Jahrbuch
der
Königl. Preussischen
Geologischen
Landesanstalt

Do
1588
XXXV
1914
Teil II

Do 1588 N,
40

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

BIBLIOTHEK
DER NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III A 5008

POLITECHNIKA GDAŃSKA
BIBLIOTEKA GŁÓWNA
EGZEMPLARZ

Jahrbuch

der

Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt

zu

Berlin

für das Jahr

1914.

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG · DER BIBLIOTHEK

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Band XXXV, Teil II.

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

Berlin.

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

1916.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
Tł. 15008

7

Inhalt.

Seite

L. Burmester: **Die Molluskenfauna des Salzbergmergels.** Hierzu Tafel 1 1

K. Fischer und W. Wenz: **Das Tertiär in der Rhön und seine Beziehungen zu anderen Tertiärablagerungen.** Hierzu Tafel 2, 1 Texttafel und 10 Textfiguren 37

E. Meyer: **Die Störungen im nordwestlichen Samlande, auf Blatt Groß-Dirschkeim.** Hierzu 2 Texttafeln und 7 Textfiguren 76

G. Dittrich: **Neue geologische Beobachtungen aus der Breslauer Gegend. 2. Neue Lößfunde nördlich der Oder bei Breslau. 3. Ein Glazialschliff bei Trebnitz.** Mit 1 Texttafel 104

Otto, Keilhack, Menzel, Jentzsch, Meyer, Tornau, Kaunhowen: **Geologische Wirkungen der Sturmflut der Jahreswende 1913/14 auf die Küsten der Ostsee.** Hierzu Tafel 3—13 111

W. Haardt: **Die vulkanischen Auswürflinge und Basalte am Killer Kopf bei Rockeskill in der Eifel.** Hierzu Tafel 14—21 . . . 177

J. Schlunck: **Zur Kenntnis des glazialen Stauseegebietes bei Lübeck.** Hierzu 1 Texttafel 254

H. Hess v. Wichdorff: **Über Strudellöcher im Flußbett der Schwarza in Thüringen und ihre gegenwärtige Entstehung.** Hierzu Tafel 22 und 23 271

E. Harbort: **Über die Gliederung des Diluviums in Braunschweig.** Hierzu Tafel 24—27 276

H. Hess v. Wichdorff: **Das masurische Interstadial.** Hierzu Tafel 28—30, 4 Texttafeln und 7 Textabbildungen 298

H. Menzel: **Über die spätglazialen Conchylien-Faunen Ostpreußens.** 354

E. Picard: **Mitteilungen über den Muschelkalk bei Rüdersdorf.** Hierzu Tafel 31 366

W. Gothan: **Über die Epidermen einiger Neuropteriden des Carbons.** Hierzu Tafel 32 373

O. v. Linstow: **Zur Altersfrage der subhercynen Braunkohlenformation.** Eine Entgegnung an Herrn H. Scupin in Halle 382

O. Tietze: **Neue Beobachtungen an den Lissaer Endmoränen.** Hierzu Tafel 33 und 34 390

O. Schneider: **Über wellenförmige Grundwasserbewegungen.** Hierzu Tafel 35 409

J. Böhm: **Über eine untersenone Fauna am Vonderberge bei Osterfeld i. W.** 418

J. Böhm: **Über die Verbreitung des Inoceramus (Volviceramus) Koeneni G. Müll.** 424

O. Hörich: **Phialophloios quadratus, eine neue Lepidophytengattung.** Mit 1 Texttafel 426

H. Müller (†): **Der tektonische Bau der Umgebung von Hechingen.** Hierzu 13 Textfiguren 432

Amtlicher Teil.

Seite

Felix Wahnschaffe † 513
Fritz Soenderop † 543
Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Aufnahmen im Jahre 1914 555
Bericht über die Tätigkeit der Königlichen Geologischen Landesanstalt im Jahre 1914 644
Arbeitsplan der Königlichen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1915 667
Personal-Bestand der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt am 31. Dezember 1914 679
Sach-Register 692
Orts-Register 709
Druckfehler und Berichtigungen 714

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Die Molluskenfauna des Salzbergmergels.

Von Herrn **Ludwig Burmester** in Berlin.

Hierzu Tafel 1.

Vorwort.

Nachdem von verschiedenen Autoren mit der Revision längst bekannter und beschriebener Emscher- und Untersenonfaunen begonnen war, schien es angebracht zu sein, auch die subhercynischen Vorkommen dieses Alters, insbesondere die »seit Alters berühmten« Salzbergmergel erneut auf ihre Einschlüsse zu untersuchen, zumal sie sich durch großen Reichtum an Fossilien auszeichnen.

Von Herrn Geh. Bergrat Prof. Dr. BRANCA wurden mir freundlichst die reichhaltigen Sammlungen der Berliner Universität, in der Hauptsache durch EWALD gesammelt, zur Bearbeitung überlassen.

Ferner hatte G. BRANDES, ein »Sohn der subhercynischen Berge«, wie er sich einmal in einem nachgelassenen Briefe bezeichnet, begonnen, diese Verhältnisse zu untersuchen und selbst viel gesammelt, bis ihn der Tod nur allzufrüh seiner Tätigkeit entriß. Die hinterlassenen Ergebnisse der paläontologischen Untersuchungen sind hier verwertet.

Außerdem wurden mir in liebenswürdigster Weise die Sammlungen der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt, von v. HAENLEIN u. A. gesammelt und z. T. bestimmt, zur Verfügung gestellt.

Bei meinem Aufenthalt in Quedlinburg habe ich mich nach Kräften bemüht, das Material zu vervollständigen. Auf die vorgenannte Weise stand mir eine Fülle von Material zu Gebote.

Beim Abschluß der vorliegenden Arbeit, welche sich auf die Mollusken beschränkt, ist es mir ein Bedürfnis, auch hier allen freundlichen Ratgebern und Helfern meinen herzlichsten Dank abzustatten.

Literatur.

Die Mergel des Salzberges bei Quedlinburg haben oft und verhältnismäßig früh die Aufmerksamkeit der Naturforscher in Anspruch genommen.

Erklärt das lebhafte Interesse sich einerseits aus dem hohen Reichtum an Fossilien, so hat andererseits ihre Lage am nördlichen Harzrande nicht wenig dazu beigetragen, da hier dem Geologen günstige Gelegenheit geboten ist, Schichten vom Zechstein bis zur Jetztzeit mit wenigen Ausnahmen kennen zu lernen.

Im Jahre 1875 faßte Brauns die früheren, weit zerstreuten Aufzeichnungen über diese Mergel in seiner Arbeit über »Die senonen Mergel des Salzbergs bei Quedlinburg« zusammen. Neben einer Beschreibung der gesamten Fauna wurde eine Parallelisierung des subhercynischen Senons mit anderen Gegenden durchgeführt.

Zwölf Jahre später gab G. Müller seinen »Beitrag zur Kenntniss der oberen Kreide am nördlichen Harzrande« heraus und erhöhte die Zahl der aus dem Salzbergmergel bekannten Formen nicht unbedeutend. Jedoch dehnte er den Begriff »Salzbergmergel« als Horizontbezeichnung ziemlich weit aus.

Seitdem sind von verschiedenen Seiten, sobald es sich um Arbeiten über Lokalitäten gleichen oder wenig verschiedenen Alters handelte, die Mergel des Salzberges oft Gegenstand von Erörterungen geworden; ich erwähne Holzapfel, Stolley, F. Sturm, Th. Wegner u. A. G. Brandes faßte 1905 seine Ansicht in einem Briefe an Herrn Prof. J. Böhm zusammen.

Von wichtigerer Literatur seit 1875, dem Erscheinungsjahr der Brauns'schen Monographie, führe ich an:

Literatur.

1877—1901. Fritsch, Studien im Gebiete der böhmischen Kreideformation.

1881. Williger, Die Löwenberger Kreidemulde. Dieses Jahrb.

1885. J. Böhm, Der Grünsand von Aachen und seine Molluskenfauna. Verhandl. Naturhist. Vereins Rheinl. u. Westf. 22.

1887. G. Müller, Beitrag zur Kenntnis der oberen Kreide am nördlichen Harzrande. Dieses Jahrb.

1887. Frech, Die Versteinerungen der unter-senonen Thonlager zwischen Suderode und Quedlinburg. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., 39.

1887. Holzapfel, Die Mollusken der Aachener Kreide. Palaeontographica 34, 35.

1889. Griepenkerl, Die Versteinerungen der senonen Kreide von Königslutter im Herzogthum Braunschweig. Palaeont. Abhandl. 4.

1891. Stolley, Die Kreide Schleswig-Holsteins. Mitt. Min. Inst. Univ. Kiel.

1891. J. Böhm, Die Kreidebildungen des Fürbergs und Sulzbergs bei Siegsdorf in Oberbayern. Palaeontographica 38.

1895. Vogel, Beiträge zur Kenntniss der holländischen Kreide. Leiden.

1896. Stolley, Einige Bemerkungen über die obere Kreide, insbesondere von Lüneburg und Lägerdorf. Archiv Anthrop. u. Geol. Schleswig-Holsteins. 1. I, S. 39.

1897. Stolley, Über die Gliederung des norddeutschen und baltischen Senon, sowie die dasselbe charakterisirenden Belemniten. Ebendort, 2.

1897. G. Müller, Bemerkungen zur Gliederung des Senon am nördlichen Harzrande. Dieses Jahrbuch 18.

1898. G. Müller, Die Molluskenfauna des Untersenon von Braunschweig und Ilsede. I. Lamellibranchiaten und Glossophoren. Abhandl. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. 25.

1898. Stolley, Zur Gliederung des Senon am Harzrande. Archiv Anthrop. u. Geol. Schleswig-Holsteins, 3.

1899—1903. Woods, A Monograph of the cretaceous Lamellibranchia of England. 1. Palaeontographical society. London.

1900. G. Müller, Gliederung der *Actinocamax*-Kreide im nordwestlichen Deutschland. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 52.

1900. Wollemann, Die Fauna des Senons von Biewende bei Wolfenbüttel. Dieses Jahrb., 21.

1900. Sturm, Der Sandstein von Kieslingswalde in der Grafschaft Glatz und seine Fauna. Ebendort.

1902. Wollemann, Die Fauna der Lüneburger Kreide. Abhandl. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. N. F. 37.

1904. Wollemann, Die Fauna des Untersenons von Querum bei Braunschweig. Centralbl. f. Min.

1905. Wegner, Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., 57.

1905. Brandes, Bemerkungen zu Herrn Th. Wegner's Aufsatz: Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes. Ebendort.

1906. G. Müller und A. Wollemann, Die Molluskenfauna des Untersenon von Braunschweig und Ilsede. II. Die Cephalopoden. Abhandl. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. 47.

1908. Schröder, Blatt Harzburg. Erläut. Geol. Karte Preußen usw. Lief. 100.

Geologischer Teil.

Die Horizontbezeichnung »Salzbergmergel« verdankt ihren Namen dem im Südwesten der Stadt Quedlinburg gelegenen Salzberge, der von allen Örtlichkeiten, wo diese Mergel auftreten, wohl am frühesten und bis heute am besten bekannt geworden ist.

Der eigentliche Salzberg ist ein Glied des nördlichen Flügels der Blankenburger Mulde resp. des Südflügels des Quedlinburger Aufbruchsattels. Durch Straßenbau vorzüglich aufgeschlossen, zeigen die nicht sehr festen Mergel, welche von etwa 10 z. T. recht harten, eisenschüssigen Bänken durchzogen sind, ein Einfallen von 28° gegen den Harz und ein Streichen von WNW — OSO. Die eben erwähnten Bänke werden bis zu 1 m mächtig uud widerstehen der Verwitterung besser als ihre übrigens mächtigeren Zwischenmittel. Das Gesteinsmaterial sieht bei beiden gelbbraun, rostfarbig, oft ins Graue übergehend aus. Unter der untersten Bank stellen sich weiche, graue, mehr oder minder tonige Mergel ein, die unter der Bedeckung von jüngeren Bildungen bald verschwinden.

Der Salzberg selbst, der nach OSO durch das Bodequertal abgeschnitten wird, setzt einige 100 m in dem angegebenen Streichen nach WNW bis zu einem Einschnitt ins Feld hinein fort, und die Mergel dieses Hügels wären im strengsten Sinne des Wortes die »Salzbergmergel«.

Allein es zeigt sich, daß diese Mergel in langem Zuge mit gleichem Streichen die Gegend durchlaufen und sich bis südlich vom Langenstein verfolgen lassen. Freilich kommen kleine Querverwerfungen vor, deren Richtung bei Westerhausen durch den Zapfenbach, beim Langenstein durch den Goldbach in kleinen Quertälern verfolgt wird. Westlich von Westerhausen wird das Einfallen flacher, demgemäß das Ausstreichen breiter: wir nähern

uns dem westlichen Rande der Mulde. Bald hinter dem Goldbachtale tauchen die Mergel unter diluviale Bildungen unter.

Mit Recht hat Brauns den ganzen, soeben beschriebenen Zug in seiner Arbeit als Salzbergmergel zusammengefaßt.

Am rechten, dem östlichen Rande des Bodequertales treffen wir Salzbergmergel wieder an; aber bald verschwinden sie auch hier unter diluvialer Kiesdecke, um erst am »Ochsenkopf« wieder aufzutauchen und etwa in der Richtung auf Hoym ostsüdöstlich fortzustreichen.

Gehörten die bis jetzt bezeichneten Punkte dem Nordflügel der Blankenburger Mulde an, so finden wir Salzbergmergel auf dem Südflügel, im Osten angefangen, im Hohlwege nördlich der »Kleinen und Großen Gegensteine« von Ballenstedt. Weiter westlich folgt der Schierberg bei Rieder, dann eine Strecke Diluvialdecke, und erst bei Neinstedt am Landgraben treten unsere Mergel wieder auf, eine Fülle von Fossilien u. a. auch pflanzliche Reste bergend.

Weiterhin westlich der Bode finden sich am Südfuße der von Granulatus-Quader gebildeten Teufelsmauer nur spärliche Reste von Salzbergmergeln. Das letzte Auftreten zeigt sich im Süden von Heimburg.

Bei diesen Gliedern des südlichen Muldenflügels, bei denen von ruhiger Lagerung wie beim Nordflügel nicht die Rede ist, finden wir stets steile Aufrichtung. Sie bilden einen Teil der »Aufrichtungszone« und erscheinen als gelblich braune, sandige Mergel mit festeren Bänken, also wie die höheren Schichten des eigentlichen Salzberges.

Die liegenden und hangenden Schichten des Salzbergmergels beobachten wir am besten am Salzberg selbst, wo sie zugleich mit ihm durch Straßenbau vorzüglich aufgeschlossen sind.

Im Liegenden folgt eine »Lücke, welche horizontal 200 m beträgt« (Brauns). Dann steht der Involutus-Quader an, einen ähnlichen Hügelzug wie der Salzbergmergel bildend und etwa 20 m mächtig.

Im Hangenden folgen helle, teilweise eisenschüssige Sandsteine, durchsetzt von Letten und Tonen: der Granulatus-Quader; die diese Sandsteine unterlagernden grauen, tonigen, glaukonitischen Mergel sind noch zum Salzbergmergel zu rechnen. Ein Einschlag, den Brandes machte, zeigte, daß die Mergel noch ziemlich weit nach dem Hangenden fortsetzen.

Das typische Auftreten der Salzbergmergel ist folgendes:

Graue, tonige, glaukonitische Mergel,

Wechsellagernde, lose und feste Bänke, durch Verwitterung gelblich braun geworden.

Graue, mergelige Tone.

Wenn wir am Harzrande diese hangenden und liegenden grauen Mergel und Tone nicht finden, so mögen sie in dieser Zone des größten Druckes, ohne den Halt der festen Bänke, teilweise ausgequetscht, teilweise in ihrem ganzen Ausgehenden durch Verwitterung umgewandelt sein, da ihnen bei der steilen Stellung der Schutz der überlagernden Schichten fehlte.

Ich gebe zum Schluß eine Liste der wichtigsten Fundorte für die Salzbergmergel der Blankenburger Mulde:

Quedlinburg:	»Ochsenkopf« im Südosten,
	Salzberg,
	Einschnitt im Felde,
	Tannenhügel,
	Muschelberg,
	Hohlweg.
Langenstein:	Waldrand,
	Berg im Felde.
Brockenstedt:	Mühle,
	Weg nach Langenstein.
Heimburg:	Südlich vom Dorf.
Blankenburg:	Südlich der Teufelsmauer.
Warnstedt:	Am alten Fußwege.
Neinstedt:	Am Landgraben.

Rieder: Am Schierberg.
Ballenstedt: Kleiner Hohlweg nördlich der Gegensteine.

Die vorliegende Arbeit bezieht sich nur auf die Mergel der Blankenburger Mulde, die man vielleicht der erweiterten Fassung des Begriffs »Salzbergmergel« bei G. Müller u. A. gegenüber als »Salzbergmergel im engeren Sinne« bezeichnen könnte.

Paläontologischer Teil.

Die Fossilien des Salzbergmergels setzen durch ihre Erhaltungsweise der Bestimmung große Schwierigkeiten entgegen. Außer einigen Schnecken, Ostreen und Anomien, deren Schale erhalten ist, liegen durchweg Steinkerne vor. Bei dünnschaligen Formen genügen diese durchaus; bei dickschaligen erleidet indessen die Skulptur schon Veränderungen. Dagegen sind Veneriden, Cardien und ähnliche Muscheln ohne Kenntnis des Schlosses nicht zu bestimmen.

Bei den Gastropoden fehlt beispielsweise fast ausnahmslos die Embryonalwindung; außerdem ist die Mundöffnung oft sehr beschädigt.

Unter diesen Umständen habe ich davon abgesehen, meine Bestimmungen sämtlich durch Abbildungen zu belegen. Da wir aber von anderen Seiten neuere Arbeiten mit z. T. vortrefflichen Abbildungen von auch im Salzbergmergel auftretenden Formen besitzen, so habe ich Wert darauf gelegt, bei der Aufzählung der Arten die passendste Figur anzugeben.

Ferner konnte auf die Besprechung der meisten Formen um so eher verzichtet werden, als sie von anderen Lokalitäten oft schon eingehender besprochen sind. Wo Bemerkungen angebracht schienen, finden sie sich neben den Beschreibungen neuer Arten im Anhang des Verzeichnisses vor.

Artenverzeichnis.

(Die mit * bezeichneten Arten sind im Anhang besprochen.)

Artname	Abbildung	Älter als Emscher	Harzrand		Aachen		Westfalen				Querum	Braunschweig u. Ilsede	Lüneburg	Kieslingswalde	Löwenberg	Chlomeck	Gosau
			Emscher	Senon	Aachener Sand	Grünsand	Emscher	Z. d. *Inoceramus cardissoides*	Z. d. *Uintacrinus westfalicus*	Z. d. *Marsupites ornatus*							
Lamellibranchiata.																	
1. *Avicula caudigera* Zitt. . .	Holzapfel, Aachen, t. 27, f. 19 .	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+
2. » *glabra* Reuss . . .	Geinitz, Elbtalgebirge I, t. 46, f. 7	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
3. » *lobata* G. Müller .	Harzrand, t. 16, f. 1	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
4. » *modioliformis* J. Müll.	Holzapfel, Aachen, t. 25, f. 23, 24	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
5. *Pinna cretacea* Schloth. . .	Wegner, Granulatenkreide S. 157 .	+	.	+	.	+	.	.	+	.	.	+	.	+	.	+	+
6. » *quadrangularis* Goldf. .	Wegner, » S. 155, Textf. 3	+	.	+	.	.	.	.	.	+	.	+	.	.	.	.	.
7. *Stegoconcha Neptuni* Goldf.	G. Müller, Ilsede, t. 6, f. 4, 5 . .	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	+	.	.	.
8. *Gervillia solenoides* Defr. .	Holzapfel, Aachen, t. 24, f. 11, 13	+	+	+	.	+	+	.	.	.	.	+	.	+	+	+	+
9. » *triloba* A. Römer .	Nordd. Kreide t. 8, f. 13	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
10. *Perna lanceolata* Geinitz . .	Charakt. t. 21, f. 18	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
11. *Inoceramus balticus* J. Böhm	Subherzyne Kreidemulde I t. 11, f. 2	.	+	+	+	+	.	.	+	.	+	+	.	.	.	.	+
12. » *bilobatus* G. Müller	Harzrand t. 18, f. 2	.	+	.	.	.	.	.	?	+	.	+	.	.	.	.	.
13. » *J. Böhmi* G. Müller	Ilsede t. 5, f. 7	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	+	.	.	.	.	.
14. » *cardissoides* Goldf.	G. Müller, Ilsede, S. 44, Textf. 11	.	.	+	.	.	+	+	.	.	+	+	+	.	.	.	.
15. *Inoceramus Koeneni* G. Müller	Harzrand t. 17, f. 1	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
16. » *simplex* Stoliczka	Cret. Pel. of. India, t. 28, f. 3, 4 .	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
17. » *lobatus* Münst. .	G. Müller, Ilsede S. 43, Textf. 10	.	.	+	+	.	.	?	+	.	.	.	+	?	.	.	.
18. » *sinuatus* v. Haenlein	Zeitschr. nat. Ver. Harzes X, S. 118	.	?	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
19. » *subcardissoides* Schlüter	Palaeontographica XXIV, t. 37 . .	.	+	.	.	.	+	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.
20.[1]) *Volviceramus involutus* Sow.*	Min. Conch. t. 583	.	+	.	.	.	+	.	.	.	.	.	+	+	.	+	.
21. *Lima aspera* Mantell . . .	G. Müller, Ilsede t. 4, f. 8 . . .	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
22. » *canalifera* Goldfuss .	Petr. Germ. II, t. 104, f. 1 . . .	+	+	.	.	.	.	.	.	+	.	+	.	+	+	+	.
23. » *granulata* Nilsson . .	G. Müller, Ilsede t. 4, f. 6 . . .	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	+	.	.
24. » *cf. Mantelli* Goldfuss .	Petr. Germ. II, t. 104, f. 9 a, b. .	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
25. » *pseudocardium* Reuss .	Böhm. Kreideform. II, t. 38, f. 2, 3	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
26. » *semisulcata* Nilss. . .	Goldfuss, Petr. Germ. II. t. 104, f. 1	.	+	+	.	.	.	.	.	+	.	+	.	+	.	+	.
27. *Pecten dentatus* Nilss. . .	G. Müller, Ilsede. t. 5, f. 3—5 .	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+	+	.	.	.	.	.
28. » *fulminifer* Holzapfel	Aachen, t. 26, f. 14, 15	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
29. » *laevis* Nilss. . . .	Holzapfel, Aachen, t. 26, f. 4 . .	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+
30. » *laminosus* Goldf. (non Mantell)	Holzapfel, p. 231	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
31. » *Nilssoni* Goldfuss .	Petr. Germ., II, t. 99, f. 8 . . .	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
32. » *septemplicatus* Nilss.	G. Müller, Iselde, t. 5, f. 2 . . .	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	+	.	.	.	.	+
33. » *virgatus* Nilss. . .	Holzapfel, Aachen, t. 26, f. 7—9 .	+	+	+	.	+	+	.	.	+	.	+	.	+	+	+	+
34. *Vola quadricostata* Sow. . .	G. Müller, Ilsede, t. 4. f. 9, 10 .	+	+	+	.	+	+	.	.	+	.	+	.	+	+	+	+
35. *Spondylus spinosus* Sow. sp.	Holzapfel, Aachen, t. 27, f. 12 .	+	+	.	?	+	.	.	+	+	.	+	.	.	.	.	.
36. *Anomia lamellosa* A. Roem. .	Holzapfel, » , t. 26, f. 23—25	.	.	+	.	+	.	.	.	+	.	.	.	+	.	.	.
37. » *subtruncata* d'Orb. .	Wegner, Granulatenkreide, t. 7, f. 5, 6	.	.	.	.	+	.	.	.	+	.	.	.	+	.	.	+

[1]) Fraglich.

Artname	Abbildung	Älter als Emscher	Harzrand		Aachen		Westfalen				Querum	Braunschweig u. Ilsede	Lüneburg	Kieslingswalde	Löwenberg	Chlomeck	Gosau
			Emscher	Senon	Aachener Sand	Grünsand	Emscher	Z. d. *Inoceramus cardissoides*	Z. d. *Uintacrinus westfalicus*	Z. d. *Marsupites ornatus*							
38. *Placunopsis undulata* J. Müll. sp.	Holzapfel, Aachen, t. 26, f. 21, 22	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
39. *Exogyra haliotoidea* Sow. sp.	Wegner, Granulatenkreide, Textf. 14	.	.	.	.	.	.	.	+	+	.	+	.	.	.	.	.
40.? » *laciniata* Nilss.	Goldfuss, Petr. Germ. I, t. 8, f. 2	.	.	.	.	+	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.
41. » *lateralis* Nilss.	G. Müller, Ilsede, t. 3, f. 2	+	+	.	.	.	.	+	+	+	+	+	.	.	.	.	.
42. » *sigmoidea* Reuss	Böhm. Kreideform. II, t. 27, f. 1—4	.	.	.	!	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
43. *Gryphaea vesicularis* Lam.	G. Müller, Ilsede, t. 3, f. 10—15, t. 4, f. 1, 2	+	.	.	.	+	.	+	+	+	+	+	.	.	.	.	+
44. *Ostrea armata* Goldf.	Wegner, Granulatenkreide, Textf. 11, 12	.	.	.	.	+	.	.	.	+	.	.	.	.	?	.	.
45. » *Boucheroni* Coqu.	G. Müller, Ilsede, t. 3, f. 5—9	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	+	.	.	.
46. » *Bronni* J. Müll.	Holzapfel, Aachen, t. 21, f. 3, 7	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
47. » *diluviana* L.	G. Müller, Ilsede, t. 2, f. 1—3	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	+	.	.	.	.	.
48. » *Merceyi* Coqu.	Holzapfel, Aachen, t. 28, f. 4	.	.	.	.	+	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.
49. « *proteus* Reuss	Böhm. Kreideform. II, t. 27, f. 12—17	.	?	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
50. » *semiplana* Sow. sp.	Wegner, Granulatenkreide, Textf. 10	+	+	+	.	+	.	+	?	+	+	+	+	.	+	.	.
51. *Myoconcha spathulata* Geinitz	Charakter., t. 21, f. 7	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
52. *Septifer lineatus* Sow. sp.	Holzapfel, Aachen, t. 25, f. 10—13	+	.	.	.	+	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
53. » *tegulatus* J. Müll.	Holzapfel » , t. 25, f. 1—9	+	.	+	.	+	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.

54. *Modiola capitata* Zittel	G. Müller, Ilsede, t. 7, f. 1	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	+	.	.	.	.	+
55. » *concentrica* Münst.	Goldfuss, Petr. Germ., I, t. 138, f. 5	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
56. » *flagellifera* Forbes	Sturm, Kieslingswalde, t. 11, f. 5	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	+	+
57. » *radiata* Münst.	Holzapfel, Aachen, t. 25, f. 10, 13	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	+
58. » *siliqua* Math.	G. Müller, Ilsede, t. 5, f. 15	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	+
59. » *typica* Forbes	Zittel, Gosaubivalven II, t. 11, f. 5	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+
60. *Leda Försteri* J. Müll.	G. Müller, Ilsede, Textf. 14	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
61. » *porrecta* Reuss	Böhm. Kreidef., t. 34, f. 12, 13	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
62. » *siliqua* Goldfuss	Petr. Germ. II, t. 125, f. 13	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
63. *Nucula pulvillus* J. Müll.	Holzapfel, Aachen, t. 21, f. 7, 8	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
64. » *tenera* J. Müll.	Holzapfel, » , t. 16, f. 9—12	.	.	+	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
65. *Arca radiata* Münst.	Brauns, Salzbergmergel, S. 384	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
66. » *undulata* Reuss	G. Müller, Ilsede, t. 7, f. 4	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	+	.	.	.
67. *Cucullaea gosaviensis* Zittel	Gosaubivalven, t. 10, f. 4	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
68. » *striatula* Reuss	G. Müller, Ilsede, t. 7, f. 6	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
69. » *subglabra* d'Orb.	Holzapfel, Aachen, t. 19, f. 11—15	+	+	+	.	+	.	.	+	+	.	.	.	+	.	+	+
70. *Isoarca hercynia* Brauns	Salzbergmergel, S. 382	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
71. » *lunulata* A. Roemer	Nordd. Kreidegeb., t. 9, f. 5	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
72. *Pectunculus decussatus* A. Roem.	» » , S. 69	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
73. » *Geinitzi* d'Orb.	Holzapfel, Aachen, t. 24, f. 1—10	+	+	+	+	+	.	.	.	.	.	.	.	+	+	+	+
74. *Trigonocoelia galeata* J. Müll. sp.	Holzapfel, » , t. 23, f. 3—5	.	.	+	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
75. *Trigonia glaciana* Sturm*	Kieslingswalde, t. 6, f. 5	.	+	+	.	.	.	.	.	+	.	.	.	+	+	.	+
76. *Astarte similis* Münst.*	Holzapfel, Aachen, t. 19, f. 11—15	.	.	+	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+

Artname	Abbildung	Älter als Emscher	Harzrand		Aachen		Westfalen				Querum	Braunschweig u. Ilsede	Lüneburg	Kieslingswalde	Löwenberg	Chlomeck	Gosau
			Emscher	Senon	Aachener Sand	Grünsand	Emscher	Z. d. *Inoceramus cardissoides*	Z. d. *Uintacrinus westfalicus*	Z. d. *Marsupites ornatus*							
77. *Eriphyla lenticularis* Goldf. sp.	Holzapfel, Aachen, t. 14, f. 4—7	+	.	+	+	+	.	.	.	.	.	+	.	+	+	+	+
78. *Crassatella arcacea* A. Roem.	Holzapfel, » , t. 20, f. 1—5, 7, 8	.	+	+	+	+	.	.	.	.	.	+	.	.	+	.	.
79. *Crassatella subarcacea* J. Böhm	Holzapfel, » , t. 20, f. 6	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
80. *Isocardia Zitteli* Holzapfel	Holzapfel, » , t. 15, f. 2—4	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.
81. *Cardium deforme* Geinitz	Elbtalgebirge II, t. 18, f. 8	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
82. » *Noeggerathi* J. Müll.	Holzapfel, Aachen, t. 18, f. 3, 4	.	.	+	.	+	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
83. *Cardium Ottonis* Gein.	Sturm, Kieslingswalde, t. 6, f. 8	.	+	+	.	+	.	.	.	.	.	.	.	+	+	+	+
84. *Granocardium productum* Sow.	Holzapfel, Aachen, t. 17, f. 1—5	.	+	+	.	+	.	.	.	.	.	+	.	+	+	+	+
85. *Protocardia hillana* Sow.	Sturm, Kieslingswalde, t. 7, f. 2	+	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+	+	+
86. *Cypricardia trapezoidalis* A. Roem.	Sturm, » , t. 7, f. 5	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	+	.	+	.
87. *Cypricardia tricarinata* A. Roem.	G. Müller, Ilsede, t. 8, f. 9	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
88. *Venilicardia van Reyi* Bosq.	G. Müller, » , t. 9, f. 11	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	+	.	+	.	+	.
89. *Cyprimeria Geinitzii* J. Müll. sp.	Holzapfel, Aachen, t. 12, f. 1—4	.	.	+	.	+	.	.	.	.	.	.	.	+	.	+	.
90. *Cytherea ovalis* Goldf.	G. Müller, Ilsede, t. 9, f. 15	.	+	+	.	+	.	.	.	.	.	+	.	+	+	+	.

91. » *plana* Sow.	Holzapfel, Aachen, t. 13, f. 16—18	.	.	.	+	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
92. » *tumida* J. Müll. sp.	Holzapfel, » , t. 12, f. 9—12	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
93. *Tapes faba* Sowerby	Min. Conch. VI, t. 567, f. 1—3	+	+	+	.	+	.	.	.	.	.	.	.	+	+	+	.
94. » *subfaba* d'Orb.	G. Müller, Ilsede, t. 9, f. 10	.	.	.	.	?	.	.	.	.	.	+	.	+	.	+	.
95. » *fragilis* d'Orb.	Holzapfel, Aachen, t. 13, f. 6	+	+	+	+	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	+
96. *Tellina bicarinata* Brauns sp.	Salzbergmergel, t. 9, f. 9	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
97. » *costulata* Goldf.	Holzapfel, Aachen, t. 11, f. 11—16	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	+	+	.	.
98. » *Mülleri* Holzapfel	Holzapfel, » , t. 8, f. 1	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
99. » *Renauxii* Math.	Holzapfel, » , t. 11, f. 4, 5	.	.	+	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
100. » *strigata* Goldf.	Holzapfel, » , t. 11, f. 6—10	.	.	+	+	+	.	.	.	.	.	.	.	+	?	+	.
101. » *subdecussata* A. Roem.	G. Müller, Ilsede, t. 9, f. 9	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+	.	.	.	.	.
102. *Psammobia semicostata* A. Roemer	Nordd. Kreidegeb., t. 9, f. 21	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
103. *Pharella compressa* Goldf. sp.	Holzapfel, Aachen, S. 128	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
104. *Siliqua concentristriata* G. Müller	Ilsede, t. 10, f. 5	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
105. *Siliqua sinuosa* G. Müller	» , t. 10, f. 6	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	+	.	.	.	.	.
106. *Mactra angulata* Sow. (non J. Müll.)	Sturm, Kieslingswalde, t. 8, f. 1	+	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	+	.	.	.
107. *Ceromya isocardioides* Sturm	Sturm, » , t. 8, f. 2	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+	.	.
108. *Deltamya J. Böhmi* nov. subgen. nov. spec.*	S. 22, t. 1, f. 1, 1a, 2	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
109. *Glycimeris gurgitis* Brongn. sp. (non Goldf.)	G. Müller, Ilsede, t. 10, f. 4	+	+	+	+	.	.	.	.	.	.	+	.	+	+	+	.
110. *Goniomya consignata* A. Roem. (non Goldf.)	G. Müller, » , t. 10, f. 7	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
111. *Goniomya designata* Goldf.	Sturm, Kieslingswalde, t. 8, f. 4	+	+	+	.	+	.	.	.	+	.	.	.	+	.	.	.

Artname	Abbildung	Älter als Emscher	Harzrand		Aachen		Westfalen				Querum	Braunschweig u. Ilsede	Lüneburg	Kieslingswalde	Löwenberg	Chlomeck	Gosau
			Emscher	Senon	Aachener Sand	Grünsand	Emscher	Z. d. *Inoceramus cardissoides*	Z. d. *Uintacrinus westfalicus*	Z. d. *Marsupites ornatus*							
112. *Goniomya Sterni* G. Müller	Ilsede, t. 10, f. 8	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
113. *Panopaea Astieriana* d'Orb.	Terr. crét., t. 359, f. 3, 4; non Brauns, Salzberg, t. 8, f. 8	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
114. » *tricypha* Wegner sp.	Granulatenkreide, t. 9, f. 1	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.
115. *Pholadomya desussata* Mant. (non Ag.)	G. Müller, Ilsede, t. 10, f. 3	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
116. *Pholadomya elliptica* Münst. (non Goldf.)	Sturm, Kieslingswalde, t. 8, f. 9	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+	+	.
117. *Pholadomya Esmarki* Nilss.	Holzapfel, Aachen, t. 14, f. 1, 2	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
118. » *nodulifera* Münst.	Holzapfel, » , t. 15, f. 1	.	.	.	.	+	.	.	.	+	.	.	.	.	+	.	.
119. » *umbonata* A. Roemer	Nordd. Kreidegeb., t. 10, f. 6	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
120. *Anatina lanceolata* Gein.	Sturm, Kieslingswalde, t. 8, f. 10	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.
121. *Liopistha aequivalvis* Goldf. sp.	Holzapfel, Aachen, t. 9, f. 4	+	+	+	.	+	.	.	.	.	.	+	.	+	+	+	.
122. *Lyonsia carinifera* Sow.	Brauns, Salzbergmergel, t. 10, f. 18, 19	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+	.	.
123. *Corbula substriatula* d'Orb.	Holzapfel, Aachen, t. 10, f. 1—5	.	.	+	.	+	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.
124. ? *Gastrochaena amphisbaena* Goldf.	G. Müller, Ilsede, t. 10, f. 9	+	+	.	.	+	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
125. *Gastrochaena Mosae* Montf.	Brauns, Salzbergmergel, S. 357	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
126. *Clavagella* cf. *elegans* J. Müll.	Sturm, Kieslingswalde, t. 9, f. 2	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	+	.	+	.	.	.

127. *Clavagella Cammereri* Brauns	Salzbergmergel, t. 8, f. 8	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
128. *Pholas* spec. indet.	Holzapfel, Aachen, t. 8, f. 1, 2	.	.	.	.	?	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
129. *Teredo voracissima* J. Müll. sp.	Holzapfel, » , t. 9, f. 2	.	.	.	+	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.
Scaphopoda.																		
130. *Dentalium alternans* J. Müll.	Holzapfel, » , t. 20, 7, 9	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.
131. » *polygonum* Reuss	Böhm. Kreideform. 1, t. 2, f. 5	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Gastropoda.																		
132. *Patella Brancai* Brandes*	S. 23, t. 1, f. 10, a	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	?	.	.	.	.	.	.
133. *Patella corrugatoides* Brandes*	S. 24, t. 1, f. 3, a.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
134. *Patella* spec. indet. Brandes*	S. 24, t. 1, f. 4, a.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
135. *Patella orbis* A. Roemer	Nordd. Kreidegeb, t. 11, f. 1	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
136. *Acmaea* spec. indet. Brandes*	S. 25	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
137. *Pleurotomaria granulifera* Münst.	G. Müller. Ilsede, t. 11, f. 10—13	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+	.	.	.	.	.	.
138. *Pleurotomaria regalis* A. Roem.	G. Müller, » , t. 11, f. 7, 8	.	+	.	.	.	+	+	.	+	.	+	.	.	.	.	.	.
139. *Turbo Nilssoni* Münst.	G. Müller, » , t. 12, f. 13, 14, 17, 18	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.
140. *Delphinula tricarinata* A. Roem.	Wegner, Granulatenkreide, S. 200	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.
141. *Trochus Basteroti* Brongn.	Brauns, Salzbergmergel, S. 355.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
142. » *planatus* A. Roemer	Nordd. Kreidegeb., t. 12, f. 8	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.

Artname	Abbildung	Älter als Emscher	Harzrand		Aachen		Westfalen				Querum	Braunschweig u. Ilsede	Lüneburg	Kieslingswalde	Löwenberg	Chlomeck	Gosau
			Emscher	Senon	Aachener Sand	Grünsand	Emscher	Z. d. *Inoceramus cardissoides*	Z. d. *Uintacrinus westfalicus*	Z. d. *Marsupites ornatus*							
143. *Xenophora onusta* Nilss. sp.	Holzapfel, Aachen, t. 14, f. 28	.	..	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
144. *Neritopsis costulata* A. Roemer	Nordd. Kreidegeb., t. 12, f. 12	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
145. *Nerita rugosa* Höngh	» » , t. 12, f. 16	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
146. *Solarium* sp. indet.		.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
147. *Capulus* spec. indet. Brandes*	S. 25, t. 1, f. 7, a.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
148. *Damesia cretacea* J. Müll. sp.	Holzapfel, Aachen, t. 18, f. 1	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
149. *Amauropsis exaltata* Goldf. sp.	G. Müller, Ilsede, t. 13, f. 15, 16	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
150. *Gyrodes acutimargo* A. Roem. sp.	Holzapfel, Aachen, t. 14, f. 27	+	+	+	.	+	.	.	?	.	.	.	.	+	+	+	+
151. *Gyrodes unicarinata* Geinitz	Charakter., t. 18, f. 17	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	+	.
152. *Natica bulbiformis* Frech	Sturm, Kieslingswalde, t. 4, f. 4	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+	+	+
153. » *vulgaris* Reuss	G. Müller, Ilsede, S. 103	+	+	+	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
154. *Scalaria decorata* A. Roem	G. Müller, » , t. 13, f. 3	.	.	.	.	+	.	.	.	+	.	+	.	.	.	.	.
155. *Turritella alternans* A. Roem.	Holzapfel, Aachen, t. 16, f. 1–8	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
156. » *nerinaea* A. Roemer	Nordd. Kreidegeb., t. 11, f. 21	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+	+	.
157. » *nodosa* A. Roem.	Holzapfel, Aachen, t. 16, f. 11, 13-19	+	+	+	.	+	+	.	.	.	.	+	.	+	.	+	.
158. » *sexlineata* A. Roem.	Holzapfel. » , t. 16, f. 24-26	.	.	+	.	+	.	.	.	+	.	+	.	+	+	+	.
159. » *quadricincta* Goldf.	G. Müller, Ilsede, t. 13. f. 6	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
160. *Pyrgulifera Neumayri* Holzapfel	Aachen, t. 15. f. 3, 4; t. 21, f. 6	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
161. *Cerithium binodosum* A. Roem.	Holzapfel, Aachen, t. 13, f. 10—14	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
162. » *Luschitzianum* Gein.	Charakter., t. 18, f. 21	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
163. *Aporrhais granulata* Sow. sp.	G. Müller, Ilsede, t. 15, f. 18	.	.	+	.	+	.	.	.	.	.	+	.	+	.	.	.
164. *Aporrhais nagorzanyensis* Favre	G. Müller, » , t. 15, f. 5	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	?	.	.	.	.	.
165. *Aporrhais Nilssoni* J. Müll. sp.	G. Müller, » , t. 14, f. 20	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
166. *Aporrhais stenoptera* Goldf. sp.	Holzapfel, Aachen, t. 12, f. 1—3	.	.	.	.	+	+	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
167. *Lispodesthes Bodei* G. Müller	Ilsede, t. 12, f. 12—14	.	.	.	.	.	+	+	.	.	.	+	.	+	.	+	.
168 » *Schlotheimi* A. Roem. sp.	Holzapfel, Aachen, t. 12, f. 13	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	+	+	.	.	.	.
169. *Mesostoma Beyrichi* Holzapfel sp.	Holzapfel, » , t. 14, f. 8	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
170. *Buccinum productum* Reuss	Böhm. Kreideform, I, t. 10, f. 18	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
171. *Fusus Buchi* J. Müll. sp.	Holzapfel, Aachen, t. 10, f. 9—12	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
172. » *Gageli* G. Müller	Ilsede, t. 15, f. 15, 16	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
173. » *Koninckii* Binckhorst	Mon. d. Gastr. et Ceph. du Limbourg, t. 1, f. 10	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
174. » *Renauxianus* d'Orb.	G. Müller, Harzrand, p. 442	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+
175. *Hemifusus coronatus* A. Roem. sp.	Sturm, Kieslingswalde, t. 5, f. 8	.	.	+	.	+	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.
176. *Pyrula subcostata* d'Orb.	Sturm, » , t. 5, f. 5	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	+	.
177. *Tudicla cancellata* Sow.	Sturm, » , t. 5, f. 7	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	+	.	.	.
178. » *planulata* Nilsson (non Roem.)	Petr. Suec., t. 3, f. 5	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
179. *Palaeatractus minimus* Höngh. sp.	Holzapfel, Aachen, S. 462	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.

Artname	Abbildung	Älter als Emscher	Harzrand		Aachen		Westfalen				Querum	Braunschweig u. Ilsede	Lüneburg	Kieslingswalde	Löwenberg	Chlomeck	Gosau
			Emscher	Senon	Aachener Sand	Grünsand	Emscher	Z. d. *Inoceramus cardissoides*	Z. d. *Uintacrinus westfalicus*	Z. d. *Marsupites ornatus*							
180. *Ficulomorpha elongata* Sow.	Sturm, Kieslingswalde, t. 5, f. 6	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	+	.	.	+
181. » *pyruliformis* J. Müll sp.	Holzapfel, Aachen, S. 101	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
182. *Volutilithes subsemiplicata* d'Orb. sp.	G. Müller, Ilsede, t. 16, f. 18—21	.	.	.	.	+	.	+	.	.	.	+	.	.	.	.	.
183. » *canalifera* Favre	G. Müller, » , t. 16, f. 13, 14	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
184. » *subgranulosa* G. Müller	G. Müller, » , t. 11, f. 3	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
185. » *suta* Goldf.	G. Müller, » , t. 16, f. 11	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
186. *Actaeon ovum* Dujardin	G. Müller, » , t. 17, f. 14 u. 15	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
187. *Actaeonina Binckhorsti* Holzapfel	Aachen, t. 6, f. 18	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
188. *Actaeonina doliolum* J. Müll. sp.	Holzapfel, Aachen, t. 3, f. 11	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
189. *Cinulia Humboldti* J. Müll. sp.	G. Müller, Ilsede, t. 17, f. 9—11	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	+	.	+	.	+	.
190. *Anisomyon elegantissimus* Brandes*	S. 26, t. 1, f. 8, a	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
191. *Anisomyon* spec. indet. Brandes*	S. 29, t. 1, f. 9	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
192. *Brunonia irregularis* G. Müller sp.	S. 25, t. 1, f. 6, a, b; Ilsede, t. 18, f. 4—6	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
Cephalopoda.																	
193. *Nautilus leiotropis* Schlüter	Cephalopoden, t. 48, f. 1, 2	.	+	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
194. » *sublaevigatus* d'Orb.	Wegner, Granulatenkreide, t. 1, f. 4	.	.	.	.	.	+	+	+	+	.	.	.	.	.	.	.
195. *Anisoceras armatum* Sow.	Stoliczka, Cret. Ceph. of. India. t. 82, f. 1	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
196. *Baculites anceps* Lam.	G. Müller u. Wollemann, Braunschweig, t. 2, f. 2—5	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	+	.	.	+
197. » *incurvatus* Dujardin	Ebenda, S. 5	.	+	+	.	+	+	+	+	.	.	+	.	+	+	+	.
198. » *rotundus* Reuss	Böhm. Kreidef., t. 7, f. 4	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
199. *Turrilites varians* Schlüter	Cephalopoden, t. 35, f. 11—13	.	+	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	+	.	+	.
200. *Desmoceras mengedense* Schlüter	» , t. 40, f. 9, 10	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
201. *Hauericeras clypeale* Schlüt.	Brauns, Salzbergmergel, t. 8, f. 1—3	.	+	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.
202. » *pseudogardeni* Schlüt.	G. Müller u. Wollemann, Braunschweig, t. 4, f. 1—4	.	.	.	.	.	.	+	.	+	.	+	.	.	.	.	.
203. *Placenticeras syrtale* Morton	Schlüter, Cephalopoden, t. 14, f. 1—10; t. 15, f. 1—5	.	.	.	.	?	+	.	.	.	.	.	.	+	.	+	.
204. *Scaphites aquisgranensis* Schlüt.	Ebenda, t. 24, f. 4—9	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
205. *Scaphites cf. binodosus* A. Roemer	G. Müller u. Wollemann, Braunschweig, t. 9, f. 4—6; t. 10, f. 4	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	?	.	+	.
206. *Scaphites hippocrepis* Dekay	Holzapfel, Aachen, t. 5, f. 3	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
207. *Toxoceras cf. turoniense* Schlüter	Cephalopoden, t. 31, f. 4	.	+	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
208. *Peroniceras subtricarinatum* d'Orb.	Sturm, Kieslingswalde, t. 3, f. 5a	.	+	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	+	+	+	.
209. *Actinocamax verus* Mill.	G. Müller u. Wollemann, Braunschweig, t. 11, f. 12—18; t. 6, f. 1—3	.	+	+	.	.	+	.	+	+	.	+	+	+	.	.	.
210. » *westfalicus* Schlüt.	Stolley, Gliederung d. Senon, t. 2, f. 1—16; t. 3, f. 1—6	.	+	.	.	.	+	.	.	.	+	.	+	.	.	.	.
211. *Belemnites* spec. indet.		.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.

Anhang.

Lamellibranchiata.

Volviceramus involutus Sowerby.

1828. *Inoceramus involutus* Sow., Min. Conch., t. 583.
1874. » » » , Schlüter, Inoceramen, S. 24.
1876. » » » , Brauns, Salzberg, S. 379.
1887. » » » , G. Müller, Harzrand, S. 411.

Ob die Stücke, die Brauns als *Inoceramus involutus* bestimmte, wirklich zu dieser Art gehören oder zu einer andern involuten Inoceramenart — z. B. I. J. Böhmi — zu rechnen sind, ist fraglich.

Nach Dames[1]) wären zwei von den drei Brauns'schen Originalen nicht hierher gehörig, ein kleineres, drittes vom Salzberg sei dagegen sicher *Inoceramus involutus*. In den hiesigen Sammlungen war dies Stück nicht aufzufinden. Ich habe somit kein Exemplar von *Volviceramus involutus*, das mit Sicherheit aus dem Salzbergmergel stammt, gesehen.

G. Müller bemerkt ausdrücklich, daß er *Inoceramus involutus* vom Salzbergmergel nicht kenne.

Nach einer gütigen Mitteilung des Herrn Prof. Lampe aus Quedlinburg ist in den dortigen städtischen Sammlungen sicher kein Exemplar vorhanden.

Die Exemplare in Halle habe ich nicht gesehen. Herr v. Haenlein, der sie vor längerer Zeit besichtigt hatte, teilte mir freundlichst folgendes mit: »Es sind 5—6 Exemplare, welche ich dort, irrtümlich so von Brauns bestimmt, gesehen habe. Dieselben hatten die Größe einer Walnuß, und wer heute das Emschermaterial des Harzrandes kennt, kann diese Individuen nur als zurückgegangene Nachformen beurteilen.« Beiden Herren möchte ich auch an dieser Stelle herzlichen Dank abstatten.

Wenn also die Möglichkeit besteht, daß *Volviceramus involutus* im Salzbergmergel gefunden ist, so ist er jedenfalls äußerst selten.

Trigonia glaciana Sturm.

1876. *Trigonia alata* Brauns, Salzberg, S. 281.
1901. » *glaciana* F. Sturm, Kieslingswalde, S. 75, t. 6, f. 5.

[1]) N. Jahrb. f. Min. usw., 1890, I, S. 181.

Diese Art unterscheidet sich von der von J. Böhm mit Recht allen älteren, vielfach falschen Bestimmungen von *Trigonia alaeformis* Park. (non Sow.) gegenüber aufgestellten *Trigonia vaalsiensis* nur durch das Fehlen geknoteter Rippen auf der Arealfurche. Man kann der Auffassung sein, daß ein solcher Unterschied zur Aufrechterhaltung einer neuen Art nicht berechtige; indessen scheint es sich hier um ein Entwicklungssymptom zu handeln. Die vorliegende, ältere Art war noch unverziert, während die Aachener, die jüngere, diese Verzierung erworben hatte.

In diesem Sinne und auch aus dem weiteren Grunde, daß bei dem mir vorliegenden Material (etwa 60 Stücke) völlige Übereinstimmung herrscht, möchte ich für Aufrechterhaltung dieser Art stimmen.

F. Sturm gab als Unterschied zwischen seiner *Trigonia glaciana* und der Aachener Art an, daß die letztere die »gespaltene Leiste« nicht zeige. Auch die Aachener Formen haben diese Furche; der Irrtum rührt wohl daher, daß die Figur bei Holzapfel sie nur schlecht erkennen läßt. Die Originalabbildung bei Böhm zeigt sie aber sehr deutlich.

Am Salzberge, am Warnstedter Fahrweg und am Landgraben bei Neinstedt.

Astarte similis Münster.

1876. *Astarte Roemeri* J. Müll., Brauns, Salzberg, S. 372.
1889. » *similis* Münst., Holzapfel, Aachen, S. 194, t. 19, f. 11—15.

Brauns stellte diese Form zu *Astarte Roemeri*. Holzapfel hat jedoch nachgewiesen, daß letztere nur die Jugendform von *Crassatella arcacea* A. Roemer ist.

In der Tat können diese beiden Arten sich sehr ähnlich werden; jedoch ist *Crassatella arcacea* an der Schrägkante, die vom Wirbel zum Hinterrande verläuft, zu erkennen. Sie wird dadurch mehr trapezförmig, während *Astarte similis* dreiseitig oval ist.

Salzberg bei Quedlinburg und Landgraben bei Neinstedt. Nicht häufig.

Deltamya nov. subgen.

Zur Abtrennung von *Goniomya* und Aufstellung dieses neuen Subgenus gab die nachstehend beschriebene Art Veranlassung.

Der Hauptunterschied gegen alle älteren, mir bekannten Formen besteht darin, daß die auch bei *Goniomya* auftretenden Rippen sich nicht wie dort in einem spitzen Winkel unter dem Wirbel treffen, sondern dadurch, daß die Rippen der Schalenhinterseite fast parallel mit denen der Vorderseite verlaufen, eine »Winkel«-Bildung überhaupt nicht mehr stattfindet. Die Ausläufer beider Rippenserien werden durch konzentrische Anwachsringe verbunden.

Deltamya J. Böhmi nov. spec.

Taf. 1, Fig. 1, 1a, 2.

Die Schale dieser Art ist quer verlängert und hat vor der Mitte stehende, etwas eingerollte Wirbel. Vorn sind sie höher, gerundeter, hinten niedriger, länger ausgezogen. Auf der Vorderseite verlaufen die Rippen ähnlich wie bei *Goniomya*-Arten; diejenigen der Hinterseite verlaufen fast parallel zu denen der Vorderseite, so daß sie sich nicht mehr treffen und keinen Winkel mehr bilden. Beide Rippenserien werden durch die konzentrischen Runzeln, welche dem Unterrande parallel laufen, verbunden. Auf der Vorderseite stoßen die Rippen mit den Anwachsrunzeln in einem stumpfen Winkel zusammen und bilden, da sie über mehrere verlaufen können, mit ihnen rautenförmige Figuren, die aber bei den vorliegenden Steinkernen nur bei günstiger Beleuchtung zu sehen sind. Auf dem hinteren Schalenteil bilden Rippen und konzentrische Ringe stets einen spitzen Winkel. Der Untergrund ist konvex, der hintere Schloßrand leicht konkav. Der Hinterrand stößt mit dem letzteren in stumpfem, mit dem ersteren in spitzem Winkel zusammen.

Ähnlich ist *Pholadomya Agassizi* d'Orbigny[1]), jedoch bilden hier die Rippen der Hinterseite mit den konzentrischen, dem Unterrande parallelen Streifen einen stumpfen Winkel, während bei der vorliegenden Art dieser Winkel stets spitz ist.

Zwei Exemplare aus der Ewald'schen Sammlung vom Salzberg bei Quedlinburg.

---

[1]) d'Orbigny: Paléontologie française. Terr. crét., III, t. 363, f. 1—3.

Gastropoda.

Patella Brancai Brandes in litt.

1897. ? *Patella* n. sp. G. Müller. Braunschweig, S. 86, t. 11, f. 4.

Taf. 1, Fig. 10, 10a.

G. Müller beschrieb ein Exemplar, das ihm wegen der Erhaltung zu einer selbständigen Art-Aufstellung wohl nicht genügte. Ich gebe im folgenden die Brandes'sche Beschreibung eines Stückes vom Salzberg, das in der Tat mit der Müller'schen Abbildung viel Ähnlichkeit hat:

»Es liegt ein nicht besonders gut erhaltener, in der Längsachse komprimierter Steinkern vor, der große Ähnlichkeit mit der von G. Müller abgebildeten *Patella* n. sp. hat. Die Länge des Exemplars, dessen glatter Rand namentlich vorn nicht ganz erhalten ist, beträgt 28 mm, seine Breite 18 mm, seine Höhe 13 mm. Seine Form ist, wie die bei G. Müller, lang oval und napfförmig. Die feinen, konzentrischen Linien führt es bei seinem Erhaltungszustand nicht, wohl aber sind auch hier Teile des hufeisenförmigen Muskeleindruckes erkennbar. Das Rückenprofil des vorliegenden Exemplars ist stärker geschwungen als das des abgebildeten von Braunschweig, wie denn die ganze Form bei etwas geringerer Länge höher erscheint (die Größenverhältnisse des Müller'schen Exemplars sind: Länge 32 mm, Höhe 11 mm, Breite 22 mm), was in der Hauptsache indessen in einer Kompression des Steinkerns in der Längsachse liegen mag. Der nicht tadellos erhaltene Wirbel ist dem nicht völlig vorhandenen Vorderrande sehr nahe gerückt und übergebogen. Das Profil der Schalenfläche zwischen Wirbel und Vorderrand ist eckiger und weniger konvex geschwungen als bei der Müller'schen Form. Trotz dieser ja verhältnismäßig unbedeutenden Differenzen glaube ich die Form vom Salzberge mit der noch unbenannten von Braunschweig bei der großen Ähnlichkeit ihres Gesamthabitus vereinigen zu sollen.«

Ein Exemplar in der Sammlung des Geologischen Landesmuseums.

Patella corrugatoides Brandes in litt.

Taf. 1, Fig. 3, 3a.

In seinem Nachlaß hat Brandes diese Form folgendermaßen beschrieben:

»Ein Steinkern vom Salzberg, dessen glatter Rand nur teilweise erhalten ist, ist von kreisrunder Gestalt. Der Wirbel der mittelhohen, mützenförmigen Schale ist subzentral und leicht nach vorn übergeneigt. Das Profil der Vorderseite ist bis an den Wirbel fast geradlinig, das der Hinterseite konvex, und die Form erscheint dadurch aufgeblasen. Skulptur ist nur in Gestalt einiger breiter, flacher, grober Anwachsstreifen vorhanden.

Von der *Patella* n. sp. bei G. Müller unterscheidet sich diese Form durch etwas zentralere Lage des Wirbels, das geradlinigere Profil der Schale vom Vorderrand zum Wirbel und die weniger zahlreichen, bedeutend gröberen und breiteren Anwachsstreifen.

Helcion corrugatum Forbes[1]) ist dieser Form sehr ähnlich, jedoch etwas schlanker und unterscheidet sich von ihr deutlich durch den Besitz der hier völlig fehlenden Radialstreifung.«

Patella sp. indet.

Taf. 1, Fig. 4, 4a.

»Mützenförmiger, nicht ganzrandig erhaltener, anscheinend kreisrunder, aufgeblasener Steinkern. Der sehr kräftige, leider an der Spitze abgebrochene Wirbel ist sehr stark nach vorn gerückt und weit übergebogen. Der Rand dürfte auch hier glatt gewesen sein. Von der vorigen Art unterscheidet sich diese kleine Form schon durch die rundliche Stellung des stark überhängenden, geschwungenen Wirbels deutlich.«

Ein Exemplar im Museum für Naturkunde, Berlin. Salzberg bei Quedlinburg.«

(Aus dem Brandes'schen Nachlaß.)

---

[1]) Stoliczka: Cretaceus Fauna of Southern India. 2. The Gastropoda. Mem. Geol. Surv. India. Palaeont. Indica. t. 28, f. 7.

Acmaea sp. indet.

»Kleine, sehr zarte, völlig glatte Form mit wahrscheinlich zentralem oder subzentralem Wirbel. Da sie in der Längsachse völlig zusammengedrückt ist, läßt sich ihre Zugehörigkeit zu irgend einer Art nicht feststellen.

Salzberg, untere Schicht, ein Exemplar.«

(Aus dem Brandes'schen Nachlaß.)

? Capulus sp. indet.

Taf. 1, Fig. 7, 7a.

»Die Form des kleinen Steinkerns, dem die Spitze und die hintere Hälfte fehlen, ist hochgewölbt, mützenförmig; Grundriß der Schale anscheinend leicht oval. Unter der Lupe sind zahlreiche, feine Radialrippen in regelmäßigen, etwas schmäleren Abständen zu beobachten. Die mittelste Radialrippe auf der Unterseite ist etwas stärker als die übrigen.

Das Stück ist zu unvollkommen, um die generische Bestimmung mit aller Sicherheit machen zu können. In Anbetracht der ganzen Form möchte ich es zu *Capulus* stellen.

Salzberg, untere Schicht. Ein Exemplar«.

(Aus dem Brandes'schen Nachlaß.)

Brunonia irregularis G. Müller.

Taf. 1, Fig. 6, 6a, 6b.

1898. *Brunonia irregularis* G. Müller, Untersenon, Braunschweig und Ilsede, S. 133, t, 18. f. 4—6.

Das einzige, jedoch gut erhaltene Exemplar, das vom Salzberge selbst herrührt, ist ebenso unregelmäßig randlich verbogen, unsymmetrisch mützenförmig wie die Abbildung der Braunschweiger Formen. Die äußere Gestalt dieser Art scheint demnach stark zu variieren. Gemeinsam ist allen der spitze Wirbel, der häufig verbogen erscheint, und eine stark ausgebildete Falte. Die beiden flachen Rinnen, die diese begleiten, wie Müller angiebt, kann ich nicht konstatieren, höchstens an einer Seite. Jedoch ist auch bei dem mir vorliegenden Exemplare die ganze Oberfläche mit wulstigen, unregelmäßig konzentrischen Rippen

bedeckt, zwischen denen sich feinere Anwachslinien befinden, die jedoch nicht an der Falte aufhören. Feine Radialstreifung.

Nur noch von Braunschweig in 10 Exemplaren bekannt.

Anisomyon elegantissimus Brandes spec. in litt.

Taf. 1, Fig. 8, 8a.

»Der Umriß der einzigen, elegant geformten Schale ist lang und spitz eiförmig; der glatte Rand leider nicht vollständig erhalten. Ihre Größenverhältnisse sind folgende: Länge ca. 23 mm, größte Breite (hinter dem Wirbel) ca. 15 mm, Höhe ca. 8 mm. Der Wirbel ist dem Vorderrande auf etwa $^1/_3$ der Gesamtlänge der Schale genähert. Daß die charakteristische, rückwärts gebogene Embryonalspitze vorhanden wäre, war ja bei der Erhaltungsart der Fossilien in den harten Salzbergschichten von vornherein ausgeschlossen. An ihrer Stelle sitzt im Wirbel, nach vorne gekehrt, eine kleine, rundlich unsymmetrische Öffnung, wie dies bei den meisten amerikanischen Exemplaren der Fall ist. Nach dem hinteren Rande zieht sich in der Längsachse vom Wirbel aus auf der geraden Rückenprofillinie der Schale ein wenig scharf ausgeprägter, aber deutlich erkennbarer Streifen. Das Schalenprofil vom Vorderrande zum Wirbel ist gleichfalls gerade und nur direkt am leicht nach vorne geneigten Wirbel kaum merkbar konkav. Vom Wirbel aus strahlen ferner symmetrisch auf beide Schalenhälften noch je 4, mit Ausnahme der ein wenig deutlicheren hintersten Linien nur bei allergünstigster Beleuchtung erkennbare, gerade Radiallinien bis zum Rande, die sich nicht nur durch ihre Zahl, — 8 gegen die bei amerikanischen Formen vorkommenden 6 — sondern auch ihre Stellung von denen der Meek und Hayden'schen Anisomyonen[1]) unterscheiden. Die haarfeinen Radialstriche dieser Formen stehen in gleichen Abständen von einander, was bei dem Quedlinburger Exemplar nicht der Fall ist. Hier sind die hintersten Striche der Rückenstreifen auf einen kleinen Winkel — etwa 10—15° — genähert, während die anderen unter verschiedenen Winkeln, je zwei

[1]) Meek: A Report of the Invertebrate Cretaceous and Tertiary Fossils. U. S. Geol. Surv. Territ, IX, S. 285 ff. 1876.

zu den Seitenrändern und je eine zu dem seitlichen Vorderrande hinlaufen.

Auch in der Ausbildung des Muskeleindruckes bestehen Unterschiede zwischen der amerikanischen und der vorliegenden Form. Leider ist die Erhaltung des Hufeisenmuskels hier nur eine unvollständige. Zunächst fällt auf, daß er dem Wirbel viel näher gerückt ist.

Die über die Vorderseite der Schale hinweglaufende, die beiden Enden des Hufeisenmuskeleindrucks bei den amerikanischen Formen verbindende Linie fehlt dem vorliegenden Exemplar anscheinend.

Das vordere, bei den Meek und Hayden'schen Formen keulenförmig verbreiterte Ende des Muskeleindruckes auf der linken Seite ist hier nicht zu erkennen, dürfte indessen auch in dieser Form nicht so ausgeprägt vorhanden gewesen sein, ebensowenig wie die gleichartige Verbreiterung nahe der Mittellinie des Rückens: denn das zwischen diesen beiden gelegene, hier einzig erhaltene Stück des Muskeleindruckes ist nicht verschmälert, sondern außerordentlich breit, wie bei keiner amerikanischen Form auch nur annähernd in dem Maße.

Von der rechtsseitigen Hälfte des Muskeleindruckes fehlt der der Mittellinie zunächst gelegene Teil gleichfalls. Das Übrige ist, ähnlich dem bei manchen amerikanischen Anisomyonen, in unregelmäßige, zerfetzte, mit einander verwachsene Narben aufgelöst, deren mittlere Durchschnittsbreite indessen die große Breite der anderen Muskelhälfte nicht erreicht. Auf die Vorderhälfte der Schale reicht diese rechte Muskelhälfte nicht, von der linken läßt sich dies nicht sicher sagen, ist aber wohl nicht unmöglich.

Die von Meek und Hayden auf Funde in der nordamerikanischen oberen Kreide hin gegründete und von ihnen wohl mit Recht zu den Siphonariern gestellte Gattung *Anisomyon* ist meines Wissens in der deutschen — und der gesammten europäischen — Kreide bisher nicht festgestellt worden. Bei ihrer Unbekanntheit in Deutschland möchte ich das Wichtigste aus der von Meek und Hayden gegebenen Charakteristik anführen:

Die Schale der Formen ist sehr dünn, patellenförmig, schief

konisch oder mützenförmig und besitzt ovale bis kreisförmige, glattrandige Grundfläche. Die Oberfläche ist glatt oder mit feinen Anwachsstreifen bedeckt und eventuell von feinen, schwach markierten Radialstrichen — Meek gibt ihre Zahl auf 6 an — und einem manchmal etwas undeutlichen Streifen auf der Hinterseite gekreuzt. Der zentrale oder nach vorne gedrückte Wirbel trägt eine kleine, auffällig rückwärts gebogene, jedoch nicht spirale Spitze, die indessen meistens abgebrochen ist. An ihrer Stelle befindet sich dann ein kleines, manchmal glattrandiges Loch im Steinkern. Das Schaleninnere besitzt weder eine Siphonalgrube, noch irgend welche hervorstehenden Plättchen oder dergleichen. Der hufeisenförmige Muskeleindruck ist nach dem kürzeren, vorderen Schalenende hin verbreitert und offen. Stellt man die Schale aufrecht auf den Hinterrand, so ist der Muskeleindruck auf der linken Seite weniger breit als rechts, reicht aber dafür manchmal etwas weiter nach vorne. Am Vorderrande und nach der Mitte der hinteren Schalenhälfte zu wird er plötzlich nach oben hin breiter. Die rechtseitige Hälfte des Muskeleindruckes stellt sich entweder als dünne Linie oder als aufgelöst in eine Reihe von Flecken und Narben dar, ist hier und da auch wohl ganz zurückgebildet und fast vollständig. Die Vorderenden des Muskels sind durch eine Linie verbunden, die gewöhnlich unter dem Wirbel über die vordere Schalenhälfte läuft.

Die Vermutung Meek's, daß ein großer Teil der unter den Namen *Patella*, *Acmaea*, *Helcion* u. s. w. beschriebenen Gastropoden bei genauer Prüfung zu *Anisomyon* zu stellen sei, kann ich auf Grund meiner Prüfung des im Museum für Naturkunde befindlichen Materials, sowie der in der von mir durchgesehenen deutschen, französischen und englischen Literatur beschriebenen und abgebildeten Formen nicht Recht geben. Ich möchte vielmehr meinen, daß *Anisomyon* in Deutschlands und Europas Kreide nur als Seltenheit vorhanden ist.

Wie aus einem Vergleich mit der Diagnose von Meek und Hayden ersichtlich ist, bestehen zwischen dem amerikanischen und dem Quedlinburger Stück einige Differenzen.

Die Radialstriche auf der Schale sind bei der letzteren

Form um zwei zahlreicher und in anderem Winkel als bei den amerikanischen — ein unwesentlicher Unterschied. Wesentlich unterscheidet sich *Anisomyon elegantissimus* von allen älteren Formen durch die größere Breite und anscheinend auch sonst abweichende Form, besonders durch die veränderte Lage des Hufeisenmuskels zur Spitze. Sehr bedauerlich ist, daß nur ein nicht vollständig erhaltenes Exemplar vorliegt. Jedoch sind die Abweichungen nicht so erheblich, daß man die vorliegende Form nicht der Gattung *Anisomyon* anschließen sollte.

Ein Exemplar vom Salzberg im Museum für Naturkunde, Berlin«.

(Aus dem Brandes'schen Nachlaß.)

Anisomyon sp. indet.

Taf. 1, Fig. 9.

»Die vordere Hälfte einer wahrscheinlich kurz ovalen (?), patellenförmigen Schnecke ist bis hinter dem Wirbel erhalten, der etwa in der Mitte der Schale gelegen haben mag. Das Schalenprofil vom Vorderrand zum Wirbel ist zunächst dem Rande ein wenig steil ansteigend und geht dann geneigt und ziemlich geradlinig bis unter den schwach gekrümmten Wirbel. Das Profil der Hinterseite ist, soweit aus dem erhaltenen Teile zu schließen, leicht konvex gewesen. Zarte Anwachsstreifen, getrennt von ziemlich breiten, regelmäßigen Zwischenräumen, sind in der Nähe des Randes erkennbar. Im Wirbel ist eine, jedoch sehr kleine, unregelmäßige Vertiefung vorhanden, die mich bewegt, diese Form trotz Fehlens der charakteristischen Muskeleindrücke nicht als *Patella*, sondern als ? *Anisomyon* zu bezeichnen, da ich sie doch nicht für spätere Verletzung halte. Dies Bruchstück hat, soweit ein Vergleich überhaupt möglich ist, einige Ähnlichkeit im Profil mit dem vorbeschriebenen *A. elegantissimus*, von dem es sich indessen durch das steile Ansteigen des Profils direkt am Rande, sowie durch seine Anwachsstreifen unterscheidet, die jene ganz glatte Form besitzt.«

(Aus dem Brandes'schen Nachlaß.)

Im Gegensatz zu den Brandes'schen Ausführungen halte ich

die ursprüngliche Gestalt für länger ausgezogen (nicht »kurz oval«); der rechte Hinterrand scheint dies wenigstens anzudeuten.

Was die Vertiefung anlangt, so halte ich sie allerdings für eine Verletzung, aber dafür sieht man auf der andern Seite, wenn auch nur bei günstiger Beleuchtung, den deutlichen Abdruck eines hufeisenförmigen Muskels. Somit dürfte diese Form wohl mit Bestimmtheit zu *Anisomyon* gezogen werden müssen. Eine genauere Bestimmung ist indessen nicht möglich.

Zusammenstellung der paläontologischen Ergebnisse.

Die Zahl der Mollusken des Salzbergmergels ist somit auf 211 Arten angewachsen.

Von den 118, schon von Brauns beschriebenen Formen fielen 4 fort, einige wurden zusammengezogen, andere geteilt.

Durch G. Müller kamen 18 Arten hinzu.

Nach Abschluß der vorliegenden Arbeit können 79 weitere hinzugefügt werden.

Was die Verteilung auf die Fundpunkte betrifft, so kommt die überwiegende Mehrzahl am Salzberg selbst vor. Schon Brauns betonte mit Recht, daß diese Tatsache auf das weit intensivere Sammeln an diesem Ort zurückzuführen sei.

Die demnächst wichtigsten Fundorte sind am Landgraben von Neinstedt, am Langenstein und an der Brockenstedter Mühle.

Stratigraphischer Teil.

Brauns stellte die Salzbergmergel — er trennte die Emscher Stufe nicht ab — ins unterste Senon.

G. Müller hielt sie — obwohl er den Emscher abtrennte — für Untersenon.

Dames rechnete sie zum mittleren Untersenon.

Stolley erklärte sie zum überwiegenden Teil für Emscher, den kleineren Rest für Untersenon.

Brandes hielt sie für Emscher.

Von den 211 Molluskenarten des Salzbergs kommen 31 Arten schon im Turon vor; der größere Teil geht bis in höheres

Untersenon hinauf (Aachener Sand und Grünsand); dem Emscher gehören an:

Actinocamax westfalicus Schlüt.
Nautilus leiotropis Schlüt.
Peroniceras subtricarinatum d'Orb.
Turrilites varians Schlüt.
Inoceramus J. Böhmi G. Müll.
» *Koeneni* G. Müll.
» *subcardissoides* Schlüt.
Volviceramus involutus Sow.,

dessen Vorkommen am Salzberg, wie oben ausgeführt, allerdings fraglich ist.

Für Untersenon sprechen:

Inoceramus balticus J. Böhm
» *cardissoides* Goldf.
» *lobatus* Münst.

Zwischen Emscher und Untersenon stehen die Zwischenformen *Actinocamax* $\frac{granulatus}{westfalicus}$ vom Salzberg.

Abgesehen sei zunächst von den beiden, für den Salzbergmergel sehr wichtigen Arten:

Hauericeras clypeale Schlüt. und
Placenticeras syrtale Mort.,

da ihr Alter strittig ist; nur soviel kann gesagt werden, daß sie im französischen Coniacien (= Emscher) zusammen mit *Mortoniceras texanum* vorkommen.

Aus dieser Zusammenstellung ergibt sich unmittelbar ein Übergewicht der Emscher Formen.

Es empfiehlt sich, die Inoceramen und Belemniten einer Kritik zu unterziehen.

Volviceramus involutus soll nach Brauns in drei, nach Dames in einem von diesen drei Exemplaren vom Salzberg vorgelegen haben. Ich habe ein solches nicht gesehen und verweise auf das im paläontologischen Teile darüber Gesagte (s. S. 20). Falls dieses Stück wirklich ein *Inoceramus involutus* war, so spricht sein Vor-

kommen nur für das Emscher-Alter des Salzbergmergels. Die Seltenheit würde sich dadurch erklären, daß seine Hauptlagerstätte tiefer liegt.

Inoceramus Koeneni und *I. subcardissoides* sind sicher nur im Emscher gefunden worden; *Inoceramus J. Böhmi* ist von Braunschweig in etwas höherem Niveau bekannt.

Inoceramus cardissoides sollte nach G. Müller nur untersenonen Alters sein. Nach der Angabe v. Haenlein's[1]) findet sich diese Art auch im Senonquader. Schon Schlüter hatte angeführt, daß sie auch im Emscher vorkomme. Also darf auf *Inoceramus cardissoides* als Leitfossil nicht allzuviel Gewicht gelegt werden.

Ebenso sind *Inoceramus balticus* und *lobatus* nur allgemein für Senon bezeichnend.

Wichtiger als die Inoceramen sind die Belemniten, und zwar die von Stolley als Leitformen aufgestellten, eine Entwicklungsreihe darstellenden *Actinocamax westfalicus — granulatus — quadratus*. Uns interessieren nur die beiden ersteren, für Emscher (auch *Westfalicus*-Kreide) und unteres Untersenon (*Granulatus*-Kreide) leitenden Arten. Sie sind in ihren typischen Vertretern gut zu unterscheiden, sicher leitend und haben sich schnell eingebürgert. Über den geringen Wert der Übergangsformen inbezug auf ihren leitenden Charakter kann kein Zweifel herrschen, da es in diesem Falle dem subjektiven Ermessen anheimgestellt ist, ob man sie zu *Actinocamax westfalicus* und damit zum Emscher, oder zu *Actinocamax granulatus* und damit zum Untersenon rechnen will. Bei der Besprechung der Stolley'schen Ansicht werden wir hierauf zurückkommen.

Schon Brauns[2]) hatte betont, daß »eine durchgängige Sonderung der ganzen Bildung nach ihren Einschlüssen« nicht stattfindet, und »daß die Salzbergmergel von oben bis unten einem und demselben Schichtenkomplexe zuzurechnen sind«. Auch Brandes war gegen eine Teilung der Salzbergschichten. Wenn auch manche Bänke besonders von einer Art erfüllt sind — so kann man z. B.

[1]) Corr.-Bl. nat. Ver. Prov. Sachsen u. Thüringen 1890, S. 34.

[2]) Brauns: a. a. O. Salzberg, S. 331.

von einer *Pectunculus*-Bank reden —, so kommen doch immer wieder Vertreter dieser Art auch in anderen Bänken vor. Somit stimme ich mit allen Vorgängern der Auffassung zu, daß die Mergel des Salzbergs eine einheitliche Bildung sind.

Die nächstliegende Folgerung wäre nun, die Salzbergmergel entweder ganz dem Emscher oder ganz dem Untersenon zuzuweisen.

G. Müller stellte sie ins Untersenon. Dies geschah auf Grund seiner Inocerameneinteilung, besonders wohl dem häufigen Vorkommen von *Inoceramus cardissoides* zuliebe. Den geringen Wert dieses Leitfossils glaube ich oben klargelegt zu haben. Nehmen wir das Übergewicht der Mehrzahl der unzweifelhaften Emscher-Formen noch dazu, so kann das Untersenon als Altersstufe für unsere Mergel kaum mehr in Betracht kommen. Ganz unhaltbar wird die Ansicht von Dames, der sie noch höher hinauf, ins mittlere Untersenon stellte.

Es bliebe also die Emscher Stufe übrig. Dies war auch die Ansicht von Brandes[1]). Im Grunde genommen vertrat auch Brauns dieselbe Meinung. Er hielt die Salzbergmergel für unterstes Untersenon, das damals aber noch nicht als Emscher vom Senon abgetrennt war.

Zu einem von allen vorstehenden Ansichten im Prinzip abweichenden Ergebnis gelangte Stolley[2]): »Ich bin nun der Ansicht, daß man durch die Leitformen *Act. westfalicus, Act. westfalicus — granulatus, Act. verus, Amm. tricarinatus, I. involutus, I. cardissoides* gezwungen ist, anzunehmen, daß das Gestein des Salzbergs jedenfalls zum Teil, wahrscheinlich in der Hauptmasse, dem Emscher entspricht, jedoch noch in die untere Granulatenkreide hinaufreicht, daß also eine scharfe Grenze zwischen Emscher und Granulatenkreide am Salzberge und, wie später gezeigt werden wird, überhaupt am Harzrande nicht existiert.«

Die nächstliegende Folgerung wäre vielleicht, daß am Harzrande eine Trennung von Emscher und Senon nicht angebracht sei. Indessen auch Stolley nimmt sie tatsächlich vor, indem er

[1]) Brandes: a. a. O. Bemerkungen, S. 576.

[2]) Stolley: a. a. O. Gliederung norddeutsch. u. balt. Senon., S. 233.

den größeren Teil unserer Mergel in den Emscher, den kleineren in die Granulatenkreide setzt.

Von den angeführten Leitformen sprechen *Act. westfalicus*, *Amm. tricarinatus* unbedingt für Emscher, *I. involutus* ebenfalls, ist jedoch nicht mit Sicherheit im Salzbergmergel nachgewiesen.

Wenn Stolley sich »gezwungen sieht«, einen Teil »noch in die untere Granulatenkreide« hinaufreichen zu lassen, so könnte dies nur durch das Vorkommen von *Act. verus*, *Act. westfalicus—granulatus* und endlich *I. cardissoides* begründet sein.

Act. verus ist von Schlüter[1]) in Westfalen im Emscher und in der Granulatenkreide nachgewiesen. Am Harzrande reicht diese Art bis zum Ilsenburgmergel hinauf; sie ist somit weder für Emscher noch Granulatenkreide beweisend.

Inoceramus cardissoides kann, wie oben bemerkt, als Leitfossil keine große Bedeutung beanspruchen. Wollte man indessen dieser Form Wichtigkeit beilegen, so müßten die Salzbergmergel (mit der Ansicht G. Müllers übereinstimmend) ins Untersenon fallen und zwar die Gesamtbildung, denn *I. cardissoides* kommt besonders in den unteren festen und den mittleren Bänken des Salzbergs in schönen Exemplaren vor, wie Brandes angibt, während er in den höheren seltener ist.

Von *Act. westfalicus-granulatus* lagen Stolley, der die Belemniten des Salzbergs selbst untersuchte, nur zwei Stücke vor, während alle übrigen typische *Act. westfalicus* waren. Wenn auf diese beiden Zwischenformen hin ein kleiner Teil der Mergel in die Granulatuskreide gestellt werden soll, so verweise ich auf eine Äußerung Stolley's[2]): »Es ist nun natürlich sehr oft nicht zu entscheiden, ob eine solche Übergangsform noch zu *Act. westfalicus* oder schon zu *Act. granulatus* zu rechnen ist, und ebensowenig wird man in zahlreichen Fällen sicher entscheiden können, ob die Schichten, denen sie entstammen, noch zum oberen Emscher oder schon zur unteren Granulatenkreide zu rechnen sind, falls nicht andere Fossilien, wie z. B. Marsupiten, die Entscheidung liefern.«

[1]) Schlüter: Cephalopoden der oberen Kreide. Palaeontographica 24, S. 191.
[2]) Stolley: a. a. O. Gliederung norddeutsch. u. balt. Senon., S. 277.

Solche Fossilien und auch *Marsupites* sind aber in Salzbergmergel nicht gefunden. Die erwähnten beiden *Act. westfalicus-granulatus* können nicht für Granulatenkreide sprechen, sondern eben nur andeuten, daß wir uns deren Grenze nähern. Die große Mehrzahl von typischen *Act. westfalicus* dagegen spricht unbedingt für Emscher. Brandes gibt schon an, daß *Act. westfalicus* sogar noch in den oberen Schichten vorkommt.

Überdies führt Stolley selbst aus der Ewald'schen Sammlung *Act. westfalicus* aus den »Mergelsanden der Altenburg bei Quedlinburg« an. Das können nur Salzbergmergel sein und zwar die höchsten Schichten. Man kann doch nicht annehmen, daß das Stück aus dem Quadersandstein der Altenburg stamme; das würde der Stolley'schen Ansicht noch mehr widersprechen. An der ziemlich genauen Bezeichnungsweise Ewald's ist ebensowenig zu zweifeln wie an der richtigen Bestimmung durch Stolley. Danach sind gerade die obersten Salzbergschichten noch durch *Act. westfalicus* charakterisiert. Nehmen wir das Übergewicht der großen Mehrzahl typischer *Act. westfalicus* noch hinzu, so kann kein Zweifel an der geringen Bedeutung dieser beiden Zwischenformen bestehen.

Die Mergel des Salzbergs sind einheitlich und in ihrem ganzen Umfange in den Emscher zu stellen.

Was für den Salzberg selbst gilt, muß auch für die andern Fundorte der Salzbergmergel in der Blankenburger Mulde gelten.

In der Tat ist von der Brockenstedter Mühle *Actinocamax westfalicus* bekannt. Wenn von den andern Fundpunkten diese Art noch nicht nachgewiesen ist, so liegt es daran, daß dort nicht entfernt so intensiv gesammelt wurde.

Nachdem nun für das Salzberggestein das Emscher-Alter nachgewiesen ist, können wir auch den beiden oben erwähnten, den Mergeln recht eigentümlichen Formen *Hauericeras clypeale* und *Placenticeras syrtale* ihre Stellung zuweisen. Auch sie treten also am Harzrand wie in Frankreich im Emscher auf.

Ich wiederhole, daß das Vorhergesagte nur von den Salzbergmergeln der Blankenburger Mulde gilt.

G. Müller und Stolley dehnten nun die Horizontbezeichnung »Salzbergmergel« auf eine ganze Anzahl anderer Lokalitäten aus auf Grund faunistischer und petrographischer Übereinstimmung. Die Wahrscheinlichkeit spricht auch bei den meisten für die Zugehörigkeit zum Emscher; den Nachweis des wahren Alters dieser »Salzbergmergel« wird erst die Kartierung liefern.

Berlin, den 27. Mai 1914.

Das Tertiär in der Rhön und seine Beziehungen zu anderen Tertiärablagerungen.

Von Herren **K. Fischer** und **W. Wenz.**

Hierzu Tafel 2, 1 Texttafel und 10 Textfiguren.

Die Beobachtung bisher unbekannter jungtertiärer Schichten im Mainzer Becken[1]) hat eine Reihe von Fragen aufgerollt, unter denen die nach der Herkunft der Süß- und Brackwasserformen dieser Ablagerungen obenan steht. Am wenigsten gilt dies noch für die obermiocänen »Landschneckenmergel«, die zwar eine reiche Landschneckenfauna, aber nur wenige Reste von Süßwasserformen geliefert haben. Aber schon die Schichten des nächst jüngeren Horizontes, die Schichten mit *Melania Escheri* und *Melanopsis narzolina* weisen in ihren Leitformen zwei Süßwasserbewohner auf, die von außen her in das Becken eingedrungen sind, und zwar deuten sie beide nach dem Süden.

Noch viel fremdartiger nehmen sich die Prososthenienschichten aus, deren Fauna teils identisch teils nahe verwandt mit der der pontischen und levantinischen Stufe Österreich-Ungarns ist.

Wenn nun auch alle diese Schichten bisher nur ganz isoliert in der näheren Umgebung Frankfurts beobachtet wurden, so war doch anzunehmen, daß sie einst eine größere Verbreitung hatten, aber heute nur noch dort erhalten sind, wo sie durch besonders

[1]) Fischer und Wenz, Verzeichnis und Revision der tertiären Land- und Süßwasser-Gastropoden des Mainzer Beckens. N. Jahrb. für Min., Geol. und Pal. Beil. Bd. XXXIV, S. 431—512.

günstige Umstände der Abtragung entgingen. Unter diesen die Erhaltung fördernden Faktoren kommen ganz besonders zwei in Betracht: Das Einsinken kleinerer oder größerer Schollen zwischen ältere Schichten und die Überdeckung durch jüngere Schichten, ganz besonders durch widerstandsfähige Eruptivgesteine. Beiden Erscheinungen, besonders der ersten, verdanken wir denn auch die Erhaltung jener Schichten in der Umgebung Frankfurts. Was die zweite betrifft, so kamen hier die großen Basaltdecken des Vogelsberges und der Rhön ganz besonders in Betracht, und in der Tat sind auch aus beiden Gebirgen, vor allem aus der Rhön, tertiäre Schichten schon lange bekannt. Es galt nun vor allem zu untersuchen, ob sich diese Ablagerungen in Verbindung bringen ließen mit denen des Mainzer Beckens, und wenn dies der Fall war, weiter zu ermitteln, ob sie zur Klärung der oben aufgerollten Frage beitragen konnten.

Freilich waren wir nicht im Zweifel darüber, daß der gegenwärtige Zeitpunkt für eine derartige Untersuchung der denkbar ungünstigste war. Alle die Braunkohlengruben, die Hassenkamp[1]) zum Aufsammeln der fossilen Fauna und Flora veranlaßten, sind z. T. schon vor Jahrzehnten zum Erliegen gekommen. Aber auch das damals gesammelte Material hat noch keine eingehende Bearbeitung gefunden. Sandberger, dem die Conchylien der Hassenkamp'schen Aufsammlungen vorlagen, hat diese bei verschiedenen Gelegenheiten nur flüchtig gestreift[2]); und die wenigen Formen, die Ludwig beschrieb[3]), sind zum größten Teil nur ungenügend charakterisiert und abgebildet. Die Ludwig'sche Sammlung ist leider verschollen. Dagegen finden sich Stücke, die Sandberger vorlagen, im Mineralogisch-Geologischen Institut in Würzburg, und

[1]) Hassenkamp, Geologisch-paläontologische Untersuchungen über die Tertiärbildungen des Rhöngebirges. Würzb. naturw. Zeitschr., I, 1860, S. 193.

[2]) Sandberger, Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens. Ders., Die Land- und Süßwasserconchylien der Vorwelt, S. 447. Ders, Berg- und Hüttenmännische Zeitung 1879, S. 177 ff. Ders., Zur Naturgeschichte der Rhön. Gemeinnützige Wochenschrift 1881, Nr. 1—6.

[3]) Ludwig, Fossile Conchylien aus den tertiären Süßwasser- und Meerwasser-Ablagerungen in Kurhessen, Großherzogtum Hessen und der Bayerischen Rhön. Palaeontogr. XIV, S. 40.

auch in den geologischen Instituten in Göttingen und Marburg fand sich noch einiges wenige, das wir für die vorliegenden Untersuchungen mit verwerten konnten; wir möchten nicht versäumen, auch an dieser Stelle Herrn Geh. Bergrat Prof. Dr. von Koenen, Herrn Geh. Reg.-Rat Prof. Dr. Kayser sowie Herrn Prof. Dr. Beckenkamp für ihr freundliches Entgegenkommen unseren verbindlichsten Dank auszusprechen.

Auch unsere eigenen Bemühungen waren nicht ganz so erfolglos, wie wir zunächst vermuteten, indem es uns wenigstens an einer Stelle gelang, eine größere Fauna zusammenzubringen, die manche interessante Ausblicke gewährt und uns in erster Linie zu dieser kleinen Zusammenstellung veranlaßte. Ganz besonders interessant erscheint uns der Umstand, daß wir es nicht mit einer Reihe von gleichaltrigen, sondern im Gegenteil mit recht verschiedenaltrigen Bildungen zu tun haben.

I. Mitteloligocäne Melanientone von Sieblos.

Während am Rande des Vogelsberges Rupelton mehrfach bekannt geworden ist, so bei Lich[1]), Eckardtroth[2]), Alsfeld und Kirchhain bei Marburg[3]), kennt man ihn aus der Rhön bis jetzt noch nicht. Immerhin zeigen uns die oben genannten Vorkommen, die dem Meeresarme angehören, der das Südmeer vom Mainzer Becken über Cassel mit dem Nordmeere verband, daß das Gebiet der Rhön damals nicht sehr weit vom Strande entfernt lag. Zu diesem Schlusse drängen uns auch die Tone im Liegenden der Schieferkohlen von Sieblos westlich von der Wasserkuppe. Sie enthalten von Gastropoden[4]):

[1]) Schottler, Über einige Bohrlöcher im Tertiär bei Lich in Oberhessen. Notizblatt des Vereins für Erdk. und der Großh. Geol. Landesanst. zu Darmstadt, IV, Heft 26, 1905, S. 49.

[2]) Genth, Jahrb. für Min., Geol. und Pal. 1848, S. 188.

[3]) Ludwig, Fossile Conchylien aus den tertiären Süßwasser- und Meerwasser-Ablagerungen in Kurhessen usw. Palaeontogr. XIV, S. 41.

[4]) Sandberger, Die Land- und Süßwasser-Conchylien der Vorwelt, S. 306.

1. Limnophysa fabula (Brong.)

1810. *Limnaea fabula* Brongniart, Ann. du Mus. 15, S. 375, Taf. XXII, Fig. 16.

kommt im Mainzer Becken in dem Cyrenenmergel und den Süßwassermergeln vor,

2. Planorbis depressus Nyst.,

1843. *Planorbis depressus* Nyst, Descr. d. coq. et polyp. foss. tert. belg. S. 471, Taf. XXXVIII, Fig. 19.

3. Nystia Chastelii (Nyst.)

1836. *Paludina Chastelii* Nyst, Coq. foss. de Hoesselt, Klein Spauwen usw., S. 22, Taf. I, Fig. 56.

scheint die häufigste Form gewesen zu sein, auch von Ludwig a. a. O. S. 91 erwähnt. Typische Stücke in der Sammlung des geologischen Instituts der Universität Marburg und im Museum der Senckenbergischen naturforschenden Gesellschaft in Frankfurt a. M.

4. Hydrobia dactilodes,

1875. *Hydrobia dactilodes* Sandberger, Vorwelt, S. 317.

5. Bayania fasciata (Sow.),

1830. *Melania fasciata* Sowerby, The Mineral Geology of Gr. Britain III, S. 71, Taf. CCXLI, Fig. 1.

6. Bayania Nysti (Duch.).

1836. *Melania Nystii* Duchastel in Nyst, Coq. foss. de Hoesselt, Klein Spauwen usw., S. 70, Taf. III, Fig. 50.

Diese wenigen Formen reichen hin, um das Alter der Ablagerung bestimmen zu können. *Nystia Chastelii* und die Melanien (Bayanien) zeigen, daß es sich um die hessischen Melanientone handelt, wie sie zwischen Marburg und Cassel ausgebildet sind. Über ihre Lagerungsverhältnisse gibt eine Bohrung Auskunft, die im Jahre 1862 in Kirchhain bei Marburg niedergebracht wurde. Hier lag folgendes Profil vor[1]):

[1]) Ludwig, Palaeontogr. XIV, S. 41.

Olivinreicher Basalt	3,10 m
Melanienton mit *Melania horrida* Dkr., *Melanopsis*, *Limnaea*, *Planorbis*, *Nystia Chastelii* Nyst., *Vivipara lenta* Sow. = *splendida* Ldwg., *Neritina* sp., *Potamides* sp.	4,75 m
Kalk	0,50 m
Rupelton mit *Nucula Chastelii* Nyst., *Leda Deshayesiana* usw., Foraminiferen	34,00 m
Buntsandstein	

Auch aus dem Rupelton führt Ludwig noch das Vorkommen von Hydrobien an, was natürlich für echten Rupelton ausgeschlossen ist, in diesem Zusammenhang aber zeigt, daß die Grenze zwischen dem Melanienton und dem Rupelton keine ganz scharfe war, d. h., daß der Rupelton, von dem vermutlich nur die obere Abteilung vorliegt, langsam in die Melanientone übergeht, die demnach nichts anderes als das brackische Endstadium des Rupeltonmeeres darstellen und etwa der Cyrenenmergelgruppe des Mainzer Beckens entsprechen.

Ähnliche Schichten sollen nach Ludwig auch über dem Rupelton von Alsfeld liegen[1]), was durchaus nicht unwahrscheinlich ist.

Nach alledem muß es sich also in Sieblos um eine Bildung handeln, die mit dem Rupelton gleichaltrig (Lagune) ist oder, was wahrscheinlicher ist, auf den Rupelton folgt, die wir also als Mitteloligocän ansprechen dürfen. Daß diese Ablagerung hier unmittelbar auf dem Buntsandstein ruht, hat nichts Befremdliches, da wir wissen, daß das Meer des Mittleren und Oberen Rupeltons an vielen Stellen transgrediert hat und auch noch später an anderen Stellen Senkungen eintraten, die diese unter den Einfluß des Brackwassers brachten.

Die Wirbeltierreste geben wenig Anhaltspunkte für die Altersbestimmung; es sind einige Fischreste (*Lebias*, *Smerdis*, *Cyclurus*), ein Frosch (*Palaeobatrachus gracilis* H. v. Meyer) und ein Krokodil bekannt.

Die Pflanzenreste der Papierkohle, die schon O. Heer vor-

[1]) a. a. O. S. 42.

lagen, haben noch durchaus alttertiäres Gepräge[1]); er vergleicht sie mit denen von Häring in Tirol und stellt sie dementsprechend ins Mitteloligocän, welches Alter also mit dem durch die Conchylien ermittelten übereinstimmt.

Die Tone und Braunkohlen sind von Basalten und Tuffen überlagert, während sie selbst keinerlei vulkanisches Material einschließen[2]). Die vulkanischen Bildungen sind also zweifellos jünger.

II. ? Oberoligocäne Tone vom Lettengraben bei Wüstensachsen.

Die vor kurzem erfolgte Wiederaufnahme des Braunkohlenbergbaues im Lettengraben bei Wüstensachsen veranlaßte, uns auch dort nach Fossilien Umschau zu halten, die zur Altersbestimmung beitragen konnten. Die schönen Blattabdrücke in den schiefrigen Zwischenmitteln und das massenhafte Vorkommen von Samen in bestimmten Schichten war dem Betriebsleiter und den Arbeitern nicht entgangen. Dagegen hatte man noch keine Conchylien in den Braunkohlentonen beobachtet. Um so mehr waren wir erfreut, als es uns gelang, einen Ton zu ermitteln, der dem Liegenden der Flöze angehörte und als einziges Fossil:

Strophostoma tricarinatum M. Braun,

Taf. 2, Fig. 1, 2.

eine der Leitformen der Hochheimer Landschneckenkalke, enthielt. *Strophostoma tricarinatum* hat sich bis jetzt nur in den Landschneckenkalken von Hochheim-Flörsheim, Nierstein und Ilbesheim bei Landau, in den Süßwassermergeln von Partenheim in Rhh. sowie in den gleichaltrigen unteren Horizonten der Rugulosakalke bei Ehingen a. D. gefunden. Die französischen Vorkommen scheinen uns noch der Bestätigung bedürftig. In den jüngeren Schichten des Mainzer Beckens ist sie nicht beobachtet worden. Soweit man überhaupt aus dem Vorkommen dieser einen Form Schlüsse

[1]) O. Heer, Die tertiäre Flora der Schweiz, Bd. III, S. 299.

[2]) Vergl. das Profil bei Gümbel, Geologie von Bayern, S. 673.

Zu Seite 43.



Wasserriß unterhalb Theobaldshof.
Untermiocäne Braunkohlentone auf Muschelkalk.



Durch den Wolkenbruch des 4. VI. 1913 entstandene »Mure«
an der Straße Tann-Theobaldshof.

ziehen darf, werden die unmittelbar auf dem Muschelkalk ruhenden Tone wohl etwas jünger sein als die Siebloser, etwa vom Alter von Hochheim, also oberoligocän. Auch hier stellen sich Tuffe und Basalte erst in höherem Niveau ein.

Es wäre zu wünschen, daß auch der Flora etwas Aufmerksamkeit gewidmet würde.

III. Untermiocäne Tone und Kalkmergel von Theobaldshof, Kaltennordheim.

Theobaldshof ist der Fundort, der von allen Tertiärvorkommen der Rhön hinsichtlich seiner Fauna am besten bekannt war. Durch HASSENKAMP und SANDBERGER ist bereits eine kleine Anzahl von Gastropoden bekannt geworden, und BOETTGER hat noch einen *Zonites* hinzugefügt. Wir konnten kaum hoffen, hier gute Aufschlüsse zu finden, da der Braunkohlenbergbau hier schon seit Jahrzehnten ruht. Daß die Aufschlüsse dennoch günstiger waren, als zu erwarten stand, ist den gleichen Umständen zu verdanken, die auch zur Entdeckung der meisten Braunkohlenlager der Rhön führten. Mächtige Wolkenbrüche haben gelegentlich tiefe Wasserrisse geschaffen, die den Untergrund gut aufschlossen. Durch den verheerenden Wolkenbruch, der am 3.—4. Juni 1913 in der Gegend von Tann niederging, sind auch diesmal die Tertiärschichten von Theobaldshof von neuem aufgeschlossen worden. Wasserrisse von etwa 3 m Tiefe hatten hier die Tertiärschichten bis auf den Muschelkalk entblößt (vergl. die Texttafel). Welch starke mechanische Wirkung das Wasser hier ausübte, zeigt die große Mure, die derselbe kleine Bach etwas unterhalb an der Landstraße von Tann nach Theobaldshof aufgeschüttet hat und die z. T. recht große Basaltblöcke enthält (vergl. die Texttafel).

In den oben erwähnten Aufschlüssen waren es vor allem die unmittelbar auf dem Muschelkalk ruhenden Tone und seekreideartigen Bildungen, die unserer Untersuchung zugänglich waren und eine reiche Fauna lieferten, die hauptsächlich durch Schlämmen einer größeren Menge des Tones (ca. 80 kg) gewonnen wurden.

Am häufigsten fand sich *Planorbis (Gyraulus) dealbatus* Sdbg., der die Schichten erfüllte. Alle anderen Formen, auch die des süßen Wassers sind selten und die größeren Arten fast alle zerbrochen. Es fand sich hier von Mollusken:

Fam. Oleacinidae.

1. Poiretia cf. Sandbergeri (Tho.).

1845. *Achatina Sandbergeri* Thomae, Jahrb. d. Nass. Ver. f. Nat., S. 151, Taf. III, Fig. 11.
1863. *Glandina* » Sandberger, Conch. d. Mainzer Tert.-Beckens, S. 47, Taf. V, Fig. 4.
1875. *Oleacina* » Sandberger, Land- u. Süßwasser-Conch. d. Vorw., S. 409, 444, Taf. XXIII, Fig. 32.
1897. » » Babor, Sitz.-Ber. K. böhm. Ges. d. W., S. 15, 17.

Es liegt nur eine Gehäusespitze vor, die natürlich nicht entscheiden läßt, ob sie zu *Sandbergeri* oder zu einer der sehr nahe verwandten böhmischen Formen gehört (Min.-Geol. Inst. Würzburg). Außerdem fanden sich an Landschnecken Fraßspuren, die zweifellos von dieser Form herrühren. Im Mainzer Becken findet sich *P. Sandbergeri* nicht nur in den Landschneckenkalken von Hochheim-Flörsheim, sondern auch noch in den Hydrobienschichten von Hochstadt.

Fam. Limacidae.

2. Sansania crassitesta (Reuss.).

1861. *Limax crassitesta* Reuss, Sitz.-Ber. K. Akad. d. W. Wien LXII, S. 79, Taf. I, Fig. 1.
1870. » » Boettger, Jahrb. K. K. geol. R. XX, S. 285.
1875. » » Sandberger, Land- u. Süßw.-Conch. d. Vorwelt, S. 436.
1891. *Sansania crassitesta* Klika, Arch. d. nat. Landesdurchf. v. Böhmen, VII, 4, S. 20, Fig. 11.
1902. » » Andreae, Mitt. a. d. Roemer-Mus. Hildesheim, Nr. 18, S. 7.

Es fanden sich hier beim Schlämmen zwei Schälchen, die mit denen von Tuchořic recht gut übereinstimmen. *S. crassitesta* ist außer von Tuchořic auch aus den *Rugulosa*-Schichten Schwabens bekannt und findet sich auch noch im Obermiocän von Oppeln. In Hochheim vertritt sie der nahe verwandte *Pachylimax Sandbergeri* Bttg.

Fam. Zonitidae.

3. Zonites (Archaeozonites) Strubelli Bttg.

1884. *Archaeozonites Strubelli* Boettger, Jahrb. d. malakozool. Ges., S. 290.

Von dieser Form, die Boettger nach einem Stück beschrieb, das Strubell hier sammelte, liegen uns nur zwei Embryonalenden vor. Da auch das Originalexemplar in der Boettger'schen Sammlung des Mus. der Senckenb. naturf. Ges. nicht zu ermitteln war, mußte von einer Abbildung dieser Form hier abgesehen werden, die sich eng an *Z. increscens* aus den oberen Hydrobienschichten anschließt und nur etwas stärkere Runzelung aufweist.

4. Hyalinia (Hyalinia) denudata Reuss.

Taf. 2, Fig. 3a, b. c.

1852. *Hyalinia denudata* Reuss, Palaeontogr. II, S. 21, Taf. I, Fig. 1.
1861. » » Reuss, Sitz.-Ber. d. K. Akad. d. W. Wien XLII, S. 64.
1870. » » Boettger, Jahrb. d. K. K. geol. R. XX., S. 287.
1875. » » Sandberger, Land- und Süßw.-Conch. d. Vorwelt, S. 441, Taf. XXIV, Fig. 23.
1891. » » Klika, Arch. d. nat. Landesdurchf. v. Böhmen, S. 28, Fig. 19.

Von dieser Form fand sich nur ein ausgewachsenes Stück, das mit der böhmischen Art völlig identisch ist. Ein zweites nicht ganz erwachsenes, das noch im Gesteinmergel festsitzt, besitzt das Min.-Geol. Inst. Würzburg.

Fam. Patulidae.

5. Pyramidula (Goniodiscus) stenospira Reuss.

1852. *Helix stenospira* Reuss, Palaeontogr. II, S. 22, Taf. I, Fig. 11.
1861. » » Reuss, Sitz.-Ber. d. K. Akad. d. W. Wien XLII, S. 63.
1870. *Patula* » Boettger, Jahrb. d. K. K. geol. R., S. 287, Taf. XIII, Fig. 2.
1875. » » Sandberger, Land- u. Süßw.-Conch. d. Vorw., S. 427, 454.
1891. » » Klika, Arch. d. nat. Landesdurchf. v. Böhmen VII, 4, S. 38, Fig. 30.

Nur ein recht gutes Stück, das in seinen Charakteren mitten inne steht zwischen *P. stenospira* von Tuchořic und Hochheim und *P. lunula* (Tho.) aus den Hydrobienkalken von Wiesbaden. In der Form steht es vielleicht *stenospira* etwas näher, da das Ge-

winde höher ist als bei *lunula*; dagegen ist die Streifung ebenso fein wie bei *lunula*. Überhaupt sind die Unterschiede zwischen beiden Formen so geringfügig, daß man im Zweifel sein kann, ob man sie artlich trennen darf.

6. Pyramidula (Goniodiscus) cf. densestriata Klika.

1891. *Patula densestriata* Klika, Arch. d. nat. Landesdurchf. v. Böhmen VII, 4, S. 40, Fig. 32.

Nur ein etwas verletztes Stück, dem die Embryonalwindungen fehlen, dürfte zu dieser auch in Böhmen seltenen Form zu ziehen sein.

Fam. Helicidae.

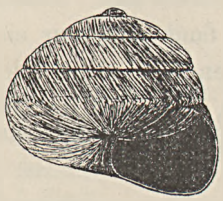
Subfam. Geomitrinae.

7. Monilearia Koeneni n. sp.

Taf. 2, Fig. 4a, b.

Von dieser neuen Form fanden sich zwei wohlerhaltene Exemplare, von denen das eine von einer *Poiretia* angenagt ist, sowie einige Schalenbruchstücke.

Figur 1.



3 mal vergrößert.

Gehäuse festschalig, kugelig, mit zitzenförmigem Embryonalende, unten abgeflacht und eng, aber durchgehend genabelt. Weite des Nabels etwa 1 mm. Die $5^1/_4$ langsam zunehmenden Umgänge sind gewölbt und mit groben, etwas unregelmäßigen, runzeligen, schiefgestellten Anwachsrippen verziert, die besonders auf dem letzten Umgang schwach S-förmig gekrümmt sind. Alle Umgänge sind mit einem stumpfen, etwas abgeflachten Kiel versehen. Die Naht ist flach. Die gerundet-dreieckige Mündung ist schief gestellt, der Mundsaum scharf und nur am Spindelrand kaum merklich umgeschlagen.

Höhe = 8,4 mm, Durchm. = 9,6 mm.

Diese Form zeigt eine auffallende Übereinstimmung mit *M. lemniscata* (WEBB et BERTHELOT) von Gran Canaria sowohl in der Totalform als auch in der Skulptur. Daß der Nabel der lebenden Form etwas enger und bedeckt ist, spricht nicht gegen eine enge Verwandtschaft beider, da auch die lebenden Formen darin recht veränderlich sind und Übergänge von der genabelten zur ungenabelten Form zeigen. Es ist die erste *Monilearia*, die aus dem europäischen Tertiär bekannt geworden ist.

Subfam. Hygromiinae.

8. Trichiopsis apicalis REUSS.

1861. *Helix apicalis* REUSS, Sitz. Ber. d. K. Akad. d. W. Wien XLII, S. 64, Taf. 1, Fig. 1.
1870. » *leptoloma* BOETTGER, Jahrb. d. K. K. geol. R. XX, S. 289.
1875. » » var. *apicalis* SANDBERGER, Land- und Süßw.-Conch. d. Vorwelt, S. 380, Taf. XXIV, Fig. 7.
1891. » (*Trichia*) *apicalis* KLIKA, Arch. d. nat. Landesdurchf. v. Böhmen, S. 55, Fig. 51.

Von den SANDBERGER'schen Stücken (Min.-Geol. Inst. Würzburg) gehört nur ein etwas verletztes sicher hierher, alle anderen sind Embryonalenden größerer *Helices*. Beim Schlämmen fanden sich nur wenige hierher gehörige Bruchstücke, die es zweifelhaft erscheinen lassen, ob sie zu *T. apicalis*, *T. leptoloma* oder *T. crebripunctata* gehören, die ja alle sehr eng mit einander verwandt sind.

9. Fruticicola homalospira REUSS.

1861. *Helix homalospira* REUSS, Sitz.-Ber. d. K. Akad. d. W. Wien XLII, S. 65, Taf. I, Fig. 3.
1870. » » BOETTGER, Jahrb. d. K. K. geol. R. S. 290.
1875. » » SANDBERGER, Land- u. Süßw.-Conch. d. Vorwelt, S. 429, Taf. XXIV, Fig. 6.
1891. » » KLIKA, Arch. d. nat. Landesdurchf. v. Böhmen VII, 4, S. 53, Fig. 48.

Nur ein Mündungsbruchstück, das indes zur Erkennung der bisher nur aus Böhmen (Tuchořic und Lipen) bekannten Art genügt.

Subfam. Campylaeinae.

10. Galactochilus mattiacum Stein.

1840. *Helix mattiaca* Steininger, Bull. Soc. geol. Fr. I. sér. Bd. 6, S. 169, Taf. I, Fig. 12.
1845. » » Thomae, Jahrb. Nass. Ver. f. Nat., S. 129, Taf. II, Fig. 2.
1863. » » Sandberger, Conch. d. Mainzer Tert.-Beckens, S. 23, Taf. III, Fig. 2.
1875. » (*Galactochilus*) *mattiaca* Sandberger, Land- und Süßw.-Conch. d. Vorwelt, S. 487, Taf. XXV, Fig. 17.
1908. » » » Boettger, Nachr.-Bl. d. D. malakozool. Ges., S. 149.
1909. » » » Boettger, Nachr.-Bl. d. D. malakozool. Ges., S. 21.
1911. *Galactochilus mattiacum* Joos, Jahrb. d. Nass. Ver. f. Nat., S. 58.
1912. » » Wenz, Nachr.-Bl. d. D. malakozool. Ges., S. 189, Fig. 1.

Mehrere Bruchstücke der Nabelgegend und Embryonalenden lassen darauf schließen, daß eher die Form der Hydrobienschichten des Mainzer Beckens als *G. ehingense* vorliegt. Das Spindelblech ist etwas nach innen gebogen und bedeckt den Nabel vollkommen. Beide Formen, die einzig zum Vergleich in Betracht kommen, sind übrigens sehr nahe verwandt.

11. Tropidomphalus minor Jooss. M. S., var. crassilabris n. var.

Taf. 2, Fig. 5a, b, c.

Diese Form, die sich eng an die schwäbische anschließt, scheint eine der häufigsten Landschnecken gewesen zu sein. Es liegt nur ein vollkommenes Stück vor und sehr zahlreiche Bruchstücke besonders von dem kräftigen Mundsaum.

Sie unterscheidet sich von der schwäbischen Form aus dem *Crepidostoma*-Kalk, die uns in mehreren wohlerhaltenen Stücken von Thalfingen und von Beiningen vorliegt, nur durch den halb umgeschlagenen und verdickten Mundrand. (Dgl. Taf. 2, Fig. 5a, b, c und Fig. 6a, b, c.)

T. minor, der in den *Crepidostoma*-Schichten nicht gerade selten ist, ist noch am nächsten verwandt mit *T. Arnoldi* (Tho.) von Hochheim, aber durch das kleinere und mehr kugeligere Gehäuse gut unterschieden. Noch ferner steht *T. robustum* von Tuchořic.

T. minor var. *crassilabris* liegt auch in einem Stück (ohne Mundsaum) aus den Tonen von Kaltennordheim vor (Coll. von Koenen, Göttingen).

12. Klikia (Apula) devexa (Rss.).

1861. *Helix devexa* Reuss, Sitz.-Ber. d. K. Akad. d. W. Wien XLII, S. 65.
1870. » » Boettger, Jahrb. d. K. K. geol. R. XX, S. 289.
1875. » » Sandberger, Land- u. Süßw.-Conch. der Vorwelt, S. 429, Taf. XXIV, Fig. 5.
1891. » » Klika, Arch. d. nat. Landesdurchf. v. Böhmen VII, 4, S. 50, Fig. 45.
1897. » » Babor, Sitz.-Ber. d. K. böhm. Ges. d. W. LXIII, S. 3.
1911. *Klikia* » Wenz, Jahrb. d. Nass. Ver. für Nat., S. 94.

Zahlreiche Bruchstücke stellen bei der charakteristischen Form und Skulptur der Schale das Vorkommen dieser Art sicher. Sie scheint hier nicht gerade selten gewesen zu sein. Sie ist bisher von Tuchořic, Lipen und Rein (Steierm.) bekannt.

Subfam. Helicodontinae.

13. Helicodonta (Caracollina) phacodes (Tho.).

1845. *Helix phacodes* Thomae, Jahrb. d. Nass. Ver. für Nat., S. 142, Taf. III, Fig. 8.
1852. » » Reuss, Palaeontogr. II, S. 23, Taf. II, Fig. 3.
1861. » » Reuss, Sitz.-Ber. d. K. Akad. d. W. Wien XLII, S. 68.
1863. » » Sandberger, Conch. d. Mainzer Tert.-Beckens, S. 33, Taf. III, Fig. 11.
1870. » » Boettger, Jahrb. K. K. geol. R., S. 289.
1875. » (*Gonostoma*) *phacodes* Sandberger, Land- und Süßw. Conch. d. Vorwelt, S. 378 usw., Taf. XXII, Fig. 19.
1891. » » » Klika, Arch. d. nat. Landesdurchf. v. Böhmen VII, 4, S. 45, Fig. 38.
1891. » » » Maillard, Abh. der schweiz. pal. Ges., S. 67, Taf. V, Fig. 10.
1897. » (*Caracollina*) » Tho. var. *grossa* Babor, Sitz.-Ber. d. K. böhm. Ges. d. W. LXIII, S. 3.
1908. » (*Gonostoma*) » Boettg., Nachr.-Bl. d. D. malakozool. Ges., S. 149.
1911. *Helicodonta* (*Caracollina*) *phacodes* Jooss., Jahrb. d. Nass. Ver. f. Nat., S. 57.

Das Stück, das im Mergel steckt und z. T. noch die Schalenskulptur zeigt, läßt keinen Zweifel, daß es dieser weit verbreiteten Art angehört, die sich in Böhmen (Tuchořic, Stoltzenhahn), im Mainzer Becken (Landschneckenkalk-Hydrobienschichten) und in

den *Rugulosa*-Schichten Schwabens, der Schweiz findet und möglicherweise sogar noch in den *Sylvana*-Schichten auftritt (Randecker Maar). (Min.-Geol. Inst. Würzburg.)

Subfam. Pentataeniinae.

14. Cepaea sp.

Sehr häufig finden sich Bruchstücke, die noch am besten zu *C. moguntina* Desh. f. *major* Sdbg. passen. Weniger wahrscheinlich ist die Verwandtschaft mit einer der böhmischen oder schwäbischen Arten. Sie zeigen z. T. noch recht deutliche Bänderung. Besseres Material wird erst die Zugehörigkeit der Form entscheiden können.

Fam. Clausiliidae.

Es liegen nicht weniger als fünf Clausilien vor, darunter allein mindestens drei Triptychien. Herr C. H. Jooss-Stuttgart, der dieses Genus augenblicklich einer monographischen Bearbeitung unterzieht, hatte die Liebenswürdigkeit, diese drei Formen mit schwäbischen Stücken zu vergleichen und uns seine Beobachtungen mitzuteilen, wofür wir ihm auch an dieser Stelle unsern besten Dank aussprechen möchten.

Die erste der Arten gehört zur Gruppe der schlanken Formen von *T. Escheri* und *T. suevica*. Es liegen eine vollkommene Mündung mit den letzten $1^1/_2$ Umgängen, ein zweites Mündungsbruchstück und zwei Gehäusespitzen mit etwa 6 Windungen vor:

15. Triptychia (Eutriptychia) gracilitesta n. sp.

Taf. 2, Fig. 7.

Gehäuse schmal und schlank, mit engem Nabelritz und langsam an Breite zunehmenden flachen Umgängen, die durch eingedrückte Nähte von einander getrennt sind. Die 3—4 ersten sind glatt, die folgenden mit zahlreichen, einfachen, scharfen, kräftigen Querrippen verziert, die auf den letzten Umgängen zugunsten der feineren unregelmäßigen Anwachsstreifen zurücktreten bezw. verschwinden. Die letzte Windung ist nur wenig erweitert und

etwa $1^1/_2$ mal so hoch wie die vorletzte. Die Mündung ist langgestreckt, schmal, birnenförmig, mit kleinem Sinulus. Die zusammenhängenden Mundränder sind kaum verdickt, fast scharf. Der S-förmig gebogene Spindelrand ist etwas vorgezogen, der linke schwach gebogen. Die starke, fast gerade, nur ganz wenig nach links geneigte, mit der Spirallamelle vereinigte Oberlamelle wird nach oben merklich breiter und endet mit einer plötzlichen Verdickung vor dem Mundsaum, ohne diesen zu erreichen. Die fast gerade aufsteigende, wenig gebogene Unterlamelle ist schwächer und erreicht den Mundsaum ebenfalls nicht. Die mit ihr etwa gleichstarke, fast rechtwinklig gebogene Subcolumellare reicht viel weiter hinauf.

Höhe des letzten Umganges 10,7 mm, Durchm. 8,6 mm, Höhe der Mündung 7,5 mm, Breite der Mündung 4,9 mm.

Von *Tr. Escheri* (Schübl. b. Zieten) unterscheidet sie sich durch ihre Dimensionen. Der letzte Umgang ist bei *Tr. gracilitesta* breiter, seine Höhe dagegen geringer; ferner unterscheidet sie sich von jener durch die mehr wellig gebogenen, platteren und durch unregelmäßige Zwischenräume getrennten Streifen, die bei *Tr. Escheri* deutlicher hervortreten und fast senkrecht verlaufen, sowie durch etwas flachere Nähte. Die Mündung ist bei *Tr. gracilitesta* etwas breiter und kürzer, der Spindelrand mehr S-förmig gebogen, die Oberlamelle breiter und tiefer gestellt, die Unterlamelle feiner und weniger steil ansteigend, die Subcolumellare viel schwächer. Die Spitzen zeigen etwas mehr gewölbte, schmälere und durch etwas tiefere Nähte getrennte Umgänge als bei *Tr. Escheri.*

Noch näher steht die Form *Tr. suevica* (Sdbg.), von der sie sich ebenfalls durch die größere Breite des letzten Umganges bei geringerer Höhe unterscheidet. Außerdem ist bei *Tr. suevica* der letzte Umgang sehr fein gestreift, und die Streifen verlaufen fast senkrecht, der Spindelrand ist mehr verdickt und stärker S-förmig gebogen, die Oberlamelle etwas feiner und noch tiefer, die Unterlamelle kräftiger und der Zwischenraum zwischen Unterlamelle und Subcolumellare etwas größer. Demnach ist *Tr. suevica* die

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

nächstverwandte Art, als deren vikariierende Form wir *Tr. gracilitesta* betrachten dürfen. —

Von einer zweiten Form fand sich ein vollständiges Exemplar, das in hartem Mergel steckte und leider so zersprungen war, daß wir kaum hoffen konnten, es ganz zu erhalten. Deshalb wurde an Ort und Stelle sofort eine kleine Skizze entworfen, nach der Fig. 2 hergestellt ist. Außerdem liegen noch ein Mündungsbruchstück und 36 Gehäusespitzen vor:

16. Triptychia (Eutriptychia) conoidea n. sp.

Die bauchig-spindelförmige Schale ist oben fast kegelförmig, nur wenig konkav. Von den (ca. 13) Umgängen sind die ersten glatt, die folgenden, fast ebenen, dem Abdruck nach zu urteilen, mit geraden, abgeplatteten Rippen verziert. Die Umgänge nehmen nur langsam zu und auch der letzte ist nicht sehr hoch. Höhe 26 mm, Durchm. 8,8 mm.

Figur 2.



Triptychia (Eutriptychia) conoidea n. sp. Nat. Größe.

Da noch nicht mit Sicherheit feststeht, ob das Mündungsbruchstück hierher gehört, so verzichten wir vorläufig auf eine eingehendere Beschreibung.

Die Form gehört vermutlich der Gruppe der *Tr. recticosta* Bttg., *Tr. Emmerichi* Wenz, *Tr. baccilifera* Sdbg. an. Leider ist die Skulptur der letzten Umgänge nicht so deutlich erhalten, um dies mit Sicherheit entscheiden zu können. Sie würde sich dann am besten an *Tr. Emmerichi* Wenz aus den Hydrobienschichten von Budenheim bei Mainz anschließen.

Wie aus der Zahl der Gehäusespitzen hervorgeht, ist die Form

die häufigste der vorkommenden Triptychien und zugleich eine der häufigsten Landschnecken der Ablagerung. —

Endlich fand sich noch eine dritte Art in einem Bruchstücke aus der Mitte der Schale von etwa 6 Umgängen von 24 mm Höhe und 13 mm größter Breite:

17. Triptychia (?Eutriptychia) ampla n. sp.

Die Windungen gehören offenbar einer sehr großen bauchigen Art an, die fast *Tr. helvetica* Sdbg. an Größe gleichkommt. Die rasch sich erweiternden Umgänge sind mit z. T. etwas unregelmäßigen, z. T. geraden, breiten und flachen und durch schmale Zwischenräume getrennten Rippen versehen, auf denen noch die feinen Anwachsstreifen sichtbar sind. Durch diese Skulptur erscheint die Naht grob gezähnelt. Für eine vollständige Beschreibung sind weitere Funde abzuwarten.

Figur 3.



Triptychia (Eutriptychia) ampla n. sp. Nat. Größe.

So große Formen sind im Miocän bisher noch nicht bekannt geworden.

18. Eualopia bulimoides (Tho.).

Taf. 2, Fig. 8a, b, c.

1845. *Clausilia bulimoides* Thomae; Jahrb. d. Nass. Ver. f. Nat., S. 149, Taf. IV, Fig. 6.
1863. » » Sandberger; Conch. d. Mainzer Tert.-Beckens, S. 62, Taf. V, Fig. 20.
1875. » (*Eualopia*) *bulimiformis* Sandberger; Land- u. Süßw.-Conch. d. Vorwelt, S. 501, Taf. XXV, Fig. 22.
1877. » » *bulimoides* Boettger; Clausilienstudien, S. 28.
1908. » » » Boettger; Nachr.-Bl. d. D. Malakozool. Ges., S. 151.

1909. *Clausilia (Eualopia) bulimoides* A. Br. var. *eckingensis* Boettger; Nachr.-Bl. d. D. Malakozool. Ges., S. 23.
1911. *Eualopia bulimoides* Jooss; Jahrb. d. Nass. Ver. f. Nat., S. 67.

Mehrere Mündungsbruchstücke zeigen, daß es sich um eine große Var. handelt mit sehr langen Gaumenfalten. Außerdem fanden sich 7 sehr charakteristische Gehäusespitzen, deren eine schon beim ersten Besuch der Lokalität das Vorhandensein einer *Eualopia* andeutete und zu genauerem Nachforschen veranlaßte.

Die Form findet sich in den Hydrobienschichten des Mainzer Beckens sowie in den *Rugulosa*-Schichten Schwabens (var. *eckingensis*)

19. Clausilia (Laminifera) mira Slavik.

Taf. 2, Fig. 9a, b.

Clausilia (Laminifera) mira Slavik; Arch. d. Nat. Landesdurchf. v. Böhmen I, 2, S. 265, Fig. 57.
1870. » » » Boettger; Jahrb. d. K. K. geol. R. XX, S. 293.
1875. » » » Sandberger; Land- u. Süßw.-Conch. d. Vorwelt, S. 436.
1877. » » » Boettger; Clausilienstudien, S. 103, Taf. IV, Fig. 41.
1891. » » » Klika; Arch. d. Nat. Landesdurchf. v. Böhmen VII, 4, S. 89, Fig. 82.

Von dieser seltenen, bisher nur von Tuchořic bekannten Form, von der nur zwei Mündungsbruchstücke bekannt waren, liegen zwei Mündungen und eine Gehäusespitze vor. In Hochheim wird die Form durch die wesentlich größere *L. abnormis* vertreten.

Fam. Vertiginidae.

20. Vertigo (Alaea) cf. callosa Reuss.

1852. *Pupa callosa* Reuss; Palaeontogr. II, S. 30, Taf. III, Fig. 7.
1861. » » Reuss; Sitz.-Ber. d. K. Akad. d. W. Wien XLII, S. 72, Taf. II, Fig. 6—7.
1863. » *alloeodus* Sandberger; Conch. d. Mainzer Tert.-Beckens, S. 58, Taf. XXXV, Fig. 10.
1875. » *callosa* Sandberger; Land- u. Süßw.-Conch. d. Vorwelt, S. 400, Taf. XXIV, Fig. 19.
1877. » (*Vertigo*) *callosa* var. *allocodus* Boettger; Palaeontogr. 24, S. 196.
1884. *Vertigo (Alaea)* » » » » Senckenb. Ber., S. 269.
1889. » » » Boettger; Jahrb. d. Nass. Ver. f. Nat. S. 297.

1891. *Vertigo* (*Alaea*) *callosa* Klika; Arch. d. Nat. Landesdurchf v. Böhmen VII, 4, S. 96, Fig. 91.
1893. » » » Degrange-Touzin; Actes Soc. Linn. Bordeaux XLV, S. 24.
1901. » *callosa* mut. *cyrenarum* Zinndorf; Ber. d. Offenbacher Ver. f. Nat., S. 136.
1903. » (*Alaea*) *callosa* var. *aloeodus* Boettger; Nachr.-Blatt d. D. Malakozool. Ges. S. 75.
1911. » » » mut. *alloeodus* Jooss; Jahrb. d. Nass. Ver. f. Nat., S. 65.
1911. » » » var. » Wenz; Notizbl. d. Ver. f. Erdk. Darmst., S. 156.

Ein Steinkern und sein Gegendruck mit Schale finden sich im Min.-Geol. Inst. Würzburg. Das Stück ist ziemlich groß und kräftig. Es läßt die Mündung nicht erkennen, und es ist deshalb nicht mit Sicherheit zu entscheiden, ob es wirklich zu dieser Art gehört, die eine sehr große horizontale und vertikale Verbreitung hat.

Fam. Valloniidae.

21. Vallonia lepida (Reuss).

1845. *Helix pulchella* Thomae; Jahrb. d. Nass. Ver. f. Nat., S. 145.
1852. » *lepida* Reuss; Palaeontogr. II, S. 24, Taf. II, Fig. 4.
1863. » *pulchella* Sandberger; Conch. d. Mainz. Tert.-Beckens, S. 31, Taf. III Fig. 6.
1870. » » Boettger; Jahrb. d. K. K. geol. R. XX, S. 289.
1875. » *Sandbergeri* Boettger part.; Ber. d. Senckenb. Nat. Ges., S. 95.
1875. » (*Vallonia*) *lepida* Sandberger; Land- u. Süßw.-Conch. d. Vorwelt S. 375, Taf. XXII, Fig. 16.
1877. » *pulchella* var. Boettger; Palaeontogr. 24, S. 192.
1884. » (*Vallonia*) *lepida* Boettger; Ber. d. Senckenb. Nat. Ges., S. 160.
1903. *Vallonia lepida* Boettger; Nachr.-Bl. d. D. Malakozool. Ges. S., 72.
1904. » » Zinndorf; Ber. d. Offenb. Ver. f. Nat., S. 96.
1908. » » Boettger; Nachr.-Bl. d. D. Malakozool. Ges., S. 146.
1911. » » Jooss; Jahrb. d. Nass. Ver. f. Nat., S. 61.
1911. » » Wenz, Notizbl. d. Ver. f. Erdk. Darmst., S. 155.

Es wurde nur ein Exemplar dieser Form durch Schlämmen gewonnen, die sich in Tuchoric und im Mainzer Becken in den Landschneckenkalken und den Hydrobienschichten findet. Daß sie in den *Rugulosa*-Kalken noch nicht beobachtet wurde, dürfte wohl daran liegen, daß sie für die Erhaltung und vor allem für die Gewinnung dieser Form nicht besonders günstig sind.

Fam. Limnaeidae.

22. Limnaea (Limnus) pachygaster Tho.

Taf. 2, Fig. 10a, b.

1845. *Limneus pachygaster* Thomae; Jahrb. d. Nass. Ver. f. Nat.
1852. » *vulgaris* Reuss; Palaeotogr. II, S. 37, Taf. IV, Fig. 6.
1863. » *pachygaster* Sandberger; Conch. d. Mainzer Tert.-Beckens, S. 67, Taf. VII, Fig. 1, 4.
1870. » » Boettger; Jahrb. d. K. K. geol. R. XX, S. 297.
1875. » » Sandberger; Land- u. Süßw.-Conch. d. Vorwelt, S. 494, Taf. XXV, Fig. 13.
1891. » » Klika; Arch. der nat. Landesdurchf. v. Böhmen VII, 4, S. 103, Fig. 99.
1908. *Limnaea* » Boettger; Nachr.-Bl. d. D. Malakozool. Ges., S. 153.
1911. *Limnus* » Jooss; Jahrb. d. Hess. Ver. f. Nat., S. 69.

Diese verbreitete Form ist auch hier nicht selten, besonders in der Seekreide mit den Planorben zusammen; doch lassen sich die sehr dünnen und zerbrechlichen Gehäuse daraus nur schwer gewinnen, so daß nur ein kleines, jugendliches Stück abgebildet werden konnte. Ein ähnliches von Sandberger als *L. minor* bezeichnetes liegt im Min.-Geol. Inst. Würzburg.

Fam. Planorbidae.

23. Planorbis cornu Brong. var. solida Tho.

1840. *Planorbis cornu* Brongniart; Ann. du mus. XV, p. 371, Taf. XXII, Fig. 6.
1845. » *solidus* Thomae; Jahrb. d. Nass. Ver. f. Nat, S. 153, Taf. IV, Fig. 7.
1861. » » Reuss; Sitz.-Ber. d. K. Akad. d. W. Wien, S. 79 usw.

Nur drei Bruchstücke, die sicher zu dieser Art gehören, die sich im Mainzer Becken, in Böhmen und im *Rugulosa*-Kalk Schwabens findet.

24. Gyraulus pompholicodes (Sdbg.).

Taf. 2, Fig. 11a, b, c.

1875. *Planorbis pompholicodes* Sandberger; Land- u. Süßw.-Coch. d. Vorwelt, S. 493, Taf. XXV, Fig. 11.
1912. » » Wenz; Nachr.-Bl. d. D. Malakozool. Ges., S. 195.

Ziemlich selten; nur 5 wohlerhaltene typische Stücke zusammen mit den anderen Planorben in den Kreidemergeln. Die

Form findet sich in den Hydrobienschichten des Mainzer Beckens ebenfalls mit *G. deablatus* und *Pl. cornu* zusammen. *G. albertanus* aus dem Obermiocän von Undorf scheint der Form recht nahe zu stehen.

25. Gyraulus dealbatus Sdbg.

Taf. 2, Fig. 12a, b, c.

1875. *Planorbis* (*Gyraulus*) *dealbatus* Sandberger; Land- u. Süßw.-Conch. d. Vorwelt, S. 492, Taf. XXV, Fig. 10.
1877. » » Boettger; Palaeontogr. 24, S. 210.
1908. » » » Nachr.-Bl. d. D. malakozool. Ges., S. 154.
1911. *Gyraulus dealbatus* Jooss; Jahrb. d. Nass. Ver. f. Nat. S. 71.
1911. *Planorbis* (*Gyraulus*) *dealbatus* Wenz; Notizbl. d. Ver. f. Erdk. Darmstadt, S. 158.

Die häufigste der Planorbenformen und der Arten überhaupt. Erfüllt in Massen die Tone und besonders die kreidigen Süßwasserkalke. Die Formen der tiefsten Schichten über dem Muschelkalk stimmen mit denen aus den Hydrobienschichten recht gut überein. In höheren Schichten, die wir nicht mehr hierher ziehen, treten flache Formen auf, die mehr *G. laevis* von Klein gleichen, aber zweifellos von *dealbatus* abzuleiten sind. *G. dealbatus* ist eine im Miocän weit verbreitete Form, von der aus häufig lokale Varietäten sich bildeten, die an ganz verschiedenen Orten und auch wohl zu verschiedenen Zeiten eine ähnliche Umformung erlitten.

Außer im Mainzer Becken findet sich die Form auch in den böhmischen Süßwasserkalken, in den *Rugulosa*-Schichten Schwabens sowie an vielen anderen Orten.

Fam. Ancylidae.

26. Velletia decussata (Reuss).

1852. *Ancylus decussatus* Reuss; Palaeontogr. II, S. 17, Taf. I, Fig. 1.
1861. » » » Sitz.-Ber. d. K. Akad. d. Wiss. Wien, XLII, S. 63.
1863. » » Sandrerger; Conch. d. Mainzer Tert.-Beckens, S. 394.
1870. » » Boettger; Jahrb. d. K. K. Geol. R. XX, S. 299.
1875. » » Sandberger; Land- u. Süßwasser-Conch. d. Vorwelt, S. 424, Taf. XXIV, Fig. 2.

1875. *Ancylus decussatus* Boettger; Ber. d. Senckenb. Nat. Ges., S. 120.
1891. » (*Velletia*) *decussatus* Klika; Arch. d. Nat. Landesdurchf. v. Böhmen VII, 4, S. 110, Fig. 109.
1901. » » » Zinndorf; Ber. d. Offenb. Ver. f. Nat., S. 111.

Figur 4.



Velletia decussata (Reuss.). 8 mal vergrößert.

Von Theobaldshof liegen Abdrücke dieser Form aus den Süßwasserkreidemergeln mit Planorben vor (Min.-Geol. Inst. Würzburg). Ein weiteres Stück (Fig. 4) von Kaltennordheim fand sich in der Boettger'schen Sammlung (Mus. d. Senckenb. Nat. Ges.). Es wurde 1884 von Strubell hier gesammelt.

Fam. Hydrobiidae.

27. Emmericia francofurtana Bttg.

1904. *Emmericia francofurtana* Boettger, Nachr.-Bl. d. D. malakozool. Ges., S. 116.

Figur 5.



Emmericia francofurtana Bttg. 5 mal vergrößert.

Diese Form, die zuerst aus den Hydrobienschichten von Frankfurt bekannt wurde, scheint hier recht häufig gewesen zu sein; doch fand sich kein vollkommen erhaltenes Gehäuse, sondern nur viele Mündungen, z. T. mit der letzten Windung, und Gehäuse

ohne Mundrand, aus denen die Abbildung Fig. 5 zusammengestellt wurde.

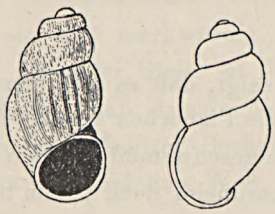
28. Bithynella striata n. sp.

Taf. 2, Fig. 13.

Gehäuse zylindrisch, mit stumpfem Embryonalende. Die 4 bis $4^1/_2$ langsam und gleichmäßig zunehmenden Umgänge sind stark gewölbt und durch tiefe Nähte getrennt. Der letzte Umgang nimmt $^2/_3$ der Gehäusehöhe ein. Die eiförmige Mündung ist nicht erweitert, oben und unten stumpf gewinkelt. Der nicht unterbrochene Mundsaum ist meist scharf, selten ein wenig verdickt. Die Windungen sind deutlich fein gestreift. Bei einem der Stücke (Fig. 6), kann man außerdem noch schwache, weiter von einander entfernte Leistchen (Varices) beobachten.

Höhe 1,6—1,8 mm Breite 0,9—1,0 mm.

Figur 6.



Bithynella striata n. sp. 14 mal vergrößert.

Von den lebenden Formen steht der äußeren Form nach *B. cylindrica* nahe, womit aber keinesfalls gesagt sein soll, daß beide Formen etwa verwandt seien. Unter den fossilen steht ihr keine besonders nahe. *B. cyclothyra* aus den Süßwasserschichten des Cyrenenmergels ist weit größer und von anderer Gestalt und dasselbe gilt auch für *B. scalaris* Slavik von Tuchořic.

Fam. Sphaeriidae.

29. Sphaerium pseudocorneum Reuss.

1852. *Cyclas cornea* Reuss; Palaeontogr. II, S. 41, Taf. IV, Fig. 13.
1861. » *pseudocornea* Reuss; Sitzungsber. d. K. Akad. d. W. Wien XLII, S. 82.

1870. *Sphaerium pseudocorneum* Boettger; Jahrb. d K. K. geol. R. XX, S. 299.
1875. » » Sandberger, Land- und Süßw.-Conch. d. Vorwelt, S. 366.
1891. » » Klika; Arch. d. nat. Landesdurchf. v. Böhmen, S. 115, Fig. 115.

Von Theobaldshof liegen zwei kleine etwa 2 mm große Stücke mit Schale auf Mergel vor (Min.-Geol. Inst. Würzburg) sowie größere Stücke von Kaltennordheim (Min.-Geol. Inst. Würzburg). Die Form findet sich in den böhmischen Süßwasserkalken und im Mainzer Becken. Vermutlich ist auch *Cyclas oepfingensis* v. Klein aus den *Rugulosa*-Schichten von Öpfingen damit identisch. In diesem Fall hätte der von Klein'sche Name die Priorität. — Die Originale der von hier beschriebenen Formen, soweit nichts anderes angegeben, befinden sich in Coll. W. Wenz.

Von Wirbeltieren fanden sich nur Stücke des Knochenpanzers einer Schildkröte, Zähne von *Diplocynodon* sp., ziemlich häufig die Hautschuppen von *Pseudopus moguntinus* und einzelne Zähne eines Nagers.

Die ganze Fauna zeigt, daß es sich hier um einen Süßwassersee handelte, in dem die Planorben lebten und in den Land- und Süßwassermollusken eingeschwemmt wurden.

Daß auch Kaltennordheim noch jenem See angehörte, scheint ziemlich sicher. Die wenigen von hier bekannten Formen sind oben bereits mit aufgezählt worden. Es ist zu vermuten, daß die Ausdehnung des Sees noch größer war und daß noch eine Reihe von tonigen Ablagerungen, die unmittelbar auf dem Muschelkalk ruhen, von gleichem Alter sind; doch ist darüber zur Zeit noch nichts Sicheres zu ermitteln, da Fossilien desselben Horizontes von anderen Punkten bisher noch nicht bekannt geworden sind.

Was das Alter der Schichten betrifft, so liegt ein Vergleich mit denen des Mainzer Beckens am nächsten. Da ist zu beachten, daß mit Ausnahme der letzten Form alle übrigen, soweit sie überhaupt im Mainzer Becken vorkommen, sich auch in den Hydrobienschichten finden, so daß die Ähnlichkeit mit diesem Horizont sofort in die Augen springt und noch durch leitende Formen wie *Eualopia bulimoides*, *Galactochilus mattiacum* besonders her-

vorgehoben wird. Noch größer ist die Übereinstimmung mit Tuchořic, das im Alter zwischen den Hochheimer Landschneckenkalken und den Hydrobienschichten steht; doch fehlen in der Rhön die etwas altertümlicheren, an Hochheim erinnernden Formen von Tuchořic. Auch mit den oberen Horizonten der *Rugulosa*-Schichten Schwabens bestehen enge Beziehungen. Daraus folgt mit Sicherheit, daß die kleine Fauna vom Alter der Hydrobienschichten, d. h. Untermiocän, ist.

Sehr interessant ist das Verhältnis des Beitrages, den die böhmische, Mainzer und schwäbische Fauna geliefert hat. Von den 25 vergleichbaren Formen sind dieselben Arten oder ihre nächsten Verwandten bekannt von

Böhmen	17	= 68 %
Mainzer Becken	15	= 60 »
Schwaben	8	= 32 »

Das Überwiegen der böhmischen Formen ist vom zoogeographischen Standpunkt aus sehr merkwürdig. Man würde erwarten, das Mainzer Becken an erster Stelle zu finden. Auf jeden Fall zeigt uns diese Tatsache, daß damals die böhmischen Formen noch ungehindert bis zum Mainzer Becken vordringen konnten, und wir haben hier auch wohl den Weg, auf dem Formen wie *Emmericia* eingedrungen sind.

Von den Tertiärbildungen des Vogelsberges gehören vermutlich die Braunkohlentone von Elm bei Schlüchtern hierher, in denen sich nach der Bestimmung von Stehlin Zähne von *Brachyodus onoideus* fanden. (Mus. d. Senckenb. Ges.)

Die hier behandelten fossilführenden Tone von Theobaldshof-Kaltennordheim liegen, wie erwähnt, unmittelbar auf dem Muschelkalk ohne Zwischenlagerung von Basalten oder deren Tuffen, die erst mit den Braunkohlenflözen wechsellagern. Sie sind also noch vor dem Beginn der vulkanischen Tätigkeit der Rhön abgelagert worden.

Dasselbe gilt auch für die Braunkohlentone von Elm bei Schlüchtern in Bezug auf den Vogelsberg.

IV. Obermiocäne Tone und Basalttuffe.

(Roth, Bauersberg, Tann, Kaltennordheim usw.)

Auch in höheren Horizonten zwischen den Flözen kommen bei Theobaldshof noch Süßwasserschichten mit Planorben vor. Diese Planorben sind indes von *Gyraulus dealbatus* der tieferen Schichten gut unterschieden. Sie sind schärfer gekielt und flacher und ähneln in ihrer Form mehr dem *G. laevis* (v. Klein). Außerdem sind nicht weit von jener Fundstelle bei Tann (Friedrichshof, Dietgeshof) Horizonte bekannt geworden, die in den Tuffen *Melanoides Escheri* var. *aquitanica* Noul. führen (Mus. d. Senckenb. nat. Ges. und Geol. Inst. Marburg); während wir diesen Horizont bei Theobaldshof selbst nicht beobachten konnten, ließ er sich in dem benachbarten Dietgeshof etwas unterhalb des Dorfes festellen. In den fossilführenden Tonen von Theobaldshof fand sich *Melanoides Escheri* nicht, obwohl uns selbst kleine Bruchstücke in dem geschlämmten Material sicher nicht entgangen wären.

Ob zwischen der Ablagerung dieser basalen Tone und der Braunkohlenflöze ein längerer Zeitraum verstrichen ist, oder ob die Ablagerungen kontinuierlich aufeinander folgen, ist schwer zu ermitteln. Nur so viel steht fest, daß diese Schichten mit *Melanoides Escheri* wesentlich jünger sind. Es sind fast überall Basalttuffe, in die die Fossilien eingebettet sind.

Ähnliche Verhältnisse wie bei Theobaldshof finden wir auch bei Kaltennordheim. Nur ist hier die ältere Schicht weniger genau bekannt, während man aus der jüngeren *Melanoides Escheri* var. *aquitanica*, *Vivipara crassitesta*, *Gyraulus laevis* und eine *Acme* kennt.

Am besten bekannt sind diese jüngeren Schichten am Ostrande der Rhön in der Umgebung von Roth und von Bischofsheim. Ludwig[1]) hat von hier einige Formen beschrieben, die aber leider recht mangelhaft charakterisiert und abgebildet sind, was um so mehr zu bedauern ist, als eine Nachprüfung in manchen Fällen nicht mehr möglich ist, da die Aufschlüsse zum größten Teil zerstört und die Ludwig'schen Originale verschollen sind.

[1]) Palaeontographica XVI, S. 40 ff.

Auch hier bei Roth liegt die Tertiärablagerung unmittelbar auf dem Muschelkalk; aber die fossilführenden Schichten bilden nicht das Liegende, sondern sind etwa 15—20 m höher. Es wurde hier folgendes Profil beobachtet[1]):

Grauer, schwärzlicher und brauner Ton	3,06 m
I. Braunkohlenflöz	0,02 »
Süßwassermergel mit Conchylien	2,00 »
II. Braunkohlenflöz	0,06 »
Weißer Kalkmergel mit *Planorbis*	2,04 »
Basalttuff und plastischer Ton mit Phosphoritknollen und Blattresten	2,00 »
III. Braunkohlenflöz	1,08 »
Weiße kalkige Lage	2,00 »
Blauer und grauer Ton	4,06 »
IV. Braunkohlenflöz	0,08 »
Blaugrauer Ton	1,00 »
V. Braunkohlenflöz	1,00 »
Schwarzer und grauer Ton	1,06 »
VI. Braunkohlenflöz	0,02 »
Grauer plastischer Ton wechselnder Mächtigkeit	
Muschelkalk.	

Ein ähnliches Profil von »Zeche Max« gibt Ludwig (a. a. O. S. 44).

Ob etwa die tiefsten Schichten den oben beschriebenen von Theobaldshof entsprechen, ist nicht zu ermitteln, da Fossilien aus ihnen nicht bekannt geworden zu sein scheinen.

Am Bauersberg bei Bischofsheim v. d. Rhön hat man das Liegende nicht erreicht. Die etwa 20 m mächtige Schichtfolge ruht auf Basalt[2]):

Dammerde mit Basaltblöcken	3,00 m
Basalttuff mit Eisenocker, mit Blattabdrücken	0,50 »
Brauner Schieferletten	0,55 »
Weißer Tuff	0,25 »
I. Braunkohlenflöz	3,83 »
Dunkelgrauer Ton mit Blattabdrücken	0,22 »
Hellgrauer Tuff mit Pechkohleschmitzen	0,26 »
Brauner Ton mit Blattabdrücken	0,66 »
II. Braunkohlenflöz	2,99 »
Heller Basalttuff	0,75 »

[1]) Gümbel, Geologie von Bayern, S. 676.

[2]) Gümbel, Geologie von Bayern, S. 676. — Sandberger, Z. Naturg. der Rhön, Sep. S. 13.

III. Braunkohlenflöz . . . . . 3,66 m
Grünlicher und schwarzer Ton mit Blattabdrücken bis zum unebenen, welligen, aus Basalt bestehenden Untergrund.

In diesen jüngeren Horizonten fand sich von Mollusken:

1. Limax sp.

Nur ein Stück (Min.-Geol. Inst. Würzburg) eines gelblichen Limacidenschälchens vom Bauersberg bei Bischofsheim.

2. Cepaea sp.

Bruchstücke einer *Cepaea* liegen vom Bauersberg bei Bischofsheim vor (Min.-Geol. Inst. Würzburg).

Auch das von Sandberger als *Patula lunula* bezeichnete Stück erwies sich als Bruchstück einer größeren Form.

3. Clausiliide.

Sandberger erwähnt von Bischofsheim *Clausilia vulgata*. Das Schalenbruchstück (Min.-Geol. Inst. Würzburg), das sich noch auf dem Mergel befindet, zeigt die letzten $1^1/_2$ Umgänge, läßt aber die Mündung leider nicht erkennen. Doch ist soviel sicher, daß es nicht zu *Triptychia vulgata* gehört. Sein letzter Umgang ist beinahe doppelt so hoch wie bei *vulgata*, die Rippen sind viel stärker, breit und gerundet und weiter von einander entfernt, der Nackenwulst stark ausgeprägt. Ob ein Doppelkiel vorhanden ist, läßt sich nicht deutlich erkennen. Es könnte eine größere Form aus der Gruppe der *Pseudidyla moersingensis* sein; doch ist darüber Sicheres nicht zu ermitteln, solange nicht besseres Material vorliegt.

4. Gyraulus laevis (v. Klein).

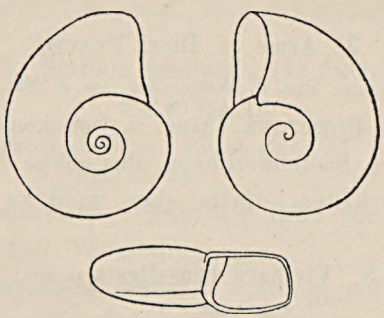
Taf. 2, Fig. 14a, b, c.

1846. *Planorbis laevis* v. Klein; Jahresh. d. vaterl. Ver. f. Nat. in Wttbg., S. 79, Taf. I, Fig. 26.

Meist große und flache Stücke von wechselnder Form, von denen einige von Roth (Geol. Inst. Marburg) durch die kantige, rechteckige Form der Mündung sehr an *G. steinheimensis* erinnern (Fig. 7). Wir haben es hier vermutlich mit einer parallel verlaufenden Entwicklung aus derselben Stammform unter gleichen

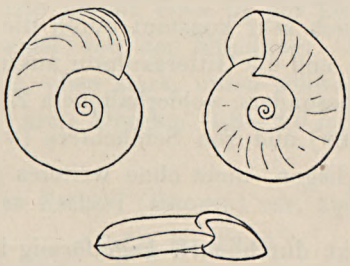
Lebensverhältnissen zu tun. Andere dagegen (von Kaltennordheim, Fig. 8) zeigen einen scharfen Kiel.

Figur 7.



Gyraulus laevis (v. Klein) var. Roth. 6 mal vergrößert.

Figur 8.



Gyraulus laevis (v. Klein) var. Kaltennordheim. 6 mal vergrößert.

Kaltennordheim, Hausen, Roth, Eisgraben, Hillenberg. Auch am Ostrande des Vogelsberges bei Schlüchtern sowie bei Climbach (Aspenkippel).

5. Gyraulus virgatus (Ludwig).

1865. *Planorbis virgatus* Ludwig; Palaeontogr. XIV, S. 95, Taf. XXI, Fig. 18.

Diese Form, die uns leider nicht vorlag, erinnert in Abbildung und Beschreibung sehr an *G. albertanus* Clessin aus den obermiocänen Braunkohlentonen von Umdorf; doch müßten gute Vergleichsstücke vorliegen, um die Identität sicherzustellen.

Roth, Hausen.

6. Limnaea sp.

1865. *Limnaeus pachygaster* Ludwig; Palaeontogr. XIV, S. 94, Taf. XXI, Fig. 10.

Roth, Hausen.

7. Acme cf. Diezi Flach.

1889. *Acme Diezi* Flach; Ber. d. Wetterauer Ges. f. Nat., S. 6.

Das in Coll. Boettger (Mus. d. Senckenb. Nat. Ges.) befindliche Stück von Kaltennordheim, das schon Flach vorlag, ist nicht sehr gut erhalten, dürfte aber wohl zu dieser Form zu ziehen sein.

8. Vivipara crassitesta n. sp.

Taf. 2, Fig. 15a, b.

1865. *Bithynia pachystoma* Ludwig; Palaeontogr. XIV, S. 93, Taf. XXI, Fig. 13, 13a.

Mit der *Melania* zusammen findet sich an vielen Fundorten eine *Vivipara*, die sich sehr konstant durch die dicke Schale, die starken Mundränder und die Gitterskulptur auszeichnet. Man kann die Stücke, die in besonders wohlerhaltenem Zustand von Kaltennordheim (v. Koenen) und von Schlüchtern (v. Koenen, Mus. d. Senckenb. Ges.) vorliegen, nicht ohne weiteres mit *V. pachystoma* (Sdbg.) vereinigen:

Gehäuse bedeckt durchbohrt, kegelförmig-kugelig, sehr festschalig, glänzend, mit stark gewölbtem Gewinde und etwas abgestumpftem Embryonalende. Die 5 Umgänge, die durch tiefe Nähte getrennt sind, nehmen rasch an Größe zu und zeigen außer den feinen Anwachsstreifen noch deutliche Längsstreifen, die zusammen eine feine Gitterskulptur hervorrufen. Der letzte Umgang ist stark erweitert und kugelig aufgebläht. Er nimmt fast $^4/_5$ der Gehäusehöhe ein. Die große eiförmige Mündung ist nur wenig schief und oben deutlich stumpf gewinkelt. Der zusammenhängende Mundsaum ist sehr breit mit starkem Callus.

Höhe 26 mm. Breite 20 mm.

Vielleicht gehört auch *Bithynia inflexa* Ludwig (a. a. O., S. 93, Taf. XXI, Fig. 12) hierher, die ein abgebrochenes Stück einer *Vivipara* darstellt.

Die Dickschaligkeit in Verbindung mit der Gitterskulptur zeigt, daß wir es hier mit einer Form zu tun haben, die in dem bewegten Wasser eines flachen Sees lebte.

Kaltennordheim, Dietgeshof, Roth, Bischofsheim, Schlüchtern.

9. Stalioia mediocris (Ludwig).

Taf. 2, Fig. 16.

1865. *Bithynia mediocris* Ludwig; Palaeontogr. XIV, S. 90, Taf. XXI, Fig. 23, 24.

Es liegen zahlreiche Stücke von Roth vor (Geol. Inst. Marburg; Min.-Geol. Inst. Würzburg):

Gehäuse dickschalig, schlank eiförmig, mit feinem Nabelritz und wenig abgestumpftem Apex. Die 5—5½ regelmäßig an Größe zunehmenden Umgänge sind etwas abgeflacht, durch eingedrückte Nähte von einander getrennt und mit sehr feinen Anwachsstreifen versehen. Der letzte nimmt etwa ⅔ der Gehäusehöhe ein. Er trägt einen Ringwulst vor der Mündung. Die etwas verengte Mündung ist gerade, oben stark, unten schwach gewinkelt.

Höhe 3,8—4,0 mm; Durchm. 1,8—2,0 mm.

Roth.

10. Melanoides Escheri (Brong.) var. aquitanica Noul.

Taf. 2, Fig. 17, 18.

Lit. vgl. Dollfus, Bull. d. serv. de la carte géol. de la France, No. 124, Tome XIX, p. 97.

Diese weitverbreitete, auch für die oberen Horizonte des Obermiocän von Frankfurt charakteristische Form tritt fast an allen Fundorten in der Rhön auf und findet sich auch am Ostrand des Vogelsberges bei Schlüchtern.

Kaltennordheim (v. Koenen), Öpfershausen[1]), Bauersberg b. Bischofsheim (Min.-Geol. Inst. Würzburg), Friedrichshof b. Tann (Geol. Inst. Marburg; Mus. d. Senckenb. Naturf. Ges.), Hausen-Roth (Geol. Inst. Marburg; Min.-Geol. Inst. Würzburg), Schlüchtern-Elm, Frankfurt, Darmstadt.

[1]) Die Angabe »Öckelshausen«, Hahnberg bei Ludwig a. a. O., beruht wohl auf einem Schreibfehler.

Auch diese Form mit den scharfen vorspringenden Kanten ist eine typische Seenform.

11. Unio praedemissus (Ludwig).

1865. *Anodonta praedemissa* Ludwig; Palaeontogr. XIV, S. 61, Taf. XVII, Fig. 4.

Diese große Form dürfte, der Gestalt und Dicke der Schale nach zu urteilen, eher zu *Unio* als zu *Anodonta* gehören.

Roth (Min.-Geol. Inst. Würzburg).

12. Unio sp.

Es liegt noch eine zweite, wesentlich kleinere Form von Erdpfahl b. Roth vor (Min.-Geol. Inst. Würzburg), deren Erhaltung aber nicht zur Beschreibung ausreicht.

Einen guten Anhaltspunkt für das Alter dieser Schicht liefert der Vergleich mit dem Mainzer Becken, wo wir ähnliche Verhältnisse finden. Hier gehen die Hydrobienschichten des Frankfurt-Hanauer Beckens nach oben langsam in die obermiocänen Landschneckenmergel und Algenkalke über[1]), und diese werden wiederum überlagert von einer Schicht mit *Melanopsis narzolina* und derselben *Melanoides Escheri* var. *aquitanica* Noul., wie wir sie in der Rhön finden.

Während wir also die tieferen Horizonte von Theobaldshof mit den Hydrobienschichten identifizieren können, lassen sich die jüngeren Schichten mit den Landschneckenmergeln und Algenkalken bezw. mit dem Horizont der *Mel. Escheri* und *Melanopsis narzolina* vergleichen, und wir dürfen beide Horizonte um so eher als gleichaltrig ansehen, als die Verbindung beider Gebiete noch durch einen weiteren Fundpunkt bestätigt wurde. Am Ostrande des Vogelsberges bei Schlüchtern-Elm kamen beim Tunnelbau ebenfalls Tuffe mit *Melanoides Escheri* var. *aquitanica* zu Tage; auch *Vivipara crassitesta* ist von Bahnhof Schlüchtern bekannt.

Wichtig ist, daß in der Rhön in diese Zeit die erste vulka-

[1]) Fischer und Wenz, Verzeichnis und Revision der tertiären Land- und Süßwasser-Gastropoden des Mainzer Beckens. N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. Beil. Bd. 34, S. 431 ff.

nische Tätigkeit fällt, wie aus den oben angeführten Profilen hervorgeht.

Ähnliche Verhältnisse treffen wir auch im Vogelsberg. Gleiches Alter wie diese Schichten mit *Melanoides Escheri* scheinen hier die zwischen Basalttuffen liegenden Braunkohlen-Tone vom Aspenkippel bei Climbach mit *Gyraulus laevis* zu besitzen, worauf auch die Wirbeltierfauna schließen läßt, die sich hier fand[1]), die aber einer genauen Nachprüfung bedarf. Auch die Diatomeenlager von Homberg a. d. Ohm, Beuren, Salzschlirf, die ebenfalls zwischen Tuffen liegen, besitzen vermutlich dasselbe Alter. Endlich ist noch an den Fund SCHOTTLER's zu erinnern, der aus dem Tuff zwischen zwei Trappströmen von Nordeck einen Zahn von *Tetrabelodon angustidens* erhielt[2]).

Auch in den schwäbischen Sylvanakalken findet sich *Melanoides Escheri* var. *aquitanica* mit *Tetrabelodon angustidens* zusammen. Wir haben es also hier mit einem weitverbreiteten Horizont vom Alter der Sylvanaschichten Schwabens zu tun, die man bisher wenigstens in Deutschland stets ins Obermiocän gestellt hat. Und mehr wollen wir damit auch nicht sagen, wenn wir jene Schichten im Mainzer Becken, im Vogelsberg und in der Rhön ins Obermiocän stellen. Der Horizont scheint aber noch eine viel weitere Verbreitung zu haben. So treffen wir beide Formen, *Mel. Escheri* var. *aquitanica* und *Tetrabelodon angustidens*, auch noch in Frankreich[3]) im Loirebecken bei Clermont-Ferrand, im Südwesten bei Castillon (Gers), Pin (Haute-Garonne), Sansan usw.

V. Unterpliocäne Braunkohlentone.

Sowohl über als auch unter den fossilführenden Schichten mit *Melanoides Escheri* finden sich Braunkohlenflöze und Letten, nicht selten mit Blattabdrücken.

---

[1]) DIEFFENBACH, Untermiocäne Wirbeltierfauna zu Climbach usw. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. 1853, S. 685.

[2]) SCHOTTLER, Ein Mastodonrest von Nordeck im Vogelsberg. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Großh. geol. Landesanst. Darmstadt 1902, IV, 23, S. 26.

[3]) Vgl. DOLLFUS, a. a. O., S. 108.

Nach den Erfahrungen, die wir in der Umgegend von Frankfurt gemacht haben, müssen wir die Miocän-Pliocängrenze unmittelbar über jenen Fossilhorizont mit *Melanoides Escheri* legen, denn es folgen darüber die Braunkohlentone und Prososthenienschichten. Diesen altpliocänen Schichten haben wir bereits die Braunkohlen von Frankfurt-Ginnheim, Bommersheim, Salzhausen zugewiesen. Zu ihnen muß man auch wohl die Braunkohlenbildungen der Rhön rechnen, die über den Schichten mit *Melania*, *Vivipara* usw. liegen Ganz besonders macht die Flora vom Bauersberg einen recht jungen Eindruck. Eine Nachprüfung und Neubestimmung der Arten wäre dringend erforderlich; doch müßte darauf geachtet werden, daß jeder einzelne Horizont gesondert behandelt wird, da andernfalls die Untersuchungen zu irreleitenden Schlüssen führen könnten.

Figur 9a.



Palaeostratiotes Websteri (Brong.).

Figur 9b.



Stratiotes kaltennordheimensis (Zkr.)

Eine gute pflanzliche Leitform für diese Stufe scheint *Stratiotes kaltennordheimensis* (Zkr.) zu sein. Durch den Verlauf des Kanals in der Putamenwandung sind die Samen dieser Form von denen des älteren *Palaeostratiotes Websteri* (Brong.)[1]), wie er z. B. im Cyrenenmergel des Mainzer Beckens vorkommt, leicht zu unterscheiden. Sie können zur Entscheidung auch da herangezogen werden, wo Mollusken fehlen. Es sind daher Abbildungen von Spaltstücken beider Formen beigefügt worden (Fig. 9).

Prososthenienschichten, wie wir sie bei Frankfurt nachweisen konnten, sind in der Rhön bisher noch nicht beobachtet worden.

[1]) Da der Name *Stratiotites* bereits früher von Heer für eine Blüte aus dem Tertiär von Oeningen vergeben ist, so mußte für *Stratiotites* Zinndorf 1901 (Ber. d. Offenb. Ver. f. Nat. Jg. 42, S. 131) mit der Art *Websteri* Brong. als Typ ein neuer Name gewählt werden. Es sei dafür *Palaeostratiotes* vorgeschlagen.

VI. Oberpliocäne Sande und Tone.

Über den altpliocänen Ablagerungen folgen im Mainzer Becken die zum Teil recht mächtigen oberpliocänen Sande und Tone. Ähnliche Sande fanden sich auch in der Rhön. Im Mainzer Becken haben sich darin nur an einer Stelle tierische Reste gefunden. Aus den Sanden von Laubenheim b. Mainz ist ein Molar von *Tetrabelodon arvernensis* Croiz. et Job. bekannt geworden[1]). In der Rhön fanden sich Molaren von *Tetrabelodon arvernense* (Croiz. et Job.) und *Mastodon Borsoni* Lart. bei Fulda[2]) und bei Ostheim (nur *T. arvernense*)[3]). Daß die Sande nicht nur auf die beiden genannten Vorkommen beschränkt, sondern weiter verbreitet sind, haben die neueren Aufnahmen für die geologische Spezialkarte gezeigt.

Wenn durch die vorliegenden Untersuchungen auch noch nicht alle eingangs erwähnten Probleme gelöst sind, so haben sie uns doch eine Reihe von Beziehungen kennen gelehrt, die zwischen den Ablagerungen des Mainzer Beckens und denen der Rhön bestehen und die zum Verständnis vieler Erscheinungen beitragen mögen.

Vor allem zeigt es sich, daß das Mainzer Becken nicht nur zu seinem Beginn, während der Ablagerung des Rupeltones und der Cyrenenmergel mit den Nachbargebieten in engem Zusammenhange stand, sondern daß auch in späterer Zeit, in der man sich das Becken völlig abgeschlossen denkt, solche Zusammenhänge noch weiter bestanden. Von dem offenen Meere freilich war das Becken am Schlusse der Rupeltonzeit abgeschlossen, und auch der spätere Zusammenhang mit ihm zu Beginn der Ablagerung der Cerithienschichten wurde rasch wieder gelöst. Aber noch waren Zusammenhänge vorhanden mit einer Reihe von Süßwasserseen, die das Becken mit den wenigen Formen versorgten, die später hinzukamen.

---

[1]) v. Reichenau, Notizen aus dem Museum zu Mainz. N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. 1900, II, S. 53.

[2]) Speyer, Funde von Mastodontenresten bei Fulda. Ztschr. d. D. geol. Ges. Bd. 28, 1876, S. 417; Bd. 29, 1877, S. 852.

[3]) Blanckenhorn, Oberpliocän mit *Mastodon arvernensis* auf Blatt Ostheim vor der Rhön. Dies. Jahrb. Bd. XXII, H. 3, 1901, S. 364.

So zeigt uns das gleichzeitige Auftreten von *Emmericia francofurtana* in den Süßwassermergeln von Tann und in den Hydrobienschichten von Frankfurt den Weg, auf dem diese südosteuropäische Form in das Becken eingedrungen ist. Hier hat sie sich dann, wie es scheint, auch nur in dem östlichen Teil des Beckens verbreitet, denn im westlichen konnte sie, trotzdem die Schichten hier besser erforscht sind als im östlichen, nicht nachgewiesen werden.

Überhaupt ist die Tatsache bemerkenswert, daß die jüngeren Ablagerungen des Beckens, je mehr sie sich aus dem westlichen Teile zurückziehen, um so mehr Beziehungen zu den östlichen und südöstlichen Nachbargebieten gewinnen, eine Erscheinung, auf die schon früher hingewiesen worden ist[1]).

Noch deutlicher wird diese Art des Zusammenhanges zur Zeit der obermiocänen Ablagerungen mit *Melanoides Escheri*. In dieser Zeit sind die Süßwasserablagerungen des Mainzer Beckens ganz auf den östlichen Teil beschränkt. Wir haben uns hier einen See zu denken, der im Westen bis in die Gegend von Höchst a. M., im Süden bis Darmstadt, im Osten bis in die Wetterau hinein reichte. Einen oder mehrere solcher Seen haben wir auch in der Rhön anzunehmen; darauf deuten auch die stark skulpturierten Formen des *Melanoides*, die dickschalige, gegitterte *Vivipara* usw. Es sind dies Formen, wie sie in flachen Seen und bewegtem Wasser entstehen, während die zugehörigen Flußformen meist eine einfachere Skulptur oder ganz glatte Schalen zeigen. Ähnliche Seen bestanden auch im Gebiete des Vogelsberges. Nur dadurch, daß diese Seen zum mindesten zeitweilig in Verbindung standen, können wir die Übertragung der Formen verstehen.

Ganz besonders interessiert uns hier *Melanoides Escheri* var. *aquitanica* Noul., die leitende Form der jüngsten Miocänschichten des Mainzer Beckens, des Vogelsberges und der Rhön. Dollfus hat bereits darauf aufmerksam gemacht, daß diese Form stetig von Westen nach Osten hin vorgedrungen ist. Auf welchem

[1]) Wenz, Die unteren Hydrobienschichten des Mainzer Beckens. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Großh. geol. Landesanst. Darmstadt IV, 32, 1911, S. 184.

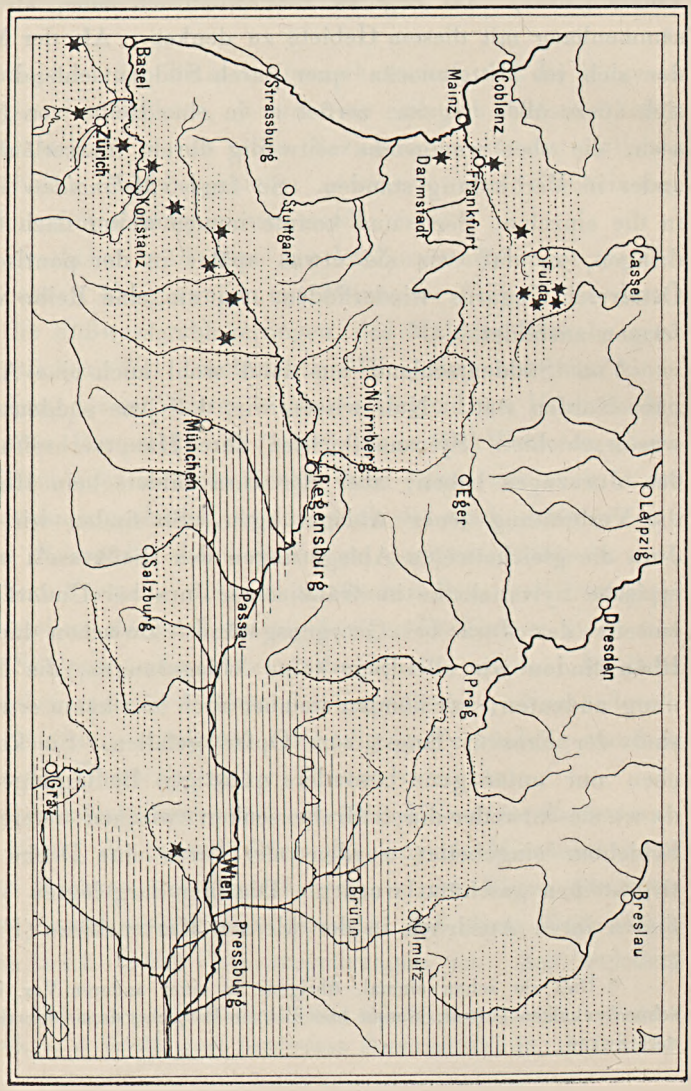
Wege hat sie das Rhöngebiet erreicht? Von Westen her kann sie wohl nicht eingedrungen sein[1]). Hier waren die Verbindungen gelöst, und das Becken hatte sich schon weit nach Osten zurückgezogen, als sie hier auftrat. Zudem verweisen auch die Ablagerungen der Rhön nach dem Osten.

Weit verbreitet war die Form damals in Süddeutschland (Sylvanaschichten). Da liegt es außerordentlich nahe, an einen Zusammenhang mit diesem Gebiete zu denken. Als der Meeresarm, der sich im Mittelmiocän quer durch Süddeutschland erstreckte, sich auszusüßen begann, zerfiel er in eine Reihe von Süßwasserseen, die aber wenigstens zeitweilig durch Wasserläufe mit einander in Verbindung standen. So fand »*Melanoides*« ihren Weg in die einzelnen Seen und konnte immer weiter nach Osten vordringen, so daß wir sie etwas später in der pontischen Stufe Österreich-Ungarns wiederfinden, wo sie eine Reihe von Lokalformen ausbildet.

Von Süddeutschland aus fand wohl auch eine Abzweigung nach Norden statt. Nun wissen wir, daß jene süddeutschen Süßwasserschichten (Sylvanaschichten) ihre Hauptverbreitung südlich des Jurazuges haben; aber der Jura bildete kein Hindernis für die Verbreitung jener Ablagerungen. So finden wir mitten im Jura die gleichaltrigen Ablagerungen des Rießkessels und ebenso typische Sylvanakalke im fränkischen Jura bei Undorf. Ja sogar jenseits des Jura bei Georgensgmünd. Zwischen hier und der Rhön finden wir allerdings keine Ablagerungen, die die Verbindung andeuten; wir können sie aber auch hier kaum erwarten. Sie sind der Erosion längst zum Opfer gefallen. Sie konnten sich eben nur unter ganz besonders günstigen Bedingungen erhalten, da wo sie entweder durch Grabensenken zwischen tieferen härteren Schichten eingebettet wurden oder durch eine Decke aus Eruptivgesteinen geschützt wurden. Die hier dargelegten Verhältnisse finden ihren Ausdruck in der kleinen Kartenskizze (Fig. 10), die

[1]) Daß sie schon einmal, übrigens in einer anderen Var. in den Landschneckenkalken auftrat, kommt hier nicht in Betracht, da sie damals bald wieder verschwand.

die Verbreitung der Brack- und Süßwasserbildungen des Obermiocäns in Verbindung mit dem Auftreten der *Melanoides Escheri* darstellen soll. Dabei braucht man, wie oben bereits dargelegt, nicht an einen zusammenhängenden Süßwassersee zu denken, sondern es genügen einzelne größere und kleinere Seen, die durch Wasserläufe in Verbindung stehen.



Figur 10.

Verbreitung der obermiocänen Süß- und Brackwasserbildungen.

* Fundpunkt der *Melanoides Escheri* Brong. var. *aquitanica* Noul. + var. *turrita* (v. Klein).

Damit wird aber zugleich noch eine andere Frage der Lösung näher gebracht, nämlich die nach der Herkunft der Fauna der jüngeren Horizonte des Mainzer Beckens, der Schichten mit *Hydrobia slavonica* und der Prososthenienschichten. Wenn wir sehen, wie jene Süßwasserschichten von Südfrankreich durch Süddeutschland hindurchziehen, zu den Brack- und Süßwassserschichten Österreich-Ungarns hinüberleiten und dabei eine Abzweigung nach dem Mainzer Becken bilden, und wenn wir zugleich berücksichtigen, daß jene zahlreichen Süßwasserseen nur in einem flachen Gebiet zur Ausbildung kommen konnten, in dem es keine oder nur geringe Niveauunterschiede gab, dann verstehen wir auch, daß einmal für kurze Zeit nach dem Mainzer Becken ein Vordringen der Brackwasserbildung stattfinden konnte, die plötzlich hier eine kleine, fremdartige Brackwasserfauna auftreten läßt, die zu derjenigen Österreich-Ungarns in engster Beziehung steht. Lange hat diese Verbindung sicher nicht gedauert. Sie genügte indes, wenigstens einige der häufigsten Formen in das Mainzer Becken gelangen zu lassen, wo sie sich nur kurze Zeit hielten und ebenso rasch wieder verschwanden, wie sie gekommen waren.

Noch in einer anderen Hinsicht verdienen die Tertiärablagerungen der Rhön einiges Interesse. Wir sahen, daß sich die jungmiocänen Schichten mit *Melanoides Escheri* zwischen die Basalte und ihre Tuffe einschalten, während diese in den älteren Tertiärbildungen noch nicht vorhanden sind. Die vulkanischen Bildungen sind demnach jünger, als man bisher meist anzunehmen geneigt war.

Vergleichen wir damit einige andere benachbarte vulkanische Durchbrüche! Die Phonolithe im Hegau sind durch ihr Lagerungsverhältnis zu den Sylvanaschichten als obermiocän erwiesen, und dasselbe gilt für die Durchbrüche der schwäbischen Alb. Die Tuffe des Vogelsberges bei Nordeck schließen *Tetrabelodon angustidens* ein, das im Sylvanakalk verbreitet ist, und wir wissen andererseits, daß die Ergüsse noch bis ins jüngere Pliocän reichen. So ergibt sich die interessante Tatsache, daß der Beginn aller dieser vulkanischen Bildungen ungefähr in die gleiche Zeit fällt.

Berlin, den 7. Februar 1914.

Die Störungen im nordwestlichen Samlande, auf Blatt Groß-Dirschkeim.

Von Herrn **Erich Meyer** in Berlin.

Hierzu 2 Texttafeln und 7 Textfiguren.

Im Frühjahr 1911 hatte ich in der Deutschen Geologischen Gesellschaft über Beobachtungen gesprochen, die auf tektonische Bewegungen zu diluvialer Zeit in der NW.-Ecke des Samlandes schließen ließen, und hatte in der Zeitschrift dieser Gesellschaft einen ganz kurzen Bericht veröffentlicht[1]), in dem eine eingehendere Schilderung dieser Verhältnisse angekündigt wurde.

Diese eingehendere Mitteilung mußte dann immer wieder hinausgeschoben werden, weil die Aussicht bestand, für die durch Beobachtungen über Tage gewonnenen Anschauungen durch einige Tiefbohrungen eine unzweideutige Bestätigung zu erhalten.

Herr Bohrunternehmer Stadtrat E. Bieske-Königsberg hatte sich nämlich in dankenswerter Weise bereit erklärt, für die Geologische Landesanstalt in rein wissenschaftlichem Interesse zur Klärung der tektonischen Verhältnisse unentgeltlich eine oder mehrere Bohrungen auszuführen, und die Ergebnisse dieser Bohrungen mußten abgewartet werden.

Es wurden dann auch 3 Bohrungen niedergebracht zu einer Zeit, wo die sonstigen Arbeiten weniger drängten, nämlich im Frühjahr 1911, 1912 und 1913.

---

[1]) Erich Meyer: Über Störungen diluvialen Alters an der samländischen West-Küste. Zeitschr. d. Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 63, Jahrg. 1911, Monatsbericht Nr. 4.

Ich möchte diese Gelegenheit benutzen, um Herrn Bieske für dieses der Wissenschaft gebrachte, recht erhebliche Opfer öffentlich unsern verbindlichsten Dank auszusprechen, ebenso Herrn Gutsbesitzer Gronau-Gr. Dirschkeim und der Königlichen Bergverwaltung zu Palmnicken, die durch z. T. kostenfreie Stellung von Arbeitskräften die Ausführung der Arbeiten erst ermöglichten.

Die dritte Bohrung, die von Kreislacken, mußte bis zu 97 m Tiefe hinab geführt werden, also viel tiefer, als vorauszusehen war, so daß die Opfer an Zeit und Geld ganz beträchtliche waren.

Dafür wäre es ja natürlich auch von höchster wissenschaftlicher Bedeutung gewesen, wenn es gelang, echte tektonische Bewegungen hier im Osten unseres Vaterlandes einmal mit Sicherheit nachzuweisen.

Indessen haben diese 3 Bohrungen — zwei in der Dirschkeimer Schlucht, eine bei Kreislacken, am Strande angesetzt —, durch die ich abgesunkenes Miocän unter dem Dirschkeimer Sande festzustellen und so einen tektonischen Einbruch endlich einmal mit Sicherheit nachzuweisen hoffte, dieses Ergebnis nicht gehabt. Im Gegenteil, sie machen die über Tage angestellten Beobachtungen an kleinen, sehr sauber ausgeprägten Staffelbrüchen wieder zweideutig, indem sie beweisen, daß es sich um diluvial tief ausgeräumte Rinnen handelt, in die der Dirschkeimer Sand eingelagert worden ist, und daß, falls nach seiner Ablagerung ein tektonischer Einbruch überhaupt noch stattfand, dessen Sprunghöhe jedenfalls gering war und nicht, wie ich zuerst annehmen mußte, die ganze Mächtigkeit des Dirschkeimer Sandes erreichte.

Anderseits können die Bohrungen aber auch nicht alle Gründe entkräften, die über Tage für derartige tektonische Bewegungen gewonnen worden sind, und so soll denn hier eingehend das Beobachtungsmaterial an den einzelnen Stellen geschildert und dazu von Fall zu Fall die Deutung gegeben werden, die ich für die wahrscheinlichste halte. Als Grundlage für die Orientierung verweise ich auf die gleichzeitig herauskommende geologisch-agronomische Karte des Samlandes im Maßstab 1 : 25000 (Lieferung

178), und zwar auf das Meßtischblatt Gr. Dirschkeim und seine Erläuterung.

Von älteren Arbeiten sind zum Vergleich heranzuziehen diejenigen von Zaddach[1]), Berendt[2]) und Jentzsch[3]), die sich auf die Lagerung der Schichten und auf Störungen in diesem Teile des Samlandes beziehen.

Zaddach gibt überhaupt keine Verwerfungen im tertiären Grundgebirge des Samlandes an, sondern stellt dieses als flachgelagerte Mulde dar, deren Muldenachse von SSW. nach NNO. über die Orte Rothenen–Georgenswalde (Waldhaus) verläuft und sich allmählich nach NNO. heraushebt, nach SSW. absenkt.

Berendt hingegen, der den Muldenbau noch genauer spezialisiert, stellt das Tertiär in völliger tektonischer Zerstückelung dar und führt alle Störungen auf Verwerfungen zurück, weil zu jener Zeit die eigentliche Natur des Inlandeises noch nicht bekannt war und man daher die erodierende und pressende Wirkung fließenden Eises im Samlande nicht in Betracht ziehen konnte.

Die Wahrheit liegt vermutlich in der Mitte, und wir werden im Samlande zur Erklärung für Diskordanz und Verlagerung der Schichten unter folgenden Ursachen zu wählen haben:

1. Tektonische Ursachen,
2. Glazialerosion,
3. Eisdruck,
4. Rutschungsvorgänge,
   a) am Küstenabhang,
   b) infolge Zusammensinkens lockerer Schichten,
   c) über künstlich durch Bergbau geschaffenen Hohlräumen.

[1]) E. G. Zaddach: Das Tertiär-Gebirge Samlands. Schr. d. Phys. Ökon. Ges., 8. Jahrg. Königsberg 1868.

[2]) G. Berendt: Erläuterungen zur geologischen Karte des West-Samlandes. Sect. VI der geologischen Karte der Prov. Preußen, I. Teil: Verbreitung und Lagerung der Tertiärformationen. Schr. d. Phys. Ökon. Ges, 9. Jahrg. Königsberg 1869.

[3]) A. Jentzsch. Beiträge zur Kenntnis der Bernsteinformation. Schr. d. Phys. Ökon. Ges., 17. Jahrg., 1876, S. 101–108, Taf. III u. IV. Königsberg 1877.

Das Samland liegt bekanntlich im Bereiche des baltisch-russischen Schildes, der nach TORNQUIST etwa bis zu der Linie Thorn-Bornholm-Schonen reicht und als alte, ungefaltete Tafel in Gegensatz zu seinem in hercynischer Richtung gefalteten Vorlande tritt.

Immerhin lassen sich auch in diesem ungefalteten Schichtenpaket Bruch- und Verwerfungslinien nachweisen, die durch das mittlere Schweden, die Gegend der großen Seen, besonders in den Richtungen O—W und SSW—NNO verlaufen (Geologische Karte von Steen de Geer). Diese Richtungen scheinen auch die Gestalt der Küsten und Inseln der Ostsee vielfach zu bedingen, so der Insel Öland, und ein Blick auf die Karte zeigt, daß das Samland nicht so weit abseits von dem Gebiet dieser Bruchlinien liegt, daß man solche nicht auch in seinem tieferen Grundgebirge vermuten könnte.

Es muß ja schon die ganze rechtwinklige Gestalt des Samlandes mit ihren parallelen Linien nachdenklich stimmen, obwohl die Beobachtungen, die A. JENTZSCH[1]) in seiner eingehenden Darstellung des Königsberger Untergrundes zusammenstellt, im Pregeltal ost-westlich verlaufende Verwerfungen von größerer Sprunghöhe auszuschließen und höchstens solche von ganz geringer Sprunghöhe zuzulassen scheinen.

Die SSW—NNO-Richtung findet sich ausgeprägt im Verlauf des nördlichsten Stückes der samländischen W.-Küste und in vielen diluvialen oder prädiluvialen Talrinnen, besonders den zur Nordküste führenden, die alle beinahe streng parallel verlaufen.

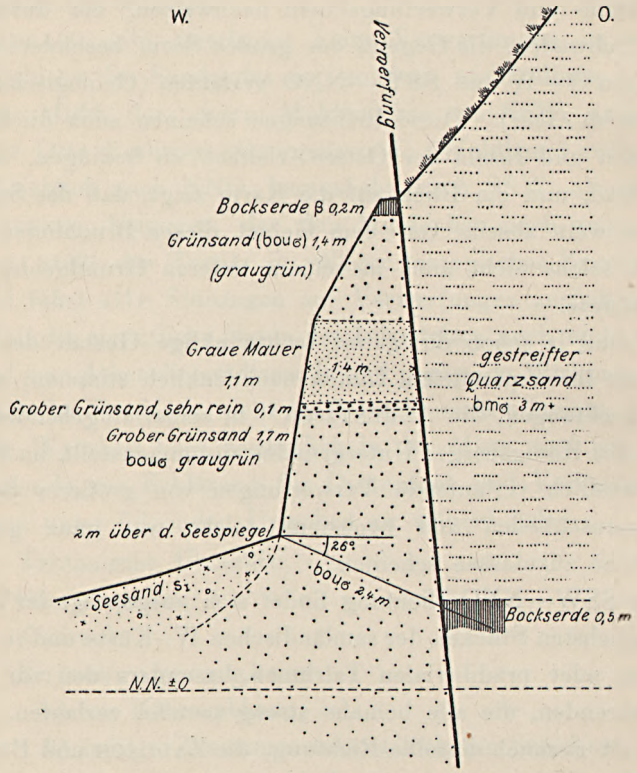
Es ist ziemlich dieselbe Richtung, die ZADDACH und BERENDT als Muldenachse des Tertiärs erkannt haben.

Nun kann man ja die Richtung dieser Talrinnen, die durch Schmelzwasser oder Eiserosion ausgeräumt worden sind, auch dadurch erklären, daß der Eisstrom diese Richtung hatte und die in ihm auftretenden streichenden Spalten, in denen Gletscherwasser floß, einander alle parallel waren.

[1]) A. JENTZSCH, Der tiefere Untergrund Königsbergs mit Beziehung auf die Wasserversorgung der Stadt. Dieses Jahrbuch f. 1899 (vergl. besonders Taf. IX, Profil 1.

Die Tatsache, daß in der Nachbarschaft solcher Täler vielfach osähnliche Sandzüge aufgeschüttet sind (am Wachbudenberg und auf Blatt Germau in der Linie Klyken-Drugthenen), scheint für diese Deutung zu sprechen.

Figur 1.



Verwerfung am Fuß des Hubnicker Berges.

215 m nördlich vom »Luftschacht« (= Schacht V).

Querschnitt durch den Fuß des Steilufers, Maßstab 1 : 100.

Aber man fragt sich dann weiter, ob nicht diese Richtung des Eisstromes und seiner Spalten ihrerseits durch Leitlinien der alten Oberfläche bedingt war, und ob diese nicht tektonisch vorgebildet waren.

In der Tat kann man an der Westküste kleine Verwer-

fungen in SSW—NNO-Richtung und wohl auch in N—S-Richtung feststellen, die unabhängig von Eisdruck und anderen Ursachen zu sein scheinen und die für eine derartige Zerlegung in Schollen durch eine Krustenbewegung sprechen dürften.

Wir betrachten diese und die übrigen Störungen nun von Fall zu Fall:

1. Die erste Stelle vom Südrande des Blattes aus, die als Verwerfung gedeutet werden kann, liegt am sogen. »Hubnicker Berg« und zwar am Fuße des Steilrandes etwa 215 m nördlich vom Luftschacht der Grube Anna, der mit Schacht V identisch ist (vergl. das Küstenprofil des Meßtischblattes Gr. Dirschkeim und Abb. 1).

Die maßstäblich gezeichnete Abbildung zeigt die aus unteroligocänem Grünsand, »Grauer Mauer« und miocäner Bockserde (β) aufgebaute Schichtenfolge, die hier am Fuße des Steilhanges einen schmalen, prismatischen Horst bildet, hinter dem jüngeres, aus miocänen »Gestreiften Sanden« bestehendes Tertiär an einer dem Strande im ganzen wohl parallel streichenden, steil unter 84^0 gegen das Innere einfallenden Verwerfungskluft abgesunken ist.

Mit dem Dreimeterbohrer ausgeführte Bohrungen in Verbindung mit einer Aufgrabung zeigten, daß die Bockserde hinter der Verwerfungsfläche um etwa 5 m in die Tiefe verlagert war.

Diese Verwerfung wurde auf einer gemeinsamen Strandbegehung im Herbst 1908 von den Herren Kaunhowen, Tornau und mir festgestellt.

Um junge Rutschungsvorgänge am Steilabfall kann es sich deshalb nicht handeln, weil gerade die Vorderkante stehen geblieben und das dahinter liegende Stück abgesunken ist.

Neuerdings hat Herr Dr. Brückmann-Königsberg nachzuweisen gesucht[1]), daß ein im Winter 1911/12 eingesunkener Küstenstreifen von 600 m Länge und 20—50 m Breite, der gerade

[1]) Brückmann, Beobachtungen über Strandverschiebungen an der Küste des Samlandes. III. Palmnicken. Schr. d. Phys. Ökon. Ges., Jahrg. 54, S. 120, Abb. 1—3 u. Taf. X. Königsberg 1913.

an dieser Stelle liegt und das Stück der wagrechten Hochfläche genau bis zur Kliffkante bildet, deshalb grabenartig eingebrochen ist, weil durch den Abbau auf Grube Anna in der Tiefe Hohlräume geschaffen seien. Die verlassenen Grubenstollen reichten nämlich gerade bis unter die obere Kliffkante und deshalb sei auch das vorgelagerte prismatische Stück — das den Küstenabhang bildet — horstartig stehen geblieben und nicht mitgesunken.

Nach dem jetzigen Stande der Verlagerung, wie ich ihn am 28. Februar 1914 auf einer Küstenbegehung beobachten konnte, ist der grabenartige Einbruch stärker geworden und darum erscheint jetzt Brückmann's Deutung etwas zweifelhaft, jedenfalls genügt sie nicht, um auch die Erscheinungen am Fuß des Steilabfalls zu erklären und um die Gründe aufzuheben, die für die tektonische Natur unseres Oligocänhorstes sprechen.

Zunächst hat sich der randliche Einbruch des Kliffs weit nach S. fortgesetzt und klingt dort allmählich aus, wo sich das Plateau gegen den südlichen Kartenrand hin absenkt. In der Gegend des Luftschachtes und weiter nach N zu beträgt der Niveauunterschied der Oberfläche jetzt etwa 15 m und z. T. noch mehr, die Breite des Grabens ebenfalls mindestens 15 m.

Nach N reicht er bis zu einer Schlucht an dem Küstenvorsprunge, von dem aus sich zum ersten Male ein Blick auf die Palmnicker Gruben-Baulichkeiten öffnet, nördlich von Zaddach's »Leide«. Die Absenkung ist hier am stärksten.

Gegen ihre Verursachung durch Bergbau spricht:

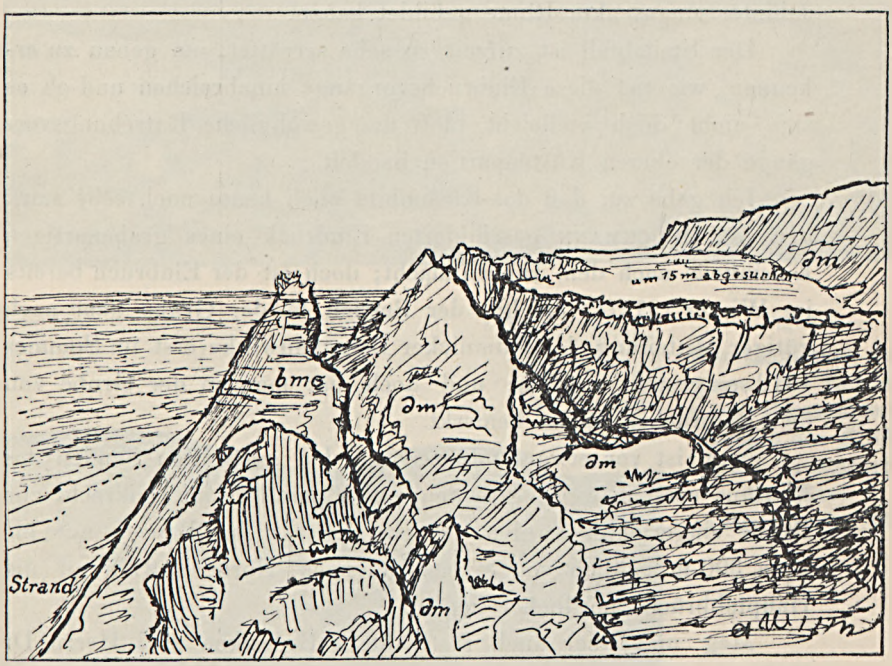
1. Daß der Einbruch, scharf abgeschnitten, nur dicht am Ufer hinläuft, während die Grube, die nach Angabe der Bergverwaltung 5—10 m östlich der Küstenoberkante von 1906 bleibt, viel weiter ins Innere geht, und die sonstigen Erdfälle über der Grube sich viel undeutlicher abgrenzen.

2. Die große Sprunghöhe des Senkungsvorganges, während der Abbau höchstens 2.80 m hohe Hohlräume geschaffen hat.

Nun könnte ja allerdings durch die Zerrüttung und ein seitliches Ausweichen der in Bewegung gesetzten Staffel die Absen-

kung verstärkt, vielleicht auch durch ein Auspumpen des Grubenwassers der ursprüngliche Hohlraum noch vergrößert worden sein. Immerhin muß ein Absinken um volle 15 m doch Bedenken erregen, zumal keine erheblichen Wasserzuflüsse in der Grube vorhanden waren.

Figur 2.



Grabenartig eingebrochener Rand der Kliff-Hochfläche am »Hubnicker Berge«, gegenüber dem Luftschacht (= Schacht V).

Maßstäblich nach einer am 28. Februar 1914 aufgenommenen Photographie.

Die grabenartige Natur des Einbruchs, die BRÜCKMANN betont, kommt jetzt übrigens nicht mehr so stark zum Ausdruck.

Freilich ragen an der Vorderkante pyramidenartige Schollen des arg zerrütteten Steilhanges um 1—2 m über die Graben-Oberfläche empor, aber ein ähnliches, staffelförmiges Absinken, wobei durch die schaukelartige Bewegung der an einer Zylinderfläche

absinkenden Scholle ihre Hinterkante in tiefere Lage als die Vorderkante gerät, ist überall an der Küste die Regel auch an solchen Stellen, wo von Bergbau keine Rede ist, wie bei Brüsterort[1]) (s. Fig. 2 und Texttafel S. 84/85, Fig. 3).

Der Geschiebemergel hinter den Pyramiden von Braunkohlensand am Hubnicker Berge mag schon vor der Rutschung eine dahinter eingesenkte Rinne gebildet haben.

Der Steilabfall ist zurzeit zu sehr zerrüttet, um genau zu erkennen, wie tief diese Einbruchsvorgänge hinabreichen und ob es sich nicht doch vielleicht bloß um gewöhnliche Rutschungsvorgänge der oberen Küstenpartien handelt.

Ich gebe zu, daß das Küstenbild auch heute noch sehr stark den von Brückmann geschilderten Eindruck eines grabenartigen Einsinkens nach dem Innern macht; doch ist der Einbruch bereits im Winter 1911/12 erfolgt, der Betrieb in der Grube aber nach gütiger Mitteilung der Palmnicker Bernsteinwerke erst im Sommer 1912 eingestellt worden; und doch hat man in der Grube von den Einbrüchen nichts bemerkt.

Nun ist vor etwa 10 Jahren in den gestreiften Sanden des Miocäns versuchsweise Streckenbetrieb parallel und senkrecht zur Küste eingerichtet worden. Doch reicht dieser Betrieb nur bis etwa 300 m südlich von Schacht V nach Norden, während die Hauptabbrüche nördlicher liegen.

Mag nun aber auch trotz dieser Bedenken sich Herrn Dr Brückmann's Deutung bestätigen, was ich immerhin für möglich halte, so berühren diese Bewegungen an der Kliffoberkante doch nicht die von uns gemachten Beobachtungen unten am Strande.

Dafür, daß unser Oligocänhorst am Fuße der Küste — der noch heute gerade so dasteht, wie 1908 vor dem Einbruch der oberen Partien des Kliffs — tektonischer Natur ist und nichts mit diesen neuen Bewegungen zu tun hat, spricht vor allem die Tatsache, daß die Oberkante der Blauen Erde in der Grube bei fast

[1]) Vergl. die Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte, Lief. 178, Blatt Gr. Dirschkeim.



Figur 3.
Horstähnliches Aufragen des Randes einer abgesunkenen Scholle des Kliffs bei der Brüsterorter Ostspitze.
(Aufgenommen 1908.)



Figur 4.
Die Kreislacker Störung, durch Aufgrabung freigelegt im Frühling 1911.
(Vgl. auch die Tafel in den Erläuterungen zu Blatt Gr.-Dirschkeim und Schellwien: Geol. Bilder von der samländ. Küste. (Schr. d. Phys.-Ökon. Ges. zu Königsberg i. Pr. Jg. 46, 1905, Abb. 15.)

ganz horizontaler Lagerung 3—4 m unter NN lag[1]), während am Strande, d. h. an unserem fraglichen Horst, Blaue Erde etwa 1 m über NN ansteht, wo sie 1908 erbohrt wurde und 1914 nach der Sturmflut bloßgelegt war, so daß sich auch hieraus, wie aus den Aufschlüssen am Fuße der Küste selbst, ein scharfer Abbruch horizontal gelagerter Schichten und eine Verschiebung von 4—5 m Sprunghöhe ergibt. Auf eine ähnliche Lagerung läßt der Vergleich zwischen dem Strandprofil und alten Bohrungen weiter nördlich schließen.

Die Verwerfung muß deshalb hier im großen ganzen parallel der Küste, d. h. etwa in S—N-Richtung streichen, doch dürfte sie einen etwas gezackten Verlauf haben, da sie an der untersuchten Stelle in Stunde 2, d. h. in der für unsere Brüche vorherrschenden SSW—NNO-Richtung strich.

2. Die zweite Stelle, die über Tage ganz und gar den Eindruck einer Verwerfung macht, ist die 200 m nördlich von der Oberkante der Großen Kreislacker Schlucht, wo horizontal gelagerter Dirschkeimer Sand scheinbar gegen ebensolches Tertiär verworfen ist, wobei Schleppungserscheinungen und im Tertiär kleine, scharf ausgeprägte Staffelbrüche auftreten.

Ich ließ hier im Herbst 1910 und im Frühjahr 1911 Aufgrabungen machen, die folgendes Bild ergaben (s. Texttafel S. 84/85, Fig. 4 und Fig. 5a, b)[2]).

Die Störungslinie fällt unter 70—82° nach N ein.

Sie streicht nach verschiedenen Messungen von O nach W mit 10° nördlicher Abweichung, also in Stunde 6—7.

Links (nördlich) von der Störung steht bis zu etwa 18 m Meereshöhe horizontal gelagerter Dirschkeimer Sand an, der sich

---

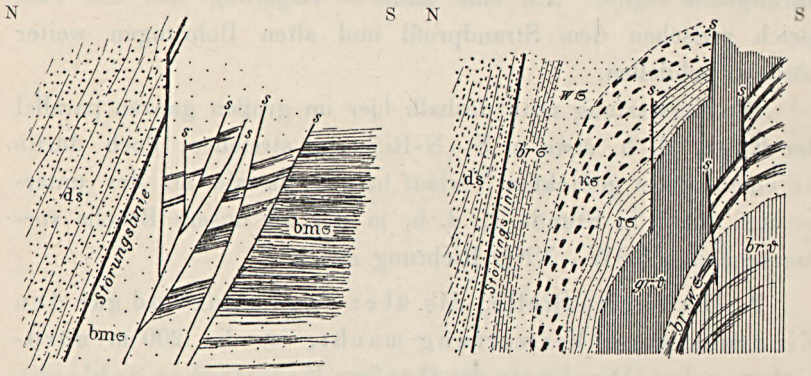
[1]) Nach nachträglicher Mitteilung der Bernsteinwerke traf ein Bohrloch etwa 150 m südwestlich vom Luftschacht (-Schacht V) die Unterkante der Blauen Erde bei — 7,465 m an, während ihre Mächtigkeit hier 3,8 m betrug.

[2]) Vergl. auch die Aufnahme dieser Stelle von 1904 in Schellwiens Geologischen Bildern von der samländischen Küste Abb. 15 und diejenige von 1907 auf der der Erläuterung des Meßtischblattes beigegebenen Tafel!

unmittelbar an der Störung durch Schleppung emporzieht, so daß seine Schichten sich hier der Störungslinie gleichlaufend anlagern.

Darüber folgt eine tiefe diluviale Auswaschung im Dirschkeimer Sande, die mit grobem Spatsand, etwas Kies- und Lehmschichten erfüllt ist, bis zu 27,5 m Meereshöhe hinauf.

Figur 5.



Aufgrabungen an der Kreislacker Störung im Herbst 1910, je 1 qm groß.

a) 16 m über dem Strand

ds Dirschkeimer Sand, durch Schleppung unter 70° aufgerichtet.
Störungslinie unter 70° einfallend

s Sprünge im Miocän

bmσ weißer und brauner Miocänsand, in kleine Staffelbrüche zerlegt.

b) 11 m über dem Strand.

ds Dirschkeimer Sand, durch Schleppung unter 80° aufgerichtet.
Störungslinie unter 80° einfallend

wσ	weißer	Quarzsand	der miocänen Braunkohlenformation
brσ	brauer		
xσ	kohliger		
ϑσ	toniger		
br+wσ	braun und weiß gestreift.		
grϑ	grauer	Ton	
brϑ	brauner		

Diese Schichten umschließen noch eine größere Scholle von Dirschkeimer Sand.

Rechts von der Störung liegen horizontale Tertiärschichten, zunächst bis 8 m über dem Seespiegel unteroligocäner Grünsand, dann bis zu 27,5 m Meereshöhe hinauf Miocän, und zwar über

einer dünnen Bockserdeschicht weißer und brauner Miocänsand mit den dort auftretenden Lettenschichten, besonders in den höchsten Lagen ziemlich feinsandig oder kohlig entwickelt.

Über diesen gestörten, oben glatt abgeschnittenen Schichten liegen beiderseits ungestört 4—4,5 m Lehm der oberen Geschiebemergelbank (∂m).

In 3—4 m Entfernung von der Störung neigen sich die sonst horizontal gelagerten Tertiärschichten, einschließlich der Bockserde, abwärts und zeigen ebenfalls Schleppung; außerdem aber sind sie durch kleine Staffelbrüche verworfen, die sich bei den schroffen Farbunterschieden der braunen und weißen Miocänlagen sehr deutlich kennzeichnen (Texttafel S. 84/85, Fig. 4 und Fig. 5).

Als ich diese Aufgrabungen und die in der Dirschkeimer Schlucht im Frühjahr 1911 Herrn Professor TORNQUIST zeigte, war er der Meinung, daß solche Staffelbrüche ohne eigentliche Verwerfung erklärlich seien, da der locker in eine diluviale Auswaschung eingelagerte Dirschkeimer Sand sich später stärker gesetzt haben könnte, als die festen, das Ufer bildenden Tertiärschichten.

Damals ließ sich noch keine Entscheidung treffen; nachdem aber durch das 1912 und 1913 bis zu 95 m Meerestiefe niedergebrachte Bohrloch 46 m nördlich vom Fußpunkte der Verwerfung bis zu 82,5 m Meerestiefe hinab Dirschkeimer Sand und andere diluviale sandig-kiesige Wasserablagerungen festgestellt worden sind, hat für diesen Punkt TORNQUIST's Ansicht einen sehr hohen Grad von Wahrscheinlichkeit gewonnen:

Bohrung Kreislacken = Nr. V der geologischen Spezialkarte, am Strande, 46 m nördlich vom Fußpunkt der Störung. Höhe über NN: ca. 2 m.

Ausgeführt von E. Bieske-Königsberg 1912 und 1913 (ohne Wasserspülung).

Tiefe unter NN	Tiefe unter Tage in m	Mächtigkeit in m	Bezeichnung der Schichten	Formation	
	0 — 0,7	0,7	Seesand	s_I	Alluv. 0,7 m
	0,7 — 3,0	2,3	Glaukonitischer feiner Sand = Dirschkeimer Sand	ds	»Dirschkeimer Sand« und Ton (Diluvium unentschiedenen Alters) 44,7 m
	3,0 — 4,8	1,8	» sandig. Ton = Dirschkeimer Ton, kalkhaltig	dh	
	4,8 — 5,0	0,2	» gröber. Sand = Dirschkeimer Sand	ds	
	5,0 — 6,6	1,6	» tonig. Sand = Dirschkeimer Sand	»	
	6,6 —10,0	3,4	Schwach glaukonitischer, mittelkörnig. Spatsand = Dirschkeimer Sand	»	
	10,0 —15,0	5,0	Stark glaukonitisch., kalkfreier Dirschkeimer Sand	»	
			Fein- bis mittelkörniger Spatsand = Dirschkeimer Sand	»	
	15,0 —45,4	30,4	Desgl., schwach kalkhaltig = Dirschkeimer Sand, etwas gröber (mittelkörnig) bei 16—17 m, 19—20 m, 35—36 m und 41,2—43,6 m	»	
—43,4 m					
	45,4 —49,15	3,75	Kiesiger Sand mit gerundeten nordischen und einheimischen Geröllen	ds	Diluvialer Kies u. Sand unentschiedenen Alters 39,1 m
	49,15—50,3	1,15	Grober, schwach kiesiger Sand	(dg)	
	50,3 —60,75	10,45	Kiesiger Sand mit wenig Geröllen		
	60,75—66,0	5,25	Sandiger Kies, bei 63—64 m mit Geröllbank	dg	
	66,0 —70,0	4,0	Grober bis feinkiesiger Sand, bei 66—66,2 m mit einigen groben Geröllen (Kreidespongien)	ds	
	70,0 —76,0	6,0	Grobkiesiger Sand bis Kies, die nord. u. einheim. Geschiebe sind nicht sehr stark abgerollt	dg	
	76,0 —78,0	2,0	Grober Sand mit vereinzelt. Geröllen		
	78,0 —80,0	2,0	Grober, ziemlich glaukonitischer Spatsand	ds	
	80,0 —80,2	0,2	Kiesschicht, nordisch und einheimisch (ein Phosphorit, Kreide)	dg	

Tiefe unter NN	Tiefe unter Tage in m	Mächtigkeit in m	Bezeichnung der Schichten	Formation	
	80,2 —80,3	0,1	Schwach kiesiger Spatsand	ds	Bohrung 1912 abgebrochen,
	? —82,3	?	Grober Spatsand mit Stücken von »Harter Kreide« und nordischen Geschieben	»	1913 fortgesetzt
	83,7 —84,5	0,8	Glaukonitischer, etwas toniger, mittel- bis grobkörniger Spatsand, hellgrau, kalkreich.	»	
—82,5 m					
	84,5 —90,7	6,2	Grünerdemergel, zum Teil nur ganz schwach kalkhaltig, mit dunklen abgerollten oder eckigen Phosphoritstücken. Daneben bunte Speckquarzkörner und diluvialer Sand, bei 87—88 m auch Stücke harter Kreide. Im Schlämmrückstand viel feiner, glimmerreicher Grünsand.	ds, bou und co	Anscheinend eine diluvial zusammengeschwemmte Schichtenfolge aus Oligocän- und Senon-Material
—88,7 m					
	90,7 —96,0	5,3	Grünerdemergel, feinsandig oder sandig, kalkhaltig, kalkarm oder fast kalkfrei, mit Phosphoriten u. Glaukonitsandsteinstückchen.	co	Senone Kreide
—95,0 m	bei 97 m		Glaukonitischer Sandstein in großen Stücken.		

Eingehendere Beschreibung der vordiluvialen Schichten.

Probe Nr.		Proben aus den zugesandten Büchsen	Formation	Kastenproben, bei Bieske von mir untersucht. 21. V. 1913[1]).	
23 a u. b	84,5—87,0	Sandige Grünerde, kalkhaltig (der ausgeschlämmte Sand zeigt polierte, zum Teil rote Quarzkörner, wie sie im oligocänen Grünsand häufig)	Kreide oder Oligocän?	b. 85 m	Schwach kalkig., glimmerig-feinsandige Grünerde in hellen u. dunkelgrün. Schlieren (beide kalkarm) u. kalkreiche Mergelbrocken.
				b. 86 m	Gemischtes Material: Stücke harter Kreide u. glaukonitische, stark kalkige u. sandige Erde mit viel Diluvialsand.

[1]) Von jeder durchsunkenen Schicht wurden mir sofort kleine, sorgfältig entnommene Proben in Büchsen zugesandt, während ich reichlichere, aber anscheinend weniger reine Proben später in Königsberg in den Holzkästen der Firma untersuchen konnte. Ich gebe die Ergebnisse neben einander, da sie sich nicht völlig decken. Das Material wird im Bohrarchiv der Geologischen Landesanstalt aufbewahrt.

Probe Nr.		Proben aus den zugesandten Büchsen	Formation	Kastenproben, bei Bieske von mir untersucht. 21. V. 1913.	
24a u. b	87—88	Sehr schwach kalkhaltige Grünerde, ähnlich der Blauen Erde, mit grauen, kalkigeren Schlieren und Braunkohlen- od. Lignit-Brocken, sowie Stücke hart. Kreide	diluvial zusammengeschwemmte Schicht?	b. 87 m	Schwärzl. und grünlicher feinsandiger Grünerdemergel u. große Stücke glaukonitischen, etwas kalkig. Gesteins, zum Teil anscheinend schwärzliche, dichte Phosphorite (wenige, diluviale Körner, Nachfall?). Schlämmprodukt: feiner, glaukon., glimmer. Sand.
25	88—89	Grünerdemergel	unreine, vielleicht diluvial zusammengeschwemmte Schichten?	b. 88 m	Eckige, dunkle Phosphorite wie bei 87 u. schwach kalkiger, sandhaltiger Ton, ähnlich d. malachitgrün. Ton. außerdem mittlkrn. Grünsand mit Speckquarzen.
	89—90	Desgl., doch etwas sandiger, mit einem Phosphorit		b. 89 m	Sehr sandiger, mittelkörniger Grünerdemergel mit schwarzen, etwa prismatischen Phosphoritstücken. Schlämmrückstand: viel diluvialer, feiner Kies und Phosphorit.
27	90—90,7	Desgl., dunkler, feinkörniger, mit kohlig. Partien u. Diluvialkies (Nachfall?).		b. 90 m	Desgl., weniger diluvial verunreinigt, mit einzelnen Geröllen von bindigerem Grünerdemerg. u. mit diluvialem Sand und feinem Grünsand im Schlämmrückstande.
28	90,7—91,0	Grünerdemergel, dunkler, feinsandiger, sehr kalkarm, mit phosphoritisch. Glaukonitsandsteinen von muschlig-prismatischem Bruch.	Senon?	b. 91 m	Grünerdemergel, feinsandig, im feuchten Zustande schwarzbraun; trocken: graugrün, ziemlich schwach kalkig. Im Schlämmrückstand feiner Grünsand mit Speckquarzen u. Quarzkörnern, anscheinend ohne Diluvium. Daneben mürbe, etwas tonige Glaukonitsandstein-Brocken.
29a u. b	91,0—91,5	Desgl., mindest. ebenso feinsandig u. kalkarm, mit eckigen Stückchen glaukonitischen Sandsteins			

Probe Nr.		Proben aus den zugesandten Büchsen	Formation	Kastenproben, bei Bieske von mir untersucht. 21. V. 1923.	
30a u. b 31	91,5–93,0	Grünerdemergel, ziemlich kalkig, glimmerig, feinkörnig, doch mit einzelnen gröberen Speckquarzen u. Glaukonitsandstein - Stückchen, in denen einmal eine Foraminifere steckt.	Senon?	b. 92 m	Sehr sandiger (mittelkörnig) Grünerdemergel mit einzelnen Brocken des feineren dunklen Materials. Im Schlämmrückstand: feiner Grünsand, mittelkörn. Quarz- und quarzitischer Sand, wenige diluviale Gesteinsbrocken (wohl Nachfall).
32 33	93–94 94–95	Gröberer, von 94 m an fast kalkfreier Grünerdemergel, von 93–94 m mit rundlich-knolligen Phosphoriten, von 94–95 m mit glaukonitischen Sandsteinen, wie bei 90,7—91 m		b. 93 m	Wie bei 92, doch ohne toniges Material. Im Schlämmrückstand ein Phosphoritzapfen, ein Brocken schwarzen Glaukonitsandsteins, ein Stückchen Kieselschiefer, viel siegellackrote Körner (Porphyr?).
34	95 –95,5	Feinsandig. Glaukonitmergel, etwas kalkhaltig		b. 94 u. 95 m	Desgl., ebenfalls zieml. kalkig. Im Schlämmrückstand fast nur feiner Grünsand, wenig gröberes Material, wie oben.
35	95,5—96	Grobsandig. Glaukonitmergel, etwas kalkhaltig		b. 96 m	Wie bei 94, doch grobsandiger u. feinsandiger Grünerdemergel nebeneinander. Im Schlämmrückstand ziemlich viel grobes (diluv.?) Material, rote cambr. (?) Quarzite Granitkörnchen, daneb. Speckquarze und ein stengeliger Phosphorit.
				b. 97 m	Glaukonitisch. Sandstein in groß. Stükken, z. T. kalkig!

Nach diesen Ergebnissen kann man nicht mehr annehmen, daß etwa die ganze diluviale Schichtenfolge zunächst über dem Tertiär abgelagert wurde, daß dann hier diese diluvialen Schichten von rund 110 m Mächtigkeit um diese Höhe gegen das Tertiär verworfen, an anderen Stellen aber gänzlich fortgewaschen wurden.

Vielmehr müssen wir annehmen, daß die fluviatilen Kiese und Sande von vornherein in einer glazialen Auswaschungsrinne dem Tertiär locker eingebettet worden seien und dann wohl zusammensanken, wie Tornquist dies vermutet; Raum genug ist offenbar dazu vorhanden.

Es bleibt aber ein Bedenken bestehen: Nördlich von Dirschkeim, am »Dirschkeimer oder Kaddig-Haken« zeigen sich (vergl. S. 95 ff.) an einer ganz ähnlichen Rinne von Dirschkeimer Sand Erscheinungen, die eine Verwerfung sehr wahrscheinlich machen. Da nun bei Kreislacken die kleinen Staffelbrüche außerordentlich schön und scharf ausgeprägt sind und auch der Schichtenschnitt äußerst steil ist, gar keine Verwitterungsspuren zeigt und sehr wenig nach einem alten Ufer aussieht, so könnte man immer noch vermuten, daß auch hier wenigstens nach Ablagerung der Rinnenausfüllung ebenso wie am Hubnicker Berge und Kaddighaken noch Verwerfungserscheinungen von geringer Sprunghöhe aufgetreten sind, die diese Staffelbrüche und die scharfe Schleppung des Sandes verursacht hätten. Es ist ja nicht unmöglich, daß die diluviale Erosion schon von vornherein alten Bruchlinien folgte oder an solchen Halt machte.

Da das Oligocän hier bis 8 m über NN ansteht und in der Nachbarschaft mit Einschluß der grauen Letten nur etwa 60 m mächtig ist, da auch die Kreideoberkante bei Palmnicken, wo doch die Blaue Erde sich tiefer hinabsenkt, schon in etwa 55 m Tiefe unter NN liegt, während sie in dem Kreislacker Bohrloch bei 88,7 m (oder allenfalls 82,5 m) Tiefe unter See erbohrt wurde, so weist auch dies entweder auf Verwerfung oder diluviale Erosion oder auf eine Kombination beider Wirkungen hin.

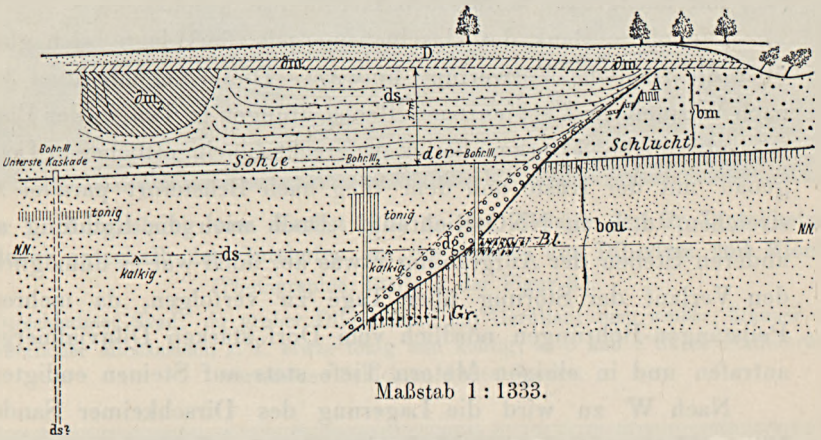
Die Auswaschung hat wohl kaum durch Schmelzwasser, auch bei noch so starkem Gefälle, erfolgen können, da wir uns den Grundwasserspiegel zur Eiszeit doch wohl nicht gegen den heutigen gesenkt vorstellen können. Vermutlich hat der Eisstrom selbst die Erosion bewirkt.

3. Wir kommen nun zu den Störungen bei Gr. Dirschkeim. Diese zeigen sich beiderseits eines Zuges von Dirschkeimer Sand,

der eine NNO—SSW streichende, 400—500 m breite Grabenversenkung auszufüllen scheint.

Der westliche Rand dieser fraglichen Grabenversenkung läuft von der Rosenorter Grube aus am Hang und Fuß der Küste bis zum Gr. Dirschkeimer oder »Kaddighaken« hin und von hier aus durch die See auf das Innere des Marscheiter Amtswinkels zu.

Figur 6.



Maßstab 1 : 1333.

Profil durch die Grenze von Diluvium und Tertiär an der N-Wand der Gr.-Dirschkeimer Schlucht.

Alluvium
- D Dünensand

Diluvium
- ∂m Geschiebemergel, obere Bank
- ∂m₂ » , untere »
- ds Dirschkeimer Sand
- dg Grober liegender Sand mit Geröllen

Tertiär
- bm Braunkohlenformation (Sande mit Lettenlagen horizontal gelagert). Bei A Staffelbrüche in der Aufgrabung Figur 7.
- bou Unteroligocän (durch Schraffur ist tonige Entwicklung ausgedrückt)
- bei Bl Blaue Erde mit Bernstein und Phosphoriten
- bei Gr Tonige Grünerde mit Phosphoriten.

Sein Ostrand schneidet gerade unterhalb des Gutshofes die Dirschkeimer Schlucht. Ein Querschnitt durch das ganze Gelände ist im Querprofil der Geologischen Spezialkarte (Blatt Gr. Dirschkeim) dargestellt worden.

Wir betrachten zunächst den Ostrand des Grabens in der Großdirschkeimer Schlucht (Fig. 6 und Texttafel S. 94/95, Fig. 7).

Abb. 7 zeigt in vergrößertem Maßstab die Stelle A in Abb. 6, an der im Herbste 1910 wie bei Kreislacken kleine Staffelbrüche im Miocänsand, die etwa $^1/_2$ m Sprunghöhe haben, und geschleppte Schichten des Dirschkeimer Sandes durch eine 3 m hohe Aufgrabung am Gehänge entblößt wurden.

In dieser Aufgrabung war zwischen dem Dirschkeimer Sande und dem Miocän eine 10—20 cm dicke diluviale Spatsandschicht (dg) mit faustgroßen nordischen Geröllen aufgeschlossen.

Die obere Bank des Geschiebemergels (∂m) legte sich glatt über die fragliche Verwerfung hinweg. Diese fiel mit etwa 36° nach W zu ein und schien nach Beobachtungen in dem in der Photographie (Abb. 7) erkennbaren, wagrecht hineingestochenen Loch genau mit der Küste und dem Weg nach Brüsterort parallel zu streichen, d. h. in NNO-Richtung. Doch wich die Richtung an anderen Stellen der Aufgrabung etwas ab, auch war es unmöglich, den Verlauf der Störung über Tage zu verfolgen, da mehrere Peilstangen-Bohrungen nördlich vom Dorf starken Diluvialmergel antrafen und in einigen Metern Tiefe stets auf Steinen endigten.

Nach W zu wird die Lagerung des Dirschkeimer Sandes bald söhlig, und schon oberhalb der untersten Kaskade dringt von oben her Geschiebemergel tief hinein; am Eingang der Dirschkeimer Schlucht dringt ja in den Galgenbergen Geschiebemergel sogar bis zum Meeresspiegel und wohl noch tiefer hinab, wobei Pressungserscheinungen zu beobachten sind. An der »Störung« selbst scheint Eispressung nicht vorzuliegen.

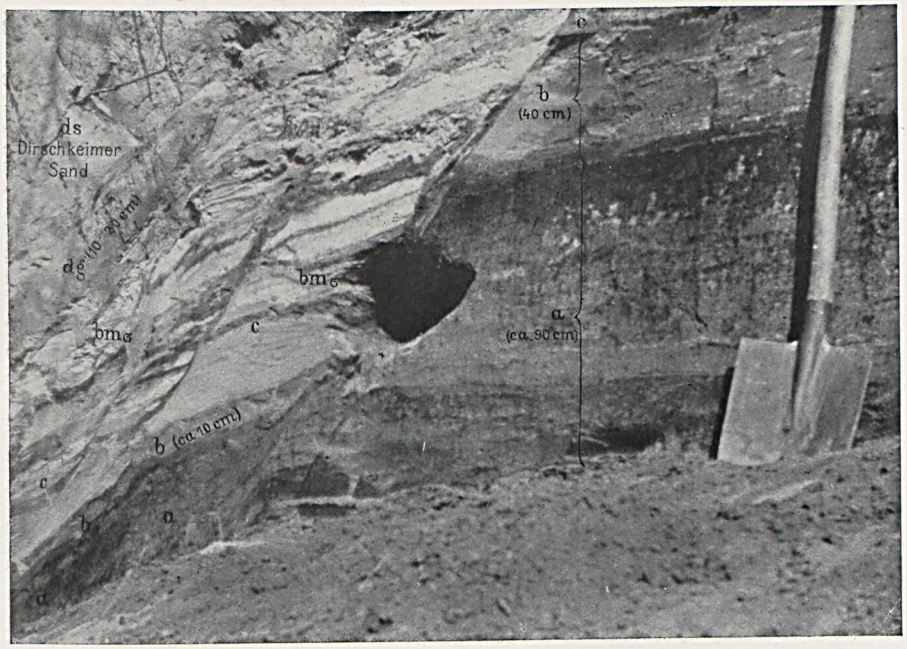
Die Aufgrabung liegt 9 m über der Schluchtsohle, die zugleich die Unterkante des Miocäns bildet.

Darunter folgt schwach toniger unteroligocäner Grünsand, der eine Grundwasserschicht trägt, so daß die Sohle der Schlucht hier versumpft ist.

Dieses Grundwasser verschwindet, wo die Störung den Boden der Schlucht schneidet, und folgt offenbar der Schicht groben Diluvialsandes und Kieses (dg) in die Tiefe.

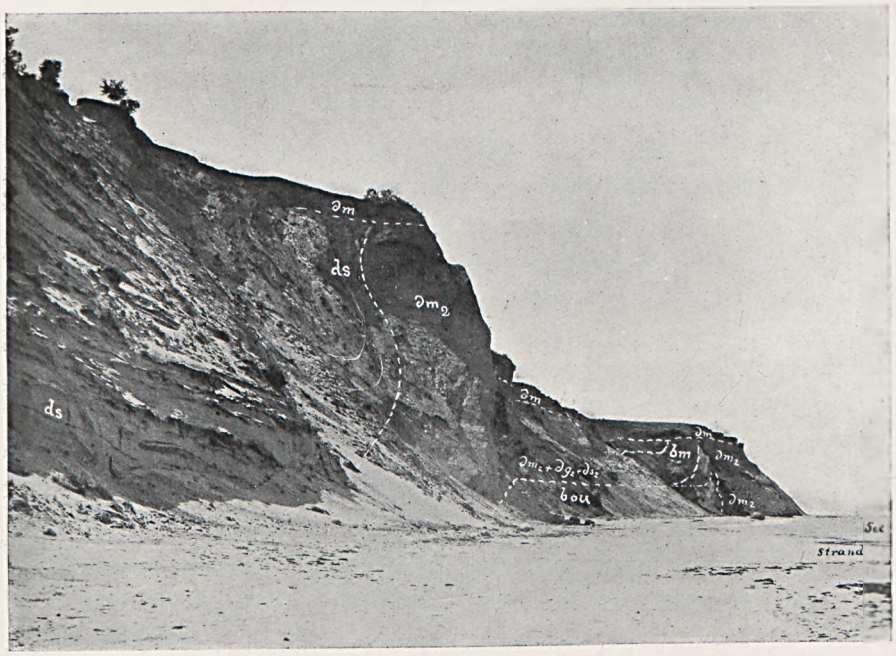
Die beiden Bohrungen III$_1$ und III$_2$[1]), die wir ebenfalls

[1]) Die Nummern der Bohrungen beziehen sich auf die geologische Spezialkarte und deren Erläuterung, Bl. Gr. Dirschkeim.



Figur 7. **Aufgrabung vom Herbst 1910 an der N-Seite der Gr.-Dirschkeimer Schlucht unterhalb des Gutshofes, an der Grenze von Diluvium und Miocän.** (Photographie; Stelle A der Figur 6.).

ds Dirschkeimer Sand; dg grober Diluvialsand mit Gerüllen; bmσ weißer, brauner und schwärzlicher Miocänsand, z. T. etwas tonig und kohlig; a, b und c durch Staffelbrüche verworfene Schichten dieses Sandes.



Figur 8. **Die geologischen Verhältnisse am Marscheiter Amtswinkel** (aufgenommen 1908).

∂m Geschiebemergel, obere Bank; ∂m_2 ∂g_2, ∂s_2 Geschiebemergel, Gerölle und Geschiebesand (tiefere Bank); ds Dirschkeimer Sand; bm Miocäne Braunkohlenformation; bou Unteroligocäne Bernsteinformation; Rechts vorn, vor dem Marscheiter Haken, der Teufelsstein.

Herrn Bieske verdanken, und die im Frühjahr 1911 ausgeführt wurden, sind 10, bezw. 30 m westlich vom Fußpunkt der Störung in der Sohle der Schlucht, beide etwa 15,4 m über NN angesetzt, die letzte 53 m östlich von der untersten Kaskade, in deren Nähe 1892 in 13,5 m Meereshöhe die Bohrung III niedergebracht worden ist, über die nicht völlig klare Nachrichten vorliegen.

Über III2 liegen noch 17 m Dirschkeimer Sand. Bohrung III scheint bis zu 41 m in Dirschkeimer Schichten zu stehen; was der »Braune Ton mit Steinen«, der dann bis 46,5 m folgt, bedeutet, ist nicht klar, es kann Geschiebemergel, vielleicht auch Tertiär sein.

Bohrung III1 ergab:

von 0— 8 m Dirschkeimer Sand und Feinsand (ds—dms)
» 8—13 » Nordischer kiesiger, grober Sand (ds—dg), von 13 m an Wasser
» 13—15 » Blaue Erde mit großen Speckquarzen und Phosphoriten, von 14—15 m mit Bernstein!
» 15—16 » Blaue Erde, z. T. braun und hart mit großen Phosphoriten.

Bohrung III2:

von 0—25 m Dirschkeimer Sand (ds—dms), von 6—12 m stark tonig, von 18 m an kalkhaltig
» 25—27 » Grobe nordische Gerölle, traubige Phosphorite und zapfenartige, phosphoritische Grünsandverkittungen mit artesischem Wasser, das anfangs bis 3 m über Tage emporsteigt (dg)
bei 27 » Tonige Grünerde mit Phosphoriten (bou 9) (getrocknet recht hart).

In dieser letzten Bohrung hat später das Gut ein Brunnenrohr niederbringen lassen, das jedoch nach dem dürren Jahr 1911 nur spärlich Wasser gab.

Interessant ist es, daß die Blaue Erde etwa im Meeresniveau ansteht, und daß hier, im Meeresniveau etwa, auch der Kalkgehalt der Dirschkeimer Schichten beginnt.

Auch aus diesem Profil ist nicht mit Sicherheit zu erkennen, ob wirklich eine Verwerfung oder nur eine Erosionsrinne vorliegt. Die Verhältnisse sind anscheinend genau dieselben wie bei Kreislacken bis auf den geringeren Einfallswinkel der fraglichen Verwerfungfläche.

Wir kommen nun zum Westrande dieses fraglichen Grabens.

Am Dirschkeimer oder Kaddighaken hatte ich bei der Auf-

nahme in den Jahren 1907 und 1908 mehrfach unten am Fuß des aus Dirschkeimer Sand bestehenden Küstengehänges merkwürdige, aufrecht stehende Schollen von Grünerde bemerkt, auch Miocänsand, von dem es jedoch unklar blieb, wie er an den Fuß des Gehänges gekommen sei. Bei einer gemeinsamen Küstenbegehung 1910 fanden die Herren Kaunhowen, Tornau und ich einen durch einen Sturm geschaffenen Aufschluß, der aufgerichtete Bockserde und Miocänsand zeigte und mich veranlaßte, hier im Herbst 1910 eine Aufgrabung zu machen, deren Ergebnis die Fig. 9 zeigt.

Der Wasserstand der See war im Oktober 1910 ein ganz besonders tiefer, der Seesand war an dem Strande von Rosenort bis zum Kaddighaken derartig fortgeräumt, daß man auf dieser ganzen Strecke Grünerde mit Phosphoritlagen — wohl die Horizonte im Liegenden der Blauen Erde — am Fuß der Steilküste in horizontaler Lagerung anstehen sehen konnte, was während der Aufnahmezeit 1908 nie sichtbar gewesen war.

Man konnte nun stellenweise bemerken, daß dicht am Fuß des Seeberges eine Störung diese bald mehr tonigen, bald mehr sandigen, malachitgrünen oder grauschwarzen Grünerdeschichten abschnitt und daß sie östlich davon aufrecht standen.

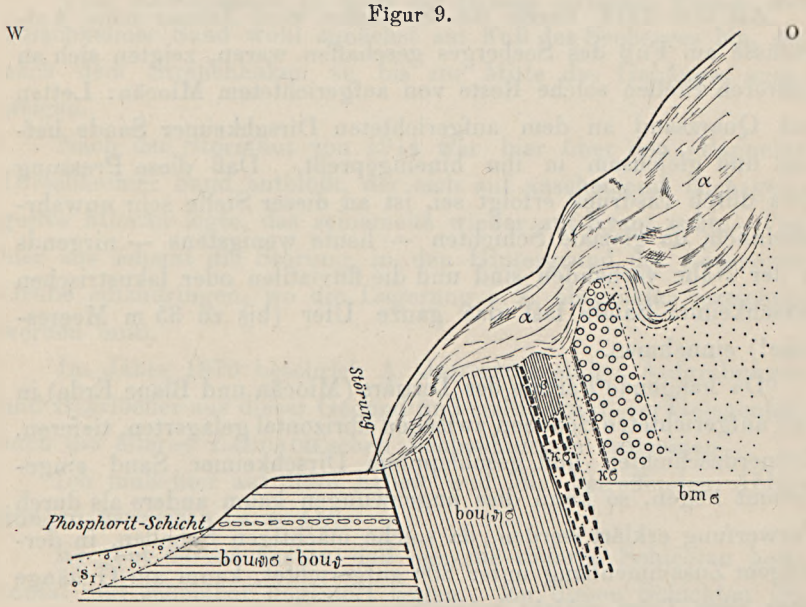
1450 m nördlich vom N-Fuß des Galgenberges wurde die Aufgrabung Fig. 9 gemacht.

Östlich der Störung folgten hier unter $^1/_2$—3 m Abrutschmasse aus Dirschkeimer Sand (α) zunächst 3 m aufgerichtete, sehr tonige Grünerde mit reichlichem Bernstein, vermutlich die Blaue Erde selbst, in sehr fester Ausbildung. Daran legte sich unter etwa 80° aufgerichtet eine 30 cm dicke, sehr zähe, graubraune Miocänletten-Scholle, vermutlich Bockserde, mit Grenzschichten aus z. T. eisenschüssigem Kohlensand.

Weiter nach dem Inneren legte sich ebenfalls steil aufgerichtet daran etwa 1 m grober weißer, dann mindestens 3 m feinerer weißer Miocänsand, die Lettenscholle brach nach der Tiefe zu sofort ab, und es folgte in derselben Fluchtlinie schwarzer kohliger, sehr nasser Miocänsand.

Das Hangende dieser ganzen, steil aufgerichteten Miocänscholle wurde auch mit dem wagrecht angesetzten 3 m-Bohrer von der Aufgrabung aus nicht erreicht. Es muß aber Dirschkeimer Sand sein, der sich mit dem unter 34—40° aufgerichteten Westflügel einer kleinen Mulde auf das Tertiär auflagert und die ganze Küstenhöhe einnimmt, wie man leicht erkennt, wenn man den Vorsprung des Kaddighakens von S her (vom Galgenberg oder vom Marscheiter Amtswinkel aus) betrachtet.

Figur 9.



Aufgrabung am Kaddighaken im Oktober 1910.

1450 m nördlich vom N-Fuß des Galgenberges.
Maßstab 1 : 150.

α abgerutschter Dirschkeimer Sand, der weiter oben am Gehänge ansteht.
s_I Seesand
β Bockserde = Scholle
bmσ Miocänsand, grob und fein
χσ desgl., kohlig
bou(ϑ)σ Blaue Erde (aufgerichtet)
bou(ϑ)σ—bouϑ Grünerde und Grünton mit Phosphoritlagen.

Die Störung selbst, die nördlich vom Kaddighaken an der Küste entlang verläuft, streicht genau auf das Innere des Marscheiter Amtswinkels zu, also in NNO—SSW-Richtung.

Sie läuft demgemäß am Kaddighaken über den flachen Strand hin in die See hinein, und man erbohrt westlich dieser Linie Grünerde oder Grünton, der eine kleine, nach SSW in die See vorspringende Bank bildet, östlich der Linie aber Dirschkeimer Sand, der vom Kaddighaken an in der Dirschkeimer Bucht die ganze Küstenhöhe einnimmt.

Als hier 1914 durch die Sturmflut vom Januar neue Aufschlüsse am Fuß des Seeberges geschaffen waren, zeigten sich an mehreren Stellen solche Reste von aufgerichtetem Miocän: Letten und Quarzsand an dem aufgerichteten Dirschkeimer Sande haftend und gleichsam in ihn hineingepreßt. Daß diese Pressung etwa durch Eisdruck erfolgt sei, ist an dieser Stelle sehr unwahrscheinlich, da glaziale Schichten — heute wenigstens — nirgends in der Nähe vorhanden sind und die fluviatilen oder lakustrischen Dirschkeimer Sande fast das ganze Ufer (bis zu 35 m Meereshöhe!) einnehmen.

Da hangende Partien des Tertiärs (Miocän und Blaue Erde) in steil aufgerichteten Schollen zwischen horizontal gelagerten, tieferen, Grünerdeschichten und geschlepptem Dirschkeimer Sand eingeklemmt liegen, so kann dies ungezwungen kaum anders als durch Verwerfung erklärt werden, da solche mächtigen Schollen, in derartigem Zusammenhang unter 80° aufgerichtet, kaum am Gehänge eines alten Tales geklebt haben können.

Immerhin dürfte auch hier der Dirschkeimer Sand sich erst in ein solches Erosionstal eingelagert haben, und die verwerfende Bewegung, die dann folgte, wird nur eine verhältnismäßig geringe Sprunghöhe gehabt haben.

Auch hier scheint also die Glazialerosion an alten Störungslinien gearbeitet zu haben, an denen dann weiterhin stellenweise auch Eisstauung, verbunden mit Pressungserscheinungen, auftrat; denn sowohl in der südlichen Fortsetzung, am Marscheiter Amtswinkel, wie in der nördlichen Fortsetzung, am Strauchhaken und

an der Rosenorter Grube, sind nur noch diluviale Auswaschung und Eispressung nachweisbar, nicht mehr Verwerfungserscheinungen.

Es ist ja sehr möglich, daß es überhaupt die Gleichgewichtsstörung durch das Inlandeis war, die im Samland an einigen Stellen alte Krustenbewegungen in geringem Maße wieder aufleben ließ.

Die Erscheinungen am Strauchhaken und bei Rosenort sind durch ZADDACH[1]) und durch JENTZSCH[2]) geschildert worden.

Vom Kaddighaken an läuft die Grenze zwischen Tertiär und Dirschkeimer Sand wohl zunächst am Fuß des Seeberges hin, um nach dem Strauchhaken zu bis zur Mitte des Gehänges anzusteigen.

Nach der Sturmflut von 1914 war hier über den »Pappeln« Dirschkeimer Sand entblößt, der sich auf anscheinend flach gelagertes Miocän legte, das seinerseits wieder auf Krant ruhte. Von hier aus scheint die Störung in den Hintergrund der Rosenorter Grube einzudringen, wo die Lagerung z. Z. als unklar bezeichnet werden muß.

Im Jahre 1876 beschrieb A. JENTZSCH einige Aufgrabungen und Bohrlöcher aus dieser Gegend und stellte bei dieser Gelegenheit auch die älteren ZADDACH'schen Beobachtungen zusammen.

Ich muß hier auf diese Arbeit und die betreffenden Abbildungen verweisen (a. a. O.).

Es geht daraus hervor, daß hier die tieferen Schichten horizontal und scheinbar ungestört liegen. Zu diesen Schichten gehören die phosphorithaltigen Grünerdelagen an der Seekante der Rosenorter Grube, die ins Liegende der Bernsteinschichten gehören.

Darüber ist offenbar glaziales Diluvium (Geschiebemergel und Geröllschichten) eingedrungen und hat durch Pressungen die Lagerung der Tertiärschichten stark gestört und z. B. den Krant an der Rückwand der Rosenorter Grube anscheinend in Schollen emporgehoben.

Für tektonische Bewegungen hat sich hier keinerlei Anhalt

[1]) ZADDACH, a. a. O. (vergl. S. 78).
[2]) A. JENTZSCH, a. a. O. (vergl. S. 78).

finden lassen, ja die ruhige Lagerung der tieferen Schichten scheint einigermaßen gegen eine solche zu sprechen.

Immerhin erinnern Zaddach's Darstellungen (vergl. auch Jentzsch, a. a. O., Taf. IV, Fig. 8) in einem Falle an die Lagerung der Oligocänschichten vom Kaddighaken und könnten an die Fortsetzung der Grabenversenkung denken lassen; aber die Darstellung Zaddach's erlaubt keine sicheren Schlüsse, zumal die Orientierung nach Himmelsrichtungen fehlt, und hier außerdem ja Eispressung mit im Spiel ist.

Ähnlich wie hier ist es im Marscheiter Amtswinkel (Texttafel S. 94/95, Fig. 8).

Unsere Störung, die Westgrenze des fraglichen Grabeneinbruchs von Dirschkeimer Schichten, streicht auf die Ostgrenze des im Marscheiter Winkel anstehenden Tertiärklotzes zu. Wir haben hier ein etwa 250 m langes Stück von im ganzen flach gelagerten Tertiärschichten, die an ihrem Südende in zwei getrennten Paketen (Oligocän und Miocän je für sich) durch Eisdruck emporgerollt und in Geschiebemergel und Geröllschichten eingewickelt sind[1]).

Nach dem Lande zu — d. h. da wo unsere Störung sie treffen mußte — werden diese Schichten abgeschnitten durch eine Grenzfläche, die in den obersten 5 m steil nach der See zu einfällt und vor sich nur eine dünne Lamelle von Miocän übrig läßt, dann sich unter 45° Einfallen nach dem Innern des Landes wendet, so daß der Sockel von Miocän und Oligocän nun breiter wird. Dieses Verhalten ist natürlich nur unmittelbar an der N-Kante des Schichtenklotzes zu beobachten.

Dahinter sind an diese Grenzfläche dünne Schlieren von Dirschkeimer Sand und nordischen Geröllen angeklatscht, auf die im Innern wohl mächtigerer Geschiebemergel folgt.

Dieser Geschiebemergel preßt sich ein zwischen den weiter nördlich an die Küste tretenden, flach gelagerten Dirschkeimer Sand und den eben geschilderten Tertiärrest.

Auch hier besteht die Möglichkeit, daß eine Verwerfungslinie

[1]) Vergl. auch G. Schellwien: Geolog. Bilder von der samländischen Küste. S. 18 u. Fig. 20—22.

den Dirschkeimer Sand und das Tertiär trennt, an der dann Eiserosion und Pressungen erfolgten.

Natürlich kann man aus diesen Stellen, an denen Glazial-Pressung vorliegt, keinerlei Schlußfolgerungen auf Verwerfungsvorgänge ziehen. Sie können aber auch nichts gegen solche beweisen.

Zieht man aus den im vorstehenden geschilderten Beobachtungen die Schlüsse, so kommt man zu folgendem Ergebnis:

Während die meisten Diskordanzen an der Westküste des Samlandes, auf Blatt Gr. Dirschkeim, allein durch Glazialerosion und Eispressung recht wohl erklärbar sind und keinerlei zwingende Hinweise auf tektonische Bewegungen liefern, gibt es andere Erscheinungen, die durch Annahme von Krustenbewegungen zwangloser erklärt werden können, da für sie andere Erklärungsarten allein nicht zu genügen scheinen.

Hierher gehören namentlich die Aufschlüsse am Hubnicker Berg, die Blaue Erde und Bockserde um 4—5 m Sprunghöhe verworfen zeigen, und die vom Kaddighaken, an dem steil aufgerichtetes Miocän nebst Blauer Erde zwischen horizontal gelagerter unteroligocäner Grünerde und mächtigem, flach muldenförmigem Dirschkeimer Sand eingeklemmt ist. In beiden Fällen scheint es nicht möglich zu sein, allein durch Auswaschungen, Eisdruck, Rutschungsvorgänge und dergl. den Tatbestand zu erklären, und es wird neben den oben genannten Wirkungen auch noch eine geringe Krustenbewegung angenommen werden müssen, die nach Ablagerung der Dirschkeimer Sande einsetzte.

Da diese hier zum Ausdruck gekommen ist, und da diese Störungslinien wieder mit anderen Punkten, an denen man tektonische Wirkungen nicht direkt nachweisen kann, im Zusammenhang stehen, oder ihnen homolog zu sein scheinen, so liegt es nahe, auch für diese weiteren Punkte die gleichen Wirkungen als möglich oder wahrscheinlich vorauszusetzen.

Danach kommt man zu der Vorstellung, daß alte Störungslinien, die in den Richtungen O—W (?) und SSW—NNO (oder S—N) zu laufen scheinen, wohl die ursprüngliche und auch die

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

jetzige Küstengestaltung des Samlandes schufen und Leitlinien für die Eisbewegung und diluviale Erosion abgaben.

Nachdem sich in die durch solche Erosion geschaffenen Rinnen älteres fluviatiles Diluvium, insonderheit die Dirschkeimer Sande, eingelagert, scheinen die alten Sprünge, — vielleicht infolge der Belastung durch das Eis — z. T. wieder aufgerissen zu sein, wobei es zu geringen Verwerfungsbewegungen kam. Die entstehenden Niveauunterschiede und Zerrüttungen schufen dann anscheinend neue Angriffspunkte für den Eisstau und für Störungen durch Gletscherdruck. Der letzte Vorstoß des Eises ebnete aber alle Niveauunterschiede ein und breitete die jüngste Geschiebemergelbank ∂m flach über alles aus.

Die ursprünglichen samländischen Küsten wurden nach dieser Annahme durch Parallelbrüche zu den heute noch nachweisbaren Störungen geschaffen, die etwa 3—4 km draußen in der See gelegen haben mögen. Der Westküste ist noch heute nach Angabe von Gr. Dirschkeimer Fischern (vergl. die Tiefenlinien, die den Seekarten entnommen und in der geologischen Spezialkarte, Bl. Gr. Dirschkeim, wiedergegeben sind) in etwa 2 Seemeilen (3—4 km) Entfernung ein Steilabfall vorgelagert, der sich auch um die Brüsterorter Spitze herumzieht und dann, indem er sich gegen NO. von der Küste entfernt, undeutlicher wird. An diesem Abfall sinkt der Meeresboden plötzlich von 10 auf 12—15 Faden, genauer: von 20 m auf 23—30 m und die Leinen der Strömlingsnetze müssen hier verlängert werden.

Jenseits dieses Steilabfalls besteht der Boden des Meeres aus »Schlick«, also wohl aus Geschiebemergel, von dem mir ein stark angefressenes Geschiebe aus der harten Kreide gebracht wurde, wie sie sich zuweilen in den Netzen verfangen. Diesseits besteht der Boden aus Sand.

Falls dieser Steilabfall die ursprüngliche diluviale Küstenlinie markieren sollte, so könnte man, indem man mit Brückmann die maximale jährliche Abrasion im Mittel zu $^1/_2$ m annimmt, für die eisfreie Zeit ein Minimum von rd. 8000 Jahren herausrechnen.

Natürlich ist diese Rechnung außerordentlich unsicher und

hat zur Voraussetzung, daß jener Steilhang die Diluvialküste darstellt. Vorläufig ist diese Deutung aber nur eine Vermutung. Es ist auch möglich, daß die Verbreitung des an der Küste durch die Brandung geschaffenen Seesandes an dieser Linie abschneidet, und daß nur hierdurch der Steilhang geschaffen ist.

Ich habe geglaubt, alle diese bei der Spezialaufnahme gesammelten Beobachtungen, die auf tektonische Bewegungen gedeutet werden können, mit um so größerer Genauigkeit und unter Beibringung möglichst genauer und zahlreicher Abbildungen wiedergeben zu sollen, da die Schlüsse noch nicht ganz zwingend sind und die Aufschlüsse dicht an der Küste liegen, also so vergänglicher Natur sind, daß eine spätere Nachprüfung an Ort und Stelle vielfach nicht mehr möglich sein wird.

Berlin, den 30. April 1914.

Neue geologische Beobachtungen aus der Breslauer Gegend.

2. Neue Lößfunde nördlich der Oder bei Breslau.

Von Herrn **G. Dittrich** in Breslau.

Im Süden von Breslau ist durch die Aufnahmearbeiten der Geologischen Landesanstalt[1]) die Bedeckung weiter Flächen mit Löß, »einem tonhaltigen, sehr feinen Quarzstaub, dessen Ablagerung vorzugsweise durch Winde unter der Herrschaft eines kontinentalen Klimas erfolgte«[2]), und unter ihm das Vorkommen einer Lage von Windschliffen nachgewiesen worden. Vergleicht man mit diesen Ergebnissen die etwa ein halbes Jahr nach der Herausgabe der unten genannten Lieferung veröffentlichte Karte der äußersten Jungendmoränen von Werth[3]), so sieht man an Stelle jenes Lößes nahe der Oder Sandrflächen eingezeichnet, welche von den Trebnitzer Höhen als gewaltiger, in dem ganzen stellenweise sehr dünnen Zuge durch übermächtige Breite sich abhebender Moräne überragt werden. Von dem in der Umgegend von Breslau und Trebnitz kartierenden Geologen[4]) ist bereits auf die Unhaltbarkeit dieser Darstellungsweise hingewiesen worden. Hier sei nur erwähnt, daß nicht erst Leverett's Landkartenstudium in Verbindung mit einer kurzen Besichtigung einiger Aufschlüsse bei

[1]) Lieferung 179 der Geologischen Karte von Preußen. Berlin 1911.

[2]) Tietze, Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau. Dieses Jahrbuch, Band XXXI, Berlin 1910. S. 286.

[3]) Zeitschrift für Gletscherkunde, VI. Band, Berlin 1912. Taf. III und S. 250–277.

[4]) Petermann's Mitteilungen, 59. Jahrgang, Gotha 1913, I. Halbband, S. 87.

Trebnitz den Gedanken an den Endmoränencharakter des Katzengebirges entstehen ließ, sondern daß diese Auffassung schon im Jahresbericht der Schlesischen Gesellschaft für 1893[1]) zu lesen ist. Es ist wohl auch ein Widerspruch in sich, wenn Werth selbst einerseits die Bildung des mächtigen Lößes der Trebnitzer Hügel in den Höhepunkt der letzten Vereisung verlegt[2]) und dabei diesen Löß auf einer Endmoräne sich ablagern läßt, die das Erzeugnis der gleichzeitigen weitesten Ausdehnung dieser selben Eisbedeckung sein soll. Anscheinend hat bei der Entstehung dieser Auffassung die Vorstellung mitgewirkt, daß der Löß, der im westlichen Gebiete der Werth'schen Karte weit von der Endmoräne abliegt und im mittleren Teile des Zuges sich ihr nähert, schließlich auch auf sie hinaufrücken kann.

Ob »Sander, Talsandflächen usw.« oder Löß bei Breslau nahe der Oder liegen, ist für die Frage der Urstromtalbildung an dieser Stelle von Bedeutung. Frech bezeichnet in einer geologischen Beschreibung des Odergebietes aus Anlaß der Breslauer Wasserkalamität[3]) und ganz ähnlich im ersten Band der »Schlesischen Landeskunde«[4]) die über dem Geschiebemergel im Oder- und Ohlebett lagernden Bildungen als Talsand, aus umgelagertem Quartär bestehend und von nacheiszeitlicher Entstehung. Da er andererseits in dem daraus gebildeten Schwentniger Berg den Rest einer Terrasse vermutet, müßte dieser Talsand — in dem auch sonst üblichen Sinne des Wortes — als Absatz der Schmelzwasser des Eises gelten, also noch dem Diluvium zugerechnet werden.

Zu einer wesentlich anderen Auffassung dieser Bildungen gelangt man nun bei der Betrachtung der in den beiden letzten Jahren für die Herstellung des Hochwasser- und Schiffahrtskanals

---

[1]) Althans, Über neue geologische Schriften und Kartenwerke.

[2]) a. a. O. S. 277: »Jüngerer Löß und Jungmoränen sind gleichzeitige Bildungen und können sich in ihrem stratigraphischen Werte gegenseitig vertreten.«

[3]) Ergebnisse der Untersuchungen über die Ursachen der Grundwasserverschlechterung: Geologisch-hydrologische Beschreibung des Grundwasser-Versorgungsgebietes. Breslau 1907. S. 8.

[4]) Naturwissenschaftliche Abteilung. Leipzig 1913. S. 98 f.

im Nordosten von Breslau geschaffenen Aufschlüsse, die ein sehr viel übersichtlicheres Bild von diesen Verhältnissen gewähren als die früheren Bohrungen. Man sieht in ihrem langen Zuge über dem Geschiebemergel Kiese und Sande von ziemlich gleichartiger Beschaffenheit lagern, in denen bis auf die Grundmoräne hinab Eichenholzstämme liegen und die somit unzweifelhaft dem Alluvium angehören. Von einer fußhohen Steinsohle, wie sie aus dem Ohlebett erwähnt wird, ist in diesen Schachtungen nichts zu sehen, nur hin und wieder liegen einige größere Geschiebe, wie sie sonst in der Grundmoräne vorkommen, ihr auf; man hat den Eindruck, daß sie aus dieser stammen und hier liegen blieben, weil die Strömung zu ihrem Transport nicht ausreichte. Frech selbst spricht sich übrigens auf Grund anderer Erwägungen[1]) gegen die Annahme eines Urstromtales bei Breslau aus.

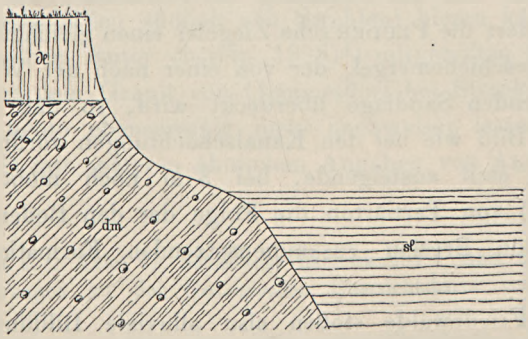
Im Zusammenhang hiermit ist nun die Auffindung eines Restes der alten, diluvialen, lößbedeckten Oberfläche nahe dem ehemaligen Oderbett auf der rechten Seite des Stromes von Interesse. Es handelt sich um eine diluviale Insel im Alluvium zwischen Schwarzwasser und Weide; ihr Löß stellt die Verbindung zwischen dem genannten südlichen und einigen nördlichen Vorkommen dar, von denen Kapsdorf und Güntherwitz bisher als nächstliegende bekannt waren.

Das Schwarzwasser auf Blatt Breslau, dessen Lauf unlängst durch die bereits erwähnten Kanalisationsanlagen unterbrochen worden ist, stellte zuletzt einen Abfluß der Oder dar. Während des größten Teiles des Jahres eine unbedeutende Wasserrinne mit oft kaum wahrnehmbarer Strömung, schwoll es bei jedem Hochwasser der Oder mächtig an, um bald wieder langsam in sein schmales Bett zurückzusinken und hierbei auf den weiten überschwemmten Flächen die feine Flußtrübe abzusetzen, wie sie der Hauptstrom seit der Eindeichung bei Breslau nicht mehr ablagert. Im Tale des Schwarzwassers finden wir daher ausgedehnte Lager von alluvialem Ton (Oderschlick).

Bei einer Begehung und Vergleichung dieses Gebietes mit den Verhältnissen des benachbarten, 1911 veröffentlichten Blattes Kattern

[1]) Schlesische Landeskunde I, S. 9.

(Breslau-Süd) fiel mir in den Schlick- und alluvialen Sandmassen um Friedewalde eine Wand von etwa 2 m Höhe auf, die einen durchaus abweichenden Bau zeigte. Unter einer Lage von ungeschichtetem, gelbbraunem »Feinsand« fand sich eine annähernd horizontale Reihe von Steinen mit teilweise glatten Flächen und darunter ein gelbbrauner, sandiger Lehm, aus dem zahlreiche nordische Geschiebe stammten, während die übrige Masse früher in der HANKE'schen Ziegelei verarbeitet worden war. Das ganze Profil erinnerte außerordentlich an einen ausgedehnten, flachen Aufschluß jenseits der Oder unmittelbar südlich von Breslau nahe der Schönstraße, in dessen Gebiet die Karte Löß und Geschiebemergel verzeichnet. In der Tat stimmt der Feinsand von Friedewalde, der eine Mächtigkeit von 70—90 cm besitzt, in seinem Aussehen mit dem Löß auf der andern Oderseite durchaus überein. Bestätigt wird dies durch die in den Erläuterungen zu Lieferung 189 mitgeteilte mechanische Analyse des Friedewalder Sandes, welche einen hohen Gehalt an feinen Bestandteilen nachweist. Die Grundmoräne ist hier ebenso wie an der Schönstraße kalkfrei, geht aber etwa 2 m unterhalb der Sohle der Windschliffe in unverwitterten, dunklen Geschiebemergel über, der in dem 80 m langen Aufschluß gelegentlich zu beobachten ist. Die beiden genannten Punkte rechts und links der Oder liegen 6 km von einander entfernt in 118 bezw. 125 m Höhe.



Daß die schwache, auch durch eine Kurve auf dem Meßtischblatt sich abhebende Erhöhung des Geländes, auf welcher die Gebäude der Ziegelei von HANKE und MAGER stehen, eine dilu-

viale Insel auf der Grenze der Alluvionen von Schwarzwasser (bezw. Oder) und Weide darstellt, zeigt sich am deutlichsten bei der Annäherung von Süden her, da man hier den Oderschlick in weiter Ausdehnung an den Rändern der mit Wasser gefüllten Schachtlöcher bis nahe an den Aufschluß heran unmittelbar verfolgen kann. Nach Osten zu wird kaum 50 m entfernt Schlicksand für die Klass'sche Ziegelei ausgehoben. Auch die Untersuchung der übrigen angrenzenden Partien läßt vermuten, daß sich das Diluvium nach keiner Richtung hin über mehr als 100—150 m der Oberfläche erstreckt. Auf den nächsten ähnlichen Aufschluß der rechten Oderseite stößt man 2,5 km weiter nordöstlich jenseits der Weide bei der Hertrampf'schen Ziegelei in Hundsfeld, deren Schachtloch namentlich im nordöstlichen Teile lößähnlichen Sand, Windschliffsohle und die Grundmoräne zeigt.

Dagegen zeigen die anderen geringen Erhebungen in der Umgegend von Friedewalde, die zum Vergleich heranzuziehen sind, einen abweichenden Aufbau. Der Cawallener Windmühlenberg, der an seiner abgegrabenen Westseite einen gleichmäßigen, sehr lockeren, weißen Sand aufweist, während östlich von ihm eine größere Fläche mit *Calluna* bewachsen ist, dürfte eine Düne darstellen. Eine flache Bodenwelle südöstlich von Cawallen zeigt bis in $1^1/_2$ m Tiefe gröberen, wasserreichen Sand, der wohl als Bildung des Weidetales aufzufassen ist. Andersartiger, dunkler, schwerer Boden tritt erst am Paulsberg bei Schwoitsch auf. Nicht weit davon fördert die Pluder'sche Ziegelei einen gleichgefärbten, kalkreichen Geschiebemergel, der von einer nach der Weide zu stark anschwellenden Sandlage überdeckt wird, so daß man hier ein ähnliches Bild wie bei den Kanalschachtungen vorfindet, nur daß hier eine steil ansteigende, bei 3 m noch nicht durchbohrte Scholle (?) von Tertiärton die Folge der den Boden in der Umgegend von Breslau zusammensetzenden Formationen vervollständigt.

Bei Friedewalde stoßen also alluviale Bildungen (Schlick, Schlicksand) unmittelbar an die lößbedeckte, verwitterte Grundmoräne an, die von unverändertem Geschiebemergel unterlagert wird Beachtet man die gleichartigen Verhältnisse im Diluvium

am linken Oderufer und die Profile der Baggerschachtungen zwischen beiden und zieht auch die in den letzten Jahren mehrfach abgebildeten[1]) Durchschnitte durch das Odertal heran, so gewinnt man von der Entstehung des Stromlaufes bei Breslau das folgende Bild. Die schon zur Tertiärzeit vorhandene Talmulde wurde von älteren Glazialbildungen, namentlich Geschiebemergel, ausgefüllt; die nach dem Rückzug der letzten schlesischen Vereisung einsetzenden Niederschläge benutzten die flache Rinne zum Abfluß. Ob im Bereiche dieses Tales während des jüngsten, bis ins südliche Posen reichenden Eisvorstoßes der Löß zur Ablagerung gelangte, wenn auch in so geringer Mächtigkeit, daß er noch vor dem Geschiebemergel von der alluvialen Oder wieder fortgewaschen wurde, ist unentschieden, wird aber durch den Fund von Friedewalde wahrscheinlich gemacht.

3. Ein Glazialschliff bei Trebnitz.

Von demselben.

1890 konnte GÜRICH[2]) sagen, daß in Schlesien »noch nirgends im Untergrunde des Diluviums eine Schrammung festen Gesteins aufgefunden worden« sei. WAHNSCHAFFE[3]) gibt 1909 zwei solche Stellen an, eine von ihm selbst vor nunmehr 21 Jahren entdeckte kleine, glatt abgeschliffene und fein geschrammte Basaltfläche auf dem Kirchberg bei Jauer und die von ALTHANS nachgewiesenen Rundhöckerlandschaften südlich von Strehlen; hierzu kämen noch die von demselben Autor (bereits 1888)[4]) mitgeteilten Gletscherschrammen auf dem Granit von Geppersdorf bei Steinkirche, die sich freilich heute ebensowenig mehr nachweisen lassen werden, wie es BEHR[5]) mit späteren ähnlichen Angaben von ALTHANS gelungen ist.

---

[1]) TIETZE a. a. O. Tafel 71; Schlesische Landeskunde I, Abb. 2, S. 11.

[2]) Erläuterungen zu der Geologischen Übersichtskarte von Schlesien. Breslau 1890. S. 161.

[3]) Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. III. Auflage, Stuttgart 1909, S. 106.

[4]) 66. Jahresbericht der Schlesischen Gesellschaft, S. 116 f.

[5]) Dieses Jahrbuch, Band XXXII, Berlin 1911, S. 305.

Die von mir unlängst beschriebene und abgebildete[1]), vom Eise geschliffene und geschrammte Oberfläche eines im Tertiärton bei Trebnitz anstehenden Brauneisensteins gehörte, wie sich inzwischen herausgestellt hat, einem mehr als 1 m in die Tiefe reichenden Block an, der im Februar des Jahres durch den fortschreitenden Ziegeleibetrieb zerstört wurde und von dem zwei charakteristische Bruchstücke hier dargestellt sind. Sie zeigen die ausgezeichnete Parallelschrammung, die in der früheren Aufnahme wegen der ungünstigen Lichtverhältnisse nicht deutlich zum Ausdruck kommen konnte. Ihre West-Ost-Richtung beruht offenbar auf einer lokalen Strömung in der Eismasse, hervorgerufen durch den Sattelrücken des Trebnitzer Katzengebirges, bei dessen Überwindung sich, wie aus anderen Beobachtungen hervorgeht, dem Gletscher beträchtliche Hindernisse entgegengesetzt haben müssen.

Wenngleich an eine andere Entstehung der Schrammung des Trebnitzer Brauneisenerzes bei der Steinarmut des Tertiärtones nicht wohl gedacht werden konnte, habe ich auch diese schon erörterte Frage bei der Abholung der Stücke nach Möglichkeit weiter zu klären gesucht. Der Ziegelmeister gab nun an, daß über dem Block bei der Freilegung seiner Oberfläche nicht der fette Ton, wie um ihn herum, gelegen habe, sondern eine magere, Steine enthaltende Masse, die er an einer wenig entfernten Stelle des Bodens der Grube bezeichnete: Es war die Grundmoräne.

[1]) Sonderabdruck aus dem Jahresbericht der Schles. Gesellschaft für 1914, S. 12 f., Abb. 4.

Breslau, den 24. Juni 1914.

Zu Seite 110.



1 : 4



1 : 3

Bruchstücke der Oberfläche eines vom Inlandeis geschliffenen und geschrammten Brauneisensteinblockes, der im Sommer 1913 durch den Ziegeleibetrieb von Heisig, Wackwitz, Beier bei Trebnitz in Schlesien freigelegt wurde. Die Richtung der Schrammen war West-Ost. Ein Gesamtbild des im Tertiärton ruhenden Blockes findet sich im Jahresbericht der Schlesischen Gesellschaft für vaterl. Kultur für 1914 (G. Dittrich, Bodenentstehung und Aufschlüsse in der Umgegend von Breslau, Abb. 4). Es handelt sich um anstehenden Brauneisenstein, nicht um gekritzte Geschiebe von solchem, wie sie Gürich aus Ingramsdorf in Schlesien beschrieben hat.

Geologische Wirkungen der Sturmflut der Jahreswende 1913/14 auf die Küsten der Ostsee.

Von den Herren
Otto, Keilhack, Menzel, Jentzsch, Meyer, Tornau, Kaunhowen,
sämtlich in Berlin.

I. Darß und Zingst.

Von Herrn **Th. Otto** in Berlin.

Hierzu 1 Karte (Tafel 3).

Nördlich des diluvialen Mecklenburger Fischlandes, längs des Darß und Zingst bis zum Bock, d. h. auf eine Strecke von rd. 40 km Länge, berührt das Meer nur flache alluviale Gebiete; auch das Wasser der Bodden bespült am Binnenufer des Darß-Zingst, sowie am gegenüberliegenden Festlandufer von Neuendorf bis Fahrenkamp nur an einigen Stellen unmittelbar Diluvialland, das im übrigen durch einen mehr oder minder breiten alluvialen Gürtel von Meer und Bodden getrennt ist. Alluviale Sande und Moore bauen den größeren Teil der Halbinsel Darß-Zingst auf, die in ihren Alluvialgebieten — von dem Uferdünengürtel und der dünenbesetzten Strandwallebene des Neudarß abgesehen — nicht mehr als 1,50 m über Mittelwasser hinausgewachsen ist und zumeist noch an Höhe hinter diesem Werte zurückbleibt. Auf dem Darß und Zingst schützt ein Vordünengürtel, auf dem Zingst außerdem noch etwa 2—2,50 m hohe Außen- und Binnendeiche die niedrigen Alluvialgebiete vor Hochwasserüberflutungen.

Die um die Jahreswende 1913/14 eingetretene Sturmflut ließ an der Außenküste des Darß-Zingst das Wasser bis zu einer Höhe von

etwa 2 m über Mittelwasser anschwellen und dürfte auch in den Bodden ein Ansteigen des Wasserspiegels um mindestens 1,50 m über Mittelwasser zur Folge gehabt haben. Da die Deiche sich widerstandsfähig erwiesen, blieben die eingepolderten Teile des Zingst von der Überflutung verschont. Dagegen hielten die Vordünen dem Andrang des Wassers nicht stand und wurden, wo nicht höhere Dünen vorhanden waren, an den meisten Stellen bis auf die Basis zerstört.

Die Überspülung und Abtragung der Dünen hatte von der See bis an die Deiche die Überflutung des Hinterlandes, über das See- und Dünensand gebreitet wurde, zur Folge. Noch größere Gebiete niederen Landes wurden von den Binnengewässern her unter Wasser gesetzt, da dort vielfach kein Deichschutz vorhanden ist. Einen Überblick über die überfluteten Gebiete gibt die Karte (vgl. Tafel 3). Diese zeigt, daß besonders an zwei Stellen, einmal zwischen Ahrenshoop und den Rehbergen und sodann zwischen Prerow und Zingst, zeitweise eine Verbindung zwischen den Binnengewässern und dem Meer eingetreten war. Nach dem Sinken des Wassers ist diese Verbindung jedoch wieder aufgehoben worden.

Im einzelnen ist über das Zerstörungswerk der Sturmflut an der Küste des Darß und Zingst kurz folgendes zu bemerken:

Nördlich von Ahrenshoop schützte eine einreihige etwa 3—4 m hohe Düne die schmale Nehrung zwischen dem Fischland und dem Darß. Diese ist bis auf geringe Reste vor Ahrenshoop verschwunden. Da sich die Uferlinie dort seit langem im Rückgang befindet, wurde von der Sturmflut an vielen Stellen die baumstubbendurchsetzte Moordecke, über die die Düne hinweggeschritten war, bloßgelegt. Nördlich der genannten Nehrung begleitet eine junge Vordüne die Uferlinie und schneidet das etwa senkrecht auf die Küste gerichtete alte Dünensystem des Neudarß diskordant ab. Diese Vordüne war von wechselnder Höhe (etwa 4—10 m), je nach der Höhe der in ihr steckenden Enden der Altdünen. Durch die Sturmflut ist sie längs des ganzen Darßer Weststrandes entweder zerstört oder bis hinter die Dünenkrone, d. h. 10—20 m zurückgeschnitten worden, so daß jetzt ein steiles Dünenkliff die Ufer-

linie begleitet. In diesem frischen Anschnitt tritt nun das Querprofil der Darßer Braun- und Gelbdünen klar zutage und läßt auf Grund der sich abschwächenden Färbung des Ortsteinprofils die Verjüngung der Dünen nach Norden erkennen. Dort wo Dünen-»riegen« (-täler) die Uferlinie treffen, ist die sie erfüllende Moordecke in die Schälung geraten. Durch völlige Niederlegung der Vordüne und Grundbrüche sind im Norden des Neudarß zwei Dünenseen, der Norderbramhaken- und der Teerbrennersee, mit dem Meer in Verbindung getreten und der Dünen- und Seesand als inversive Delta in die Seen vorgeschoben worden.

Widerstandsfähiger haben sich die Dünen am Darßer Ort erwiesen; hingegen sind die jungen niedrigen Dünen des Anlandungsstrandes an der Prerowbucht von der Ortspitze bis Prerow in großer Breite der Flut zum Opfer gefallen, so daß eine nach O. schmaler werdende abradierte Sandplatte von 300—50 m Breite dort den Strand bildet, der durch einen Zuwachsriff erneut gegen die See hin fortgewachsen ist. Bemerkenswert ist, daß die 1874 künstlich geschlossene Prerowstrommündung durch die Sturmflut wieder geöffnet worden ist.

An den Dünen des Zingst wiederholen sich die oben gekennzeichneten Zerstörungsformen: teils ein durch Rückschneiden des Luvhanges geschaffenes Dünenkliff, dort nämlich, wo die Dünen höher gewesen; teils Einebnung der Düne bis auf die Basis und gelegentliche Grundbrüche, wo die Düne 4—5 m Höhe nicht überschritt. Torf mit Baumstubben liegen allenthalben östlich der »Hohen Dünen« vor Prerow in der Schälung, vor dem Osterwald auch Ortstein.

Von den 12 km der im Durchschnitt 4 m hohen fiskalischen Vordüne des Zingst sind nur 2 km in Resten erhalten.

Ebenso ist im östlichen Teil des Zingst bis an die Pramorter hohen Dünen die winzige ungepflegte einreihige Düne fast völlig zerstört, doch haben die Deiche auf dem Zingst das Hinterland fast überall vor Überflutung bewahrt; einige Deichbrüche gelang es noch rechtzeitig zu verstopfen, ehe das eingepolderte Land in größerem Umfange überschwemmt war.

Leider werden die zerstörten Vordünen zumeist nicht wieder auf ihrer früheren Basis aufgebaut werden können, da auch die Uferlinie durch die Sturmflut zurückgeschnitten ist, und die Erhaltung einer normalmäßigen Breite des Vorstrandes das Zurücksetzen des Dünenfußes um mehrere Meter (bis zu 10) erforderlich macht. Diese Tatsache aber bedeutet wiederum einen dauernden Landverlust an den Uferstrecken des Darßer Weststrandes und des mittleren Zingst, deren exponierteste Stellen seit dem Jahre 1697 nachweislich bereits um rd. 450 m vom Meer zurückgeschnitten worden sind[1]). Dem Landverlust steht allerdings als Ausgleich ein Landzuwachs in der Prerowbucht gegenüber, wie das Zuwachsriff östlich des Darßer Ort zeigte.

[1]) Th. Otto, Der Darß und Zingst. XIII. Jahrb. der Geogr. Ges. Greifswald 1911/12. S. 410 ff.

II. Rügen, Usedom und Wollin.

Von Herrn **K. Keilhack** in Berlin.

Hierzu Tafel 4—8 und 3 Profile.

In den Tagen vom 17.—21. Februar 1914 habe ich das von der Dezember-Sturmflut des Jahres 1913 heimgesuchte Gebiet der Inseln Rügen, Usedom und Wollin begangen, um die geologischen Wirkungen dieser Flut zu untersuchen und eventuell durch sie geschaffene Aufschlüsse kartographisch festzulegen.

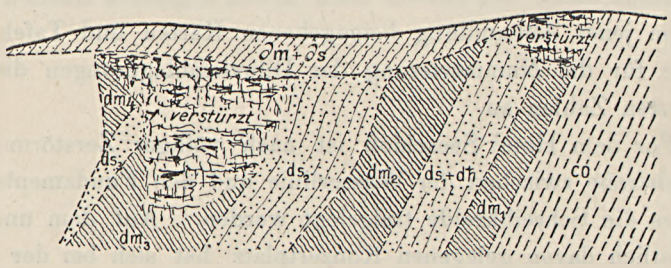
1. Rügen.

Die Begehung begann mit einem Besuch der Steilküste zwischen Saßnitz und Stubbenkammer, deren interessante geologische Verhältnisse ich in diesem Jahrbuch für 1912, Teil I, Seite 114—158 dargestellt habe. Ich beziehe mich in den folgenden Ausführungen auf die jener Abhandlung beigegebenen Karten und Tafeln und wende für die Nummerierung der Diluvialablagerungen die dort benutzten Zahlen an.

Vor dem Hotel Seeschloß ist nach völliger Zerstörung der Strandstraße zwischen der Wasserlinie und den Fundamenten des Hauses die Schreibkreide freigelegt worden. Auf dem unmittelbar östlich davon gelegenen Konzertplatz hat sich bei der ersten Sturmflut innerhalb eines Tages ein Strandwall von 45 m Breite, 2,2 m Höhe und 150 m Länge gebildet, der aus gröbsten Feuersteinen und Diluvialgeschieben aufgebaut und mit den ehemals dem Uferschutz dienenden Blöcken überstreut ist (Tafel 4, Fig. 1). Es zeigt dieses Vorkommen, in wie fabelhaft kurzer Zeit derartige ausgedehnte Ablagerungen bei katastrophalen Vorgängen sich bilden können.

Beim ehemaligen Damenbad, das völlig zerstört ist, hat sich ein neuer Aufschluß gebildet, den ich in Fig. 2 der Tafel 4 darstelle. Man sieht dort einen Anschnitt des liegenden ältesten Geschiebemergels und über ihm eine langgestreckte, in die Kreide annähernd in der Richtung ihrer Schichtung erfolgte Intrusion von Grundmoräne. Die sogenannte Tasche meiner damaligen Beschreibung im Streifen 1 ist durch Zurückweichen des Ufers, wie vorauszusehen war, größer geworden und reicht tiefer hinab. Im Streifen 2 ist die Verwerfung jetzt außerordentlich schön aufgeschlossen, dagegen die liegende Falte im oberen Teil des Aufschlusses stark reduziert. Im Streifen 3 sieht man jetzt sehr deutlich von unten nach oben die liegende Kreide des ersten Geschiebemergels, geschichteten Sand, dann Tonmergel und dann die hangende Kreide. Die diesen Streifen begrenzende Verwerfung ist, da der Kreidemergel zwischen Streifen 1 und 2 völlig homogen ist, nicht sichtbar. Streifen 4 ist in seinem oberen Teil jetzt prachtvoll aufgeschlossen und zeigt in hervorragend schöner Weise das diskordante Abschneiden von ds 2 gegen die Kiese und Geschiebemergel des jüngsten Diluviums, wie es in Figur 1 dargestellt ist. Hier ist eine mindestens drei-

Figur 1.



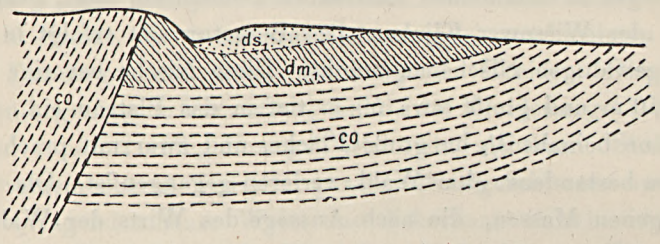
fache Wiederholung des Geschiebemergels deutlich zu erkennen. Streifen 5 ist auf etwa 150 m Länge prachtvoll aufgeschlossen. Der jungdiluviale Kies und Geschiebemergel schneidet eine Schicht nach der andern im N. ab. Die in meiner Abhandlung erwähnte Tasche zwischen 4 und 5 hat sich jetzt als eine mit jungdiluvialem Kies ausgefüllte Rinne in der Kreide herausgestellt. Streifen 7 scheint, nach den ungeheuren Abbrüchen und neuen Aufschlüssen bei Streifen 8 zu schließen, bis zu diesem in vollkommenster Steil-

stellung der Schichten hindurchzugehen. Es würde dann die Streichrichtung dieses Streifens schon eine fast genau nordsüdliche werden, falls nicht in ihm selbst eine nach O. hin offene Krümmung vorhanden ist. Bei Streifen 8 hat sich in der Nacht vom 14. zum 15. Februar ein ungeheurer Bergsturz vollzogen, unzweifelhaft als Nachwirkung einer durch die Sturmflut herbeigeführten Unterspülung des Fußes. Der untere Teil von Streifen 8 ist unter einer etwa auf 250000 cbm zu schätzenden verstürzten Masse verhüllt, während der obere Teil im Aufschluß gut sichtbar ist und in seinem südlichen Teil eine mächtige Masse von schwarzem Tonmergel in vollkommen senkrechter Schichtung zeigt, genau wie hinter der Wissower Klinke. Der Bergsturz ist erfolgt in Form eines gewaltigen Nischenausbruchs. Diese Nische hat eine Länge von 150 m und greift etwa 50 m tief in das Plateau ein, so daß hier eine beinahe $^1/_2$ ha große Fläche, und zwar mit prachtvollen Buchen bestandener alter Wald, verloren gegangen ist. Die niedergegangenen Massen, die nach Aussage des Wirts der Waldhalle, der den Vorgang beobachtet hat, mit einem klirrenden, durch die zahllosen Geschiebe veranlaßten Geräusch zu Tale gingen, haben einen ungeheuren Schuttkegel von ebenfalls 150 m Breite bis 50 m weit ins Meer hinein vorgeschoben. Der Schuttstrom selbst besteht in seinem südlichen Teil aus Kreide, in seinem mittleren und nördlichen aus Diluvium, und zwar überwiegen im mittleren Teil die schwarzblauen Tonmergel und die hellen Sande, im nördlichen Teil das gröbere Material. Besonders der Tonmergel bildet ungeheure Zacken und Zinnen und gewährt mit den mächtigen alten Buchen, die zum Teil in kerzengrader Stellung, zum größeren Teil aber nach allen Richtungen hin gesenkt die Schuttmasse bedecken, einen ganz phantastischen Anblick. Ich habe mit Hilfe eines aus Saßnitz herbeigeholten Photographen die Erscheinungen dieses größten im letzten Jahrhundert vorgekommenen Bergsturzes in 8 Bildern aufnehmen lassen, die ich auf den Tafeln diesem Aufsatz beifüge.

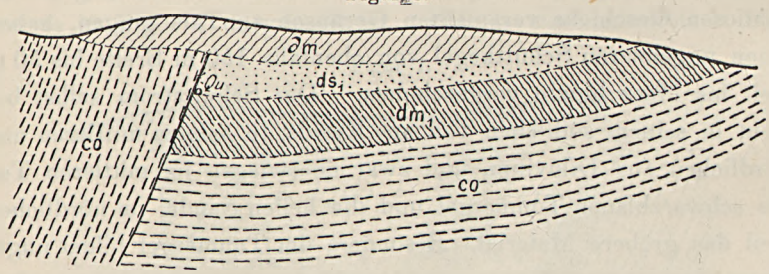
Im Streifen 9 ist jetzt auch der hangende Geschiebemergel sichtbar geworden, und es zeigt sich in den jüngsten Abbrüchen,

daß die Grenze zwischen der liegenden Kreide und dem liegenden älteren Geschiebemergel völlig senkrecht steht. Bei Streifen 12 hat sich infolge der Abbrüche aus den zwischen den beiden Geschiebemergeln liegenden Sanden an der tiefsten Stelle ihres Anschnittes eine neue Quelle von dem auf S. 156 meiner Abhandlung unter 3 von mir beschriebenen Typus gebildet. Auch hier hat sich ein ziemlich beträchtlicher Bergsturz ereignet. Im Streifen 13 ist die Randverwerfung und ihr schräger Verlauf jetzt ausgezeichnet zu erkennen. Streifen 15 zeigt infolge Zurücktretens der Steilwand

Figur 2.



Figur 3.



ein erheblich anderes Bild insofern, als das steilstehende Diluvium jetzt tiefer reicht und das diskordant auch über die Randverwerfung übergreifende jüngere Diluvium jetzt sehr gut aufgeschlossen ist. In den Fig. 2 und 3 stelle ich das ehemalige und das heutige Bild nebeneinander. Auch hier hat sich an der Verwerfung und demnach an der tiefsten Anschnittstelle der Zwischensande eine neue Quelle gebildet. Bei Streifen 16 ist durch Abbrüche die südliche Randverwerfung, die früher nicht zu sehen war, sehr deutlich geworden; sie fällt unter 60° nach S. ein und wird diskordant

von jungdiluvialem Kies überlagert, der nach N. hin in helle Grundmoräne übergeht. Auch bei Streifen 17 ist die südliche Randverwerfung prachtvoll aufgeschlossen.

Von Kollikerort an bis Stubbenkammer sind mir nennenswerte Veränderungen an der Küste nicht aufgefallen, nur daß die Kalktuffvorhänge bei Streifen 20 und 21 durch die Sturmflut wieder völlig zerstört sind.

2. Usedom.

Die Begehung auf Usedom begann in Zinnowitz. Der Strand zwischen Zinnowitz und Koserow besteht aus Diluvium mit aufgesetzten Dünen. Nur bei Zempin erhebt sich unmittelbar hinter den Dünen ein kleines Plateau, nirgends aber treten am Meeresufer diluviale Schichten zu Tage. Die hauptsächlichsten hier beobachteten Wirkungen der Sturmflut bestehen in einem völligen Hinwegfegen der jüngsten künstlich angehegerten Dünen und in der Schaffung eines Steilufers in der zurückliegenden, zum Teil schon bewaldeten Jungdüne, eines Steilufers, dessen Höhe bei Zinnowitz etwa 3 m beträgt und bei der Zempiner Bootsstelle bis auf 6 m anwächst.

Zwischen Zempin und Koserow liegt eine der schwächsten Stellen der Insel. Die Entfernung des eine Bucht des Achterwassers bildenden Riek vom Strand beträgt hier nur 400 m. Die Grenze des Strandes bildet hier ein niedriger Wall, den man leicht für eine flache Düne halten könnte, der aber in Wirklichkeit ein reines Produkt des Meeres ist. Dieser niedrige Wall ist nämlich in seiner ganzen etwa 2 km Länge betragenden Ausdehnung von den Wogen überflutet worden, die auf ihm eine neue Sandschicht von 3—4 dcm Dicke aufgelagert haben. Der Transport des Sandes ist noch ein Stück über den Strandwall hinaus nach S. weitergegangen, und die Übersandung endet erst in dem ebenen, mit Erlen bestandenen flachen Sandgebiet zwischen Strandwall und Chaussee. Als ein Beweis, wie hoch das Wasser hier im Hinterlande aufgestaut war, dient der massenhaft in den Zweigen der Erlen bis 2 m über dem Boden beobachtete Blasentang. Auf der abradierten Strandebene liegen zahlreiche Torfsoden, Baumstubben usw.

und die Faulschlammsande des alten, ehemals hinter der Düne gelegenen Festlandes sind hier freigelegt worden. Im westlichen Teil dieser Strecke beim Kölpiner Damenbad sind die Wogen, mit Sand beladen, auch noch über die Chaussee hinweggebraust und haben ihren Sand bis 100 m südlich in den Wald hinein abgelagert. Diese Beobachtungen werfen ein gutes Licht auf die Entstehung zahlreicher flacher Sandablagerungen in der Nähe der Küste, die sehr leicht für Dünen gehalten werden können, in Wirklichkeit aber rein marine, vom Wasser abgelagerte Sande sind. In ihrer Korngröße unterscheiden sie sich naturgemäß von den Dünensanden gar nicht. Die Verschiebung der Strandlinie landeinwärts auf der Strecke Zinnowitz-Koserow mag etwa 40 m betragen.

Bei Koserow beginnt das schon auf dem Kartenblatt Ückeritz gelegene Steilufer des Streckelberges. Hier konnten einige neue Punkte von Geschiebemergel am Fuße des durchschnittlich 10—12 m zurückgewanderten Steilufers beobachtet werden. Ungeheuerlich sind die Zerstörungen, die die Flut an der gewaltigen, zum Schutze des Streckelberges errichteten Futtermauer angerichtet hat. Die aufbrandenden und niederstürzenden Wogen haben hinter der Mauer bis zu 8 m breite und $2^1/_2$ m tiefe Kolke herausgearbeitet, in deren Gefolge sich am Gehänge neue frische Staffelbrüche gebildet haben. Auf der kurzen Strecke, auf der die Mauer standgehalten hat, ist auch das Gehänge stehen geblieben. An allen andern Stellen, wo die Mauer zerstört ist, zeigen sich Abrutschungen, und wo diese aufhören, beginnt sofort ein mächtiger Abbruch, durch welchen die Kante des Steilabfalls der Hochfläche um 10—12 m, stellenweise um noch mehr zurückverlegt ist.

Zwischen der Koserower und der Ückeritzer Hochfläche liegt eine 800 lange schwache Stelle, wo der Kölpinsee bis auf 100 m an die Wasserlinie der Ostsee herantritt und von ihr nur durch einen ähnlich flachen Strandwall getrennt wird, wie bei Zempin. Auch er ist in seiner ganzen Länge von den Wogen überflutet worden, an einer Stelle ist er sogar in einer offenen Rinne durchbrochen, und auch hier haben sich mächtige Sandmassen über den

Wall hinweg in das Becken des Kölpinsees ergossen und eine neue Sandschicht von $^1/_2$—$^3/_4$ m Stärke in kürzester Zeit erzeugt. Die immer höher ansteigenden Wassermassen des Kölpinsees haben schließlich den im S. vorliegenden Eisenbahndamm und die Chaussee auf einer Strecke von 100—200 m Länge durchbrochen und das Dammschüttungsmaterial beider nach S. über die angrenzenden Wiesen ausgebreitet.

Das Steilufer der Ückeritzer Hochfläche zeigt in seinem südöstlichen Teil etwa 7 m, in seinem nordwestlichen aber bis 20 m und im Mittel 10—12 m Verlust, also etwa ebensoviel wie der Streckelberg. Hier sind durch die neuen Aufschlüsse nicht weniger als 15 Stellen älteren Geschiebemergels an Stelle der bei der Kartierung aufgefundenen 6 Stellen entblößt worden, so daß die Karte und das Profil durch die Begehung eine wertvolle Bereicherung erfahren haben. Zwischen der Ückeritzer Badeanlage und dem nächsten im S. folgenden Plateau des Langen Berges liegt ein Verlandungsgebiet mit Braundünen, die bis nahe an den Strand herantreten, aber in seiner Nähe mit jungen humusstreifigen Weißdünen überdeckt sind. An einer Stelle, 1 km südlich des Ückeritzer Badestrandes, konnte der Anschnitt der Braundünen unter einer $2^1/_4$ m mächtigen Weißdüne unmittelbar im Steilufer beobachtet werden. Auf dieser Strecke sind ungefähr 30—40 m junge Dünen und 5—8 m bewaldete ältere Dünen der Zerstörung anheimgefallen. In den letzten 900 m vor dem Langen Berge sind auf der abradierten Strandebene die Ortsteinbildungen der alten Braundünen und zwischen ihnen die Moorzüge der eingeschalteten Riegen wunderschön aufgeschlossen und zeigen auf das deutlichste, daß meine Annahme durchaus richtig ist, daß diese Braundünen einer Nehrung angehören, die ursprünglich viel weiter nach N. in das heute von der See bedeckte Gebiet hineinreichte.

Diese letzten 900 m stellen zugleich eine Zone dar, auf der, wie bei Ückeritz und Zempin, die Wogen weithin über den niedrigen Strandwall und über die ebenso niedrigen Braundünen sich in das Land hinein ergossen haben; sie haben den Sand 160 m, vom Steilufer gerechnet, in das Land hineingetragen, und der alte

schöne Wald der Braundüne steht heute in einer jeglicher Vegetation baren weißen Sandfläche.

Eine sehr interessante Beobachtung wurde am Steilufer des Langen Berges gemacht. Hier finden sich, durch die neuen Abbrüche aufgeschlossen, zwei Torflager, die unzweifelhaft interglazialen Alters sind. Eine dünne Torfbank liegt über dem hier auftretenden blaugrauen Geschiebemergel, ist mit geschichteten Bildungen vergesellschaftet und wird von einem hellgefärbten jüngeren Geschiebemergel überlagert. Das zweite Lager befindet sich in unmittelbarer Nähe, liegt aber etwa 10 m tiefer in der Strandebne. Man sieht hier eine Reihe von Baumstämmen kreuz und quer aus dem Strand emporragen, die in einem feinschichtigen Torf liegen. Da vor 3 Monaten über dieser Stelle sich noch das Plateau in mindestens 20 m Höhe erhob, und da das Lager in einer Mulde des älteren Geschiebemergels liegt, so muß es naturgemäß ein interglaziales Alter haben.

Von sonstigen Beobachtungen auf dieser Strecke ist noch zu erwähnen, daß sich 900 m südlich von der Selliner Bootsstelle am Fuße des Strandes viele Sandsteinknollen fanden, die aus durch kohlensauren Kalk verkitteten Diluvialsanden bestehen und bei einem Durchmesser bis zu 1 m eine kugelig-traubige Oberfläche haben. Zwischen Bansin und Heringsdorf ist kein Durchbruch in das Becken des Schloonsees erfolgt, sondern nur der vorhandene Abfluß des Sackkanals als Einfallpforte für das sandbeladene Wasser des Meeres in das Schloonseebecken benutzt worden. Dabei ist der Abfluß des Kanals selbst vollständig geschlossen, und der Schloonsee hat eine so ungeheure Zufuhr von Meereswasser erhalten, daß Ende Februar das gesamte Alluvialbecken, in dem er liegt, noch hoch mit Wasser überstaut war.

Die Strecke Heringsdorf-Ahlbeck zeigt am Strande ausschließlich Jungdünen, die in ihrer ganzen Länge heute ein Dünensteilufer zur Schau tragen, dessen Höhe in Ahlbeck zunächst ziemlich beträchtlich ist, aber nach SO. hin allmählich abnimmt und erst bei Swinemünde wieder anschwillt. Allgemein ist eine starke Verbreiterung des Strandes, der dort bis 150 m Breite erlangt.

3. Wollin.

Ganz ähnlich sind die Verhältnisse auf der jenseits der Swine folgenden Strecke von Osternothafen bis Misdroy. Auch hier ist die Vordüne mit ihrer prachtvollen Vegetation, die Solger in seinem Dünenwerke abgebildet und beschrieben hat, einer völligen Vernichtung anheimgefallen, und an ihrer Stelle liegt jetzt überall ein flacher, ganz wenig zum Meere geneigter Strand, der landeinwärts von einer Dünensteilküste begrenzt wird, die sich ununterbrochen bis Misdroy erstreckt und auf dieser ganzen Strecke einen Übergang vom Strand zum Hinterland unmöglich macht. Die Höhe dieser Dünensteilküste beträgt im W. 2—3 m, steigt aber nach O. hin auf 5—6 m an. Besonders da, wo die hohen ältesten Dünen des Weißdünengürtels an das Meer herantreten, im östlichen Teil dieser Strecke, also kurz vor Misdroy, sieht man an 2 Stellen, wie bei Ückeritz, die alte Braundüne unter der Decke der über sie geschütteten schmalen Jungdüne mit ihrem ganzen Profil von Trockenhumus, Bleichsand und Orstein im Steilufer zu Tage treten.

Ziemlich erheblich sind auch die Abbrüche auf der Strecke von Misdroy bis zum Jordansee, aber nicht so bedeutend wie auf der Insel Usedom. Es sind vielmehr nur die unteren Teile der alten, normal abgeböschten Schuttkegel des Steilufers weggenommen worden. Damit sind allerdings jetzt sehr viel ungünstigere Böschungsverhältnisse erzeugt worden, und es ist zu befürchten, daß in kurzer Zeit, besonders wenn starke Regengüsse niedergehen, sich die Abbrüche nach oben hin fortsetzen werden, und daß noch ein gut Teil der Hochfläche in die Tiefe sinken wird.

Auch auf dieser Strecke konnten einige neue Punkte von älterem Geschiebemergel zur Vervollständigung des Kartenbildes und Profils eingetragen werden. Jenseits Swinhöft war durch die Flut auch der alte Stollen einer in den 50er Jahren betriebenen Versuchsstrecke auf Schwefelkies im Kreidemergel wieder freigelegt worden.

Ein bemerkenswerter Umstand ist es, daß auf dieser ganzen 60 km langen Küstenstrecke die niedergebrochenen Massen, die auf

2—3 Millionen cbm geschätzt werden, nirgends liegen geblieben sind, daß keine Spur von ihnen zu sehen ist, sondern daß sie restlos vom Meer verschlungen wurden. Es läßt sich unschwer berechnen, daß durch diese Massen eine Aufhöhung des Meeresbodens entlang der ganzen Küste stattgefunden haben muß, die voraussichtlich zur Folge haben wird, daß in den nächsten Jahren wieder ein kräftiges Wandern der Sandbänke nach dem Strande hin stattfinden wird, was die Entstehung neuer Vordünen zur Folge haben muß.

III. Zwischen Kolberg und Jershöft.

Von Herrn **H. Menzel** in Berlin.

Die Ostseeküste auf der Strecke von der Einmündung der Persante bei Kolberg bis nach der am weitesten vorspringenden Landspitze von Jershöft, östlich von Rügenwalde am Vietzker See, ist dasjenige Gebiet, über das die Zeitungsberichte die meisten und schlimmsten Nachrichten verbreitet haben, und an dem der größte Schaden angerichtet sein soll. Um es gleich vorweg zu nehmen, muß hier gesagt werden, daß sowohl die angegebene Höhe der Wellen, wie auch der am Strande angerichtete Schaden hinter den Schreckensnachrichten zurückstand. Menschenleben sind auf der ganzen Erstreckung nicht ernstlich in Gefahr gewesen, dagegen ist der angerichtete Materialschaden, besonders durch die Zerstörungen an den Badestrand- und Hafenanlagen, durch Aufweichen der Lehmhäuser beim Eindringen der Flut und durch Unbrauchbarmachung von Nahrungs- und Futtermitteln recht bedeutend.

Die durch die zweimalige Sturmflut, sowohl am 30. und 31. Dezember 1913, wie auch am 9. und 10. Januar 1914 hervorgerufenen geologischen Änderungen und Aufschlüsse stehen hier also hinter den gehegten Erwartungen etwas zurück. Das liegt zum großen Teil an dem Bau des Strandes selbst. Von Kolberg an bis in die Gegend von Funkenhagen und Sorenbohm wird die Küste von einem mäßig hohen diluvialen Steilrand gebildet, der nur an einigen Stellen durch alluviale Senken unterbrochen ist. Auf ihn legen sich sowohl in der Nähe von Kolberg, wie auch besonders zwischen Funkenhagen und Sorenbohm Dünensande auf. Noch im Jahre 1911 zeigte dieser ganze Strand sehr

schöne Aufschlüsse, und man konnte an ihm vielfach folgendes Profil beobachten:

1. Eine meist wenig mächtige Aufschüttung von Dünensanden, die auf großen Strecken aber auch fehlen kann.
2. Gelegentlich wenig mächtige alluviale Bildungen, die entweder aus Moorerde oder einem sandigen Torf bestehen.
3. Eine auf weite Erstreckung von Kolberg bis über Rügenwalde hinaus zu beobachtende, aber ebenfalls mehrfach unterbrochene Decke von tonigen oder lehmigen Eisstauseebildungen, die selten eine Mächtigkeit von über 2 m erreichen.
4. Darunter, entweder unmittelbar oder durch eine schwache Sand- und Steinsohle getrennt, der Geschiebemergel. Der letztere besitzt meistens eine dunkle Färbung, während die überlagernden Eisseebildungen gelb oder braun erscheinen[1]).

Im Sommer des Jahres 1913 war dies Profil an vielen Stellen durch angewehten Dünensand, der sich häufig bis oben auf die Hochfläche hinaufzog, stark verhüllt, wie denn überhaupt in den letzten Jahren auf dieser Strecke eine merkliche Zufuhr von Sand und stellenweise eine regelrechte Neubildung einer Vordüne an vielen Stellen zu beobachten war. Die Sturmflut zu Beginn dieses Jahres, die durch westliche Winde vorbereitet und durch den einsetzenden heftigen Nordsturm zu ungewöhnlicher Höhe gesteigert wurde, hat gerade die von mir begangene, eine nach Nordwest geöffnete flache Bucht bildende Strecke, besonders heimgesucht. Die gesamten kurz vorher auf der oben besprochenen Strecke angesammelten Sandvorräte wurden entfernt und stellenweise, so am Leuchtturm Funkenhagen und weiter westlich bei Henkenhagen usw., gewaltige Schollen Geschiebemergel unterwaschen und mitsamt den darüberliegenden Bildungen herabge-

[1]) Ein Profil aus der Nähe von Kolberg, das diese beiden Bildungen sehr schön übereinander zeigt, bildet Lindemann in seiner Geologie von Deutschland als typisches Beispiel für die unmittelbare Überlagerung des Unteren blauen Geschiebemergels durch den Oberen gelben ab.

rissen. Heute ist das im vorigen Jahr stark versandete Profil an diesem Küstenabschnitt wieder fast überall deutlich zu sehen. Besonders heftig griffen die Wogen den Strand dicht östlich Kolberg an und zerstörten hier einen großen Teil der seit Jahren sorgfältig gepflegten Promenaden mit ihren alten Baumriesen. Auf der Strecke vom Hafen bis zur Waldenfelsschanze ist die Kolberger Strandpromenade an 3 Stellen von den Wellen durchbrochen worden, die riesigen Steinmauern, mit denen die Waldenfelsschanze selbst geschützt war, wurden auseinandergerissen und der Wall zum Teil in den die Schanze umgebenden Graben geschoben. Buhnen, Spundwände, Steinmauern und selbst das Wurzelwerk alter Baumriesen hatten hier dem Andrang der See nicht standhalten können. Bei Henkenhagen wurde bei der Einmündung einer Torfrinne in die Ostsee eine 5,5 m hohe Düne weggenommen und dafür ein breiter, bis 2 m hoher Wall von etwa faustgroßen Strandgeröllen aufgehäuft.

Nach Osten zu schließt sich an diese Strecke der Strand von Sorenbohm und Bauernhufen bis nach Gr. Möllen an. Das diluviale Steilufer senkt sich hier immer mehr und taucht schließlich unter den Seespiegel unter, und auf dasselbe setzen sich mächtige Dünen auf, die insbesondere bei Bauernhufen in der Hohen Düne eine beträchtliche Erhebung bilden. Hinter den Dünenzügen breiten sich anfangs schmale, dann immer breiter werdende Alluvialniederungen aus, die sich nach Osten zu an den Jamund-See bei Gr. Möllen anschließen. Bei Sorenbohm ist der Strand durch eine fast 1 km lange Mauer geschützt. Dieser konnte die Sturmflut nichts anhaben. Sie schlug aber über dieselbe hinweg und drang in den dahinter teilweise etwas niedriger gelegenen Ort ein. Hier zeigte sich der Mangel eines genügend breiten Auslasses nach der See zu in hohem Maße. Das über die Mauer herübergeschlagene Wasser konnte den Weg zurück nicht finden, es blieb im Orte stehen und weichte die vielfach noch aus Lehm bestehenden Häuser gründlich auf. Bei Bornhagen, um das Westende der Mauer herum, mußten, um die ärgste Gefahr abzuwenden, eiligst Gräben gezogen werden. Es dürfte dieses Beispiel für die Bau-

behörden ein lehrreicher Hinweis gewesen sein, in Zukunft bei den im übrigen hier gut bewährten Strandmauern auch für genügenden Abzug zu sorgen oder noch besser die Fundamente der Häuser bis an die Mauerkrone zu erhöhen.

In ähnlicher Weise wurde Bauernhufen östlich von Sorenbohm mitgenommen. Hier schließt ein hoher, schmaler Dünengürtel den Ort von der See ab, der am Rande einer alluvialen Wiesensenke liegt. Das Wasser riß fast die Hälfte der großen Düne hinweg, durchschlug an einer anderen Stelle den Dünensaum und drang in die dahinter liegende Alluvialsenke ein. Die Dorfstraße und eine Reihe von Häusern wurden unter Wasser gesetzt. Auch hier war es hauptsächlich die den eingedrungenen Ostseewellen fehlende Möglichkeit raschen Abflusses, die den meisten Schaden verursachte. Es schließt sich nun von hier bis nach Rügenwalde, ja mit geringen Unterbrechungen bis zum Vietzker See ein Gebiet an, das von den Strandseen beherrscht wird. Es sind das von Westen nach Osten zu der Jamund, der Buckower See, der Vitter See und der Vietzker See. Diese ganze Landschaft besitzt die Eigentümlichkeit, daß bei ihr der diluviale Untergrund sich schon weiter landeinwärts bis zum Niveau der Ostsee selbst senkt und nach Norden zu unter die See einschießt. Es ist das meiner Ansicht nach die Folge einer zur Litorinazeit eingetretenen Senkung der Küste. Das ehedem tief in das Land eingetretene Ostseewasser wurde bei dem Bestreben der Wellen, die Küste auszugleichen, durch Nehrungen teilweise abgeschlossen, und es entstanden so die Strandseen, die nur durch den Dünengürtel von der offenen See getrennt waren, ehedem einen mehr zusammenhängenden Komplex gebildet hatten, heute aber durch teilweise Vertorfung in einzelne Becken zerlegt worden sind. In diese Becken münden nun jeweils eine Reihe von kleinen Küstenbächen, die das Wasser dieser Lagunen ausgesüßt haben, und die durch schmale, in ihrer Lage häufig wechselnde Durchbrüche durch den Dünengürtel (die laufenden Tiefs) einen Ausfluß zur See besitzen. Zwischen Buckower und Vitter See mündet ein größerer Küstenfluß, die Wipper, unmittelbar in die Ostsee aus

und hat zur Anlage des Rügenwalder Hafens Veranlassung gegeben.

Die am meisten bedrohten Orte: Deep, Laase und Damkerort liegen nun auf diesen eben beschriebenen, nur aus Dünensanden bestehenden Nehrungen zwischen der Ostsee und den Haffseen. Die andringenden Sturmfluten rissen einen großen Teil der äußeren Dünen hinweg, durchschlugen diese an mehreren Stellen, trieben die Ostseewellen bis in die Haffseen hinein und verschlossen die Tiefs mit angeschwemmtem Sand. Sie selbst konnten den genannten Örtchen nicht viel anhaben, außer, daß sie stellenweise einige Häuser aufweichten, die Vorräte vernichteten und den Fischern Boote und Netze davonführten sowie die Brücken zerstörten. Aber die des Abflusses beraubten Haffseen, die ständig eine erneute Wasserzufuhr durch die Binnenflüsse erfuhren, begannen nun zu steigen und brachten so die Orte, die vor der See durch die Dünen geschützt waren, in erneute Überschwemmungsgefahr. Die Hilfstätigkeit mußte sich deshalb vor allen Dingen, nachdem die Sturmflut etwas nachgelassen hatte, auf Öffnung der Tiefs richten. Interessant war einmal die Aufdeckung weiter Stubbenfelder unter den Dünensanden und die gewaltige Verschleppung von Sanden, die meist aus den zerstörten Dünen herrührten, an diesem Teil der Küste. So zeigt sich in diesem Jahre der Badestrand bei Bauernhufen, der in letzter Zeit mehr einem Block- und Kiesstrande glich, als völlig mit Sand überschüttet. Naturgemäß haben die Strandanlagen, z. B. bei Gr. Möllen, sowie die Hafenbauten bei Rügenwaldermünde erheblich gelitten.

Ganz am Ende der von mir begangenen Strecke, bei Jershöft, tritt noch einmal das Steilufer mit einem hohen Gehänge an die See heran. Hier ist die einzige Stelle, wo auch Tertiärschichten zutage treten. Der eigentümliche Bau der Jershöfter Plateauinsel, die aus sattelförmig um einen Tertiärkern herumgelegten Diluvialbildungen besteht, hat es mit sich gebracht, daß schon von jeher mit Hilfe der Sickerwässer gewaltige Schollen des Steilufers abrutschten und von der See weiter zerstört wurden. Die Sturmfluten um die Wende dieses Jahres haben nun diese Abrutschun-

gen beträchtlich weiter gefördert und gewaltige Schollen in Bewegung gesetzt, die an einer Stelle bis an die Dorfstraße heranreichen und diese stark gefährden. Die abgerutschten Schollen sind bei dem Wogenprall weiter zerkleinert, und so hat sich der Strand bei Jershöft mit einem wirren Haufwerk von großen und kleinen nordischen Blöcken, von Geschiebemergelgeröllen, tertiären Tonfetzen und ausgespültem Buschwerk bedeckt, über das zum Teil in staffelförmigen Abbrüchen weitere mächtige Schollen im Absinken begriffen sind.

IV. Beobachtungen am Ostseestrand in Hinterpommern und Westpreußen.

Von Herrn **A. Jentzsch** in Berlin.

Hierzu Tafel 9 und 10.

Die durch die Wintersturmflut beschädigten Küsten Hinterpommerns und Westpreußens wurden in den Tagen vom 30. März bis 4. April 1914 untersucht, soweit dies von geologischem Interesse sein konnte und soweit die knappe, zur Verfügung stehende Zeit es gestattete. Gelegentlich einer späteren Dienstreise konnten noch nachträglich am 16. Mai einige Punkte der Danziger Bucht untersucht werden, wofür damals die Zeit nicht ausgereicht hatte. Aus der großen Zahl selbstgefertigter Photos geben Abb. 1—4 auf Tafel 9 und 10 einige Beispiele wieder. Nur an wenigen Stellen Hinterpommerns reicht diluviales Höhenland bis unmittelbar an das Meer und wird von diesem als Kliffküste benagt. Der größte Teil der Küste besteht vielmehr aus Nehrungen, welche sich von Kliff zu Kliff in sanften Bögen schwingen und hinter sich Strandseen oder die aus deren Verlandung hervorgegangenen Moore und ebenen Niederungen bergen.

Innerhalb des vom Verf. untersuchten Gebietes schwingt sich die westlichste dieser Nehrungen von Jershöft bis Stolpmünde, also 25 km lang. Sie ist mit Dünen besetzt, welche zwar nicht entfernt denen der Kurischen und Frischen Nehrung an Höhe vergleichbar sind, aber immerhin nennenswerte Höhen erreichen. So

27,3 m am Krolower Strand, Blatt Lanzig
25,1 » in den Görshagener Dünen, } Blatt
40,6 » im Muddelberg der Lindower Dünen } Saleske

und noch 21,9 » in den Fichten bei Stolpmünde, Blatt Stolpmünde.

Zwischen den beiden höchsten Dünen des Blattes Saleske klafft eine Lücke von fast 6 km Länge, innerhalb welcher der Dünenzug auf wenige Meter Höhe herabsinkt: offenbar die Stelle eines von der Ostsee zum Muddelsee in früheren Jahrhunderten erfolgten Durchbruchs, der seitdem nur spärlich durch jüngere Dünen vernarbt ist. Er wird jetzt noch an der flachsten Stelle durch den künstlich gestochenen, im Jahre 1913 durch ein Schleusenwerk der Muddelsee-Genossenschaft geregelten Abfluß des Muddelsees und des Hinterrohrsees, die Potene, durchschnitten.

Ein anderer künstlicher Durchstich, Seegraben, durchschneidet weiter östlich, im westlichsten Teil der Stolper Stadtforst, nahe der Grenze der Blätter Saleske und Stolpmünde, dieselbe Dünenkette, um die Gegend des ehemaligen »Schwarzen See« zu entwässern. Während die Potene nur etwa 1 m in flachen Sand eingeschnitten ist, zeigt der Seegraben auf Blatt Stolpmünde Durchstiche von 4 m Tiefe. Er ließ hier erkennen, daß in dem Wechsel der Wasserbewegung, welcher bald vom flachen Binnenland zur Ostsee, bald bei steigender Sturmflut umgekehrt von der Ostsee zum Binnenlande stattfand, um nach Abflauen des Sturmes von neuem seewärts zu strömen, das Wasser genug Kraft besaß, um die Wände des schmalen Durchstiches zu zerstören. Von links und rechts sieht man deren Abstürze und wie in der durch sie umgrenzten, im ganzen gerade gestreckten Grabensohle das schmale Wasser sich genau so hinschlängelt wie (im größeren Maßstabe) ein Fluß in der Sohle eines breiten, von hohen Gehängen eingefaßten Tales.

Weiter seewärts, bereits auf Blatt Saleske, sah man, daß der zur Zeit munter fließende »Seegraben« seine ursprünglich künstliche Rinne durch eigene Kraft verbreitert und in das selbstgeschaffene, mit Sträuchern bewachsene Tälchen sich neuerdings ein etwa 0,7 m tiefes, 1,5—2 m breites Gerinne eingegraben hat.

Der Zustand vom 30. März 1914 an der Ausmündung dieses »Seegrabens« auf dem Strand war bemerkenswert. Die Winterfluten haben an der Stelle, wo der Graben von je her die Vordüne durchschnitt, den Ausschnitt verbreitert, das Wasser des Grabens gestaut und landeinwärts getrieben.

Man sieht auf unsern Bildern (die leider nicht wiedergegeben werden konnten) die trichterförmige, aber ganz flache Verbreiterung des Wasserlaufes, in den abgestuften ebenen Sandbänken desselben die Wirkungen des nach der letzten Sturmflut wieder nach dem Meer strömenden Wassers und im linksseitigen (westlichen) Steilufer des Wassers, dicht am Waldrande, die Höhen, bis zu welchen die gestaute Flut im Mündungstrichter die Vordüne bewegte.

Etwa in der Mitte eines Bildes sieht man, wie die Düne, aus deren sanftgewölbtem Rücken die dürren Äste des im Laufe der letzten Jahre von ihr verschütteten Waldrandes hervorragen, diesmal selbst durch die Sturmflut teilweise zerstört worden ist. Ihre nördliche, auf unserem Bilde beschattete Böschung ist viel zu steil, als daß sie die Luvseite einer lebenden Düne sein könnte.

Sie zeigt vielmehr den natürlichen Böschungswinkel des Sandes, wie er beim Abnagen des Fußes der Düne durch die Sturmflut gestaltet werden mußte. Hier, wie an allen anderen der von mir begangenen meilenlangen Teile der hinterpommerschen und westpreußischen Dünenküste wirkte die Sturmflut so, daß sie das Vorgelände in wechselnder Breite rasierte und bis zur Höhe von etwa 1,5 m den Sand wegspülte; der seines Fußes beraubte Sand der höheren Teile unserer Düne brach überall nach, so daß bis zu Höhen von stellenweise 5—7 m die Dünen abgebrochen und ihre Sande im Meer fortgeführt und ausgebreitet wurden. Nach Rückzug der Sturmflut wurden wegen Nachbröckelns unterspülter Böschungen und durch die sehr deutlich sichtbaren kleinen Schuttkegel der Regenfälle und Schneeschmelzen die steilgewordenen Böschungen teilweise etwas sanfter, und an ihren Fuß schob sich als sanft geneigter Böschungsfuß die bei trocknem Wetter schnell sich neu entwickelnde »Untere Stufendüne«. Und dann kam der Mensch bezw. die staatliche Bauverwaltung und bepflanzte die geschädigten Böschungen der Dünen neu mit Sandgräsern in der seit Jahren bewährten Weise.

Vielfach zeigt aber jetzt noch die Oberkante der Dünenböschung tiefe Einkerbungen. Diese sind in ihrer jetzigen Gestaltung Windrisse; doch schien es an mehreren Stellen, daß

letztere durch aufspritzende Wellenzüge während der Sturmflut vorbereitet oder beeinflußt worden waren.

Daß die Sturmflut solche Einkerbungen erzeugen kann, war an dem diluvialen, geschiebeführenden, mithin durch Wind nicht bewegten Gehängen der Steilküsten weiterhin deutlich zu sehen. (Vergl. unten.)

Dieselbe Stelle zeigte noch etwas anderes: Die Küstenflüsse Hinterpommerns erleiden dort, wo sie aus der Vordüne heraustreten, allgemein eine starke, fast rechtwinklige Ablenkung nach rechts. Dies ist längst bekannt und eine Folge der vorwiegend (wenngleich keineswegs ununterbrochen) von WSW. nach ONO. gerichteten Küstenströmungen. Da nun die Sturmflut aus NO. bezw. NNO. kam, hat sie jenen nach rechts, d. h. nach ONO. gerichteten Unterlauf der Flüsse und Bäche zumeist zerstört. Erst allmählich wird dieser sich neu ausbilden können. Auf unseren Bildern sieht man als Überrest jenes früheren Zustands die Ablenkungsstelle des »Seegrabens«. Aber wenige Schritte seewärts lenkt das Wasser wieder gerade zur See; denn der ganze breite Vorstrand ist neugeschaffen, und seit der Wintersturmflut haben bei den wieder normal gewordenen Wasserständen die Küstenströmungen hier noch nicht ausgereicht, um die Seegrabenmündung nennenswert nach rechts abzulenken.

Daß die Dünen geschichtet sind, konnte man an zahllosen frisch angenagten Stellen sehen. Die irrigen Vorstellungen älterer Autoren sind in dieser Hinsicht zu berichtigen. Verfasser hat dies zwar schon wiederholt betont, aber die durch die Sturmflut geschaffenen Aufschlüsse wirkten besonders überzeugend.

In den Stranddünen erscheint die Schichtung im Anschnitt fast immer horizontal. Denn das Streichen der Schichtung in den Vordünen verläuft parallel der Küstenlinie. Findet man aber irgendwo einen frischen Querschnitt, so zeigt sich oft ein recht erhebliches Einfallen.

Abb. 2 auf Tafel 9 stellt einen Durchstich der Vordüne zwischen der Potene und der Westgrenze der Feldmark Saleske dar. Er läßt deutlich die Schichtung und deren durch Aufschüttung entstandene sattelförmige Stellung sowie gewisse Diskordanzen erkennen,

aus denen man die Geschichte des Wachstums dieser Düne unmittelbar ablesen kann. Das Schichtenstreichen ist auch hier parallel der Küstenlinie.

An der Westgrenze der Feldmark Saleske sahen wir eine kleine Schar von Leuten im Begriffe, mit hohen Stiefeln in die abstillende Brandung zu gehen, um hier mit »Keschern«, d. h. Handnetzen an langen Stangen den mit den Wellen anschwimmenden Seetang zu fischen, aus welchem Weiber und Knaben die Stücke des Bernsteins lesen. Der Betrieb dieser Bernsteinfischerei ist also hier ganz ähnlich wie an den ostpreußischen Küsten, nur dürfte das Ergebnis geringer sein. Das Bernsteinvorkommen beweist hier nichts für ein etwa vermutetes nahes Anstehen von »Blauer Erde« des Oligocäns oder sonstiger Tertiärschichten, obwohl auch nichts gegen deren Nähe spricht. Der Bernstein kann eben zweifellos mit den Küstenströmungen viele Meilen weit verschleppt werden, viel leichter als etwa die spezifisch so bedeutend schwereren Diamanten Deutsch-Südwestafrikas.

Das von der Mündung des »Seegrabens« beschriebene Verhältnis wiederholt sich an der viel wasserreicheren Potene. Auch diesen Graben mit schnellfließendem Wasser fand ich dort, wo er aus der Vordüne tritt, nach O., also nach rechts verbogen, aber sofort wieder nach links, d. h. senkrecht zur Küstenlinie abgelenkt. Dicht westlich desselben zeigte sich der flache Vorstrand über 100 m breit; die Sturmflut hatte also auch hier einen erheblichen Teil der Vordüne zerstört, so daß die in die Rinne landeinwärts dringende Flut noch hinter der Düne von einem aus Kiefern, Birken und Erlen gemischten Wald einen Streifen zerstört und den Waldboden bis zu 1,5 m über dem Meere mit Sand überschwemmt hatte.

Alle diese bisher beschriebenen Vorkommen liegen westlich des Flusses Stolpe und zwar zwischen diesem und den Görshagener Dünen, sie erstrecken sich also über eine 10 km lange Strecke der Dünenküste, einer verlandeten Nehrung.

Östlich der Stolpe beeinträchtigte trübes, später in Landregen übergehendes Wetter am 31. März gar sehr die Beobachtungen.

Die Mündung der Stolpe ist durch 2 weit in das Meer hinaus-

ragende Molen eingefaßt und zum Hafen erweitert. Viel weiter hinaus ins Meer reicht die durch Küstenströmungen bewirkte, die Hafeneinfahrt hemmende Versandung, gegen welche mächtige Dampfbagger in Arbeit stehen. Wenngleich die Molen im ganzen gut standgehalten haben, zeigten doch feine, aber mehrere hundert Meter weit verfolgbare Risse im Steinbelage der Ostmole, daß durch den Anprall der Flut der Fuß dieser Mole bereits — wenngleich schwach — angegriffen ist, so daß ein Absinken nach außen begonnen hat.

Östlich des Stolpe-Flusses liegt der Badestrand der Stadt Stolpmünde. Hier liegt hart auf der Grenze zwischen Wasser und Strand das Wrack eines im Januar 1914 gestrandeten eisernen Dampfers, das zur Zeit abmontiert wurde. Seine Lage auf trockenem Sande zeigt, wie hoch das Meer bei der Flut gestiegen und wie gewaltig seine Wellen angestürmt haben mußten, um den mehrere Meter tief gehenden Dampfer auf einen jetzt trockenen Sand zu setzen.

Zerstört sind auch die Badeanlagen, insbesondere das Damenbad. Es wurde von seinen Pfählen losgerissen und durch wiederholtes Auf- und Niedersetzen zerbrochen; ein großer Teil der Pfähle mußte durch neue ersetzt werden, und auch die Badebuden am Fuße der Düne wurden stark beschädigt. Der Fuß der Düne wurde unterwaschen, war aber inzwischen bereits wieder neu bepflanzt.

Der flache Strand war hier bis zur Grenze des Wassers 90 m breit; das Wasser war aber so flach, daß eine zeitweilig trocken werdende Sandbank sich 20 m breit vorlegte.

Dicht nordöstlich des zerstörten Bades endet die frische Bepflanzung der Dünenböschung. Sofort beginnt zernagte Steilböschung. Unter 3—4 m Dünensand hebt sich mit fast horizontaler Oberfläche eine 0,5—0,7 m mächtige Bank von Torf mit liegenden Baumstämmen hervor und unter dieser eine Blocklage, die entkalkten Geschiebemergel bedeckt. Der Torf liegt hier 1 m über dem heutigen Meeresspiegel, reicht also etwa von 1,0—1,5 m über diesen. Es wäre irrig, hieraus etwa auf eine jugendliche Hebung des Landes schließen zu wollen. Zur Erklärung genügt vielmehr die

einfache und selbstverständliche Erwägung, daß hier — wie auch weiter nordöstlich an der Kliffküste — das Meer Land weggenommen und so ein Torflager erreicht hat, welches während seines Wachstums durch eine Dünenkette, die später über dasselbe hinwegwanderte und durch ihren Druck den Torf verfestigte, vom Meer getrennt war. Neben den liegenden Baumstämmen finden sich im Torf auch noch stehende Baumstubben.

Abb. 3 auf Tafel 10 zeigt solche Baumstubben, sowie in der Ferne die sich anschließende, bald 20 m, weiterhin 30 m hohe Kliffküste. Weiter vorn liegt am Wasserrande auf ± 0 der Torf flach zutage, bestreut mit Geschieben.

Im Vordergrund unseres Bildes aber sehen wir, wie die Sturmflut zwar den losen, tief mit Wurzeln durchzogenen Dünensand weggenommen hat, aber den härteren und festeren Torf in breiter Vorstufe stehen ließ, die nun, mit Steinen überstreut, einzelne, durch örtliche Wirbel erzeugte flache Pfützen zeigt, im übrigen aber fast horizontal erscheint, um vorn steil, stellenweise fast senkrecht, abzuschneiden. Hier hat also das Meer, seinen wechselnden Wasserständen entsprechend, nahe beisammen 2 Stufen von verschiedener Höhe eingeebnet, deren höhere offenbar durch die Sturmflut des Januar 1914 erst neu geschaffen ist und einer Grenzfläche zweier Gesteine verschiedenen Widerstands entspricht.

Dies gibt im kleinen ein anschauliches Bild von dem Entstehen auch größerer, geologisch weit eingreifender Abrasionsflächen und von einer daneben hergehenden Stufenbildung.

Weiterhin kommt der mit Wurzeln durchzogene Geschiebemergel unter 0—0,2 m Torf, der von Dünen bedeckt wird, nochmals als ebene, 0,7 m über dem Meeresspiegel gelegene Fläche zutage, und es sind darin neuerdings, d. h. in knapp 3 Monaten zwischen der Neujahrsflut und dem Beobachtungstage, mehrere bis 0,6 m tiefe Wasserrisse entstanden, deren einen unsere Abb. 1 auf Tafel 9 zeigt. Sie sind offenbar durch rückfließende Wellen ausgespült, aber durch das am Fuße der Dünensanddecke sehr spärlich austretende Wasser gefördert. Daß letzteres hier mitwirkte, läßt der — wenngleich sehr geringfügige — Absatz von Eisenoxydhydrat erkennen.

Daß aber auch die Kraft der Meereswellen auf diese Rinnen gestaltend einwirkt, sieht man an den auf ihre Sohle gestreuten Geröllen sowie an dem stellenweise auf dem hellen Sande derselben liegenden Hauch von dunklem, sogenanntem Streusand. Letzterer ist ein bei gewisser Zeitfolge der Wasserstände und Wellenbewegungen entstehendes Gemisch der sämtlichen, den Quarz an spezifischem Gewicht übertreffenden Gemengteile des Sandes, unter denen namentlich Titaneisen zu nennen ist. Dieser Streusand findet sich an der gesamten Ostseeküste und wird auch an vielen Binnenseen beobachtet. In der Literatur wird er auch als »Titaneisensand« wiederholt erwähnt.

Weiterhin entwickelt sich die Küste zu einer Kliffküste, welche sich vom Meßtischblatte Stolpmünde durch Blatt Neustrand bis in das Blatt Wobesde ununterbrochen auf eine Länge von etwa 8 km erstreckt. Innerhalb dieser Strecke läuft die Küstenlinie anfangs nach ONO, dann nach NO, wobei der Steilhang des Kliffs schließlich (nördlich des Dorfes Neu-Strand) bis 35 m Höhe erreicht.

An dem westlichen Anfang dieses Kliffs steigt Geschiebemergel ganz allmählich aus der Ebene des Meeresspiegels empor, anfangs, wie erwähnt, von Torf überlagert, der seinerseits von Dünen, d. h. den östlichen Ausläufern der oben beschriebenen, sich weit westlich von Stolpmünde hinziehenden versandeten Nehrung bedeckt wird. Unter dem Torf zieht sich eine Wurzelschicht in den Geschiebemergel hinab, dessen oberste Krume man stellenweise als alte Abschlämmasse zu betrachten hat. Weiterhin sieht man 2 Torfbänke übereinander, die schließlich mit dem weiteren Ansteigen ihrer Geschiebemergel-Unterlage sich auskeilen.

Hier zeigten sich nun eigenartige Unterschiede der Flutwirkungen. Sobald der Geschiebemergel nur einen oder wenige Meter über dem Meeresspiegel lag, zeigte er jene auf Taf. 10, Fig. 3 zur Darstellung gebrachte Einebnung zu einer fast ebenen, etwa 1 m hohen, mit Geschieben übersäten Fläche. Weiterhin, wo er höher ansteigt, zeigte die Böschung Auskolkungen, zwischen denen einzelne Mauern stehen geblieben waren, die 2—3 m über die beiderseits angrenzende allgemeine Böschung aufragten und in ihrer Längs-

richtung ungefähr senkrecht zur Uferlinie verliefen. Bei dieser Gestaltung können dreierlei Ursachen zusammengewirkt haben, deren jede in gewissen Einzelfällen ersichtlich wurde, deren Anteile aber in anderen Fällen nicht auseinandergehalten werden konnten. Es sind dies:

1. Das örtlich beschränkte Aufspritzen hoher Brandungswellen, die, da ihr Auftreten und Kommen von der jeweiligen Gestaltung des nächsten Meeresgrundes, der Richtung der andrängenden Flut und des Windes abhing, eine Zeit lang wiederholt auf denselben Punkt hinschießen mochten;

2. das Auftreten von Quellkesseln, deren Lage durch — an sich vielleicht geringfügige — Einsenkungen (Mulden) einer wasserführenden Sandschicht oder eines nassen Schlammes bedingt war; durch die von der Sturmflut bewirkte Wegspülung des Gehängefußes werden diese Schichten in erneute oder verstärkte Bewegung gebracht, so daß an bestimmten Punkten der Schlamm oder Triebsand wegfließen und die ihn überlagernden Schichten nachsinken konnten.

3. eine von Haus aus steile, geneigte oder verworrene Lagerung der Diluvialschichten, wie sie insbesondere im nordöstlichen, höchsten Teile des Kliffs der durchziehenden Moräne entspricht.

Bis zur Mündung des Freichow-Baches ist das Diluvium nur wenige Meter hoch zu sehen; erhebliche Stranddünen bedecken es. Erst NO vom Freichow-Bach beginnt das eigentliche hohe Kliff. Dieser Bach ist, wie die Karte deutlich zeigt, nach rechts schroff abgelenkt, ein besonders deutliches Beispiel für das dauernde Übergewicht der in Hinterpommern von SW nach NO gerichteten Küstenströmungen der Ostsee.

Zwischen diesen nach rechts abgelenkten Teil des Laufes und die heutige Küstenlinie schiebt sich aber auf etwa 500 m Länge eine bis 9 m hohe Düne, die uns beweist, daß hier das Meer Land angesetzt hat, während es gleichzeitig jenseits des Baches Land wegnahm.

Die Sturmflut des letzten Winters kam von NO, staute demnach den Bach hoch auf und zwang diesen, sein zwischen Düne und Kliff eingeschnittenes Tal bis 1,5—2 m über dem Meere

mit Sand aufzufüllen, in welchem er inzwischen (also binnen drei Monaten) sein Bett von neuem mit fast senkrechten Wänden eingeschniten hat. Selbstredend ist hierdurch da, wo der Bach an die Düne herantritt, auch diese teilweise zerstört worden, so daß sich eine breite Staustufe ausgebildet hat.

Bemerkt sei, daß ich unter den Tausenden von Strandgeschieben solche von Kreidegesteinen nicht traf. Man wird solche bei längerem Suchen wahrscheinlich auch hier finden; aber jedenfalls sind sie hier sehr viel seltener als an so vielen anderen Stellen des nordostdeutschen Glazialgebiets. Ich erwähne das als Ergänzung dessen, was ich vor Jahren über deren Verbreitung in Westpreußen und angrenzenden Provinzen veröffentlicht habe.

Auf dem hohen Steilufer NO vom Freichow-Bache fehlen Dünen nicht völlig. Sie treten aber hier als »Obere Stufendüne« auf[1]), die in 1—2 m Mächtigkeit die Oberkante des Steilabhanges bedeckt. Unter der Düne sah ich drei Geschiebemergelbänke, getrennt durch Sand und, an den ersten Beobachtungsstellen, horizontal gelagert.

Weiterhin wird vielfach am Fuße der Böschung ein Ton sichtbar, der vielleicht vordiluvial ist.

Der Strand, der bisher meist etwa 50 m Breite zeigte, wird an einer Stelle 75 m breit, um weiterhin plötzlich sich auf 5 m zu verschmälern. Dies wird durch einen Bergrutsch veranlaßt der sichtlich vom diesjährigen Winter herrührt und der seine Massen bis unmittelbar an das Meer (vermutlich sogar in das Meer) hinausgeschoben hat, dessen Wellen sie nun schon benagt und vor ihnen eine 5 m breite, geneigte Blockhalde von Auswaschungsrückstand angeschwemmt haben.

Etwas südwestlich von dieser Stelle war in der Nähe von Neustrand ein viel größerer Bergrutsch sichtbar, der aber sein höheres Alter dadurch bekundete, daß er hoch bewaldet war. Als Ursache des Rutsches erkannte man nassen, weichen Ton, dessen Fuß nur unbedeutend durch die letzte Winterflut angenagt war.

[1]) Über das Wesen der Oberen Stufendüne vergl. A. Jentzsch, Geologie der Dünen. Handbuch des deutschen Dünenbaues, Berlin 1900. § 30, S. 73—75.

Auch hier zeigte sich also, daß die Flut an den einzelnen Stellen des Kliffs ganz verschieden gewirkt hatte; denn mehrfach zeigten kilometerlange Strecken der Böschung ungestörten Pflanzenwuchs, höchstens am Fuße minimale Abnagungen; zwischen solchen, fast unberührt gebliebenen Strecken zeigten sich andere, in denen die Böschung von unten bis oben kahl, also sichtlich frisch entblößt war oder gar in ihrer ganzen Höhe als frischer Bergrutsch hinab zum Meere sank.

Es war sehr bedauerlich, daß während der Untersuchung dieser Kliffstrecke ununterbrochen strömender Regen jeden Versuch ausschloß, die mannigfaltigen Gestaltungen im photographischen Bilde festzuhalten.

An diese Kliffküste schließt sich nach NO auf 87 km Länge als Dünenküste eine verlandete Nehrung, hinter welcher zunächst der Gardensche See, dann der Leba-See, der Sarbsker See und endlich, an der pommerisch-westpreußischen Provinzialgrenze der Zarnowitzer See liegen. Die ersten drei sind typische Strandseen, der letztgenannte dagegen eine durch die Nehrung vom Ufer abgeschnittene Föhrde.

Auch an dieser Küste hatte die Sturmflut viel Unheil angerichtet. Der Verfasser mußte wegen Knappheit der Zeit sich begnügen, als Beispiel ein Bruchstück dieser Dünenküste zu untersuchen. Er wählte dazu den Strand westlich der Stadt Leba, also die dem Leba-See vorgelagerte Nehrung.

Dort ist seit längerer Zeit ein unter den Dünen begrabener Wald bekannt, dessen Wurzeln auf einem Torflager stehen, das durch die Last der darüber wegschreitenden Düne zu einem verhältnismäßig festen, ebenschieferigen Gestein zusammengepreßt und stellenweise unter den Meeresspiegel herabgedrückt worden ist. Eine Abbildung solchen Vorkommens findet sich auf S. 16 meiner oben erwähnten Geologie der Dünen.

Auch hier hat die Sturmflut gearbeitet. An den von mir begangenen Strecken des Dünenstrandes sah ich den Torf nur als Auswurf der Brandung in zahlreichen, meist etwa 15—50 cm langen, flachen, in sich schiefrig abgesonderten Geschieben. Dagegen ragten stellenweise die Stümpfe der Bäume (Baumstubben)

1,5 m hoch über dem Meeresspiegel aus dem Sande des flachen Strandes empor — ein förmlicher Wald. Da zur Zeit meiner Begehung trockene Luft, aber Sturm herrschte, welcher der Küstenlinie gleichlaufend von SW nach NO gerichtet war, so war vor jedem einzelnen Baumstumpf in bekannter Weise eine schmale, aber bis 0,6 m tiefe Rinne ausgeblasen. Und ebenso bedingte von den kleinen und großen Geschieben jedes an der Windseite eine kurze, ausgeblasene Vertiefung im Sande und auf der entgegengesetzten Seite, im Windschatten, einen schmalen, teilweise über meterlangen niederen Sandrücken, der an beiden Langseiten steil abgeböscht, stellenweise sogar unterkehlt war. Sandwolken von 2—3 m Höhe jagten parallel der Küstenlinie nach NO. Neben Torfgeröllen sah ich mehrfach auch Gerölle eines Süßwassermergels, offenbar des einst im Leba-See abgelagerten, durch die Düne zusammengedrückten, durch das Landeinwärtswandern dieser Düne der Brandung des Meeres jetzt preisgegebenen jungalluvialen Binnensee-Schlammes.

Der Fuß der Vordüne ist hier in ähnlicher Weise wie bei Stolpmünde durch die Sturmflut etwa 5 m hoch (gelegentlich durch Unterkehlung auch höher hinauf!) abgespült, wodurch stellenweise auch der Wind Gelegenheit fand, im Kamm der Düne Lücken zu reißen.

Die durch viele Lehrbücher verbreitete Vorstellung, auf der Leeseite der Düne rolle der an der Luvseite aufwärts getriebene Sand im natürlichen Böschungswinkel herab, zu widerlegen, fand sich auch hier (wie auf der Kurischen Nehrung und anderwärts beobachtet) reichlich Gelegenheit. Im Lantzkenberg, der höchsten Erhebung der »Lebaer Nehrung«, ist die Düne zur größten, bei der Masse der dortigen Sandmengen und der herrschenden Wind-, Regen- und Oberflächenverhältnisse erreichbaren Höhe gewachsen. Schon hat ihre Abtragung an der Luvseite begonnen, so daß auf der breiten, sanft nach Süden ansteigenden Fläche das Maß der bereits stattgefundenen Abtragung an den steilwandigen, etwa 1—2 m darüber aufragenden »Kupsten«, den »Zeugen« einstiger Höhe kenntlich ist, während in der etwa ostwestlich gerichteten Kammlinie sich tiefe Windrisse zeigen, zwischen denen 5—8 m hohe »Zeugen« stehen geblieben sind.

Die Leeseite aber fällt zunächst nicht steil, sondern sanft ab, und auf ihr fällt nicht etwa der Sand zu abgeböschten Haufen, sondern er tanzt — genau wie auf der Luvseite des Nordens — und ordnet sich dabei — genau wie dort — zu Systemen von Rippelmarken, deren Richtung quer zum Winde steht und deren gegenseitiger Abstand mit der Stärke des Windes wächst. Zur Zeit meiner Beobachtung betrug der mittlere Abstand der Rippelmarken 64—68 mm, im Durchschnitt also 66 mm. Dies zeigt also, daß der von der Seeseite kommende Wind am Dünenkamme, genau wie an den Gipfeln und Pässen der Hochgebirge, nach abwärts gedrückt wird und dort auf der Leeseite den Sand genau so bewegt wie auf der Luvseite; nur ist er dort naturgemäß etwas abgeschwächt, wodurch bewirkt wird, daß der Abstand der Rippelmarken auf der Leeseite etwas geringer ausfällt, als bei den gleichzeitig entstehenden Rippelmarken der Luvseite.

Die Breite des flachen Strandes zwischen Vordüne und Wassergrenze wurde durch Abschreiten an verschiedenen Stellen zu 67 m, 60 m, 67 m, 60 m, 70 m, im östlichsten Teile der Nehrung aber zu nur 45—50 m gemessen. In diesem östlichen Teile nehmen, der Nähe des glazialen Untergrundes entsprechend, die Geschiebe an Zahl und Größe zu; auch »harte Kreide«, die wir bei Stolpmünde vermißten, ist hier nicht selten.

In der Nähe des Lontzken-Berges ist die Vordüne durch die eindringende Sturmflut durchrissen worden. Der Durchbruch hat am Fuße der Düne eine Länge von 60 m, in der Kammlinie der Vordüne eine Länge von 90 m.

Gerade vor dieser Durchbruchsstelle finden sich Baumstubben und Torf, während der oben erwähnte Stubbenwald etwa 4—5 km weiter östlich liegt.

Der vierte Tag galt dem Grenzgebiete der Provinzen Pommern und Westpreußen. Dort wird der Strand durch die verschmälerte Fortsetzung des gleichen Dünenwalles bezeichnet. Hinter ihm dehnen sich breite Moorflächen aus, inmitten welcher der von S nach N fließende Piasnitz-Bach die Provinzialgrenze bezeichnet. Er kommt aus dem nur 1,5 m über dem Meere spiegelnden Zarnowitzer See, der, nach Art einer ehemaligen, jetzt

versandeten Föhrde nach Süden weithin in eine beiderseits 60—100 m hoch aufsteigende Glaziallandschaft eingreift. Selbstredend hat auch hier die Sturmflut die Düne benagt, die Moore überstaut und auch den Zarnowitzer See, dessen Nordende noch etwa 4 km vom Meere entfernt ist, gestaut. An seinen Nordufern, nahe östlich vom Ausflusse der Piasnitz wird seine moorige Verlandung durch einen 0,2 m hohen Uferwall abgegrenzt, der offenbar jüngst bei der Sturmflut gestaltet worden ist.

Der fünfte und sechste Tag galten der westpreußischen Küste und zwar vor allem dem nördlichsten Teile, der Steilküste von Chlapau und Rixhöft. Die Lage des letzten Dorfes ist auf allen Karten leicht ersichtlich durch den für die Schiffahrt der Ostsee unentbehrlichen Leuchtturm, welcher etwa die Mitte dieser Kliffküste und zugleich deren scharfe Umlenkung aus der W—O-Richtung in eine Richtung nach SO bezeichnet, deren Fortsetzung als Kliffhaken den Namen »Halbinsel Hela« führt und als solcher sich in die Danziger Bucht bis zu Meerestiefen von mehr als 60 m allmählich vorgeschoben hat.

Auch dieser Kliffhaken ist in der Nähe seiner Wurzel (die gesetzmäßig am schmälsten und niedrigsten ist!) von der Flut überspült worden. Beim Rettungsschuppen von Großendorf sah man die Spuren der über den Dünenwall hinübergedrungenen Wellen mit den auf der Leeseite vollbrachten Zerstörungen. Geologisch bedeutsam ist die Kliffküste, weil in ihr das nördlichste Miocän Westpreußens mit einer durch O. Heer beschriebenen wichtigen Flora am Fuße mächtiger Diluvialmassen sichtbar wird.

Die Beschreibung hier beobachteter Miocänaufschlüsse muß für eine andere Gelegenheit vorbehalten bleiben, da sie nur in Beziehung zu anderen gewürdigt werden könnten. Die beigegebene Abb. 4 auf Taf. 10 möge genügen, da sie neben dem Schichtenbau zugleich ein Bild von der jetzigen Gestaltung der durch die Sturmflut bloßgelegten, durch neue Schutthalden schnell wieder überrieselten Böschung gibt. Am Fuße der zum Leuchtturm führenden Treppe war eines der von früher bekannten Kohlenflöze auch jetzt aufgeschlossen. Es zeigte Einfallen nach SW.

In dem Geschiebemergel der Chlapau-Rixhöfter Steilküste

wurde, gleichwie bei einer früheren Bereisung derselben, auch diesmal kein Kreidegeschiebe gefunden, während neben den gewöhnlichen sonstigen Geschieben, Silurgesteine und Ålands-Rapakiwi reichlich vorhanden waren.

Die Sturmflut des letzten Winters war groß und verwüstend, muß aber erheblich größere Vorläufer gehabt haben. Auch bei Rixhöft hat sie stellenweise fast nichts weggenommen, an anderen Stellen dagegen zu Bergrutschen geführt. Unvergleichlich größere Bergrutsche älterer Entstehung sieht man aber an einem erheblichen Teil dieser Küste. Sie sind mit Bäumen und anderen Pflanzen bewachsen und so groß, daß sie bereits auf dem im Jahre 1908 aufgenommenen Meßtischblatt in ihrer jetzigen Größe deutlich erkennbar ersichtlich sind.

Dagegen hat an der Westseite der durch die Halbinsel Hela gegen Nord- und Weststürme geschützten Danziger Bucht der diesjährige Nordoststurm arg gewütet. Er hat z. B. in den Seebädern Brösen und Westerplatte starke Uferbauten zerstört und an der Kliffküste von Adlershorst einen bunt durcheinandergewürfelten Bergsturz hinterlassen. An jener Stelle ragte noch vor wenigen Jahren eine Steilwand von Geschiebemergel bis dicht an das Meer, und neben ihr, hoch über dem Meer, hatte Zeise eine Scholle des von mir bei Elbing entdeckten Elbinger Yoldiatones gefunden, ich selbst konnte diese Entdeckung bestätigen und in Verbindung damit auch das Vorkommen von Dreissensia-Schichten feststellen, wie sie ganz gleich auch bei Elbing den Yoldiaton begleiten. Jetzt ist alles niedergebrochen und die Höhenplatte ist viele Meter weit von der Kante des Abbruchs durch parallele Spalten zerrissen, denen entlang weitere Stürze und Rutschungen in vielleicht naher Zukunft erfolgen werden.

Bemerkt sei endlich noch, daß sich auch am Fuße der Kliffküste unter der Wirkung der Flut ebene Stufen von zum Teil beträchtlicher Meereshöhe entwickelt haben.

V. Samland.

Von Herrn **E. Meyer** in Berlin.

Hierzu Tafel 11—13 und 3 Textfiguren.

Bei der Strandbegehung zur Feststellung der Sturmwirkungen an der Samländischen Küste habe ich mein Hauptaugenmerk auf die neugeschaffenen geologischen Aufschlüsse gerichtet, weil die allgemeinen Wirkungen bereits kurz nach dem Sturm durch eine von der Regierung unterstützte Kommission Königsberger Geologen unter Herrn Prof. TORNQUIST und durch Herrn Rektor Dr. BRÜCKMANN eingehend besichtigt, in frischem Zustand abgebildet und ausgemessen worden waren. Die Veröffentlichung dieser Ergebnisse stand unmittelbar bevor und besonders, was die Messungen anbetrifft, war für mich keine Aussicht vorhanden, genauere Resultate zu erhalten als Herr Dr. BRÜCKMANN, der sich seit Jahren unter Beihilfe von Landmessern mit der Feststellung der Landverluste beschäftigt[1]).

Ich habe daher von detaillierten Feststellungen in dieser Hinsicht abgesehen, die ohnehin nur da ausführbar sind, wo der Bestand kurz vor der Sturmflut genau feststeht, und bringe hier nur in großen Zügen die allgemeinen Wirkungen des Sturmes zur Darstellung. Die geologischen Neuaufschlüsse sollen anhangsweise in den Erläuterungen der betreffenden Kartenblätter besprochen werden, vielleicht auch noch in einem besonderen Jahrbuchsaufsatz.

---

[1]) Vergl. Schr. d. Phys. Ökon. Ges. zu Königsberg i. Pr. Jg. 1911—1913. Herr Dr. BRÜCKMANN hat mir übrigens in liebenswürdigster Weise seine Bilder und Ergebnisse zur Verfügung gestellt, wofür ihm an dieser Stelle bestens gedankt sei.

Die ausnehmend starke Wirkung des Sturmes vom 9. Januar 1914 auf unsere Küsten erklärt sich nur aus dem hohen Wasserstande, da er bei mittlerem Wasserstande keine ungewöhnlichen Folgen gehabt hätte. Nun war aber durch anhaltende westliche Winde das Wasser in den östlichen und nördlichen Teilen der baltischen See stark angestaut und schwoll demgemäß beim plötzlichen Umspringen des Windes nach NO. an der Südküste überall hoch an, dergestalt, daß in Pillau sich auch solche Keller mit Wasser füllten, die sonst bei Hochwasser ganz trocken bleiben. Der Anstau war auch überall im Frischen Haff bemerkbar und die an seiner Südküste gelegenen Dörfer waren ebenfalls bedroht; so soll das Dorf Passarge (wie mir ein dorther stammender Arbeiter in Pillau mitteilte) nur durch das am Ufer noch vorhandene Eis vor dem Hereindringen der Flut geschützt worden sein.

Über den Verlauf des Sturmes erhielt ich von Herrn Leuchtturmwärter Meller in Brüsterort folgende Angaben:

Bereits am 27. Dezember 1913 nachmittags 4 Uhr kam ein Sturm aus WSW. auf, der innerhalb 40 Min. in einen Orkan überging. Dieser richtete aber nur wenig Schaden an und beschädigte insbesondere den Steinwall nur an der SW.-Ecke auf 10 m Erstreckung.

In der Nacht vom 9. zum 10. Januar 1914 erhob sich ein zweiter orkanartiger Sturm, der die Sturmflut im Gefolge hatte.

Der Wind kam zunächst aus NW. und hatte Stärke 6. Nach zwei Stunden hatte der Seegang Stärke 8 (»Grobe See«) erreicht. Dann sprang der Sturm plötzlich auf NO. um und erreichte Stärke 10—11. Vorher bei NW.-Wind war der Pegelstand 2,50, d. h. nur 10 cm über Mittelwasser.

Beim Umspringen auf NO. stieg das Wasser bis zum 10. Januar auf mehr als 1,25 m über Mittelwasser und benetzte die Küste bis zu 15 m Höhe. Das Barometer war von 758 auf 740 gefallen, das Thermometer auf — 10°.

Der Sturm dauerte 3 Tage; am 12. Januar 8 Uhr morgens fiel der Wind auf mäßig Ost, der Seegang aber blieb zunächst noch hoch.

An diesem Morgen konnte der Wärter zum ersten Male zum Strande hinab vordringen. Es zeigte sich, daß der Steinwall, der während der drei Tage überhaupt nicht sichtbar gewesen, z. T. ein Trümmerfeld geworden war (vergl. Taf. 11, Fig. 1). Immerhin hatte er die Küste gut geschützt, so daß vom Fuß des »Seeberges« nur ein etwa 3 m breiter (bis 2 m hoher) Streifen weggewaschen war.

Entsprechend dem hier dargelegten Verlauf der Vorgänge sind die pommerschen Küsten viel stärker mitgenommen als die ostpreußischen und hier wieder die N.-Küste des Samlandes viel mehr als die W.-Küste. Es sollen nun die Veränderungen in der Reihenfolge von W. nach O. hin besprochen werden.

Die Westküste.

1. Blatt Pillau und Lochstädt.

Auf diesen von Herrn E. Harbort aufgenommenen Blättern mit meist niederer gegen NW. und W. gerichteter Küste waren die Beschädigungen im großen ganzen verhältnismäßig geringfügig.

Auf der ganzen Nehrungsküste des Blattes Pillau war nur der Fuß der sehr regelmäßig gehaltenen, mit Strandhafer bepflanzten Vordüne weggewaschen worden.

Wie breit der fortgewaschene Streifen im Durchschnitt ist, konnte ich mangels geeigneter Merkmale selbst nicht feststellen. Nach Angaben des Gendarmen, der die Strecke bis Narmeln hin abgeritten hat, sind es im Mittel 10—15 m, ein Maß, das nahe der Südmole von Pillau, wo jetzt der Strand 45 m breit war, mit den noch vorhandenen Anzeichen des früheren Bestandes übereinzustimmen schien.

Im Süden des Blattes, wo der jetzige Strand etwa 60 m, an einer Stelle sogar 75 m Breite erreichte, ließ sich aus den alten Wurzelreihen des Strandhafers ermitteln, daß mindestens 6 m von der Vordüne weggewaschen sind.

Südlich vom Fuß der Südmole ist — wohl durch eine Art Wirbelbildung — die Beschädigung stärker.

Von der Südmole an sind etwa 15 m der Vordüne wegge-

rissen und das Gelände mit Sand und großen Steinen, die schon vorher in der Nachbarschaft herumlagen, beschüttet.

Ein doppelter Pfahlrost, der parallel zur Küste früher aufgeführt und mit großen Steinen gefüllt war, war schon früher — bald nach seiner Aufführung — durch die erste ungebrochen anprallende See zerstört worden. Jetzt stehen nur elende Reste des Pfahlwerks da, und die Steine liegen durcheinandergeworfen weit dahinter auf dem Ufer, während sich hinter dem Pfahlwerk noch eine breite Lagune hinzieht, durch die Buhnen laufen.

Etwa 100 m südlich des Molenfußes (gleichzeitig südlich von diesem Pfahlwerk) ist die Vordüne gänzlich weggerissen und ein dahinter liegendes spärliches junges Gehölz bis zu 50 m Breite versandet, die Pappelbäumchen z. T. geschält und geknickt.

Südlich vom Wege zum Rettungsschuppen ist dann noch einmal die Vordüne auf 200 m Länge durchgerissen und die dahinter liegende, dichte Kiefernschonung in 15 m Breite geschält und mit Sand und Bruchholz überschüttet. Weiter nach S. zu ist nur der Fuß der Vordüne in der oben beschriebenen Art weggewaschen worden.

An der Südmole selbst sind nur hier und da die Kanten durch gegenprallende Steine schartig geworden. Ebenso waren an der Nordmole, die weiter draußen in der See auch gelitten haben soll, nur noch geringe Beschädigungen zu erkennen, eine Zerklüftung des vorgelagerten Zementgusses infolge Unterwaschung u. dergl., während die größeren Schäden wohl bereits ausgebessert waren. Hinter der Nordmole war 1—1,5 m hoch Eis angeschwemmt, auch viel Seetang, der gerade als Dung auf die Felder abgefahren wurde. Sowohl nördlich wie südlich des Tiefs waren auch viele kindskopfgroße Gerölle von Strandhafer (Wurzelgeflecht mit Sand) angespült, die aus der zerstörten Vordüne stammten.

Nördlich vom Tief, bis zu den Pillauer Badebuden, war die Vordüne zunächst fast gar nicht beschädigt. Der Strand ist hier breit, bei den Badebuden 70 m. Von den Badebuden sind durch die Sturmflut einige auf die Vordüne gesetzt, andere etwas beschädigt; doch war bereits fast alles wieder instand gesetzt worden.

Während südlich vom Tief überall viel Sprock mit Bernstein und Muscheln angeschwemmt war, waren hier nur Muscheln (*Tellina,* daneben *Mya* und *Cardium*) ausgeworfen.

Nördlich von den Badebuden ist wieder der Fuß der Vordüne weggerissen worden. Bei der Schwedenschanze wird der Schnitt übermannshoch, der Strand ist hier nur 30 m breit. Hier begann auch wieder viel Bernstein (in kleinen Splittern) mit Sprock zusammen an der Schälung zu liegen, bis nach Blatt Lochstädt hinüber. Nördlich der Schwedenschanze geht der Schnitt in die Vordüne bis über 3 m hinauf, fällt dann auf 1—1,5 m Höhe und zieht sich so weithin bis gegen Neuhäuser, wo er wieder 2 m Höhe erreicht.

Oberhalb dieses Schnittes hat die Vordüne gar nicht gelitten, der hier 15—20 m hinter der Kante laufende, mit Lehm bedeckte Fußsteig ist durchaus unversehrt geblieben.

Unmittelbar vor und bei Neuhäuser erlangt der Schnitt in der Vordüne 3 m Höhe. Das etwas weiterhin wachsende Gesträuch ist nur stellenweise etwas gerutscht und von den Wellen in Unordnung gebracht. Nördlich von Neuhäuser bildet nicht die Vordüne, sondern anstehendes Diluvium die Uferwand. Der Steilabfall wächst hier bald von 3 m auf 6—7 m Höhe an und zeigt neue gute Aufschlüsse der Schichten, die aber z. T. auch schon wieder verstürzt sind. Der Strand ist hier nirgends mehr sehr breit.

Blatt Lochstädt.

Auf Blatt Lochstädt wird der Strand noch schmäler, so daß er selten 30 m Breite erreicht.

Der Auswurf an Bernstein ging nach N. zu allmählich zurück.

Die Küste zeigte gegenüber der Darstellung in den Profilen wenig Veränderungen; denn da die Schichten meist horizontal liegen, so hat ein Abbruch des hier ziemlich niederen Kliffs keine erkennbaren Veränderungen im Gefolge.

Der Fuß des Steilhanges, an dem vielfach Geschiebe- und Tonmergel zutage tritt, der eine Grundwasserschicht trägt, war auch bereits wieder infolge dieses Quellhorizontes stark verstürzt;

zudem war an diesem Morgen (des 3. März) Schnee gefallen, der das Anstehende verdeckte.

Immerhin konnte man an einigen Stellen bis 15 oder 20 m ins Land gehende Einbrüche in das nur 5 m hohe Gelände feststellen, die die See ausgeräumt, so z. B. in der Breite von Sanglienen.

In den Schluchten der kleinen Regenbäche und Quellen hatte die See in dieser Gegend Sprock, Strauchwerk und Sand 30—40 m weit ins Land hineingetragen, z. B. an dem S.-Rande des Gehölzes südlich des »Fischerhauses« bei Litthausdorf.

Die früher hier an der Küste bestehenden, dem diluvialen Kliff vorgelagerten Dünenanwehungen waren großenteils beseitigt worden. Wieviel von dem Kliff selbst fortgerissen ist, ließ sich mangels geeigneter Marken nicht feststellen. Diese Maße können nur durch eine immer wiederholte Aufmessung vom Lande her dauernd kontrolliert werden, wie sie Herr Dr. Brückmann seit einiger Zeit ausführt.

2. Blatt Gr. Dirschkeim und Rauschen.

Im südlichen Teile des Blattes Gr. Dirschkeim, am sogenannten »Hubnicker Berge«, waren die Veränderungen, die eine Folge der Sturmflut sind, maßstäblich nicht erkennbar, weil hier jene mächtigen Rutschungen vorliegen, die Brückmann im Jahrgang 1913 der Schriften der Physikal.-Ökonom. Ges. beschrieben und als Brucherscheinungen über alten Stollen der Grube Anna angesehen hat[1]).

Die Sprunghöhe des Absinkens erreicht jetzt meist 15 m, und das Gehänge ist bis zum Strande hinab sehr stark zerrüttet; doch ist im ganzen nur nachgestürztes Material fortgeräumt worden, da noch heute die 1908 am Fuß des Seeberges beobachteten Aufschlüsse vorhanden sind.

Auch nördlich von diesen Abbrüchen war unten das Gehänge sehr stark verstürzt, fast bis zur großen Kreislacker Schlucht hin.

[1]) Vergl. hierzu E. Meyer, Über Störungen im nordwestlichen Samlande, Blatt Gr. Dirschkeim in demselben Bande dieses Jahrbuches, S. 81 ff.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Beiderseits dieser Schlucht waren die unteren Teile des Gehänges mehr als früher durch Absturzmassen verdeckt, namentlich an der Grenze des Tertiärs gegen den Dirschkeimer Sand südlich von Kreislacken.

Nördlich von diesem Vorkommen des Dirschkeimer Sandes zeigten sich im Geschiebemergel wieder Höhlenbildungen wie 1908.

Die Kleine Kreislacker Schlucht war vorn freigelegt und augenscheinlich viel breiter geöffnet als früher. Es waren im Inneren starke Schlammströme niedergegangen, die auch hier eine erhebliche Ausräumung bewirkt haben müssen; jedenfalls hatte sich das Bild dieser Schlucht sehr verändert, ohne daß es mir möglich wäre, die Verwandlungen im einzelnen quantitativ auszudrücken.

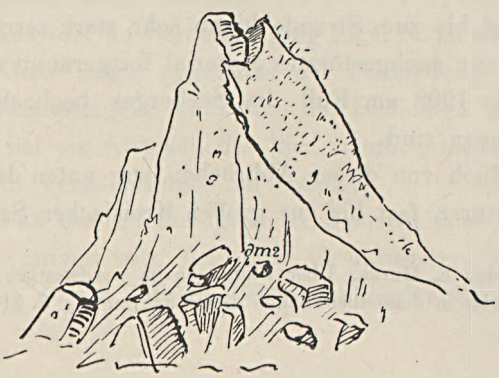
In der Kreislacker Bucht war, wie gewöhnlich, viel Seetang mit Bernsteinsplittern angespült.

Die Breite des Strandes, die zu dieser Zeit sonst fast überall stark zugenommen hatte, schien an diesen Teilen des Weststrandes nicht wesentlich gewachsen zu sein.

An der Marscheiter Spitze waren neue, z. T. bessere geologische Aufschlüsse entstanden, die an anderer Stelle geschildert werden sollen, ebenso im Marscheiter Amtswinkel (vergl. Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Bl. Gr.-Dirschkeim). Die Abbrüche schreiten hier aber dauernd vorwärts und hatten bereits in den letzten Jahren ganz andere Bilder geschaffen.

In der Groß-Dirschkeimer Bucht zeigte sich das geologische Bild, bei der horizontalen Lagerung der Schichten, kaum verändert.

Fig. 1.



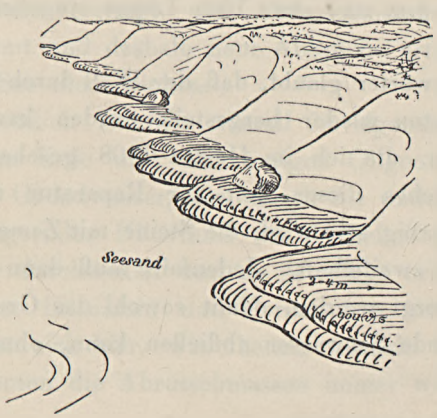
Der Galgenberg am 28. Februar 1914, Handzeichnung.

Nur der Galgenberg ließ erkennen, daß mächtige Abbrüche stattgefunden haben. Es waren von diesem Geschiebemergelklotz, der jetzt kaum noch 20 m über den Strand emporragen mag, kubische Geschiebemergelblöcke von 2 m Seitenlänge abgestürzt (Fig. 1).

Interessante geologische Neuaufschlüsse zeigten sich am Gr.-Dirschkeimer oder »Kaddig-Haken« und nördlich davon bis zur Rosenorter Grube. Hier war am Fuße des Seeberges die zähe, nicht so leicht fortzuwaschende Grünerde mit Phosphoritlagen derart freigelegt worden, daß sie als 2—4 m breite, $^1/_2$—1 m hohe Bank aus dem Steilufer hervorragte, wobei es allerdings dahingestellt bleiben muß, ob ein Teil dieser Arbeit nicht schon früheren Stürmen zu danken ist (Fig. 2). Wenigstens war bereits im Herbste 1910 Grünerde in ähnlicher Weise nach Wegspülen des Seesandes nördlich vom Kaddighaken freigelegt; während dasselbe aber heute auch an der Rosenorter alten Grube in gleicher Weise der Fall ist, war damals die Grünerde und ihr Hangendes dort wenigstens nur durch einen einzigen Vertikalschnitt aufgeschlossen.

Den Fuß des Seeberges verdeckte zwischen dem »Kaddighaken« und der Rosenorter Grube früher in Schollen staffelförmig abgerutschter Dirschkeimer Sand. Jetzt war nach Freilegung des Fußes ein Nachrutsch bis zur halben Küstenhöhe eingetreten, der in der Gegend der Pappeln noch Krant und Miocän unter dem Dirschkeimer Sande freigelegt hatte. Die Pappeln selbst, die 1908

Fig. 2.



Strand an der Rosenorter Grube (Handzeichnung vom 27. Februar 1914.)

auf einer in völliger Ruhe befindlichen 6—10 m breiten Terrasse standen, sind heute bereits auf staffelartig abrutschenden Schollen in Bewegung zur Tiefe.

An der Stelle, wo im Herbst 1910 beim Kaddighaken die Aufgrabung gemacht wurde[1]), ist die Bockserde jetzt in einiger Erstreckung am Fuß des Seeberges freigelegt worden; das hier weggerissene Stück vom Fuße des Kliffs beträgt in horizontaler Erstreckung mindestens 2—3 m, vielleicht 4 m, ein Verlust, der fast ganz auf Rechnung der letzten Flut zu setzen sein dürfte und dem ein entsprechendes Nachrutschen folgen wird.

Ähnlich sind die Ausmaße, die mir der erste Leuchturmwärter in Brüsterort, Herr Meller, nannte. Er konnte sofort nach dem Sturm feststellen, daß bei Brüsterort horizontal etwa 2—3 m vom Fuß des »Seeberges« abgerissen waren. Diese Angabe bezieht sich auch auf die Strecke hinter dem Steinwall, die durch diesen vor dem stärksten Anprall geschützt war. Dafür handelt es sich hier aber auch nur um alte Abrutschmassen, die verhältnismäßig locker sind, und nicht um anstehende Schichten. Es ist deshalb auch nicht zu erwarten, daß hinter dem Steinwall jetzt ein nennenswertes Nachrutschen eintreten wird.

Von dem Steinwall selbst ist das N-Ende bis zum ersten Querwall völlig zerstört und durcheinandergeworfen (Taf. 11, Fig. 1). Ebenso ist die Südspitze auf kurze Erstreckung hin zerstört. Mitten im westlichen Teile sind nördlich von der Westtreppe zwei Stücke von etwa 7—8 m und etwa 15 m Länge eingebrochen und verrutscht.

Der Leuchtturmwärter glaubt, daß der Wall durch 8 Arbeitskräfte in 2—3 Monaten wieder hergestellt werden kann. Nach den Arbeitsleistungen, die ich im Herbst 1908 gesehen, glaube ich, daß ein Vielfaches dieser Zeit zur Reparatur nötig sein wird. Ob es zweckmäßig sein wird, die Steine mit Zement zu verfestigen, scheint mir zweifelhaft. Jedenfalls muß dann für genügende Drainage gesorgt werden, damit sowohl das Grundwasser, wie das überschlagende Seewasser abfließen kann, ohne Schaden anzurichten.

[1]) E. Meyer, a a. O., S. 97, Fig. 9.

Die der Brüsterorter Spitze meist vorgelagerte Sandbank ist zurzeit völlig weggewaschen worden.

Die Nordküste.

Die Nordküste hat im allgemeinen — aber keineswegs überall — viel stärker gelitten als die Westküste. Im einzelnen ist folgendes zu bemerken: An der Nordtreppe von Brüsterort war der unterste Teil etwa mannshoch fortgerissen. Die kulissenartigen Geschiebemergelvorsprünge von hier an gegen die O-Spitze hin waren von den Wellen neu angeschnitten worden, doch war das Ausmaß des Landverlustes nicht zu bestimmen.

Die großen kesselartigen Abbrüche beiderseits der Doppelschlucht (mit Bach) an der Ostspitze waren seit 1908 zu einer einzigen großen, gemeinsamen Bruchwand verschmolzen. Die Oberkante soll sich dem Fußpfad viel mehr genähert haben als früher. Diese Veränderungen kommen aber nicht auf Rechnung des letzten Sturmes. Immerhin hat dieser stark an den vorquellenden Bruchmassen geräumt, so daß das Gleichgewicht von neuem gestört sein und neue größere Abbrüche folgen dürften, wie denn diese überall an der N-Küste noch bevorstehen.

Auch jenseits der Ostspitze, z. T. schon auf

Blatt Rauschen,

sind die früher vereinzelten kesselartigen Ausschnitte aus der Geschiebemergelwand mehr als früher zu einer einzigen großen Schnittfläche vereinigt. Die Abrutschmassen am Fuße sind z. T. weggeräumt und deshalb neue Abbrüche erfolgt, die sich in Staffeln zur See niedersenken.

Vermutlich ist hier überall die eigentliche Ursache das von der Blauen Erde und den tonigen Oligocänschichten überhaupt getragene Grundwasser, das, durch die undurchlässigen Schichten des auflagernden Diluviums am Abfließen gehindert, diese von unten her durchweicht und so gewaltige breite Massen der Uferkante zum Einsinken und Vorrutschen bringt. Das Gleichgewicht kann sich hier, wie überall, deshalb nicht herstellen, weil die See unten die Abrutschmassen immer wieder forträumt.

Etwas weiterhin, bis zum Wachbudenberge, ist es jedoch zu einer einstweiligen Herstellung des Gleichgewichts gekommen. Die vorgerutschten, z. T. ebenfalls von Quellwasser durchfeuchteten Partien sind in ziemlich flacher Lagerung von Wald und dichtem Buschwerk überwuchert, dienen als Viehweide und haben auch diesmal kaum gelitten.

Der Fuß des Wachbudenberges dagegen zeigt bis Kl. Kuhren hin neue Aufschlüsse. Am W-Ende des Berges und der vorgerutschten Krantscholle ist auf fast 100 m hin Blaue Erde neu aufgeschlossen und von den Fischern stark auf Bernstein hin umgewühlt worden. Dasselbe ist von der Ostecke der Landspitze bis nach Kl. Kuhren hin der Fall, wo früher nur ganz vereinzelte Stellen sich fanden, an denen die Blaue Erde zugänglich war (s. Taf. 12, Fig. 3). Die Abbildung zeigt, daß auch hier die umgewühlte Blaue Erde einen Wall bildete, der als Marke, für das Ausmaß der Zerstörung dienen konnte.

Besonders beim Dorfe selbst sind an dem Krant-Steilhang mächtige Rutschungen niedergegangen.

Unmittelbar westlich vom Bach, wo zwei kleine alte Fischerhäuser auf dem Boden der Schlucht, höchstens 5—10 m über dem Strande stehen, hat die Schälung den Garten erreicht, viel Strauchwerk und auch Bäume fortgespült, so daß die Stelle jetzt ganz kahl erscheint und die Veränderung sehr in die Augen fällt. Die Spritzwasser schlugen während des Sturmes auf das Dach des vordersten Hauses, so daß die Einwohner fürchteten, die Brandung könne es erreichen.

Besonders viel schien an den niederen, von Krant und Schutt aufgebauten Küstenstellen innerhalb der Klein- und Groß-Kuhrer Schluchten fortgerissen zu sein. Der Strand erschien hier sichtlich breiter als früher. Doch auch die hohen Krantküsten in der Kuhrer Bucht hatten ganz erheblich gelitten. Es waren hier neue senkrechte Abbrüche über die Krantmauer hinaus weit in den Grünsand hinein, oft noch ins Miocän hinein geschaffen worden, an denen noch während meiner Anwesenheit beständig kleinere und größere Lawinen aus Krant und Grünsand sich ablösten und mit

dumpfem Getöse niedergingen, gefolgt von rieselndem Sande; auch die Front des Zipfelberges hat dabei wieder sehr gelitten. Diese Bewegung wird nicht eher zu vorläufiger Ruhe kommen, als bis sich die Abbrüche bis zur Oberkante des Kliffs durchgefressen haben.

Die Verkrantung des Grünsandes ließ sich jetzt bis zur Collisschlucht durchgehends verfolgen.

Mächtig sind die Abbrüche besonders östlich der Collisschlucht, zu beiden Seiten von Zaddachs »Kesselchen«. Aber auch hier dürfte lange nicht alles auf Rechnung der letzten Sturmflut zu setzen sein; denn schon in den Jahren vorher hatte sich gegenüber dem bei der Aufnahme (1907/8) beobachteten Bilde vieles verändert. Die verkranteten, walzenförmigen Miocänblöcke am »Kesselchen« lagen 1908 noch dicht an dem zunächst fast senkrecht aufsteigenden »Seeberg«. Jetzt liegen sie bereits in der Schälung, und das Gehänge hinter ihnen hat sich durch Nachrutsch fast schon zu dem Winkel natürlichen Gefälles abgeböscht, wobei also eine gewaltige Materialmenge verloren gegangen sein muß (s. Taf. 11, Fig. 2).

Das Oligocän ist jetzt bis zur Mittellinie des Kesselchens am Fuße der Küste durch einen Steilabbruch aufgeschlossen. Die darüber fortgequollenen Diluvialmassen sind großenteils fortgeräumt, und dadurch ist ein neuer Nachbruch an der Ostspitze der Oberkante veranlaßt worden, der ein rechtwinkeliges Stück von etwa 50 m Hypotenusenlänge zunächst um etwa 15 m hat abrutschen lassen. Der Fußweg und das Geländer eines Aussichtspunktes ist mit in die Tiefe hinabgegangen.

Die Küstenwand zeigt hier, östlich vom Kesselchen, sehr steile, neue Abbrüche, die Mergelsande mit gestauchten Tonmergelschichten gut aufschließen (s. Taf. 13, Fig. 4).

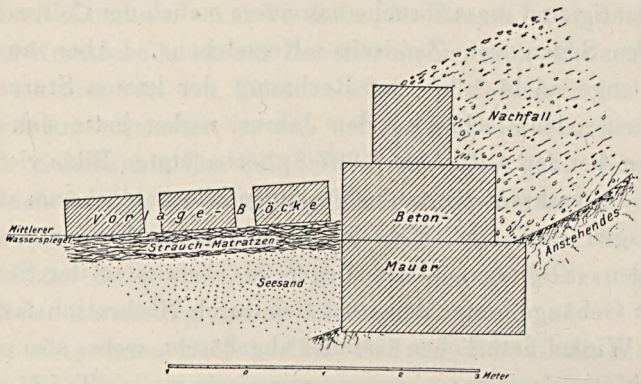
Gleich hinter den Schlammströmen des »Kesselchens« beginnt die bis zur Wolfsschlucht reichende große Zementmauer, die dem Anprall der Sturmflut vollkommen Widerstand geleistet, falls man von 1—2 kleinen Scharten in der Kante absieht, und die auch das dahinter liegende Ufer sehr gut geschützt hat.

Über die außerordentlich stabile Herstellungsweise dieses

Uferschutzes verdanke ich Herr Forstmeister OFFERMANN, Warnicken, folgende gütigen Mitteilungen:

Zum Bau der Mauer wurde der Seesand bis aufs Anstehende, meist 1,20 m unter Mittelwasser, nie unter 0,90 m, fortgeräumt und dann die Mauer aus den 3 in der Skizze dargestellten Betonlagen hergestellt.

Fig. 3.



»Den Querschnitt ergibt vorstehende Skizze. Die Länge der Betonmauer wird nicht durch einzelne Blöcke dargestellt. Die Herstellung geschieht, soweit sie über Wasser erfolgt, in 4 m langen Kästen. Die Stoßfugen werden aber durch Betonmasse verbunden, so daß eine fortlaufende Betonmauer entsteht.

Die Oberkante der Mauer steht 2 m über Mittelwasser, das nach Auskunft der Hafenbauverwaltung in Neukuhren mit Normalnull zusammenfällt.

Mit dem Bau der Mauer westlich der Wolfsschlucht ist 1905 begonnen worden. Doch ist eine kleine Strecke, vielleicht 30 m, bereits vorher nach Art der alten zerstörten Mauer hergestellt worden. Da hier Geschiebemergel darunter lag, war die Mauer wohl unterspült, konnte aber dadurch gehalten werden, daß, so gut es ging, diese durch ein Zementfundament unterfangen und durch eine Vorlage geschützt wurde. Dadurch ist diese Strecke bisher auch erhalten geblieben. Die Vorlage ist aus 40 cm dicken Strauchkissen hergestellt, die mit kleineren Betonblöcken von $1 \times 1 \times 0{,}5$ m Größe beschwert sind.

Die Vorlagesteine sind meist alljährlich mit der Mauerstrecke, vor welcher sie liegen, gefertigt. Daß diejenigen unmittelbar westlich von der Wolfsschlucht stark in der Brandung korrodiert sind, rührt davon her, daß sie nicht immer zweckmäßig hergestellt worden waren zu Anfang, indem sie gleich auf der Matratze gefertigt waren, um Arbeit zu sparen. Kam dann hohe See, ehe sie vollständig erhärtet waren, so wurden sie vom Wasser und Rollsteinen leicht beschädigt«. Die Vertiefung hinter der Mauer füllt sich stets bald durch die vom Seeberg niedergehenden Abrutschmassen, die sogar von der Oberfläche der Mauer immer wieder fortgeräumt werden müssen, wenn man hier freien Weg haben will.

Nach der Sturmflut 1914 waren sie durch die See fortgewaschen und eine glatte Bahn in Höhe der Mauerkrone bis zum Steilhang geschaffen worden.

Den »Seeberg« selbst hatte die Flut aber nicht mehr merkenswert beschädigen können, nur an dem westlichen Torpfeiler der Wolfsschlucht war etwa 2 m über der Oberkante der Mauer eine an 2 m tiefe Höhle in den Geschiebemergel gewaschen worden, über der der Abhang mit der Zeit nachstürzen wird (s. Taf. 13, Fig. 5).

Die Mauer gewährt also schon jetzt einen fast vollkommenen Schutz gegen die Abrasion der Küste durch die See, und nach Herstellung der natürlichen Böschungswinkels wird auch die Erosion auf ein Minimum beschränkt werden können.

Immerhin scheint mir ein ernstes Bedenken bestehen zu bleiben, das sich auf den Anstau des Grundwassers durch die nunmehr 400 m lange ununterbrochene Mauerstrecke bezieht.

Herr Forstmeister Offermann schreibt mir hierzu:

»Eine Drainage ist nicht angebracht und m. E. auch zwecklos und sogar schädlich. Zu Anfang waren bei der alten zerstörten Mauer die einzelnen Blöcke nicht verbunden in der Absicht, dadurch das Wasser der überschlagenden See und das Quellwasser der Seeberge in die See abfließen lassen zu können. Dadurch wurde es der Brandung aber ermöglicht, die Mauer zu hinter- und zu unterspülen, so daß die Stoßfugen schleunigst zugemacht wer-

den mußten. Ein kleiner Versuch mit Drainageröhren, die in die Betonmauer gelegt wurden, ergab, daß diese bald von dem abfallenden Seeberg verstopft wurden. Andererseits hat sich herausgestellt, daß der Seeberg bald soviel Erdmassen herunterwirft, daß die zunächst befindlichen leeren Räume zwischen Mauer und Seeberg bald vollständig ausgefüllt werden und sowohl das überschlagende Seewasser als auch das Quellwasser einfach über die Mauer in See fließen kann, ohne daß irgend ein Schaden entsteht«.

Da die Mauer nun vielfach auf undurchlässigem Geschiebemergel steht, so muß sich ein Anstau des Grund- und des Regen- und Überschlagswassers bis in Mauerhöhe ergeben. Ich fürchte nun, daß durch diesen Anstau im Lauf der Jahre allmählich die am Fuß des Seeberges anstehenden Schichten, namentlich der bisher in der Tiefe trockene und steinharte Geschiebemergel, aufgeweicht werden können. Es könnten dann vielleicht ganz ähnliche Rutschungen riesenhafter Schollen eintreten, wie sie durch ähnliche Grundwasserverhältnisse bei Georgenswalde, am »Kesselchen« bei Warnicken und an der Ostspitze von Brüsterort in größtem Maßstabe vorliegen (vergl. Erläut. der Meßtischblätter!).

Durch Abrutschvorgänge in solchen Dimensionen könnte aber wohl die ganze Betonmauer in die See vorgeschoben werden, besonders wenn ihre Unterlage einmal aufgeweicht ist. Ich glaube also, daß der Zustand und die Festigkeit des im Bereich des Wasseranstaus befindlichen Grundgebirges zuweilen untersucht werden müßten, wenn man sich vor Überraschungen schützen will.

Die von Herrn Forstmeister Offermann geschilderten Mißstände älterer Drainageversuche könnten wohl vermieden werden, wenn man von Strecke zu Strecke größere Ausflußrohre in der Mauer anbringt, die durch ein Eisengitter und dahinter gelagerte grobe Steinschüttung und Kiesschüttung derartig wieder verdichtet werden, daß wohl das Grundwasser einen Abzug findet, nicht aber eine Verstopfung eintreten oder ein starker Wasserstrom sich entwickeln und den Boden auswaschen kann.

Östlich der Wolfsschlucht, wo die Küste nur durch ein Haufwerk großer Geschiebe geschützt ist, hat der Eckpfeiler am Fuße

der Jägerspitze ebenfalls wieder gelitten und zeigt einen Aufschluß in schön geschichteten diluvialen Sanden (∂s_2). Eine Photographie, die uns Herr Rektor Dr. Brückmann, Königsberg, freundlichst zur Verfügung gestellt hat, zeigt diesen Neuaufschluß. Weiterhin bis zur Fuchsschlucht und bis zur Georgenswalder Grenze hat die See wieder erheblich am Fuße der Steilküste geräumt. Doch sind hier auch in den früheren Jahren Abrasion und Nachfall ganz bedeutend tätig gewesen, so daß schon vor der Sturmflut, ja schon bis zum Jahre 1910 die stärksten Rutschungen eingetreten waren und das Bild schon damals gegenüber der Aufnahme von 1908 wesentlich verändert war.

Zwei mächtige, ganz entrindete Eschen, die parallel dem Ufer auf dem Strande liegen, und bei der Flut als guter Schutz gewirkt haben dürften, geben Zeugnis von diesen voraufgegangenen Veränderungen.

Die mächtigen Abrutschmassen, die östlich der Fuchsschlucht gegenüber den drei riesigen Blöcken in der See bis fast zur Mitte des Gehänges emporragten, sind durch die Flut fast ganz fortgeräumt worden.

Ebenso hat jenseits der Georgenswalder Grenze die Flut sowohl Abschlämmassen fortgeräumt, so daß der dahinter anstehende Geschiebemergel fast in seiner ganzen Erstreckung aufgeschlossen war, als auch ist dieser selbst, nebst dem darüber lagernden Tonmergel (Bänderton) neu angeschnitten worden, so daß die darüberlagernden Schlammassen sich von neuem in lebhabhaftere Bewegung gesetzt haben.

Auch weiter östlich an der Georgenswalder Küste, wo wieder Tertiär auftritt, teils anstehend, teils in Schollen, und wo im Diluvium Geschiebemergel und Sand regellos wechsellagern, sind im unteren Teile der Küste viele neue Aufschlüsse entstanden, die a. a. Stelle besprochen werden sollen, und die ein Nachrutschen bis zur Oberkante im Gefolge haben werden.

Diese Neuanschnitte der Küste reichen bis zur Landspitze im W. der Gausupbucht. Der Strand erschien hier überall gegen früher verbreitert.

Beiderseits der Gausupschlucht hat die Küste wenig gelitten.

Neue Aufschlüsse waren wieder in der Mitte zwischen Gausup- und Kadolling-Schlucht festzustellen und reichen von hier an bis zu dieser letzten Schlucht, doch handelt es sich meistens um unbedeutende Entblößungen am Fuß des »Seeberges«.

Am ganzen Rauscher Strande, der sehr breit ist (am Seesteig 60 m), hat das Kliff garnicht oder so gut wie garnicht gelitten. Nur die z. T. mit Abschlämmassen gemischte Vordüne am Fuß des Kliffs ist stark mitgenommen und streckenweise ganz oder fast ganz fortgerissen worden. Sie hat aber ihrerseits in Verbindung mit dem durch Buhnen verbreiterten Strande den Steilhang selbst vor Zerstörung bewahrt.

Der Bohlensteig, der bei Rauschen auf dieser Sandaufwehung unmittelbar am Fuße des Kliffs hinführte, ist z. T. unterspült und arg beschädigt, die verschiedenen kleinen Strandhallen dahinter sind aber nicht angegriffen worden. Die Stätte, wo früher (s. Küstenprofil) das Damenbad lag, ist weggewaschen, die Buden selbst waren wohl schon vorher an eine andere Stelle, in die Nachbarschaft des Herrenbades, gebracht worden.

Hier endet der von mir begangene Teil der Küste.

Im allgemeinen ist von dieser Strecke zu sagen, daß die Verwüstungen und Wandlungen lange nicht so groß sind als die an der Pommerschen und Rügenschen Küste. Es ist im wesentlichen nicht mehr fortgerissen, als auch unter ganz normalen Verhältnissen im Laufe einiger Jahre verloren geht. Immerhin werden da, wo an hohen steilen Wänden die unteren Partien angeschnitten wurden, infolge der gestörten Gleichgewichtslage noch erhebliche Rutschungen in den oberen Teilen des Ufers nachfolgen. Die Gesamtwirkung wird sich erst im Sommer oder Herbst übersehen lassen, wenn diese Teile nachgebrochen sind.

Im übrigen haben manche Teile des Ufers weniger, andere, die sich sonst wenig oder garnicht verändern, viel stärker gelitten als unter normalen Verhältnissen. Die Ursache war der hohe Stand des Wassers, der auch solche Partien in den Bereich der Brandung brachte, die sonst fast niemals leiden.

Empfindliche pekuniäre Verluste bringt einmal das großenteils noch bevorstehende Nachbrechen von Wald- und Ackerland mit sich; zweitens die Zerstörung von Bauten: der Badebuden, Uferpromenaden, Molen und Uferbefestigungen (Steinwall von Brüsterort); drittens die Zerstörung der künstlich aufgezüchteten Vordüne auf weite Strecken, die jetzt wieder durch Regulierung des Aufwehvorganges und durch Bepflanzen mit Seegras mit großer Mühe und Sorgfalt wird hergestellt werden müssen.

Will man in Zukunft die Küste gänzlich vor weiteren Zerstörungen schützen, so ist dies nur in der Weise erreichbar, daß durch Herstellung eines genügend flachen Böschungswinkels das Gleichgewicht sich einstellt und die Nachrutschbewegung zur Ruhe kommt. Man wird, um dieses zu erreichen, vielleicht die stärksten Quellen im Gehänge durch horizontal ins Kliff getriebene Fangstollen abfangen und in Rohren zum Strande hinabführen müssen. Ebenso wird man die Erosion der größeren Bäche regeln und eindämmen müssen, da sie bei ihrem großen Gefälle in den Steilhang tiefe und breite Schluchten einreißen, die kaum im Verhältnis stehen zu ihren geringen Wassermengen.

Vor allem aber wird man dann ein weiteres Wegräumen des am Fuß der Steilküste sich anlagernden Abrutschmateriales durch die See unmöglich machen müssen. Dies wäre zu erreichen durch Strand-Mauern oder -Wälle, die die Widerstandskraft der Warnicker Mauer mit der guten Drainage des Brüsterorter Walles vereinigen. Natürlich würden diese Mauern unter allmählicher Abnutzung leiden. Es müßte also für dauernde Ergänzung gesorgt werden.

Vielleicht wird es sich deshalb ergeben, daß sich auf die Dauer und für größere Küstenstrecken doch diejenigen Arten der Uferbefestigung billiger stellen, die — wie die von Rauschen — einen selbsttätigen Zuwachs der schützenden Sandablagerungen verursachen, nämlich Buhnen, die den Strand verbreitern, und die Aufzucht einer kleinen Vordüne die den Fuß des Steilufers vor Zerstörung bewahrt. Diese Schutzmaßregeln haben gegenüber den anderen auch den Vorteil, einen guten Badestrand zu schaffen.

Um zu erkennen, wo und in welcher Weise Buhnenbauten anzulegen wären ist eine genaue Kenntnis der Meeresströmungen und der Sandbewegung an der Küste Vorbedingung, wofür neben den Lotungen der Vermessungsschiffe Herr Dr. Bückmann-Königsberg durch seine Untersuchungen (Schr. d. Phys. ökon. Ges. zu Königsberg i. Pr., Jg. 1913) bereits einiges Material beigebracht hat.

VI. Neukuhren.

Von Herrn **Tornau** in Berlin.

Mit 1 Profil.

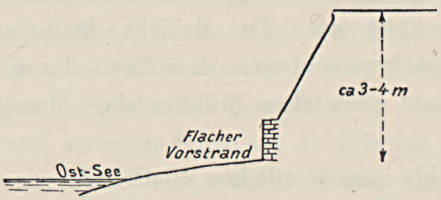
Die Steilküste des samländischen Blattes Neukuhren hat, wie die am 6. März ausgeführte Begehung ergab, im allgemeinen weniger gelitten, als nach den Zeitungsberichten anzunehmen war. Am stärksten ist die $1^1/_4$ km lange Strecke zwischen der östlichsten Blattgrenze und der Mündung des Pobethener Mühlenfließes beschädigt worden. Hier lagen fast überall beträchtliche frische Abrutschmassen an dem etwa 10 m hohen, aus Oberem Geschiebemergel und liegendem Sande bestehenden Steilufer, das allerdings deshalb besonders der Einwirkung der Sturmfluten ausgesetzt war, weil es steil und unbewachsen ist. Außerdem ist es durch keine Vordüne geschützt, auch besitzt der flache Vorstrand hier nur geringe Breite. Wie groß der Landverlust auf dieser Küstenstrecke ist, vermag ich nicht genau anzugeben; nach roher Schätzung dürfte er hier etwa durchschnittlich 1 m betragen. Leider war wegen der hoch hinaufreichenden Abrutschmassen nicht zu sehen, ob sich das s. Z. aufgenommene Küstenprofil geändert hat.

Die Steilküste zwischen der Mündung des Pobethener Mühlenfließes und derjenigen des Alknicker Baches, deren östlicher Teil weniger steil geböscht ist und durch eine Grasnarbe geschützt wird, ist nur wenig beschädigt worden. Stellenweise war der liegende kiesig-steinige Sand (∂s_2), der westlich der Gemeindegrenze Garbseiden-Alknicken den unteren Teil des Seeberges zusammensetzt, entblößt worden. Es zeigte sich, daß die Schicht wenigstens teilweise aus wesentlich gröberem Material besteht, als das Abbohren des s. Z. mit Abrutschmassen bedeckten Gehänges

ergeben hatte; hin und wieder waren in dem Sande nämlich steinig-sandiger Kies und sogar sandig-kiesiges Geröll sichtbar.

Auf der Strecke von dem Alknicker Bache bis zu der ungefähr 0,5 km östlich der alten Rantauer Bernsteingruben beginnenden Vordüne haben die Sturmfluten stellenweise Abbrüche an der im Durchschnitt etwa 8—9 m hohen Küste hervorgerufen. Weiter westwärts bis zum Rantauer Bache war das meist durch eine Vordüne geschützte Steilufer garnicht oder nur wenig beschädigt. Auch auf die hauptsächlich aus Dünensand bestehende Küste zwischen dem Rantauer Bache und dem Pracher Graben haben die Sturmfluten dem Anscheine nach keine oder nur geringe Wirkung ausgeübt. Bei der gleichmäßigen Beschaffenheit des Dünensandes ist es allerdings schwierig, Veränderungen zu erkennen. Die Vordüne westlich des Pracher Grabens hat etwas stärker gelitten; sie stieg treppenförmig an, was wohl auf frische Rutschungen zurückzuführen ist. Die nun folgende 0,5 km lange und 20 m hohe Küste des Badeortes Neukuhren wies am Herrenbade und bei der Strandhalle frische Abbrüche auf, trotz der Buhnen, die man hier zum Schutze der Küste in das Meer gebaut hat. Diese haben hier also nicht genügt, hauptsächlich wohl deshalb, weil sie nur wenig über Mittelwasser hinausragen und infolgedessen beim Ansteigen des Meeres — während der diesjährigen Sturmfluten soll das Wasser um etwa $1^1/_4$ m an der samländischen Küste gestiegen sein — ganz von Wasser bedeckt werden, so daß sie dann kaum noch die Gewalt der gegen die Küste andringenden Wogen brechen können. Beim Herrenbade ist sowohl die nach dem Strande als auch die nach dem Seeberge führende Treppe fortgerissen worden; auch der zum letzteren hinaufführende Treppensteg ist zerstört. Das ebenfalls am Strande gelegene Damenbad war dagegen fast unversehrt geblieben. Sehr gelitten hat das Restaurant »Strandhalle«; die hier über dem flachen Vorstrand auf starken Pfosten errichtete Holzterrasse ist vollständig verschwunden. In Anbetracht ihrer tiefen Lage sind alle diese Anlagen naturgemäß stets Beschädigungen durch die See ausgesetzt. Bedenklicher sind jedoch die an dem Steilufer selbst angerichteten Verheerungen, da die Häuser von

Neukuhren bis unmittelbar an den Steilabfall heranreichen. Zu ihrem Schutze ist die baldige Anlage von Strandbefestigungen dringend erforderlich. Allem Anscheine nach ist man heutzutage auf Grund der gesammelten Erfahrungen auch in der Lage, die Küste vor der zerstörenden Wirkung des Meeres zu schützen. Ein interessantes Beispiel hierfür bildet die Befestigung der allerdings nur niedrigen Steilküste unmittelbar westlich der Lachsbach-Mündung. Hier befand sich früher ein Belag aus Blöcken, deren Zwischenräume mit Mörtel (oder Zement?) ausgefüllt waren. Diese Schutzhülle hatte jedoch nicht Stand gehalten. Infolgedessen hat man sie durch eine Mauer von folgendem Profil ersetzt:



Der untere Teil der Mauer besteht aus guten, roten Ziegelsteinen, der obere glatte Teil anscheinend aus Zement (oder Mörtel?); die Mauer endigt mit einer Kehle, durch die das Wasser zurückgeworfen wird. Hinter der Mauer befindet sich an der Lachsbach-Mündung unteroligocäne Grünerde, die nun allerdings leider ganz der Beobachtung entzogen ist. Die Sturmflut hat nicht vermocht, dieser Mauer einen nennenswerten Schaden zuzufügen, sie sah am Tage der Begehung noch fast wie neu aus. Es waren nur wenige senkrecht verlaufende Risse zu sehen, die möglicherweise auch schon vor der Sturmflut vorhanden waren.

Das Ufer hinter dem durch 2 Molen gebildeten Neukuhrener Hafen war vollkommen unversehrt, dagegen ließ die aus Holz gebaute Außenmole Beschädigungen erkennen. Zwischen der Wanger und Loppöhner Spitze sind nur unbeträchtliche Abbrüche erfolgt. Westlich der Loppöhner Spitze sind die liegenden steinigen Sande (∂s_2), die an dem hier fast 30 m hohen Steilufer auftreten und die z. Z. der geologischen Aufnahme des Blattes (1907—1908)

mit Abrutschmassen bedeckt waren, entblößt worden. Es ergab sich, daß es sich auch hier nicht bloß, wie es nach dem Abbohren den Anschein hatte, um einen kiesig-steinigen Sand, gelegentlich mit Blockanhäufungen, handelt, sondern um wesentlich gröberes Material. Im östlichen Teile ist die Schicht als ein sehr steiniger, sehr kiesiger Sand bis sehr steiniger, sandiger Kies ausgebildet; sie geht an der Loppöhner Spitze in die tiefere Geschiebemergelbank (∂m_2) über. Im westlichen Teile führt der Sand sehr viele und ziemlich mächtige Bänke von grobem Kies und auch hier und da Geröllagen, so daß die gesamte Ablagerung als Kies mit Geröll- und Sandlagen zu bezeichnen ist (Sand + Kies + Geröll). Wie bereits früher zu sehen war, kommt auch nahe der Loppöhner Spitze Blockpackung vor. Die Schicht dürfte also durch stark strömendes Schmelzwasser unter dem Eise oder dicht am Eisrande, vielleicht während einer alten Stillstandslage desselben, abgelagert worden sein.

Von hier bis zum westlichen Blattrande wies die durch Vordünen geschützte Küste keine nennenswerten Abbrüche auf.

Da die frischen Abrutschmassen meist noch das Steilufer bedeckten, so müßte später die Küste noch einmal begangen werden, um festzustellen, ob neue wichtige Bildungen zum Vorschein gekommen sind.

VII. Blätter Kranz und Palmnicken.

Von Herrn **F. Kaunhowen** in Berlin.

Blatt Kranz (G.-A. 18, Nr. 1).

Abgesehen von den Zerstörungen an der Uferpromenade und an dem Seestege, hat, wohl in erster Reihe infolge des Schutzes der Buhnen, der Strand bei Kranz selbst gehalten; aber nach der Nehrung zu — etwa 100 m hinter der letzten Buhne — machen sich die Wirkungen der Sturmflut bemerkbar[1]). Die Vordüne ist hier abgetragen, und an einer Stelle ist die See ein Stück in den Wald eingedrungen, so daß eine Anzahl Bäume umgebrochen ist. Durch den Abbruch der Vordüne ist ihr Aufbau sehr gut sichtbar geworden:

0,60—0,80 m, weiter nach Nordosten bis 1,20 m unter der jetzigen Dünenoberkante liegt, eine dunkle Vegetationsschicht von etwa 0,20—0,30 m Mächtigkeit, aus der zahlreiche Wurzeln nach unten gehen. Unter und über dieser mächtigsten Vegetationsschicht liegen noch verschiedene andere, meist nur ganz dünne. Durch die Wechselfolge der dunklen Vegetationsschichten mit den hellen Lagen des Dünensandes erhält die Dünenwand ein geschichtetes Aussehen.

Im Bereiche des sogenannten versunkenen Waldes, d. h. dort, wo das Moor sich unter das Meer fort erstreckt — besonders auf

---

[1]) Genauere Angaben über die unmittelbaren Wirkungen der Sturmflut macht Tornquist in »Die Wirkung der Sturmflut vom 9. bis 10. Januar 1914 auf Samland und Nehrung«. Schrift. d. Phys.-Ökon. Ges. zu Königsberg in Pr., LIV. Jg. 1913, III., S. 242—256, mit 6 Tafeln (XI—XVI). Die Zerstörungen an der Vordüne der Kurischen Nehrung werden besonders auf S. 245, 249, 250 besprochen und durch die Abbildungen auf Tafel XI (1 u. 2), XIV (8) und XV (9) veranschaulicht.

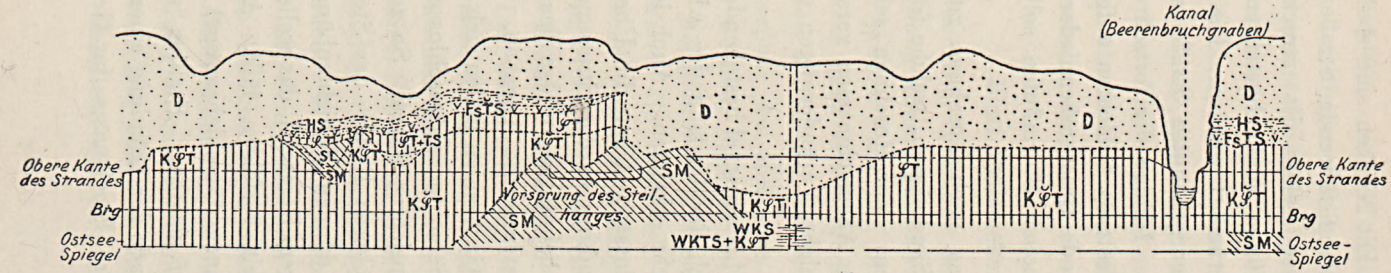
der Grenze der Blätter Kranz und Bledau (östliches Nachbarblatt) und weiter auf letzterem selbst — liegen zahlreiche z. T. mehrere Dezimeter messende, flache Gerölle von Faulschlamm, Flach-, Zwischen- und Hochmoortorf, die von den Wellen häufig bis hoch auf den Strand hinaufgeworfen sind.

Westlich von Kranz, vor der Villenkolonie Westende, hat der Strand gehalten. Die dort erfolgten Abbrüche sind wohl lediglich auf die Unterspülung des Steilufers durch die Sickerwässer zurückzuführen. Sehr beträchtliche Zerstörungen sind dagegen an dem niedrigen Ufer östlich der Brastgrabenmündung und um diese letztere selbst verursacht worden.

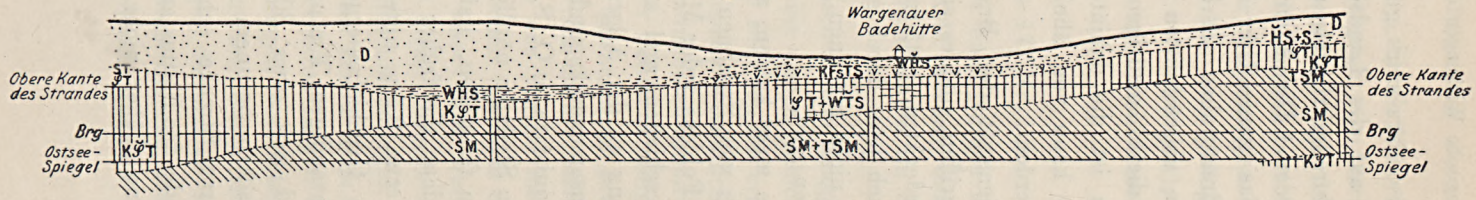
Das niedrige Ufer besteht hier aus meist fettem, klüftigem, aufgearbeitetem Ton und aus sandigem Geschiebemergel, die mit ihrer Oberkante selten einmal über NN. aufsteigen. Über die Grundmoräne und den aufgearbeiteten, ungeschichteten Ton legt sich meist noch ein jüngerer, deutlich geschichteter Ton. Das Ganze wird von Dünensand überlagert, der oft bis über 2 m Mächtigkeit erreicht und dort, wo die Wellen selten heraufreichten, früher den ganzen niedrigen Hang verhüllte. Über den Aufbau dieser Küstenstrecke geben die Figuren 1 und 2 einen Anhalt. Dieser niedrige Küstensaum senkt sich landeinwärts wieder zur Brastgrabenniederung; er ist heute nur noch ganz schmal und bildet den letzten Rest einer größeren, früher seewärts ansteigenden Landfläche, die das Gebiet um Kranz mit dem um Rosehnen verband, allmählich aber bis auf den ganz schmalen heutigen Rest durch die Wogen abgetragen worden ist. In die festeren Schichten (Ton und Geschiebemergel) dieses niedrigen Uferrandes hatte die See schon früher (zurzeit der geologischen Aufnahme des Blattes Kranz, 1907) tiefe Nischen hineingearbeitet, die z. T. aber wieder in Zeiten weniger heftiger Wasserangriffe von Dünensand verschüttet worden waren. Zwischen solchen Nischen traten an verschiedenen Stellen Vorsprünge des Ufers bis 10 m gegen die See vor; ihre Stirnseiten bildeten niedrige Steilhänge, die den Wogen immer neue Angriffsflächen boten.

Längs dieses niedrigen Küstenstreifens ist die Wirkung der

Figur 1.



Figur 2.



Maßstab für die Längen 1 : 2000.
» » » Höhen 1 : 200.
Brg = Oberfläche der etwa 400 m entfernten Senke um den Brastgraben.

Sturmflut besonders stark gewesen: Die Nischen sind stellenweise bis an die auf der Landseite entlang führende Straße Kranz-Rosehnen durchgearbeitet und diese selbst ist streckenweise zerstört worden. Die alten Vorsprünge sind abgetragen, überhaupt ist das ganze Ufer stark verändert worden. Die Brücke über den Brastgraben im Zuge der genannten Straße war von beiden Ufern abgeschnitten worden. Infolge der fortschreitenden Zerstörung dieses niedrigen, aus festeren Schichten aufgebauten Uferstreifens ist die dahinter liegende Brastgrabenniederung gefährdet; sie kann von ähnlichen hohen Sturmfluten selbst bald inundiert werden.

Auch jenseits des Brastgrabens nach Rosehnen zu ist die Küste angegriffen, und es sind die Sandmassen, welche früher das Steilufer verdeckten, entfernt worden. Vor Rosehnen selbst war das Ufer auch jetzt durch gewaltige Abrutschmassen verschleiert, so daß sich nicht erkennen ließ, welche Veränderungen dort vor sich gegangen sind.

An dem meist kahlen, aus Geschiebemergel bestehenden Steilufer westlich von Rosehnen ließ sich der Umfang der Abtragungen infolge Fehlens jeder Marke nicht erkennen. Auch jetzt war aber nur Geschiebemergel aufgeschlossen. Über die Überflutung der Niederung an der Allgrabenmündung in der Sturmnacht und die damit zusammenhängenden Erscheinungen infolge des Frostes macht Tornquist (a. a. O. S. 245) interessante Angaben.

An dem Steilufer nördlich von Garbseiden ließen sich dadurch Abtragungen feststellen, daß hier Schichten aufgeschlossen angetroffen wurden, die früher nicht einsichtig waren. So zeigt sich jetzt hier, etwa 2,5 m unter dem oberen Rande des Steilhanges im braunen Geschiebemergel ein dünnes Schichtenbündel von grauem, feinsandigem Ton und tonigem Feinsand, das wellenförmig verläuft und sich etwa 300 m weit verfolgen läßt. Auch die Grenze zwischen braunem und grauem Geschiebemergel war auf einer größeren Strecke sehr scharf sichtbar. Endlich war hart am Westrande des Blattes am Ostrande der Mündung einer kleinen Schlucht eine früher nicht sichtbare Blockmasse im Geschiebe-

mergel entblößt. Nach Tornquist (a. a. O. S. 253) ist von der meist nur niedrigen Steilküste der Gegend von Garbseiden ein 8—15 m breiter Streifen abgetragen worden, und der Landverlust dieses Gebietes wird von ihm auf 25 Morgen berechnet. Unter den zahlreichen, den Strand nunmehr bedeckenden Geschieben fällt namentlich eins durch seine Größe auf (Länge = 3,9 m; Breite = 2 m; Höhe = 2,30 m; Inhalt = rd. 18 cbm); auch dieser ist erst durch die Sturmflut aus dem zerstörten Geschiebemergel herausgearbeitet worden.

Blatt Palmnicken (G.-A. 17, Nr. 10).

Bei der vom Südrande des Blattes nach Norden zu erfolgenden Begehung konnte zunächst festgestellt werden, daß die kleine, aber sehr schöne Falte der Braunkohlenschichten im Südufer des Kraggrabens ganz verschwunden ist.

In dem Profil der Steilküste zwischen dem Kraggraben und dem Netzeplatz bei Rothenen sind keine neuen Schichten aufgeschlossen worden; dagegen hat sich das Bild von der ersten kleinen Schlucht nördlich vom Rothener Netzeplatz wesentlich verändert. Früher waren die Schichten der Braunkohlenformation nur im unteren Teile des Nordgehänges dieser Schlucht aufgeschlossen, darauf folgte ein dicht mit Gestrüpp bewachsener Steilhang, an dem jede Einsicht unmöglich war. Jetzt ist die Steilwand zum größten Teil freigelegt, und man kann das Tertiär im Liegenden der diluvialen Ablagerungen ununterbrochen bis 55 m nördlich der zweiten kleinen Schlucht, im ganzen also 160 m weit verfolgen. Die tertiären Schichten bestehen auf dieser Strecke aus feinen, weißen Sanden, die unmittelbar von Geschiebemergel, ∂m_2, überlagert werden. Wahrscheinlich reicht das Tertiär auch noch weiter nach Norden; denn, nachdem auf einer 30 m langen Strecke bis zum Fuße des Seeberges Geschiebemergel, wahrscheinlich aber nur als Abbruchsmasse, zu beobachten ist, treten nochmals für wenige Meter Braunkohlensande zutage, diesmal als scharfe kiesige Sande. Wir haben es also auf dieser Strecke nicht mit vereinzelten Schollen, wie es nach der alten Aufnahme der Fall zu

sein schien, zu tun, sondern mit einem erhalten gebliebenen Tertiärklotz, der den Sockel der diluvialen Ablagerungen bildet.

Die darauf weiter nördlich früher vorhandene Düne, die am Fuße des Seeberges stellenweise bis 4 m hoch war und sich ununterbrochen bis etwa 130 m südlich der Nodemser Schlucht fortsetzte, ist z. T. ganz abgetragen, meistens aber doch stark reduziert worden.

200 m südlich der Nodemser Schlucht beginnt jetzt ein Tertiäraufschluß, der sich mit einigen Unterbrechungen durch Abbruchmassen bis zu derselben verfolgen läßt. Im südlichen Teile besteht das Profil aus folgenden Schichten:

		sehr sandiger Geschiebemergel,
Braunkohlenformation	0,50 m	hell- und dunkelbrauner Sand mit Brocken und Knollen von sandiger Braunkohle und Braunkohlenhölzern,
	2,30 m	dunkel schokoladenfarbige, nach unten heller werdende Sande,
	1,25 m	Abrutschmasse,
		Fuß des Seeberges.

Diese Schichtenfolge ist auf einer Strecke von 60 m aufgeschlossen; darauf folgt eine 40 m lange Strecke, wo der Steilhang ganz durch Abbruchsmassen verdeckt ist; dann wird das Tertiär wieder für 30 m sichtbar. Im unteren Teile der Steilwand sind auf dieser letzten Strecke folgende Schichten aufgeschlossen:

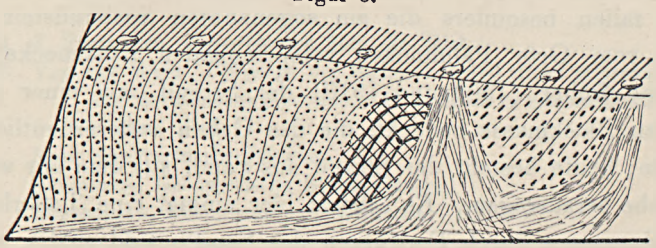
	2,70 m	grünlicher, glaukonithaltiger, sandiger Geschiebemergel,
Braunkohlenformation	1,10 m	helle und schwach schokoladenfarbige Sande mit Einlagerungen von dunklen Sanden, glimmerreichen Feinsanden und sandiger Braunkohle,
	2,10 m	Abbruchsmasse, herstammend von dem höher in der Steilwand anstehenden Ton und Geschiebemergel,
		Fuß des Seeberges.

Die Oberkante der Tertiärschichten ist zerdrückt und fällt schwach nach Norden ein.

Es folgt alsdann wieder eine 20 m lange Strecke, auf der das Tertiär durch Abbruchsmassen vollständig verdeckt ist. Daran schließt sich eine weitere Strecke, auf der das Tertiär wieder mit

wenigen Unterbrechungen bis zum Südrande der Nodemser Schlucht sichtbar ist. Es besteht zunächst aus tief braunschwarzen, mittelkörnigen Braunkohlensanden, die, wo Schichtung erkennbar ist, etwa unter einem Winkel von 45° aufgerichtet sind. Nach einer kurzen Unterbrechung durch eine schmale Abrutschmasse folgt aufgesattelte erdige Braunkohle, und daran schließt sich eine Folge von hellfarbigen und braunschwarzen Sanden, deren Schichten mit der Annäherung an die Schlucht immer steilere Stellung einnehmen, so daß sie nahe derselben seiger stehen, oder sogar überkippt sind. Diese Schichten gehören steilen Falten an, die nahezu parallel der Küste streichen und durch das Diluvium (meistens Geschiebemergel) scharf abgeschnitten werden (Fig. 3).

Figur 3.



Unterer Teil des Steilhanges am Südrande der Nodemser Schlucht.

Maßstab 1 : 200.

Helle und braunschwarze Braunkohlensande. — Erdige Braunkohle. — Braunschwarze mittelkörnige Braunkohlensande. — Geschiebemergel. — Abrutschmassen.

Nördlich der Nodemser Schlucht sind vor dem früheren Wohnhause bedeutende Abbrüche, z. T. staffelartig, erfolgt, und es sind dabei große Bäume mit in die Tiefe gerissen worden.

Auf der Strecke bis zum Wachberge sind die Veränderungen im Bilde der Seeberge stellenweise so bedeutend, daß diese zuweilen gar nicht wieder zu erkennen sind; neue Tertiärvorkommen haben sich aber nicht feststellen lassen. Am und um den Wachberg sind die alten Abbrüche verschwunden und neue von bedeutendem Ausmaße erfolgt. Die See hat die niedergegangenen Massen fortgeräumt und den früher nur weniger Meter

breiten Strand erheblich verbreitert. Daß auch auf den weiter nördlich folgenden Küstenstrecken Veränderungen durch Wegspülen erfolgt sind, läßt sich daraus entnehmen, daß die Zugänge der meisten Schluchten verändert worden sind. Manche derselben, die früher direkt auf den Strand mündeten, laufen jetzt über demselben aus. Zwischen der Lesnicker und Sorgenauer Schlucht sind jetzt durch Wegräumen der Schuttmassen unmittelbar am Fuße der Seeberge stellenweise (so namentlich 75 m nördlich der Lesnicker Schlucht) im Liegenden des tiefsten Geschiebemergels diluviale Sande entblößt worden, so daß also die früher nur zuweilen erbohrten Sande sich als ein über eine längere Strecke aushaltender Horizont erweisen.

Von den Veränderungen an der übrigen Küstenstrecke des Blattes fallen besonders die am sogenannten Seehundstein (der südlich vom Orte Palmnicken vorspringenden Küstenecke) auf. Hier war früher (1909 und 1910) der Strand mit einer dichtliegenden Blockmasse bedeckt, die das Gehen außerordentlich erschwerte; heute besteht der Strand aus Sand, aus dem nur wenige Geschiebe herausragen. Es scheint hier einmal eine Tieferlegung der Steinmassen durch Fortführen des Sandes und später wieder eine Übersandung durch neue Sandanspülung erfolgt zu sein.

Als wichtigstes Ergebnis der Begehung muß die Feststellung angesehen werden, daß die Braunkohlenformation südlich von der Nodemser Schlucht und nördlich vom Netzeplatz zu Rothenen noch in größeren Partien unter dem Diluvium über dem Meeresspiegel ansteht und nicht, wie es nach den früheren Aufnahmen den Anschein hatte, bloß in einzelnen losgerissenen Schollen vorhanden ist.

Die vulkanischen Auswürflinge und Basalte am Killer Kopf bei Rockeskill in der Eifel.

Von Herrn **Walter Haardt** in Berlin.

Hierzu Tafel 14—21 und 2 Textfiguren.

Literatur.

1819. J. Steininger, Geognostische Studien am Mittelrheine. Mainz.
1820. J. Steininger, Die erloschenen Vulkane in der Eifel und am Niederrhein. Mainz.
1824. J. Steininger, Bemerkungen über die Eifel.
1826. Van der Wyck, Übersicht der rheinischen und eifeler erloschenen Vulkane und der Erhebungsgebilde, welche damit in geognostischer Beziehung stehen. Bonn.
Nose, Orographische Berichte. II.
Keferstein, Geognostische Beobachtungen.
Noeggerath, Rheinlande und Westfalen. III.
Hertha, XIII. Bd.
1853. J. Steininger, Geognostische Beschreibung der Eifel.
1865. E. Mitscherlich, Über die vulkanischen Erscheinungen in der Eifel und über die Metamorphie der Gesteine durch erhöhte Temperatur. Herausgegeben von J. Roth, Abhandl. d. Kgl. Akad. d. Wiss. zu Berlin.
H. von Dechen, Vergleichende Übersicht der vulkanischen Erscheinungen im Laacher Seegebiet und in der Eifel. Deutsche Geologische Gesellschaft, 17. Bd.
1878. E. Hussak, Die basaltischen Laven der Eifel. Sitz.-Bericht d. Kgl. Akad. d. Wiss. in Wien. Math.-naturw. Kl. Bd. 77, I, S. 330—366.
1885. K. Busz, Mikroskopische Untersuchungen an Laven der Vorder-Eifel. Verhandl. d. Naturhist. Ver. d. Preuß. Rheinlande usw. Jahrg. 42, S. 433—435, 438—439. Bonn.
1886. H. von Dechen, Geognostischer Führer zu der Vulkanreihe der Vorder-Eifel. 2. Aufl. Bonn.
1891. J. Seiwert, Über einige basaltische Laven u. Tuffe der Eifel. Verhandl. d. Naturhist. Ver. d. Preuß. Rheinlande usw. Jahrg. 48, S. 97—103. Bonn.
1911. H. Rauff, Entwurf zu einem geologischen Führer durch die Gerolsteiner Mulde. Berlin.

Auf Veranlassung von Herrn Professor Dr. H. Rauff habe ich die monographische Bearbeitung der vulkanischen Erscheinungen in der Gerolsteiner Mulde begonnen. Als erster Teil dieser Monographie erscheint die vorliegende Untersuchung über die vulkanischen Auswürflinge am Ostabhang des Killer Kopfes und seiner nächsten Umgebung.

H. von Dechen[1]) faßt die kurzen Bemerkungen über die Auswürflinge des Killer Kopfes, die in der älteren Literatur enthalten sind, in folgender Weise zusammen:

»Das Vorkommen der Sanidine im Tuff der Umgegend von Rockeskill, in der ganzen Tuffpartie des Killer Kopfes und des Gippenberges war schon Steininger sehr gut bekannt. Mitscherlich S. 31 gibt darüber ausführliche Mitteilungen. ... Dazu kommen auch Auswürflinge von Sanidin und Biotit, die ähnlich wie am Laacher See das Ansehen von Glimmerschiefer besitzen; von Sanidin und Hornblende mit körnigem Gefüge, von Hornblende und Magnetit, von Sanidin und Magnetit, nach Steininger mit Apatit, nach Van der Wyck mit Hauyn, nach Mitscherlich (S. 28) Augit und Olivin.«

Das Vorkommen dieser Auswürflinge scheint dann in Vergessenheit geraten zu sein. Es ist niemals wieder erwähnt, geschweige denn genauer untersucht worden. Nur über die Basalte des Killer Kopfes finden wir in der neueren Literatur einige Arbeiten, nämlich die von E. Hussak[2]) (1878), K. Busz[3]) (1885) und J. Seiwert[4]) (1891). Tuffe sind aus dieser Gegend noch nicht beschrieben worden.

---

[1]) H. von Dechen, Geognostischer Führer zu der Vulkanreihe der Vorder-Eifel, Bonn 1886, S. 138—139.

[2]) E. Hussak, Die basaltischen Laven der Eifel. Sitzungsber. d. math. naturw. Kl. d. Ak. d. Wiss. Wien 1878, Bd. 77, S. 330.

[3]) K. Busz, Mikroskopische Untersuchungen an Laven der Vorder-Eifel. Verhandl. d. naturh. Verein d. Rheinl. u. Westf. Bonn 1885, Bd. 42, S. 418.

[4]) J. Seiwert, Über einige basaltische Laven und Tuffe der Eifel; ebenda Bonn 1891, Bd. 48, S. 91.

Geologischer Teil.

Vergl. die angeheftete geologische Karte und die Profiltafel.

Der große Vulkanzug der Vordereifel hat in seiner Ausdehnung von Bertrich bis Ormont hercynischen (SO—NW) Verlauf. Die Hauptzone, die weithin sichtbar aus der Peneplain des Grundgebirges herausragt, ist im SO und NW vielfach unterbrochen und löst sich in mehr oder weniger weit getrennte Eruptionspunkte auf. In der Mitte dagegen drängen sich diese dicht zusammen, so daß die Zone von Schalkenmehren bis in die Gegend von Ober-Bettingen fast geschlossen ist. Zu beiden Seiten des Hauptzuges liegen noch einige bedeutende Ausbruchsstellen, wie z. B. der Mosenberg, der Vulkan Kalem bei Birresborn u. a.

Gewisse Beobachtungen über Lavagänge und Tuffverbreitung deuten darauf hin, daß die verstreut liegenden Vulkane sich in kleineren, parallel zum Hauptzug verlaufenden Ketten aneinanderreihen. Ob diese Vulkanreihen mit hercynischen Spalten im Zusammenhang stehen, ist noch nicht zu entscheiden, doch sind durch die Untersuchungen von H. Rauff in der Gerolsteiner Mulde bedeutende NW—SO-Störungen nachgewiesen worden.

Die meisten Vulkanberge der Vordereifel sind lediglich aus losem Auswurfsmaterial aufgeschüttet. Daneben gibt es auch solche, die aus abwechselnden Lagen von Tuffen und Lavabänken aufgebaut und in der Vordereifel gleichfalls sehr verbreitet sind. Im Gegensatz zu diesen positiven Bodenformen treten dann noch die negativen der Maare auf, deren Hauptverbreitungsgebiet im SO des Vulkanzuges liegt. Im Bereich der Gerolsteiner Mulde ist die Papenkaule ein gutes Beispiel für ein wasserloses Maar.

Die leichtbeweglichen Tuffmassen erlauben eine schnelle Abtragung und eine weitgehende Umgestaltung der ursprünglichen Vulkanberge. In der Regel pflegt einem Lavaerguß eine Eruption von Tuffen, Aschen und Sanden voranzugehen. Des-

halb liegen die Lavaströme in der Vordereifel sehr häufig auf losen Tuffen. Da nun diese Tuffe leicht weggeführt werden können, so sieht man da, wo das geschehen und die Lava unterwaschen worden ist, diese häufig ihres Fundamentes beraubt, zusammengebrochen und in einzelne Blöcke aufgelöst. Die Aufschüttungskrater sind gewöhnlich bis auf wenige Reste zerstört worden, während die Maare im allgemeinen besser erhalten sind, zumal sie zu den jüngsten vulkanischen Bildungen der Vordereifel gehören.

Aus dem Umstande, daß die Lavaströme in die heutigen Täler hinabgeflossen sind, geht hervor, daß die Ausbrüche nach der Talbildung stattgefunden haben, also im wesentlichen diluvialen Alters sind. Da aber der Löß in der Vordereifel fehlt und auch das Alter der diluvialen Flußterrassen noch nicht fixiert worden ist, so kann man nur sagen, daß es ältere und jüngere Eruptionen gibt und daß die jüngsten jungdiluvial und zu einer Zeit geschehen sind, als die Täler fast bis zu ihrem heutigen Niveau ausgetieft waren. Ganz jugendlich ist z. B. der Sarresdorfer Lavastrom, der sich ins Killtal ergossen hat, denn als er ausbrach, lag der Talboden der Kill nur 4—5 m höher als heute.

Von besonderer Bedeutung für eine genauere Altersbestimmung gewisser Ausbrüche sind die in einigen Tuffen erhaltenen Pflanzenreste. E. Weiss[1]) hat zuerst im Jahre 1861 an den Abdrücken im Tuff des Buerberges bei Schutz in der Eifel eine ähnliche Flora wie die der rheinischen Braunkohlenschichten bestimmt. Auch im Tale des Hohenfelser Baches, 1200 m südöstlich von Rockeskill, sind Pflanzenreste in einem rotbraunen, verfestigten Tuff schon lange bekannt. Nach gütiger Mitteilung von Herrn Dr. Gothan enthält die Sammlung der Kgl. Geol. Landesanst. von dort folgende Arten von Bedeutung:

Planera (Zelkova) Ungeri Kovats,
Cinnamomum conf. *Scheuchzeri* Heer,
» *polymorphum* A. Braun.

[1]) H. von Dechen, a. a. O. S. 203.

Sie bezeichnen im allgemeinen miocänes oder oligocänes Alter. Die Flora des Buerberges bei Schutz ist der aus dem Tale von Hohenfels sehr ähnlich. Es haben demnach auch zwischen Rockeskill und Hohenfels im Miocän oder Oligocän Eruptionen stattgefunden.

Ein bedeutender Pflanzenfund, den ich im April 1912 in dem Bahneinschnitt am NW-Abhang des Bickenberges machte, ergab eine von der obigen verschiedene Flora. Der graublaue, durch $CaCO_3$ stark verfestigte Tuff enthält nach GOTHAN:

Picea conf. *excelsa* mit Zapfen, viel
? Quercus sp.,
Equisetum sp.,
Rubiacee mit quirlständigen Blättern, zur Gruppe der Galieen gehörig.
Gefingerte, fiederförmige Blätter, die einer
Rosacee zugehören dürften.
Glumiflorenblattbüschel. Laubmoosreste von Hypnaceen-Habitus,
Characee und außerdem ein Phryganeen-Larvengehäuse.

In dieser Flora fehlen die oben genannten tertiären Pflanzen, dagegen in der älteren die Fichte; es ist daher wahrscheinlich, daß es sich hier um eine jüngere Flora von pliocänem oder vielleicht diluvialem Alter handelt.

Kleine Süßwasserschnecken und Muscheln lassen erkennen, daß der Tuff im Wasser abgelagert wurde.

An der Chaussee von Pelm nach Hohenfels ragen am linken Talhang auf halber Höhe, rd. 1100 m vor Essingen, einige isolierte Tuff-Felsen auf. An dieser Stelle liegen zwei, durch eine Erosionsdiskordanz getrennte Palagonittuffe mit zahlreichen mittel- und unterdevonischen Einschlüssen übereinander. Der liegende Tuff aus abwechselnden Lagen von staubförmigem Material und grobkörnigen Bänken ist stark gestaucht und gefältelt. Die hangenden Schichten liegen horizontal (s. Taf. 15).

Ähnliche Lagerungsverhältnisse trifft man in gleicher Höhe

auf der entgegengesetzten Talseite in einem Bahneinschnitt an. Die Entfernung der letzten Tuffe von der ersten Stelle beträgt ca. 600 m. Auch hier wird ein stark gestauchter Tuff von einem andern diskordant überlagert.

Diese Lagerungsverhältnisse lassen zunächst an eine zweifache Ausbruchsperiode denken, die durch eine Zeit der Ruhe unterbrochen war. In dieser wäre dann eine Faltung und teilweise Abtragung der ersten Tuffabsätze erfolgt. Da jedoch die beiden Tuffe keine Pflanzenreste enthalten, sich bisher auch mit den beschriebenen pflanzenführenden Tuffen nicht in Zusammenhang bringen lassen, so kann man die vorhandenen Lagerungsverhältnisse auch durch die Annahme erklären, daß die beiden Tuffe nur innerhalb einer Ausbruchsperiode abgesetzt worden sind. Es wäre immerhin möglich, daß die Stauchungen des liegenden Tuffes durch Gehängerutschung oder Sackungen bewirkt worden sind, daß danach starke Regengüsse, z. B. bei Vulkangewittern, den Tuff teilweise abgetragen haben, so daß sich auf die frische Erosionsfläche neue Tuffe derselben Eruptionsphase auflagern konnten.

Der Feuerberg bei Hohenfels, der durch die Tuffbrüche sehr gut aufgeschlossen ist, läßt dagegen eine zweifache Ausbruchsperiode deutlich erkennen. Die älteren gut geschichteten Auswurfsmassen der ersten Eruption, die aus abwechselnden Lagen eines braunen, sehr feinkörnigen Palagonittuffs und basaltischen Aschen und Sanden bestehen, bilden einen sehr schönen Stratovulkan. Ein späterer Ausbruch hat dann in den Kegel ein trichterförmiges Loch gerissen und auf den alten, von zahlreichen Sprüngen durchsetzten Tuffbänken grobkörnige, kaum geschichtete Aschen diskordant überlagert (s. Taf. 14).

Aber auch hier ist eine längere Periode der Ruhe nicht mit Sicherheit festzustellen.

Der Killer Kopf.

Der Killer Kopf zwischen Rockeskill und Bewingen (s. Karte, Taf. 21) wird durch den Rockeskiller Bach von den Tuffauf-

schüttungen des östlich davon gelegenen Schießberges und Gippenberges getrennt. Von seiner halben Höhe erstreckt sich ein $1^1/_2$ km langer Rücken bis südöstlich von Dohm hin: der Mäuseberg und in seiner Verlängerung der Hofacker. Im Süden des Killer Kopfes liegen, durch die Kill von ihm geschieden, der Bohrlich und der Kasselburger Hahn.

Der Unterbau des Killer Kopfes und seine Beziehungen zur Gerolsteiner und Hillesheimer Mulde. — Am Fuß des Berges tritt der Unterbau, der zum größten Teil verdeckt wird, an verschiedenen Stellen zutage. Diese Aufschlüsse zeigen, daß der Berg gerade auf der Grenze zwischen Gerolsteiner und Hillesheimer Mulde liegt. Die dolomitisierten Stringocephalenkalke auf der Südseite des Gippenberges gehören noch zum Nordflügel der Gerolsteiner Mulde und fallen nach SO zur Muldenachse hin. Auf der Nordseite von Rockeskill befinden wir uns dagegen bereits auf dem Südflügel der Hillesheimer Mulde, denn hier fallen am Schießberge die Schichten des Unterdevons mit 32° nach NW ein, und an der Straße nach Hillesheim, 150 m nördlich von Rockeskill, sind die Cultrijugatus- und Calceolaschichten mit demselben Einfallen nach NW aufgeschlossen. Am Fuß des Mäuseberges tritt auf der Nordseite das Unterdevon auf eine kurze Strecke zutage und fällt mit 29° nach Norden ein. Diskordant über dem paläozoischen Grundgebirge liegt Buntsandstein mit flachem Einfallen von 4° nach Norden.

Das Unterdevon bildet den eigentlichen Sockel des Berges. Auf seiner Südseite und am Bohrlich treten hauptsächlich graue, dünnplattige, im Streichen und Fallen schnell wechselnde Schiefer auf. Nördlich von Rockeskill stehen graugrüne, am Nordhang des Hofackers rote Grauwacken an. Besondere Erwähnung verdient noch eine grünschwarze, schieferig zerfallende Mergelbank mit *Haliserites Decheni* GÖPP. am Nordostabhang des Bohrlichs.

Das Roteisensteinflöz, das vielfach die Grenze zwischen Ober-Koblenz und Cultrijugatus-Stufe bezeichnet, tritt auf

der Ostseite des Bohrlichs 130 m nordwestlich des Bahnwärterhauses (BW der Karte) in fast saigerer Stellung auf. Auf der Nordseite, also im Bereich der Hillesheimer Mulde, fehlt der Roteisensteinhorizont.

Die Cultrijugatuszone mit *Spirifer cultrijugatus* und *Rhynchonella Orbignyana* ist am Osthang des Bohrlichs und nördlich von Rockeskill in geringer Mächtigkeit verbreitet.

Die Calceolastufe ist als Korallenkalk auf den Feldern an der NO-Seite des Nonnentales entwickelt.

Rötliche, dolomitisierte Stringocephalenkalke sind am Gippenberg nach Süden einfallend, sowie am Seiderad und Kasselburger Hahn aufgeschlossen.

Der Mittlere Buntsandstein hat seine größte Verbreitung auf der Nordseite unseres Kartengebietes bei Dohm und Lammersdorf, wo er einen ergiebigen Quellenhorizont bildet. Kleinere Partien von Buntsandstein sind im Killtal auf der Südseite des Killer Kopfes vorhanden. Der im wesentlichen mittelkörnige, rote Sandstein weist in einem Bahneinschnitt bei Lammersdorf schöne diskordante Parallelstruktur auf.

Jung-diluviale und alluviale Flußschotter sind auf kleinen Flußterrassen in der Verbreitung des Kartengebietes an verschiedenen Stellen zu beobachten: Auf der kleinen Buntsandsteinterrasse nördlich von Dohm, auf der Flußterrasse am Nordabhang des Bohrlichs und in gleicher Höhe auf der Südseite des Killer Kopfes.

Die Basalte und losen Auswurfsmassen des Killer Kopfes. — Die Süd- und Westseite des Killer Kopfes bis zum Hofacker hin ist dicht bewaldet und fällt steil ins Killtal ab. Die Kill durchbricht hier in enger Schlucht zwischen Kasselburger Hahn, Bohrlich und Killer Kopf das Gebirge, während sie im Norden des Hofackers in einer weiten Talaue ihre Mäander zieht.

Auf dem Südhang des Killer Kopfes bricht in einer Höhe von rd. 500 m eine 400 Schritt lange Lavawand als eine scharf

hervorspringende Terrasse von mächtigen, aufrechtstehenden Säulen steil ab. Ähnliche Lavapartien sind auf gleicher Höhe längs der ganzen Westseite des Berges zu verfolgen, so daß man wohl auf eine zusammenhängende Lavaplatte schließen darf. Von jedem der Steilabbrüche erstreckt sich eine ausgedehnte Halde von Lavablöcken, die als Gehängeschutt der zerstörten Lavaplatte anzusehen sind, ins Tal hinab, an einigen Stellen bis dicht an die Kill.

Auf dem gegenüberliegenden Ufer befinden sich am Bohrlich in etwas tieferem Niveau als am Killer Kopf ähnliche Lavapfeiler, die schon von E. MITSCHERLICH [1]) mit der Lavaplatte des Killer Kopfes in Zusammenhang gebracht worden sind. K. BUSZ [2]) hat die Lava am Bohrlich untersucht und als einen nephelinführenden Leucitbasalt bestimmt. Die Lava des Killer Kopfes an der scharf hervorspringenden Terrasse auf der Südseite des Berges führt ebenfalls reichlich Leucit und stimmt makroskopisch und mikroskopisch mit der des Bohrlichs vollkommen überein. Die Lavaplatte des Killer Kopfes liegt am Südabhang auf einem stark verwitterten, braunen Schweißschlackentuff [3]) (Tuff Nr. 1 der Karte, S. 201). Etwa 60 m unterhalb dieser Stelle ist in kleinen verlassenen Brüchen ein feinkörniger, stark verfestigter Palagonittuff (Tuff Nr. 3 der Karte, S. 202) aufgeschlossen. Er enthält zahlreiche Grauwacken- und Buntsandsteinfetzen, die durch eine rotbraune Glasmasse verkittet sind. Dieser Tuff steht auch am Bohrlich an, ein weiterer Hinweis für die ehemalige Zusammengehörigkeit der beiden Berge. Das heutige Killtal ist demnach an dieser Stelle jünger als der Lavaausbruch des Leucitbasaltes. Die weite Talaue, die sich nördlich des Killer Kopfes bis in die Gegend von Lissendorf erstreckt, macht es jedoch wahrscheinlich, daß sich hier bereits vor dem Ausbruch des Killer Kopfes ein Tal befand.

[1]) E. MITSCHERLICH, a. a. O. S. 38; H. v. DECHEN, a. a. O. S. 136.

[2]) K. BUSZ, a. a. O. S. 435.

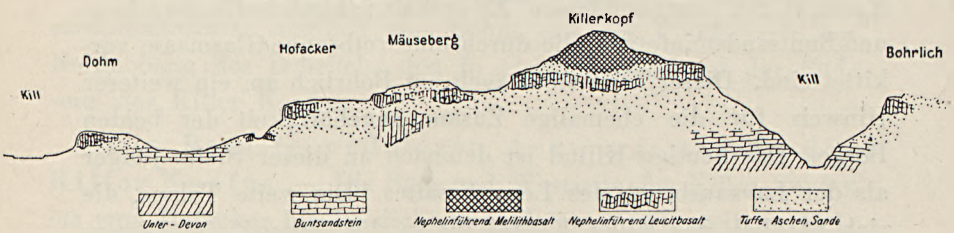
[3]) Unter Schweißschlackentuffe verstehe ich Schlackentuffe, deren einzelne Bestandteile bei ihrer Sedimentation in noch zähflüssigem Zustande zusammengeschweißt worden sind.

Die ursprüngliche Zugehörigkeit des Bohrlichs zum Killer Kopf läßt sich auch sehr gut an seiner Form vom Südabhang des Hofackers aus erkennen. Seine Profillinie erscheint hier als die nur durch das Killtal unterbrochene Fortsetzung des Killer Kopfes.

Auf dem kleinen Plateau auf der Südseite des Berges wird, ungefähr 100 Schritt nördlich des Steilabbruchs der Leucitlavaplatte, die Grenze einer anderen Lava durch eine kleine Stufe markiert, die auf ihrer Westseite etwa 1—1½ m hoch ist (s. Profil). Dieser zweite, jüngere Erguß erhebt sich als kleiner, rd. 50 m hoher Kegel über die ältere Leucitlavaplatte, die er bei seinem Ausbruch durchbrochen haben muß. Die jüngere Lava ist ein nephelinführender Melilithbasalt, der sich durch seine graue Farbe und seine roten Olivine von der Leucitlava deutlich unterscheidet. Eine dünne Tuffbedeckung verwischt die Grenzen des zweiten Stromes, so daß dessen genaue Verbreitung nicht mit Sicherheit festzulegen ist. Auf der höchsten Spitze des Berges ragen einige Lavafelsen frei heraus, die starken Polarmagnetismus zeigen. Ein Krater oder eine Ausflußstelle der Lava ist nirgends zu erkennen.

Figur 1.

Schematisches, stark überhöhtes Profil des Killerkopfes.



Im Killtal setzt sich nach NW hin die Leucitlavaplatte des Killer Kopfes weiter fort (s. Profil). Sie bildet annähernd die Oberfläche des Mäusebergs und des Hofackers, und steht in Säulen auf der Westseite dieser nur unbedeutenden Erhebungen an, die nur durch kleine Erosionsrinnen voneinander getrennt sind. Ein kleiner Lavaerguß reicht auf dem Westhang des Mäusebergs bis zu halber Höhe herab und ist durch den neuen Bahn-

und Wegebau gut aufgeschlossen. Auch diese Lava ist ein nephelinführender Leucitbasalt, der sich nicht wesentlich von den übrigen Leucitbasaltlaven des Gebietes unterscheidet. Wie am Killer Kopf, ist auch der Westabhang des Mäusebergs gleichfalls mit mächtigen Lavaschutthalden und Schlackentuffen bedeckt.

Am Hofacker tritt die vom Killer Kopf herüberreichende Lavaplatte noch deutlicher wie am Mäuseberg auf. In weitem Bogen umzieht eine Terrasse von mächtigen, senkrecht stehenden Lavapfeilern aus nephelinführendem Leucitbasalt den Berg auf drei Seiten. In dem Bahneinschnitt, 250 m vor der Station Dohm ist ein zwischen Tuffen und Schlacken eingebetteter Lavastrom gut aufgeschlossen. Die Säulen stehen senkrecht auf einer sanft nach dem Dorfe Dohm hin geneigten Fläche. Die Lava enthält an dieser Stelle oft über faustgroße, endogene Einschlüsse von Olivinknollen und großen Augiten, die während des Bahnbaues besonders schön zu beobachten waren. Eine Olivinknauer hatte eine Größe von 22:17 cm. Die Tuffe und Schlacken mit großen Rubellanen sind hier nur undeutlich geschichtet und enthalten große Lavafetzen sowie Stücke des devonischen Grundgebirges und Buntsandstein. Eine kleine, wenige Zentimeter mächtige Spaltenausfüllung von graurot bis lichtfleischfarbenem Aussehen durchzieht in fast saigerer Stellung die lockeren Tuffaufschüttungen.

Das Dorf Dohm steht mit seiner Kirche und einigen Häusern auf dem nördlichen Ende des nephelinführenden Leucitbasaltstromes, der hier durch die Erosion der Kill völlig isoliert ist (s. Profil). Auch diese Leucitlava zeigt volle Übereinstimmung mit den Laven des Killer Kopfes, Bohrlichs, Mäusebergs und Hofackers, und ist ebenfalls in Säulen abgesondert.

Der Anstieg über die bebauten Felder am Ostabhang des Killer Kopfes ist im Gegensatz zur Westseite ganz allmählich. Mächtige Tuffaufschüttungen, Lapilli und Bomben, die wie ein einziger Mantel die drei Erhebungen auf der ganzen Ostseite bedecken, bilden eine zusammenhängende sanft gewellte Abdachung.

Nur an einer Stelle, rd. 450 m östlich vom Gipfel des Killer Kopfes, ragt noch eine kleine Lavapartie wenige Meter aus der Tuffdecke hervor. Auch diese Lava ist ein nephelinführender Leucitbasalt, doch läßt der ovale Querschnitt und seine völlig isolierte Lage, die in keine Beziehung zu der großen Lavaplatte gebracht werden kann, vermuten, daß hier ein kleiner selbständiger Durchbruch erfolgt ist.

Die losen Auswurfsmassen: Wurfschlacken, Tuffe, Aschen und Sande zeichnen sich in Farbe, Korngröße, Form und Lagerung durch große Mannigfaltigkeit aus. Die meisten Aufschlüsse zeigen abwechselnde Lagen von verfestigtem und losem Material, das in wechselnder Mächtigkeit in der Regel deutlich geschichtet ist. Fast überall ist in den Bänken nach oben hin eine regelmäßige Abnahme der Korngröße zu beobachten, die auf eine Separation nach dem Gewicht beim Ausbruch zurückzuführen ist. Nicht selten läßt sich, — wahrscheinlich den verschieden heftigen Ausbruchsperioden entsprechend, — in einem Aufschluß eine Wiederholung der Schichtenfolge vom groben zum feinen Korn feststellen. Die einzelnen Bänke keilen meist sehr bald aus und da sich das Fallen und Streichen der Schichten auf kurze Entfernung hin schnell ändert, so sind die Tuffe nur selten auf größere Strecken hin zu verfolgen. Krystalltuffe, wie sie am Willeschberg bei Lissingen und an der Warte bei Waldkönigen entwickelt sind, kommen am Killer Kopf nicht vor.

Die Auswurfsmassen sind hier besonders vielgestaltig. Bei der großen Nachbarschaft anderer Vulkane, besonders des Kasselburger Hahns, Goßberges und Alten Voß, ist es wahrscheinlich, daß auch deren Tuffe teilweise an dem Aufbau des Killer Kopfes teilgenommen haben. Es soll hier daher bei der Beschreibung und petrographischen Bearbeitung nur auf die wichtigsten und gut aufgeschlossenen Tuffe Rücksicht genommen werden.

In dem wannenartigen, kurzen Nonnental, nordwestlich von Rockeskill sind auf der Westseite horizontal gelagerte Tuffschichten in einer Mächtigkeit von rd. 4 m aufgeschlossen (Tuff Nr. 4 der Karte, s. S. 203). Die Tuffe bestehen aus schwarzen,

teilweise schraubenförmig gedrehten basaltischen Schlacken, in deren glasiger Grundmasse Olivin- und Augitkryställchen deutlich wahrzunehmen sind. Die wenig deutlich geschichteten Tuffe und Aschen beherbergen zahlreiche Einschlüsse aus dem Unter- und Mitteldevon, während Buntsandstein hier seltener vorkommt. Die mitteldevonischen Stücke, hauptsächlich der Calceolastufe entstammend, sind reich an Fossilien, die vorzüglich erhalten sind, jedoch nach dem Herauslösen aus dem Tuff leicht zerfallen. Außer diesen bei der Eruption mitherausgerissenen Sedimentgesteinen des Grundgebirges finden sich im Tuff nicht selten faustgroße Olivinbomben, die stets von einer verschieden dicken, blasigen Basaltkruste umhüllt sind (s. S. 203). Biotitkrystalle bis zu 6 und 8 cm im Durchmesser von undeutlicher krystallographischer Umgrenzung sind besonders an dieser Stelle recht häufig. In den zahlreichen Hohlräumen der blasenreichen Schlacken finden sich vielfach kleine, braunrote Sandkörnchen eingeklemmt, die wohl dem Grundgebirge entstammen.

Die horizontal liegenden Tuffschichten lassen sich bis etwa 400 Schritt nordwestlich des Nonnentales verfolgen. In einer Entfernung von etwa 350 Schritt von dem ersten Aufschluß werden die Tuffe von einer Spalte durchsetzt, die mit einem anderen graubraunen, staubförmigen Tuff ausgefüllt ist (s. S. 203). Diskordant über den horizontal gelagerten Bänken liegen an dieser Stelle wieder andere Tuffe, die mit 38° nach NO einfallen. Die hangenden Bänke sind basaltische Schlackentuffe, die in Farbe und Form von den darunterliegenden verschieden sind, jedoch u. d. M. keine wesentlichen Unterschiede aufweisen. Im Gegensatz zu den horizontalen Tuffen fehlen ihnen die Olivinbomben und großen Biotittafeln sowie gleichfalls die Einschlüsse des Grundgebirges, an denen die liegenden Schichten so reich sind. Ob die Diskordanz zwischen den beiden Tuffen einer zweifachen Ausbruchsperiode, dem doppelten Lavaerguß entsprechend zuzuschreiben sind, ließ sich nicht mit Sicherheit feststellen.

Am Fuße des Mäusebergs öffnet sich nach Norden ein kurzes

breites Tal, in dem auf der Westseite sehr feste, graue und rotbraune Palagonittuffe auf große Entfernung hin zu verfolgen sind (Tuff Nr. 5 der Karte, s. S. 203). Am Ostabhang stehen bereits wieder schwarze Schlackentuffe an, die nach Süden hin einfallen.

Auf der Ostseite des Hofackers liegen feinkörnige, teilweise verfestigte Lagen von Tuff, die mit 14° nach Osten hin einfallen. (Tuff Nr. 6 der Karte.) Sehr dünnplattige, feste Bänke wechseln hier mit mächtigen Lagen von schwarzgrauen, losen Aschen und Sanden ab, in denen Einschlüsse des Grundgebirges vollständig fehlen.

Am Nordhang gegenüber der Bahnstation Dohm sind ungeschichtete Schlacken und Bomben von beträchtlicher Größe in einer Mächtigkeit von 15 m aufgeschlossen. Grobe Schlacken und Bomben lassen sich am ganzen Nordrand des Berges verfolgen und sind gleichfalls in dem bereits erwähnten Bahnaufschluß 250 m vor der Station Dohm zu beobachten.

In einer Entfernung von rd. 400 m nördlich von Rockeskill stehen am Bach feste, rotbraune Tuffe an, die keine Schichtung besitzen und eine etwa 8—10 m hohe Wand bilden (s. Karte). Sie enthalten neben staubförmigen Aschenteilchen zahlreiche, durchschnittlich haselnußgroße, kugelige Lapilli. Außerdem kommen noch größere Bomben und isolierte Krystallstücke (besonders Sanidin) darin vor. Der anstehende Tuff hat an dieser Stelle nur geringe Verbreitung.

Am Gipfel des Schießberges finden sich die gleichen Tuffe, jedoch von grauer Farbe, aber auch ihr Verbreitungsgebiet ist sehr beschränkt.

Wie sich an dem kleinen Bachaufschluß beobachten läßt, werden die ursprünglich gut verfestigten Tuffe durch die Atmosphärilien schnell zum Zerfallen gebracht, so daß die feinen Teilchen leicht verschwemmt werden und nur die groben Stücke, Bomben und Lapilli übrig bleiben. Diese finden sich als Residuen in großer Zahl auf den Feldern am Ostabhang des Killer Kopfes, und ihr Verbreitungsgebiet bezeichnet ungefähr die ursprüngliche Ausdehnung dieser Tuffabsätze (s. Karte).

Nach ihrer Verteilung wäre die Ausbruchsstelle, für die sonst keine Anhaltspunkte vorhanden sind, in der nächsten Umgebung des kesselförmigen Tales von Rockeskill zu suchen.

Die größeren Auswürflinge, worunter krystalline Schiefer und Sanidingesteine vorherrschen, verraten, daß wir es hier mit einer besonderen Eruption zu tun haben, die mit den anderen Ausbrüchen in keiner Beziehung steht, denn die Tuffe, die zu den Leucit- und Melilithlaven gehören, besitzen nur Einschlüsse von unterdevonischen Grauwacken, mitteldevonischen Kalken und Buntsandstein, aber nie krystalline Schiefer und Sanidingesteine. Andererseits kommt Olivin, der in diesen Basalten und Tuffen so häufig ist, in den Tuffen mit den krystallinen Schiefereinschlüssen nicht vor.

Da wohl die krystallinen Schiefer und Sanidingesteine dem tieferen Untergrund des Gebirges entstammen, und auch die petrographische Untersuchung eine Verschiedenheit der Magmen ergeben hat, so ist es möglich, daß die Eruption, die diese metamorphen Gesteine zutage gefördert hat, aus größerer Tiefe kommt, wie die Ausbrüche der Leucit- und Melilithlaven.

Der Ausbruch, der die Tuffe mit krystallinen Schiefereinschlüssen geliefert hat, muß später erfolgt sein, als die Eruption der Leucit- und Melilithlaven. Denn der Tuffmantel dieser Basalte war durch Erosion bereits wieder bis auf das Grundgebirge zerschnitten, als die jüngere Eruption erfolgte, deren Tuffe sich daher sowohl im Tal wie auf den Höhen ablagern konnten. Jedoch muß dieser Ausbruch älter sein, als die Bildung des kleinen wannenartigen Nonnentales, in dem die Tuffe mit den metamorphen Gesteinen nicht vorkommen (s. Karte).

Einen Lavastrom hat dieser Ausbruch nicht gehabt, und es ist daher wohl anzunehmen, daß wir es hier mit einer jener explosionsartigen Eruptionen, die nur loses Auswurfsmaterial geliefert hat, zu tun haben.

Petrographischer Teil.

Die Basaltlaven des Killer Kopfs und seiner nächsten Umgebung.

Nephelinführender Leucitbasalt[1]).

Die Laven des Mäusebergs, Hofackers, Bohrlichs und des kleinen Basaltrestes von Dohm stimmen u. d. M. fast vollkommen mit der Basaltlava von der hervorspringenden Terrasse an der Südseite des Killer Kopfes überein, so daß sie im folgenden gemeinsam behandelt worden sind. Makroskopisch weisen sie untereinander nur kleine Unterschiede auf. Während die Laven des Killer Kopfes und des Bohrlichs etwas schlackiger und poröser aussehen, ist die vom Gipfel des Mäusebergs sehr dicht. Auch treten in diesem Basalt die Einsprenglinge etwas zurück, um andererseits in der Lava am Bahneinschnitt des Hofackers 250 m vor der Station Dohm wieder beträchtliche Größe zu erreichen.

Es sind nephelinführende Leucitbasaltlaven von schwarzer Farbe, hypokrystallin-porphyrischer Struktur und kompakten, richtungslos-massiger Textur[2]).

Als Einsprenglinge treten nur Augit und Olivin auf, während Leucit und Nephelin lediglich in der Grundmasse vorkommen. Die Basalte enthalten häufig Sandsteineinschlüsse des Grundgebirges und sind im Gegensatz zu dem Melilithbasalt am Gipfel des Killer Kopfes fast überall in 1—$1^1/_2$ m mächtigen Pfeilern abgesondert.

U. d. M. Olivineinsprenglinge; viel weniger zahlreich als die porphyrischen Augite; nur in einer Generation; häufig stark korrodiert, doch sind die meist tafelig ausgebildeten Krystallformen noch zu erkennen. Am Rande und auf Sprüngen beginnt die Umwandlung in Serpentin. Zuweilen Einschlüsse von

---

[1]) E. Hussak, a. a. O. S. 346; K. Busz, a. a. O. S. 435, 436; J. Seiwert, a. a. O. S. 103—107.

[1]) L. Milch, Die primären Strukturen und Texturen der Eruptivgesteine. Fortschritte d. Min. u. Petrogr. 1912, 2. Bd. S. 163, 195, 203.

dunkelbraunen bis schwarzen Picotitoktaedern, sehr häufig sind Magnetit und Glas. Optische Eigenschaften wie bekannt.

Augiteinsprenglinge; 0,05—0,1 mm groß, meist idiomorph mit den Flächen {100} {110} {010}. Zwillingsbildung nach {100} gewöhnlich in polysynthetischer Ausbildung. Zonarbau nicht häufig, Sanduhrstruktur fehlt. Vereinzelt deutlich gebogene Augite, die auf Bewegung im erstarrenden Magma schließen lassen. Knäuelartige Durchwachsung mehrerer Individuen[1]) ist nicht selten zu beobachten. Zuweilen findet man in den meist blaßgrünen bis gelben Krystallen dunkelgrün gefärbte Kerne, während die äußere Zone einen mattvioletten Ton aufweist, der an die Farbe der Titanaugite erinnert. Auslöschungsschiefe c:c zwischen 53 und 58°. An einem Augit mit grünem Kern wurde die Auslöschungsschiefe der Randzone und des Kernes $c:c = 53°$ gemessen, die der mittleren Zone zu 29°. Pleochroismus nur an den grünen Kernen wahrnehmbar.

Die Grundmasse erweist sich u. d. M. als ein hypidiomorph-körniges Gemenge von Magnetit, Augit und Leucit. Als Nebengemengteile treten Nephelin, Apatit, Biotit und Hauyn auf. Die einzelnen Bestandteile sind nur unvollkommen individualisiert, wodurch die Grundmasse ein unbestimmtes verschwommenes Aussehen erhält.

Leucit; 0,04—0,11 mm groß, selten idiomorph begrenzt. Meist ohne deutliche Umrisse und nur an seinen kranzförmigen oder auch achtseitig angeordneten Einschlüssen von Magnetit und Augitmikrolithen zu erkennen. Nicht selten liegen die Krystalle in kleinen Gruppen von 3 und 4 zusammen, so daß sie ineinander überzugehen scheinen. Der lamellare Zwillingsbau nur an den größeren Individuen, und auch hier nur mit Hilfe des Gipsblättchens deutlich wahrnehmbar. Augit und Magnetit haben den größten Anteil an der Zusammensetzung der Grundmasse. Die Größe der Augite schwankt zwischen 0,05 und

[1]) Rosenbusch-Wülfing, Mikroskopische Physiographie 4. Aufl. Bd. I, 2 Taf. VI, Fig. 3.

0,13 mm. Sie gleichen in Farbe und Ausbildung den Einsprenglingen. Auslöschungsschiefe $c:c = 43^0$. Nephelin tritt gegen den Leucit sehr zurück, erscheint jedoch stellenweise angereichert. Meist nur als Füllmasse entwickelt; kurz prismatische Formen selten. Biotit in stark korrodierten Blättchen wenig verbreitet und zuweilen von Erzkörnchen umrandet. Apatit ist nicht selten und kommt in kleinen, wasserklaren Krystallen vor.

I. Die chemische Analyse

des nephelinführenden Leucitbasaltes vom Killer Kopf wurde von Herrn Dr. Eyme im Laboratorium der Königl. Geol. Landesanstalt zu Berlin ausgeführt.

		Molekülprozente.	
SiO_2	42,20	SiO_2	45,07
TiO_2	2,44	TiO_2	1,95
Al_2O_3	12,13	Al_2O_3	7,62
Fe_2O_3	7,27	FeO	9,88
FeO	4,62	CaO	15,31
MgO	9,24	MgO	14,80
CaO	14,32	K_2O	2,52
K_2O	3,69	Na_2O	2,85
Na_2O	2,75		100,00
H_2O	0,66		
S	0,04		
P_2O_5	0,80		
	100,16		

Spez. Gew. = 3,017

s = 47,03	A = 5,36	C = 2,26	F = 37,74
	a = 2,37	c = 0,99	f = 16,64
	n = 5,3		

Typenformel: $s_{47}\, a_{2,5}\, c_1\, f_{16,5}\, n_{5,5}$.

Zum Vergleich seien hier bereits vier Analysen von Basaltlaven aus der Nachbarschaft des Killer Kopfes angeführt, die ebenfalls im Laboratorium der Königl. Geol. Landesanstalt angefertigt wurden.

II. Leucit-Basaltlava von Berlingen (Südseite).

Dieser Basalt ist ein säulenförmig abgesondertes, grauschwarzes, dichtes Gestein mit großen Augit- und Olivineinspreng-

lingen. Struktur hypidiomorph-körnig, Textur massig. U. d. M. sind die Olivine nur in einer Generation vorhanden und stellenweise in das »rote Mineral« verwandelt. Die 2—3 mm großen Augiteinsprenglinge sind meist idiomorph. Die Grundmasse besteht vorwiegend aus Magnetit, Augit und Leucit von der Ausbildung des Leucitbasaltes am Killer Kopf.

Analytiker Dr. EYME.

		Molekülprozente.	
SiO_2	42,31	SiO_2	44,19
TiO_2	0,86	TiO_2	0,66
Al_2O_3	11,57	Al_2O_3	7,06
Fe_2O_3	9,45	FeO	9,86
FeO	2,91	CaO	15,27
CaO	13,75	MgO	17,73
MgO	11,40	K_2O	2,40
K_2O	3,63	Na_2O	2,83
Na_2O	2,82		100,00
H_2O	0,49		
S	0,09		
P_2O_5	0,76		
	100,04		

Spez. Gew. = 3,039

s = 44,85 A = 5,23 C = 1,83 F = 41,03
a = 2,1 c = 0,7 f = 17
n = 5,41

Typenformel: $s_{44,85}\, a_2\, c_1\, f_{17}\, n_{5,4}$.

III. Nephelinbasaltlava vom Feuerberg bei Hohenfels.

Das Gestein ist eine sehr poröse, schlackige, grauschwarze Lava mit vielen Augiteinsprenglingen. Stellenweise Biotit und Rubellan. Die Struktur ist hypidiomorph-körnig, die Textur drusig. Zahlreiche kleine rote Krystalle zeigen schon makroskopisch die Zersetzung der Olivine in das »rote Mineral« an, die sich u. d. M. als sehr weit fortgeschritten erweist. Die Augiteinsprenglinge sind meist idiomorph und besitzen Zonarbau. Die Grundmasse besteht aus einem Gemenge von Magnetit, Augit und Nephelin.

Analytiker Dr. Klüss.

		Molekülprozente.	
SiO_2	38,88	SiO_2	41,67
TiO_2	2,89	TiO_2	2,32
Al_2O_3	11,34	Al_2O_3	7,15
Fe_2O_3	10,28	FeO	10,35
FeO	2,34	CaO	17,37
CaO	15,13	MgO	16,08
MgO	10,00	K_2O	1,76
K_2O	2,58	Na_2O	2,82
Na_2O	2,72	P_2O_5	0,48
H_2O	2,36		100,00
S	0,25		
P_2O_5	1,05		
	99,82		

Spez. Gew. = 3,049

s = 42,99 A = 4,58 C = 2,57 F = 41,13

a = 1,8 c = 1 f = 17

n = 6,2

Typenformel: $s_{42,99}\, a_2\, c_1\, f_{17}\, n_{6,2}$.

IV. Nephelinbasaltlava vom Sellbusch (Ostseite).

Das Gestein ist ein schwarzer, dichter Basalt mit vereinzelten Augit- und Olivineinsprenglingen. Struktur hypidiomorph-körnig, Textur massig. U. d. M. überwiegen die Olivineinsprenglinge, die randlich serpentinisiert erscheinen. Die Grundmasse besteht vorwiegend aus Magnetit, Augit und Nephelin.

Analytiker Dr. Klüss.

		Molekülprozente.	
SiO_2	39,51	SiO_2	41,85
TiO_2	3,04	TiO_2	2,42
Al_2O_3	12,20	Al_2O_3	7,60
Fe_2O_3	5,80	FeO	10,75
FeO	6,96	CaO	16,12
CaO	14,20	MgO	15,38
MgO	9,68	K_2O	2,26
K_2O	3,35	Na_2O	3,26
Na_2O	3,18	P_2O_5	0,36
H_2O	0,96		100,00
S	0,12		
P_2O_5	0,80		
	99,80		

Spez. Gew. = 3,11

s = 44,27 A = 5,52 C = 2,08 F = 40,17

a = 2,31 c = 0,87 f = 16,82

n = 6

Typenformel: $s_{44,27}\, a_2\, c_1\, f_{17}\, n_6$.

V. Nephelinbasaltlava vom Sellbusch (Westseite).

Das Gestein ist ein schwarzgrauer dichter Basalt mit Augit- und sehr frischen Olivineinsprenglingen. Die Grundmasse besteht aus Magnetit, Augit und Nephelin. Akzessorisch Biotit und Leucit.

Analytiker Dr. Klüss.

		Molekülprozente.	
SiO_2	38,36	SiO_2	40,40
TiO_2	2,83	TiO_2	2,24
Al_2O_3	12,94	Al_2O_3	8,02
Fe_2O_3	7,06	FeO	10,56
FeO	5,68	CaO	16,65
CaO	14,75	MgO	15,77
MgO	9,98	K_2O	2,31
K_2O	3,44	Na_2O	3,66
Na_2O	3,59	P_2O_5	0,39
H_2O	0,54		100,00
S	0,09		
P_2O_5	0,86		
	100,12		

Spez. Gew. = 3,132

s = 42,64 A = 5,97 C = 2,05 F = 40,93

a = 2,44 c = 0,8 f = 16,7

n = 6,1

Typenformel: $s_{42,64}\, a_{2,5}\, c_1\, f_{16,5}\, n_6$.

Nephelinführender Melilithbasalt [1]).

Der nephelinführende Melilithbasalt am Gipfel des Killer Kopfes ist ein grauschwarzes, ziemlich dichtes Gestein, aus dem sich vereinzelt kleine Augite als Einsprenglinge herausheben. Mit bloßem Auge erkennt man zahlreiche rote Punkte, die von den stark verwitterten eisenhaltigen Olivinen herrühren und die schon makroskopisch ein gutes Unterscheidungsmittel gegenüber dem liegenden Leucitbasalt bilden. In den Hohlräumen hat sich Kalkspat sekundär abgesetzt, der dem angewitterten Gestein ein blaugraues Aussehen verleiht.

Der Basalt ist ein holokrystallin-porphyrisches Gestein mit panidiomorph-körnig ausgebildeter Grundmasse und kompakt-

[1]) J. Seiwert, a. a. O. S. 103.

massiger Textur. Lokal ist um Einschlüsse auch Fluidaltextur zu beobachten.

U.d.M. Augiteinsprenglinge; lange, schmale Leisten von 0,5—1 mm Länge und lichtzitronengelber Farbe. Meist stark korrodiert. Zwillingsbildung und Zonarbau nur selten wahrnehmbar. Auslöschungsschiefe 45°, im Innern und am Rande der Krystalle ist zuweilen ein Kranz von Magnetitkörnern zu beobachten.

Olivin; nur als Einsprengling verbreitet, 1—2 mm groß. Krystallumrisse häufig noch erkennbar, doch sind überall starke Korrosionserscheinungen zu beobachten. An einigen Individuen ist Zwillingsbildung wahrzunehmen. Die an Fayalitmolekül reichen Olivine sind alle mehr oder weniger in das »rote Mineral«[1]) umgewandelt, doch sind stets noch Reste des unzersetzten Krystalls im Innern vorhanden, während die Ränder stets von einem breiten, dunkelroten Saum umgeben sind. Die Umwandlung beginnt am Rande und auf Spaltrissen durch kleine rote, keilförmige Pflöcke, die auf allen Kanten und auf den Korrosionsrändern senkrecht stehen und deutlichen Dichroismus besitzen: senkrecht zur Hauptzone tiefrot, parallel dazu hellgelbrot.

Die Grundmasse ist gut individualisiert und besteht vorwiegend aus Melilith, Nephelin, Augit und Magnetit. Akzessorisch tritt Apatit, Biotit, Perowskit, Chromit und Hauyn auf. Melilith erreicht eine Größe von 0,5 mm. Er ist z. T. wasserklar, in zersetztem Zustand lichtzitronengelb. Nach {001} tafelig ausgebildete Krystalle mit langen, leistenförmigen Längsschnitten, die zuweilen stark korrodiert sind. Die Spaltbarkeit nach der Basis häufig nur durch einen scharfen Riß parallel zu den Längskanten erkennbar. Daneben treten noch regellos verlaufende Sprünge auf. Bei den intensiver gelbgefärbten Melilithen ist

[1]) H. Wiegel, Die Verwitterungserscheinungen des basaltischen Olivins, insbesondere das rote Mineral und einige Verwachsungen von rhombischem mit monoklinem Augit. Centralbl. f. Min. usw. 1907, S. 372.

Dichroismus deutlich wahrzunehmen: parallel c dunkelgelb, senkrecht dazu hellgelb. Charakter der Zone positiv, der des Minerals negativ. Pflockstruktur ist meist nur an zersetzteren gelblichen Krystallen zu beobachten, in denen keilartige, isotrope Pflöcke auf der Basis senkrecht stehen. Zuweilen findet man auch auf den parallel zur Basis verlaufenden Spaltrissen dieselben Keile, die jedoch stets kleiner sind als die ersten. Bei weiterer Zersetzung löst sich nicht selten der ganze Krystall in einzelne Pflöcke auf. Hin und wieder findet sich Melilith als Einschluß im Augit, während andererseits kleine blaugrün durchscheinende Augitmikrolithen von 0,02—0,05 mm Größe parallel zur Hauptspaltbarkeit im Melilith eingewachsen sind. Neben zahlreichen, kleinen Augiten mit denselben Eigenschaften wie die der Einsprenglinge ist Nephelin besonders häufig. Er ist meist wasserklar und frisch und fast nur als Füllmasse entwickelt. Kurz prismatische Krystalle selten. Durch den negativen Charakter der Längszone ist er von Melilith leicht zu unterscheiden. Apatit ist in wasserklaren Krystallen von 0,07 mm Größe vertreten, ebenso ist Magnetit in kleinen Körnern sehr verbreitet, während Titaneisen in zierlichen Formen nur selten vorkommt. Biotit nur spärlich vorhanden und meist stark korrodiert. Häufiger tritt Perowskit in lichtlederbraunen Körnern und scharf ausgebildeten Oktaedern von 0,01 mm Größe auf. Chromit wurde in einzelnen dunkelrotbraunen, stark lichtbrechenden Körnern angetroffen. Hauyn mit den bekannten Strichsystemen kleiner Einschlüsse findet sich stellenweise als akzessorischer Gemengteil.

Sekundär hat sich Limonit gebildet. Den hohen Gehalt an Calcit und Analcim wird man der Zersetzung des Meliliths und Nephelins zuschreiben müssen. Ein anderes tiefgelbes Zersetzungsprodukt war nicht näher zu bestimmen.

Die chemische Analyse des nephelinführenden Melilithbasalts wurde von Herrn Dr. Eyme im Laboratorium der Königl. Geol. Landesanstalt zu Berlin ausgeführt.

		Molekülprozente.	
SiO_2	33,54	SiO_2	38,63
TiO_2	2,76	TiO_2	2,38
Al_2O_3	9,89	Al_2O_3	6,70
Fe_2O_3	12,04	FeO	11,97
FeO	1,85	CaO	16,20
CaO	17,20	MgO	18,50
MgO	10,71	K_2O	1,74
K_2O	2,37	Na_2O	3,88
Na_2O	3,48		100,00
H_2O	2,34		
CO_2	1,86		
S	0,18		
P_2O_5	1,44		
	99,66		

Spez. Gew. = 3,03

s = 41,01 A = 5,62 C = 1,08 F = 45,58
a = 2,148 c = 0,415 f = 17,44
n = 6,9

Typenformel: $s_{41}\, a_2\, c_{0,5}\, f_{17,5}\, n_7$.

Tuffe vom Killer Kopf, Bohrlich, Mäuseberg und Hofacker.

Das makroskopische Aussehen der Auswurfsmassen des Killer Kopfes und seiner nächsten Umgebung ist recht verschieden und beruht im wesentlichen auf der Korngröße der Bestandteile und auf der Stärke ihrer Zersetzung. Die Gemengteile sind im allgemeinen immer dieselben und zeigen u. d. M. fast nur limburgitische Zusammensetzung. Infolge dieser noch unfertigen Krystallisation des basaltischen Magmas ist es daher in der Regel nicht möglich, aus dem petrographischen Befund die Zugehörigkeit der verschiedenen Tuffe zu einem der beiden oben beschriebenen Lavaergüsse mit Sicherheit zu bestimmen. Nur in einem Tuff fand sich neben dem überall auftretenden Augit, Olivin, Biotit, Erz und Glas noch Leucit. In einigen Fällen erlaubt jedoch die geologische Position der Tuffe einen sicheren Schluß auf die Zusammengehörigkeit mit einem der beiden Lavaströme.

Im folgenden Abschnitt sind eine Reihe der wichtigsten und am meisten verbreiteten Tuffe mikroskopisch eingehender untersucht und beschrieben.

(Tuff Nr. 1 der Karte.)

Am Südabhang des Killer Kopfes bildet ein brauner, stark zersetzter Schweißschlackentuff die Unterlage des nephelinführenden Leucitbasaltes. Der Tuff hält nur sehr lose zusammen und fällt einer Zerstörung sehr schnell anheim.

Im Dünnschliff bildet ein blasiges Gewebe von gelblichem Glas die Hauptmasse mit vielen kleinen Augiten und Magnetiten darin. Die größeren Augite sind idiomorph und besitzen Zonarbau. Auslöschungsschiefe $c:c = 48^0$. Olivin in frischen, wasserklaren Krystallen sehr verbreitet.

(Tuff Nr. 2 der Karte.)

Der basaltische Leucittuff am Ostabhang des Bohrlichs in geringer Höhe über der Landstraße nach Bewingen ist ein Gemenge von kleinen, rundlichen Basaltstückchen und eckigen Sandsteinpartien, die durch Limonit stark verfestigt sind. Aus dem dunkelrotbraunen bis schwärzlichen Tuff heben sich reichliche Biotitschüppchen und 0,5—0,7 cm große Augite mit allseitiger Ausbildung deutlich hervor.

Als Einschlüsse sind stellenweise faustgroße Flußschotter, wie sie auf der benachbarten Flußterrasse vorkommen, darin vorhanden. Diese Schotter können nur bei einer Aufbereitung des Tuffes durch den Fluß hineingebracht worden sein.

Der Tuff liegt direkt auf unterdevonischen Grauwacken und gehört wohl seiner Zusammensetzung nach zu dem Ausbruch, der auch den Leucitbasalt geliefert hat.

Als große Einsprenglinge treten u. d. M. nur Augit und Biotit auf, umgeben von einer vitrophyrisch erstarrten Grundmasse, in der ein Gewirr von kleinen Augitmikrolithen, Magnetiten und Apatiten liegt. In dem gelbbraunen Glas ist Leucit

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

in idiomorphen Krystallen von 0,3—0,1 mm Größe reichlich vorhanden. Die zonar angeordneten Einschlüsse von Magnetitkörnchen und blau durchscheinenden Augitleistchen sind besonders schön darin entwickelt.

Die großen basaltischen Augite sind vielfach zerbrochen und haben ein blaß-grüngelbes bis weißliches Aussehen. Sie besitzen einen schönen Zonarbau von 15—20 Schalen. Zuweilen beherbergen die größeren Krystalle Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglichen Libellen, wie sie auch in den Augiteinsprenglingen des Basaltes vom Mäuseberg auftreten. Auslöschungsschiefe 45°.

Biotit ist einer der häufigsten Gemengteile. Er kommt in unregelmäßig begrenzten, stark korrodierten und gestauchten Blättern vor.

Limonit verkittet die einzelnen Glas- und Sandsteinpartien und hat sphärische Textur.

(Tuff Nr. 3 der Karte.)

Auf der Südseite des Killer Kopfes und Nordseite des Bohrlichs liegt ein fester, poröser Palagonittuff, der als »Backofenstein« zu Bauzwecken häufig Verwendung findet. Zahlreiche etwa 1 mm große hellgraue, eckige Stückchen, die unter starker Lupe schaumig aufgebläht erscheinen und Bimssteincharakter besitzen, sind durch eine rotbraune Masse verkittet. Daneben beobachtet man noch blaugraue Basalt- und Schieferbrocken und grünlichgraue Grauwackenfetzen bis zu Faustgröße darin. Vereinzelt finden sich Augit und Biotit eingelagert, während isolierte Sandkörnchen in großer Menge in den Hohlräumen des Tuffes eingeklemmt sind.

Die kleinen bimssteinartigen Stückchen bestehen aus braungelbem Glas, das randlich in eine schwach doppelbrechende Substanz umgewandelt ist, die als trüb-hellgelber Saum alle Bestandteile des Tuffs umzieht. Die blasenreichen Glaspartien enthalten neben Erzkörnchen zahlreiche kleine Augitkry-

stalle, die häufig fluidale Anordnung besitzen. Olivin ist weniger häufig verbreitet.

(Tuff Nr. 4 der Karte.)

Die horizontal gelagerten Tuffschichten auf der Westseite des Nonnentales sind reich an unter- und mitteldevonischen Stücken und Buntsandsteinfetzen. Es sind vorwiegend schwarze und braune grobkörnige Tuffe, die oberflächlich stark zersetzt sind. U. d. M. beobachtet man in einer schwach polarisierenden graubraunen Masse kleiner Ascheteilchen zahlreiche Augit- und Olivinkrystalle, die z. T. idiomorph, z. T. abgebrochen und korrodiert erscheinen. Ferner tritt noch Biotit und Magneteisen auf. Isolierte Quarzkörner und Quarzaggregate des durchbrochenen Grundgebirges sind in den Schliffen häufig zu beobachten.

In diesen Tuffbänken sind auch 4—5 cm große Biotittafeln und etwa faustgroße Olivinbomben sehr verbreitet, die meist von einer basaltischen Rinde umhüllt sind. Die Olivinbomben enthalten zwischen den Olivinkörnern noch Augit, Biotit und Erz, die in der Regel schon makroskopisch deutlich zu erkennen sind.

Der Tuff wird von einer etwa 15 cm mächtigen Spalte durchsetzt, die mit einem fleischfarbenen, staubförmigen Material ausgefüllt ist. Dieses setzt sich u. d. M. aus einem Gemenge von kleinen Augit- und Olivinsplittern zusammen, zu denen sich noch zahlreiche Quarzkörner gesellen. Die Hauptmasse besteht aus kleinen Ascheteilchen.

(Tuff Nr. 5 der Karte.)

In dem kleinen Tälchen, das sich nach Lammersdorf hin öffnet, finden sich stark verfestigte braunrote Palagonittuffe mit eingelagerten, 1 cm dicken Bändern eines grauen, staubförmigen Materials.

U. d. M. beobachtet man neben Grauwackefetzchen und isolierten Sandkörnern Augit und Olivin z. T. gut idio-

morph ausgebildet, in einer trüben, hellgelben Masse eingebettet, die unter + Ni. schwache Doppelbrechung besitzt. Außerdem findet man rundliche Basaltstückchen darin, die in einer meist braunen bis schwarzen Glasbasis nur Magnetit, Augit und Olivin erkennen lassen, so daß eine Entscheidung über die Zugehörigkeit des Tuffes zu einem der beiden verschiedenen Basaltausbrüche auch hier nicht möglich ist.

Der Augititttuff von Rockeskill.

Der Tuff besteht im wesentlichen aus mehr oder weniger großen Lapilli und losen Schiefer- und Grauwackenstückchen, die durch ein staubförmiges Bindemittel zu einem festen, porösen Gestein zusammengekittet sind. Unter der Lupe erkennt man zahllose, winzige Kugeln, die ebenso wie die größeren Lapilli sehr ungleich im Tuff verteilt sind. Lokal fehlen sie fast vollkommen, während sie an anderen Stellen wiederum sehr dicht angehäuft sind [1]). Weniger zahlreich kommen größere, unregelmäßig gestaltete Auswürflinge vor, die erst nach der Zerstörung des Tuffs auf den Feldern angereichert erscheinen.

Das Bindemittel ist reich an $CaCO_3$ und durch Eisenhydroxyd rotbraun gefärbt. U. d. M. erweist es sich als ein staubförmiges Gemenge von isotropen Ascheteilchen und zahlreichen Krystallsplittern, die vorwiegend aus Hornblende und Augit bestehen und außerdem aus Sanidin, Nosean, Apatit, Biotit, Melanit, Magnetit und einem isotropen Zersetzungsprodukt, das ich für Analcim halte. Ferner finden sich auch häufig Quarzkörner darin, die dem Grundgebirge entstammen dürften.

In den durchschnittlich haselnußgroßen, rundlichen Lapilli befinden sich außer isolierten Krystallen sehr mannigfaltige Gesteinsbruchstücke, die im wesentlichen

---

[1]) Einen ähnlich ausgebildeten Tuff aus der Gegend von Scharnhausen beschreibt E. Gaiser, Basalte und Basalttuffe der Schwäbischen Alb. Jahreshefte d. Ver. f. Vaterl. Naturk. in Württemberg. Stuttgart 1905, S. 72, 73, Taf. 2, Fig. 3.

1. basaltischer Natur sind,
2. Sanidinite, in der Mehrzahl mit wechselndem Gehalt an Nosean (Noseansanidinite) darstellen, oder
3. dem durchbrochenen Sedimentgebirge und dessen metamorphen Gesteinen angehören.

Diese Einschlüsse in den kleinen Lapilli gleichen vollkommen den größeren Auswürflingen und Bomben, und werden daher mit diesen gemeinsam behandelt. An isolierten Krystallen sind in den Lapilli besonders Hornblende und Augit vorhanden, seltener Spaltstücke von Sanidin.

Der Sanidin, den ich bis zu 3 cm großen, wasserklaren Stücken im Tuff gefunden habe, gehört nicht zu den Ausscheidungen des Magmas, das den Tuff geliefert hat. Er ist erst bei der Eruption dahin geraten, und ist, wie die meisten Gesteinsbruchstücke ein Fremdkörper. Genetisch steht er in Zusammenhang mit den Noseansanidiniten, mit denen zusammen er weiter unten beschrieben ist.

Gesteinsbruchstücke und Krystalle sind fast immer von einer kompakten, mehr oder weniger dicken, basaltischen Rinde umgeben, die aus Augit, Melanit, Apatit und Glas besteht. Dieselbe Zusammensetzung besitzt auch der Tuff, der u. d. M. stellenweise große Ähnlichkeit mit der Rinde aufweist. Rinde und Tuff sind daher beide das Produkt eines augititischen Magmas. Ein Lavastrom ist bei der Eruption nicht zutage getreten, wohl aber befinden sich unter den Bomben viele faust- bis kopfgroße Stücke, die nur aus augititischem Magma bestehen und in ihren Gemengteilen mit der Rinde und dem Tuff übereinstimmen.

Die basaltischen Bomben.

1. Augititrinde und -bomben.

Die Augititbomben gleichen in ihrem makroskopischen und mikroskopischen Aussehen vollkommen der Rinde, die die meisten Auswürflinge und Bomben umgibt. Es sind grauschwarze Ge-

steine von hypokrystallin-porphyrischer Struktur und richtungsloser, kompakter bis poröser Textur. Sie sind sehr verschieden ausgebildet. Viele zeigen bis zu 2 und 3 cm große porphyrische Einsprenglinge von Hornblende, Augit, Apatit und Erz, die in solcher Menge vorhanden sein können, daß die Grundmasse dagegen fast vollständig verschwindet. In anderen Bomben wieder treten die Einsprenglinge sehr zurück und können auch ganz fehlen.

Die Grundmasse besteht vorwiegend aus Augit, Apatit, Melanit, Erz und Glas.

Zuweilen findet man fremde Gesteinsbruchstücke oder Sanidin darin. So enthielt eine Bombe von etwa 14 cm Durchmesser 2 je 4 cm große, wasserklare Sanidinspaltstücke, die angeschmolzen und abgerundet waren. Daneben war auch ein gleich großes Fragment eines krystallinen, stark ägirinisierten Schiefers in dieser Bombe eingeschlossen.

Die Augit- und Hornblendeeinsprenglinge sind z. T. idiomorph, z. T. stark korrodiert. Man findet sie auch häufig vollständig isoliert oder nur von einer dünnen Rinde umgeben. Sie sind wahrscheinlich intratellurisch gebildete Einsprenglinge des Augititmagmas und bei der Eruption aus ihrem Verbande herausgerissen worden. Die Hauptfundstellen für diese isolierten Krystalle sind die Felder südlich des Nonnentales.

Der schwarze, basaltische Augit wird bis zu 5 cm lang und 3 cm breit, kommt meist in gut entwickelten, nach (100) tafelig ausgebildeten Krystallen vor, an denen außerdem noch {110} {010} {$\bar{1}$11} auftreten. Im Schliff nach (010) beobachtet man deutlichen Pleochroismus: parallel c olivgrün, parallel a gelbgrün. Auslöschungsschiefe $c:c = 60^0$. Starke Lichtbrechung und positive Doppelbrechung. Ebene der optischen Achsen in der Symmetrieebene. Fast alle Krystalle zeigen Einschlüsse von wasserklarem Apatit.

Die tiefschwarzen, basaltischen Hornblenden kommen sehr häufig vor, sind aber bisher nur als stark glänzende Spaltstücke nach {110} gefunden worden. Im Schliff nach (010) be-

obachtet man starken Pleochroismus: parallel c olivgrün, parallel a gelb. Auslöschungsschiefe $c:c = 16^0$. Starke Licht- und Doppelbrechung. Ebene der optischen Achsen in (010). Auch sie umschließen Apatite, jedoch seltener als der Augit.

Die kleinen kugeligen Lapilli mit großen Augit- und Hornblendekrystallen stellen ebenfalls Augititbomben dar, bei denen sich um jeden großen Einsprengling eine breite Hülle von Grundmasse gelegt hat. Die großen Augite und Hornblenden sind hier fast immer stark korrodiert. Zuweilen sind beide poikilitisch verwachsen (vgl. Taf. 17).

Die Einsprenglinge in den kugeligen Lapilli sind nicht selten von einer breiten Resorptionszone umgeben, in der sich kleine, radialstrahlige Augitkryställchen als Neubildung ausgeschieden haben. Dieselbe Erscheinung ist auch in einigen Schliffen der Augititbomben sehr gut zu beobachten, ein Zeichen dafür, daß die Kugelbildung wahrscheinlich bereits vor der Eruption in der Tiefe begonnen hat. Um die Resorptionszone herum zeigen die kleineren Krystalle der Grundmasse häufig Fluidaltextur.

In den Schliffen dieser Bomben sind meist drei verschiedene Größen der Hauptgemengteile zu beobachten.

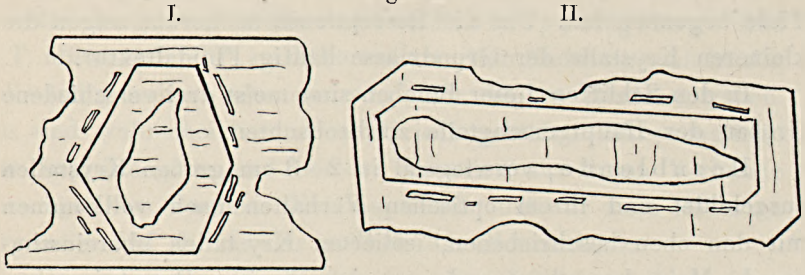
Hornblende; vorwiegend in 2—3 cm großen Krystallen ausgebildet und ihrem optischen Verhalten nach vollkommen mit den oben beschriebenen, isolierten Krystallen übereinstimmend. Meist korrodiert und von einer breiten Resorptionszone von Glas, kleinen Augiten und Magnetit umgeben.

Augit von der Größe der Hornblendeeinsprenglinge seltener. Häufig korrodiert, schwach grünlich gefärbt und von Apatit durchwachsen. $c:c = 50^0$. Eine zweite Reihe von Augiten wird durchschnittlich nur 1—$1^1/_2$ mm groß und ist meist idiomorph. Diese haben kurze, breite Längsschnitte und durch die herrschende Ausbildung von {100} und {010} annähernd quadratische Querschnitte. Zwillingsbildung nach (100) sehr selten, an mehreren Krystallen wurde polysynthetischer Lamellenbau beobachtet. Meist kräftig gefärbte Titanaugite mit starker Bisektricendispersion, so daß die Auslöschung nur sehr unvollkommen ist. Die

meisten Individuen der mittleren Größenordnung zeigen vielfachen Schalenbau, der am Rande den krystallographischen Umrissen entspricht. In der Mitte bergen sie fast immer einen unregelmäßig korrodierten Kern[1]), dessen Wachstum nach der Korrosion von neuem begann, und der nicht selten zum zweiten Male wieder aufgelöst wurde. Dieser Zonarbau macht sich auch in der Farbe des Augites bemerkbar. Der innerste Kern ist meist dunkel graugrün, darauf folgt fast stets eine helle, farblose Zone und außen eine grasgrüne. Während der Kern und die äußere Schale meist in der ganzen Fläche auf einmal und mit annähernd gleichem Winkel auslöschen, zeigt die mittlere Zone ein allmähliches Fortschreiten der Auslöschung.

In der äußeren Zone finden sich häufig kleine Augitkryställchen, die in ihrer Längserstreckung parallel dem Rand der mittleren Zone eingelagert sind.

Figur 2.



Auslöschungsschiefe:

				I.	II.
in	der	inneren	Zone	$c:c = 58^0$,	$= 55^0$
»	»	mittleren	»	$c:c = 42—50^0$,	$= 22—32^0$
»	»	äußeren	»	$c:c = 53^0$,	$= 42^0$

Auch die übrigen Pyroxene zeigen analoges Verhalten.

Der Kern der Augite entspricht demnach einem basaltischen Augit. Nach der Korrosion begann darauf im Weiterwachsen des Kernes die Krystallisation eines diopsidischen Augites mit

[1]) Rosenbusch-Wülfing, Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. Stuttgart 1905, Bd. I, 2, Ta. VI, Fig. 6.

heller Farbe und geringer Auslöschung. Im weiteren Verlauf der Ausscheidung wurde bei der Bildung der äußeren Zone im Magma die Zusammensetzung wieder erreicht, die dem Kern der Krystalle entspricht.

Zahlreiche Augite von ca. 0,09—0,12 mm Größe bilden den Hauptbestandteil der Grundmasse. Sie haben eine Auslöschung von $c:c = 60^0$.

Melanit, in allen Schliffen der Augititbomben, der Rinde und des Tuffes sehr verbreitet. Krystalle durchschnittlich 0,2 mm groß, meist idiomorph, vorherrschend {110}. Zonarbau bei der Mehrzahl vorhanden, wobei ein schwarzbrauner Kern von einer hellbraunen Zone umgeben ist. Die Melanite besitzen starke Lichtbrechung und sind häufig von Apatit und Augit durchwachsen.

Apatit; in allen Schliffen reichlich vorhanden und an manchen Stellen nesterweise angereichert. Er tritt meist in wasserklaren, gut ausgebildeten Krystallen von sehr verschiedener Größe auf. Im Innern häufig Gasporen und Einschlüsse von Erzpartikelchen.

Nosean; in trüben, meist stark zersetzten Krystallen, zuweilen mit regelmäßigen, sechsseitigen Umrissen, die auf die Ausbildung von {110} schließen lassen. Er ist reich an teils diagonal, teils konzentrisch angeordneten Einschlüssen kleiner Bläschen, Erzpartikelchen, stabförmigen Krystalliten und Augiten. Zuweilen sind die Einschlüsse nur fleckenweise vorhanden.

Ein trübes isotropes Zersetzungsprodukt, das oft die Gestalt des Noseans besitzt und wohl auch meist aus ihm entstanden ist, möchte ich für Analcim halten.

Biotit, nur in wenigen, stark korrodierten Blättern, mit starkem Pleochroismus: Parallel zu den Spaltrissen braunschwarz, senkrecht dazu hellgelbbraun.

Magnetit in unregelmäßigen Körnern sehr verbreitet.

Die Grundmasse ist reich an grünem oder gelbbraunem Glas, das nur geringe Lichtbrechung besitzt.

Die Analyse von der Rinde eines vulkanischen Auswürflings wurde von Herrn Dr. Klüss im Laboratorium der Königl. Geolog. Landesanstalt ausgeführt. Diese Rinde entspricht makroskopisch und mikroskopisch der Zusammensetzung der oben beschriebenen Augititbomben.

SiO_2	39,31
TiO_2	1,97
Al_2O_3	10,67
Fe_2O_3	8,64
FeO	5,00
CaO	18,67
MgO	5,26
K_2O	1,07
Na_2O	1,00
H_2O	5,93
P_2O_5	1,98
S	0,08
SO_3	0,18
	99,76

Die Analyse beweist durch den hohen Gehalt an H_2O eine starke Zersetzung des Gesteins. Die Anwendung der Osann'schen Formel ist daher nicht mehr zulässig.

2. Die primären Urausscheidungen.

Neben Auswürflingen krystalliner Schiefer sind die apatitführenden Augithornblendebomben die häufigsten. Sie zeichnen sich makroskopisch durch ihre schwarze Farbe, ihr hohes spezifisches Gewicht und zahlreiche Apatitkrystalle aus.

Sie sind, wie die Olivinbomben des benachbarten Dreiser Weihers, primäre, nach F. Zirkel[1]) und A. Lacroix[2]) als endogene, basaltische Urausscheidungen eines Magmas anzusehen. Sie bilden die ersten Krystallisationszentren und wurden bei der explosionsartigen Eruption als Bomben in die Luft geschleudert. Dementsprechend setzen sie sich auch aus den

[1]) F. Zirkel, Über Urausscheidungen in rheinischen Basalten. Abhandlungen der math.-phys. Kl. d. Kgl. Sächs. Gesellsch. d. Wiss., Bd. XXVIII, Nr. 3. Leipzig 1903, S. 103.

[2]) A. Lacroix, Les enclaves des roches volcaniques. Macon 1893, S. 537, 538.

frühesten Ausscheidungen des Magmas zusammen, nämlich Magnet- und Titaneisen, Apatit, Titanit, Augit und Hornblende, die in sehr wechselnden Mengenverhältnissen in den einzelnen Bomben auftreten. Nicht selten sind sie von einer mehr oder weniger dicken Augititrinde eingehüllt.

Sie haben eine stark abgerundete, knollenförmige Gestalt und sind durchschnittlich faustgroß. Die Struktur der meisten ist panidiomorph-körnig, die Textur massig und drusig.

Die unregelmäßig verteilten, zahlreichen Hohlräume bilden meist große, ineinander übergehende Drusen, in die häufig Apatit, Hornblende und Augit mit krystallographischer Endigung frei hineinragen. Sekundär haben sich in den Hohlräumen vielfach traubige und strahlige Zeolithe abgesetzt. Auch Rot- und Brauneisen sind ebenfalls reichlich vorhanden und überziehen zuweilen als feine, dünne Haut alle Gemengteile.

Eine orientierte Verwachsung von Hornblende und Apatit parallel c wird besonders in hornblendereichen Bomben häufig vorgefunden. Radialstrahlige Aggregate, die fast nur aus Augit bestehen, sind sehr selten. Ihre Zugehörigkeit zu diesem Typ ist bei dem Fehlen der übrigen Bestandteile dieser Bomben noch zweifelhaft.

Der Verwitterung leisten diese Gesteine nur geringen Widerstand. Sie zerfallen sehr schnell und sind in der Regel leicht auseinanderzubrechen. Die große Zahl dieser Bomben mit ihrem hohen Apatitgehalt und ihrer leichten Angreifbarkeit ist nicht ohne Einfluß auf die Bodenverhältnisse geblieben. Die Felder, auf denen sie vorkommen, besonders die Felder südlich des Nonnentales, sind durch ihre große Fruchtbarkeit berühmt.

Apatit gehört zu den frühesten Ausscheidungen dieser Gesteine und ist in allen übrigen Gemengteilen als Einschluß vorhanden. Stellenweise stark angereichert, so daß vereinzelte Bomben vorwiegend aus Apatit zu bestehen scheinen. Die Krystalle sind farblos und weiß, und meist in langen, dünnen Prismen ausgebildet, deren Größe zwischen etwa 0,4 cm Durch-

messer, 3 cm Länge und den winzigsten Dimensionen schwankt. Vorherrschend von einem hexagonalen Prisma und der Basis begrenzt, während bei den in Drusen hineinragenden Krystallen zuweilen auch Pyramidenflächen zu beobachten sind. Nicht selten findet man eine bündelförmige Gruppierung der Individuen, wobei sich um einen dickeren Krystall eine Anzahl dünnerer, verschieden langer Säulen gelegt haben, so daß sie wie Orgelpfeifen zusammenstehen. Durch Quersprünge sind die Säulen in der Regel in kurze, häufig gegeneinander verschobene Glieder aufgelöst.

U. d. M. tritt auch an den Apatiten dieser Bomben eine bemerkenswerte Spaltbarkeit auf, wie sie R. Löffler[1]) an gesteinsbildendem Apatit des Grundgebirges im Ries beobachtet hat. In Schnitten parallel c treten zwei sich annähernd senkrecht schneidende, zu c schief verlaufende Spaltsysteme auf, die der Spaltbarkeit nach einer Pyramide entsprechen würden. In Schnitten senkrecht c ist eine unter 120° sich schneidende Spaltbarkeit recht gut zu erkennen, die sich beim Heben und Senken des Tubus ebenfalls als einer Pyramide zugehörig erweist. Löffler machte bereits darauf aufmerksam, daß diese bemerkenswerten Kohäsionsunterschiede ebenso wie die optische Zweiachsigkeit des Apatits besonders in angeschmolzenen Gesteinen zum Vorschein kommt.

Die Apatite zeigen nur zum Teil die normalen optischen Eigenschaften. Die häufig beobachtete Zweiachsigkeit läßt sich gleichfalls an einer Reihe von Querschnitten feststellen. Die durchweg sehr kleinen Achsenwinkel sind jedoch von Fall zu Fall verschieden groß. Die Achsenebene geht immer einer Prismenfläche parallel.

Die Apatite sind meist durch eine Fülle verschiedenster Einschlüsse ausgezeichnet, die sämtlichen Krystallen einzelner Bomben gemeinsam sind, die aber denen anderer Auswürflinge wieder vollständig fehlen können. Sehr häufig findet man

[1]) R. Löffler, Über optische Anomalien des gesteinsbildenden Apatits. Zentralbl. f. Min. usw. 1909, S. 666.

feine, staubförmige, dunkle Interpositionen, die nur flächenweise auftreten und den Individuen ein trübes Aussehen verleihen. In Querschnitten beobachtet man ihre Anordnung zu ringförmigen Zonen oder schwarzen, fast opaken Kernen, die zuweilen herauswittern und z. B. in einem Falle ein fast 4 mm tiefes Loch in der Mitte eines Krystalls hinterlassen haben[1]).

In vielen Querschnitten beobachtet man feine Kanäle, die ein dichtes, vielfach verschlungenes System beim Heben und Senken des Tubus erkennen lassen. Zuweilen sind diese Gebilde in eine Kette kleinster Bläschen aufgelöst. Die Krystalle einiger Auswürflinge sind reich an gelbroten, schlauchförmigen Glaseinschlüssen, die in ihrer Längserstreckung mit der c-Richtung des Wirtes zusammenfallen. Im Innern dieser Einschlüsse ist oft noch ein dunkler Kern zu erkennen, dessen Natur jedoch nicht festzustellen war. Außer diesen Glaseinschlüssen, die eine niedrigere Lichtbrechung als der Apatit besitzen, treten auch schwarzgraue, meist rundliche und stabförmige Einschlüsse auf, die fast ohne Ausnahme an ihrer Außenseite mit kleinen Krystallmikrolithen besetzt sind.

Die Bomben sind alle sehr reich an Magnet- und Titaneisen, das in unregelmäßig gestalteten Partien auftritt und meist nur Apatit als Einschluß erkennen läßt. Krystallformen selten.

Titanit; makroskopisch zuweilen erkennbar und dann als $1—1^1/_2$ cm großer braungelber Sphen ausgebildet, an dem nur die Flächen $+\frac{2}{3}P_2$ (123) und P (011) sicher zu bestimmen waren. U. d. M. zeigen die Krystalle lange rhombenförmige Durchschnitte; prismatische Formen mit keilförmiger Zuspitzung weniger häufig. Unregelmäßige Risse und Sprünge nach allen Richtungen stets zu beobachten, während eine unvollkommene Spaltbarkeit nur selten sichtbar ist. Er ist lichtgelbbraun gefärbt und besitzt starke Achsendispersion:

---

[1]) F. Zirkel, Lehrb. d. Petrographie. Leipzig 1893.

Pleochroismus nur schwer wahrnehmbar: b besitzt einen schwachgrünen, c einen hellroten Ton.

Augit; in der Regel stark korrodiert, zeigt meist nur krystallographische Begrenzung, wenn er frei in eine Druse hineingewachsen ist. Er umschließt fast immer zahlreiche Apatitkrystalle und ist häufig mit Hornblende poikilitisch verwachsen (s. Taf. 17). Viele Bomben dieser Art bestehen vorwiegend aus gleich orientierten, 3—4 cm langen, basaltischen Hornblenden, die wie der Augit reichlich von Apatitkrystallen durchwachsen sind. Einfacher und polysynthetischer Zwillingsbau nach (100) sehr häufig. Pleochroismus stark: $c = b > a$, schwarzbraun-hellgelb. Auslöschungsschiefe $c : c = 18—20^0$.

In vielen Augiten und Hornblenden finden sich stabförmige, opake Krystalle von Ilmenit, die meist regelmäßig in Winkeln von 90^0 und 60^0 angeordnet sind.

Biotit-Augitgesteine mit Feldspat und Nosean.

Zu den melanokraten basaltischen Bomben gesellt sich noch eine Gruppe meist dunkler Gesteine, die besonders reich an Biotit und Augit sind. Dagegen erkennt man häufig makroskopisch noch Feldspat. U. d. M. zeigt sich außerdem Hornblende, Titanit, Apatit, Magnetit, Nosean und Glas.

Die Korngröße und das Mengenverhältnis dieser Bestandteile ist in den verschiedenen Auswürflingen sehr schwankend. Neben vorwiegend aus dunklen Gemengteilen zusammengesetzten Gesteinen finden sich durch allmähliche Übergänge miteinander verknüpft Auswürflinge, die durch ihren Reichtum an Feldspat und Nosean vollkommen leukokrat erscheinen.

U. d. M. machen diese Gesteine durch die Korrosionserscheinungen an den stark resorbierten und durchlöcherten dunklen Gemengteilen den Eindruck einer intensiven Durchgasung. Die Augite und Hornblenden besitzen dieselbe Ausbildung wie in den basaltischen Bomben. Sie umschließen zahlreiche Apatit- und Titanitkrystalle, sind z. T. poikilitisch verwachsen und zeigen Zwillingsbildung nach {100}. Der Biotit

ist gleichfalls stark resorbiert. Feldspat, Nosean und Glas haben sich erst nachträglich gebildet und füllen überall die Hohlräume zwischen und in den stark korrodierten dunklen Mineralien aus. Je größer der Reichtum an Feldspat und Nosean wird, um so stärker werden die Korrosionserscheinungen, so daß schließlich bizarr geformte kleine Reste der dunklen Gemengteile von Feldspat umschlossen werden (s. Taf. 19).

Die Feldspat-Noseanpartien haben große Ähnlichkeit mit den Noseansanidiniten, so daß die Gesteine dieser Gruppe mit ihrem allmählich zunehmenden Gehalt an Nosean und Feldspat wahrscheinlich einen Übergang zu der Gruppe der Noseansanidinite darstellen.

Augit überwiegt in vielen Gesteinen alle anderen Gemengteile. Stets korrodiert, doch häufig so, daß seine ursprünglich idiomorphe Begrenzung noch deutlich erkennbar ist. In vielen Schliffen sind alle Gemengteile von einem mehr oder weniger breiten Mantel von kleinen, neugebildeten blaßgrünen Augitkörnern umsäumt, die sich stellenweise zu einem dichten, allotriomorphen Aggregat zusammenschließen. $c:c = 35^0$. Daneben tritt aber auch zuweilen Ägirinaugit auf mit einer Auslöschung von $c:c = 72^0$.

Biotit; stets korrodiert, stark gestaucht, kräftiger Pleochroismus von hellgelb nach schwarzbraun.

In Schnitten nach der Basis beobachtet man einen dunklen Korrosionsrand von kleinen Erzkörnchen und stabförmigen, dunklen Rutilnadeln, die in Winkeln von ca. 60^0 angeordnet sind und sich durchkreuzen[1]). Diese Rutilsysteme oder Sagenitgewebe fehlen im Kern noch frischer Biotite und sind daher wohl sekundäre Bildungen.

Hornblende und Biotit sind häufig so verwachsen, daß die Spaltflächen des Glimmers mit denen des Amphibols zusammenfallen.

Titanit; sehr reichlich vertreten und im Gegensatz zu den übrigen Mineralien meist idiomorph ausgebildet.

---

[1]) Rosenbusch-Wülfing, a. a. O. S. 258 u. Bd. I, 2, Taf. VIII, Fig. 4.

Apatit und Magnetit treten in den bekannten Formen auf.

Der Feldspat besteht vorwiegend aus monoklinem Alkalifeldspat, der in vielen Schliffen mit Plagioklas verwachsen ist. Dieser zeigt stets höhere Licht- und Doppelbrechung als der Sanidin und Zwillingsstreifung nach dem Albitgesetz. Auch mikroperthitische Verwachsung wurde häufiger beobachtet.

Der Sanidin ist frisch und wasserklar. Er zeigt keine krystallographische Begrenzung und besitzt eine geringere Lichtbrechung als Kanadabalsam. Die Individuen sind ineinander verzahnt und stellenweise reich an kleinen Erzpartikelchen und Bläschen, so daß der Sanidin dadurch ein bestäubtes Aussehen erhält. Nicht selten beobachtet man, daß nur die Ränder des Feldspats diese Interpositionen aufweisen, während der Kern vollkommen frei davon ist. Der Sanidin ist oft nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt und zeigt die bekannten optischen Eigenschaften.

Nosean; im allgemeinen nur spärlich vertreten und erst in den sanidinreicheren Auswürflingen in größerer Menge vorhanden. Er ist hier meist von Feldspat umschlossen und zeigt häufig vier- und sechsseitige Durchschnitte, die auf Ausbildung nach {110} hinweisen. Die Krystalle sind in der Regel nur sehr klein, gleichen aber sonst vollkommen den Noseanen der Noseansanidinite und sind an dieser Stelle eingehender beschrieben.

Glas ist in den einzelnen Auswürflingen in sehr wechselnden Mengen vorhanden. In den Sanidin dringt meist farbloses Glas ein, während die dunklen Gemengteile häufig von einem breiten Saum grünlichen oder braunen Glases umgeben sind. Stellenweise zeigt schwache Doppelbrechung beginnende Entglasung an.

Sanidinauswürflinge und Noseansanidinite.

Sanidinauswürflinge

auf den Feldern in der Umgegend von Rockeskill, Hohenfels und Betteldorf sind schon seit langem bekannt und haben, wie

STEININGER[1]) berichtet, in einer Porzellanfabrik von Trier zur Bereitung der Glasur schon frühzeitig technische Verwertung gefunden. Sie zeichnen sich durch große Reinheit aus und sind entweder milchweiß oder wasserklar. Auswürflinge mit Krystallflächen sind sehr selten. Unter 650 von mir gesammelten Stücken befand sich nur einer mit der Fläche M. Anwachsflächen mit fiederartiger Streifung sind jedoch häufiger. Die Mehrzahl aller Sanidine sind Spaltstücke nach P und M und erreichen eine durchschnittliche Größe von 5:3 cm. Der größte von mir gefundene Krystall ist 646 g schwer und mißt 10:8 cm.

Die Sanidine sind meist an einer Seite oder ringsherum stark angeschmolzen und erhalten hierdurch abgerundete Formen, die an der Oberfläche kleine, unregelmäßige napfförmige Vertiefungen besitzen. Nicht selten findet man rissige und löcherige Sanidine, in die von außen grünes Glas eingedrungen ist. An vielen Auswürflingen beobachtet man stellenweise noch Reste der augititischen Hülle.

U. d. M. beobachtet man in einem Schliff nach (010) aus einem Bavenoer Zwilling gegen die Spaltrisse nach (001) eine Auslöschungsschiefe von 6°. $n <$ Kanadabalsam. Die Ebene der optischen Achsen liegt in der Symmetrieebene. Achsenwinkel 35°; Charakter der Doppelbrechung negativ. Geneigte Dispersion.

Spezifisches Gewicht = 2,582.

Einschlüsse anderer Mineralien im Sanidin.

Makroskopisch erkennt man häufig große Biotittafeln, seltener ist Magnetit, der in einem Stück in schönen Oktaedern auftritt. U. d. M. fand ich in einem Schliff zahlreiche idiomorphe Apatitkrystalle, die sich in Salpetersäure leicht lösten. In keinem der 12 von mir untersuchten Schliffe fehlte Pyrrhit, der in gleicher Ausbildung auch in den eingewachsenen Sanidinen der Noseansanidinite vorhanden ist. Er tritt in etwa 0,01—0,04 mm großen, stark lichtbrechenden, isotropen Kryställchen von gold-

[1]) J. STEININGER, Geognostische Studien am Mittelrheine. Mainz 1819, S. 43.

gelber bis roter Farbe auf. Vorherschend ist {111} ausgebildet, daneben wurde auch {100} und {110} beobachtet. Die Krystalle liegen z. T. isoliert, z. T. vereinigen sie sich in kleinen Gruppen, wobei sich an ein größeres Individuum eine Anzahl kleinerer anlegen.

Wie G. v. Rath [1]) bereits 1868 und neuerdings R. Brauns [2]) für das Vorkommen der isolierten Sanidinkrystalle aus der Umgebung des Laacher Sees betonen, lassen eine Reihe von Anzeichen darauf schließen, daß die Sanidinkrystalle in Drusen aufgewachsen waren. Der Mangel an deutlichen Krystallen unter den Sanidinen aus der Gegend zwischen Rockeskill und Betteldorf erlaubt im allgemeinen keine Schlüsse auf Grund der Krystallformen, doch spricht schon der ganze Habitus der Sanidinauswürflinge ebenfalls für eine Entstehung dieser Krystalle in Drusen. Für das geologische Vorkommen dieser Sanidine bietet außerdem das übereinstimmende Auftreten des Pyrrhits in den losen Sanidinkrystallen und den eingewachsenen Sanidinen der Noseansanidinite einen weiteren Anhaltspunkt.

Überdies fand ich einen Noseansanidinitauswürfling, auf dem ein wasserklarer, $6 : 3^1/_2$ cm großer Sanidin aufgewachsen ist. In einem anderen Noseansanidinit fand ich eine Druse mit einer Anzahl von $1—1^1/_2$ cm großer aufgewachsener wasserklarer Sanidinkrystalle an, die alle tafelig nach M ausgebildet waren und außerdem noch die Flächen P, T und y erkennen ließen. Danach stehen die Sanidinauswürflinge zu den Noseansanidiniten sehr wahrscheinlich in engster genetischer Beziehung.

Noseansanidinite.

Unter den sanidinreichen Auswürflingen lassen sich zwei Gruppen aussondern. Die eine umfaßt eine Reihe von Gesteinen, die im wesentlichen aus einem Gemenge von Ägirinaugit und

[1]) G. v. Rath, J. C. Poggendorffs Annalen d. Physik und Chemie, 5. Reihe, Leipzig 1868. 135 V. 15, S. 561, 566.

[2]) R. Brauns, Sanidin vom Leilenkopf bei Niederlützingen. N. Jahrb. f. Min. usw. 1909, I, S. 55—59.

Sanidin bestehen, und die, durch allmähliche Übergänge untereinander verknüpft, ihre Entstehung der Umkrystallisation und Umschmelzung krystalliner Schiefer verdanken. Diese »Ägirinaugit-Sanidingesteine« werden im nächsten Abschnitt dieser Arbeit besonders behandelt.

Daneben treten Gesteine auf, die neben Sanidin als wesentlichen Gemengteil Nosean in wechselnden Mengen führen, und die man daher zweckmäßig mit »Noseansanidinite« bezeichnet.

Ägirinaugit ist beiden Gesteinsgruppen gemeinsam. Während er jedoch bei den Ägirinaugitsanidingesteinen einen wesentlichen Gemengteil bildet und dem Gestein dadurch ein meist dunkelgrünes Aussehen verleiht, ist er in den Noseansanidiniten nur als Umkrystallisationsprodukt des Biotits und der Hornblende in geringer Menge vorhanden und makroskopisch im allgemeinen nicht erkennbar. Dem Sanidin der Ägirinaugit-Sanidingesteine fehlt Pyrrhit als Einschluß, welcher in dem der Noseansanidinite überall anzutreffen ist. Für diese Gesteine ist neben Nosean außerdem noch das Auftreten von Zirkon charakteristisch.

Die Noseansanidinite sind mannigfaltig ausgebildete, leukokrate Gesteine von grauweißer bis dunkelgrauer Farbe und porösem bis schlackigem Aussehen. Sie besitzen häufig eine Augititrinde und übertreffen alle übrigen Auswürflinge an Größe. So lag z. B. in der Nähe des kleinen isolierten Basaltvorkommens am Ostabhang des Killer Kopfes ein Noseansanidinit von 2 m Umfang.

Die körnigen, glasarmen Auswürflinge dieser Art sind nach der Farbe der Sanidine meist gelbgraue Gesteine, die in der Regel drusige Beschaffenheit zeigen. Diese Hohlräume sind überall mit dunklen Mineralien ausgekleidet und treten durch ihr schwarzbraunes Aussehen aus ihrer hellen Umgebung hervor. Sie enthalten vielfach Drusenmineralien, wie Zirkon, Apatit, Magnetit, Biotit, Augit, Sanidin und Nosean.

Bei den grobkörnigeren Auswürflingen bilden die nach M tafelig entwickelten Sanidine im Querschnitt lange, schmale

Leisten, die richtungslos angeordnet sind und ein Gefüge hervorbringen, das an die Intersertaltextur mancher grobkörniger Diabase erinnert. Der Nosean ist meist weiß oder bläulichweiß, wird bis $2^1/_2$ mm groß und ist makroskopisch in vielen Auswürflingen gut erkennbar. Eingewachsene Biotittafeln sind häufig zu beobachten, während Hornblenden in kleinen, 1 cm großen, idiomorphen Krystallen viel seltener auftreten und dann scheinbar den Biotit ersetzen.

Die Mannigfaltigkeit in der Ausbildung der Noseansanidinite beruht z. T. auf der verschiedenen Formgröße der Gemengteile, z. T. auf einer weitgehenden Verglasung des Gesteins. Neben glasarmen, gut individualisierten Auswürflingen kommen Gesteine vor, die fast nur aus Glas zu bestehen scheinen und die keine Ähnlichkeit mehr mit ihrem Ausgangsprodukt haben. Jedoch findet man auch häufig Übergänge, und zuweilen ist an einem Handstück auf der einen Seite der körnige Sanidinit und auf der anderen das blasige, glasreiche Gestein zu beobachten. Die Gemengteile in den stark verglasten Auswürflingen sind makroskopisch oft kaum noch zu unterscheiden. Sie sind z. T. stark angeschmolzen, z. T. vollkommen aufgelöst. Der Sanidin bewahrt am längsten sein Aussehen, während die dunklen Gemengteile zu einem schlackigen dunkelgrünen Glas zusammensintern, das alle Hohlräume des Gesteins auskleidet. Auf dem Glas haben sich sekundär kleine, traubige Zeolithe abgesetzt.

Den größten Anteil an der Zusammensetzung dieser Auswürflinge hat der Sanidin. Er ist wasserklar und frisch und stimmt in seinen optischen Eigenschaften vollkommen mit den isolierten Sanidinkrystallen überein.

Neben den Spaltrissen nach P und M tritt noch eine Querabsonderung nach {100} auf[1]), die in unregelmäßigen Rissen verläuft. Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz sehr häufig.

---

[1]) E. Cohen, Sammlung von Mikrophotographien. Stuttgart 1884, Taf. XX, Fig. 3.

In den Sanidinen einiger Schliffe trifft man gelegentlich stark resorbierte Reste von Plagioklas an, der sich durch seine polysynthetischen Zwillingslamellen sowie höhere Licht- und Doppelbrechung deutlich vom Sanidin abhebt.

Von den Einschlüssen der aufgewachsenen Sanidinkrystalle ist in den eingewachsenen Individuen besonders Pyrrhit in gleicher Ausbildung wie dort sehr häufig. Daneben tritt auch Apatit und Biotit auf. Endlich sind noch kleine Glaseinschlüsse und Erzpartikelchen zu erwähnen, die zuweilen in so großer Zahl vorkommen, daß die Krystalle vollkommen damit übersät erscheinen und ein dunkles, bestäubtes Aussehen erhalten.

Je nach der Korngröße bilden die Sanidinpartien in den einzelnen Auswürflingen ein sehr verschiedenes Bild. Einige Gesteine erscheinen u. d. M. aus einem Aggregat von 3—4 mm großen einfach gebauten Krystallen zusammengesetzt, während in anderen wiederum eine mehr bündelförmige Gruppierung der meist kleineren Einzelkrystalle vorherrscht, die stets verzwillingt sind und sich in der Regel knäuelartig durchdringen.

Ein großer Teil dieses Sanidins ist neu gebildet. In einigen Schliffen trifft man nicht selten zwei Ausscheidungsfolgen von Sanidin nebeneinander an, die z. T. auf einer mitunter recht weitgehenden Auflösung und Umkrystallisation der älteren Individuen beruht. Die jüngere, neugebildete Generation erfüllt alle Hohlräume und Korrosionsbuchten der vorhandenen Mineralien und ist gelegentlich bis in die feinsten Risse hinein zu verfolgen.

An den größeren, meist korrodierten und angeschmolzenen Sanidinen der älteren Ausscheidungsfolge sind häufig nur die Ränder aufgelöst und umkrystallisiert, so daß sie unter +Ni wie aus einem Mosaik verschieden orientierter und ineinander verzahnter Feldspatkörner zusammengesetzt erscheinen. An anderen Krystallen sind die Ränder büschelförmig umgebildet, in wieder anderen erstrecken sich die Neubildungen keilartig bis in das Innere eines größeren Sanidins und sind dann von diesem durch einen schmalen Glassaum getrennt (s. Taf. 18).

Die Neubildungen vereinigen sich oft zu radialstrahligen, fächerförmigen Büscheln, so daß geschlossene Sanidinpartien entstehen, über die zwischen +Ni ein Auslöschungsstreifen hinwegwandert. Die Grenzen der einzelnen Individuen gegeneinander sind dann nicht mehr klar und deutlich zu erkennen, sondern bilden vielfach reichgezackte und verzahnte Linien. Nicht selten durchdringen sich mehrere solcher garbenähnlicher Feldspatbüschel und bringen auf diese Weise ein überaus mannigfaltiges Bild hervor. Auch die Feldspatneubildungen sind reich an winzigen Glas- und Erzeinschlüssen, und zeigen ebenso wie die Sanidine der ersten Ausscheidungsfolge mikroperthitische Verwachsung und Zwillingsbildung.

Der Gehalt an Nosean in diesen Gesteinen ist sehr schwankend. Idiomorph erscheint er nur als Einschluß in Sanidin, sonst ist er im allgemeinen ohne krystallographische Begrenzung. Seine Farbe ist gelblich bis grauweiß, zuweilen ist er auch wasserklar.

Besonders charakteristisch für die Noseane ist ihr Reichtum an Interpositionen, die im wesentlichen aus kleinen Gasbläschen und Erzpartikelchen bestehen. Daneben sind auch häufig unregelmäßig eingelagerte, stabförmige Ilmenite und sechsseitige, opake und rötlichbraune Kryställchen von Eisenglanz zu beobachten. Die kleineren Interpositionen ordnen sich meist in Strichsystemen an, die jedoch nicht gleichmäßig den ganzen Krystall erfüllen, sondern sich stellenweise anhäufen, so daß dunklere, einschlußreichere Partien durch breite, einschlußärmere Zonen getrennt sind.

Ein Teil des Noseans ist primär gebildet und wird von Feldspat umschlossen. In vielen Schliffen jedoch gewinnt man den Eindruck, als sei daneben ein großer Teil dieses Minerals erst sekundär aus Sanidin entstanden (s. Taf. 19). Man beobachtet hier nämlich, wie Nosean von allen Seiten in den Sanidin eindringt, ihn überwuchert und ihn schließlich soweit verdrängt, daß große zusammenhängende Noseanpartien entstehen, in denen stark korrodierte Sanidinreste schwimmen. Das Vordringen des Noseans gegen den Sanidin läßt sich z. B. in einem Schliff genauer verfolgen,

wo Pyrrhitkrystalle, die ja nur im Sanidin (und Zirkon) primär auftreten, mit der einen Hälfte bereits im Nosean, mit der anderen noch im Sanidin sitzen.

Experimentell ist J. LEMBERG [1]) 1883 zuerst die Bildung von Noseanhydraten aus Sanidin (von Wehr) nach siebenmonatlicher Behandlung mit 10 proz. Natronlauge gelungen. Spätere Versuche von J. MOROZEWICZ [2]) ergaben ähnliche Resultate.

Der Biotit ist ein schwarzer, sehr eisenreicher Lepidomelan, der in den Drusen vieler Auswürflinge als kleine, glänzende, sechsseitige Kryställchen aufgewachsen ist.

Die eingewachsenen Individuen zeigen u. d. M. starken Pleochroismus: parallel zu den Spaltrissen schwarz, senkrecht dazu gelbbraun.

Besonders bemerkenswert ist seine Umwandlung in Ägirinaugit und Magnetit, die überall deutlich und in allen Stadien zu verfolgen ist (s. Taf. 17).

Am Rande des Biotits geht sie in der Weise vor sich, daß sich die Ägirinaugite in allen möglichen Stellungen an den meist stark korrodierten Glimmerkern anlagern. Zuweilen sitzen die grasgrünen, parallel unter sich orientierten Augite randlich, in der Verlängerung der Spaltrisse des Biotits auf. An diesen beobachtet man häufig den allmählichen Übergang des Biotits in Augit, indem sich kleine, zungenförmige Fortsätze des optisch noch unveränderten Glimmers in den schon neu entstandenen Ägirinaugit erstrecken. In Buchten und Hohlräumen im Innern des Biotits bilden sich gern fächerförmige, radialstrahlige Augitaggregate, die auf Kosten des Glimmers weiterwachsen und ihn schließlich vollständig verdrängen. Nebenher beobachtet man auch stets eine Ausscheidung kleiner Erzkörnchen, die in der Regel die Ägirinaugitaggregate durchsetzen.

Der Ägirinaugit kommt nur als Umbildungsprodukt des Glimmers vor. Er besitzt grasgrüne Farbe und langprismatische

[1]) J. LEMBERG, Zur Kenntnis der Bildung und Umwandlung von Silikaten. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1883, Bd. XXXV, Berlin, S. 580.

[2]) J. MOROZEWICZ, Experimentelle Untersuchungen über die Bildung der Minerale im Magma. Tschermak's mineralog. Mitt., 18. Folge, 1899.

Krystallumrisse, die an den Enden meist ein zerfasertes Aussehen haben. Zwillingsbildung und Zonarbau wurden an diesen Augiten nicht beobachtet. Auslöschungsschiefe $c:c = 70^0$. Pleochroismus parallel a grasgrün, parallel b hellgelbgrün, parallel c gelblich bis bräunlich.

Zirkon wurde mehrere Male als tetragonale Bipyramiden in kleinen Krystallen in den Drusen der Noseansanidinite angetroffen. U. d. M. ist er meist korrodiert, doch beobachtet man häufig noch Prismen und Pyramidenflächen. Sein starkes Relief, hohe Doppelbrechung und deutliche Spaltbarkeit machen ihn leicht kenntlich. Er beherbergt gelegentlich Flüssigkeitseinschlüsse mit Libelle und nicht selten kleine goldgelbe Pyrrhitoktaeder[1]).

Biotit, Ägirinaugit und Zirkon sammeln sich gern nesterweise an. Zu ihnen gesellen sich noch Apatit und Titanit.

Apatit; ebenfalls als Drusenmineral in kleinen wasserhellen Krystallen zu beobachten. Häufig als Einschluß im Sanidin.

Titanit kommt im allgemeinen seltener vor. Er besitzt gern rhombische Querschnitte und deutlichen Pleochroismus: parallel b grünlich, parallel c rot. Zuweilen Zwillingsbildung nach (001).

Glas ist in allen Schliffen mehr oder weniger reichlich vorhanden. In den meisten finden sich große, zusammenhängende Glaspartien, in denen die angeschmolzenen und stark abgerundeten Gemengteile zu schwimmen scheinen. Farbloses Glas mit niedriger Lichtbrechung entsteht besonders aus Sanidin und Nosean, in die es mit unregelmäßig gebuchteten Formen eindringt. Das Innere dieser Mineralien ist häufig von netzartig verzweigten Glasadern durchzogen. In einigen Schliffen überwiegt hellgrünes Glas, dessen Färbung in der Nähe der Ägirinaugite besonders intensiv erscheint. In anderen Schliffen wieder beobachtet man in der Umgebung stark aufgelöster Biotite braunes Glas, das vielfach schlierige Ausbildung besitzt. Manche Stellen

[1]) R. Brauns u. J. Uhlig, Cancrinit- und nephelinführende Auswürflinge aus dem Laacher Seegebiet. N. Jahrb. f. Min. usw. Beil. Bd. XXXV, 1912, S. 158.

sind reich an kleinen Luftbläschen, die eine länglich ausgezogene Gestalt besitzen und die Fluidalbewegung des Glases erkennen lassen.

Am Rande des Glases zeigt sich oft ein graubrauner schaumig aufgeblähter oder zackiger Glassaum.

Sphärische Entglasungen sind häufig schon im einfach polarisierten Licht durch eine bräunliche Färbung wahrnehmbar.

Die Hohlräume im Gestein sind meist mit Kalkspat ausgefüllt. Nicht selten beobachtet man hier auch kleine traubige und strahlige Zeolithe, die sich z. T. als Natrolith bestimmen ließen.

Im Anschluß an die Noseansanidinite seien hier noch einige Auswürflinge erwähnt, die a. a. O. eingehender behandelt werden sollen. Es sind ebenfalls Sanidingesteine, die bisher nur in wenigen Exemplaren gefunden wurden, und die teils weniger, teils mehr von den hier beschriebenen Gruppen abweichen.

In einem Gestein, das den Noseansanidiniten am meisten verwandt ist, tritt als wesentlicher Gemengteil neben Sanidin und Nosean ein brauner Granat auf, der auch in ähnlichen Gesteinen aus dem Laacher Seegebiet von R. Brauns[1]) beschrieben wurde.

In einer zweiten Gruppe von nicht so häufigen Auswürflingen fehlt Nosean vollkommen.

Skapolithführende Auswürflinge kommen ebenfalls am Ostabhang des Killer Kopfes vor. In diesen Gesteinen finden sich neben Sanidin und Biotit zahlreiche grüne Spinelle, Skapolith und in großen Mengen ein pleochroitisches stark lichtbrechendes Mineral, das in kleinen büscheligen Aggregaten auftritt, und das ich für Dumortierit halte.

Die hier als Noseansanidinite beschriebenen Auswürflinge entsprechen ihrer Struktur, Textur und Zusammensetzung nach

[1]) R. Brauns u. J. Uhlig, Cancrinit- und nephelinführende Auswürflinge aus dem Laacher Seegebiet. N. Jahrb. f. Min. usw. Beil. Bd. XXXV, 1912, S. 204.

im wesentlichen einem Noseansyenit. Die Umkrystallisationen und Einschmelzungen, die eine Reihe der Gemengteile erlitten hat, läßt erkennen, daß die Gesteine, bevor sie ausgeworfen wurden, in der Tiefe den Einwirkungen höherer Temperaturen und von Pneumatolyse ausgesetzt waren. Die Dämpfe hatten vor allem die Neubildung alkalireicher Mineralien zur Folge und müssen demnach einem ziemlich sauren Magma entstammen.

Eine gewisse Ähnlichkeit mit diesen Noseansanidiniten besitzen die Sanidinite des Laacher Seegebietes. Diese sind jedoch in ihren Gemengteilen sehr viel mannigfaltiger und werden von R. Brauns auf Cancrinit-, Nosean- und Nephelinsyenite zurückgeführt, die als »eine Tiefenfacies der in jener Gegend weitverbreiteten Noseanphonolithe«[1]) anzusehen wären. Die Sanidinite vom Laacher See sind überdies viel reicher an seltenen Drusenmineralien und von Trachyt eingehüllt, während das Magma, das die Sanidinite von Rockeskill umgibt, ein Augitit ist.

Die Auswürflinge krystalliner Schiefer und ihre Umwandlung zu Ägirinaugit-Sanidingestein.

Unter den Auswürflingen am Ostabhang des Killer Kopfes spielen Bruchstücke der durchbrochenen Gesteinsfolge, die bei der Eruption aus ihrem Verband herausgerissen und zutage gefördert wurden, eine große Rolle. Sie setzen unter allen Auswürflingen dem zerstörenden Einfluß der Atmosphärilien den größten Widerstand entgegen und sind infolgedessen im Verhältnis zu den übrigen Auswürflingen an den Fundstellen angereichert.

Neben Grauwacken und Sandsteinen des Unterdevons findet man krystalline Schiefer von sehr mannigfaltiger Ausbildung. Sie besitzen durchschnittlich eine Größe von 15:15 cm und sind im wesentlichen Biotitschiefer, daneben vereinzelt Phyllite und Gneise.

---

[1]) R. Brauns u. J. Uhlig, Cancrinit- und nephelinführende Auswürflinge aus dem Laacher Seegebiet. N. Jahrb. f. Min. usw. Beil. Bd. XXXV, 1912, S. 208.

Die meisten Schiefer verraten schon makroskopisch mehr oder weniger starke Umwandlungen, die auf die Einwirkung hoher Temperaturen hinweisen. Neben wenig beeinflußten Gesteinen, die ihre ursprüngliche Paralleltextur bewahrt haben, trifft man stark gepreßte und gefältelte Schiefer an, die stellenweise deutliche Schmelzspuren erkennen lassen.

Daneben kommen Auswürflinge vor, die durch ihren Hornfelscharakter oder auch durch porphyroblastisch ausgeschiedene Mineralien, wie Andalusit, Granat und Sillimanit, auf Kontaktmetamorphose hindeuten. Viele dieser Gesteine besitzen außerdem massenhafte körnige und dichte Quarzausscheidungen, die sich besonders häufig an der Außenseite befinden und mit einer glänzenden Schmelzglasur überzogen sind.

Hierzu gesellt sich außerdem noch eine Gruppe von Mischgesteinen, die größere und kleinere Schieferfetzchen durch ein grünliches Bindemittel verkitten. Zuweilen kann man in diesen Auswürflingen bereits makroskopisch den allmählichen Übergang in ein meist grobkörniges Sanidingestein verfolgen, dessen Entstehung aus den krystallinen Schiefern durch weitgehende Umkrystallisationsvorgänge im folgenden nachgewiesen werden soll.

Man unterscheidet bei den Gesteinsauswürflingen dieser Umbildungsreihe nach der Stärke der erlittenen Umwandlung zweckmäßig 5 Gruppen, die sich jedoch nicht scharf gegeneinander abgrenzen, sondern allmählich ineinander übergehen.

In die I. Gruppe gehören wenig oder gar nicht beeinflußte Gesteine. Es sind meist unterdevonische Grauwacken und eine Region krystalliner Schiefer, die weder Kontakt- noch Pyrometamorphose erfahren haben. Gesteine dieser Art bleiben hier unberücksichtigt.

Die II. Gruppe umfaßt Gesteinsauswürflinge, an denen Kontaktwirkungen eines Magmas durch die Anwesenheit von Kontaktmineralien, besonders von Andalusit, Granat und Sillimanit nachzuweisen sind. Jedoch fehlen hier nur selten mehr

oder weniger deutliche Anzeichen der beginnenden Pyrometamorphose. In der zweiten Gruppe sind die Kontaktmineralien noch vorwiegend erhalten, während sie in der

III. Gruppe unter dem Einfluß stärkerer Pyrometamorphose fast vollständig verschwinden. Durch die Einwirkung einer höheren Temperatur und pneumatolytischer Stoffzufuhr entstehen aus ihnen zunächst unter Beibehaltung ihrer ursprünglichen Form durch Umkrystallisation Korund, Spinell, Sillimanit, Cordierit, Quarz, Sanidin, Biotit und Glas, die für die dritte Gruppe charakteristisch sind. »Die Änderungen führen dahin, daß die unter anderen Verhältnissen entstandenen Mineralien (hier die Mineralien der krystallinen Schiefer und Andalusit) durch solche verdrängt werden, welche bei hoher Temperatur beständig sind. (Mineralien der Sanidingesteine.)«[1]) Erhöhte Stoffzufuhr und Stoffwanderung machen sich an vielen der stark pyrometamorph umgewandelten Schiefern makroskopisch durch massenhafte Quarzausscheidungen kenntlich. Die ursprüngliche Struktur der Mineralien in den Schiefern geht verloren, während die schieferige Paralleltextur noch lange erhalten bleibt. Bei stärker fortgeschrittener Umwandlung beginnt eine erhöhte Einschmelzung zu Glas. Stellenweise wird der Quarz durch Sanidin verdrängt (Sanidinisierung) und der Biotit in Ägirinaugit umgewandelt (Ägirinisierung). Dieses Stadium der Umkrystallisation stellt einen Übergang zur

IV. Gruppe dar, in der diese Umbildungen vorherrschen. Diese Region der stärksten »Injektions- und Einschmelzmetamorphose«[2]) ist durch brecciös aussehende Mischgesteine gekennzeichnet, die in einem feldspatreichen Bindemittel zahlreiche mehr oder weniger stark resorbierte Schieferstückchen enthalten. Stoffzufuhr und Stoffwanderung nehmen

[1]) R. Brauns, Die chemische Zusammensetzung granatführender kristalliner Schiefer, Cordieritgesteine und Sanidinite aus dem Laacher Seegebiet. N. Jahrb. f. Min. usw. Beil. Bd. XXXIV, 1912, S. 96, 97.

[2]) U. Grubenmann, Die kristallinen Schiefer. Berlin 1910, S. 72.

weiter zu und bewirken in den Schieferfetzchen eine vollständige Verdrängung des Quarzes durch Sanidin und eine allgemeine Umwandlung des Biotits in Ägirinaugit, zunächst noch unter Beibehaltung der ursprünglich schieferigen Textur.

Das z. T. glasige, z. T. sehr feinkörnige Bindemittel zwischen den kleinen Schieferstückchen, das durch Umschmelzung und Umkrystallisation entstanden ist, stellt die Verbindung mit der

V. Gruppe her. Das schieferige Aussehen der Gesteine geht verloren und an seine Stelle treten körnige, meist regellos struierte oder auch radialstrahlige Gesteine, die als Endprodukt unter den intensivsten Einwirkungen des Magmas ein Ägirinaugit-Sanidingestein ergeben, das im wesentlichen aus einem Gemenge von Sanidin und Ägirinaugit besteht.

In dem folgenden Kapitel habe ich unter den von mir gesammelten Schieferauswürflingen eine Auswahl getroffen und behandelt, die die charakteristischen Umbildungen am besten wiedergeben.

Auswürflinge der II. Gruppe.

Granatführender Alkalifeldspatgneis.

Der faustgroße graue Auswürfling besitzt eine nur schwach entwickelte schieferige Textur, die durch die sehr dünnen Biotitlagen hervortritt. Die porphyroblastisch entwickelten, rosagefärbten Granatkörner sind mit bloßem Auge deutlich zu erkennen. Die Struktur des Schiefers ist granoblastisch bis schwach krystallisationsschieferig.

Der Auswürfling ist von einer dünnen Augititrinde eingehüllt, die an der Grenze zum Schiefer hin eine schmale, blasige, grüne Glaszone erkennen läßt.

Das Gestein besteht u. d. M. vorwiegend aus einem Gemenge von monoklinem Feldspat und Quarz. Der Feldspat ist wasserklar und frisch und meist nur im konvergenten Licht vom Quarz zu unterscheiden. Die xenomorphen Körner sind

selten verzwillingt und haben eine Lichtbrechung, die geringer ist wie die des Kanadabalsams. Der Quarz zeigt häufig undulöse Auslöschung und ist stellenweise von einer dünnen Glaszone umgeben. Biotit tritt neben den beiden Hauptgemengteilen etwas zurück. Er bildet unregelmäßig geformte Blättchen, die siebartig von Quarz und Feldspat durchwachsen sind. Der Pleochroismus ist parallel den Spaltrissen dunkelbraun, senkrecht dazu gelb. In den Biotitlagen finden sich häufig massenhafte, unregelmäßig verteilte Büschel von wasserklaren Sillimanitprismen. Granat kommt in schwachrosa gefärbten Körnern vor und ist siebartig von Quarz und Feldspat durchwachsen.

Granatführender Andalusitglimmerschiefer.

Der 11:9 cm große Auswürfling gehört unter allen von mir gesammelten krystallinen Schiefern zu den durch Pyrometamorphose am wenigsten beeinflußten Gesteine. Er ist ein dunkler, dünngeschichteter Schiefer, in dem man makroskopisch außer Biotit und Quarz noch Granat und Andalusit erkennt. Der Auswürfling hat ausgeprägt schieferige Textur und porphyroblastische Struktur.

Der Andalusit liegt parallel der Schichtung und ist vollkommen frisch. Er zeigt parallel c fleckenweise rosa Pleochroismus und ist in dickeren Schliffen senkrecht c mattgrünlich. Die Enden erscheinen wie abgebrochen, während die Seitenkanten meist deutlich zu beobachten sind. Als Einschlüsse beherbergt der Andalusit außer Magnetit und Biotit noch vereinzelte dunkelgrüne Spinelloktaeder, die ihn in größerer Zahl als schmalen Saum einfassen, als Zeichen der beginnenden Pyrometamorphose [1]).

Außer Andalusit ist Granat porphyroblastisch in etwa 1—2 mm großen schwachrosa Körnern entwickelt. Er zeigt konzentrisch angeordnete Magnetiteinschlüsse und ist überall

[1]) R. Brauns, Die kristallinen Schiefer des Laacher Seegebietes und ihre Umbildung zu Sanidinit. Stuttgart 1911, S. 54.

siebartig von Quarzkörnern durchwachsen, die ihn stellenweise ersetzen und dabei in ihrer Gesamtheit seine rundlichen Umrisse annehmen. Sillimanit ist in einzelnen Krystallen und in Büscheln in großer Menge vorhanden. Er bildet lange, dünne, wasserklare und quergegliederte Krystalle mit positivem optischen Charakter. Als Einschluß im Granat, Andalusit und Quarz, wo er sich bei stärker pyrometamorph umgewandelten Schiefern stets als Neubildung vorfindet, fehlt er vollständig. In diesem Gestein ist seine Umwandlung zu Pleonast in allen Stadien gut zu beobachten.

In den dunklen Schieferlagen ist Biotit vorherrschend und bildet schmale, lange, schuppig übereinanderliegende Krystalle, die eine Struktur nach Art eines Sparrenwerkes hervorrufen. In der Umgebung des Andalusits erscheint der Biotit vielfach angereichert. Die xenomorphen Quarzkörner treten in den Biotitlagen sehr zurück. Sie sind wasserklar und vollkommen frei von Einschlüssen. An wenigen Stellen wurde rötlichbraunes Glas beobachtet, das zahlreiche kleine Bläschen enthält.

Andalusitglimmerschiefer mit Granat.

Das etwa 9:8 cm große Gesteinsstück besitzt deutliche Paralleltextur aus schwarzen, etwa 3—4 mm dicken Lagen, die mit dünneren, weißgrauen Schichten wechsellagern. Außer Biotitschichten und Quarzkörnern ist selbst mit scharfer Lupe nichts wahrzunehmen, doch verrät ein rosa Hauch auf den dunklen Schichtflächen die Anwesenheit von Andalusit. Das Gestein macht den Eindruck eines normalen krystallinen Schiefers, der äußerlich keine Spur einer pyrometamorphen Einwirkung erkennen läßt.

Parallel zur Schieferung überwiegt in den Dünnschliffen aus den dunklen Lagen neben Glimmer der Andalusit, der z. T. in Garben, z. T. scheinbar regellos verteilt, auf den Schichtflächen liegt. Querschnitte sind daher in diesen Schliffen sehr selten. Die 2,5—3 mm großen Längsschnitte mit deut-

licher Spaltbarkeit sind farblos, doch macht sich, meist nur stellenweise, schwacher Dichroismus bemerkbar: senkrecht c farblos bis schwach-grünlich, parallel c schwachrosa. Die Krystalle sind alle stark korrodiert und führen als Einschlüsse Magnetit und zahlreiche kleine Bläschen. An den Enden setzt sich nicht selten Sillimanit in kleinen Büscheln an, der aus dem Andalusit hervorzugehen scheint. Ebenso ist auch Spinell im Innern zu beobachten. Besonders häufig und gut zu verfolgen ist die Umwandlung des Andalusits in Biotit, der von allen Seiten in unregelmäßigen Formen in den Andalusit eindringt. Er überwuchert nicht selten den Andalusit in der Weise, daß eine Reihe vollkommen abgeschnürter Andalusitteile sich nur noch durch die gleiche Orientierung der Spaltrisse und Auslöschung als einem Individuum zugehörig verraten. Granat ist in wenigen stark korrodierten und fast farblosen Körnern vorhanden. Er ist sehr rissig und reich an staubförmigen, dunklen Einschlüssen, die ihm ein trübes Aussehen verleihen.

Biotit gibt durch sein massenhaftes Auftreten den andalusitreichen Lagen ihr dunkles Aussehen. In den hellen, dünneren Zwischenschichten kommt er nur spärlich vor. Er hat starken Pleochroismus und unregelmäßig gelappte Formen. Die helleren Lagen bestehen vorwiegend aus Quarzkörnern, die sich in Schliffen senkrecht zur Schichtung in langen, schwachgewellten Ketten hintereinander reihen, wobei die einzelnen, verschieden orientierten Individuen mit geraden Linien gegeneinander grenzen. Diese sehr regelmäßigen Quarzreihen, zwischen die sich vereinzelte, stark korrodierte, dünne Biotitlagen einschalten, liegen vollkommen in farblosem, oder sehr oft auch rötlich gefärbtem Glas, das überall in den Quarz eindringt und ihn umschließt. Es erhält durch zahlreiche feine Bläschen und dunkle Partikelchen ein trübes, schmutziges Aussehen und zeigt an vielen Stellen deutlich sphärolithische Entglasungen. Feldspat tritt in diesem Gestein sehr zurück und ist nur an der Spaltbarkeit, seinem Achsenbild und negativem Charakter

vom Quarz zu unterscheiden. Sillimanit ist in isolierten Kryställchen über das ganze Gestein verbreitet. In den Biotit-Andalusitlagen ist er in kleinen Büscheln angereichert. Die zahlreichen dunkelgrünen Spinelloktaeder sind nur auf die dunklen Glimmerlagen beschränkt.

Andalusitphyllit.

Das Gestein ist ein glänzend schwarzer, stellenweise bronzeartig schimmernder Phyllit, der auf den Schichtflächen ein parallelschuppiges Aussehen besitzt. Mit der Lupe erkennt man zahlreiche kleine Kryställchen, die sich u. d. M. als Andalusit erweisen. Die Textur ist krystallisationsschieferig, die Struktur granoblastisch.

Die 1—$1^1/_2$ mm langen Andalusite sind meist zu mehreren in einer Garbe vereinigt und durchkreuzen sich oft gegenseitig. Die Krystalle sind noch sehr frisch und zeigen im Kern deutlichen Pleochroismus. Die Ränder erscheinen dunkelgekörnelt. Bei stärkster Vergrößerung beobachtet man auch hier die beginnende Umkrystallisation in Korund und Sillimanit. Der Sillimanit zeigt mit dem Andalusit gleiche Orientierung parallel c.

Biotit ist reichlich vorhanden und verursacht die krystallisationsschieferige Struktur. Quarz ist massenhaft in kleinen, xenomorphen, undulös auslöschenden Körnern ausgebildet. Der ganze Schliff ist mit einem feinen, opaken Graphitpigment bedeckt.

Granatquarzitgestein.

Der 13:8 cm große Auswürfling hat massige Textur und nur an einer Stelle geringe Andeutung einer schwachen Bänderung, die durch abwechselnd hellere und dunklere Lagen hervorgerufen wird. Der Auswürfling macht den Eindruck eines dunkelgrauen quarzitischen Gesteins, aus dem sich zahlreiche dunkelrote Granatkörner deutlich abheben.

Die granoblastische Struktur wird durch die vorherrschenden Quarzkörner verursacht. Stellenweise ist jedoch eine starke

Verglasung eingetreten, so daß rundliche, stark angeschmolzene und undulös auslöschende Quarze in einem Glasteich zu schwimmen scheinen. Im Innern der Quarzkörner erscheinen gleichmäßig orientierte, verschieden große, rhombische, »dihexaedrische« Glaseinschlüsse[1]), deren längere Diagonalen mit der c-Richtung des Quarzes zusammenfallen. Ihre Lichtbrechung ist geringer als die des Quarzes. Bei gut ausgebildeten Rhomben wurden die Winkel im Innern der Einschlüsse zu 76° und 104° gemessen. Meist sind aber die Formen abgerundet und zeigen häufig im Innern ein kleines Bläschen.

In einigen Quarzen fanden sich noch Reste von Andalusit vor, deren Spaltbarkeit, rosa Pleochroismus und gerade Auslösung noch gut zu erkennen waren. Das Gestein ist reich an Graphitpartikelchen und Magnetit, die zonenweise angereichert sind und dadurch die Streifung im Gestein hervorrufen.

Biotit ist nur spärlich vorhanden, zuweilen sind die Biotitneubildungen noch gut an ihren scharf sechsseitig entwickelten Krystallen zu beobachten, jedoch ist er meist nur noch als rundliche, stark absorbierte Körner im Quarz wahrzunehmen. Sillimanit ist in vereinzelten Kryställchen als Einschluß im Quarz sehr häufig. Stellenweise liegt er in Büscheln vereinigt parallel zur Streifung.

Der Granat ist ein Almandin von rosa Farbe und etwa 3—4 mm Größe. Er ist ursprünglich als Idioblast in großer Menge vorhanden gewesen, jedoch haben die pyrometamorphen Einwirkungen seine jetzt kaum noch erkennbaren Krystallformen stark zerstört und z. T. sogar eingeschmolzen. Nicht selten ist nur noch eine lange zusammenhängende Reihe von stark korrodierten Granatkörnern vorhanden, die alle parallel zur Schieferung liegen. Der Granat ist häufig von zahlreichen Quarzkörnern siebartig durchwachsen und zeigt stellenweise zahlreiche Magnetit- und Sillimaniteinschlüsse.

---

[1]) Rosenbusch-Wülfing, Mikr. Physiographie d. petrogr. wichtigen Mineralien. Stuttgart 1904, Bd. I, S. 382 und Taf. IX, Fig. 1.

Spinell wurde nur in einzelnen Oktaedern beobachtet.

Andalusitbiotitschiefer mit Spinell.

In diesem Schiefer wechsellagern dickere und dünnere Biotitlagen mit grauen quarzreichen Schichten. Das Gestein besitzt deutlich schieferige Textur und granoblastisch-porphyroblastische Struktur.

Die Schliffe durch die Biotitlagen zeichnen sich durch ihren großen Reichtum an graugrünen und violetten Spinelloktaedern aus, die in dichten Aggregaten den ganzen Schliff bedecken. Der Andalusit ist farblos, im Korn vollständig frisch und zeigt parallel c deutlich rosa Dichroismus. Er ist von einem dichten Kranz grünlicher und violetter, großer Spinelle eingerahmt, die auf den Spaltrissen in das Innere vordringen, sich dort nesterweise ansammeln und den Andalusit verdrängen[1]). Die Spinelle zeigen häufig Zwillingsbildung nach {111}.

In den Quarz-Biotitlagen, die sehr reich an farblosem Glas sind, liegen zahlreiche kleine Sillimanitfasern.

Auswürflinge der III. Gruppe.

Pyrometamorpher Andalusitglimmerhornfels.

Die Gesteine dieser Gruppe stehen an Zahl und Größe unter den Auswürflingen krystalliner Schiefer am Ostabhang des Killer Kopfes an erster Stelle. An ihnen ist schon makroskopisch die Einwirkung der Pyrometamorphose deutlich zu erkennen. In den schwarzen Schiefern zeigen sich meist zahlreiche 1—2 cm lange, in den rhombischen Querschnitten 0,5

[1]) Eine ähnliche Umwandlung des Andalusits und Sillimanits in Spinell beobachtete A. Bergeat an andalusitführenden Einschlüssen im Cordieritandesit von Lipari: »Das Vordringen der Spinellhaufen in die Andalusit- und Sillimanitkristalle erinnert ungemein an eine schmarotzerhafte Überwucherung und Durchfressung.« A. Bergeat, Der Cordieritandesit von Lipari, seine andalusitführenden Einschlüsse und die genetischen Beziehungen zwischen dem Andalusit, Sillimanit, Biotit, Cordierit, Orthoklas und Spinell in den letzteren. N. Jahrb. f. Min. usw. Beil. Bd. XXX, 1910, S. 575—627, Zit. S. 605.

bis 1 mm breite Krystalle von bläulichweißem Aussehen. Bei der Verwitterung des Schiefers treten diese Krystalle an der Oberfläche des Gesteins als erhabene Leisten hervor. Sie haben die mineralogische Gestalt des Andalusits, doch erweisen sie sich u. d. M. als Korund und Sillimanit. Die Gesteine besitzen Hornfelsstruktur, in denen die Andalusite in idioblastischer Ausbildung die Porphyroblasten darstellen. Die Textur ist massig, bei zuweilen kugeliger Absonderung.

Der Andalusit ist in den meisten Auswürflingen dieser Art vollkommen verschwunden. Nur selten verrät sich seine frühere große Verbreitung noch an kleinen Stellen mit rosa pleochroitischem Ton. An seine Stelle ist ein feinkörniges Aggregat von Korund und Sillimanit getreten, das als ein Haufwerk von hellgrauen Mineralkörnern erscheint. Wo sich am Rande der Krystallform dieses Gewirre in einzelne kleine Individuen auflöst, beobachtet man zuweilen Querschnitte sechsseitiger Korundkrystalle und massenhafte Sillimanitnadeln. Diese Korund-Sillimanitaggregate geben in ihrer Gesamtheit im Längs- und Querschnitt die ehemaligen Krystallumrisse des Andalusits sehr scharf wieder. Auch die kreuzartigen Durchwachsungen des Andalusits sind in diesen Pseudomorphosen noch gut wiederzuerkennen. Stellenweise sind schöne radialstrahlige Garben von Sillimanit zu beobachten.

Der Biotit ist in stark gebuchteten, verzahnten und sich gegenseitig durchdringenden Lamellen vorhanden. Er zeigt kräftigen Pleochroismus von hellbraun nach dunkelbraun und ist oft siebartig von Quarz durchwachsen.

Plagioklas und neugebildeter Sanidin füllen in xenoblastischen Körnern die Zwischenräume zwischen den Biotitschuppen aus.

Die Dünnschliffe dieser Gesteine erscheinen vollständig übersät von massenhaften, grünen Spinelloktaedern.

Pyrometamorpher Granatandalusitglimmerschiefer.

Der dunkle, äußerst feinschieferige Auswürfling zeigt auf

der Oberfläche zahlreiche, weiße Leisten, die sich u. d. M. als pyrometamorph umgewandelte Andalusite erweisen. In Schliffen senkrecht zur Schieferung erkennt man die rhombischen, fast quadratischen Querschnitte des Andalusits, die jedoch in der Regel keine Spur der ursprünglichen Mineralsubstanz mehr erkennen lassen. An ihre Stelle ist ein feinkörniges, nur schwer erkennbares Aggregat von Sillimanit, Korund, Spinell und Biotit getreten.

Eine ähnliche Umwandlung haben auch die zahlreichen Granaten erlitten, jedoch sind hier häufig noch Reste des stark aufgelösten Granats in der Mitte des Mineralaggregats vorhanden.

Biotit kommt in zusammenhängenden, buchtig korrodierten und verzahnten Formen vor. Die xenomorphen, undulös auslöschenden Quarzkörner, die sich in langgestreckten Zügen zwischen die Biotitlagen einschalten, sind alle von einer schmalen, farblosen Glaszone umgeben, deren Lichtbrechung geringer ist als die des Quarzes.

Cordieritführender Quarzglimmerschiefer.

Cordieritführende Gesteine gehören unter den Auswürflingen vom Ostabhang des Killer Kopfes zu den Seltenheiten. Unter den von mir gesammelten Auswürflingen ist der vorliegende der einzige, der Cordierit enthält.

Es ist ein ca. 10:10 cm großes, ziemlich dunkles, körniges Gestein, dem dünne Biotitlagen eine undeutlich schieferige Textur verleihen. Außer Biotit und Quarz sieht man stellenweise mit der Lupe blaue Körner, die sich u. d. M. als Cordierit erweisen.

Das Gestein besteht vorwiegend aus xenoblastischen, z. T. verzahnten und undulös auslöschenden Quarzkörnern. Sie liegen zonenweise mit rundlichen und aufgelösten Biotitschuppen zusammen in braunem Glas eingebettet, dessen schlierige, braune Färbung vom Biotit herrührt. Von diesen stark verglasten Zonen erstreckt sich das Glas in immer dünneren

Adern bis in die biotitfreien, nur wenig aufgelösten Quarzpartien, wo es vollkommen farblos erscheint und jedes einzelne Quarzkorn als dünne Glashaut umschließt. An Einschlüssen zeigt der Quarz zahlreiche Sillimanitkryställchen, die sich stellenweise zu dichten Büscheln vereinigen. Die kleinen dihexaedrischen Glaseinschlüsse mit Bläschen, die in sehr vielen dieser pyrometamorphen Schiefer vorkommen, fehlen hier fast nirgends. Außerdem findet man noch abgerundete Biotitreste vom Quarz umschlossen.

Der Biotit ist tiefbraun und zeigt kräftigen Pleochroismus parallel zu den Spaltrissen schwarzbraun, senkrecht dazu hellgelb. Zuweilen erkennt man noch seine scharf sechsseitigen Umrisse, doch ist er, meist im Glase liegend, schon stark aufgelöst. Er ist oft von Quarz siebartig durchwachsen.

Der Cordierit erscheint u. d. M. in rechteckigen, prismatischen Querschnitten und unregelmäßigen, häufig angeschmolzenen Formen. Er zeigt kräftigen Dichroismus parallel a gelblichweiß bis farblos, parallel b und c blau. Schwache Licht- und Doppelbrechung, Achsenwinkel meist sehr groß, optischer Charakter negativ. Felderteilung durch Zwillingsbau nur an wenigen Stellen andeutungsweise zu beobachten. Die Krystalle sind reich an Einschlüssen. Besonders verbreitet sind rundliche Biotitreste, feine Sillimanitfasern und Glas.

Seinem Auftreten nach kann man den Cordierit hier nicht für einen primären Gemengteil des Schiefers, sondern für ein durch pyrometamorphe Einwirkungen neugebildetes Mineral ansehen. Auch R. Brauns[1]) macht bereits darauf aufmerksam, daß er: »in den Auswürflingen immer mit Spuren von schmelz-

[1]) R. Brauns, Die kristallinen Schiefer des Laacher Seegebietes usw. Stuttgart 1911, S. 48 und Die chemische Zusammensetzung granatführender kristalliner Schiefer, Cordieritgesteine usw. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil. Bd. XXXIV, 1912, Zit. S. 127.

R. Bergeat, Der Cordieritandesit von Lipari, seinr andalusitführenden Einschlüsse und die genetischen Beziehungen zwischen dem Andalusit, Sillimanit, Biotit, Cordierit, Orthoklas, Spinell in den letzteren. N. Jahrb. f. Min. usw. Beil. Bd. XXX, 1910, S. 597.

flüssiger Auflösung verbunden ist und der Cordierit in ihnen nur als eine Neubildung angesprochen werden kann«.

Biotitquarzitschiefer mit Granat, Sillimanit und Spinell.

Der silbergraue, 8:10 cm große Auswürfling besteht im wesentlichen aus Quarz. Biotitlagen verursachen eine ebene, dünnschieferige Textur. Mit einer starken Lupe erkennt man blaßrosa Granatkörner, zuweilen mit krystallographischer Begrenzung, während Sillimanit und Spinell nur u. d. M. wahrnehmbar sind. Die Struktur des Schiefers ist granoblastisch. Der Auswürfling ist von einer dünnen Augititrinde umgeben.

Der Granat ist nur selten nach {110} und {211} idioblastisch ausgebildet, meist tritt er in stark korrodierten, rosa durchscheinenden Körnern von 1—2 mm Größe auf. Die Individuen zeigen unregelmäßige Risse und sind von Quarzkörnern in der Regel siebartig durchwachsen. Als Einschlüsse beobachtet man Biotit, Sillimanit und Magnetit.

Von Schmelzerscheinungen, wie ich sie an Granaten anderer Auswürflinge wahrnehmen konnte, ist hier nichts zu erkennen. Z. T. sind die Individuen pyrometamorph in Biotit, Sillimanit und besonders Spinell umgewandelt, die als Haufwerke kleiner scharfer Kryställchen zuweilen noch deutlich die ursprüngliche krystallographische Begrenzung des Granats wiedergeben.

Sillimanit ist in großen Mengen verbreitet und bildet u. d. M. graue filzige Gewebe schmaler, wasserklarer Prismen, die etwa 0,3—0,5 cm groß werden. Die Krystalle sind vielfach quergegliedert und in bezug auf ihre Längszone optisch positiv. Die büschelförmigen Aggregate betrachte ich wie den Granat als primären Bestandteil des krystallinen Schiefers, während die feinsten Fäserchen, die über das ganze Gestein verbreitet sind, wohl sekundärer Entstehung sind [1]).

[1]) Brauns, Die kristallinen Schiefer des Laacher Seegebietes usw., Stuttgart 1911, S. 34 u. 35.

Der Quarz erscheint u. d. M. als vorherrschender Gemengteil. Er bildet vielfach gebuchtete und ineinander verzahnte Körner mit undulöser Auslöschung. Die Quarzkörner sind meist von einer dünnen Glashaut umzogen und besonders reich an dihexaedrischen Glaseinschlüssen mit unbeweglichen Bläschen. Außerdem trifft man häufig kleine Sillimanitnadeln darin an.

Biotit ist in dünnen Lagen angereichert und tritt in zweierlei Gestalt auf. Die eine Art der Ausbildung zeigt unregelmäßige, lappige Formen mit tiefdunkelbrauner Farbe und kleinen Erzeinschlüssen. Daneben sind heller gefärbte sechsseitige Täfelchen sehr verbreitet, die im konvergenten Licht fast einachsig erscheinen. Diese Individuen sind wohl als Neubildungen anzusehen [1]).

Feldspat tritt hinter Quarz sehr zurück. Er ist in der Regel nur im konvergenten Licht und an dem Fehlen der kleinen Glaseinschlüsse vom Quarz zu unterscheiden.

Spinell bildet Haufwerke kleiner Oktaeder, die im wesentlichen auf die Biotitlagen beschränkt sind. Am häufigsten kommt er als hellgrüner Pleonast vor, während ein etwas größerer, violett durchsichtiger Spinell nur in geringerer Menge auftritt. Er ist ausschließlich pyrometamorpher Entstehung.

Glas ist nur an wenigen Stellen zu beobachten.

Durch die Injektion heißer Gase und Dämpfe, die bei ihrem Aufsteigen in höhere Gesteinsschichten eindringen und sie durchziehen, werden vornehmlich die pyrometamorphen Umkrystallisationen der Mineralgemengteile verursacht. Es findet dabei neben einer Stoffwanderung eine Stoffzufuhr statt. »Im abgekühlten Gestein kondensieren sich die nur noch mit $SiCl_4$ und SiF_4 beladenen Wasserdämpfe unter Erzeugung von SiO_2 und korrodierendem HCl und HF und bringen daneben sekretionsartige Anhäufungen von Quarz als Linsen, Lagen, Gänge und

[1]) R. Brauns, Die chemische Zusammensetzung granatführender kristalliner Schiefer, Corderitgesteine usw. N. Jahrb. f. Min. usw, Beil. Bd. XXXIV, 1912, S. 111.

Adern hervor. Während der Injektion können ebenso, wie während der Kontaktmetamorphose, tektonische Störungen eintreten; dann wird wieder besonders die Formenenergie des sich bildenden Injektionsgesteins beeinflußt und Torsionstextur kann sich mit Druckfältelung kombinieren, so daß die mannigfaltigsten und oft recht schwer zu enträtselnden Gesteinsformen entstehen.«[1])

Diese Quarzanhäufungen, die zuweilen durch Eisenhydroxyd gelblichbraun gefärbt sind, treten an den pyrometamorphen Schiefern der dritten Gruppe häufig als körnige Massen auf, die an der Oberfläche fast immer mit einer glänzenden Schmelzglasur überzogen sind. Daneben kommen auch vollkommen dichte quarzitische Stellen vor, in denen die einzelnen Quarzkörner nicht mehr zu unterscheiden sind.

In den Anfängen dieser Quarzausscheidungen beobachtet man im Gestein nur dünne, langgestreckte Quarzlinsen, die eine flaserige Textur des Schiefers bewirken. Die Quarzlagen folgen zunächst als dünne Bänder der Schieferung, und machen die kleinen, mannigfaltigen Texturen der Druckfältelungen mit: sie verdicken sich an den Mulden- und Sattelbiegungen und werden im Mittelschenkel zu feinen, dünnen Linien ausgezogen.

An manchen Auswürflingen läßt sich ein keilartiges Eindringen der Quarzmassen von den Seiten her deutlich wahrnehmen; in wieder anderen ein Aufpressen und Ausweichen der Schieferlagen um dicke Quarzlinsen, die zuweilen noch stark absorbierte Reste des Schiefers umschließen. Aus dieser Zone starker Quarzsekretionen stammt auch ein über faustgroßer Auswürfling, der nur aus Quarzkörnern besteht und der außer der Schmelzglasur noch kleine Reste der Augititrinde besitzt.

Auswürflinge der IV. Gruppe.

Die Auswürflinge der IV. Gruppe sind durch ihr brecciöses Aussehen gekennzeichnet (s. Taf. 15 u. 16). Sie enthalten in einem meist grünlichen Bindemittel ein Gemenge

[1]) U. Grubenmann, Die kristallinen Schiefer. Berlin 1910, Zit. S. 73.

wirr durcheinanderliegender und verschieden großer Schieferfetzchen, die alle möglichen Stadien der Absorption aufweisen.

Diese Schieferbrocken haben in ihrem Mineralbestand und strukturellem Gefüge mehr oder weniger weitgehende Veränderungen erlitten, die sich im wesentlichen auf zwei, überall in gleicher Weise auftretende, Umkrystallisationsprozesse zurückführen lassen. Diese Umbildungen sind u. d. M. in ihren Anfängen oft schon bei Gesteinen der dritten Gruppe wahrzunehmen, die in der Regel makroskopisch davon noch nichts erkennen lassen.

1. Ägirinisierung des Biotits.

Innerhalb der Biotitlagen des Gesteins trifft man u. d. M. an einzelnen Stellen Nester von grünen Mineralkörnern an, die aus dem Biotit hervorgegangen sind und als Ägirinaugit bestimmt wurden. Diese Umbildung geht in derselben Weise vor sich, wie sie an dem Biotit der Noseansanidinite beobachtet und bereits beschrieben wurde (s. S. 223 und Taf. 17). Es findet eine allmähliche, vollständige Verdrängung des Biotits statt, und diesen Prozeß, der an allen Schiefern der vierten Gruppe zu erkennen ist, bezeichne ich als »Ägirinisierung«.

Makroskopisch ist die Ägirinisierung mit einer Änderung in der Farbe des Schiefers verknüpft, die sich an den Stellen, wo die Umbildung beginnt, grün färben. So sieht man häufig Schiefer, in die sich keilartig von den Seiten her die grünlichen Umwandlungszonen erstrecken. In anderen wieder beginnt die Umkrystallisation in Ägirinaugit in Gestalt einzelner, kleiner langgestreckter, grüner Linsen, die sich bei stärkerer Veränderung des Schiefers an Zahl und Größe vermehren und sich schließlich zwischen die dunklen Biotitlagen als breite, grüne Schichten einschalten. Schieferstücke in diesem Stadium der Umwandlung, die eine Wechsellagerung von grünen und schwarzen Schichten aufweisen, findet man sowohl als kleine, in den Mischgesteinen eingebettete Brocken, wie auch als größere isolierte Auswürflinge.

Das Endglied dieser Umwandlung stellen hellgrüne Gesteine dar, deren ursprüngliche Paralleltextur in der Regel etwas verschwommen aber stets noch deutlich zu erkennen ist. U. d. M. beobachtet man hier eine fast vollständige Umwandlung der Biotitlagen in Ägirinaugit, und nur selten finden sich zwischen den Ägirinaugitzügen noch nesterweise erhalten gebliebene Reste des Biotits.

2. Sanidinisierung.

Gleichzeitig mit der Ägirinisierung des Biotits beobachtet man u. d. M. eine Verdrängung des Quarzes durch Sanidin. Dieser Prozeß, den ich als »Sanidinisierung« bezeichne, verläuft jedoch sehr viel schneller wie die Ägirinisierung, so daß der Quarz meist schon vollständig verschwunden ist, wenn der Biotit noch in großer Menge vorhanden ist. Diese Beobachtung stimmt auch mit den Angaben von A. Lacroix [1]) und R. Brauns [2]) überein, die gleichfalls die schnelle Verdrängung des Quarzes bei Umwandlungsprozessen ähnlicher Art bestätigen.

Makroskopisch läßt sich das Verschwinden des Quarzes zugunsten des Feldspats wegen der geringen Verschiedenheit des feinkörnigen Sanidins von Quarz weniger deutlich verfolgen. In einigen Mischgesteinen erkennt man die Sanidinisierung am besten an den kleinen eingebetteten Schieferfetzchen, die vollkommen weiß erscheinen und sich von dem grünen Bindemittel sehr scharf abheben. Diese Stückchen zeigen häufig im Kern Ägirinaugitlagen, die stellenweise mit parallelen, perlschnurartig aneinander gereihten Zügen kleinster Hohlräume wechsellagern.

Diese Umwandlungserscheinungen sind fast alle mehr oder weniger von einer starken Verglasung begleitet, die auch

[1]) A. Lacroix, Les enclaves des roches volcaniques: »c'est le quartz qui disparait le premier.« Macon 1893, p. 185.

[2]) R. Brauns, Die chemische Zusammensetzung granatführender kristalliner Schiefer, Cordieritgesteine usw. N. Jahrb. für Min. usw., Beil. Bd. XXXIV, 1912, S. 162.

makroskopisch schon an vielen Schiefern und im Bindemittel recht gut sichtbar ist. Besonders auf Spaltrissen und in Hohlräumen beobachtet man sehr häufig ein dunkelgrünes, blasenreiches Glas, das in einigen Auswürflingen so vorherrscht, daß das Gestein dadurch ein rauhes, schlackiges und cavernöses Aussehen erhält.

Das meist dunkelgrüne, glasreiche Bindemittel ist zum größten Teil durch Einschmelzung und Umkrystallisation der darin eingebetteten Schieferfetzchen entstanden und zeigt die beiden Umwandlungserscheinungen in verstärktem Maße.

In einigen Auswürflingen trifft man nur vereinzelte, größere Schieferbrocken an, die kein eigentliches Bindemittel wie die übrigen Gesteine dieser Art besitzen, sondern den ganz allmählichen Übergang aus dem ägirinisierten und sanidinitisierten Schiefer mit deutlicher Paralleltextur in ein vollkommen regellos struiertes Ägirinaugit-Sanidingestein verfolgen lassen.

In einem Schliff von der Grenze gegen das schieferige Gestein erscheint der Sanidin zunächst in ähnlichen, dichtgedrängten körnigen Massen ausgebildet wie der Quarz. Er ist wasserklar und zeigt im konvergenten Licht negative Doppelbrechung und sehr kleine optische Achsenwinkel. Seine Lichtbrechung ist geringer als die des Kanadabalsams. Die allotriomorphen Körner grenzen ganzrandig gegeneinander und sind fast nie verzwillingt. Sie sind alle von einer dünnen, braungelben Haut von Eisenhydroxyd umzogen und besitzen zuweilen Einschlüsse von Biotit und Krystalliten.

Ein Schliff von demselben Gestein in größerer Entfernung von der Übergangsstelle zeigt bereits größere, langgestreckte Krystallformen mit Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz.

Der Biotit ist in dem Bindemittel mancher Auswürflinge der vierten Gruppe noch in reichlicher Menge vorhanden, in anderen wieder ist er vollständig verschwunden. Die Bildung von Ägirinaugit aus Biotit nimmt im Bindemittel gelegentlich

so zu, daß man geschlossene allotriomorphe Aggregate von Ägirinaugit beobachten kann, die neben neugebildetem Magnetit zuweilen noch Reste des Biotits wahrnehmen lassen. Diese tiefgrünen Partien, die dem Bindemittel seine charakteristische Farbe verleihen, weisen oft als Zeichen ihrer sekundären Entstehung makroskopisch und mikroskopisch deutlich radialstrahlige Texturen auf.

Der Ägirinaugit ist in den verschiedenen Auswürflingen sehr mannigfaltig ausgebildet. Meist tritt er in unscharfen, schmalen Krystallformen auf, die an den Enden wie abgebrochen erscheinen. Daneben kommen auch größere, scharf begrenzte Individuen vor, die nur äußerst selten Zwillingsbildung und Zonarbau erkennen lassen. Er ist tiefgrün, sein Pleochroismus parallel c tiefgrün, senkrecht c gelblichgrün, Auslöschungsschiefe c:c zwischen 73° und 82°.

Die Biotit- und Ägirinaugitpartien sind häufig von einer Zone von schlierigem, graubraunem oder grünem Glase umgeben.

Eine bemerkenswerte Neubildung, die sich in dem Bindemittel fast überall mit Ägirinaugit vergesellschaftet und oft verwachsen vorfindet, ist eine blaue Hornblende. Sie bildet kleine, büschelige Partien, die randlich meist in ein braungelbes Zersetzungsprodukt übergegangen sind. Die Hornblende besitzt starke Doppelbrechung und zeigt negativen optischen Charakter und deutlichen Pleochroismus: parallel b blauviolett, parallel c grünlichblau und parallel a gelblichgrün. $b > c > a$. Die Auslöschungsschiefe c:c wurde zu 42° bestimmt. Dispersion stark: $\varrho > v$. Die Hornblende gehört nach ihrer Auslöschung und Absorption $b > c$ zum Katophorit.

Die pyrometamorphen Mineralien sind in den stark resorbierten Schieferfetzchen bis auf wenige Reste gänzlich verschwunden. In einem Schliff sind die Umrisse des Andalusits noch sehr schön zu erkennen. Seine Formen sind von feinkörnigem Feldspat und einem dunklen Aggregat von Magnetit und dunkelgrünem Spinell ausgefüllt. Der Biotit ist in

diesem Schliff erst stellenweise durch Ägirinaugit ersetzt, während der Quarz durch Feldspat schon vollständig verdrängt ist.

In dem Bindemittel vieler Auswürflinge tritt zum ersten Male Titanit auf, der in den Ägirinaugit-Sanidingesteinen nur selten fehlt und hier an Menge bedeutend zunimmt. In einigen Schliffen scheinen lange, spindelförmige Titanitkryställchen, die teilweise noch im Biotit eingebettet sind, direkt daraus hervorzugehen. In ähnlicher Weise wurde in Noseansanidiniten eine Neubildung von Titanitkrystallen aus Hornblende beobachtet.

Der Titanit liegt meist als unregelmäßige Körner im Ägirinaugit. Er besitzt in dickeren Schliffen deutlichen Pleochroismus: parallel b grünlichgelb, parallel c tiefrot. Die optischen Eigenschaften wie bekannt.

Apatit fehlt keinem Schliff ganz. In einigen ist er sehr häufig und dann gern nesterweise angereichert, und bildet wasserklare, dünne, säulenförmige oder auch kurz gedrungene Krystalle, die an den Enden zuweilen Pyramidenflächen erkennen lassen. Nicht selten durchdringen die Apatitkrystalle den Titanit und liegen zuweilen in großer Menge im Ägirinaugitaggregat.

Kalkspat füllt in einigen Schliffen als sekundäre Bildung die Hohlräume aus.

Auswürflinge der V. Gruppe.

Die Ägirinaugit-Sanidingesteine bestehen im wesentlichen aus den gleichen Gemengteilen wie das Bindemittel. Während dieses aber zum größten Teil eine wenig individualisierte, glasige, grünliche Masse bildet, sind die meisten Ägirinaugit-Sanidingesteine so vollkörnig entwickelt, daß ihre Gemengteile schon mit bloßem Auge gut erkennbar sind.

Wie gelegentliche Übergänge schon beweisen, sind diese Gesteine aus den krystallinen Schiefern durch Ägirinisierung und Sanidinisierung entstanden. Zuweilen trifft man sogar noch unter den Ägirinaugit-Sanidingesteinen solche mit deutlicher Paralleltextur.

Es sind meist etwas über faustgroße Auswürflinge, die makroskopisch außerordentlich verschieden aussehen, deren Mannigfaltigkeit in der Regel aber nur auf eine sehr unregelmäßige Verteilung und Größe der beiden Hauptgemengteile: Ägirinaugit und Sanidin beruht.

Die Korngröße dieser beiden Gemengteile stimmt im allgemeinen in den einzelnen Auswürflingen gut überein. Z. T. sind die Gesteine sehr feinkörnig, fast dicht, und haben dann häufig durch ihren großen Reichtum an Ägirinaugit ein dunkelgrünes Aussehen. Der Sanidin, der in allen diesen Gesteinen den größten Anteil an ihrer Zusammensetzung hat, tritt makroskopisch in den feinkörnigen Auswürflingen nur in einzelnen, glasigen Kryställchen durch seine stark glänzenden Spaltflächen hervor.

Eine weitere Verschiedenheit in dem makroskopischen Habitus vieler Äriginaugit-Sanidingesteine ist auf eine mehr oder weniger starke Verglasung zurückzuführen, die ein rauhes, schlackiges und poröses Aussehen des Gesteins zur Folge hat. Einige sehr glasreiche Auswürflinge zeigen große, unregelmäßig gestaltete Blasenräume, die ineinander übergehen und schlauchartig das ganze Gestein durchziehen. Diese Hohlräume sind stets mit Glas ausgekleidet, auf dem sich sekundär kleine, traubige Zeolithe ausgeschieden haben.

Die von mir untersuchten Dünnschliffe dieser Gesteine zeigen im allgemeinen große Übereinstimmung. Es sind im wesentlichen Gemenge von Sanidin und Ägirinaugit, zu denen in den meisten Schliffen noch Titanit und Apatit hinzutreten. An Magneteisen sind diese Gesteine sehr arm. In einigen Schliffen wurde eine Anzahl dunkelroter Granatkörper angetroffen, die vielleicht nach dem Vorgang von G. Brauns als letzte Residuen des umgeschmolzenen krystallinen Schiefers zu betrachten sind[1]). Von pyrometamorphen Mineralien war in den Schliffen nichts mehr zu erkennen.

[1]) R. Brauns, Die chemische Zusammensetzung granatführender kristalliner Schiefer, Cordieritgesteine usw. N. Jahrb. f. Min., Beil. Bd. XXX, 1912, S. 90.

Die grobkörnigen Gesteine sind sehr reich an Sanidin, der in glasigen, weißen bis gelbgrauen Krystallkörnern ausgebildet ist. Er ist in einigen Auswürflingen als ein reines, zuckerkörniges Gemenge in Nestern und schlierenartigen Zonen angereichert, in denen zuweilen eine Anzahl frischer, großer Biotitkrystalle eingewachsen sind.

U. d. M. ist der Sanidin meist wasserklar und frisch und zeigt nur an wenigen Stellen kleine Erzpartikelchen als Einschlüsse. Fast nie verzwillingt und ohne Krystallflächen. $n <$ als Kanadabalsam. Auslöschungsschiefe auf M 5°. Die optischen Achsenwinkel sind verschieden groß, meist fast 0°, aber auch über 30°.

Die Ägirinaugite sind als schmale, schwarzgrüne Krystalle entwickelt, die in einigen Auswürflingen bis zu $2^1/_2$ cm groß werden, radialstrahlig angeordnet sind und zuweilen in bandartigen Zonen angereichert erscheinen.

U. d. M. in stark korrodierten Krystallen über den ganzen Schliff verbreitet. In einigen Dünnschliffen bildet er dichte, geschlossene allotriomorphe Aggregate, die zuweilen Radialtextur aufweisen. In der Mitte solcher sphärischer Partien beobachtet man eine Anzahl Schnitte $\perp c$, um die sich in radialer Anordnung die Längsschnitte legen. Die Querschnitte $\perp c$ besitzen fast quadratischen Habitus durch die vorherrschende Ausbildung von {110}. Daneben sind die Pinakoidflächen {100} und {010} nur sehr schmal entwickelt. Die Krystalle sind einfach gebaut und nur selten nach {100} verzwillingt. Auslöschungsschiefe $c:c = 74°$. Pleochroismus parallel a grasgrün, parallel b grüngelblich, parallel c olivgrün.

Titanit; in stark lichtbrechenden farblosen Körnern oder spitzrhombischen Querschnitten, die sehr häufig bis zur Hälfte in Ägirinaugit stecken. Deutlicher Pleochroismus parallel c tiefrot, parallel b schwach grünlichgelb, parallel a farblos. Doppelbrechung sehr stark, optischer Charakter positiv. In einigen Schliffen wurde Zwillingsbau nach {001} beobachtet, deren Naht der längeren Diagonale des rhombischen Querschnitts entspricht.

Apatit; in allen Schliffen, stellenweise in kleinen Gruppen angereichert. Wasserklar und oft reich an Gasporen und Einschlüssen.

Die Einschmelzung zu Glas ist in diesen Auswürflingen verschieden weit fortgeschritten. An Stellen, wo nur Sanidin eingeschmolzen ist, erscheint das Glas farblos, meist aber ist es durch die Einschmelzung des Ägirinaugits stark grünlich bis grünlichbraun gefärbt. Häufig sind alle Gemengteile stark abgerundet und von einer mehr oder weniger breiten Glaszone umgeben, die zuweilen fluidale Bewegungen erkennen läßt.

Kalkspat füllt in reichem Maße die Hohlräume des sehr porösen Gesteins aus.

Aus den vorstehenden Untersuchungen geht hervor, daß in der Gegend von Rockeskill unter den Schichten des Unterdevons krystalline Schiefer anstehen, die durch ein Magma mehr oder weniger stark metamorphosiert sind. Diese Gesteine haben wir in fünf Gruppen eingeteilt, die mit großer Wahrscheinlichkeit fünf verschiedenen Tiefenstufen über dem magmatischen Herde entsprechen. Die Gesteine mit den stärksten Einwirkungen (hier die Gesteine der V. Gruppe) waren dem Herde am nächsten, die unveränderten krystallinen Schiefer (die Gesteine der I. Gruppe) am weitesten davon entfernt. Die Mischgesteine der IV. Gruppe verraten durch ihre engen Beziehungen zu den vollkommen umgeschmolzenen und umkrystallisierten Gesteinen der V. Gruppe eine größere Nähe zum Herde, wie die pyrometamorphen Schiefer der III. Gruppe, die äußerlich oft noch ganz das Aussehen von intakten krystallinen Schiefern besitzen. Da die pyrometamorphen Umkrystallisationen besonders an den Kontaktmineralien zu beobachten und diese in gewissen Schiefern noch erhalten geblieben sind, so ergibt sich daraus, daß die Kontaktwirkungen der Pyrometamorphose vorausgingen und in größerem Umkreise wirkten als die letztere. Aus demselben Grunde erkennt man ferner, daß die Gesteine der II. Gruppe weiter vom Magma weglagen als die

Schiefer der III. Gruppe, die ja auch wegen ihrer stärkeren Verglasungen höheren Temperaturen ausgesetzt gewesen sein müssen.

Die Umkrystallisationen haben sich vor der Eruption in der Tiefe abgespielt, denn wir können nirgends beobachten, daß die basaltische Rinde, die die Auswürflinge umhüllt, irgendeine wesentliche Einwirkung darauf ausgeübt hat.

Die Umkrystallisationen beweisen eine Stoffzufuhr und Stoffabwanderung. Besonders lassen die Ägirinisierung des Biotits und die Sanidinisierung auf eine Zufuhr an natronreichen Dämpfen schließen, während andererseits Mg und Fe weggeführt wurden. Zu dem gleichen Resultat kommt R. Brauns, der dafür das Vorkommen des Andalusits in Sanidiniten[1]) aus dem Laacher Seegebiet anführt und die Zufuhr von Natron[2]) auf Grund chemischer Analysen von krystallinen Schiefern und Sanidingesteinen nachgewiesen hat.

Bei der Frage nach der Quelle der hohen Temperaturen und alkalireichen Dämpfe, die die Umkrystallisationen und Einschmelzungen verursacht haben, liegt es nahe, zunächst an das Magma zu denken, das auch die Noseansanidinite geliefert hat. Da jedoch — wie wir gesehen haben — auch diese Gesteine noch Pyrometamorphose und Einwirkungen hoher Temperaturen erlitten haben, so ist es wahrscheinlich, daß auch das augititische Magma vor seiner Eruption sich an diesen Umbildungsvorgängen beteiligt hat.

Die Auswürflinge krystalliner Schiefer aus dem Laacher Seegebiet sind z. T. denjenigen von Rockeskill sehr ähnlich. Die pyrometamorphen Umwandlungen der Kontaktmineralien in den krystallinen Schiefern stimmen noch im wesentlichen an beiden Punkten überein, während die durch erhöhte Injektion und Umschmelzung daraus entstandenen Sanidingesteine sich hier und dort wesentlich unterscheiden. Den Sanidin-

[1]) R. Brauns, Die chemische Zusammensetzung granatführender kristalliner Schiefer, Cordieritgesteine usw. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil. Bd. XXXIV, 1912, S. 166.

[2]) Ebenda S. 169.

gesteinen des Killer Kopfes fehlen die Kontakt- und die durch Pyrometamorphose entstandenen Mineralien fast vollständig, die am Laacher See noch relativ häufig darin sind; aber trotzdem läßt sich durch die allmählichen Übergänge recht gut nachweisen, daß auch die Sanidingesteine des Killer Kopfes aus krystallinen Schiefern entstanden sind. Den Sanidingesteinen des Laacher Seegebiets fehlt Ägirinaugit, während sie sonst sehr viel reicher an Mineralien sind, wie die Ägirinaugit-Sanidingesteine von Rockeskill.

Zusammenfassung.

Am Killer Kopf hat ein älterer Ausbruch nephelinführenden Leucitbasalt geliefert, der sich bis zum Bohrlich und nach Dohm erstreckt. Ein jüngerer Ausbruch hat nephelinführenden Melilithbasalt zutage gefördert, der nur geringe Ausdehnung erreicht hat.

Nach diesen Eruptionen erfolgte ein Ausbruch, der keinen Lavastrom, sondern lediglich Tuffe mit Bomben und metamorphen Stücken des krystallinen Grundgebirges zutage gebracht hat.

Das Magma, das der Zusammensetzung dieses Tuffes entspricht und alle größeren Bomben und isolierten Krystallauswürflinge teilweise mit einer Rinde umgibt, gehört in die Familie der Augitite.

Die basaltischen Bomben lassen sich einteilen in

1. Augititbomben, zu denen auch die größeren isolierten Krystalle von Augit und Hornblende gehören,
2. primäre Urausscheidungen, als erste Krystallisationszentren des Magmas.

Auf der Grenze zu den sauren Gesteinen stehen die Biotit-Augitgesteine mit Feldspat und Nosean.

Die übrigen Auswürflinge bilden

1. die Reihe der Noseansanidinite und der zu ihnen gehörenden isolierten Sanidinauswürflinge,
2. die der krystallinen Schiefer und ihrer Umbildungsprodukte, die sich in 5 Gruppen einteilen lassen:

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

I. Gruppe: vollkommen unveränderte Gesteine,
II. » kontakmetamorphe Schiefer,
III. » pyrometamorphe Schiefer z. T. mit Quarzanhäufungen,
IV. » Mischgesteine von brecciösem Aussehen: Gesteine der Injektions- und Einschmelzmetamorphose,
V. » Ägirinaugit-Sanidingesteine.

3. eine Reihe von Sanidingesteinen von bisher unbestimmter Herkunft.

Die Auswürflinge lassen alle mehr oder weniger die Einwirkung hoher Temperaturen und der Injektion heißer Gase und Dämpfe erkennen, die in den Gesteinen eine Reihe von Umkrystallisationen herbeigeführt haben. Vor allem

die Ägirinisierung des Biotits und

die Sanidinisierung nach dem Verschwinden des Quarzes.

Daneben fand noch eine weitgehende Verglasung aller Gemengteile statt.

Die Anregung zu dieser Arbeit gab mir mein hochverehrter Lehrer, Herr Professor Dr. H. RAUFF, dem ich an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank für das mir erwiesene Wohlwollen und die Unterstützung bei der Ausführung meiner Untersuchungen ausspreche.

Die Arbeit wurde im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Königlichen Friedrich-Wilhelms-Universität zu Berlin ausgeführt, dessen Leiter, Herrn Geheimen Bergrat Prof. Dr. TH. LIEBISCH ich ebenfalls großen Dank schulde sowohl für die Förderung meiner Arbeit als auch meiner mineralogisch-petrographischen Studien.

Die größte Zahl der Schliffe und die Analysen wurden von der Königl. Geol. Landesanstalt zu Berlin angefertigt, wofür ich dem Direktor der Anstalt, Herrn Geheimen Oberbergrat Professor Dr. F. BEYSCHLAG zu ganz besonderem Dank verpflichtet bin. Die Untersuchung ist mir dadurch sehr wesentlich erleichtert worden.

Berlin, den 21. Juli 1914.

Zur Kenntnis des glazialen Stauseegebietes bei Lübeck.

Von Herrn **J. Schlunck** in Berlin.

Hierzu 1 Texttafel.

Die Umgegend von Lübeck hat seit langer Zeit durch ihre merkwürdigen Diluvialbildungen das Interesse der Geologen auf sich gelenkt und ist in den letzten Jahrzehnten der Gegenstand dauernder und eifriger geologischer Forschung gewesen. Einheimische Gelehrte haben die gelegentlich und vorübergehend im Stadtgebiet entstandenen Aufschlüsse für die Wissenschaft nutzbar gemacht und manches interessante Bild des Stadtuntergrundes, das inzwischen durch Zuschütten der Aufschlüsse vielleicht auf immer der Beobachtung entzogen wurde, ist so in Skizze und Beschreibung der Nachwelt erhalten geblieben.

Ferner sind auch die Ergebnisse der Tiefbohrungen in Stadt und Umgegend seit Jahrzehnten eifrig verfolgt worden, so daß, noch bevor die geologische Spezialkartierung des lübeckischen Gebietes systematisch in Angriff genommen wurde, bereits ein in zahlreichen Schriften gezeichnetes, recht vollständiges Bild der Geologie dieser Gegend vorhanden war.

Den größten Anteil und das größte Verdienst an diesen Arbeiten hat Herr Gymnasialoberlehrer Prof. Dr. P. Friedrich am Katharineum in Lübeck, ferner hat Herr Prof. Dr. med. R. Struck in mehrfachen Untersuchungen die Umgebung Lübecks und ihre Beziehungen zur Geologie Ostholsteins behandelt. Hierzu kommen die Arbeiten anderer, namentlich jüngerer Fachgenossen.

An Gründlichkeit und Stetigkeit können diese Studien der einheimischen Gelehrten, bei denen sich zu dem allgemein-wissenschaftlichen Interesse noch die Anteilnahme an den heimatlichen Bodenverhältnissen gesellt, gewiß nicht übertroffen werden. Der auf wenige Monate zur geologischen Kartierung in eine Gegend entsandte Geologe hat dagegen den, wenn auch geringeren Vorteil, die Verhältnisse seines Aufnahmegebietes mit denjenigen zahlreicher auch weit entfernter Landesteile vergleichen zu können. Wenn ich daher auch meine, nur in einigen Sommermonaten des Jahres 1911 gesammelten Erfahrungen im lübeckischen Stauseegebiete[1]) hier mitteilen möchte, so geschieht dies in der Erwägung, daß nur die Überlieferung möglichst zahlreicher, unter möglichst verschiedenen Gesichtspunkten angestellter Beobachtungen schließlich zur Lösung der geologischen Probleme führen könne, die das lübeckische Glazialgebiet auch heute, trotz der weit vorgeschrittenen wissenschaftlichen Arbeiten, noch immer bietet.

Die Stadt Lübeck liegt am Rande eines weiten, flachen Beckens, das in die diluviale Hochfläche seiner Umgebung eingesenkt ist. Wenn man dieses Becken häufig als »Lübeckische Ebene« bezeichnet, so ist diese Benennung keineswegs ganz wörtlich zu nehmen; vielmehr ist der Boden des Beckens durchfurcht von mehreren Talrinnen, die teilweise noch heute von Flüssen, wie Trave und Stecknitz bezw. dem Elbe-Trave-Kanal durchflossen werden. Die lübische Ebene nimmt von Süden her die Abflüsse der großen Seenrinne in sich auf, der auch der Ratzeburger See angehört. Einige Rinnen enthalten nur unbedeutende Bäche, nur wenige, besonders im Randgebiete des Beckens sind Trockentäler.

Die von mir bei den eigenen geologischen Aufnahmen gemachten Beobachtungen beziehen sich auf das Gebiet des Meßtischblattes Hamberge mit Ausnahme des nordöstlichen Viertels, also hauptsächlich auf den westlichen Teil der Lübeckischen Mulde, andre Teile derselben habe ich auf Exkursionen kennen gelernt.

[1]) die 1913 durch Untersuchungen in der Umgebung von Oldesloe ergänzt wurden.

Es sind nun mehrere Anzeichen dafür vorhanden, daß die Erosion, welche die Lübeckische Niederung geschaffen hat, nicht ausschließlich den Schmelzwässern der letzten Eiszeit zuzuschreiben ist, sondern daß schon wenigstens vor der letzten Eiszeit, wahrscheinlich schon zur Abschmelzperiode der 1. Vereisung dort ein Erosionstal bestand. Die große Tiefe, bis zu welcher die Grundmoräne im Stecknitztale hinabreichte — 60 m in der Bohrung Forsthaus Krumesse, trotz der ziemlich tiefen Lage des Ansatzpunktes dieser Bohrung von etwa 15 m, läßt darauf schließen, daß hier in dieser Talrinne schon wenigstens vor Ablagerung der jüngsten Grundmoräne bedeutende Massen durch Erosion fortgeschafft wurden, denn 60 m mächtiges Diluvium wurde auf den diluvialen Höhen der Umgegend nur ausnahmsweise angetroffen. Noch auffälliger sind die Anzeichen einer tiefeinschneidenden Erosionsrinne im Untergrunde der Stadt Oldesloe und der heutigen Trave-Beste-Niederung. Dort ergaben 5 Bohrungen in einer Reihe quer zum Travetale 90—130 m mächtiges Diluvium, das in keiner dieser Bohrungen durchsunken wurde und in der Bohrung am Hamburger Kinderpflegeheim zu Oldesloe von 35,80—37 m Brackwasserbildungen mit *Rissoa*, *Hydrobia*, *Tellina*, *Cardium edule* enthält. Mit Recht hat nun P. Friedrich diese tiefe Erosionsrinne, die schon an der Unterkante des Unteren Geschiebemergels ausgeprägt ist, also älter sein muß als dieser, mit anderen des Ost- und Nordseeküstengebietes bei Wismar, Hamburg und Bremen verglichen, die Oldesloer Rinne aber mit der Niederelbe in Verbindung gebracht. Bei der großen Mächtigkeit des Diluviums in der Bohrung Dissau (bei Schwarzau nördlich Lübeck) von 228 m, die ebenfalls auf eine frühe Erosion hindeutet, möchte ich indessen zur Erwägung stellen, ob sie nicht auch durch zur Ostsee abströmende Schmelzwässer der ersten Vereisung ausgetieft sein kann. Es fehlt nämlich auch im Untergrunde Lübecks nicht ganz an Resten marinen Interglazials.

Zunächst wurde bei einer Bohrung in der Wasserkunst[1]) unter 3 durch Sande getrennten Geschiebemergelbänken in kiesigem

[1]) Friedrich, Die Grundmoräne und Süßwasserablagerungen der Umgegend von Lübeck. Mitteil. der geogr. Gesellsch. zu Lübeck 1904.

Sande von 1,5 m Mächtigkeit in 26,5—28 m Tiefe in einer ganz kleinen Probe neben 20 (!) Exemplaren von *Nassa reticulata* und zahlreichen Schalresten von *Cardium edule* und *Tapes pullastra* vereinzelt *Litorina litorea, Cerithium reticulatum* und *Mytilus edulis* aufgefunden. Dazu kamen 1905 andere Funde bei Blankensee und Pöppendorf, ebenso in einer Bohrung bei Curau, wo auch zahlreiche Muscheln (*Mytilus?*) gefunden wurden.

In der Bohrung Blankensee lagerten die marinen Fossilien in einer 0,40 m mächtigen Kiesschicht in 28,85—29,25 m Tiefe unter 10 m Geschiebemergel und etwa 13 m Geschiebesand und Kies und bei Pöppendorf die ebenfalls 1 m mächtige Schicht mit den marinen Conchylien unter 7,50 m Sand und Kies und 38,5 m Geschiebemergel. Die Fauna war in beiden Fällen fast dieselbe wie in der Bohrung Wasserkunst.

Wenn man nun schon die marinen Conchylien von Blankensee und Pöppendorf als umgelagert ansehen und auch mit GOTTSCHE das Vorkommen von *Cardium edule* in der Bohrung an der Lychenheim'schen Brauerei in Schwartau als auf sekundärer Lagerstätte befindlich annehmen will, so läßt doch der Fund bei der Wasserkunst nach den Beschreibungen von P. FRIEDRICH kaum eine andere Deutung zu als die, daß es sich um marines Interglazial handelt, welches, wenn auch nicht mehr direkt auf primärer Lagerstätte, so doch nur ganz unbedeutend verschleppt sein kann. Ich möchte daher bis zu einem überzeugenden Beweise des Gegenteiles unter allem Vorbehalt nach der Zusammensetzung der Fauna (Eemfauna) die Vermutung aussprechen, daß das Meer wohl schon zur ersten Interglazialzeit dicht nördlich Lübeck und wohl noch weiter nach Westen in einem schmalen, fördenartigen Einschnitt in das Land eindrang, während die Funde von Brackwasserconchylien bei Oldesloe, die unter Süßwasserinterglazial lagern, wohl nicht mit diesem marinen Diluvium bei Lübeck — insbesondere bei der Wasserkunst — in Verbindung zu bringen, sondern dem jüngeren Interglazial zuzuweisen sind. Darauf weist nicht nur die Lagerung unter dem oberflächenbildenden Geschiebemergel und über dem sehr mächtigen Unteren Geschiebemergel

hin, sondern auch der Umstand, daß hier die Brackwasserschichten von Süßwasserschichten überlagert werden, ebenso, wie es bei dem jüngeren Interglazial bei Ütersen-Schulau der Fall ist, während alle Vorkommen des älteren Interglazials (der Eemzone), die bis jetzt bekannt sind, von Süßwasserschichten unterlagert werden.

Die heutige lübeckische Talniederung mit den in diese eingeschnittenen, schmalen Rinnen wurde jedoch erst zur Abschmelzperiode des letzten Inlandeises geschaffen. Der Vorgang des Zurückschmelzens verlief hier ziemlich rasch, nur östlich Lübeck ist eine Stillstandslage an einer vorwiegend aus Kiesen bestehenden Endmoräne erkennbar. Die Nähe des Meeres und die damals offenbar höhere Lage der Landoberfläche über dem Meeresspiegel begünstigten ein gewaltsames Abströmen der Schmelzwässer zur Ostsee, das offenbar zunächst unter dem Eise in Spalten und Hohlräumen vor sich ging. Die Kiesvorkommen an einem Seitentale der Trave bei Heilshoop in Zarpen, sowie auch die Kiese an der Trave bei Heidbergshof (östl. Gr. Barnitz) und südlich Groß-Wesenberg, welche ich früher selbst für Endmoränen gehalten habe, vermag ich bei eingehender Berücksichtigung ihrer Lagerungsverhältnisse nicht mehr als Randaufschüttungen des Eises anzusehen und möchte vielmehr glauben, daß es dem Osern verwandte, fluvioglaziale Spaltengebilde sind. Wollte man die Kieshügel bei Heilshoop, Zarpen und Heidekamp als Endmoränen auffassen und annehmen, daß die Schmelzwässer vor dem Eisrande in das Tälchen der Heilsaue abgeflossen seien, so müßte das Eis westlich, das eisfreie Vorgelände östlich dieses Tales gelegen haben und man käme zu einer fast genau umgekehrten Richtung der Bewegung des Eises von O nach W, statt von W nach O, wie sie sonst die Verteilung der Grundmoränenlandschaft und der Endmoräne in Schleswig-Holstein deutlich anzeigt und sie bisher allgemein angenommen wurde, oder man müßte zu einer sehr merkwürdigen Auszackung des Eisrandes seine Zuflucht nehmen. Alle diese gezwungenen Annahmen lassen sich leicht vermeiden bei Auffassung des Heilsaue-Tälchens als Os-Graben und der es an seiner Westseite flankierenden Kieshügel als »Wallberge«, die sich zu

einem Os zusammenschließen. Auch die tief in der Rinne des Travetales unter einer Decke von Talsand gelegenen Kiesaufschüttungen dürften gleicher Entstehung sein. In dieser Annahme bestärkt mich eine kürzlich bei Oldesloe gemachte Beobachtung, daß auch dort der Südrand des Travetales von Kieshügeln flankiert wird, die somit als Fortsetzung dieses Travetales aufgefaßt werden können.

Andere, wenn auch geringere Anzeichen subglazialer Erosion sind einige schmale Rinnen, die ihrer Gestalt nach nicht durch offene Wasserläufe ausgefurcht sein können, wie die zwischen Lockfeld über Stubbendorf bis südlich Ratzbek verlaufende und eine zweite, die nördlich an Gr. Wesenberg vorbeizieht. Die Sohle dieser Rinnen hat kein gleichmäßiges Gefälle, vielmehr überschreiten sie Höhen von fast 10 m, sind bald wannenartig erweitert und vertieft und dann mit Torf erfüllt, bald verengt und dann flacher und ähneln durchaus den Schmelzwasserrinnen, welche Keilhack aus dem Grunewald bei Berlin beschrieben und ebenfalls auf subglaziale Wasserläufe zurückgeführt hat.

Noch unter dem Eise begann dann auch der Absatz der ersten Beckensedimente der heutigen Lübeckischen Niederung. Bei dem Fortschreiten des Schmelzvorganges müssen sich weite Hohlräume unter dem Eise gebildet haben, die teilweise oder gänzlich mit Wasser ausgefüllt waren, aus dem sich feinere Schlämmprodukte als Ton niederschlugen. Diese ältesten Sedimente sind indessen der Grundmoräne noch ähnlicher, als den echten eigentlichen Beckentonen; es sind steingemischte, meist ziemlich fette, kalkige Tone, denen das Abschmelzen der überlagernden Eisdecke noch ganz und gar die kurz-hügeligen Oberflächenformen der echten Grundmoränen-Landschaft mit Einschmelzsöllen verliehen hat; ich habe mich daher für die Darstellung als »tonige Ausbildung des Geschiebemergels« auf der Karte entschieden. Diese tonige Grundmoräne, die noch an keine bestimmte Höhenlage gebunden ist, nimmt im Königl. Forst Reinfeld und westlich davon größere Flächen ein. Fast unmerklich geht dann der tonige Geschiebemergel nach Südosten zu — bei

Ratzbek — in den ältesten Beckenton über; die Grenze der Verbreitung fällt nun fast genau mit der 20 m-Kurve zusammen, die Oberfläche ist geebnet wie die der echten Beckensedimente, doch führen auch diese Tone noch vielfache Geschiebe.

Die Grenze der Talsedimente gegen die Grundmoränen-Landschaft fällt, wie schon angedeutet, nahezu mit der 20 m-Höhenlinie zusammen; nur nordwestlich von Lübeck kommen Abweichungen vor, auf die C. Gagel hingewiesen hat[1]). Diese brauchen indessen nicht durch Fehler in der topographischen Karte verursacht zn sein, sondern man kann sehr wohl annehmen, daß die Umgebung des Stausees noch nicht ganz eisfrei war und das Ufer zum Teil nicht von der heutigen Landoberfläche gebildet wurde.

Nach den Aufschlüssen, die sich im Stadtgebiete von Lübeck gelegentlich bei größeren Ausschachtungen darboten, sowie nach den Ergebnissen der Tiefbohrungen hat P. Friedrich eine Gliederung dieser Talbildungen aufgestellt; er unterschied der Altersfolge nach: 1. Unteren Talton, 2. Unteren Talsand, 3. Oberen Talton, 4. Dryaston, 5. Oberen Talsand[2]).

Diese Gliederung hat sich nach meinen Erfahrungen wenigstens teilweise auch im westlichen Teile der Lübeckischen Mulde, der auf Blatt Hamberge entfällt, durchführen lassen, wenn auch kleine Abweichungen vorkommen, wie im folgenden auszuführen sein wird. Dagegen erwies es sich auf Blatt Hamberge als sehr schwierig, bei der geologischen Kartierung in jedem einzelnen Falle zu unterscheiden, ob eine Fläche von Beckenton dem oberen oder unteren Horizonte angehört. Ist es schon schwierig und zeitraubend, an der Grenze von Talton gegen Talsand mit dem Handbohrer festzustellen, ob der Ton den Sand überlagert oder unter den Sand einfällt, so ist es, wenn man Talton unter Talsand erbohrt, vollends unmöglich zu wissen, ob man vom Oberen Beckensand aus den Oberen Beckenton, oder vom Unteren Beckensand

[1]) Aufnahmebericht 1911, S. 506.

[2]) Friedrich nennt diese Bildungen »Talton« und »Talsand«; auf der geologischen Karte werden sie gemäß ihrer Ablagerung in der ringsgeschlossenen Lübeckischen Mulde als Beckensande und Beckentone dargestellt und bezeichnet.

aus den Unteren Beckenton erreicht hat. Um daher fragwürdige Konstruktionen zu vermeiden, haben die Bearbeiter des Blattes, C. Gagel und der Verfasser, sich dahin geeinigt, die beiden Taltonbänke auf der Karte nicht mit verschiedenen Farben oder Signaturen anzugeben, zumal da solche Unterschiede des Alters und der Lagerung, da wo sie wirklich klar sind, an den Abschnittsprofilen der Talrinnen auch ohnedies aus dem Kartenbilde ersichtlich sind.

Nach der Natur ihrer Sedimente und deren Aufeinanderfolge dürften sich innerhalb der Lübeckischen Mulde nach dem Abschmelzen des letzten Inlandeises etwa folgende Vorgänge abgespielt haben:

Zunächst muß ein kräftiges Abströmen größerer Schmelzwassermengen zur Ostsee erfolgt sein annähernd in der Richtung des heutigen Trave- und Stecknitztales (jetzt von Elbe-Trave-Kanal eingenommen), aber viel weiter nach Norden und Osten ausgreifend, wie die sehr rasch von Gr. Barnitz und Lockfeld bis in die Lübecker Gegend sich verbreiternde Talniederung zeigt, die durch die damalige Erosionswirkung zuerst angelegt wurde. Die Richtung der breiten und flachen Ströme ist noch heute erkennbar durch die langgestreckten, eingeebneten Partien von Geschiebemergel, die sie zwischen sich zurückgelassen haben, z. B. bei Schönböken und Roggenhorst, und die der Verfasser später ebenfalls südlicher im Zuge des Stecknitztales bei Niemark und Nieder-Büssan auffand.

Andererseits könnte man zur Erklärung dieser auffälligen Depression der Lübeckischen Mulde und dieser eigentümlichen NO.—SW. streichenden, flachen Geschiebemergelrücken und der dazwischenliegenden Vertiefungen auch die Möglichkeit heranziehen, daß sie durch glaziale Erosion (Exaration) nach Art eines Zungenbeckens hinter der südlich liegenden südlichen Baltischen Hauptendmoräne entstanden sein könnten, ein Analogieschluß nach den Verhältnissen des alpinen Randdiluviums, der zum mindesten der Beachtung und Erwägung wert ist.

Nachdem durch derartige Vorgänge die Lübeckische Mulde

in ihrer heutigen Ausdehnung erodiert worden war, stauten sich in ihr bald die Wasser an, wahrscheinlich dadurch, daß das Inlandeis nördlich und östlich Lübeck wieder einen Vorstoß machte und der Eisrand selbst oder seine Endmoränen als Staumauer wirkten. Es kam zum Absatz des ältesten Beckentons, der an den Abschnittsprofilen der Erosionsrinnen des Travetales und seiner Nebentäler mehrfach zutage tritt, wie in dem Tälchen dicht südlich der Hamburg-Lübecker Chaussee zwischen Stubbendorf und Ratzbek, an beiden Ufern des Travetales nördlich Kl. Wesenberg, wo an der Oberkante des Tones am Gehänge mehrfach Quellen austreten, ferner südlich der »Abbaue zu Kl. Wesenberg«, am Grinau-Bach nördlich der Ziegelei Rothenhausen und endlich in der Stecknitz-Rinne (am Elbe-Trave-Kanale) östlich Kronsforde. Es ist ein meistens sehr fetter, grünlichgrauer Ton. In den Aufschlüssen am großen Lübecker Zentralbahnhof war (nach Mitteilung von C. Gagel) seinerzeit zu beobachten, daß auch die tiefsten Beckentone schön geschichtet waren, und nach oben zum Teil durch Wechsellagerung in Beckensande übergingen. Die in dem Ton zum Teil ziemlich zahlreich vorhandenen Geschiebe lassen sich als die Folgen von Eisdrift hinreichend erklären. An den Rändern einer 6 m tiefen Erosionsschlucht dicht nördlich der erwähnten Chaussee (unweit des Viaduktes der Hamburg-Lübecker Bahn), sowie am Grunde der Schlucht habe ich die Mächtigkeit dieses Tones durch Handbohrungen zu 8 m festgestellt, wahrscheinlich ist sie noch größer.

Nach dieser ersten Stauzeit trat nun eine andere fluviatile Periode ein, in der die Schmelzwasser in wesentlich lebhafterer Bewegung waren, denn jetzt gelangten große Massen von Sand in die Lübeckische Niederung, welche diese in ihrer ganzen Ausdehnung durchschnittlich 3—6 m, an tieferen Stellen bis zu 10 m hoch auffüllten. Dieser Beckensand ist nun besonders dadurch interessant, daß er nach R. Struck[1]) bei Gr. Barnitz eine Fauna von Süßwassermollusken geliefert hat. Am Rande des Geschiebemergelplateaus, unweit des Traveufers in einer mit Talsand er-

[1]) Vergl. R. Struck, a. a. O.

füllten Nische, die einer alten Flußschlinge entsprechen mag, wurden etwa auf halber Höhe des Gehänges in einer 1—1,5 m mächtigen Mergelsandschicht folgende Formen gefunden:

Limnaea sp.
Anodonta »
Pisidium »
Valvata piscinalis und
Sphaerium duplicatum.

Während die übrigen Formen ziemlich indifferent sind, weist *Sphaerium duplicatum* auf ein kälteres Klima hin. Hierüber, sowie über die heutige Verbreitung dieses Zweischalers hat P. Friedrich interessante Mitteilungen gemacht[1]).

Zur Zeit der Kartenaufnahme war der Aufschluß völlig verstürzt und verwachsen; ich habe ihn wieder aufgraben lassen und die angeführten Formen ebenfalls darin gesammelt.

Wenn auch der Beckensand im großen und ganzen aus strömendem Wasser abgesetzt sein muß, so kommen doch auch Einlagerungen von feinkörnigen Sedimenten, Ton und Feinsand darin vor, die nördlich von Kronsforde in einer kleinen Sandgrube in ganz dünnen Schichten und so regelmäßigem Wechsel auftraten, daß der Sand hier ein fein gebändertes Aussehen, wie die Oberen Beckentone (vergl. unten) aufwies. Auch nördlich von Ober-Büssan kommt mehlfeiner Beckensand in größeren Flächen vor. Ferner hat C. Gagel in einer Ausschachtung beim Bau des Zentralbahnhofes eine Tonbank inmitten des Talsandes zwischen der Unteren und Oberen Beckentonbank beobachtet[2]), woraus hervorgeht, daß während der vorwiegend fluviatilen Periode der Beckensandbildung auch vorübergehend und in einzelnen Teilen der Niederung die Verhältnisse eines Staubeckens mit ruhigem Wasser geherrscht haben müssen. Im allgemeinen ist der Beckensand geschiebefrei. Wo die geologische Karte in der Randzone bei Groß- und Klein-Wesenberg und Heidbergshof Geschiebeverstreuung angibt, da handelt es sich entweder um eine Umlagerung

[1]) Vergl. P. Friedrich, a. a. O.
[2]) Vergl. Abbildung Erl. zu Blatt Hamberge.

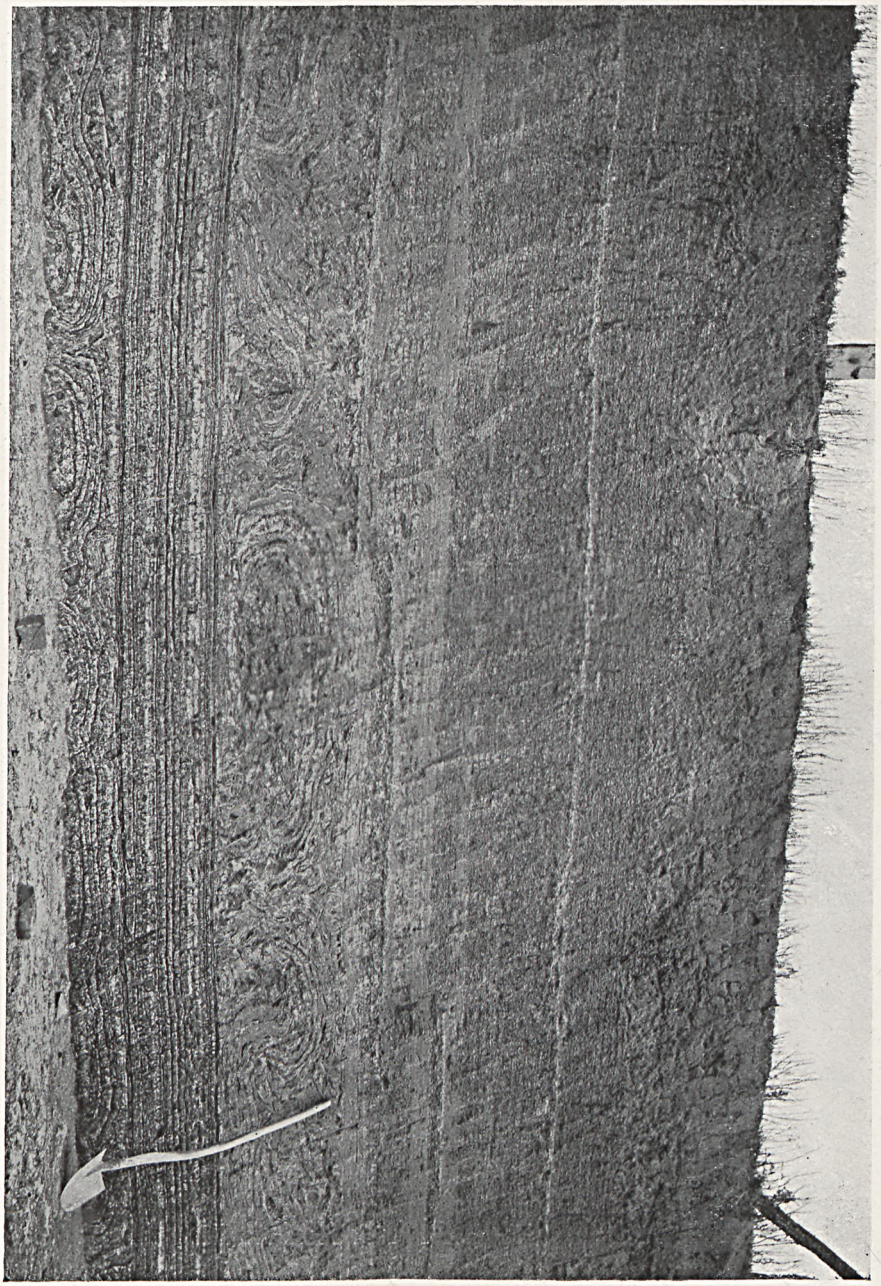
der dicht unter dem Sande anstehenden kiesigen Sande und Kiese des Travetal-Os, oder um Ausschlämmungen aus dem Geschiebemergel des Beckenrandes. Bei dem Dorfe Vorrade — auf Blatt Lübeck — waren in einer Sandgrube des Talsandes mehrere große Geschiebeblöcke verstreut, die nach gemeinsamer Beobachtung von F. Wahnschaffe, C. Gagel und dem Verfasser nur durch Eisdrift hineingelangt sein können.

Gegen Ende der erwähnten fluviatilen Periode, während der die Aufschüttung der Hauptmasse des Beckensandes erfolgte, wurden nun schon die heutigen Flußtäler des Trave- und Stecknitztales herausgebildet, als die zufließende Wassermenge sich bedeutend verringerte, die Aufschüttung von Beckensand ihr Ende erreichte und die von Westen und Süden kommenden Wasser die breite Beckensandebene ausfurchten. Dies geht daraus hervor, daß die nächst jüngere Bildung, der Obere Beckenton, die Rinnen dieser Flußtäler auskleidet, diese also vor seiner Ablagerung bestanden haben müssen. Im Bereiche des Oberen Beckentones zeigen diese Täler keine Abschnittsprofile.

Dieser Obere Beckenton konnte von allen Sedimenten der Lübeckischen Mulde am eingehendsten untersucht werden, da er in zahlreichen großen Ziegeleitongruben vorzüglich aufgeschlossen ist, am Travetale in den Ziegeleien Legan und Nedderstenhof (gegenüber der ersteren) und Buntekuh, am Stecknitztale an der Ziegelei »Bauhütte« und Nieder-Büssau. Auch für die klassischen Backsteinbauten Lübecks hat er das Material geliefert, wie P. Friedrich in mehreren Schriften ausgeführt hat. In allen diesen Aufschlüssen finden sich meist ausgezeichnete Abstiche, an denen die fein gebänderte Struktur des Tones besonders auffällt.

Dunkelbraune, meist nur $^1/_2$ cm mächtige Schichten von fettem Ton wechseln mit $^1/_2$—3 cm mächtigen, feinsandig-tonigen Einlagerungen ab. Es hat nun de Geer bei ähnlichen Vorkommnissen in Schweden die Ansicht ausgesprochen, daß ein derartig regelmäßiger Wechsel in der Zufuhr von feinerem und gröberem Material nur periodisch wiederkehrenden meteorologischen Verhältnissen entsprechen könnte, und daß den

Zu Seite 265.



Stauchungen in einzelnen Schichten des Beckentones bei Legan.

feinen Ton- und Sandstreifen die Bedeutung von Jahresringen zukomme. Unter diesem Gesichtspunkte habe ich in dem besten und größten Aufschlusse, der Ziegeleitongrube Legan, mehrere Zählungen der Sand- und Tonschichten vorgenommen. Die unter den günstigsten Verhältnissen ausgeführte Zählung ergab einen 76-fachen Wechsel von Ton- und Sandablagerungen. In der 20 cm mächtigen Verwitterungsrinde war die Struktur so vollständig zerstört, daß die Streifen verschwunden waren.

Nimmt man nun auf Grund von Interpolation für diese 20 cm noch einen 10—15-fachen Wechsel an, so kommt man zu Werten von 85—90 Jahren, welche der Absatz des Oberen Beckentones erfordert hat.

In derselben Tongrube der Ziegelei Legan, wo der Obere Talton in seiner vollen Mächtigkeit von 3,6 m auf eine Länge von rd. 100 m gut aufgeschlossen ist, waren nun merkwürdige Faltungserscheinungen zu beobachten, die zwar auf glaziale Vorgänge zurückzufüren sind, sich aber doch von den gewöhnlichen Stauchungen erheblich unterscheiden. Zwischen den fast genau horizontal gelagerten, feinen Ton- und Tonsandschichten waren zwei Schichtenkomplexe von etwa 30—40 cm Mächtigkeit eingelagert, die eine starke Faltung und auch Überfaltungen zeigten. Die Schwierigkeit einer geeigneten Erklärung dieser Erscheinung liegt darin, daß sowohl die hangenden, wie die liegenden Partien des Tones ganz ungestört und horizontal gelagert sind (vergl. die Texttafel).

An Gleitstauchung ist bei dem Fehlen jeglicher Neigung nicht zu denken. Friedrich hat in Anlehnung an Beobachtungen des Amerikaners Buckley angenommen, daß es sich um Stauchungen in der Uferregion eines Sees durch sich ausdehnendes Bodeneis handele. Am meisten Wahrscheinlichkeit hat wohl eine andere Erklärung derartiger Erscheinungen für sich, die von James Geikie stammt, und auf die mich Herr Geheimrat Wahnschaffe freundlichst aufmerksam machte, nämlich die, daß schwimmende Eisschollen oder Eisberge hier auf den Grund aufschrammten und die noch von

Wasser durchtränkten und plastischen Ton- und Sandschichten zum Gleiten brachten (Contorted Drift).

Im Oberen Beckenton habe ich bisher auf Blatt Hamberge keine Molluskenfauna auffinden können, dagegen sind weiter nördlich auf Blatt Curau in den Beckentonen Anodonten, *Sphaerium duplicatum* und ganz schlecht erhaltene, unbestimmbare Gastropoden gefunden. Ferner beobachtete ich, daß beim Schlämmen von Ton aus der Ziegelei Legan undeutliche Pflanzenreste zurückblieben, die Herr J. Stoller leider für unbestimmbar erklärt hat.

Auch im Oberen Beckenton, der für gewönlich völlig steinfrei ist, habe ich mehrfach große Blöcke aufgefunden, davon einen von etwa $^1/_2$ m Durchmesser in der vorhin beschriebenen Ziegeleitongrube Legan und einen, der einen längsten Durchmesser von nahezu 1 m aufwies, unweit der Ziegeleitongrube bei Reeke. Bei dem Gute Niemark zeigte der Obere Beckenton auf einer kleinen Fläche von etwa 15—20 qm eine dichte Steinbestreuung, während sonst kein einziges Geschiebe darin zu finden war. Es ließ sich auch mit Sicherheit nachweisen, daß hier keine Kuppe von Geschiebemergel den Ton durchragte, da das Profil der Handbohrungen auf eine große Fläche sehr gleichmäßig $\frac{\partial a h}{\partial a s}$ war. Die Erscheinung dürfte hier keine andere Deutung zulassen, als daß eine größere Scholle oder ein Eisblock, der auf dem Stausee umhertrieb, auf den Grund geriet und beim Schmelzen die in ihm eingeschlossenen Geschiebe ablagerte.

Diese steingemischten Tone sind auf der Karte in der Weise dargestellt, daß zu der senkrechten Schraffierung noch die Zeichen für Geschiebebestreuung (Ringel und Kreuze) hinzugefügt wurden.

Dryaston[1]).

Über dem Oberen Beckenton folgt nun die wegen ihrer merkwürdigen arktischen Flora interessanteste Ablagerung der Lübecker

[1]) Friedrich, 1905, S. 45—46. 1. Eisenbahneinschnitt bei Bredes Mühle, Moislinger Allee 118, *Anodonta*-Schicht. 2. Neuer Eisenbahneinschnitt bei Genin — nur mehrere Zentimeter humose Schicht als Äquivalent der Dryastone auf Blatt Hamberge?

Niederung, der Dryaston, der, auf kleine Einsenkungen in dem Tone beschränkt, nur geringe Verbreitung aufweist. Im westlichen Teile des Lübeckischen Stauseegebietes und auf dem von mir kartierten Areal ist er nur vorübergehend in einem Bahneinschnitt bei Genin von P. FRIEDRICH beobachtet worden; zur Zeit der Aufnahme war er nirgends mehr sichtbar. Die mit der häufig vorkommenden *Dryas octopetala* vergesellschaftete, zwerghafte, arktische Flora — *Betula nana*, *Salix polaris*, *Hypnum turgescens* (letztere Moosart im Hochgebirge und arktisch), dazu

Myriophyllum spicatum,
Potamogeton alpinus, *compressus* und *natans*
(ferner von Conchylien *Sphaerium duplicatum*) —

hat FRIEDRICH wohl mit Recht mit der Vegetation der heutigen Tundra verglichen, da Pollen höherer Pflanzen, namentlich auch der baumartigen Gewächse, darin fehlen.

Abweichend von anderen Dryastonen Ostholsteins, wie sie sich meist in kleinen Einsenkungen der Grundmoränen-Landschaft und unmittelbar über dem Geschiebemergel finden, waren die Dryastone des Lübecker Stadtgebietes und seiner nahen Umgebung auffallend reich an Conchylien und enthielten außer einigen wenig bezeichnenden Süßwasser-Mollusken, wie von der Gattung *Limnaea, Valvata, Planorbis*, *Pisidium* und *Anodonta*, die schon erwähnte, sicher arktische Form *Sphaerium duplicatum*. FRIEDRICH hat dies Verhalten mit den trotz des damaligen arktischen Klimas doch infolge der geringeren geographischen Breite Lübecks längeren Sommern in Zusammenhang gebracht. Bezüglich näherer Einzelheiten über diese interessanten Gebilde müssen wir auf die Originalarbeiten von FRIEDNICH und RANGE verweisen; es kommt hier bei unseren Betrachtungen nur darauf an, daß die Dryastone der Lübeckischen Niederung sich als echt glaziale Ablagerungen nicht nur nach Flora und Fauna, sondern auch nach ihrer Lagerung erwiesen haben.

Die Dryastone sind nämlich fast stets zugleich mit dem Oberen Beckenton, wo deren Oberfläche eine flache Einsenkung zeigt, noch von wenig mächtigen (bis höchstens 3,5 m), glazialen

Sanden bedeckt. Die größte dieser Mulden erstreckt sich von der Schwartauer Allee in Lübeck nach Westen bis zu dem Gute Padelügge. P. Friedrich hat die Entstehung dieser jüngsten glazialen Sande mit einem letzten Vorstoß des Inlandeises vor seinem endgültigen Rückzuge aus Holstein in Verbindung gebracht; diese Annahme wird durch die Auffindung von dünnen Geschiebemergelbänken in diesen Sanden in der Schwartauer Allee, an der Krempelsdorfer Mühle über den jungglazialen Sanden bei Stockelsdorf und Cleverhof, sowie durch die Überlagerung des jüngeren Beckensandes bei den Clever Kiefern durch groben, glazialen Kies nachdrücklich gestützt[1]). Dieser letzte Vorstoß des Inlandeises erfolgte wahrscheinlich von Nordosten her aus der Gegend östlich von Schlutup bis etwa zur Westgrenze des heutigen Lübecker Stadtgebietes und war nach der Darstellung, die P. Friedrich von den Aufschlüssen im Gebiete der Untertrave gibt, die letzte derartige Bewegung des Eisrandes. Denn bei Schlutup und an der Herrnfähre wurden wenige Dezimeter mächtige Süßwasserbildungen mit arktischer Fauna von den Kiesen, die dieser letzten Oszillation des Eises zugeschrieben werden, überschüttet, wie im Lübecker Stadtgebiete die Dryastone, die somit, wie die Süßwasserschichten der Untertrave, als glazial-interstadial zu bezeichnen sind. Die jüngsten Glazialkiese an der Untertrave sind jetzt zum Teil als endmoränenartige Bildungen erkannt worden. Als Vorschüttungssande des Eises bei diesem letzten Vorstoße möchte ich den von Friedrich beschriebenen »jüngeren Beckensand« ansehen, der eben wohl deshalb so arm an gröberem Material ist, weil er in das Staubecken hinein und also bei geringer Strömungsgeschwindigkeit abgesetzt wurde. In der Ausdrucksweise der geologischen Karten ist dieser Sand somit als (jüngerer) Beckensand zu bezeichnen.

Überblicken wir nun noch einmal die ganze Reihe der Sedimente des lübeckischen Stauseegebietes, so ergibt sich zunächst bezüglich ihres Alters, daß sie zwischen die ältesten und jüngsten

[1]) Vergl. Friedrich, »Die Grundmoräne und die jungglazialen Süßwasserablagerungen der Umgegend von Lübeck«. Mitt. geogr. Ges. Lübeck 1904.

Glazialablagerungen der Abschmelzperiode des letzten diluvialen Inlandeises Schleswig-Holsteins eingelagert sind. Die ältesten Beckentone sind wahrscheinlich gleichaltrig mit den in Eisspalten entstandenen Kiesaufschüttungen (Osern), die das heutige Travetal flankieren, wie bei Oldesloe, Groß-Barnitz und Klein-Wesenberg, während die jüngsten Beckensande mit den Kiesen der Endmoräne nordöstlich Lübeck, also den jüngsten Glazialbildungen dieser Gegend gleichzeitig entstanden. Der große Lübeckische Stausee war — geologisch gesprochen — nur eine recht kurzlebige Erscheinung, der Absatz der Oberen Beckentone wird kaum ein Jahrhundert gedauert haben, der des Unteren Beckentones, nach seiner größeren Mächtigkeit zu urteilen, vielleicht etwas mehr, die Bildung des zwischen diesen eingeschalteten älteren Beckensandes aber wohl kürzere Zeit, so daß wir für alle Stauseesedimente — nach ganz roher Schätzung freilich — höchstens 3 Jahrhunderte annehmen können.

Eine wichtige, bisher schon viel erörterte, aber noch auf sehr verschiedene Weise beantwortete Frage ist nun die: wie verhält sich die Trave zu diesem vielfachen Wechsel der Erscheinungen gegen Ende der Glazialzeit, wie und wann ist sie entstanden? Bevor ich auch meinerseits versuche, eine Antwort auf diese Frage zu geben, möchte ich vorausschicken, daß es mir zweckmäßig erscheint, wenn man von der Geschichte des Travelaufes redet, an diesem drei Abschnitte zu unterscheiden:

1. Die Trave innerhalb der Grundmoränen-Landschaft — zwischen Oldesloe und Groß-Barnitz;
2. die Trave innerhalb des Staubeckens von Groß-Barnitz bis dicht unterhalb Lübeck und
3. die Trave von Lübeck bis zur Mündung.

Von diesen drei Abschnitten ist, wie wir schon sahen, der erste der älteste, die Trave-Rinne wurde hier schon zu Beginn der Schmelzperiode durch subglaziale Wasserläufe — Osgräben — vorgebildet.

Innerhalb des Staubeckens entstand der heutige Travelauf nach Absatz des älteren Beckensandes, aber vor der Bildung des Oberen

Beckentones, welcher unterhalb Hausfelde bis Lübeck die Talränder überkleidet und sich in die vorhandene Vertiefung hineinlegt.

Die seenartig erweiterte Untertrave endlich ist der jüngste Abschnitt des Travebettes und gleichaltrig mit den jüngsten Endmoränen nordöstlich Lübeck, welche sie mitsamt den sie unterlagernden glazialen Süßwasserbildungen und den Kiesen in deren Liegendem durchschneidet; sie ist aller Wahrscheinlichkeit nach ebenfalls als subglaziale Schmelzwasserrinne angelegt.

Wenn somit das Travetal im weitesten Maße durch subglaziale Erosion geschaffen ist, so kann die Tatsache, daß das Travebett mit seinem Niveau stellenweise bis unter den Ostseespiegel hinabreicht (Friedrich) nicht als Beweis für die Litorinasenkung bezw. deren Ausmaß verwendet werden, da subglaziale Wasserläufe kein gleichmäßiges Gefälle zu haben brauchen, sondern, unter hydrostatischem Druck stehend, selbst »bergauf« fließen können.

Berlin, den 17. August 1914.

Tafel 1.

Fig. 1, a. *Deltamya J. Böhmi* BURMESTER . . . . . S. 22
Nat. Größe. Salzberg.

Fig. 2. *Deltamya J. Böhmi* BURMESTER . . . . . S. 22
Nat. Größe Salzberg.

Fig. 3, a. *Patella corrugatoides* BRANDES . . . . . S. 24
Nat. Größe. Salzberg.

Fig. 4, a. *Patella* sp. indet. . . . . S. 24
Nat. Größe. Salzberg.

Fig. 5, a. *Turritella* sp.
Fig. 5, nat. Größe, Fig. 5a in zweifacher Größe. Salzburg, 1. Hasenkopf.

Fig. 6, a, b. *Brunonia irregularis* G. MÜLLER . . . . . S. 25
Nat. Größe. Salzberg.

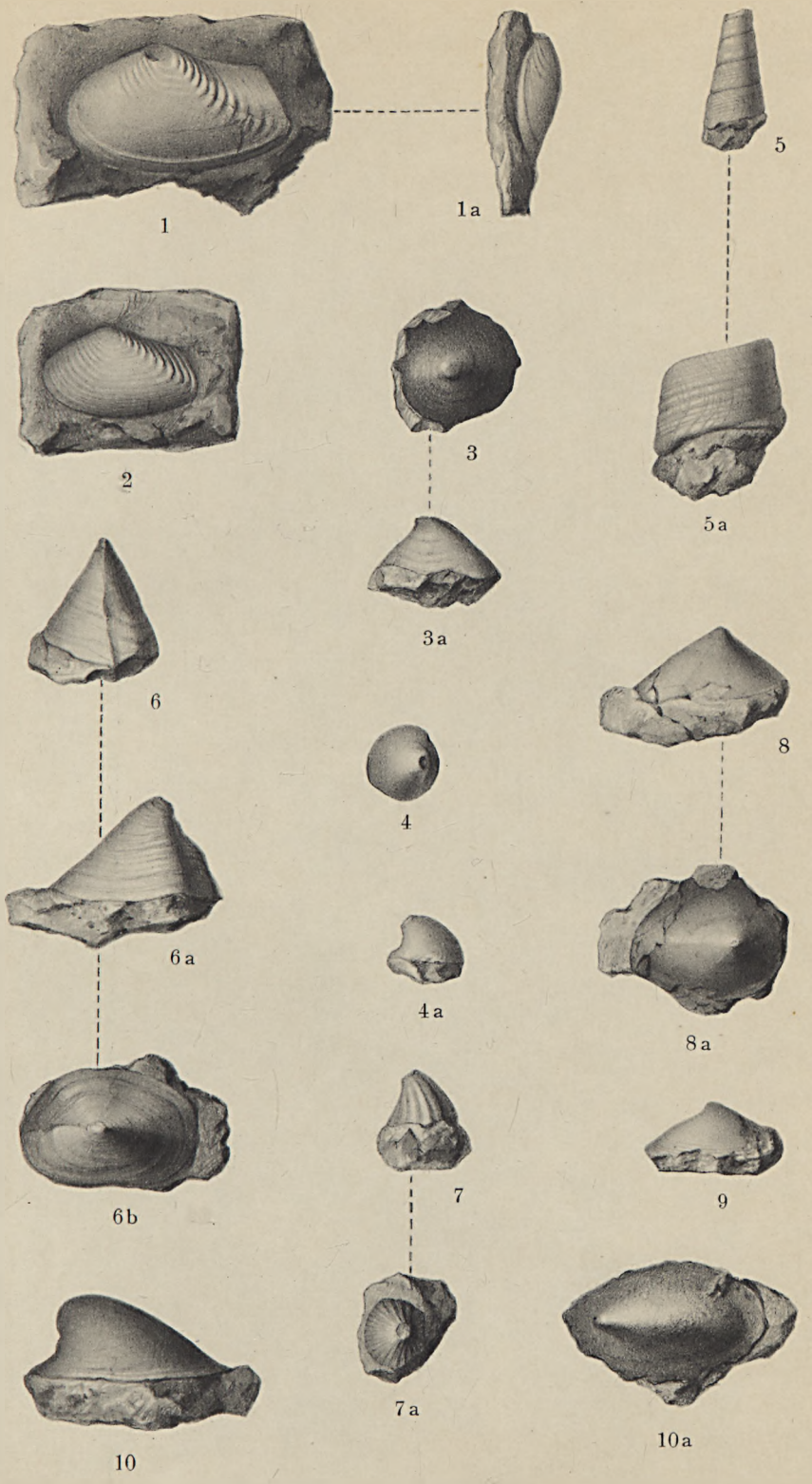
Fig. 7, a. *? Capulus* spec. indet. . . . . S. 25
Nat. Größe. Salzberg.

Fig. 8, a. *Anisomyon elegantissimus* BRANDES . . . . . S. 26
Nat. Größe. Salzberg.

Fig. 9. *Anisomyon* sp. indet. . . . . S. 29
Nat. Größe. Salzberg.

Fig. 10, a. *Patella Brancai* BRANDES . . . . . S. 23
Nat. Größe. Salzberg.

Die Originale zu Fig. 1—8 befinden sich in dem geol.-paläontolog. Institut des Museums für Naturkunde, diejenigen zu Fig. 9, 10 in dem Geologischen Landesmuseum zu Berlin.



G. Hoffmann gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Tafel 2.

Fig. 1. *Strophostoma tricarinatum* M. Braun . . . . S. 42
Nat. Größe. Fdt.: »Braunkohlentone« vom Lettengraben bei Wüstensachsen.

Fig. 2. *Strophostoma tricarinatum* M. Braun . . . . S. 42
Nat. Größe. Fdt.: »Landschneckenkalk« von Hochheim-Flörsheim a. M.

Fig. 3. *Hyalinia denudata* Reuss. . . . . S. 45
Nat. Größe. Fdt.: Theobaldshof.

Fig. 4. *Monilearia Koeneni* n. sp. . . . . S. 46
Fdt.: Theobaldshof.

Fig. 5. *Tropidomphalus minor* Jooss. M. S. var. *crassilabris* n. var. . . . . S. 48
Fdt.: Theobaldshof.

Fig. 6. *Tropidomphalus minor* Jooss. M. S. . . . . S. 48
Nat. Größe. Fdt.: »*Crepidostoma*-Kalk« von Beiningen bei Blaubeuren.

Fig. 7. *Triptychia (Eutriptychia) gracilitesta* n. sp. . . S. 50
Nat. Größe. Fdt.: Theobaldshof.

Fig. 8. *Eualopia bulimoides* (Tho.) . . . . . S. 53
Nat. Größe. Fdt.: Theobaldshof.

Fig. 9. *Clausilia (Laminifera) mira* Slavik . . . . S. 54
3 mal vergrößert. Fdt.: Theobaldshof.

Fig. 10. *Limnaea (Limnus) pachygaster* (Tho.) . . . . S. 56
2 mal vergrößert. Fdt.: Theobaldshof.

Fig. 11. *Gyraulus pompholicodes* (Sdbg.) . . . . . S. 56
3 mal vergrößert. Fdt.: Theobaldshof.

Fig. 12. *Gyraulus dealbatus* (Sdbg.) . . . . . S. 57
3 mal vergrößert. Fdt.: Theobaldshof.

Fig. 13. *Bithynella striata* n. sp. . . . . S. 59
10 mal vergrößert. Fdt.: Theobaldshof.

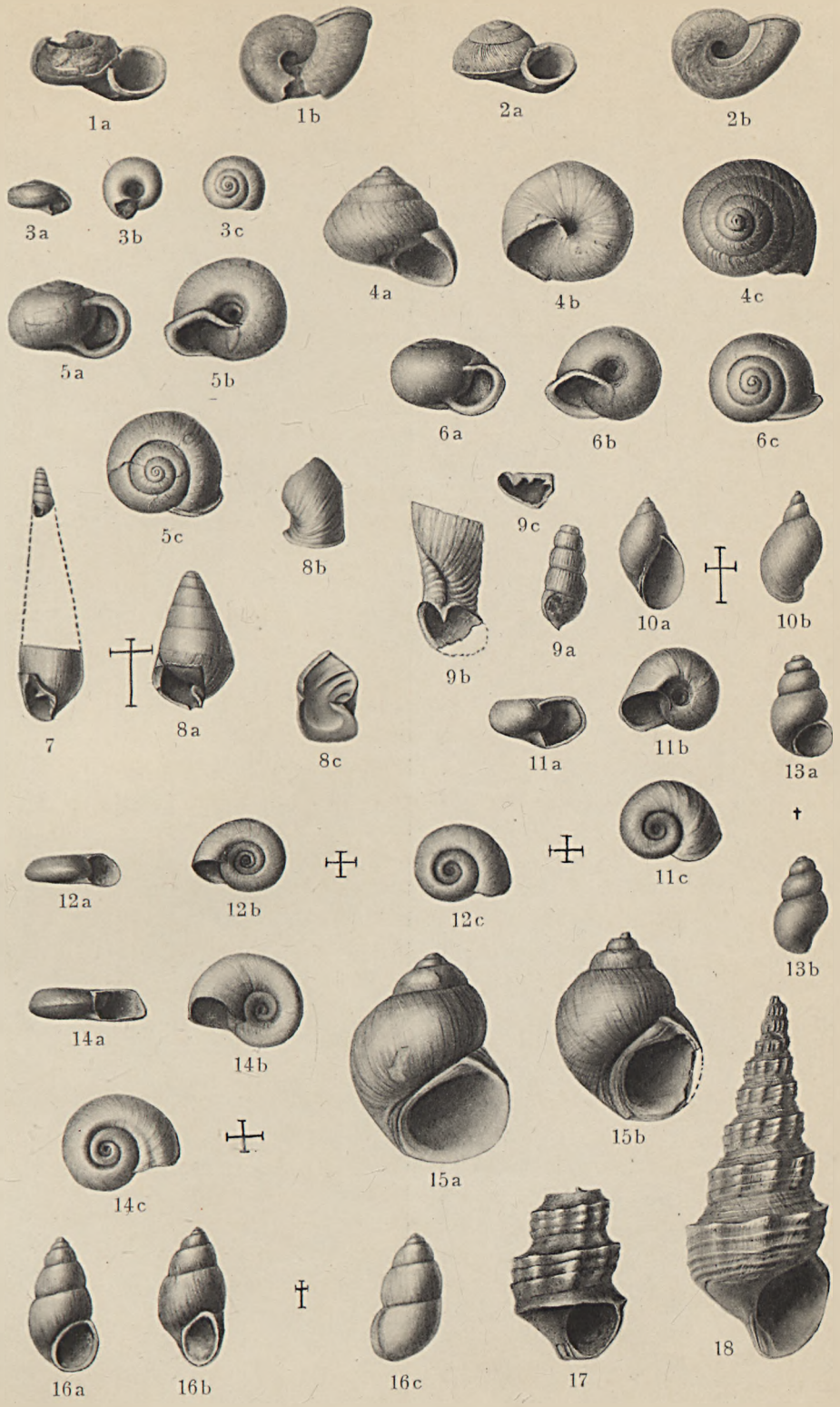
Fig. 14. *Gyraulus laevis* (v. Klein) . . . . . S. 64
3 mal vergrößert. Fdt.: Roth.

Fig. 15. *Vivipara crassitesta* n. sp. . . . . S. 66
Nat. Größe. Fdt.: Kaltennordheim.

Fig. 16. *Stalioia mediocris* (Ludwig) . . . . . S. 67
9 mal vergrößert. Fdt.: Roth.

Fig. 17. *Melanoides Escheri* (Brong.) var. *aquitanica* Noul. S. 67
Nat. Größe. Fdt.: Friedrichshof.

Fig. 18. *Melanoides Escheri* (Brong.) var. *aquitanica* Noul. S. 67
Nat. Größe. Fdt.: Frankfurt a. M.-Ginnheim.



E. Dalmer gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.



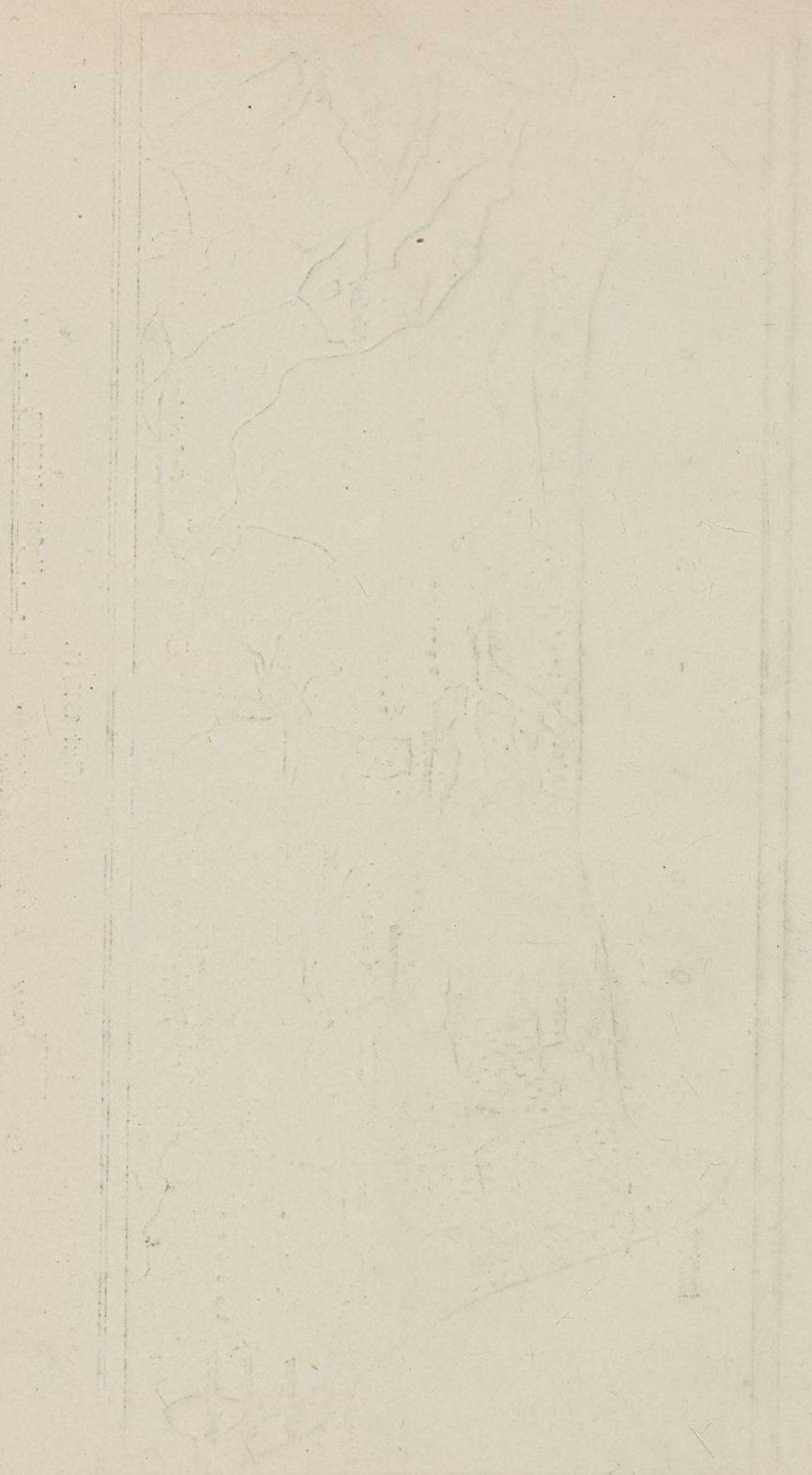
Sturmflut 1913/14.

Ungeschützte, überflutete Gebiete

Nach Zerstörung der Schutzdämme überflutete Gebiete

Maßstab 1:200000.

½ 0 1 2 3 4 5 6 7 8 km





Figur 1. **Strandwall auf dem Konzertplatze in Saßnitz.**



Figur 2. **Geschiebemergelzunge in der Kreide beim Saßnitzer Damenbade.**



Figur 3. **Blick auf den ins Meer vorgeschobenen Teil des Bergsturzes aus 80 m Höhe.**



Figur 4. **Bergsturz von Süden gesehen.**



Figur 5. **Blick auf den Bergsturz von Süden.**



Figur 6. **Blick auf die Ausbruchsnische von Süden.**



Figur 7. **Blick auf die Ausbruchsnische von Norden.**



Figur 8. **Südlicher aus Kreidematerial bestehender Teil des Bergsturzes.**

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII



Figur 9. **Schollen von diluvialem Tonmergel im Bergsturze.**



Figur 10. **Im Innern des Bergsturzes.**



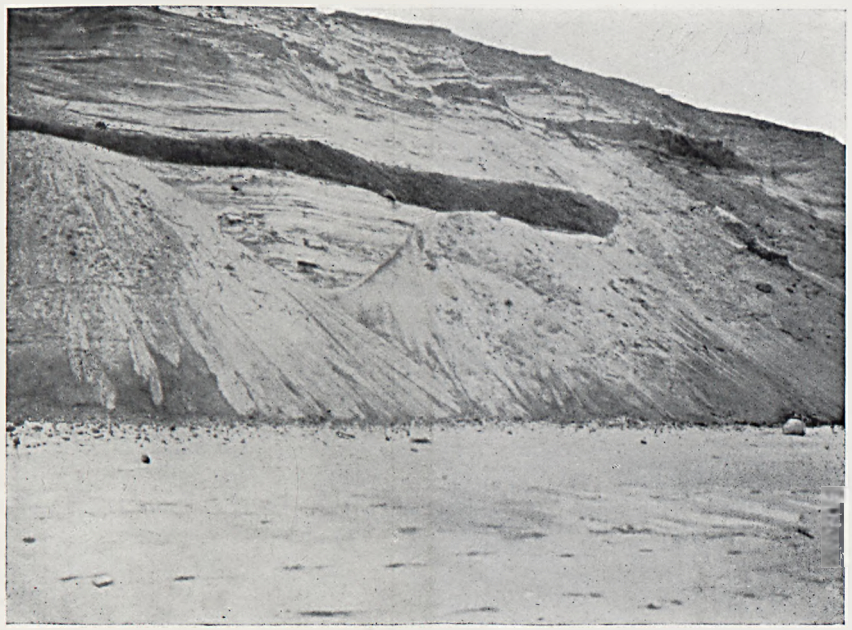
Figur 1. **Strand nahe östlich von Figur 3, Blatt Stolpmünde.**
Wald auf Dünensand über Torf, über Geschiebemergel. Letzterer ist durch die Sturmflut als ebene Stufe freigelegt, in welcher, begünstigt durch eine schwache Schichtquelle, seitdem ein neuer Wasserriß ausgewaschen ist, dessen Sohle durch brandende Wellen inzwischen verbreitert, mit einzelnen abgerollten Strandgeschieben bestreut und mit einem Wechsel von Titaneisensand und gewöhnlichem Meeresufersand erfüllt ist.



Figur 2. **Querschnitt der Vordüne, Blatt Saleske.**
Die sehr deutliche Schichtung läßt unmittelbar die verschiedenen Stadien des Dünenwachstums erkennen.



Figur 3. **Küste ostwärts des Seebades Stolpmünde, Blatt Stolpmünde.**
Vorn: Wald auf Dünen über Torf, über Geschiebemergel. Letzterer ist durch die Sturmflut als ebene Stufe freigelegt, auf welcher Baumstümpfe wurzeln, Geschiebe verstreut liegen und einzelne ganz flache Kessel ausgespült sind.



Figur 4. **Steilküste bei Rixhöft.**
Miocän unter Glazialschichten.



Figur 1. **NO-Ende des Brüsterorter Steinwalls.**
Dieser ist vorn wenig beschädigt, hinter der Quermauer (an seinem O-Ende) in ein Trümmerfeld verwandelt. (Phot. E. Meyer, 27. II. 14.)



Figur 2. **Verkrantete Miocän-Blöcke an der (genau darüber sichtbaren) Collis-Schlucht.** Rechts der neuerdings als »Zaddach-Kuppe« gekennzeichnete Vorsprung. Links oben sind kohlige sandige Miocänstreifen freigelegt. (Phot. E. Meyer, 25. II. 14.)

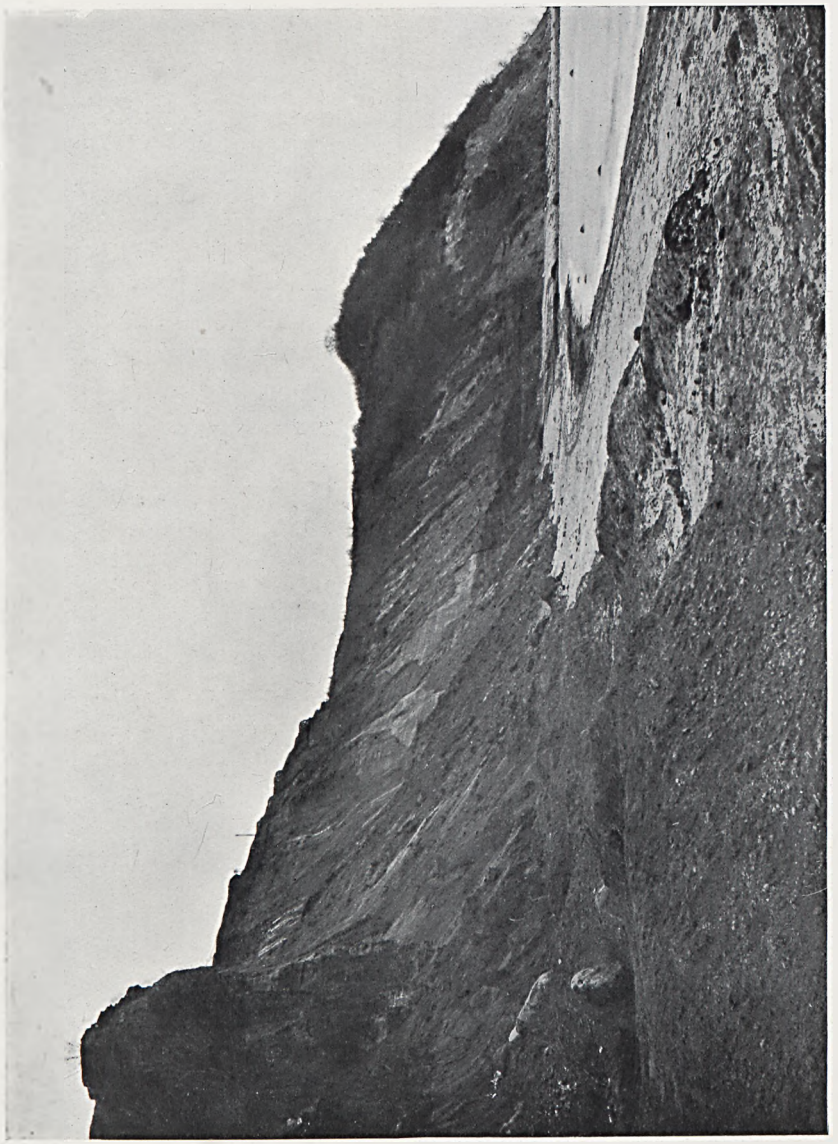
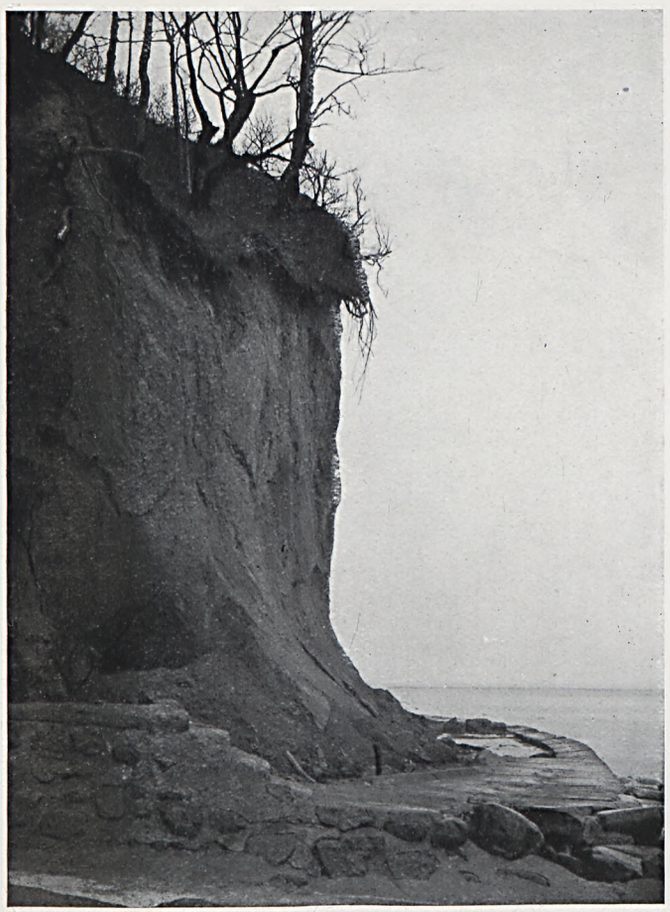


Fig. 3. **Strand bei Kl.-Kuhren, im Hintergrunde der Wachbudenberg.**
Im Vordergrunde ist die Blaue Erde durch die Sturmflut in breitem Streifen freigelegt und dann stark von Bernsteinsuchern durchwühlt worden. (Phot. E. Meyer, 27. II. 14.)



Figur 4. **Gefaltete Tonmergelstreifen im Mergelsand der Küste östlich von Zaddachs »Kesselchen«.** Im Hintergrunde die Georgenswalder Küste. (Phot. E. Meyer, 26. II. 14.)

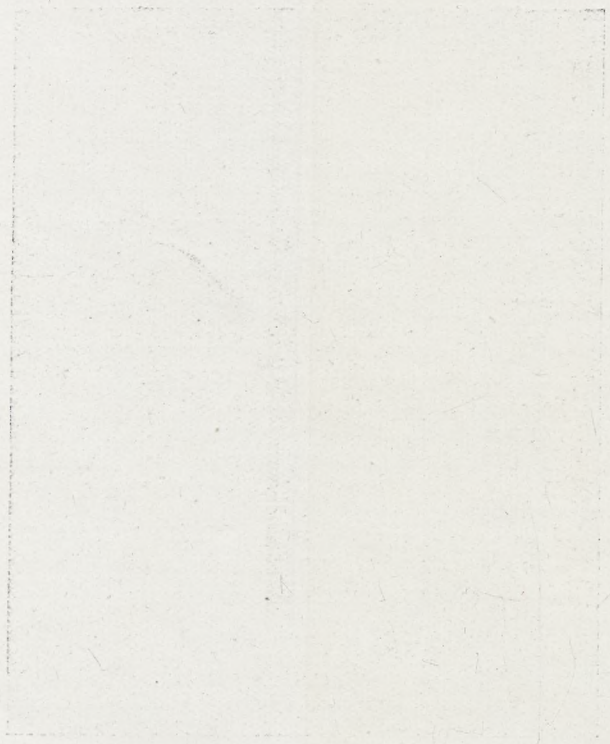


Figur 5. **Höhle im Geschiebemergel am westlichen Eckpfeiler der Wolfsschlucht,** etwa 2 m über der rechts sichtbaren Krone der Schutzmauer. (Phot. E. Meyer, 26. II. 14.)





Zweifacher Ausbruch des Feuerberges bei Hohenfels.
(Das obere Bild gibt die rechte Partie des unteren genauer wieder.)





Tuffelsen an der Straße Pelm-Essingen (linker Talhang) mit zwei durch eine Erosionsdiskordanz (gestrichelt) getrennten Tuffen.



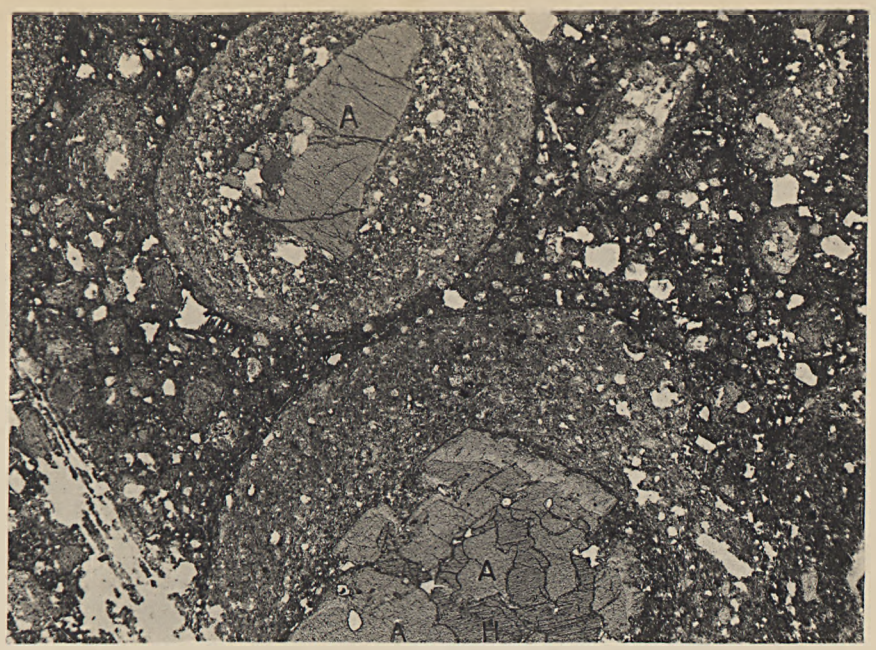
Brecciöses Mischgestein der IV. Gruppe mit unveränderten und teilweise ägirinisierten und sanidinisierten Schieferpartien (vergl. dazu Tafel 16).

BIBLIOTEKA GDAŃSKA POLITECHNIKI
WYDZIAŁ GEOLOGII



Brecciöses Mischgestein der IV. Gruppe.

H: fast unveränderte, tiefschwarze Hornfelspartien,
Ä: grüne, ägirinisierte Schieferpartien,
S: weiße und graue, sanidinisierte Schieferpartien.



Augititituff von Rockeskill mit kugeligen Lapilli, in deren Kern sich oben ein stark korrodierter Augit, unten Augit (A) und Hornblende (H), poikilitisch verwachsen, befindet.
|| pol. Licht, lin. Vergr. rd. 15 fach.

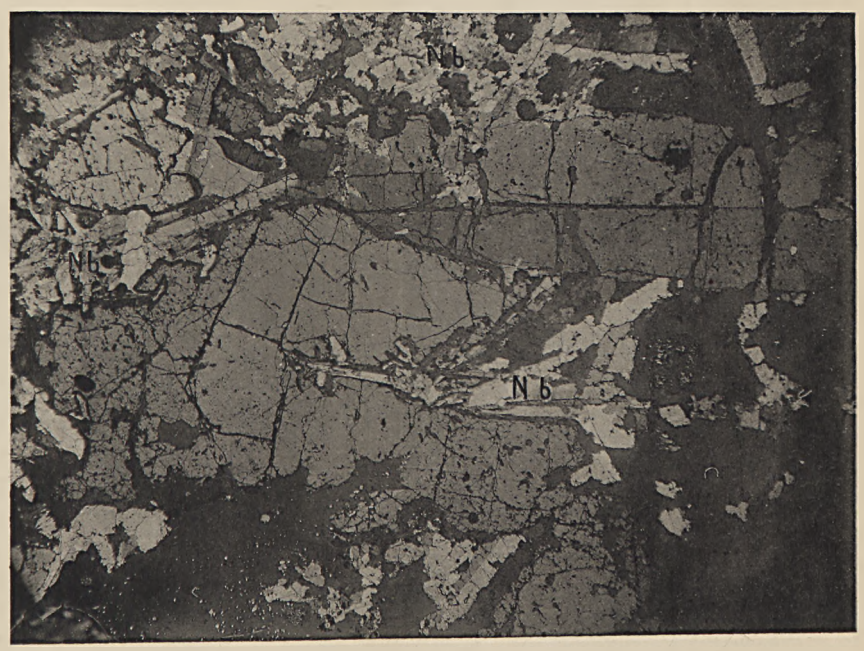


Ägirinisierung des Biotits im Noseansanidinit: Entstehung von Ägirinaugit (Ä) und kleinen Erzkörnchen aus Biotit (B). Am Rande des Biotits: Zirkon (Z).
N: Nosean, S: Sanidin.
|| pol. Licht, lin. Vergr. rd. 30 fach.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

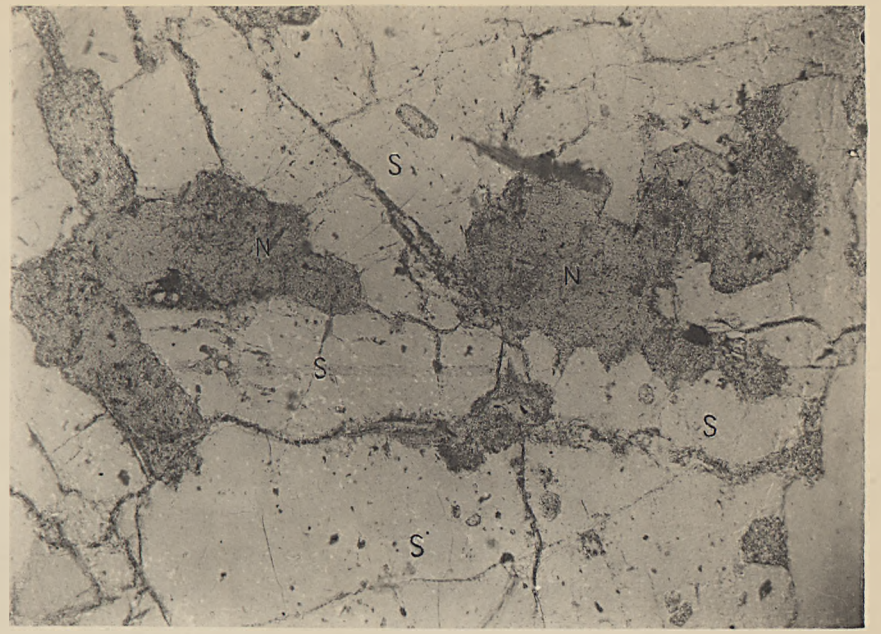


Neubildung (Nb) von Sanidin (in der Mitte des Bildes fächerförmig) in alten, stark korrodierten Sanidinkrystallen.
+ Ni., lin. Vergr. rd. 25 fach.

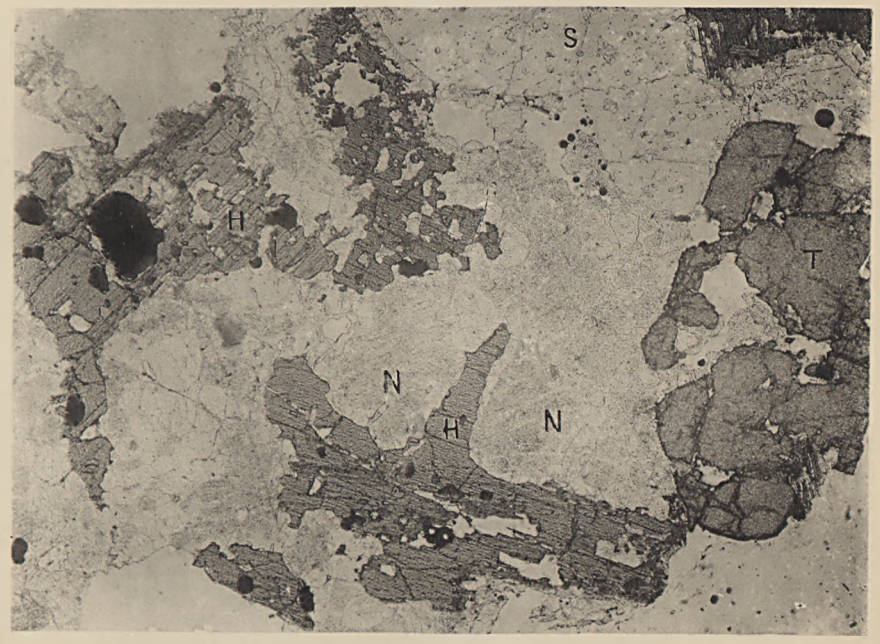


Neubildung (Nb) von Sanidin in alten, stark korrodierten Sanidinen.
+ Ni., lin. Vergr. rd. 25 fach.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.



Eindringen des Noseans (N) in Sanidin (S). Die ursprünglich leistenförmige Gestalt des Sanidins erscheint durch den eindringenden Nosean wie zersägt.
|| pol. Licht, lin. Vergr. rd. 20 fach.

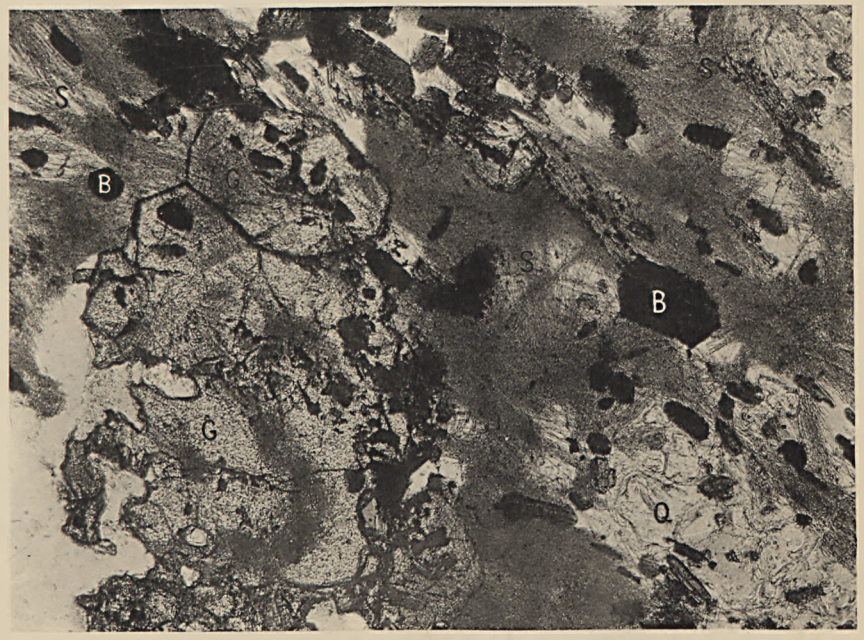


Noseansanidinit mit stark korrodierten Hornblenden (H), Biotiten und Augiten, in deren Korrosionsbuchten sich Nosean (N) und Feldspat gebildet haben. (T) Titanit.
|| pol. Licht, lin. Vergr. rd. 20 fach.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

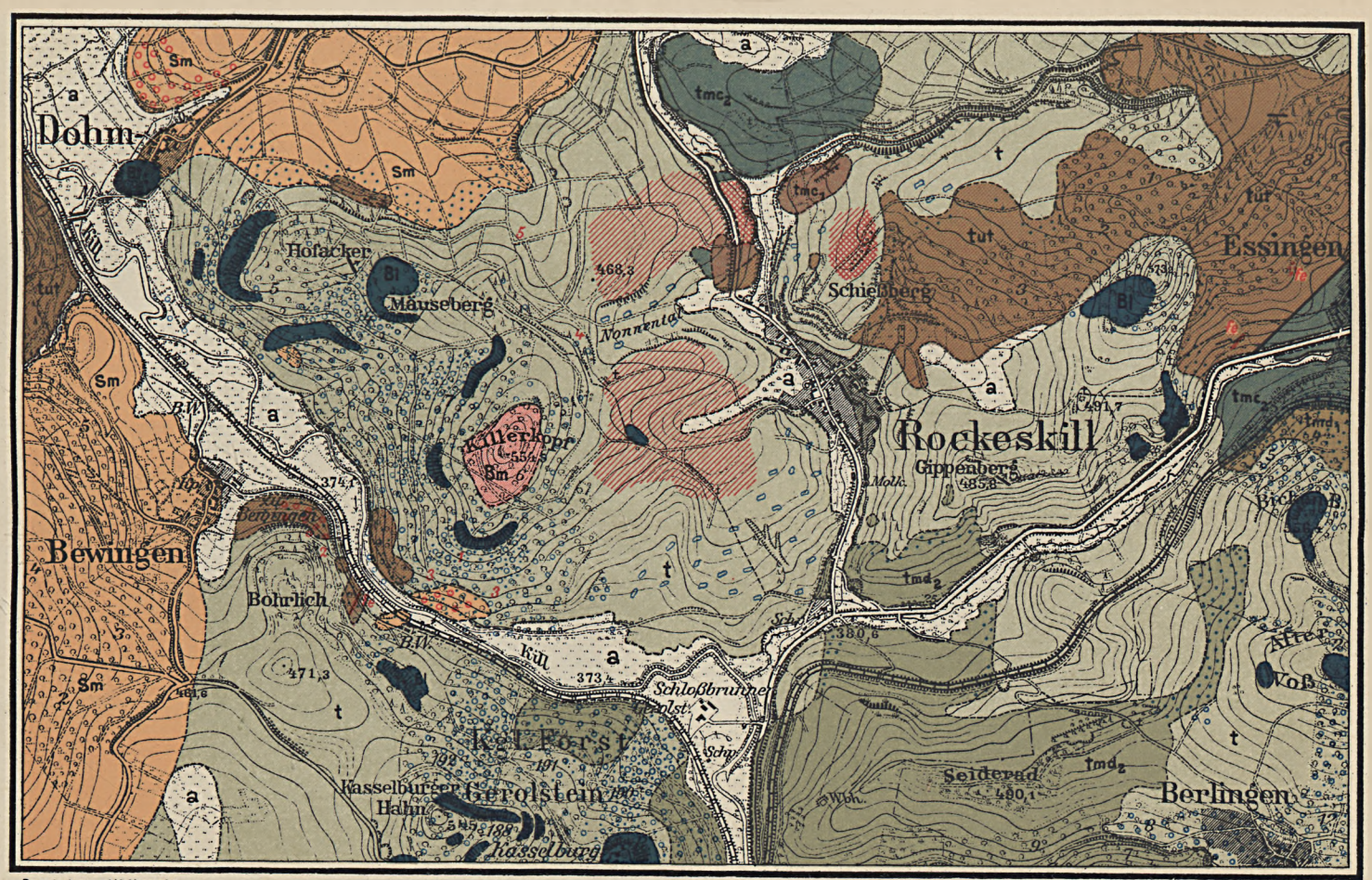


Auswürfling eines krystallinen Schiefers der III. Gruppe mit Druckfältelung; stark verglast.
|| pol. Licht, lin. Vergr. rd. 10 fach.



Pyrometamorpher Biotitquarzitschiefer mit Granat (G), Sillimanit (S) und Spinell.
(B) Biotit, (Q) Quarz.
|| pol. Licht, lin. Vergr. rd. 51 fach.
Auswürfling der III. Gruppe.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.



Bearbeitet v. W. Haardt.

tut	tur	tmc_1	tmc_2	tmd_1	tmd_2	Sm		
Unter-Devon	Roteisenflöz	Cultrijugatus-Schichten	Calceola-Schichten	Crinoiden-Schichten	Stringocephalen-Schichten	Buntsandstein	Augititische Bomben, Auswürflinge metam. Gesteine	Augititttuff von Rockeskill

Mittel-Devon

	Bm	Bl			t		a	1-6
Basaltblöcke als Gehängeschutt	Nephelinführender Melilithbasalt	Nephelinführender Leucitbasalt	Tuffdecke m. zahlreichen U.-Devonstücken	Tuffdecke über Buntsdst. u. Devon	Tuffe, Aschen, Sande u. Bomben	Schotter (aufgelöstes sm Konglomerat?)	Alluvium	Petrogr. beschrieb. Tuffe

Verwerfungen. Fallen u. Streichen der Schichten.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Über Strudellöcher im Flußbett der Schwarza in Thüringen und ihre gegenwärtige Entstehung.

Von Herrn **Hans Heſs von Wichdorff** in Berlin.

Hierzu Tafel 22 und 23.

Schon seit längerer Zeit ist aus dem unteren Schwarzatal das Vorkommen von Strudellöchern im Flußbette der heutigen Schwarza bekannt. Indessen beschränken sich die diesbezüglichen Literaturangaben auf eine kurze nebensächliche Erwähnung, ohne daß diese interessanten Bildungen bisher eine nähere Untersuchung und Beschreibung erfahren haben. Eingehende Forschungen über die Beschaffenheit und die Entstehung der Thüringer Höhlen, die mich seit einigen Jahren beschäftigen, ergaben, daß — entgegen den herrschenden Ansichten[1]) — neben der Korrosion die Erosion eine Hauptrolle bei der Höhlenbildung spielt. Die Erkenntnis der Bedeutung der Erosion für das gesamte Höhlenphänomen veranlaßte mich dann, auch außerhalb der Höhlen Umschau nach ähnlichen Erosionsvorgängen zu halten, wie sie die Höhlen aufweisen. Besonders der Umstand, daß in zahlreichen Höhlen als Beginn der Höhlenbildung das Auftreten kesselartig ausgeweiteter Schlotten und Riesenstrudellöcher unmittelbar in den Hauptspalten und Klüften des Gesteins nachgewiesen werden konnte, lenkte das Augenmerk auf das Vorkommen von Schlotten und Strudellöchern an der Erdoberfläche und veranlaßte u. a. eine sorgfältige ver-

[1]) Vergl. W. v. Knebel, Höhlenkunde. Braunschweig 1906.

gleichende Untersuchung der bisher vernachlässigten Erscheinungen der Strudellöcher im Bett des heutigen Schwarzaflusses.

Das enge Flußbett der Schwarza wird umgeben von steilaufragenden hohen felsigen Abhängen, die nur hier und da schmale, hochgelegene, ebene Flußterrassen mit alten Flußschotter-Ablagerungen zeigen. Die Terrassen, die bis 80 m über dem heutigen Wasserspiegel nachgewiesen sind, sind Zeugen der allmählichen Erosion des Flusses in dem cambrischen Schichtensystem, das der Schwarzafluß fast in seinem ganzen Laufe durchkreuzt. Das Flußbett der Schwarza wird an vielen Stellen quer durchsetzt von meist steilaufgerichteten flachen Felsklippen von cambrischem Schiefer und Quarzit. Vielfach sieht man auch weiße Quarzgänge riffartig die Schwarza kreuzen. Die Schwarza ist ein echter Gebirgsfluß. Im Frühjahr zur Zeit der Schneeschmelze im Gebirge wird er alljährlich wochenlang zu einem reißenden Strom, der gewaltige Schottermassen aus den höher gelegenen Teilen nach der Saale herabführt. Dann werden auch die im Sommer trocken liegenden Felsklippen im Flußbett überflutet und sind nur noch als Stromschnellen zu erkennen. Über sie hinweg flutet der Fluß und die mitgerissenen härteren Schotter und Flußgerölle scheuern und schleifen allmählich an den Hauptangriffspunkten Moos und Flechten von den Felsklippen ab. Bei näherer Betrachtung des starken Stromes erkennt man schon zur Hochflutzeit — noch besser allerdings, wenn das Hochwasser bereits im Sinken begriffen ist —, wie die Felsen im Flußbette ein zweifelloses Hindernis bilden und durch sie ein verschieden schneller Lauf der Wasserwogen erzeugt wird. Um die Felsen herum stürzt das Wasser schnell herab, ebenso in den gewundenen, tief eingesägten Rinnen auf den Felsklippen, während die höheren Riffe als Wellenbrecher dienen und den Strom verlangsamen[1]). Hinter jeder Felsklippe entsteht dann durch das Zusammentreffen und die Wiedervereini-

[1]) Die Einwirkung der verschieden hohen Felsklippen auf die Geschwindigkeit der Wogen in den einzelnen Teilen des Flußbettes erhellt bereits aus den im Sommer 1913 aufgenommenen Abbildungen Nr. 1 und 2; im Frühjahr sind die Unterschiede infolge der dann noch bedeckten höheren Klippen noch viel bedeutender.

gung der verschieden gerichteten und verschieden schnell laufenden Wogen eine wirbelnde Strudelbewegung, an der auch die mitgerissenen großen und kleinen Flußschotter teilnehmen. Dieser Umstand ist die Ursache der Entstehung der Strudellöcher im Schwarzabette. Überall dort, wo die Felsklippen im Flußbett aus dem verhältnismäßig weichen, lichtgrünlich-grauen cambrischen Tonschiefer bestehen, üben die in die Strudelbewegung mitgerissenen härteren Schotter und Quarzgeschiebe eine schleifende Wirkung auf den weicheren Schieferuntergrund aus. Durch die ständigen Wirbelbewegungen an derselben Stelle bildet sich allmählich ein sich immer mehr vertiefendes Strudelloch, bis schließlich an einer Stelle der Felsen ganz durchnagt ist und an anderen Punkten neue Strudel auftreten. Welche gewaltige Massen kleiner wie großer Gerölle und Schotter von Walnuß- bis Handgröße in einem solchen älteren Strudelloch vorhanden sind und im Frühjahr strudelnd rotieren und das Strudelloch immer weiter vertiefen, zeigen die Untersuchungen an einer Felsenklippe, die in Fig. 3 und 4 (Taf. 23) dargestellt ist. In einem ovalen Strudelloch dieses Felsens von etwa 40 cm Tiefe war etwa 1 Zentner Gerölle enthalten. Fig. 3 zeigt das Strudelloch, das noch wenige Tage zuvor bei Hochwasser unter Wasser gestanden hatte, noch gefüllt nahezu bis zum Rande. Fig. 4 stellt dasselbe Strudelloch nach seiner künstlichen Entleerung dar. Eine wichtige weitere Erscheinung ist vielfach mit dem Auftreten dieser Strudellöcher verbunden — die Bildung besonderer, meist gebogener Anlaufrinnen. Sie verdanken dem Umstand ihre Entstehung, daß die Wogen an günstigen Stellen den Felsen hinaufbranden und allmählich durch das mitgerissene Schottermaterial eine eigene Laufrinne in den Felsen einschneiden. Solche Anlaufrinnen pflegen, wenn sie neu entstanden, äußerst scharfe Hohlkehlen aufzuweisen. Entsprechend ihrer Entstehung steigen sie an den Felsklippen steil auf und sind je nach der ursprünglichen Gestalt des Felsens und der örtlichen Richtung der Wogen mehr oder weniger gewunden. Fig. 3 zeigt die obere Mündung einer solchen Anlaufrinne unmittelbar über dem zugehörigen Strudelloch, Fig. 4 dieselbe Anlaufrinne von der Seite gesehen.

Auch Fig. 2 (Taf. 22) zeigt auf dem Felsblock inmitten des Flusses eine scharf eingeschnittene Anlaufrinne. Ebenso wie die Strudellöcher unterliegen die Anlaufrinnen infolge der Weichheit des Gesteins der Felsklippen einer sehr schnellen Erosion und Vernichtung, während an anderer Stelle gleichartige Bildungen von neuem beginnen. Die Abbildung 3 zeigt ganz links im Felsen zwei solche, nunmehr ganz durchgenagte, ehemalige Anlaufrinnen. Diese Anlaufrinnen haben nun insofern eine geologische Bedeutung, als ihre Entstehung nur in Flußbetten mit starkem Gefälle und zeitweilig bedeutendem Hochwasser möglich ist. Nie aber sind ähnliche Nebenerscheinungen mit glazialen Strudellöchern (»Gletschertöpfen«) verknüpft. Das Auftreten von Anlaufrinnen in Verbindung mit Strudellöchern auf alten Talböden, deren glaziale oder fluviatile Natur in Frage steht, spricht mithin stets für die letztere Annahme. Wie häufig solche fluviatile Strudellöcher in gewissen Teilen des Schwarzatales auftreten, zeigt besonders die Abbildung 1 (Taf. 22), in der sämtliche mehr oder minder runde, dunkle Einsenkungen in den Felsklippen Strudellöcher darstellen. Natürlich treten diese Bildungen nur in denjenigen Teilen des Schwarzatales auf, in denen die Felsriffe im Flußbette von dem weichen lichtgrünlichgrauen cambrischen Schiefer gebildet werden. Wo dagegen der harte cambrische Quarzit das Tal kreuzt, sucht man vergeblich nach Strudellöchern in den Felsklippen. Das Vorkommen der Strudellöcher ist auf den Verbreitungsbezirk des weichen Tonschiefers beschränkt. Vor allem reich an diesen Erscheinungen ist das untere Schwarzatal zwischen Blankenburg und Schwarzburg, wo Strudellöcher in großer Menge namentlich zwischen dem Kirchfelsen und Schweizerhäuschen vorhanden sind. Fig. 2[1]) stellt die Gegend des sogen. »Steinernen Wehrs« an der steinernen Brücke unmittelbar nördlich vom Kirchfelsen dar, Fig. 1 eine Stelle weiter flußaufwärts halbwegs nach dem Schweizerhäuschen. Dem letzteren Gebiet

[1]) Für die liebenswürdige Überlassung der beigefügten Abbildungen bin ich Herrn Photographen Hugo Schmiedeknecht in Blankenburg im Schwarzatal sowie Herrn stud. geol. Arthur Ebert in Berlin, der an der Höhlenexkursion teilnahm, zu besonderem Danke verpflichtet.

entstammen auch die Einzelbilder, Fig. 3 und 4. Auch das obere Schwarzatal weist solche Bildungen im Bereich des weichen Tonschiefers auf, wie z. B. das Flußbett zwischen Glasbach und Mankenbachsmühle.

Was schließlich die Zeit der Bildung dieser Strudellöcher anlangt, so ergibt der Augenschein, daß fortwährend neue Strudeltrichter entstehen und andere längst bestehende infolge Durchnagung des Felsens an dieser Stelle der Zerstörung anheimfallen. Die Entstehung eines tiefen Strudelloches dürfte wohl kaum mehr als ein bis drei Jahrzehnte dauern. Das zeigt die außerordentlich starke Erosion eines einzigen Frühjahrshochwassers, das auf den sonst bemoosten Felsriffen deutlich die starke neue Abschleifung und die tiefen neuen Rinnen hervortreten läßt, was besonders auf Fig. 3 wahrnehmbar ist. Alle Strudellöcher des Schwarzatales sind im Laufe des letzten Menschenalters entstanden, alle älteren sind bereits ganz oder teilweise der immer weiter fortschreitenden Erosion zum Opfer gefallen.

Berlin, den 22. September 1914.

Über die Gliederung des Diluviums in Braunschweig.

Nach einem Vortrag in der Novembersitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1913.

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

Hierzu Tafel 24—27.

Zur Zeit, als v. Strombeck seine ausgezeichnete Karte von Braunschweig schuf, die dann später von Ewald in seiner geognostischen Karte der Provinz Sachsen übernommen wurde, baute die Diluvialforschung in Norddeutschland noch nicht auf dem von Torrel gegründeten Fundamente der Annahme einer Inlandeis-Bedeckung. Die durch v. Strombeck in seinen klassischen Arbeiten über die Geologie von Braunschweig gelegentlich über die Diluvial-Ablagerungen ausgesprochenen Ansichten entbehren daher jeder sicheren Grundlage. Später haben sich dann mit dem Braunschweiger Diluvium verschiedene Geologen beschäftigt, insbesondere Kloos[1]) und Koken[2]). Berühmt sind in der Literatur vor allem die reichen Fundorte diluvialer Wirbeltiere aus dem Gipsbruche von Thiede geworden, und über sie wurde eine lange Diskussion in zahlreichen Abhandlungen meist paläontolo-

[1]) Kloos, Geologische Verhältnisse der näheren Umgebung Braunschweigs mit besonderer Berücksichtigung des Diluviums. Festschrift zur 69. Versammlung Deutscher Naturforscher und Ärzte Braunschweig 1897, S. 52—65.

[2]) Koken, Diluvial-Studien; Neues Jahrbuch f. Mineralogie und Palaeontologie 1909, Band II, S. 57 ff.

Ders., Die Geologie und Tierwelt der Palaeolithischen Kulturstätten Deutschlands, S. 214—219.

gischer Natur durch Nehring, Wollemann, Wiegers[1]), Koken und einigen anderen Autoren geführt.

Wir werden später sehen, daß die Profile von Thiede am allerwenigsten geeignet waren, eine stratigraphische Gliederung des Braunschweigischen Diluviums herbeizuführen. Nachdem durch die Spezial-Kartierung durch die Preußische Geologische Landesanstalt ein gut Teil des Herzogtums Braunschweig geologisch aufgenommen worden ist, wird es allmählich möglich, einen Überblick über die stratigraphischen Verhältnisse und die Gliederung des Braunschweiger Diluviums zu geben, wennschon nicht verkannt werden darf, daß auch heute noch manche Profile schwer zu deuten sind und noch viele Punkte der Klärung bedürfen. In den Erläuterungen zu den Blättern Helmstedt, Twülpstedt, Königslutter, Heiligendorf, Süpplingen und Weferlingen sind eine Reihe von Beobachtungen durch Schmierer, Mestwerdt und den Verfasser niedergelegt worden, die durch die letztjährigen Aufnahmearbeiten auf den Blättern Braunschweig, Wolfenbüttel und Schöppenstedt in mancher Beziehung ergänzt wurden und hier einmal zusammengestellt werden sollen.

Bereits zu Beginn meiner Aufnahmearbeiten[2]) habe ich darauf hingewiesen, daß die eiszeitlichen Ablagerungen im Braunschweigischen in morphologischer Beziehung einen durchaus senilen Charakter besitzen, und daß die Reste von Grundmoränen, insbesondere solche typischen Geschiebemergels, hauptsächlich die Kuppen und flachen Gehänge bedecken, während in den Tälern das anstehende Gestein zum Vorschein kommt, daß mit anderen Worten die Grundmoränen-Reste oft genug den Eindruck von Zeugen-Bergen erwecken. Über die Erosionsreste der Grundmoränen zieht sich der Löß bis tief in die Täler herab und bedeckt gleichzeitig die greisenhaften Formen der Grundmoränenreste und das anstehende Gestein. Ich habe aus diesen Lagerungsverhältnissen und aus der Diskordanz des Lösses gefolgert, daß zwischen dem Absatz der Grundmoränen

[1]) Wiegers, Die diluvialen Kulturstätten Norddeutschlands und ihre Beziehungen zum Alter des Löß. (Prähistorische Zeitschr., I. Band, I. Heft, Nr. 5.)

[2]) E. Harbort, Exkursion zum Dorm b. Königslutter. 3. Jahresbericht des Niedersächsischen Geol. Vereins zu Hannover 1910, S. V.

und der Ablagerung des Lösses gewaltige Erosions-Vorgänge liegen müssen. Die stark zernagten, senilen Formen der eiszeitlichen Ablagerungen unter der gleichmäßigen Lößbedeckung beweisen, daß wir es keineswegs mit jugendlichen Ablagerungen aus der letzten Eiszeit zu tun haben können, sondern mit älteren Bildungen rechnen müssen. Ich war daher zu dem Schlusse gekommen, daß die in Braunschweig erhaltenen Grundmoränenreste im allgemeinen einer älteren Vereisung angehören und das Eis der letzten Vereisung nicht so weit nach Süden vorgerückt sei. Es ergab sich denn auch sehr bald, daß das auf den Blättern der Calvörder Gegend dargestellte Diluvium wahrscheinlich zum großen Teil älteres Diluvium ist und kaum der letzten Eiszeit zuzurechnen sein dürfte, wie es die geologische Karte angibt. Wiegers vertritt heute nach dem weiteren Fortschreiten seiner Arbeiten nach Süden die gleiche Auffassung. Wir befanden uns in dieser Annahme in Übereinstimmung mit den Untersuchungen J. Stoller's[1]) in der Lüneburger Heide.

Hinsichtlich ihrer Entstehung können wir die Diluvial-Ablagerung in Braunschweig gliedern in

1. Grundmoränenbildungen (Geschiebelehm und dessen Auswaschungsprodukte, Kiese Sande und Schotter),

2. fluvio-glaziale Bildungen (Terrassen-Ablagerungen der Oker und ihrer Nebenflüsse),

3. Beckenbildungen, Tone, Sande und Kiese (verschiedenen Alters),

4. äolische Bildungen (Löß).

Bezüglich der Zugehörigkeit zu den verschiedenen Eiszeiten haben die Aufnahmearbeiten der letzten Jahre ergeben, daß wir es zweifellos mit Ablagerungen dreier verschiedener Eiszeiten zu tun haben, und daß wir sowohl glaziale, bezw. fluvio-glaziale Ablagerungen aus den drei Eiszeiten, als auch interglaziale Ablagerungen der ersten und zweiten Zwischeneiszeit kennen.

[1]) J. Stoller, Die Landschaftsformen der südlichen Lüneburger Heide. 2. Jahresb. d. Nieders. Geol. Ver. Hannover 1909, S. 126 ff.

Ders., Erläuterungen zur geol. Spezialkarte v. Preußen, Blätter Ebstorf und Bienenbüttel.

Gehen wir von der Voraussetzung aus, daß Grundmoränenreste eines nordischen Inlandgletschers der letzten Eiszeit in unserem Gebiete nicht vorhanden waren, so mußte notwendigerweise das von SCHMIERER von Ummendorf beschriebene Interglazial, das zwischen zwei Grundmoränen gelegen ist, der 1. Zwischenzeit angehören. Es ergibt sich damit, daß zweifellos eine älteste Grundmoräne vorhanden ist, die folgerichtig als solche der 1. Eiszeit gedeutet werden mußte. Es hat sich nun in der Folge feststellen lassen, daß sich glaziale Ablagerungen der ältesten (1.) Eiszeit im allgemeinen in alten Talrinnen erhalten haben oder da, wo sie, wie es SCHMIERER beschrieben hat, durch Salzablaugung eingesunken, vor späterer Zerstörung geschützt wurden. Der Geschiebelehm am Boden älterer Talrinnen, z. B. im Okertal, läßt sich ohne weiteres als solcher der ersten Eiszeit erkennen, da er von jüngeren, fluvio-glazialen Bildungen überlagert wird, die ihrerseits nochmals Grundmoränenreste tragen können, in deren Hangendem sich Ablagerungen der zweiten Interglazialzeit finden. Ob indes nicht auch manche Geschiebelehmreste, welche wir heute auf den Kuppen und Hängen erhalten finden, der Grundmoräne der 1. Eiszeit angehören, wird sich im einzelnen kaum feststellen lassen. Es sind daher aus praktischen Gründen bei der Kartierung im allgemeinen alle diese Grundmoränenreste der 2. oder Haupteiszeit zugerechnet worden. Präglaziale Bildungen, Schotter und Tone mit *Larix* sind früher von mir eingehender von RIESEBERG beschrieben worden[1]). Stratigraphisch am klarsten ist das Profil der Diluvial-Ablagerungen im Okertal und seinen Nebenflüssen.

1. Ablagerungen der 1. Eiszeit.

Als Grundmoräne der 1. Eiszeit möchte ich die vielfach am Boden des präglazialen Okertales erbohrten Geschiebelehm-Bildungen auffassen, die schon von KLOOS[2]) erwähnt wurden. KLOOS hielt allerdings diese Grundmoräne für ident mit derjenigen auf den Höhen und Kuppen und glaubte sie für eine ältere Grund-

[1]) E. HARBORT, Beitr. z. Geol. d. Umgegend von Königslutter, Dies. Jahrb. 1913, I, S. 242.

[2]) KLOOS, a. a. O. S. 60.

moräne im Gegensatz zu der »jüngeren Grundmoräne«, die nach ihm vor allem durch die unter dem Löß gelegene Steinsohle vertreten wird, ansprechen zu müssen. Die zwischen beiden Grundmoränen vielfach auftretenden, geschiebeführenden Sande aber hielt er für interglazial, d. h. also dem 2. Interglazial zugehörig. Ich kann mich dieser Auffassung ebensowenig anschließen wie derjenigen von Koken, auf die später noch näher einzugehen sein wird. Die Reste von ältester Grundmoräne im Tiefsten des präglazialen Okertales beweisen meines Erachtens, daß das Okertal als solches präglazial vorhanden gewesen ist. Einzelne Bohrungen im Okertal oberhalb Wolfenbüttels bei Ohrum sowie solche des städt. Wasserwerkes in Braunschweig, die ich selbst zu untersuchen Gelegenheit hatte, haben ergeben, daß die Sohle des präglazialen Okertales etwa 40—50 m tiefer liegt, als das heutige Okerbett. Es folgt daraus aber, daß seit der Präglazialzeit eine beträchtliche Senkung des Gebietes eingetreten ist, da die Oker und mit ihr das ganze Flußsystem der Aller und der Weser ein größeres Gefälle gehabt haben muß. Da der heutige Okerspiegel bei Braunschweig etwa bei + 70 m liegt, würden die Wasser der prädiluvialen Oker nur ein Gefälle von etwa 20 m bis zum Nordseespiegel besessen haben, wenn die Niveauverhältnisse die gleichen geblieben wären. Das ist aber nach den im norddeutschen Flachland gemachten Beobachtungen nicht anzunehmen, denn wir wissen, daß das prädiluviale Weserbett z. B. bei Nienburg oder bei Bremen sehr viel tiefer und heute weit unter dem Meeresspiegel versenkt liegt. Das gleiche gilt nach den Untersuchungen von Gottsche und andern Autoren von dem prädiluvialen Bette der Elbe bei Hamburg. Das Auftreten des ältesten Geschiebelehms am Boden des Okertales beweist zur Genüge, daß das Tal prädiluvial vorhanden war, daß es während der verschiedenen Diluvial-Epochen aufgefüllt und teilweise wieder eingeschnitten wurde. Ich kann mich daher der Siegert'schen Auffassung, daß unsere mitteldeutschen Flußsysteme und unsere mitteldeutschen Flußtäler im wesentlichen zur Diluvialzeit erodiert worden sind, nicht anschließen, sondern teile die Auffassung von Grupe, daß unsere Flußtäler als solche schon prädiluvial

existierten und diluvial zeitweise wieder aufgefüllt, dann aber während der Zwischeneiszeiten wiederum tief eingeschnitten wurden.

2. Ablagerungen der zweiten (Haupt-) Eiszeit.

a) Fluvioglaziale Schotter der Oberen Terrasse des Okertales.

Über den Grundmoränenresten der ältesten Vereisung im Tiefsten des Okertales liegen mächtige, stellenweise bis über die 100 m Höhenkurve heraufreichende Sand- und Schotterbildungen, die sich durch ihre horizontale Schichtung, verbunden mit häufiger Kreuzschichtung und dem Wechsel von feinem und grobem Material ohne weiteres als Ablagerungen aus dem fließenden Wasser, als solche fluvioglazialer Entstehung erkennen lassen. Diese Sande und Kiese besitzen im allgemeinen eine graue, frische Farbe. Die Schotter bestehen zum großen Teil aus einheimischem Material, insbesondere aus Harzgeröllen, aus Gesteinen des Muschelkalkes und der Kreide vom Oberlauf des Flusses aus dem subhercynischen Gebiet. Mit ihnen wechsellagern dann in mannigfacher Verzahnung Schichten, die bedeutend reicher sind an nordischen Komponenten. Die Ablagerungen sind ganz allgemein als fossilarm zu bezeichnen. Die besten Aufschlüsse in diesen Oberen Terrassensanden und -kiesen finden sich auf Blatt Braunschweig in den Sandgruben bei Mascherode, ferner in den Kiesgruben der Salzdahlumer Forst auf Blatt Wolfenbüttel, sowie in den Sand- und Kiesgruben unmittelbar östlich von Wolfenbüttel zwischen Juliusstadt und Antoinettenruh. Taf. 25, Fig. 1 u. 2 zeigt einen Ausschnitt aus der Kiesgrube 800 m nordöstlich von der Wolfenbütteler Strafanstalt. Zur Oberen Terrasse gehören die gutgeschichteten Sande und Kiese, die man hier überlagert sieht von Grundmoränenresten und Lößlehmbildungen. Ferner gehören hierher auch die Sande und Kiese, die in den altbekannten Aufschlüssen der Sandgruben von Reupke und Jauns östlich von Thiede eingeschnitten sind; auch hier sieht man, wie die Abbildung Tafel 24, Fig. 2 deutlich erkennen läßt, schön geschichtete Kiese und Sande überlagert von Grundmoränenresten. Die Grundmoränenreste bestehen hier

allerdings vorwiegend aus rostfarbigen Sanden und Kiesen mit einzelnen großen Geschieben, von denen das größte $3^1/_2$ cbm Inhalt hat und im vergangenen Jahr als Erinnerungsstein an die Jahrhundertfeier der Freiheitskriege auf dem Thieder Friedhof aufgestellt worden ist. Die grauen Terrassensande und -kiese zeigen, wie die Abbildung und auch schon die von Koken seinerzeit gegebene Skizze[1]) deutlich erkennen läßt, ein westliches Einfallen von etwa 25^0 derart, daß sich über die stark geneigten Sande diskordant die Grundmoränenreste legen. Ich vermag die Neigung dieser Schichten nur zurückzuführen entweder auf die Auslaugungserscheinungen im Salzstock von Thiede oder darauf, daß sich der Thieder Salzstock zwischen Ablagerung der Sande und dem Absatz der Grundmoräne nochmals ein Stück herausgehoben und dabei die diluvialen Schottermassen aufgerichtet hat. Da die Schichten vom Zentrum des Salzstockes weg nach der Peripherie hin einfallen, ist erstere Annahme die unwahrscheinlichere. Daß der Salzstock in der Tat diese Aufschlüsse im Diluvium unterlagert, haben die Grubenaufschlüsse dargetan, denn unter den Sandgruben geht der Bergbau auf dem östlichen Flügel der Kalisalzlagerstätte seit längerer Zeit um. Ich schließe daher aus der Aufrichtung der fluviatilen Sande, daß das Aufsteigen des Salzgebirges an dieser Stelle noch zu diluvialer Zeit vor sich ging.

Wie schon erwähnt, sind Fossilien in den Diluvialkiesen der Oberen Terrasse außerordentlich selten. Es ist auch durchaus unmöglich, von den früher aus diesen Gruben beschriebenen Fossilresten heute Genaueres über ihre stratigraphische Stellung auszusagen, da es sehr wahrscheinlich ist, daß wenigstens der größte Teil der in der Literatur erwähnten Knochenreste aus den hangenden rostfarbigen Kiesen stammt. Nur ein einziger Zahn von *Elephas antiquus*, im Besitz von Herrn Dr. Thies, Wolfenbüttel, entstammt wohl sicher den älteren Terrassen-Schottern, da sich in den Falten des Zahnes noch deutlich der unverwitterte, für die Obere Terrasse so charakteristische graue Sand eingeklemmt fand.

[1]) Koken, a. a. O. Fig. 1.

Nach Aussagen der Arbeiter, welche diesen Fund machten, wurde der Molar in den obersten Schichten der Terrassensande dicht unter den dort liegenden rostfarbigen Kiesen und Sanden gefunden. Herr Dr. O. Thies hat mir von diesem Fund freundlichst Mitteilung gemacht und den Zahn bestimmt als dem *Elephas antiquus* zugehörig bezeichnet, so daß demnach auch die Zugehörigkeit der Oberen Terrassenschotter zu einer älteren Vereisung paläontologisch belegt ist.

Der durchaus frische, unverwitterte Zustand dieser vielfach noch ihren vollen Kalkgehalt zeigenden Kiese und Sande von zweifellos fluviatilem Charakter widerspricht der Annahme, daß es sich um interglaziale Bildungen handle. Ich möchte diese Sande und Kiese vielmehr auffassen als Ablagerungen fluviatiler Entstehung, die vor dem heranrückenden Inlandeis der zweiten Vereisung abgesetzt sind, derweilen die Flüsse vor dem von Norden heranrückenden Inlandeise stark angestaut wurden. Ihr petrographischer Charakter spricht ganz dafür, und der einzige bislang gemachte Fossilfund, sowie die Fossilarmut überhaupt sprechen nicht dagegen. Zwischen diesen Terrassenablagerungen und den Grundmoränen-Bildungen im Liegenden dieser Kiese und Sande muß daher eine Schichtenlücke vorhanden sein, eine Erosions-Diskordanz, über die im einzelnen nähere Angaben mangels jeglicher Tagesaufschlüsse nicht zu machen sind. Wahrscheinlich ist sie durch Erosion während der 1. Interglazialzeit zu erklären, aus der wir an dieser Stelle keine Ablagerungen erhalten haben, die aber zu parallelisieren sein würde mit den von Schmierer von Oschersleben beschriebenen interglazialen Schichten.

Die von Koken[1]) aus den Sanden von Mascherode und Thiede (die der Oberen Terrasse zweifellos angehören) beschriebenen Feuerstein-Artefakte können unmöglich das ihnen zugeschriebene Alter (Reutélien, Chelléen, Mesvinien) besitzen. Es ist ausgeschlossen, daß sie nach ihrer stratigraphischen Stellung dem 2. Interglazial angehören. Es scheint mir überhaupt sehr zweifel-

[1]) N. Jahrbuch f. Min., Geol. 1909, II, S. 58 ff. Vergl. Fig. 1, S. 58 und Fig. 5, S. 65 der Koken'schen Abhandlung.

haft, ob es sich um menschliche Artefakte handelt, und vielmehr wahrscheinlich, daß es nur Zufallsbildungen sind. Da derartige »Artefakte« geradezu schichtenweise in den Kiesen der Oberen Terrasse auftreten, frage ich mich vergeblich, wo alle die Diluvialmenschen hergekommen sein sollen, welche diese »Artefakte« fertigten und gebrauchten, und vollends wie sie so massenhaft in die diluvialen Ströme gelangten.

b) Grundmoränenreste der zweiten Vereisung; Tone, Eisensteine und Sande im Liegenden derselben.

Die Obere Terrasse des Okertales wird vielfach von größeren Flächen von Geschiebelehm überlagert, der nach meinen früheren Ausführungen nur der mittleren (Hauptvereisung) angehören kann.

Die Abbildungen Taf. 25, Fig. 1 u. 2 lassen die Überlagerung der Terrassenschotter von Grundmoräne östlich von Wolfenbüttel recht gut erkennen. Unter der Grundmoräne liegen außerhalb des Gebietes der Flüsse bezw. außerhalb der alten diluvialen Täler die früher von mir beschriebenen Beckentone, Eisenerze und Schottermassen, die auf den Blättern Königslutter und Braunschweig zwischen Schandelah, Wolfenbüttel und Braunschweig eine große Verbreitung besitzen [1]).

3. Bildungen der zweiten Interglazialzeit.

Die Grundmoräne der Hauptvereisung im Hangenden der Sande und Schotter der Oberen Terrasse ist meist mehr oder weniger zerstört und verwaschen und dann in der Regel in Gestalt von rostfarbenen geschiebereichen Sanden als dünnere oder dickere Decke über den Ablagerungen der Oberen Terrasse verbreitet. In diesen rostfarbigen Sanden finden sich gelegentlich auch feinsandige, geschichtete Tone mit Pflanzenresten und Molluskenfauna eingelagert, z. B. in den Sandgruben am Thieder Lindenberge.

[1]) E. Harbort, Beiträge zur Geologie der Umgebung von Königslutter und zur Tektonik des Magdeburg-Halberstädter Beckens. Dies. Jahrb. f. 1913, I, S. 243—245.

Ders., Über das geol. Alter und die wirtschaftliche Bedeutung der Eisenerzlagerstätte von Schandelah in Braunschweig. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1911, S. 308 ff.

In einer solchen linsenförmigen Einlagerung feinsandigen Tones von rd. 20—30 cm Mächtigkeit in den rostfarbigen Kiesen der Reupker'schen Tongrube fanden sich zahlreiche Conchylien, die nach freundlicher Bestimmung von Herrn H. MENZEL folgenden Arten angehören:

Hyalina hammonis STROEM.
Vallonia tenuilabris AL. BR.
» *costata* MÜLL.
Pupa muscorum MÜLL.
Zua lubrica MÜLL.
Succinea oblonga DRAP.
» var. *elongata* AL. BR.

Ferner fanden sich in den rostfarbenen Kiesen und Sanden die aus den Thieder Sandgruben des öfteren beschriebenen Knochenreste interglazialer Säugetiere. Ich selbst entnahm ihnen mehrere Zähne von *Equus caballus* L. Es ist daher ohne Zweifel, daß die Grundmoräne der mittleren Vereisung während der 2. Interglazialzeit zumeist wieder zerstört, aufgearbeitet und vielfach umgelagert wurde. Während dieser Zeit wurde dann ferner bis tief in die alten Terrassenaufschüttungen hinein ein neues Tal der Oker eingeschnitten. Die gleichen Verwitterungserscheinungen (rostfarbige Kiese) sind nämlich im Liegenden der jüngeren Diluvialablagerungen in den Sandgruben der Talsandstufe bei Braunschweig zu beobachten.

4. Bildungen der letzten Eiszeit.

a) Fluviatile Ablagerungen der Unteren Terrasse (∂as und ∂as1).

Sie entstanden mit dem Anstau der Wassermassen in dem Okerbette der zweiten Interglazialzeit vor dem heranrückenden Eise der letzten (3.) Glazialzeit. Es sind nördlich von Braunschweig vorwiegend Talsande. Bei Wolfenbüttel werden die Ablagerungen der Unteren Terrasse überdeckt, bezw. z. T. vertreten von 1—3 m mächtigen Lößlehmbildungen (∂al). Die Talsande unter diesem Löß führen im allgemeinen mehr einheimisches Ma-

terial als in der Gegend von Braunschweig. Die Terrasse steigt im Gebiete des Blattes Wolfenbüttel von 75 auf 85 m an. Eine nur 1—3 m tiefer liegende Stufe konnte im nördlichen Teile des Blattes als $\frac{\partial al}{\partial as_1}$ abgetrennt werden. Sie markiert sich im Gelände meist durch eine deutliche Terrainkante.

b) Lokale Vergletscherung und Moränen des Elm.

Bei der Kartierung der Blätter Königslutter und Schöppenstedt war mir aufgefallen, daß auf den Höhen und in den Tälern des Elm, abgesehen von vereinzelten, großen, nordischen Blöcken keine Grundmoränenreste erhalten sind. Ihre vollständige Zerstörung durch die Atmosphärilien bezw. ihre Fortführung lediglich durch Denudation konnte ich mir schwer erklären, zumal, da man sich kaum wird vorstellen können, daß durch sie allein die Täler des Elm bis in die fernsten Winkel wieder vollständig ausgeräumt und von den diluvialen Schuttmassen früherer Eiszeiten gänzlich befreit worden sein sollten. Eine Anzahl neuerer Beobachtungen drängt vielmehr zu der Annahme, daß der Elm wahrscheinlich zur Zeit der letzten Vereisung, derweilen seine Abhänge von diluvialen Schmelzwassern umströmt wurden, eine eigene, selbständige Vergletscherung besessen hat, und daß die Lokalgletscher des Elm die Grundmoränenbildungen und sonstigen glazialen Ablagerungen der früheren Eiszeiten vollständig wieder fortgeführt und dabei gleichzeitig die Täler ausgeräumt und vertieft haben. Die Gestalt der Täler des Elm ist auffällig. Man vergleiche das auf Tafel 24, Fig. 1 wiedergegebene Relief des Elm. Ich bemerke ausdrücklich, daß dieses Relief ganz unabhängig von meinen Anschauungen von anderer Seite angefertigt worden ist und mir erst bekannt wurde, nachdem ich bereits die ersten vorläufigen Mitteilungen über diesen Gegenstand veröffentlicht hatte. Aus dem Relief, das im übrigen nicht sehr exakt ausgeführt worden ist und bei genauerer Darstellung, insbesondere bei größerem Maßstabe, wahrscheinlich die Verhältnisse noch deutlicher zeigen würde, geht ohne weiteres hervor, daß es sich nicht um typische Erosionstäler im Elm handelt, sondern um Täler, die am Eingange des Gebirges einen schmalen Paß haben, nach dem

Gebirgsinnern dagegen sich trogartig erweitern. Hier und da aber werden ferner die Täler, z. B. das Reitlingtal, von Querriegeln durchzogen, und die Talsohle überhaupt zeigt durchaus unregelmäßige, wellig auf- und absteigende Oberflächen, wie sie nicht von fließendem Wasser erzeugt werden können, wohl aber durch die Exaration eines Gletschers. Es handelt sich somit um Karbildungen, insbesondere aber sind auch auffällig die zahlreichen, flachen, napfförmigen Vertiefungen, die sich vielfach im oberen Teil der Täler finden, und stellenweise gegen das tiefer liegende Tal terrassenförmig abgesetzt sind. Das Gesteinsmaterial, welches bei der Ausfurchung der Täler durch die Elmgletscher entfernt worden ist, findet sich nun aber in mächtigen Schottern und Geröllablagerungen sowie Blockpackungen vor den entsprechenden Tälern ausgebreitet. Diese oft sehr mächtigen Ablagerungen reichen bis zur 200 m-Kurve an den südlichen Abhängen des Elm hinauf.

Bei Lucklum auf Blatt Königslutter ist diese Moränen- und Schotterdecke im Bahneinschnitt der Anschlußbahn der Elm-Kalkwerke in einer Mächtigkeit von rd. 10 m aufgeschlossen. Es sind, wie Taf. 26, Fig. 1 zeigt, Geröllpackungen und Blockanhäufungen von kopfgroßen und zentnerschweren Gesteinsstücken.

Stellenweise werden diese Blockanhäufungen ersetzt von kiesigen und sandigen Ablagerungen, wie solche insbesondere unmittelbar neben dem Friedhof von Lucklum aufgeschlossen sind. Untersucht man die Gesteine hinsichtlich ihrer Herkunft, so ergibt sich, daß über 95 % aus einheimischem Material besteht und zwar fast ausschließlich aus Trochitenkalk von der Zusammensetzung desjenigen von Erkerode, aus Mittlerem Muschelkalk, Wellenkalk und Röt, und nur der kleine Rest aus nordischem Material.

Solche Blockpackungen und Schotter einheimischer Gesteine finden sich besonders verbreitet am Südwest-Fuße des Elm; sie sind hier wie fast überall vom Löß bedeckt, lassen sich aber auch am Nordwest-Fuße des Elm von Lucklum bis Königslutter hin verfolgen. Eine ausgesprochene Verwitterungs- und Verlehmungszone zwischen Löß und Elmmoränen war nirgends zu beobachten.

In den Aufschlüssen zwischen Ampleben und Schöningen zeigt sich ganz allgemein, daß zu unterst feines Material vorherrscht, bestehend aus Sanden und Kiesen, die zwar auch Muschelkalkmaterial führen, aber im wesentlichen doch nordische Komponenten enthalten. Darüber liegen dann fast überall bis zu mehreren Metern mächtige Geröllanhäufungen und Blockpackungen, die stellenweise ein lehmig-toniges Bindemittel besitzen und fast ausschließlich Muschelkalkgeschiebe führen. Bisweilen besitzen die Moränenbildungen durchaus Grundmoränenstruktur und den Charakter eines Geschiebemergels.

Die Größe der einzelnen Geschiebe schwankt zwischen solchen von Faustgröße und solchen bis zu $^1/_2$ cbm Inhalt. Oft sieht man, daß diese Moränenbildungen der Elmgletscher die unterlagernden Sande gestaucht und gefaltet haben, wie dies unter anderem die Abbildung Tafel 26, Fig. 2 erkennen läßt.

In sämtlichen Aufschlüssen bemerkt man aber, daß der Gehalt an nordischem Material vom Liegenden zum Hangenden immer mehr abnimmt, so daß es den Anschein hat, als ob eine Rückwärtsverfrachtung des älteren diluvialen Materiales stattgefunden habe und zu Beginn der Ablagerungen mehr nordisches Material auf dem Elm vorhanden gewesen sei, als gegen Schluß der Elmvergletscherung, wo nordische Komponenten auf dem Elm kaum mehr vorhanden waren, so daß der Gletscher zuletzt nur einheimisches Material herabbefördern konnte. Von besonderem Interesse ist, daß sich an einer Stelle in der Kiesgrube, 800 m nordöstlich von Ampleben in einer tiefen Schicht der dort anstehenden Blockpackungen auch ein Geschiebe von typischer nordischer Grundmoräne fand, welches die Erosions-Gletscher offenbar hierhin auf eine sekundäre Lagerstätte verfrachtet haben. Diese Verhältnisse lassen sich in einer Reihe von Aufschlüssen oberhalb der Ortschaften Evessen, Ampleben, Kneitlingen, Sambleben, Eitzum am Südwest-Fuße des Elm ausgezeichnet beobachten. Die am weitesten nach Westen vorgeschobenen Moränenbildungen habe ich am Osterberge am Westrande des Blattes Schöppenstedt beobachtet, wo sie die unterlagernden mürben Mergel des Cenomans z. T. gestaucht und in

sich aufgenommen haben. Die Tatsache, daß sich hier große Blöcke typischer Trochitenkalkbänke, wie sie nur in der Gegend von Erkerode anstehen, und Gesteine aus dem Reitlingtal finden, beweist aufs deutlichste, daß die Moränenbildungen von O nach W hierher verfrachtet sein müssen, wie denn überhaupt die Verteilung der Moränenbildungen um den Elm eine radialstrahlige Bewegung der Gletschermassen annehmen läßt.

Wie bereits oben erwähnt, nehme ich an, daß diese Lokalvergletscherung des Elm in die Zeit der letzten Vereisung fällt, derweilen das nördliche Inlandeis etwa in der Gegend der Aller halt machte und nicht weiter nach Süden vordrang, indessen die Temperatur im Braunschweigischen doch soweit herabgedrückt wurde, daß es auf den größeren Höhen zu Firn- und Gletscherbildungen kam. Möglich wäre es ja immerhin, daß auch diese Bildungen in die Rückzugszeit des nordischen Gletschers der 2. Vereisung fallen könnten, wennschon mir die erste Annahme aus verschiedenen Gründen als wahrscheinlicher erscheint. Dahin rechne ich das Fehlen einer ausgesprochenen Verwitterungs- und Verlehmungszone zwischen Moränenablagerungen und dem Löß am Elm. Insbesondere haben ferner im letzten Sommer die Aufnahmen von Fr. Hermann ergeben, daß in den fluviatilen Muschelkalkschottern bei Neu-Erkerode sich Reste von *Rangifer tarandus L.* fanden, in Schottern, die offenbar genetisch mit den Elmmoränen im Zusammenhang stehen, wennschon für ihre Gleichaltrigkeit ein strikter Beweis nicht erbracht werden kann.

Es möchte nun eingewendet werden, daß diese Beobachtungen lokaler Vergletscherungen am Elm bislang einzig dastehen und nicht durch ähnliche aus den Nachbargebieten, insbesondere aus dem benachbarten Harz bestätigt worden sind. Ich möchte diesen Einwendungen von vornherein mit dem Hinweise begegnen, daß die Erosions- und Exarationserscheinungen gerade darum am Elm so außerordentlich klar und deutlich in die Erscheinung treten, weil der Elm ein tektonisch einheitliches Gebilde ist. Es handelt sich um einen typischen flachen Sattel mit umlaufendem Schichtenbau, in dem sich keinerlei nennenswerte Stö-

rungen oder gar Verwerfungen mit größerer Sprunghöhe durch die Spezialkartierung nachweisen ließen. Die eigenartige morphologische Gestaltung der Täler kann somit unter keinen Umständen auf tektonische Ursachen zurückgeführt werden, sondern jene sind zweifellos durch Erosion entstanden. Unsere aus dem Harzvorlande bekannten Täler aber sind, wie die Spezialkartierung ergeben hat, meist irgendwie tektonisch bedingt oder doch wesentlich tektonisch in ihrer Gestaltung beeinflußt. Im übrigen möchte ich doch die Fachgenossen darauf hinweisen, in Zukunft darauf zu achten, ob nicht trotzdem ähnliche Verhältnisse auch hier und da in den benachbarten Gebieten, insbesondere denen des Harzes, zu beobachten sind. Daß auch hier tatsächlich Vergletscherungen vorgekommen sind, wissen wir ja durch die seinerzeit von Bode gegebenen Mitteilungen über die Moränenbildungen im Odertal[1]). Man könnte ferner gegen meine Beobachtungen einwenden, daß es sich nicht um eigentliche Moränenbildungen handelt, sondern daß die Schotter- und Geröllmassen an den Hängen des Elm fluviatiler bezw. fluvioglazialer Entstehung sind. Dagegen spricht indes einmal ihre hohe Lage, da sie in gleichmäßigem Band am Südfuß des Elm, wie bereits erwähnt, bis zu 200 m Höhe hinauf zu verfolgen sind, ferner ihre bis zu 3—4 km in das Vorland des Elm vorgeschobene Lage und die Beschaffenheit der Geröllmassen. Es handelt sich in der Regel um eckige, kaum abgerollte Gesteinsbruchstücke, die gelegentlich sogar typische Kritzen als Gletscherschliffe erkennen lassen. Die vorhin erwähnten Stauchungserscheinungen der Moränenmassen sowie vor allen Dingen der Umstand, daß diese stellenweise durchaus das Gepräge eines echten Geschiebelehms zeigen, dessen Aussehen allerdings von unseren nordischen Grundmoränen sehr verschieden ist, sprechen ferner auch nicht für die Annahme, daß es sich etwa um Gehängebildungen oder fluviatile Bildungen handeln könnte. Vom Wasser können die Gesteinsbruchstücke auch schwerlich hierher transportiert sein, da die Blöcke dazu viel zu schwer sind und andererseits das Material

[1]) A. Bode, Die Moränenlandschaft im Odertale bei St. Andreasberg. Dieses Jahrb. 1905, S. 126 ff.

vielfach durchaus nicht aufbereitet ist, sondern typische Grundmoränenstruktur erkennen läßt. Hierzu kommt endlich, daß die heutigen Täler des Elm so gut wie frei von Alluvionen sind.

c) Lößbildungen.

Der Löß ist als jüngstes glaziales Produkt aufzufassen. Stratigraphisch läßt sich zwischen den im Okertal auf der Unteren Terrasse liegenden Lößlehmbildungen, die als aquatische Bildungen anzusehen sind, und dem Löß der Hochflächen kein Altersunterschied feststellen. Beide Bildungen gehen in einander über. Ich fasse daher den Tallehm, der meist eine deutliche Schichtung erkennen läßt, als ein Altersäquivalent des äolischen, ungeschichteten Lösses außerhalb der Täler auf. Der Tallehm geht andererseits nach Norden zwischen Wolfenbüttel und Braunschweig ganz allmählich in den Talsand über, wechsellagert auch mit solchem, sodaß mir kein Zweifel daran zu sein scheint, daß die Lößbildungen in Braunschweig jungglaziale Ablagerungen und zeitliche Äquivalente der weiter nördlich ausgebildeten Talsande sind. Keinesfalls aber ist dem Löß ein interglaziales Alter zuzusprechen.

5. Gestörtes und vermengtes Diluvium in Erdfällen und Gipsschlotten verschiedenen Alters.

Dem Leser wird aufgefallen sein, daß von den berühmten Profilen des Thieder Gipsbruches bislang mit keinem Worte Erwähnung geschah. Es wurde absichtlich unterlassen, weil ich den Thieder Gipsbruch für die denkbar ungeeignetste Örtlichkeit halten muß zur Aufstellung und Parallelisierung diluvialer Profile. Der Grund dafür ist folgender. Der Gips von Thiede gehört dem Hut des Salzstockes von Thiede an; in geringer Teufe stehen die Salzschichten selbst an. Genetisch ist er zu deuten als ein Residualgebilde der im Salzgebirge enthaltenen Anhydrit- und Lettenschichten, nach dessen Auslaugung diese schwerer löslichen Bestandteile zurückblieben. Der Auslaugungsprozeß begann wohl schon zu vordiluvialer Zeit und geht noch heute weiter. Dementsprechend ist der Gips nicht massiv, sondern zeigt zahlreiche Klüfte und Schlotten, die einer stetigen Veränderung durch weitere Aus-

laugungsvorgänge und Zusammenbrechen der entstandenen Hohlräume unterworfen waren und es noch heute sind. In diese aber wurden auch die auflagernden diluvialen Ablagerungen jeweilig mit hineingerissen oder hineingespült, derart, daß oft das Älteste zu oberst gekehrt wird und die unregelmäßigsten Lagerungsverhältnisse zustande kommen (vergl. Taf. 27, Fig. 2). Lange ist in der Literatur[1]) darüber gestritten worden, ob im Gipsbruch von Thiede überhaupt echter Geschiebemergel vorhanden sei, ob die von hier bekannten Faunen mehreren Epochen und Lebensbezirken angehören. Ja, es ist die Behauptung aufgestellt worden, daß zwei verschiedenaltrige Lösse in Thiede auftreten, die durch eine Grundmoräne getrennt werden. Sicher ist, daß typischer Geschiebemergel noch heute auf einigen Gipspfeilern erhalten ist und im östlichen Teile des Gipsbruches ansteht und offenbar hier noch in situ vorhanden ist. Der von Wiegers beschriebene zwischen zwei Lößschichten liegende Geschiebemergel dürfte nichts weiter sein, als sekundär umgelagerter Geschiebemergel, ebenso wie der geschichtete Löß im Hangenden umgelagert worden ist. Bei einem gemeinsamen Besuche des Gipsbruches im letzten Sommer hat Wiegers den gleichen Eindruck erhalten.

Wenn es somit bei diesen verworrenen Lagerungsverhältnissen unmöglich ist, in Thiede aus den zwischen die einzelnen Gipspfeiler geklemmten, verschwemmten und gedrifteten Diluvialschichten und dem Einbruchs- und Gehängeschutt ein Normalprofil des Diluviums zu rekonstruieren, so ist es ebenso müßig und nutzlos, über die Faunen viel zu diskutieren, da naturgemäß zu den verschiedensten Zeiten die Tiere der verschiedensten Klimate und Lebensgemeinschaften in den Gipsschlotten einen Unterschlupf gefunden haben oder Reste von ihnen in die Spalten nach ihrem Tode gespült oder durch andere Tiere verschleppt worden sein mögen. Daher kommt es denn auch, daß unter Umständen der Luchs, ein

[1]) Koken, a. a. O.

F. Wahnschaffe, Über die Gliederung der Glazialbildungen Norddeutschlands, Zeitschr. f. Gletscherkunde V, S. 332 ff.

F. Wiegers, a. a. O. S. 23—27.

typisches Waldtier, zusammen gefunden wurde mit reinen Steppenformen, daß arktische Nager zusammen mit Resten wärmeliebender Tiere vorgekommen sind[1]), kurz daß Tiere verschiedener Zeiten und Lebensbezirke zusammen liegen können.

Derartige Störungen diluvialer Schichten unter dem Einfluß von Auslaugungserscheinungen in den unterlagernden Salzstöcken sind im norddeutschen Flachland eine weitverbreitete Erscheinung, wir sehen sie aber auch in Braunschweig unter ähnlichen Bedingungen oft wiederkehren.

Ein großer Erdfall (Dovesee) nördlich von Braunschweig im Gebiet der jüngeren Talsandterrasse beweist, daß diese Störungen auch recht jugendlich sein können, und die Zunahme des Chlorgehaltes der hier angelegten Trinkwasserversorgung von Braunschweig gibt leider Zeugnis davon, daß auch heute hier der Auslaugungsprozeß noch nicht beendigt ist. Andererseits zeigen andere derartige Erdfallkessel mit ihren Einbruchserscheinungen, daß die Auslaugung und der Zusammenbruch oft lange Zeit in Anspruch genommen hat. Als bestes Beispiel mögen die vom Altdiluvium bis in die letzte Zeit andauernden Einbruchserscheinungen nördlich von Schacht Asse II und die damit verbundenen Gesteinsneubildungen und Umlagerungen erwähnt sein, welche demnächst Stolley eingehender beschreiben wird.

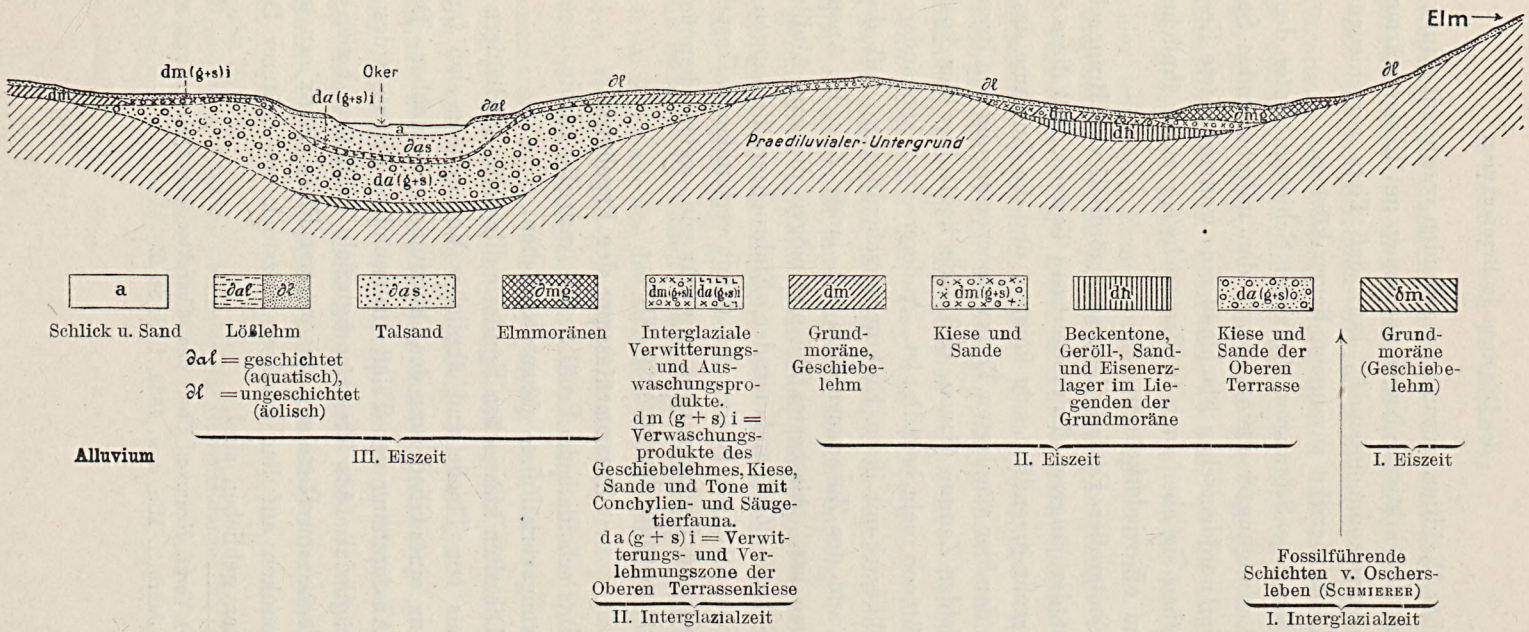
Zusammenfassung der Ergebnisse.

Das schematische Profil S. 294 mag die vorhin beschriebenen Lagerungsverhältnisse veranschaulichen.

Die alten klassischen Fundorte diluvialer Wirbeltiere des Gipsbruches von Thiede und ähnlicher Vorkommen sind für die Aufstellung einer Gliederung des Diluviums unbrauchbar. Die Anlage und Ausfurchung der Täler, insbesondere diejenige des Okertales ist präglazial. Als älteste, präglaziale Bildungen haben die Kiese und Tone von Rieseberg mit warmer Flora (Larix) zu gelten, die eingesunken auf dem dortigen Salzstock vor späterer Denudation erhalten geblieben sind.

[1]) Vergl. Nehring. Über den Charakter der Quartärfauna von Thiede, Neues Jahrb. f. Min. usw. 1889, I, S. 86 ff.

Schematisches Profil durch das Braunschweigische Dilivium vom Okertal bis zum Elm.



Die Grundmoräne der ersten Vereisung ist nur in Resten im Tiefsten der großen Täler und eingesunken über Salzstöcken gelegentlich erhalten geblieben. Während der ersten Interglazialzeit wurden alle älteren diluvialen Ablagerungen bis auf wenige Reste zerstört und fortgeführt.

Vor dem heranrückenden Inlandeise der zweiten Eiszeit wurden die gewaltigen Schotter und Sandmassen der Oberen Terrasse mit Resten von *Elephas antiquus* abgelagert. Später ging das Inlandeis der zweiten Eiszeit über diese Terrasse hinweg und hinterließ nach dem Abschmelzen bei seinem Rückzug eine anscheinend ziemlich mächtige Grundmoräne. Sie ist heute in Erosionslappen auf dem anstehenden Gebirge, sowie über der Oberen Terrasse intakt erhalten. Die große Masse dieser Moränenbildungen wurde während der zweiten Interglazialzeit zerstört, verwaschen und abgetragen. Rostfarbene Kiese und Sande mit Toneinlagerungen sowie Steinsohlen und einzelne Blöcke sind die Relikte derselben. Diese Schichten führen die Fauna der zweiten Interglazialzeit, des Rixdorfer Horizontes und anderer Lokalitäten Während der zweiten Interglazialzeit schnitt die Oker ihr Bett von neuem ein, und zwar durch die Grundmoräne hindurch bis tief in die Kiese und Sande der Oberen Terrasse hinein, die stellenweise eine Verlehmung zeigen, wo sie direkt von jüngeren Talsanden überlagert werden (Sandgruben nördlich von Braunschweig). Das Inlandeis der letzten Vereisung kam nicht bis in die Gegend von Braunschweig. Vor dem heranrückenden Inlandeise kam es in den angestauten Flußläufen zum Absatz der Talsande und Tallehme der Unteren Terrasse. Im Angesicht des etwa an der nördlichen Aller Halt machenden Inlandeises kam es vielleicht während dieser Zeit infolge der Temperaturerniedrigung zur lokalen Vergletscherung des Elm. Die Elmgletscher führten die letzten Reste älterer diluvialer Ablagerungen vom Elm fort, räumten die Täler aus und bildeten trogartige Talformen. Es ist nicht ausgeschlossen, daß die Elmvergletscherung älter ist, ein sicherer Beweis fehlt noch. Das in Elmschottern gefundene Geweihstück von *Rangifer tarandus L.* ist nicht beweiskräftig, da diese Schotter nach ihrer Position später umgelagert sein könnten.

Gliederung des Diluviums in Braunschweig.

	Kloos 1897	Harbort 1913		Koken 1909
Alluvialzeit		Torf, Kalktufflager, Dünenbildungen. Neolithicum		Hum. Sand und Dünensand (Neolithic.)
III. (letzte) Glazialzeit	Blocklehm des Okertales und verlehmte Schotter	Abschmelzperiode: Im Norden von Braunschweig Talsand (∂as); » Süden » » Talsand; unter Tallehm (∂al/∂as) (Tallöß) — Talbildungen. Löß . . . . . Höhenbildungen. Elmvergletscherung (Lokalmoränen.)		Lößlehm und lehmiger Sand ohne arktische Nager — Abschmelzzeit u. Postglazial. Geschichteter Sand u. sandige Lehme mit arktischen Nagern. (Thiede) — Aurignacien (Beginn der Abschmelzzeit)
				Steinsohle und Reste*) von Moränen — Letztes Glazial
II. Interglazialzeit	»Artefakte führende« Sande von Mascherode u. Thiede	Einschneiden des Okertales in die Obere Terrase, Verwitterung und Verlehmung der Terrassenschotter und Sande im Okertal. Verwaschung und Umlagerung der Haupteiszeitmoräne, Rostige Kiese, Sande, Tone mit interglazialer Säugetier- und Conchylienfauna. (Thiede, Wolfenbüttel, Mascherode.) Steinsohle und Dreikanter		Obere bräunliche Kiese und Sande — Mesvin. Formen mit einzelnen Geräten vom Typ. Strépy u. Chelles
				Untere helle Sande — Primitive Eolithik (Reutélien)
II. Glazialzeit (Hauptvereisung)	Grundmoräne der Höhen. Grundmoräne im Tiefsten des Okertales	Grundmoräne (dm) auf den Höhen und als Decke der Oberen Terrasse. Kiese und Sande da (g + s) der oberen Terrasse, abgelagert vor dem heranrückenden Inlandeise. Beckentone, Kiese und Eisensteine im Liegenden der Grundmoräne, z. B. Eisenerzlager und Beckentone von Schandelah		Moräne vom Mastbruch. Glaziale Schichtenstörungen
I. Interglazialzeit		Einschneiden des Okertales in die Ablagerungen der I. Glazialzeit. (Interglazial von Oschersleben, Ummendorf)		
I. Glazialzeit		Grundmoräne im Tiefsten des Okertales (nur durch Bohrungen nachgewiesen) (∂m). Grundmoräne im Liegenden des I. Interglazials bei Ummendorf (Nach Schmierer)		
Präglazial		Ausfurchung der Täler, insbesondere des Okertales. Beckenablagerungen mit Fauna und Flora. Tone von Rieseberg b. Königslutter		

Gemenge-Diluvium, Einsturz- und Verwaschungsprodukte diluvialer Schichten in Erdfällen und Gipsschlotten über den Salzstöcken (Asse, Thiede etc.)

*) Die Pfeile deuten die Verschiebung der Schichten an, wie sie nach Auffassung des Verfassers heute zu horizontieren sind.

Als jüngste glaziale Ablagerung bedeckt der Löß diskordant gleichmäßig alle älteren Ablagerungen.

Die Eolithenfrage in Braunschweig wird durch die neueren Untersuchungen keineswegs geklärt, vielmehr zeigen sich zahlreiche Schwierigkeiten und Widersprüche, die an der Artefakten-Natur der Braunschweiger „Eolithen" berechtigte Zweifel aufkommen lassen.

Nach allem läßt sich nunmehr folgendes Schema der Gliederung des Braunschweiger Diluviums geben (s. Tabelle S. 296).

Berlin, den 21. Oktober 1914.

Das masurische Interstadial.

Von Herrn **Hans Hess von Wichdorff** in Berlin.

Hierzu Tafel 28—30, 4 Texttafeln und 7 Textabbildungen.

I. Einleitung. Die Auffindung des Interstadialhorizontes in Masuren.

Schon vor Jahren sind bei den staatlichen geologischen Aufnahmen im südlichen Teile von Ostpreußen, in Masuren, von den aufnehmenden Geologen vereinzelte Vorkommen fossilführender Süßwasserablagerungen, im Oberen Diluvium eingelagert, mehrfach aufgefunden worden. Wegen ihres verstreuten Auftretens war jedoch damals eine genaue Feststellung der geologischen Stellung und Bedeutung dieser Einzelfunde nicht möglich. Nachdem bereits 1884 KLEBS außerhalb Masurens von Heilsberg und Bartenstein derartige fossilführende Süßwasserschichten beschrieben[1]) hatte, fand H. SCHRÖDER 1887 am Lindenberg bei Rössel eine reiche Süßwasser-Diluvialfauna[2]) auf. Im Jahre 1899 wies A. KLAUTZSCH auf Blatt Sehesten am Vorwerk Wymysly westlich der Chaussee von Rastenburg nach Sensburg ein neues Vorkommen von diluvialem fossilführendem Süßwasserkalk[3]) nach. C. GAGEL fand im Jahre 1903 auf Blatt Passenheim[4]) fossilfüh-

[1]) KLEBS, Dieses Jahrbuch für 1884 (S. CVIII) und 1885 (S. XCII).

[2]) H. SCHRÖDER, Diluviale Süßwasser-Conchylien auf primärer Lagerstätte in Ostpreußen (Dieses Jahrbuch für 1887, S. 349—362) und Erläuterungen zu Blatt Rössel.

[3]) A. KLAUTZSCH, Bericht über die Aufnahmen auf den Blättern Sehesten und Sensburg. (Dieses Jahrbuch für 1899, S. XCII und XCIII.)

[4]) C. GAGEL, Erläuterungen zu Blatt Passenheim, S. 19—25.

rende Schichten, die sich den weiter unten beschriebenen Vorkommen durchaus angliedern, während schon vorher P. G. Krause auf die ersten spärlichen Schalenrestfunde[1]) in den von ihm und Gagel zuerst entdeckten Terrassenkalkvorkommen auf den diluvialen Seeterrassen in der Umgebung des Goldapgar-Sees aufmerksam machte. Ferner fand F. Kaunhowen im Jahre 1904 ein vereinzeltes Anodonten-Tonvorkommen auf Blatt Orlowen auf.

Ein neues Stadium der Erforschung dieser fossilführenden Süßwasserablagerungen im Oberen Diluvium Masurens begann mit dem Jahre 1906. Nachdem im Mai dieses Jahres zuerst E. Harbort in einem Aufschluß am Karpfenteich bei der Oberförsterei Rothebude ein vereinzeltes Vorkommen von fossilreichem Süßwasserkalk aufgefunden hatte, gelang es mir unmittelbar darauf, in den hochgelegenen Seeterrassen-Kiesen bei Jesziorowken ausgedehnte Fossilienlager nachzuweisen und durch umfangreiche Schürfarbeiten aufzuschließen. Die unverhofft reiche Ausbeute dieser systematischen Aufgrabungen an Muscheln, Schnecken und Fischresten gab Veranlassung, nach weiteren Fossilpunkten in der Umgegend eifrig Umschau zu halten. Im Laufe des Sommers 1906 konnten auf diese Weise noch eine Anzahl weiterer Vorkommen ähnlicher Art auf den Blättern Czychen, Benkheim, Kerschken und Gr. Duneyken festgestellt werden. So fand E. Harbort außer dem erwähnten Vorkommen am Karpfenteich bei Rothebude weitere Fossilablagerungen an der Feldscheune bei Chelchen, in der Bohrung Ziemianen, in der Lehmgrube zwischen Brucksee und Schwentainer See, am Vorwerk Norden und in der Schwentainer Feldmark auf. In derselben Zeit stellte ich außer dem Fossillager bei Jesziorowken neue Fundpunkte im Morstein'schen Wäldchen bei Kruglanken, bei Pzerwanken, bei Kl. Eschenort, bei Knobbenorth, am Kanopkenberg bei Frankenorth und besonders in der Tongrube der Ziegelei Kl. Schwalg in dem dort entwickelten ausgedehnten Decktonvorkommen fest.

Wohl war der Nachweis dieser zahlreichen neuen Fossilfundpunkte in Masuren im Jahre 1906 von Wichtigkeit, jedoch ließ

[1]) P. G. Krause, Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Kutten im Jahre 1900. (Dieses Jahrbuch für 1900, S. LXXX.)

ihre Zugehörigkeit zu verschiedenen Gruppen ein endgültiges Urteil über die geologische Stellung dieser Bildungen noch nicht zu.

Von besonderer Bedeutung war daher der im Frühjahr 1907 beginnende Bahnbau der Eisenbahnstrecke Kruglanken—Marggrabowa, dessen zahlreiche tiefe Einschnitte und großen Aufschlüsse einen besseren Einblick in den Bau des Untergrundes dieser Gegend und der fossilführenden Ablagerungen verhießen, als dies durch die eigenen, naturgemäß viel unbedeutenderen Schürfe und Aufgrabungen erreicht werden konnte. So konnte ich denn bereits im Mai 1907 in den umfangreichen Aufschlüssen am jetzigen Bahnhof Orlowen auf größere Entfernung hin fossilreiche Süßwasserablagerungen nachweisen, die einen instruktiven Einblick in den mannigfaltigen Bau und die Beschaffenheit der einzelnen fossilführenden Schichten und ihr Hangendes und Liegendes gewährten. Es war dies der erste Aufschluß unter allen bisherigen Fossil-Fundpunkten, der die Fossilbänke von einer typischen Grundmoräne, einem 1—3 m mächtigen Geschiebemergel mit zahlreichen polierten und geschrammten Geschieben, überlagert zeigte. Die Lagerungsverhältnisse der einzelnen Schichten und die Lage der Örtlichkeit schlossen jeden Zweifel an der normalen Reihenfolge der einzelnen Ablagerungen aus und wiesen mit zwingender Notwendigkeit darauf hin, daß die hier aufgefundenen Fossilablagerungen autochthoner Natur, also an Ort und Stelle zum Absatz gelangt waren. Der fortschreitende Bahnbau, der von Tag zu Tag neue Aufschlüsse auf allen Teilen der Bahnstrecke schuf, brachte fortwährend neue entsprechende Fundpunkte, so daß sehr bald die allgemeine Verbreitung dieser Süßwasser-Ablagerungen im Bereiche der Geschiebemergellandschaft auf der Höhe des Baltischen Höhenrückens in Masuren erkannt werden konnte. Die günstige Lage meines damaligen Aufenthaltsortes Orlowen gestattete eine dauernde sorgfältige Beobachtung der fortschreitenden Aufschlußarbeiten am Bahnhof Orlowen, wo, wie sich allmählich herausstellte, das vollständige Profil sämtlicher, an anderen Orten nur teilweise vorhandenen, fossilführenden Ablagerungen sich entwickelt zeigte. Zudem konnte man dort täglich beobachten, wie aus dem Bergeinschnitt dicht östlich von der Ziegelei Orlowen Hunderte, ja Tausende zweischaliger, vorzüglich erhaltener Anodonten auf den

Bahndamm herausgefördert wurden und die Aufsammlung der besten Stücke durch die Arbeiter in die Wege leiten. Die Notwendigkeit, die ständig sich ändernden Aufschlüsse auf der ganzen Eisenbahnbaustrecke dauernd zu besichtigen und aufzunehmen, bedingte eine Arbeitsteilung. Während Harbort die östliche Hälfte der Bahnstrecke von Wessolowen bis Marggrabowa beging, nahm ich die westliche Hälfte von Kruglanken bis Wessolowen auf. Durch besonderes Entgegenkommen der Direktion der Königlichen Geologischen Landesanstalt war uns, mit Rücksicht auf die Wichtigkeit dieser Aufschlüsse für die Diluvialgeologie Ostpreußens, für diese Arbeiten ausreichend Zeit zur Verfügung gestellt worden, so daß nicht nur eine sorgfältige Profilaufnahme der fortwährend wechselnden Aufschlüsse, sondern auch zahlreiche Einzeluntersuchungen der wichtigeren Punkte und umfangreiche Fossilien-Aufsammlungen ausgeführt werden konnten. Anfang Juni besichtigte auf meinen eingehenden Bericht hin F. Wahnschaffe namentlich die Aufschlüsse am Bahnhof Orlowen, später A. Jentzsch. Anfang August 1907 konnte ich ferner A. Penck mit einer Anzahl Studenten des Geographischen Instituts und Instituts für Meereskunde an der Universität Berlin auf einer mehrtägigen Exkursion in sämtliche Fossil-Aufschlüsse der Eisenbahnneubaustrecke von Orlowen bis Kruglanken führen. Bereits in einem Brief vom 7. August machte A. Penck mich liebenswürdigerweise auf die ihm im Anschluß an diese Exkursion in der Nähe von Angerburg am Kanopkenberg geglückte Auffindung eines neuen, wichtigen analogen Fossilfundpunktes aufmerksam. Je mehr sich im Laufe der Aufnahmen das Material häufte, je größer die Zahl der untersuchten Profile und ihr Verbreitungsbezirk wurden, um so deutlicher zeigte sich, daß diese fossilführenden Schichten einem größeren, einheitlichen Zwischen-Phänomen während der Eiszeiten ihre Entstehung verdanken. Die Frage war aber, ob es sich hier etwa um ein Interglazial oder, was von vornherein für wahrscheinlicher angesehen wurde[1]), um Interstadialbildungen in

[1]) Von einer Polemik gegen E. Harbort und P. G. Krause über diese und andere Fragen der Erforschung des masurischen Interstadials glaube ich im Hinblick auf die hier gegebene, in Gemeinschaft mit H. Menzel festgestellte objektive Darstellung füglich absehen zu können.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

den letzten Phasen der letzten Eiszeit handle. Die stratigraphischen Verhältnisse dieser Schichten zusammen mit der biologischen Erforschung ihrer Fauna und Flora haben den interstadialen Charakter dieser Ablagerungen einwandfrei feststellen lassen.

Über die Ergebnisse dieser von Harbort und mir gleichzeitig und unabhängig von einander ausgeführten Untersuchungen des masurischen Interstadials hat E. Harbort im Jahre 1910 eine eingehende Darstellung seiner Forschungen mitgeteilt[1]), während ich außer kurzen Hinweisen in zwei früheren Aufnahmeberichten[2]) ebenfalls im Sommer 1910 auf der Versammlung Deutscher Naturforscher und Ärzte in Königsberg in einem Vortrage »Die neueren Fortschritte der Glazialgeologie Ostpreußens unter besonderer Berücksichtigung der neu entdeckten arktischen Fossilablagerungen in Masuren«[3]) eine näher eingehende Darstellung und Übersicht der Entwicklungsphasen am Ende der Eiszeit an der Hand der Erkenntnis des masurischen Interstadials und der Seenterrassen veröffentlichte. Das nunmehr in vorliegender Abhandlung niedergelegte Gesamtmaterial meiner Untersuchungen des masurischen Interstadials dürfte in geologischer Beziehung ein ziemlich vollständiges Bild dieser für die Kenntnis der letzten Phasen der Eiszeit in Norddeutschland wichtigen Ablagerungen geben.

II. Die Interstadialschichten und ihre Eigenschaften.

A. Petrographische Beschaffenheit.

Das masurische fossilführende Interstadial umfaßt Ablagerungen von folgendem petrographischen Charakter:

---

[1]) E. Harbort, Über fossilführende jungglaziale Ablagerungen von interstadialem Charakter im Diluvium des Baltischen Höhenrückens in Ostpreußen. (Dieses Jahrbuch für 1910, S. 81—128.)

[2]) H. Hess v. Wichdorff, Beiträge zur geologischen Kenntnis der Borker Heide in Masuren (Zweiter Bericht über Blatt Kerschken). (Dieses Jahrbuch für 1905, S. 743—762.) — Derselbe, Zur Geologie der Borker Heide und der angrenzenden Seengebiete (Bericht über die Blätter Gr. Duneyken und Czychen 1906 bis 1907). (Dieses Jahrbuch für 1907, S. 1077—1093.)

[3]) H. Hess v. Wichdorff, Die neueren Fortschritte der Glazialgeologie Ostpreußens unter besonderer Berücksichtigung der neu entdeckten arktischen Fossilablagerungen in Masuren. (Verhandlungen der Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte 1910, Bd. II, 1. Hälfte, S. 127—131.)

1. Schokoladenbrauner, fetter, geschichteter Bändertonmergel (in niedrigerem Gelände vertreten durch tiefgrünen, fetten, geschichteten Ton).
2. Moosgrüner, kalkreicher, magerer, feinsandiger Ton, stellenweise übergehend in moosgrünen, mageren, kalkreichen, tonigen Feinsand.
3. Schneeweißer, reiner Seekalk bezw. Wiesenkalk, stellenweise als gelber, rauher Sandkalk mit höherem Sandgehalt entwickelt.
4. Dunkelgrauer bis schwarzgrauer, kalkhaltiger Sapropelit (z. T. mit fetten, schwarzen Faulschlammstreifen), z. T. als schwarzgeflammter, in frischem Zustande grünlichgrauer (trocken schiefergrauer), kalkhaltiger Sapropelit vorhanden, häufig mit einer eingelagerten Moosbank.
5. Schwärzlicher Flachmoortorf, z. T. nur wenige Zentimeter mächtig und dann als trockner, brauner, erdiger Waldboden entwickelt, stets mit viel Erlenstämmen, Käferflügeln usw.
6. Im Liegenden der Interstadialablagerungen tritt vielfach eine fossilfreie Bank von hellem, grobsteinigem Kies bis kiesigem Spatsand auf, die zweifellos ebenfalls den Interstadialbildungen zugerechnet werden muß.

B. Chemische Zusammensetzung.

Um den chemischen Charakter der petrographisch scharf zu trennenden Ablagerungen näher zu bestimmen, wurden von ihnen im Chemischen Laboratorium der Kgl. Geologischen Landesanstalt eine Reihe chemischer und mechanischer Analysen ausgeführt.

Moosgrüner, kalkreicher, magerer, feinsandiger Ton[1]).

Dieser moosgrüne, kalkreiche, magere, feinsandige Ton ist diejenige interstadiale Ablagerung, die am häufigsten auftritt (an der Eisenbahnstrecke Kruglanken-Marggrabowa fast in allen tieferen Eisenbahneinschnitten) und vor allem eine außerordentlich indivi-

[1]) Eine Analyse des den Decktonen dieser Gegend völlig entsprechenden schokoladefarbenen Bändertonmergels (1.) erschien unnötig, ebenso wie die chemische Untersuchung der im Liegenden auftretenden Kiesbank (6.), die allen anderen Kiesvorkommen dieser Gegend durchaus gleicht.

duenreiche Fauna der kleineren Conchylien (Planorben, Pisidien, Limnäen und vereinzelt Valvaten) führt, im Gegensatz zu den fetten Tonen und Bändertonmergeln, die neben Pisidien Anodonten in großer Zahl beherbergen.

Vorkommen	Mechanische Analyse		Kalkgehalt	Tongehalt	Eisenoxyd
	Sand	Tonhaltige Teile			
	%	%	%	%	%
1. Bahnhof Orlowen Mitte	13,2 (meist 0,05 bis 0,1 mm Körner)	86,8	20,3	16,5	3,12
2. Einschnitt westlich Bahnhof Jorkowen	11,2 (meist 0,05 bis 0,02 mm)	88,8	24,0	14,8	3,16
3. Einschnitt östl. von Ziegelei Orlowen	32,4 (meist 0,05 bis 0,2 mm)	67,6	17,9	13,4	3,12

Auffällig ist der stets recht beträchtliche Kalkgehalt dieser Bildungen, der den Kalkgehalt der hangenden und liegenden Geschiebemergel noch stark übertrifft. Vergleichsweise mag hier eine Analyse des braunroten Geschiebemergels im Liegenden des Interstadials vom Bahnhof Orlowen Mitte angegeben werden:

Mechanische Analyse			Kalkgehalt	Tongehalt	Eisenoxyd
Sand	Tonhaltige Teile	Kies			
50,8 % (meist 0,1—0,5 mm Korngröße)	48,8 % (meist unter 0,01 mm)	0,4 % (über 2 mm)	14,7 %	11,7 %	2,40 %

Weißer Seekalk.

Am besten wurde der weiße Seekalk in einem tiefen Wassergraben am östlichen Ende des Bahnhofs Jorkowen unter typischem Geschiebemergel aufgeschlossen. Er lagert hier in einer Beschaffenheit, die petrographisch und chemisch vollkommen derjenigen der später eingehend zu besprechenden Terrassenkalklager auf den spätdiluvialen Seeterrassen rings um den Goldapgar-See entspricht. Die Ähnlichkeit tritt besonders deutlich beim Vergleich mit dem Terrassenkalklager von Kruglanken hervor.

Bestandteile	Interstadialer Seekalk vom Bahnhof Jorkowen	Terrassenkalk von Kruglanken		Terrassenkalk von Kruglanken. Probe des zum Versand kommenden Düngekalkes (Mischprobe)
		aus 0,5 m Tiefe	aus 1 m Tiefe	
SiO_2	12,14	12,11	2,48	7,70 (davon löslich 0,94)
Al_2O_3	0,57	2,07	0,46	1,44
Fe_2O_3	1,77	1,47	0,48	1,00
CaO	46,06	44,64	52,42	48,60
MgO	1,51	0,63	0,54	0,63
K_2O	1,04	0,51	0,17	0,58
Na_2O	1,02	0,83	0,69	0,98
SO_3	Spur	Spur	Spur	0,18
P_2O_5	0,08	0,08	0,05	0,14
CO_2	37,05	34,87	41,12	37,58
Humus	Spur	geringe Menge	Spur	0,99
N	Spur	0,04	0,03	0,10
H_2O bei 105°	0,45	0,68	0,45	0,50
Glühverlust.	0,34	2,28	1,84	0,91
Summa	102,03	100,21	100,73	101,34

Der Prozentgehalt an kohlensaurem Kalk beträgt bei diesen Vorkommen:

Interstadialer Seekalk von Jorkowen	Terrassenkalk von Kruglanken		Terrassenkalk von Kruglanken		Terrassenkalk aus dem v. Morstein'schen Wäldchen bei Kruglanken	
	aus 0,5 m Tiefe	aus 1 m Tiefe	Verkäufl. Düngekalk	Düngekalk (and. Probe)	aus 30 cm Tiefe	aus 55 cm Tiefe
81,99 %	79,46 %	93,31 %	86,51 %	83,28 %	91,3 %	95,4 %

Ganz ähnliche weiße Seekalke von derselben petrographischen und ähnlicher chemischer Beschaffenheit sind als typische Interstadialschichten außer am Bahnhof Jorkowen u. a. am Siewker Wegekreuz, im hohen Eisenbahneinschnitt bei Steinbach, am Wegübergang bei Regulowken, am Bahnhof Orlowen und an einem Wäldchen westlich von Wessolowen und an anderen Orten beob-

achtet worden. Ebenso kommen gelegentlich gelbe sandführende Interstadialkalke vor, wie z. B. in dem hohen Bergkegel nördlich vom Chroszoll-See, die den entsprechenden gelben Terrassen-Sandkalken auf den spätdiluvialen Seeterrassen in der Umgebung des Goldapgar-Sees völlig entsprechen und wie diese infolge ihrer Sandbeimengung einen erheblich niedrigeren Kalkgehalt wie die weißen reinen Kalke besitzen:

Gelber Terrassen-Sandkalk	
Südlich Wilkus-Mühle	Steilufer bei Kl. Eschenort
67,6 %	66,8 %

Es mag hier auf die auffallende Ähnlichkeit der petrographischen wie chemischen Beschaffenheit der interstadialen Kalkvorkommen, die stets unter einer, wenn auch wenig mächtigen normalen Geschiebemergeldecke lagern, mit den in völlig anderer geologischer Stellung auftretenden Terrassenkalken hingewiesen werden.

Schwarzgeflammter, dunkelgrauer bis schiefergrauer Sapropelit.

An einer Anzahl von Interstadialfundpunkten wurde die zunächst überraschende Beobachtung gemacht, daß dort, wo die Interstadialablagerungen in besonders ausgeprägter Muldenform erhalten sind, im Muldentiefsten Faulschlammablagerungen von vollkommen gleicher Art, wie sie im Untergrund unserer heutigen verlandeten Seebecken vorhanden sind, sich vorfinden. Bald dunkelgrau bis schwarzgrau, von zahlreichen pechschwarzen reinen Faulschlammstreifen durchzogen, bald graugrün und schwarzgeflammt tritt der Sapropelit in gewöhnlich über 0,5 m mächtiger Ablagerung gerade auf der Sohle der tiefsten Einschnitte auf, vielfach in Gemeinschaft mit zollstarken braungrünen Moosbänken, Flachmoortorf und Waldboden. Auch Anodonten finden sich lagenweise gelegentlich in ihm und sind infolge der konservierenden Eigenschaften des Sapropelits noch völlig mit Epidermis in ihrem ursprünglichen dunkelstreifigen, gelbgrünen Farbenton erhalten, so daß sie in frischem Zustande im äußeren Aussehen von heutigen Teichmuscheln kaum zu unterscheiden sind. Im Gegensatz zu diesem Erhaltungszustande besitzen die in hangenden Bändertonmergelbänken auftretenden Anodonten keine Spur von

Epidermis mehr; sie zeigen die Strukturen der Kalkschale, insbesondere auf Bruchflächen diejenige der Perlmutterschicht.

Charakteristische Faulschlamm- bezw. Sapropelit-Ablagerungen dieser Art wurden in größerer Ausdehnung am heutigen Bahnhof Orlowen und im tiefen Eisenbahneinschnitt an der Gutsgrenze der Güter Regulowken und Gansenstein nachgewiesen und untersucht. Örtlich wurden sie auch unter den prächtig gefalteten, schneeweißen Kalkbänken im Entwässerungsgraben am östlichen Ende vom Bahnhof Jorkowen beobachtet, wo sie ebenfalls Anodonten mit wohlerhaltener Epidermis enthielten.

Die chemische Analyse des interstadialen Sapropelits vom Bahnhof Orlowen Mitte zeigt große Übereinstimmung mit der Zusammensetzung eines alluvialen Sapropelitvorkommens im Untergrunde eines Moores in unmittelbarer Nähe, an derselben Bahnstrecke von Orlowen nach Friedrichsheide, auf das ich im Jahre 1907 bereits hingewiesen habe[1]).

Bestandteile	Interstadialer Sapropelit von Bahnhof Orlowen-Mitte	Alluvialer Sapropelit im Untergrund eines Moores bei Friedrichsheide (Grüngrauer schwarzgeflammter Sapropelit in 2,5—4 m Tiefe)
SiO_2	55,56	55,46
Al_2O_3	9,81	10,04
Fe_2O_3	3,60	3,42
CaO	12,08	3,47
MgO	2,03	2,94
K_2O	3,14	3,42
Na_2O	1,47	2,32
SO_3	Spur	0,57
P_2O_5	0,11	0,31
CO_2	12,35	3,13
Humus	Spur	10,04
N	Spur	0,42
H_2O bei 105°	1,22	2,52
Glühverlust	0,47	FeS_2 2,89
Summa	101,84	100,95

[1]) H. Hess v. Wichdorff, Zur Geologie der Borker Heide in Masuren. (Dieses Jahrb. für 1907, S. 1084—1085.)

Der interstadiale Sapropelit von Bahnhof Orlowen weist große Ähnlichkeit mit dem liegenden grüngrauen und schwarzgeflammten Sapropelit des Moors bei Friedrichsheide auf. Der Unterschied besteht nur in einem höheren Kalkgehalt des interstadialen und einem entsprechend höheren Humusgehalt des alluvialen Sapropelits, welch letzterem auch ein gewisser Gehalt an Doppelschwefeleisen eigen ist. Der hohe Kieselsäuregehalt ist nicht durch das Vorhandensein von Diatomeen oder Kieselschwammnadeln bedingt, er ist vielmehr nach mikroskopischer Prüfung auf eine große Menge winziger kolloider Kieselsäurekügelchen und auch rundlicher Sandkörnchen zurückzuführen.

C. Lagerungsverhältnisse.

Nicht überall sind die erwähnten Sedimente sämtlich entwickelt. Sobald aber mehrere dieser Bildungen zusammen auftreten, erfolgt dies in einer ganz bestimmten Reihenfolge, die der normalen Folge der Ablagerungen entspricht. Das vollständigste Profil der masurischen Interstadialbildungen ist, wie bereits erwähnt, an der Stelle des heutigen Bahnhofs Orlowen seinerzeit vorzüglich aufgeschlossen gewesen. Dieses Normalprofil war von oben nach unten folgendes:

1. Normaler braunroter Geschiebemergel mit zahlreichen polierten und geschrammten Silurkalkstein-Geschieben. 1—3 m mächtig. In der untersten Lage zahlreiche in die Grundmoräne aufgenommene, vollständig erhaltene zweiklappige Anodonten enthaltend.	Hangendes Glazial.
2. Schokoladebrauner, fetter, geschichteter Bändertonmergel mit zahlreichen, vorzüglich erhaltenen zweiklappigen Anodonten und zahllosen Pisidien. Gewöhnlich 10—30 cm stark, stellenweise bis 1,5 m mächtig.	Fossilführendes Interstadial
3. Heller bis rein weißer Kalk, zahllose kleine Conchylien führend (Pisidien, Planorben, Limnäen usw.). 10—12 cm mächtig.	
4. Moosgrüner, kalkreicher, magerer, feinsandiger Ton bis toniger Feinsand mit zahlreichen kleinen Conchylien wie in 3. (Pisidien, Planorben, Limnäen usw.) 10—30 cm mächtig.	
5. Dunkelgrauer bis grünlichgrauer, schwarzgeflammter Sapropelit, mit einer Blätter und Zweigreste enthaltenden Moosbank und darunter einer Anodontenbank. Bis 0,5 m mächtig.	

6. Heller, grobsteiniger Kies mit Sandeinlagerungen, fossilfrei. 0,2—1,5 m mächtig.	Liegendes, fossilfreies Interstadial
7. Normaler braunroter Geschiebemergel mit zahlreichen polierten und geschrammten Silurkalk-Geschieben. 35 m mächtig.	Liegendes Glazial

Wenn auch am Bahnhof Orlowen bald diese, bald jene Schicht auskeilt, um nach kurzer Unterbrechung wieder zu beginnen, so ist, wie aus den auf der beigegebenen Profiltafel 29 (Profil Xa, Xb und Xc) abgebildeten drei Profilen vom Bahnhof Orlowen (Nordstoß, Mittelstoß und Südstoß) zu ersehen ist, doch das Gesamtprofil der Interstadialschichten in ausgezeichneter Vollständigkeit hier entwickelt. Es liegt das an dem Umstande, daß an dieser Stelle die spätere Auffaltung durch das oszillierende Eis verhältnismäßig gering war und die Interstadialschichten nahezu an ihrem Ursprungsorte geblieben sind. Übrigens zeigt sich auch an anderen Orten, namentlich dort, wo Sapropelit in den tiefsten Mulden abgelagert ist, daß das Interstadial vermutlich hier an seiner ursprünglichen Lagerstätte geblieben und nur in seinen höheren Randpartien von dem oszillierenden Eis aufgepreßt, gefaltet und verschleppt ist. Das masurische Interstadial ist allem Anschein nach, abgesehen von geringen Ortsveränderungen, autochthon, also an Ort und Stelle seines jetzigen Vorkommens ursprünglich entstanden und abgelagert. Diese Ansicht bestätigt auch der Umstand, daß der hangende Geschiebemergel dort, wo er den Anodonten führenden Bändertonmergel direkt überlagert[1]), völlig unbeschädigte zweiklappige Anodonten in allen möglichen Zuständen — geschlossen, voll geöffnet, halb offen — enthält. Es ist das ein Beweis dafür, daß die Grundmoräne des oszillierenden Eises sich unmittelbar in das mit lebenden und toten Anodonten erfüllte Wasserbecken gesenkt und keine besonders nennenswerte Ortsveränderung mehr erlitten hat, da anderenfalls die geöffneten Anodonten zerstört oder mindestens die beiden Schalen gegen einander verschoben sein müßten. Daß andererseits durch die Aufpressung und Auffaltung gewisse Teile der Interstadialablagerungen um kürzere Entfernungen aus ihrer ur-

[1]) An anderen Stellen ist die oberste Bank des Geschiebemergels wie dieser überhaupt völlig frei von Anodonten.

sprünglichen Lage verschoben sind, beweisen die vorhandenen sattel- und muldenförmigen Aufpressungen, wie sie an zahlreichen Profilen auf den beigefügten Profiltafeln aus dieser Gegend dargestellt sind[1]). Verfolgt man aber in einer gut aufgeschlossenen, stark hügeligen Gegend die Lage und Verteilung des Interstadials auf größere Entfernung, so ergibt sich die Tatsache, daß die Interstadialschichten trotz aller Aufpressungen, Auffaltungen und Zerreißungen eine annähernd zusammenhängende, nur wenig gestörte Ablagerung darstellen, wie das beigegebene Übersichtsprofil der weiteren Umgebung des Bahnhofs Orlowen zeigt (Profil XIX auf Tafel 30). Daß keine irgend größere Verschleppungen der Interstadialschichten vorgekommen sind, beweist auch der Umstand, daß dort, wo die einzelnen Schichten randlich aufgeblättert, in einzelne Bänke aufgelöst und mit dem Geschiebemergel verzahnt sind, in unmittelbarer Nähe, oft in demselben Profil die Vereinigung der Schichten wieder klar ersichtlich ist. Auch die Erhaltung dieser zarten Verzahnung wäre unmöglich bei einem weiteren Transport; auch sie ist (ebenso wie die Aufnahme unversehrter Anodonten) nur durch das Eindringen der Grundmoräne in die interstadialen Wasserbecken mit ihren noch frischen, nicht verfestigten Tonschlamm-, Kalk- und Faulschlammabsätzen und die randliche Aufblätterung derselben zu erklären. Die augenscheinlich autochthone Natur des masurischen Interstadial-Horizontes mag besonders deshalb betont werden, weil zahlreiche andere fossilführende Vorkommen in Ost- und Westpreußen auf zweifellos sekundärer Lagerstätte — als mitgerissene Schollen — auftreten. Infolge ihrer späteren Auffaltung und Aufpressung befinden sich die interstadialen Schichten zum Teil in einem von der ursprünglichen Höhenlage etwas abweichenden Niveau. Man kann vielfach wahrnehmen, daß diese Ablagerungen in ihren heutigen, durch die Aufpressung bedingten, arabeskenartigen Formen sich im großen und ganzen dem unregelmäßig kuppigen Charakter der Landschaft

[1]) An einer Stelle, in dem Eisenbahneinschnitt bei Friedrichsheide (Taf. 30, Profil XIV), konnte übrigens eine der Auffaltung der interstadialen Schichten entsprechende gleichartige Faltung des liegenden Geschiebemergels beobachtet werden.

(»Masurens buckelige Welt«) anpassen. Sie verdanken ihre heutige Lage und Gestalt augenscheinlich den gleichen Ursachen, die diese kuppenreiche Grundmoränenlandschaft schufen. An den beigegebenen Profilen läßt sich erkennen, daß die Interstadialschichten der kuppigen Oberfläche in allen Höhenlagen folgen; sie folgen ihr auf die höchsten Bergkuppen und senken sich mit ihr in die niedrigsten Geländeformen.

Die Mächtigkeit der Interstadialablagerungen wechselt infolge ihrer nachträglichen Aufpressung, teilweisen Dislozierung und Aufblätterung in weiteren Grenzen. Da an einigen Stellen nur eine bestimmte Bank, an anderen Orten zwei oder mehrere Schichtenfolgen vorhanden sind, schwankt die Mächtigkeit des masurischen Interstadials im allgemeinen zwischen 0,25 und 4 m. Örtlich wird auch gelegentlich eine größere Mächtigkeit der Interstadialablagerungen beobachtet.

D. Die Glazialablagerungen im Hangenden und im Liegenden der Interstadialbildungen.

Im Liegenden der Interstadialschichten befindet sich in der Regel eine mächtige kompakte Geschiebemergel-Ablagerung, die der Grundmoräne der letzten Vereisung entsprechen und nach den Ergebnissen der Brunnenbohrungen auf den Bahnhöfen Gansenstein, Jorkowen und Orlowen eine durchschnittliche Mächtigkeit von 31—35 m besitzen dürfte. Die Bohrungen, die in der weiteren Umgebung der Bahnlinie im Laufe des letzten Jahrzehnts niedergebracht worden sind, zeigen nun freilich, daß diese scheinbar so gleichmäßige Mächtigkeit und Lagerung nur zufällig in einer gewissen Linie vorhanden ist und bereits in nächster Umgebung zwischen 13 und 106 m schwankt. Dieser im Liegenden des Interstadials auftretende (Obere) Geschiebemergel der letzten Vereisung ist in seiner ganzen Masse durchaus normal entwickelt und grau gefärbt. Über dem obersten Grundwasserspiegel der Gegend ist er, wie üblich, oxydiert und zeigt die rotbraune Oberflächenfärbung, die den Geschiebemergelflächen und Lehmböden dieser Gegend eigen ist. Überall konnte ich gelegentlich des Bahnbaues die interessante Beobachtung machen, daß die Grenze

zwischen dem rotbraunen angewitterten und dem unveränderten grauen Geschiebemergel (und damit die Lage des Grundwasserspiegels der Oberflächenwasser) unbekümmert um Berg und Tal in dieser stark hügeligen Landschaft annähernd horizontal lief, so daß sie in flachen Niederungen in ganz geringer Tiefe (0,5—1,5 m), unter Bergen zum Teil erst in 10—12 m Tiefe anzutreffen war, wobei in letzterem Falle eine kaum merkliche örtliche Hebung des Spiegels zu beobachten war. Wie überhaupt in diesem Teile Masurens, zeichnet sich der Geschiebemergel durch viele vorzüglich geschliffene und geschrammte Silurkalkgeschiebe aus, die sich durch besondere Schönheit auszeichnen, so daß von ihnen seinerzeit eine größere Anzahl für das Deutsche Museum in München und das Geologische Landesmuseum in Berlin gesammelt wurden.

Genau dieselben Eigenschaften und bemerkenswerterweise auch dieselben polierten Silurkalk-Scheuersteine weist der im Hangenden des Interstadials vorhandene 1—3 m mächtige rotbraune Geschiebemergel auf, der sich nicht in den geringsten Einzelheiten von dem im Liegenden auftretenden oxydierten rotbraunen Geschiebemergel unterscheidet. Beide Bildungen sind unzweifelhaft rein glazialer Natur. Die örtlichen Verhältnisse schließen einen Einwand, den man vielleicht gegen die natürliche Auflagerung des hangenden Geschiebemergels und damit gegen das Alter der interstadialen Schichten erheben könnte, völlig aus. Der hangende Geschiebemergel kann nicht, wie selbstverständlich denkbar wäre, sekundär als Abschlämmasse auf den fossilführenden Schichten abgelagert sein, denn gerade in den höchsten Kuppen der hügelreichen Landschaft bedeckt er gleichmäßig die ihn in arabeskenartigen Bändern unterlagernden Interstadialschichten in gleicher Weise wie in den Niederungen.

In der Regel bildet Geschiebemergel das Hangende der Interstadialbildungen, da die Vorkommen im allgemeinen in einer kuppigen Grundmoränenlandschaft liegen. Wo Endmoränenbildungen, Talsandgebiete oder Decktonvorkommen in der Landschaft auftreten, bergen aber auch sie in ganz gleicher Weise und unter

denselben Lagerungsverhältnissen in geringer Tiefe die Interstadialbildungen.

So enthält z. B. die als typische Blockpackung entwickelte, im nächsten Kapitel näher zu besprechende Endmoräne nordöstlich vom Vorwerk Louisenhof eine etwa fußstarke Bank von gelblichweißem Interstadialkalk mit Limnäen. Weißen Interstadialkalk und grünen interstadialen Ton findet man ferner in den Endmoränenkiesbergen bei Steinbach, die teils als Schotter- oder Geröllepackung, teils als sandstreifige Kieslager ausgebildet sind. In der hohen Endmoränenbergkuppe am Chroszoll-See östlich von Steinbach sind die Interstadialschichten als brauner fetter Ton, gelblicher Kalk und moosgrüner Magerton vorzüglich ausgebildet.

Auch in Talsandgebieten ist der Interstadialhorizont im Liegenden an verschiedenen Stellen nachgewiesen. So ist z. B. am Karpfenteich bei Rothebude unter 3—4 m mächtigen kiesigen Talsanden eine $^1/_3$—$^1/_2$ m mächtige Bank von fossilführendem weißen Interstadialkalk in der Sandgrube bloßgelegt worden. Eine ähnliche Ablagerung unter gleichen Verhältnissen in demselben Talsandgebiet weiter nördlich nahe dem Goldapflusse befindet sich unweit vom Vorwerk Kettenberg. Unter der typischen diluvialen kiesigen Seeterrasse, die den Goldapgar-See umgibt, ist im Liegenden auch ein Interstadialhorizont von weißem Seekalk und fossilführenden Tonen am östlichen Seeufer südlich von Jeziorowken aufgeschlossen.

Auch größere Deckton-Bezirke inmitten der kuppigen Grundmoränenlandschaft enthalten in geringer Tiefe fossilführende Interstadialablagerungen, wie dies die Beispiele von der Ziegelei Orlowen und der Ziegelei Klein-Schwalg deutlich zeigen.

Aus diesen Lagerungsverhältnissen erhellt klar die Tatsache, daß die Interstadialschichten in den letzten Phasen der letzten Eiszeit entstanden sein müssen, als das Inlandeis auf der Höhe des Baltischen Höhenrückens noch oszillierte und nach ihrem Absatze noch lokal kleine Endmoränenketten und Ton-Staubecken schuf. Die Zeit ihrer Entstehung fällt aber noch vor die große Abschmelzperiode des Inlandeises, in der die großen Seenbecken und die Urstromtäler sich bildeten.

III. Beschreibung charakteristischer Interstadial-Vorkommen in Masuren.

Aufschluß I. Endmoränenkuppe nordöstlich vom Vorwerk Louisenhof.

Die Eisenbahn durchschneidet eine hochgelegene Endmoränenkuppe, die C. Gagel auf der geologischen Spezialkarte Blatt Kruglanken in den Jahren 1898—1899 bereits angegeben hat. Es bestätigte sich vollkommen die Ansicht Gagel's, daß hier eine reine Aufschüttung von steinig-kiesigem Endmoränenmaterial auf der Grundmoränenlandschaft vorliege. Auf einer flachwelligen Geschiebemergelkuppe liegt eine gleichmäßige, ungefähr 2 m mächtige Decke von grobsteinigen Kiesen mit zahlreichen erratischen Blöcken, die so reichlich auf einander gehäuft sind, daß tatsächlich eine Blockpackung (∂G) vorhanden ist. Im Innern der Endmoränenkuppe ist ein entsprechend gebauter Geschiebemergel-Kern vorhanden.

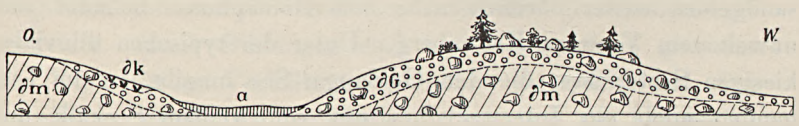
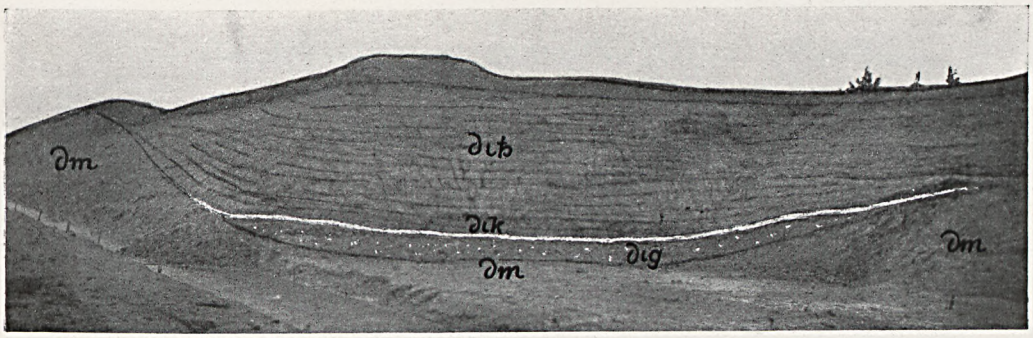


Fig. 1. **Endmoränenkuppe nordöstlich Louisenhof.** (Maßstab 1 : 500).

Auf dem östlich angrenzenden Lehmhügel unweit der Stelle, an der die Endmoränendecke auskeilt, ist über dem Endmoränenkies bezw. in seinen obersten Lagen eine etwa fußstarke Bank von reinem gelblichweißem Kalk mit Limnaeen vorhanden (Fig. 1). Vermutlich ist diese Bank auch in der eigentlichen Endmoränenkuppe entwickelt, aber infolge der starken Verrollung des Gehänges im Eisenbahneinschnitt nicht nachzuweisen gewesen. In dieser Beziehung sei auf die weiter unten zu besprechenden entsprechenden Verhältnisse in der Endmoränenkuppe nordwestlich vom Chroszoll-See (Aufschluß XIV) hingewiesen werden.

Zu Seite 315.



Figur 2. **Interstadialmulde an der Gansensteiner Eisenbahnbrücke.**

Zu Seite 322.



Figur 4. **Interstadialaufschluß vor dem Bahnhofsgebäude in Orlowen.**

Aufschluß II. Die Interstadialmulde nahe der Eisenbahnbrücke westlich von der Haltestelle Gansenstein.

Hierzu Profil I auf Tafel 30.

Die Eisenbahn kreuzt hier in der Nähe der Gansensteiner Eisenbahnbrücke eine flache Tonmulde. Sie besteht zu oberst aus einer etwa 3 m mächtigen, deutlich geschichteten Schichtenfolge von vielen etwa 5 cm starken, braunen, fetten Tonbänken mit zwischengelagerten hellerfarbigen Lagen von Mergelsand und tonstreifigem Sand. Die petrographische Ausbildung dieser hangenden Schichten entspricht durchaus derjenigen der zahlreichen Decktonvorkommen der Umgegend.

Im Liegenden dieser Schichten, etwa in 3 m Tiefe, folgt eine fußstarke, olivgrüne, fossilreiche Bank von kalkreichem, magerem, feinsandigem Ton, der gelegentlich in kalkig-tonigen Feinsand übergeht. Während die oberen braunen Tonbänke, namentlich in ihren fetteren Tonlagen, nur vereinzelte, übrigens vorzüglich erhaltene Pisidien führen, finden sich in der olivgrünen Bank die Fossilien in großer Zahl angereichert. Man beobachtet hier besonders zahlreich Pisidien, Planorben, Limnäen, seltener Valvaten.

Unter der olivgrünen Bank liegt eine bis 10 cm starke, schneeweiße Kalkbank, die vor allem reichlich Limnäen, vereinzelt aber auch andere der genannten Conchylien führt. Sie ist die auffälligste Schicht des ganzen Aufschlusses und gibt in ihrem Verlaufe den flachmuldenförmigen Bau der Ablagerung deutlich wieder (Fig. 2).

Die unterste Bank der ganzen Interstadialablagerung bildet ein reiner, fossilfreier, grober Kies mit stark abgerollten Geröllen, der gewöhnlich $^1/_4$—$^1/_3$ m mächtig ist. Unter dieser Interstadial-Schichtenfolge von etwa $3^1/_2$—$3^3/_4$ m Gesamtmächtigkeit folgt der normale graue Geschiebemergel, dessen Mächtigkeit durch den Brunnen auf der nahen Haltestelle Gansenstein auf 35 m festgestellt worden ist.

Während nach Westen, der Eisenbahnbrücke zu, die gesamte Schichtenfolge dem Geschiebemergel deutlich aufgelagert ist, sind

nach Osten zu die Lagerungsverhältnisse an der angrenzenden Lehmkuppe nicht klar zu erkennen. Da dieselben Interstadialbildungen hinter dieser Kuppe auf dem Gebiete der Haltestelle Gansenstein wieder hervortreten, und zwar teils als Mulde dem Geschiebemergel aufgelagert, teils unter einer $1^1/_2$ m mächtigen Geschiebemergelbank, so scheinen die Interstadialbildungen teilweise unter einige Geschiebemergelkuppen unterzutauchen und teilweise als Luftsättel an der Oberfläche über die Kuppen hinweg fortzusetzen.

Aufschluß III. Haltestelle Gansenstein.

Hierzu Profil II auf Tafel 30.

Hier liegt eine langgestreckte, muldenförmige Tonablagerung vor, die aus abwechselnden Lagen von 10—25 cm starken, braunen bezw. grünen, fetten Tonbänkchen und tonstreifigen, braunen Sandschichten besteht. Die fetten Tonbänke enthalten zahlreiche wohlerhaltene Exemplare von Anodonten, ebenso wie in der analogen Ablagerung am Bahnhof Orlowen. Am östlichen Ende ist der Aufschluß an dem hohen Lehmberg verrollt und unklar. Als liegendste Schicht des Interstadials ist, wie üblich, eine schmale weiße Kalkbank mit zahlreichen Pisidien und Limnäen aufgeschlossen.

Den tieferen Untergrund bildet grauer Geschiebemergel, der in dem Bahnhofsbrunnen eine Mächtigkeit von 35 m ergeben hat, in dem dann weiter in einer Mächtigkeit von mehr als 17 m Spatsande und Kiese des »Unteren Sandes« mit dem Grundwasserhorizont nachgewiesen sind.

Aufschluß IV. Kleiner Einschnitt zwischen Gansenstein und Regulowken.

Hierzu Profil IV auf Tafel 29.

Auch hier liegt wiederum eine muldenförmige Tonablagerung vor, die aus abwechselnden Bänken von braunem, fettem Ton und Lagen von tonigem Sand besteht. In einer Mächtigkeit von etwa 2 m lagert dieser Interstadialton über einer dünnen Schicht von olivgrünem, kalkreichem, magerem, feinsandigem Ton mit zahlreichen Limnäen. Derselbe Aufschluß zeigt nach Osten zu weitere

einzelne Tonbänke, mit Kiesbänken und Geschiebemergel wechsellagernd, deren Schichtenverband augenscheinlich recht gestört ist, aber immerhin erkennen läßt, daß auch hier Kies als liegendste Interstadialschicht einst abgelagert worden ist.

Aufschluß V. Großer, tiefer Einschnitt an der Gansenstein-Regulowker Grenze.

Hierzu die Profile Va und Vb auf Tafel 30.

Der Eisenbahneinschnitt führt durch mehrere 6—8 m hohe Geschiebemergelkuppen hindurch und zeigt fünf Bänke grünen, fetten Tones, die in dem kompakten Geschiebemergel auskeilen, der auch das Zwischenmittel zwischen den einzelnen Tonlagen bildet. Im Nordstoß (Profil Va) vereinigen sich die getrennten Tonbänke schließlich zu einer einzigen Schicht, die augenscheinlich in der hohen Geschiebemergelkuppe unter dem Eisenbahnplanum fortsetzt, um schließlich am Südstoß (Profil Vb) wieder im Planum zu erscheinen und, ebenso in dünne Bänke aufgelöst, sich wiederum bis nahe an die Oberfläche zu erheben.

Von besonderer Bedeutung ist nun die im Liegenden der erwähnten Tonbänke im Niveau der Bahnlinie auf 75 m Längserstreckung nachgewiesene interstadiale Faulschlamm-Ablagerung, die in 5—8 m Tiefe nahezu horizontal unter dieser Hügellandschaft entlang zieht. Sie besteht aus einem fetten, graugrünen, schwarzgeflammten, kalkreichen Sapropelit, wie er sich in gleicher Beschaffenheit in dieser Gegend nicht selten als alluvialer Teichschlamm im Liegenden von Torfmooren findet. In dieser interstadialen Faulschlammablagerung sind zahlreich Pisidien, Planorben und Limnäen enthalten.

Meist zieht an der Oberfläche der schneckenreichen Sapropelitbank, die übrigens in trockenem Zustande eine schiefergraue Farbe besitzt, eine vielfach zerrissene und bizarr gewundene Schicht hin, die bald als Waldboden, bald als Erlenmoor entwickelt erscheint. Stellenweise tritt sie als typischer, brauner, erdiger Waldboden mit Erlengehölz auf, bedeckt von einer vielfach noch nahezu in ihrer ursprünglichen grünen, nur wenig gebräunten Farbe erhaltenen Moosbank, in der kleine Blätter, Samenkörner und

Käfer (letztere nach P. Speiser möglicherweise zur Familie der Carabiden gehörig) liegen; stellenweise ist sie auch als schwarzer, torfähnlicher Humus mit Erlengehölz (Erlensumpfmoor) entwickelt.

Aufschluß VI. Nordwestlich unmittelbar am Gut Regulowken.

In einer 5 m hohen, flachen Mergelkuppe ist durch den Bahnbau eine randlich etwas aufgebogene, 5—10 cm mächtige, schneeweiße Kalkbank auf etwa 20 m Länge entblößt worden. Sie enthielt nur wenig Pisidien und zerbrochene Limnäen. Im Liegenden des Interstadialkalks ist eine schmale Kiesbank vorhanden. Das Vorkommen entspricht dem Aufschluß am Wäldchen westlich von Wessolowen.

Aufschluß VII. Langer Einschnitt hinter der Wiese östlich von Regulowken.

In dem 3—5 m hohen Einschnitt ist das Interstadial in zwei Bänken auf längere Strecken aufgeschlossen. Oben liegt eine Ablagerung von braunem, stellenweise grünem, sehr sandigem Ton, der zahlreiche Anodonten führt; unten ist eine meist fußstarke Bank von moosgrünem, kalkreichem, feinsandigem Magerton vorhanden, die viele Pisidien und Limnäen führt. Aus dem oberen Horizont sind beim Bahnbau Anodonten zum Vorschein gekommen in ähnlicher Menge, wie sie die Bahneinschnitte der Gegend von Orlowen geliefert haben.

Aufschluß VIII. Mosdzehnen.

Hierzu Profil VI auf Tafel 30.

Im allgemeinen bietet dieser Aufschluß die gleichen Verhältnisse wie der vorige. Auch hier ist als hangende Interstadialschicht brauner fetter Ton mit Anodonten, als liegende Bank moosgrüner, feinsandiger Magerton mit außerordentlich zahreichen Pisidien, Planorben und Limnäen entwickelt. Darunter tritt stellenweise noch interstadialer Kies auf.

An einigen Stellen dieses nahe der Windmühle von Mosdzehnen gelegenen Einschnitts tritt noch Kalk lokal auf, und unter diesem an zwei Stellen schwarzer humoser Waldboden mit sehr viel Erlenholz, Samen, Käfern usw.

Aufschluß IX. Nordnordöstlich der Oberförsterei Borken.

Auch dieser Einschnitt gleicht auffällig den vorigen Einschnitten VII und VIII. Die hangende Bank von braunem, stellenweise grünem, fettem Ton enthält Anodonten und daneben einzelne Pisidien, die liegende Interstadialschicht führt massenhaft Pisidien und zerbrochene Limnäen.

Aufschluß X. Westlich von der Haltestelle Jorkowen.

Die beiden Eisenbahneinschnitte, die westlich an das Bahnhofsgelände in Jorkowen anstoßen, enthalten die Interstadialbildungen in gleicher Weise, wie die bereits geschilderten Aufschlüsse. Vor allem verbreitet ist hier der moosgrüne, kalkreiche, feinsandige Magerton, der Pisidien, Planorben und Limnäen in reicher Menge führt. Stellenweise ist auch alter Waldboden in den liegenden Interstadialschichten vorhanden und an ihrer Basis Kiesbänke.

Typisch ist auch eine hier auftretende kleine Spezialmulde von moosgrünem Magerton, der zerbrochene Limnäen in großer Zahl in sich birgt (Profil VII auf Tafel 30).

Aufschluß XI. Tiefer Entwässerungsgraben am Ostende von Bahnhof Jorkowen.

Hierzu Profil VIII auf Tafel 30.

Dieser Aufschluß legte inmitten des Geschiebemergeluntergrundes einer flachen Niederung einen weithin sich erstreckenden Interstadialhorizont von schneeweißem Seekalk bloß, der zahllose Schnecken (vor allem Pisidien, Planorben und Limnäen) enthält. Da dieser Horizont in mehreren bis fußstarken Bänken übereinander auftritt, steigt die Mächtigkeit des Interstadials stellenweise bis $1^1/_2$ m. Die weißen Kalkbänke zeigen eine ausgezeichnete Fältelung und Aufpressung, die den Aufschluß zu einer besonderen geologischen Merkwürdigkeit in dieser Gegend macht. Leider ist es nicht möglich, diese winzige Fältelung im Maßstab des beigegebenen Profils zum Ausdruck zu bringen. Der Jorkower Interstadialkalk ist sehr rein und hochprozentig, wie die auf S. 305 bereits wiedergegebene chemische Analyse zeigt. An einigen Stellen

ist im Liegenden schwarzgeflammter Sapropelit vorhanden mit Anodonten mit erhaltener Epidermis, ein genaues Analogon zu den Vorkommen am Bahnhof Orlowen.

Aufschluß XII und XIII. An der Windmühle von Steinbach.

Die Eisenbahnlinie führt in der Nähe des Gutes Steinbach durch zwei Eisenbahneinschnitte hindurch. Der westliche, niedrigere Aufschluß weist typische Endmoränenablagerungen und zwar grobe Kiese und Schotter in größerer Mächtigkeit auf (∂G_I und ∂G_{II}). Der östliche, hohe Berg besteht aus Geschiebemergel und enthält muldenartig die gleichen Endmoränenabsätze. In beiden Aufschlüssen zeigt sich nun im Liegenden der Endmoränenkiese eine Bank von schneeweißem Seekalk, der zahlreich Pisidien, Planorben und Limnäen, letztere vielfach auch in ganzen Exemplaren, führt (Fig. 3). Stellenweise ist auch moosgrüner Magerton mit vielen Pisidien und Limnäen vorhanden.

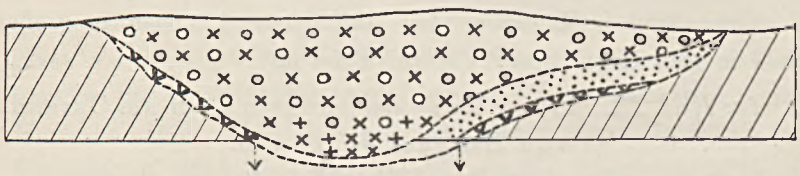


Fig. 3. **Südstoß im Hohen Berg bei Steinbach.**

Aufschluß XIV. Endmoränenkuppe nordnordwestlich vom Chroszoll-See.

Hierzu Profil IX auf Tafel 29.

Der Eisenbahneinschnitt in dem hohen Bergkegel am Chroszoll-See gibt ein ausgezeichnetes Bild des inneren Aufbaus dieser Endmoränenkuppe und ergänzt in vieler Beziehung die Beobachtungen, die an anderen Endmoränenaufschlüssen (I, XII und XIII) gemacht werden konnten. Zunächst sieht man den ganzen Bergkegel bis zu einer Tiefe von 5 m aus groben, steinigen Endmoränenkiesen aufgebaut, die stellenweise eine unregelmäßige Sandeinlagerung einschließen. Auch eine größere Mergelscholle ist in ihnen eingebettet dort, wo im Geschiebemergel eine deutliche Lücke

ihre ursprüngliche Lage im Anstehenden verrät. Geschiebemergel bildet, wie überall bei diesen isolierten Endmoränenvorkommen im Grundmoränengebiet, den festen Sockel des Berges. Interessant sind nun die Lagerungsverhältnisse des Interstadials innerhalb der Endmoränenablagerung. Sie bilden inmitten der Endmoränenkiese eine Zone lose zusammenhängender Schollen, so daß augenscheinlich die ursprünglich auf der Oberfläche des Geschiebemergels abgelagerten Interstadialbildungen bei dem Oszillieren der Eisrandlage, die diese Endmoräne bezeichnet, abgeschoben und in den Endmoränenabsätzen wieder aufgenommen sind. Die Lagerungsverhältnisse des Interstadials in den Endmoränen sind demnach völlig gleich denen in der Geschiebemergellandschaft, deren obere interstadialführende Bänke ja demselben Vorstoß des Inlandeises ihre Entstehung verdanken wie diese lokalen Binnen-Endmoränen Auch im reinen Geschiebemergelgebiet sind, wie erwähnt, die in den oberen Bänken eingebetteten Interstadialschichten in ihrer Lage verschoben, aufgeblättert, aufgefaltet und oft ganz zerrissen.

Das Interstadial besteht hier aus braunen fetten Tonen, aus moosgrünen, kalkreichen, feinsandigen Tonen und Mergelsanden und vor allem aus gelben Sandkalken, die eine reiche Schneckenfauna führen. Daß diese gelben Sandkalke gewissen sandigen Terrassenkalken durchaus ähnlich sind, ist bereits auf S. 306 ausgeführt worden.

Inwieweit die im Liegenden der Interstadialschichten auftretenden Kiese zu diesen gehören oder Endmoränenkiese sind, läßt sich natürlich nicht näher feststellen.

Aufschlüsse XV—XX bei Gronsken.

Sämtliche 5 Eisenbahneinschnitte in der Feldmark des Dorfes Gronsken und der unmittelbar östlich angrenzende Einschnitt, der am Wege von Gronsken nach Kl. Lenkuk in Szyballer Flur liegt, enthalten in den oberen Bänken des Geschiebemergels Interstadialablagerungen. Diese Vorkommen sind indessen in ihren Lagerungsverhältnissen und in ihrem Aufbau den bereits besprochenen Aufschlüssen so ähnlich, daß sich ihre nähere Beschreibung erübrigt. Aufschluß XV enthält eine weiße Kalkbank mit Limnäen, alle

übrigen Aufschlüsse vorwiegend die moosgrüne, kalkreiche, feinsandige Tonschicht mit vielen Schnecken (namentlich Pisidien und Limnäen). Stellenweise ist die hangende braune fette Tonbank und auch die Kiesschicht im Liegenden vorhanden.

XXI. Aufschlüsse am Bahnhof Orlowen.

Hierzu die Profile Xa, Xb und Xc auf Tafel 29.

Die Herstellung des ausgedehnten Geländes des heutigen Bahnhofs Orlowen erforderte umfangreiche Erdarbeiten, die auf weite Strecken den inneren Bau dieser hügeligen Gegend und vor allem die Interstadialschichten in ausgezeichneter Weise erschlossen. Es ist bereits oben (S. 308—309) mitgeteilt worden, daß hier das vollständige Profil sämtlicher masurischen Interstadialschichten vorliegt.

Die hangendste Schicht des Interstadials ist ein tiefbrauner fetter, deutlich geschichteter Bändertonmergel, der in großer Zahl gut erhaltene, calcinierte, zweiklappige Anodonten enthält neben zahlreichen Pisidien.

Darunter folgt eine meist schneeweiße Bank von Seekalk, die in zahllosen Exemplaren Pisidien, Planorben und Limnäen führt.

Diese Schicht wird unterlagert von einem Horizont von moosgrünem, kalkreichem, feinsandigem Ton, der dieselben kleinen Schneckenarten in großer Menge in sich birgt.

Die Basis der Interstadialablagerungen bildet eine $^1/_4$—$1^1/_2$ m mächtige grobsteinige Kiesbank.

Die beigegebene Abbildung (Fig. 4) gibt dieses Profil nach einer von mir aufgenommenen Photographie wieder; die Stelle befand sich unmittelbar vor dem jetzigen Bahnhofsgebäude.

Namentlich die Profile des Nordstoßes (Xa) und des Mittelstoßes (Xb) zeigen vorzüglich die Auffaltung der Interstadialschichten. Man erkennt an diesen Aufschlüssen überall, wo das Interstadial in tiefere Mulden hinabreicht, das Auftreten eines weiteren Interstadialhorizontes, des dunkelgrauen bis grünlichgrauen schwarzgeflammten Sapropelits. Von besonderer Bedeutung ist gerade diese Ablagerung deshalb, weil in ihr in der Regel eine gut erkennbare Moosbank von vorzüglich erhaltenem, gewöhnlich

noch bräunlichgrünem Moos vorhanden ist. Nach einer vorläufigen Bestimmung von F. Quelle dürfte es sich um

Scleropodium purum (L) Limpricht

handeln[1]), ein Moos, das noch heute auf kalkigem wie kalkarmem Boden zwischen Gras und im Walde in ganz Deutschland bis in die Bergregion hinein verbreitet ist. Die Moosbank enthält auf ihrer Ober- und Unterseite zahlreiche Blätter und Zweigreste, gelegentlich Flügeldecken von Laufkäfern. Von letzteren wurde von P. Speiser

Bembidium cf. *punctulatum* Drap.

nachgewiesen.

Unter der Moosbank enthalten die Faulschlamm-(Sapropelit-) Ablagerungen am Bahnhof Orlowen noch eine Lage von ausgezeichnet erhaltenen Anodonten, die übrigens vollkommen noch ihre Epidermis mit dem ursprünglichen dunkelstreifigen, gelbgrünen Farbenton besitzen, so daß sie kaum von lebenden Teichmuscheln zu unterscheiden sind. Ihren vorzüglichen Erhaltungszustand verdanken sie den besonders konservierenden Eigenschaften der sie umgebenden Faulschlammablagerungen. Im Gegensatz zu ihnen besitzen die höchstens gleichaltrigen Anodonten in den hangenden braunen Tonbänken keine Spur von Epidermis.

XXII. Hoher Berg zwischen Bahnhof und Dorf Orlowen.

Hierzu Profil XI auf Tafel 29.

Am Ostende des Bahnhofs Orlowen durchschneidet die Bahnstrecke unmittelbar vor der Chausseekreuzung das Südgehänge eines hohen Berges, dessen innerer Bau bis 12 m Tiefe entblößt wird.

[1]) Mit Rücksicht auf die Wichtigkeit dieses interstadialen Moosvorkommens sind seinerzeit von mir zahlreiche Proben davon gesammelt und dem Museum der Geologischen Landesanstalt einverleibt worden, so daß jederzeit eine Nachprüfung des Befundes ausgeführt werden kann. Erfahrungen mit dem seit 45 Jahren bekannten Moostorflager am Steilufer der Kurischen Nehrung zwischen Cranz und Sarkau mahnen zur Vorsicht bei weitergehenden Schlüssen über fossile Moosarten. (Vergl. C. A. Weber, Die Moostorfschichten im Steilufer der Kurischen Nehrung zwischen Sarkau und Cranz. Englers Botanische Jahrbücher, Bd. 42, 1908, S. 38—48.)

Der Aufschluß zeigt eine dem äußeren Anstiege des Bergrückens entsprechende Aufwölbung des inneren Geschiebemergelkernes. Die Interstadialschichten liegen teils unmittelbar an der Oberfläche des Berges, teils dicht unter derselben, nur von einer wenig mächtigen Geschiebemergeldecke verhüllt. Vor allem sind die braunen fetten Tone der hangenden Interstadialschichten mit Anodonten und Pisidien, aber auch die liegenden Bänke von moosgrünem kalkreichen Magerton mit Pisidien, Planorben und Limnäen vertreten. Auch die Ablagerung im Liegenden des Interstadials, der grobe Kies, stellenweise ersetzt durch mächtigere Sandschichten, ist gut aufgeschlossen.

Was nun diesen Aufschluß besonders wichtig erscheinen läßt, ist der Umstand, daß man gerade hier in der Umgebung des Bahnhofs Orlowen deutlich verfolgen kann, wie die Interstadialschichten den heutigen Hügeln und Niederungen sich anschmiegen, stets nahe der Oberfläche liegen und, der Oberflächengestaltung in allen Einzelheiten folgend, unablässig aufgebogen, gefaltet und zerrissen, in Sätteln und in Muldenform auftreten. So kommt es, wie auch alle bisher besprochenen Aufschlüsse ergeben, daß die Interstadialschichten überall, sowohl auf den Hügeln wie in den Niederungen, vorhanden sind.

Ferner aber zeigt gerade dieses Vorkommen deutlich, wie die braunen fetten Tone des hangenden Interstadials, die am Bahnhof Orlowen noch unter einer 1—3 m starken Decke von Geschiebemergel ruhen und dort zusammen mit den liegenden Interstadialschichten auftreten, allmählich auf größere Strecken an der Oberfläche der Berge erscheinen, allerdings immer noch in Zusammenhang mit den liegenden Interstadialhorizonten. Sie spielen aber bereits durchaus die Rolle des Decktons. Unvermittelt gehen dann diese Schichten in ein typisches Decktongebiet über, wie es in der Umgebung der Ziegelei Orlowen sich ausdehnt und in nichts sich von anderen Decktonvorkommen unterscheidet.

XXIII. Aufschluß an der Ziegelei Orlowen.

Die Eisenbahn kreuzt hier den nördlichen Teil des eben erwähnten kleinen, aber typischen Decktongebietes, in dessen Mitte die Ziegelei Orlowen angelegt worden ist, um den vorhandenen fetten

Ton technisch zu verwerten. Die Mächtigkeit des Tones beträgt $^3/_4$—4 m. In dem niedrigen Eisenbahneinschnitt fanden sich selten kleine Pisidien, ein Beweis dafür, daß der Deckton hier nicht fossilfrei ist. Das Deckton-Vorkommen von Ziegelei Orlowen gleicht also auch in dieser Beziehung vollkommen dem später eingehend zu schildernden Decktongebiet bei Kl. Schwalg.

XXIV. Aufschluß an der hohen Bergkuppe östlich von Ziegelei Orlowen.

Hierzu Profil XII auf Tafel 29.

Auch hier zeigt sich wieder dicht unter der Oberfläche des Berges entlanglaufend eine etwa fußstarke Interstadialbank, die nach Osten zu in 4 Teile aufgeblättert bezw. gegabelt erscheint. Es handelt sich zumeist um den liegenden Horizont, den moosgrünen, kalkreichen, feinsandigen Magerton, der die bekannte kleine Interstadial-Conchylienfauna führt. Stellenweise ist aber auch die hangende braune, fette Tonschicht vorhanden und aus dieser wurden beim Bahnbau viele Hunderte schön erhaltener zweiklappiger Anodonten zu Tage gefördert.

XXV. Aufschluß am Kl. Pietrascher Weg.

Hierzu Profil XIII auf Tafel 29.

Hier ist eine flache, etwa 2 m tiefe Interstadialmulde vorhanden in einem 5 m hohen Geschiebemergelhöhenrücken. Vorwiegend ist die moosgrüne, kalkreiche, feinsandige Magertonbank entwickelt und in ihrem Liegenden die mehrfach erwähnte Kiesbank. Nach Osten zu verdickt sich die Interstadialablagerung, und hier liegt über der moosgrünen Magertonschicht die hangende braune, fette Tonbank mit vielen Pisidien. Auf dem beigegebenen Profil ist die letztere nicht besonders abgetrennt worden.

XXVI. Der östlich angrenzende Aufschluß

zeigt fast dieselben Verhältnisse. Auch hier ist die moosgrüne Magertonbank vorwiegend vorhanden.

XXVII. Großer Aufschluß südwestlich von Friedrichsheide.

Hierzu Profil XIV auf Tafel 30.

An der Grenze der beiden Feldmarken Friedrichsheide und Orlowen durchschneidet die Eisenbahn einen 5 m hohen Geschiebe-

mergelhöhenrücken, der nahe unter der Oberfläche 2 getrennte muldenförmig gelagerte Interstadialbänke in gleichen Lagerungsverhältnissen aufweist. Zu oberst die moosgrüne Magertonschicht, darunter eine weiße Kalkbank. Beide Lagen enthalten Fossilien. Besonders wichtig ist an diesem Aufschluß die Beobachtung, daß der Geschiebemergel im Liegenden eine deutliche Faltung bezw. Überschiebungsfläche aufweist, die im einzelnen genau den Lagerungsverhältnissen der beiden Interstadialschichten entspricht. Man erkennt hieraus die Art und Weise, wie die Interstadialschichten bei dem nochmaligen Vorrücken des Eises bei der letzten Oszillation erst durch Aufpressung und Auffaltung des Untergrundes und teilweise Aufnahme in die neuen Ablagerungen ihre heutigen stark gefalteten, aufgeblätterten und oft zerrissenen Formen erhielten.

XXVIII. Kleiner Aufschluß südwestlich von Friedrichsheide.

Hierzu Profil XV auf Tafel 30.

Hier liegt u. a. eine scharfe kleine Mulde von moosgrünem kalkreichen feinsandigen Magerton vor, wie sie in ähnlicher Weise bereits am westlichen Ende von Bahnhof Jorkowen (vergl. Profil VII auf derselben Tafel) beobachtet wurde.

XXIX und XXX. Aufschlüsse zwischen Friedrichsheide und Grünheide.

Hierzu Profil XVI auf Tafel 30.

Beide Aufschlüsse zeigen eine mulden- und sattelförmig aufgepreßte Interstadialbank von moosgrünem kalkreichen feinsandigen Magerton, die randlich aufgeblättert und gegabelt erscheint. Sie enthält Pisidien, Planorben und selten Limnäen.

XXXI. Aufschluß am Wäldchen westlich von Wessolowen.

Hierzu die Profile XVIIa und XVIIb auf Tafel 30.

Die kleine Geschiebemergelkuppe enthält zwei kleine Interstadialhorizonte, oben eine moosgrüne Magertonschicht, darunter eine schneeweiße Kalkbank, die sehr reich an Fossilien ist. Auffällig sind die zahlreichen gefalteten Sandschichten, die den Geschiebemergel durchsetzen und in ihren Lagerungsverhältnissen

den Interstadiallagen durchaus folgen. Diese Erscheinung ist dieselbe wie die Faltung des liegenden Geschiebemergels im Aufschluß XXVII.

XXXII. Aufschluß bei Wessolowen.

Dieses Vorkommen enthält wiederum die moosgrüne feinsandige Magertonbank mit Pisidien, Planorben und Limnäen.

Die bisher beschriebenen 32 Aufschlüsse liegen sämtlich an der Eisenbahnstrecke Kruglanken-Marggrabowa und zwar auf der westlichen Hälfte dieser Strecke zwischen Kruglanken, Gansenstein, Regulowken, Jorkowen, Orlowen und Wessolowen. Die Aufschlüsse auf der Osthälfte derselben Bahnstrecke von Wessolowen bis Marggrabowa hat bereits E. Harbort in seiner oben erwähnten Abhandlung näher geschildert. Auch außerhalb der Bahnstrecke Kruglanken-Marggrabowa ist es an einer Anzahl von Punkten gelungen, Interstadialvorkommen aufzufinden, von denen die hauptsächlichsten hier noch kurz geschildert werden sollen.

XXXIII. Interstadialvorkommen in der Umgebung des Gutes Knobbenorth.

Der ebenfalls im Jahre 1907 begonnene Bau einer Chaussee, die von Kruglanken aus an Gansenstein und Jesziorowken vorbei durch Knobbenorth hindurch bis zur Kgl. Forst geführt wurde, erschloß trotz der geringen Tiefe der Bergeinschnitte an zahlreichen Stellen namentlich in der Umgebung des Gutes Knobbenorth typische Interstadialhorizonte von derselben Beschaffenheit wie in den oben geschilderten Aufschlüssen an der Bahnstrecke Kruglanken-Marggrabowa. So enthält z. B. der Wegeinschnitt am Westausgang von Knobbenorth eine moosgrüne Bank von feinsandigem Magerton mit zahlreichen Pisidien; dieselbe Schicht findet sich wieder in einem höheren Lehmberg zwischen Knobbenorth und Jesziorowken. Am sogen. Kanopkenberg, der sich zwischen Knobbenorth und Frankenorth unmittelbar an der Ecke der Kgl. Forst befindet, ist im Chausseeinschnitt ein deutlich ausgebildeter Horizont von weißem Seekalk mit Pisidien und Limnäen zu beobachten. Die kleinen Aufschlüsse an der Chaussee lassen bereits

erkennen, daß in geringer Tiefe hier überall die gleichen Verhältnisse vorhanden sind, wie sie die tieferen Aufschlüsse an der genannten Bahnstrecke zeigen.

XXXIV. Eisenbahneinschnitt zwischen Bahnhof Ogonken und Abbau Grüneberg.

Auch an der Eisenbahnstrecke Angerburg-Lötzen muß das Interstadial in vielen Einschnitten beim Bau erschlossen gewesen sein, doch ist infolge der Berasung der Böschungen jetzt nicht mehr möglich, dies sicher festzustellen. Nur in einem tiefen Einschnitt in der Mitte zwischen dem Abbau Grüneberg und dem Bahnhof Ogonken sieht man starke Rutschungen an den Böschungen, Erscheinungen, wie sie überall in den Interstadialhorizonten in Eisenbahneinschnitten aufzutreten pflegen. Hier gelang es auch an verschiedenen Stellen typische Interstadialschichten, und zwar sowohl moosgrünen feinsandigen Magerton wie weißen Seekalk mit vielen Pisidien und Limnäen, aufzufinden. Die Lagerungsverhältnisse sind augenscheinlich die gleichen wie in den bisher beschriebenen Aufschlüssen, jedoch läßt sich infolge der Berasung der Böschungen ein genaueres Profil nicht aufnehmen.

XXXV. Kiesgrube am Kanopkenberg südlich von Angerburg.

Unmittelbar an der Chaussee, die von Angerburg nach Ogonken und weiter nach Lötzen führt, liegt am südwestlichen Fuße des Kanopkenberges eine größere Sand- und Kiesgrube.

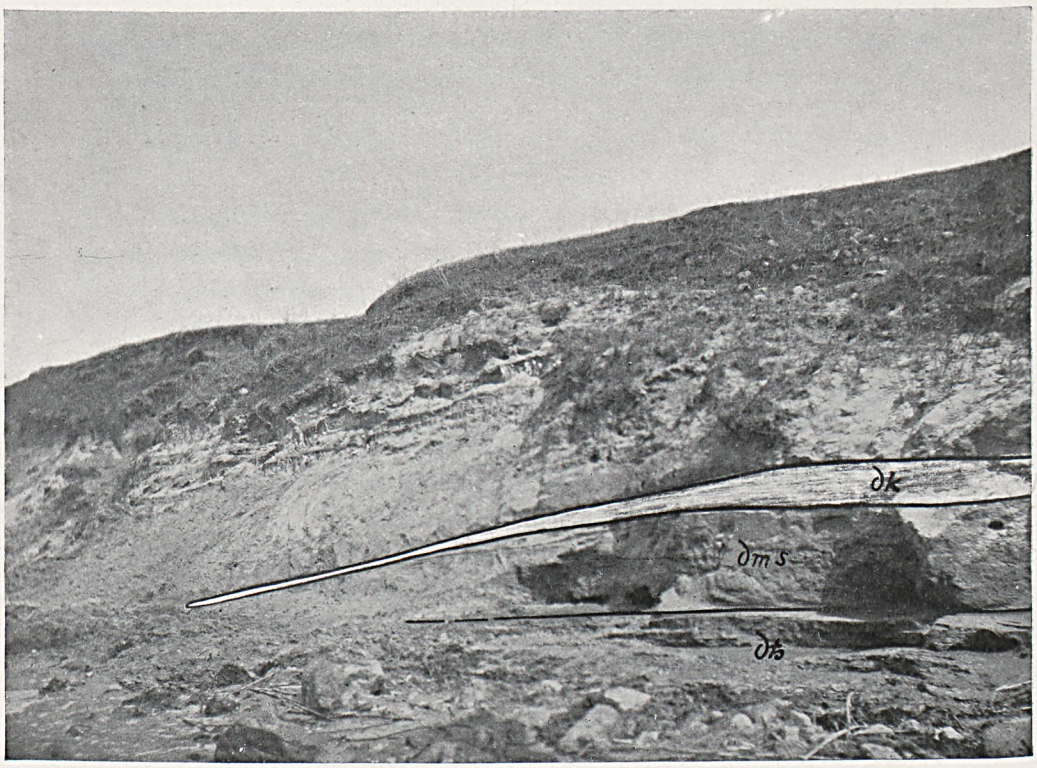
Durch die ganze Grube zieht eine muldenartig gelagerte Interstadialablagerung, die aus graugrünem kalkreichen feinsandigen bis sandigen Magerton besteht. Die Interstadialbank ist 30—60 cm mächtig. Sie ist deutlich horizontal geschichtet durch mehrere zwischengelagerte Sandlagen, die im ganzen Aufschluß gleichmäßig zu verfolgen sind. Nahe der Chaussee, wo der Magerton 60 cm stark ist, liegt in seiner Mitte eine Sandlage, die in sich und unter sich neben Pisidien zahlreiche wohl erhaltene zweischalige Anodonten führt. Dort, wo die Mächtigkeit des Interstadials auf 30 cm sinkt, ist der Anodontenhorizont nicht mehr vorhanden. Da-

Zu Seite 329.



Figur 6. **Ansicht der Kiesgrube am Kanopkenberg bei Angerburg** mit dem Interstadialhorizont.

Zu Seite 330.



Figur 7. **Interstadialvorkommen am Ostufer des Goldapgar-Sees.**

gegen stellen sich hier neben zahllosen Pisidien auch viele Limnäen und einzelne Planorben ein.



Fig. 5. **Interstadialhorizont in der Kiesgrube am Kanopkenberg bei Angerburg.**
Maßstab 1 : 500 in natürl. Höhenverhältnis.

Die oberste Schicht des Aufschlusses ist 1—2 m mächtiger Sand. Darunter folgt eine $^1/_2$—1 m starke Kiesschicht, die in der Regel den Interstadialhorizont überlagert. Nur in der tiefsten Mulde des Interstadials liegt über demselben noch eine stärkere Schwimmsandschicht, die an der Grenze beider Ablagerungen Ursache zur Bildung einer festen eisenschüssigen Bank gegeben hat. Im Liegenden des Interstadial-Magertons steht grobsteiniger heller Kies an, der bis 3 m Tiefe aufgeschlossen ist. Die Lagerungsverhältnisse geben das Profil Fig. 5 und die nach einer von mir im Jahre 1907 aufgenommenen Photographie hergestellte Abbildung Fig. 6 wieder.

Die Entdeckung dieses Interstadial-Vorkommens ist A. Penck zu verdanken. Nachdem ich am 1. bis 3. August 1907 die Freude gehabt hatte, ihn mit seinen Studenten durch die Interstadialaufschlüsse an der Kruglanker Eisenbahnneubaustrecke zu führen, gelang es ihm bei der Fortsetzung der Exkursion in das Mauerseegebiet dieses bis dahin unbekannte, wichtige Interstadial-Vorkommen aufzufinden. Durch Brief vom 7. August machte mich A. Penck bereits liebenswürdigerweise auf diesen neuen Fundpunkt aufmerksam.

XXXVI. Am Goldapgar-See zwischen Jesziorowken und Kruglanken.

Hierzu Profil XVIII auf Tafel 30.

Unmittelbar am Ostufer des Goldapgar-Sees, etwa halbwegs zwischen dem Südende des Dorfes Jesziorowken und dem Kirchhof am Büfke-See treten am Fuß des Steilufers typische Inter-

stadialschichten an zwei Stellen zutage. Das nördliche der beiden Vorkommen zeigt dicht über dem Seeniveau eine etwa 10 cm starke Bank von grauem kalkreichen feinsandigen Magerton, der zahllose Pisidien enthält (Pisidienton) über rotbraunem fetten Bänderton. Das südliche Vorkommen, von dem Figur 7 eine Vorstellung nach einer von mir im Jahre 1907 aufgenommenen Photographie gewährt, weist zunächst etwa 1 m über dem Wasserspiegel eine nach Norden zu schnell einfallende Bank von fossilführendem weißen Seekalk und darunter dann 3 je 10 cm starke Bänke von grüngrauem kalkreichen feinsandigen Magerton mit zahllosen Pisidien auf (Pisidienton). Das Liegende bildet wiederum rotbrauner fetter Bänderton, der 1 m Mächtigkeit besitzt und von mehr als $1^1/_2$ m Wassersand unterlagert wird.

Von besonderer Wichtigkeit ist der Umstand, daß diese typischen Interstadialbildungen im Liegenden der in einem späteren Kapitel näher zu besprechenden hohen fossilführenden Seeterrasse auftreten. Gerade dies ist zur Klärung der stratigraphischen Beziehungen zwischen Interstadial und diluvialen Seeterrassen von Bedeutung.

XXXVII. Das interstadiale Seekalkvorkommen bei Rothebude.

Unweit nordwestlich der Oberförsterei Rothebude wurden im Tale des Schwalgflusses im Jahre 1906 eine Anzahl Karpfenteiche angelegt, wozu u. a. auch ein etwa 4 m hoher Sand- und Kiesberg angeschnitten wurde. In diesem Kiesberg fand nun E. Harbort eine $^1/_3$—$^1/_2$ m mächtige fossilreiche Bank von weißem Seekalk mit Pisidien, Planorben, Valvaten, Sphärien und zahlreichen Anodonten vor. Die beigegebene Fig. 8 gibt diesen Aufschluß nach einer Photographie wieder.

Ein ganz ähnlicher Aufschluß, von dem es allerdings fraglich bleibt, ob es sich um Interstadialkalk oder vielmehr Terrassenkalk handelt, befindet sich am nördlichen Steilufer des Goldapgar-Sees in der Nähe von Kl. Eschenort. Er wird in einem späteren Kapitel näher besprochen werden.

Zu Seite 330.



Figur 8. **Interstadialer Seekalk am Karpfenteich bei Rothebude.**

Zu Seite 332.



Figur 9. **Tongrube an der Ziegelei bei Kl. Schwalg**
mit Anodontenhorizont im Deckton.

Dasselbe gilt von dem Aufschlusse im fossilführenden Deckton bei Kl. Schwalg, der im nächsten Kapitel eingehend erörtert wird.

IV. Die Decktongebiete und ihre Beziehungen zum Interstadial.

Bereits im Jahre 1905 [1]) habe ich auf das Vorkommen einer Anzahl ausgedehnter (z. T. kilometerlanger) Decktonlager gerade im Gebiet der höchsten Erhebungen der Borker Heide hingewiesen. Solche umfangreichen Decktongebiete finden sich vor allem auf den Blättern Kerschken, Gr. Duneyken, Orlowen und Grabowen. Hier breiten sich die hochgelegenen, flachgewölbten Tonebenen um den Teufelsberg herum aus, in ihrer Nachbarschaft als ebenes Hochland das Tongebiet nordöstlich der Kociotowa Gora (Kesselberg), und die Hochebenen der Ilowa Gora (Tonberg), der Grabowa Gora (Buchenberg), der Sitowa Gora (Binsenberg), der Mokra Gora (Nasser Berg) und der Tongebiete der Umgegend von Lipowen. Die Mächtigkeit des Decktons ist verhältnismäßig groß, sie schwankt zwischen $2^1/_2$ und $12^1/_2$ m. So beträgt seine Mächtigkeit an der Sitowa Gora $6^1/_2$ m, an der Ziegelei Orlowen 4 m, südlich von Lipowen 6,9 m, am Bahnhof Gordeyken sogar $12^1/_2$ m. Der innere Aufbau dieser Decktonablagerungen ist immer der gleiche. Vorwiegend sind es enggeschichtete Bändertonmergel, die aus abwechselnden Lagen von meist schokoladebraunen fetten Tonen und gelben Mergelsandschichten bestehen. Vielfach treten auch Bänke von dichtem hellerfarbigen feinsandigen Tonmergel oder andererseits braunem und grauem fetten Tonmergel innerhalb des Decktons auf. Gelegentlich sind in ihnen dünne Sandbänke eingelagert.

Schon in der eben zitierten Arbeit [1]) war als eine Eigentümlichkeit dieser großen Tonebenen der Umstand erwähnt, daß in ihnen sich manchmal Hügel von Geschiebemergel als isolierte Inselberge erheben und daß sie, meist randlich, von eigentümlichen

[1]) H. Hess v. Wichdorff, Beiträge zur geologischen Kenntnis der Borker Heide in Masuren. Dies. Jahrb. für 1905, S. 757—761.

Sandrücken begleitet werden. Die letztere Eigenschaft ist von E. Harbort an dem vorzüglichen Beispiel des Decktonvorkommens von Chelchen gut charakterisiert worden, das rings von einem solchen Sandwall umgeben ist.

Bisher wissen wir nur von wenigen dieser großen Decktonlager, daß in ihnen Interstadialfossilien auftreten. Es ist das um so weniger auffällig, da in ihnen fast gar keine irgendwie nennenswerten Aufschlüsse vorhanden sind und doch selbst die zahllosen Ausbisse von fossilführendem Interstadial in der masurischen Grundmoränenlandschaft mit wenigen Ausnahmen der Aufmerksamkeit der Geologen entgangen sind [1]). Drei Decktonvorkommen dieser Gegend, in denen Aufschlüsse vorhanden sind, haben andererseits auch Interstadialfossilien geliefert und zwar Ziegelei Orlowen, Chelchen und Ziegelei Kl. Schwalg. Von besonderer Wichtigkeit ist der letztgenannte Aufschluß, da er mitten in einem größeren typischen Decktongebiet gelegen ist. In der Tongrube der Ziegelei Kl. Schwalg, die einen enggeschichteten Bändertonmergel abbaut, der aus abwechselnden Lagen von schokoladefarbenen fetten Tonen und hellen Mergelsandschichten besteht, befindet sich nahe der Sohle eine braune kiesige Sandbank eingelagert. In dieser kiesigen Schicht sowie unmittelbar über und unter ihr finden sich in großer Anzahl zweischalige Anodonten eingebettet (vergl. Fig. 9). Auch im Tonmergel selbst sind, allerdings nicht sehr häufig, kleine Conchylien, namentlich Pisidien und Planorben (*Planorbis borealis* Lovén) enthalten.

Die Fossilführung ist also auch hier vorwiegend auf eine zufällige Einlagerung, die wohl mit einem Überschwemmungsstadium infolge von Bewegungen des nördlich gelegenen Inlandeises zusammenhängt, beschränkt und dürfte wohl kaum im ganzen Decktonlager von Kl. Schwalg nachzuweisen sein. Man kann mithin nicht einmal aus der an einzelnen Stellen nachgewiesenen Fossilfreiheit eines Deckton-Gebietes auf seine allgemeine Fossilleere schließen.

Von Wichtigkeit ist der bereits oben (S. 324) geführte Nach-

[1]) In dieser Beziehung sei z. B. nur auf das Interstadial in der Kiesgrube am Kanopkenberg bei Angerburg hingewiesen (S. 329).

weis, daß zahlreiche typische Deckton-Vorkommen randlich in das umgebende Geschiebemergelgebiet hineinsetzen und dort in gleicher petrographischer Beschaffenheit in Zusammenhang mit Interstadialschichten auftreten. Dieser Umstand beweist, daß ein gewisser Teil der Decktonablagerungen, wenigstens in dieser Gegend, mit den Interstadialbildungen gleichaltrig ist. Da die hangenden Schichten des Interstadials gleiche Eigenschaften wie der Deckton aufweisen und mit ihm in direktem stratigraphischen Zusammenhang stehen, sind gewisse Decktonvorkommen in Masuren als jüngste Interstadialbildung anzusehen.

Die heutige Lage mancher Decktonvorkommen erklärt sich zwanglos durch die Vorgänge, die den letzten Vorstoß des Inlandeises auf der Höhe des Baltischen Höhenrückens begleiteten. In dem großen masurischen Interstadialbecken wurden beim Wiedervordringen des Inlandeises die weichen Faulschlammablagerungen mit geringer Tondecke intensiv gefaltet, aufgepreßt, aufgeblättert und teilweise zerrissen in die neue Moräne aufgenommen. Wo aber in gewissen Teilen des Interstadialbeckens mächtigere Tonablagerungen sich angehäuft hatten, wurden sie infolge ihrer natürlichen Plastizität unter dem Drucke des vorrückenden Inlandeises emporgepreßt und blieben bis zur Abschmelzperiode direkt unter dem Eise liegen. Natürlich sind nur solche Decktonlager als jung interstadialen Alters anzusehen, bei denen tatsächlich (wie z. B. bei dem Vorkommen bei Ziegelei Orlowen) der Zusammenhang mit den hangenden Tonbänken der unmittelbar angrenzenden Interstadialbildungen einwandfrei nachgewiesen ist.

Viele andere große Decktonvorkommen, die nicht in Begleitung von Interstadial auftreten, sind anderer, jüngerer Entstehung. Sie sind, wie bereits K. Keilhack früher betont hat, in isolierten Staubecken, rings umgeben von stillstehendem Eise, abgelagert worden. Möglicher Weise gehören hierher auch die großen, scheinbar getrennten Decktonvorkommen der Borker Heide, die sich bei näherer Betrachtung als eine einzige von Südsüdost nach Nordnordwest sich erstreckende Tondecke darstellen, die von 450 Fuß Meereshöhe allmählich auf 588 Fuß ansteigt.

Überhaupt hat sich Deckton im Ausgange der Eiszeiten in allen Stadien und unter vielfältigen Umständen überall da abgesetzt, wo Gletschertrübe in einem Schmelzwasserbecken zum Niederschlag gelangte. Noch ist gegenwärtig die Decktonfrage durchaus nicht völlig zu lösen, da Spezialuntersuchungen in anderen Gebieten Norddeutschlands auf diesem Gebiete noch ausstehen. Auch zeigt z. B. das Auftreten von einseitig offenen kleinen Lokalbecken hinter einander in verschiedener Höhenlage mitten in dem geschlossenen Decktonvorkommen (Tonstaubecken) südlich des Pregels in der Landschaft Natangen[1]), wieviel Einzelbeobachtungen noch nötig sein werden, um die Entstehung des Decktons völlig klarzustellen.

Es besteht, entgegen den Ansichten von E. Harbort[2]), kein zwingender Grund, die althergebrachte und durchaus berechtigte Bezeichnung »Deckton« für diese tatsächlich auf weite Entfernungen als Decke auf allen anderen glazialen Ablagerungen auftretenden Tongebiete fallen zu lassen. A. Jentzsch, der im Jahre 1880 in Übereinstimmung mit G. Berendt den Begriff »Deckton« schuf, hat in vielen seiner Schriften gerade darauf hingewiesen, daß typischer Deckton im Liegenden wie in seiner randlichen Begrenzung mit dem Geschiebemergel sich oft gabelt und verzahnt — ebenso wie der Decksand. Nach einer mir jüngst gewordenen persönlichen Mitteilung von A. Jentzsch liegt keine Veranlassung vor, angesichts dieser seit langem bekannten randlichen Verzahnung mancher ebenen Tongebiete ihnen die treffende Bezeichnung »Deckton« vorzuenthalten.

V. Die hohen Seenterrassen und ihre Fossilführung (Terrassenfauna).

Nördlich von Kruglanken dehnt sich der große Goldapgar-See aus, der einst zweifellos in Zusammenhang mit dem Becken des Mauersees stand. Die Ortschaften und Siedelungen in der Umgebung des Goldapgar-Sees liegen sämtlich auf einer nahezu

[1]) H. Hess v. Wichdorff, Bau und Eigenart des Tharauer Tonstaubeckens. Dies. Jahrb. für 1912, II, S. 583—587.

[2]) E. Harbort, a. a. O. S. 106.

Zu Seite 335.



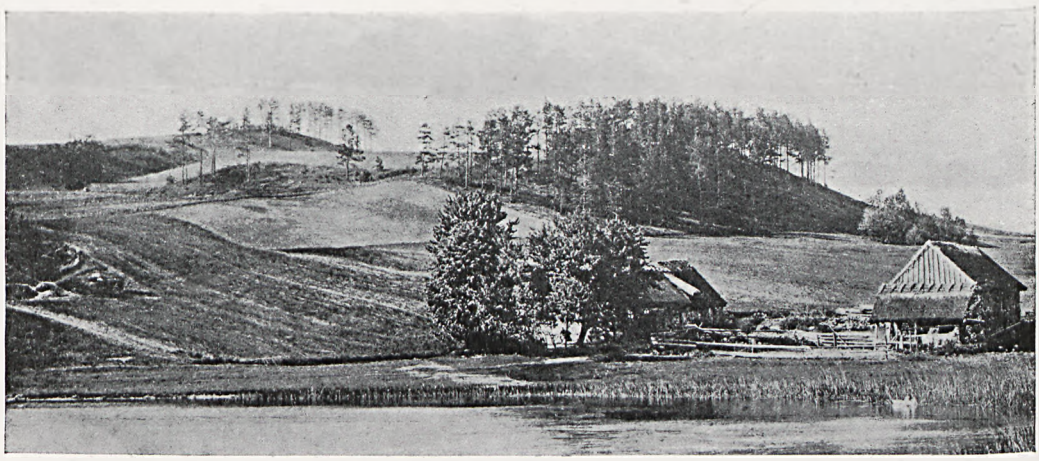
Figur 10. **Ansicht der Hochterrasse am Goldapgar-See bei Jesziorowken.**

Zu Seite 342.



Figur 14. **Ansicht des Seekalkvorkommens am Goldapgar-See bei Kl. Eschenort.**

Zu Seite 349.



Figur 16. **Endmoränenlandschaft in Masuren mit vermeintlichen Terrassenspuren.**
(Photogr. von A. Meyer in Lötzen).

ganz ebenen Hochfläche, die mit Steilabsturz zum Seeufer abfällt. Diese Hochebene steht in einem auffälligen landschaftlichen Gegensatz zu der stark welligen, hügelreichen Grundmoränenlandschaft des Hinterlandes, die man treffend als »Masurens bucklige Welt« bezeichnet hat. Sie besitzt durchweg sandigen, z. T. kiesigen Untergrund und fällt stets langsam nach dem Steilufer des Sees zu ein; nach dem Binnenland zu wird sie von einem steilen Uferrand, z. T. von einer scharf modellierten Endmoränenkette, begrenzt. Dieser Uferrand ist bei dem Dorfe Jesziorowken, bei Kruglanken und namentlich in der Forst Hegewald in derart vorzüglicher Weise erhalten, daß an Ort und Stelle unmittelbar der Gedanke überzeugend auftritt, daß dieser hochgelegene Steilrand das einstige Ufer des Goldapgar-Sees bei einem 15 m höheren Wasserstand darstellt. Die nach dem heutigen See zu schwach geneigten Sandebenen stellen den einstigen Uferstrand des Seebeckens bei jenem früheren, höheren Wasserstand dar, es sind also sogen. Seeterrassen (vergl. Fig. 10). Es ist das Verdienst von C. Gagel, F. Kaunhowen, A. Klautzsch und P. G. Krause, zuerst die Bedeutung dieser hohen Seeterrassen und in Verbindung damit die ehemalige Ausdehnung des Mauerseebeckens am Ausgang der Eiszeiten erkannt zu haben.

Ganz das gleiche Bild des flach einfallenden Uferstrandes mit Steilabfall nach der Seemitte zu bieten viele unserer heutigen Seen. Treffend hat F. Kaunhowen darauf hingewiesen, daß bei künstlicher Senkung unserer Seen die hervortretende Strandterrasse genau die gleichen Erscheinungen aufweist, wie sie diluvialen Seenterrassen eigen sind. So zeigt z. B. der Widminner See in Masuren in 2 m Höhe über dem heutigen Spiegel eine weite sandige Ebene mit Steilabfall nach dem heutigen Ufer. Diese Seeterrasse ist der frühere flache Uferstrand des Widminner Sees gewesen, bevor dieser vor mehreren Jahrzehnten um 2 m gesenkt wurde. Noch schärfer läßt sich, z. B. in der Gegend des Dorfes Czarnowken, die 6 m hohe, um den Sonstag-See entlanglaufende Strandterrasse beobachten, die dem ehemaligen Uferstrand des seinerzeit um etwa 18 Fuß gesenkten Sonstag-Sees entspricht.

Die hohe Seeterrasse am Goldapgar-See, die mit gleich hohen Strandmarken im ganzen Mauerseegebiet in Zusammenhang steht, verdankt nun ihre Trockenlegung nicht künstlichen menschlichen Eingriffen, sondern weit zurückliegenden geologischen Vorgängen. Das von den Schmelzwässern des nach der Interstadialzeit noch einmal vorgestoßenen Inlandeises hoch angestaute gewaltige Mauerseebecken, das vermutlich längere Zeiten bestand, verlor plötzlich seine größten Wassermengen in dem Augenblick, als der stufenweise nach Norden zurückweichende Eisrand das bedeutend niedriger gelegene Skallischer Becken freigab. Dorthin fluteten die Wassermengen des großen Mauerseebeckens ab, legten ihren früheren Uferstrand als hohe Seeterrasse bloß und bewirkten, daß sich das große Seebecken in eine Reihe von Einzelseen auflöste. Auch der Goldapgar-See gehörte einst zum großen Mauerseebecken, seine hohe Seeterrasse bezeichnet noch den alten Wasserstand zu jener Zeit.

Eingehende Untersuchungen und Aufgrabungen in den verschiedenen Ablagerungen der hohen Seeterrasse haben dargetan, daß bereits im großen Mauerseebecken eine individuenreiche Seenfauna lebte, die angesichts der unmittelbaren Nähe des Eises einen gewissen subarktischen Einschlag noch erkennen läßt (Vorkommen von *Planorbis Stroemi*). Über die Auffindung und Untersuchung dieser von mir im Jahre 1906 aufgedeckten Terrassenfauna ist das Folgende zu berichten.

1. Die fossilführenden Terrassenkiese von Jesziorowken.

Mitte Juni 1906 beobachtete ich am Südausgange des Dorfes Jesziorowken auf der dort vorzüglich ausgeprägten alten Seeterrasse in einem neu abgestochenen Wegeeinschnitt — etwa 10 m über dem heutigen Spiegel des Goldapgar-Sees — einige Muscheln, die aus dem Terrassenkies hervorragten. Der ursprüngliche Verdacht, ob es sich vielleicht um nur bei der Fischerei im See in das Netz geratene und dann weggeworfene rezente Muscheln handeln könnte, schwand sofort, als es mir gelang, durch einige tiefere Aufgrabungen den Muschelhorizont in situ aufzudecken

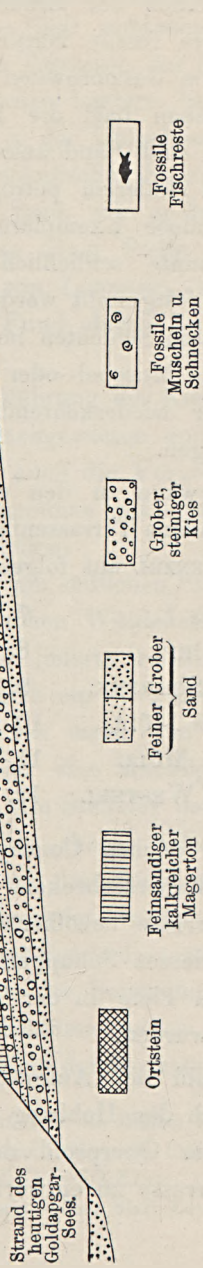


Fig. 11. **Die fossilführende Hochterrasse bei Jesziorowken.**
(Maßstab 1 : 300.)

und zu verfolgen. Auch der Erhaltungszustand der Muscheln wies deutlich auf ihre fossile Natur hin. Zahlreiche nunmehr in der Umgegend von Jesziorowken ausgeführte Aufgrabungen und Aufschlüsse ergaben bald die Tatsache, daß die Unionen auf bestimmte Kies- und Sandbänke ausschließlich beschränkt sind. Schichten von anderem petrographischen Charakter enthalten wiederum zahllose Exemplare von völlig anderen Conchylienarten. So konnte schließlich auf Grund einer großen Anzahl von Schürfen festgestellt werden, daß in der Jesziorowker Hochterrasse in gewissen Schichten immer ein und dieselbe Fauna, oft nur eine bestimmte Muschel- oder Schneckenart, seltener mehrere Arten in immer wiederkehrender Kombination, in großer Menge eingebettet liegen.

Die bei Jesziorowken in den verschiedenen Schichten der Hochterrasse aufgefundene Terrassenfauna besteht nach den Untersuchungen von H. Menzel aus folgenden Conchylien:

1. *Limnaea stagnalis* L.
2. » *ovata* Drp.
3. » *lagotis* Schrenk.
4. » *palustris* Müll.
5. » *peregra* Müll.
6. *Planorbis Stroemi* Westerl.
7. *Planorbis concinnus* West.
8. *Valvata Andreaei* Mzl.
9. *Sphaerium corneum* L.
10. » *duplicatum* Cless.
11. *Pisidium amnicum* Müll.
12. *Unio tumidus* Retz.

Daß neben der reichen Conchylienfauna auch Fische den Stausee des großen Mauerseebeckens zur Zeit der Entstehung der Jesziorowker Hochterrasse bevölkerten, beweist der Fund eines fossilen Barsches, dessen Schuppen und Knochenreste an einer Stelle gehäuft in 3 m Tiefe in der Terrasse durch einen Schurf von mir aufgedeckt wurden.

Die große Anzahl der Aufgrabungen gestattet gerade an dieser Stelle, die auch den Hohlweg mit dem ersten *Unio*-Fundpunkt einschließt, ein Querprofil durch die Ablagerungen der Jesziorowker Hochterrasse zu entwerfen (Fig. 11).

2. Die fossilführenden Terrassenkalk-Lager.

In den Jahren 1898—1900 entdeckten C. Gagel [1]) und P. G. Krause [2]) auf einigen Terrassen des Mauerseegebiets Lager von Seekalk. Namentlich der letztere hat eine Anzahl dieser Terrassenkalk-Vorkommen in der Umgebung des Goldapgar-Sees aufgefunden und auf der geologischen Spezialkarte (Blatt Kutten) dargestellt. P. G. Krause fand, wie er in mehreren Veröffentlichungen erwähnt, auch an einer Stelle ein Bruchstück einer Schneckenschale (vielleicht von *Limnaea*), ohne aber diesen von ihm als wichtig erkannten Fund durch Aufgrabungen weiter zu verfolgen und aufzuklären.

Nachdem ich die Fossilführung der Kiesterrassen am Goldapgar-See im Frühjahr 1906 nachgewiesen und eingehend untersucht hatte, ging ich dazu über, auch die Vorkommen von Terrassenkalk durch tiefe Schürfe zusammen mit ihren liegenden Schichten auf ihre Fossilführung zu prüfen.

Bereits der erste Schurf am südlichen Steilufer des Goldapgar-Sees in dem v. Morstein'schen Wäldchen nahe dem Mühlengrundstück von Kruglanken lieferte reichliche Fossilfunde. In diesem Wäldchen erstreckt sich ein etwa 250 m langes und 140 m breites Terrassenkalklager, das meist von einer Flugsanddecke oberflächlich verhüllt ist und eine Mächtigkeit des Kalkes von 25 cm bis 1,10 m aufweist. Am Steilufer des Sees, das hier etwa 10 m Höhe besitzt, wurde ein ebenso tiefer Schurf bis auf den Seespiegel niedergebracht, der im Sommer 1906 u. a. von F. Wahnschaffe eingehend besichtigt wurde.

Der Aufschluß zeigte zunächst bedeutende Gehänge-Rutschungen, Erscheinungen, die bei der Beurteilung des Aufbaues von Steilufern ohne tiefere Aufschlüsse immer wieder zur Vorsicht mahnen. Auch hier zieht sich der Seekalk bedeutend tiefer am

---

[1]) C. Gagel, Aufnahmebericht über die Blätter Lötzen und Steinort (Dies. Jahrb. für 1898) und Aufnahmebericht über die Blätter Angerburg und Kruglanken (Dies. Jahrb. für 1899, S. LXIV—LXXIV).

[2]) P. G. Krause, Aufnahmebericht über Blatt Kutten (Dies. Jahrb. für 1900, S. LXXX).

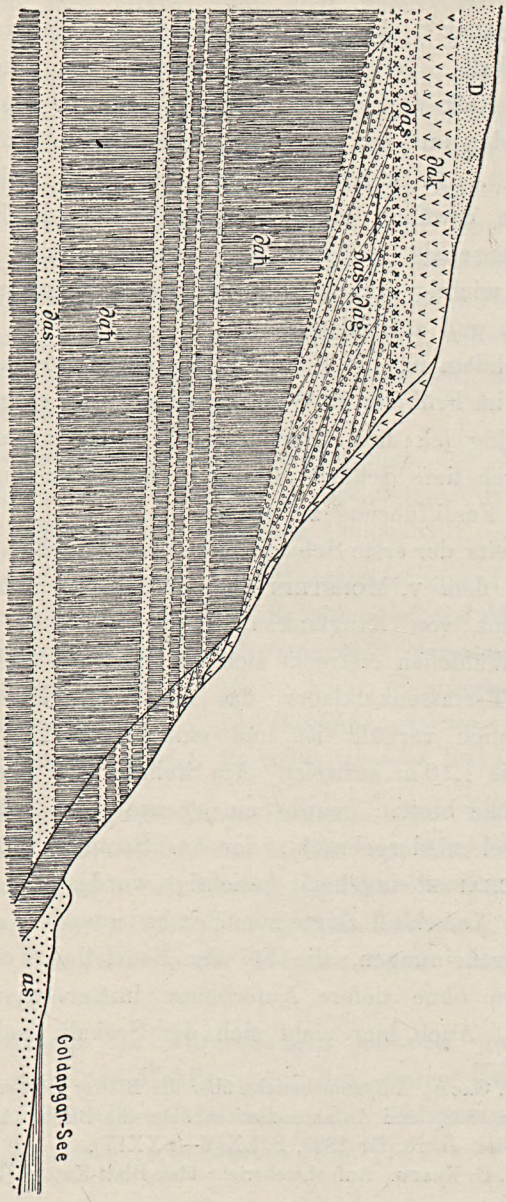


Fig. 12. **Steilhang am Südufer des Goldapgar-Sees im Morstein'schen Wäldchen bei Krueglanken mit dem Terrassenkalk-Lager an der Oberfläche.**

Gehänge hinab wie die natürliche Ablagerung. Über der ebenen Bank des Terrassenkalkes liegt Dünensand, unter ihr zunächst kiesiger kalkreicher Sand mit einer Geröllebank an der Basis. Darunter folgen diskordant geschichtete kiesige Spatsande mit zwischengelagerten Kiesbänken. Das Liegende dieser Terrassenablagerungen bilden mächtige Schichten von feinsandigem Magerton mit Sandlagen und größeren Sandbänken. Der Seesand am Seeufer ist randlich durch Frühjahrstreibeis emporgepreßt. Das folgende Profil (Fig. 12) gibt einen Querschnitt des seinerzeit ausgeführten Schurfes wieder.

Fossilien enthält die Terrassenkalk-Bank reichlich, die liegenden kiesigen Spatsande und der feinsandige Magerton erweisen sich fossilfrei.

Noch wichtiger erscheint die Untersuchung des etwas weiter nördlich der Mühle Kruglanken am Wege nach Przerwanken (Wiesental) gelegenen Terrassenkalk-Vorkommens, das etwa 1 Kilometer lang und 200—400 m breit ist und somit das größte Seekalklager dieser Gegend darstellt. Bei der näheren Untersuchung dieses bereits von P. G. Krause kartographisch auf Blatt Kutten dargestellten Lagers stellte sich heraus, daß die Seekalk-Ablagerung gleichmäßig über Höhen wie Vertiefungen den Sand zusammenhängend überzieht (Fig. 13). Zur Zeit des Mauerseebecken-

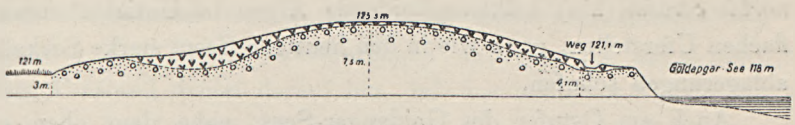


Fig. 13. **Profil durch das große Seekalklager der Kalkwerke Kruglanken.**

Stadiums muß demnach auch hier im Gebiet niedrigerer Terrassen der See sich ausgedehnt und gleichmäßig an tiefen wie an seichten Stellen nahe dem einstigen Ufer den Seekalk abgelagert haben. Am Wege ist der Seekalk 40—50 cm mächtig, in der Niederung zwischen beiden Bergen 60 cm bis 1 m und am Südhang 60 cm. An einigen Stellen wird die Seekalkdecke ganz dünn und der liegende Sand und Kies tritt fast zutage. Am mächtigsten ist der Seekalk am Westabhang, wo er auf größere Strecken 1,80 m mäch-

tig erscheint. Die Lage dieser ausgedehnten Kalkablagerung an der Oberfläche, die Möglichkeit der trockenen Gewinnung des Kalkes, die bis dahin nicht erkannte Mächtigkeit des Vorkommens und die hohe Reinheit des Kalkes (vergl. die chemischen Analysen S. 305) führten seinerzeit auf meine Veranlassung zur Gründung der Düngekalkfabrik der Kruglanker Kalkwerke, die für die ostpreußische Landwirtschaft eine gewisse Bedeutung erlangt haben. In den eigenen Schürfen wie in den späteren Aufschlüssen des Kalkwerkes haben sich, nach einer Bestimmung von H. Menzel, folgende Schneckenarten gefunden:

Planorbis Stroemi Westerl.
» *borealis* Lovén
» *nautileus* L.
Sphaerium corneum L.
Valvata piscinalis Müll.
Bithynia tentaculata L.
Pisidium amnicum Müll.
» sp.

Das in den Kruglanker Seekalken nachgewiesene Vorkommen von Characeenresten sowie die Kalkabscheidung selbst zeigt, daß schon in dem gewaltigen Staubecken des Mauerseegebietes unter subarktischen Verhältnissen (darauf weist das Auftreten von *Planorbis Stroemi* hin) kalkausscheidende Algen in Untiefen und an flachen Uferstellen, ganz wie in den heutigen Seen, starke Seekalkablagerungen schufen.

Auch am Ostufer des Goldapgar-Sees, nahe dem oben erwähnten *Unio*-Fundort, tritt am südlichsten Haus von Jesziorowken auf der Oberfläche der Hochterrasse ein winziges Seekalk-Vorkommen auf. In der nur 1—2 Zoll starken schneeweißen Kalkbank sind zahlreich große Pisidien enthalten.

Ein anderes interessantes fossilführendes Terrassenkalk-Vorkommen befindet sich am Nordufer des Goldapgar-Sees in der Nähe von Kl. Eschenort, dort, wo eine tiefe Erosionsschlucht in den See einmündet und eine Lücke in dem 8—10 m hohen Steilufer hervorruft. Die beigegebene Abbildung (Fig. 14) zeigt das muldenförmig gelagerte Seekalklager nach einer seinerzeit von mir

vom Boot aus aufgenommenen Photographie. Auf einer Strecke von etwa 200 m Länge ist das weißliche bis gelbe sandige Terrassenkalklager an dem Steilufer in einer Mächtigkeit von $^1/_2$ m vorhanden. Eine braune eisenschüssige Auslaugungsdecke liegt an manchen Stellen über dem Kalk, der Fossilien in großer Zahl enthält. Fig. 15 gibt das Profil der Ablagerung wieder.



Fig. 15. **Terrassenkalklager am Nordufer des Goldapgar-Sees bei Kl. Eschenort.**
Maßstab 1 : 2000 bei doppelter Überhöhung.

Die Lagerungsverhältnisse und die Fossilführung der Terrassenkiese und Terrassenkalke auf der Hochterrasse des Goldapgarsee-Gebietes zeigen bereits, daß diese Ablagerungen nichts mit den in den vorigen Kapiteln besprochenen Interstadialbildungen zu tun haben. Diese Hochterrasse gehört — in Übereinstimmung mit den früheren Forschern — einem ehemaligen sehr ausgedehnten Mauersee-Staubecken an. Die Altersbeziehungen der Ablagerungen des Mauersee-Staubeckens (d. h. der Terrassenfauna) zu den Interstadialbildungen (d. h. der Interstadialfauna) werden im folgenden Kapitel noch näher erörtert werden. Es mag aber bereits hier darauf hingewiesen werden, daß echte Interstadialbildungen im Liegenden der Terrassenablagerungen auftreten (S. 329 — 330). Dieser Umstand deutet darauf hin, daß das Mauersee-Staubecken jünger als das Interstadial ist. In der Tat sind die Terrassenablagerungen des Mauersee-Staubeckens jünger als die Interstadialablagerungen, sie sind nämlich etwa gleichzeitig oder wenig später als die schwachen Moränenablagerungen entstanden, die beim letzten Vorstoß des Inlandeises die Interstadialbildungen bedeckten und in sich aufnahmen.

VI. Schlußfolgerungen.

Die einheitliche und auf viele Meilen Landes gleichartige Entwicklung der Interstadialablagerungen und die gleichmäßige Aufeinanderfolge ihrer einzelnen Schichten lassen es recht unwahr-

scheinlich erscheinen, daß hier lauter kleine Einzelseen und winzige Wasserbecken bestanden hätten und ganz in der gleichen Weise verlandet wären. Vielmehr handelt es sich aller Wahrscheinlichkeit nach um ein einziges großes Phänomen, um einen großen interstadialen Stausee im Bereiche der heutigen Landschaft Masuren [1]). Er ist beim Hauptrückzug des Inlandeises in den letzten Phasen der Eiszeit entstanden und bald von einer individuenreichen, aber artenarmen Fauna von zweifellos etwas arktischem Einschlag besiedelt worden.

Dieser Stausee muß lange Zeiten als offenes, flaches Wasserbecken bestanden haben, sonst hätten sich nicht auf seinem Grunde die verschiedenen Faulschlammbildungen (kalkreicher Magerton-Süßwassermergel, Seekalk und Sapropelit) absetzen können. Durch wiederholte Veränderungen der Lage des Eisrandes in den nördlicheren Gebieten ist der flache Stausee vermutlich im Laufe der Zeiten in einzelnen Teilen zeitweise trocken gelegt worden, worauf die eingelagerten Moorbildungen, Moosbänke und eingeschwemmten Pflanzenreste hinweisen. Die hangende braune fette Tonbank scheint erst beim Wiederherannahen der Gletschermassen durch Gletschertrübe abgesetzt zu sein. Sie ist wohl kurz zuvor entstanden, ehe das Inlandeis bei seinem letzten Vorstoß das Gebiet des ehemaligen Stausees wieder überdeckte und seine Moränen über den alten Seegrund ausbreitete [2]).

Da die Ablagerungen dieses interstadialen Stausees bisher hauptsächlich nur in Masuren nachgewiesen sind (vergl. die beigegebene Tafel 28) und in ähnlicher Verbreitung vermutlich in keiner anderen Gegend Norddeutschlands auftreten, glaube ich

---

[1]) Dieser lediglich auf Masuren beschränkte interstadiale Stausee hat selbstverständlich nichts mit dem weiter unten erwähnten, auch zeitlich verschiedenen, gewaltigen Stauseebecken zu tun, das Kaunhowen und Krause annehmen.

[2]) In einigen Teilen des interstadialen Stausees, vor allem wohl in seinen nördlicheren eisnäheren Gebieten, hatten sich auch mächtigere Ablagerungen des hangenden fetten braunen Tones durch Gletschertrübe des wieder herannahenden Eises abgesetzt und wurden zum Teil infolge ihrer Plastizität bei der nochmaligen Eisbedeckung emporgepreßt und in ungefähr südlicher Richtung verschleppt, worauf bereits (S. 333) hingewiesen wurde.

diese Erscheinung als das »masurische Interstadial« mit Recht bezeichnen zu können.

Der interstadiale Stausee hatte zweifellos lange Zeiten bestanden und nicht unbedeutende Faulschlammablagerungen auf seinem Grunde abgesetzt, als das Inlandeis noch einen letzten Vorstoß in das Gebiet des interstadialen Stausees unternahm. Man kann wohl annehmen, daß vorher zur Zeit des Bestehens dieses Stausees, der Rand des Inlandeises weit nördlich von dem Gebiet des heutigen Baltischen Höhenrückens gelegen hatte und dieses bereits stark abgeschmolzen war, ehe es bei einer letzten Oszillation den interstadialen Stausee unter einer dünnen Moränendecke begrub. Dieser letzte Vorstoß[1]) der Gletschermassen erstreckte sich wahrscheinlich über das ganze Gebiet des interstadialen Stausees. Die weichen Faulschlammablagerungen des interstadialen Staubeckens wurden von dem vordringenden Eis aufgepreßt, gefaltet, aufgeblättert und teilweise zerrissen eingebettet in die wenig mächtige Grundmoräne, die das bereits stark in seiner Mächtigkeit zurückgegangene Inlandeis noch ablagern konnte.

Als das Inlandeis bei seinem Vorrücken seine von den herrschenden klimatischen Verhältnissen bestimmte südliche Grenze erreicht hatte und nunmehr völlig stillstand, begann seine letzte, endgültige Abschmelzperiode. Der meilenweite hohe und breite Endmoränenkamm, der am Südrande des Baltischen Höhenrückens entlangläuft, bezeichnet die Südgrenze, bis zu welcher jener letzte Vorstoß des Inlandeises vordrang, der das masurische Interstadialbecken begraben hatte. Weite Sander-Flächen breiten sich am Fuße des hochgelegenen Endmoränenkammes nach Süden zu vor

[1]) Im Gegensatz zu E. Harbort schließe ich aus den Erscheinungen der vielen Interstadialprofile nur auf einen einzigen nochmaligen Vorstoß des abschmelzenden Inlandeises nach der Interstadialzeit, nicht auf zahllose ständige Oszillationen des Eisrandes. Die zwischen 4 oder 5 Interstadialbänken zwischengelagerten Geschiebemergellagen weisen durchaus nicht auf 4—5 Oszillationen des Eises hin, sondern auf eine Aufblätterung des Untergrundes durch einen einzigen Vorstoß. Das beweist ja schon der Umstand, daß vielfach in ein und demselben Profil die Schichten einerseits aufgeblättert und dann wieder in einer einzigen Bank vereinigt auftreten (vergl. z. B. die Profile Va, XII und XVI).

ihm aus, die von den Schmelzwässern des Inlandeisrandes abgelagert wurden[1]). Dann begannen bereits innerhalb der noch geschlossenen, stilliegenden Inlandeismasse auf den zahlreichen großen Klüften und Spalten, die das Eis durchzogen, infolge der oberflächlichen Sonnenbestrahlung und der zirkulierenden Spaltenwässer Ausschmelzungen, die schließlich zur Bildung lokaler kleiner wie großer Eislöcher innerhalb des geschlossenen Eises führten. Aus den Eislöchern entwickelten sich allmählich lokale Wasser-Staubecken im Eise, in denen sich bald auch eine Fauna einfand, dieselbe, die oben als Terrassenfauna bezeichnet worden ist. Am besten kann man die Entwicklung dieser örtlichen Staubecken an dem Beispiel des Haaszner Seebeckens in der Borker Heide feststellen.

Auf langhinziehenden, oben offenen Spalten und Klüften im Eise, die durch Abschmelzen sich immer mehr erweiterten, entstanden zunächst im Untergrund des Eises durch die strudelnden Schmelzwässer tief ausgewaschene Kolke, flußähnlich langgestreckte, z. T. etwas gewundene subglaziale Rinnen. Sie sind noch heute als Rinnenseen erhalten (z. B. der Litigaino-See im Haaszner Seebecken). Durch weiteres Abschmelzen des umgebenden Eises rings um die Spalten bildeten sich dann auch flachere Auswaschungswannen, in denen aber die zuerst angelegten tief ausgekolkten Rinnen noch deutlich wahrnehmbar sind (Haaszner See). Als endlich auch das Eis zwischen den benachbarten Einzelspalten und noch weiter

[1]) Der geographisch scharf hervortretende Endmoränenkamm längs des Südrandes des ganzen Baltischen Höhenrückens mit seiner weiten Sanderfläche, die ihn durch ganze Provinzen hindurch begleitet, stellt demnach die Südgrenze des allerletzten Vorstoßes des Inlandeises am Ende der letzten Eiszeit dar und läßt keinerlei Schlüsse darüber zu, wie weit das Inlandeis während der Hauptausbreitungszeit innerhalb der letzten Eiszeit nach Süden sich erstreckt hat. Der Umstand, daß die Kammendmoräne des Baltischen Höhenrückens mit seinem ausgedehnten Sander-Vorland die Südgrenze des letzten Vorstoßes des Inlandeises am Ende der letzten Eiszeit darstellt, erklärt ihre wunderbar modellartige Erhaltung, die auffällig wäre, wenn es sich nur um eine, wenn auch lange Zeiten innegehaltene Zwischen-Staffel während des ruckweisen Zurückweichens des Inlandeises von seiner südlichsten Ausbreitungszone aus in der letzten Eiszeit handelte.

am Rande abschmolz, erlahmte die Strudeltätigkeit und Erosionskraft innerhalb des nun größeren Eisloches und es entstand ein am Rande flaches großes Staubecken, das rings von Eis umgeben war. Am Ufer und auf den bis zuletzt mit Eis bedeckten Teilen zwischen den ursprünglichen Einzelspalten bildete sich im Laufe der Zeit eine Strandterrasse. Endmoränenketten umsäumen rings die Terrassenränder des ehemaligen großen Haaszner Seebeckens, über deren Entstehung noch weiter unten zu sprechen sein wird. Nur im Süden und Norden unterbricht eine breite Pforte den Endmoränenring. Hier dehnt sich ein deutliches Urstromtal aus, in dem einst die Schmelzwässer des Eises zu- und abflossen. Durch die Südpforte ist dann später, als das Eis bis in diese Gegend hinein völlig abgeschmolzen war, das angestaute Wasser des Haazner-Seebeckens abgeflossen, wodurch die Terrassen trocken gelegt wurden und das große einheitliche Seengebiet in zahlreiche Einzelseen zerfiel.

Noch etwas länger bestand das bedeutend größere Mauerseebecken. Seine hochgestaute Wassermenge konnte erst dann in das nördlich gelegene niedrigere Skallischer Becken abfließen, als der Rand des Inlandeises bereits viel weiter nördlich lag und im Süden völlig oder wenigstens nahezu ganz abgeschmolzen war. Dann traten plötzlich seine Hochterrassen [1]) zutage, und das gewaltige Seebecken löste sich in eine Reihe von Einzelseen auf.

Man erkennt hierin die Wichtigkeit und Tragweite der vorliegenden Forschungen. Sie gestatten uns, auch das bisher kaum näher behandelte Gebiet der Entstehung der zahllosen Seen auf der Höhe des Baltischen Höhenrückens zu klären.

Die Erkenntnis, daß diese Seen stets zu gewissen Systemen mit einer gleichhohen Strandterrasse sich zusammenschließen, die einem einzigen geschlossenen Staubecken gehört — der Nachweis, daß die jeweilige Staubeckenhauptterrasse eines bestimmten Seen-

[1]) Abgesehen von der höchsten Hauptterrasse ist auch eine zweite niedrigere Terrasse im Mauerseegebiet vorhanden. Dieser Umstand deutet darauf hin, daß bei immer weiterem Rückzug des Eises die Möglichkeiten des Abflusses der angestauten Wassermassen in niedrigere Gebiete zunahmen und daß infolgedessen das Absinken des Wasserspiegels des Mauerseebeckens ruckweise erfolgte.

systems in ihrer Höhenlage völlig abweicht von der Hauptterrasse eines benachbarten Seenkomplexes (die Uferkante der Hauptterrasse des Mauerseebeckens liegt z. B. bei 350 Fuß, diejenige des Haaznerbeckens bei 380 Fuß), machen es in hohem Grade wahrscheinlich, daß diese großen Staubecken (Seensysteme) in völlig getrennten Eislöchern sich unabhängig von einander gebildet haben. Ebenso weist der Bau und die Beschaffenheit der Einzelseen unzweifelhaft auf die oben skizzierte Art der Entstehung von isolierten Staubecken in der Umgebung größerer Eisspalten hin.

Diese Ergebnisse werfen aber weiter ein helles Licht auf das seit einem Jahrzehnt umstrittene Terrassenproblem in Masuren. F. Kaunhowen und P. G. Krause haben im Sommer 1904 eine Abhandlung [1]) über diesen Gegenstand abgeschlossen und veröffentlicht. Ausgehend von den tatsächlich vorhandenen und in einem großen Gebiet auftretenden Terrassen des Mauerseegebietes gliedern beide Autoren alle weiteren höher gelegenen Terrassen anderer, z. T. kleiner isolierter Staubecken auf der Höhe des Baltischen Höhenrückens ohne Rücksicht auf die lokalen Verhältnisse zu einem fortlaufenden System an einander an. Da in allen Höhenlagen des seenreichen Baltischen Höhenrückens kleine und große isolierte Staubecken mit Terrassen in großer Anzahl vorhanden sind, erhalten sie eine fortlaufende Reihe immer höherer Terrassen, deren höchstgelegene sich bis 600 Fuß über den Meeresspiegel erheben. Kaunhowen und Krause schließen daraus auf das ehemalige Vorhandensein eines gewaltigen, tiefen Stausees gegen Ende der Eiszeit, aus dem nur die höchsten Spitzen des Baltischen Höhenrückens als Inseln hervorragten, der von Ostpreußen allein nach Osten weit in das Innere von Rußland bis an den Fuß der Lysa Gora und an die Vorberge der Karpaten gereicht habe. Ist schon eine solche theoretische Annahme an sich unwahrscheinlich — verstößt sie doch gegen die allgemein anerkannten Grundsätze der Diluvialgeologie (sie bezieht z. B. die

[1]) F. Kaunhowen und P. G. Krause, Beobachtungen an diluvialen Terrassen und Seebecken im östlichen Norddeutschland und ihre Beziehungen zur glazialen Hydrographie. (Dies. Jahrb. für 1903, Bd. XXIV, S. 440—453.)

ausgedehnten typischen Sander-Bildungen am Südabfall des Baltischen Höhenrückens ohne weiteres in dieses Staubecken hinein) — so ist die Beweisführung noch weniger überzeugend. Infolge des Seenreichtums des ganzen Baltischen Höhenrückens und der damit in Verbindung stehenden zahlreichen isolierten Staubecken gelingt es natürlich, vermeintlich dieselbe Terrasse auch in anderen Gegenden wieder aufzufinden. Nur zu oft muß man allerdings, wenn die Terrasse des isolierten Staubeckens keiner der festgestellten Hauptterrassen entspricht, eine neue Zwischenstufe annehmen. Der praktische Versuch, überall dieselben Hauptterrassen wieder aufzufinden, hat dann weiter noch dazu geführt, daß außer den wirklich vorhandenen Terrassen eine große Anzahl von problematischen Terrassenspuren als echte Terrassen angesehen worden sind. Vor allem sind Hügel und Bergzüge, an denen zwei verschiedene Bodenarten (z. B. Kies und Geschiebemergel) auftreten und infolge verschiedener Erosion natürlich Absätze an der Grenze beider Schichten zeigen, irrtümlich stets als typische Terrassen angegeben. Daß dabei viele dieser vermeintlichen Terrassenspuren im Gelände mit starker Neigung bergab laufen und überhaupt an Ort und Stelle der Nachprüfung nicht standhalten, geht aus den leider sehr veralteten topographischen Karten Masurens nicht zur Genüge hervor. Ich habe bereits im Jahre 1904 derartige Bildungen ausdrücklich als »problematische Terrassenspuren« bezeichnet und abgebildet. (Dies. Jahrbuch für 1904, S. 824.)

Als weiteres Beispiel einer masurischen Landschaft mit vermeintlichen Terrassen in verschiedener Höhe übereinander mag das beifolgende Bild (Fig. 16) dienen, das namentlich an der obersten Terrainkante links oben im Bilde die starke Neigung der vermeintlichen Staubeckenterrasse wiedergibt.

Nachdem ich in jahrelanger gemeinsamer Tätigkeit mit beiden Herren in denselben Gebieten alle ihrer Theorie zugrunde gelegten Beobachtungspunkte persönlich kennen gelernt und die Terrassentheorie ein Jahrzehnt lang sorgfältig nach allen Seiten geprüft habe, glaube ich ohne Voreingenommenheit feststellen zu können, daß die zwar einfache Terrassentheorie keineswegs den

komplizierten Verhältnissen und Erscheinungen Rechnung trägt, die der Baltische Höhenrücken aufweist. F. Wahnschaffe ist auf Grund vielfacher Besichtigungen der Hauptbeweisstellen bereits früher zur Ablehnung[1]) der Terrassentheorie gelangt. Es würde hier zu weit führen, noch auf den wichtigen Umstand näher einzugehen, daß die Terrassentheorie überhaupt keine Erklärung für die Entstehung des inneren Baues unserer Seen gibt. So kann sie weder die Rinnenseen noch jene im allgemeinen flacheren Seebecken erklären, in denen hie und da eine tief ausgekolkte Rinne auftritt. Alle diese Erscheinungen sind aber sofort verständlich durch die oben auseinandergesetzte Theorie der Entstehung der Seen[2]) aus isolierten Staubecken, die sich im stilliegenden Eise in der letzten Abschmelzperiode in der Umgebung größerer Eisspalten allmählich bildeten.

Noch kurz mag auf die bereits oben erwähnte Tatsache hingewiesen werden, daß die Stauseebecken Masurens mit ihren heutigen hochgelegenen ehemaligen Strandterrassen oft an mehreren Seiten umsäumt werden von einem Kranz einer schmalen, modellscharfen Endmoränenkette, die durch ihre vorzügliche Erhaltung und Gestalt bereits verrät, daß ihre Entstehung im letzten Ausgange der Eiszeiten unter besonders günstigen Umständen erfolgt ist. Solche Endmoränenketten umgeben z. B. als Halbring den Goldapgarsee und in noch größerem Umfange die Seen des Haaszner Seengebietes. Sie sind auch im Gebiete des großen Mauerseebeckens in ihren weiten, den ehemaligen Uferrändern des Mauersee-Staubeckens folgenden Bogen überall erkennbar, wie dies die in diesem Jahrbuche (1904) erschienene »Übersichtskarte des Mauersee-Gebietes in jungdiluvialer Zeit« vorzüglich wiedergibt. Wie sind nun diese Stausee-Randendmoränen zu erklären? Sie stimmen durchaus nicht überein mit den großen Rückzugslinien des Inlandeises, mit denen sie sich vielfach winkelig und oft auch senkrecht schneiden. Sie verwirren

[1]) F. Wahnschaffe, Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. III. Aufl., 1909, S. 271—272.

[2]) Eine ausführlichere Darstellung der »Entstehung der Seen des Baltischen Höhenrückens« befindet sich zurzeit noch in Bearbeitung.

in ihrer großen Fülle und Mannigfaltigkeit derart, daß es bisher nicht möglich war, in den Seengebieten des Baltischen Höhenrückens in Masuren die Haupt-Rückzugslinien des Inlandeises von ihnen zu scheiden. Die Stauseebecken waren, wie erwähnt, mitten im geschlossenen stillliegenden Inlandeise auf Spalten als kleinere wie große Eislöcher entstanden und bestanden als solche längere Zeiten. Als das Inlandeis später immer mehr abschmolz und der südliche Eisrand sich den Stauseebecken immer mehr näherte, begann das Eis in der Umgebung der Stauseen ebenfalls stark abzuschmelzen und hinterließ an der Stelle des alten Eisrandes um den Stausee einen schmalen Endmoränenwall. In Gegenden, wo keine Stauseen in Eislöchern vorhanden waren und eine eigene getrennte Abschmelzung im Inlandeis erfuhren, hat das schmelzende Inlandeis nur an den größeren Stillstandslagen einheitliche Endmoränenzüge größeren Stils hinterlassen, die in ihrer Lage die allgemeine Rückzugslinie des Inlandeises wiedergeben. In den Stauseegebieten erfolgte das Abschmelzen des Eises entsprechend den vielgestaltigen Umrissen dieser gewaltigen Eislöcher nach allen möglichen Richtungen, vielfach sogar vorwärts auf den Haupteisrand zu und auch senkrecht zu ihm. In den großen Zwischengebieten zwischen den einzelnen Staubecken erfolgte der Rückzug des Inlandeises regelmäßig von Süden nach Norden und hinterließ örtlich die Sanderflächen und Urstromtäler, welche neue Verbindungen zwischen den getrennten Staubecken schufen, sowie den Ablauf der angestauten Wassermengen und die Trockenlegung der Strandterrassen sowie die Entstehung zahlreicher Einzelseen zur Folge hatten. Es erfolgt stufenweise derselbe Vorgang in umgekehrter Reihenfolge, der einst zur Bildung der Staubecken geführt hatte. Das Staubecken zerfällt wieder in seine ursprünglichen Elemente, die die Erosion auf den Eisspalten geschaffen hatte und die heute als Einzelseen in ihrem Bau und ihrer Gestalt die Geschichte ihrer Entstehung widerspiegeln.

Die geologischen Vorgänge, die in den letzten Phasen der Eiszeit auf der Höhe des Baltischen Höhenrückens sich abspielten, lassen sich am besten in folgender Zusammenstellung erkennen:

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Lage des Inlandeises	Ablagerungen und geologische Vorgänge im Gebiete des Baltischen Höhenrückens in Masuren
I. Südrand im Norden von Ostpreußen nördlich von Masuren.	Entstehung des masurischen Interstadial-Staubeckens. Faulschlammablagerungen in demselben mit einer Fauna von annähernd arktischem Einschlag.
II. Langsames Vorrücken des Eises.	Teilweise Ablagerung von Deckton in einigen Teilen des masurischen Interstadialbeckens.
III. Letzter Vorstoß des Inlandeises in das Gebiet des Baltischen Höhenrückens.	Ablagerung einer Grundmoräne von wenigen Metern Mächtigkeit. Aufnahme der vom Eise beim Vorrücken aufgefalteten und aufgeblätterten fossilführenden Interstadialbildungen in die Moräne.
IV. Stillstand des Inlandeises und Beginn der endgültigen Abschmelzung desselben.	1. Entstehung der weiten Sander-Flächen längs des ganzen Südabhanges des Baltischen Höhenrückens. 2. Entstehung isolierter Staubecken in der Umgebung größerer Eisspalten inmitten des abschmelzenden Inlandeises. Besiedelung der Staubecken mit annähernd subarktischer Fauna. Ablagerung von Seekalk in Buchten und Untiefen. 3. Ablagerung randlicher Endmoränen um die Staubecken herum. 4. Entstehung größerer Decktonablagerungen in einer Anzahl dieser Staubecken.
V. Langsamer Rückzug des im Süden allmählich abschmelzenden Inlandeises.	Ablagerung zahlreicher Endmoränenstaffeln. Örtliche Entstehung von Urstromtälern zwischen nunmehr in Verbindung tretenden, bisher getrennten Staubecken.
VI. Weiterer Rückgang des Inlandeises nach Norden. Masuren bereits eisfrei. (Eisrand etwa wie I.)	Ablaufen des angestauten Wassers der Staubecken in eisfrei werdende niedrigere Gebiete. Hervortreten der Hochterrasse. Gliederung der Staubecken in eine Anzahl von Einzelseen. Entstehung neuer nördlicher gelegener Endmoränenstaffeln.
VII. Völliger Rückzug des Inlandeises aus Norddeutschland (Ende der Eiszeit).	Keine Ablagerungen in Masuren. Allmählicher Übergang der annähernd subarktischen Fauna der Einzelseen in die heutige Fauna.
VIII. Alluvium	Beginn der Verlandung einzelner Seenteile (Torfbildung). Absatz neuer Seekalk (Wiesenkalk)-Lager.

So hat die Erforschung des masurischen Interstadials nicht nur den Bau, die Beschaffenheit und die Entstehung dieser eigenartigen Ablagerungen geklärt, sondern auch ermöglicht, ein Gesamtbild der Erscheinungen zu gewinnen, die im Ausgange der letzten Eiszeit auf der Höhe des Baltischen Höhenrückens vor sich gingen. Ein Hinblick auf die großen Schwierigkeiten, die sich in anderen Teilen des Baltischen Höhenrückens, z. B. in Pommern und Mecklenburg, diesen Untersuchungen entgegenstellen, läßt die besondere Bedeutung des masurischen Interstadials für die gesamte Diluvialgeologie Norddeutschlands klar erkennen.

Berlin, den 9. Oktober 1914.

Über die spätglazialen Conchylien-Faunen Ostpreußens.

Von Herrn **Hans Menzel** in Berlin.

Die ebenso reichhaltigen wie interessanten jungglazialen Conchylien-Faunen Ostpreußens, die schon seit über 10 Jahren hier und da beobachtet, aber erst in letzter Zeit in ihrer ganzen Bedeutung erkannt und gewürdigt worden sind, haben schon zu einer ziemlich reichen Literatur Veranlassung gegeben. Leider ist es nicht möglich gewesen, diese Ablagerungen einheitlich und zusammenhängend zu bearbeiten und so ein geschlossenes Bild von der Faunen-Entwicklung Ostpreußens zu geben, da die Zahl der Beobachter und Sammler dieser Faunen zu groß ist. Auch im folgenden wird es nur möglich sein, einen Teil des vorhandenen Materiales, das im übrigen ziemlich vollständig durch meine Hände gegangen ist, zu berücksichtigen.

Die Bestimmungsergebnisse des zur Bearbeitung vorliegenden Materiales sind schon in mehreren, zum Teil kleineren Arbeiten verwendet worden, so in den Aufnahmeberichten des Herrn Hess von Wichdorff in diesem Jahrbuch für 1905 und 1907 und in einem Vortrage desselben Herrn auf der Versammlung der Deutschen Naturforscher und Ärzte in Königsberg im Jahre 1910. Eine ausführlichere Besprechung erfuhr das von Herrn Hess von Wichdorff gesammelte Material sodann in meiner Arbeit über »die Klimaänderungen und Binnenmollusken im nördlichen Deutschland seit der letzten Eiszeit«. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 62, 1910). An den damals festgelegten Ergebnissen hat sich

seitdem kaum etwas geändert, nur bin ich heute in der Lage, die Fauna der Schichten etwas vollständiger anzugeben.

Die Lagerungsverhältnisse der fossilführenden Schichten sind im Vorstehenden von Herrn Hess von Wichdorff eingehend geschildert. Danach lassen sich diese gliedern in echte Interstadialbildungen, wie sie auch Harbort[1]) beobachtet und eingehend beschrieben hat. Es sind das sandige, tonige, faulschlammhaltige, kalkige und auch torfige Bildungen, die durchweg wieder von Grundmoräne oder endmoränenartigen Bildungen überlagert werden. Man muß diese Bildungen deshalb als Interstadialbildungen bezeichnen. An sie schließen sich andere Ablagerungen an, die ich in meiner Klima-Arbeit im Anschluß an Hess von Wichdorff als Decktone bezeichnet hatte, ein Ausdruck, mit dem sich Herr Harbort nicht recht einverstanden erklärt hat. Diese Decktone Hess von Wichdorff's werden nach seinen neueren Angaben zum Teil von Geschiebemergel wieder überdeckt. Sie sind also, was Hess von Wichdorff schon 1910 zum Ausdruck brachte, tatsächlich zeitlich äquivalent den Interstadialbildungen, in die sie ja übergehen.

Außer diesen genetisch sehr nahe verwandten Bildungen hat Herr Hess von Wichdorff noch eine andere Gruppe von fossilführenden Ablagerungen untersucht und auf ihren Fossilinhalt geprüft. Es sind das seine alten Terrassenbildungen, die an ihrer Basis feinsandige und tonige Schichten mit einer spärlichen Fauna führen und darüber kiesige Bildungen mit einem erheblichen Fossilreichtum. Nach oben zu werden diese sandig-kiesigen Terrassenbildungen an manchen Orten von Terrassenkalken überlagert, deren Fauna einen etwas anderen Charakter besitzt. Da diese Terrassenbildungen nicht mehr von echten Moränenablagerungen überdeckt werden, so darf man sie auch nicht zu den Interstadialbildungen ziehen, wenn auch ihre tiefsten Schichten wohl gleichzeitig mit ihnen entstanden sind.

[1]) E. Harbort, Über fossilführende jungglaziale Ablagerungen von interstadialem Charakter im Diluvium des baltischen Höhenrückens in Ostpreußen, Dieses Jahrb. für 1910, Bd. XXXI, Teil II, S. 81—128.

Im Anschluß an diese im Gebiete des Baltischen Höhenrückens auftretenden spätglazialen Bildungen mögen noch einige Vorkommen von spätglazialen Faunen weiter im Norden bei Sarkau am Anfang der Kurischen Nehrung Erwähnung finden.

Echte Interstadialbildungen.

Ablagerungen dieser Art fanden sich hauptsächlich in den verschiedenen Bahneinschnitten der Neubaustrecke bei Orlowen. So liegen mir aus einer hellgrauen Kalkbank an der Nordseite von Bahnhof Orlowen folgende Arten vor:

Limnaea ovata Drp. var. *lacustrina* Cl.
» *mucronata* Held var. *bartholomaea* Cl.
Planorbis borealis Lovén
Pisidium pallidum Gass.
» *roseum* Scholtz.

Aus einer Moosbank an derselben Stelle bestimmte ich:

Limnaea ovata Drp.
» *mucronata* Held.
Planorbis borealis Lovén
Pisidium sp.

Aus Material vom Bahnhof Orlowen (vor dem Bahnhofsgebäude) bestimmte ich:

Limnaea stagnalis L.
» *truncatula* Müll.
» *ovata* Drp.
» *mucronata* Held.
Planorbis borealis Lovén
Valvata Andreaei Menzel
Anodonta sp.
Pisidium sp.

Vom Pietrascher Weg bei Orlowen liegen vor:

Limnaea ovata Drp.
Pisidium sp.

Vom Wäldchen westlich Wessolowen erhielt ich:

Limnaea stagnalis L.
Planorbis borealis Lovén
Pisidium sp.

Die Fauna eines weißen Kalkes unter Geschiebemergel am Wassergraben von Jorkowen besteht aus:

Limnaea stagnalis L.
Planorbis sp.
Sphaerium duplicatum Cl.
Pisidium sp.

Bei Grünheide fand sich:

Limnaea stagnalis L.
» *peregra* Müll.
Pisidium sp.

Im Einschnitt bei Steinbach:

Limnaea ovata Drp.
» *stagnalis* L.
Planorbis sp.
Pisidium sp.

Der Einschnitt II ergab:

Limnaea stagnalis L.
Planorbis borealis Lovén
Valvata Andreaei Menzel
Pisidium sp.

Der Einschnitt V:

Planorbis borealis Lovén
Pisidium sp.

Kalk aus dem Einschnitt VIII enthielt Pisidien.

Der Einschnitt XIII ergab:

Limnaea stagnalis L.
» *ovata* Drp.
Planorbis borealis Lovén
Pisidium sp.

Die Decktone.

In Proben, die mir aus der Ziegelei Kl. Schwalg von Herrn Hess von Wichdorff vorgelegt wurden, fand ich:

Sphaerium sp.
Pisidium sp.
Anodonta sp.

Interstadial im Liegenden der Terrassenbildungen.

Proben aus den tieferen Horizonten der Terrassenbildungen lagen mir vor von Jesziorowken und enthielten hier:

Limnaea ovata Drp.

Bruchstücke einer anderen, nicht erkennbaren Art; eine Fischschuppe.

Ferner vom Steilufer des Goldapgar-Sees südlich Jesziorowken bei Signal 106:

Hier ist das Gestein sandig-tonig ausgebildet, ähnelt geschiebefreiem Geschiebemergel und ist erfüllt mit zahlreichen winzig kleinen Pisidien, deren Bestimmung mir bisher nicht geglückt ist.

Spätglaziale Terrassenbildungen.

Eine wesentlich reichere Fauna ist in den Terrassenkiesen bei Jesziorowken enthalten, reich besonders an Zahl der Individuen, während der Artenreichtum immerhin noch beschränkt ist. Es ließen sich folgende Formen bestimmen:

Limnaea stagnalis L.
» *ovata* Drp.
» *lagotis* Schr.
» *palustris* Müll. var.
» *peregra* Müll.
Planorbis Stroemi West.
» *concinnus* West.
Valvata Andreaei Menzel
Sphaerium corneum L.
» *duplicatum* Cless.
Pisidium amnicum Müll.
Unio tumidus Retz.

Außerdem kamen noch zahlreiche Fischreste vor, unter denen ganz besonders Barschschuppen häufig sind.

Überlagert bezw. stellenweise vertreten werden diese Terrassenbildungen bei Kruglanken, Kl. Eschenort und an anderen Stellen von Seekalken, in denen sich folgende Conchylien befinden:

Planorbis borealis Lovén
» *Stroemi* West.
» *nautileus* L.
Valvata piscinalis Müll.
Bithynia tentaculata L.
Sphaerium corneum L.
Pisidium amnicum Müll.
» sp.

Spät-Glazialschichten von Sarkau.

Am Steilabbruch der Ostsee, nicht weit vom südlichen Ende der Kurischen Nehrung, am F-Gestell, findet sich nach Herrn Hess von Wichdorff unter Dünensand zunächst eine Rohhumusbank, dann eine Ortsteinschicht, darunter grüner Wassersand, der auf Moostorf aufliegt. Unter diesem folgen conchylienführende Kalke und kalkige Faulschlammschichten mit einer ziemlich reichen Conchylienfauna.

In der unteren, kalkigen Faulschlammschicht ist enthalten:

Limnaea ovata Drp.
» *stagnalis* L.
» *truncatula* Müll.
Planorbis sibiricus Dkr.
» *nautileus* L.
Pisidium sp.

Der darüber liegende Kalk wies folgende Fauna auf:

Limnaea ovata Drp.
» *truncatula* Müll.
» *stagnalis* L.

Planorbis sibiricus
» *nautileus* L.
Pisidium sp.

Übersichtstabelle.

* Nur von Harbort † » » Hess von Wichdorff } gefunden	Interstadial	Deckton	Sande u. Tone, Interstadial unt. Terrassen	Terrassenbildungen: Kiese	Terrassenbildungen: Kalk	Sarkau
* *Pupa Lundströmi* Westerl.						
* » *Genesi* Grdl.						
* *Succinea Schumacheri* Andr.						
Limnaea stagnalis L.						
» *mucronata* Held						
» *lagotis* Schr.						
» *ovata* Drp.						
» *peregra* Müll.						
» *palustris* Müll.						
* » *glabra* Müll.						
» *truncatula* Müll.						
Planorbis Strœmi West.						
» *borealis* Lovén						
» *concinnus* West.						
† » *nautileus* L.						
† » *sibiricus* Dkr.						
† *Bithynia tentaculata* L.						
Valvata piscinalis Müll.						
* » *Sorensis* Dyb.						
» *Andreaei* Mzl.						
Sphaerium corneum L.						
» *duplicatum* Cless.						
† *Pisidium amnicum* Müll.						
† » *pallidum* Gass.						
† » *roseum* Scholtz						
» sp.						
† *Unio tumidus* Retz.						
† *Anodonta piscinalis*						
» *cellensis* Gmel.						

Wenn man die im Vorstehenden genannten Arten mit den von HARBORT gesammelten vergleicht, so ergibt sich, daß eine Anzahl der häufigsten, die für weitere Schlüsse im allgemeinen wenig bedeuten, beiden Aufsammlungen gemeinsam sind, daß das HARBORT'sche Material eine Reihe von Landschnecken enthält, die in dem von HESS VON WICHDORFF untersuchten Gebiete fehlen, daß die Aufsammlungen des letzteren aber wiederum eine ganze Reihe von Wasserformen mehr enthalten und unter diesen besonders bestimmbare Najadeen nicht selten sind. Eine Zusammenstellung aller dieser in Ostpreußen auftretenden Formen (bei der leider wieder das von Herrn P. G. KRAUSE gesammelte Material nicht mit verwendet werden konnte) und ihre Verteilung auf die einzelnen geologischen Bildungen mag die auf S. 360 wiedergegebene Übersichtstabelle bringen.

Von diesen annähernd 30 Arten bedürfen eine Anzahl noch einer näheren Besprechung. Die wenigen Landschnecken haben sich nur in dem HARBORT'schen Materiale gefunden und sind bei der Beschreibung desselben besprochen worden. Von den übrigen Arten (ausschließlich Süßwasserformen) seien folgende Gruppen zusammengefaßt:

Die Limnaeen.

Limnaeen finden sich von den glazialen Bildungen an in allen Horizonten. Man kann die genannten Arten ohne große Mühe wieder erkennen, aber ebenso leicht sind die Formen der *L. ovata*, *L. stagnalis*, *L. palustris* aus den Interstadialbildungen von den Angehörigen derselben Arten aus den Terrassenkiesen oder gar aus noch jüngeren oder heutigen Ablagerungen zu unterscheiden.

Es wird nötig sein, die Formen der glazialen Limnaeen ebenso wie die Planorben, Pisidien usw. einmal im Zusammenhang zu bearbeiten.

Die Planorben.

Unter den glazialen Planorben hatte ich früher den *Plan. arcticus* BECK zu erkennen geglaubt und darunter eine Form ohne Kielanlage verstanden. STEUSLOFF hat sich gegen diese meine Bestimmung gewandt und, wie ich glaube, mit Recht. Die von

mir bisher als *P. arcticus* bezeichnete Art ist vielmehr der *P. borealis* Lovén. Unter den als *Pl. Stroemi* bestimmten Formen des Harbort'schen Materiales fanden sich einige Stücke mit Spiralstreifung, die ich zu *Pl. concinnus* stellen möchte.

Die Valvaten.

Die glazialen Valvaten zeigen durchweg als besondere Eigentümlichkeit runde Mündungen mit ziemlich starken Anwachsstreifen und tiefe Nähte. Zum Teil stimmen sie sicher mit der *Valv. Andreaei* überein. Wie weit *V. Andreaei* mit der *V. Sorensis* ident ist, konnte ich aus Mangel an Vergleichsmaterial noch nicht feststellen. Nahe verwandt scheinen beide Formen auf alle Fälle zu sein.

Die Sphaerien.

Sph. corneum ist in den glazialen Bildungen nicht selten. Stücke, die mit dem Clessin'schen *Sph. duplicatum* leidlich übereinstimmen, treten auch hier und da auf. Ich habe indessen kein klares Urteil darüber, ob wirklich beide Formen artlich verschieden sind oder das eine nur eine glaziale Varietät des anderen darstellt.

Die Pisidien.

Am wenigsten durchgearbeitet sind noch von allen Binnenmollusken die Pisidien. Sie treten aber gerade in den glazialen Schichten recht häufig auf und werden sich sicher noch als besonders wichtig für die Deutung der Schichten erweisen. Zurzeit ist es mir noch nicht möglich gewesen, durch die zahlreichen, oft winzig kleinen Formen durchzufinden, obwohl gewisse übereinstimmende Arten einem immer wieder entgegentreten.

Die Najadeen.

Unionen finden sich in den rein glazialen Faunen im allgemeinen nicht. Sie treten erst in den spätglazialen Schichten wie z. B. den Terrassenkiesen häufiger auf. Dagegen sind Anodonten überall da häufig, wo gleichzeitig Fische vorhanden gewesen sind, die die Anodonten-Larven einschleppen konnten. Bei Orlowen ist es sicher erwiesen, daß wir es mit echten Anodonten zu tun haben

und nicht etwa mit Margaritanen, an die man bei schlechter Erhaltung, wie sie meist vorkommt, auch denken könnte.

Die Durchsicht der ostpreußischen Glazialfaunen hat mir wieder aufs neue gezeigt, daß die gründliche Durcharbeitung der genannten Gruppen von Binnenmollusken zu einer unabweisbaren Notwendigkeit geworden ist. Sie ist aber nur an einem großen fossilen wie rezenten nordischen und alpinen Material auszuführen und erfordert mehr Zeit, als einem kartierenden Geologen zur Verfügung steht. Es wäre deshalb dringend erwünscht, daß die Conchyliologen sich dieses Stoffes annähmen. Die Diluvialpaläontologen dürften davon nur Vorteil haben.

Es ergibt sich daraus, daß in den Interstadialbildungen eine Fauna herrscht, die neben klimatisch gleichgiltigen Formen, wie den verschiedenen Limnaeen, insbesondere reichlich den *Planorbis borealis* führt, im übrigen aber vollkommen frei ist von irgend welchen gemäßigten Beimengungen. Unter den mannigfachen und zahlreichen Pisidien mag sich wohl noch eine oder die andere arktische Art finden, doch ist es mir begreiflicherweise noch nicht möglich gewesen, diese Gruppe genau durchzuarbeiten. Wichtig ist auch das zahlreiche Auftreten von Anodonten in diesem Horizont in der Gegend von Orlowen. Es stimmt das mit dem frühzeitigen Auftreten der Anodonten in jung- und spätglazialen Ablagerungen anderer Gegenden durchaus überein.

Spärlich ist die Fauna der »Decktone«, die stellenweise ebenfalls in Interstadialbildungen übergehen, und der tiefsten, sandig-tonigen Abteilung der Terrassenbildungen. Diese drei Glieder der spätglazialen Ablagerungen Ostpreußens stehe ich nicht an als glazial in dem Sinne zu bezeichnen, wie ich diesen Begriff in meinen Arbeiten über die Klimaänderung usw. festgelegt habe. Sie sind alle entstanden, als das Eis erst ganz kürzlich die Stätte ihrer Bildung verlassen hatte und noch ganz in der Nähe lag. Ihre Faunengemeinschaft ist die älteste, erste, die unmittelbar nach dem Abschmelzen des Eises den oft wohl noch mit totem Eis gespickten Eisschuttboden besiedelte, zusammen mit einer Flora, die

sich am besten mit der heutigen Tundren-Flora vergleichen läßt. Doch stimmt weder Flora noch auch Fauna genau mit der Tundren-Vegetation und -Tierwelt überein. Sehr bald schon mischt sich unter die Pflanzenwelt Birke, Erle und womöglich auch die Kiefer, und zum *Planorbis borealis* gesellen sich die Anodonten, die ihn heute durchaus fliehen. Ganz können wir also die Verhältnisse am zurückweichenden Eise nicht mit der Region der baumlosen, arktischen Zone vergleichen. Dazu war eben in unseren Breiten am Eisrande zu viel Wasser und zu viel Sonne.

Einen etwas anderen Charakter hat nun die eigentliche Terrassenfauna. Die Limnaeen der glazialen Schichten sind ebenfalls in ihr vertreten, doch zeigen die Formen eine andere, üppigere Ausbildung und wohl auch andere Varietäten. Überhaupt dürfte das Studium der Varietäten unserer Limnaeen für die Scheidung der verschiedenen Zonen noch von großer Bedeutung werden. Es sind das aber ebenso, wie das Studium der Pisidien, Untersuchungen, die sich auf ein recht großes, sorgfältig gesammeltes fossiles und rezentes Material stützen müssen und einen größeren Aufwand an Zeit erfordern, als sie dem kartierenden Geologen gemeinhin zur Verfügung steht. Unter den weiteren Formen der Terrassenfauna tritt dann ganz besonders der *Planorbis Stroemi* hervor, während der *Planorbis borealis* durchaus fehlt. Weiter finden sich außer zahlreichen Sphaerien die Formen des bewegten Wassers, *Pisidium amnicum* und *Unio tumidus*, beide in großer Fülle. Mit ihnen tritt auch ein mehr gemäßigter Einschlag in die schon durch das massenhafte Auftreten des bezeichnenden Planorben als zu meiner Zone des *Planorbis Stroemi* gehörenden Ablagerung hinzu.

Die kleine Fauna aus dem Terrassenkalk, die mir durch Herrn Hess von Wichdorff übermittelt wurde, erwies sich nun als äußerst interessant. Sie enthält neben dem *Planorbis Stroemi*, der noch vereinzelt in ihr auftritt, den *Planorbis Gredleri*, sowie *P. nautileus* und an Stelle der *Valvata Andreaei* eine Form, die der *Valvata piscinalis* nahesteht. Dazu kommt nun noch die *Bithynia tentaculata*. Wir haben es also mit einer Mischfauna zu tun, die die Formen meiner Zone II und III zusammen enthält. Damit be-

stätigt sich also das, was ich in meiner Klimaarbeit über eine ähnliche Fauna von Gülz in Hinterpommern ausgeführt hatte, daß nämlich zwischen diesen beiden Zonen in der Übergangszeit eine kurze Weile *Planorbis Stroemi* noch zusammen mit *Bithynia tentaculata* gelebt hat.

Was nun schließlich die beiden in der Zusammensetzung genau übereinstimmenden Faunen aus dem Faulschlamm und dem Kalk von Sarkau betrifft, so dürften diese zeitlich kurz vor die Terrassenkalke einzuordnen sein und noch der *Planorbis Stroemi*-Zone angehören. Darauf deutet das Vorkommen des *Planorbis sibiricus* hin, während *Planorbis nautileus* schon das Nahen einer wärmeren Periode einleitet.

Berlin, den 9. Oktober 1914.

Mitteilungen über den Muschelkalk bei Rüdersdorf.

Von Herrn **E. Picard** in Berlin.

Hierzu Tafel 31.

In einer Abhandlung »Neue Beobachtungen aus dem Rüdersdorfer Muschelkalk und Diluvium«[1]) hat O. Raab ein Profil der oberen Abteilung des Mittleren Muschelkalkes, das der Fördereinschnitt für den neuen Tiefbau im Alvenslebenbruch bot, eingehend beschrieben. Es gelang ihm, außer dem bereits Eck bekannten Fossilhorizont[2]) — β = Schicht 238 in dem Eck'schen Profil — weitere fossilführende Horizonte γ und δ nachzuweisen. In der unteren Abteilung entdeckte er den Fossilhorizont α. Einen fünften Fossilhorizont entdeckte im Dezember 1908 der inzwischen verstorbene Gedingnehmer Oldenburg, der die Untersuchungen von O. Raab wesentlich unterstützte, im Liegenden von α, einem blauen Mergel, dessen Schichtflächen dicht mit Fischresten bedeckt sind, die der Gattung *Semionotus* angehören.

Bei der Verbreitung des alten Tiefbaues bot sich nun im Sommer 1912 am Nordstoß die günstige Gelegenheit, die untere Abteilung des Mittleren Muschelkalkes zu untersuchen und weiterhin die genaue Lage der daraus bekannten Fossilhorizonte festzustellen.

Wenn auch einige Schichten der oberen Abteilung des Mittleren Muschelkalkes von O. Raab nicht neu untersucht worden sind,

[1]) Dieses Jahrb. für 1904, Bd. XXV, Heft 2.

[2]) Abhandlungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen, Bd. I, Heft 1.

so lassen sich diese kleinen Lücken durch die Teilprofile von Eck (a. a. O.) ergänzen, so daß ich jetzt in der Lage bin, das gesamte Profil des Mittleren Muschelkalkes abgeschlossen zur Darstellung bringen zu können. In der Abbildung (Tafel 31, Fig. 1) ist das von mir untersuchte Profil der unteren Abteilung des Mittleren Muschelkalkes wiedergegeben.

Es ergibt sich also eine Mächtigkeit des Mittleren Muschelkalks über Tage von 52,5—53,03 m, während sie in Tiefbohrungen nach E. Zimmermann (Erläuterungen, 2. Aufl. S. 25) 80 m und vielleicht noch mehr beträgt.

In den Schichten mit *Myophoria orbicularis* ließen sich bisher folgende Fossilien nachweisen:

Rhizocorallium
Lingula Zenkeri Alb.
Gervilleia costata Schl. sp.
Myophoria vulgaris Schl. sp.
» *transversa* Born.
» *laevigata* Alb.
» *orbiculavis* Br.
Orthonota Raabi n. sp. (Tafel 31, Fig. 2).

Schalen fast gleichklappig, rechte Schale etwas kleiner und schwächer gewölbt, stark ungleichseitig, geschlossen. Wirbel klein, vorragend, sehr weit nach vorn gerückt. Vorderrand kurz, abgerundet. Schloßrand gerade, zahnlos. Unterrand säbelförmig aufwärts gebogen. Hinterende lang ausgezogen, zusammengedrückt; der Hinterrand ist nicht vollständig erhalten. Vom Wirbel verlaufen nach dem Hinterrand zwei transversale Kanten, die nach hinten divergieren; ihr Abstand vom Schloßrand ist bei den beiden Klappen verschieden groß. Die Wirbel werden durch eine starke, gegen den Unterrand gerichtete innere Leiste gestützt, welche fast bis zur Mitte der Schale reicht. Muskeleindruck und Mantellinie sind nicht zu erkennen. Länge (unvollständig) 14 mm, Breite 5 mm, Dicke 3 mm.

Das Original ist als Skulptursteinkern erhalten und be-

findet sich in dem Landesmuseum der Königlichen Geologischen Landesanstalt.

Die paläozoische Gattung *Orthonota* ist bisher aus der Trias noch nicht bekannt. Die einzigen der neuen Art nahestehenden Formen dürften *Solemya Semseyana* Bittner, *S. biarmica* Vern. und *S. normalis* Howse sein.

Omphaloptycha sp.

Temnocheilus bidorsatum Qu. sp.

Rhyncholithes hirundo Faure Biquet

Nothosaurus parvus Schröder
» *Oldenburgi* »
» *procerus* »
» » » var. *parva*
» *Raabi* »
» *marchicus* Koken

} nach gefl. Mitteilung von Herrn Landesgeologen Schröder

Fischreste.

Auf eine nähere Beschreibung der Fauna des Mittleren Muschelkalks will ich an dieser Stelle nicht eingehen, da eine Neubearbeitung der Rüdersdorfer Triasfauna durch H. Schröder (Wirbeltiere) und mich (wirbellose Tiere) in Vorbereitung ist.

Die Abgrenzung des Mittleren Muschelkalks sowohl gegen den Unteren wie auch gegen den Oberen Muschelkalk ist in der germanischen Trias nicht einheitlich durchgeführt worden. Da Gesteine des Mittleren Muschelkalks im allgemeinen technisch wenig Verwendung finden, so herrscht großer Mangel an Aufschlüssen, die zusammenhängende Profile bieten. Ebenso findet sich im Gelände nicht häufig Gelegenheit, ihn eingehend zu untersuchen. Daher kommt es, daß die Auffassung von der Fossilfreiheit des Mittleren Muschelkalks, die auf die salinische Entstehung zurückgeführt wird, in einzelnen Gegenden die übliche geworden ist, und dementsprechend mit ganz wenigen Ausnahmen die fossilführenden Schichten in die hangende oder liegende Abteilung gestellt wurden. Durch den Nachweis von Fossilien in allen Abteilungen des Mittleren Muschelkalks von Rüdersdorf ist die Unhaltbarkeit der alten Auffassung zur Genüge dargetan.

Hohenstein hat in seiner Abhandlung über den Mittleren

und Unteren Trochitenkalk am östlichen Schwarzwaldrand[1]) die aus der Literatur bekannten Vorkommen von Fossilien im Mittleren Muschelkalk zusammengestellt. Dazu möchte ich bemerken, daß der Saurierkalk von Jena zweifellos zu den *Orbicularis*-Schichten zu stellen ist[2]). Eben dahin gehören, wie meine Untersuchungen auf Bl. Schraplau (früher Teutschental) ergeben haben, die bekannten Saurier und Fischfunde bei Esperstädt[3]).

Mit den *Orbicularis*-Schichten (mu2β der geologischen Karten) tritt ein petrographischer und faunistischer Wechsel ein, der nicht nur in Rüdersdorf, sondern auch im übrigen Deutschland sehr scharf ist, und es dürfte sich meines Erachtens empfehlen, mit diesen Schichten den Mittleren Muschelkalk beginnen zu lassen. Petrographisch sind die *Orbicularis*-Schichten von denjenigen des Mittleren Muschelkalks nicht zu trennen, wohl aber von denjenigen des Unteren Muschelkalks zu unterscheiden. Die Fauna der *Orbicularis*-Schichten ist artenärmer als diejenige der Schaumkalkzone und zeigt einen z. T. neuen Formenkreis, der im Mittleren Muschelkalk weiterlebt. Im nördlichen Thüringen beobachtete ich wiederholt, daß die *Orbicularis*-Schichten petrographisch oft in ganz benachbarten Gebieten verschiedene Facies aufweisen und Fossilien zuweilen zu den größten Seltenheiten gehörten, so daß eine Abgrenzung gegen den Mittleren Muschelkalk ganz willkürlich ist. Ähnliche Beobachtungen haben u. a. Frantzen[4]), v. Koenen[5]), Henkel[6]) und Grupe[7]) mitgeteilt. Grupe hat auf Grund derselben ebenfalls den Vorschlag gemacht, die *Orbicularis*-Schichten dem Mittleren Muschelkalk anzugliedern. Für den kartierenden Geologen ist die vorgeschlagene Abgrenzung des Mittleren Muschelkalks

[1]) Geologische und paläontologische Abh., N. F. Bd. XII, Heft 2, S. 43.

[2]) Vgl. Frantzen (Dieses Jahrb. für 1887, S. 57).

[3]) Giebel, Über die Fische im Muschelkalk von Esperstädt. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1848, S. 149. — H. v. Meyer, Fossile Fische aus dem Muschelkalk von Jena, Querfurt und Esperstädt, Paläontog. I, 1851, S. 195. — E. E. Schmid, Über den Saurierkalk von Jena und Esperstädt, Neues Jahrb. f. Min. usw. 1852, S. 918.

[4]) a. a. O.

[5]) Dieses Jahrb. f. 1888.

[6]) Dieses Jahrb. f. 1901, Bd. XXII, Heft 3.

[7]) Dieses Jahrb. f. 1905, Bd. XXVI, Heft 3.

nicht nur in Rüdersdorf, sondern auch im übrigen Deutschland mit Sicherheit zu erkennen, während die übliche Abgrenzung besonders beim Mangel an Aufschlüssen keinen Anspruch auf Genauigkeit machen kann. Sie ist auch von praktischer Bedeutung, insofern die Gesteine des Unteren Muschelkalks für die Gewinnung von Baumaterialien oder zum Kalkbrennen oder zur Zementfabrikation in ausgedehntem Maße Verwendung finden, während die Gesteine der Schichten mit *Myophoria orbicularis* ebenso wie diejenigen des Mittleren Muschelkalks technisch wenig brauchbar sind.

Wenden wir uns nun zu der Grenze des Mittleren gegen den Oberen Muschelkalk, so ist auch diese von den Autoren verschieden gezogen worden und zwar bezieht sich die Differenz der Auffassungen auf fossilführende Mergelschiefer und oolithische, hornsteinführende Kalkbänke an der Grenze der beiden genannten Abteilungen des Muschelkalks. Diese Schichten wurden, solange der Mittlere Muschelkalk als fossilleer galt, an die Basis des Trochitenkalks gestellt; in neuerer Zeit sind sie wiederholt in den Mittleren Muschelkalk aufgenommen worden, da sie diesem petrographisch näher stehen und das Vorkommen von Fossilien keine Schwierigkeiten mehr bereitet. Auf diese Weise ist auch die Grenze zwischen Mittlerem und Oberem Muschelkalk, wie sie Eck bei Rüdersdorf gelegt und E. Zimmermann übernommen hat, zu erklären. O. Raab hat in seiner Arbeit die Eck'sche Grenze zwischen mo1α und mo1β etwa 3 m tiefer gelegt, indem er die sogenannten *Velop. Albertii*-Bänke aus paläontologischen Gründen noch zu mo1β stellte und weiterhin dargelegt, daß die Abteilung mo1α s. s., für die er die Bezeichnung *Myophoria transversa*-Bänke eingeführt hat, petrographisch und paläontologisch dem Mittleren Muschelkalk näher steht als dem Oberen Muschelkalk. Leider ist der »Hangende Bruch«, in dem der Obere Muschelkalk sehr gut aufgeschlossen war, jetzt verschüttet. Meines Erachtens sind die Rüdersdorfer Schichten mit *Myophoria transversa* (mo1α) mit den fossilführenden Mergeln und den oolithischen Kalkbänken in anderen Gegenden Deutschlands zu parallelisieren, und es empfiehlt sich, die untere Abteilung des Oberen Muschelkalks (mo1) bei Rüdersdorf analog auf den glaukonitischen Kalkstein einschließlich der *Velopecten-Albertii*-Bänke (mo1β) zu beschränken.

Profil des Mittleren Muschelkalkes und der Schichten mit *Myophoria orbicularis* bei Rüdersdorf[1]).

(Zusammengestellt nach den Profilen von Eck, Raab, Picard).

	Schichten-Nr. bei Eck	Mächtigkeit in Metern	
			Mittlerer Muschelkalk
	252 (133)	6,28	Zementsteine, unten dick-, in der Mitte dünnbankig, oben schiefrig
		0,03—0,12	Geröll-Lage mit Knochen
δ	(132)	0,11	weißlicher, zerreiblicher Dolomit, feindrusig
		0,01—0,04	Dolomit mit *Myophoria transversa*, Corbuliden, Schuppen
	(131)	0,5	Bank mit den Salzmalen
		0,12	Geröll-Lage
	(130)	0,34	gelber, mergeliger Dolomit
		0,06—0,08	Geröll-Lage
		0,40	gelber, mergeliger Dolomit
			graue Letten
	(129)	4,24	gelber Dolomit, dickbankig mit Corbuliden, *Nothosaurus*, an der Basis *Lingula*
		0,12	Geröll-Lage
	(128)	0,36—0,40	gelber, mergeliger Dolomit
		0,40	Letten
		1,15—1,20	weißlichgelber, mergeliger Dolomit, dickbankig
	(127)	0,3 —0,5	» » » drusig, dünnplattig
γ	. . . . .	0,85	» » » dickbankig, mit *Myophoria transversa*, *Pl. compr.*, *Gerv.*, Corbuliden, Knochen usw.
	242	2,43	blauer dolomitischer Mergel mit Knauern von grauem, mergeligen Kalkstein
	241—239	2,5	mergelige Dolomite und dolomitische Mergel, z. T. dünnschiefrig
β	238	0 1 —0,2	bräunlichgelber, mergeliger Dolomit mit *Gervilleia costata* und *socialis*, *Velopecten Albertii*, *Myophoria vulgaris*, *transversa*, *Myacites compressus*, *Acrodus lateralis*, *Strophodus angustissimus*, *Hybodus plicatilis*, *Gyrolepis tenuistriatus*, Saurierknochen
		9	lichte Mergel, dünn- und dickbankig, z. T. feingeschichtet mit härteren Zwischenlagen
		0,5	splittriger Kalk
	(123)	1,4	lichte dünnschiefrige Mergel } »Felsmauer« in den Erläuterungen von E. Zimmermann
		5,4	splittriger gelber Kalk
		2,8	lichtgelber und hellgelber Mergel mit Knauern
		1	graue sandige Mergel
α	. . . . .	5,6	gelbe Mergel mit den härteren Kalkbänken α, α_1 und α_2; darin *Myophoria transversa*, *Gervilleia*, Actaeoniden usw.
		2	grauer, sandiger Mergel mit harten Zwischenlagen: darin Pflanzenreste und Fischschuppen
		0,7	graue, dünnbankige Mergel
	223 (118) . .	0,4	blauer Fischmergel (*Semionotus*)[2])
		1,4	lichte Mergel, mit Tonbestegen durchwachsen
		2	dünnschiefrige, lichtgraue Mergel, zellig, darin häufig Drusen mit Bitterspat, *Colobodus*

[1]) Die Grenzstriche in der Rubrik der Mächtigkeitszahlen sind auf der beigegebenen Tafel 31 eingetragen.

[2]) Die Abgrenzung dieses Horizontes gegen das Liegende ist auf der Tafel nicht dargestellt.

Schichten-Nr. bei Eck	Mächtigkeit in Metern	
		Die Schichten mit *Myophoria orbicularis*
	3,25	dunkelgraue Mergel, dünnbankig, senkrecht zerklüftet mit *Myophoria orbicularis*
	4,85	lichtgraue Mergel mit härteren Zwischenlagen, dickbankig, darin häufig *Myoph. orbicularis*, *Rhizocorallium commune*, selten *Lingula*
		Die schaumkalkführende Stufe des Unteren Muschelkalks
	0,1 —0,2	grauer fester Grenzkalk, zuweilen konglomeratisch mit Anhäufung von Bruchstücken von Muschelschalen
	13	harte, graue Kalkbänke von splittrigem Bruch mit Tonbestegen Schaumkalk

Berlin, den 18. September 1914.

Über die Epidermen einiger Neuropteriden des Carbons.

Von Herrn **W. Gothan** in Berlin.

Hierzu Tafel 32.

Die großen und ungeahnten Erfolge, die die systematische Anwendung der Mazerationsmethode mit dem SCHULTZE'schen Reagens ($KClO_3 + HNO_3$) bei mesozoischen Pflanzen, namentlich durch die neuerlichen Anregungen und Untersuchungen von A. G. NATHORST, gefunden hat, haben die Erwartungen und Ansprüche an diese Methode gegenwärtig sehr gesteigert. Es ist durchaus naturgemäß, daß man auch den Blick nunmehr auf die carbonischen Pflanzenreste lenkt und versucht, ihnen auf diese Art und Weise beizukommen. Daß Sporen und Pollen auf diesem Wege leicht zur mikroskopischen Betrachtung gewonnen werden können, ist nach den vorliegenden Erfahrungen nichts Besonderes. Etwas anders liegt der Fall mit Blattepidermen, die sich bei vielen mesozoischen Cycadophyten, Gymnospermen u. a. mit Leichtigkeit in prächtigen Präparaten gewinnen lassen. Die Methode ist aber für carbonische Blätter aus verschiedenen Gründen bedeutend erschwert; einmal, weil es nur ausnahmsweise gelingt, genügende Kohlenhäutchen von dem Gestein abzuheben, andererseits, weil die Kohlenreste und Häutchen selber so zart sind, daß sie irgendwelche mechanischen Insulte meist nicht vertragen, wie Behandlung mit Pinsel, Präparationsnadel usw. Um der ersten Schwierigkeit zu begegnen, hat schon GÜMBEL (Texturverhältnisse der Mineralkohlen, 1883, S. 162) empfohlen, Teile der Blättchen mit der Schieferunterlage zu mazerieren. Die Erfolge, die er abbildet, sind aber sehr dürftig. Auch ZEILLER

hat, wie er mir sagte, diese Methode ebenfalls erfolglos angewendet. Bessere Ergebnisse erzielte Huth (Palaeobot. Zeitschr. I, 1, 1912, S. 8 ff.), der auf diese Weise ganz schöne Präparate von *Mariopteris*-Epidermen erzielte, offenbar Oberhäute der Blätter[1]). Daß aber diese Methode noch viel vollständigere Resultate, nämlich sowohl Unter- wie Oberhaut ergeben kann, lehrt das unten behandelte Beispiel von *Neuropteris Scheuchzeri* und *Neuropteris tenuifolia*. Es zeigt sich nämlich in vielen Fällen bei geeignetem Material, daß nach dem Hineinlegen des Gesteinstückchens öfters sich die ganze Blattkohlensubstanz vom Gestein ablöst, nicht etwa nur die Oberhaut bezw. die nach oben liegende Epidermis. Man kann dieses Verhalten der Kohlenhäutchen nur als angenehm bezeichnen; es verspricht jedenfalls für die Zukunft viel für die carbonischen Reste. Welche Blättchen im einzelnen Falle für die Behandlung Erfolg versprechen, muß man sich ausprobieren; man bekommt auf die Dauer ein gewisses richtiges Gefühl in der Beurteilung der Reste daraufhin. Es werden fast immer Blättchen von Pteridospermen (*Cycadofilices*) sein, die am meisten Erfolg bei diesen Arbeiten versprechen. Noch besser eignen sich natürlich Blätter von besonders dicker Konsistenz dazu, wie Pterophyllen, von denen Zeiller bereits Epidermen hergestellt hat (Flore fossile de Blanzy et du Creusot 1906, S. 196), oder *Titanophyllum*, bei dem Renault das Gleiche geglückt ist (Flore foss. de Commentry, 1888, S. 623). Mir selbst ist dies bei *Cordaites* aus dem Rotliegenden von Kl. Neundorf (Schlesien) und Saarbrücken geglückt; auch von Ulmannien aus dem Zechstein habe ich schöne Präparate bekommen. Die Pteridospermen, zu denen ja auch *Mariopteris* wohl gehören wird, also insbesondere die Neuropteriden, Odontopteriden, Alethopteriden, Callipteriden usw. scheinen mir jedoch im allgemeinen die Grenze der Möglichkeiten für unsere Versuche zu bieten; die eigentlichen Farne, z. B. die *Pecopteris*-Arten, die meisten Sphenopte-

[1]) Ganz selten sind die Fälle, daß man im Carbon schon gewissermaßen fertig präparierte Epidermen vorfindet; dies ist der Fall bei der *Bothrodendron*-Kohle aus dem Untercarbon Rußlands, bei der *Alethopteris*-Epidermis, die Zeiller (Bass. houill. Autun et Epinac, t. 9, fig. 6a) bekannt machte und bei der Epidermis von »*Medullosa*«, die Grand'Eury fand (Bass houill. de la Loire, 1877, p. 129, t. 13, fig. 7).

riden, sind zu zart, um noch etwas auf diesem Wege zu versprechen, abgesehen natürlich von den Sporangien der fertilen Stücke.

Wegen der Zartheit der *Neuropteris*-Kohlenreste, von denen im folgenden allein die Rede sein wird, müssen alle Eingriffe mit Nadeln, Pinsel usw. bei diesen Präparaten unterbleiben, und die einzige Möglichkeit, die Häutchen in die verschiedenen Flüssigkeiten und auf das Objektglas zu transportieren, bietet die Operation mit einem Glasrohr als Pipette, wie es z. B. im Palaebotan. Praktikum von Potonié und Gothan (1913, S. 69) angegeben ist. Auf Einzelheiten darüber können wir hier verzichten. Es sei nur noch erwähnt, daß bei der Gewinnung nur kleiner Epidermisfetzen sich die Behandlung mit Ammoniak gleich auf dem Objektglas empfiehlt, wodurch jeder weitere Transport überflüssig wird.

Den Anstoß zu der vorliegenden Arbeit gab übrigens, wie so oft, ein Zufall, der mir zeigte, daß man doch bei einigem Glück keineswegs so ganz selten auch losgelöste Kohlenreste von carbonischen Neuropteriden- und ähnlichen Blättchen erlangen kann; meist wird man ja allerdings zu dem Verfahren der Mazeration mit Schieferunterlage greifen müssen. Ich hatte schon vor einiger Zeit ein *Neuropteris*-Blättchen aus galizischem Carbon behandelt, das aber wohl zusammenhängend blieb, indeß bis auf die Aderung keine Struktur zeigte. Besser waren die Ergebnisse mit *Cyclopteris*-Stücken, die in der oberschlesischen Steinkohlenflora 1913, S. 216 abgebildet sind. Indes sind auch diese Resultate schon deshalb unvollkommen, weil nur eine Epidermis erhalten wurde. Vor einiger Zeit brachte mir nun Herr Landesgeologe O. Tietze Saarbrückener Pflanzenreste, die er als Schüler gesammelt hatte und jetzt abgeben oder beseitigen wollte. Es befand sich nur wenig Bemerkenswertes darunter; u. a. erregten meine Aufmerksamkeit einige Stücke mit *Alethopteris Armasi* Zeiller sp.; bei einem davon spaltete ich den Stein wegen seiner Dicke, und dabei fiel mir der Kohlenrest des halben Blattes einer größeren isolierten Fieder einer *Neuropteris* in die Hand, die zu der massenhaft dabei befindlichen *Neuropteris ovata* Hoffm. gehören mußte, einer in der Saarflammkohle sehr gemeinen Art. Daß diese Zurechnung auch

richtig war, zeigten mir u. a. auch die Epidermen kleinerer Fiedern, die ich später gewann. Ich hatte eingesehen, daß sich solche losen Kohlenreste besonders beim Aufschlagen von Schieferstücken mit geeigneten Pflanzeneinschlüssen gewinnen ließen, da etwa sich loslösende Kohle an den gewöhnlich an die Sammlungen gelangenden Stücken mit offen daliegenden Abdrücken naturgemäß bereits abgefallen ist. Man quält sich darum meist vergebens, auf mechanischem Wege noch weitere genügende Kohlenplättchen von solchen »Abdrücken« loszubekommen. Dagegen führt Aufschlagen des Gesteins und Bloßlegen etwaiger weiterer Pflanzeneinschlüsse öfter zum Ziel, was ich auch bei gewöhnlichen Fiedern von *Neur. ovata* von der Grube Hostenbach erfuhr, wovon ich eine Platte aufschlug. Die Mazerationsversuche mit diesen Kohlenstückchen ergaben so glänzende Resultate, daß ich ermutigt wurde, auch auf gut Glück ein Stück mit *Neuropteris Scheuchzeri* vorzunehmen, die wegen ihrer bekannten Behaarung mir in bezug auf die Epidermis-Struktur besonders interessant schien; diese mußte jedoch mit Schieferunterlage behandelt werden. Gleichwohl erhielt ich auch davon beide Epidermen, da, wie oben erwähnt, die Kohlenreste sich nach dem Einlegen in das Mazerationsgemisch vollständig loslösten.

Es scheint mir, daß solche Untersuchungen nicht nur den rein praktischen Erfolg haben, die Möglichkeit der Gewinnung und die Beschaffenheit der betreffenden Epidermen zu zeigen, sondern daß bei systematischer Durchführung solcher Versuche sich auch für die Systematik der Neuropteriden und anderer Pteridospermen erfreuliche Fingerzeige gewinnen lassen werden, wie das bis zu einem gewissen Grade bei dem Studium mesozoischer Epidermen bereits geschehen ist. Um speziell auf die Neuropteriden Bezug zu nehmen, so hat man aus verschiedenen Gründen eingesehen, daß unter *Neuropteris* offenbar sich mehrere natürliche Gattungen oder Gruppen verbergen, die ich in der oberschlesischen Carbonflora als *Neuropterides paripinnatae* und *imparipinnatae* bezeichnet habe; außerdem scheint noch in *N. macrophylla* Brongn. und *Neuropteris Scheuchzeri* Hoffm. ein besonderer Typus vorzuliegen, worauf ich auch a. a. O. S. 197 hinwies. Die beiden Unter-

gruppen der *imparipinnatae* (*communes* und *intercalatae*) möchte ich zunächst wieder aufgeben und speziell für *N. Scheuchzeri* und *macrophylla* eine stärkere Absonderung vornehmen, worauf gerade auch die abweichenden Epidermisverhältnisse gegenüber *N. ovata* weisen. Allerdings muß man sich zunächst vor eiligen Schlüssen, besonders auf Grund der Epidermisstrukturen hüten, da man von diesen ja noch zu wenig kennt. Besonders stutzig hat mich in bezug hierauf die Epidermis von *N. tenuifolia* Schloth. sp. gemacht, die ich — wenn auch nur in kleineren Partien — ebenfalls von Saarbrückener Material erhielt, aber nicht mit abgebildet habe. Die Oberhaut zeigt geradlinige, langgestreckte Zellen, wie etwa die von *Mariopteris* bei Huth, a. a. O. Taf. II, 5, die Unterhaut wenig klar begrenzte Zellen, aber sehr deutliche Stomata, stellenweise mit deutlich erkennbarem Schlitz. Sie zeigt also keine Spur von den undulierten Oberhautzellen, die *N. ovata* besitzt, von der gleich die Rede sein wird. Offen gestanden hatte ich für *Neur. tenuifolia* ähnlichen Befund wie bei *N. ovata* erwartet, da beide in dieselbe Gruppe (*imparipinnatae*) gestellt werden.

Wenden wir uns nun zur kurzen Beschreibung der Epidermen.

I. Neuropteris ovata Hoffmann.

a) Große Einzelfieder von Grube von der Heydt bei Saarbrücken aus der Flammkohle. (Taf. 32, Fig. 3, 4.)

Die Oberhaut, Taf. 32, Fig. 3, zeigt stark undulierte Zellenwände, wie man sie bei Farnen und anderen Gewächsen, z. B. auch bei den Blättern von Bennettiteen (*Anomozamites*, *Pterophyllum* z. T., *Otozamites* usw.) kennt. Die Adertracen sind durch länger gestreckte Zellen und weniger stark undulierte Zellenwände sehr deutlich ausgeprägt, wie auch sonst gewöhnlich. Im übrigen ist die Epidermis glatt und ohne weitere Epidermalanhänge, auch ohne Stomata. Sie ist auch dicker als die Unterhaut.

Die Unterhaut (Fig. 4) ist ganz abweichend davon gebaut. Die Zellwände sind ganz geradlinig, die Zellen etwas längsgestreckt, ihre Wände nur wenig hervortretend. Man erkennt deutlich die in Reihen auftretenden zahllosen Stomata, in deren Öffnung manchmal etwas weißliche Mineralsubstanz eingedrungen ist, die von der

Säure nicht beseitigt worden ist, also kein Calcit oder ein anderes leicht zersetzliches Mineral sein kann. Diese Mineralsubstanz läßt auch im auffallenden Licht die Stomata deutlich sehen. Die Zeilen zwischen den mit Spaltöffnungen bedeckten Streifen markieren die Adern und sind frei von Spaltöffnungen. Außer den Spaltöffnungen sieht man noch über die ganze Epidermis verteilt größere rundliche Löcher, die also sowohl die Stomata führenden als auch die unter den Adern verlaufenden Zeilen bedecken. Man kann sie am ehesten als Ansatzpunkte oder Basalteile von Haaren oder Papillen ansehen, worauf besonders die Verhältnisse bei den kleineren Fiedern der Art (s. weiter hinten) mit Bestimmtheit deuten. Da an diesen die Haare z. T. noch ansitzend gefunden wurden, so ist es möglich, daß die jungen Fiedern unterseits behaart waren, daß die Haare bei den älteren Blättchen aber abgestoßen wurden. Andererseits zeigt das Verhalten der stark behaarten *N. Scheuchzeri*, wo ebenfalls nicht die Haare, sondern auch nur die Ansätze gefunden wurden, daß man auch mit der Zerstörung der Haare bei der Mazeration rechnen muß, so daß also die Frage, ob die Behaarung persistierte oder abfällig war, offen bleiben muß. Im Gegensatz zu *N. Scheuchzeri* müssen die Haare bei dieser Art ziemlich gleich groß gewesen sein, worauf der gleiche Durchmesser der Ansatzstellen weist. Daß man bei der Feinheit der Haare diese noch nicht an Abdrücken bemerkt hat, kann nicht weiter verwundern.

b) Kleinere Fiedern von Gipfel eines Wedels oder Seitenteil eines solchen. Grube Hostenbach, Schacht Union bei Saarbrücken, aus der Flammkohle (Taf. 32, Fig. 1, 2).

Die Struktur ist dieselbe wie bei der größeren eben behandelten Fieder. Jedoch sind Adertracen auf der Oberseite (mit den undulierten Wänden) nicht sichtbar, unterseits aber durch die Reihung der Stomata markiert. Das abgebildete sehr schöne Präparat (Fig. 1) zeigt sowohl Unter- wie Oberseite, die noch am Blattrande zusammenhängen. Haaransätze sind an der Unterseite deutlich zu sehen, z. T. sitzen noch Haare (H, Fig. 2) oder deren untere Teile daran (h), wovon eben schon die Rede war. Dieser Umstand macht auch die Richtigkeit der Deutung der analogen »Löcher« auf der Unterseite der größeren Fieder kaum fraglich.

II. Neuropteris Scheuchzeri Hoffmann.

Grube König bei Saarbrücken, Fettkohle (Taf. 32, Fig. 5—8).

Daß diese Epidermen durch Behandlung mit Schieferunterlage gewonnen wurden, ist schon oben erwähnt worden. Die Oberseite zeigt ziemlich gradlinige, etwas längsgestreckte bis polygonale Zellen und sonst keine weiteren Skulpturen. Nur an einer Stelle bemerkte ich auf einem Hautstück eine Zeile von »Löchern«, deren Bewandtnis noch unklar bleibt (Taf. 32, Fig. 8); sie sehen jedenfalls anders aus als die Haaransätze der Unterseite und sind wohl keine solchen, wogegen auch ihre Verteilung spricht.

Die Unterseite ist wieder dünner und die Zellwände treten schwächer hervor. Stomata glaube ich, reihig verteilt, bei Anwendung von Blenden und schiefer Beleuchtung unter dem Mikroskop gesehen zu haben, doch traten sie sehr schwach hervor; um so mehr muß man sich wundern, daß im Bilde deutliche Andeutungen davon n Gestalt dunkler länglicher Fleckchen herausgekommen sind; auch die etwas helleren, der Stomata entbehrenden Aderzonen sind schwach sichtbar. Dagegen sieht man sofort massenhaft die Ansätze der Haare (h), die auf der Unterseite der Fiedern ja auf den Abdrücken oft fast schon mit bloßem Auge sichtbar sind. Sie sind von sehr verschiedenem Durchmesser, was durchaus mit der Beobachtung der verschiedenen Länge und Dicke der Haare bei dieser Art übereinstimmt. Die Haare selbst sind nicht bemerkbar und müssen bei der Mazeration zerstört worden sein. Ich habe davon auch nichts beim Betrachten der Präparate vor der Behandlung mit NH_3 gesehen. Jedoch war die Spur der ehemals daran haftenden Haare an einigen Stellen durch Rinnen angedeutet, die auf die Haaransätze zu verliefen und durch anhaftende Schiefersubstanz gebildet wurden. Weiterhin habe ich aber bemerkt, daß wenigstens ein Teil der Haare oft in der Gegenplatte stecken bleibt, also beim Auseinanderschlagen der Stücke abreißt, wie ich das auch bei *Pecopteris Miltoni* (Oberschl. Steinkohlenflora 1913, S. 156) einmal beobachtet habe. Wie aber das Beispiel von *Neur. ovata* (Fig. 2) lehrt, braucht dies nicht immer der Fall zu sein, so daß

man auch wohl bei *N. Scheuchzeri* noch einmal der Epidermis noch ansitzende Haare gewinnen kann.

Es scheint, daß durch die verschiedene Konsistenz der Unter- und Oberhaut der *Neuropteris*-Arten — was auch für die vorn erwähnte *Neuropteris tenuifolia* gilt — eine Erscheinung erklärt wird, die man auf gut erhaltenen kohligen Abdrücken sehr oft bemerkt. Man sieht hier mit der Lupe zwischen den Adern (besonders schön habe ich es oft bei *N. tenuifolia* gesehen, aber auch bei *N. ovata*, *gigantea*, *heterophylla* u. a.) eine Art höckeriger Körnelung, deren Ursprung nunmehr in Schrumpfungserscheinungen infolge der ungleichen Dicke beider Epidermen zu suchen ist. Eine Behaarung oder Papillosität kann die Ursache nicht sein, denn *Neuropteris tenuifolia*, bei der, wie eben bemerkt, ich die Körnelung besonders gut beobachtet habe, hat vollständig glatte, haar- und papillenfreie Epidermen. Die Schrumpfung kommt nur zwischen den Adern zustande, da diese vermöge ihrer größeren Festigkeit eine stärkere Schrumpfung der Gesamtspreite — also auch der Teile über und unter den Adern — verhindern. Es ist nicht uninteressant, daß diese körnelige »Struktur«, über die ich mir schon öfters den Kopf zerbrochen hatte, so eine ganz einfache Erklärung durch unsere Präparate findet.

Anschließend möchte ich schließlich noch einige Bemerkungen machen. Nachdem in der vorliegenden Mitteilung Haaransätze an den Epidermen mehrerer *Cycadofilices* oder Pteridospermen und andererseits auch deren Stomata bekannt gemacht sind, dürften die von Huth a. a. O. als Stomata gedeuteten Gebilde endgültig als ähnlicher Natur anzusprechen sein, wie dies R. Potonié schon auf Grund anderer Erwägungen getan hat (Sitzungsber. Naturf. Freunde, 1913, S. 453 ff.); die Stomata haben sich als ganz normal gebaut und verteilt erwiesen. Huth war wohl zu seiner Ansicht dadurch gekommen, daß andere Autoren ähnliche Dinge ebenfalls irrtümlich als Stomata angesehen hatten, denn die von Zeiller bei *Alethopteris Grandini* angegebenen Stomata möchte ich jetzt ebenfalls nicht für solche halten.

Über die Abbildung der vorbehandelten Präparate seien noch einige Worte gestattet. Die Präparate, besonders der Unterhäute, sind außerordentlich dünn und daher kontrastlos, so daß man zur Verdeutlichung unter dem Mikroskop oft Abblendung, schiefe Beleuchtung usw. heranziehen muß. Auf die photographische Platte stellt sich die Wirkung indessen erfreulicherweise günstiger heraus als man erwarten sollte; wenn man auch nur flaue Negative erhält, so zeigen diese doch genug. Man kann auch mit Verstärkung nachhelfen; als besonders geeignet habe ich aber das Kopieren mit Kontrast-(»Rembrandt«)-Papier gefunden. Die Abbildungen zeigen dies zur Genüge.

Systematische Untersuchungen auf dem angedeuteten Wege müssen für später aufgespart bleiben; für den Zweck, weitere Möglichkeiten der Mazerationsmethode zu zeigen, genügt das Mitgeteilte.

Berlin, den 17. November 1914.

Zur Altersfrage der subhercynen Braunkohlenformation.

Eine Entgegnung an Herrn H. Scupin in Halle.

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

In diesem Jahrbuch für 1914, I, S. 282—291 hat H. Scupin eine kleine Arbeit veröffentlicht: Das Alter der Hallischen Braunkohlen. Er bekämpft darin die Ansicht des Verfassers, daß die gesamten, zur subhercynischen Braunkohlenformation gehörenden Ablagerungen einheitlichen, und zwar eocänen Alters seien. Er weist ihnen im Gegensatz dazu ein verschiedenes Alter zu — in welcher Weise, soll im folgenden dargelegt werden.

Zunächst eine Bemerkung allgemeinerer Art. Scupin gibt an (S. 283), daß das eocäne Alter der in Frage stehenden Braunkohlen von manchen Autoren nicht angenommen sei (Wüst, Credner, Siegert und Weissermel), unterläßt aber andererseits darauf hinzuweisen, daß andere dem Vorschlag des Verfassers durchaus und ohne Einschränkung gefolgt sind; ich nenne ihm E. Kayser, Lehrbuch der Geologie, II. Teil: Geol. Formationskunde, V. Aufl., S. 593; K. Keilhack, Erdgeschichtl. Entwicklung und Geol. Verhältnisse von Magdeburg. Magdeburg 1909, S. 47 ff; K. Keilhack in G. Klein, Handbuch für den Deutschen Braunkohlenbergbau, I. Aufl. Halle 1907, II. Aufl. Halle 1913; E. Harbort, Beiträge zur Geologie der Umgebung von Königslutter und zur Tektonik des Magdeburg-Halberstädter Beckens. Dieses Jahrb. f. 1913, I, S. 233. Etwa zur selben Zeit wie die Arbeit von Scupin erschien: J. Stoller, Geologische Verhältnisse und erdgeschichtliche Entwicklung der Lüneburger Heide. Lüneburger Heimatbuch I, Bremen 1914, S. 31.

Daß ich selber in den Erläuterungen zu Blatt Quellendorf jene Ablagerungen als »terrestrisches Unteroligocän oder Eocän« dargestellt habe, beruht auf der amtlichen Festsetzung der Kgl. Geologischen Landesanstalt zu Berlin, der ich mich als Beamter fügen mußte.

Nun zur Sache selbst!

Scupin schreibt (S. 283), daß er meiner Auffassung eines eocänen Alters in den drei Becken von Helmstedt, Egeln und Aschersleben beitrete, dagegen dieses Alter für die Kohlen von Halle und Leipzig verneine.

Prüfen wir die Gründe für diese Auffassung, so sind sie scheinbar höchst einfacher Art: überall da, wo noch marines Unteroligocän auf den älteren Braunkohlen vorhanden ist (Becken von Aschersleben, Egeln und Helmstedt), sollen die Kohlen eocän sein, wo dieses aber fehlt und die Kohlen von marinem Mitteloligocän bedeckt sind, unteroligocän; letzteres ist im wesentlichen der Fall in dem Gebiet von Anhalt, bei Halle und Leipzig. Aber Scupin führt bereits vereinzelte Ausnahmen an, denn (S. 291) »die Braunkohlen von Mücheln sowie wohl auch die von Lützkendorf und Möckerling im Geiseltale dürften in ihrem untern Teil eocänen, im oberen unteroligocänen Alters sein«. Dieses etwas mosaikartige Bild wird nicht einfacher und klarer, wenn Scupin S. 290 schreibt: »Möglich, daß auch noch einzelne der westlichen Braunkohlenvorkommen mit ihrer Basis dem Eocän angehören«. Die Auffassung von dem eocänen Alter der tieferen Schichten von Lützkendorf beruht jedenfalls auf den Funden von *Lophiodon*-Zähnen auf primärer Lagerstätte, über die H. Schroeder[1]) eine kurze Notiz gebracht hat, der demnächst eine größere Abhandlung über diesen Gegenstand folgen wird.

Dabei mag gleich erwähnt sein, daß auch von einer andern Stelle bereits *Lophiodon* bekannt ist, nämlich von Helmstedt. Dort ist in den Phosphatgruben des marinen Unteroligocäns das Landtier *Lophiodon* aufgefunden, die dort gefundenen Reste sind jedoch stark abgerollt, befinden sich auf sekundärer Lagerstätte

[1]) H. Schroeder, Das Vorkommen der Gattung *Lophiodon* in der Braunkohle Sachsens. Centralbl. f. Min. usw., 1913, No 11, S. 351.

und sind sicher bei der Transgression des Unteroligocän-Meeres aus der darunter liegenden Braunkohle aufgearbeitet; H. Schroeder wird auch auf diese von H. B. Geinitz als *Lophiodon rhinocerodes* bestimmten[1]) Reste in der oben angekündigten Arbeit ausführlich zurückkommen.

Eingehender sucht sodann Scupin seine Anschauung zu begründen, daß — mit den eben erwähnten Ausnahmen — die Kohlen dann eocän seien, wenn noch marines Unteroligocän über ihnen vorhanden ist, unteroligocän, wenn solches fehlt. Wenn man in diesem Gebiet, so führt er aus, die Kohlen als eocän betrachtet, so muß man annehmen: entweder sind Ablagerungen des marinen Unteroligocäns seinerzeit nicht sedimentiert worden, da das Meer nicht soweit gereicht hat, oder sie sind vorhanden gewesen, aber später wieder zerstört worden. Beide Anschauungen sollen für das Gebiet von Halle usw. nicht zutreffen, sondern es sollen hier die marinen Bildungen durch kontinentale, nämlich eben unsere Ältere Braunkohlenformation, ersetzt sein. Bei Erörterung der ersten Annahme, daß marine Ablagerungen in jener Zeit bei Halle usw. gefehlt hätten, führt Scupin an (S. 286): »Wird dann die Bildung der angeblich gleichaltrigen kontinentalen Eocän-Sedimente in annähernd gleicher Höhenlage und eine Senkung nur des Westgebietes bezw. eine Hebung des östlichen Anhaltischen und des Hallischen Gebietes am Ende der Eocänzeit angenommen, so ist kein Grund einzusehen, der eine Unterbrechung der kontinentalen Bildungen im Unteroligocän herbeigeführt haben könnte, da die Bedingungen für ihre Bildung sich kaum geändert haben dürften«.

Gegen die Fortsetzung der kontinentalen Bildungen zur Unteroligocänzeit in unmittelbarem Anschluß an die gleichen Bildungen des Eocäns sprechen aber noch tektonische Bedenken, wie wir gleich sehen werden, nur müssen wir uns zuvor noch mit der zweiten Bemerkung von Scupin beschäftigen, daß bei Halle usw. vielleicht marines Unteroligocän vorhanden, später aber wieder zerstört worden sei. Dabei wirft Scupin die Frage auf: »Wann

[1]) H. B. Geinitz, Über neue Funde in den Phosphatlagern von Helmstedt, Büddenstedt und Schleweke. Isis, Jahrg. 1883, Dresden 1884, Abh. S. 37 und 107.

sind die marinen Ablagerungen wieder zerstört worden?« Diese Frage leitet über zu den Erscheinungen, die sich jedesmal bei einem Formations- oder Stufenwechsel mariner Bildungen einstellen. Wie wir aus zahlreichen Fällen wissen, ist mit dem Wechsel von Formationen oder ausgeprägten Unterabteilungen wohl regelmäßig eine Krustenbewegung der Erdrinde verbunden, anders ausgedrückt, die neuen Meere sind jedesmal durch tektonische Vorgänge bedingt. Dieser Fall gilt auch für unser marines Tertiär. Wie bekannt, ist das marine Unteroligocän keineswegs auf Mitteldeutschland beschränkt, sondern greift auch auf Süd-England, Belgien, Samland, das südliche europäische und asiatische Rußland, Ungarn, Kroatien, Slavonien und einen Teil der Alpen über. Dagegen ist in Deutschland marines Mitteloligocän östlich der Oder kaum noch anstehend bekannt, es hat hier also von der Unter- zur Mitteloligocänzeit eine nicht unerhebliche Regression stattgefunden, bei der naturgemäß ein Teil der vorher gebildeten Ablagerungen der Zerstörung anheim fielen. Das trifft für unser Gebiet trotz des Vorhandenseins des Mitteloligocäns umsomehr zu, als die Sedimente des marinen Unteroligocäns vorwiegend aus lockeren sandigen Bildungen bestehen und eine im allgemeinen recht geringe Mächtigkeit besitzen. Auf ähnliche Erscheinungen hatte Verf. vor kurzem in seinem Aufsatz über die Regression des Obersenon-Meeres in Nordostdeutschland hingewiesen[1]). Daß solche Zerstörungen in der Tat stattgefunden haben, ergibt sich mit Sicherheit daraus, daß man wiederholt in marinen jüngeren Schichten Reste von älteren, mehr oder weniger unmittelbar vorhergehenden aufgearbeitet vorfindet. Vor vielen Jahren hat mich A. Denckmann in der Nähe von Marburg am Wollenberg bei Wetter darauf aufmerksam gemacht, daß hier Formen des Iberger Kalkes auf sekundärer Lagerstätte im jungen Oberdevon auftreten. Nach gütiger Mitteilung von A. Denckmann fand dieser ferner Clymenien verschiedener Niveaus des obersten Oberdevons als Tuffbreccie überlagert von hohem oberdevonischen Cypridinenschiefer, und bei Dörnten (Harzrand) liegen Fossilien

[1]) Über Mucronaten-Sandsteine mit aufgearbeiteten Senon-Phosphoriten und die Regression des Obersenons. Dieses Jahrb. f. 1913, I, S. 174—179.

der Germaini- und Jurensisschichten (also des obersten Lias) auf sekundärer Lagerstätte in Opalinus-Tonen. Diese Beispiele ließen sich leicht vermehren.

Ähnlich können die Verhältnisse auch in unserem Gebiet liegen. Der Umstand, daß hier heute marines Unteroligocän von marinem Mitteloligocän überlagert wird, läßt durchaus nicht den Schluß zu, daß die Entwicklung des Mitteloligocän-Meeres aus dem der Unteroligocänzeit nun sicher ohne Regressions- oder Transgressionserscheinungen erfolgen mußte.

Wir kommen zur Tektonik.

Nach heutiger Auffassung haben sich die Süßwasserbildungen des Tertiärs, soweit sie nicht vielleicht bei geringer Mächtigkeit kleinere vorgebildete Becken vorfanden und ausfüllten, dadurch gebildet, daß im Festland verschiedene Krustenbewegungen größeren oder geringeren Umfanges auftraten, die sich in schwachen Faltungen der Erdrinde äußerten. In diesen so tektonisch vorgebildeten Senken siedelte sich dann unter geeigneten günstigen Verhältnissen eine Torfflora an, die das Material für die sich später daraus entwickelnden Braunkohlenflöze abgab. Diese Faltungen hielten während der ganzen Zeit der Flözbildung an, denn sonst wäre die Entstehung eines gewaltigen, bis 50 oder 100 m mächtigen Braunkohlenlagers nicht zu verstehen: der Boden muß an diesen Stellen stets mehr oder weniger gleichmäßig muldenförmig eingesunken sein. Erst als die tektonischen Bewegungen ihr Ende erreichten, als keine weitere Vertiefung des Bodens mehr erfolgte, hörte die Torfvegetation auf zu wachsen, und es erfolgte in zahlreichen Fällen eine Stagnation der Süßwasserbäche, deren feinste Trübe sich dann als Tondecke auf dem »Rohhumus« flächenhaft niederschlug. Das Auftreten verschiedener Flöze zwingt uns zu der Auffassung, daß sich diese Bewegungen der Erdrinde gelegentlich wiederholten, ebenso sind wir genötigt anzunehmen, daß diese Faltungsprozesse sich im allgemeinen nicht über größere Gebiete erstreckten, sondern mehr lokaler oder regionaler Natur waren. Dafür spricht die Unmöglichkeit, in einem größeren Braunkohlenrevier wie in dem Verbreitungsgebiet der subhercynen Braunkohlenformation die einzelnen Süßwasserbil-

dungen, nämlich Tone, Quarzsande und Braunkohlenflöze, miteinander zu parallelisieren.

Ganz anders liegen die Dinge, wenn auf kontinentale Bildungen eine Meeresbedeckung erfolgte, wie das in Mitteldeutschland beim Übergang von terrestrischem Eocän zum marinen Unteroligocän der Fall war. Hier waren es nicht einzelne beschränkte Gegenden oder Bezirke, die von dem einziehenden Meer überkleidet wurden, sondern ganz gewaltige, weit ausgedehnte Flächen. Und daß diese Meerestransgression ebenfalls durch tektonische Bewegungen der Erdrinde bedingt war, ist ohne weiteres klar. Nur verdient der große quantitative und qualitative Unterschied gegenüber den zur Braunkohlenbildung führenden Vorgängen noch einmal hervorgehoben zu werden: im Gegensatz zu den Faltungen, die mehr lokaler und räumlich beschränkter Natur waren, handelt es sich bei der Meeresinvasion um eine Senkung, die, wie wir beim marinen Unteroligocän gesehen haben, ein ungewöhnlich ausgedehntes Gebiet umfaßt hat.

Wenden wir diese Betrachtung auf unsere in Frage stehenden Braunkohlenbildungen an, so haben wir gesehen, daß diese zahlreichen, aber regional begrenzten und verhältnismäßig kleinen Faltungen der Erdrinde ihre Entstehung verdanken, daß dagegen der Einzug des Unteroligocän-Meeres auf eine einzige Senkung von erheblichem Umfang zurückzuführen ist. Dabei bleibt es schwer zu verstehen, daß sich diese Faltungen zur Unteroligocänzeit noch weiter fortgesetzt haben sollten, während zu dieser selben Zeit bereits eine andere Bodenbewegung des unmittelbar benachbarten Gebietes, eine Senkung, eintrat. Unserer Auffassung nach lösten sich die beiden tektonischen Vorgänge durchaus ab: zuerst erschienen im Eocän die Faltungen, danach aber erfolgte im Unteroligocän eine ausgedehnte Senkung. Soweit mir bekannt ist, ist kein Punkt der Erdrinde zu gleicher Zeit von zwei verschiedenen tektonischen Vorgängen betroffen worden. Wo man geglaubt hat derartiges wahrzunehmen, haben sich diese Vorgänge immer in eine Anzahl zeitlich aufeinander folgender Erscheinungen aufgelöst. Ebensowenig, wie man annehmen kann, daß eine größere Senkung schon zur Eocänzeit erfolgte — marines Eocän ist in diesem

Gebiet durchaus unbekannt —, kann man an eine Gleichzeitigkeit der beiden tektonischen Vorgänge zur Unter-Oligocänzeit glauben.

In hohem Maße befremdend ist es, daß Scupin die positiven Ergebnisse der Florenuntersuchung dieses Gebietes unberücksichtigt läßt. Ich führe zunächst die Arbeit von P. Friedrich[1]) an: Beiträge zur Kenntnis der Tertiärflora der Provinz Sachsen, 1883. Von den acht Lokalfloren, die dort beschrieben werden, heißt es bei No 1, der Knollensteinflora (S. 277): »Von den 40 bekannten Arten sind 15 auf die Knollensteinfundorte beschränkt und 21 weiter verbreitet. Von letzteren kommen 13 auch im Eocän vor.« Bei No 3, Bornstedt, heißt es (S. 279): »13 von ca. 49 Arten kommen auch im Eocän vor, darunter charakteristische Formen wie

Asplenium Wegmanni Bgt.
» *subcretaceum* Sap.
Lygodium Kaulfussi Heer
Ficus crenulata Sap. und
Anacardites curta Wat. sp.«

Über No 5, Riestedt, wird geschrieben (S. 281): ». . . . Dagegen gehört *Dryophyllum curticellense* Wat. sp. einem dem Oligocän und Miocän ganz fremden Typus an, welcher bisher nur aus der Flora von Gelinden und dem Eocän des Pariser Beckens bekannt war.«

v. Fritsch, der bekanntlich die Tertiärformation Mitteldeutschlands in dem Werk von M. Vollert: Der Braunkohlenbergbau im Oberbergsamt-Bezirk Halle und in den angrenzenden Staaten, Halle 1891, bearbeitet hat, charakterisiert die Flora der subhercynischen Braunkohlenbildung mit folgenden Worten (S. 20): »Dabei ist zu betonen, daß eine verhältnismäßig sehr große Zahl der Bäume dieser ältesten unserer Tertiärstufen lederartige immergrüne Blätter besaß, und daß eine nicht geringe Artenzahl auf Pflanzen entfällt, die man nur aus Eocängebilden anderer Gegenden kennt, oder etwas älter ist.«

Neuere Untersuchungen liegen von P. Menzel-Dresden vor, er bestimmte (in Harbort, a. a. O., S. 232 und 235) von der Grube

[1]) Abh. z. Geol. Spezialk. v. Preußen u. d. Thüring. Staaten, Bd. IV, Heft 3.

Prinz Wilhelm der Helmstedter Mulde eine reiche Flora, von denen die meisten Arten mit eocänen Formen des Pariser Beckens identifiziert werden konnten.

Fassen wir die Ergebnisse zusammen, so ist von SCUPIN kein einziger positiver Beweis angeführt worden, demzufolge gewisse Braunkohlen des fraglichen Gebietes wegen ihrer Fauna oder Flora mit Notwendigkeit ein unteroligocänes Alter besitzen müßten. Dagegen sprechen für ein einheitliches, und zwar eocänes Alter dieser Kohlen außer dieser negativen Feststellung noch folgende Punkte.

1. Die so gänzlich verschiedene Verbreitung der kontinentalen und marinen Ablagerungen, die sich nur zu einem sehr geringen Teil überdecken, zwingt uns, ein einheitliches Alter der terrestrischen Bildungen anzunehmen.

2. Die tektonischen Vorgänge machen es höchst wahrscheinlich, daß während der Eocänzeit zahlreiche kleinere Faltungen in dem Festland stattfanden, während danach, zur Unteroligocänzeit, in demselben Gebiet eine einzige ausgedehnte Landsenkung Platz griff.

3. Die Funde von Wirbeltierresten (*Lophiodon*) von der Grube Cecilie bei Mücheln und von Helmstedt sprechen für ein eocänes Alter der subhercynen Kohle.

4. Die Flora der Braunkohlenschichten von Halle und von Helmstedt führt überwiegend eocäne Elemente.

Berlin, den 16. November 1914.

Neue Beobachtungen an den Lissaer Endmoränen.

Von Herrn **O. Tietze** in Berlin.

Hierzu Tafel 33 und 34.

a) Ihre weitere westliche Fortsetzung von Lieberose nach Sperenberg.

Der Verlauf der Lissaer Endmoränen bis in die Gegend von Lieberose ist in diesem Jahrbuch[1]) dargestellt worden. Der letzte westlich Lieberose angegebene Teillobus der Endmoräne in der Richtung auf Byhlen hin war nur auf Grund der topographischen Angaben der Meßtischblätter vermutet worden. Doch wurde das Vorhandensein des vor ihm sich ausbreitenden Sanders, der sich zum Alluvialboden des Spreetales senkt, damals schon durch die Untersuchung im Gelände bestätigt. Die Gestaltung der zugehörigen Endmoräne ist nunmehr durch neue Begehungen genauer bekannt geworden (Taf. 33).

In dem herrschaftlichen Forst Lieberose liegt ein gewaltiger, mehrere Kilometer langer, gegen Südost konvexer Bergrücken, dessen höchste Erhebung östlich der Försterei Burghof bis zu 108,1 m ansteigt. Nach Südost schließt sich an diesen Rücken in etwa 75 m Meereshöhe der nach Südosten und Süden geneigte flache Sander an, während nach Nordwesten eine äußerst kuppige Landschaft sich anlehnt, in die mehrere Seen und sogenannte Luche eingesenkt sind. Der Nordwest-Abfall des Endmoränenbogens zu diesem Gebiet ist sehr steil, am auffallendsten bei der schon genannten Försterei Burghof, wo auf kaum 1000 m Entfernung der Höhenunterschied vom Kamme der Endmoräne bis zu

[1]) für 1911, Bd. XXXII, II, S. 179.

dem bei der Försterei gelegenen See über 40 m beträgt. Im Nordosten bei Lieberose schließt sich der Bogen an den schon bekannten von Osten herankommenden Endmoränenzug südlich des Vorwerks Hollbrunn an. Nördlich dieses Vorwerks sind in der Ziegelei an der Chaussee auf dem halben Wege nach Lieberose horizontal geschichtete, oben gelb, unten blau gefärbte Staubeckentone aufgeschlossen, von einer oft kaum 1 m mächtigen Schicht feinen Sandes, der kleine Geschiebe führt, überdeckt. Nach Westen hin erleidet der einheitliche Verlauf des Moränenbogens eine Unterbrechung insofern, als die Kottbuser Berge, ein Teil des Hauptbogens, sich sowohl südlich des Theerofen-Sees, als auch nördlich davon in den Zehmischen Bergen fortsetzen. Dieser Verdoppelung des Endmoränenrückens entsprechen Höhen, die das sogenannte Große Luch nach Süden und Südosten hin umgeben.

Noch weiter westlich, bei Byhlen, durchbricht die von Beeskow über den Schwieloch- und Mochow-See herabkommende Seenrinne den Endmoränenzug. Dieser löst sich bei der Annäherung an diese alte Schmelzwasserrinne in eine Menge von Kuppen und einzelnen Hügelreihen auf, innerhalb deren jetzt die Wasserscheide zwischen Spree und dem Endmoränenhinterland liegt. Hier bildete die Eismasse in der Richtung auf Burg im Spreewald eine nach Süden weit vorspringende, breite Zunge. Die an ihrem äußeren Rande entstandenen endmoränenartigen Bildungen sind aber nur zum Teil erhalten, so namentlich in ihrem östlichen Teil um den Byhleguhrer See her, während westlich dieses Sees, bei Straupitz, eine Rinne von Norden her durchbricht, deren Wasser zusammen mit den bei Byhlen durch die dortige Rinne herabkommenden Wassern die alten Aufschüttungen während der Abschmelzperiode zerstört haben müssen. Auch ist heute vor dieser Zunge kein Sander mehr vorhanden, sondern die Alluvionen des Spreetales schließen sich unmittelbar an die endmoränenartigen Bildungen, den Kotschersberg und Mühlenberg bei Mühlendorf und den Weinberg westlich Straupitz an, zwischen denen die weiter nordwärts über Waldow-Syckadel zu verfolgende Schmelzwasserrinne ausmündet; diese entwässert jedoch nur noch in ihrem südlichen Teile nach der Spree hin.

Daß die einst in diesem äußersten Lobus entwickelten Endmoränen nicht unbeträchtlich gewesen sein können, dafür spricht noch heute der Straupitzer Weinberg, der, 38 m über das südlich vor ihm gelegene Spreetal sich erhebend, einen weiten Ausblick über den Spreewald selbst, wie auch das nördlich sich anschließende Hügelland gewährt. Auch die Breite des Byhleguhrer Sees, der heute noch die Rinne von Ufer zu Ufer ausfüllt, beweist, daß hier eine beträchtliche Wassermenge in ostwestlicher Richtung ausgetreten sein und das südliche Vorland der weiter westlich gelegenen Endmoränen bespült haben muß.

Staubeckentone im Hinterland dieser vordersten Endmoränenstaffel sind besonders in der Ziegelei nördlich Neu-Zauche aufgeschlossen. Auch unmittelbar nordöstlich von Straupitz hat man früher Tone abgebaut, jetzt aber wegen ihrer zunehmenden Magerkeit aufgegeben, so daß sie in Aufschlüssen nicht mehr beobachtet werden können. Die Landschaft nördlich Straupitz und namentlich Neu-Zauche ist sehr kuppig; ein sehr sandiger Geschiebemergel bildet dort den flachen Untergrund, der von Geschiebesanden bedeckt wird.

Die weitere Führung übernehmen nördlich Straupitz die mit Wald bedeckten Höhen südöstlich Laasow und östlich und nördlich Sakrow. Hinter ersteren breiten sich östlich und westlich des Laasower Sees Staubeckentone aus, die in vier Ziegeleien aufgeschlossen waren.

Von Kamminchen-Pechhütte zieht sich sodann in nordwestlicher Richtung an Briesen vorbei bis Biebersdorf ein aus Hügelreihen und vielen vereinzelten Kuppen bestehendes Gebiet, das südwestwärts von einem mehr oder weniger schmalen Sandersaum umgeben ist. An der südlichen Grenze gegen den Sander hin erheben sich die Höhen 20—30 m über dessen Fläche. Das Hinterland ist aber nicht minder kuppig und enthält Hügel, die an Höhe die der äußersten Endmoränenreihen z. T. beträchtlich übertreffen. In dieses Hinterland sind aber auch mehrere große Seen eiszeitlicher Entstehung eingesenkt; z. T. sind sie untereinander durch vertorfte, alte Schmelzwasserrinnen verbunden, deren Verlauf in südlicher bis südwestlicher Richtung auf eine dem oben beschrie-

benen Verlauf der Endmoränen entsprechende frühere Eisrandlage hinweist.

Von Biebersdorf aus verläuft die Endmoräne nordwärts auf Krugau hin und erhebt sich im Marienberg bis zu 110 m Meereshöhe. Östlich Biebersdorf stehen in der Ziegelei an der Chaussee Bändertone unter steinigem Sande, z. T. unter Geschiebemergel an.

Mit den Höhen von Krugau ist wieder ein größerer Endmoränenabschnitt abgeschlossen, die Endmoränen zwischen Neiße und Spree. Die Lücke, die in ihrem weiteren Verlaufe klafft, beträgt 8—9 km und wird von den alluvialen Bildungen der Spree ausgefüllt. Östlich dieses Flusses breiten sich nördlich Lübben auf Schlepzig zu ebene, oft mit Dünen besetzte Sande über großen Flächen aus. Sie führen, soweit man bei einer Begehung beobachten konnte, nur ganz vereinzelt kleine Gerölle, wie man ihnen in jedem alluvialen Flußsand begegnen kann. Diese Sande scheinen, obgleich sie sich immerhin einige Dezimeter über die jüngsten Alluvionen der Spree erheben, doch auch nur Sedimente dieses Flusses zu sein, vielleicht aus einer älteren Periode. Dafür spricht auch das mit dem Fallen des Flusses gleichsinnige Verflachen der Sande nach Norden hin. Der Umbiegung der Endmoränen bei Biebersdorf und Krugau entsprechend scheint der Eisrand hier einen einspringenden Winkel gebildet zu haben. Hier dürfte denn auch der erste Durchbruch der Spree nordwärts erfolgt sein. Aus dieser Zeit mögen jene Sande stammen. Später haben Stromverlegungen den Fluß den westlich sich anschließenden Endmoränen genähert, deren östliche Ausläufer gegenüber Schlepzig von den Wassern der Spree wahrscheinlich unterwaschen und abgetragen worden sind, ähnlich wie beim Durchbruch der Oder zwischen Lippen und Saabor. So erklärt sich durch denselben Vorgang die erhebliche Lücke im Endmoränenwall und der auffällige unmittelbare Anschluß der westlich folgenden Endmoränen an das Spreetal.

Das westlich der Spree in einem äußerst hügeligen Gebiete gelegene Örtchen Krausnick wird im Süden und Westen von einem prächtigen Bogen von Endmoränen umschlossen, die im

Süden bei dem Forsthaus Meierei, nachdem sie schon von der Gegend »Dürre Ziege« an allmählich niedriger geworden sind, sich auf eine Fläche von 2 km verbreitern. Dieses überaus bewegte, in eine Reihe ostwestlich verlaufender Hügelreihen aufgelöste Endmoränenstück wird bei dem oben genannten Forsthaus von den Alluvionen der Spree in einer nordsüdlich verlaufenden Linie glatt abgeschnitten.

Der Krausnicker Bogen erhebt sich gegen Westen bis zu Höhen von 105, 110 und 112 m; diese fallen nach Osten, also nach dem Hinterland der Endmoräne hin, sehr schnell und beträchtlich ab. Der Luchsee, nordwestlich Krausnick in der Mitte des Endmoränenzirkus gelegen, hat nur 52,7 m Meereshöhe, so daß der Abfall an 60 m auf eine Entfernung von 1 km beträgt. Vor dem Bogen legt sich ein breiter Sander an, der in 65—70 m Höhe an der Endmoräne ansetzt und gegen das Alluvialtal bis zu 55 m fällt.

Der eben genannte Lobus bildet in der Richtung auf den Köthener See hin einen einspringenden Winkel. Von dort aus schließt sich an die Moräne nach Westen hin wieder ein zwar flaches, aber sehr kuppiges Hügelland an, in dem bisweilen ostwestlich orientierte Hügelreihen die Hauptrichtung des Endmoränenverlaufs andeuten. Der Sander davor ist sehr breit. Unterbrochen wird das Hügelland durch die schmale Rinne der Dahme, die an Staakow-Oderin vorbei nach Norden abfließt. Diese Endmoränenlandschaft setzt sich fort über die Wachholder- und Scheerenberge zur Neuendorfer Heide (bei Teupitz), von wo, mit einer Art einspringenden Winkels ansetzend, ein neuer, vollkommener Endmoränenlobus über die Klappschlägers-, Schwarzen- und Motzenberge bis zum Eisenbahndamm Ukrow-Berlin verläuft.

Daß diese von einander abweichenden und sich gegenseitig ablösenden Formen der Endmoränen-Entwicklung doch einer und derselben Zeit entstammen, dafür spricht der gleichmäßig an ihrem Außenrand verlaufende Sander, der in einer Breite von etwa 5 km von 65—70 m Meereshöhe bis zu 55 m fällt, in welcher Höhe der Boden des bei Baruth vorbeiziehenden fast ebenen, alluvialen Talbodens liegt. Hinter den Endmoränen breitet sich das Seengebiet

von Teupitz bei eben dieser Stadt und die Zesch'schen Seen beim Orte gleichen Namens weiter westlich aus.

Hinter dem genannten Eisenbahndamm setzt sich die Endmoränenlinie zunächst in den Schwarzen- und Müllerbergen südwestlich Jachzenbrück fort. Im Hintergrunde dieses Bogens liegen der Wolziger und Wünsdorfer See. Die Höhen der Neuendorfer Heide und der westliche Rand der Bregenzer Berge scheinen die weitere Fortsetzung der Endmoränen darzustellen, die sich an den Horst alten Gebirges bei Sperenberg angelehnt haben mögen. Dafür spricht der Umstand, daß diese auffällige und stets unschwer verfolgbare Linie, deren Erstreckung auf eine Länge von 380 km, in der Luftlinie gemessen, nunmehr bekannt geworden ist, auch hier sich in den gleichen Formen wiederfinden dürfte. Das Zurückspringen der Linie gegen das ältere Gebirge bei Sperenberg, das offenbar dem Vorschreiten der Eismassen sich als Hemmnis entgegenstellte, ist den Verhältnissen bei den Gubener Höhen vergleichbar, die freilich nur aus Schichten tertiären Alters aufgebaut sind, oder dem merkwürdigen Verlauf der Endmoränen am Ost- und Westende des Grünberger Rückens, Erscheinungen, aus denen hervorgeht, daß diese Erhebungen wohl imstande waren, den Verlauf des äußeren Eissaums zur Zeit der Endmoränenablagerung ganz bestimmt zu beeinflussen.

Nach der Schilderung des äußeren Verlaufs der Endmoränen und zugehörigen Sanderbildungen sei kurz besprochen, was von dem inneren Bau der ersteren bekannt geworden ist. Leider sind auch in diesem Abschnitt wie in den früher dargestellten natürliche wie künstliche Aufschlüsse, die einen Blick in die petrographische Zusammensetzung der durch ihre äußeren Formen so gut gekennzeichneten Endmoränen gewähren, nur selten. Immerhin zeigen die wenigen Aufschlüsse vollkommene Übereinstimmung zwischen jenen Formen und den Anforderungen, die man an ihren inneren Aufbau stellen muß. Im allgemeinen bestehen die Endmoränenwälle, soweit kleinere Wegeeinschnitte und Gräbereien es erkennen ließen, vorwiegend aus steinführenden Sanden. Blockpackungen wurden in dem ganzen hier untersuchten Abschnitt nirgends beobachtet; nur vereinzelt fand sich eine reichere Be-

streuung mit Steinen. Da die meist nach Südwesten vorgelagerten Sander- und sie umrahmenden Alluvialsandflächen infolge ihrer den Südwestwinden ausgesetzten Lage sehr zur Bildung von Dünen neigen, so ziehen sich solche vielfach auch in die Endmoränen selbst hinein und verhüllen deren Oberfläche, so daß die Bestreuung oft nicht zu beobachten ist. Größere Aufschlüsse fanden sich an folgenden Stellen: Eine große Sandgrube in dem Schwarzen Berg südlich Neuhof auf Blatt Sperenberg zeigt, daß der Endmoränenwall dort bis zu 10 m Tiefe aus fluviatil geschichteten, kiesstreifigen Sanden besteht. Ein Aufschluß im Weinberg südlich Oderin läßt auch bis in einige Tiefe den Aufbau dieses Hügels als aus Sand- und Schotterpackungen bestehend erkennen. Ähnliche Sand- und Kiesmassen sind in den Endmoränen bei Neuendorf südwestlich Teupitz und am Guste-Luch beim Theerofen-See aufgeschlossen und abgebaut worden.

Aufpressungen älterer Schichten innerhalb des Endmoränenwalles finden sich auch, so bei Biebersdorf. In einer Grube nördlich der Chaussee steht sandiger Geschiebemergel an, in den sandiger, weißer Ton von unten her eingepreßt ist Am Osteingang des Dorfes findet sich der gleiche Geschiebemergel als Bedeckung der Innenseite des Endmoränenrückens; dessen Außenseite bilden fluviatil geschichtete, steinige Sande, die, wie der Aufschluß erkennen läßt, durch auskeilende Wechsellagerung mit dem Geschiebemergel verbunden sind, also das für Endmoränen typische Bild.

Die Sander gehen, wie schon gesagt, an ihrem Außenrand in alluviale Täler über, die z. T. ganz außerordentlich große Flächen bedecken. So erweitert sich das von Osten über Blatt Werben mit 4 km Breite kommende Spreetal im Gebiete des Spreewaldes auf den Blättern Burg, Lübbenau und Lübben auf 5—11 km Breite. Innerhalb dieser Blätter ist das Gefälle des Talbodens sehr gering; das Gebiet des Spreewaldes zwischen Lübben, Lübbenau, Straupitz und Burg liegt fast überall wenige Dezimeter über oder unter 50 m Meereshöhe.

Westlich Lübbenau auf Baruth zu steigt der Talboden wieder an und fällt westlich vom letztgenannten Orte von neuem, so daß bei Baruth selbst der Talboden auf einige Kilometer Erstreckung

völlig eben (bei 54,8 m über dem Meeresspiegel) liegt. Der Spreedurchbruch nördlich Lübben hat ein ziemliches Gefälle.

Wenn in dem ostwestlich gerichteten Tallauf, einem Teil des sogenannten Glogau-Baruther Urstromtales, sich ein einheitlicher, nach NW gerichteter Wasserabfluß befunden hat, wie man wohl für die Zeit annehmen muß, in der die Endmoränen ihre Sandermassen an seinem nördlichen Ufer ablagerten, so können doch die Höhenverhältnisse des heutigen Talbodens nur noch durch die postglaziale Gestaltung der heutigen Flußläufe erzeugt worden sein. Der Durchbruch der Spree in der Richtung Lübben-Schlepzig nach Norden hin hatte also die Verflachung des Talbodens von beiden Seiten auf Lübben hin zur Folge.

Untersucht man, unter welchen Verhältnissen zur Zeit der Abschmelzperiode, als die Eiswand auf dem Nordufer des Tales lag, ein durchgehender Strom letzteres benutzt haben kann, so beobachtet man ein verhältnismäßiges Fallen des oberen Saumes der Sanderflächen von den auf dem linken Ufer der Neiße bei Bärenklau gelegenen Endmoränen aus bis Sperenberg. Die entsprechenden Höhenzahlen sind etwa folgende: 93, 82, 79, 76, 75, 73, 71, 70,4. War das Tal je im gedachten Sinne ein Hauptabflußtal für die Schmelzwasser des ganzen Endmoränenzuges, so müßten sich auf dem gegenüberliegenden Talufer in den entsprechenden Höhen oder aber darunter Terrassenreste von einigem Zusammenhange finden. Am wahrscheinlichsten ist es, daß die das heutige Talalluvium unterteufenden Geschiebesande die Absätze jenes Urstromes darstellen, die durch postglaziale Aufschüttung, vor allem von steinfreien Sanden, bedeckt wurden, so daß die alte Talterrasse, die doch eine ungefähr im gleichen Sinne einheitlich geneigte Oberfläche besessen haben muß, heute verschüttet ist. Die flächenhafte Entwicklung der mit steinfreien Sanden aufgefüllten Alluvialtäler entspricht ähnlichen Erscheinungen im Osten im nördlichen Vorlande des Trebnitzer Katzengebirges, wie auch im Westen in den weiten Sandebenen längs der Ems und ihrer Zuflüsse.

Auch die landwirtschaftliche Ausnutzung dieser Sandflächen mit ganz flachem Grundwasserstand ist hier wie dort, abgesehen

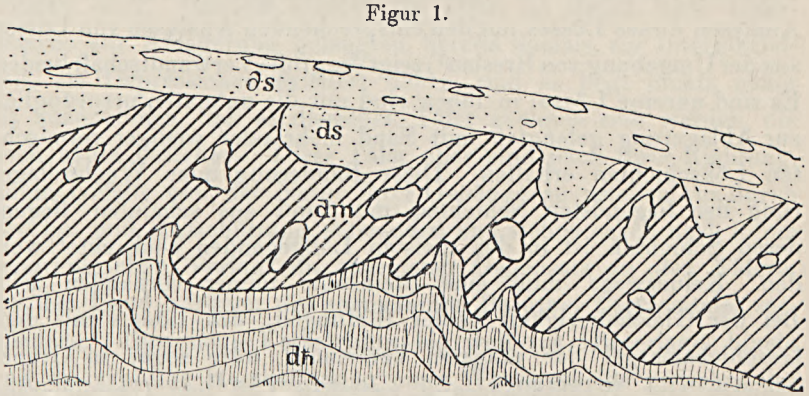
von örtlichen Gebräuchen, einander ähnlich: Getrennte Ansiedelung der Gehöfte, Kartoffel- und Roggenbau neben ausgedehnter Wiesenwirtschaft unter Benutzung des flachen Wasserstandes zum Transport der landwirtschaftlichen Erzeugnisse auf Kanälen findet sich im Spreewald wie in den Emsgebieten, wenn auch in letzterem Fall, weil die Bevölkerungsmenge weniger dicht ist, die Ansiedelung der Höfe weitläufiger und entsprechend auch die Zahl der Verkehrswege kleiner ist.

Betrachtet man das südliche Vorgelände der eben geschilderten Talrinne, so fehlen dort alle jene glazialen Formen, die nördlich der Endmoräne das topographische Bild noch heute beherrschen, keine Seenbecken, keine Schmelzwasserrinnen mit steilen Uferrändern und perlschnurartig aneinander gereihten Wassertümpeln; statt dessen finden sich flache Hügel, getrennt durch breite Täler ohne ausgesprochene Uferlinien, in denen zahlreiche und umfangreiche Teiche liegen. Nordwärts der Sanderflächen unruhiger Verlauf der Höhenkurven auf den Meßtischblättern, südlich der Talrinne das Gegenteil, außer in ihrer unmittelbaren Nähe, wohin das jüngste Eis mit seinem äußersten Saum gelangt sein kann, ohne freilich wesentliche Veränderungen in der Gestalt der älteren Formen bewirkt zu haben. Es ist aber wohl möglich, daß in diesem Vorland sich Interglaziallager finden, deren organische Reste durch eine Schicht echtglazialer Entstehung jüngsten Alters bedeckt sein können. Hierher gehören wahrscheinlich die bekannten Interglaziallager von Klinge bei Kottbus, also südlich der Lieberoser Endmoränen gelegen, woselbst 1,5—2,5 m Geschiebesand und Diluvialkies sich im Hangenden der Interglazialreste erhalten haben[1]). Ähnlich sind auch südwestlich Lübben, bei Treppendorf, steinige Sande in dünner Schicht mit deutlicher Diskordanz ausgebreitet über großen Massen bis tief ins Innerste stark gestörter und gestauchter Bändertone. In benachbarten Gruben finden sich in ähnlicher Weise mit Tonschichten gebänderte Sande ebenso mit ausgesprochener Störungszone. Die Staubeckenbildungen waren ursprünglich, wie noch in der Grube bei

[1]) C. Gagel, Die Beweise für eine mehrfache Vereisung Norddeutschlands in diluvialer Zeit. Geol. Rundschau IV, 5 u. 6, S. 382.

Blumenfelde zu beobachten ist, mit mächtigem Geschiebemergel bedeckt, der aber sonst überall zerstört ist. Die Form des ganzen Hügels bei Treppendorf ist flach mit sanft geneigten Gehängen, wie sie im Bereich alten Glazials vorzuherrschen pflegen. Die weiter westlich bei Niewitz gelegenen Ziegeleigruben weisen Profile auf, die diese Verhältnisse noch besser erläutern. Die bei der Windmühle gelegene Grube, von der hier eine Wand zur Darstellung gelangt, zeigt eine durchgehende kräftige Diskordanz

Figur 1.



Die Grube bei der Windmühle in Niewitz zeigt die Discordanz zwischen älterem und jüngerem Glazial.

zwischen einer wenig mächtigen Schicht steinigen Sandes und einem stark denudierten Geschiebemergel, in den von unten her in vielen Falten die liegenden Staubeckenbildungen eingequetscht worden sind. Die ursprünglichen Sattelköpfe des Geschiebemergels sind abgetragen, die dazwischen liegenden Mulden sind mit Sand ausgefüllt. Die Geschiebemergel wie Sand in gleicher Weise abschneidende Fläche entspricht jener aus der südlichen Umgebung Berlins bekannt gewordenen Diskordanzlinie[1]), in der die organischen Reste der jüngeren Interglaziale abgelagert zu sein pflegen. Die Geschiebesandschicht schließt nach oben mit einer Sohle z. T. sehr großer Windschliffe.

In benachbarten Gruben kann man beobachten, wie die stellenweise sehr mächtige Geschiebemergelbank vollkommen ver-

[1]) Vergl. Schmierer, Dieses Jahrb. für 1912, XXXIII, II, S. 402.

schwindet und die Diskordanz unmittelbar die Sättel des älteren Diluvialtones abschneidet. An manchen Orten fehlen auch die deckenden Sande, so daß die gestauchten und eingeebneten Falten unmittelbar die Erdoberfläche bilden, bisweilen nur noch mit einer Schicht von Windschliffen bedeckt.

30 km weiter westlich liegen auf derselben geographischen Breite, auf welcher der Sander der Sperenberger Endmoräne sich ausbreitet, die durch die Arbeiten v. Linstow's zuerst bekannter gewordenen Feinsande des Flämings. Der Vergleich der mechanischen Analysen dieses Lösses mit den entsprechenden Analysen von Lössen aus der Umgebung von Breslau[1]) zeigt die große Verwandtschaft beider. Es sind unreine Lösse; in ihnen sind nur die untersten ursprünglich zur Ablagerung gelangten, mit Sand mehr oder weniger vermischten Lößschichten erhalten. Diese Bänderung oder Wechsellagerung der liegendsten Schichten mit Sand aus scheinbar liegenderen Schichten ist in den meisten Lößgegenden beobachtet worden. Keineswegs muß eine Steinsohle immer vorhanden sein. Bei der Gleichalterigkeit beider Bildungen, des Lösses mit dem Geschiebemergel der jüngsten Vereisung, wäre sogar in Grenzgebieten eine Wechsellagerung zwischen Löß und Grundmoräne örtlich keineswegs ausgeschlossen. Doch scheint die Geschiebesohle, die anderwärts vielfach unter dem Löß beobachtet wird, auch im Fläming nicht zu fehlen. Aus der Gegend von Niemegk berichtet v. Linstow über das Vorkommen zahlreicher Kantengeschiebe[2]), worunter hier wohl Windschliffe verstanden sein dürften. Sie liegen freilich außerhalb der mit Löß bedeckten Flächen. Aber der Löß, der über ihnen etwa gelegen hat, kann längst zerstört sein. Und der gerade bei Niemegk zu Tag anstehende Geschiebemergel (bei Rietz und Neuendorf) führt häufiger *Paludina diluviana*[2]), ein Umstand, der dafür spricht, daß dort in der Tat der Geschiebemergel der jüngsten Vereisung, wenn er je zur Ablagerung gelangte und wenn auch nur in äußerst dünner Decke, bis auf die Steinsohle oder vollkommen zerstört worden ist. Das

[1]) Erläuterungen zur Lieferung 189 der geol. Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 56, 1904, S. 103.

jüngste Eis scheint in dieser Gegend gerade noch Belzig berührt zu haben.

Überblickt man ferner die Vorkommen von Interglazialen in diesem Gebiet — es finden sich solche auf den Blättern Niemegk, Brück, Klepzig, Belzig, Goerzke, Glienecke, Alten Grabow, Ziesar und auf dem südlichen Abhang des Fläming auf Blatt Hundeluft — so fällt es auf, daß sie sämtlich an den Lauf der dieses Hügelland nach allen Himmelsrichtungen hin entwässernden Täler gebunden sind. Danach müssen die Orte, an denen diese Interglaziale zur Ablagerung gelangten, bereits damals, zur Interglazialzeit, als Depressionen existiert haben, und es liegt nichts näher als anzunehmen, daß es dieselben Täler gewesen sein werden, die noch heute bestehen. Diese Täler aber sind nach ihrer Richtung, ihrem Gefälle und der Natur ihrer Gehänge zu urteilen nur durch Erosion und Aufschüttung entstanden und stehen schon nach ihrem geographischen Verlauf im strengsten Gegensatz zu den Tälern, die das Land nördlich des sogenannten Baruther Urstromtales zergliedern. Ihre feine Verästelung bis weit ins Hinterland hinein und die typische Herausbildung einer Wasserscheide zwischen der Elbe einerseits und dem genannten Urstromtal deuten darauf hin, daß dieses Gebiet unverhältnismäßig längere Zeit der Erosion und Denudation ausgesetzt war als sein nördliches Nachbargebiet. Es ist deshalb auch aus diesem Grunde sehr unwahrscheinlich, daß das letzte Inlandeis sich hier ausgebreitet haben sollte. Das Eis hätte wie anderwärts die vorhandenen Täler mit seiner Grundmoräne ausgefüllt und nach seinem Rückzug ein unentwickeltes Flußsystem zurückgelassen, dessen Abhängigkeit von glazialen Formen ähnlich erkennbar wäre wie heute noch im Gebiet der Havel. Es hat sich auch über Belzig und Brück hinaus südwärts keine Grundmoräne im Hangenden der Interglaziale gefunden, sondern nur Talsand, Talgrand bezw. -Kies, Sedimente, die sich recht wohl auch fern vom Inlandeis unter anderen Niederschlagsverhältnissen als den heutigen gebildet haben können, um so mehr als die klimatischen Extreme eines Interglazials, ferner eines Glazials mit seiner Wüsten- und Abschmelzperiode und der darauf-

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

folgenden Alluvialzeit mit ihren klimatischen Schwankungen das Gebiet zum größten Teil beeinflußt haben müssen.

b) Ihre Gliederung nördlich Glogau.

Der Bau der Bahnstrecken von Kolzig nach Glogau und Fraustadt bot die Möglichkeit, einige tiefere Einblicke in den geologischen Werdegang jener Gegend zu gewinnen; dies war um so wichtiger, als das zwischen den genannten Orten sich ausbreitende Gebiet von den neuerdings erst bekannt gewordenen Lissaer Endmoränen durchzogen wird und einen Teil ihres Hinter- und Vorlandes umfaßt.

Die Endmoränen liegen, mit der Stirnseite nach Südwesten gekehrt, im Carolather Wald, setzen bei Alt-Kranz westlich von Tschepplau aus und finden ihre Fortsetzung weiter nördlich im Alten Weinberg bei Merzdorf-Salisch, von wo sie sich um die Ilgener Seen weiter in nordöstlicher Richtung herumziehen[1]). Die Bahnstrecke Kolzig-Glogau benutzt die Lücke zwischen den beiden Endmoränenstücken zwischen Alt-Kranz und Tschepplau, während die Fraustadter Strecke von jener Linie bei Linderei abzweigend zunächst nördlich der Endmoräne bei Alt-Stranz verbleibt, diese dann bei Weigmannsdorf in einem Durchbruchstal überschreitet und sich südostwärts an die ältere Strecke Glogau-Fraustadt anschließt (Taf. 34).

Östlich von Kolzig auf Schussenze hin breitet sich eine typische jungdiluviale Landschaft aus. Sie ist gekennzeichnet durch viele kleine Hügel, zwischen die zahlreiche teils mit Wasser, teils mit Torf gefüllte Senken zerstreut sind. Die Oberfläche bildet Geschiebemergel, den eine mehr oder weniger dünne Decke oft geschichteten Sandes überlagert. Aus dieser Grundmoränen-Landschaft erhebt sich zwischen Schussenze und dem etwas weiter südlich gelegenen Schenawe ein Rücken, der sich in östlicher Richtung auf 4 km Länge weit bis über Friedendorf verfolgen läßt. Der Bahneinschnitt durch diese Höhe erweist, daß sie sich

[1]) Vergl. dieses Jahrb. für 1910, XXXI, II, S. 49, für 1911, XXXII, I, S. 62 und II, Tafel 6.

bis in 8 m Tiefe aus Sanden und Kiesen zusammensetzt, die auf die Grundmoräne aufgelagert sind. Die Geschiebesande, die den ziemlich flach in der Richtung auf Sperlingswinkel abfallenden Südhang bilden, liegen auch südlich von Schenawe noch auf Geschiebemergel, der dort in einer Bohrung mit 4,5 m durchbohrt wurde. Nordwärts des Rückens setzt sich die Grundmoränen-Landschaft, wie sie aus der Gegend von Kolzig-Schussenze beschrieben wurde, weiter fort. Auf dem nördlichen Abhang des Rückens erbohrte man in 0,7—1,5 m Tiefe feinsandigen Ton, darunter mergeligen Sand, vielleicht eine sehr sandige Grundmoräne. Der Rücken dürfte somit eine endmoränenartige Bildung sein, einem örtlichen kurz vorübergehenden Stillstand der Eisrandlage entsprechend, einer Rückzugsstaffel gegenüber der einige Kilometer weiter südlich liegenden Hauptendmoräne. Die Sande südwärts Schenawe wären somit Sandersande. Die Entwässerung erfolgte entweder zum Teil nach Westen durch die Rinne südlich an Doricki vorbei über den Ober- und Nieder-Stöckel-See zum Schlawaer See oder südwärts durch die heute mit Torf erfüllten Niederungen bei Sperlingswinkel zum selben See, das wäre durch die südlich letztgenannten Ortes heute vom Scharnitzgraben benutzte Rinne. Die längs der Bahnlinie auf dieser Strecke niedergebrachten Schächte zeigten im Untergrund überall Sand und Kies, bei Sperlingswinkel bis in 8 m Tiefe. Auch legt sich nördlich dieses Ortes Tonmergel in einer höchstens $1^1/_2$ m mächtigen Schicht auf den diluvialen Kies; dieser Ton wird aber wohl alluvialer Entstehung sein. Die Rinne schneidet bei Schlawa wieder in eine Grundmoränen-Landschaft ein, die das Hinterland der Endmoränen von Merzdorf, Salisch und Weigmannsdorf bildet. Der Geschiebemergel liegt längs der Strecke in 0,30—0,50 m Tiefe und ist in einzelnen Bohrungen mit 0,50, 0,60, 1,20 und 1,80 m durchbohrt worden, erreicht aber auch Mächtigkeiten von 4,70 m und mehr. Von Linderei südwärts geht die Bahn wieder durch die Sandersande der eben genannten Endmoräne; auf diese Sande sind bei der Hünenburg und ostwärts davon Dünen aufgesetzt. Bei Tschepplau und bei der Kolonie Neu-Kranz kommt wieder Geschiebemergel zu Tage und bleibt von da an

in geringer Tiefe bis Kuttlau an dem Uferrand des alluvialen Odertales. Hier ist der Bahneinschnitt, der den Übergang der Bahn von der diluvialen Hochfläche zum Odertal vermittelt, bis in 8 m Tiefe in einen braunen, tonigen Geschiebemergel eingeschnitten, der oben mit einer z. T. über 3 m mächtigen Verwitterungsrinde (Geschiebelehm) beginnt. Diese Grundmoräne scheint daher zur Älteren Vereisung zu gehören, so daß wir auf der Strecke Tschepplau-Kuttlau die Grenze zwischen Jüngerem und Älterem Glazial überschritten haben dürften. Damit stimmt überein der Wechsel in der Entwicklung der Landschaftsformen: von Tschepplau aus südwärts breitet sich ein schwach gewölbter Schild aus, dessen Südrand durch das Nordufer des Odertales abgeschnitten ist; flache, breite Täler ohne bestimmte, im Gelände verfolgbare Uferlinien entwässern ihn; sie sind mit Sand ausgefüllt, der bis 3 m mächtig wird und von gebänderten Tonmergeln unterlagert wird. Etwas unruhiger ist die Oberfläche noch bei Tschepplau. Dort hat man durch die Bahn nördlich vom Orte noch eine dünne Bank sehr sandigen Geschiebemergels aufgedeckt; aber 1,50 m unter ihr ist ein weiterer Geschiebemergel erbohrt worden, von ihr durch Diluvialsand getrennt. Dieser Sand stößt auf den weiter östlich gelegenen Kuppen durch. Auch bei der Kolonie Neu-Kranz tritt ein bis 6 m mächtiger Diluvialsand in größeren Flächen zutage; es ist wahrscheinlich der Ausbiß des den jüngsten Geschiebemergel unterlagernden Sandes.

Verfolgen wir nunmehr die andere Eisenbahnstrecke von Linderei aus nach Osten, so hält sie sich zunächst nördlich der Salisch-Weigmannsdorfer Endmoräne. Hier lehnt sich südlich von Salisch an den Nordabhang des Galgenberges eine 3—6 m mächtige Bank Tonmergel an, der bisweilen in Mergelsand übergeht und weiter nördlich wieder von Geschiebemergel bedeckt wird. Die in dem Staubecken abgesetzten Tone und Sande wurden also bei einem kleinen Vorstoß des Eises nochmals mit Grundmoränenschutt überlagert. Die den Endmoränenwall zusammensetzenden Hügel bestehen aus Geschiebesand, wie sich außer aus den Bohrungen bei Merzdorf auch bei den Einschnitten in der Nähe von Weigmannsdorf erkennen läßt. Von letzterem Ort bis Fraustadt

findet sich ebenso Geschiebesand, doch von Geschiebemergel unterlagert, der mehr und mehr die flachwellige Oberfläche bildet. Bei Fraustadt ist die Bahn unmittelbar in die Grundmoräne eingeschnitten, die oben mit einer Steinsohle bedeckt ist.

Der zu den Weigmannsdorfer Endmoränen gehörige Sander ist nicht sehr breit; in ihm liegen die Sandgruben nördlich Klein- und Groß-Lissen; aber schon zwischen diesen Orten und dem weiter östlich gelegenen Tillendorf ist überall in geringer Tiefe die Grundmoräne beobachtet worden. Die Landschaft, deren Untergrund sie bildet, zeigt die äußeren Kennzeichen jungdiluvialen Alters in dem unruhigen Verlauf ihrer Höhenkurven und in kleinen, über sie zerstreuten, zum Teil vertorften Becken; sie wird von einer Rinne durchzogen, die über Weigmannsdorf und Klein-Lissen die von der Endmoräne herabkommenden Schmelzwasser einem großen Aufschüttungsdelta zuführte, über das weiter unten noch berichtet werden wird. Die Lissener Grundmoränen-Landschaft wird von einer Reihe isolierter Sandrücken umschlossen, welche die Form eines Endmoränenbogens nachahmen, wahrscheinlich auch die Reste eines solchen darstellen. Dieser äußerste Bogen, der, vom Judenberg im Driebitzer Wald im Westen beginnend, über die Höhen 100,8, 102,3, 103,00 und 117,4 zu dem Lämmelvorwerk bei Tillendorf führt, könnte als die eigentliche Fortsetzung der Endmoränen des Carolather Waldes aufgefaßt werden, die aber durch die von der zweiten Endmoränenstaffel bei Weigmannsdorf kommenden Schmelzwasser zerstört worden ist.

Endlich ist noch zu bemerken, daß nördlich Fraustadt in Ziegeleigruben Bändertone aufgeschlossen sind, die nach unten hin ziemlich schwarz sind. Die dunkelgefärbten Bänke werden oben sandiger. Dort, wo die sandige Ausbildungsform beginnt, finden sich fladenförmige Stücke von Grundmoränenmaterial, selbst größere Linsen von Geschiebemergel, leicht an ihrer Steinführung zu erkennen, in ihnen eingeschlossen. Die obersten Schichten sind etwas gestört. Offenbar lag das Jüngste Eis über diesen Tonen und Feinsanden, die sich aus den Schmelzwässern beim Herannahen des Eises abgesetzt hatten. Auch ganze Eisblöcke mit Grundmoränenschutt müssen auf den Wassern herangeschleppt

worden sein und schließlich hat die Grundmoräne selbst die Feinsande in ganz dünner Lage bedeckt. Ihre Schicht muß aber bald zerstört worden sein, denn heute liegen die Feinsande fast ohne Bedeckung zu Tage und, da sie sich wie Löß verhalten, so sind sie meist mit Weizen bebaut. Die schwarze Färbung der Tone in der untersten Schicht spricht dafür, daß die Schmelzwasser aus einer an humosen Bestandteilen reichen Grundmoräne stammten; man darf vielleicht an die humose Rinde der alten Oberfläche denken, die vom Eise zunächst verarbeitet werden mußte, oder an ältere Grundmoräne, die immer besonders reich an Braunkohlenstaub zu sein pflegt und von der jüngeren Grundmoräne zerstört und aufgenommen wurde. Die allmähliche Zunahme der Korngröße nach oben verrät die Annäherung des stetig wachsenden Eises, bis schließlich die Wasser ganze Eisschollen mit Grundmoränenmaterial transportieren konnten.

Ähnliche Bändertone finden sich auch in der von Lissen nach SW herabkommenden Entwässerungsrinne und in einer weiteren vom Lämmel-Vorwerk bei Tillendorf nach SO verlaufenden Rinne. Zu letzterer gehören offenbar auch die oben beschriebenen Fraustadter Tone. Diese beiden Rinnen umschließen in ihrem weiteren Verlauf über Meßtischblatt Schlichtingsheim einen flach gewölbten Schild, dessen höchste Erhebung südöstlich Driebitz der Punkt 113,6 darstellt. Dieser Schild zeigt die ausgesprochene Form Älteren Glazials und entspricht dem weiter westlich gelegenen Buckel, auf dem Kuttlau liegt. Zwischen beiden Erhebungen liegt ein prächtiges Sanderdelta, in das alle von den rückwärts liegenden Endmoränen zwischen Tschepplau und Fraustadt abfließenden Gletscherwässer gemündet haben müssen. Die weite Entfernung der Endmoränen von dem die Schmelzwasser sammelnden und ableitenden Tal, in dem heute die Oder fließt, und die heute fast noch ungeänderte Gestalt des altglazialen Vorlandes verhinderte also die Entwicklung eines großen Gesamtsanders längs der ganzen Endmoränen; auch scheint die Zufuhr des Eises mit Grundmoränenmaterial während der ganzen Abschmelzperiode in dieser Gegend ungleichmäßig erfolgt zu sein, so daß die Endmoränenstaffeln zu unregelmäßiger Ausbildung gelangten. Am Oderufer

ist keine ältere Talterrasse über der des heutigen Alluviums entwickelt. Die Talböden der Schmelzwasserrinnen senkten sich offenbar unter das heutige Niveau des Odertalbodens und gehen dort in die Talsande über, die das Alluvium unterlagern.

Einige Bemerkungen seien noch über den vordiluvialen Untergrund des besprochenen Gebietes gestattet. Es ist bekannt, daß das südliche Ufer des Odertales in dieser Gegend unmittelbar von dem Nordhang des Glogauer Katzengebirges gebildet wird. Dieses, aus tertiären Schichten mit dünner, diluvialer Decke bestehend, bildet hier den Südflügel einer Mulde, deren Nordflügel die Grünberger Höhen sind. Das Tertiärgebirge streicht bei Glogau von Nordwesten nach Südosten. Nach dem Verhalten der Braunkohlenflöze bei Freystadt, westlich von Glogau, und derjenigen, die östlich dieser Stadt bei Stroppen und Prausnitz aufgeschlossen sind, besitzen die Sättel, in welche die Schichten des Südflügels zusammengestaucht sind, nach Norden hin flacher einfallende Schenkel als nach Süden[1]). In dem Odertal liegen sandige und kiesige Massen bis in 50 und 60 m Tiefe[2]). Aber auf dem Nordufer hat man bei Kuttlau das Tertiär schon in 15 m Tiefe wieder erreicht. Auch weiter östlich nahe dem Oderufer hat man es bei Attendorf und Schlichtingsheim in 16 bezw. 17 m Tiefe erfaßt. Entweder hat die Entwässerung also schon in präglazialer oder frühdiluvialer Zeit längs des Höhenrandes eine der Streichrichtung parallele Mulde benutzt und erweitert, oder sie hat die heutige Talrinne erst ausgewaschen, als die abfließenden Wasser von Norden durch die Nähe des Eises, im Süden durch das Gebirgsmassiv eingeengt, keinen anderen Weg einschlagen konnten. Weiter oder-aufwärts wissen wir jetzt, daß die Ausbildung des Odertales von Breslau bis Maltsch erst nach der mittleren, der zweiten Vereisung erfolgte[3]). Die Oberfläche des Tertiärs bleibt übrigens auf dem Nordufer der Oder bei Glogau noch eine Strecke in ziem-

[1]) Berg, Die Braunkohlenlagerstätten Schlesiens, Abh. d. Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F., Heft 22.

[2]) Wahnschaffe, Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes, 3. Aufl., 1909, S. 228.

[3]) Dieses Jahrb. für 1914, XXXV, I, S. 314.

lich flacher Lagerung; eine Bohrung auf Blatt Schlawa, in der Nähe des Bergvorwerkes südlich Salisch, erreichte das Tertiär noch in 21 m Tiefe. Dann aber fällt die tertiäre Oberfläche auf einer von Nordwesten nach Südosten verlaufenden Linie in größere Tiefen. Es wurde bei Mesche (Südrand des Blattes Kontopp) erst in 92 m Tiefe erreicht. Es ist wichtig, daß die Bohrung hier in 1—5 m Tiefe Geschiebemergel (den der jüngsten Vereisung) und wieder in 42,5—45,5 m Tiefe eine Geschiebemergelbank durchsank. Zwischen beiden Horizonten liegen Sande, Tonmergel, dunkler, sandiger Lehm und wieder Sand, also Anzeichen, daß hier wirklich die zwei Grundmoränen den beiden verschiedenen Vereisungen angehören können. Unter der unteren Bank folgen noch weitere Sande und Kiese, z. T. nordischer Herkunft. Ähnlich sind in einem bei Fraustadt niedergebrachten Bohrloch[1]) noch tief unter den Bändertonen, die bis in 14,20 m Tiefe reichen und wenig älter, bezw. gleichalterig mit der jüngsten Grundmoräne sind, noch bei 57 und 67 m Tiefe Granite, Gneise, silurische Kalke und Feuersteine angetroffen worden; erst in 78 m Tiefe folgen tertiäre Schichten. Die untere Schicht nordischer Gesteine dürfte einer oder der anderen älteren Vereisung zuzurechnen sein.

[1]) Die Proben wurden von A. Jentzsch untersucht (Bohrverzeichnis in den Akten der Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt).

Berlin, den 26. Oktober 1914.

Über wellenförmige Grundwasserbewegungen.

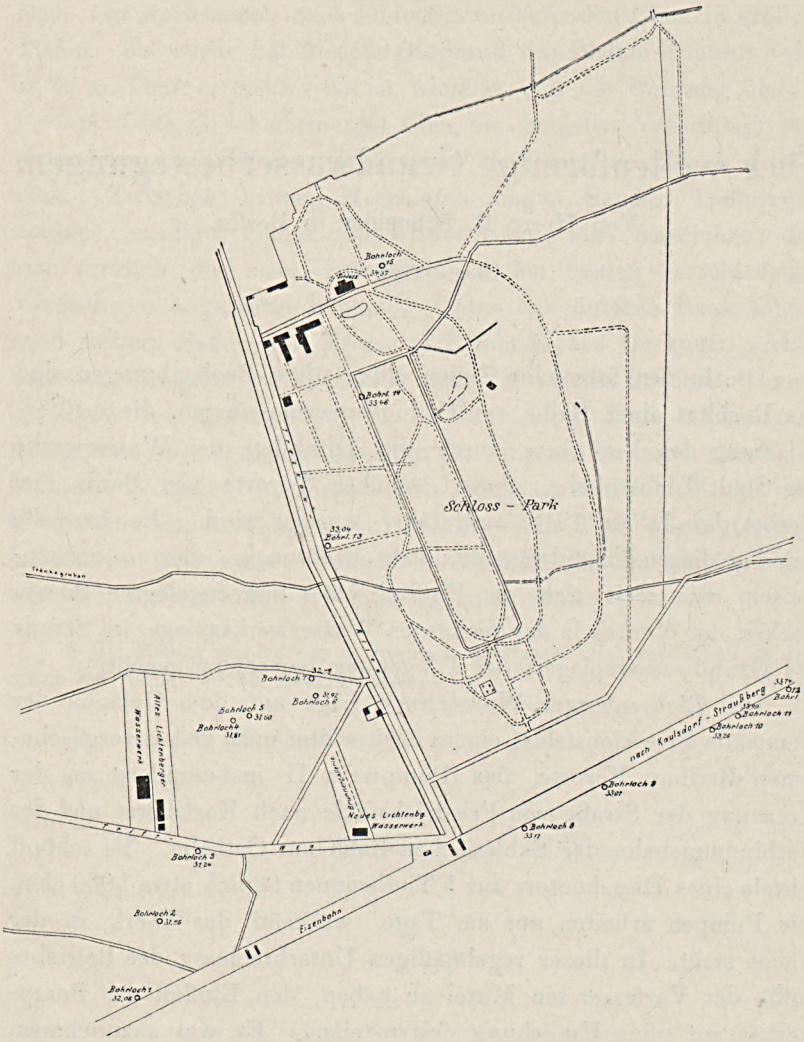
Von Herrn **O. Schneider** in Berlin.

Hierzu Tafel 35.

Die in den folgenden Zeilen mitgeteilten Beobachtungen sind das Resultat einer Reihe von Grundwassermessungen, die auf Veranlassung des Verfassers durch die Direktion der Wasserwerke der Stadt Lichtenberg, einem östlichen Vororte von Berlin, im Herbst des Jahres 1913 ausgeführt worden sind. Es handelte sich bei diesen Grundwasserstandsbeobachtungen darum, nachzuweisen, wie weit sich der Einfluß eines neu angelegten Pumpwerkes, des Werkes II der genannten Wasserwerksanlage, im Stande des Grundwasserspiegels der Umgebung bemerkbar macht.

Das Lichtenberger Wasserwerk liegt auf dem Gelände der Gemeinde Friedrichsfelde, einem noch weiter nach Osten vorgeschobenen Berliner Vororte, das Pumpwerk II insbesondere an der Kreuzung der Straße von Friedrichsfelde nach Karlshorst und der Verbindungsbahn der Schlesischen Bahn zur Ostbahn. Es schöpft mittels eines Dieselmotors aus 5 Tiefbrunnen täglich etwa 5000 cbm. Die Pumpen arbeiten nur am Tage, während das Werk in der Nacht steht. In dieser regelmäßigen Unterbrechung des Betriebes hoffte der Verfasser ein Mittel zu haben, den Einfluß des Pumpwerkes auf seine Umgebung festzustellen. Es war anzunehmen, daß in der unmittelbaren Nachbarschaft eine periodische Auf- und Abwärtsbewegung des Grundwassers stattfinden würde, und es galt nun zu ermitteln, bis zu welcher Entfernung vom Werke aus diese Bewegung wahrnehmbar sei.

Um die Höhe des Grundwasserspiegels zu messen und seine etwaigen Schwankungen festzustellen, wurden Beobachtungsbohrungen niedergebracht, deren Zahl sich auf 15 stellte, und deren



Figur 1.

gegenseitige Lage aus der Skizze Fig. 1 zu ersehen ist. Die Verteilung um das Werk herum konnte leider nicht in der für den Versuch zweckmäßigsten Anordnung geschehen, sondern mußte sich

nach den Grundbesitzverhältnissen richten, da außer im Schloßpark nur auf den der Stadt Lichtenberg gehörigen Terrains Bohrungen ohne Weiterungen ausgeführt werden konnten. Immerhin ist eine Gruppierung der Bohrungen in drei Linen, die vom Werke aus nach verschiedenen Richtungen ausstrahlen, erreicht worden; es sind die Linien der Bohrungen 3, 2, 1, ferner 8, 9, 10, 11, 12 und 6, 7, 13, 14, 15. In der Mehrzahl liegen die Bohrungen östlich vom Werk, da westliche Beobachtungspunkte wegen des Einflusses vom Pumpwerk I weniger geeignet waren.

Die Beobachtungsbohrungen sind durchweg bis unter den Grundwasserspiegel getrieben worden, stehen ganz in durchlässigem Sande und enthalten je ein Rohr, das in seinem unteren Teile mehrfach durchlocht und am Ende durch eine Drahtgaze abgeschlossen ist. Die Wasserstandsbeobachtungen wurden mittels der Grundwasserpfeife ausgeführt, die beim Eintauchen in Wasser zu tönen beginnt, und die zur Erzielung einer noch größeren Genauigkeit jedesmal mit Kreide bestrichen wurde, aus deren Abspülung beim Eintauchen sich der Grundwasserstand scharf bestimmen ließ. Die Messungen erfolgten vom 25. August bis 2. Oktober 1913 täglich zweimal: des Morgens zwischen 6 und 8 Uhr, als der Motor noch stand, und des Abends etwa um die gleiche Stunde als der Motor noch lief. Gemessen wurde von Oberkante Rohr; einnivelliert und auf eine gemeinsame Ordinate bezogen sind diese Höhen nicht, so daß die Wasserstandsangaben der einzelnen Brunnen keine unmittelbare Vergleichung zulassen, sondern nur ein Bild der Schwankungen innerhalb eines und desselben Brunnens gewähren, worauf es aber hier auch in erster Linie ankommt.

Die Ergebnisse der Messungen sind in graphischer Darstellung auf der Taf. 35 wiedergegeben, wobei 1 mm Höhe in der Zeichnung einem Wasserstandsunterschiede von 10 mm entspricht. Es sei zunächst lediglich die Richtung der Kurven ins Auge gefaßt, ohne Rücksicht auf die verschiedene Darstellung einzelner Teile in ausgezogenen oder punktierten Linien, deren Bedeutung weiter unten erklärt werden wird.

Nur nebenbei sei der Umstand erwähnt, daß mitten in der Beobachtungszeit der die Pumpen betätigende Motor einen Defekt

erlitt, zu dessen Beseitigung 14 Tage erforderlich waren, so daß sich die Beobachtungszeit in zwei Perioden gliedert: die eine von etwa 3 Wochen beim Gange des Motors mit seinen täglichen Unterbrechungen, die andere von zwei Wochen bei vollständigem Stillstand desselben. Man sieht, daß von dem Tage an, an dem der Motor zu arbeiten aufhörte, in sämtlichen Brunnen ein Ansteigen des Grundwassers stattfand, wobei natürlich die sonstigen vom Betriebe des Motors unabhängigen Schwankungen, die eine Folge wechselnder Niederschläge, unterirdischer Kondensationen und Verdunstungen und dergl. sind, beschleunigend oder hemmend mitwirkten, und den aufwärts gerichteten Verlauf der Grundwasserkurven etwas modifizierten. Am energischsten und am wenigsten von anderweitigen Störungen beeinflußt zeigt sich die Aufwärtsbewegung naturgemäß in den dem Pumpwerk zunächst gelegenen Brunnen, sie ist aber auch bis in die entfernteren Teile des Gebietes wahrzunehmen.

Was uns aber hier mehr interessiert, das sind die täglichen Schwankungen des Grundwassers in der ersten Beobachtungsperiode, die sich als eine Folge des intermittierenden Pumpbetriebes darstellen, und sich in einem zickzackförmigen Verlauf der Kurven äußern, wobei wiederum die nächstgelegenen Brunnen die stärksten Schwankungen aufweisen, während diese nach außen hin an Intensität abnehmen.

Betrachtet man aber die Kurven genauer, so macht man die zunächst befremdende Beobachtung, daß, während in den nahe gelegenen Brunnen der Wasserstand, wie zu erwarten, gegen Abend sinkt und gegen Morgen sich wieder erholt, dies in vielen Fällen bei den entfernter gelegenen Brunnen umgekehrt ist. Hier steigt der Wasserspiegel, solange der Motor arbeitet, und sinkt, wenn er stillsteht. Wir sehen also dieselben Auf- und Abwärtsbewegungen vor uns, nur mit umgekehrter Phase.

Wenn dieses unerwartete Verhalten sich nur gelegentlich einmal zwischen Perioden regulärer Schwankungen einstellte, und die umgekehrten Phasen wahllos zwischen den normalen eingestreut erschienen, so würde man ihnen keine Bedeutung beilegen; man würde in ihnen unkontrollierbare Unregelmäßigkeiten erblicken,

würde auf die Deutung der Kurven verzichten und annehmen, daß in solchen Fällen eine gesetzmäßige Widerspiegelung des Motorganges im Grundwasserstande nicht mehr vorhanden sei.

Indessen reihen sich die umgekehrten Phasen oft in so regelmäßiger Weise aneinander und erstrecken sich ohne Unterbrechung über so lange Zeiträume, daß man bei unbefangener Beurteilung nicht mehr an Zufälligkeiten denken darf, sondern nicht umhin kann, in diesen Bewegungen ganz analoge, regelmäßige und durch den wechselnden Gang des Motors veranlaßte Schwankungen zu erblicken.

In der Taf. 35 sind der Übersichtlichkeit halber die Teile der Kurven, die ein umgekehrtes Verhalten zeigen, als zu erwarten war, in denen also ein Steigen gegen Abend und ein Sinken gegen Morgen stattfindet, durch eine Strichelung von den Linien mit regulärem Verhalten, die ausgezogen sind, unterschieden, während die horizontalen Strecken mit indifferenten dünnen Linien gegeben sind.

Um die augenfälligsten Beispiele herauszugreifen, finden wir die umgekehrte Phase bei Brunnen 9 über 13 Tage erstreckt, nur mit einer kurzen Unterbrechung; bei Brunnen 10 sind es 11 Tage mit einer Unterbrechung an derselben Stelle; bei Brunnen 11 : 3 Tage, bei 12 : 5 und 9 Tage, bei 15 : 7 Tage.

Wenn man der eben vorgetragenen Ansicht, daß in diesem tagelangen gleichmäßigen Verhalten eine Gesetzmäßigkeit zu erblicken ist, beipflichtet, wenn also mit einer gewissen Regelmäßigkeit der Grundwasserstand in den entfernteren Brunnen hoch steht, zur Zeit, da er in den nahegelegenen abgesenkt ist, und umgekehrt in jenen einen Tiefstand erreicht, wenn er in diesen hoch ist, so folgt daraus, daß sich der Grundwasserspiegel in einer langsamen wellenförmigen Bewegung befinden muß. Man darf sich dabei an einzelnen Ausnahmen in diesem Bilde nicht allzusehr stoßen, wenn man bedenkt, daß ja die Schwankungen überhaupt nur ein geringes Ausmaß besitzen und durch Störungen mannigfaltig beeinflußt sind.

Wollte man diese Wellenbewegung, zu deren Annahme das entgegengesetzte Verhalten der beiden Brunnengruppen führt, ge-

nau registrieren, so wäre es unbedingt nötig, daß die Wasserstandsmessungen nicht nur zweimal am Tage, sondern laufend etwa alle Stunden vorgenommen würden; aber hierzu wären mehrere Arbeitskräfte Tag und Nacht nötig gewesen, die natürlich nicht vorhanden waren.

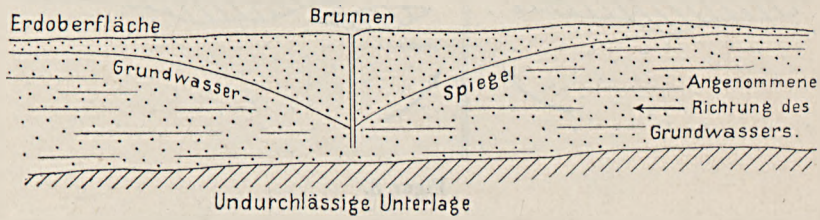
Die nur zweimal täglich erfolgende Messung hat den Nachteil, daß man nicht sicher ist, ob der höchste und auch niedrigste in einem Brunnen gemessene Stand des Grundwassers wirklich das Maximum des Ausschlages nach oben und unten darstellt. Wenn ferner des Morgens in irgend einem Brunnen ein Hochstand und in einem anderen ein Tiefstand verzeichnet wird, so muß in einem dazwischen liegenden Brunnen natürlich eine Gleichgewichtslage vorhanden sein, und dasselbe muß nach 12 Stunden des Abends der Fall sein, wenn sich in den beiden erstgenannten Brunnen die Phase umgekehrt hat. Wenn man also den Wasserstand dieses mittleren Brunnens zu denselben Tageszeiten mißt, so würde man überhaupt keine Zickzacklinie erhalten, trotzdem die Schwankungen hier genau so vorhanden sind. Suchen wir im vorliegenden Falle nach einem solchen Brunnen in einer Mittelstellung, so fällt uns der Brunnen 8 auf, dessen Schwankungen auffällig gering sind, während nicht nur die näher gelegenen Brunnen 6 und 7, sondern auch die entfernteren Brunnen 9 und 10 ganz deutliche Schwankungen zeigen.

Zweifellos entsprechen also die gezeichneten Kurven nicht vollständig der Wirklichkeit, aber man darf nicht vergessen, daß es sich ja nicht um einen planmäßig zur Ermittlung dieser Art der Grundwasserbewegung angestellten Versuch handelte, sondern daß dieses Ergebnis nur nebenbei gewonnen wurde. Die Hauptsache ist auch nicht die Höhe, die der Wasserspiegel erreicht, sondern die Tatsache seines Ansteigens in gewissen Brunnen zur Zeit, da das Pumpwerk in Tätigkeit sich befindet.

Soviel dem Verfasser dieser Zeilen bekannt, ist eine solche wellenförmige Grundwasserbewegung noch nicht beschrieben worden. Was man in den Lehrbüchern über solche findet, ist anderer Natur. Da handelt es sich um Nährgebiete von Grundwasserströmen, die im Wechsel der Jahreszeiten reichlicher und sehwächer

das Wasser abgeben, und so nach Analogie der Hochwasserwellen unserer offenen Wasserläufe Grundwasserwellen erzeugen, die sich langsam zu Tal bewegen. Augenscheinlich liegt unser Fall aber anders, und ist mehr mit den Erscheinungen von Ebbe und Flut in unseren Flußmündungen zu vergleichen, die landeinwärts allmählich ausklingen.

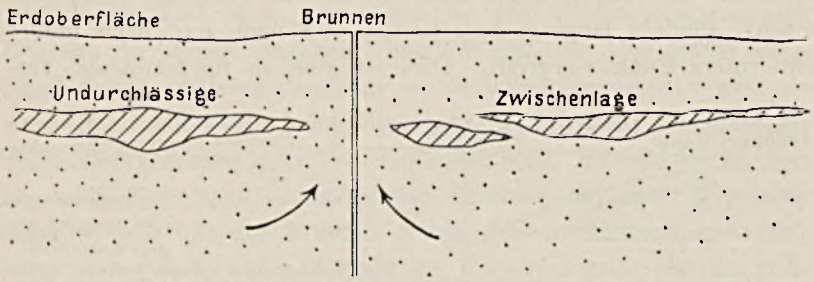
Die Erklärung unserer beschriebenen Grundwasserbewegung ist nun nicht so einfach, wie es wohl zuerst erscheinen möchte. Wohl ist für die erste Hälfte der Bewegung, nämlich die allmählich nach der Peripherie fortschreitende Absenkung die Erklärung leicht. Wir wissen, daß, wenn wir an irgend einem Punkte durch Abpumpen den Grundwasserspiegel senken, sich dann die Absenkung nicht sofort in weitem Umkreise bemerkbar macht, sondern langsam fortschreitet und nach und nach immer entferntere Punkte ergreift. Dies ist eine so fundamentale Tat-



Figur 2.

sache, daß sie bekanntlich benutzt wird, um die Grundwassergeschwindigkeit in einem durchlässigen Boden zu ermitteln. Wenn man aber mit dem Pumpen aufhört, und man hat ein Bild des Untergrundes, wie es die vorstehende Fig. 2 schematisch zeigt, so müßte man annehmen, daß, wenn der Grundwasserstrom von irgend einer Seite kommt, dann zunächst die peripheren Teile aufgehöht werden oder aber höchstens die Absenkungskurve sich in ihrer ganzen Länge gleichmäßig hebt. Nicht zu erklären wäre unter diesen Umständen aber jenes oben beschriebene Ansteigen des Wasserspiegels im zentralen Teil bei weiter anhaltender Senkung in den peripheren Teilen. Dies ist wohl nur so zu erklären, daß man Untergrundsverhältnisse annimmt, wie sie umstehende Fig. 3,

ebenfalls schematisch, zeigt, nämlich daß das Wasser von dem Schöpfbrunnen aus einem tieferen Wasserhorizont genommen wird, der in der engeren Umgebung des Brunnens mit dem flachen Grundwasser in freier Kommunikation steht, in entfernteren Gebieten von diesem aber durch eine undurchlässige Zwischenschicht getrennt ist. Dann fließt das obere Grundwasser, dessen Spiegel in den flachen Beobachtungsbrunnen ja nur gemessen wird, beim Absenken allmählich nach; wird aber das Pumpen unterbrochen, so kann der Fall eintreten, daß das tiefere Wasser um den Filterbrunnen herum mit einem gewissen artesischen Druck schneller aufsteigt, als in den entfernteren, nach unten abgeschlossenen Teilen und daß vom Zentrum aus nun ein langsames Abfließen



Figur 3.

nach den Seiten zu, also ein Ansteigen des Wasserspiegels stattfindet, während in den ganz peripheren Gebieten noch ein Abfließen nach inneren, von der erneuten Aufhöhung noch nicht ergriffenen Stellen, d. h. also ein Sinken des Grundwasserspiegels zu beobachten ist.

In der Tat widerspricht das, was wir von den Untergrundsverhältnissen in der Umgebung des Lichtenberger Wasserwerkes wissen, nicht dem im Schema angenommenen Bilde. Im allgemeinen ergaben die Wasserwerksbohrungen ein Profil der durchbohrten Schichten, in dem eine rd. 40 m mächtige Folge von Sanden und Kiesen in Tiefen von 15—30 m durch eine etwa 15 m mächtige Geschiebemergelbank geteilt ist. Gerade wo die 5 Brunnen des Pumpwerks II liegen, fehlt aber diese undurchlässige Schicht, es ist in-

dessen wahrscheinlich, daß sie, der Regel folgend, weiter östlich, wo nur die Beobachtungsbohrungen stehen, tiefere Bohrungen aber fehlen, wieder einsetzt, so daß der Untergrundbau tatsächlich dem schematischen Bilde der Fig. 3 entspräche.

Wenn die im Vorstehenden gegebenen Darlegungen auch jener exakten Unterlagen, die bei wissenschaftlichen Beweisführungen nötig sind, entbehren und nach Lage der Dinge auch entbehren mußten, so glaubte der Verfasser doch, seine Beobachtungen und Schlüsse hier wiedergeben zu sollen, weil man nicht häufig Gelegenheit hat, zeitlich so eng aufeinander folgende Grundwassermessungen im Zusammenhang mit einem intermittierenden Pumpbetrieb vorzunehmen, und diese Zeilen vielleicht Anregung zu ähnlichen Beobachtungen geben können.

Berlin, den 23. November 1914.

Über eine untersenone Fauna am Vonderberge bei Osterfeld i. W.

Von Herrn **Joh. Böhm** in Berlin.

Hatte bereits 1827 DE BLAINVILLE[1]) von Osterfeld in Westfalen *Belemnites Osterfieldi* beschrieben, welchen SCHLÜTER[2]) in die Synonymie des *Actinocamax quadratus* aufnahm, so fügte A. ROEMER[3]) 1841 mit

Terebratula gracilis v. SCHLOTH.
Pinna fenestrata A. ROEM.
Auricula sulcata DESH.
Trochus planatus A. ROEM.
Melania decorata A. ROEM.
Nautilus simplex SOW.
Ammonites rhotomagensis[4]) BRONGN.
Glyphaea (?) *sussexensis* MANT.

eine Anzahl von Fossilien hinzu und reihte das Vorkommen daselbst seinem Unteren Kreidemergel[5]) ein.

[1]) DE BLAINVILLE, Monographie des Bélemnites, p. 62, t. 1, f. 8a. 1827.

[2]) SCHLÜTER, Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. Palaeontographica, 24, S. 77. 1876. SCHLÜTER bemerkt: »Demgemäß käme unserer Art [*Act. quadratus*] als erste Bezeichnung der Name *Belemnites Osterfeldi* zu, den D'ORBIGNY gänzlich ignorirte, GIEBEL aber irrig unter die Synonyma des *Belemnites mucronatus* brachte; doch möchte es nicht rathsam sein, den allgemein angenommenen und vielfach gebrauchten Namen fallen zu lassen. Nach SHARPE soll die Art bereits noch früher von KÖNIG, dessen Werk Icones fossilium sectilis fol. Londini, 1825, mir nicht zugänglich ist, *Belemnon pustulatum* genannt sein«,

[3]) A. ROEMER, Die Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebirges, S. 40. 65, 77, 81, 82, 84, 87, 105, 122.

[4]) Diese Art wurde von SCHLÜTER 1860 als *Ammonites tridorsatus* bezeichnet (Geognostische Aphorismen aus Westfalen. Verhandl. d. naturh. Ver. Rheinland-Westfalen 17, S. 14 Fußnote).

[5]) Siehe hierzu Fußnote 2 auf S. 420 dieses Aufsatzes.

Die erste stratigraphische Nachricht über die Kreideablagerungen bei Osterfeld findet sich in dem Werke von Geinitz: Das Quadersandsteingebirge oder Kreidegebirge in Deutschland[1]). Danach hatte Becks 1843 den »Grünsand, welcher den auf der Höhe von Osterfeld auftretenden Kreidemergel unterteuft«, in seine jüngste, die dritte Grünsandlage eingereiht. Dieser »Untere Kreidemergel . . . tritt $^1/_4$ Stunde nördlich von Osterfeld an dem Wege von Bottrop in seinen wohlerhaltenen Versteinerungen wenige Fuß unter Tage auf. Von schmutziggelber, zuweilen ins Grauliche übergehender Farbe zeigt dieser Kreidemergel in mineralogischer Beziehung die größte Ähnlichkeit mit den oberen Plänerschichten des Stoppenberges, welcher auch seinen Versteinerungen nach diesen Schichten entspricht«. Geinitz[2]) kommt hinsichtlich des Alters zu dem Schluß: »Der Grünsand und Kreidemergel von Osterfeld mit ihren zahlreichen Versteinerungen haben ihre Äquivalente in den Schichten von Aachen«. Die Kenntnis der Fauna erweiterte[3]) er durch die Hinzufügung nachstehender Arten:

Siphonia cervicornis Goldf.
Pecten quadricostatus Sow.
Spondylus armatus Goldf.
Inoceramus Lamarcki Park.
Arca glabra Sow.
Cardium productum Sow.
» *alutaceum* Münst.
Pholadomya designata Goldf.
Panopaea plicata Sow. sp.
Trochus Basteroti Brongn.
» *tuberculato-cinctus* Goldf.
Natica canaliculata Mant.
» *vulgaris* Reuss
Scalaria decorata A. Roem. sp.
Fusus plicatus A. Roem.

[1]) S. 21, 1849—50.
[2]) Ebenda S. 23.
[3]) Ebenda S. 108—254.

Nautilus laevigatus d'Orb.
(wohl = *simplex* bei A. Roemer)
Belemnites quadratus Blv.

Wenige Jahre später teilte F. Roemer[1]) ein Profil einer zwischen Osterfeld und Bottrop gelegenen Mergelgrube mit, wonach unter 10 Fuß Kies und 3 Fuß Lehm

10 Fuß gelblich-weißer, ganz lockerer, tonreicher Mergel über
15 Fuß grünem, lockerem Mergel

fast wagerecht gelagert sind. Beide Mergel sind »reich an Versteinerungen . . . Das häufigste Fossil ist *Spondylus spinosus* und nächst diesem *Belemnitella mucronata*, *Terebratula striatula* und *Ostrea vesicularis*. Außerdem wurden noch beobachtet: *Natica acutimargo*, *Fusus plicatus*, *Delphinula tricarinata* usw. Diese organischen Einschlüsse, namentlich aber *Belemnitella mucronata* und *Ostrea vesicularis* sind völlig entscheidend dafür, daß diese Kreidemergel von Osterfeld der weißen Kreide im Alter gleichstehen«[2]).

Demgegenüber bemerkte v. Strombeck[3]) 1859, daß er von *Belemnitella mucronata* keine Spur gefunden habe, dagegen die Kreide mit *Belemnitella quadrata* in einigen Mergelgruben bei Osterfeld aufgeschlossen sei.

Ebenso betonte Schlüter[4]) 1860, daß alle Belemniten von Osterfeld, welche er in einer Privatsammlung zu Essen gesehen habe und welche sämtlich als *Belemnitella mucronata* bezeichnet gewesen seien, »bei höchst charakteristischer Entwicklung und guter Erhaltung ohne Bedenken als *Belemnitella quadrata* d'Orb. angesehen werden müssen«.

---

[1]) F. Roemer, Die Kreidebildungen Westfalens. Elne geognostische Monographie. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 6, S. 176. 1854.

[2]) Zu der Altersbestimmung A. Roemer's bemerkt F. Roemer: »Von meinem Bruder A. Roemer werden zwar die Mergel von Osterfeld, indem er sie seinem »unteren Kreidemergel« zuzählt, anscheinend etwas niedriger gestellt. Allein A. Roemer's »oberer« und »unterer« Kreidemergel sind nur verschiedene Erscheinungsweisen desselben Niveaus und stehen beide der weißen Kreide im Alter wesentlich gleich« (Ebenda S. 176).

[3]) v. Strombeck, Beitrag zur Kenntniß des Pläners der Westfälischen Kreideformation. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 11, S. 28. 1859.

[4]) Schlüter, a. a. O. Aphorismen S. 14, Fußnote.

Jedoch v. Unger's Fund einer *Belemnitella mucronata* nebst 5 Stück *Actinocamax quadratus* in einer 4—8 Fuß hohen Wand bei Osterfeld beseitigten Schlüter's Zweifel an dem Vorkommen jener Art an dieser Lokalität, zumal noch drei weitere Exemplare von *Bel. mucronata*, die er inzwischen aus einer Privatsammlung mit zahlreichen *Act. quadratus* unter der Angabe, daß sie in Osterfeld gesammelt wären, erworben hatte, auch »nach dem anhaftenden Gesteine, einem lockeren, glaukonitischen Mergel, ebenfalls auf Osterfeld als ihrem Ursprungsort hinweisen[1]) . . . Sonach unterliegt es wohl keinem Zweifel mehr, daß auch jene 3 Exemplare von Osterfeld stammen, und darf es nunmehr als sicher angesehen werden, daß *Bel. mucronata* bereits, wenn auch als große Seltenheit, im gleichen Lager mit *Bel. quadrata* auftrete«[2]).

Den von Geinitz und den Gebrüdern Roemer angeführten Formen fügte Schlüter[3]) sodann hinzu:

Scyphia sp.?
Turbinolia centralis A. Roem.
Ananchytes (ovata Lk.?)
Ostrea armata Gdf.
Exogyra laciniata Gdf.
Spondylus armatus Gdf.
Pinna quadrangularis Gdf.
Fusus sp.?
Turritella sexlineata A. Roem.
Ammonites sp.?
» *tridorsatus* Schlüt.
Turrilites acuticostatus d'Orb.
Klytia Leachi Mant.

[1]) Schlüter, Über das Vorkommen von *Belemnitella mucronata* in echten Quadraten-Schichten. Verh. d. naturh. Ver. Rheinl.-Westf. 30, Sitz.-Ber. S. 227. 1873.

[2]) Schlüter, Nochmals das Vorkommen von *Belemnitella mucronata* in der Quadratenkreide von Osterfeld. Verhandl. d. naturh. Ver. Rheinland-Westfalen 31, Sitz.-Ber. S. 258. 1874. — Eine nicht geringere Beachtung verdient Schlüters Erwähnung eines gleichfalls bei Osterfeld gefundenen *Belemniten*, den er als *Belemnitella quadrata* bezeichnete. Das Fossil war »3 Zoll 8 Linien lang; es hatte einen Umfang von 2 Zoll 7 Linien und einen $^1/_2$ bis 1 Zoll langen Spalt. Diese ausgezeichnete Scheide ist der in Bronn's Lethaea geognostica beschriebenen *Bel. subventricosa* so ähnlich, als wäre unser Exemplar dort gezeichnet. Nur ist das Alveolen-Ende etwas abgeblättert, so daß es die Gefäßeindrücke nicht zeigen kann.«

[3]) Schlüter, a. a. O. Aphorismen. S. 16, 17.

Ferner erwähnte 1878 Schlüter[1]), daß »*Actinocamax verus* in dem Eisenbahneinschnitt bei Osterfeld häufig sei und als Hauptlagerstätte dieses Belemniten das tiefere Senon angenommen werden darf«.

Dieser Schluß findet durch die unten angeführten Formen seine Bestätigung.

Unter dem von F. Roemer erwähnten Kies, der der Hauptterrasse des Rheins angehört, werden am Vonderberge zu beiden Seiten der Chaussee von Osterfeld nach Bottrop »in ausgedehnten, imponierenden Gruben tonig-merglige Sande mit schwachem Glaukonitgehalt abgebaut. Sie sind überall in ihrer Zusammensetzung außerordentlich gleichmäßig und eignen sich aus diesem Grunde vorzüglich zur Verwendung als Formsande, die nicht allein im Industriebezirk selbst als solche Verwendung finden, sondern zu diesem Zweck auch weithin versandt werden. Diese Formsande sind überaus arm an Versteinerungen; nur von Zeit zu Zeit findet sich einmal darin *Actinocamax granulatus* und *quadratus*, ein Beweis, daß wir es mit den Schichten des Untersenons zu tun haben« [2]).

Auf dem Grunde der jetzt etwa 12 m tiefen Grube, welche südostwärts der genannten Chaussee[3]) gelegen ist und in welcher bislang der Formsand gegraben wurde — neuerdings ist der Hauptbetrieb auf die linke Seite des Weges verlegt worden —, sind Längs- und Quergräben bis zu 1 m Tiefe zwecks Abführung des Wassers ausgehoben worden. Durch sie wurde ein zweiter, älterer fossilführender Horizont erschlossen, der an Stelle des *Act. quadratus* Blv.

Act. granulatus Blv.

einschließt und sich wahrscheinlich zu dem Eisenbahneinschnitt Osterfeld-Dorsten hin fortsetzt, aus dem Schlüter das Vorkommen von *Actinocamax verus* Mill. erwähnte. Die Fauna wurde auf

[1]) Schlüter, Einige neue Funde von Cephalopoden der norddeutschen Kreide. Verhandl. d. naturh. Ver. Rheinland-Westfalen, 35. Sitz.-Ber., S. 35. 1878.

[2]) Bärtling, Geologisches Wanderbuch für den niederrheinisch-westfälischen Industriebezirk, umfassend das Gebiet vom nördlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges bis zur holländischen Grenze. S. 302. 1913.

[3]) an der Stelle, wo auf dem Meßtischblatte Bottrop die Ziffer 78,2 eingetragen ist.

den niedrigen und höheren Wällen gesammelt, die die Gruben jederseits einfassen und aus ihnen aufgeworfen sind.

Die Oberfläche des Formsandes war dort, wo ich ihn abgedeckt sah, unregelmäßig und stellenweise tief gefurcht.

Oxyrhina angustidens Reuss
Otodus appendiculatus Ag.
Lamna subulata Ag.
Actinocamax granulatus Blv. sp.
» *Grossouvrei* Janet
» *verus* Mill.
Ostrea incurva Nilss.
» *semiplana* Sow.
» *canaliculata* Sow.
» *vesicularis* Lam.
Exogyra auricularis Wahlbg. sp.
Spondylus spinosus Sow.
Lima canalifera Goldf.
Pecten (Chlamys) cretosus Defr.
Inoceramus sp.
Neithea cf. *quinquecostata* Sow.
Terebratulina chrysalis v. Schloth. sp.
Rhynchonella plicatilis Sow.
» *triangularis* Wahlbg.
Serpula ampullacea Sow.
» *gordialis* v. Schloth.
Bourgueticrinus ellipticus Mill. sp.
Marsupites testudinarius v. Schloth. sp.
Pentagonaster quinqueloba Goldf. sp.
Dorocidaris cf. *subvesiculosa* d'Orb. sp.
Cyphosoma aff. *subcompressum* Cott.
Zeuglopleurus cf. *pusillus* A. Roem.

Der Formsand von Osterfeld bildet in seinen beiden Horizonten sonach ein Bindeglied zwischen den weiterhin im Osten Westfalens entwickelten Untersenon-Schichten einerseits und den gleichaltrigen Aachener Sand und Vaalser Grünsand auf der linken Rheinseite andererseits.

Berlin, den 11. Dezember 1914.

Über die Verbreitung des Inoceramus (Volviceramus) Koeneni G. Müll.

Von Herrn **Joh. Böhm** in Berlin.

Als 1886 v. KOENEN das Vorkommen des von v. STROMBECK[1]) 1859 als selbständig erkannten, von SCHLÜTER[2]) 1874 als Emscher bezeichneten Zeitabschnitts der Kreideformation — SCHLÜTER hatte dessen Auftreten am Fuße des Sudmerberges bei Goslar vermutet — auch bei Zilly und Halberstadt feststellte, war damit ein wichtiger Schritt für die weitere Kenntnis sowohl der Verbreitung als auch des faunistischen Inhalts dieser Stufe getan. Unter den neuen Formen, die G. MÜLLER[3]) alsdann auf v. KOENEN's Anregung 1887 in seinem »Beitrag zur Kenntnis der Oberen Kreide am nördlichen Harzrande« bekannt gemacht hat, ist *Inoceramus (Volviceramus) Koeneni*, der Vorfahre des seit 1828 allgemeiner bekannten *In. (V.) involutus* J. DE C. SOWERBY, eine der wichtigsten. Jene Spezies blieb jedoch lange nur von den Spiegelsbergen bei Halberstadt, dem Steinholz und der Finkenflucht (= Löhofsberg G. MÜLLER's) bei Quedlinburg bekannt, bis G. MÜLLER sie auch in einer Tiefbohrung der Zeche Dahlbusch bei Gelsenkirchen aus 31 m Teufe auffand und sodann 1900[4]) als Leitfossil einer eigenen Zone an der Unterkante des Emschers ausschied. Neuerdings haben STILLE[5]) die Art auf dem Riemecker Felde westlich Pader-

[1]) v. STROMBECK, Beitrag zur Kenntniß des Pläners über der Westfälischen Steinkohlenformation. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 11, S. 55, 70.

[2]) SCHLÜTER, Der Emscher Mergel. Ebenda 26, S. 775. 1874.

[3]) Dieses Jahrb. für 1887, S. 412.

[4]) G. MÜLLER, Die Gliederung der *Actinocamax*-Kreide im nordwestlichen Deutschland. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 52. Verhandl., S. 39. 1900.

[5]) STILLE, Die Zone des *Inoceramus Koeneni* G. MÜLLER bei Paderborn Ebenda 61, Monatsber., S. 195. 1909.

born in Westfalen, SCHRÖDER[1]) bei Timmenrode auf dem Südflügel der Blankenburger Mulde gefunden.

1905 wies JOH. BÖHM[2]) darauf hin, daß die von STURM als *Inoceramus involutus* SOW. aus Kieslingswalde bestimmte Bivalve mit dem von v. HAENLEIN[3]) von Neuwaltersdorf beschriebenen *In. paradoxus* ident sein dürfte. Ein Vergleich beider Originalexemplare ergab nicht nur die Richtigkeit dieser Ansicht, sondern auch, daß sie beide in die Synonymie des *Volviceramus Koeneni* G. MÜLL. fallen. Dasselbe gilt für *In. varius* v. HAENL.[4]).

Eine im Geologischen Landesmuseum zu Berlin aufbewahrte rechte Klappe des *In. (V.) Koeneni* stammt vom Zeltberge bei Lüneburg; ferner ist dieselbe Art bei 238 m Teufe aus der Tiefbohrung Königshall I zutage gebracht worden, wonach die Angabe des Vorkommens von *In. Brongniarti* zu berichtigen ist[5].)

Nach ANDERT[6]) scheint *In. (V.) Koeneni* G. MÜLL. auch im Emscher des sächsischen Vogtlandes vorzukommen.

In. (V.) Koeneni G. MÜLL. hat demnach im deutschen Anteil des Baltischen Beckens eine horizontal weite, vertikal beschränkte Verbreitung, woraus sich seine Eignung als Zonenfossil bestätigt; außerhalb dieses Gebietes ist die Art bisher nicht angeführt worden.

---

[1]) SCHRÖDER, Unterer Emscher am Harzrande zwischen Blankenburg und Thale. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. L.-A., N. F., 56, S. 62. 1909.

[2]) J. BÖHM, Referat über STURM: Der Sandstein von Kieslingswalde in der Grafschaft Glatz und seine Fauna. N. Jahrb. f. Min. 1905, 1, S. 300. — Das Originalexemplar von *I. involutus* STURM, non Sow., das sich in der Sammlung des Geologischen Instituts der Universität Breslau befindet, wurde mir auf meine Bitte von Herrn Geheimrat FRECH, dem ich auch an dieser Stelle meinen Dank dafür aussprechen möchte, zugesandt. Die Originalexemplare von *I. paradoxus* v. HAENL. und *I. varius*, die ursprünglich der Sammlung GRUNDEY angehörten, werden im Geologischen Landesmuseum zu Berlin aufbewahrt.

[3]) LANGERHAN und GRUNDEY, Das Kieslingswalder Gestein und seine Versteinerungen. 10. Jahresber. d. Glatzer Gebirgs-Ver., Taf. 5, Fig. 3, 4. 1891.

[4]) Ebenda, Taf. 5, Fig. 1 (non 2).

[5]) GAGEL, Beiträge zur Kenntnis des Untergrundes von Lüneburg. Dieses Jahrb. für 1909, 30 (I), S. 213.

[6]) ANDERT, Die Inoceramen des Kreibitz-Zittauer Sandsteingebirges. Festschrift Humboldt-Ver. Ebersbach, S. 60. 1911.

Berlin, den 11. Dezember 1914.

Phialophloios quadratus, eine neue Lepidophytengattung.

Von Herrn **Oscar Hörich** in Berlin.

Mit 1 Texttafel.

Auf der Halde der Grube Camphausen im Saarrevier ist ein Stammrest gefunden worden, der sowohl als Steinkern mit noch anhaftender Kohlenhaut wie auch als Gegendruck erhalten ist. Nach seinen Abmessungen zu urteilen gehörte er einer baumförmigen Pflanze an, offenbar den *Lycopodiales* zuzurechnen, die aber durch ihre ganz eigenartige Rindenoberfläche sich wesentlich von allem bisher Bekannten unterscheidet und deswegen in ein neues Genus gestellt werden muß. Von dem anatomischen Bau ist nichts erhalten, ebenso wie auch über die Blätter und Fortpflanzungsorgane nichts bekannt ist.

Bis jetzt liegt nur ein einziges Stück dieses Fossiles vor. Es ist ein flachgedrückter Stammrest von etwa 7 cm Breite und 14 cm Länge, der auf beiden Seiten die Polsterung deutlich zeigt. Hieraus, sowie aus dem Umstande, daß stellenweise bergerioide Wülste auftreten, wie auf der Abbildung (vgl. Texttafel) zu erkennen ist, geht hervor, daß dieses Stück den Stamm selbst darstellt, und daß nicht der Gegendruck, der auch vorhanden ist, als der eigentliche Stamm anzusprechen ist, wie das wegen der konvexen Polsterung auf den ersten Blick erscheint. Daß kein subepidermaler Erhaltungszustand vorliegt, zeigt die klare Erhaltung der Polster und die ihnen überall noch anhaftende Kohlenhaut, die eine feine, fächerförmige, von der Blattansatzstelle ausstrahlende Streifung aufweist, wie sie in der Einzelfigur (Fig. 2) angedeutet ist.



Fig. 1. *Phialophloios quadratus.* — Ansicht des ganzen Stückes mit der Polsteroberfläche und dem bergerioiden Erhaltungszustand (unten links). Sammlg. der Kgl. Geol. Landesanstalt zu Berlin. Nat. Gr. Gez. G. Jones.

Fig. 2. Einzelnes Polster von demselben Stück. — Etwa $^2/_1$. Gez. G. Jones.

Fig. 3. *Bergeria angulata.* — Original zu Sternberg, Vers. II, T. 68, Fig. 17 aus dem Kgl. böhmischen Landesmuseum zu Prag.

Die Polster sind fast genau quadratisch und übereck orientiert, so daß zwei Ecken des Quadrates in der Senkrechten, zwei in der Horizontalen liegen. Sie grenzen ohne Zwischenraum aneinander und sind in ziemlich steilen Spiralen angeordnet. Hier und da weichen die Polster, offenbar infolge von Wachstumsunregelmäßigkeiten, von der quadratischen Form ab und werden fünf-, auch sechseckig; ihre Seitenlängen sind in diesen Fällen nicht so gleichmäßig wie bei der quadratischen Form, bei der alle Seiten ungefähr 6 mm lang sind. Die Polster sind nicht, wie man das bei anderen Pflanzen mit ähnlicher Rindenbeschaffenheit gewohnt ist, hervorgewölbt, sondern sie sind flach schalenförmig eingesenkt und gegen einander durch scharf hervortretende Kanten abgegrenzt.

Auf jedem Polster findet sich eine Erhöhung, die als die Blattansatzstelle zu deuten ist. Wie sich aus dem Verlauf des aus dem Stamminnern von unten kommenden und in sie übergehenden Leitbündels deutlich erkennen läßt, liegt sie in der unteren Ecke des Polsters, fast auf dem Schnittpunkt der die benachbarten Polster abgrenzenden Kanten; hierdurch wird zugleich die Orientierung des Stückes festgelegt. Diese Anordnung ist ganz eigenartig und weder bei fossilen, noch bei rezenten Pflanzen sonst bekannt. Die Blattabbruchstelle hat oval-eiförmige Gestalt und zeigt in ihrer Mitte nur eine ebenso gestaltete Vertiefung, die dem Durchtritt des Leitbündels entspricht. Der Verlauf des Leitbündelstranges im Stamm ist offenbar ein sehr steiler; dadurch ist die Blattabbruchstelle schräg gegen die Stammoberfläche gerichtet und verläuft in die konkave Oberfläche des ihr zugehörigen Polsters. Auf dem unmittelbar abwärts folgenden Polster macht sich der Leitbündelstrang als ein allmählich verschwindender, fast über das ganze Polster sich erstreckender Wulst bemerkbar und auch aufwärts, auf dem der Blattabbruchstelle zugehörigen Polster, zeigt sich ein von der Abbruchstelle ausgehender gleicher, aber schwächerer und kürzerer Wulst, der nicht bis an jenen heranreicht und so die oben angegebene Orientierung des Stückes bestätigt. An den Stellen, wo das Oberflächengewebe des Stammes

mehr verschwunden ist, treten diese Wülste in bergerioider Form deutlich zutage (links unten auf der Abbildung).

Andere Narben oder Närbchen, sowie eine Ligulargrube sind an der Blattabbruchstelle und dem Polster dieses Fossiles nicht zu beobachten.

Bezüglich der Zusammengehörigkeit dieses eigentümlichen Fossiles mit bisher Bekanntem schien eine Abbildung bei Sternberg (Flora der Vorwelt, Bd. II, Fasc. 5 u. 6, Taf. LXVIII, Fig. 17, 1833) in Betracht zu kommen, die als *Bergeria angulata* bezeichnet ist und eine gewisse Ähnlichkeit mit unserem Fossil zeigt. Eine Besichtigung des Originales in Prag ergab aber, daß dieses Fossil ein *Lepidodendron* ist, wofür es auch immer angesehen worden ist, und daß die Abbildung bei Sternberg sehr schematisch und nicht der Wirklichkeit entsprechend ist. Von dem Prager Museum ist uns in freundlichster Weise eine Photographie des Sternberg'schen Originales zur Verfügung gestellt worden, die auf unserer Texttafel (Fig. 3) wiedergegeben ist und den *Lepidodendron*-Charakter deutlich erkennen läßt. Da das uns vorliegende Fossil nach Gestalt und Bau der Blattpolster und -narben sicher kein *Lepidodendron* ist, so kommt also die Sternberg'sche Abbildung nicht in Frage.

Eine Ähnlichkeit zeigt auch die Abbildung von *Ulodendron majus* bei Zeiller (Flore foss. bass. houiller Valenciennes, Taf. LXXIII, Fig. 1, 1886). Herr Prof. Zeiller, dem wir das vorliegende Fossil zum Vergleich mit seinem von Liévin stammenden Exemplar übersandten, hat sich in einem Briefe ausführlich dahin geäußert, daß sein Fossil zweifellos ein *Ulodendron* s. str. sei und mit unserem sicher nichts zu tun habe; letzteres erscheine vielmehr allem bisher Bekannten gegenüber ganz abweichend. Während bei unserem Fossil die schmale, den Leitbündelstrang enthaltende Blattabbruchstelle sich deutlich begrenzt aus dem Polster heraushebt, zeigt das Polster des Zeiller'schen *Ulodendron* nur eine schwache und anders gestaltete Leitbündelnarbe, da das Blatt dem ganzen Polster ansaß.

Einen gewissen Vergleich läßt *Pinakodendron* Weiss zu, besonders *P. musivum*. Dieses hat allerdings keine Blattpolster, es zeigt aber in regelmäßiger Anordnung steil aus dem Stamminnern herauskommende Leitbündelstränge, an deren Spitze eine Blattabbruchstelle sich findet. Diese ist ähnlich gestaltet wie bei unserem Fossil und enthält auch nur ein Leitbündel. Eine Ligulargrube konnte auch bei *Pinakodendron* mit Sicherheit bisher noch nicht nachgewiesen werden. Die Angaben, die Weiss-Sterzel (Die Sigillarien der preußischen Steinkohlen- und Rotliegenden-Gebiete, Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. Heft 2, S. 62, 1893) bezüglich *P. musivum* und Kidston (Les végétaux houillers recueillis dans le Hainaut Belge. Mém. Mus. Roy. Hist. nat. Belgique, T. IV, p. 167, 1911) bezüglich *P. Ohmanni* in dieser Hinsicht machen, sind vorläufig lediglich Vermutungen.

Größere Ähnlichkeit mit dem vorliegenden Fossil zeigt ein Stammrest aus den unteren Gondwana-Schichten (Lower Karroo) in Südafrika, den Seward (Fossil plants from South Africa. Geol. Mag., N. S. Decade V, Vol. IV, p. 484—487, Taf. XXI, Fig. 6—8, 1907) beschrieben und mit dem aus dem Lower Carboniferous (ungefähr Culm) von Victoria (Australien) stammenden *Lepidodendron australe* M'Coy identifiziert hat. Dieser Stammrest ist bedeckt mit ± rhombischen Polstern, in deren oberer Hälfte eine etwa kreisförmige, mit einer zentralen Vertiefung versehene Erhöhung sich findet; letztere entspricht zweifellos dem in das Blatt übergehenden Leitbündelstrang. Die dem Polster noch anhaftende dünne Kohlenhaut ist mit einer feinen Streifung versehen, die sich fächerförmig von der Erhöhung abwärts gegen die unteren Polsterabgrenzungen hin ausdehnt. Von unserem Fossil unterscheidet sich *Lepidodendron australe* dadurch, daß seine Polster durch ± breite Zwischenräume von einander getrennt sind, daß sie nicht konkav eingesenkt, sondern flach oder etwas konvex hervorgewölbt sind, und daß die Leitbündelnarbe im oberen Teil des Polsters, ein beträchtliches Stück unterhalb des Schnittpunktes der oberen Polsterbegrenzungslinien liegt. Bei einer so beträchtlichen Ver-

schiedenheit der äußeren Merkmale kann eine nähere Zugehörigkeit der beiden Fossile nicht in Frage kommen.

In der Gesamtheit seiner charakteristischen Merkmale (ziemlich regelmäßige quadratische, dicht aneinander grenzende, konkav eingesenkte Polster, eine im unteren Polsterwinkel gelegene, nur eine Leitbündelnarbe aufweisende Blattabbruchstelle, Fehlen einer Ligulargrube) weicht unser Fossil von allem bisher Bekannten ab. Es gehört aber zweifellos der Reihe der *Lycopodiales* an. Ob es eine eigene Familie darstellt, ist auf Grund dieses einzigen Exemplares vorläufig nicht zu entscheiden. Jedenfalls aber handelt es sich hier um ein neues Genus, für das der Name *Phialophloios* (φιάλη = Schale, φλοιός = Rinde) vorgeschlagen wird. Die Art soll *Phialophloios quadratus* heißen.

Das Exemplar ist auf der älteren Halde der Grube Camphausen (Saarrevier) gefunden worden. Es stammt demnach aus dem mittleren Produktiven Carbon, und zwar aus der Flammkohlenpartie, da die ältere Halde aus der Zeit herrührt, in der die Grube in diesem geologischen Horizonte baute.

Berlin, 9. Dezember 1914.

Der tektonische Bau der Umgebung von Hechingen.

Von Herrn **Heinrich Müller** † in Berlin.

Hierzu 13 Textfiguren.

I. Einleitung.

Den Rahmen für die vorliegende Arbeit bildet das Meßtischblatt 1:25 000 Hechingen-Bodelshausen (G. A. 84, Bl. 40), herausgegeben vom Königl. Württembergischen Statistischen Landesamt, die Grundlage für die geologischen Erörterungen die Spezialkartierung, welche ich auf dem genannten Blatte im Auftrage der Königl. Geol. Landesanstalt in den Jahren 1912 und 1913 ausführte. Die nordwestliche Ecke (Gegend von Hart) und das Gelände links der Eyach im SW des Blattes wurde von Herrn Dr. SCHMIERER aufgenommen.

Der größte Teil des Blattes ist preußisches Staatsgebiet. Nur im NO (Gemarkungen Oberhausen und Bodelshausen) und im SW (Ostdorf und Engstlatt) reichen zwei württembergische Zipfel in das Blatt hinein.

Die Veröffentlichung der geologischen Karte kann erst in einigen Jahren von der Königl. Geol. Landesanstalt erfolgen. Zur allgemeinen Orientierung ist daher dieser Arbeit ein skizzenhaftes Übersichtsbild der tektonischen Gliederung beigegeben (vgl. Fig. 12, S. 491).

II. Geologische Position.

Die sanft nach SO geneigte Schichtentafel der schwäbischen Sedimentdecke lagert sich mantelartig an den Kern des krystallinen Schwarzwaldes an. Die ältesten Stufen liegen auf den Höhen des Schwarzwaldes, während im Vorland nach SO immer jüngere Schichten sich einstellen, die als Gürtel oder Zonen hintereinander folgen, nach SO zurücksinkend.

Die Hechinger Gegend liegt im wesentlichen in der Zone des Lias, dessen Tafel mit einer Neigung von 1—1,5° das Generalfallen des schwäbischen Schichtenpaketes mitmacht. Von ihr erfolgt einerseits im NW durch einen steilen Keuperabsturz der Übergang zur Zone der Lettenkohle, anderseits im SO der Anstieg zum Weißjuraplateau.

III. Morphologie und orographisches Bild.

In dem Gesagten liegt bereits die Oberflächengestaltung der Gegend begründet: die drei Formationsglieder Lettenkohle, Lias und Weißer Jura sind zugleich die Träger der drei Hauptstaffeln, die die NW-SO-Diagonale des Blattes kreuzt.

Im einzelnen sind dann noch mehrere gut ausgeprägte kleinere Absätze infolge der besonderen Widerstandsfähigkeit ihrer Träger vorhanden (Oberfläche von Stubensandstein, Lias α, γ, ε/ζ, Braun-Jura β/γ, γ/δ); sie treten aber bei einem Überblick über das Gesamtblatt zurück.

Quer zum Streichen und daher quer zum Stufenaufbau laufen, allein durch Erosion erzeugt, die beiden Haupttäler des Blattes, die der Starzel und Eyach. Liegt auch ihre Generalrichtung im Kluftsystem des Gebirges tiefer begründet, so haben sie mit der eigentlichen Tektonik, soweit man darunter Schichtverschiebungen versteht, nichts zu tun. Sie sind reine Erosionstäler. Die Wässer benutzten lediglich die vorhandenen Schlechten, die ihnen die Erosionsarbeit erleichterten.

Nur einige kleine Nebentälchen (z. B. bei Kap. Mariazell südlich Boll; Tälchen zwischen Schießstand [Burg Hohenzollern] und Zollersteighof) verdanken ihre Entstehung Verwerfungen. Im übrigen setzen die Verwürfe quer über Tal und Hügel hinweg.

Der SW-NO-Verlauf der Geländestufen setzt dieselbe Generalrichtung der Formationsgrenzen voraus. Diese ihrerseits folgen dem nordöstlich gerichteten Kluftsystem. Für die Täler, deren Verlauf damit bis in die kleinsten Einzelheiten im engsten Zusammenhang steht, gilt die Regel, daß in der Hauptsache die NW-Richtung für die Haupt-, die NO-Richtung für die Nebentäler maßgebend war.

Ein einziger Flußlauf, der Zimmerbach östlich Weilheim, ist nordsüdlich gerichtet. Vielleicht drückt sich hier jenes N-S-System aus, das ± parallel dem Rheintalgraben im Schwarzwaldvorland eine Rolle spielt.

Nach allem ist das Oberflächenrelief der Hechinger Gegend im großen eindeutig durch den Wechsel weicher und harter Sedimente, die Neigung der Schichtentafel und das Kluftsystem erklärt.

Weitere Einzelheiten enthält die Besprechung des stratigraphischen und tektonischen Aufbaues.

IV. Stratigraphischer Bau.

Der vertikale Aufbau des behandelten Gebietes umschließt sämtliche Glieder der Trias vom Nodosuskalk aufwärts, den vollständigen Jura mit Ausnahme des obersten Malm (Weiß-ε und ζ), sowie diluviale und alluviale Bildungen.

Die Besprechung der Stratigraphie beschränkt sich auf das Wesentliche und wird nur soweit durchgeführt werden, als es zum Verständnis des vertikalen Aufbaues als Grundlage der Tektonik nötig ist. Sie legt Wert darauf, das Bekannte zu streifen, das Neue ausführlicher darzulegen.

A. Trias.

Die Nodosusschichten.

Profil Nr. 1 (siehe Anhang) schließt nur den mittleren und oberen Teil dieser Stufe auf. Es zeigt einen dauernden Wechsel zwischen graublauen, dünnbankigen Lumachellen und blauen, dichten Kalken. An zahlreichen Stellen hat die beginnende Dolomitisierung von oben her bereits das Gestein angegriffen. In sackartigen oder schlauchähnlichen Körpern greift der Dolomit oft unvermittelt die Bänke an und geht ganz allmählich in reinen Kalk über. Die Oberfläche der Bänke ist rauh und wulstig, dünne Tonhäutchen markieren die Schichtfugen. Der Übergang zum Trigonodusdolomit geht, wie bereits angedeutet, allmählich vor sich. Indessen kann man eine Grenze doch recht scharf ziehen: das Gefüge, namentlich die Schichtung, ändert sich deutlich.

Der Trigonodusdolomit.

Sobald die massigen, bis mehrere Meter dicken Bänke des graubraunen, spätigen Dolomits im Hangenden der überwiegend kalkigen Nodosusschichten erscheinen, scheidet die Karte eine besondere Stufe, den Trigonodusdolomit, aus. Im Gelände tritt sie ausgezeichnet in felsigen, bauchig über die Steilhänge der Nodosuskalke hervorragenden Wänden hervor.

Trigonodus Sandbergeri findet sich nur in den oberen Partien. Dasselbe gilt von den anderen Versteinerungen: *Myophoria Goldfussi* v. Alb., *Myophoria interlaevigata* v. Alb., *Myophoria laevigata* var. *transiens* Schübl., *Gervillia Goldfussi* v. Stromb., *Gervillia subcostata* Goldf., *Pecten discites* v. Schl., *Loxonema Schlotheimi* Qu., Koralle *(Thamnastraea?)*.

Die Mächtigkeit beträgt 18—20 m.

Die Lettenkohle.

Da Aufschlüsse des Gesamtprofils fehlen, muß dies von verschiedenen Örtlichkeiten zusammengetragen werden.

Über den dicken Bänken des Trigonodusdolomites liegen

nordwestlich der Mühle bei Rangendingen fünf Bänke toniger Dolomite von gelber Farbe und je 10—38 cm Dicke. Darüber folgen dunkle Tone, die über dem Steilanstieg des Trigonodusdolomittales den ersten flachen Hang bilden. Ihre Mächtigkeit beträgt etwa 1 m.

Die nach oben folgenden feinkörnigen Sandsteine besitzen graue bis gelbe Farbentöne. Sie spielen nirgends eine große Rolle, scheinen aber im Bereiche des Kartenblattes allgemein verbreitet zu sein. Das Cement ist vielfach $CaCO_3$. Gewöhnlich wurde indessen der Kalkgehalt weggeführt, und als Cement dient jetzt Ton oder Brauneisen. Pflanzenhäcksel tritt vielfach auf.

In den oberen Lagen wächst der Tongehalt des Sandsteins, und es resultiert ein dunkler, sandiger Letten, ohne scharfe Grenze aus dem Sandstein hervorgehend. Nach oben nimmt die kohlige Substanz zu (aufgeschlossen südlich Hart).

Dann beginnen die Flammendolomite, gelbe, frisch blaue, feinkörnige Dolomite, wechsellagernd mit grauen Letten von verschiedenem Kalk- bezw. Sandgehalt (südlich Hart, siehe Anhang, Profil 2).

Der Abschluß gegen den Gipskeuper erfolgt durch den Grenzdolomit, eine harte, zellige, kalkig-dolomitische Bank von 40 cm Stärke.

Die Gesamtmächtigkeit der Lettenkohle ist mit 15 m nicht zu hoch angegeben.

Die Gipsmergel.

Auch bei dieser Stufe fehlt ein vollständiges Profil. Nur die obere Region besitzt gute Aufschlüsse.

Die Karte zeigt in ihrem NW-Teil die weite Verbreitung dieses Schichtengliedes. Das ist einesteils zurückzuführen auf seine Mächtigkeit (60 m) bei flacher Lagerung und dann auf das Fehlen fester Bänke, wodurch ein Steilanstieg unmöglich gemacht wird. Daher hat die von den Gipsmergeln eingenommene Landschaft ein flach welliges Relief und nimmt erst in der Nähe des deckenden Schilf- bezw. Stubensandsteins energischere Formen an.

Die liegendsten Schichten bestehen in der Hauptsache aus graugrünen, schieferigen Mergeln mit vereinzelten Bactryllien.

Bereits 5 m über den Zellendolomiten der Lettenkohle beginnen Gipse, die namentlich an der Westgrenze des Blattes südlich der Straße Haigerloch-Rangendingen aufgeschlossen sind. Nicht überall sind sie technisch verwertbar, vielmehr vertritt diesen Horizont (z. B. nördlich Rangendingen) meist ein Wechsel von tonigen, grauen Mergelschiefern und dünnen, spröden Gipsblättchen. Ein Steinbruch wenig nordwestlich des Warrenbergle bei Owingen hat in seiner unteren Hälfte sehr reinen, homogenen, weißen Gips von 2 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Darüber folgt 28 cm gipsiger Steinmergel. Dieser macht einer zweiten Gipsbank Platz von 33 cm Mächtigkeit. Eine weitere 20 cm starke Steinmergelbank leitet über zu einem 4 m hohen System unreiner Gipse mit Bänkchen und Plättchen zwischengelagerter grauer bis schwarzgrauer Tone; öfters tritt, die Schichtung durchschneidend, sekundärer Fasergips auf. Nach oben stellen sich rote Mergelzwischenlagen ein. Infolge Auslaugung durch Tagewässer ziehen sich von der Oberfläche tiefe Schlotten in den Gipskörper hinunter, gefüllt mit tonigem Material.

Bereits am südlichen Stoß des Bruches bleibt der Gips aus. Das ganze Lager hat Linsenform.

15—20 m über der Untergrenze stellen sich mehrere dolomitische Steinmergelbänke ein, die in roten und grauen Mergeln gebettet z. B. etwas östlich des genannten Gipsbruches bei 478,9 zutage treten.

Wenn auch in den folgenden Schichten Gipsbänkchen von Pappdeckelstärke niemals ganz fehlen, so tritt doch erst etwa 30 m unter dem Schilfsandstein wieder — wie vielfach nachzuweisen — ein zusammenhängender zweiter, technisch wertvoller, der obere Hauptgipshorizont auf. Sein Aufbau ähnelt dem des unteren. In einem kleinen Bruch ist er wenig südwestlich der Parzelle II des Stettener Waldes aufgeschlossen und wird in fünf weißen Bänken von je etwa 10 cm Mächtigkeit und von pflastersteinartiger, unregelmäßig knolliger Oberfläche

zwischen grünen und roten Mergeln durch die Starzel ostnordöstlich Rangendingen angeschnitten. Namentlich aber gehören die reichen Gipsbrüche auf der Höhe südwestlich Rangendingen hierher.

Der Abschnitt über dem oberen Gipshorizont ist gekennzeichnet durch schüttige, grüne bis rote Ton- und Mergelschiefer mit bröckeligen Steinmergelbänkchen. Bemerkenswert sind hier ferner drei feste graugrüne Steinmergelbänke von einer Mächtigkeit bis zu 20 cm, welche meist durch Aufnahme von feinstkörnigem eckigem Quarzsand neben Biotit und Zirkon zu einem durch Steinmergel verkitteten Sandstein übergehen. Gewöhnlich gesellt sich noch carbonatisches Bindemittel dazu.

Gips, Steinmergel und Kalksandsteine wurden mit verschiedenen Symbolen dort, wo sie nachgewiesen wurden, in der Karte eingetragen.

Der Schilfsandstein

macht sich nur wenig bemerkbar. In einer breiten, S-N gerichteten Zone (Beweis für die Annahme von Flutzonen E. Fraas'!) läuft er nahe dem Westrande der Karte zwischen Gießmühle und Straße Rangendingen-Haigerloch. Nach Osten keilt er aus. Aber auch innerhalb dieser Zone ist er bedeutenden Mächtigkeitsschwankungen bis zum gänzlichen Verschwinden unterworfen (0—10 m). Seine kräftigste Entwicklung zeigt er an den Westhängen des Owinger Berges, Stetten zu.

Man sieht hier graue, grüne, rote, feinkörnige, glimmerreiche Sandsteine mit tonigem Bindemittel. Sie bröckeln gern schiefrig und brechen nur am westlichen Abhang der »Schwarzenwäld« in bauwürdigen Platten.

Das Bindemittel des Schilfsandsteins ist im allgemeinen Ton oder Eisenoxyd; daher die rote oder grüne Farbe. Doch wurde an einigen Stellen auch kalkiges Cement nachgewiesen.

Im Starzeltal zwischen Rangendingen und Stein liegen zwischen den einzelnen Sandsteinplatten rote Mergel von wechselndem Sandgehalt (siehe Anhang, Profil 3).

Am Nordrande des Kartenblattes im »Brennten Hau« tritt der Schilfsandstein noch einmal als isolierter Fleck auf; im übrigen wurde seine Zone mit einer grünen Linie bezeichnet, und zwar dann, wenn er nur als handbreites Band von grünem oder rotem, sandigem Mergel gefunden wurde. Vielfach aber scheint der Bunte Mergel selbst ohne diese schwächste Andeutung des Schilfsandsteins auf dem Gipskeuper zu liegen. In diesem Falle wurde zwischen beiden eine gewöhnliche schwarzgestrichelte Grenzlinie gezogen.

Der Schilfsandstein bildet eine gut erkennbare Geländekante. Dabei fällt es auf, daß diese Stufe auch überall dort vorhanden ist, wo der Sandstein als solcher nicht nachzuweisen ist. Dadurch ist die Grenze auch bei fehlendem Sandstein leicht zu kartieren. Der Grund für die Bildung des Absatzes mag in der verschiedenen Härte der Gipsmergel und der Bunten Mergel liegen.

Die Bunten Mergel.

Die Mächtigkeit dieser Schichtenfolge hält sich auf dem südlichen und mittleren Teile des Kartenblattes auf etwa 20 m, nimmt aber gegen Norden auf 30 m zu.

Eine deutliche Zweigliederung ist überall festzustellen: Während die untere Hälfte im wesentlichen aus Mergeln besteht, stellen sich gegen oben zahlreiche Steinmergelbänke ein, die von roten Mergeln getrennt werden.

Die untere Partie teilt Lang[1]) weiter ein in »dunkle Mergel« und »rote Mergel«.

Auch im vorliegenden Falle besitzen die ersten, 1,5 m mächtigen Mergellagen unmittelbar über dem Schilfsandstein im wesentlichen sehr dunkle, und zwar i. a. dunkelrote Farbentöne, während die darüber folgenden 7 m mehr ziegelrot und hellgrün erscheinen.

Die »dunklen Mergel« gehen nach ganz allmählichem Übergang aus dem Schilfsandstein hervor. Bei der Brücke

[1]) Der Mittlere Keuper im südlichen Württemberg. Nat. Jahresh. 1909 u. 10.

nördlich Staufenburg (Profil 3) treten über der letzten eigentlichen Schilfsandsteinbank noch mehrfach feinsandige Mergel auf. Dazwischen liegen ziemlich tonreiche Mergel, die durch Reduktion dunkelgrün wurden. Südlich Hart ist durch den Weg, der unmittelbar südlich am S von »Schwarze Wäld« vorbeigeht, eine knollige, weiße Gipseinlagerung erschlossen. Ein oft recht bedeutender Gehalt feingeriebenen Glimmers ist diesen Schichten ebenso wie den darüber lagernden »roten Mergeln« eigentümlich. In den steinmergelreichen Lagen des oberen Bunten Mergels fehlt der Glimmer fast überall.

Die »roten Mergel« zeichnen sich neben ihrer schon berührten lebhaften Färbung durch einzelne dünne, gewöhnlich zu Blättchen zerfallende dolomitische Steinmergelbänkchen aus. Stellenweise geht der Glimmer sogar in diese Steinmergel hinein. Die Festigkeit der Mergel ist gering. Sie zerfallen rasch zu grusigen, trockenen Blättchen. Nur wo die dünnen Steinmergelbänkchen liegen, findet das Gebirge einigen Halt.

Den Abschluß nach oben finden die »roten Mergel« durch eine charakteristische harte, grünbraune Steinmergelbank von 18—20 cm Mächtigkeit, die namentlich an den Hängen nördlich Schloß Lindich gut aufgeschlossen ist. Sie zeichnet sich dadurch aus, daß sie stets auf einer etwa 10 cm starken grauen Steinmergelbank aufsitzt, von dieser indessen deutlich durch Schichtfuge, namentlich aber durch reichlichen Gehalt von feinem, schlecht gerundetem Quarzsand mit zahlreichen Plagioklas- und Orthoklaskörnern, wenig Epidot und Zirkon, sich scheidet. Dazu kommen in sich äußerst feinkörnig struierte Gerölle eines fremden Quarzits — desselben, der weiter oben im Stubensandstein sich wiederfindet. Dieser Sand kann derart überhandnehmen, daß der Mergel entweder ganz verschwindet oder nur in kleinen, wenige Millimeter großen Linsen eingelagert ist. In diesem Falle tritt dann als Bindemittel für die Sandkörner SiO_2 auf. Das Gefüge ist dann vollkommen quarzitisch, und es ist im Schliff in polarisiertem Lichte nicht möglich, Bindemittel und gebundenen Quarz zu unterscheiden. Doch

ist die Annahme von SiO_2-Bindemittel deswegen notwendig, weil die sedimentierten Quarze keine Spur von Anwachsstreifen zeigen. Ohne Zweifel liegt hier ein Äquivalent des Kieselsandsteins vor, der weiter nach N und NO eine so große Rolle spielt.

Ein Analogon der Lehrbergschicht fehlt.

Über dem Kieselsandstein liegt dann der obere, steinmergelreiche Teil der Bunten Mergel (siehe Profile 3, 4, 5, 8).

Die Steinmergel kommen in zusammenhängenden Bänken oder in unregelmäßigen Knollen vor, welche ihrerseits lagenweise gruppiert liegen, und zwar wechseln in der Vertikalen beide Ausbildungstypen derart, daß gewöhnlich mehr Bänke der ersten als solche der zweiten Sorte vorhanden sind.

Die zusammenhängenden Steinmergelbänke streichen i. a. sehr regelmäßig durch. Sie sind oft dolomitisch und schließen reichlich Baryt auf kleinen Sprüngen oder in winzigen Drusen ein. Auch besitzen sie häufig dendritische Mangananflüge. Das Gefüge ist fein krystallin, meist nur bei stärkster Vergrößerung u. d. M. zu sehen; gröbere und feinere Partien wechseln. Lettenhäutchen durchziehen gern das Gestein nach allen Richtungen. Das Mikroskop zeigt ferner als spärliche Beimengung kleine, gutgerollte Quarzkörnchen.

Eine nähere Untersuchung legen die Steinmergelknollen nahe. Zwischen den Knollen liegen rote Mergel. Dabei machen häufig die umhüllenden Mergel ausweichende Bögen um die Steinmergelbrocken nach folgendem Schema:

Figur 1.



Die Oberfläche der Knollen ist wulstig und unregelmäßig. Im Innern sind sie nicht homogen, sondern brecciös. Man sieht

deutlich eckige, meist graue Steinmergeltrümmer eingehüllt in rote Steinmergelmasse.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß es sich hier um eine Pseudobreccie handelt. Von gewissen Stellen aus wurde die ursprünglich graue, homogene Steinmergelmasse durch Eindringen von Wasser umgewandelt. Der Carbonatgehalt ist zum größten Teil fortgeführt, der Ton blieb, das Eisen wurde oxydiert zu rotem Ferrioxyd. Vermutlich wurde außerdem oxydisches Eisen zugeführt und verdrängte teilweise das Carbonat metasomatisch. Die nicht veränderten grauen Steinmergelpartien sind sehr scharfkantig begrenzt und treten bei der Verwitterung als erhabene Stellen hervor, während die roten, angegriffenen Kanäle als Vertiefungen auswittern. Dadurch wird äußerlich der Eindruck einer Breccie täuschend hervorgerufen. Nun erklärt sich auch das knollige Gesamtauftreten dieser Breccien. Die ursprünglich einheitlichen Steinmergelbänke unterlagen Lösungsvorgängen, einzelne Teile wurden g a n z fortgeführt, einzelne in der geschilderten Weise nur a n g e g r i f f e n. Die überlagernden Mergel sackten in die geschaffenen Hohlräume ein.

Der Umstand, daß zwischen den oben beschriebenen, völlig intakten Steinmergelbänken jene stark veränderten Lagen der zweiten Sorte liegen, läßt den Schluß zu, daß zum mindesten die erste Anlage jener Zerstörung bereits unmittelbar nach der Ablagerung jener Bänke erfolgt sein muß. Denn eine sekundäre chemische Beeinflussung im Großen hätte alle Steinmergellagen angreifen müssen, ebenso wie ein tektonisches Zerbrechen als Voraussetzung für das Eindringen zerstörender und umwandelnder Gewässer auch die jetzt unveränderten Bänke hätte treffen müssen. Vielleicht hat man sich jenes primäre Zerreißen durch Eintrocknung der zur Keuperzeit teilweise von Wasserbedeckung befreiten, soeben sedimentierten Steinmergelbänke zu erklären. Späteren Zeiten blieb dann die weitere Veränderung der zersprungenen Bänke zum heutigen Bilde auf die geschilderte Weise vorbehalten.

Zwischen den festen und zerstörten Steinmergelbänken liegt

ein meist dunkelroter Mergel mit grünen Reduktionsflecken. Oft erscheint die grüne Farbe an der Unterseite der Steinmergelbänke, die offenbar die reduzierende (vielleicht organische?) Substanz geliefert haben. Manche grünen Mergel sind später wieder rot oxydiert worden.

Äußerlich lassen sich diese Mergel von denen im »roten« und »dunklen Mergel« sowohl wie von den Gipsmergeln durch die Art ihres Bruches unterscheiden. Während nämlich alle genannten Mergel zu kleinen, dünnen Plättchen zerfallen, brechen die der oberen Bunten Mergel zu kantigen, oft recht großstückigen Polyedern mit muschlig vertieften Flächen und scharfen Kanten und Ecken. Das erklärt sich durch den reichlichen Carbonatgehalt. In ganz besonders großen, harten Stücken ist dies der Fall namentlich an der Grenze gegen den Stubensandstein. Eine derartig gefügte Mergelbank ließ sich gerade hier fast über das ganze Kartenblatt verfolgen (siehe Prof. 8, Nr. 20, 5, Nr. 26, 7, Nr. 22). Unmittelbar darüber liegen die ersten sandreichen Schichten der Stubensandsteine.

Der Stubensandstein.

Die Profile (Nr. 5—8) zeigen zur Genüge den ganz allmählichen Übergang der Bunten Mergel in den eigentlichen Stubensandstein. Eine Einzelbesprechung der Schichtglieder erübrigt sich, und es soll daher hier an der Hand der Profile nur das Wichtigste besprochen werden.

Zunächst prägt sich über das gesamte Kartenblatt eine deutliche Zweigliederung der Stufe aus, nämlich:

1. die untere Abteilung, bestehend aus einem dauernden Wechsel von Mergeln, sandigen Mergeln, Steinmergeln, sandigen, dolomitischen Steinmergeln, Dolomiten, Kalk-, Kaolin-, Arkosesandsteinen, die in allen möglichen Keuperfarben wechseln;
2. die obere Abteilung, bestehend aus festen, bauwürdigen Bänken des gewöhnlichen »Stubensandsteins«. Dieser, in zahlreichen Brüchen, Rutschen, Wegen oder Wasserrissen

erschlossen, ist in dreierlei Modifikationen ausgebildet, und zwar als:

a) Kalksandstein,

b) Steinmergelkonglomerat,

c) Dolomit.

1. Während fast überall der Übergang von den Bunten Mergeln zum Stubensandstein in der in den Profilen niedergelegten Weise vor sich geht, beginnt im Bette des Talbaches nördlich Rangendingen (nahe dem dortigen Quersprung) der Stubensandstein mit einem Konglomerat von kindskopfgroßen Steinmergelbrocken, eingebettet in ein Cement von dem gewöhnlichen Habitus des »Stubensandsteins«.

Ferner sind bemerkenswert die Bänke 4, 8, 10, 12 aus dem Profil 8 beim Aufstieg zu den Brüchen auf der Höhe nördlich Bahnhof Lindich. Die dolomitischen Gerölle dieser Bänke erfahren hier vielfach eine metasomatische Umwandlung in Hämatit. Die oxydische Eisenlösung verdrängt, wie das mikroskopische Bild zeigt, die Carbonate von haarfeinen Sprüngen aus. Sogar die eingesprengten eckigen Quarzkörner unterliegen der Metasomatose. Diesen Vorgang kann man dort in seinen verschiedenen Stadien beobachten. Das Endprodukt ist ein dichter, etwas tonhaltiger Hämatit von großer Festigkeit, der stellenweise Anflüge von Eisenglanz besitzt.

Diese Stücke geraten dann bei der Abtragung des Gebirges in die Schuttmassen der Täler und werden hier häufig gefunden (vgl. S. 485, 486).

2. a) Der Kalksandstein ist hier die primäre Form des Stubensandsteins im eigentlichen Sinne. Er ist überaus fest, zäh und widerstandsfähig gegen Verwitterung. Seine primäre Natur geht einmal aus der mikroskopischen Untersuchung hervor[1]), anderseits aber auch aus der Tatsache, daß die nachher zu beschreibenden Steinmergelkonglomerate Kalksandsteinbrocken als Einschlüsse enthalten.

[1]) Vergl. auch Lang, Centralbl. f. Min., 1910, S. 69—76.

Bei den Umsetzungsvorgängen in der Oxydationszone wird der bindende Kalkspat weggeführt und der Feldspat in Kaolinit, Braunspat und Kieselsäure zerlegt. Die beiden letztgenannten Bestandteile bilden dann neben einem vielfach primär vorhandenen Mergelgehalt das Bindemittel des zersetzten Sandsteins oder, wenn auch der Braunspat zerstört ist, dessen beide Zerstörungsprodukte: Kalkspat und Brauneisen. Vielfach enthält der Stubensandstein (z. B. Stingel's Bruch bei der Gießmühle) sandige Pyritknollen, und eben dort hat sich auch auf Klüften Baryt angesiedelt.

Die Zone der zersetzten Sandsteine reicht unter Umständen 4—5 m tief. Die wegen Sandgewinnung vielfach abgedeckte Oberfläche des primären Kalksandsteins hat naturgemäß, je nach der Tiefe der Umwandlung, unregelmäßige Oberfläche.

Die Quarzkörner nehmen stellenweise (nördlich Bahnhof Lindich) Walnußgröße an. Es sind gerollte, einheitliche Krystallkörper. Charakteristich sind schwarze Gerölle; sie wurden, wie das Mikroskop zeigt, sekundär verkieselt und besitzen primäre Schichtung. Es handelt sich wahrscheinlich ursprünglich um einen geschichteten Kalk von unbekannter Herkunft.

b) Dem Kalksandstein in armdicken Schmitzen oder mächtigen, bis meterstarken Bänken eingelagert tritt im SW des Blattes — einschl. des Plateaus Schlechtenhart — ein Konglomerat auf, dessen Bindemittel ähnlich dem des geschilderten Stubensandsteins gestaltet ist. Die Gerölle dagegen sind wesentlich anderer Art, nämlich stecknadelkopf-, meist haselnußgroße, oft bis zu 10 cm Durchmesser steigende Steinmergel, Dolomite und Quarz- und Kalksandsteine, daneben kleine Quarze, Orthoklase, Mikrokline, Muscovite. Dazu kommen Knochenfragmente und Fischschuppen. Alle genannten Gesteine stammen aus dem Unteren oder Oberen Stubensandstein, der offenbar stellenweise zerstört und zu dem vorliegenden Konglomerat verarbeitet wurde. Zerstörungszonen im Stubensandstein als Heimat jener Gerölle wurden im vorliegenden Falle nicht beobachtet.

Als Fremdkörper unter diesen Gesteinen muß ein Quarzit

bezeichnet werden, der im mikroskopischen Bilde festgestellt wurde. Seine Herkunft ist ungewiß. Es ist derselbe Quarzit, der bereits als Geröll im Kieselsandstein der Bunten Mergel festgestellt wurde (s. d.). Interessant ist die Tatsache, daß die Gerölle teilweise zersetzt im vollkommen frischen Bindemittel liegen. Sie müssen bereits zur Keuperzeit vor oder nach ihrer Abrollung, aber vor ihrer Verbindung durch kalkig-kieseliges Cement in diesen Zustand gekommen, also damals längere Zeit der Luft ausgesetzt gewesen sein. Weitere Beobachtungen in dieser Richtung könnten unter Umständen Schlüsse auf die klimatischen Verhältnisse zur Stubensandsteinzeit oder der Periode vorher ermöglichen.

c) Weit größere Bedeutung hat ein dolomitisches Gestein, das die oberen Stubensandsteinbänke bis zu 5 m Mächtigkeit vertritt. Sein Vorkommen ist auf die Gegend östlich und südöstlich Rangendingen beschränkt. Wie Profil 6 zeigt, ist dieses aus gelblichbraunen, mergeligen Dolomiten bestehende Gestein ganz allmählich aus roten, knolligen Mergeln auf dem Wege über dolomitische, grüngelbe Steinmergel entstanden. An anderer Stelle liegt der Dolomit direkt auf Stubensandstein, so z. B. in einem Steinbruch auf dem Weiler Berg südlich Rangendingen. In der Südhälfte des Bruches schiebt sich hier zwischen Dolomit und Sandstein ein rotes, linsenförmiges Mergelband ein und keilt in der Mitte des Bruches aus.

U. a. steht der obere Teil des Dorfes Stein auf diesem Dolomit. Er besitzt ein außerordentlich feines Korn, tritt ungebankt und massig auf mit vertikalen, unregelmäßigen Ablösungsflächen, kleinen Hohlräumen, gelblichem, oft schwärzlichem Bruch, und schließt öfters ovale Knollen desselben Gesteins ein. Nach oben geht er stets wieder in Stubensandstein über, und zwar ist die Grenze scharf, eine Mischung beider Gesteine tritt nicht ein: der Stubensandstein hat sich in Löchern und Vertiefungen in die Oberfläche des Dolomits eingelagert. In einem Aufschluß auf der Höhe nordöstlich Staufenburg sind beide förmlich miteinander verzahnt.

Das Hangende der oberen Partie des Stubensandsteins, welcher Ausbildung er auch sein mag, ist stets ein diskordant-parallel struierter weicher Sandstein von etwa 1 m Mächtigkeit (»Kitt« der Arbeiter). Bemerkenswert ist die Tatsache, daß Kreuzschichtung mit besonderer Vorliebe hier oben vorkommt bezw. dort, wo der Sandstein stark zersetzt ist; in den unveränderten Partien verschwindet diese Struktur. Vielfach ist die Oberfläche des Stubensandsteins — z. B. im Bruch nördlich Bahnhof Lindich — durch eine Erosionsrinne, gefüllt mit roten Mergeln und sandigen Schmitzen, ausgefurcht.

Die Festigkeit aller Gesteine des Oberen Stubensandsteins ermöglichte die Entstehung des ausgezeichneten Plateaus, das seine Oberfläche bildet.

Die Knollenmergel.

Ganz allmählich, selten steil, beginnt über die Knollenmergel der Anstieg zum Lias. Trotz einer Mächtigkeit von 35 m sind die Knollenmergel nirgends zusammenhängend aufgeschlossen. Nur im Hangenden des Stubensandsteins haben die Steinbrüche nördlich Hausenerhof ihr Liegendes entblößt. Hier treten blutrote, im Liegenden grüne Mergel auf, ohne die bekannten Mergelkalkknollen. Knollen liegen allerdings an den Hängen der Brüche vielfach herum. Sie besitzen rote bis graue Farbe und sind recht hart.

Weit häufiger als solche Knollen finden sich echte, sekundäre Konkretionen, und zwar dort, wo der Knollenmergel stark zersetzt und von Rissen und Klüften durchzogen ist, auf denen die Oberflächenwasser eindringen konnten. Diese Konkretionen tragen alle Merkmale der echten Lößkindel, namentlich sind sie innerlich gesprungen. Sie dürfen mit den eigentlichen »Knollen« des Knollenmergels nicht verwechselt werden.

Im Stettener Wald, Parzelle IX, liegt ferner etwa 5 m über der Untergrenze eine rötliche, feinkörnige Kalksandsteinbank von 4 cm Stärke.

An der Grenze zum Lias stellen sich in den roten Mergeln

scharf umgrenzte, vom Lias herabziehende Arme, Säcke, Adern von grünem Mergel ein, dessen Eisen reduziert wurde, jedenfalls teilweise durch organische Substanz, was daraus hervorgeht, daß in einem solchen Fleck Dinosaurier-Reste gefunden wurden (Fabrik Friedrichstraße). (Mitteilung von Herrn Dr. E. FISCHER, Halle.)

B. Der Jura.

Die Erkennung des vertikalen Aufbaues des Jura ist auf dem vorliegenden Kartenblatt nur im Lias und Unteren und Mittleren Dogger befriedigend möglich, dagegen reichen Oberer Brauner und der Weiße Jura nur noch in einem kleinen Zipfel in die Südostecke der Karte hinein. Wenn schon an sich infolgedessen der Raum zur Beobachtung gering ist, so wird das Studium noch besonders erschwert durch die besonders mächtige Schuttdecke, die gerade diese Glieder begräbt. Dazu kommen dann hier die tiefen Brüche, durch die ganze Schichtglieder, in die Tiefe gesunken, von der Oberfläche ausgeschaltet sind. Daher ist z. B. Weiß-γ nur über kleine Erstreckung auf der Karte vorhanden.

Von einer genauen Schilderung der Stufen vom Braunen-ε bis zum Weißen Jura δ wurde daher an dieser Stelle abgesehen; die wenigen vorliegenden Beobachtungen sollen in einer weiteren Arbeit, die die Stratigraphie des Jura der Gegend von Jungingen behandeln wird, Verwertung finden, wo sie in größerem Rahmen besser beurteilt werden können. Es werden über die genannten Stufen nur ganz allgemeine Angaben gemacht werden.

Wo die verhüllende Schuttdecke ein Beobachten der Grenzen unmöglich machte, wurden die Grenzlinien konstruiert und auf den durch eigene Signatur besonders ausgeschiedenen Schuttflächen in die Karte eingetragen.

Bei den folgenden Fossilangaben wurden nur solche Versteinerungen erwähnt, die aus dem Anstehenden herausgeschlagen wurden. Nur wo, wie z. B. im Lias β und γ, die Be-

sonderheit der Aufschlüsse ein horizontmäßiges Sammeln erschwert, fanden auch lose gefundene Fossilien Berücksichtigung.

Bei der Schilderung der Profile werden zunächst allgemeine Angaben gemacht werden; im Anschluß daran erfolgt an der Hand einer schematischen bildlichen Darstellung die Besprechung der petrographischen und paläontologischen Merkmale jeder einzelnen Bank.

Lias α.

Eine scharfe Geländekante und ein kurzer Steilanstieg leitet zum Lias über. Das Rät fehlt, und nur am Osthang der »Langen Wand« nordwestlich Weilheim konnten als Schutt auf Knollenmergel Rätbrocken in die Karte eingetragen werden. Das zu diesen losen Brocken gehörige Anstehende ließ sich nicht feststellen.

Die ausgezeichnete Terrasse dieser untersten Liasstufe verdankt ihre Entstehung zunächst den harten Bänken der Angulatensandsteine. Diese wenigstens stecken stets in der Stirn des Steilabfalls nach dem Keupervorland.

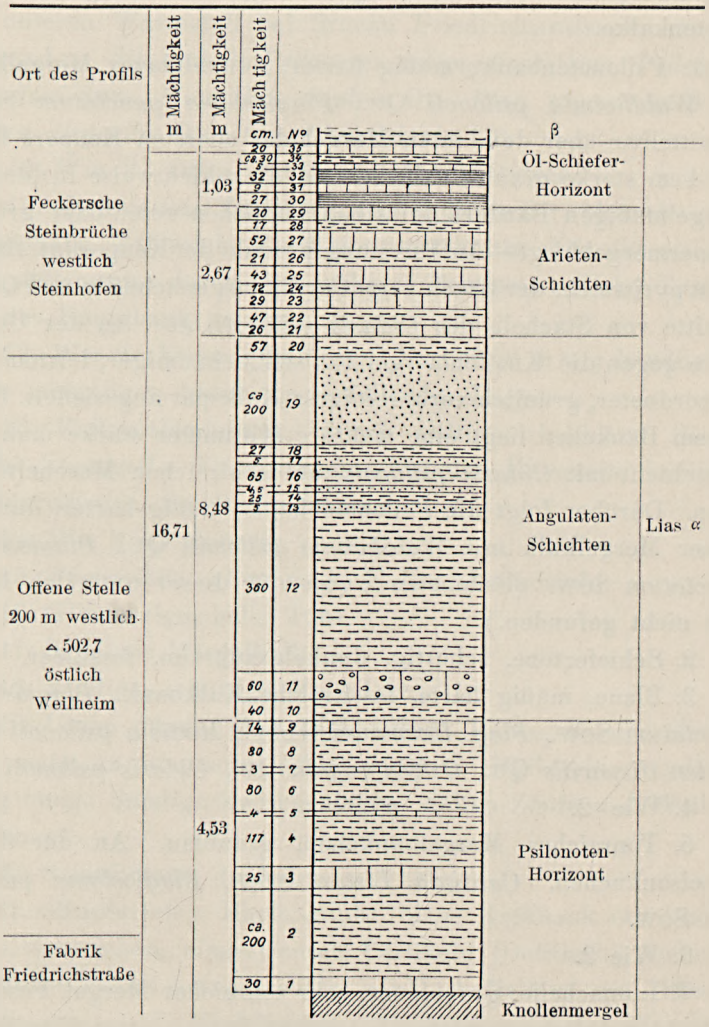
Gewöhnlich erst mehrere 100 m plateaueinwärts, selten schon an der Stirn der Platte, beginnt der mittlere und obere Teil von α, die Arietenschichten, die durch ihre harten Kalkbänke die Widerstandsfähigkeit des Plateaus gegen Abtragung wesentlich erhöhen. In einem — oft 100—200 m und selbst noch breiteren — Gürtel um den flachen Anstieg der Tone des Lias β breitet sich endlich die Tuberculatus- und Ölschieferzone, die zwar petrographisch gut von ihrer Unterlage sich unterscheiden läßt, aber, um die im Maßstab 1:25 000 aufgenommene Karte nicht allzu sehr mit Einzelheiten zu überladen, nicht ausgeschieden wurde.

Überall gibt Lias α einen guten, tonig-kalkigen bezw. tonig-sandigen, oft tiefgründig verwitterten, manchmal recht steinigen Boden, für Ackerwirtschaft besonders geeignet. Daher trifft man im Bereiche dieser Stufe stets Felder an.

Der im folgenden geschilderte Aufbau ist eine Zusammen-

stellung von drei verschiedenen Lokalitäten (siehe Profilskizze), die die besten Aufschlüsse in der jeweiligen Höhe geliefert haben. Das Profil bleibt im Gebiete der Karte bis ins einzelne dasselbe. Kleine Abweichungen werden bei der folgenden Zusammenstellung besprochen werden.

Figur 2.



Der letzte Psilonot (*Psiloceras subangulare* Opp.) wurde in einer graublauen Lumachelle (Nr. 9 im Profil) gefunden. Bis zu dieser Bank einschließlich muß daher in der Hechinger Gegend der Psilonotenhorizont gerechnet werden. Der Angulatenhorizont wurde von da bis zum Kupferfels Nr. 21 gerechnet, wo die ersten Arieten erscheinen. Der Ölschieferhorizont umfaßt die beiden Tonschieferlagen im Hangenden der Arietenkalke.

1. Psilonotenbank; mäßig harter, dunkelblauer Mergelkalk mit *Waldheimia psilonoti* Qu., *Plagiostoma punctatum* Sow. Unmittelbar über dem roten Mergel des obersten Keupers liegt eine 4 cm starke graublaue Kalkbank, die schichtweise in dünnen, unregelmäßigen Bändern feinste Schüppchen roter oder grüner Keupermergel birgt — Aufbereitungsprodukt der Keuperunterlage; sie ist pyritreich, der Bruch zeigt Cardinienquerschnitte und Querschnitte von Stacheln des *Cidaris psilonoti* Qu. An der Unterkante gegen die Knollenmergel hat sich schaumiger, leistenartig angeordneter, grünlich verunreinigter Kalkspat angesiedelt. Über diesem Bänkchen liegt eine mehrere Millimeter starke mulmige Tonschicht mit *Cidaris psilonoti* und zahlreichen Muscheltrümmern. Darüber folgt die Psilonotenbank; mäßig harter, dunkelblauer Mergelkalk mit *Waldheimia psilonoti* Qu., *Plagiostoma punctatum* Sow. (Psilonoten wurden in dieser untersten Bank hier nicht gefunden.)

2. Schiefertone, schüttig, dunkelgraubraun, fossilleer.

3. Blaue, mäßig harte, fossilreiche Kalkbank. *Plagiostoma punctatum* Sow., *Plag. Hermanni* Gldf., *Modiola psilonoti* Qu., *Pecten disparilis* Qu., *Ostrea rugata* Qu., *Cidaris psilonoti* Qu.

4. Wie 2.

5. Tonreiches Mergelbänkchen, graublau. An der Basis Toneisenkuchen. *Cardinia Listeri* Sow., *Plagiostoma punctatum* Sow.

6. Wie 2.

7. Lumachelle, graublauer, sehr tonreicher Mergel. Fossilien schlecht erhalten, zerrieben. An der Basis dünne Nagelkalk-

schicht. *Perna infraliasica* Qu., *Cardinia Listeri* Sow., *Gryphaea rugata* Qu.

8. Wie 2. In der Mitte dünner Toneisenkuchen.

9. Kalkbank, frisch hart, blau, vielfach weißlich, verwittert braun. Meist Lumachelle. Sie keilt merkwürdigerweise oft auf ganz kurze Entfernung aus. So schließt sie der Bahneinschnitt Friedrichstraße in einer Mächtigkeit von 23 cm auf, im Profil am unteren Wasserfall bei Brücke Friedrichstraße ist sie verschwunden. Sie enthält *Psiloceras subangulare* Opp., *Psiloceras Johnstoni* Sow., *Mantellum duplum* Qu., *Plag. giganteum* Sow., *Pecten disparilis* Qu., *Gryphaea rugata* Qu.

10. Wie 2. Oben Toneisensteinkonkretionen.

11. »Rohplatten« Quenstedt's. Oolithischer, blauschwarzer Mergelkalk. Zahlreiche Cardinienquerschnitte. Die oberen 7 cm sind stellenweise durch eine mehrere Zentimeter dicke Tonlage von der Hauptbank getrennt.

12. Wie 2. Etwas glimmerig. Nach 2,40 m ein handhohes, etwas mergeliges, bröckelig zerfallendes Lager.

13. Kalksandsteinbank, frisch spätige, hellblaue Bruchfläche, braungelbe Verwitterung. Auf der Unterseite knollige, trockenrißartige Sandmergelnetze.

14. Wie 2. Glimmerig.

15. Pyritreiche, glimmerige Kalksandsteinbank.

16. Glimmerige, helle Tone.

17. Sandiger Mergelkalk.

18. Sandige, schüttige Mergel.

19. Unten dünne, oben dickbankige Kalksandsteine, frisch blau, meist zu braunem, locker porösem »Malbstein« oxydiert, wenig tonig. Sandige Zwischenlagen. Selten Zöpfe und Wellenfurchen.

20. Schiefertone, dunkel.

21. »Kupferfels.« Harte, rauhe, blaue Kalkbank mit bräunlichen, tonreichen, eingestreuten Partikeln (Oolithe?), wodurch bräunliche Farbe hervorgerufen wird. Auffallend viel Brauneisenüberzüge auf Kluftflächen. Unregelmäßig verteilt Ton-

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

eisenkuchen, teils in der Horizontalen verzweigt, teils rund und glatt, teils abgerollt und angebohrt. Die abgerollten Toneisensteine besitzen eine scharfe Grenze gegen den umlagernden Kalk, während die unbeschädigten »Kuchen« eine derartig scharfe Begrenzung nicht besitzen. *Arietites longidomus* Qu., *Plagiostoma giganteum* Sow., *Cardinia* cfr. *elliptica* Ag.

22. Blaue, oben braune Schiefertone.

23. »Schneckenstein I.« Dunkelblaue, krystalline Kalkbank, ziemlich hart. Oben und unten Gryphaeenpflaster. *Arietites spiratissimus* Qu., *Arietites latisulcatus* Qu., *Plagiostoma giganteum* Sow., *Pecten glaber* Ziet., *Pecten textorius* Schl., *Nautilus aratus* Schl.

24. Toniger, brauner Mergelschiefer.

25. »Schneckenstein II«, zerfällt öfters in 5—6 Einzelbänke. Blauer, rauher Kalk. Ganz zusammengesetzt aus Ammoniten. *Arietites Bucklandi* Sow., *Ar. rotiformis* Sow., *Pecten glaber* Ziet., *Pecten textorius* Schl., *Gryphaea arcuata* Lmck., *Plagiostoma giganteum* Sow., *Avicula inaequivalvis* Sow.

26. Mergeliger Schieferton, dunkelgraubraun, mit zahlreichen *Gryphaea arcuata.*

27. »Schneller.« Mäßig harte, matt hellblaue Kalkbank mit dunkelblauen Flammen und Flecken und hellgrauen, mergeligen Wolken. Zerfällt manchmal in fünf Einzelbänke mit unregelmäßigen Schichtfugen. Unten ein Tonmergelschmitz. *Pentacrinus tuberculatus* Mill.

28. Mergeliger Ton, schüttig.

29. Mattblauer, mergeliger Kalk. *Belemnites acutus* Mill. Qu., *Agassiceras Scipionianum* d'Orb.

30. »Ölschiefer.« Papierdünn brechende, zähe Tonschiefer. Gegen oben und unten mergelig. *Ammonites* cfr. *olifex* (Qu., Jura S. 88), *Cidaris olifex* Qu.

31. Blauer Mergelkalk. Ein im Schutt des Steinbruchs gefundener *Agassiceras Scipionianum* gehört wahrscheinlich hierher.

32. »Ölschiefer.« *Cidaris olifex* Qu. Hierin liegen bei Grosselfingen laibartige graue Mergelkonkretionen.

33. Mattblauer, mergelreicher Kalk. *Agassiceras Scipionianum.*

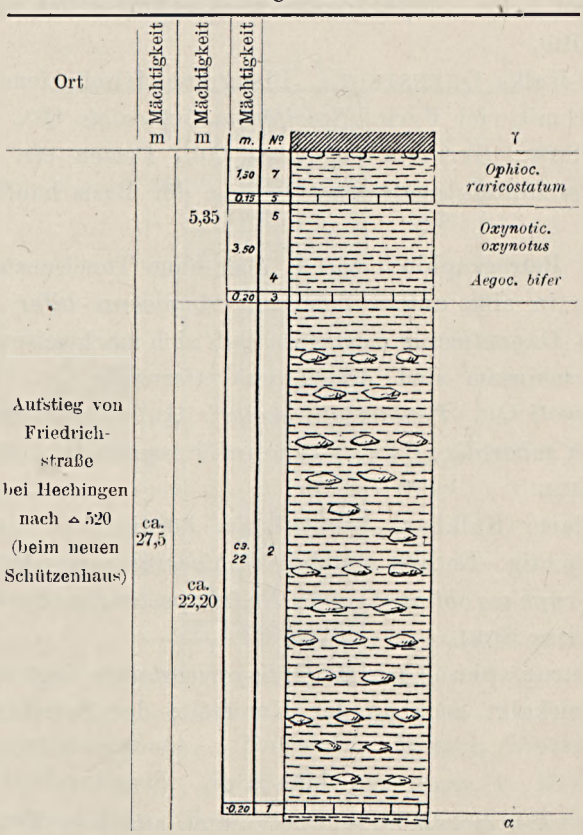
34. Hellbrauner Mergel, weich.

35. Mattblaue Mergelkalkbank mit dunkelblauen Flecken, wenig fest. *Plagiostoma, Belemnites,* schlecht erhalten. Wahrscheinlich zu β als liegende Grenzbank gehörig [1]).

Lias β.

Diese Stufe bleibt über das ganze Blatt sehr regelmäßig gleich. Sie bildet den ersten flachen Anstieg auf dem α-Plateau,

Figur 3.



[1]) Schlichter, Jahrbuch des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg, 1885.

der aber meist erst mehrere 100 m bis 1 km vom Plateaurand entfernt beginnt. Vor Abtragung werden die schüttigen Tone geschützt durch die darübergelegte festere Decke der Numismalismergel.

1. Graublaue, mäßig harte Kalkbank, grau verwitternd, aufgeschlossen in Fecker's Steinbruch bei Steinhofen. *Plagiostoma giganteum* Sow. Entspricht dem S. 453 (unter 35) aufgeführten Bänkchen.

2. Schüttige Tone mit Lagen frisch braungrauer, flach kuchenförmiger Ton- bezw. Kalkeisensteine. Verwittert werden die Tone braun bis gelb; Verwitterungsendprodukt ist ein gelber, schmieriger Lehm. *Rhynchonella Turneri* findet sich namentlich in der Mitte.

3. »β-Kalk« Quenstedt's. Blaugraue, frisch ziemlich feste Kalkbank mit viel Pyrit. *Spiriferina betacalcis* Qu., *Cardinia hybrida* Sow., *Gervillia betacalcis* Qu., *Pecten* cfr. *textorius* Schl., *Terebratula ovatissima* Qu. An der Basis häufig Nagelkalk.

4., 5. Petrographisch wie 2., aber ohne Toneisenstein. Eine Trennung in eine untere Zone mit *Aegoceras bifer* und eine obere mit *Oxynoticeras oxynotum* ließ sich nachweisen. Beiden Lagen gemeinsam sind *Agassiceras miserabile* Qu., *Rhynchonella oxynoti* Qu., *Pentacrinus scalaris* Gldf., *Pleuromya oxynoti*, *Leda subovalis* Gldf., *Protocardia oxynoti* Qu., *Belemnites acutus* Mill.

6. Harte Kalkbank, dunkelblau, körnig, reich an Pyrit, 10 cm mächtig. Enthält erstmals *Ophioceras raricostatum* Ziet. Ferner *Gryphaea obliqua* Gldf., *Radula pectinoides* Sow., *Pecten* cfr. *textorius* Schl.

7. Petrographisch wie 2. *Oph. raricostatum* liegt in Mergelknollen verkalkt noch an der Unterseite der Spiriferinenbank von γ.

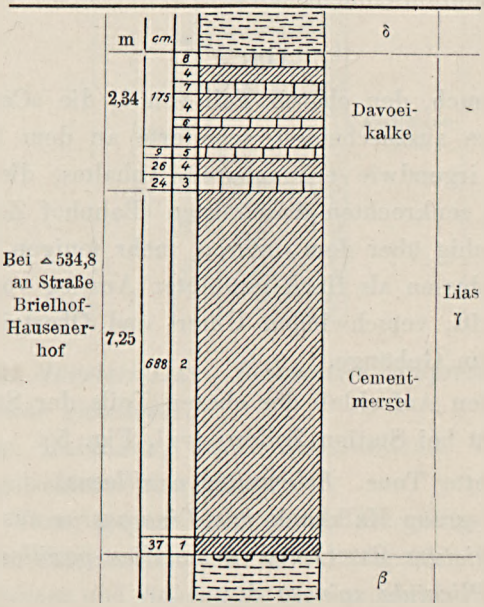
Lias γ.

Lias γ ist, morphologisch betrachtet, stets der Träger einer Terrasse oder eines Plateaus. Die Davoeikalke liegen stets

auf der Höhe des Plateaus, während die Cementmergel, die Hauptmasse von γ, in den Anstieg fallen. Daher konnten Ober- und Untergamma ohne viel Schwierigkeit auf der Karte getrennt werden.

Aufschlüsse besitzt Lias γ sehr zahlreich, namentlich bei Hechingen und Grosselfingen-Weilheim. Für eine genaue Horizontierung eignen sie sich wenig, da die Versteinerungen infolge der Eigenart der Aufschlüsse durcheinander kommen. Immerhin wurde *Aegoc. Taylori* Sow. nie oben gefunden, dagegen stets *Dumort. Jamesoni* Sow. und *Phylloc. ibex* Qu. *Coeloceras pettos* Qu., der namentlich bei Weilheim häufig ist, lag stets ungefähr in der Mitte bezw. unten.

Figur 4.



1. Spiriferinenbank. Tonreicher Mergel, bröckelig zerfallend. Hell-weißgelb. *Spiriferina verrucosa* v. Buch, *Gryphaea cymbium* Lam., *Pecten priscus* Schl., *Limea acuticosta* Goldf.

2. Frisch blaugraue Mergelkalkbänke, petrographisch gleichartig. Erst beim Zerfall präparieren sich härtere Mergelkalke und weichere Kalkmergel heraus. Die unterste Bank ist dunkel geflammt (Steinbruch bei Grosselfingen).

3. Harte, blaue Kalkbank, glatter bis muscheliger Bruch, scherbig zerfallend. *Deroceras Davoei* Sow.

4. Bröckelige, gelbgraue Mergel.

5. Harte Kalkbank, reich an *Pentacrinus basaltiformis* Mill. Ferner nicht selten *Aegoceras maculatum* Young., *Zeilleria numismalis* Lam., *Pecten textorius* Schl.

6., 7., 8. Harte, frisch blaue, geflammte Bänke, splitterig brechend. *Deroceras Davoei* Sow. Getrennt sind sie durch graue, weiche Mergel (4). Zahlreiche *Belemnites elongatus* Mill. (»Belemnitenschlachtfelder«).

Lias δ.

Der Versuch, den oberen Teil von δ, die »Costatenkalke«, auf der Karte auszuscheiden, scheiterte an dem Fehlen eines im Gelände irgendwie erkennbaren Anhaltes, die Grenze zu erkennen. In senkrechten Anschnitten (Bahnhof Zollern) treten sie zwar bauchig über dem unteren, mehr tonigen Teil hervor; wo Lias δ indessen als flach gewölbter Anstieg von der γ- zur ε-Platte auftritt, verschwinden Unter- und Oberteil vollständig gleichmäßig im Gehänge.

Den besten Aufschluß des oberen Teils der Stufe gibt der Bahneinschnitt bei Station Zollern (vgl. Fig. 5).

a) Dunkle, fette Tone. *Belemnites paxillosus.*

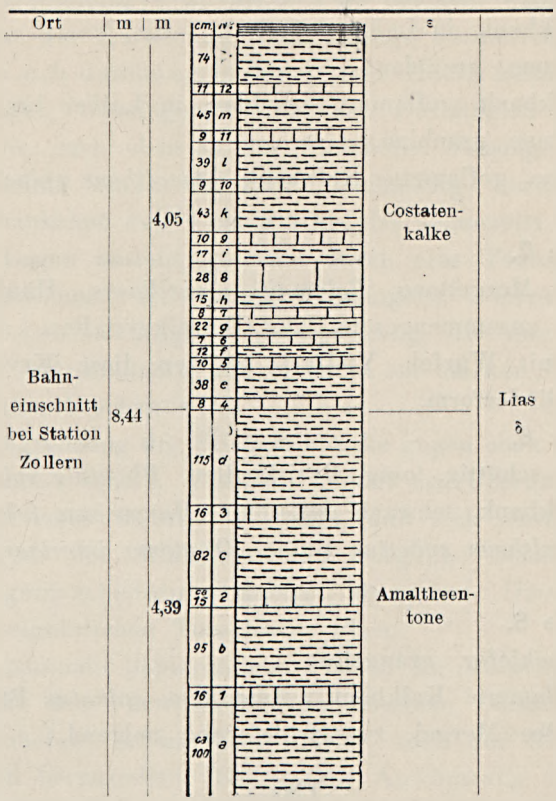
1. Harte, graue Kalkbank mit *Liparoceras* aus der Gruppe des *striatum* Rein. und *Belemnites paxillosus* Schl.

b) Wie a). *Plicatula spinosa* Sow.

2. Harte, blaue Kalkbank, geflammt, etwas rauh, lokal auf 20 cm anschwellend. *Liparoceras* aus der Gruppe des *striatum* Rein., *Plicatula spinosa* Sow., *Belemnites paxillosus* Schl., *Pecten strionatis* Qu.

c) Dunkelgraue Tone mit runden Mergelkonkretionen. *Spiri-*

Figur 5.



ferina Münsteri Dav., *Belemnites compressus* Stahl, *Belemnites paxillosus*.

3. Blaue Kalkbank, lokal anschwellend, stellenweise in Mergelschiefer übergehend.

d) Dunkle Tone, gegen oben graue Mergeltone. Darin konkretionäre Kalkknollen von Haselnußgröße. Zahlreiche *Plicatula spinosa* und *Belemnites lagenaeformis* Ziet. Im oberen Teil liegt neben der seltenen *Rhynchonella persinuata* Rau *Cadomella Quenstedti* Rau. »Leptaenenlager.«

4. Geflammte, blaue, harte Kalkbank, muschelig brechend. *Amaltheus spinatus* Brug.

e) Graue, weiche Mergeltone. *Plicatula spinosa* Sow., Mergel-

konkretionen, *Belemnites clavatus* Qu.

5. Kalkbank, in Laibe aufgelöst.

f) Mergeltone, graublau.

6. Kalkbank, geflammt, graublau, in Laiben brechend.

g) Mergeltone, graublau.

7. Blaue, geflammte Kalkbank. *Amaltheus spinatus* Brug.

h) Wie f.

8. Wie 7.

i) Dunkle Mergeltone, *Belemnites paxillosus*. Häufig Pyritknollen, zusammengesetzt aus Einzelkrystallen, meist Oktaeder mit Würfel. Vielfach besitzen diese Krystallaggregate Zylinderform.

9. Wie 6.

k) Mergel, schüttig, tonig, Pyritknollen. *Plicatula spinosa* Sow.

10. Kalkbank, schwach geflammt. *Harpoceras falcopsis* Qu. *Amaltheus spinatus* Brug. *Oxyloma interlaevigata* Qu.

l) Wie f.

11) Wie 6.

m) Mergelschiefer, graugelb.

12. Geflammte Kalkbank. *Amaltheus spinatus* Brug.

n) Graugelbe Mergel, zur Schieferung neigend.

Lias ε.

Das Dach und den festen Halt für den leicht zerstörbaren Lias δ bildet der Posidonienschiefer. Die bekannten drei Stufen treten im Gelände meist gut hervor. Die mittleren, zähen Schiefer nämlich ragen vielfach als steile Mauern aus dem Hang heraus, während darunter die graugelben Tone und Tonschiefer des Unter-ε als Hohlkehle zurücktreten. Ober-ε bildet, da es leichter zerstörbar ist, die flache Böschung über der Schieferwand des mittleren Teiles.

Infolge seiner Zähigkeit bildet der Posidonienschiefer zahlreiche Plateaus und tritt im Kartenbild flächenhaft, ähnlich Lias α, hervor. Seine charakteristische petrographische Beschaffenheit erleichtert das Erkennen der Tektonik ganz erheblich. Jede der drei Stufen ist paläontologisch charakteri-

siert; Unterabteilungen im Mittel-ε zu machen, will nicht gelingen. Für die Kartierung ist allerdings wesentlich, daß die Stinksteine sich durchweg in der unteren Hälfte halten (Stetten bei Hechingen, Wessingen, Steinhofen). Die Region der Stinksteine findet nach oben in der Steinhofen-Wessinger Gegend ihren Abschluß durch ein sehr gleichmäßig durchsetzendes Nagelkalkbänkchen von 4 cm Stärke, das seinerseits wiederum aus zwei Lagen besteht, getrennt durch eine Tonhaut (z. B. Eisenbahneinschnitt südwestlich Wessingen). Darüber folgt dann eine 4 m mächtige Schieferpackung, die nur zwischen Wessingen und Zimmern von einem 4 cm starken Stinksteinbänkchen unterbrochen wird.

Die Abgrenzung der Stinksteinbänke gegen oben und unten ist nicht immer scharf. Vielmehr kommt der Übergang in die Tonschiefer meist dadurch zustande, daß sich zunächst vom festen Körper der Stinksteinbänke mergelige Schalen lösen, die in mergelig-schieferiges Material übergehen. Diese machen dann dem eigentlichen Tonschiefer Platz.

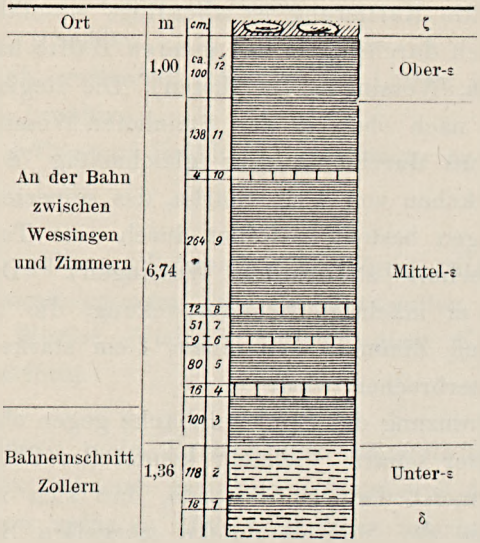
Die bekannten papierdünnen Platten der Tonschiefer sind das Produkt der Verwitterung. In frischem Zustand (Steinbruch Steinhofen) ist es recht schwer, nach der Schieferung einen Bruch herzustellen. Bei starker Anwitterung verschwindet die gleichmäßig dunkelgraublaue Tonfarbe, und es treten winzige weiße, kalkige Muscheltrümmer parallel zur Schichtung in die Erscheinung. Die Farbe ist dann grauweiß.

Die Neigung aller vorwiegend tonigen Gesteine, die Klüftung ganz besonders scharf zu zeigen, tritt hier außerordentlich deutlich auf. Dasselbe ist der Fall bei den Mergeln des Keupers sowie den Tonen von Lias β und Braun-α.

1. Seegrasschiefer; Tonschiefer, sehr mergelig, plattig brechend mit *Phymatoderma granulatum* Schl., *Belemnites paxillosus* Schl.

2. Mergelige, schüttige, graugelbe Schiefertone. Die untere Partie enthält noch »Seegras«, ferner *Plicatula spinosa* Sow., *Belemnites paxillosus* Schl., *Dactylioceras commune* Sow.

Figur 6.



3. Dünnplattige Tonschiefer, zäh; *Dactylioceras commune* Sow., *Posidonia Bronni* Voltz (var. *magna*).

4. Stinksteinbank; bituminöser Mergelkalk, hart und spröde, glatter Bruch. Die Mächtigkeit nimmt stellenweise ab; die Bank ist dann im Querschnitt in einzelne Linsen aufgelöst, die nur von einer dünnen Stinksteinlage verbunden werden. *Inoceramus dubius* Sow.

5. Zähe Schiefer, dünnplattig. *Dactyl. commune* Sow., *Lytoceras cornucopiae* Young, *Harpoceras Lythense* Young, *Inoceramus dubius* Sow., *Posidonia Bronni* Voltz.

6. Stinkstein wie 4.

7. Zähe, dünnplattige Schiefer. *Coel. commune* Sow., *Harpoceras Lythense* Young.

8. Stinkstein wie 4. In Hohlräumen Baryt und Anthraconit.

9. Zähe Schiefer. *Inoceramus dubius* Sow., *Harpoceras Lythense* Young.

10. Stinksteinbänkchen, wie 4.

11. Schiefer. *Coel. commune* Sow., *Hildoceras bifrons* Brug.

12. Schüttige, gelbe, geschieferte Mergel. *Hildoceras bifrons* BRUG., *Chrondrites Bollensis* ZIET.

Hier und da finden sich auf den ε-Äckern fossile Holzreste: Coniferenhölzer ohne Jahresringe, mit zum Teil araucarioïder, zum Teil »moderner« Hoftüpfelung, die aber immer nur einreihig beobachtet wurde, so daß die »gemischte Tüpfelung« nicht so augenfällig in die Erscheinung tritt, wie bei den von GOTHAN aus der Arktis (Unterkreide) beschriebenen Typen. Die weiteren Strukturen sind nicht genügend erhalten, so daß man das Holz nur als Cedroxylon mit araucarioïder Hoftüpfelung bezeichnen kann. Es ist immerhin interessant, zu sehen, daß diese Typen schon im Lias auftreten[1]).

Lias ζ.

Diese Stufe tritt entweder in isolierten Flecken auf dem ε-Plateau auf oder bildet als schmales, nur bei starkem Einfallen verbreitertes Band den Übergang zu dem Anstieg, der mit den Opalinustonen einsetzt.

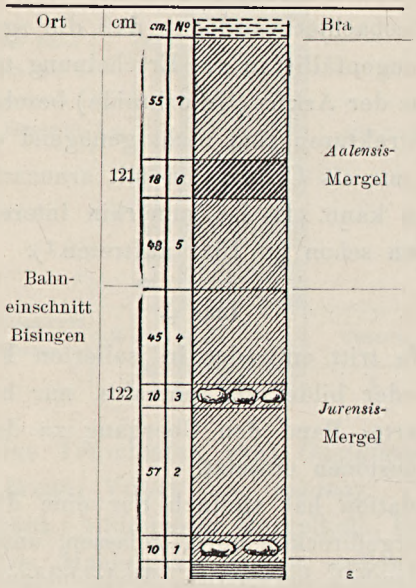
Die Denudation hat vielfach nur eine dünne Bestreuung von grauen Mergelbrocken übrig gelassen, unter der dann der ε-Untergrund deutlich hervortritt. Bodenbildend tritt ζ i. a. nur am Fuß der Braun α-Höhen auf.

Der Übergang von ε im Profil ist scharf (Aufschluß am ersten Bahnwarthaus südöstlich Hechingen, im Thanheimer Bach am SO-Ausgang von Bisingen). Die Stufe scheint indes nicht überall aufzutreten. Während sie, wie das im folgenden angeführte Profil zeigt, im allgemeinen normal entwickelt ist, konnte sie beim Ziegelbacher Hof südlich Hechingen und an der Straße Sickingen-Bahnhof Bodelshausen nicht nachgewiesen werden, vielmehr scheint sie hier bald nach ihrer Ablagerung wieder zerstört worden zu sein. Auf derartige Vorgänge deuten die in Bank 1 und 3 (siehe Prof.) befindlichen Gerölle hin. Von Verwerfungen, die hier die Stufe zum Verschwinden gebracht haben, kann keine Rede sein. Auf ähnliche Erscheinungen in

[1]) Mitteilung von Herrn Dr. GOTHAN, Berlin.

Lias ζ von Boll bei Kirchheim hat Engel aufmerksam gemacht[1]). Das beste Profil lieferte der Bahneinschnitt nordöstlich Bahnhof Bisingen bei Gelegenheit von Erweiterungsbauten.

Figur 7.



1. Mergelkalk, grau, mit harten, kindskopfgroßen Kalklaiben. Die Laibe selbst sind fossilleer. Im Mergel: *Lytoceras iurense* Ziet., *Coeloceras crassum* Young, *Nautilus iurensis* Qu.

2. Zähe, graue Mergel. *Pecten velatus* Gldf., *Pleurotomaria zonata* Gldf., *Grammoceras radians* Ziet.

3. Mergelkalk mit Kalklaiben (wie 1.). *Grammoceras radians* Ziet., *Belemnites breviformis* Voltz. Bleiglanz.

4. Grauer, zäher Kalkmergel. *Belemnites Quenstedti* Opp., *Ludwigia costula* Rein., *Huddlestonia serrodens* Qu. In Drusen Kalkspat, Anthraconit, Baryt, Gips.

5. Braungraue, feuchte, schmierige Mergel. *Grammoceras Aalense* Ziet., *Ludwigia costula* Rein.

[1]) Jahreshefte des Vereins für vaterl. Naturk. in Württemberg, 1894.

6. Feste Mergelbank.

7. Braungraue, schmierige Mergelschiefer. Ganz allmählicher Übergang zu grauen Tonschiefern mit *Lytoceras torulosum* SCHÜBL.

Braun-Jura α.

Wegen des allmählichen Übergangs der Aalensismergel in die Torulosustone des Braunen Jura ist es nicht überall leicht, die Grenze auf der Karte scharf zu ziehen. Im allgemeinen fällt sie zusammen mit der ersten bauchigen Aufwölbung auf dem Lias ε/ζ-Plateau, die gewöhnlich von einer kleinen Wasserrinne begleitet wird.

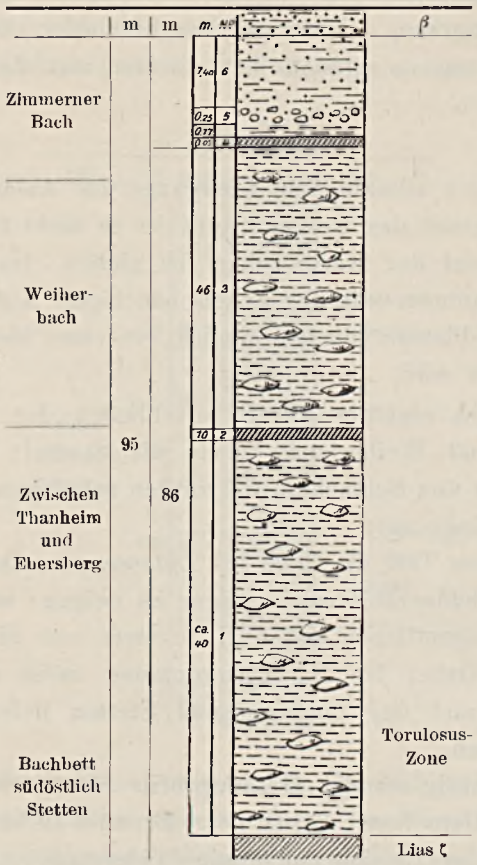
Das recht eintönige Profil erschließen der Thanheimer, Zimmerer- und Weiherbach, sowie die Starzel; diese Bäche haben sich in den Schluchten tief in den schüttigen, aber standfesten Ton eingenagt.

Der untere Teil, die Zone des *Lytoceras torulosum* SCHÜBL. scheint zur Schluchtbildung weniger zu neigen; wenigstens beginnen die eigentlichen tiefen Risse stets erst rd. 20 m über dem Lias. Daher ist die Torulosuszone meist schlecht aufgeschlossen, und nur Zimmern und Stetten lieferten die leitenden Formen.

Die Mächtigkeit des Gesamtprofils beträgt rd. 80 m. Infolge des Fehlens fester Bänke neigt Braun-α zu breiten, flachen Hügeln, die der Erosion nur wenig Widerstand entgegensetzen. Erst in der Nähe der schützenden Sandsteindecke des Braunen-β bekommen die Formen Halt und steigen kräftiger an. Doch auch hier verrät gewöhnlich ein kissenartig dem β-Steilanstieg vorgelagerter Rücken den tonigen bezw. tonig-sandigen Untergrund.

1. *Lytoceras torulosum* geht bei Zimmern 15 m aufwärts. Die Tone sind hier stellenweise etwas mergelig. Ferner liegt hier *Lyt. lineatum opalinum* QU. = *dilucidum* OPP., *Leioceras opalinum* REIN., *Rostellaria subpunctata* MÜNST., *Astarte Voltzi* GLDF., *Cerithium armatum* MÜNST., *Inoceramus gryphoides toru-*

Figur 8.



losi Qu., *Nucula Hammeri* Defr., *Anomia opalina* Qu., *Belemnites breviformis* Voltz und *subclavatus* Voltz.

Es folgen schieferige Tone, in denen *Lyt. torulosum* fehlt, die aber auch sonst fast fossilleer sind. Toneisensteingeoden, lagenweise angeordnet, selten einen *Leioc. opalinum* überwuchernd, ferner, namentlich in der oberen Hälfte (Weiherbach südöstlich Stetten), Kalkmergelkugeln, geben wenig Abwechslung. In Thanheim bei der Mühle am Ostausgang liegt hier, etwa in der Mitte des Gesamt-α-Profils, ein Horizont mit zahlreichen Exemplaren der *Posidonia opalina* Qu. Nagelkalk

tritt im ganzen Profil auf. Er wurde sowohl 20 m über der Untergrenze als auch 40 m unter der Oberkante gefunden. Auf der Karte wurde er, soweit möglich, ausgeschieden.

2. Blaue Mergelkalkbank (bei Thanheim) mit graubraunen Mergelgeoden. Feine Tonhäutchen durchziehen die Bank unregelmäßig und machen sie bröckelig. Versteinerungen sind meist zerrieben zu weißen Schalentrümmern. An der Unterseite dünner Belag von Nagelkalk, reichlich Pyrit. *Leioceras opalinum* REIN., cfr. *Pleuromya unioides* ROEM., *Nucula Hammeri* DEFR. mit bläulicher Schale.

3. Schiefertone, mit Geoden wie in 1. Ferner runzelige, bis kopfgroße Kalkeinlagerungen von dunkel blauschwarzer Farbe und rauher, schlackenähnlicher Oberfläche, mit Zinkblende und Kalkspat, eisenhart, sehr zäh. Auch die Toneisenkonkretionen bekommen häufig runzelig-knorpelige Oberfläche (Weiherbach).

4. Kalkbänkchen mit *Pentacrinus Württembergicus* OPP. (Zimmerner Bach), *Trigonia navis* LMCK., *Oxyloma inaequivalvis* SOW., *Pecten undenarius* QU., *P. textorius opalini* QU., *Leioceras opalinum* REIN.

5. Mergelkalkknollen, sehr zäh, von Faustgröße (Opalinusknollen QUENSTEDT's). Im Oberlauf des Zimmerner Baches gut aufgeschlossen, und zwar bilden sie hier drei durch je 1 m Tonschiefer getrennte Lagen. Sie enthalten selten Versteinerungen: *Leioceras opalinum costosum* QU., *Trigonia navis* LMCK., *Modiola* cfr. *gregaria* ZIET., *Nucula Hammeri* DEFR., *Pentacrinus Württembergicus*, *Anomia opalina* QU., *Aptychus* sp.

6. Sandige Tone; gegen oben nimmt der Sandgehalt zu. *Gervillia pernoides* DESL., *Leioceras opalinum* REIN.

Den petrographischen Abschluß nach oben gibt eine Folge von Kalksandsteinbänken und sandigen Mergeln (Wasserfallbänke QUENSTEDT's). Sie sind besonders gut zu beobachten an dem Weg, der südöstlich Zimmern vom Auchtert aufwärts in Richtung »Greut« den Zimmerner Bach begleitet, bezw. öst-

lich Stetten am Wege, der vom Stellegrundberg nach dem Neuberg (Blatt Jungingen) führt. Zur Wasserfallbildung geben sie auf Blatt Hechingen keine Veranlassung.

Petrographisch ist diese 15 m mächtige Schichtenfolge zu β zu rechnen. Ihrem Fossilinhalt nach gehört sie noch zu α wegen der in ihr enthaltenen Leiocerasformen *(Leioceras acutum* var. *sublaeve* Horn [1]) *(Ludwigia Sehndensis* Hoffmann) [2]). Auf der Karte wurde ihr durch besondere Signatur eine selbständige Stellung gegeben. Sie enthält ferner an Fossilien: *Pholadomya cordata* Qu., *Pecten pumilus* Lam., *Gervilleia subtortuosa* Opp., *Cardium striatulum* Qu., *Belemnites* sp. Zu erwähnen sind von hier noch stengelartige Gebilde aus sandigem Mergel, welche — ähnlich wie gewisse Erscheinungen in den darüber folgenden Zopfplatten — parallele, an die Struktur der Calamiten erinnernde Längsriefen zeigen.

Morphologisch betrachtet beginnt mit dieser Zone der Steilanstieg der β-Hügel.

Braun-β.

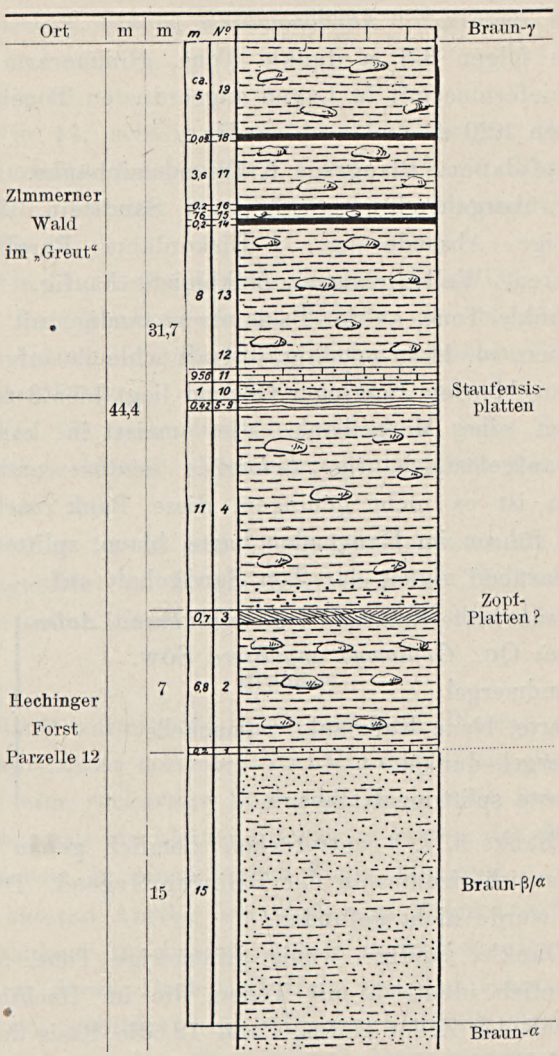
Diese Stufe besteht im wesentlichen aus dunklen Schiefertonen; nur untergeordnet nehmen die Tone Sand auf. Dazu treten einzelne Kalksandstein- und kalkige Toneisensteinbänke. Diese festen Bänke geben dem sonst so schüttigen β-Gebirge einen Halt. Insbesondere sind hier die Zopfplatten (siehe Prof.) von Wichtigkeit. Sie stecken in der Stirn aller β-Hügel und sind für deren Gestalt entscheidend.

1. Den Abschluß der besonders ausgeschiedenen Sandmergel, die *Leioceras* führen, bildet nach oben eine Kalksandsteinbank mit zahlreichen Rollstücken, unter denen besonders unbestimmbare Belemniten hervorzuheben sind *(Belemnites spinatus* Qu. ?*)*, so daß stellenweise ein förmliches Belemnitenkonglomerat entsteht. Diese Bank ist bisher auf Blatt Hechingen

[1]) Horn, Die Harpoceraten der Murchisonaeschichten des Donau-Rhein-Zuges, Mitt. d. Großh. Bad. Geol. Landesanst., VI, Bd. I.

[2]) Hoffmann, G., Stratigraphie usw. des Unteren Doggers in Sehnde bei Hannover, Stuttgart 1913.

Figur 9.



nicht beobachtet worden, dagegen auf dem südlich anstoßenden Blatt Balingen[1]) und Blatt Jungingen, das sich gegen Osten anschließt. Sie ist für diese Gegend demnach charakteristisch.

[1]) Fischer, E, Geol. u. Pal. Abhandl., N. F., Bd. XI, 1913.

Über ihr wurde auf Blatt Hechingen *Leioceras* nicht mehr beobachtet.

2. Es folgen 6,8 m dunkle Tone, glimmerarm bis -frei, bezw. Schiefertone mit in Lagen angeordneten Toneisengeoden. Die unteren 1,20 m sind noch sandig.

3. Zopfplatten. Blaugraue Kalksandsteinbänke. Durch Verwitterung übergehend in rostbraunen Sandstein. Sehr hart. Dünnplattige Absonderung. Diskordante Parallelstruktur, Kriechspuren, Wellenschläge; Zinkblende häufig.

4. Dunkle Tone, an der Basis etwas sandig, mit Kalkeisenkonkretionen, rd. 11 m mächtig, überall schlecht aufgeschlossen. In der benachbarten Junginger Gegend liegt hier 3 m über den Zopfplatten eine Mergelbank, die, meist in konkretionäre Knollen aufgelöst, häufig *Leioceras acutum* enthält. Bei Hechingen ist es nicht gelungen, diese Bank nachzuweisen. Die Tone führen im Hangenden harte, blaue, splitterige Kalkkuchen, darüber nimmt der Ton Sandgehalt auf.

5. Blaue, harte Kalksandsteinbank (*Pronoë Aalensis* Qu., *Goniomya angulifera* Sow.	Staufensishorizont?
6. Sandmergel	
7. Harte, blaue Kalkbank, Lumachelle	
8. Mergel, dunkel	
9. Harte splittrige Kalkbank	

Die Bänke 5, 7, 9 entsprechen ziemlich genau der Höhe des Staufensishorizontes in der Balinger Gegend. Der leitende Ammonit wurde nicht gefunden.

10. Dunkle, sandige, wenig glimmerige Tone. Diese sind wahrscheinlich identisch mit Tonen, die im Hechinger Wald am Westfuß des Zeller Horns, Parz. 12, die Basis des dortigen Profils einleiten. Jedenfalls kann keine große Lücke vorhanden sein.

11. Zwei dunkle Kalksandsteinbänke, schalig verwitternd, getrennt durch 18 cm schwarze Sandmergel.

12. Dunkle Tone mit Geoden.

Lücke, wahrscheinlich Tone.

13. Dunkle Tone mit Toneisengeoden.

14. Sandige, braune Kalkeisenbank mit grünen, mergeligen Geröllen.

15. Wie 13.

16. Wie 14, schalig verwitternd. *Ludwigia Murchisonae* Sow., *Pleuromya ferrata* Qu., *Ostrea calceola* Ziet., *Pronoë Aalensis* Qu., Koralle: cf. *Cyclolites Jungingensis* Qu.

17. Wie 13.

18. Wie 14. *Ludwigia Murchisonae obtusa* Qu. (Qu., Amm. II, 58, 9), *Pseudomonotis elegans* Münst. var. *rotunda* Qu., sehr zahlreich. *Astarte excavata* Sow., *Pecten personatus* Ziet., *Alaria subpunctata* Münst.

19. Wie 13, nach oben übergehend in gelbe Sandmergel, schlecht aufgeschlossen. Diese letzteren gehören wahrscheinlich schon Braun γ an.

Die Bänke 14, 16 und 18 sind stellenweise als Kalksandsteine ausgebildet (z. B. am Ebersberg bei Thanheim); dann führen sie selten Exemplare von *Ludwigia Murchisonae* Sow.

Braun-γ.

Die sanft ansteigende Linie auf dem Plateau der β-Vorhügel erfährt unter normalen Verhältnissen etwas einwärts vom Steilabfall eine ruckartige Bewegung nach oben, um nach 3 m Anstieg abermals ein kleines Plateau zu bilden, das dann seinerseits wiederum in einen steilen Hang übergeht.

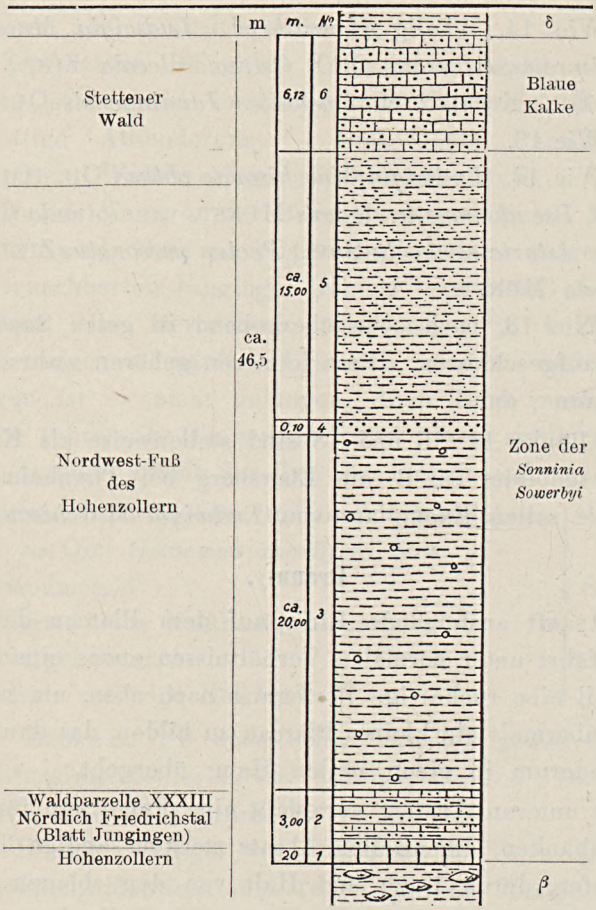
Den unteren Anstieg veranlaßt eine Folge von fünf Kalksandsteinbänken. Im zweiten Absatz stecken sandige Tone und Tonschiefer, deren Dach und Halt von den »blauen Kalken« Quenstedt's gebildet wird. Dieser Blaukalk ist seinerseits der Träger des zweiten Plateaus und bietet eine ausgezeichnete Grenze gegen Braun-δ.

Für die untere Grenze nach β gibt die petrographisch leicht zu erkennende »Sowerbyi-Bank« Anhaltspunkte.

Sonninia Sowerbyi ist nicht an diese unterste Bank gebunden, vielmehr liegt sie weit häufiger in den Wedelsand-

steinen (2 im Profil) und geht hinauf bis in die Sandmergel im Liegenden der Blaukalke.

Figur 10.



1. Sowerbyi-Bank. Graue Kalkmergel, etwas sandig, vielfach Lumachelle mit kalkig-mergeligen Geröllen. *Sonninia Sowerbyi* kommt hier stets in der Form der bei Qu., Amm. tab. 63, 2 und 4 abgebildeten Varietät *carinodiscus* vor, zusammen mit dem seltenen *Belemnites Gingensis* Opp., ferner *Lima alticosta* Chap. et Dew., *Pecten demissus Gingensis* Qu., *Gryphaea*

calceola Qu., *Gryphaea sublobata* Desh., *Trigonia costata* Park., *Myacites* sp., Reste großer Ostreen.

2. Wechsel von gelben, sandigen Tonschiefern und fünf hellbläulichen, glimmerigen Kalksandsteinen mit wedelartigen Resten (*Taonurus scoparius* Thioll.). Hier tritt *Sonninia Sowerbyi* Mill. in der Form Qu. Amm. tab. 61, 3 auf, vergesellschaftet mit *Gresslya gregaria* Ziet., *Pholadomya* cf. *cordata* Qu., *Lima pseudovalis* Waag.

An der Basis dieser Sandsteine tritt am Hausterberg bei Stetten eine eigentümliche Kalkmergelbank auf, welche zahlreiche mergelige Eisenkalkgerölle, gerollte Belemniten, spärliche Oolithen führt. Alle sind von Pholaden angebohrt. Die Bohrkanäle verdicken sich auffallend rasch nach dem Gesteinsinnern. Die Gerölle tragen vielfach Bryozoenüberzüge (*Pustulopora tenuis* Waag., *Berenicea margopunctata* Waag.). Ferner liegt hier *Belemnites Trautscholdi* Opp., *Ostrea* sp.

3. Sandig-mergelig-glimmerige, frisch dunkelgraue, verwittert graugelbe Tone mit rundlichen Konkretionen aus Mergelkalk mit *Eryma*. Sandige Toneisensteinnieren. Stellenweise geht der Ton in bröseligen, gelben Sandstein über, stellenweise verschwindet der Sand- und Glimmergehalt und es resultieren dunkle, blätterige Tone. *Sonninia Sowerbyi carinodiscus* Qu.

4. Bröckeliges, gelbes Sandsteinbänkchen.

5. Sandmergel mit Toneisensteingallen. *Eryma* in Mergelknöllchen eingebacken, *Ctenostreon proboscideum* Sow., *Ostrea* cf. *eduliformis* Schl.

6. »Blaukalk.« Grauer bis schwärzlicher, verwittert brauner bis gelber Kalksandstein, in dicke Scherben zerfallend. Unten und oben je zwei mächtige (1,70 m und 2,60 m) feste Bänke, getrennt durch 1,70 m Sandmergel. Über der unteren Bank liegt im Zimmerner Wald eine Lage Toneisenstein. *Sphaeroceras Gervillei* Sow., *Pholadomya Murchisoni* Sow., *Gresslya depressa* Sow., *Pecten Gingensis* Qu., *P. demissus* Phil., *Belemnites brevispinatus* Waag.

Gegen NO nehmen die mittleren Sandmergel stark an

Mächtigkeit zu. Bei Beuren (Blatt Jungingen) sind sie bereits 6 m stark geworden. In dieser Höhe fand sich zum letztenmal *Sonninia Sowerbyi carinodiscus* Qu. Daneben liegen *Pentacrinus Briareus Zollerianus* Qu., *Pentacrinus cristagalli* Qu. und in einem bröckeligen, handhohen Mergelbänkchen eine kleine *Ostrea*, die schon stark an *Ostrea obscura* Sow. erinnert. Auffallend sind hier endlich häufige *Taonurus*-ähnliche, wedelartige Gebilde, die plastisch aus den Mergeln herauswittern.

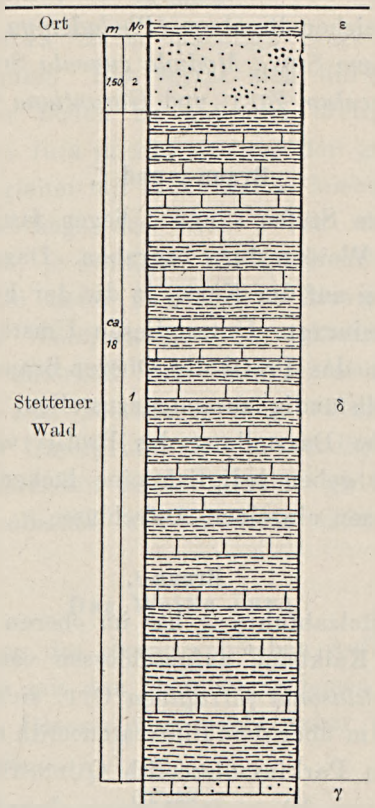
Der Abraum der Blaukalke enthält zahlreiche *Serpula socialis* Gldf. Die hier von Quenstedt, Jura Seite 272, vom Hohenzollern erwähnte Korallenschicht konnte nicht nachgewiesen werden. Dagegen tritt am Südrande des Blattes von Balingen her in dieser Höhe eine 20 cm mächtige oolithische Kalkbank mit *Pecten spathulatus* Roem. auf, die aber gegen Norden auszukeilen scheint.

Braun-δ.

Über dem Plateau der blauen γ-Kalke wölbt sich, z. B. an der Chaussee von Bahnhof Zollern nach der Burg, ein gerundeter Hügel auf, der auf seinem Scheitel, ehe er von neuem ansteigt, eine kleine Terrasse trägt. Hierin liegt die Zweigliederung von Braun δ begründet: in dem gewölbten Hügel steckt der untere Teil, eine Folge von dunklen Tonen und Mergelkalken; in dem oberen ein oolithischer Kalk, der Bifurcatenoolith. Im Zimmerner Wald verschwindet dieser stufenförmige Aufbau von δ (und γ) in den meisten Fällen in einem gemeinsamen Steilanstieg. Bei Boll liegt δ bereits unter dem Schuttmantel des Zeller Horns begraben. Bemerkenswert ist, daß erstmals hier im Braunen Jura der Sandgehalt verschwindet.

1. Wechselfolge von blauschwarzen, dunklen, ziemlich fetten Tonen (Giganteuston Quenstedt's) mit graublauen, etwas mergeligen Kalken (etwa 12 Bänke). Die Tone enthalten zahlreiche Ostreen und *Belemnites giganteus* Schl. Die Kalke zerfrieren rasch zu aschgrauen, etwas bläulichen lockeren Bruchstücken. Namentlich die mittleren Bänke am Westfuß des Hohen-

Figur 11.



zollern sind reich an *Stephanoceras Humphriesi* Sow. sowie an der kleinen *Whitchellia deltafalcata* Qu.; *Steph. Blagdeni* Sow. wurde in den oberen Kalken des Zimmerner Waldes gefunden. Im übrigen liegen im ganzen Profil zahlreiche Bivalven (*Modiola cuneata* Sow., *Trigonia costata* Park., *Gresslya gregaria* Ziet., *Goniomya proboscidea* Ag., *Alectryonia Marshi* Sow., *Ostrea eduliformis* Schl., *Ctenostreon proboscideum* Sow., ferner *Pecten lens* Sow., *Cidaris maximus* Quenstedt.

2. Dunkelblaue Kalkbänke, leicht zerfallend; dazwischen liegen dünne Mergellagen von Hand- bis Fingerdicke. In beiden, Mergel und Kalk, finden sich mehr oder weniger Brauneisenoolithe eingestreut. Die Oolithe verdrängen stellenweise den

Kalk fast ganz. Neben Brachiopoden (*Terebratula perovalis* Sow.) und zahlreichen Bivalven (*Pholadomya Murchisoni* Sow., *Anisocardia minima* Sow., *Modiola cuneata* Sow., Ostreen) sind *Strenoceras bifurcatum* Ziet. und *Garantiana Garantiana* d'Orb nicht selten.

Braun-ε und ζ.

Die folgenden Stufen ε und ζ liegen fast vollständig unter dem Schutt des Weißen Jura begraben. Dazu kommt ihre geringe Ausdehnung auf der Karte, in die der Körper der Hochalb soeben noch hineinragt. Unter diesen Umständen ist es nicht möglich gewesen, das Profil des Oberen Braunen Jura auch nur einigermaßen vollständig zusammenzustellen. Daher wurde auf eine zeichnerische Darstellung des Profils verzichtet, und die folgenden Daten geben lediglich eine lückenhafte Aufzählung der nachgewiesenen einzelnen Aufschlüsse.

Braun-ε.

Ein neuer Holzabfuhrweg hat im oberen Zimmerner Wald eine oolithische Kalkbank aufgeschlossen von 50 cm Mächtigkeit, in der *Parkinsonia ferruginea* Opp. sich nachweisen ließ. Sie liegt etwa 10 m über dem Bifurcatenoolith und es handelt sich offenbar um den Parkinsonieroolith Quenstedt's. Nach einer Unterbrechung von 10 m reißt dann derselbe Weg darüber einen gelbbraunen, mergeligen Ton mit starkem Glimmergehalt an. Hierin fanden sich neben schlecht erhaltenen Parkinsoniern *Pholadomya rugata* Qu., *Astarte depressa* Münst., *Posidonia Parkinsoni* Qu., *Leda lacryma* Sow., *Cerithium echinatum* v. Buch, sowie Bruchstücke von Dentalien. Es liegt somit der Dentalienton vor. Im selben Wald, östlich Parz. 14, treten an einer kleinen Quelle unter dem Waldboden die Macrocephalus-Oolithe hervor, ein blauer Kalk mit spärlichen Oolithkörnern und hellgrauen, angebohrten Mergelknollen. Er enthält *Perisphinctes triplicatus* Sow. Der Abstand von dem Bifurcaten- bis zum Macrocephalus-Oolith dürfte, mit Berücksichtigung des Einfallens, ziemlich genau 20 m betragen.

Braun-ζ.

Über diese etwa 25 m mächtige Stufe kann noch weniger gesagt werden. Sie verrät sich durch unruhige Geländeformen. Der Boden ist naß und breiig, bewegt. Der Schutt des Weißen Jura mischt sich mit den gelockerten Tonen dieser Stufe und gleitet mit ihnen um so leichter zu Tal. Noch leichter fließt allerdings der reine ζ-Ton ohne Beimengung. Daher ziehen sich, je weniger Weißjuraschutt sie mitführen, seine Ströme desto tiefer zum Grund hinunter. Ein solcher Strom, der unter Weißjuraschutt hervorkommt, hat am Ostrand der Karte unterhalb des Backofenfelsens das Mittlere Braun-γ erreicht. Das Gelände ist hier von nassen Wiesen bedeckt, die, da der Untergrund sich in ständiger Bewegung befindet, vielfach zerrissen liegen. Bäume gedeihen hier nicht, und nur Schachtelhalme und niederes Gestrüpp kann aufkommen.

Der Weiße Jura.

Die Erkennung des stratigraphischen Aufbaus auch dieser Schichtenfolge hat mit den oben angegebenen Schwierigkeiten zu kämpfen. Die Besprechung macht daher keinen Anspruch auf Vollständigkeit.

Weiß-α.

Der Übergang vom Braunen-ζ erfolgt allmählich. Im Unglücksgrund am Ostabfall der Burg Hohenzollern liegt über den durch verrutschtes Gelände angedeuteten Ornatentonen zunächst ein 10 m mächtiges System grauer, rauher, glimmerreicher Mergel. Sie enthalten neben viel zerdrückten, unbestimmbaren Perisphincten *Perisphinctes convolutus impressae* Qu., *Peltoceras faustum* Bayle, *Harpoceras arolicum* Opp., *Ochetoceras canaliculatum* v. Buch, sowie *Balanocrinus subteres* Münst. Im oberen Teil des genannten Mergels brechen zwar bereits zwei bröckelige Mergelkalkbänke, die etwas härter sind als die umgebenden Mergel. Erst allmählich nimmt indessen der Kalkgehalt so zu, daß eine feste Kalkbank entsteht. An dieser

Stelle wäre mit Wundt[1]) die »praktische« Grenze zwischen Braunem und Weißem Jura zu ziehen (welche hier keinen Anspruch darauf erhebt, der stratigraphischen zu entsprechen).

Es folgt nun ein ständiger Wechsel von Kalk- bezw. Mergelkalkbänken und glimmerigen, gegen oben glimmerfreien hellen, weichen Mergeln; entsprechend den von Zakrzewski[2]) und Wundt namentlich aus der Balinger Gegend beschriebenen Verhältnissen ist hierhin der *Transversarius*-Horizont zu verlegen.

Da dies Schichtenglied einen gewissen Grad von Festigkeit besitzt, tritt es vielfach als vorspringende Nase unter den höheren *Impressa*-Tonen heraus. Darauf bleibt dann ein Teil des von den höheren Weißjurastufen abbrechenden Schuttes als breiter Steinwall liegen. Derartige Wälle begleiten im Zimmerner Wald ständig den Fuß des Albtraufs.

Im Unglücksgrund liegen in den festen Bänken dieses Horizontes neben *Balanocrinus subteres* Münst. und *Belemnites hastatus* Blainv. namentlich Oppelien *(flexuosa costata* Qu., *Ochetoceras canaliculatum* v. Buch), convolute Perisphincten und *Cardioceras alternans* v. Buch.

Der Teil jener Schichtenfolge unmittelbar unter den geschlossenen Kalken ist in einer Rutsche im oberen Zimmerner Wald aufgeschlossen. Hier liegen *Perisphinctes biplex* Sow., *Bonarellii* v. Siem., *Harpoceras complanatum* Brug. und *Belemnites hastatus* Blainv. Nulliporiten sind über α verteilt in drei verschiedenen Bänken vorhanden. Sie können für die Festlegung der Grenze nach β nicht in Betracht kommen.

Einschließlich der unteren Grenzmergel mißt Weiß-α am Zeller Horn etwa 60 m.

Weiß-β.

Mit der Oberkante von β ist das Plateau westlich Zollersteighof erreicht. An anderen Stellen (Burg Hohenzollern als

[1]) Württ. Jahresh. 1883.
[2]) Ebenda 1887.

isolierte Spitze, Vorplatte des Zeller Horns wegen des Anstiegs) kommt die Flächenhaftigkeit dieser Stufe nicht zum Ausdruck.

Wie α, so ist auch Weiß-β (und γ) unverschwammt. Die Mächtigkeit muß 50 m mindestens, wahrscheinlich 60 m betragen. Die Messung stößt auf Schwierigkeiten, da die Untergrenze stets verhüllt oder an nicht ersteigbaren offenen Anbrüchen unzugänglich ist. Das Gestein, ein glatt brechender, verwittert gelber, spröder, blaugrauer Kalk mit muscheligem, scharfkantigem Bruch, ist dünn gebankt. Fossilien aus dem Anstehenden konnten nur wenige geschlagen werden, da sie nicht häufig sind, und das Anstehende nur in den seltensten Fällen dem Hammer erreichbar war. Außer einer Anzahl Bivalven *(Inoceramus laevigatus* MÜNST., *Nucula* sp.) und Brachiopoden *(Glossothyris nucleata* SCHL.) sind es Ammoniten, und zwar hauptsächlich Oppelien, Perisphincten *(colubrinus* REIN., *biplex* SOW.) sowie *Aspidoceras semiarmatum* QU. und *Haploceras lingulatum* QU.

Weiß-γ.

Die Grenze β/γ liegt an der Nordseite des Zeller Horns mitten im Steilanstieg; am Nord- und Osthang setzt sie auf der wenig ausgeprägten Terrasse der β-Kalke auf. Beim Backofenfelsen und in der Gegend südöstlich des Zollersteighofes ist die Stufe in die Tiefe gesunken. An Normalstellen, wie an der Nordseite des Zeller Horns, bildet γ einen ziemlich steilen Anstieg und trägt als neues Plateau die harte δ-Kalkplatte.

Die Mächtigkeit kann ziemlich genau angegeben werden, da ein glücklicher Zufall am Nordosthang des Zeller Horns gerade die liegende Zone *(Sutneria platynotus)* erschlossen hat, und der Beginn der Schwammfelsen von δ die obere Grenze deutlich gibt. Hier wie auch am Nordfall des Zeller Horns ist γ etwa 30 m mächtig. Es ist eine Wechselfolge hellgrauer bis grauer Mergel mit Mergelkalkbänken.

Der Übergang vom β ist nicht aufgeschlossen, dagegen das

unterste γ unmittelbar über β durch einen neuen Weg, der entlang der Nordseite des Zeller Horns auf den Hang unterhalb des Backofenfelsens zuläuft. Hier treten in graublauen bis bräunlichen Mergeln zwei graue Kalkmergelbänke auf, die sehr reich an Versteinerungen sind. Sie führen: *Sutneria platynotus* Rein., *S. Galar* Opp., *Aspidoceras inflatum macrocephalum* Qu., *Lothari* Opp. (Amm. tab. 103, Fig. 8), ferner ist hier die *Ostrea Roemeri* Qu. nicht selten.

Einen etwas höheren Horizont stellt ein grauer Mergel ohne feste Bänke dar, der an dem Fußweg entblößt liegt, welcher von Kap. Mariazell um das Zeller Horn herum auf der β-Platte nach dem Zollersteighof führt (links des A von A. P. der Karte). Hier liegen in der Hauptsache außer zahlreichen Aptychen (*laevis* Mey., *lamellosus* Park.) Brachiopoden (*Terebratulina substriata* Schl., *Waldheimia impressula* Qu., *Terebratula* cfr. *orbis* Qu.), und *Belemnites hastatus* Blainv.

Endlich schließt ein kleiner Fußweg, der in der flachen Mulde zwischen Zeller Horn und Sigling nach der Höhe strebt, einen bräunlichen Mergel auf mit zähen, grauen Mergelkalkresten, in denen *Oppelia tenuilobata* Opp., *picta costata* Qu. gefunden wurde. Demnach gehören diese Mergel dem oberen Teile von Weiß-γ an. Sie liegen etwa 25 m über der *Reineckianus*-Zone. Wenige — etwa 5 — Meter darüber heben sich bereits dicke Kalkbänke aus dem Schutt heraus, die dem δ angehören.

Weiß-δ.

Diese letzte auf Blatt Hechingen aufgeschlossene Stufe des Jura ist meist verschwammt. Nicht verschwammt sind nur stellenweise ihre liegenden Teile. Die Karte macht den Versuch, beide Faciesbildungen durch besondere Signatur zu trennen. Aus der Darstellung geht hervor, daß am Zeller Horn sowie in der Gegend am und östlich vom Backofenfelsen die Schwammstotzen direkt auf γ aufruhen, während sich in der Senke westlich Sigling und Raichberg zwischen γ und Schwammfacies ein gebanktes Gebirge von etwa 30 m einschiebt. Beide Faciesbildungen zusammen erreichen eine Mächtigkeit von 85 m. Am Backofen-

felsen mißt das verschwammte Gebirge, das dort wahrscheinlich bis auf γ heruntergeht, allein ebensoviel.

Aber auch die Schwammfacies trägt kein einheitliches Gepräge. Zwischen den massigen Stotzen schieben sich fast überall gebankte, rauhe, weißgelbe Kalke ein, die dieselbe Fauna führen wie die Bänke unter den Schwammfelsen. Indessen ist die horizontale Ausdehnung (5—20 m) dieser bankigen Einlagerungen zu gering, als daß sie sich auf der Karte zum Ausdruck bringen ließen.

Von leitenden Formen wurde *Aulacostephanus pseudomutabilis* Sow. in einem Exemplar gefunden (als Lesestück). Häufiger sind Oppelien *(flexuosa costata* Qu., *picta* Qu., *flexuosa gigas* Qu.) und Aspidocerasformen *(inflatum* cfr. *nudatum* Qu., *inflatum binodum* Qu., *bispinosum* Qu.).

Die Schwammstotzen setzen sich zusammen aus einem rauhen, selten glattbrechenden, etwas krystallinen Kalk, der mit dem mehr dichten Kalk der Bänke durch zahlreiche Übergänge verbunden ist. Nur selten durchzieht eine undeutliche, unregelmäßige Bankung auch die Schwammfelsen. Von den spärlichen Versteinerungen sind zu nennen: *Rhynchonella lacuosa* Schl., *Terebratula bisuffarcinata* Schl., *Glossothyris nucleata* Schl., *Terebratula orbis* Qu., *Oppelia picta* Qu.

C. Das Diluvium.

Das Diluvium hat in der Hechinger Gegend zahlreiche Spuren hinterlassen. Allerdings nur in Form von Ablagerungen; die Modellierung des Reliefs der Erdoberfläche im großen zum heutigen Bild rührt wahrscheinlich von der Erosionstätigkeit einer früheren Epoche her.

Als diluvial sind anzusehen:

1. Sämtliche Schotterbildungen als einzeln verstreute Reste bezw. als zusammenhängende Terrassen und Decken,
2. gewisse Schuttbildungen des Albsteilrandes und der Täler des Vorlandes,
3. der Löß.

I. Die Flußschotter.

Zwischen Rangendingen und Friedrichstraße zeigt das Starzeltal eine ausgeprägte Flußterrassenlandschaft. Unterhalb Rangendingen und oberhalb Friedrichstraße ändert sich das Bild: Die Terrassen verschwinden und die Schotter bedecken in ununterbrochenem Zusammenhang den Berganstieg der seitlichen Talbegrenzung, und zwar südlich Hart bis auf die Höhe des Lettenkohlenplateaus, südöstlich Hechingen bis 50 m über dem Fluß.

Ganz dasselbe ist der Fall im Oberlauf des Klingenbaches bei Thanheim und des Zimmerbaches südöstlich Zimmern, während die Eyach und ihr Nebenbach bis Steinhofen wiederum Terrassen besitzen.

Derartige Stellen legen den Gedanken der Auffüllung und späteren Ausräumung eines bereits vorhandenen prädiluvialen Tales im Sinne Grupe's (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1912) nahe. Wie sich nachher zeigen wird, ist die petrographische Zusammensetzung und Erhaltung der hoch- und tiefgelegenen Schotter durchaus gleich und widerspricht einer derartigen Annahme nicht. Auch zeigt der Hohlweg, der von Owingen nach dem oberen Homburger Hof führt, wie der Schutt, der dort aus dem Dürrental bezw. vom Hang des Steinbühls kommt, von der Niederterrasse angeschnitten wird; daraus geht mit Wahrscheinlichkeit hervor, daß der Schutt und damit das Dürrental bezw. das Haupttal der Eyach älter ist als die Niederterrasse, daß also die Niederterrasse das Tal bereits vorfand.

Die Anhaltspunkte sind indes zu gering, um diese Frage weiterzubringen. Namentlich läßt sich die deutlich vorhandene Gliederung des Flußdiluviums zwischen Rangendingen und Hechingen-Friedrichstraße in Terrassen mit der Vorstellung einer Schotterauffüllung nicht recht in Einklang bringen.

Die Gliederung der Terrassen erfolgte nach dem bekannten Schema in Deckenschotter, Hoch- und Niederterrasse.

a) Die Deckenschotter.

An mehreren Stellen des Liasplateaus sind in die Karte Schotterreste eingetragen worden. Es ist möglich, daß die Reste auf dem Lias-α-Plateau westlich Grosselfingen, und die der »langen Wand« nordöstlich Weilheim durch Bauern mit dem Dünger verschleppt wurden. Sicherlich ist das nicht der Fall bei den Schottern auf dem Öschle nördlich Steinhofen, die dort sehr zahlreich, stellenweise bodenfärbend, herumliegen (80 m über dem Bach). Sie sind zu erklären als die letzten Überbleibsel der verschwundenen Deckenschotter des Zimmerbachtales. Ebenso müssen die Schotter auf dem Killberg, nördlich Hechingen, gedeutet werden (60 m über der Starzel).

b) Die Hochterrasse.

Die Hochterrasse wurde nur an einigen Stellen des Eyachtales beobachtet. Sie liegt 20—25 m über dem Flußbett. Interessant ist, daß sie von Löß bedeckt wird.

c) Die Niederterrasse.

Die Niederterrasse sitzt außer in den beiden Haupttälern der Starzel und Eyach sehr schön ausgebildet auch in den Nebentälern und zieht sich hier in dem Zimmerbachtal bis nach Wessingen und dem des Klingenbaches bis Bisingen. Sie wurde versuchsweise in drei Stufen gegliedert (IV_3—IV_1). Die beiden unteren Stufen breiten sich in größeren Zusammenhängen über bedeutende Flächen aus. Ihre gegenseitigen Grenzen verwischen sich flußabwärts und nach den Hängen zu. IV_3 erhebt sich im Mittel 3 m, IV_2 5 m über den Spiegel des Flusses. Den ersten sanften Anstieg der seitlichen Talbegrenzung machen sie mit, ihre Oberfläche ist also sanft trogförmig.

Die oberste Niederterrasse klebt in kleinen Flecken etwa 8 m über dem Fluß (IV_1).

Die absoluten und relativen Höhen werden flußaufwärts größer. Denn hier war das Gefälle, folglich auch die Ver-

tiefung des Baches größer. Die mittlere Niederterrasse ist auf diese Weise bei Wessingen in eine Höhe von 10 m über dem Bache gekommen.

Häufig lassen sich, den eigentlichen Schottern zwischengelagert, Bänke erkennen, deren Material ganz anderer Entstehung ist. Es besteht aus eckigen Gesteinstrümmern und großen Platten (bis 50 cm Durchmesser und 30 cm Dicke) der Keuper- und Liasgehänge der nächsten Umgebung. Es ist nichts anderes als Gehängeschutt, der während der Dauer oder in gewissen Pausen der Schotterablagerung hier sich bilden konnte, bis die neuen Schottermassen sich als Decke darüber lagerten, wobei sie den Schutt, den sie vorfanden, teilweise aufwühlten und in Apophysen und sackförmigen Kanälen in diesen eindrangen.

d) Petrographisches Bild.

Petrographisch betrachtet unterscheiden sich die Deckenschotter keineswegs von denen der tieferen Terrassen. Daher gilt die folgende Besprechung allen vorhandenen Schotterstufen.

Vorwiegend enthalten sie Weißjuragerölle, doch fällt bisweilen eine starke Beteiligung von Toneisenstein des Braunen Jura auf, wodurch der Boden (z. B. am Zimmerbach entlang der Heerstraße oder auf der Höhe westlich des Zusammenflusses des Zimmer- und Außenbaches) intensiv gelbbraun gefärbt wird.

Diese Toneisensteinstücke sind wesentlich kleiner als die Kalkgerölle. Da sie aber viel größeres spezifisches Gewicht besitzen, konnten sie mit diesen bei der Wasseraufbereitung gleichfällig niedersinken. Stellenweise treten Reste härterer Kalkbänke des Lias hinzu, namentlich des Oberen γ, der Costatenkalke des δ, und aus ζ.

Sobald die Bäche sich in den Keuper eingenagt haben, kommt viel Keupermaterial hinzu. Am meisten machen sich Stubensandstein und Steinmergel aller Stufen bemerkbar.

Vielfach sind die Schotter verlehmt und dann an der intensiv gelben Färbung des Bodens zu erkennen.

Die Größe der Schotter bleibt im Westen des Kartenblattes ziemlich konstant gleich: die wohlgerundeten, platten oder länglichen Stücke übersteigen selten 10 cm Durchmesser, meist halten sie sich auf etwa 5 cm. Gegen Osten indes werden die Stücke vielfach merklich gröber, erreichen Kopfgröße und die Abrollung ist weniger gut. Das hat seinen Grund darin, daß einmal hier die größeren Blöcke infolge der talabwärts abnehmenden Transportkraft des Wassers liegen bleiben mußten, anderseits auch bei dem kurzen Wege ihrer Verfrachtung sich nicht genügend gegenseitig abrollen konnten.

2. Der Schutt.

a) Der Schutt des Albsteilrandes.

Zunächst muß als diluvial ein Teil jener Schuttdecken angesprochen werden, die die Hänge des Steilsturzes des Albkörpers mantelartig umgeben. Geht auch ihre Bildung heute noch naturgemäß vor sich, so hat doch anderseits die Aufnahme ergeben, wie die Spitzen der Schuttströme entweder direkt zungenartig in die Schotterdecken, die die Bäche begleiten, hineinragen oder durch starke Schuttbestreuung des Untergrundes in diese ganz allmählich übergehen. Aus solchen Bildern geht hervor, daß diese Schuttströme die Schotterdecken mit Material versorgt haben. Nur die von Jungingen kommende Starzel zerstört in ihrem Oberlauf direkt anstehenden Weißen Jura.

Sind aber die Schotter diluvial, so ist es auch ihr Ernährer, der Schutt. Auch aus der Position der Schuttzungen im Verhältnis zum orographischen Bild geht hervor, daß sie teilweise recht alt sein müssen. Sie liegen nämlich vielfach isoliert auf den schwach geneigten Hängen der Braun-Jura-Vorhügel des Albmassivs. Das Gelände um diese Schuttinseln ist nachträglich vertieft, sie treten jetzt als Kappen von Geländeerhebungen in die Erscheinung. Sie scheinen dem leicht zerstörbaren Tonuntergrund (sie liegen i. a. auf Braun-α) einen festen Halt gewährt und ihn vor Erosion geschützt zu haben.

Seit Ablagerung der fraglichen Schuttdecken hatte also die Erosion Zeit, das Relief noch weiter auszugestalten. Ist auch im allgemeinen das Ausmaß dieser Erosionsarbeit, besonders bei den weichen Opalinustonen z. B. zwischen Thanheim-Bisingen-Zimmern nur gering, so zeigt doch z. B. der Hasenbühl südlich Boll oder der Auchtert südöstlich Zimmern, daß auch die härteren Bänke von β und γ weggeführt werden konnten.

In diesen Zusammenhang gehören die Schotter des Außenbachs zwischen Thanheim und Zimmern. Der Außenbach erreicht mit seinen Quellen den Weißen Jura nicht. Und doch führt er Weißjura-Schotter. Zur Erklärung gibt es zwei Möglichkeiten: entweder hatte dieser Bach früher seine Quellen im Weißjura bezw. seinem Schuttmantel, wie er heute noch vorliegt, oder die Schotterdecken nahmen ihre Nahrung aus heute verschwundenen Schuttmassen in der Umgebung der heutigen Quellen des Baches: Überlauf aus dem Gebiet des Klingenbachs bei Thanheim ist nicht wahrscheinlich. Welche der beiden Möglichkeiten die richtige ist, läßt sich schwer entscheiden. Das Wesentliche aber ist, daß in beiden Fällen seit der Ablagerung der fraglichen Schotter kräftig Erosionsarbeit geleistet worden sein muß.

Ganz dieselbe Erscheinung zeigt der Hannenbühl südlich Bodelshausen. Hier liegen auf dem Liasgipfel des Hügels Weißjuraschotter in einer Umgebung, die vollkommen frei ist von jeder ähnlichen Ablagerung. Der Bach, der im Tälchen nördlich vorbeifließt, entspringt im Oberen Lias.

Dieses Vorkommnis als Schutt zu deuten, herrührend aus einer Zeit, wo der Albrand noch näher gelegen war, ist aus petrographischen Gründen nicht angängig. Denn obgleich auch die Schuttströme vielfach aus Material bestehen, das gut kantengerundet und chemisch und mechanisch derart bearbeitet ist, daß es dem Flußgeröll ähnlich wird, so ist doch die Korngröße der Schotter des Hannenbühls zu gleichmäßig, größere Brocken fehlen, die Rundung ist vollkommen.

Bei der petrographischen Betrachtung des Schuttes wiederholt sich ständig die Beobachtung, daß die Verwitterung im allgemeinen talwärts zu-, die Korngröße dagegen abnimmt. Unterhalb des felsigen, letzten Anstiegs zum Weiß-δ-Plateau liegen im Walde beim Backofenfelsen riesige Schutthalden von gewaltigen Blöcken. Weiß-β liefert naturgemäß kleineres Schuttmaterial. Bergabwärts beginnen die Gesteinstrümmer zu verlehmen, ein Zeichen gleichzeitig, daß hier der Schutt bereits älter ist, während die Frische der oberen Partien auf das noch jetzt ständig vor sich gehende Abbröckeln des Traufs hindeutet. Große Schuttwälle liegen im oberen Zimmerner Wald entlang des Traufs. Sie blieben auf den etwas vorspringenden Bänken des Transversariushorizontes liegen. Stellenweise sind die einzelnen Bruchstücke wieder miteinander verkittet, und zwar durch kohlensauren Kalk, der entweder als dichtes Carbonat oder als Kalktuff auftreten kann. Diese Stellen wurden mit besonderer Signatur in der Karte vermerkt. Nicht selten (z. B. am NW-Hang des Zeller Horns) hat sich auf den einzelnen Brocken des Schuttes unmittelbar unter der Walddecke bis etwa 1 m abwärts in weißen, mehlig-filzigen Überzügen, die R. Lang als Lublinit bestimmte, abgesetzt.

b) Der Schutt des Keupervorlandes.

Ganz anderer Art sind manche Ablagerungen, die an den Hängen des Tales zwischen Hochberg und Bodelshauser Kopf, am südlichen Hang des Bodelshauser Kopfes, sowie südlich Rangendingen dort, wo Tal- und Wolfenbach zusammenfließen, endlich im Oberlauf des Talbaches 10—30 m über dem Wasserspiegel kleben. Sie bestehen aus einem Gemenge verlehmter Kalkbrocken des gesamten Jura, besonders des Unteren Lias (viel Belemniten), und Gesteinen des Keupers, eingepackt in ein äußerst feines, verlehmtes Material kleinster Keupermergelschüppchen. Besonders auffällig und gerade für diese Vorkommen charakteristisch sind zahlreiche Hämatite von Stecknadelkopfgröße bis zu der einer großen Walnuß. Sie entstammen

offenbar den oberen Geröllelagen des Stubensandsteins (Prof. 8, vgl. Seite 443).

Das Material liegt wirr ohne jede Gesetzmäßigkeit durcheinander. Während die Korngröße i. a. zwischen feinster Sand- und Faustgröße schwankt, finden sich doch ganz unvermittelt nicht selten Gesteinstrümmer bis zu 70 und mehr cm Durchmesser mitten im kleineren Korn eingelagert. Nicht selten sind Keuper-Steinmergelgerölle, überzogen und durchsetzt von einem eigentümlichen Netz von Rissen und Sprüngen, die eine außerordentliche Ähnlichkeit mit Schrumpfungsrissen ausgetrockneter Tone besitzen. Randlich zeigen sie eine Verwitterungskruste, die Risse gehen durch diese hindurch in den unveränderten Kern. Wahrscheinlich hängen die Risse mit einer Volumenverringerung zusammen, hervorgerufen durch randliche Wegführung von Calcium- und relativer Anreicherung von Magnesiumcarbonat. Die Verhältnisse für derartige Schrumpfung müssen gerade in diesen Schuttinseln besonders günstig gewesen sein; denn bisher haben sich derartige geplatzte Gerölle nur in ihnen gefunden.

Nicht aller Lehm dieser Ablagerungen entstammt der Zersetzung der Gesteinseinschlüsse. Vielmehr muß, namentlich in den oberen Partien, auch Löß bezw. Lößlehm enthalten sein; das verraten die zahlreich vorkommenden Schnecken *Trichia hispida, suberecta, Pupa muscorum, Succinea oblonga.*

Man wird nicht fehlgehen, wenn man die ganze Bildung als das Produkt von Flußanschwemmung und Gehängeschutt deutet. Lassen auch die eingeschlossenen Lößschnecken keine sichere Altersbestimmung zu, da sie auf sekundärer Lagerstätte ruhen — sie sind vielfach schon bei der Ablagerung zertrümmert, in der Mehrzahl der Fälle allerdings gut erhalten —, so muß doch die Ablagerung zu einer Zeit vor sich gegangen sein, wo die umliegenden Höhen noch eine Lößdecke trugen, also wahrscheinlich noch im Diluvium.

3. Der Lößlehm.

Das Liasplateau zwischen Bodelshausen und Bechtoldsweiler trägt eine dünne Decke unregelmäßig begrenzten echten Lößlehms. Er ist von bräunlicher Farbe, steinfrei und feinkörnig. Wo er sich weniger als 1 m mächtig fand, wurde auch der Untergrund durch horizontale Schraffur angedeutet. Aufschlüsse sind keine vorhanden. Infolge der Wegführung des Kalkes wurden die Lößschnecken zerstört. Indessen geht ihr ursprüngliches Vorhandensein aus den diluvialen Schuttmassen des Keupervorlandes (siehe Seite 486), wo sie sekundär verschwemmt liegen, hervor.

D. Das Alluvium.

Als alluvial sind anzusehen:

1. Die oberen Teile des Schuttmantels des Albkörpers, der noch jetzt ständig abbröckelt, und viele Stellen der unteren Teile der Schutthülle. Bei Kap. Mariazell kommt ein Schuttstrom zu Tal, der durch Kalktuff teilweise verfestigt worden ist. Darin stecken die Schnecken *Zonitoides nitida, Arianta arbustorum, Hygromia striolata.*

2. Die Aufschüttungen im Überschwemmungsgebiet der Wasserläufe, bestehend aus lehmigem Material, reich an Schutt und verstreutem Schotter, die von zerstörten Terrassen stammen. Morphologisch interessant ist die Erweiterung dieses Talalluviums zu weiten Becken dort, wo der Bach, aus weichen Schichten kommend, harte Bänke oder harte Schichtenkomplexe, die sich ihm schwach entgegenneigen, zu durchbrechen hat. Das zeigt die Starzel an zwei Stellen, nämlich einmal westlich Rangendingen, ehe der Bach in den Muschelkalk einbricht, und ferner bei Hechingen-Friedrichstraße, wo die Starzel in zwei Wasserfällen die Lias α-Tafel durchsägen mußte, ehe sie Abfluß bekam.

3. Die Schuttkegel am Ausgang der Nebentäler.

4. Anmoorige Flächen, wie sie beispielsweise die Umgebung

des Butzensees bei Bahnhof Bodelshausen zeigt; sie haben sich gewöhnlich an Punkten angesiedelt, die keinen Abfluß besitzen, sind aber selten größer als einige 100 qm.

V. Tektonik.

Übersicht.

Wie im ersten Abschnitt bereits gesagt worden war, macht die Hechinger Sedimenttafel das Generalfallen des schwäbischen Schichtenpaketes gegen SO mit. Die Tafel ist in sich zusammengesunken — zerbrochen —, wobei es im einzelnen zu lokalen Schichtabbiegungen, Synklinalen, Verwerfungen, Gräben und Treppenbrüchen kam. Doch vermögen diese Unregelmäßigkeiten das tektonische Gesamtverhalten im großen nicht zu beeinflussen.

Einzelschilderung.

a) Die Schichtplatte.

Wie die Karte zeigt, verlaufen im Bereiche des ganzen Blattes die Formationsgrenzen der Schichtenglieder im großen betrachtet von SW nach NO. Demgemäß gibt diese Richtung das Streichen der Tafel an.

Zur Berechnung des Gesamtfallens der Platte sind die Grenzen zwischen Bunten Mergeln und Stubensandstein sowie zwischen Keuper und Lias gewählt worden.

α) Die Grenze Bunte Mergel—Stubensandstein (km³/km⁴).

1. Im Norden des Blattes: Köpfle nördlich Rangendingen	530 m	
Bodelshauser Kopf	500 »	
Weinhalde	480 »	
SW.-Ende von Stein	445 »	
Höhenunterschied		85 m
Längserstreckung in der Fallrichtung		4000 »
Fallen		1,9°
2. Im Süden: Warrenbergle, nordöstlich Owingen	550 m	
»Forst«	515 »	
Gießmühle (Steinbruch)	490 »	
Aftertal	485 »	
Höhenunterschied		65 m
Längserstreckung in der Fallrichtung		4500 »
Fallen		1,3°

β) Grenze Knollenmergel—Lias ($km_5/jlu\alpha$).

1. Im Norden: Hohwacht	575 m
Südlich Bechtoldsweiler	540 »
Südlich Sickingersteig	500 »
Fabrik Friedrichstraße	465 »
Höhenunterschied	110 m
Längserstreckung in der Fallrichtung	4000 »
Fallen	2,5°
2. In der Mitte des Blattes: Großholz südöstlich Rangendingen	550 m
Langewand	528 »
Aspach	500 »
Tal an der Außenbachmühle	475 »
Höhenunterschied	75 m
Längserstreckung in der Fallrichtung	3000 »
Fallen	2,25°
3. Im Süden: Owinger Berg	620 m
Oberer Homburger Hof	580 »
Grosselfingen (Brandweg)	540 »
Geißhalde	530 »
»Im Tal«	510 »
Höhenunterschied	110 m
Nach Abzug der Störungen	100 m
Längserstreckung in der Fallrichtung	5000 »
Fallen	1,8°

Hierzu ist zu bemerken:

Die Fallwerte für die obere Grenze $km_5/jlu\alpha$ im Norden des Blattes scheinen größer als die für die untere km_3/km_4, obwohl diese in derselben Fallinie berechnet sind. Diese Erscheinung hat ihren Grund in der Tatsache, daß, nachdem die untere bereits unter die Talsohle getaucht ist, die noch sichtbare obere Grenze eine Abbiegung zu stärkerem Fallen erfährt. Daher findet sich bei den für die untere Grenze angeführten Zahlen der Knick nicht eingerechnet, während er für die obere berücksichtigt werden mußte. Die Streichlinie dieser Abbiegung läuft von Bodelshausen über Stein, Hausenerhof auf Weilheim zu.

Immerhin weist die Schichtplatte im Norden des Blattes für beide Grenzen ein stärkeres Einfallen auf (1,9° bezw. 2,5°), als im Süden (1,3° bezw. 1,8°). Die Ursache dieser Er-

scheinung ist in den zahlreichen Zerreißungen zwischen Hechingen und Grosselfingen zu suchen, welche die Nord- und Südhälfte voneinander trennen.

Ein örtlich widersinniges Einfallen nach NO tritt zwischen Brielhof und Stetten sowie auf dem Killberg nördlich von Hechingen auf. Dasselbe gilt von der Gegend nordöstlich Sickingen gegen die Straße Bodelshausen-Bahnhof. An allen Stellen beruhigt sich das Fallen und geht nach kurzer Strecke wieder in die alte Richtung über.

Das nordöstliche Fallen der Schichten westlich und östlich Thanheim, namentlich im Zimmerner Wald, erklärt sich durch den Zollerner Grabenbruch, dem sie sich entgegenneigen.

b) Die Schichtstörungen.

Die Brüche haben in der Hauptsache die für die süddeutsche Tektonik so wichtige Richtung SO-NW. Nur untergeordnet ist die andere Richtung SW-NO vertreten (vgl. Fig. 12).

Die Linien O-W und N-S fehlen gänzlich. Ein Bruch im Grosselfinger Wald, der annähernd N-S verläuft, ist wohl nur als eine aus der ursprünglichen normalen SW-NO-Richtung abgelenkte Linie aufzufassen. Darauf soll weiter unten noch näher eingegangen werden.

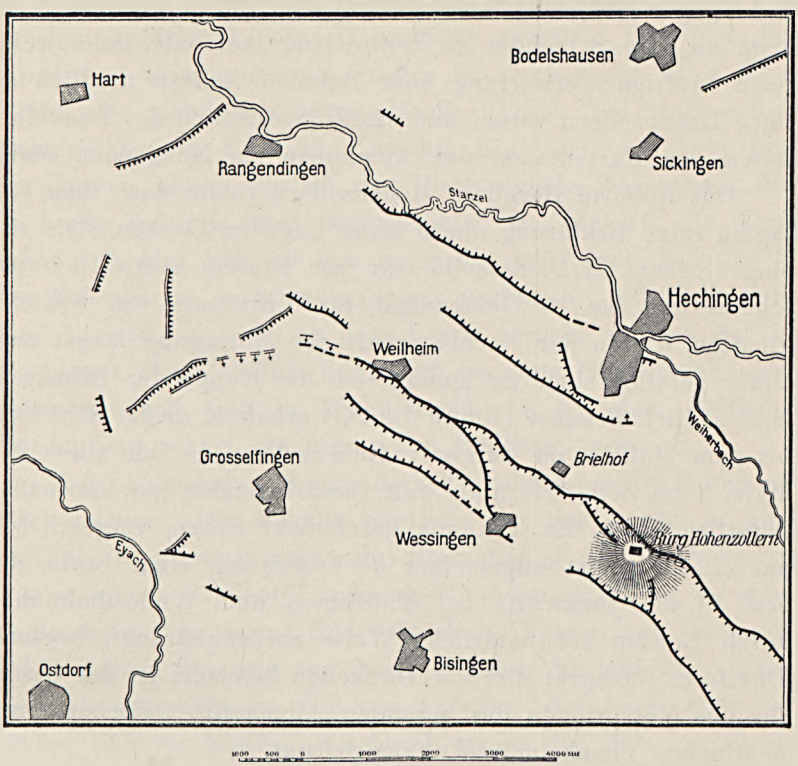
1. Die NW-SO-Linie macht sich hauptsächlich auf dem Liasplateau zwischen Starzel und Eyach bemerkbar. Den Bau dieses Plateaus beherrscht ein Grabenbruch, der von mehreren Parallelsprüngen in- und außerhalb seines Verlaufes begleitet wird. Er sei »Hohenzollerngraben« genannt, weil in ihm der Hohenzoller liegt[1]).

Den Graben selbst begrenzt im Süden ein Bruch, der zunächst, ohne zu verwerfen, erstmals nördlich Grosselfingen an der Straße, die den Altenberg mit nördlichem Verlaufe quert,

[1]) Kurze Notizen über diesen Graben finden sich — namentlich über seine südöstliche Fortsetzung auf dem Weißjuraplateau — bei Waidelich, K., Bl. d. Schwäb. Albvereins, XXIII, 1911, Nr. 9 und Lang, R., Monatsber. d. Deutschen Geol. Ges., 1913, Nr. 4, S. 211 ff. — Anm. d. Redaktion: Die Dissertation E. Grünvogel, Geologische Untersuchungen auf der Hohenzollernalb, Ellwangen-Jagst 1914, konnte der Verfasser nicht mehr berücksichtigen.

Figur 12.

Tektonische Karte der Umgebung von Hechingen.



als Kalkspatgang nachzuweisen ist. Ein Tälchen zwischen Punkt 554 nordöstlich Grosselfingen und dem Kreuz an der Straße Grosselfingen-Weilheim verrät das gelockerte Gebirge. Auf dem Hohegert beginnt der Bruch die Schichten erstmals vertikal zu verwerfen und läuft dann auf Wessingen zu. Hier verdeckt ihn das Taldiluvium; die verschiedene Höhenlage der δ/ε-Grenze des Lias nördlich und südlich des Zimmerbachtales beweist indes sein Vorhandensein bis Wessingen. Auf der Strecke Wessingen-Zimmern verschwindet er lokal, erscheint aber nordöstlich von Zimmern wieder deutlich mit einer Sprunghöhe von 50 m und erreicht dann nördlich des Zollersteighofs das Weißjuraplateau, wo er Weiß-δ gegen β verwirft.

Die nördliche Begrenzung des Grabens beginnt nordwestlich Weilheim mit einem flexurartigen Abbiegen der Lias α-Tafel gegen SW, fängt aber schon einige 100 m westlich Weilheim an, die Schichten zu zerbrechen, läuft als stellenweise recht kräftige Verwerfung über Bahnhof Zollern nördlich an Burg Hohenzollern vorbei und streift nordöstlich des Backofenfelsens am Kartenrande das Albplateau am Hangenden Stein.

Der isolierte Burgberg Hohenzollern findet nach dem Gesagten seine Erklärung durch seine Lage im Graben. Die tief eingebrochene Grabenscholle war vor Erosion vortrefflich geschützt und bot so Gelegenheit für Erhaltung von Schichtgliedern, die in der Nachbarschaft der Abtragung längst zum Opfer gefallen sind. So konnte sich die Kuppe der Bismarckhöhe südlich Brielhof (Braun Jura β) erhalten, so die Schichten bis zum Malm β im Burgberg Hohenzollern, so vor allem der Malm δ am Zeller Horn als weit vorspringender, gewissermaßen künstlich durch die Tektonik geschützter Sporn, vorgeschoben aus einem Gebiet allgemeiner δ-Verbreitung, einer Stufe, die erst 15 km rückwärts bei Tailfingen und Weilerthalmühle, durch Erosion auf natürliche Weise zurückgedrängt, beginnt. Das feste Rückgrat dieser versunkenen δ-Scholle ist der Grund für das Vorspringen des gesamten Albmassivs zwischen Onstmettingen, Thanheim und Friedrichstal.

Das Tal zwischen Burg Hohenzollern und Zeller Horn verdankt seine Entstehung der Erosion von zwei Bächen, die hier je nach NO und SW abfließen. Der kleine Sprung in Waldparzelle 11 südöstlich Schießstand kann für jenes Tal nicht verantwortlich gemacht werden. Die exponierte Lage der Burg Hohenzollern auf der Grabenscholle erklärt die starken Beschädigungen, die das Schloß bei mehreren Erdbeben trafen (besonders stark im November 1911).

Die eingesunkene Grabenscholle ist naturgemäß in sich wiederum teilweise recht erheblich zerbrochen.

Einmal zieht ein Parallelsprung aus der Gegend westlich Weilheim kommend auf den Kirchhof Wessingen zu. Er ver-

wirft die Südscholle. Eben bei Wessingen beginnt ein Quersprung, der südlich der Außenbachmühle in der »Heerstraße« sich mit dem nördlichen Randbruch des Grabens schart. Da er den Nordflügel verwirft, entsteht zwischen ihm und dem nördlichen Randbruch ein Graben im Graben von etwa 70 m Tiefe, der sich auch orographisch in dem Tal nordwestlich Bahnhof Zollern bemerkbar macht. Eine weitere Verwerfung im Graben nimmt, östlich der Bismarckhöhe beginnend, ihre Richtung auf die Burg Hohenzollern; sie verwirft die Nordscholle. Leider läßt sie sich unter der mächtigen Schuttdecke des Zollerberges nicht mehr weiter verfolgen. Jedenfalls kann ihre Fortsetzung nicht in dem Bruch gesucht werden, der im Hechinger Forst südlich der Burg aus dem Schuttmantel hervorkommt und sich in Waldparzelle 11 mit dem südlichen Randsprung schart, da dieser den Südflügel verwirft.

Auch außerhalb des eigentlichen Grabens hat die Schichtentafel gelitten. Die Scholle nördlich von ihm bricht in zwei Staffeln treppenartig gegen das Starzeltal ab. So erscheint die Gebirgsscholle Brielhof-Tauchberg-Weilheim als Horst, der seine nordöstliche Begrenzung findet durch die Verwerfung Hausenerhof-Hagelhof, die, wie aus ihrem geraden Verlauf hervorgeht, ziemlich senkrecht im Gebirge aufsetzt. Sie leitet über zur nächst tieferen Staffel, welche ihrerseits im NO von einem Bruch abgeschnitten wird, der, aus der Rangendinger Gegend kommend, an Schloß Lindich nördlich vorbei auf Hechingen zu läuft. Seine gewundene Linie, die beim Durchqueren der Geländewellen gegen Süden, in den Tälern gegen Norden bauchig vorspringt, beweist das Einfallen der Verwurfsebene gegen NO.

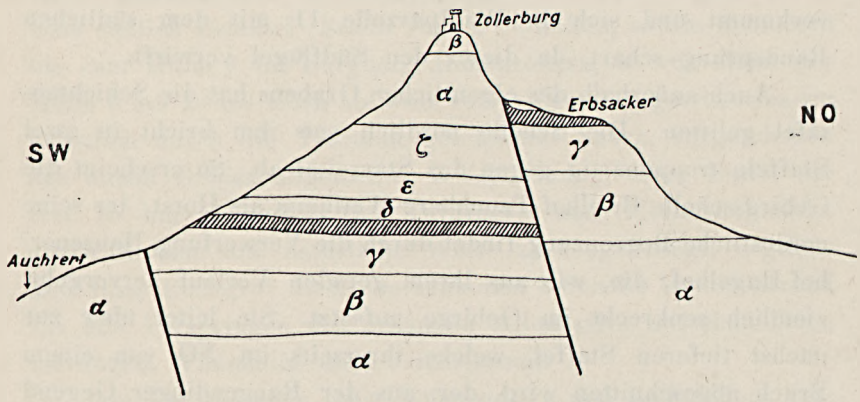
In dem kleinen Tälchen südöstlich von Hechingen liegt in der unmittelbaren Fortsetzung des eben genannten Bruches eine kleine Verwerfung, an der die Südwestscholle abgesunken ist. Wahrscheinlich gehören sie und die Störung Rangendingen-Hechingen zusammen.

Die Verwürfe sitzen entweder seiger im Gebirge, oder sie

fallen, wie bereits angedeutet, entsprechend dem tektonischen Bau: nördlich des Tauchberghorstes nach NO, südlich — also gegen den Hohenzollerngraben — nach SW.

Eigentümlich ist das Einfallen im Bereiche des mittleren und südlichen Hohenzollerngrabens, soweit er auf Blatt Hechingen liegt. Beide Grenzverwerfungen fallen nämlich relativ flach — 54° — gegen Nordosten, so daß die Grabenscholle — bei horizontaler Lagerung der Schichtung — schief im Gebirge sitzt (vgl. Fig. 13). Danach ist der Graben aufzufassen als eine Kombination von einem Hangendsprung (der südliche) mit einem Liegendsprung (der nördliche Grenzverwurf).

Figur 13.



Schematisches SW—NO-Profil durch den Hohenzollern.

Merkwürdig ist das Einfallen der Schichtentafel zu beiden Seiten des Grabens gegen NO. Nur unmittelbar an den Brüchen sind die Schichten flexurartig gegen den Graben umgebogen, was sich in gelegentlichen Aufschlüssen beobachten läßt (Waldweg südlich h von »Burg Hohenzollern«, Waldweg von △ 630,8 [südlich Schießstand am Hohenzoller] in Richtung Zollersteighof). Übrigens ist nicht uninteressant, daß die südliche Randverwerfung genau dieselben Kurven macht wie die nördliche; beide verlaufen in ihren Abweichungen von der Geraden parallel.

Eine Reihe unwesentlicher Sprünge, die ebenfalls der NW-

SO-Richtung folgen, sind einmal die beiden kleinen nördlich und östlich der Gießmühle (Eyachtal) gelegenen, dann der nordwestlich des oberen Homburger Hofes, ein kleiner Verwurf östlich des Bodelshauser Kopfes bei Rangendingen und endlich zwischen Hechingen und Hagelhof ein unbedeutender Bruch, der einen eigentümlichen Knick macht.

2. Nur sehr wenig machen sich die Störungen in der SW-NO-Richtung geltend.

Es gehört hierher die Verwerfung zwischen Gießmühle und Grosselfingen, diejenige in der »Schwarzen Wäld« nahe dem Westrande des Kartenblattes, eine im Oberlauf des bei Rangendingen in die Starzel mündenden Talbaches, ein Sprung, der südöstlich von Hart die Straße Rangendingen-Haigerloch begleitet, und endlich ein Bruch, welcher östlich Bodelshausen auf Blatt Jungingen übergeht.

Ein kleiner Graben dieses Systems befindet sich nordöstlich des oberen Homburger Hofes. Gegen Osten geht er in eine deutliche Synklinale über. Bemerkenswert ist das Zusammentreffen (Umbiegen?) dieser Synklinale westlich Weilheim mit dem hier beginnenden Hohenzollerngraben. Es hat den Anschein, als ob hier beide Störungen, die der Richtung nach verschiedenen Systemen angehören, ineinander natürlich übergehen und danach dem gleichen Vorgang ihre Entstehung zu verdanken haben.

Es muß hervorgehoben werden, daß das NO-System in sämtlichen Fällen den Südflügel verwirft; die Schollen brechen also der Alb zu ab. Die Angaben über ein Absinken der Albscholle mehren sich[1]).

3. Vergleich beider Systeme. Es fällt auf, daß die Richtung des NW-Systems im allgemeinen sehr gleichmäßig dieselbe bleibt, auch bei weit auseinanderliegenden Sprüngen, während im Gegensatz dazu die Dislokationen der NO-Rich-

[1]) Vergl. E. Fraas, Revision des Blattes Gmünd 1 : 50 000, 1907. S. auch Regelmann's geol. Karte von SW-Deutschland 1 : 600 000.

tung in ihrem Streichen starkem Wechsel unterworfen sind. Sie schwanken zwischen N 70° O und N 3° O.

Es würde zu weit führen, wollte man in diesen verschiedenen Orientierungen verschiedene Systeme suchen. Im Grunde scheint es natürlicher, diese verschiedenen Richtungen als Schwankungen desselben Systems, nämlich des südwest-nordöstlichen, aufzufassen. Der Gedanke liegt nahe, sie auf die alte varistische Strukturlinie des krystallinen Grundgebirges, welches das sedimentäre Deckgebirge auch unseres Kartenblattes unterteuft, zurückzuführen. Der Druck späterer Gebirgsbewegungen belebte die varistischen Störungslinien des Grundgebirges von neuem, welche Bewegung sich dann dem Deckgebirge mitteilte, dieses ebenfalls zerbrechend, wobei infolge der Mächtigkeit der Sedimentdecke die Linien des Grundgebirges natürlich mehr oder minder abgelenkt, also zwischen N 70 O und N 3 O schwankend, aber eben doch varistisch, sich der Erdoberfläche mitteilten (vgl. auch Regelmann, Erl. zur 7. Auflage der geologischen Übersichtskarte von Württemberg und Baden, Stuttgart 1907).

Die Sprunghöhen schwanken zwischen 3 und 70 m und erreichen nur im SO am Zeller Horn annähernd 100 m [1]). Dabei besitzen im allgemeinen die Störungen des NW-Systems die größeren Zahlen. Eben dieses System zeigt die auch sonst im schwäbischen Stufenbau bekannte Erscheinung, daß die Länge der Brüche oft ganz beträchtlich, die Tiefe dagegen im Verhältnis zur Länge nur gering ist.

Es scheint das Gegebene, zur Erklärung ein Gebiet heranzuziehen, das nach seiner geologischen Position im Randgebiet des Ostschwarzwaldes einen Vergleich nahelegt, nämlich die Schramberger Gegend, wo das jüngere jurassische und der größte Teil des triadischen Deckgebirges entfernt ist und die

[1]) Die Tiefe des Zollerngrabens nimmt also mit der Annäherung an das Weißjuraplateau zu. Weder gleichen die weichen Tone des Braunen Jura die Verschiebungen aus, noch verfangen sich die Verwürfe in den spröden Gesteinen der Malmplatte.

noch erhaltenen Teile der triadischen und permischen Hüllmasse mit dem Grundgebirge in Beziehung treten.

Hier folgen auf die intracarbonischen Umwälzungen, die das Grundgebirge trafen, im Perm mehrere Dislokationsphasen, die die rotliegenden Deckgebirgsschichten mehrfach zerbrachen, und endlich setzte in posttriadischer Zeit die jüngste Störungsphase ein, die die alten permischen Sprünge zum Teil benutzte. Die Ausmaße der alten Versenkungen sind größer als die der jungen, nämlich jeweils vermehrt um den Betrag aller jüngeren Einbrüche, die auf ihnen erfolgten.

Also nehmen hier die Sprunghöhen — von unten nach oben betrachtet —, je jünger die Einbrüche sind, ab. Auf diese Weise können bei beträchtlicher Länge der Störung relativ geringe Sprunghöhen entstehen. Es steht der Annahme nichts im Wege, das Schema des Schramberger Gebirgsbaues als den tektonischen Kern der Hechinger Tafel aufzufassen, da ja die Schramberger Gegend tektonisch zu derselben Schwarzwaldabdachung gehört wie die Hechinger und nur ein stratigraphisch bezw. tektonisch tieferes Niveau wie diese darstellt.

Auf diese Weise ergibt sich eine zwanglose Erklärung für die aufgeworfene Frage. Es sei bemerkt, daß die geschilderte Abnahme der Sprunghöhen bei Abnahme des Dislokationsalters in den mitteldeutschen Gebirgen eine ganz allgemeine Erscheinung ist, und z. B. im Aachener Steinkohlenbecken [1]), in Westfalen [2]), im Eggegebirge [3]) mehrfach nachgewiesen wurde.

c) Das Alter.

Genaue Angaben über das Alter der geschilderten Störungen lassen sich auch in dem behandelten Gebiet nicht

[1]) Krusch u. Wunstorf, Glückauf, 1907, Bd. 1, S. 431; Jacob, Zeitschr. f. prakt. Geol., 1902, S. 326ff.

[2]) Stille, Dieses Jahrb. 1905, S. 103ff.

[3]) Stille, Anhang zu den Erläuterungen z. Geol. Spez.-Karte v. Preuß. usw., Lief. 147, Bl. Peckelsheim, 1908, S. 70ff.

machen, und die Annahme, ihre Entstehung falle in die Tertiärzeit, findet hier weder eine Stütze noch eine Widerlegung.

Immerhin läßt sich die Grenze des möglichen Alters jetzt schon enger ziehen, als das bisher bei der württembergischen Tektonik der Fall war. Sie sind nämlich sicher nachjurassisch und vordiluvial.

Nachjurassisch: Denn sämtliche Stufen des Jura sind zerbrochen [1]).

Vordiluvial: Denn die Brüche werden von diluvialem Schutt und von Schottern überdeckt.

Indessen können zur Lösung des Problems der Altersfrage folgende Betrachtungen, deren theoretische Natur hier ausdrücklich betont sei, beitragen.

Bekanntlich lag zur Kreidezeit der Schweizer und Schwäbische Jura trocken. Die lateritische Zersetzung und Abtragung der Oberfläche ist bereits zur Kreide- und Eocänzeit vor sich gegangen, wenn die Ausführungen Rollier's [2]) über die Entstehung der Bohnerze richtig sind. Demnach wäre die Bildung des Reliefs der Albhochfläche im wesentlichen ein Produkt jener Zeit.

Nun gehen die Formen des Reliefs der Albhochfläche deutlich vom angrenzenden Plateau auf die abgesunkene Grabenscholle über. Die Brüche verschwinden orographisch völlig, Tal- und Hügellinien setzen über sie hinweg, wenn auch die eingesunkene Scholle i. a. als Hügelzug hervortritt. Das zeigt z. B. deutlich die Gegend des Zollersteighofs und namentlich die Fortsetzung des Grabens gegen Onstmettingen hin. Die cretacische bezw. alttertiäre Abtragung der Albhochfläche fand also die Brüche bereits vor, denn sie ebnete sie ein; die tektonischen Bewegungen sind daher möglicherweise älter als die Modellierung des Reliefs und würden danach in die ältere Kreidezeit fallen. Bekanntlich werden auf der fränkischen

[1]) Im weiteren Verlauf des Zollerngrabens nach SO auch Weiß-e und ζ. Vergl. auch Waidelich, a. a. O.

[2]) Vierteljahresschrift der naturforschenden Gesellschaft zu Zürich 1905.

Alb in der Gegend von Regensburg Dislokationen der Juratafel von Cenoman diskordant bedeckt[1]), und neuerdings hat Rothpletz[2]) ebenfalls präcenomane Störungen im Jura von Amberg und Auerbach nachgewiesen. Danach gewinnen die vorliegenden Erörterungen an Wahrscheinlichkeit. Auf jeden Fall hängt hier die Altersfrage der Tektonik — in Ermangelung anderer Beweismittel — eng zusammen mit der Festlegung des Alters des Reliefs der Albhochfläche. Allein dies Problem liegt zurzeit noch offen, und es wird langer Spezialkartierung bedürfen, um ihm näherzukommen. Jedenfalls scheint einerseits heute die Modellierung des Reliefs des Albplateaus der vorliegenden und der benachbarten Salmendinger Gegend ganz unbedeutend zu sein oder überhaupt zu ruhen, denn fließende, erodierende Oberflächengewässer sind praktisch überhaupt nicht vorhanden und stehen jedenfalls in gar keinem Verhältnis zu der Abtragungsarbeit, die hier geleistet worden sein muß; karstartige Vorgänge können sich höchstens im verschwammten Weißjura abspielen. Glaziale Abtragung kann so lange außerhalb der Diskussion bleiben, als sicheres Glazial im Bereich der nördlichen Alb nicht nachgewiesen ist.

Anderseits ist das Ausmaß der Abtragung seit Entstehung der Brüche bezw. seit deren letzter Bewegung recht bedeutend, denn bei Einbruch des Hohenzollerngrabens muß noch bis zum Zeller Horn die heutige Weiß-β-Tafel eine δ-Decke getragen haben, da in dem Graben selber δ versunken ist, ja, diese δ-Decke muß sich noch nördlich und südlich des Burgberges Hohenzollern gedehnt haben, denn vereinzelte δ-Blöcke in den unteren Teilen des Abhangsschuttes des Hohenzollern beweisen, daß dieser ehemals noch δ trug. Nimmt man das heutige Bild der zurückgewichenen Alb hinzu, bei welchem Weiß-δ gewöhnlich dem Weißen-β nach Süden vorausgeeilt ist, also β weiter nach Norden vorspringt als δ, so kann man sogar

[1]) Pompeckj, Geogn. Jahreshefte, Bd. 14, 1901.

[2]) Rothpletz, A., Über die Amberger Erzformation. Zeitschr. f. prakt. Geol., 1913, S. 249 ff.

vielleicht den Albsteilrand zur Zeit des Einbruchs des Grabens noch wesentlich weiter nach Norden verlegen, als der Hohenzollern — der nördlichste β-Rest — liegt. Auf jeden Fall war das heutige Bild noch keineswegs fertig modelliert, ebensowenig das diluviale, denn wir wissen, daß zu altdiluvialer Zeit der nördliche Albabfall im wesentlichen bereits seine heutige Gestalt[1]) hatte (vgl. auch Seite 483); wir müssen die Abtragung also in vordiluviale Zeit hinein verfolgen. Es sind nämlich — wenn man von Rollier's gut begründeter cretacischer bezw. alttertiärer Abtragung der Albhochfläche zunächst absieht — Anzeichen vorhanden, die auf ein bereits fertig modelliertes Albplateau in jung- bezw. mitteltertiärer Zeit hindeuten, und zwar sind es gewisse morphologische Eigentümlichkeiten des nördlichen Albsteilrandes. Überall nämlich am nördlichen Albsteilrand — in der Hechinger Gegend z. B. am Backofenfelsen, Hangenden Stein usw. — sieht man die sanftwellige Hügellandschaft der Albhochfläche von der nach Süden vordringenden Erosion des Albsteilrandes jäh angeschnitten, die Höhen und Täler des Plateaus sind mitten durchsägt. Man gewinnt hier den Eindruck, daß die Steilkante des oberen Albabsturzes, der »Trauf«, die Grenzlinie zweier morphologisch-genetisch ganz verschiedener Komplexe darstellt, nämlich erstens einer präexistenten Hochfläche, deren Formen längst fertig waren, als zweitens die nach Süden vordringende Erosion den Steilsturz in sie einschnitt.

Wir wissen aber, daß das Zurückweichen des Albsteilrandes nach Süden — also der zweite Vorgang — in altdiluvialer Zeit im wesentlichen beendet war (siehe oben). Die Modellierung der Albhochfläche — der erste Vorgang — ist danach noch früher fertig gewesen, fällt also, wenn das Zurückweichen im Jungtertiär stattfand, mindestens in mitteltertiäre Zeit. Es ist bekannt, daß das Randecker Maar in mitteltertiärer Zeit seine heutige Gestalt bereits besaß. Vielleicht darf das gleiche auch

[1]) M. Bräuhäuser, Die Diluvialbildungen der Kirchheimer Gegend, Stuttgart 1904.

für die Hechinger Gegend gelten. Danach wäre also die Oberflächengestalt der Hechinger Gegend mindestens älter als Mitteltertiär.

Auf das relative Alter der Störungsrichtungen lassen sich aus der Kartierung keinerlei Schlüsse ziehen, da die Dislokationen beider Systeme nicht miteinander in Beziehung treten. Solange also nicht mit Sicherheit das Gegenteil bewiesen werden kann, muß ich zunächst im Gegensatz zu anderen[1]) beide Systeme als gleich alt ansehen (vgl. auch Seite 495). Die oben berührten Unterschiede in Richtungsänderung und Sprunghöhen können jedenfalls nicht zum Anlaß einer Konstruktion verschiedenen Alters genommen werden, da sie auf benachbarten Kartenblättern bereits keine volle Geltung mehr haben.

d) Beziehungen zwischen tektonischem und seismischem Verhalten.

Die Untersuchung des tektonischen Baues der Hechinger Gegend darf nicht abgeschlossen werden, ohne daß ihr möglicher Zusammenhang mit der großen seismischen Empfindlichkeit jenes Gebietes berührt worden wäre.

C. Regelmann[2]) wies nach, daß die meisten württembergischen Erdbeben bestimmten tektonischen Linien folgen. Er hat eine Karte entworfen[3]), auf der er die seismisch bewegten Gegenden eintrug. Nach der Form des Schüttergebietes unterscheidet er zwischen lokalen Herden und Herdlinien.

Einen solchen Herd hat er bei Hechingen eingezeichnet. Eine Herdlinie streicht nördlich davon in NO-Richtung nach dem nördlichen Riesrand an der Hechinger Gegend vorbei.

Außerdem[4]) erwähnt er noch weitere Linien, die sogenannten »Albquerrisse«, d. h. Zonen besonders starker seis-

[1]) M. Bräuhäuser, Begleitworte zu Blatt Schramberg, S. 64; R. Lang, Jahresh. des Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ., 1911, XCVI.

[2]) Jahresh. des Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ., 1907, Bd. 63.

[3]) Erläut. zur 8. u. 9. Aufl. der geol. Übersichtskarte von Württemberg u. Baden usw. Stuttgart 1911.

[4]) Ebenda.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

mischer Empfindlichkeit, die quer zum Streichen den Albkörper durchsetzen. Tektonisch sind diese Querrisse nicht begründet. Einer von ihnen läuft durch das Laucherttal auf Hechingen. Hechingen liegt also auf dem Kreuzungspunkt zweier Schütterlinien.

Im Gegensatz zu diesem komplizierten seismischen Verhalten steht der relativ einfache tektonische Bau jenes Gebietes, wie aus den vorangegangenen Ausführungen unzweifelhaft hervorgeht. Ein Vergleich mit anderen Bruchgebieten Württembergs zeigt, daß sich die Hechinger Gegend vor diesen bezüglich des Umfanges seiner Störungen, also bezüglich deren Länge und Sprunghöhe, keineswegs besonders auszeichnet. Vielmehr zeigt sie das normale Bild einer Schollenlandschaft, wie etwa die Filder- oder Horb-Freudenstädter Gegend. Danach, wollte man die Hechinger Tektonik als die Ursache für die heftigen Erschütterungen verantwortlich machen, wie sie z. B. am 16. November 1911 gerade von hier und Ebingen als epizentralem Gebiete ausgingen, so wäre nicht einzusehen, warum die Filder- oder Freudenstädter Tektonik nicht ebenfalls dazu imstande wäre.

Um so wahrscheinlicher wird die Auffassung Sauer's[1]), daß es sich hier um Vorgänge in der Tiefe — Sauer nennt sie plutonisch — handelt. Lakkolithische Bewegungen des Magmas oder ähnliche Erscheinungen mögen in der errechneten Tiefe von 80—100 km stattgefunden und ihre Kraftäußerung in der Form der seismischen Erschütterungen vom 16. November 1911 auf die starre Erdrinde übertragen haben.

Die besonders heftigen Bewegungen gerade der Hechinger Gegend würden danach zu erklären sein durch die Stöße, die sie von unten her erhalten hat. Die Brüche in der Erdhaut über diesem Tiefenherde haben höchstens sekundär und lokal die hypozentralen Stöße verstärkt, sind aber nicht als deren Ursache aufzufassen.

---

[1]) Mitt. d. württ. Bezirksvereins d. Ver. deutsch. Ing., 3. Jahrg., Nr. 3 u. 4. Vergl. auch Salomon, Naturwiss. Wochenschr. 1902, 6.

Die Wahrscheinlichkeit derartiger plutonischer Vorgänge gerade an dieser Stelle ist nicht von der Hand zu weisen. Das Hechinger Gebiet liegt nämlich auf der von R. Lang[1]) angegegebenen Linie, die eine Reihe sichtbarer plutonischer bezw. vulkanischer Phänomene bereits aufzuweisen hat (Basalt-Trachyt-Gegend von Freiburg-Kaiserstuhl, Basaltschlot des Oberhaunsteins bei Hornberg, Kohlensäurequellen bei Imnau und Eyach, Basaltembryonen von Urach, Kohlensäuerlinge von Ditzenbach-Überkingen, Steinheimer Becken, Ries).

e) Gangbildung.

Gangbildung wurde mehrfach beobachtet. Einmal fanden sich parallel der Verwerfung, die einen halben Kilometer südwestlich Weilheim beginnt und auf den Kirchhof nördlich Wessingen zu läuft, vier Gänge, die die Straße Grosselfingen-Außenbachmühle schön aufschließt. Sie sind mit Kalkspat als Gangart und Nebengesteinsbreccie gefüllt, im übrigen taub und 15—20 cm mächtig. Dort, wo sie zu beobachten sind, setzen sie im Lias auf. Sie sind als ausgefüllte Spalten zu deuten, die, ohne selbst zu verwerfen, parallel mit der benachbarten Störung aufrissen.

Ein ähnlicher Gang setzt bei nordöstlichem Verlauf 400 m westlich Hechingen an der Straße auf, die Hechingen mit Punkt 534,6 nordwestlich Hagelhof verbindet.

Erwähnt wurde bereits das Kalkspattrum nördlich Grosselfingen am Altenberg.

Spaltenfüllungen in kleinstem Maßstabe finden sich mit besonderer Vorliebe in den groben Bänken des Angulatensandsteins (Steinbrüche von A. Fecker zwischen Gießmühle und Steinhofen). Die wenige Millimeter starken Adern zeigen Baryt und Kalkspat als Gangart, Pyrit als Erz. Erz und Gangart stammen unzweifelhaft aus dem Nebengestein, dem sie durch Lateralsekretion entzogen sind.

Außer im letztangeführten Falle ist die erste Anlage der

[1]) Jahreshefte des Ver. f. vaterl. Naturk., 1911.

Gangspalten stets tektonisch. An zahlreichen Stellen klaffen Risse ohne Füllung, namentlich parallel der nördlichen Randverwerfung des Zollerngrabens. An ihnen vollzieht sich dann die Abbröckelung der Albhochfläche besonders stark. Hier wie auf der östlichen Seite des Zeller Horns und an den Hängen des Hohenzollern erklärt sich die ganz ungewöhnlich starke Abhangsschuttbildung durch die im Gefolge der Brüche vor sich gegangene Verruschelung und Zerpressung des Gebirges.

Durch den Drang der gelockerten Schollen, die Böschung herunterzustürzen, verbreitern sich die Risse derart, daß sie, z. B. am Hangenden Stein, überbrückt werden müssen, wenn der Verkehr darüber hinweggeführt werden soll. Hier haben sich (unterhalb des Felsens) noch Reste ehemaliger Gangausfüllungen, an den Wänden klebend, erhalten (zelliger Kalkspat mit Bohnerz und Kieselknollen).

Verruschelung im kleineren Maßstab kann man im Oberen Lias in mehreren kleinen Steinbrüchen dort beobachten, wo das Dürrental östlich Owingen das Liasplateau erreicht.

Profile.

Profil 1.

Nodosuskalk.

Profil im Steinbruch Lindach, Starzeltal nordwestlich Rangendingen.

1.	Trigonodusdolomit	
2.	Graue dünne Bänkchen, kalkig-dolomitisch	0,60 m
3.	Lumachelle	0,28 »
4.	Blaue Kalke	0,90 »
5.	Kalk, in der Mitte Lumachelle	0,18 »
6.	Blauer Kalk	0,81 »
7.	Lumachelle	0,44 »
8.	Blauer Kalk	0,30 »
9.	Blauer Kalk, stellenweise Lumachelle	0,21 »
10.	Blauer Kalk	0,30 »
11.	Blauer Kalk, stellenweise dolomitisch, etwas Pyrit	0,81 »
12.	Lumachelle	0,26 »
13.	Blauer Kalk	1,20 »
14.	Lumachelle	0,12 »
15.	Blaue Kalkbänke	1,70 »
16.	Lumachelle	0,20 »

Profil 2.

Lettenkohle bei Hart (Schmierer).

1.	Graue bis graublaue kalkhaltige Letten	0,70 m
2.	Gelbe Dolomitbank	0,05 »
3.	Graue Letten	0,24 »
4.	Gelber Flammendolomit	0,30 »
5.	Graublaue, sandige und kohlige Letten, wechsellagernd mit tonigen, glimmerigen, bröckeligen Sandsteinen	0,63 »
6.	Gelber Flammendolomit	0,62 »
7.	Graublaue, schiefrige Letten	0,20 »
8.	Hellgelber Flammendolomit	0,20 »
9.	Bräunlich-ockerig verwitternder Flammendolomit, Quellhorizont	0,23 »
10.	Graublaue Letten	0,54 »
11.	Kohlige Letten	0,10 »
12.	Sandige Letten, nach unten ohne scharfe Grenze in Sandstein übergehend	0,40 »
13.	Sandstein	1,20 »

Profil 3.

Bunte Mergel und Schilfsandstein.

Unmittelbar westlich und östlich der Brücke nördlich Staufenburg.

	»Obere bunte Mergel« Lang's.	
1.	Wechsel grau-rosa-gelber Steinmergel mit dunklen schüttigen Mergeln	3,68 m
2.	Harte verkieselte sandige Steinmergelbank (Äquivalent des Kieselsandsteins)	0,18 »
	»Rote Mergel« Lang's.	
3.	Grauer harter Steinmergel	0,10 »
4	Dunkelrote grobsplitterige, sehr tonige glimmerfreie Mergel	0,55 »
5	Schüttige glimmerreiche Mergel, rot	0,50 »
6.	Graue Steinmergel mit glimmerigen Mergelschmitzen	0,23 »
7.	Feste, zähe, glimmerreiche, rote, grüne, eckig-stückig brechende Mergel	0 29 »
8	Mergel, grobstückig brechend, rot mit grünen Reduktionsflecken und -schnüren	0,32 »
9.	Graue Steinmergel	0,06 »
10.	Wie 8	0,38 »
11.	Wie 8, glimmerig, feinstückig brechend	2,20 »
12.	Glimmeriges Steinmergelbänkchen	0,03 »
13.	Hellgrüne und rote Mergel	0,32 »
14.	Wie 12	0,02 »
15.	Wie 13	0,37 »
	Lücke etwa 4 m.	
	Hier wohl Lang's »dunkle Mergel«.	
16.	Mergel, rot, grün	0,10 »

17. Weiche, rote, sehr feinsandige mergelige, mulmig brechende Sandsteine . . . . . 0,05 m
18. Gelb-rosa Steinmergel . . . . . 0,08 »
19. Rote, grüne, gelbe Mergel . . . . . 0,40 »

Übergangsschichten.

20. Wie 18 . . . . . 0,09 »
21. Wie 19 . . . . . 0,30 »
22. Grünliche Steinmergel . . . . . 0,04 »
23. Etwas sandige rote Mergel . . . . . 0,11 »
24. Wie 22 . . . . . 0,04 »
25. Rote Mergel, glimmerig, sandig, schüttig . . . . rd. 0,50 »

Schilfsandstein.

26. Toniger, glimmerreicher roter Schilfsandstein, gegen oben in rote sandige Mergel übergehend . . . . . 0,40 »
27. Glimmerig-sandige, schüttige Mergel . . . . . 0,66 »
28. Stark toniger, mäßig fester, grüner, feinsandiger Sandstein, glimmerig, dickbankig . . . . . 0,65 »
29. Zellenkalkähnliche Rückstandsbank . . . . . rd. 0,10 »
30. Dunkelrote, sandig-glimmerige Mergel, sichtbar . . . . 0,40 »

Profil 4.

Bunte Mergel.

200 m östlich der alten Kirche bei Owingen.

Erste Stubensandsteinbank.

1. Wechsel roter, meist schüttiger Mergel von 170—30 cm Mächtigkeit und gelber, weißer oder rosa, meist dolomitischer Steinmergel (8—20 cm) . . . . . 8,98 m
2. Rote und grüne schüttige Mergel, gegen oben ein 1,5 cm dickes Steinmergelbänkchen . . . . . 0,35 »
3. Steinmergel, zu harten Blättchen und Bänkchen zerfallend, etwas dolomitisch, grünlich . . . . . 0,07 »
4. Roter und grüner schüttiger Mergel . . . . . 0,23 »
5. Steinmergelblättchen . . . . . 0,07 »
6. Wie 4 . . . . . 0,24 »
7. Wie 5, etwas glimmerig . . . . . 0,18 »
8. Roter schüttiger Mergel . . . . . 0,34 »
9. Roter schüttiger Mergel, geht nach oben und unten in blättrig zerfallenden glimmerigen Steinmergel über . . 0,18 »
10. Wie 8 . . . . . 0,32 »
11. Wie 5 . . . . . 0,20 »
12. Schüttige rote und grüne Mergel, Anzeichen einer harten Bank darin fehlen . . . . . rd. 4,20 »
13. Mattgrüne, kalkreiche, matt rosa geflammte Steinmergelbank 0,14 »
14. Wie 4 . . . . . 0,64 »
15. Rosa, ursprünglich grauer Steinmergel . . . . . 0,10 »
16. Wie 4, auf den Kluftflächen kupferrot gefärbter Kalkspat 0,55 »

17. Gelbroter Steinmergel . . . . . 0,09 m
18. Grüne Mergel . . . . . 0,07 »
19. Weiche Mergel . . . . . rd. 0,50 »
20. Rot verwitternder, ursprünglich grauer, glimmeriger, feinkörniger Kalksandstein = Schilfsandstein . . . . . 0,70 »

Profil 5.

Stubensandstein, Hammerstall bei Gießmühle.

Vollständiges Profil.

Plateau.

1. Grünlicher, mergelcementierter, verwitterter Sandstein. Im Kern noch vielfach Kalksandstein. Diskordante Parallelstruktur . . . . . 2,00 m
2. Weicher, poröser Sandstein . . . . . 3,20 »
3. Zwei sehr harte Kalksandsteinbänke . . . . . 1,51 »
4. Rote schüttige Mergel . . . . . 1,12 »
5. Hellgrüne Steinmergel . . . . . 0,03 »
6. Rote bröckelige Mergel . . . . . 1,02 »
7. Rotgelbe, leicht zerfallende Steinmergel . . . . . 0,92 »
8. Mergelcementierter Sandstein, knollige Oberfläche . . . 0,55 »
9. Rote Mergel m. grünen Fleck., gegen oben sandig-glimmerig 1,65 »
10. Mergelcementierte Sandsteine. Mergel nimmt oft überhand, so daß sie zerfallen; verwittert, rot . . . . . 2,50 »
11. Unten rote, sonst grüne, gelbe Mergel mit sandigen Steinmergellagen in der Mitte . . . . . 0,57 »
12. Mergelcementierte grüngelbe Sandsteine, allmähl. Übergang 0,50 »
13. Glimmerig-sandige Mergel, allmählicher Übergang . . . 0,29 »
14. Wie 12 . . . . . 0,11 »
15. Dunkelrote Mergel, schüttig, gegen oben hellgelb mit roten Oxydationsflecken . . . . . 0,92 »
16. Feinkörniger Kalksandstein bezw. in Flutrinnen von oben eingeschwemmter mergelcementierter feinkörniger Sandstein . . . . . 0,15 »
17. Sandig-glimmerige, grüne, rote Mergel; auch gelb mit roten und grünen Flecken . . . . . 1,84 »
18. Grober mergelcementierter Sandstein, dazwischen sandige Mergel, Mergel grün, auskeilend . . . . . 2,00 »
19. Roter Mergel . . . . . 0,07 »
20. Grober mergelcementierter Sandstein . . . . . 0,34 »
21. Wie 19 . . . . .
22. Grober sandiger Steinmergel . . . . . 0,14 »
23. Wechsel von Sandsteinbänkchen und Mergeln . . . . 0,30 »
24. Mergelcementierter, kaoliniger, grobkörniger Sandstein 0,40—0,68 »
25. Wechsel von geschichteten Mergeln, Steinmergeln, sandigen Mergeln oder Steinmergeln, Sandsteinbänkchen, alle dünnplattig . . . . . 2,65 »

Stubensandstein; Bunte Mergel, oberer Teil.

26.	Schalige, eckige, polyedrische, stückig brechende Mergelbank	0,30 m
27.	Homogene Steinmergelbank, stellenweise auskeilend	0,32 »
28.	Grüne, rote, schüttige Mergel	3,65 »
29.	Steinmergel, knollig	0,21 »
30.	Rote schüttige Mergel	0,52 »
31.	Steinmergel, gelb, homogen	0,47 »
32.	Steinmergel, rot, homogen	0,03 »
33.	Rote, schüttige Mergel	0,28 »
34.	Knollige Steinmergel mit Pseudobreccienstruktur	0,16 »
35.	Rote schüttige Mergel	1,18 »
36.	Wie 34	0,03—0,10 »
37.	Wie 35	0,26 »
38.	Durchlaufende homogene Steinmergelbank	0,11 »
39.	Wie 35	0,30 »
40.	Wie 34	0,16 »
41.	Wie 35	0,24 »
42.	Knollige Steinmergel	0,07 »
43.	Wie 35. Kalkflächen grün reduziert	1,00 »

Profil 6.

Stubensandstein, mittlerer und oberer Teil.
Profil bei der Steiner Eisenbahnbrücke.

Dolomit gelb.

1.	Allmählicher Übergang in dolomitische Steinmergel über	2,00 m
2.	Rote knollige Mergel	2,00 »
3.	Grobkörniger »Stubensandstein« im gewöhnlichen Sinne	0,80 »
4.	Mächtige, homogene feinkörnige Sandsteinbank	1,45 »
5.	Wechsellagerung zwischen roten Mergeln und feinkörnigen Sandsteinen	0,50 »
6.	Wie 4	2,03 »
7.	Mergel, rot, gelb, grün, oft sandig, glimmerig mit Steinmergelkugeln	1,00 »
8.	Feinkörnige Sandsteine	0,13 »
9.	Sandreiche Mergel	0,09 »
10.	Grober Sandstein, kaolinreich	0,15 »
11.	Rote Mergel mit 1 kleinen Sandsteinbänkchen	0,07 »
12.	Kaolinreiche Sandsteinbank, feinkörnig	0,08 »
13.	Glimmerig-feinkörnige Sandsteinbänkchen in Wechsellagerung mit grünen und roten Mergeln	0,67 »
14.	Feinkörniger Sandstein, kaoliniges Bindemittel, hellgrün, glimmerarm	0,58 »
15.	Feinkörnige Sandsteine, mergeliges Bindemittel, wenig Glimmer, schalige Absonderung	0,45 »
16.	Rosa-grünliche Steinmergel	0,14 »

17. Dunkelrote Mergel, bröselig zerfallend, wenig sandig . 0,45 m
18. Feinkörniger Sandstein, dolomitisch-mergeliges Bindemittel, allmählicher Übergang gegen oben . . . . . 0,09 »
19. Glimmerreicher dolomitischer Mergel, rot, grün, bröckelig zerfallend . . . . . 0,50 »

Lücke von rd. 2 m.

20. Grobkörniger Stubensandstein im Bachbett . . . . rd. 1,00 »

Profil 7.

Steinbruch von Stingel bei der Gießmühle.

Stubensandstein, vollständiges Profil.

1. Verwitterungsrinde . . . . . 0,50 m
2. Rote, verwitterte Mergel . . . . . 0,50 »
3. »Feuerfester Ton« = völlig verwitterter Stubensandstein 0,55 »
4. »Kitt« = feinschicht., diagonalstruierte Stubensandsteine rd. 1,00 »
5. Fester Kalksandstein mit groben, taubeneigroßen Quarzbrocken, Pyritknollen (äußerlich zu Brauneisen zersetzt), auf Klüften Baryt, nach oben unregelmäßig in Kaolinsandstein übergehend . . . . . .

Lücke etwa 4 m.

6. Mergeliger feinkörniger Sandstein . . . . . rd. 1,00 »
7. Roter Mergel . . . . . rd. 0,20 »
8. Mergeliger Sandstein . . . . . rd. 0,60 »
9. Sandige rote Mergel mit Steinmergel-Zwischenlagen . . 0,37 »
10. Sandiges grünes Steinmergelbänkchen . . . . . 0,06 »
11. Rote Mergel mit knolligen, gelben Steinmergelzwischenlagen . . . . . 0,26 »
12. Sandstein mit grünlichem Mergelcement, grob; an der Basis sehr grobes Quarzkonglomerat . . . . . 1,00 »
13. Bröckelige grobe, grünliche mergelige Sandsteinbänkchen mit roten Lettenzwischenlagen . . . . . 0,30 »
14. Sandstein, fest, Mergel-Cement, auskeilend . . . . . 0,46 »
15. Wie 13 . . . . . 0,50 »
16. Feste, gelbe, kaolinige Sandbank . . . . . rd. 0,50 »
17. Gelbe, ganz feinsandige, kalkige, bröckelige Mergelbank, auskeilend . . . . . 0,16 »
18. Feinsandige, geschichtete rote und grüne Mergel . . . 0,50 »
19. Wechsel grober Sandsteine mit rotgrünen Mergeln. Die Sandsteine schwellen bis 1 m an und besitzen diskordante Parallelstruktur . . . . . 0,67 »
20. Grüne, schüttige Mergel . . . . . rd. 0,50 »
21. Quarzsandstein, Mergelcement . . . . . 0,06 »

Stubensandstein, Bunte Mergel.

22. Sehr grobstückig, glatt, eckig, polyedr. mit konkaven oder konvexen Seiten springende grüne Steinmergel . . . . 0,40 »
23. Wechsel grüner und roter, schüttiger Mergel . . . über 1,50 »

Profil 8.

Stubensandsteinbrüche nördlich Bahnhof Lindich. Vollst. Profil.

1. Erosionsrinne, muldenartige Einsenkung von roten Mergeln mit Sandsteinschmitzen an der Basis, stellenweis diskordante Parallelstruktur . . . . . rd. 2,00 m
2. Grobkörnige, starkbankige Stubensandsteine, stellenweise Kalksandsteine; häufig konglomeratisch, Quarzbrocken von Taubeneigröße . . . . . rd. 4,00 »

Lücke rd. 2 m.

3. Gelbe, sandreiche Mergel und Quarzsandsteine, rote Mergelbänkchen und Schmitzen wechsellagernd, unklar aufgeschlossen . . . . . rd. 8,50 »
4. Lage von dolomitischen Steinmergelgeröllen und Dolomit, ursprüngl. grün, rot oxydierend, in der Mitte gelb. Metasomatose zu Hämatit . . . . . 0,80 »
5. Sandstein, schneeweiß, sehr feinkörnig . . . . . 0,50 »
6. Sandige Mergel, grüngelb, geröllartig zerbrechend . . 0,34 »
7. Rotgraues sandiges Mergelband . . . . . 0,10 »
8. Wie 4 . . . . . 0,50 »
9. Wie 5 . . . . . 0,16 »
10. Wie 4 . . . . . 0,15 »
11. Wie 5 . . . . . 0,13 »
12. Wie 4 . . . . . 0,18 »
13. Quarzsandstein, mergelig-kaoliniges Bindemittel, gelb mit Verwitterungstaschen . . . . . 0,60 »
14. Stubensandstein, seitlich auskeilend bezw. übergehend in Steinmergelgerölle, gebettet in sandig-mergelige Masse. Einlagerungen von glimmerreicherem, gelbem feinsandigem Material . . . . . 0,55 »
15. Grobkörnige Sandsteinbank, von mergeligem Material cementiert, gelb verwitternd. Gegen oben, sich bandartig von oben nach unten lagernd, rote sandig-glimmerige Mergel . . . . . 0,67 »
16. Rote Mergel, knorpelig, schüttig, sand- und tonarm . . 0,50 »
17. Sandreiche Steinmergel . . . . . 0,10—0,16 »
18. Rote Mergel . . . . . 0,15 »
19. Sandige, mergelreiche Sandsteinbank, in der Horizontalen übergehend in sandreiche grünliche Mergel bezw. Steinmergel . . . . . 0,30 »

Obere Bunte Mergel.

20. Rote, in großen scharfeckigen und kantigen Stücken brechende Mergel, oben grün reduziert . . . . . 1,00 »
21. Rote und grüne Mergel, Glimmergehalt nimmt gegen oben zu . . . . . rd. 4,50 »
22. Blaugrüner Steinmergel . . . . . 0,11 »

23.	Grüner, tonreicher Mergel	0,35 m
24.	Schichtig brechendes graues Steinmergelbänkchen	0,02 »
25.	Grüne Mergel	0,47 »
26.	Gelbe Steinmergelbank	0,09 »
27.	Rote Mergel mit grünen Flecken	0,21 »
28.	Knollige rotgrüne Steinmergelbank, mit mergelgefüllten Taschen	0,58 »
29.	Roter Mergel mit grünen Flecken, in der Mitte aschenartiges 0,3 cm starkes rosa Schnürchen (Gipsresiduum?)	0,18 »
30.	Grauer Steinmergel	0,09 »
31.	Rote Mergel	0,31 »
32.	Steinmergel mit Baryt, darunter fingerdicke Lage grün reduzierter Mergel	0,17 »
33.	Rote Mergel mit grünen Reduktionspunkten	1,13 »
34.	Gelber, teilweise aufgelöster Steinmergel	0,26 »
35.	Rote Mergel, darin Reste zweier aufgelöster Steinmergelbänke	0,84 »
36.	Steinmergel	0,04 »
37.	Rote Mergel, bröckelig	0,67 »
38.	Steinmergel	0,06 »
39.	Rote Mergel, stellenweise blaugrün	0,30 »
40.	Gelbe Steinmergel	0,07 »
41.	Meist rote, auch gelbe, blaue Mergel, eckig bröckelig brechend	5,10 »

Berlin, 30. Oktober 1914.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
Tl 15.08



Fig. 1. **Schwarzatal zwischen Kirchfelsbrücke und Schweizerhäuschen mit zahlreichen Strudellöchern auf den Felsklippen.**
Phot. Photograph Hugo Schmiedeknecht in Blankenburg. Sommer 1913.



Fig. 2. **Das sog. „Steinerne Wehr" an der Kirchfelsbrücke mit zahlreichen Strudellöchern.**
Phot. Photograph Hugo Schmiedeknecht in Blankenburg. Sommer 1913.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
Tm 15008



Fig. 3. **Strudelloch mit Anlaufrinne darüber, nahezu bis oben gefüllt mit kleinen und großen Schottern.**
Phot. stud. geol. Arthur Ebert in Berlin. 5. April 1914.



Fig. 4. **Dasselbe Strudelloch** (wie Fig. 3) **von der Seite zur Veranschaulichung der gewundenen Anlaufrinne und des Strudellochs nach erfolgter Entfernung der Schotter.**
Phot. stud. geol. Arthur Ebert in Berlin. 5. April 1914.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
Dr 15008



Figur 1. **Reliefkarte des Elm, die Trog- und Napf-Täler zeigend.**



Figur 2. **Reupke'sche Sandgrube bei Thiede.**
Sande und Kiese der Oberen Terrasse (Eolithen führende Schichten Koken's) stark geneigt infolge des Aufsteigens des unterlagernden Salzstockes, darüber diskordant gelagert Reste von Grundmoräne mit großen Geschiebeblöcken. Zu oberst eine Lößlehmdecke.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
Th 4500



Figur 1. **Sande und Schotter der Oberen Terrasse,**
überlagert von verwaschener Grundmoräne der 2. Vereisung und von Löß.
Sandgrube nordöstlich Wolfenbüttel.



Figur 2. **Schotter der Oberen Terrasse,** überlagert von Grundmoräne und Löß.
Westlicher Stoß der gleichen Grube.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZAKŁADOWEJ
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008



Figur 1. **Elmmoräne, Blockpackung vorwiegend aus Muschelkalk.**
Bahneinschnitt der Anschlußbahn des Elmkalkwerkes bei Lucklum.



Figur 2. **Elmmoräne.**
Blockpackungen aus Muschelkalk und Grundmoräne mit Stauchungserscheinungen,
fluviatile Sande mit reichlichem nordischen Material überlagernd.
Kiesgrube 1000 m nordwestlich Gut Ampleben.



Figur 1. **Kiesgrube 600 m nordwestlich Ampleben.**
Elmmoräne; Blockpackungen mit fluviatilen Sanden und Kiesen verzahnt.



Gips des Salzstockes von Thiede mit Schlottenbildungen und Klüften,
in denen sich die fossilführenden Diluvialschichten eingebrochen und regellos gelagert finden.
Röverscher Gipsbruch bei Thiede.

Bisher nachgewiesenes Verbreitungsgebiet des masurischen Interstadials und der fossilführenden Seenterrassen.

Interstadial

Seenterrassen

OST-SEE

KÖNIGSBERG (West) (Ost)

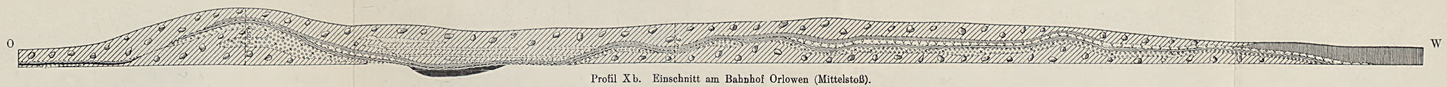
Maßstab etwa 1:1300000

Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin.

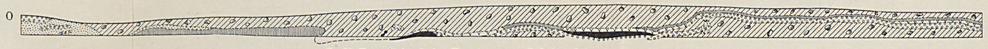
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII



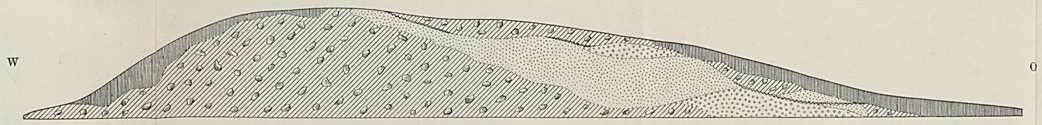
Profil Xa. Nordstoß des Einschnittes am Bahnhof Orlowen.



Profil Xb. Einschnitt am Bahnhof Orlowen (Mittelstoß).



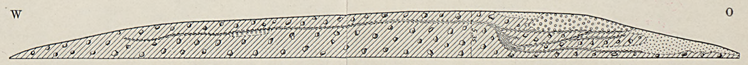
Profil Xc. Südstoß des Einschnitts am Bahnhof Orlowen.



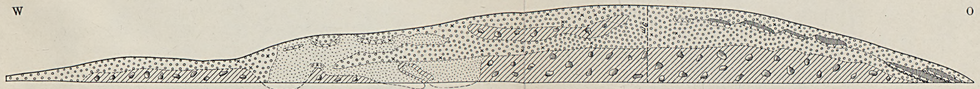
Profil XI. Hoher Einschnitt am östlichen Ende des Bahnhofs Orlowen. (Maßstab 1 : 400).



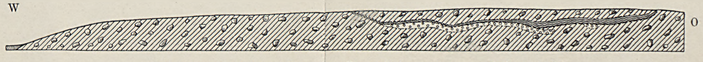
Profil IV. Einschnitt zwischen Gansenstein und Regulowken. (Maßstab 1 : 400).



Profil XII. Einschnitt in der hohen Bergkuppe östlich Ziegelei Orlowen. (Maßstab 1 : 400).



Profil IX. Eisenbahneinschnitt in dem Bergkegel nordwestlich vom Chroszoll-See östlich von Steinbach.



Profil XIII. Einschnitt am Pietruscher Weg südlich von Orlowen. (Maßstab 1 : 400).





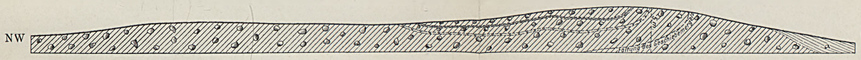
Profil II. Nordstoß des Einschnitts am Bahnhof Gansenstein. (Maßstab 1 : 400).



Profil Va. Großer Einschnitt an der Regulowken-Gansensteiner Grenze (Nordstoß).



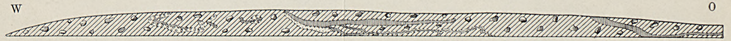
Profil Vb. Großer Einschnitt an der Regulowken-Gansensteiner Grenze (Südstoß).



Profil XIV. Großer Aufschluß südwestlich von Friedrichsheide. (Maßstab 1 : 400).



Profil XVI. Aufschluß zwischen Friedrichsheide und Grünheide. (Maßstab 1 : 400).



Profil VI. Eisenbahneinschnitt bei Mosdzehnen.



Profil I. Südstoß des Einschnitts westlich Bahnhof Gansenstein nahe der Brücke. (Maßstab 1 : 400).



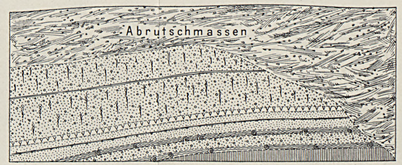
Profil XV. Einschnitt südwestlich Friedrichsheide. (Maßstab 1 : 400).



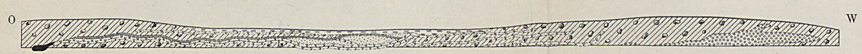
Profil VII. Am westlichen Ende des Bahnhofs Jorkowen. (Maßstab 1 : 130).



Profil XVIIa. Einschnitt im Wäldchen westlich Wessolowen (Nordstoß).



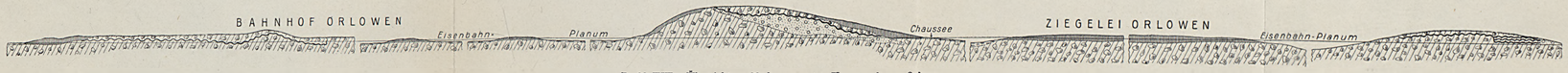
Profil XVIII. Interstadial-Aufschluß im Liegenden der Terrassenkiese am Fuße des östlichen Ufers des Goldapgar-Sees südlich von Jeziorowken.



Profil VIII. Tiefer Entwässerungsgraben am Ostende des Bahnhofs Jorkowen.

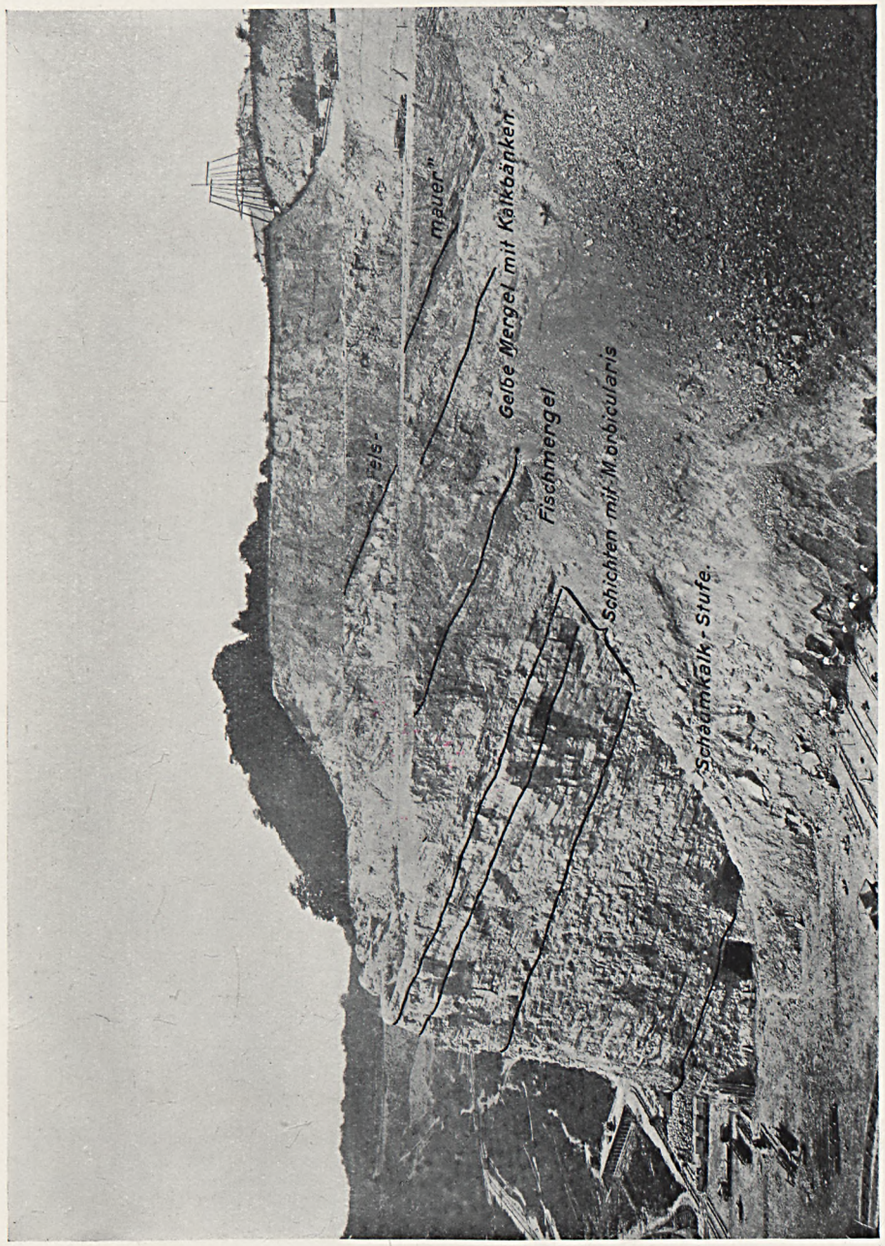


Profil XVIIb. Einschnitt im Wäldchen westlich von Wessolowen (Südstoß).



Profil XIX. Übersichtsprofil der gesamten Umgegend von Orlowen.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII



Figur 1.

Figur 2.



Tafel 32.

Fig. 1, 2. *Neuropteris ovata* Hoffmann, normale kleinere Endfiedern. Grube Hostenbach bei Saarbrücken, Flammkohle.

Fig. 1: Oberhaut (o) und Unterhaut (u), am Blattrand (r) noch zusammenhängend. h = Haaransätze auf der Unterhaut; außerdem sind die Stomata in Gestalt dunkler länglicher Flecken sichtbar. $\left(\frac{100}{1}\right)$

Fig. 2: Andere Partie der Unterhaut desselben Präparats, ebenfalls Stomata, Haaransätze (h) und noch ansitzende Haare (H) sind bemerkbar. $\left(\frac{60}{1}\right)$

Fig. 3, 4. *Neuropteris ovata* Hoffmann, größere Einzelfieder. Grube von der Heydt bei Saarbrücken, Flammkohle.

Fig. 3: Oberhaut; die Adertracen sind deutlich durch längergestreckte Zellen mit schwach undulierten Wänden sichtbar. $\left(\frac{100}{1}\right)$

Fig. 4: Unterhaut mit Reihen von Stomata und zahlreichen Haaransätzen (h); die Adertracen markieren sich durch spaltöffnungsfreie Streifen. $\left(\frac{50}{1}\right)$

Fig. 5—8. *Neuropteris Scheuchzeri* Hoffmann. Grube König bei Saarbrücken. Fettkohle.

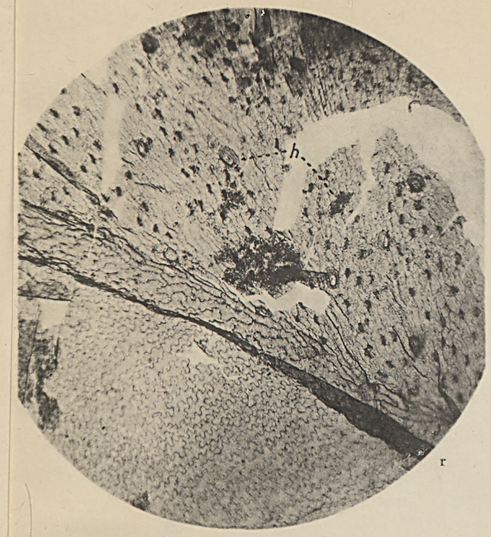
Fig. 5: Oberhaut. $\left(\frac{130}{1}\right)$

Fig. 6: Unterhaut mit zahlreichen, verschieden großen Haaransätzen (h). Auch die Stomata sind stellenweise durch dunkle Fleckchen angedeutet (besonders rechts), auch Adertracen sehr schwach sichtbar. $\left(\frac{80}{1}\right)$

Fig. 7: Ober- und Unterhaut noch zusammenhängend (o = Oberhaut, u = Unterhaut, r—r = Blattrand, h = Haaransätze). $\left(\frac{30}{1}\right)$

Fig. 8: Oberhaut mit einer Reihe eigentümlicher »Löcher«, deren Natur unklar bleibt. $\left(\frac{70}{1}\right)$

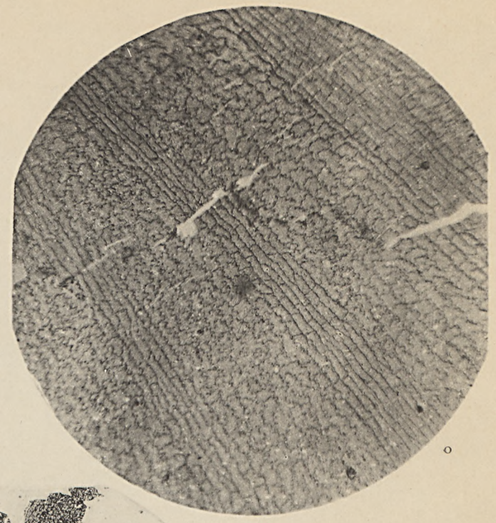
Bemerkung: Die Buchstaben o, u, h, r—r, H sind in allen Figuren gleichbedeutend; mit h (Haaransätze) wurden aber nur einige Stellen bezeichnet; daß noch zahllose weitere Haaransätze da sind, ergibt sich aus den Figuren von selbst. Alle Originale befinden sich in der Palaeobot. Abteilung der Königl. Geol. Landesanstalt Berlin; die Präparate und Photographien sind vom Verfasser hergestellt.



1



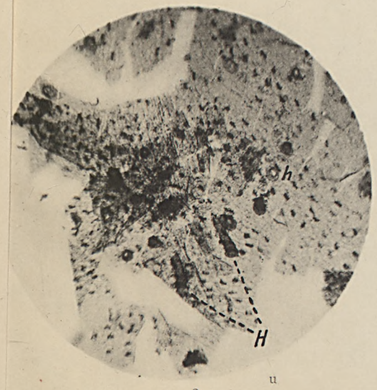
5



3



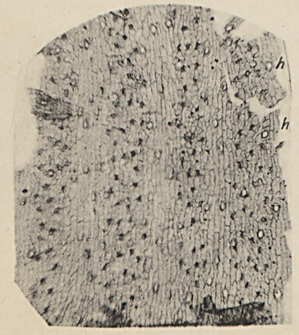
7



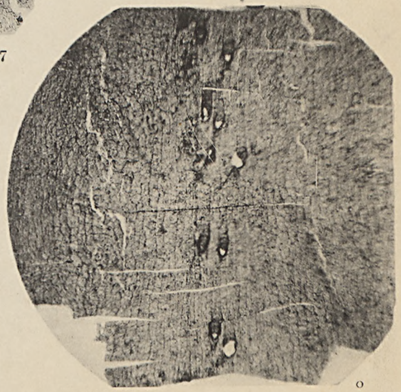
2



6

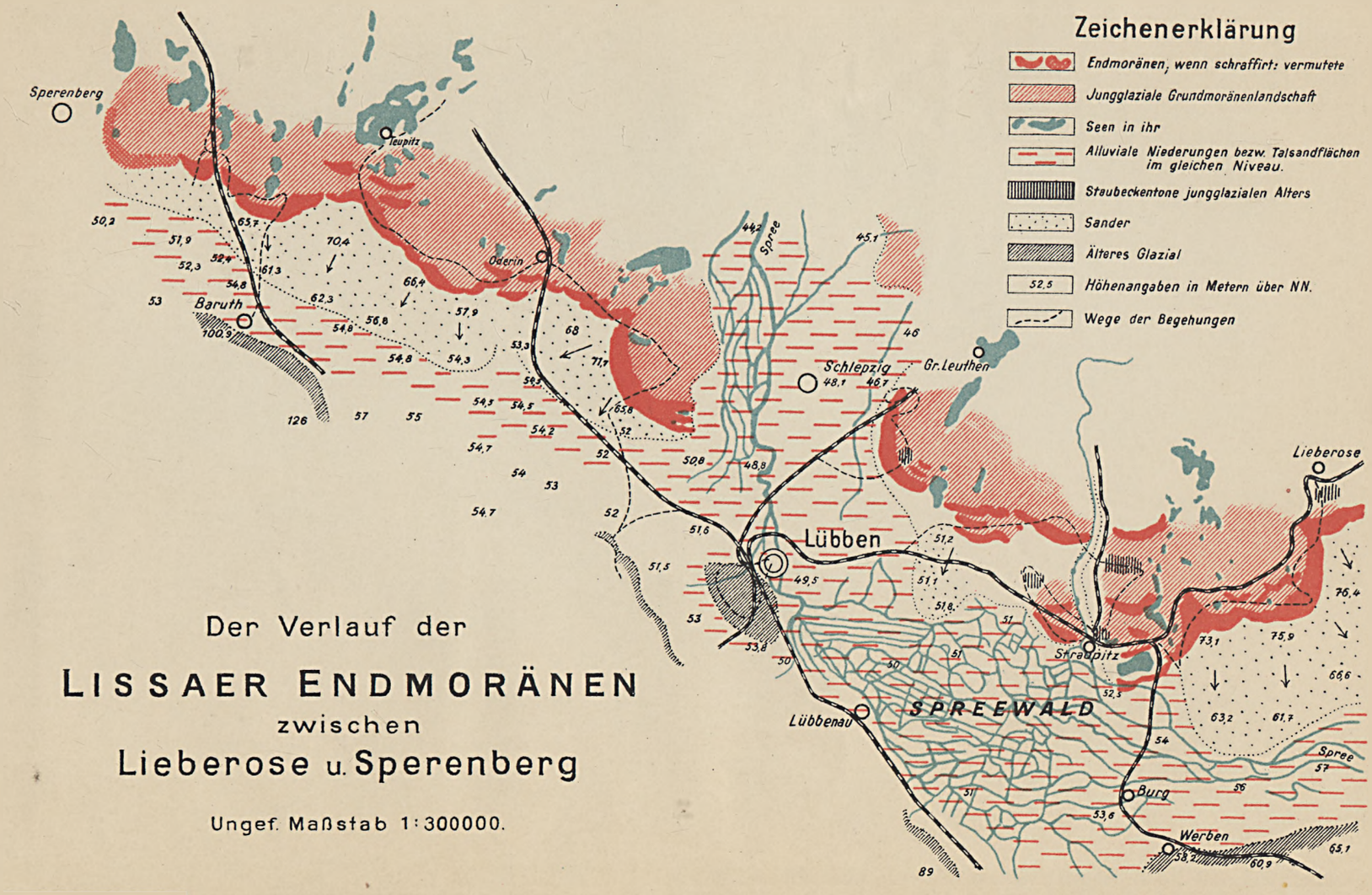


4



8

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

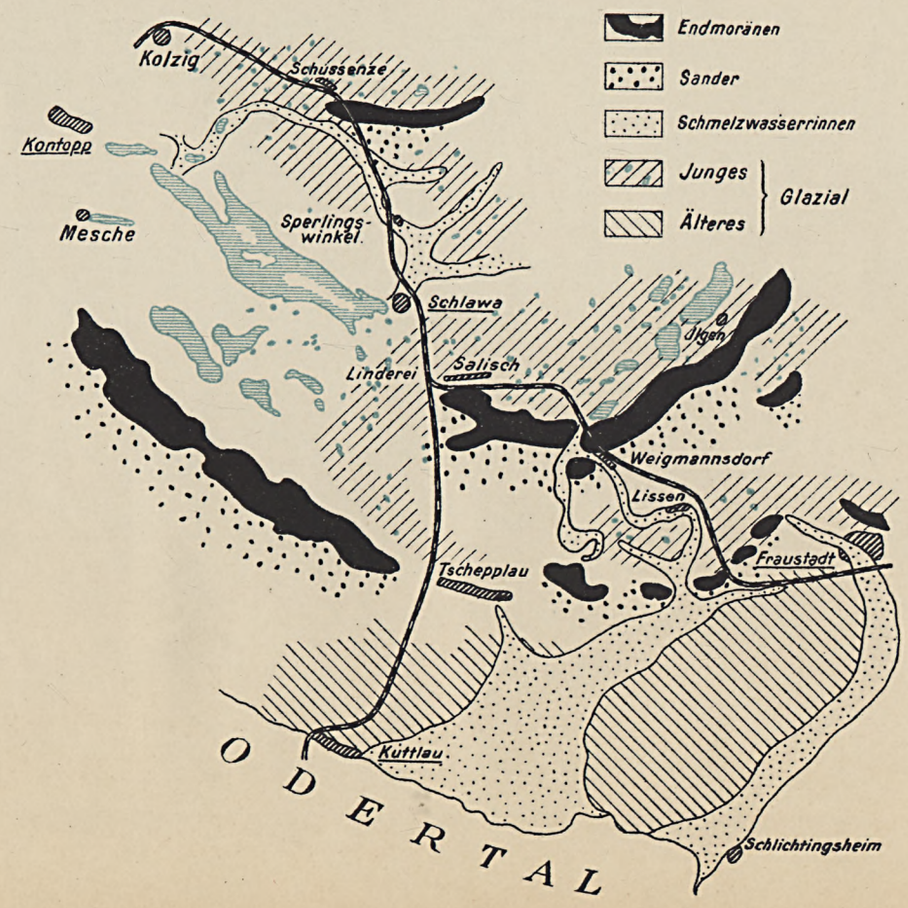


Der Verlauf der
LISSAER ENDMORÄNEN
zwischen
Lieberose u. Sperenberg

Ungef. Maßstab 1:300000.

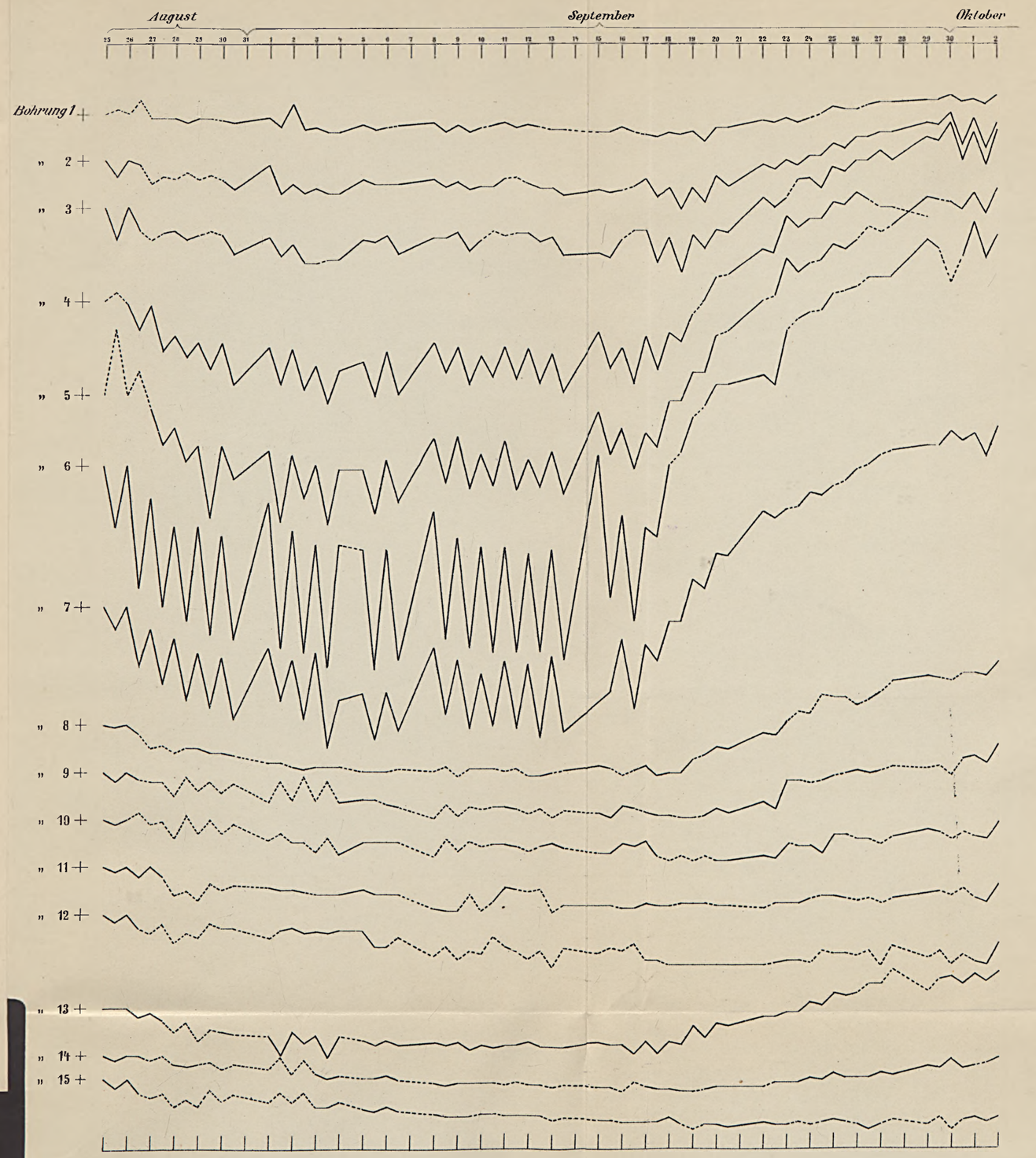
bearbeitet von O. Tietze.

Geologisch-morphologische Karte
DER GEGEND VON SCHLAWA.
Maßstab 1:250000.



bearbeitet von O. Tietze.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII



Geogr. lithogr. Inst. u. Steindruckerei von Hans Müncheberg, Berlin N.W.

Amtlicher Teil.



Den Heldentod erlitten im Kampfe fürs Vaterland:

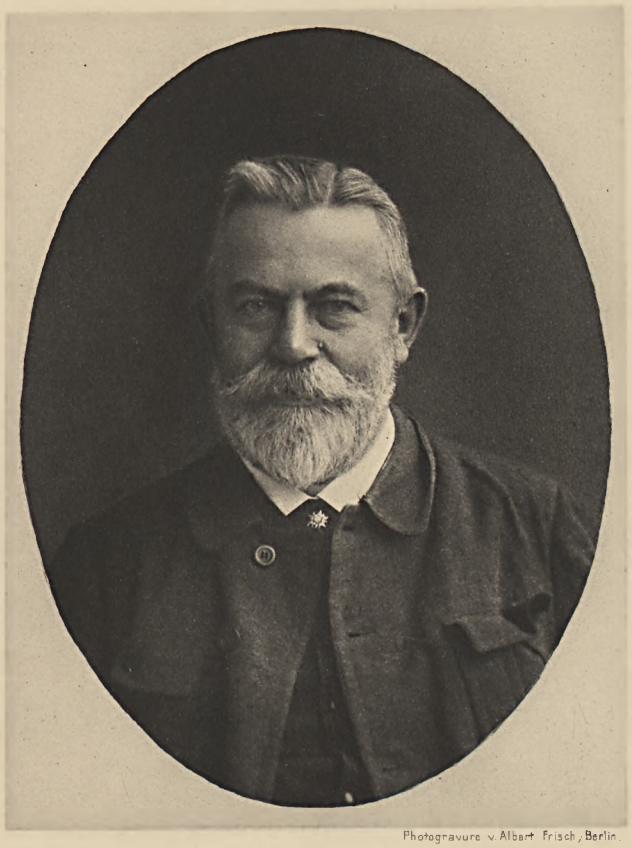
Dr. Friedrich Tornau, Bezirksgeologe, Oberleutnant der Landwehr, geboren am 11. Januar 1887 in Berlin, verwundet bei den Kämpfen vor Warschau am 14. Oktober und gestorben am 14. November 1914 in Breslau.

Dr. Heinrich Müller, Geologe, Leutnant der Reserve, geboren am 22. April 1887 in Gießen, gefallen bei St. Dié in den Vogesen am 8. September 1914.

Dr. Franz Pietzcker, Geologe, Leutnant der Reserve, geboren am 5. November 1886 in Tübingen, gefallen bei Thiepval am 1. Oktober 1914.

Otto Clausnitzer, Bergassessor, Leutnant der Reserve, der Geologischen Landesanstalt zur Beschäftigung überwiesen, geboren am 15. August 1880 in Ülzen, gefallen am 6. Oktober beim Dorfe Hébuterne.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII



Photogravure v. Albert Frisch, Berlin.

F. Wahnschaffe.

Felix Wahnschaffe †

Gedächtnisrede, gehalten von K. Keilhack am 2. März 1914.

In der kurzen Zeitspanne von kaum drei Monaten hat zweimal der Tod der Geologischen Landesanstalt schmerzliche und unersetzliche Verluste gebracht. Als vor vier Monaten nach langem und schwerem Siechtum unser lieber Freund POTONIÉ uns entrissen wurde, konnte Niemand ahnen, daß ein neuer, nicht minder schwerer Verlust uns so nahe bevorstand. Wie der Blitz eine starke Eiche mit einem Schlage fällt, so endete am Abend des 20. Januar ein Herzschlag jäh und unerwartet das Leben unseres FELIX WAHNSCHAFFE. Wenige Tage vorher noch hatte er in diesem Hause und in diesem Raume seines Amtes gewaltet. Noch am Vorabend seines Todes hatte er, heftige körperliche Schmerzen tapfer niederzwingend, einen öffentlichen Vortrag aus dem Gebiet seiner heißgeliebten Wissenschaft gehalten. Dann wollte er in einer Klinik durch einen chirurgischen Eingriff die Ursache eines ihn seit einigen Monaten quälenden Leidens beseitigen lassen, welches er selbst, seine Familie und seine Freunde als verhältnismäßig leicht ansahen. Aber ehe noch das Messer des Chirurgen Heilung bringend einsetzen konnte, endete ein Herzschlag ein Leben treuer, fleißiger Arbeit und unermüdlicher Pflichterfüllung. Wir wissen heute, daß dieser schöne schmerzlose Heimgang ihn bewahrt hat vor schwerem Leiden, daß die Art seiner Krankheit ihm nur noch wenige Tage eines Lebens voller Schmerzen gewährt hätte, und darum ist sein Ende ein glückliches zu nennen. Wir aber stehen schmerzerfüllt an dem frischen Grabe und beklagen den Heimgang des ausgezeichneten Gelehrten, des allzeit hilfsbereiten Kollegen, des treuen Freundes, des

guten liebenswerten Menschen. Darum lassen Sie uns heute des lieben Toten gedenken, und mir als seinem ältesten Kollegen, der ich 35 Jahre mit ihm in einer niemals auch nur durch einen Hauch getrübten Freundschaft verbunden leben und arbeiten durfte, sei es gestattet, Ihnen noch einmal ein Bild des vortrefflichen Mannes und seines wissenschaftlichen Wirkens und Schaffens vor Augen zu stellen.

Albert Bruno Felix Wahnschaffe wurde geboren am 27. Januar 1851 zu Kaltendorf bei Öbisfelde als der Sproß eines angesehenen, weitverzweigten altmärkischen Geschlechts. Sein Vater war der Kreisrichter Bruno Wahnschaffe, seine Mutter Mathilde eine Tochter des Geh. Kriegsrates Wahnschaffe. Er hat allezeit mit der dem Niedersachsen angeborenen Liebe an seiner Heimat gehangen und sie in seinen wissenschaftlichen Arbeiten vielfach behandelt. Im altehrwürdigen Pädagogium des Klosters Unserer Lieben Frau in Magdeburg absolvierte er seine Schulzeit und widmete sich dann an den Universitäten Leipzig und Jena dem Studium der Naturwissenschaften, wobei die Gebiete der Geologie und Chemie ihn ganz besonders fesselten. In Leipzig, wo er Michaelis 1871 seine Studien begann, fand er in dem eben im Alter von 30 Jahren dorthin berufenen und zum Professor der Geologie ernannten Hermann Credner einen für seine Wissenschaft begeisterten Lehrer, dem er sich als sein erster Schüler eng anschloß. Auch Ferdinand Zirkel wurde in jener Zeit nach Leipzig berufen. Mit diesen seinen beiden Lehrern ist Wahnschaffe bis an sein Ende in Freundschaft verbunden geblieben. Im Herbst 1874 bezog er die Universität Jena, wo als Geologe Ernst Erich Schmidt, als Chemiker Geuther und Reichardt wirkten, die ebenfalls zu seinen Lehrern gehörten. Hier promovierte er am 16. März 1875 mit einer nicht im Druck erschienenen petrographischen Studie »über die Porphyrite des Öhrenstocker Feldes bei Ilmenau in Thüringen«. Während seiner Leipziger Studienzeit hatte er seiner Militärpflicht beim VIII. Sächsischen Infanterieregiment Prinz

Johann Georg Nr. 107 genügt. Ostern 1875 erhielt er die Aufforderung zur Mitarbeit bei der zwei Jahre vorher gegründeten Geologischen Landesanstalt in Berlin, bei der er zunächst mit chemischen Arbeiten, und zwar mit der mechanischen und chemischen Untersuchung von Flachlandsböden aus der Umgebung Berlins beschäftigt wurde. Die Geologische Landesanstalt war damals eine sehr kleine und bescheidene Behörde. Ihr Beamtenstab setzte sich zusammen aus den beiden Direktoren Hauchecorne und Beyrich, aus fünf in Berlin ansässigen und drei auswärts wohnenden Landesgeologen und aus vier etatsmäßigen Assistenten. Das längst verschwundene Gebäude der alten Börse in der Gegend des heutigen Domes war das Dienstgebäude der Geologischen Landesanstalt und Bergakademie. Da die Räume völlig unzulänglich waren, wurden die Laboratorien in Mietshäusern in der Anhaltstraße untergebracht. Hier wirkten unter Leitung des jetzigen Geh. Regierungsrats Prof. Dr. Albert Orth, der bis 1880 den chemischen Arbeiten der Geologischen Landesanstalt vorstand, neben Wahnschaffe noch die beiden auch schon längst verstorbenen Doktoren Dulk und Laufer an der ersten Ausarbeitung neuer Methoden der Bodenuntersuchung. In diesen kleinen, engen Laboratoriumsräumen ist fleißig gearbeitet worden; hier sind die Grundlagen für die systematische mechanische und chemische Untersuchung der Ackerböden Norddeutschlands geschaffen worden. Als Ergebnis dieser stillen emsigen Arbeit erschien im Jahre 1881 als 2. Heft des 3. Bandes der Abhandlungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen eine fast 300 Seiten umfassende Abhandlung von Laufer und Wahnschaffe: »Untersuchungen des Bodens der Umgegend von Berlin«, in welcher nicht nur die Methoden der Bodenuntersuchung besprochen, sondern auch alle bis dahin ausgeführten Bodenanalysen wiedergegeben und ihre Ergebnisse übersichtlich und kritisch dargestellt wurden. Die Mehrzahl der damals als zweckmäßig erkannten Grundsätze der Bodenanalyse hat noch heute volle Gültigkeit. Die Bodenkunde,

welcher WAHNSCHAFFE gleich in den ersten Anfängen seiner wissenschaftlichen Tätigkeit nahetrat, hat er zeitlebens weiter gepflegt und gefördert. Ein geschätztes im Jahre 1887 erschienenes Werk, «Anleitung zur wissenschaftlichen Bodenuntersuchung«, welches 1913 in 3. Auflage erschien, legte ein erstes Zeugnis dafür ab, ein weiteres seine starke und führende Beteiligung an den Arbeiten der 1908 in Budapest, 1910 in Stockholm im Verein mit dem Internationalen Geologenkongreß tagenden internationalen agro-geologischen Kongresse, zu deren Vorstand er gehörte.

Auch in seiner akademischen Tätigkeit hat in früheren Jahren ein Kolleg über praktische Bodenuntersuchung mit Übungen eine Reihe von Schülern angezogen.

Nur kurze Zeit war die Tätigkeit WAHNSCHAFFE's bei der Geologischen Landesanstalt auf chemisch-bodenkundliche Aufgaben beschränkt. Schon 1876 hat er zeitweilig, von 1877 an dauernd an den damals von BERENDT geleiteten geologisch-agronomischen Aufnahmen im norddeutschen Flachlande teilgenommen und diese Tätigkeit des Feldgeologen mit ihren großen und zahlreichen Reizen so lieb gewonnen, daß er ihr auch später bei erheblich verändertem Wirkungskreise nicht völlig entsagen mochte, sondern ihr zeitweise bis in den letzten Sommer seines Lebens nachging. Über 30 Blätter hat der Heimgegangene seit jenen ersten Aufnahmearbeiten, die sich auf das Gebiet südlich von Berlin erstreckten, aufgenommen, eine Fläche, welche mehr als 3000 Quadratkilometer umfaßt. Vom Teltowplateau südlich Berlins führten ihn weitere Aufnahmen in die Barnim-Hochfläche im NO. der Hauptstadt und nach Westen hin in die Havellandschaft bis an die Elbe bei Havelberg, weiterhin in den östlichen Teil der Mittelmark in die Gegend von Straußberg und Müncheberg bis an den Rand des Odertals; dann hat er zwei Blätter im Mündungsgebiet der Oder in das Haff kartiert und eine ganze Reihe von Blättern in den landschaftlich reizvollen Moränengebieten der Uckermark aufgenommen, hat sich dann in umfangreicher

Weise an den Aufnahmearbeiten in der Provinz Posen beteiligt und schließlich ein Blatt im Osten Berlins, die Gegend von Fürstenwalde, fertiggestellt.

Diese Kartierungsarbeiten haben Wahnschaffe die ersten Stoffe für seine wissenschaftlichen Studien geliefert. Während der ersten vier Jahre seiner Aufnahmearbeit hat er ruhig beobachtet und Erfahrungen gesammelt. Erst in den achtziger Jahren beginnt die lange Reihe seiner Veröffentlichungen, deren Zahl ohne die Kartenblätter und deren Erläuterungen über 100 beträgt. Es ist nicht möglich, an dieser Stelle im einzelnen auf diese zahlreichen Arbeiten einzugehen, wohl aber wollen wir versuchen, aus ihnen ein Bild der außerordentlichen Vielseitigkeit unseres verstorbenen Freundes zu gewinnen. Zunächst aber seien mir einige Bemerkungen über die Einflüsse gestattet, die für die Entwicklung der wissenschaftlichen Tätigkeit Wahnschaffe's eine ausschlaggebende Bedeutung gewonnen haben.

Während Wahnschaffe's Studienjahren wurden die quartären Ablagerungen des mitteleuropäischen Flachlandes nahezu ausschließlich vom Standpunkt der Lyell'schen Drift-Theorie angesehen, der alle führenden Geologen anhingen, eine Theorie, die die Willkür und den Zufall eine erhebliche Rolle spielen ließ, die ein Chaos in den Ablagerungen der schwimmenden und strandenden Eisberge erblickte und aus diesem Grunde nicht die geringste Veranlassung bieten konnte, Gesetzmäßigkeiten in der Verbreitung und Lagerung der so entstandenen Schichten aufzusuchen. Die weitaus meisten Geologen hielten die Quartärdecke des norddeutschen Bodens überhaupt nur für ein ärgerliches, teils gehaßtes, teils verachtetes Hindernis bei der Untersuchung der älteren Formationen. Nur schüchtern wagten sich hier und da andere Meinungen über die Entstehung dieser Ablagerungen hervor, ohne den geringsten Einfluß gewinnen zu können. In diesen Anschauungen vollzog sich ein vollständiger Wechsel gerade in der Zeit, als Wahnschaffe seine wissenschaftliche Laufbahn begann. In der

historisch denkwürdigen Sitzung des Deutschen Geologischen Gesellschaft vom 5. November 1875, der auch Wahnschaffe als jüngstes Mitglied beiwohnte, trug der schwedische Forscher und erfahrene Glazialgeologe Otto Torell über die am gleichen Tage auf den Muschelkalkfelsen von Rüdersdorf von ihm gemachten Beobachtungen der Schrammung und Polierung der abradierten Schichtenköpfe vor und dehnte die für die skandinavische Halbinsel längst gewonnene Anschauung der Entstehung der quartären Oberflächenbildungen durch Gletscherwirkung auf die weiten Gebiete des nordeuropäischen Flachlandes aus. Dieser Abend wurde die Geburtsstunde der Inlandeistheorie für das norddeutsche Diluvium und damit der Zeitpunkt des Beginns einer so gründlichen Umwandlung alteingewurzelter Begriffe und Anschauungen, wie ihrer die Geologie keine zweite kennt. An die Stelle des Chaos setzte Torell die gesetzmäßige Ordnung, an die Stelle des Verzweifelns an der Möglichkeit gedeihlicher und erfolgreicher Forschung traten ungeahnte Möglichkeiten der Erkenntnis für ungeheure Flächen der bewohnten Erde. Die anfangs stark abgelehnte, vielfach verlachte, bespöttelte und geschmähte neue Lehre erwarb sich in überraschend kurzer Zeit durch die Wucht ihres Beweismaterials, durch das prachtvolle Sicheinfügen aller neuen Beobachtungen zahlreiche Freunde. Der Widerspruch wurde rasch zum Schweigen gebracht, und gerade die Kreise der Berliner Geologen, an ihrer Spitze Berendt, der damalige Leiter der Flachlandsaufnahmen, sowie der eben an die Universität Berlin berufene Privatdozent Dr. Dames, schlossen sich begeistert der neuen Lehre an. Auch auf den jungen Wahnschaffe machte der Vortrag Torell's tiefen Eindruck, und in einem dem Gedächtnis dieses Mannes gewidmeten Aufsatz in der Naturwissenschaftlichen Wochenschrift hat er in packender Weise die Wirkung jenes Abends auf die Geologenkreise Berlins geschildert. Später hatte er auch das Glück, zu verschiedenen Malen Torell näherzutreten; er führte im Jahre 1880 eine Reihe von Exkursionen in der Gegend von

Rüdersdorf mit ihm aus und war so begeistert von ihm, daß er ihn als seinen Lehrmeister in der Quartärgeologie bezeichnete. Er blieb mit Torell bis zu dessen im Jahre 1906 erfolgten Tode in Freundschaft verbunden. In derselben Zeit schloß Wahnschaffe auch mit dem heutigen Führer der schwedischen Geologen Dr. de Geer, der Torell begleitete und die Glazialphänomene von Rüdersdorf eingehend studierte, eine Freundschaft, die auf mehreren gemeinsamen Reisen vertieft wurde. So konnte es nicht Wunder nehmen, daß Wahnschaffe vom Anfang seiner wissenschaftlichen Tätigkeit an seine Hauptaufgabe darin erblickte, weiteres Material für den Ausbau der Inlandeistheorie zusammenzutragen. An der Schaffung des festen und sicheren Fundamentes für das stolze Gebäude der Glazialtheorie, das wir heute vor Augen haben, hat neben Berendt Wahnschaffe sich in hervorragendem Maße beteiligt. Aber er beschränkte seine Studien nicht auf das Gebiet der ihm zur Kartierung überwiesenen Meßtischblätter, sondern er benutzte jede Gelegenheit bei der Erledigung dienstlicher Aufträge oder bei privaten Studienreisen innerhalb Norddeutschlands, den Kreis seiner Anschauungen zu erweitern, und sein Lern- und sein Forschungseifer sowie die Lust am Reisen und Wandern führten ihn bald über die Grenzen des Vaterlandes hinaus. Anfangs der achtziger Jahre bereiste er mit de Geer Schweden, 1886 führten ihn Friedr. Schmidt und Serge Nikitin im Quartär der baltischen Provinzen Rußlands, 1889 besuchte er Schweden und Norwegen sowie Bornholm zum zweiten Male, im Jahre 1890 Dänemark. 1891 unternahm er gelegentlich des Internationalen Geologenkongresses in Washington eine ausgedehnte Reise durch Nordamerika, bei der er sich in den ehemals vergletscherten Gebieten der Führung Chamberlins und Salisburys erfreuen durfte. Diese Reise führte ihn durch weite Gebiete der nordamerikanischen Glaziallandschaft, zum Nationalpark und zum großen Canon des Coloradoflusses. 1894 nahm er an dem Geologenkongreß in Zürich und dessen Exkursionen teil, führte 1896

eine Studienreise nach Oberbayern und Tirol und 1897 gelegentlich des Geologenkongresses in St. Petersburg eine Bereisung Rußlands aus, die ihn vom mittleren Finnland bis zum Kaspischen Meere durch ganz Osteuropa führte. Die Teilnahme an den Gletscher-Konferenzen als Mitglied der Gletscherkommission führte ihn 1901 ins Ötztal und nach Tirol, 1905 zur Maloja. Gelegentlich des Internationalen Geologenkongresses in Wien im Jahre 1903 lernte er einen großen Teil der vergletscherten Ostalpen kennen, und der gleiche Kongreß im Jahre 1910 in Stockholm führte ihn durch Nordschweden und die Fjordlandschaften Norwegens nach Spitzbergen, wo er in zehntägigem Aufenthalt eine Reihe der prachtvollen Glazialphänomene eines hocharktischen Landes kennen zu lernen Gelegenheit hatte. Durch diese zahlreichen Reisen hat WAHNSCHAFFE einen sehr großen Teil ehemals und heute vergletscherter Gebiete gesehen und bei seinem unermüdlichen Lern- und Forschungseifer und der sorgfältigen Vorbereitung seiner Reisen eine große Fülle von Beobachtungen und Erfahrungen sammeln können, die uns die erstaunliche Vielseitigkeit seiner Tätigkeit, auf die wir jetzt im einzelnen eingehen wollen, verständlich machen.

Es war nicht zu verwundern, daß bei dem großen Eindruck, den die TORELL'schen Entdeckungen in Rüdersdorf auf WAHNSCHAFFE gemacht hatten, er sich bemühte, ähnliche Erscheinungen in andern Gebieten Norddeutschlands aufzusuchen. Er war hierin überaus erfolgreich, denn er fand die gleichen Erscheinungen abgeschliffener, abgehobelter und geschrammter Felsoberflächen auf dem Keupersandstein seiner altmärkischen Heimat bei Velpke, auf dem silurischen Quarzit von Gommern, auf dem Weißjurakalk von Hausdorf bei Krotoschin in Posen, auf dem Basalt des Weinberges bei Jauer i. Schl. und auf der Culmgrauwacke von Hundisburg bei Magdeburg, so daß er die für die Bewegungsrichtung des Inlandeises so wichtige Erscheinung von mehr Stellen Norddeutschlands beschrieben hat als irgend ein anderer Forscher.

Mit Torell zusammen hatte er im Jahre 1880 auch die Tongruben von Herzfelde an der Ostbahn besucht und dort in den großartigen Störungen der geschichteten Glazialtone eine machtvolle Einwirkung des Inlandeises kennen gelernt. Auch diese Seite der Tätigkeit des Inlandeises fesselte ihn und regte ihn an, in andern Gebieten Norddeutschlands ähnliches aufzusuchen. Auch hierin war er von wesentlichen Erfolgen begleitet. Er konnte solche Faltungen, Stauchungen und Verwerfungen der Schichten außer in Herzfelde noch in den Fayencemergeln von Lupitz in der Altmark, in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Stettin, im Tertiär von Freienwalde a. Oder und von Fürstenwalde a. d. Spree nachweisen. Besonders das großartige Profil der glazialen Überfaltung der Finkenwalder Kreide hat weite Verbreitung gefunden und berechtigtes Staunen erregt.

Die Stratigraphie des Quartärs war im Beginn von Wahnschaffe's Tätigkeit sehr einfach: man unterschied auch bei der Kartierung ein Oberes und ein Unteres Diluvium in ziemlich mechanischer Weise und wußte nichts von mehreren Eiszeiten. Das änderte sich aber, als die ersten Ablagerungen mit gemäßigter oder warmer Flora und Fauna bekannt wurden, als die Eiszeiten zuerst in zwei Glazialzeiten und ein Interglazial zerlegt wurden, als endlich diese Funde zu der heute angenommenen Einteilung in drei Eiszeiten und zwei Interglazialzeiten führten. An dieser Ausbildung der Gliederung und Einteilung des Quartärs hat Wahnschaffe den größten Anteil genommen und mehr als ein Dutzend seiner Schriften beschäftigen sich mit Fragen und Beobachtungen aus diesem Gebiete. Schon im Jahre 1883 gab er das Vorkommen einer Süßwasserfauna im Unteren Diluvium der Umgegend von Rathenow bekannt und erweiterte ein Jahr später diese erste Mitteilung durch Bekanntgabe zahlreicher Fundpunkte mit reicher Schaltierfauna und Diatomeenflora. Mit vorsichtiger Kritik bezeichnete er diese heute als jüngeres Interglazial erkannten Bildungen als altglazial, sprach aber

schon damals für eine derselben die Vermutung eines interglazialen Alters mit großer Bestimmtheit aus. An der Klärung der Altersverhältnisse bezüglich der Torflager im Diluvium von Lauenburg a. Elbe und von Klinge hat er in mehreren Arbeiten mitgewirkt. Die Frage des Alters der zuerst durch Berendt nachgewiesenen Paludinenbänke im Untergrunde Berlins hat er eifrig studiert und die weitere Verbreitung dieser Schichten nach Osten und Westen verfolgt. Allzu kühnen und den Tatsachen vorauseilenden Theorien stellte er eine ruhige sachliche Kritik gegenüber und noch seine letzte, jetzt im Druck befindliche wissenschaftliche Abhandlung beschäftigt sich mit solchen kritischen Studien.

Die wichtige Rolle, die unter den Quartärgesteinen der Löß spielt und die weite Verbreitung und wirtschaftliche Bedeutung, die er in seiner Magdeburger Heimat besitzt, lenkte Wahnschaffe's Aufmerksamkeit schon früh diesem Gebilde zu. Als erste Frucht dieser Studien erschien 1885 die breit angelegte Untersuchung über die quartären Ablagerungen der Umgebung von Magdeburg mit besonderer Berücksichtigung der Börde. In dieser Arbeit werden zum ersten Male zahlreiche mechanische und chemische Analysen vom Löß gegeben. Bezüglich seiner Entstehung nahm Wahnschaffe glaziale Staubecken an, in denen Gletschertrübe zum Absatz gelangte. Er hat an dieser Anschauung sehr lange festgehalten und die äolische Theorie des von ihm sonst hochverehrten Richthofen lange abgelehnt. Erst im Jahre 1908 hat er unter der zwingenden Macht der Tatsachen während einer Exkursion in der Magdeburger Börde seinen Standpunkt aufgegeben und die äolische Theorie für die Entstehung des Lösses angenommen. Auch die stratigraphische Stellung des Lösses in der quartären Schichtenfolge hat ihn viel beschäftigt. Auch in dieser Frage spiegeln seine Schriften die allmähliche Entwicklung der Anschauungen von einem postglazialen über ein interglaziales zu einem jungglazialen Alter des Lösses deutlich wieder.

Mit dem petrographischen Charakter und paläontologischen Inhalt der Geschiebe des norddeutschen Diluviums hat er sich weniger beschäftigt. Eine im Jahre 1888 veröffentlichte Studie über ein Devongeschiebe der Borealis-Schicht behandelt viel weniger das Gestein, als die aus seinem engbegrenzten und wohlbekannten Heimatsgebiet abzuleitenden Schlüsse über die Bewegung des Inlandeises während der einzelnen Eiszeiten.

Wer in Norddeutschland Geologie treibt, wird mit Notwendigkeit in Bahnen gelenkt und zu Forschungen veranlaßt, die sich mit denen des künftigen Geographen begegnen, und so konnte es nicht ausbleiben, daß auch unter Wahnschaffe's Arbeiten sich eine große Anzahl von solchen befinden, die den Zusammenhang der Oberflächenformen mit dem geologischen Bau untersuchen und erörtern. Er hat sogar auf diesem Gebiete ganz Hervorragendes geleistet und weiten Kreisen auch der geographischen Welt als einer der Ersten den außerordentlichen Formenreichtum der norddeutschen Glaziallandschaft vor Augen geführt, und zwar auch vor die leiblichen Augen durch zahlreiche Exkursionen, auf die ich später näher eingehen werde.

So beschäftigte er sich in Einzelabhandlungen mit der Bedeutung des baltischen Höhenrückens für die Eiszeit, mit dem Bilde unserer Heimat zur Eiszeit, mit der Entstehung der Oser und der merkwürdigen Pfuhle und Sölle der norddeutschen Moränenlandschaft, mit der Entstehung der Förden Schleswig-Holsteins und ähnlichen Dingen. Eine ausgezeichnete Zusammenfassung aller dieser Studien und Beobachtungen auf dem Gebiete der Morphologie aber schuf er in dem Werke, welches seinen Namen am meisten bekannt gemacht und ihm außerordentlich viel Anerkennung eingetragen hat, in den im Jahre 1891 zum ersten Male erschienenen »Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes«. War dieses zunächst als ein Heft der »Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde« erschienene Werk, welches in seiner 1. Auflage etwa 10 Druckbogen umfaßte, noch ganz vorwiegend mor-

phologischen Fragen gewidmet, so konnte doch schon zu jener Zeit ein Eingehen auf andere Fragen der Quartärgeologie nicht ganz vermieden werden. Noch mehr traten diese in den Vordergrund in der 2. Auflage, die im Jahre 1901 erschien und einen Umfang von 16 Druckbogen erhielt. Auch in dieser Neuherausgabe trug das Werk immer noch den alten nicht genügend umfassenden Titel. Im Jahre 1908 erschien die 3. Auflage des Werkes, dessen Umfang auf 25 Druckbogen angewachsen war und erhielt vom Verfasser in allzu großer Bescheidenheit den Titel: Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes, hätte aber durchaus und viel richtiger den Namen einer Geologie Norddeutschlands verdient. Wie allgemein bekannt, behandelt dieses grundlegende Werk nicht nur den Untergrund des norddeutschen Flachlandes, sondern auch die Geschichte seiner Entstehung, d. h. also auch die vollständige Stratigraphie des Quartärs. Ebenso aber geht der Verfasser mit großer Sorgfalt auf die petrographische Zusammensetzung der Quartärgesteine, auf die heute so reich gegliederte Geschichte der Postglazialzeit, auf die Entstehung und Geschichte der deutschen Meere, auf die Seen, Moore und Dünen Norddeutschlands ein. Die Oberflächenformen, also die Morphologie Norddeutschlands, beanspruchen von dem Buch in seiner heutigen Form nur einen Bruchteil. In diesem großen und schönen Werk hat WAHNSCHAFFE die bis zum Abschluß seines Manuskripts erschienene Literatur immer mit großer Sorgfalt und Vollständigkeit und mit maßvoller Kritik verarbeitet. An der Art und Weise, wie er Kritik übte, könnte sich mancher ein Beispiel nehmen; immer trat das persönliche Moment zurück. Strengste Sachlichkeit und Milde in der Form lassen ihn als nachahmenswertes Vorbild für die Behandlung wissenschaftlicher Gegner erscheinen.

Die wissenschaftliche Tätigkeit WAHNSCHAFFE's war nicht auf das Quartär des norddeutschen Flachlandes beschränkt, sondern griff auch auf andere Gebiete über. Ich kann hier zunächst seine Beschäftigung mit dem Quartär am Rande der

Mittelgebirge anführen. Schon im Anfang der achtziger Jahre wurde er mit der Untersuchung der Gliederung des Quartärs am nördlichen Harzrande betraut und veröffentlichte darüber zwei Abhandlungen, denen er einen gemeinsam mit Lossen verfaßten Aufsatz über die ehemalige Vergletscherung des Brockengebiets folgen ließ. Auch über die Glazialablagerungen des Riesengebirges, Salzburgs und des Ötztales finden wir in seinen Schriften Mitteilungen. Auch zahlreiche Fragen der Allgemeinen Geologie hat er behandelt, besonders in Zeitschriften, die der Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse in breiteren Schichten unseres Volks zu dienen bestimmt sind. Dazu gehört ein Aufsatz über die Temperatur des Erdinnern, über heiße Quellen und Geysire, wozu ihn die persönliche Bekanntschaft mit dem Geysirphänomen des Yellowstone Parkes zu statten kam, über die Zeitdauer geologischer Vorgänge, über die Theorie der Gebirgsbildung und über die Erscheinungsformen und das Wesen der Erderschütterungen.

Die Frage der postglazialen Klimaänderungen, die schon in der letzten Auflage seines Werkes über die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes einen breiten Raum einnahm, hat er speziell behandelt in den Vorarbeiten für den Internationalen Geologenkongreß in Stockholm, für den er auch eine kritische Zusammenstellung der von deutschen Mitarbeitern gelieferten Beiträge verfaßte. Seine zahlreichen Reisen gaben ihm ebenfalls oftmals Gelegenheit zu verschiedenartigen Veröffentlichungen. Dazu gehört ein Bericht über den von der Geologischen Gesellschaft in Lille veranstalteten Ausflug in das Quartärgebiet des nördlichen Frankreich und des südlichen Belgien, in dem die Lößfrage und das Alter der verschiedenen menschlichen Kulturen eine Rolle spielen, ferner Mitteilungen über die Glazialgebiete Nordamerikas, besonders über die Endmoränen Wisconsins und Pennsylvaniens und über die Endmoränenlandschaften Nordamerikas, sodann ein Bericht über gemeinsame Begehung der diluvialen Ablagerungen im außeralpinen Rheingebiet im Jahre 1907 und ein Aufsatz über Spitzbergen und seine arktische Natur.

Ferner hat WAHNSCHAFFE von zahlreichen Gebieten des norddeutschen Flachlandes mehr oder weniger vollständige geologische Beschreibungen geliefert. Dahin gehört die Magdeburger Börde, die Umgebung von Rathenow, die Uckermark, die Priegnitz, die Gegend von Obornik, die Braunkohlengruben von Frohse und Nachterstedt, die Gegend von Geisenheim am Rhein und ein Überblick über die Geologie Schlesiens. Wenn ich noch erwähne, daß WAHNSCHAFFE einen vollen Sommer seiner Tätigkeit auf die Sammlung der geologischen Unterlagen für das von der Königl. Preußischen Strombauverwaltung herausgegebene große Oderwerk verwandte, dessen geologischen Teil er zusammen mit KÜHN verfaßte, so glaube ich, in kurzen Zügen ein Bild seiner vielseitigen wissenschaftlichen Leistungen gegeben zu haben. Aber seine Bedeutung für das wissenschaftliche Leben der Gegenwart erschöpft sich nicht mit seiner literarischen Tätigkeit, sie erfährt vielmehr eine sehr wichtige Ergänzung durch sein Wirken in den verschiedenen wissenschaftlichen Gesellschaften Deutschlands und in der breiteren Öffentlichkeit. Der Deutschen Geologischen Gesellschaft gehörte er seit dem 7. Juli 1875 an; sein Beitritt erfolgte auf Vorschlag der Herren ORTH, LAUFER und DULK; von 1889 an gehörte er dem Vorstand an, zunächst bis 1902 als Archivar, von 1903—1905 und von 1910—1912 als stellvertretender Vorsitzender und von da ab bis zu seinem Tode als erster Vorsitzender. In allen diesen Ämtern zeichnete er sich durch treuste und gewissenhafteste Erfüllung seiner Amtspflichten und durch eine rühmenswerte Versöhnlichkeit in der Geschäftsführung aus, für die ihm die Gesellschaft zu dauerndem Dank verpflichtet ist.

Der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin trat er im Jahre 1888 bei; ihrem Vorstand gehörte er seit 1907 an. Das Amt des ersten Vorsitzenden bekleidete er im Jahre 1909. In dieses Jahr fiel einer der großen Tage der Gesellschaft, der Vortrag SVEN HEDIN's über seine Reise in Trans-Himalaya in Gegenwart S. M. des Kaisers und I. M. der Kaiserin, bei

welcher Gelegenheit Wahnschaffe in ausgezeichneter Weise die Pflichten der Repräsentation für die Gesellschaft erfüllte. Die bereits erwähnte starke Betonung des Zusammenhanges von Geologie und Oberflächenformen gerade in Norddeutschland hat ihn auch sonst vielfach mit geographischen Kreisen in enge Beziehung gebracht. Er war ein fleißiger Besucher und ständiges Mitglied der Deutschen Geographentage und die Geographische Gesellschaft in Greifswald hat ihn noch im vorigen Jahre in Anerkennung seiner Verdienste gerade um die Klärung des Oberflächenbildes Norddeutschlands zu ihrem Ehrenmitglied ernannt.

Ein dritter Verein, der seinen Heimgang als einen schweren Verlust empfinden muß, ist die Gesellschaft für volkstümliche Naturkunde in Berlin. Seit ihrer Gründung in den achtziger Jahren, um die sich der verstorbene erste Direktor der Geologischen Landesanstalt Hauchecorne große Verdienste erworben hat, gehörte Wahnschaffe der Gesellschaft als Mitglied und viele Jahre lang als Vorstandsmitglied an. Die Bestrebungen dieser Gesellschaft zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse in breiteren Schichten unseres Volkes durch gemeinverständliche Vorträge und durch Exkursionen hat er allezeit eifrig gefördert und durch eigene Vorträge und Leitung von Ausflügen ausgiebig unterstützt. Unter seiner Führung haben tatsächlich Tausende von Berlinern die landschaftlichen Schönheiten der Mark, ihren geologischen Bau und ihre Entstehungsgeschichte kennen gelernt. Er war ein ausgezeichneter Führer und ließ sich keine Mühe verdrießen, seine Ausflüge so genußreich und lehrreich wie nur irgend möglich zu gestalten. In peinlich sorgfältiger Weise traf er alle geschäftlichen Vorbereitungen und während der Ausflüge selbst war er unermüdlich im Belehren und im Beantworten von Fragen. Wenn er vor einem geologischen Aufschluß stand, konnte er geradezu in Begeisterung geraten; ihm war ein Aufschluß nicht nur ein senkrechter Schnitt durch eine Reihe von Erdschichten, sondern eine Offenbarung von Geheimnissen

der Natur, die er seinen Hörern in klarer und anschaulicher Weise zu enträtseln sich bemühte. Seine Ausflüge dehnten sich über die Grenzen der Mark bis zu den großen Kreideüberschiebungen von Finkenwalde und den prachtvollen Endmoränenzügen von Nörenberg in Pommern nach NO und bis zu den Salzlagerstätten des Harzvorlandes bei Staßfurt nach W. aus. In der Provinz Brandenburg selbst waren es die ihm von altersher lieb gewordenen und vertrauten Muschelkalkbrüche von Rüdersdorf, die Endmoränen der Uckermark, die Tertiärgebiete von Freienwalde, Fürstenwalde und Buckow, der Gipsstock von Sperenberg und die riesigen Aufschlüsse in den Tagebauen des Niederlausitzer Braunkohlengebietes, die ihn vor allem anzogen und die er alle zu oft wiederholten Malen besucht hat. Von diesen Exkursionen haben nicht nur die Mitglieder der Gesellschaft für volkstümliche Naturkunde, sondern auch andere Gesellschaften, Lehrervereine, Richtervereinigungen und vor allen die Hörer seiner akademischen Vorlesungen reichen Nutzen gezogen und fruchtbringende Erweiterung ihres Anschauungskreises davongetragen. Der Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse nützte er durch Vorträge in vielen, ähnlichen Bestrebungen gewidmeten Gesellschaften. So war er ein fast alljährlich wiederkehrender, immer wieder gern gesehener und durch reichen Besuch seiner Vorträge belohnter Redner in dem Volksbildungsverein in Kottbus. Andere Vorträge hielt er in der Freien Vereinigung der Gemeinde Grunewald, im Touristenklub der Provinz Brandenburg und in der Urania, und außerhalb Groß-Berlins noch in Stettin, Breslau, Forst, Rathenow und Danzig. Seiner belehrenden Führung hatten sich die Ferienkurse von Oberlehrern und die von der Geologischen Landesanstalt eingerichteten Kurse für Markscheider und Landwirtschaftslehrer zu erfreuen. Es wird schwer sein, für den begeisterungsfähigen und allezeit opferwilligen Mann auf diesem Gebiete des wissenschaftlichen Lebens der Reichshauptstadt einen Ersatz zu finden.

In enger Beziehung zu dieser aufopfernden und selbstlosen Tätigkeit steht die Förderung und Unterstützung, die Wahnschaffe allezeit den Bestrebungen zum Schutze von Naturdenkmälern und des Landschaftsbildes der Heimat angedeihen ließ. Die von Conwentz geleitete staatliche Stelle für den Schutz von Naturdenkmälern hatte in Wahnschaffe einen nie versagenden Förderer und Berater. Unter seiner Mitwirkung wurde das Endmoränengebiet von Nörenberg und das Plagefenn bei Chorin in ein gesetzlich geschütztes Reservat umgewandelt; auch für die Erhaltung des Grunewalds mit seinen lieblichen Seen ist Wahnschaffe wiederholt in Wort und Schrift auf das wärmste eingetreten.

Zu Kommissionen zu gemeinnützigen Zwecken, insbesondere in Dingen, bei denen landwirtschaftliche Fragen zur Beratung standen, wurde er mehrfach hinzugezogen. So führte er im Auftrag der deutschen Landwirtschaftskammer eine Bereisung zum Studium der Obstbauverhältnisse in der Provinz Posen aus und eine zweite Reise mit der Kommission zur Bewirtschaftung der norddeutschen Heideflächen im nordwestlichen Deutschland. Auch zu den Arbeiten der Zentralmoorkommission wurde er lange Jahre hindurch zugezogen, da er auf allen Grenzgebieten zwischen Geologie und Landwirtschaft als erste Autorität galt. Auch seine Teilnahme an den Verhandlungen der internationalen agro-geologischen Konferenz in Budapest 1910 und in Stockholm 1912 steht in enger Beziehung zu seiner regen Mitarbeit an allen Fragen auf diesem Gebiet, und seine erfolgreiche Mitwirkung an der Leitung der Stockholmer Verhandlungen trug ihm als Anerkennung des schwedischen Königs das Kommandeurkreuz des Wasa-Ordens ein, das er zu den ihm von seinem König verliehenen Auszeichnungen des Roten Adlerordens und des Kronenordens 3. Klasse als wohlverdiente Anerkennung tragen durfte. An der Begründung der internationalen Zeitschrift für Bodenkunde hat er sich ebenso gern beteiligt wie an derjenigen der Zeitschrift für

Gletscherkunde, welch letztere ihm mehrere wertvolle Beiträge verdankt.

Die Tätigkeit WAHNSCHAFFE's als akademischer Lehrer begann im Jahre 1886. In diesem Jahre habilitierte er sich am 18. Februar bei der Königl. Friedrich Wilhelms-Universität als Privatdozent für Allgemeine Geologie und Bodenkunde mit einer nicht zur Veröffentlichung gelangten Schrift über den Einfluß der Sedimentärgesteine auf die Beschaffenheit des Bodens. Seine Habilitationsvorlesung behandelt das Thema: Die lößartigen Bildungen am Rande des norddeutschen Flachlandes; sie wurde in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft im gleichen Jahre veröffentlicht. Im Wintersemester 1886 begann er seine Vorlesung über die Geologie des Quartärs mit besonderer Berücksichtigung des norddeutschen Flachlandes. Schon im darauffolgenden Jahre erteilte ihm die Königliche Bergakademie den Auftrag, als Nachfolger BRANCA's die Vorlesung über Allgemeine Geologie zu übernehmen, womit, da WAHNSCHAFFE Landesgeologe war, seine Berufung zum ordentlichen Lehrer verbunden war. Außer den genannten Vorlesungen trug er in den ersten Jahren seiner akademischen Tätigkeit noch über wissenschaftliche Bodenuntersuchung vor und verband damit Übungen im Laboratorium für Bodenkunde.

Über die Laufbahn WAHNSCHAFFE's an der Geologischen Landesanstalt sei noch kurz folgendes berichtet: Am 7. April 1879 wurde er zum etatsmäßigen Assistenten ernannt, rückte am 1. April 1886 in eine Landesgeologenstelle ein und erhielt 1892 den Titel Professor. Im Jahre 1900 nach der Pensionierung von BERENDT wurde er mit der Leitung der Aufnahmen im Flachlande betraut, 1902 erhielt er den Charakter als Geheimer Bergrat, 1903 die neugeschaffene Stelle eines Abteilungsdirigenten für die Flachlandsaufnahmen. Die Bedeutung WAHNSCHAFFE's für die Geologische Landesanstalt wird deren Direktor näher würdigen, ich aber wende mich jetzt einer der liebenswürdigsten und schönsten Seiten seines Erdendaseins, seinem Familienleben zu. Während einer mili-

tärischen Übung in Magdeburg lernte Wahnschaffe seine Gattin Therese geb. Bach kennen; mit ihr verheiratete er sich am 10. November 1878. Seine Ehe gestaltete sich überaus glücklich. In seiner Gattin fand er eine ihm geistig ebenbürtige Lebensgefährtin, die mit vollem Interesse und größtem Verständnis an allen seinen wissenschaftlichen Arbeiten Anteil nahm und ihm infolge ihrer Beherrschung der photographischen Künste, verbunden mit feinem künstlerischen Gefühl, die prachtvollen Vorlagen für den Bildschmuck seiner Werke lieferte. Auch für seine letzte Veröffentlichung über die Endmoränen Norddeutschlands in Stille's »Geologischen Charakterbildern« hat sie sämtliche Vorlagen nach der Natur aufgenommen.

Der Ehe entstammen fünf Kinder, drei Töchter und zwei Söhne, deren Erziehung der Vater mit liebevoller Sorgfalt überwachte und leitete und an denen er mit der zärtlichsten Vaterliebe hing. Noch heute steht mir lebhaft vor Augen, wie der 27jährige Wahnschaffe mir als junger Vater auf den Feldern von Rudow bei Berlin in den ersten Tagen unserer Bekanntschaft glückstrahlend die Geburt seines ersten Töchterchens mitteilte und ich sehe ihn im Kreise seiner heranwachsenden Kinder das Glück des Familienlebens voll genießen. Mit Stolz und Freude sah er seine Söhne heranwachsen und dem seinigen verwandte Berufe ergreifen, und die erfolgreichen geographischen und geologischen Studien seiner hochbegabten zweiten Tochter erfüllten ihn mit stolzer Vaterfreude. Hohe Familienfeste boten ihm eine willkommene Veranlassung, die Freunde aus dem Berufskreise und aus seiner fröhlichen Studentenzeit mit dem großen Kreise seiner Verwandten in seinem Heim um sich zu versammeln und an seiner Freude teilnehmen zu lassen. Die silberne Hochzeit, die er im Jahre 1903 feierte, und der Tag, an dem er die älteste Tochter dem Manne ihrer Wahl vermählte, sahen den sonst so gehaltenen Mann von Lebensfreude und Lebenslust förmlich übersprudeln. Die Geburt zweier Enkelkinder verschönte die letzten Jahre seines allzufrüh abgeschlossenen Lebens. Nur der engste Kreis

seiner Freunde weiß es, wie der Verstorbene sich für seine Familie aufopferte, wie er bis in die letzten Stunden seines Lebens bedacht war, ihnen ein sorgloses und behagliches Dasein zu ermöglichen, und wie die Sorge um ihre Zukunft ihn in den letzten Tagen erfüllte.

Unserem Gedächtnis wird er stets als ein ganzer Mann vorschweben, als eine charaktervolle, in sich gefestigte, harmonische Natur, als ein Mann, der mit treuester Pflichterfüllung in seinem Beruf und mit unermüdlichem Fleiß mildes, versöhnliches Wesen im amtlichen Verkehr verband, der ein treuer nie versagender Freund, ein glücklicher Gatte und zärtlicher Vater war. FELIX hieß er und ein Glücklicher war er. In seinem Beruf und in seiner Wissenschaft, in denen er ganz aufging, hat er es zu hohem Ansehen gebracht; sein Name ist weit über die Grenzen des Vaterlandes hinaus als der eines ausgezeichneten Forschers und hervorragenden Gelehrten ehrenvoll bekannt und allgemein ist die Trauer um seinen allzufrühen Heimgang. Uns aber, die wir ihm so viele Jahre hindurch nahestehen durften, erfüllt mit Stolz der Gedanke, daß er unser war, und wir werden allezeit sein Gedächtnis hoch halten und mit Liebe und Verehrung seiner gedenken.

Was gegangen, kehrt nicht wieder,
Aber ging es leuchtend nieder,
Leuchtet's lange noch zurück.

Ansprache von F. Beyschlag bei der Gedächtnisfeier am 2. März 1914.

Sie, meine Freunde, die wir zusammen um den edlen Heimgegangenen trauern, werden es verstehen, wenn auch ich mir noch ein kurzes Wort erbitte, stand ich ihm doch gleichmäßig nahe als Kollege wie als persönlicher Freund.

Das prophetische Angebinde, das liebende Eltern unserem guten WAHNSCHAFFE mit dem Vornamen FELIX in die Wiege legten, ist deswegen zu so schöner Vollendung gelangt, weil er es verstanden hat, die reichen Gaben seines Geistes und Herzens

zur Entwicklung eines in sich völlig geschlossenen, durchaus harmonischen Charakters zu verbinden.

Müssen wir nicht eine Menschenseele glücklich und harmonisch preisen, deren Äußerungen und Regungen auf allen den verschiedensten Gebieten des menschlichen Daseins, in Ehe und Haus, in Amt und Beruf, in Staat und Gesellschaft, in Wissenschaft und Arbeit, in Pflicht und Erholung stets und allüberall in uns die gleichen Wirkungen der Achtung und Verehrung, der Bewunderung und Liebe auslösen! —

Strengste Wahrhaftigkeit und Gerechtigkeit, eine unendliche Bescheidenheit und Herzensgüte, unwandelbare Treue und Fleiß und schließlich ein außerordentlicher Idealismus waren in dem geliebten Heimgegangenen zu einer harmonischen Einheit verschmolzen, die sich in allen Lebenslagen bewähren mußte.

So hielt sich seine begeisterte Vaterlandsliebe frei von jedem byzantinischen Einschlag, seine politische Überzeugung entsprach der inneren Freiheit und Unabhängigkeit seines Wesens. Ebenso war seiner inneren Wahrhaftigkeit und Aufrichtigkeit alles Strenge und Dogmatische bei der Betrachtung religiös-sittlicher Fragen der Gegenwart fremd, so lebhaft ihn auch die Probleme der ethischen Kultur oder der praktischen christlichen Liebestätigkeit fesselten.

Und die gleiche Wahrheitsliebe, die ihn nie und nirgends im Leben zu einem bequemen Kompromiß kommen ließ, war ihm Richtschnur in der Wissenschaft. Hier trat er für die unbedingte Freiheit der Überzeugung mit der ganzen aus seiner tief sittlichen Natur entspringenden Wärme ein und so sehr er korrekte Naturbeobachtung forderte und selbst betrieb, so wenig wäre er doch jemals fähig gewesen, eine von der seinen abweichende Auffassung zu bekämpfen, nur weil sie sich nicht in das herrschende System einfügte, oder weil er persönlich anderer Ansicht war. Das edle Wort: »Gerechtigkeit erhöhet ein Volk« war ihm Lebensnorm.

Der inneren und äußeren Vornehmheit seines Wesens entsprach seine große Bescheidenheit und unendliche Herzens-

güte. Wer immer ihm, sei es im Privatleben, sei es im amtlichen Verkehr oder auf dem Gebiet der Wissenschaft, näher trat, der wurde unwillkührlich angezogen von dieser sympathischen Seite seines Charakters. So entstanden ihm immer neue Freunde und Bewunderer, die in ihm den schlichten Menschen und den Gelehrten verehrten. Sie fühlten es alle, daß er nie seine Person in den Vordergrund schob, daß es ihm vielmehr stets nur um die Sache zu tun war.

Dankbar muß ich es rühmen, daß es ihm in hohem Maße gelungen war, den Einfluß, den er durch seine leitende Stellung im Kreise der Kollegen besaß, auch auf das persönliche Gebiet auszudehnen, so daß jeder in ihm den gütigen Berater, den uneigennützigen Freund und den gerechten Vermittler sah und anerkannte.

Rührend und unvergeßlich wird es mir bleiben, wie er so manches Mal voll Eifer und Mitgefühl zu mir kam und eindringlich für diesen oder jenen, dem seiner Überzeugung nach geholfen werden mußte, plädierte. »Das mußt Du tun, hier müssen wir unbedingt helfen«, — so mahnte und bat er für andere, — nie für sich! Denn bescheiden und schlicht wie sein inneres Wesen war auch seine äußere Lebensführung. Stets war er zufrieden, nie klagend über die gewiß große Last amtlicher und privater Verpflichtungen, sondern umgekehrt überall hochherzig und vornehm mithelfend, manchmal wohl über seine Kräfte und Verhältnisse.

Es liegt auf der Hand, daß eine Persönlichkeit, wie WAHNSCHAFFE sie war, durch diese seine Charaktereigenschaften an der Spitze eines großen Beamtenkörpers ein leuchtendes Vorbild sein mußte und war, von dem der größte Segen ausging. Aber nicht minder vorbildlich war uns allen sein unermüdlicher Fleiß und seine nie versagende Treue im Großen wie im Kleinen. Ich vermag es wie wenige zu beurteilen, was es für unsern lieben Freund hieß, des Dienstes ewig gleich gestellter Uhr in einem großen und verantwortlichen Amt zu folgen und doch daneben freudig und gern alle die zahlreichen

freiwillig übernommenen Ehrenpflichten pünktlich und gewissenhaft zu erfüllen, die ihm seine wissenschaftliche und soziale Stellung in immer zunehmendem Maße aufbürdete. Dabei war es ein Glück und entsprach ganz seinem Charakter, daß die zahlreichen Reisen, die ihm sein Amt auferlegte, namentlich die Revisionstouren im norddeutschen Flachland, die er mit der größten Gewissenhaftigkeit ausführte, ihm nicht nur Arbeit, sondern zugleich willkommene Anregung und Erfrischung waren. Jedesmal wenn er zurückkehrte, berichtete er lebhaft und freudig, wieviel Neues er gesehen, und war voll der Anerkennung und des Lobes über alle treue und hingebende Arbeit, die er geprüft hatte. In vielen Herzen unserer Kollegen lebt tief eingeprägt das Bild des begeisterten, gütigen und schlichten Meisters, der belehrend, anregend, helfend und fördernd, in seltener Frische und Ausdauer bis in den letzten Winter hinein, auf zahllosen Wanderungen unermüdlich dem großen Ziel der planmäßigen Erforschung des norddeutschen Heimatbodens diente.

Ja, die geologische Landesaufnahme war trotz der Mannigfaltigkeit und Vielseitigkeit seiner Arbeiten und Beschäftigungen nicht nur der Ausgangspunkt seines ganzen beruflichen und wissenschaftlichen Lebens, sondern sie blieb ihm bis in seine letzten Tage die erste und vornehmste Aufgabe seines Berufslebens. Aus ihr zog er die Wurzeln seiner Kraft; sie war ihm der Jungbrunnen, aus dem er dauernd schöpfte. Hier hatte er sich die ersten Sporen verdient, hier die letzten Lorbeeren gepflückt.

Ja, Felix Wahnschaffe lebte für diese Arbeiten, deren allmählichen Ausbau und Entwicklung er von Anfang an mit durchlebt und gefördert hatte. Sein Herz hing mit voller Liebe und Hingebung an der Geologischen Landesanstalt. Ihre Entwicklung, ihre Erfolge, ihr Ruhm waren seine Freude, ihre Ehre seine Ehre!

Der entscheidendste und schönste Charakterzug Wahnschaffe's war sein jugendlich schöner und reiner Idealismus,

der ihm selbst das Leben und Arbeiten erleichterte und verschönte und ihm zugleich die Quelle zahlreicher Freuden, glücklicher Zufriedenheit und Fröhlichkeit wurde.

Niemandem etwas Böses zutrauen, alle Dinge zum Besten wenden, dankbar und anerkennend sein für die kleinsten Lebensfreuden, andern Menschen Freude und Anerkennung verschaffen, — das war WAHNSCHAFFE's Art und Natur! Wie glücklich war er, als er seinem geliebten Lehrer und Freund CREDNER bei seinem 70. Geburtstag als Anerkennung und Dank das mit unsäglicher Mühe gesammelte Kapital einer Stiftung überreichen konnte, die er allein geschaffen und die er zu seiner Freude der Deutschen Geologischen Gesellschaft in treue Hut und Pflege geben konnte.

Ja, wir werden Dich nie vergessen, FELIX WAHNSCHAFFE, Du bleibst unser, Du bist unter uns, und wir dürfen unser Tun und Lassen abstimmen an Deinem schlichten Sinn, Deiner menschlichen Nachsicht und Güte, Deiner sittlichen Zartheit und Größe!

Doch in manch' nächtlich-stiller wehmutsvoller Stunde, da erzähle ich Dir im Geist, was Dich erfreut, Du Guter, wie Deine Erden-Arbeit Früchte trägt und wie Dein Andenken ein Segen ist für die Deinen und die große Gemeinde Deiner Freunde! —

Have pia anima et candida!

Verzeichnis
der Schriften von Felix Wahnschaffe.

1880. Über Gletschererscheinungen bei Velpke und Danndorf. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. **32**, 1880, S. 774—798.

— Beitrag zur Entstehung des oberen Diluvialsandes. Dies. Jahrb. f. 1880, S. 340—345.

1881. Untersuchungen des Bodens der Umgegend von Berlin. Mit E. Laufer. Abhandl. zur geol. Spezialkarte von Preußen usw. III, Heft 2. Berlin 1881.

— Über das Vorkommen geschiebefreien Tones in den oberen Schichten des Unteren Diluviums der Umgegend von Berlin. Dies. Jahrb. f. 1881, S. 535—545.

1882. Beitrag zur Kenntnis der Rüdersdorfer Glazialerscheinungen. Ebenda f. 1882, S. 219—227.

— Über das Vorkommen einer Süßwasserfauna im Unteren Diluvium der Umgegend von Rathenow und über die geognostische Stellung der Schlickbildungen im dortigen Alluvium. Ebenda f. 1882, S. 436—441.

— Über einige glaziale Druckerscheinungen im norddeutschen Diluvium. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. **34**, 1882, S. 562—601.

1883. Über Glazialerscheinungen bei Gommern unweit Magdeburg. Ebenda **35**, 1883, S. 831—848.

1884. Die Süßwasserfauna und Süßwasser-Diatomeen-Flora im Unteren Diluvium der Umgegend von Rathenow. Dies. Jahrb. f. 1884, S. 260—281.

1885. Mitteilungen über das Quartär am Nordrande des Harzes. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. **37**, 1885, S. 897—905.

— Die Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg mit besonderer Berücksichtigung der Börde. Abhandl. zur geol. Spezialkarte von Preußen usw. VII, Heft 1, 1885.

— Mitteilungen über das Alluvium der Rathenower Gegend. Dies. Jahrb. f. 1885, S. 124—132.

1886. Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Rathenow. Rathenow 1886.

— Mitteilungen über Aufnahmen im Westhavelland sowie am Nordrande des Harzes. Dies. Jahrb. f. 1886, S. LXXV bis LXXVI.

— Die lößartigen Bildungen am Rande des Norddeutschen Flachlandes. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. **38**, 1886, S. 353—369 (Habilitationsvorlesung).

— Über zwei conchylienführende Lößablagerungen nördlich vom Harz. Dies. Jahrb. f. 1886, S. 253—258.

1887. Anleitung zur wissenschaftlichen Bodenuntersuchung. Berlin, Paul Parey, 1887.

— Bemerkungen zu dem Funde eines Geschiebes mit *Pentamerus borealis* bei Havelberg. Dies. Jahrb. f. 1887, S. 140—149.

— Zur Frage der Oberflächengestaltung im Gebiete der baltischen Seenplatte. Ebenda f. 1887, S. 150—163.

1887. Über Pyramidalgeschiebe (Dreikanter) aus der Gegend von Rathenow und ihre Entstehung. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. **39**, 1887, S. 226—227.
— Ergebnisse eines Ausfluges durch die Uckermark und Mecklenburg-Strelitz. Mit G. BERENDT. Dies. Jahrb. f. 1887, S. 363 - 371.
— Über das Vorkommen von *Vivipara vera* von FRAUENF. im Unteren Diluvium der Gegend von Rathenow. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. **39**, 1887, S. 227—229.
— Über die Aufnahmen in der Uckermark. Dies. Jahrb. f. 1887, S. XC—XCII.
1888. Neue Beobachtungen über die Quartärbildungen der Magdeburger Börde. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. **40**, 1888, S. 262—273.
— Über die Einwirkung des vom Winde getriebenen Sandes auf die an der Oberfläche liegenden Steine. Naturwissenschaftl. Wochenschr. 1888, Nr. 19.
— Über Aufnahmen im Uckermärkischen Arbeitsgebiete. Dies. Jahrb. f. 1888, S. CXXII—CXXIV.
1889. Die Bedeutung des baltischen Höhenrückens für die Eiszeit. Verhandl. d. VIII. Deutsch. Geographentages zu Berlin 1889, S. 134—145.
— Beitrag zur Lößfrage. Dies. Jahrb. f. 1889, S. 328—346.
— Beiträge zur Beurteilung der Frage nach einer einstigen Vergletscherung des Brockengebiets. Mit K. LOSSEN. Ebenda f. 1889, S. 125—131.
— Über das Alter des Torflagers bei Lauenburg an der Elbe. Mit H. CREDNER und E. GEINITZ. N. Jahrb. Min. usw. II, 1889, S. 194—199.
1890. Über einen Grandrücken bei Lubasz. Dies. Jahrb. f. 1890, S. 277—288.
— Unsere gegenwärtige Kenntnis über die Temperatur des Erdinnern. Naturwissenschaftl. Wochenschr. 1890.
1891. Bericht über den von der Geologischen Gesellschaft in Lille veranstalteten Ausflug in das Quartärgebiet des nördlichen Frankreich und des südlichen Belgien. Dies. Jahrb. f. 1891, S. 167—178
— Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. Stuttgart 1891.
1892. Über die Entstehung und Altersstellung des Klinger Torflagers. Sitzungsber. d. Ges. naturforschender Freunde 1892, Nr. 10.
— Mitteilungen über das Glazialgebiet Nordamerikas. I. Die Endmoräne von Wisconsin und Pennsylvanien. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. **44**, 1892, S. 107—122.
1893. Über zwei neue Fundorte von Gletscherschrammen auf anstehenden Gesteinen im norddeutschen Glazialgebiete. Ebenda **45**, 1893, S. 705—709.
— Ergebnisse einer Tiefbohrung in Niederschöneweide bei Berlin. Ebenda **45**, 1893, S. 288—293.
— Über das Alter des Torflagers von Lauenburg an der Elbe. Mit H. CREDNER und E. GEINITZ. N. Jahrb. Min. usw. I, 1893, S. 33—38.
1894. Die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs und Quartärs der Gegend von Buckow. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Neue Folge, Heft 20, 1894.
1894/95. Geologische Reisebilder aus den Vereinigten Staaten von Nordamerika I—V. Naturwissenschaftl. Wochenschr. 1894/95.

1896. Das Oderstromgebiet im Flachlande. Oder-Werk 1896.
— Unsere Heimat zur Eiszeit. Berlin 1896.
— Mitteilung über Ergebnisse seiner Aufnahmen in der Gegend von Obornik in Posen. Dies. Jahrb. f. 1896, S. LXXVII bis LXXXV.
— Über Aufschlüsse im Diluvium bei Halbe. Ebenda f. 1896, S. 126—135.
1897. Die Einwirkungen des Inlandeises auf den Untergrund und die erodierende Tätigkeit der von ihm ausgehenden Schmelzwasser. Rüdersdorf. Die Kreidegruben bei Finkenwalde. Die Finkenwalder Buchheide. Buckow. (In: Neuere Forschungen auf dem Gebiete der Glazialgeologie in Norddeutschland. Mit G. Berendt, K. Keilhack und H. Schröder.) Dies. Jahrb. f. 1897. Berlin 1898, S. 42.
— Über heiße Quellen und Geisire. Himmel und Erde 1897.
1898. Über das Vorkommen von Glazialschrammen auf den Culmbildungen des Magdeburgischen bei Hundisburg. Dies. Jahrb. f. 1898, S. 52—65.
— Über meine Aufnahmen in der Prieguitz. Ebenda f. 1898, S. CLXVI bis CLXVIII.
— Die agronomisch-geologische Bodenaufnahme und ihre Benutzung für den landwirtschaftlichen Betrieb. Dritter Lehrgang für landwirtschaftliche Wanderlehrer zu Eisenach 1898. Arbeiten der Deutschen Landwirtschafts-Gesellschaft, Heft 36.
— Über die Entwicklung der Glazialgeologie im norddeutschen Flachlande. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. **50**, 1898; Verhandl. d Ges., S. 54—59. — Bericht über die Exkursion nach den Kreidegruben von Finkenwalde. Ebenda **50**, 1898; Verhandl. d. Ges., S. 152—153. — Nach Buckow. Ebenda **50**, 1898, S. 158.
1899. Mitteilung über die Quartärablagerungen in den Braunkohlentagebauen von Nachterstedt und Frose. Ebenda **51**, 1899, S. 41—42.
— Die Ausbildung und Gliederung der Glazialbildungen des norddeutschen Flachlandes. Verhandl. d. VII. Internationalen Geographen-Kongresses 1899, S. 289—298. Berlin 1900.
— Glazialausflüge im norddeutschen Flachlande. Mit K. Keilhack und G. Müller. Ebenda 1899.
1900. Ein geologischer Ausflug in die Lüneburger Heide auf dem Rade. Globus 1900, Nr. 12.
1901. Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 2. Auflage. Stuttgart 1901.
— Erinnerungen an Otto Torell. Naturwissenschaftl. Wochenschr. 1901, Nr. 7.
— Geologisch-agronomische Darstellung der Umgebung von Geisenheim am Rhein. Mit A. Leppla. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Neue Folge, Heft 35, 1901.
— Bemerkungen über die von E. Althans beschriebenen mutmaßlichen Endmoränen eines Gletschers vom Rehorn-Gebirge und Kohlenkamme bei Liebau i. Schl. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. **53**, 1901, B., S. 32—34.
1902. Über die Auffindung der Paludinenbank in dem Bohrloche Carolinenhöhe bei Spandau. Ebenda **54**, 1902; Verhandl. d. Ges., S. 1—6.

1902. Über das Vorkommen von Gletschertöpfen auf dem Sandstein bei Gommern unweit Magdeburg. Dies. Jahrb. f. 1902, S. 93—100.
— Die Zeitdauer geologischer Vorgänge. Himmel und Erde 1902, S. 398—415.
1903. Anleitung zur wissenschaftlichen Bodenuntersuchung. 2. Aufl. Berlin 1903.
— Bemerkungen zu Crammer's Arbeit über das Alter, die Entstehung und Zerstörung der Salzburger Nagelfluh. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. **55**, 1903, Monatsber., S. 16—17.
— Die eiszeitlichen Endmoränen am Eingange des Odertales. Naturw. Wochenschr. XVII, S. 14—141.
1904. Das Gifhorner Hochmoor bei Triangel. Naturwissenschaftl. Wochenschr. 1904, Nr. 50.
— Die glazialen Störungen in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Stettin. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. **56**, 1904, Briefl. Mitteilungen 9, S. 24—35.
— Neue Theorien über Gebirgsbildung. Festrede, gehalten am Geburtstage Sr. Majestät am 27. Januar 1904. Programm der Kgl. Bergakademie 1904/05, S. III—XXVI.
1905. Der große Salzsee in den Vereinigten Staaten von Nordamerika. Himmel und Erde 1905, S. 433—450.
— Gedächtnisrede auf Ferdinand Freiherrn von Richthofen. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. **57**, 1905, S. 401—416.
— Fazettengeschiebe bei Krotoschin unweit Bartschin in Posen. Ebenda **57**, 1905, Monatsber. 12, S. 462.
1906. Zur Kritik der Interglazialbildungen in der Umgebung von Berlin. Ebenda **58**, 1906, Briefl. Mitteilungen, S. 152—167.
— Die Pfuhle oder Sölle. Naturwissenschaftl. Wochenschr. 1906, Nr. 20.
— Über glaziale Schichtenstörungen im Diluvium und Tertiär bei Freienwalde a. d. O. und Fürstenwalde a. d. Spree. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. **58**, 1906, Monatsber. 8/10, S. 242—252.
1907. Bericht über gemeinsame Begehungen der diluvialen Ablagerungen im außeralpinen Rheingebiete im April 1907. Dies Jahrb. f. 1907, S. 462—506.
— Der Grunewald bei Berlin, seine Geologie, Flora und Fauna. Mit P. Graebner, Fr. Dahl und H. Potonié. Jena 1907.
— Erscheinungsform und Wesen der Erderschütterungen. Himmel und Erde 1907, S. 241—258.
— Die geologisch-agronomische Kartierung des norddeutschen Flachlandes. Deutsche Landwirtschaftliche Presse 1907, Nr. 48.
1909. Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 3. Auflage. Stuttgart 1909.
— Über eine Exkursion bei Magdeburg. Aus dem Bericht über die Begehungen der diluvialen Ablagerungen an der Saale 1908. Dies. Jahrb. f. 1909, Bd. I, S. 44—46.
— Der Dünenzug bei Wilhelmshagen-Woltersdorf. Ebenda f. 1909, Bd. I, S. 540—548.
— Der geologische Bau der Provinz Schlesien und die Bedeutung der geologischen Kartenaufnahme. Verhandlungsbericht des Landwirtschaftlichen Vereins, Breslau 1909.

1910. Über die Entstehung des Wilhelmshagener Dünenzuges. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. **62**, 1910, Monatsbericht 1, S. 61—62.
— Die Eiszeit in Norddeutschland. Allgemein verständlich dargestellt. Berlin 1910.
— Große erratische Blöcke im norddeutschen Flachlande. Geologische Charakterbilder, Heft 2. Berlin 1910.
— Anzeichen für die Veränderungen des Klimas seit der letzten Eiszeit im norddeutschen Flachlande. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. **62**, 1910, S. 268—270.
— Bericht über die Exkursion nach Rüdersdorf am 23 März 1910. Mit E. Zimmermann. Ebenda, Briefl. Mitteilungen, S. 617—620.
— Die Exkursion des XI. Internationalen Geologen-Kongresses nach Spitzbergen. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde zu Berlin 1910, S. 639—654.
1911. Die tektonischen Schichtenstörungen auf Rügen. Eine Richtigstellung. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. **63**, 1911, Monatsbericht 1, S. 1—4.
— Die Gliederung der Glazialbildungen Norddeutschlands und die Stellung des Randlösses. Zeitschr. f. Gletscherkunde V, 1911, S. 321—338.
1912. Über die Entstehung der Förden Schleswig-Holsteins. Dies. Jahrb. f. 1912, Teil I, Heft 3, S. 422—436.
— Gefährdung und Schutz geologischer Naturdenkmäler. Naturwissenschaftl. Wochenschr. 1912, Nr. 27.
— Der Grunewald bei Berlin, seine Geologie, Flora und Fauna. Mit P. Graebner, R. v. Hanstein und H. Potonié. 2. Aufl. Jena 1912.
— Gedächtnisrede auf Ferdinand Zirkel. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. **64**, 1912, Monatsber. 7, S. 353–363.
1913. Die arktische Natur Spitzbergens. Neue Wissenschaftl. Rundschau 1913, Nr. 2, S. 46–53. Berlin, Verlag von A. Tetzlaff.
— Die Bedeutung der Geologie für die Rechtspflege. Das Recht, Rundschau für den Deutschen Juristenstand, 1913, Nr. 15/16, S. 477—494.
— Die geologischen Landesanstalten und der geologische Schulunterricht. Aus der Natur 1913, Heft 1.
— Die Endmoränen im norddeutschen Flachlande. Geologische Charakterbilder, Heft 19. Berlin 1913.
— Nachruf auf G. Böhm †, V. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. **65**, 1913, S. 189.
— — Richard Armin Baltzer †, V. Ebenda, S. 633.
— — Anton Frič †, V. Ebenda, S. 635.
— — Hippolyt Haas †, V. Ebenda, S. 538.
— — Eduard Holzapfel †, V. Ebenda, S. 347.
— — Georg Fr. der. Kinkelin †. Ebenda, S. 537.
— — K. J V. Steenstrup †, V. Ebenda, S. 345.
— Zum Gedächtnis F. J. P. van Calkers, B. Ebenda, S. 355.
— Zum Gedächtnis Hermann Credner's (mit einem Bildnis), B. Ebenda, S. 470.
1914. Anleitung zur wissenschaftlichen Bodenuntersuchung. Mit F. Schucht. 3. Aufl. Berlin 1914.
— Kritische Bemerkungen zum Interglazial II und Spätglazial Norddeutschlands. Mit besonderer Berücksichtigung der diluvialen Säugetierfauna. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. **66**, 1914, Monatsberichte. (Im Druck.)

Die Mitarbeit WAHNSCHAFFE's an den Karten und Erläuterungen der Königl. Preußischen Geologischen Landesanstalt ergibt sich aus nachstehender tabellarischer Übersicht:

Name des Meßtischblattes	Karten-Aufnahme		Erläuterung		Lieferung
	allein	Anteil	allein	Anteil	
Ketzin	—	+	+	—	22
Cöpenick	+	—	+	—	26
Mittenwalde	+	—	+	—	26
Rüdersdorf 1. Aufl.	+	—	+	—	26
» 2. u. 3. Aufl.	—	+	—	+	26
Werneuchen	+	—	+	—	29
Alt-Landsberg	+	—	+	—	29
Friedrichsfelde	—	+	—	—	29
Rathenow	+	—	+	—	35
Garlitz	+	—	+	—	35
Ribbeck	+	—	+	—	35
Bamme	+	—	+	—	35
Tremmen	+	—	+	—	35
Haage	+	—	+	—	35
Hindenburg	+	—	+	—	58
Dedelow	+	—	+	—	58
Boitzenburg	+	—	+	—	58
Fürstenwerder	+	—	+	—	58
Altdamm	+	—	+	—	67
Podejuch	+	—	+	—	67
Havelberg	+	—	+	—	68
Möglin	+	—	+	—	73
Prötzel	+	—	+	—	73
Straußberg	+	—	+	—	73
Müncheberg	+	—	+	—	73
Wölsickendorf	—	—	+	—	81
Freienwalde	—	—	+	—	81
Neutrebbin	—	—	+	—	81
Trebnitz	+	—	+	—	81
Wargowo	+	—	+	—	88
Owinsk	—	+	+	—	88
Lukowo	—	+	+	—	99
Obornik	—	+	+	—	99
Perleberg	+	—	+	—	105
Schilde	+	—	+	—	105
Bäk	—	+	—	—	126
Fürstenwalde	+	—	—	—	—

(noch nicht veröffentlicht)



F. Sonderop

Photogravüre v. Albert Frisch, Berlin.

Fritz Soenderop †

Am 3. April 1914 schied unser Freund und Kollege Fritz Soenderop für immer aus unserem Kreise, dem er durch zwölf in treuer Pflichterfüllung verbrachter Jahre angehört hatte. Nur eine kurze Spanne Zeit war ihm gegeben, der Wissenschaft zu dienen, der er die Arbeit eines ganzen Lebens hatte widmen wollen; im Alter von 38 Jahren, ehe er noch des Lebens Mittagshöhe erreicht hatte, ehe er die Frucht seines Strebens ernten und seinem Vaterlande den vollen Dank für die reichen Jahre des Lernens abstatten konnte, mußte er dahin, wieder eine Lücke in unserem Kreise hinterlassend, aus dem der Tod in den letzten Jahren schon so manchen wackeren Kämpfer abberufen hat. Nicht auf dem Felde der Ehre sollte er indessen fallen, auf dem wir jetzt Tausende seiner Altersgenossen hinsinken sehen; er hat die große Zeit, deren Zeugen wir sind, nicht mehr erlebt; wenige Monate vorher erlöste ihn der Tod von langem Leiden.

Wir aber wollen einen Augenblick verweilen und ihm in diesen Zeilen ein schlichtes Denkmal setzen, das in uns, die wir ihn gekannt haben, die Erinnerung an diesen ernsten und doch lebensfrohen Mann wieder aufleben läßt, den Nachfolgenden aber von seinem kurzen Wirken an unserer Anstalt und im Reiche unserer Wissenschaft Kunde geben soll.

Mit wenigen Strichen ist der einfache Gang seines Lebens gezeichnet. Fritz Hermann Gustav Soenderop wurde am 29. Februar 1876 zu Stargard in Pommern geboren, wo seine aus Dänemark stammenden Vorfahren seit über 200 Jahren ansässig

waren und wo sein Vater, der damalige Appellations-Gerichts-Referendar, jetzige Geheime Oberjustizrat und Senatspräsident am Kammergericht Hermann Soenderop, mit seiner Familie weilte. Da aber sein Vater bald darauf nach Berlin übersiedelte, so ist Berlin die eigentliche Heimatstadt des jungen Soenderop geworden, deren Entwickelung zur Weltstadt er miterlebt, und die er, abgesehen von seinen vielen Reisen, vom Jahre 1877 an nicht verlassen hat. Seine Schulbildung erhielt er nach kurzer Vorbereitung auf der Cholerschen Privatschule auf dem Kgl. Wilhelms-Gymnasium, nach dessen Absolvierung er die Friedrich-Wilhelms-Universität bezog, um sich dem Studium der Chemie zu widmen. Am Ende desselben wurde der Dreiundzwanzigjährige auf Grund seiner Dissertation: »Über die Einwirkung von Quecksilbersalzen auf Kobaltcyanalkalien« unter dem Rektor Waldeyer zum Doktor der Philosophie promoviert und nahm unmittelbar darauf, am 1. Mai 1899, im privatrechtlichen Vertragsverhältnis die Stellung eines Chemikers an der damals mit der Geologischen Landesanstalt und Bergakademie verbundenen Kgl. Chemisch-Technischen Versuchsanstalt an, an der er unter Finckener's, des großen Analytikers Leitung seine weitere, praktische Ausbildung erhielt.

Seine Tätigkeit an dieser Anstalt währte indessen nur wenig über zwei Jahre. Schon stets zu mineralogisch-geologischen Studien hinneigend, erblickte er zugleich mit einer ganzen Reihe junger Leute anderer Fachrichtungen in der außerordentlichen Erweiterung der Geologischen Landesanstalt zu Anfang dieses Jahrhunderts den Weg zur Erreichung eines Lebensberufes, der wie selten ein anderer die freie Forschertätigkeit mit einer materiellen Sicherstellung der Zukunft verbindet. Er gab am 31. August 1901 seine bisherige Stellung auf und rückte, da Geologen nötig waren, bereits am 1. September als wohlbesoldeter Geologe in eine außeretatsmäßige Geologenstelle ein, um wenige Tage später ins ferne Westpreußen zu reisen, wo er von dem inzwischen auch schon längst heimgegangenen Bezirksgeologen Maas in die wichtigsten Anfangsgründe der Diluvialgeologie eingeweiht wurde. Er hat diesen Schritt nicht bereut; denn die Tätigkeit des Feld-

geologen hat ihm dauernde Anregung und seinem der lebendigen Natur zugewandten Geiste reiche Befriedigung gewährt.

Von da an zog er nun alle Jahre, sobald die ersten Lerchen schwirrten, hinaus, um zu seinem Teile an dem großen Werke, der geologischen Durchforschung seines Heimatlandes, mitzuarbeiten. Nur einmal wäre beinahe die Gleichmäßigkeit seiner Tätigkeit unterbrochen worden, als er nämlich im Jahre 1903 von seiner Behörde dem Kaiserlichen Gouvernement von Kamerun als Geologe vorgeschlagen wurde; indessen erwies sich sein sonst so widerstandsfähiger Körper nicht als tropendiensttauglich. Im Jahre 1902 wurde er mit geologischen Aufnahmearbeiten in Pommern, in der Nähe seiner Geburtsstadt Stargard beauftragt und behielt dieses ihm immer vertrauter werdende Arbeitsgebiet mit gelegentlichen Unterbrechungen in Ostpreußen und anderen Teilen des norddeutschen Flachlandes bis zuletzt bei.

Des langen Nomadenlebens des unverheirateten Feldgeologen müde, gründete er, als er in der Tochter Elisabeth des Herrn Apothekenbesitzers Schulz aus Insterburg eine gleichgesinnte Lebensgefährtin gefunden hatte, im Jahre 1909 einen eigenen Hausstand. Doch nur wenige Jahre einer glücklichen Ehe sollten ihm beschieden sein. Nachdem er im Jahre 1912 zum Bezirks-Geologen ernannt worden war und damit seine wirtschaftliche Zukunft gesichert sah, verfiel er bald darauf dem Leiden, das seiner irdischen Laufbahn ein vorzeitiges Ziel setzte.

Dies ist der schlichte Rahmen, in dem sich die Arbeit seines Lebens, sein häusliches Wirken und seine berufliche Tätigkeit bewegte. Werfen wir zunächst einen Blick auf seine geologischen Studien!

Die Beschäftigung in den oben genannten Arbeitsgebieten brachte es mit sich, daß sich die wissenschaftliche Tätigkeit unseres Kollegen fast ausschließlich auf die Erforschung des jüngsten Gliedes unserer Erde, des Quartärs, beschränkte. Reichten dabei auch die Jahre, während deren er sich dieser Aufgabe hingeben durfte, nicht aus, um Ergebnisse von umfassender Bedeutung zu zeitigen, so war es ihm doch vergönnt, einige in sich abgerundete

Aufgaben zu bearbeiten, mit deren Lösung sein Name dauernd verbunden sein wird, und die sich als brauchbare Bausteine in das Gebäude unserer Wissenschaft eingliedern lassen. Zwei Themata sind es vor anderen, denen er sein besonderes Interesse und den Hauptteil seiner Arbeitszeit zuwandte, das ist einmal die Erforschung jenes großen Eissees, der sich in jungdiluvialer Zeit südlich von Stargard bis in die Pyritzer Gegend ausbreitete, und zweitens die Entdeckung und Beschreibung einiger neuen Aufschlüsse von jüngerem Interglazial in der Berliner Gegend, durch die die Interglazialfrage wieder eine neue Anregung erhielt.

Die erste dieser beiden Arbeiten war das unmittelbare Resultat seiner dienstlichen Aufnahmetätigkeit, deren Ergebnisse in den Karten, Erläuterungen und Berichten der Geologischen Landesanstalt, sowie in einer besonderen Schrift über den Oberflächenbau des Kreises Pyritz i. Pomm. niedergelegt sind. Die Natur des Pyritzer Staubeckens und seiner Sedimente war vor Inangriffnahme der Spezialkartierung nur ungenau bekannt; durch Soenderop's Untersuchungen haben wir ein übersichtlich klares Bild von der Umgrenzung und Entstehung des Staubeckens gewonnen, wenn auch letzten Endes seine geologische Stellung erst im Zusammenhang mit dem gesamten Abschmelzphänomen des jüngsten Inlandeises in Hinterpommern wird erkannt werden können. Die Deutung des Pyritzer Weizackerbodens als Absatz in einem geschlossenen Wasserbecken wird dadurch erschwert, daß nur an wenigen Stellen deutliche Ufer des einstigen Sees zu erkennen sind, ja daß das nordöstliche Hinterland sogar auf große Strecken unter der Meereshöhe liegt, in der man auf Grund anderer Beobachtungen die Lage des Wasserspiegels annehmen muß. Dazu kommt, daß der auf dem Grunde des Sees als feinstes Sediment aus ruhigem Wasser abgesetzte Ton vielfach Steine von nicht unbeträchtlicher Größe enthält, was zu Verwechslungen mit dem Geschiebemergel Veranlassung gibt. Erst allmählich hat sich Soenderop durch diese Schwierigkeit zu einer sicheren genetischen Unterscheidung der einzelnen Bildungen durchgearbeitet, und damit die Grenzen der lakustren Sedimente festgelegt. Die

vielen im Ton vorkommenden Steine erklärt er als Einschwemmungen auf Eisschollen, so die alte Drifttheorie im Kleinen wieder zu Ehren bringend.

Die Bildung des Pyritzer Staubeckens ging nach Soenderop's Auffassung in folgender Weise vor sich. Als der Eisrand zu einer gewissen Zeit in der Gegend des heutigen Berlinchen lag, schmolz von dem hier befindlichen Gletschertore aus eine nach Norden gerichtete Rinne, die heute von der Plöne benutzt wird, durch und erweiterte sich an ihrem Ende zu einer breiten Ausbuchtung, deren Ränder etwa durch die Orte Neumark, Pyritz, Prillwitz und Kollin gekennzeichnet sind, und deren Sohle langsam nach Norden abfiel. Die von dem ringsumliegenden Eise herabrieselnden Schmelzwässer aber konnten in dieser Richtung wegen des rückliegenden Eises nicht abfließen, sondern stauten sich zu einem See auf, dessen Spiegel die Höhe der beim Gletschertore liegenden Barre erreichte, und in dem sich die mitgeführte Gletschertrübe als feiner Schlamm absetzte, während über die Barre im Süden ein steter Überlauf stattfand. Als sich aber dann der Eisrand weiter zurückzog und neues Hinterland frei gab, verliefen sich allmählich die gestauten Wasser nach Norden, wobei die südliche Barre entlastet wurde. Der heutige Madüsee stellt den letzten Rest des großen Beckens dar und vermittelt den Übergang der heutigen Zeit zur jüngsten geologischen Vergangenheit. Schon in der letzten Phase des diluvialen Stausees finden sich die ersten Anzeichen des von Süden nachdrängenden Tierlebens in Form einer kleinen *Succinea*, die an einigen Stellen den obersten Lagen des Tons eingebettet ist.

Im Anschluß an die Erforschung des Pyritzer Staubeckens hat Soenderop dann noch den Verlauf einer Reihe von Endmoränenzügen zwischen Stargard und Arnswalde festzulegen versucht, deren Beschreibung aber nur in Form handschriftlicher Berichte vorliegt.

Das zweite Thema, mit dem sich Soenderop mit Vorliebe beschäftigte, behandelt die Interglazialbildungen in der Umgegend von Berlin, die infolge der wachsenden Zahl der Aufschlüsse oft-

mals von neuem behandelt werden, und die in der Diskussion der Frage nach der Zahl der Eiszeiten stets eine wichtige Rolle gespielt haben und auch in Zukunft noch spielen werden. Die Aufmerksamkeit, mit der Soenderop in den Wintermonaten die Umgebung seiner Heimatstadt durchstreifte, ließ ihn ein bis dahin unbeachtetes Vorkommen von jüngerem Interglazial finden. Er beobachtete unweit des Dorfes Motzen bei Mittenwalde in einer Tongrube unter jüngerem Geschiebemergel eine Reihe fossilführender Ablagerungen, die wiederum von Geschiebemergel unterlagert wurden und augenscheinlich nicht von anderer Stelle hier zusammengeschwemmt, sondern autochthon entstanden waren. Neben Spuren von Säugetieren fanden sich in den Sanden und Torfen diluviale Schnecken und bestimmbare Pflanzenreste. Nachdem dieselben fossilführenden Schichten noch in einigen anderen Tongruben der Umgebung Motzens wiedergefunden wurden, erschien es sicher, daß hier anstehendes Interglazial vorlag, das nach den Begleitschichten und der Höhenlage zu urteilen, dem sogenannten Rixdorfer Horizont angehören mußte.

Angeregt durch diese hübsche Entdeckung spürte Soenderop nun den Interglazialbildungen der Berliner Umgebung planmäßig weiter nach und gelangte zur Kenntnis eines neuen lehrreichen Aufschlusses derartiger Schichten in der Nähe von Phöben an der unteren Havel. Dieses schon früher von Wahnschaffe und Laufer beschriebene Interglazial war unweit der Havel in einer Tongrube neu aufgedeckt worden und ist, seitdem Soenderop die Aufmerksamkeit darauf gelenkt hat, das Ziel mancher wissenschaftlichen Exkursion geworden. Von dort stammt auch das prächtige Geweih des fossilen Riesenhirsches, dessen wiederergänzter Abguß den Eingang unseres Landesmuseums ziert. Die Neuentdeckung Phöbens ist deshalb wichtig, weil hier zum ersten Male Paludinen in einem Interglazial gefunden wurden, das sowohl seiner Höhenlage wie seiner übrigen Fossilgesellschaft nach nicht zu dem älteren Interglazial, dem eigentlichen Paludinenhorizont, gehören konnte, und weil sie den Anstoß zu einer Gliederung des jüngeren Interglazials in mehrere Unterabteilungen

auf Grund faunistischer Unterschiede gab. In der Folge trat Soenderop mit einigen auf zoologischem und botanischem Gebiet besonders bewanderten Fachgenossen zu gemeinsamer Arbeit zusammen, in der die reiche Phöbener Wirbeltier- und Molluskenfauna bestimmt und dem Horizont ein etwas höheres Alter als dem Rixdorfer zugewiesen wurde.

Die so gewonnene Berührung mit den Zeugen einer früheren Tierwelt führte Soenderop, der sich anfangs nur mit der anorganischen Natur befaßt hatte, allmählich zu eigener Beschäftigung mit einigen Gebieten der Paläontologie, als deren Frucht die Bearbeitung einer kleinen Suite Fossilien aus der Gegend von Belgard i. Pomm. entstand. Durch den Nachweis des mitteloligocänen Alters der Fossilien wurde die Ausdehnung des Meeres zu jener Zeit bis in die Belgarder Gegend sicher bewiesen. Mit großem Eifer hat Soenderop sodann im Anschluß an seine Interglazialstudien die systematische Aufsammlung von Resten diluvialer Wirbeltiere der Mark betrieben. Auf diesen »Knochenreisen« besuchte er in regelmäßigen Zwischenräumen die ihm wohlbekannten Fundstellen bei Groß-Kreuz, Lehnin, Königswusterhausen, Körbiskrug, Halbe u. a. und rettete manches wertvolle Stück für unsere Sammlung.

Neben diesen beiden, sein Interesse dauernd fesselnden Gebieten arbeitete Soenderop noch an einer großen Zahl von Sonderaufgaben, mit denen er von seiner Behörde betraut wurde. Seiner ersten geologischen Aufnahmen unter Maas in Westpreußen ist schon gedacht: sie bewegten sich in der Gegend von Schönsee, nordöstlich von Thorn, unweit der russischen Grenze. Später hielt er sich während mehrerer Jahre vorübergehend in Sensburg und Sorquitten auf, um gemeinsam mit anderen Fachgenossen ältere geologische Karten zu revidieren und neu zu bearbeiten. Des weiteren verdanken wir ihm die Kartierung kleinerer Gebiete in der Nähe der Städte Demmin i. Pomm. und Krojanke i. Pos., die zur Förderung des Unterrichts für die dort befindlichen Landwirtschaftsschulen bewirkt wurde. Geologisches Material, das bei späteren Aufnahmen von Wert sein wird, sammelte er bei Be-

gehungen von Eisenbahnneubaustrecken, die nur vorübergehende Aufschlüsse boten.

Auch an der Lösung praktisch-geologischer Aufgaben hatte er Gelegenheit mitzuarbeiten. Im Herbst 1907 beteiligte er sich an den Bodenuntersuchungen, die im Anschluß an die Breslauer Grundwasserkalamität vom Jahre 1906 durch die Geologische Landesanstalt vorgenommen wurden. Lange Zeit war er ferner als wissenschaftlicher Hilfsarbeiter beim Bau des Berlin-Stettiner Großschiffahrtsweges tätig und bekam hier Einblick in neue, für den praktischen Geologen höchst wichtige wasserbautechnische Probleme. In den Wintermonaten arbeitete er eine zeitlang in der Lagerstättensammlung der Landesanstalt, in der er seine, auch später bei der Beschäftigung mit anderen Gebieten nicht nachlassende Neigung zur Mineralogie betätigen konnte.

Was Soenderop bei der Erfüllung seiner dienstlichen Aufgaben sowohl, wie im privaten Leben auszeichnete, das war die große geistige Regsamkeit, mit der er allen Dingen seiner Umgebung Aufmerksamkeit schenkte. Er benutzte jede Gelegenheit, sein Wissen zu bereichern, und ein Thema, das geeignet war, diesem Zweck zu dienen, fand bei ihm stets aufmerksames Gehör.

Als Mitglied der Deutschen Geologischen Gesellschaft, deren Exkursionen er gelegentlich mitmachte, verfolgte er die Fortschritte der Geologie, und auf Versammlungen der Vertreter verwandter Disziplinen suchte er den Blick für die Fragen der eigenen Wissenschaft zu weiten. In richtiger Erkenntnis, daß es zum tieferen Verständnis vieler geologischer Erscheinungen der Mitwirkung verwandter Wissenschaften bedürfe, nahm er 1903 an dem in Greifswald tagenden Anthropologenkongreß und in demselben Jahre an einer Gletscherexkursion unter dem damals noch in Wien amtierenden Geographen Penck teil, um die dabei gewonnene Kenntnis und Anschauung fruchtbringend auf seine eigenen Diluvialstudien zu übertragen. Natürlich war er auch ein eifriger Sammler aller möglichen Gegenstände und fand namentlich Freude in der Bereicherung seiner Mineraliensammlung.

Auch außerhalb seiner beruflichen Tätigkeit besaß Soenderop

mancherlei Interessen und fühlte sich auf verschiedenen Gebieten heimisch. Er besaß Verständnis für die Werke der darstellenden Kunst, des Kunstgewerbes, sowie der Architektur, deren Schöpfungen ihm oft in den weltentlegenen norddeutschen Landstädten entgegentraten, er liebte die Jagd und Touristik, pflegte die Photographie und hatte Sinn für die tausend kleinen Dinge des täglichen Lebens. Daher war die Berührung mit der lebendigen Natur draußen im sommerlichen Revier, die stille Beobachtung der Tier- und Pflanzenwelt mit ihren erst dem aufmerksamen Zuschauer sich offenbarenden Beziehungen zum Haushalte der Natur und des Menschen, die ja die schönste Beigabe für den kartierenden Geologen bildet und ihn über manche einförmige Stunde hinweghilft, für ihn ganz besonders anregend.

Mit geistiger Frische und Regsamkeit verband sich bei unserem Freunde Gewandtheit und Stärke des Körpers. Wenn wir sein Bild am Eingange dieser Zeilen betrachten, so erscheint vor unserem Auge wieder seine kraftvolle, große Gestalt aus den Tagen, da er noch unter uns weilte. Stirn und Wange trugen die Spuren einer schlagfertig durchlebten Burschenzeit; auch in späteren Jahren scheute er nicht davor zurück, gelegentlich seinen Worten mit starker Hand Nachdruck zu verleihen. Bei seiner Arbeit im Revier war ihm eine sprunghafte Schnelligkeit eigen, die man sonst nicht in dem gemessenen Schritte des Flachlandsgeologen gewöhnt ist, und wer ihm nachsah, wenn er unermüdlich im glühenden Sonnenbrande ohne Kopfbedeckung bergauf bergab über die Äcker eilte, der empfand wohl ein leises Mitleid mit dem ihn begleitenden Bohrarbeiter, der unter der Last der Erdbohrer mühsam mit ihm Schritt zu halten versuchte; nicht jeder hat den Dienst bei ihm ausgehalten. Wurde es ihm aber drunten im Flachland doch zu heiß, so trieb es ihn in seine geliebten Alpen, wo er in der erhabenen Gletscher- und Felsenwelt seinen Geist erfrischte und seine Kraft stählte. Nicht die Schweizer Alpen, sondern die Tiroler Berge waren sein Ziel, wo der Rucksacktourist noch in Ansehen steht. So oft er es ermöglichen konnte, eilte er dorthin, um allein oder mit Kollegen, besonders gern aber

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

mit seinem hochverehrten, auch schon heimgegangenen Lehrer Wahnschaffe die Ötztaler und Stubaier Alpen oder die Dolomiten zu durchwandern.

Im häuslichen Kreise und bei Festlichkeiten war Fritz Soenderop ein gern gesehener Gast und war als munterer Teilnehmer geschätzt, der sich mit Eifer den Pflichten der Geselligkeit hingab und jederzeit aufs beste bemüht war, zur Unterhaltung der Tafelrunde beizusteuern. Offenheit und Aufrichtigkeit kennzeichneten ihn im persönlichen Verkehr. Allerdings ging die Offenheit, mit der er seiner Meinung Ausdruck verlieh, bisweilen über die Grenzen des Konventionellen hinaus, und durch rückhaltslos gespendeten Tadel hat er sich manche Sympathie verscherzt. Er war ein spröder Charakter, der sich über einen Zwang, der ihm nicht genehm war, glatt hinwegsetzte und durch Schroffheit verletzen konnte. Nur dem nüchternen Verstande suchte er sein Urteil unterzuordnen und dem Gefühl keine Macht über sich einzuräumen. Daher befremdete uns oft in seinen Gesprächen ein Urteil über die idealen Güter des Menschen, das an Zynismus grenzte. Und doch, wer ihn näher kannte und wußte, wie er dabei innerlich fühlte, wer wahrnahm, wie zugänglich er einem anderen Urteil, einem Tadel war, der mußte zu der Überzeugung kommen, daß diese abweisende Art nur zum Teil seiner wahren Gesinnung entsprach und einer Selbstprüfung nicht standgehalten hätte. Gegensätze waren in seiner Seele rege, die die Zeit nicht hinreichte zu einem geschlossenen einheitlichen Charakterbilde zu vereinigen. Ihm hat wohl ein Freund gefehlt, mit dem er sich offen aussprechen konnte, und der Einfluß über ihn gewann. Denn als er in seiner Gattin ein Wesen gefunden hatte, dem er rückhaltslos vertrauen durfte, und das ihm selbstlos sein ganzes Sein hingab, da tat sich vor seinem Auge eine neue Welt auf, die Welt des Gemütes, die er vorher nicht gekannt hatte, oder vor der er sich zwang, den Blick abzuwenden. Und so hat seine Gattin, die kraftvoll die schweren Jahre seiner Krankheit mit ihm getragen und die wir zwar gesenkten Hauptes aber festen Schrittes von seinem frischen Grabe hinausgehen sahen, einer neuen Zukunft entgegen, als schön-

stes Vermächtnis das Bewußtsein mit fortgenommen, ihrem Gatten die glücklichsten Jahre seines Lebens geschenkt zu haben.

Seit seiner Verheiratung hatte sich Soenderop vom geselligen Leben fast völlig zurückgezogen, er lebte nur seiner Häuslichkeit, in deren Schmuck er seine Freude fand, und einem ganz kleinen Kreise näherer Bekannten.

Aus diesem äußerlich einfachen, zweifellos aber innerlich reichen Leben nahm ihn ein vorzeitiger Tod hinweg, und wir haben ihn auf dem stillen Waldfriedhof weit draußen vor den Toren der Weltstadt zur letzten Ruhe geleitet, wohin jetzt seine trauernde Gattin ihren Schritt lenkt, um sein Grab zu schmücken und stille Zwiesprache zu halten mit ihm, der ihr nur so kurze Zeit gegönnt war und der sich dieser schönen Erde so gern noch lange erfreut hätte.

Veröffentlichungen.

Schriften.

Fossilführende Diluvialschichten bei Mittenwalde (Mark) (gemeinsam mit Th. Schmierer). Dieses Jahrb. für 1902, Bd. XXIII, S. 544.

Bericht über die Ergebnisse der geologischen Aufnahmen der Blätter Ribben, Aweyden, Sorquitten, Sensburg und Seehesten in den Jahren 1903 und 1904 (gemeinsam mit A. Klautzsch). Dieses Jahrb. für 1904, Bd. XXV, S. 794.

Marines Mittel-Oligocän bei Belgard in Pommern (gemeinsam mit O. Schneider). Dieses Jahrb. für 1906, Bd. XXVII, S. 199.

Bericht über die Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Pyritz, Prillwitz, Kollin und Werben. Dieses Jahrb. für 1907, Bd. XXVIII, S. 1036.

Interglaziale, paludinenführende Ablagerungen von Phöben bei Werder (Mark) (gemeinsam mit H. Menzel). Ztschr. d. Dt. Geol. Ges. 1909, Bd. 61, Monatsb. S. 57.

Zur Altersstellung der paludinenführenden Sande im Grunewald bei Berlin. Ztschr. d. Dt. Geol. Ges. 1909, Bd. 61, Monatsb. S. 340.

Bericht über die Exkursion nach Phöben am 24. März 1910 (gemeinsam mit H. Menzel). Ztschr. d. Dt. Geol. Ges. 1910, Bd. 62, Monatsb. S. 623.

Diskussionsbemerkung zum Vortrage von R. Hermann über *Rhinoceros Merckii* usw. Ztschr. d. Dt. Geol. Ges. 1911, Bd. 63, Monatsb. S. 34.

Der Oberflächenbau des Kreises Pyritz i. Pomm., mit einer geologischen Einführung, einer geologischen Karte 1 : 100000 und 12 Abb. im Text. Anhang zum Inventar der Bau- und Kunstdenkmäler des Kreises Pyritz. Stettin, Kommissionsverlag von Leon Lamier, 1911, 69 S.

Geologisch-agronomische Karte der Gegend von Beggerow bei Demmin nebst Erläuterungen, 1913.

Desgl. der Umgegend von Krojanke nebst Erläuterungen, 1913.

Geologische Karten im Maßstabe 1:25000.

Vollständig aufgenommene Blätter nebst Erläuterungen.

Gr.-A. 29, Nr. 46, Werben
» 29, » 47, Kollin
» 29, » 52, Pyritz
» 29, » 53, Prillwitz.

Blätter, an denen Soenderop nur mitgearbeitet hat.

Gr.-A. 33, Nr. 52, Schönsee
» 33, » 58, Schewen
» 35, » 12, Sensburg
» 35, » 18, Aweyden.

Berlin, den 11. Juli 1915.

Otto Schneider.

Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Aufnahmen im Jahre 1914.

1. Rheinprovinz.

Herr Zimmermann II berichtet über die agro-geologische Aufnahme des Blattes Hilden (G.-A. 52, Nr. 52).

Die jüngsten Terrassenbildungen des Rheinstromes, die den Abfall des Bergischen Landes zum Niederrhein in einer mehr oder weniger mächtigen Decke überlagern, wurden agro-geologisch aufgenommen.

Das Alluvium, das oberflächlich eine außergewöhnlich große Verbreitung besitzt, erleidet durch die jährlichen Überschwemmungen noch heute starke Umlagerungen und bietet in agronomischer Hinsicht wegen seines hohen Kalkgehaltes einen sehr ergiebigen und ertragreichen Boden.

Die Niederterrasse hat durch die Verwitterung ihren Kalkgehalt schon auf größere Tiefen verloren. Ihr Bodencharakter wechselt besonders im südlichen Teil des Blattgebietes sehr, da die Niederterrasse hier zahlreichen Überflutungen und Rheindurchbrüchen ausgesetzt gewesen ist.

Der Anstieg zur Mittelterrasse ist an vielen Stellen, besonders nördlich von Hilden, sehr wenig ausgeprägt; bei größeren Aufschlüssen in der Mittelterrasse ergab sich, daß man in dem vorliegenden Gebiet auch mit einer jungdiluvialen Überflutung zu rechnen hat, wie sie am Niederrhein von Herrn Wunstorf in der Schlotterlehmbedeckung schon vor längerer Zeit erkannt wurde.

Herr Ahlburg berichtet über die geologischen Aufnahmen auf Blatt Weilmünster.

Die diesjährige Sommertätigkeit wurde in der Hauptsache auf Begehungen innerhalb des Blattes Weilmünster verwandt. Wenngleich der größte Teil des Blattgebietes auch nur mit einzelnen Begehungen überzogen werden konnte, so läßt sich der Gebirgsbau doch schon in seinen Hauptzügen erkennen. Der größte Teil der Sektion wird vom Unterdevon des Taunusvorlandes eingenommen, das im Südwesten, am rechten Hange des Weiltales, in das Blattgebiet eintritt, dem Tale in ungefähr nördlicher Richtung bis Weilmünster folgt, dann in ungefähr nordnordöstlicher Richtung in das Möttbachtal unterhalb Möttau und von hier in normalem rheinischen Streichen, d. h. in NO.-Richtung, über Altenkirchen und Neukirchen bis an die nordöstliche Blattgrenze verläuft.

Das Unterdevon wird im Westen bezw. Nordwesten von einer Zone dunkler, meist dachschieferartig ausgebildeter Tonschiefer mit gelegentlichen Einschaltungen von Wetzschiefern und dunklen, völlig fossilleeren Plattenkalken begleitet. Diese Schieferzone, die das Taunusunterdevon von den weiter nach Nordwesten anschließenden echten Lahnmuldensedimenten, den Schalsteinen, Massenkalken und oberdevonischen Cypridinenschiefern, trennt, besitzt in der südwestlichen Fortsetzung des vorliegenden Blattgebietes große Verbreitung auf den Blättern Weilburg, Villmar (früher Eisenbach), Limburg, Kettenbach usw. Sie wurde von Koch und Kayser bei Gelegenheit der Aufnahme der früher bereits veröffentlichten Blätter — offenbar in der Hauptsache auf Grund petrographischer Vergleiche mit den Wissenbacher Schiefern und wegen ihrer Lagerung zwischen dem Taunusunterdevon und dem Mitteldevon der Lahnmulde — ins Untere Mitteldevon gestellt.

Bei der Aufnahme des Blattes Weilburg, dessen südöstliches Viertel etwa von der fraglichen Schieferfolge eingenommen wird, kamen mir indessen bereits Bedenken an dieser Altersauffassung, die sich namentlich auf die vom Bergbau in jenem Gebiete gemachten Aufschlüsse stützten. Überall nämlich, wo innerhalb des Schiefergebietes Schalsteinzüge zu Tage treten, zeigt sich, daß

diese Schalsteinzüge Sattelaufbrüche innerhalb der fraglichen Schiefer bilden, nicht Einlagerungen, wie es die Auffassung von Koch und E. Kayser war, und daß auf dem Wechsel zwischen Schalstein und Schiefer ein Eisensteinlager entwickelt ist, ganz wie auf dem Wechsel von Schalstein und typischem Oberdevon im Innern der Lahnmulde. Hinzu kam noch, daß — wenn auch nur an wenigen und wenig günstig aufgeschlossenen Stellen — der Übergang der typischen oberdevonischen Cypridinenschiefer in die fragliche Schichtenfolge der dunklen Tonschiefer festgestellt werden konnte, ebenso wie ein Übergang der im Lahntal zwischen Fürfurt und Aumenau entwickelten oberdevonischen Riffkalke in die oben erwähnten fossilleeren dunklen Plattenkalke, die namentlich im südöstlichen Teil des Blattes Weilburg, in der unmittelbaren Nachbarschaft der großen Riffkalkzüge des Muldengebietes sehr verbreitet sind.

In dem Jahresberichte über die Aufnahmen auf Blatt Weilburg habe ich auf die letztgenannten Beobachtungen bereits hingewiesen (dieses Jahrb. für 1911, II, S. 449—50) und die Vermutung ausgesprochen, daß ein Teil dieser am Südostrande der Lahnmulde weitverbreiteten Schiefer jedenfalls ins Oberdevon zu stellen sei. Daß der ganze Schieferzug dem Oberdevon angehöre, war mir damals noch unwahrscheinlich, da zwischen ihm und dem Unterdevon nirgends mehr Schichten des Unteren bezw. Oberen Mitteldevons zu Tage treten.

Inzwischen scheint sich aber auch hierfür eine Erklärung gefunden zu haben. Im letztjährigen Aufnahmeberichte (Archiv der Geol. Landesanst.), der sich in Sonderheit mit den verwickelten Verhältnissen an der Grenze von Taunusunterdevon und Lahnmulde, wie sie in den Grubenbauen am Lahnberge bei Wetzlar erschlossen sind, befaßte, wies ich darauf hin, daß die daselbst mehrfach durchfahrenen schmalen Aufbrüche von Unterdevon nicht von den weiter nördlich im Muldeninnern typisch entwickelten kalkigen Untermitteldevonschiefern umlagert werden, sondern unmittelbar vom Oberen Mitteldevon (Porphyr und Schalstein), daß ferner auch das Obere Mitteldevon nach SO. ständig schwächer wird, also zwischen dem

liegenden Unterdevon und dem hangenden, mächtig entwickelten Oberdevon allmählich auszukeilen scheint. Ich schloß aus diesen Beobachtungen, daß das Obere Mitteldevon ähnlich wie am Nordrande der Mulde gegen den Hörrezug dem Unterdevon unmittelbar und zwar transgredierend aufruht. Da das Oberdevon in ungestörter Folge und beträchtlicher Mächtigkeit dem Oberen Mitteldevon auflagert, so ist auch zu verstehen, daß ersteres noch über die nach SO. allmählich auskeilenden Ränder des Oberen Mitteldevons hinaus z. T. unmittelbar auf dem Unterdevon zur Ablagerung kam, also über das Unterdevon transgrediert. Die tatsächliche Beobachtung einer solchen transgredierenden Auflagerung wird freilich dadurch sehr erschwert, daß das Taunusunterdevon fast durchweg auf der Grenze gegen die Schichten der Lahnmulde, in Sonderheit gegen die fraglichen Schiefer, stark überkippt und überschoben ist.

Auch auf Blatt Weilmünster haben sich auf der Grenze zwischen dem Unterdevon und der fraglichen Schieferzone bisher keine sicheren Anhaltspunkte in dieser Hinsicht auffinden lassen, nur an vereinzelten Stellen, so südlich Weilmünster am Westrande des Weiltales, hat es den Anschein, als ob die jüngeren Tonschiefer übergreifend und in relativ flacher Lagerung auf dem steil aufgerichteten Unterdevon ruhen.

Dagegen glaube ich in anderen Erscheinungen innerhalb des vorliegenden Blattes neue Stützpunkte für die Auffassung von dem oberdevonischen Alter der Schiefer gefunden zu haben. Auffällig ist zunächst die Verbreitung des ganzen Schieferzuges auf Blatt Weilmünster; der Schieferzug tritt von SW., aus dem Gebiete der Blätter Weilburg und Grävenwiesbach, in einer Breite von über 8 km in das Blattgebiet ein und umfaßt noch am Westrande des Weiltales in nahezu ununterbrochener Folge die Strecke zwischen Ernsthausen und der südlichen Blattgrenze; knapp 3 km weiter nordöstlich kreuzt derselbe Schieferzug das Möttbachtal in einer Breite von kaum $^1/_2$ km, um dann über Altenkirchen bis zum Solmsbachtale sich wieder auf etwa 1 km zu verbreitern. Die Grenze des Schieferzuges gegen den nach NW. anschließenden Schalsteinzug zeigt dabei zwischen Ernsthausen und Bonbaden wenig Abweichungen

von der normalen Streichrichtung. Den Grund für dieses wechselnde Verhalten des Schieferzuges kann man offenbar nur darin sehen, daß der Schiefer westlich des Weiltales durchweg sehr flach gelagert ist. Da aber sowohl das Unterdevon im SW. wie das Obere Mitteldevon im NW. stark gefaltet und steil aufgerichtet ist, so ist zu vermuten, daß die Schiefer westlich des Weiltales bereits vorgefaltetem Unterdevon transgredierend aufruhen.

Besonderes Interesse beanspruchen ferner die noch nicht näher geklärten Lagerungsverhältnisse bei Bonbaden. Der etwa 3 km breite Schalstein-Diabaszug des Oberen Mitteldevons zwischen Ernsthausen, Bermbach und Altenkirchen-Philippstein wird nach NW. von Massenkalk überlagert, der als Riffkalk ins Oberdevon fortsetzt und dann allmählich durch Kalkknotenschiefer in reine fossilreiche Cypridinenschiefer übergeht; der Massenkalk bildet eine breite, nahe der westlichen Blattgrenze sich aushebende Mulde, in deren innerem Teile der jungoberdevonische Cypridinenschiefer liegt. Nach NO. über die nördliche Blattgrenze hinaus sinkt die Oberdevonmulde unter ständiger Verbreiterung ein, und gleichzeitig verschmälert sich in der Richtung auf Bonbaden der die Mulde im Süden begleitende Schalstein-Diabaszug, um unmittelbar östlich des Solmsbachtales ganz zu verschwinden; hier tritt also das typische Oberdevon der Philippsteiner Mulde in unmittelbare Berührung mit dem, den Schalsteinzug im Süden begleitenden dunklen Tonschiefer, und zwar derart, daß die roten, fossilführenden Tonschiefer durch allmähliche Übergänge mit den dunklen, gelegentlich wetzschieferartigen Tonschiefern verbunden sind. Es wiederholt sich also eine Erscheinung, wie sie bereits im Lahntalprofil zwischen Fürfurt und Aumenau beobachtet wurde (siehe Bericht über Blatt Weilburg), daß die in dem eigentlichen Lahnmuldengebiet als typische rote und grüne Cypridinenschiefer entwickelten Bildungen mit den dunklen Tonschiefern südöstlich der Lahn durch Übergänge verbunden sind. Daß derartige Übergänge nur an so wenigen Stellen bisher beobachtet werden konnten, erklärt sich daraus, daß zwischen der Zone der typischen Cypridinenschiefer und der Zone der dunklen Tonschiefer der mehrere Kilometer breite Hauptschalsteinsattel des

Lahntales liegt, der vom Westrande des Limburger Beckens bis an das nordöstliche Ende der Lahnmulde reicht. Das ursprünglich diesen breiten Sattel überlagernde, inzwischen der Erosion anheimgefallene Oberdevon muß jene Übergangszone enthalten haben.

Endlich ist noch hervorzuheben, daß auch auf Blatt Weilmünster an verschiedenen Stellen Eisensteinbergbau auf einem Lager umgeht, das zwischen Schalstein im Liegenden und den dunklen Tonschiefern im Hangenden aufsetzt; hierher gehört das Lager von Friedrichswonne südlich von Bonbaden und verschiedener kleinerer Gruben nordöstlich von Altenkirchen. Innerhalb des breiten Schieferzuges auf der Westseite des Weiltales treten auch mehrere Schalsteinzüge zu Tage, die das Eisensteinlager auf der Schalstein-Schiefergrenze führen; die bergbaulichen Aufschlüsse haben in allen Fällen ergeben, daß der Schalstein in diesen Zügen Sattelaufbrüche innerhalb der Schiefer bildet, die Schiefer also jünger sind (z. B. Grube Riesenburg bei Rohnstadt).

Nach alledem glaube ich bereits heute trotz des Mangels an paläontologischem Beweismaterial die Überzeugung aussprechen zu können, daß die dunklen Tonschiefer der südöstlichen Lahnmulde, die ich nach ihrem Hauptverbreitungspunkte, an dem noch heute Dachschieferbergbau umgeht, als »Langhecker Schiefer« bezeichnen will, nicht untermitteldevonischen Alters sind, wie es auf den Blättern Limburg, Eisenbach usw. entsprechend der Auffassung von Koch und E. Kayser dargestellt ist, sondern ins Oberdevon zu stellen sind. Die angeblich früher auf einzelnen Schiefergruben (z. B. Germania bei Laubuseschbach) gefundenen Versteinerungen untermitteldevonischen Alters sind aller Wahrscheinlichkeit verschleppte Wissenbacher Versteinerungen; jedenfalls ist es in den uralten und sehr ausgedehnten Langhecker Dachschiefergruben bisher noch nicht gelungen, Versteinerungen zu entdecken, obwohl sie in den nicht weit entfernten echten Wissenbacher Schiefern des Ruppachtales, namentlich in den daselbst auftretenden Kalkgeoden, recht häufig sind.

Abgesehen von der Frage der Alterstellung der soeben beschriebenen Langhecker Schiefer bieten die stratigraphischen Ver-

hältnisse innerhalb des Blattes Weilmünster keine besonderen Schwierigkeiten.

Von den einzelnen Stufen des Unterdevons sind nur die Koblenzschichten vertreten und zwar 1. Die Unterkoblenzschichten, bestehend aus einer mächtigen Wechselfolge von plattigen Grauwacken, Plattenquarziten und Grauwackeschiefern. Die Unterkoblenzschichten nehmen die Südostecke der Sektion ein; über die tektonische Gliederung dieses Gebietes haben die bisherigen Begehungen noch keine Klarheit gebracht; auch war es bisher noch nicht möglich, den mächtigen Schichtenverband weiter zu gliedern, da er petrographisch sehr eintönig ist, und Fossilien nur vereinzelt festgestellt werden konnten. Hervorzuheben ist noch, daß innerhalb der Unterkoblenzschichten stellenweise Porphyroideinlagerungen häufiger sind (innerhalb des Blattgebietes namentlich südlich von Dietenhausen); möglicherweise wird es mit Hilfe dieser Porphyroidhorizonte gelingen, eine speziellere Gliederung der Schichten durchzuführen.

Als Zwischenglied zwischen der Unterkoblenzstufe und den Oberkoblenzschichten ist, wie es scheint, über das ganze Blattgebiet der gemeinhin als Koblenzquarzit bezeichnete Horizont entwickelt. Er bildet, zumal auch die sehr mächtigen Oberkoblenzschichten sich bisher noch nicht weiter gliedern ließen, ein wichtiges Hilfsmittel zur Aufklärung der Tektonik innerhalb des Unterdevons.

Die Oberkoblenzschichten, bestehend aus einer mächtigen und einförmigen Schichtenfolge von Grauwacken, Grauwackeschiefern und feinen Tonschiefern, sind namentlich zwischen Weiltal und Solmsbachtal in großer Verbreitung entwickelt; Versteinerungen haben sich nur an wenigen Stellen bisher auffinden lassen; gute Fundstellen sind letzthin beim Bau der Solmstalbahn südlich von Bahnhof Kraftsolms aufgedeckt worden. Auffällig ist vor allem das gänzliche Fehlen des in der Nachbarschaft so überaus versteinerungsreich entwickelten Cultrijugatushorizontes der obersten Oberkoblenzschichten. Freilich ist dieser auf Blatt Braunfels und Merenberg auch nur dort bekannt, wo unmittelbar über dem

Unterdevon das Untere Mitteldevon entwickelt ist; man kann also auch aus dem Fehlen der Cultrijugatuszone an der Grenze gegen die Langhecker Schiefer schließen, daß letztere nicht normal auflagerndes Unteres Mitteldevon darstellen, sondern, wie oben ausgeführt wurde, transgredierendes Oberdevon.

Das Untere Mitteldevon ist, soweit bis jetzt zu übersehen ist, innerhalb des Blattgebietes nicht entwickelt; große räumliche Ausdehnung besitzt dagegen das Obere Mitteldevon, das in seinem unteren Teile durch mächtige Schalsteinablagerungen mit eingelagerten Decken von dichtem Diabas bezw. Diabasmandelstein vertreten wird. Im oberen Teile der Schalsteinmasse stellen sich schmale Einlagerungen von Kalkschiefer und Plattenkalken ein, die nach oben zu einer geschlossenen Riffkalkmasse, dem Massenkalkzuge zwischen Bermbach und Philippstein, zusammenwachsen. Dieser Massenkalk gehört in der Hauptsache noch dem Stringocephalenniveau an, westlich des Möttbachtales reicht er aber auch noch in das Untere Oberdevon (als Iberger Kalk) hinein, wie einzelne Funde von *Phillippsastrea* bei Philippstein beweisen. An dieser Stelle geht der Massenkalk durch allmähliche Übergänge (Flaserkalke und Kalkknotenschiefer) in das schiefrige höhere Oberdevon, typische rote Cypridinenschiefer, über.

Anders dagegen östlich des Möttbachtales nordöstlich von Philippstein; hier wird der Massenkalk noch von einer nach NO. zunehmenden Schalsteinmasse überdeckt, gehört also in seiner ganzen Mächtigkeit zum Oberen Mitteldevon. Hier folgt über dem Schalstein das Oberdevon in schiefriger Facies unmittelbar, ohne die geschilderten kalkigen Übergänge, und zugleich stellt sich an der Grenze von Mittel- und Oberdevon, also zwischen Schalstein und Cypridinenschiefer, das Roteisensteinlager ein, das westlich des Möttbachtales ganz fehlt, wo die Mittel-Oberdevongrenze kalkig entwickelt ist. Das Eisensteinlager nordöstlich von Philippstein ist auf den Gruben Eisensegen und Fortuna (z. T. schon auf dem Nachbarblatt Braunfels gelegen) abgebaut worden. Über die interessanten tektonischen Verhältnisse in diesem Grubengebiete habe ich bereits früher (Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. 1908) berichtet.

Erwähnt sei noch, daß innerhalb des schiefrigen Oberdevons nördlich von Philippstein, also in den normalen Cypridinenschiefern, gelegentlich Einlagerungen von an der Luft hellgrau verwitternden und würflig zerfallenden Wetzschiefern auftreten. Diese Wetzschiefereinlagerungen gewinnen in der Fortsetzung nach NO. (auf Blatt Braunfels) immer mehr an Bedeutung und gehen durch zunehmenden Kieselsäuregehalt in echte dunkle Lydite über, wie sie in dem Gebiete zwischen Oberndorf und Wetzlar und noch darüber hinaus bis nach Rodheim entwickelt sind. Andererseits treten sie bei Bonbaden, wo der Philippsteiner Schalsteinsattel in nordöstlicher Richtung eintauchend verschwindet, in unmittelbare Beziehung zu den Wetzschiefereinlagerungen der Langhecker Schiefer; auch in dieser Analogie kann man einen Beweis für die Altersgleichheit des Oberdevons im Muldengebiete mit den Langhecker Schiefern, der südlichen Randfacies, erblicken.

Über die petrographische Ausbildung des Oberdevons in der südlichen Randfacies wurde oben schon das wichtigste gesagt; erwähnt sei nur noch, daß die Schieferzone auf Blatt Weilmünster ebenso wie auf Blatt Weilburg gekennzeichnet ist durch gangförmige Durchbrüche von meist sehr basischen, also olivinreichen, körnigen bis dichten Diabasen; ganz ähnliche körnige, zweifellos oberdevonische Diabase sind im Muldeninnern die ständigen Begleiter des typischen Oberdevons der Mulde.

Daß auch das Eisensteinlager auf der Grenze des Schalsteins gegen das Oberdevon in der südlichen Randfacies nicht fehlt, wurde oben bereits hervorgehoben. Freilich unterscheidet sich das Lager in seiner Beschaffenheit etwas von dem Erzlager im Muldeninnern; während letzteres als ein typischer, bald kalkiger, bald kieseliger Roteisenstein entwickelt ist, tritt das Roteisen je weiter nach S. um so mehr zurück gegenüber Eisencarbonat, Magneteisen und Schwefelkies; dichtes Eisencarbonat, Magneteisen und Schwefelkies bilden, in der Regel untermischt miteinander, ein eigenartig meliertes Erz, das man als den Typus des Erzlagers in der südlichen Randfacies des Oberdevons bezeichnen kann; gelegentlich tritt auch dichter und deutlich geschichteter Schwefelkies allein

in bis zu 1 m starken Bänken (Gr. Riesenburg) auf. Es liegt nahe, anzunehmen, daß die Natur dieser Eisenverbindungen — die alle durch mangelnden Sauerstoffgehalt gegenüber dem Roteisenstein ausgezeichnet sind —, in irgend einem ursächlichen Zusammenhange mit den veränderten Sedimentationsbedingungen in dem südlichen Randbezirke steht; denn die überlagernden oberdevonischen Schiefer zeigen die gleichen auffälligen Unterschiede: im N. folgen über dem stets als Roteisen ausgebildeten Erzlager die leuchtend rot gefärbten Cypridinenschiefer bezw. rote Oberdevonkalke, im S über den sauerstoffarmen melierten Erzen die petrographisch ganz ähnlichen, aber ganz dunkel gefärbten Langhecker Schiefer. Diese wichtige Feststellung eröffnet zugleich die Aussicht, die Natur und vor allem die Bildungsweise des Erzhorizontes zwischen Mittel- nud Oberdevon im Lahngebiete zu ergründen auf einem Wege, der bei den bisherigen Erklärungsversuchen noch nicht beschritten ist.

Das jüngste Glied des Palaeozoicums innerhalb des Blattgebietes bildet die Gießener Grauwacke, die nach den Beobachtungen der letzten beiden Jahre zweifellos ins Obercarbon zu stellen ist und auch petrographisch ein völliges Äquivalent des Unteren flözleeren Sandsteins in Westfalen bildet. Sie liegt auf Blatt Weilmünster transgredierend über den ganzen übrigen, bereits vorher gefalteten paläozoischen Schichten, wie dies besonders schön an der Ostseite des Solmsbachtales in die Augen fällt; hier wird die ganze Hochfläche von der nur wenig gestörten Grauwacketafel eingenommen, während darunter am Talrande die einzelnen Schichten des Devons vom Unterdevon bis zum Oberdevon zum Vorschein kommen. Im Süden, östlich von Kröffelbach, ruht die Grauwacke nur auf dem obersten Teil des Plateaus; nach Norden steigt die Transgressionsfläche allmählich ins Tal hinab, so daß das Devon auf kurze Strecke zwischen Kraftsolms und Neukirchen ganz verschwindet und die Grauwacke ein kurzes Stück auch auf die linke Solmstalseite übergreift. Nördlich von Neukirchen hebt sich die Grauwacke wieder und die devonischen Schichten kommen erneut unter ihr am Talrende zum Vorschein.

Von jüngeren Bildungen sind innerhalb des Blattgebietes das Tertiär und Quartär vertreten.

Zum Tertiär gehören einzelne Erosionsreste der ursprünglich weitverbreiteten Quarzschotter der Vallendarer Stufe (Oberoligocän), die in der Umgebung von Bermbach und Dietenhausen festgestellt wurden; tertiären Alters sind ferner die nesterartig im Massenkalk bei Bermbach und Philippstein (Gr. Klöserweide) auftretenden Brauneisenerze.

Von diluvialen Bildungen sind außer dem Lößlehm kleine Terrassenreste im Solms- und Weiltal zu erwähnen.

2. Provinz Westfalen und Fürstentum Lippe.

Herr Paeckelmann begann mit der geologischen und agronomischen Aufnahme des Blattes Mettmann (Gr.-A. 52, Nr. 46).

Im Anschluß an seine früheren Arbeiten suchte er zunächst die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse des Mittel- und Oberdevons zu klären. Alsdann wurde die Kartierung des Gebietes zwischen Mettmann, Erkrath und Gruiten durchgeführt; dieses Gebiet stellt das Westende der Herzkämper Mulde am Bruchrande der Niederrheinischen Bucht dar; es wird zusammengesetzt aus stark gestörten devonischen Schichten vom Lenneschiefer bis zum höheren Oberdevon und aus tertiärem und diluvialem Deckgebirge.

Herr Ernst Naumann berichtet über die Ergebnisse seiner Aufnahmen auf dem Blatte Rinteln im Sommer 1914, die Muschelkalk und Keuper betreffen.

I. Muschelkalk.

Vom Muschelkalk interessieren besonders die Aufschlüsse in den obersten Tonplatten bei Heidelbeck. Das dicht südöstlich an der Meierei gelegene Profil im Dorfe Heidelbeck umfaßt die Schichtenfolge von den *Ostracina*-Schichten Grupe's, die hier ebenfalls erkennbar sind, bis zum Unteren Lettenkohlensandstein und an dem zum Küchenberge hinaufführenden Fußweg sind auch die meisten Schichten des Unteren Keupers bis zum Hauptsand-

stein aufgeschlossen. Das Profil beginnt an der Straße mit einem längeren Anschnitt, setzt sich dann im Steinbruch über der Straße und am Wege zum Küchenberg fort.

Profil I im Dorfe Heidelbeck 1914.

		m	
			Über Schicht 1 folgt nach einer kleinen Lücke Anoplophorensandstein mit einer harten, grauen Sandsteinbank
	1.		Hellgraue, blättrige Schiefertone
			Lücke rd. 2 m
	2.		Hellgraue, etwas rostige, glimmerführende plattige, dolomitische Kalke
			Lücke rd. 1 m
Hauptdolomit rd. 6 m	3.		Harter, grobkrystallinischer, dunkelgrauer, etwas ockeriger Kalkstein
			Lücke rd. 1 m
	4.	0,80	Ockeriger, dolomitischer Kalkschiefer
	5.	0,55	Harter, splittriger, ockeriger, hellbrauner, innen blaugrauer Kalk[1])
	6.	0,80	Hellgrauer, z. T. sandiger Schieferton
Unterer Lettenkohlensandstein 3,25 m	7.	0,60	Blaugraue Schiefertone und hellgraue, bis 1,5 cm starke Sandsteinschiefer
	8.	1,85	Ziemlich kompakte, z. T. quarzitische hellgraue Sandsteine mit Zwischenlagen von Schieferletten. Fucoiden. *Anoplophora brevis* u. a.
	9.	0,22	Plattiger, ockeriger, z. T. blaugrauer, krystallinischer, schiefriger Kalk mit Fischschuppen und zu unterst einer 1 cm mächtigen Platte mit *Lingula Zenkeri*
	10.	0,20	Blaugraue Schiefertone
	11.	0,16	Hell- bis dunkelbrauner Ockerkalk
	12.	0,40	Harter, blättrig zerfallender Schieferton
	13.	0,52	Brauner, plattig zerteilter, fester, an einzelnen Stellen pulvrig zersetzter Ockerkalk
Ockerige Grenzkalke 5,36 m	14.	0,16	Harter, ockerbrauner, innen blauer Kalk mit Drusen von Kalkspat und Bergkrystall
	15.	0,20	Blaugraue, feinschiefrig zerfallende Schiefertone mit *Anoplophora lettica* und *Myophoria transversa*
	16.	0,50	Härtere, hellockerbraune Kalkplatten und blaugraue Schiefertone im Wechsel
	17.	3,00	Blaugraue, ockerig bis gelb verwitternde, flach muschlig brechende Kalkschiefer mit untergeordneten, blaugrauen, harten dünnblättrigen Schiefertonen. *Anoplophora brevis* und sp., *Myophoria transversa* Born.

[1]) Alle diese Kalke haben einen Gehalt an kohlensaurer Magnesia.

Ostracina-Schichten 6,83 m	18.	1,15 Harte, blaugraue, meist linsenförmige Kalkbänke mit fossilreichen Lagen. *Ostrea ostracina*
	19.	0,30 Harter, knaueriger, blaugrauer und ockergelber Kalk mit flachen fossilreichen Linsen, *Ostrea ostracina*
	20.	0,35 Blaugraue, dünnblättrige, auf Klüften weißfleckig verwitternde Schiefertone mit schlecht erhaltener *Bairdia* in Menge
	21.	0,32 Hellockerbrauner, z. T. etwas glaukonitischer, plattiger Kalkschiefer mit rostigen Knötchen
	22.	0,32 Blaugraue, dünnblättrige, auf Klüften weißfleckig verwitternde Schiefertone
	23.	0,16 Blaugraue, hellockerbraun verwitternde, plattige Kalke
	24.	0,43 Harter, blaugrauer, krystallinischer, tiefockerbraun verwitternder, z. T. konglomeratischer Kalk
	25.	0,29 Blaugraue, dünnblättrige, auf Klüften weißfleckig verwitternde Schiefertone mit vielen *Estheria minuta* Goldf. sp.
	26.	0,40 Schiefrige, 1—2 cm starke hellockerbraune, plattige Kalke mit einzelnen Linsen von hartem, hellblaugrauem Kalk
	27.	0,26 Dünnblättrige, blaugraue, z. T. grünlichbraune Schiefertone
	28.	0,35 Schiefrige, 1—2 cm starke, unten blaugraue, oben hellockerbraune plattige Kalke mit Fischschuppen
	29.	0,70 Harte, blaugraue, auf Klüften rostige Bank mit *Ostrea ostracina*
	30.	0,80 Harter, dunkelblaugrauer, wulstiger Kalk mit *Ostrea ostracina* und wenig Schieferton
	31.	rd. 1,00 Blaugraue, dünnblättrige, z. T. grünliche Schiefertone. Alle Schichten des Profils fallen flach nach NO. ein.

Vor Besprechung dieses Profiles sei noch ein auf dem Nachbarblatte Vlotho, am Westausgang von Heidelbeck durch die Straße angeschnittenes Vergleichsprofil mitgeteilt, das bis zum Hauptlettenkohlensandstein reicht.

Profil II zwischen Heidelbeck und Tevenhausen 1914.

		m	
Hangendes: Hauptlettenkohlensandstein	1.	rd. 3,0	Graugrüner Sandsteinschiefer und Sandstein mit Roteisensteinknollen
	2.	rd. 1,0	Graugrüner, sandiger Schieferletten
	3.	rd. 2,0	Graugrüne und graue, schiefrige, dickplattige Sandsteine

Untere bunte Letten mit Dolomit- und Sandsteinbänken 7,05 m	4.	1,10	Hellgraue Schieferletten mit auskeilenden, gelben dolomitischen, mürben Kalklagen.
	5.	0,40	Brauner, dolomitischer, harter Kalk
	6.	0,20	Graugrüne Schieferletten
	7.	0,30	Gelbe, dolomitische Kalkschiefer
	8.	0,45	Graugrüne, oben ockrig verwitterte Bank quarzitartigen Sandsteins
	9.	1,00	Graugrüne Schieferletten
	10.	0,62	Muschlig brechende, hellgelb verwitternde Kalkplatten
	11.	0,30	Graugrüne, z. T. sandige, auf Klüften rostgelb verwitternde Schieferletten
	12.	0,73	Grauer, rostgelb verwitternder dolomitischer Kalk
	13.	0,25	Graugrüne, harte Schieferletten
	14.	0,20	Gelb verwitternder, harter, dolomitischer Kalk
	15.	0,10	Graugrüne Schieferletten
	16.	0,40	Gelb verwitternder, harter, dolomitischer Kalk
	17.	0,30	Violette, grünlich geflammte, quarzitisch harte Sandsteinlage
	18.	0,35	Rötliche Schieferletten, in gelbe, mürbe, dolomitische Schiefer übergehend
	19.	0,35	Hellgraugrüne Schieferletten
Hauptdolomit 6,62 m	20.	0,90	Harter, gelbbrauner, zuckerkörniger, dolomitischer Kalk mit Kalkspatdrusen
	21.	0,80	Violetter, grün geflammter, harter, sandig-toniger dolomitischer Kalk (verwittert muschelig zerfallend)
	22.	0,50	Hellgraugrüner, sehr harter, braun verwitternder, zuckerkörniger, dolomitischer Kalk
	23.	0,30	Graue, ins Violette spielende Schieferletten mit einer mittleren Lage hellgelber Schieferletten
	24.	1,5	Harter, blaugrauer, rostbraun verwitternder dolomitischer Kalkstein
	25.	1,10	Harte, feste, quarzitische, graue bis bräunliche, auch weißliche Sandsteinschiefer, zwei feste Bänke bildend mit *Myophoria transversa* Born.
	26.	0,27	Gelbbraun und rostbraun verwitternde, feinkrystallinische Kalke
	27.	0,50	Mürber, muschelig-kleinschiefrig zerfallender, dolomitischer Kalk
	28.	0,70	Gelblich bis braun verwitternde, plattige, dolomitische, ockerfarbige Kalke
Unterer Lettenkohlensandstein 3,65 m	29.	1,1	Grünliche, braune, harte, gefleckte Schieferletten mit *Myophoria transversa*
	30.	0,08	Braune, dolomitische Kalkbank
	31.	0,60	Graugrüne Schieferletten mit grünlichgrauen Sandsteinbänkchen
	32.	0,27	Blaugrauer, fast schwarzer Schieferton
	33.	0,60	Harter, grauer, z. T. bräunlicher, quarzitischer Sandstein

	34.	1,00	Graugrüne, harte Schieferletten mit einzelnen, dünnen, quarzitischen Sandsteinbänken (*Myophoria transversa*, *Anoplophora*, Kupferkies, Fucoiden)
Ockerige Grenzkalke (0,64) m	35.	0,01	Braune Kalkplatte mit *Lingula Zenkeri*
	36.	0,48	Grauer bis bräunlicher Schieferton
	37.	0,15	Stahlblaue, harte Kalkplatten, ockerbraun verwitternd

Über diese beiden Profile ist im einzelnen noch folgendes zu bemerken: Im Profil I sind zwischen den Schichten 1—4 Lücken angegeben, d. h. Stellen, wo das Anstehende durch Abhangschutt bedeckt und der Beobachtung unzugänglich war. Von Schicht 4 an abwärts sind alle Schichten deutlich aufgeschlossen. Die Schicht 17 in I ließe sich durch genauere Gliederung in zahlreiche kleine Kalkbänke und Schiefertonlagen zerlegen; der besseren Übersicht wegen habe ich auf eine solche Feingliederung verzichtet, bemerke aber ausdrücklich, daß meine Gliederung das Studium dieser schönen Aufschlüsse natürlich nicht erschöpfen kann. Ihr Detailstudium muß dem häufigen Besuch dort wohnhafter Forscher überlassen bleiben.

Zu unterst im Profil I hat die Erbauung der Landstraße Heidelbeck-Silixen im Dorfe Heidelbeck selbst die *Ostracina*-Schichten sehr gut aufgeschlossen. Sie bestehen aus harten, blaugrauen, meist ockerig verwitternden Kalkbänken und diesen zwischengeschalteten blaugrauen bis grünlichen Schiefertonen. Erstere herrschen bei weitem vor; denn in unserem Profil I ist die Gesamtmächtigkeit des Kalkes dieser Schichten etwas mehr als doppelt so groß, wie die der Schiefertone. An einzelnen Stellen sind diese Kalkbänke nicht durch und durch fest, sondern es treten im Gestein meist länglichrunde bis kopfgroße Zersetzungsherde auf, aus denen beim Anschlagen ein dunkelrostbraunes Pulver von Ocker herausfällt. Neben den festen Kalkbänken sind auch plattige, oft wulstige Kalke vorhanden, von denen Schicht 21 etwas Glaukonit enthält. Alle Kalke enthalten große Mengen von *Placunopsis ostracina*, während andere Versteinerungen selten sind und Ceratiten bisher fehlen. Manche linsenförmigen Bänke (Schicht 18) zeigen auf dem Querschnitt unzählige Durchschnitte von kleinen *Ostrea*-Schalen. Der von Grupe im oberen Wesergebiet aufge-

stellte Name *Ostracina*-Schichten ist also für die Schichten Nr. 18—31 unseres Profiles I gerechtfertigt. Die Schiefertone sind hellblaugrau und ziemlich fest, verwittern aber zu dünnen Blättchen von grünlichgrauer Farbe. Sie enthalten in Schicht 20 zahlreiche, wenn auch durch Zersetzung kaum kenntliche Schälchen von *Bairdia*, daneben *Estheria minuta* GOLDF. sp., die besonders in Schicht 25 in Menge zu finden ist. Dieses Vorkommen von *Bairdia* und von Estherien im Muschelkalk ist im Wesergebiet bisher noch nicht beobachtet worden, dagegen nach KARTHAUS[1]) bei Holzhausen, wo diese Versteinerungen in Schiefertonen und im sogen. Bairdienkalk vorkommen, mit dem KARTHAUS dort die Lettenkohle beginnen läßt (vergl. unten S. 571). Wegen der großen Verbreitung solcher Ostracodentone in Deutschland möchte ich dem Namen »*Ostracina*-Schichten« zufügen »und Ostracodentone«, wenigstens für mein Untersuchungsgebiet bei Heidelbeck. *Ostracina*-Schichten allein ist auch deshalb weniger bezeichnend, weil *Placunopsis ostracina* z. B. in Thüringen auch in gewissen Bänken der untersten Tonplatten dicht über dem Trochitenkalk in Menge auftritt.

Zwischen den *Ostracina*-Schichten und dem Unteren Lettenkohlensandstein liegt im Profil I noch eine etwa $5^1/_2$ m mächtige Folge von meist weniger mächtigen Ockerkalken und Schiefertonen, die ich als »Ockerige Grenzkalke« von den *Ostracina*-Schichten abtrennen und als oberste Grenzschicht des Muschelkalkes gegen den Unteren Keuper ansehen möchte. In diesen Schichten herrschen die Kalke mit etwa 3 : 2 vor, sie sind blaugrau, feinkrystallinisch, oft etwas sandig und plattig und verwittern meist ockerbraun bis gelb. In Schicht 14 fanden sich Drusen von Kalkspat und Bergkrystall. An Fossilien wurden in Schicht 9 neben Fischschuppen zahlreiche Schalen von *Lingula Zenkeri* beobachtet, Schicht 15 und 17 enthalten schon echte Lettenkohlenversteinerungen, wie *Myophoria transversa*, *Anoplophora lettica* und *brevis*; Ceratiten sind dagegen hier bisher nirgends beobachtet worden, wohl aber Fucoiden in den Kalken. Die *Lingula*-Platte Schicht 9 kehrt auch im Profil II an der Basis der Lettenkohlenschichten

[1]) EMIL KARTHAUS, Mitteilungen über die Triasformation im nordöstlichen Westfalen und in einigen angrenzenden Gebieten. Diss. Würzburg 1886, S. 45—60.

mit Schicht 35 wieder. Auch die Schiefertone enthalten zuweilen echte Lettenkohlenversteinerungen, wie *Anoplophora lettica* und *Myophoria transversa*.

Die Abgrenzung von Muschelkalk und Kohlenkeuper.

Über der soeben erwähnten *Lingula*-Platte folgt in beiden Profilen der Untere Lettenkohlensandstein, mit dem ich den Kohlenkeuper beginnen lasse. Ich folge hierbei hauptsächlich praktischen Gründen; es ist nämlich nicht leicht, zwischen den *Ostracina*-Schichten und den ockerigen Grenzkalken im Felde eine scharfe Grenze zu ziehen, während zwischen dem Unteren Lettenkohlensandstein und diesen Grenzkalken eine solche scharfe Grenze besteht. Obwohl es sich nun auch verteidigen ließe, die ockerigen Grenzkalke, die schon echte Lettenkohlenversteinerungen führen, mit zum Kohlenkeuper zu ziehen, so möchte ich doch hier im Wesergebiet mit Grupe den Kohlenkeuper erst mit dem Auftreten reiner Sandsteinschichten beginnen lassen, die Grenze also an die Basis des Unteren Lettenkohlensandsteins legen. Das von Grupe[1]) bei Ottenstein beobachtete Vorkommen von Ceratiten bis herauf an die Grenze des Unteren Lettenkohlensandsteins erscheint nach den neueren Beobachtungen von Benecke[2]) allerdings fraglich. Hier bei Heidelbeck wurden in diesen Schichten des Oberen Muschelkalkes bisher keine Ceratiten beobachtet. Die Ostracoden *Bairdia* und *Estheria* sind in manchen Schiefertonen des Obersten Muschelkalkes sehr häufig, so daß z. B. Karthaus in seinem Profil von Holzhausen geradezu von Ostracodentonen spricht. Ich vermute, daß sich in unseren beiden Profilen bei Heidelbeck in den Schiefertonen bei genauerer Untersuchung wohl noch mehr Ostracodenschichten finden werden. Wichtig ist, daß auch in Thüringen die obersten Schichten des Muschelkalkes Estherien und Bairdien in Menge enthalten, während letztere aus diesen Schichten in Süd-Hannover und im oberen Wesergebiet bisher nicht bekannt geworden sind. Karthaus' Ostracodentone

[1]) Grupe, a. a. O. S. 72.

[2]) E. W. Benecke, Über die »Dolomitische Region« in Elsaß-Lothringen und die Grenze von Muschelkalk und Lettenkohle. Mitt. d. Geol. Land.-Anst. v. Elsaß-Lothringen, Bd. IX, 1914, S. 67 u. 75.

von Holzhausen dürften eine tonige Facies unserer *Ostracina*-Schichten darstellen; den Bairdienkalk KARTHAUS' habe ich in den Profilen bei Heidelbeck bisher nicht erkennen können, doch fällt auf, daß in dem Bairdienkalk von Holzhausen auch *Lingula Zenkeri* vertreten ist, die bei Heidelbeck in der obersten Schicht des Muschelkalkes auftritt. Auch liegt in der Sammlung der Königlichen Geologischen Landesanstalt in Berlin ein von PROESCHOLDT 1894 gesammeltes Stück Bairdienkalk von Leimrieth bei Hildburghausen, das in Farbe und Aussehen unserem Gestein von Heidelbeck völlig gleicht, nur enthält es außer *Lingula Zenkeri* noch deutliche Bairdien. Die ockerigen Grenzkalke bei Heidelbeck mögen ungefähr den Thüringer Glasplatten und Kastendolomiten entsprechen[1]). Wir haben also in diesen obersten Schichten des Muschelkalkes im Wesergebiet und in Thüringen in den großen Zügen viel Übereinstimmung, im kleinen mancherlei Abweichung. Eine bis in das Einzelne gehende Gleichstellung der Schichten in beiden Gegenden ist natürlich nicht möglich.

II. Keuper.

Der Untere Keuper oder Kohlenkeuper findet sich auf Blatt Rinteln nur zwischen Asendorf und Heidelbeck an den Talhängen der Osterkalle. Aus den vorhandenen Aufschlüssen ergibt sich folgende Gliederung von oben nach unten:

Bezeichnung in Ostthüringen nach SCHMID und NAUMANN			Bezeichnung im Gebiete des oberen Wesertales nach GRUPE		Bezeichnung auf Blatt Rinteln nach NAUMANN	
Grenzdolomit Lichte Mergel		ku_2	1) Region des Grenzdolomits	ku_2	1) Zone der oberen bunten Mergel m. Dolomiten (Region des Grenzdolomits)	ku_2
graue Sandsteine	Hauptsandstein Zwischenschichten, Anoplophorasandstein	ku_1	2) Hauptlettenkohlensandstein	ku'_1	2) Hauptlettenkohlensandstein	ku'_1
			3) Anoplophorasandstein	ku_1	3) Zone der unteren bunten Letten m Dolomit- und Sandsteinbänken	ku_1
Kohlenletten			4) Hauptdolomit		4) Hauptlettenkohlendolomit[2])	
			5) Unterer Lettenkohlensandstein		5) Unterer Lettenkohlensandstein	

[1]) E. NAUMANN, Zur Gliederung des Unteren Keupers in Thüringen. Dieses Jahrbuch f. 1914, Bd. XXXV, Teil I, S. 292.

[2]) Der Name Hauptdolomit ist bereits für gewisse Dolomite des Mittleren Zechsteins vergeben. Ich nenne diese Schicht hier deshalb Hauptlettenkohlendolomit.

Im einzelnen sei über diese 5 Zonen folgendes mitgeteilt:

Der Untere Lettenkohlensandstein ist im Profil I 3,25, im Profil II 3,65 m mächtig und besteht aus hellgrauen, z. T. quarzitischen Sandsteinschiefern und -bänken, die vielfach von grauen, z. T. sandigen Schiefertonlagen unterbrochen werden. *Myophoria transversa*, *Anoplophora brevis* und kleine Pflanzenreste sind darin häufig; der unterste Schieferton enthält kleine Einsprengungen von Kupferkies. In Thüringen ist (z. B. bei Weimar) dieser Sandsteinhorizont meist verkümmert, dafür treten schwarze Kohlenletten mit Pflanzenhäcksel und Schwefelkies auf, also statt der sandigen dort eine fast rein tonige Facies.

Der Hauptlettenkohlendolomit ist bei Rinteln ebenso typisch entwickelt, wie im oberen Wesergebiet. Er enthält in Schicht II, 25 eine 1,10 m mächtige Sandsteinlage, in der sich *Myophoria transversa* fand, scheint aber sonst meist frei von Fossilien. Bei Weimar kann die obere Abteilung der Kohlenletten mit Dolomitbänken als Vertreterin des Hauptdolomits angesehen werden, natürlich ohne allzustrenge Gleichstellung einzelner Schichten. Aber eine so mächtige Entwicklung dolomitischer Kalkbänke wie im Wesergebiet ist in den Kohlenletten Thüringens nicht vorhanden. In unserem Profil II treten Einlagerungen von Schieferton im Hauptdolomit ganz zurück; Schicht II, 21 und 25 sind harte, sandig dolomitische, quarzitähnliche Kalke, die erstere ist bunt geflammt und könnte auch zur folgenden Abteilung gezogen werden.

Diese Zone der unteren bunten Letten mit Dolomiten und Sandsteinbänken (im Profil II, Schicht 4—19) entspricht Grupe's Anoplophorasandstein (a. a. O. S. 76). Ich möchte diesen aus Thüringen übernommenen Namen hier nicht für diese Zone verwenden, weil deren wesentlicher Bestandteil hier nicht Sandsteine, sondern graue und bunte Schieferletten sind. Die Schieferletten nehmen in unserem Profil II etwas über die Hälfte, die dolomitischen Kalke etwa ein Drittel, die Sandsteine (Schicht 8 und 17) nur wenig mehr als ein Zehntel der Mächtigkeit dieser Zone ein. Die Sandsteine treten also hier ganz zurück und die Entwicklung ist eine mehr tonig-kalkige mit vorwiegendem

Tongestein. Auch GRUPE[1]) hat in seinen Profilen von Bödexen und Lüntorf verhältnismäßig viel Tone und Mergel, die freilich noch öfter sandig sind, und er hat dort auch die besonders harte, quarzitische Beschaffenheit der Sandsteine dieser Zone. Noch mehr gleicht die von GRUPE in Südhannover beschriebene Ausbildung der unsrigen bei Heidelbeck; aber dort hat GRUPE die Zone auch als »Bunte Mergel« bezeichnet. Bei Detmold besteht diese Stufe nach MESTWERDT[2]) aus vorherrschenden bunten Letten mit einer dünnen Dolomitbank und einigen sandigen Bänken. Hier tritt also der Dolomit zurück und sandige Bänke herrschen vor; die die Hauptmasse bildenden bunten Mergel sind in ihrer ganzen Folge bunt, während bei Heidelbeck nur die unteren Schichten rote Farben aufweisen. STILLE[3]) hat im östlichen Westfalen seine Zone der Unteren Letten mit Dolomiten in die beiden Abteilungen der dunklen und bunten Letten zerlegt. Hier bei Heidelbeck muß diese untere Abteilung unbedingt als Hauptlettenkohlendolomit bezeichnet werden, da die Dolomitbänke bei weitem vorwiegen; die obere Abteilung zeigt hier, wie gesagt, nur in den unteren Schichten rote Färbung. Die reiche Fossilführung an Zweischalern und Pflanzenresten, wie ich sie aus einigen Gegenden in Thüringen aus dem Anoplophorasandstein kenne, scheint unseren Schichten bei Heidelbeck zu fehlen; doch müssen weitere Untersuchungen lehren, wie weit diese Ausbildung nach W. hin anhält, zumal da HAARMANN[4]) bei Osnabrück GRUPE's Anoplophorasandstein wieder erkannt hat.

Der Hauptlettenkohlensandstein ist im Profil II bei Heidelbeck in seinen untersten Schichten 6 m mächtig aufgeschlossen, sonst fehlt aber ein Profil der übrigen Schichtenfolge.

[1]) O. GRUPE, Der Untere Keuper im südlichen Hannover. v. KOENEN-Festschrift, Stuttgart 1907.

[2]) A. MESTWERDT, Wissenschaftliche Ergebnisse bei der Aufnahme von Blatt Detmold im Jahre 1908. Dieses Jahrbuch für 1908, Bd. 29, Teil II, S. 479.

[3]) H. STILLE, Zur Stratigraphie der deutschen Lettenkohlengruppe. Dieses Jahrbuch für 1908, S. 148.

[4]) ERICH HAARMANN, Die geologischen Verhältnisse des Piesbergsattels bei Osnabrück. Dieses Jahrbuch für 1909, I, S. 18.

Die Zone der oberen bunten Letten mit Dolomiten (Region des Grenzdolomits) beginnt über dem Hauptlettenkohlensandstein mit roten Schieferletten und mit scharfer Grenze. Diese etwa 15 m mächtige Abteilung besteht ganz gleichmäßig aus matt braunrot gefärbten und matt gelb geflammten Schieferletten von oft ganz dünnblättriger Beschaffenheit, denen sehr untergeordnet gelbe, meist auch mattfarbige und gewöhnlich dünnplattige Dolomite eingeschaltet sind; *Myophoria Goldfussi* wurde darin nirgends beobachtet, auch haben sich keine anderen Fossilien darin gefunden. Diese dünnen Dolomitbänkchen sind durch die ganze Abteilung hindurch allgemein verbreitet, wir vermissen also hier das Auftreten eines Grenzdolomits mit seiner charakteristischen Fossilführung, wie er in Thüringen und Franken eine meist scharf abtrennbare oberste Grenzschicht bildet.

Der Mittlere Keuper oder Gipskeuper, über dessen Gliederung ich bereits im vorigen Bericht einiges mitgeteilt habe, läßt sich in seiner untersten Abteilung, den Unteren bunten Mergeln (km_1) noch besonders in 4 Unterabteilungen zerlegen:

1. Obere graue Mergel = Graue Mergel Grupe's = $km_1\sigma$ Mestwerdt's.
2. Obere bunte Mergel = Bunte Mergel Grupe's.
3. Untere graue Mergel } = Gipsresiduenschichten Grupe's.
4. Untere bunte Mengel }

Die unterste Stufe besteht aus etwa 20 m mächtigen, vorwiegend roten, daneben auch grauen Mergeln, denen einige harte, hellgraue Steinmergelbänkchen eingeschaltet sind. Gipslager sind nirgends erhalten, dagegen fehlt es nicht an Knollen und schichtigen Lagen von Gipsresiduen, die aus durch Kalk verkitteten Mergelbrocken und Quarzkryställchen bestehen. Über diesen bunten Mergeln folgt eine etwa 10—15 m mächtige, einförmige Serie von grauen Mergeln, die bei Asendorf und Heidelbeck so scharf ausgeprägt ist, daß sie sich mit Leichtigkeit auf der Karte ausscheiden ließe; auch hier keine Gipslager, dagegen viele Gipsresiduen. An der oberen Grenze dieser grauen Mergel gegen die hangenden bunten Mergel findet sich östlich Asendorf eine Mergelbreccie,

die vielleicht als Auslaugungsbreccie von Gips oder Salz zu deuten ist. Nordöstlich von Heidelbeck liegen in dem Aufschluß bei Höhe 200,6 in diesen grauen Mergeln einige gelbe, an die Zone des Grenzdolomits erinnernde, feste, kalkige Schichten, die aber nicht aushalten. GRUPE's bunten Mergeln des km_1 entspricht hier eine etwa 20—30 m mächtige Zone von bunten, vorwiegend roten Mergeln mit einzelnen Lagen von Steinmergeln und Gipsresiduen. Über ihnen folgen bis zum Schilfsandstein noch etwa 15 m graue Mergel, die grauen Mergel GRUPE's und MESTWERDT's. Eine Ausscheidung dieser Stufe auf der Karte ist unterblieben; denn mit demselben Rechte hätten auch die unteren grauen Mergel und damit alle vier Unterabteilungen von km_1 ausgeschieden werden können, was aber praktisch bedeutungslos und daher überflüssig erschien. Die bereits östlich von Wennenkamp beobachtete gelbe Lettenschicht im Liegenden des Schilfsandsteins wurde auch bei Heidelbeck vielfach beobachtet. Dagegen fehlt diesen obersten Schichten der Stufe km_1 hier anscheinend jener Horizont mit *Estheria laxitexta*, wie er in Thüringen und Franken bekannt geworden ist. Wenigstens habe ich im Osten bei Friedrichswald und Wennenkamp, im Westen bei Heidelbeck vergeblich gesucht. Dagegen sind nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn RENNER von ihm an einer Stelle auf dem südlichen Nachbarblatte Bösingfeld einige Estherien in diesen Schichten gefunden worden. Das Heidelbecker Gebiet des Unteren Gipskeupers zeigt demnach eine große, nur durch die verschiedene Farbe unterbrochene Einförmigkeit. Die charakteristischen Fossilbänke Thüringens und Frankens, wie die Corbulabank, die Bleiglanzbank, die Estherienschichten und die in bestimmten Horizonten wiederkehrenden Gipslager fehlen.

Im Steinmergelkeuper zeigt sich die größte Übereinstimmung mit dem östlichen Teile des Blattes. Der Steinmergel mit *Estheria* sp. und Fischschuppen konnte hier jedoch bisher nicht nachgewiesen werden, obwohl eine ganz gleichartige Steinmergelbank z. B. an der Straße Silixen-Heidelbeck vorhanden ist. Es sei noch nachgetragen, daß sich in dem Tälchen südlich vom g im Worte »Wese-

berg« der Karte in dieser Steinmergelbank kleine Gastropoden (*Natica* sp.?) gefunden haben, die aber keine sichere Bestimmung zulassen. Ich vermute, daß diese Schicht derjenigen entspricht, die O. Brandt[1]) von Vlotho erwähnt und die Kluth[2]) bei Vlotho am Wege nach Bonnenberg beobachtet hat.

Was die Verteilung der Krystallformen des Schwefelkieses im Steinmergel anbetrifft, so kann ich die Angabe O. Brandt's[3]), daß im obersten Drittel unseres Steinmergelkeupers der Würfel, im mittleren das Pentagondodekaeder die Krystallform bildet, nur im allgemeinen zustimmen. In denjenigen Mergelgruben, welche dicht unter der Grenze zum Rätsandstein angelegt sind, fand ich allerdings fast ausschließlich die Würfelform, in den tieferen, mehr mittleren Schichten angehörenden Mergelgruben dagegen vorwiegend das Pentagondodekaeder.

Der Obere Keuper oder das Rät, über den schon im vorjährigen Bericht das wesentliche mitgeteilt wurde, läßt auch im südlichen Teile des Blattes vier Stufen erkennen. Die unteren Grenzschichten sind in einem Profil südöstlich vom Bögerhof an der Straße aufgeschlossen. Dieses lautet:

Nr.	m	Von oben nach unten: Profil III.
1.	rd. 10	Schwarzblaue Schiefertone und braune Quarzitbänke (eine solche Bank 0,5 m mächtig ist Bruchstein)
2.	rd. 2	Vorwiegend Schieferton mit einzelnen, bis 1 dcm starken Quarziten
3.	0,3	Blaugrauer harter Quarzit ohne deutliche Schichtung (diese Bank ist weiter südlich 0,85—1 m mächtig und Bruchstein gewesen)
4.	0,08	Blaugrauer Schieferton
5.	0,08	Hellgraue Quarzitbank
6.	rd. 2	Blaugraue Schiefertone mit dünnen Quarzitlagen
7.	0,43	Hellgraue, schiefrig zerfallende Quarzitbank
8.	0,78	Blaue bis schwarze, glimmerführende dünnblättrige Schiefertone mit einer 2 cm starken Quarzitlage
9.	0,45	Vorwiegend Quarzitschiefer mit schwachen Schiefertonlagen

[1]) v. Dechen, Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz u. d. Provinz Westfalen, II, S. 361.

[2]) R. Kluth, Der Gipskeuper im mittleren Wesergebiet. Diss. Göttingen 1894.

[3]) O. Brandt und R. Wagener, Die jurassischen Bildungen der Gegend zwischen dem Teutoburger Wald und der Weser. Verhdl. d. naturh. Ver. d. preuß. Rheinlande und Westfalens. Bd. 21, 1864, S. 7.

10.	1,4	Blaugraue bis schwarze, dünnblättrige Schiefertone mit dünnen Quarzitlagen häufig wechselnd
11.	0,80	Blaugraue und braune Schiefertone mit gelblicher und rostiger Verwitterung mit einer 2 cm starken Quarzitlage
12.	0,05	Bonebed: dunkelockerbraune, festere Toneisenstein-ähnliche Lage mit zahlreichen Zähnen, Fischschuppen und Knochenbruchstücken
13.	0,15	Graue, z. T. eisenreiche Schiefertone mit Rutschflächen
14.	0,12	Quarzitischer Sandstein, oben in harten Schieferton übergehend
15.	2,15	Blaugraue bis schwärzliche, dünnblättrige Schiefertone, z. T. härter, besonders oben sehr fett und vitriolreich
16.	0,40	Harter grauer bis blaugrauer, sehr fein diagonalschichtiger Quarzit (früher Bruchstein), unvollständig aufgeschlossen.

In den im vorigen Bericht mitgeteilten Profilen Nr. III, IV und V entsprechen sich anscheinend die Schichten III, 10, IV, 11 und V, 3, es ist also in allen drei Profilen ein, wenn auch z. T. verkümmertes Bonebed vorhanden, das von dem Grenzdolomit ähnlich gefärbtem, teilweise quarzitischem Steinmergel unterlagert wird. Das Bonebed im obigen Profil III scheint mir nun nicht den drei ebengenannten zu entsprechen, sondern ein zweites höher gelegenes vorzustellen. Ich vermute, Schicht V, 3 in meinem Bericht von 1913 entspricht Schicht 16 unseres obigen Profiles 1914; doch ist im letzteren in 16 das geringmächtige, tiefere Bonebed nicht vorhanden, dafür aber ein höheres, Schicht 12, um so besser ausgebildet. Dieses Auftreten von zwei Bonebed-Schichten entspricht auch den Beobachtungen anderer Autoren. PFLÜCKER[1]) hat bei Göttingen sogar vier Knochenlager beobachtet.

Unsere Bonebed-Schicht enthält u. a.

Trematosaurus Albertii PLIEN.
Hybodus minor AG.
» *sublaevis* AG.

In dem unteren Bonebed wurde im großen Steinbruch in Almena *Hybodus minor* AG., in der Mergelgrube östlich von Maasberg (vergl. Profil III 1913, Schicht 10) *Saurichthys acuminatus* AG. gefunden. Für die Mächtigkeit der über diesen Grenzschichten folgenden Stufe der Quarzite und Sandsteine kann keine be-

[1]) PFLÜCKER Y RICO, Das Rät in der Umgegend von Göttingen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1868, S. 397 ff.

stimmte Zahl angegeben werden; in dem Steinbruch nordwestlich vom Hofe Laßbruch sind die Rätquarzite 6 m mächtig aufgeschlossen und im großen Steinbruch in Almena sind sie wohl an 15 m mächtig, wobei allerdings eine ihnen eingeschaltete Lage von grauen, sandigen, pflanzenführenden Schiefertonen mitgerechnet ist. Die gleichen pflanzenführenden Schichten mit *Equisetum arenaceum* wurden 1914 am Almenaer Berg bei dem Bau eines Hauses nahe 191,3 und südöstlich von Exten über den Eisenhämmern bei dem Bau einer elektrischen Leitung vorübergehend aufgeschlossen.

Für das Protocardienrät oder die *Taeniodon*-Schiefer sind die Aufschlüsse im Gehölz südöstlich vom Bögerhof und besonders die im Kehl bei Exten zu nennen. Im südwestlichen Teil des Kehlgehölzes scheinen die Schichten des steilen Fußweges Pflücker's unterem und mittlerem Protocardienrät anzugehören; in den tieferen Schichten ist dementsprechend *Taeniodon praecursor* häufig, in den höheren wurde *Taeniodon Ewaldi* und daneben *Modiola minuta* Goldf. beobachtet. *Avicula contorta* Portl. in kleinen Exemplaren und *Gervilleia praecursor* haben sich in dem Straßenanschnitt südwestlich vom Bögerhof anscheinend auch hier in mittleren Schichten dieses Protocardienräts gefunden.

Die oberen Grenzschichten des Räts gegen den Lias sind etwas zusammenhängend nur am Kehl bei Exten teils im Straßengraben, teils an dem in nordöstlicher Richtung von dieser Straße am Südrande des Kehlgehölzes hinführenden Feldweg aufgeschlossen. Sie sind hier in den unteren Schichten mehr sandig, in den oberen tonig entwickelt. Die grauen, sandigen, feinschichtigen, glimmerführenden Tone enthalten zuweilen, wie im Straßengraben am Hagenberg bei Nösingfeld Toneisensteingeoden, die schiefrigen, mürben, glimmerreichen Sandsteine gehen nach oben allmählich in sandige Tone über; Fossilien sind bisher in beiden nicht gefunden.

Etwas südlich von der Abzweigungsstelle des Weges nach der oberen Liastongrube steht am Kehl bei Exten an der westlichen Seite der Fahrstraße über den obersten Rätschiefern eine etwa 10 cm starke graubraune bis bläulichgraue harte Kalkbank an, die unterste Schicht des Lias. Sie enthält außer winzigen Stielgliedern von

Crinoiden nur einige Ostreen, während *Psiloceras planorbis* darin von mir bisher nicht gefunden wurde[1]).

III. Lagerungsverhältnisse.

In tektonischer Hinsicht ist der Aufbau des südwestlichen Teiles des Blattes Rinteln einfach, indem die Schichten fast allgemein nach NO. zur Mulde des Extertales einfallen und größere Störungen der Lagerung hier fehlen. Für die im vorigen Berichte ausgesprochene Vermutung, daß die von MESTWERDT[2]) zwischen Calldorf und Tevenhausen festgestellte Verwerfungsspalte, die den Calldorfer Sattel von Oberem Muschelkalk im NO. begrenzt auf unser Blatt herübersetze, hat die Kartierung nur unsichere Anhaltspunkte ergeben. Jener Sattel des Oberen Muschelkalkes schließt sich an der Osterkalle nördlich von Asendorf ohne eine größere Schichtenstörung.

Dieses östliche Ende der genannten Aufsattelung südlich von Heidelbeck und östlich von Asendorf, wo die Stufe km_1 den Höhenkamm bildet, ist jedoch nur ein scheinbares; denn wenig weiter südlich tritt der Muschelkalk bei Lüdenhausen von neuem hervor. Man kann hier zwar im Sinne einer oberflächlichen Orientierung mit STILLE[3]) von einer nordwestlichen Fortsetzung seiner Pyrmonter Achse reden. Bei genauerer Betrachtung der tektonischen Verhältnisse zeigt sich jedoch, daß man es nur mit dem Auftreten einer anderen, ähnlich gerichteten Sattelerhebung zu tun hat. Man ist m. E. nicht berechtigt, in einem durch ungleichmäßigen Faltungsdruck unregelmäßig gestalteten Gebiet die verschiedenen Sattelerhebungen künstlich in eine Achse zu ordnen, weil solche Aufreihung ein falsches Bild von dem wirklichen tektonischen Aufbau unserer Gegend zu geben geeignet ist.

In dem Gebiet zwischen Bremke, Rott, Friedrichswald und

---

[1]) Vergl. dazu die Angabe von BRANDES über einen Fund HOYER's im N. Jahrb. f. Min. usw., Beilage Bd. XXXIII, S. 384 Anm. 1.

[2]) A. MESTWERDT, die Quellen von Germete bei Warburg und von Calldorf in Lippe. Dieses Jahrbuch 1911, Bd. 32, I, S. 156.

[3]) H. STILLE, der geologische Bau der Ravensbergischen Lande. 3. Jahresbericht des Niedersächs. geol. Vereins zu Hannover 1910. S. 233—234.

Hagendorf finden wir eine Anzahl von SW. nach NO. gerichteter Verwerfungen, die z. T. mit den Friedrichswalder Störungen zusammenhängen. So bilden zwei von diesen Verwerfungen die Fortsetzung der Brüche, die den Friedrichswalder Lias begrenzen. Andere durchsetzen ungefähr gleichgerichtet den Rät- und Gipskeuper bei Nösingfeld, Rott und Bremke. Daß aber auch in der großen Rätmulde, die sich von SSO. nach NNW. mit dem Extertal als Achse in breiter Fläche durch unser Blatt zieht, noch Fortsetzungen dieser Störungen vorhanden sind, beweist das Vorkommen von Lias bei Rohbraken und Almena.

3. Provinz Hessen-Nassau.

Herr Blanckenhorn berichtet über seine Aufnahmen auf der südlichen Hälfte des Blattes Ziegenhain.

Die südliche Hälfte des Blattes Ziegenhain bietet nur fünf Formationsgruppen, nämlich Untere Trias, d.h. Buntsandstein nebst einigen kümmerlichen Schollen von Unterem Wellenkalk, dann mittleres Tertiär, basaltische Gesteine, Pliocän und Quartär.

Der Buntsandstein.

Für den Buntsandstein, von dem nur der Mittlere und Obere vertreten sind, gilt dieselbe Gliederung, wie sie Denckmann für die südöstliche Ecke des westlich angrenzenden Blattes Gilserberg durchgeführt hat.

Mittlerer Buntsandstein (sm).

Der Mittlere Buntsandstein zerfällt in die drei Abteilungen der überall durch Petrefaktenführung wohl gekennzeichneten Gervillienplatten (sm1), des Stubensandes (sm2) und der oberen Bausandsteinzone (sm3).

Die Gervillienplatten (sm1).

Die Gervillienplatten stehen faciell dem Unteren Buntsandstein des westlichen Kurhessens näher als dem Mittleren. Man könnte sie auch als fossilführenden Horizont des Unteren bezeich-

nen, von dem sie sich eben wesentlich durch ihre Fossilführung unterscheiden. Da letztere innerhalb des in Rede stehenden Gebietes überall verbreitet ist, läßt sich danach die Abscheidung sowohl nach unten wie nach oben bequem durchführen. Das Leitfossil ist die bekannte *Gervillia Murchisoni,* neben der *Estheria Albertii* Voltz sp. (= *E. Germari* Beyr.) eine untergeordnete Rolle spielt, indem sie sich bis jetzt nur auf eine glimmerreiche rote Lettenschicht im Steinatal beschränkt zeigte.

Im übrigen weist der Horizont der Gervillienplatten dieselben Eigentümlichkeiten auf, wie der Untere Buntsandstein des westlichen Hessens, vor allem die charakteristischen Erscheinungen von Strandbildungen, wie sie in anderen Gebieten Deutschlands auch dem Chirotheriensandstein, dem Grenzhorizont zwischen Mittleren und Oberen Buntsandstein eigen sind, nämlich Wellenfurchen oder Ripplemarks auf der Oberseite der Platten, gekröse- oder schlierenartige unregelmäßige Wülste, Höcker, Gleitspuren, Hieroglyphen verschiedener Art, Trockenrisse und Steinsalzpseudomorphosen namentlich auf den unteren Flächen der Schichten. Nur sichere Tierfährten wurden hier noch nicht beobachtet.

Auffällig sind die außerordentlich häufigen strichförmigen, an Vogelfüße erinnernden Erhabenheiten auf der Unterseite solcher Platten, die hier von einer mehr oder weniger dicken Eisenockerschicht überzogen sind. Auf solchen überkrusteten Platten sind sie eine fast regelmäßig wiederkehrende Erscheinung. Ihre Entstehung denke ich mir ähnlich wie diejenige der bekannten Trockenrisse. Wie letztere an grünliche Tonzwischenlagen, ist sie an tonigen Eisenocker geknüpft. Die zuerst weiche Ockerschicht bildete bei ihrem Eintrocknen kurze, d. h. meist nur etwa 3 cm lange Risse von 2 mm Breite, die sich gegen ihre Enden verschmälern und von denen oft genug drei strahlig von einem Punkte auslaufen. In diese Spalten drückte sich dann der weiterhin oben aufgeschwemmte Sand der Oberschicht ein, wurde durch Aufnahme von Brauneisen als Bindemittel fester und sprang später nach der Verfestigung des Ganzen als Wulst an der Unterseite hervor.

Ebenso eigenartig sind die besonders im Steinatal häufigen

Tondüten, die sonst aus Unterem Buntsandstein der Gegend von Marburg (Wehrshausen) bekannt geworden sind. Sie erscheinen bald halb aufgerollt, bald völlig zylindrisch zusammengerollt. Im letzteren Falle haben sie (auch in der Farbe) täuschende Ähnlichkeit mit Röhrenknochen oder Rippen von Reptilien bezw. Amphibien, unterscheiden sich aber durch Fehlen jeder kalkigen Knochensubstanz und ihren schaligen Bau.

Besonders gute Aufschlüsse innerhalb der Gervillienplattenzone liefert der unterste Teil des bewaldeten Steilabhanges des nördlichen Steinatalufers. Einen vortrefflichen Einblick in die Folge der dortigen Schichten mit ihrem schnellen Gesteinswechsel und ihrer Petrefaktenführung gewährt uns folgendes Profil, das Lehrer Schwalm von Obergrenzebach gemessen hat:

Von oben nach unten:

0,50 m Schutt des Abhanges,
0,15 » fleischroter, fester, feinkörniger Sandstein mit *Gervillia Murchisoni*,
0,50 » rote, glimmerige Schiefertone im Wechsel mit quarzitischen Gesteinsbändern,
0,15 » weißer, rötlich geflammter, ziemlich fester, feinkörniger Sandstein, auf der Oberseite mit Wellenfurchen, auf der Unterseite mit Trockenrissen. Darin *Gervillia Murchisoni*,
0,04 » roter Schieferton,
0,05 » gelber oder weißer bis bläulicher, weicher Sandstein, mit viel Glimmer, sehr reich an *Gervillia*,
0,05 » rote Schiefertone,
0,05 » gelber und bläulicher quarzitischer Sandstein, reich an Glimmer,
0,18 » glimmerige, rote Schiefertone und Sandsteinschiefer (vermutlich Lager der *Estheria Albertii*),
1,50 » gelbliche bis rötliche, grobkörnige, lockere glimmerarme Sandsteine, nach oben abgeschlossen durch eine 15 cm dicke Bank mit Wellenfurchen,
0,20 » Gesteinsbänder mit viel Glimmer, zahlreichen grünen Tongallen und Gervillien,
0,33 » weißer, weicher Sandstein, fast frei von Glimmer,
0,04 » roter Schieferton,
0,05 » quarzitischer Sandstein mit Wellenfurchen,
0,10 » weiße bis rötliche Sandsteinplatte.

3,49 m.

Auf dem linken Ufer der Schwalm unterhalb Rommershausen und des Hasselbaches an der Straße Dittershausen-Elnrode und

westlich von ihr zeichnet sich der schiefrige harte Gervilliensandstein, der hier nur wenig Gervillien mehr führt, durch seine starke durchgehende Zerklüftung senkrecht zu den Schichtflächen oder stengelige Absonderung aus, infolgedessen er in lauter längliche, scharfkantige Streifen oder prismenförmige Stücke zerfällt.

Der Stubensand (sm2).

Bei der folgenden Abteilung des von DENCKMANN sogenannten Stubensandes handelt es sich keineswegs bloß um lose Sande, sondern auch Sandsteinbänke im Wechsel mit ersteren. Doch sind diese Bänke stets wenig fest und widerstandsfähig, ohne kieseliges Bindemittel, mürbe, an der Oberfläche oft zellig von ausgewitterten Tongallen. Das Korn der Sandsteine wie des Sandes ist im allgemeinen gröber als in der Gervillienzone, bis zu 2 mm Durchmesser, doch treten dazwischen auch feine Sande auf. Die ursprünglich durchweg gerundeten Körner der groben Sandsteine zeigen manchmal scharfkantige glitzernde Krystallflächen infolge nachträglicher Neukrystallisation. Charakteristisch ist das Fehlen von Glimmer und das Zurücktreten feldspatiger Gemengteile. Die Farbe der Schichten des Stubensandes ist vorherrschend hell infolge Ausbleichung bezw. Entfernung des früher vorhandenen Eisengehaltes.

Die Mächtigkeit dieses Schichtenverbandes mag zwischen 34 und 50 m schwanken. Die Verbreitung ist in der Gegend von Treysa etwa ebenso ausgedehnt wie die der Gervillienplatten, im Steinatal aber größer, indem sie hier den ganzen oberen Teil der Abhänge des rechten Ufers und das Plateau des Forstes Neukirchen bis zur Bedeckung durch den Basalt des Steinerberges und das Tertiär vom Hegelsteich einnehmen. Der Bausandstein folgt dort erst östlicher bei Seigertshausen auf dem anstehenden Blatt Schwarzenborn.

Künstliche Aufschlüsse sind nur zwei bekannt, Gruben, in denen loser Sand gewonnen wird, eine an der Straße Treysa-Rommershausen, die andere, größere, im Walde zwischen Daubenmühle und Obergrenzebach.

Einige Schwierigkeit bereitet die Abgrenzung des Stuben-

sandes nach oben gegen die folgende Bausandsteinzone da, wo letztere ebenfalls entfärbt sowie arm an Bindemittel, daher zerfallen erscheint.

Die Bausandsteinzone (sm3).

Diese oberste Abteilung des Mittleren Buntsandsteins besteht aus mächtigen grob- und feinkörnigen Sandsteinen von blaßroter bis braunvioletter Farbe. Sie liefert allein Bausteine, freilich in dem in Rede stehenden Gebiet nur in den Steinbrüchen am Südende des Treysaer Stadtwald-Höhenzuges (auch Hardt genannt, so auf der Generalstabskarte) über der Eisenbahn nach Malsfeld.

Bemerkenswert bei diesen Sandsteinen ist (abgesehen von dem Auftreten von Tongallen bezw. Hohlräumen bei deren Auswitterung) das vereinzelte Auftreten von Quarz-, seltener Kieselschiefergeröllen und das lagenförmige Erscheinen von hellen, kugeligen Flecken oder auch Löchern, die auf Auslaugung früher hier konzentrierten Carbonatgehaltes hinweisen.

Auf tierischen Ursprung möchte ich die senkrecht zur Schichtfläche bogig eingetieften etwa 2 cm langen Rillen auf der Oberseite von Platten zurückführen. Sie entsprechen den im gleichen Buntsandsteinhorizont (des Bausandsteins) bei Wolfershausen an der Eder (Blatt Gudensberg), zwischen Königsburg und Lichtenburg (Blatt Ostheim vor der Rhön) und im Württembergischen Schwarwald bekannten, früher als Tierfährten, dann als Tongallenspur, zuletzt von mir und K. Andrée als Wurmspuren gedeuteten halbkreisförmigen Eintiefungen. Auf Blatt Ziegenhain fand ich sie an zwei Stellen, die vorher als zum Bausandstein gehörig kartiert waren, an Feldwegen halbwegs zwischen Treysa und Rommershausen-Dittershausen. Man kann diese eigenartigen Streifen, die demnächst an anderer Stelle auch abgebildet und unter besonderem Namen beschrieben werden, sehr wohl als leitend für den obersten Mittelbuntsandstein ansehen.

Röt und Wellenkalk.

Das Vorkommen von Röt und Unterem Wellenkalk ist beschränkt auf den Grabenstreifen, der zwischen den Buntsandsteinhügeln nördlich Treysa und dem Bausandsteinrücken des

Treysaer Stadtwaldes in S.—N.-Richtung eingesunken ist und in dem die Main-Weserbahn ihren Verlauf nimmt. Unter der hier herrschenden Tertiärsanddecke tritt der Röt an fünf Stellen nördlich der Ziegelei Sundheim im W. der Main-Weserbahn heraus und wird von der Ziegelei zur Ziegelfabrikation gegraben.

Der Wellenkalk erscheint an zwei kleinen Stellen in gestörter Lagerung einerseits neben Röt als Untergrund genannter Ziegelei, andererseits südlich davon zu Seiten des Bahndammes der Bahn Treysa-Hersfeld auf den Feldern östlich Treysa.

Zur Tektonik der Triasschichten.

Die Denckmann'sche geologische Übersichtskarte des Kellerwaldes[1]) gewährt bereits einen Überblick über die Tektonik auch der Gegend von Treysa. Man erkennt, daß hier zwei verschiedene Systeme von Verwerfungen eine Rolle spielen, nämlich das Rheinische System in S.—N.-Richtung, welches den Einbruch der Niederhessischen Senke im wesentlichen bedingte, und hercynische Störungen in SO.—NW.-Richtung, die hier vom paläozoischen Massiv des Kellerwaldes, in Sonderheit dessen SO.-Vorsprüngen ausstrahlen und an den S.—N.-Brüchen endigen.

Neuerdings hat W. Dienemann die Störungen im Oberhessischen Buntsandsteingebiet weiter verfolgt und auf einer geologischen Karte zur Darstellung gebracht[2]). Seiner Auffassung der tektonischen Verhältnisse der Gegend von Treysa muß ich indessen widersprechen. Die von der Schwalm zwischen Treysa und Dittershausen umflossene Buntsandsteinmasse ist wohl im O., von einer S.—N.-Verwerfung gegen den von Röt, Muschelkalk und tertiären Sanden eingenommenen Graben begrenzt, aber die andere auf jener Karte westlich davon in SN.-Richtung, SW.—NO.-Richtung und SSO.—NNW.-Richtung eingetragenen Verwerfungen existieren nach meinen genaueren Aufnahmen nicht. Vielmehr herrschen dort allein hercynische SO.—NW.- oder auch OSO.—WNW.-Sprünge, die zum Kellerwald streben. Auch die

[1]) Abhandlungen der K. Geolog. Landesanstalt. Neue Folge, H. XXXIV.
[2]) Dieses Jahrb. für 1913. Bd. XXXIV, Teil II.

Dienemann'schen Störungen im NW. von Dittershausen bedürfen einer Verlegung.

Das Tertiär (b).

Die Tertiärbildungen auf Blatt Ziegenhain gehören drei Perioden an, dem Oligocän, Miocän und Pliocän. Das Pliocän kann noch relativ am leichtesten abgetrennt werden. Dagegen ist eine scharfe Grenze zwischen Oligocän und Miocän bislang noch nicht möglich[1]). Nur von einzelnen Vorkommnissen kann ihre Zugehörigkeit zum Oligocän oder zum Miocän angenommen werden. Die Mehrzahl der Schichten aber bleibt noch unsicheren Alters, namentlich wegen Mangels an bezeichnenden Fossilien.

Oligocän (bo).

Dem Oligocän fallen nach meiner heutigen Auffassung die wichtigsten fossilführenden Horizonte zu, der marine Septarienton und der limnische Melanienton, von denen letzterer früher hier gewöhnlich dem Miocän zugerechnet wurde. Mit einem dieser beiden fängt in der Regel die Schichtenfolge an, d. h. sie nehmen die tiefsten Lagen im Tertiär des Ziegenhainer Beckens ein. Aber leider ist oberflächlich immer nur einer der beiden vertreten. Eine Übereinanderlagerung von Septarienton und Melanienton wurde noch nicht beobachtet, und es muß noch das Ergebnis einiger geeigneter, eigens zu diesem Zweck unternommener Bohrlöcher abgewartet werden, die für nächstes Jahr beabsichtigt sind[1]).

A. Der Septarienton (bom).

Als älteste Tertiärschicht galt bisher allgemein der marine Septarienton. Er ist in drei Eisenbahneinschnitten, in Wege- und Drainagegräben, endlich auch in Tiefbohrungen erschlossen. Diese verschiedenen Vorkommnisse reihen sich in SW.—NO.-Richtung vom SW.-Teil des Kartenblattes bei Treysa-Ascherode zum NO.-Eck bei Verna an der Ohe aneinander, streichen also aus dem Tal der Schwalm, des Grenzebaches und der Gers über die Wasserscheide ins Ohetal.

[1]) Vergleiche dazu die Ergebnisse der neuerdings vorgenommenen Bohrungen und Schürfungen in dem beifolgenden Nachtrag.

1. Die besten Aufschlüsse an der Oberfläche bietet das linke Ufer der Ohe und dieser Bach selbst, der nordwestlich Allendorf (auf Blatt Schwarzenborn gelegen) in den Septarienton selbst sein Bett eingeschnitten hat. Im Ohetal zwischen Verna und Frielendorf (in der NO.-Ecke des Blattes Ziegenhain) nimmt der Septarienton die tiefsten Stellen des Talquerschnittes ein. Die übrigen Tertiärschichten erscheinen in höheren Regionen der beiden Talhänge, so der Melanienton mit Hydrobienkalk nördlich Verna und nördlich Wernswig (auf Blatt Homberg a. d. Efze) und bei Frielendorf (Blatt Schwarzenborn), dann die Sande und Quarzitlager am Südrande des Batzenbergwaldes (Blatt Homberg), die Braunkohlenschichten von Frielendorf (Blatt Schwarzenborn).

Der Septarienton der Gegend von Verna und Allendorf bietet einen nicht unbedeutenden Fossilgehalt. Nach den im Marburger geologischen Institut befindlichen früheren Aufsammlungen der Herren Dr. Lotz, Dr. Wiegel und Lehrer Schwalm vermochte ich folgende Liste der Flora und Fauna zusammenzustellen:

Blätter von *Cinnamomum spectabile*,
Früchte,
Viele noch unbestimmte Foraminiferen, darunter Cristellarien, Rotalien,
Schizaster acuminatus Goldf.,
Astarte Kickxii Nyst,
Axinus (Cryptodon) obtusus Beyr.,
» » *unicarinatus* Nyst,
Cytherea incrassata A. Braun,
Leda Deshayesiana Duch.,
Nucula Duchasteli Nyst,
Pecten sp.,
Dentalium Kickxii Nyst,
Bulla Seebachi v. Koen.,
Natica Nysti d'Orb.,
Pleurotoma Selysi de Kon.,
» *laticlavia* v. Koen.,
Triton flandricus de Kon.,

Typhis cuniculosus Nyst,
Verschiedene andere kleine noch unbestimmte Gastropoden,
Otolithe, Schuppen, Knochen } von Fischen,
Rippen von *Halitherium*.

Wie die Schichten dort ausgebildet sind, erhellt aus folgendem Profil, das ich auf dem linken Oheufer unmittelbar über der Bachsohle nördlich von Allendorf unter Nachgraben feststellte:

Oben typischer Septarienton von schwärzlicher Farbe, auf den Feldern und am Abhang bis zum Rand des Grabens,
0,47 m grauer Sand,
0,35 » ockergelber, rostiger Ton mit verkohltem Holz oder Lignit, d. h. eingeschwemmtem Treibholz,
0,50 » grauer und gelber Ton mit Gipsausblühungen in Form weißer Streifen,
0,10-0,15 » grauer Ton mit harten unregelmäßigen Steinmergelknollen von 3 bis 8 cm Durchmesser, innen graublaugrün mit weißen Kalkflecken,
0,50 » Septarienton mit Schalen von *Leda Deshayesiana*, *Nucula Duchasteli*, *Axinus unicarinatus*, *Schizaster acuminatus* und großen harten, hellockergelben, tonig kieseligen Septarien (die in Säuren wenig brausen), mit Abdrücken von *Leda* usw., bis zum Wasserspiegel des Ohebaches reichend.

2. Das nächste Vorkommen von Septarienton hat die Eisenbahnlinie in dem tiefen Einschnitt der Wasserscheide zwischen Ohe (bezw. Efze) und Gers (bezw. Schwalm) angeschnitten. Von hier erwähnt ihn schon v. Koenen[1]) als dunklen Ton mit Gipskrystallen (die bis zu Kopfgröße erreichen), Septarien und *Leda Deshayesiana*, *Fusus multisulcatus*. Schwalm fand auch *Nucula Duchasteli*, Wirbel und Zähne von Haifischen (*Lamna contertidens* und *acutissima*). Der Ton beherrscht namentlich die Umgebung der zwei Straßenbrücken zwischen Gebersdorf und Leimsfeld und reicht westlich bis zum Fatzborn. In halber Höhe des Abhanges wird er überall von gelbgrünen, fossilleeren Sanden, z. T. auch von Löß überlagert.

[1]) Über das Alter und die Gliederung der Tertiärbildungen zwischen Guntershausen und Marburg. Marburg 1879, S. 5.

3. Im folgenden Gerstal tritt Septarienton als Untergrund einer Wiese des linken Ufers im N. des Bahndammes östlich Rörshain oberhalb der Hartmühle zutage. Es ist dunkelschwarzer, zäher Ton mit vereinzelten *Leda*-Schalenresten, neben dem sonst gelber Sand und heller Ton erscheint.

4. Der tiefe Eisenbahneinschnitt östlich von der Haltestelle Ziegenhain-Nord bietet ähnliche Verhältnisse wie 2. In der Umgebung der Brücke zwischen Rörshain und dem genannten Bahnhof herrscht noch fossilführender Melanienton mit Schalen von *Melania horrida*, *Melanopsis*, *Cyrena* und Limnäenkalkblöcken. Kurz bevor auf der N.-Seite des Bahnkörpers das tieferliegende nördliche tote Nebengeleise erscheint, sieht man an der südlichen Böschung eine größere Rutschung. Hier tritt grauer und gelblicher Septarienton mit *Leda*, vereinzelten Haifischzähnen, kleinen weißen Knöllchen und bröckeligen Kalkstückchen zutage. Weiterhin, d. h. gegenüber der mit dem Nebengeleise beginnenden Erweiterung des Einschnittes senkt sich der Septarienton muldenförmig unter einer dünnen Basaltdecke, die bis zum Südrande des Einschnittes vortritt. Auf der gegenüberliegenden Nordwand maß ich hier über dem toten Geleise folgendes Profil:

Oben bis zur Randkante des Einschnittes liegt gelbgrüner und weißer Sand,
grauer Schieferton oder Letten mit Fischschuppen (von *Meletta?*),
grüngelber Sand,
0,26 m grauer Ton, oben weißlich,
0,01 » hellgelber Ton,
0,04 » Grünsand, braun verwittert,
0,15 » ockergelber bis grüner Ton,
grauer Ton und schwarze, schieferige Letten bis zum Grunde des Einschnittes.

Von dieser Stelle stammt auch der von SCHWALM früher gefundene *Halitherium*-Unterkiefer, der im Marburger Museum aufbewahrt wird.

Weiterhin zeigen sich zu beiden Seiten des Bahngeleises graue blättrige Tone mit viel Gipskrystallen bis zu dem Wellblechhäuschen und der Verladestelle der südlich benachbarten Sandgrube.

Der hier dicht vor dem Bahnhof Ziegenhain-Nord auf der Nordböschung eingerutschte graugrüne Ton enthält kleine, weiße, bröcklige Kalkknöllchen, aber keine Muschelschalen.

5. Am W.-Fuß des Kottenberges, der südlich von der Ziegenhain-Leimsfelder Straße gelegen und von einer Decke aus Enstatitdolerit gekrönt ist, trifft man an dem quer über den Berg verlaufenden Hohlweg neben dem Wasserbehälter (Quelle über dem Ton) und auf den Feldern unter dem Friedhof (der Strafgefangenen von Ziegenhain) dunkelschwarze Tone mit *Leda*-Schalen und spärlichen Septarien im Wechsel mit dunkelgrünen Sandstreifen. Darüber folgen, den Hügel des Friedhofs bildend, erst grüngelbe und weiter rötliche bis ockergelbe Sande.

6. In dem als Wälsebach bezeichneten Tälchen, das dem Grenzebach von S. zugeht und das im Oberlauf die beiden (petrographisch verschiedenen) basaltischen Decken des Kessel und des Leidesberges und Umhangs trennt, wird (südlich von der Straße Ziegenhain-Obergrenzebach) durch Wiesengräben ein hellbläulicher Ton bloßgelegt, in oder auf dem man eigenartige Septarien von unregelmäßiger Gestalt findet. Ihr sehr hartes quarzitisches Innere ist hellgrau mit dünner ockerfarbener Verwitterungskruste und umgeben von dicken Schalen aus Brauneisenstein. Es ist nicht sicher, ob diese Knollen nicht späterer Entstehung, d. h. Überkrustungen von kleinen Quarzitgeröllen des Baches sind.

An einer Stelle des Wassergrabens fand Schwalm neben einer Quelle eine lose Schneckenschale, die ich als *Pleurotoma laticlavia* bestimmte. Diese kann nur aus marinem Septarienton stammen.

7. Einen vortrefflichen Einblick in die Schichtenfolge und auch Mächtigkeit der Septarientonstufe gewährt ein neuerdings (1912) von Herrn v. Normann (auf der Suche nach Braunkohlen) gestoßenes Bohrloch hart am Südrande der Enstatitdoleritdecke des Kesselwaldes im SW. des alten Kohlenbergwerkes ostsüdöstlich Ziegenhain.

Oberer mit grünen Sanden wechselnder Septarienton	0,50 m	Mutterboden,
	3,75 »	graugrüner Ton, bei 2,50 m Tiefe mit zahlreichen, wohlerhaltenen Schalen einer dickschaligen Bivalve, die ich als zu *Cytherea incrassata* Braun bestimmen konnte,
	0,25 »	ockeriger Ton mit Eisenstein,
	3,75 »	graue bis schwärzliche Tone, die immer sandiger werden,
	0,25 »	grüngelbe Grünsande,
	0,25 »	Tone von ähnlicher Beschaffenheit wie die Melanientone, ohne Fossilien,
	2,50 »	graugrüne Sande,
Unterer Septarienton ohne Sandzwischenlagen	11,25 »	schwarzer Septarienton, bis zu 22 m Tiefe durchsunken.
	Summe 22,50 m.	

Hier hat also der Septarienton eine Mächtigkeit von mindestens 22 m und gliedert sich deutlich in zwei Abteilungen, oben mit Grünsandzwischenlagen, unten ohne solche.

Es ist anzunehmen, daß er sich von hier als Untergrund bis ins Schwalmtal erstreckt.

8. Etwa 250 m von diesem Bohrloch nach SW. wurde bei dem Viehstall der Domäne Schafhof (halbwegs zwischen Punkt 7 und der Straße Ziegenhain-Riebelsdorf) ein Brunnen angelegt, der 12 m tief den Septarienton durchsank und aus ihm *Nucula Duchasteli* zutage förderte.

9. Ein anderes Bohrloch v. Normann's südlich von 7. direkt an der sogenannten Kohlenstraße traf unter Sanden und Eisenocker schwarze, schiefrige Tone bis zu 30 m Tiefe.

10. Die Hersfelder Eisenbahnlinie zwischen Treysa und Ziegenhain-Süd schneidet nordwestlich von Ascherode in das dortige Pliocängebiet ein und hat unter den pliocänen Sanden und Eisensandsteinen auch Ton und Septarien ohne Fossilien entblößt, den A. Denckmann für Septarienton hielt.

Da der Untergrund des Septarientons noch an keiner Stelle durch die Bohrungen erreicht oder oberflächlich aufgeschlossen wurde, kann seine wirkliche Mächtigkeit nicht angegeben werden.

B. Grünsand oder grüngelber Sand über dem Septarienton.

Wie schon aus dem Gesagten ersichtlich, wird der mitteloligocäne Septarienton an mehreren Stellen (vergl. Nr. 2, 4 und 5) von gelbgrünen oder grüngelben, manchmal etwas glaukonitischen Sanden bedeckt, die nach oben in rötliche, schließlich ockergelbe Sande übergehen. Ihre Bildungsart, ob marin oder limnisch, ist noch nicht recht ersichtlich mangels eingeschlossener Fossilien. Lehrer Schwalm hat allerdings in einer Aufschüttung dieses Sandes auf dem Bahndamm bei Rörshain angeblich eine wohlerhaltene *Cardita*-Schale gefunden. Da aber die genaue Herkunft des betreffenden Sandes nicht feststeht und es sich um eine sekundäre Lagerstätte handelt, kann dieser Fund nichts beweisen. Immerhin denke ich mir diese Sande in engen Beziehungen zum Septarienton etwa als Küstenbildung nach erfolgter Hebung gegen Schluß des Mitteloligocäns. Faciell könnten sie den Meeressanden des Mainzer Beckens entsprechen, speziell den »Oberen Meeressanden« oder »Elsheimer Meeressanden« in Wenz' schematischem Profil der Ablagerungen des Mainzer Beckens[1]). Wie wir aus den vorhergehenden Profilen des Septarientons ersehen, kommen sie in gleicher Beschaffenheit auch schon innerhalb der oberen Hälfte des Septarientons als vorübergehende Einschaltung vor.

Des ferneren sei hier erwähnt, daß man auf Blatt Gudensberg auf der Südseite des Langenbergs bei Gensungen ähnliche gelbgrüne glaukonitische Sande teils zwischen, teils über zweifellosem Septarienton mit *Leda*-Schalen und Septarien findet. Dort hatte sie O. Lang früher als oberoligocänen Meeressand angesehen, obwohl sie nicht die charakteristischen Eigenschaften, Führung eisenschüssiger Sandsteine und oberoligocäne Fossilien, aufweisen. Auch am Bühl bei Weimar (Blatt Wilhelmshöhe) wechselt an den Seiten des dortigen großen Basaltsteinbruchs der Septarienton mit grünem glaukonitischem Sand und tonigem Sand ab.

Außer an den schon beim Septarienton genannten Plätzen 2,

[1]) Neues Jahrbuch f. Min. Beilageband XXXIV, Tafel XVII.

4, 5 treten die grüngelben Sande auf als Untergrund des Dorfes Niedergrenzebach bis zur Straße, die vom Nordostende des Dorfes dem Köppelberg entlang und parallel nach dem Ostende desselben Dorfes führt, dann auf der rechten Seite des unteren Wälsebachs, am rechten Grenzebachufer unterhalb der unteren Ruchmühle, wo sie unter der Decke von Diluvialgeröll in einer Grube gewonnen werden, endlich im S. von Leimsfeld.

C. Der Melanienton mit den Limnäenkalken.

Die ältesten zweifellosen Süßwasserschichten sind die Melanientone, als solche wohlcharakterisiert durch ihre Fauna. Die Mollusken sind teils als weiße Schalen lose eingeschlossen, teils liegen sie in Form von Steinkernen und Abdrücken in den weißen oder gelbweißen Kalkknollen, den Limnäenkalken. Die Fauna setzt sich, soweit bisher bestimmt, zusammen aus:

Melania horrida (gemein),
» *semidecussata* LAM. (vereinzelt),
Melanopsis Kleini (häufig),
Hydrobia Dubuissoni BOUILL. (selten),
Limnaeus pachygaster (gemein),
Vivipara lenta SOW. (= *splendida* LUDW.),
Cyrena sp.

Als negatives Merkmal des Melanientons (gegenüber den höher folgenden Braunkohlentonen) möchte ich das Fehlen von Rötel und weichem erdigen Eisenocker ansehen.

Nach meiner Auffassung folgt der Melanienton in dieser Gegend der Unterstufe der grüngelben, manchmal teilweise glaukonitischen Sande. Bei Kirchhain in Oberhessen liegen dieselben Melanientone, wie wir schon seit LUDWIG und v. KOENEN wissen, unmittelbar über dem Septarienton. Hier wären also entweder die Grünsande wieder entfernt worden vor Beginn des zweiten Tonabsatzes oder ganz ausgeblieben. Auch im N. des Dorfes Verna habe ich bei der geologischen Kartierung der SW.-Ecke des Blattes Homberg den Eindruck gewonnen, daß Septarienton und Melanienton, letzterer charakterisiert durch eingeschaltete Hy-

drobienkalkknollen, direkt auf einander folgten, so daß ein zusammenhängendes mächtiges Tonlager entstand. Auch habe ich sonst auf Blatt Homberg eigentliche grünliche Sande nirgends wahrgenommen.

Auf Blatt Ziegenhain wurde die Auflagerung typischen Melanientons über Grünsand wenigstens an einer Stelle deutlich festgestellt. Dieses Vorkommen ist zugleich einer der besten Fundpunkte der Fauna des Melanientons, da er alle oben genannten Fossilien enthält.

1. Die Stelle ist eine Abrutschung an der rechten Uferseite des unteren Wälsebaches am S.-Abhang der als Sangeberg bekannten Flur zwischen der Straße Niedergrenzebach-Obergrenzebach und dem Grenzebach selbst im W. des Dorfes Obergrenzebach. Unter dem Melanienton, der auch die üblichen Kalkknollen mit Limnäen enthält, liegt hier der Grünsand. Oben aber folgt Sand mit viel Quarzitblöcken und noch höher Basalt. Die Lagerungsverhältnisse erscheinen einigermaßen geklärt.

2. Ein Bohrloch, das Bodenbender[1]) in seiner Dissertation nach Mitteilung des Bergdirektors Wigand von Frielendorf anführt und das angeblich 4 km nördlich von der Stadt Ziegenhain lag, durchsank:

1	m	Dammerde,
5	»	weißen, blauen und gelben Ton,
1	»	Kalk (wahrscheinlich Limnäenkalkknollen mit Ton dazwischen),
12,8	»	grünen Ton mit *Melania horrida*,
0,58	»	schwarzen Braunkohlenton,
?		Triebsand, nicht mehr durchsunken.

Alle sonstigen Fundorte des Melanientons bieten leider nur letzteren, tragen also wenig zur Erkenntnis der Schichtenfolge bei. Die verschiedenen Fundorte der Fossilien sind auf der Karte durch Signaturen kenntlich gemacht.

3. Wichtig sind zunächst diejenigen im NNO. von Ziegen-

[1]) Über den Zusammenhang und die Gliederung der Tertiärbildungen zwischen Frankfurt a. Main und Marburg-Ziegenhain. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. III.

hain, welche zwischen den beiden größeren Enstatitdoleritdecken liegen, nämlich einerseits des Steinbühl, eines flachen Hügels im NNO. von Ziegenhain bezw. im SO. der Haltestelle Ziegenhain-Nord, dessen Gipfel auf dem Meßtischblatt die Zahl 250 m trägt, andererseits des Kottenberges und Galgenberges im Osten. An der südlichsten dieser Fundstellen an einer Kreuzung zweier Feldwege wird der graue Ton, der lose Schalen von Melanien und Melanopsiden führt, fast direkt vom Dolerit bedeckt. Dann folgen mehrere Aufschlüsse durch tiefe Gräben an neuen Verkoppelungswegen mit Limnäenkalken voller Steinkerne, aber meist ohne lose Schalen. Weiter sind noch südlich Rörshain an dem Wege, der südlich vom Bahndamm ihm parallel vom Bahnhof Ziegenhain-Nord nach Rörshain führt, für Baumpflanzungen Tone ausgehoben, reich an wohlerhaltenen Schalen von *Melanopsis Kleini* und *Vivipara lenta*. Das Auftreten fossilführenden Melanientons und Limnäenkalkes im Eisenbahneinschnitt in der Umgebung der Brücke südwestlich Rörshain (unter dem Dolerit von Rörshain) wurde schon oben erwähnt.

4. Ein ergiebiger Fundplatz war ein Graben im Schützenwald östlich von dem Forsthaus Ziegelhütte. Höher folgen in demselben Walde ockergelbe Sande lokal mit viel Quarziten.

5. Viele Sammelstellen bietet das südlich anschließende Becken des mittleren Grenzebachlaufes zwischen Niedergrenzebach und den Ruchmühlen, so an der Straße von Niedergrenzebach nach Schönborn am Rande des Talgrundes und in Drainagegräben des Talbodens, wo auf Schritt und Tritt Limnäenkalkknollen wie auch lose Melanien und Melanopsisschalen ausgehoben sind.

6. Zwischen den südlichsten Häusern von Leimsfeld hat man in einem Bohrloch Melanienton mit Melanien und Cyrenen gefunden.

Nach dem Angeführten würde der Melanienton allerdings jünger sein als der Septarienton, läge aber (im Gegensatz zu der früheren Auffassung v. Koenen's, E. Kayser's usw.) unterhalb der Quarzit führenden Sande. Man könnte sehr wohl mit Wenz[1]) den hessischen Melanienton, wenigstens in der Ziegenhainer Ge-

gend, als zeitliches Äquivalent der noch zum Mitteloligocän gerechneten Cyrenenmergel, Landschneckenkalke und Süßwassermergel des Mainzer Beckens auffassen. Was von Mitteltertiär noch über den Melanienton folgt, würde dann dem Oberoligocän und Miocän zufallen.

D. Helle weiße und ockergelbe Sande mit Quarzit (?Oberoligocän).

Große Verbreitung haben die folgenden hellen Sande von weißer oder gelber Farbe, welche dünne Kieslagen und einzelne, aber unwesentliche Tonschmitzen einschließen. Sie sind das Muttergestein der Quarzite, die meist in einzelnen Blöcken bis zu 2 m Durchmesser, nur selten in förmlichen zusammenhängenden Lagern als nachträgliche Verfestigung durch Verkieselung erscheinen. Ursprünglich breiteten sich diese Sande im ganzen Gebiet aus, das beweisen die überall zerstreuten einzelnen Quarzitblöcke als deren letzte Denudationsreste. Da, wo sich diese besonders anhäufen, dürfen wir auch noch auf das Vorhandensein des Muttergesteins rechnen. Solche Vorkommnisse sind:

1. Auf dem linken Schwalmufer eine kreisförmige Partie auf dem Plateau nordwestlich Dittershausen am Wege nach Sebbeterode.

2. In der Grabensenke am alten Treysaer Bahnhof zwischen dem Schwalmtal bei Dittershausen und der nördlichen Ziegelei Sundheim bezw. dem Schwalmtal an der Au.

3. Auf Reutersruh, im hinteren bewaldeten Teil des Kottenberges und im Schützenwald zu beiden Seiten der Straße Ziegenhain-Leimsfeld. Die Waldpartie an der starken Krümmung dieser Straße steckt voller Quarzitblöcke, die man vielfach in die tiefe Schlucht links neben der ansteigenden Straße gestürzt hat. Dasselbe gilt von der mit Kiefern bestandenen Kuppe Reutersruh. Weiter folgt sowohl rechts von der Straße am Forsthaus Ziegelhütte als links auf dem Felde nach Rörshain zu je eine große Sandgrube, worin namentlich ockergelber Sand gewonnen wird.

4. Im Osten von Niedergrenzebach an der Straße nach Ober-

grenzebach unmittelbar vor Eintritt in die erste Enstatitdoleritdecke.

5. Am Sangeberg auf dem linken Grenzebachufer zwischen Wälsebach und Grenzebach. Hier liegt, wie schon oben gesagt wurde, der Quarzitsand über dem Melanienton des Abhanges zum Wälsebach.

6. An der Straße von Niedergrenzebach nach Schönborn auf dem rechten Grenzebachufer im Buchholzwald.

7. Am Hegelsteich im SO. des Leidesberges und O. des Steiner-Berges (hier ockergelbe und weiße Sande und grauer Ton mit viel Quarziten).

8. Sandgrube westlich neben der Straße Schönborn-Leimsfeld (gelbliche Sande mit feinen Kieslagen von Kieselschiefer und Quarz. Oben riesige Quarzite von über 2 m im Durchmesser. Höher Decke von Basalt. Unterhalb der Quarzitsande scheinen am Abhang direkt die Grünsande mit Glaukonitkörnern herauszukommen ohne Zwischenlage von Melanienton).

9. Auf den Äckern nördlich von der Haltestelle Leimsfeld und im Kgl. Forst Frielendorf (viele Quarzite ausgegraben und zum Transport zerkleinert).

10. Ein durchgehendes Quarzitlager von 1 m Stärke wird in großem Bruch auf dem südlich benachbarten Blatt Schrecksbach im O. von Merzhausen auf der Höhe abgebaut. Der dortige Quarzit liegt über hellen Sanden und ist selbst von 1—$1^1/_2$ m buntem sandigem Ton bedeckt.

An den 10 aufgeführten verschiedenen Stellen liegen die Quarzitsande nicht bloß über tieferem Tertiär, sondern greifen bedeutend über das triassische Grundgebirge aus. Nördlich Treysa ruhen sie auf Röt, so in der Sandgrube am alten Bahnhof und an der Ziegelei Sundheim, dagegen liegen sie über Buntsandstein am Stadtwald von Treysa, am S.-Rand der Karte am Steinerberg, endlich auch bei Merzhausen auf Blatt Schrecksbach.

v. Koenen hielt die Sande mit Quarziten dieser Gegend für älter als den Melanienton und bezeichnete sie als festländische Äquivalente des marinen Oberoligocäns von Cassel, das zeitlich

etwa mit den Cerithienschichten des Mainzer Beckens zusammenfällt. Der ersteren Auffassung widerspricht unsere Beobachtung bei 5 (Sangeberg), die letztere Annahme mag trotzdem richtig sein, doch bleibt sie vorläufig unsicher, ein Umstand, der bei der Kartierung unangenehm empfunden wird, wenn man das Bedürfnis hat, das Oligocän vom Miocän durch eine scharfe Linie abzuscheiden.

Miocänbildungen.

E. Die oberen Tone und Sande mit Braunkohlen, Eisenocker und Rötel. Miocän.

Braunkohlen, Ocker und Rötel führende, vorzugsweise tonige Tertiärschichten beschränken sich auf die östliche basaltreichere Hälfte des Blattes Ziegenhain. Sie liegen hier entweder unter Basaltdecken in deren Schutz oder wenigstens in deren unmittelbarer Nähe und stehen auch im Wechsel mit Basaltlagern.

1. Als westlichstes Vorkommen verzeichne ich das am Westabhang des Hellberges oder Kottenberges. Schon der Wiegelsche[1]) schematische Durchschnitt des Kottenberges gibt hier eine deutliche Diskordanz einer jüngeren Gruppe tertiärer Schichten über älteren an, aus der wir auf eine lückenhafte und unregelmäßige Sedimentfolge und teilweise Zerstörung und Fortführung älterer Schichten vor Ablagerung der oberen Abteilung schließen müssen. Diese Unregelmäßigkeit in der Sedimentation zeigt sich auch in der schnell wechselnden Art der aufliegenden Schichten. In dem Teil des Kottenbergabhanges, der sich der Ziegenhain-Leimsfelder Straße zuwendet, wird der schon früher erwähnte Grünsand, der oben in rötlichen und ockergelben Sand übergeht (unsere Abteilung B über dem Septarienton A), bedeckt von graugrünem und gelbem Ton ohne Schneckenschalen und ohne Kalkknollen, aber mit Einschlüssen von Eisenocker und Rötel und weißen Sandlinsen. Dieser Ton (ε) schwillt bis zu 5 m Stärke an, verschwindet aber auf der Südwestseite des Berges hinter dem

[1]) Petrographische Untersuchung der Basalte des Schwälmerlandes bis an den Vogelsberg. Inaug.-Diss. Marburg. Neues Jahrb. für Min., Beil.-Bd. XXIII, 1907, S. 387, Fig. 1.

Verbrecherfriedhof zwischen dem liegenden rötlichen und ockergelben Sand (B) und einem hangenden weißen tonigen Sand mit Quarzitgeröllen, den ich meiner letzten Mitteltertiärabteilung F zurechne, nebst der den Abschluß bildenden schützenden Enstatitdoleritdecke. An der Stelle des Tons (ε) erscheint hier an der Grenze der beiden Sandstufen (B und F) nur ein Eisensteinband mit schaligem Toneisenstein. (WIEGEL führt statt dessen in seinem Profil 5 cm groben roten Sand an.)

2. Ein altes jetzt verlassenes Kohlenbergwerk lag in dem jetzt v. NORMANN'schen Forst Kessel, der zum größten Teil eine Enstatitdoleritdecke zum Untergrund hat, dieselbe, welche wir in ihrer Fortsetzung schon oben am Kottenberge kennen lernten. Das Bergwerk wurde in der Mitte des vorigen Jahrhunderts von der Stadt Neukirchen betrieben. Der Betriebsplatz befand sich dicht östlich von der von Obergrenzebach durch den Wald nach Steina führenden sogenannten Kohlenstraße. Daselbst fällt auf dem in mehreren Stufen ansteigenden Südabfall des basaltbedeckten Berges eine längliche, abflußlose Vertiefung am Innenwinkel einer dieser Stufen auf. Die Vertiefung rührt offenbar teilweise von nachträglichen Stolleneinstürzen her. Hier sieht man mehrere alte Halden. Der stufenförmige Aufbau des ganzen ausgedehnten Doleritzuges und das vereinzelte Auftreten von Tonen auf der Oberfläche solcher Stufen (z. B. am Nordrande des Waldes) zwischen sonst vorherrschendem basaltischem Gestein weist darauf hin, daß der Berg aus einer ganzen Anzahl terrassenartig übereinander gelagerter Decken von Dolerit besteht, die durch Tufflagen und Ton getrennt sind. Diese Wechselfolge von Enstatitdolerit, geschichtetem Tuff und Ton, örtlich noch vermehrt durch Braunkohlenlager, gehört natürlich der Zeit der basaltischen Eruption an, d. h. dem Miocän.

Das Bergwerk bestand anscheinend aus einem Schacht, von dem eine Anzahl Stollen ausgingen. Die ersten Bohrversuche wurden 1841 und 1842 vorgenommen. Von 1848 an stand das Werk still. Sichere Nachrichten über die Tiefe, in der die Kohle gefunden wurde, deren Stärke und Beschaffenheit, das Profil der

durchsunkenen Schichten, endlich den Grund der Aufgabe des Betriebes sind kaum mehr zu erlangen.

Nach späteren Bohrungen und nach Funden an der Halde, wurde, wie mir Herr Lehrer Schwalm mitteilte, eine etwa 12 m starke Tonschicht durchteuft, alsdann erst Basalt und geschichteter Tuff. Das darunter folgende Kohlenflöz war von Letten begleitet. Die schieferige Braunkohle nimmt teilweise kieselige Beschaffenheit an oder wird holzig. Die Letten und die Braunkohle enthalten Blattabdrücke von *Cinnamomum*, Zweige von Cypressenartigen Coniferen und Reste von Fischen (*Leuciscus*).

3. Im Dorfe Obergrenzebach treten zwischen den Basaltmassen des Steinmals im Norden und des Leidesberges im Süden Tertiärschichten heraus, die hier durch den Grenzebach unter der ursprünglich zusammenhängenden Basaltdecke bloßgelegt und tief eingefurcht sind. Da der Bach in der engen Schlucht sich aufstaut und bei Hochwasser gefährlich wird, hat man in diesem Jahr sein Bett neu reguliert und dabei beträchtliche Ausschachtungen vorgenommen, welche die Schichtenfolge unter dem alluvialen Basaltschotter bloßlegten.

Am oberen Ende des Ortes, wo der Grenzebach ins Dorf tritt, steht violettschwarzer Ton mit Braunkohlenresten sowie hellerer Ton mit Ocker, Rötel und Brauneisengeoden an. Im Dorfe selbst trifft man zunächst einen Ton mit ganz harten, schweren Kieselkonkretionen mit ockeriger Eisensteinkruste. In der dunkelgrauen dichten, muschelig, splittrig brechenden Kernmasse kam beim Durchschlagen ein Steinkern eines Gastropoden heraus, der vielleicht auf *Melanopsis Kleini* zurückgeführt werden kann. Dann folgen am Hofe des Bürgermeisters Kurz von oben nach unten: bunte, d. h. blaue und ockergelbe Tone, tiefschwarze bituminöse Tone im Wechsel mit grauen, zuletzt Tone mit Schmitzen von ockergelbem Sand.

4. Die Braunkohlenbildungen und Farberden von Frielendorf wurden in diesem Jahre noch nicht untersucht; sie sind übrigens schon mehrfach, so von Ludwig, v. Koenen, besprochen worden. Hier sei nur hervorgehoben, daß dort innerhalb dieses Schichten-

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

verbandes die Eisenfarberden Rötel und Ocker derart entwickelt sind, daß sie in größerem Maße ausgebeutet werden.

Das Vorkommen von Rötel und Ocker, das ich auch auf Blatt Gudensberg in zweifellosen Miocänschichten mehrfach feststellen konnte, halte ich für ein besonderes Kennzeichen der miocänen Braunkohlenstufe Hessens.

F. Miocäne Sande mit groben Geröllen.

Die mitteltertiäre Schichtenreihe schließt in der Südhälfte des Blattes Ziegenhain an vielen Stellen mit einer Sandschicht reich an groben Geröllen ab, die man nach ihrer Beschaffenheit zuerst geneigt ist, für jünger, d. h. für pliocän oder diluvial zu halten. Aber es hat sich in mehr als einem Fall als unzweifelhaft herausgestellt, daß sie noch von Basalt überlagert wird, demnach älter als gewisse Basaltdecken, in Sonderheit die Enstatitdoleritdecken, d. h. miocän ist.

Schon Wiegel machte 1907 in seiner Dissertation auf solche Gerölle am Hellberg (Kottenberg) aufmerksam und zeichnete in seinem schematischen Durchschnitt ihre Lage im allgemeinen richtig unter der dortigen Doleritdecke ein. Das Gestein der Gerölle ist Quarz, Kieselschiefer, Jaspis, Sandstein und Quarzit. Bei letzteren handelt es sich aber nicht bloß um Wüstegartenquarzit oder ähnliche paläozoische Gesteine des Kellerwaldes, sondern in der Mehrzahl um echte zweifellose Braunkohlenquarzite. Aus diesem beachtenswerten Umstand geht hervor, daß schon vor dem Erguß der Doleritdecken eine Zerstörung der Tertiärschichten und teilweise eine Zertrümmerung der eben erst festgewordenen Quarzitlager vor sich ging. Da die oft wohlgelungene Abrollung der harten Gesteine auf intensive Flußwirkung zurückzuführen ist, so könnte man hoffen, nach deren oberflächlicher Verbreitung auch noch die alten Fluß- und Bachläufe der Basaltzeit zu rekonstruieren, wobei als weiteres Hilfsmittel die heutige Erstreckung der Lavaströme zu berücksichtigen wäre. Aber das ist doch nicht so leicht, weil die Verbreitung dieser Flußgerölle ebenso wie die der Basaltdecken eine außergewöhnlich große ist.

1. Das westliche (noch zweifelhafte) Vorkommen liegt auf dem Plateau des linken Schwalmufers am Wege, der von der Straße Dittershausen-Ellnrode nach WNW. in der Richtung Sebbeterode abgeht. Über der dortigen Stubensandabteilung des Hauptbuntsandsteins lagern die hellen gelben und weißen Sande mit großen Quarzitblöcken (D), die ich schon oben erwähnte, aber dazwischen auch feiner Flußkies und gröbere, wohlgerundete Gerölle bis zu Faust- und Kopfgröße. Da eine Basaltdecke fehlt, könnte man hier wenigstens recht gut auch an pliocän-diluviale Plateauschotter denken.

2. In der Sandgrube im O. des Bahnhofes Ziegenhain-Nord werden die dort als Formsand gegrabenen unteren graugrünen und roten Sande, die hier wie am Kottenberg wohl der obigen Tertiärabteilung B zugerechnet werden müssen, oben bedeckt von 9 cm grauem Ton (vielleicht ähnlich wie am Kottenberg kümmerlicher Vertretung der Braunkohlentone E), dann gelben Sanden mit Geröllen von Kieselschiefer, Quarzit und Quarz.

3. Im OSO. vom Bahnhof Ziegenhain-Nord, 500 m von dieser Sandgrube entfernt, kann man am Steinbühl, der auf dem Meßtischblatt durch die Zahl 250 m gekennzeichneten Höhe nördlich der Stadt Ziegenhain, aufs deutlichste die Auflagerung der dünnen Enstatitdoleritdecke über einer Geröllschicht aus Quarzen, verschiedenen Kieselschiefern und Quarziten bis Kopfgröße wahrnehmen. Weiter nach unten folgen hier Sande und Tone (? der Abteilung E), nämlich schmutzig-grauer toniger Sand, gelber Sand, grauer Ton. Zu unterst liegt wie bei 2. grüngelber Sand (B), der auch in den sonst hier verbreiteten roten Sand übergeht. Der Melanienton (C) scheint hier ebenso wie bei 2. zu fehlen.

4. 800 m nördlich von Punkt 3 ist ein kleiner rundlicher Rest derselben Basaltdecke inmitten von Tertiärterrain an einer Wegkreuzung erhalten. Dort herrscht neben dem Basalt kräftig rot und gelb gefärbter Ton (? E), dem die Gerölle aufliegen.

5. Der Enstatitdolerit des Galgenberges und dessen südlicher unbenannter Fortsetzung (im Süden von »Reuters Ruh« unserer Karte) hat weithin als Unterlage gelbe Sande oder Kiese mit viel

Geröll von Quarz und Quarzit. Letztere sind teilweise wohlgerundet, teilweise sind es handgroße eckige Bruchstücke echten Braunkohlenquarzits.

6. Am SW.-Abhange des Kottenberges werden die unteren grünen, roten und ockergelben Sande der B-Abteilung und der nachfolgende graugrüne Ton (? E) hinter dem Verbrecherfriedhof bedeckt von 0,85—1,80 m weißem, tonigen Sand mit Geröllen von Toneisenstein, Quarzit, Buntsandstein und Hornstein mit Quarzdrusen. Auf der Südseite des südlich von dem Friedhof vorbeiführenden Hohlweges trifft man unter dem Basalt ganze Aufschüttungen dieser Gerölle. Die eigentliche Grenze gegen den auflagernden Basalt wird in der neuen Sandgrube von einer 1—2 cm starken schwärzlichen erdigen Lage eingenommen, die Wiegel als Tuff bezeichnete, die aber richtiger ein schmutziger, grober Sand ist und wie eine Art humose Erdoberfläche vor dem Stromerguß anmutet.

7. An der Waldecke im NO. über dem Kottenberg an der Ruhebank vor dem oberen Wasserreservoir gibt es viele kleine Gerölle von Quarz neben faustgroßen von Quarzit und Feuerstein. Die letzteren erinnern an solche auf Blatt Gudensberg, Besse und Wilhelmshöhe, die man geneigt ist, der Kreideformation zuzurechnen. Wären die Gerölle dieses Plateaus postbasaltisch, pliocändiluvial, so müßten sie sich auch über der hier ein wenig tieferen Doleritplatte des Kottenberges und seiner südlichen Fortsetzung (gegen Niedergrenzebach hin) verbreitet finden. Tatsächlich hören sie indes überall mit dem Überschreiten der Doleritgrenze auf. Sie müssen daher präbasaltisch sein. Nur wenn man diesen Doleriterguß selbst etwa der Pliocänzeit zurechnete, könnten sie selbst auch noch pliocän sein.

Die im vorhergehenden unterschiedenen 7 Abteilungen des Mitteltertiärs (A—F), von denen die vier ersten dem Oligocän, die zwei letzten dem Miocän angehören könnten, sind leider nirgends vollständig zusammen entwickelt, sondern gewöhnlich nur 2, höchstens 4 derselben. Das gilt auch für die Bohrlöcher. Namentlich wurde nirgends bisher Melanienton (C) über (oder unter)

Septarienton (A) vorgefunden, wie das z. B. von Kirchhain bekannt ist. In den größeren Profilen, wo mehrere unserer Abteilungen übereinander zu beobachten sind, fehlt gewöhnlich der Melanienton. Nur am rechten Ufer des unteren Wälsebaches am Sangeberg westlich Obergrenzebach erkannten wir die ununterbrochene Schichtenfolge B bis D. Sonst ist meist über B eine Lücke vorhanden, wodurch C und zuweilen auch noch D ausgeschaltet wird. Zwischen dem Bahnhof Ziegenhain-Nord und der Steinbühlhöhe fanden wir nur A, B, E und F. Genau das Gleiche gilt für den Westabhang des Kottenberges. Der nordöstlich davon gelegene Schützenwald enthält dagegen nur C, D und F, der Abhang zwischen Schönborn und Leimsfeld bietet unten typische glaukonitische Grünsande (B) und darüber gleich die Sande mit den Quarziten (D). Der Melanienton (C) wurde erst im Dorfe Leimsfeld bei einer Bohrung erschlossen.

Eine völlige Klärung der stratigraphischen Verhältnisse, die alle Zweifel ausschließt, können wir natürlich erst nach einigen systematisch vorgenommenen kleinen Tiefbohrungen (im nächsten Jahre) erwarten.

Basalt.

Die Basalte des Blattes Ziegenhain sind schon mehrfach behandelt worden, so von Bickell 1851, Rinne 1897, Bauer 1900, Trenzen 1902, am ausführlichsten in der Dissertation von H. Wiegel[1]). Hier werden für das in Rede stehende Gebiet 4 Typen unterschieden: Enstatitdolerite, körnige Dolerite, ophitische Dolerite und porphyrische Feldspatbasalte und wird deren Verbreitung auch auf einer Übersichtskarte im Maßstab 1 : 100 000 roh angedeutet.

Die Basaltgesteine treten uns entgegen in Form von Decken, die sich über größere Areale verbreiten. Diese Decken bilden heute keine einheitliche geschlossene Massen mehr wie einst, sondern sind vielfach durch Erosion und Denudation zerrissen. Die

[1]) Petrographische Untersuchung der Basalte des Schwälmer Landes bis an den Vogelsberg. Marburg 1907.

Hauptmassen bilden übrigens keineswegs immer einfache gleichmäßige Plateaus; vielmehr, da mehrere Deckenergüsse periodisch mit Zwischenpausen aufeinanderfolgten, ähnlich wie in der Hohen Rhön, so entstand ein terrassenförmiger Aufbau. Zwischen den einzelnen Ergüssen sind oft noch Tuffe und vorherrschend tonige Sedimente zur Ablagerung gekommen.

Die ältesten Decken nehmen die tieferen westlichen Außenränder der Basaltberge ein und sind dort vielfach in kleine elliptische oder rundliche flache Kuppen aufgelöst durch die spätere Erosion.

Zu den älteren Basaltgesteinen gehören die Enstatitdolerite und der Dolerit vom Sangeberg und Gansküppel, welche am meisten nach W. vorspringen und beide teilweise auch noch von Tertiärsedimenten bedeckt sind oder mit ihnen wechsellagern, was bei dem »porphyrischen Basalt« vom Gerstenberg und Leidesberg nicht der Fall ist.

A. Der Enstatitdolerit

hat eine große Verbreitung. Die Hauptmasse zieht sich mit mehreren kurzen Unterbrechungen vom Kesselforst, der das erwähnte alte Braunkohlenwerk einschließt, über die Straße Ober-Niedergrenzebach zum Sattelsberg, Großen Köppel, dann über die Grenzebachenge zum Lohberg, Kottenberg, Galgenberg bis nach Rörshain. Eine andere südnördlich gerichtete dünne Decke reicht von den Gärten nördlich Ziegenhain und dem Bunten Bock zum Steinbühl und endigt an dem Eisenbahneinschnitt östlich vom Bahnhof Ziegenhain-Nord. Ursprünglich hingen wohl alle Teile, also auch die beiden Hauptmassen zusammen und hatten im Kesselforst, der die höchstgelegene Partie darstellt, ihren Eruptionspunkt. Daß die große, jetzt von der Hauptmasse durch einen 700 m breiten, basaltfreien Zwischenraum getrennte dünne Decke nördlich der Stadt Ziegenhain einen Erguß für sich mit besonderer Eruptionsstelle darstelle, ist unwahrscheinlich; auch wüßte ich kaum, wo letztere zu suchen wäre.

Im ganzen kann man drei Züge von Enstatitdolerit unterscheiden, indem die Hauptmasse noch in zwei einander parallele getrennte Streifen zerfällt.

1. Der westlichste und zugleich tiefstgelegene ist der südnördliche bei Ziegenhain am Bunte Bock und Steinbühl. Dicht nördlich von der Stadt Ziegenhain geht er auf dem rechten Schwalmufer bis an den Rand des Alluviums oder ebenen Talbodens mit der Höhenkurve 212½ m hinab. Daraus dürfen wir schließen, daß schon zur Zeit dieses Ergusses einmal das Ziegenhainer Becken bis in diese Tiefe ausgehöhlt war. Vom Wirtshaus Buntebock steigt dann der Strom schräg über die Landstraße langsam empor bis zum Gipfel des Steinbühl bei 250 m und senkt sich dann in erst schmaler, weiterhin breiter Zunge gegen NW. hin.

Nach einer kurzen Unterbrechung setzt ein neuer breiterer Deckenteil fort bis zum Südrand des Eisenbahneinschnittes, wo er den muldenförmig gelagerten Septarienton bedeckt. Nach der geologischen Karte dürfte dieser nördliche Abschnitt an der Eisenbahn nur ein jetzt losgelöstes Endstück des Stromes vom Steinbühl darstellen. Wiegel aber hat das Vorkommen an der Eisenbahn (a. a. O. S. 383—384) im Gegensatz zum Enstatitdolerit des Steinbühl als »ophitischen Dolerit« beschrieben, dem er auch viele Doleritblöcke des Wolfshain im N. der Bahn zurechnet. Eine erneute mikroskopische Prüfung von Proben dieses Zipfels wird ergeben, ob und wo sich eine Trennung von dem Enstatitgestein des Steinbühl rechtfertigen läßt.

(In demselben Eisenbahneinschnitt soll sich nach v. Koenen und Wiegel 200 m westlich von dem erwähnten Zipfel der Doleritdecke noch ein südnördlich streichender Gang aus »körnigem Dolerit« mit intersertaler Struktur und holokrystalliner Ausbildung befinden. Leider ist dieses Vorkommen jetzt nicht mehr aufgeschlossen und wiederzufinden.)

Der Enstatitdolerit des Steinbühl bildet eine nur dünne Decke, weshalb auch schon nahe an dem höchstgelegenen Punkt das Tertiär darunter zum Vorschein kommt. Durch Verwitterung zerfällt er in Grus und rundliche Kugeln von mittlerer Größe. In seinen Klüften findet sich Hornstein.

2. 600—800 m östlich von diesem Zuge folgt ihm parallel die zweite (?) Enstatitdoleritdecke von Rörshain, Galgenberg, Kottenberg usw. Dieser Zug zerfällt in zahlreiche Stücke. (Die nördlich-

sten bei Rörshain sind in diesem Jahr noch nicht kartiert worden.) Die drei tiefsten Hauptlücken werden benutzt von den Straßen Ziegenhain-Rörshain, Ziegenhain-Leimsfeld und Ziegenhain-Schönborn (am unteren Durchbruch des Grenzebachs). Das Südende südlich von der Straße Niedergrenzebach-Obergrenzebach verliert sich in einzelnen kleinen Kuppen.

Nur kleine Steinbrüche schließen das Gestein auf: am Galgenberg, Kottenberg, Lohberg und Großen Köppel. Praktisch ist das leicht zerfallende Gestein wenig verwendbar, höchstens zur Beschotterung von Feldwegen. Die mikroskopische Beschaffenheit ist von WIEGEL ausführlich besprochen. Makroskopisch ist bemerkenswert die graue Farbe, der geringe Gehalt an Olivin, das völlige Fehlen von Olivinfels-Einschlüssen und die starke Verwitterung, die bedingt scheint durch die große Porosität und den Reichtum an kleinen und großen Blasen von unregelmäßiger Form. Die Wände der Blasen zeigen oft gelbgrüne oder auch weiße, nicht kalkige Überzüge. Vom Kottenberg ist noch das häufige Vorkommen von weißem, hellgelbem, dunkelockergelbem, endlich rot und grau geflecktem Hornstein, von Chloropal und Nontronit in den Fugen zwischen den kugelig zerfallenden Blöcken hervorzuheben.

Die Absonderung des Enstatitdolerits ist weder säulen- oder pfeiler-, noch plattenförmig, sondern kugelig-knollig (am Kottenberg) oder in unregelmäßigen Klüften nach allen Richtungen (am Galgenberg).

3. Der südlichste, gerade gestreckte Teil dieses zweiten Enstatitdoleritzuges (am Großen Köppel) ist durch ein 50—110 m breites Band aus tonig sandigen Tertiärsedimenten von der höchsten östlichen Hauptmasse getrennt. Es scheint, als ob diese Tertiärschichten (wohl zu unserer Abteilung E gehörig) nicht bloß durch Erosion des Untergrundes angeschnitten seien, sondern als bildeten sie wenigstens teilweise die Decke der westlichen, tieferen, älteren, in der Tiefe noch durchsetzenden Doleritdecke 2 und zugleich die Unterlage der höheren im O., d. h. als handle es sich um eine Terrassenstufe. Diese dritte, höchste und größte Doleritmasse hat eine flaschenförmige Ausdehnung, sie verbreitert sich

nach SO. und spitzt sich nach NW. zu. Im Relief steigt sie von SW. wie von NO. in mehreren deutlichen Terrassenstufen gegen den höchsten Kamm in der Mitte empor. Auch hier erscheinen auf einzelnen Terrassenstufen Spuren tertiärer Schichten, so Ton im NW.-Eck des Kesselforstes und am alten Kohlenbergwerk, dessen Schacht unter diesem Ton erst den Basalt und Tuff durchteufte. Südlich von der NW.-Ecke des Waldes, genau im Zentrum des Basaltmassivs, liegt wohl auch der höchste Punkt des letzteren und hier kann man sich die Haupteruptionsstelle der Laven denken. In dieser Gegend kommt Tachylit vor; der graue mit kleinen kugeligen Blasen erfüllte Basalt geht an der Außenseite der dort gesammelten Blöcke in schwarzen Glasbasalt über und es zeigen sich auch Teile von Stromoberfläche.

B. Körniger Dolerit.

1. Hat man auf der Straße Niedergrenzebach nach Obergrenzebach den letzten Enstatitdolerit des Sattelsberges überschritten, so gelangt man nach Passierung des Wälsebaches beim Beginn des letzten großen Aufstieges gegen Obergrenzebach zum Dolerit des Sangeberges, der sich von dieser Straße an rd. 200 m nach NW. zusammenhängend verfolgen läßt als Randkante einer Terrasse, oben nach NO. zu anscheinend überlagert von tertiärem Ton, Kies und Quarzitsand (wohl obigen Abteilungen D und E). Auch Steinbrüche sind in dieser Kante oder natürlichen Böschungsmauer angelegt. Nach Wiegel ist es ein körniger Dolerit mit Andeutung von intersertaler Struktur.

2. Ein ähnlicher körniger Dolerit setzt den Gansküppel am Knie der Straße Niedergrenzebach-Schönborn zusammen, da, wo rechts ein Weg von der unteren Ruchmühle einmündet. Bei frischem Gestein erkennt man die Feldspatleistchen deutlich an ihrem Glitzern, bei verwittertem an der weißen Farbe. Das Gestein ist im ganzen grau und enthält kaum etwas Olivin makroskopisch ebenso wie der Enstatitdolerit, unterscheidet sich aber von diesem durch sein dichteres Gefüge, d. h. Fehlen aller Poren und Blasen.

3. Fast den nämlichen körnigen Dolerit beobachtet man an

derselben Straße 200 m weiter nördlich kurz vor Schönborn. Doch ist dies Gestein etwas blasig.

Die drei aufgeführten Vorkommen von körnigem Dolerit bilden zusammen eine S.—N.-Reihe.

C. Sogenannter porphyrischer, mittelkörniger blauer Feldspatbasalt.

Im O. der zuletzt erwähnten S.—N.-Reihe von »körnigem Dolerit« erheben sich die Basaltberge in der Umgegend von Obergrenzebach: der Gerstenberg, Steinmal, Leidesberg mit Umhang, woran sich weiter südlich noch der Steiner-Berg, Trautzhain und Hornsberg über dem Steinatal anschließen. Alle diese basaltischen Gesteine von Leimsfeld über Obergrenzebach bis zum Südrand der Karte, ja noch bis auf das linke Steinaufer auf dem südlich benachbarten Blatt Schrecksbach, gehören ein und demselben Typus an, den Wiegel als »hypidiomorph-porphyrischen Feldspatbasalt« bezeichnet.

Nach Wiegel würde man nur bei der inneren Hauptmasse dieser Basalte in der schwarzgrünen oder dunkelgrauen Grundmasse bereits mit bloßem Auge die großen rabenschwarzen, glänzenden Krystalle von Augit, die nicht selten zu 2—3 mm großen Sternen zusammengetreten seien, erkennen. Der Olivin sei makroskopisch nicht zu erkennen. Dünnschliffe, die mehr äußeren Stromteilen entnommen sind, zeigen angeblich ein wesentlich anderes Bild. Die Augiteinsprenglinge werden kleiner und die Grundmasse ist schlackig intersertal ausgebildet. Der porphyrische Charakter tritt so mehr zurück und verschwindet schließlich vollständig. So zeigen die äußeren Stromteile eine rein hypidiomorphkörnige Struktur. Wiegel gibt also selbst zu, daß der Basalt an verschiedenen Stellen den Porphyrcharakter nicht erlangt hat. Letzteren beschreibt er übrigens hauptsächlich von anderen Vorkommnissen weiter südlich auf Blatt Schrecksbach, während er die in Rede stehenden Basalte des Blattes Ziegenhain nur kurz behandelt hat.

Bei den von mir gesammelten zahlreichen Proben konnte ich nur in wenigen Fällen schwarzen Augit makroskopisch wahrneh-

men, doch war wohl überall der Feldspat in $^1/_2$ mm langen Leisten mit bloßem Auge erkennbar. In Splittern aus einem Bruch etwa in der Mitte des Gerstenbergwaldes am W.-Abhang waren diese Leisten der Grundmasse sogar 1 mm lang. Olivin konnte ich ebenfalls wiederholt makroskopisch unterscheiden. Einschlüsse von Olivinfels gibt es auch, aber seltener.

Für die Frage nach der Lage des oder der Eruptionspunkte dieser Basalte käme in erster Linie der am höchsten aufragende Rücken des Gerstenberges mit 382,5 m hohem Gipfel in Betracht. In seiner Peripherie findet sich am Westfuß 150 m östlich vom Friedhof von Schönborn ein durch einen Steinbruch aufgeschlossener Hügel, wo der Basalt schöne Säulenbildung zeigt und die Säulen nicht bloß vertikal, sondern auch horizontal und geneigt erscheinen. Da liegt also auch eine selbständige Quellkuppe, vielleicht ein parasitischer Seitenausbruch des Hauptvulkans vor.

An der Südecke des Gerstenbergwaldes trifft man innerhalb der ringsum herrschenden Basaltlava eine etwa kreisrunde Fläche, bedeckt von basaltischem Agglomerat aus lose verfestigter Schlacke, eckigen Basalttrümmern, Asche und Auswürflingen. Der neue horizontale Forstweg am Waldesrand hat die Stelle trefflich aufgeschlossen. Die eckigen, in diesem Agglomerat verkitteten Basalttrümmer sind stark verwittert, in ihnen erkennt man deutlich die weißen Plagioklasblättchen. Lose findet man in dem Trockentuff eingeschlossen große Augitkrystalle von 3 cm Durchmesser, das schwarze, etwas grünlich schillernde Innere derselben ist von breiter Verwitterungszone umgeben. Von fremden Einschlüssen erwähne ich nur Quarz.

Die Absonderung des blauen (porphyrischen) Basalts ist säulenförmig, z. T. gleichzeitig plattenförmig. Das erkennt man besonders schön in dem verlassenen Bruch südöstlich Leimsfeld, wo die senkrecht stehenden Pfeiler der Basaltdecke nach Art der bekannten Bertrichschen Käsgrotte quer in abgerundete Platten gegliedert sind. Auch in dem von Wiegel, S. 393, geschilderten Bruch am Hornsberg auf dem rechten Steinaufer (schon auf dem südlich benachbarten Blatt Schrecksbach) sieht man die durch senkrechte Klüftung gebildeten Pfeiler unten in Platten zerfallen.

D. Am Ostrande des Blattes Ziegenhain an der Grenze zum Blatt Schwarzenborn erscheint nördlich vom Grenzebach hinter der Bücklingsmühle am Ridköpfchen ein blauer Basalt, der sich von den zuletzt beschriebenen durch viel feineres Korn unterscheidet, indem man mit bloßem Auge überhaupt nichts von Mineralien erkennt. Mikroskopische Untersuchungen davon liegen noch nicht vor.

Basalttuffe

spielen in der Südhälfte des Blattes Ziegenhain keine besondere Rolle. Das Auftreten geschichteter Tuffe im Massiv des Kesselforstes im Wechsel mit Enstatitdolerit wurde schon oben erwähnt. Da sie nirgends an der Oberfläche anstehen, bleibt dies Vorkommen für die Karte ohne Bedeutung. Reste dieses Tuffs findet man nur in den Halden des Kohlenbergwerks vor. Es handelt sich meist um feingeschichtete Tuffe von grauer und brauner Farbe, z. T. dicht, z. T. porös. Nach Wiegel bestehen sie wesentlich aus Quarzkörnern, die gröberen aus Doleritlapillis und Krystallbruchstücken von Augit und Olivin.

Aus geschichtetem Tuff scheint ein kleines Küppchen in der Feldmark Umgang am Westfuß des Leidesberg zu bestehen.

Von dem Trockentuff bezw. basaltischen Agglomerat an der Südspitze des Gerstenberges ist schon oben die Rede gewesen.

Pliocän.

Als »jüngste Tertiärbildungen vermutlich pliocänen Alters« (mit der Signatur bp) hat Denckmann auf seiner »geologischen Übersichtskarte des Kellerwaldes« und auf Blatt Gilserberg eine auch auf den Blättern Ziegenhain und Homberg vertretene Schichtenfolge ausgeschieden, die zu unterst aus Kies mit groben Geröllen vorwiegend paläozoischer Gesteine oder von Braunkohlenquarzit, in der Mitte aus gelben bis rostfarbenen Sanden, zu oberst aus Tonen mit Eisenschalen und Rötelkonkretionen bestehen soll. Nun haben wir aber schon oben betont, daß auf Blatt Ziegenhain Kies mit groben Geröllen, darunter solchen von Braunkohlenquarzit, auch im vorbasaltischen Tertiär meist als dessen Abschluß auftritt und noch von Basalt bezw. Enstatitdolerit verdeckt ist.

Diese charakteristische Überlagerung gilt natürlich nicht für alle Vorkommnisse schon aus dem Grunde, weil nicht überall basaltische Gesteine an die Oberfläche gedrungen sind. In solchen Fällen hält es schwer, diesen Kiesen ein bestimmtes Alter, ob miocän, pliocän oder gar diluvial zuzuschreiben.

1. Das trifft z. B. zu für die Schotter oder Gerölle des Plateaus auf dem linken Ufer der Schwalm am Wege von Dittershausen nach Sebbeterode, wo Denckmann Pliocän (bp) verzeichnet. Da dort aber auch helle gelbe und weiße Sande und große Quarzitblöcke anstehen, also Mitteltertiär vertreten ist, so könnte man schließlich auch die dortigen hand- bis kopfgroßen Gerölle noch dieser Formation zufallen lassen, so wie das am Steinbühl, Kottenberg, Galgenberg der Fall ist oder es wäre Pliocän bezw. Altdiluvium über Miocän vertreten.

2. Mehr pliocänen Charakter gewinnen die kleinen Tertiärflecke südlich davon auf dem linken Schwalmufer im W. der Neumühle zwischen dieser und Frankenhain, insofern hier kein eigentliches Mitteltertiär oder Braunkohlenquarzitblöcke mehr vorkommen. Es sind ockergelbe Tone, graugelbe und ockergelbe Sande, die an einer dieser Stellen, in dem Hohlweg über der Neumühle gerade über einer Verwerfung des Buntsandsteins liegen.

3. Im S. der Anstalt Hephata mehren sich die ockergelben Sande und zwischen ihnen die sogenannten Eisenschalen aus grobkörnigem Eisensandstein. Außerdem trifft man dort viele Quarzkiesel und Quarzitgerölle.

4. Seine Hauptverbreitung hat das Pliocän in der ostsüdöstlichen Verlängerung der Linie, welche die genannten Vorkommnisse westlich der Neumühle mit denen von Hephata verbindet, auf dem linken Schwalmufer oberhalb Treysa zwischen der Straße Treysa-Wasenberg im W., der Hersfelder Eisenbahn im N. und O., und dem S.-Rand des Blattes Ziegenhain im S., d. h. zwischen Treysa und dem Schafhof. Diese ganze, sich sanft zur Schwalm absenkende Fläche ist bedeckt von ockergelben Sanden, die violette bis rosafarbene Tone einschließen und erfüllt sind von Eisenschalen, die als der widerstandsfähigste Teil des Schichtenverbandes

ausgewittert sind und überall auf den Feldern und Wegen herumliegen.

Östlich von der Ziegelei Ascherode werden die dunklen Sande auch in Gruben gewonnen.

In genannter Ziegelei selbst tritt das Pliocän nur unklar in dünnen, wenig charakteristischen Lagen unter der mächtigen, diluvialen Lehmdecke heraus und scheint bald in Mitteltertiär überzugehen. In der Mitte der großen Lehmgrube stellte ich an der Hauptlehmwand folgendes Profil von oben nach unten fest:

Diluvium	Lehm	2,00—6,00 m	trockner Lehm,
		1,00—1,80 »	feuchter, lößartiger Lehm mit Lößkindeln und Schalen von *Pupa* und *Succinea*,
	Basisschichten	0,04 »	intensiv gelbbrauner Ockerlehm, z. T unten zu einer Steinschicht verfestigt,
		0,04 »	Wechsel von hellen und dunklen sandigen Streifen,
		0,00—0,50 »	hellgrauer Lehm mit Rostflecken,
	Pliocän	0,65 »	rosaroter Lehm mit Rostflecken,
		0,40 »	derselbe, aber dunkler, mit Eisensteinverfestigungen und Kiesgeröllen oder statt dessen stärkere Kiese mit viel Eisensteingeröllen,
		—	rosafarbener toniger Lehm,
			darunter nach früheren Ausschachtungen:
	Miocän?	—	schwarzer, kohliger Ton,
		—	weißer, toniger Sand mit einzelnen groben Quarzkörnern.

Versteinerungen irgend welcher Art enthalten die geschilderten fraglichen Pliocänsedimente auf der Südhälfte des Blattes Ziegenhain nicht. Die Eisenschalen sind übrigens völlig identisch mit denen der Lendorfer Schichten des Caßdorf-Mühlhausen-Lendorfer Höhenzuges auf Blatt Homberg. Nur fehlen die Rötelschiefer, welche auf Blatt Homberg vielfach wohlerhaltene Pflanzenreste führen, die nach den neuesten Untersuchungen durch Sanitätsrat Dr. med. Menzel zu Dresden auf pliocän-unterdiluviales Alter hinweisen.

Nachtrag.

Zur Ergänzung der Darstellungen in meinem Bericht 1914 und zur endlichen Klarstellung der immer noch zweifelhaften Schichtenfolge des Mitteltertiärs im Ziegenhainer Becken und dem des Ohetals bei Verna unternahm ich im Juni 1915 mehrere kleine Tiefbohrungen und Schürfungen an verschiedenen geeigneten Stellen der Blätter Homberg a. d. Efze und Ziegenhain. Dieselben brachten die erwünschten Ergebnisse, welche in vielen Punkten nicht nur von der älteren Auffassung v. Koenen's, sondern auch meiner eigenen, in obigem Bericht niedergelegten abweichen, weshalb es erwünscht scheint, sie alsbald in einem Nachtrag zur allgemeinen Kenntnis zu bringen.

Die Hauptfrage betraf die Stellung der Grünsande (B) zum Melanienton (C) und Septarienton (A). Es stellte sich heraus, daß den von v. Koenen ganz übersehenen Grünsanden eine noch größere Bedeutung zukommt, als ich selbst zuerst glaubte, daß sie echt marin sind und das Oberoligocän vertreten, daß andererseits der Melanienton wenigstens in der Ziegenhainer Gegend überall unter den eigentlichen Grünsanden und zwischen ihnen und dem liegenden Septarienton seine Stellung findet. Wie in dem Bericht muß ich ihn auch jetzt als Oberes Mitteloligocän auffassen entsprechend den Cyrenenmergeln des Mainzer Beckens, aber der Grünsand rückt höher hinauf ins Oberoligocän, die Quarzitsande (nach v. Koenen das Äquivalent des marinen Oberoligocän) kommen dagegen ins Miocän. Da die Grünsande überall verbreitet und durch ihren (größeren oder geringeren) Gehalt an Glaukonitkörnern, die freilich oft mehr oder weniger zersetzt sind, ausgezeichnet und relativ leicht erkennbar sind, wird so endlich eine ziemlich scharfe Trennung der oligocänen Tertiärstufe vom Miocän auch hier durchführbar, was in der bisher herrschenden Auffassung (v. Koenen's) unmöglich erschien. Das ist der stratigraphische und kartographische Gewinn dieser letzten Bohrungen und Schürfungen.

1. Die ersten Bohrversuche wurden in der südwestlichen Ecke des Blattes Homberg a. d. Efze angesetzt im Batzenbergerwalde dicht an dessen Südrand, 160 m östlich von der Straße Verna-Lembach,

da, wo schon früher einmal eine Tiefbohrung der Frielendorfer Tonwerke stattgefunden hatte, über deren Ergebnis es unmöglich war, genaue Auskunft zu erhalten. Dort hatte ich große Septarien mit Petrefakten des Septarientons gefunden. Wir trafen im ersten Loch unter der Walderde der Oberfläche sofort typischen Septarienton von graugrüner Farbe, zäh, mit viel Marienglas und Kalkknöllchen. Ein zweites Loch, 5 m davon entfernt, ergab oben 0,40 m gelben erdigen Sand und Ton mit Geröllen, 0,30 m gelbgrauen Ton, von da an nur schwärzlich-grünen Ton mit Gips.

2. An der genannten Straße stieß ich in der Mitte zwischen dem Südrande des Batzenbergwaldes und dem Nordende des Dorfes Verna ein Loch gerade an der Stelle, wo ich früher im Chausseegraben den Hydrobienkalk im Ton anstehend ausgegraben hatte. Der gelbliche (Melanien-)Ton mit den kleinen gelben, weichen Hydrobien-Kalkknollen nahm hier nur die Oberfläche ein. Schon nach 30 cm kamen wir in den graugrünen Septarienton mit Gipskrystallen und typischen Septarien, der bis zu 2 m Tiefe verfolgt wurde. In der Umgebung dieser Stelle herrscht allein schwarzgrüner Septarienton mit großen Septarien an der Oberfläche.

Aus diesen Bohrungen (1 und 2) ging also hervor, daß sich der Septarienton an der Oberfläche auch sicher bis ins Blatt Homberg a. d. Efze verbreitet, was bisher nicht bekannt war, und hier (nur örtlich) unmittelbar von dünnen Lagen von Melanienton mit Hydrobien-Kalkknollen bedeckt wird.

3. An der Landstraße Verna-Dillich dicht außerhalb der letzten Gärten von Verna, wo der erste Feldweg nach N. abführt (schon in der O.-Ecke des Blattes Ziegenhain), hoffte ich noch gerade das Hangende des Septarientons, der selbst am benachbarten Ohebach fossilführend ansteht, d. h. Melanienton, anzutreffen, erschloß aber bloß Septarienton von eigentümlichen, wechselnden Farben.

An der Oberfläche erscheint im Straßengraben ockergelber, grauer und rotbrauner Ton	0,30 m
es folgt nach unten rot-bräunlicher bis rosa-violetter Ton, z. T. auch kohlschwarz	1 »
dann grauer Ton mit hellen dünnen Zwischenlagen von weißem Feinsand	1 »

4. Genau denselben auffällig rosa-violetten bis grauen (Septarien-) Ton mit feinsandigen, weißen, dünnen Zwischenlagen traf ich auf Blatt Ziegenhain an der obersten fossilreichsten Fundstelle des Melanientons am Sangeberg auf dem rechten Gehänge des Wälsebachs, eines linken Zuflusses des Grenzebachs. Ein Bohrloch setzte ich im typischen Melanienton an, der hier noch kleine Kalkknöllchen als Kennzeichen bot und bis 0,90 m Tiefe anhielt.

Dann kam ein Wechsel von rötlich-violettem Ton und Feinsand, auch etwas grobem Sand dazwischen . . . . . 0,40 m
darunter typischer Septarienton von grauschwarzer Farbe . . . 0,40 »
grauer, z. T. ockriger Sand . . . . . 0,10 »
rosa Ton mit dünnen weißen Feinsandzwischenlagen . . . . . 0,35 »

Hier liegt also der Melanienton wie bei 2. unmittelbar über dem Septarienton. Das war um so auffallender, als früher daneben eine jetzt verwachsene Sandgrube existierte, in der man unter dem Melanienton Sand gewonnen hatte, den ich bisher (vergl. meinen Bericht auf S. 595) nach dem Vorgange des Lehrers Schwalm von Obergrenzebach als Äquivalent des Grünsandes aufgefaßt hatte. Nähere Untersuchung ergab, daß dieser Sand keineswegs Grünsand ist, d. h. keine Spur von Glaukonitkörnern enthält, sondern grober weißer Mauersand ist, nur geringe Mächtigkeit (höchstens 2 m) aufweist, und eine schnell nach allen Seiten sich auskeilende linsenförmige Zwischenlage darstellt.

5. Ich stieß in der Sandgrube inmitten dieses Sandes 1 m unter seinem Hangenden, dem Melanienton, ein neues Bohrloch und traf an:

	0,80 m	groben weißen Sand
Septarienton	0,70 »	Wechsel von Feinsand mit buntem, rötlichem, gestreiftem Ton
	0,08 »	sandige Eisenockerlage ähnlich der bei 4 a
	1,40 »	Wechsel von zähem, grauem und rosa-violettem Ton mit tonigem Feinsand.

Oberflächliche Schürfungen über diesem Bohrloch mit einem Spaten ergaben dann, daß der Melanienton über dem Sand genau 2,40 m stark ist und in seinem unteren Teil voller Melanien und *Melanopsis* ist, sein oberster halber Meter aber die Limnäenkalke als Knollen enthält. Über dem Melanienton aber folgen hier an der Kante des Steilabfalls echte Grünsande, welche von da an auch

auf dem ganzen Plateau durch Schürfungen verfolgt werden konnten bis zu den noch höher liegenden weißen, Quarzite führenden Sanden und auch auf dem Steilabfall zum Grenzebachtal unter Diluvialgeröll zutage treten in einer Mächtigkeit von etwa 8 m.

Hier ist also die Reihenfolge ganz klar: Septarienton, darüber örtlich eine bis 2 m dicke Linse von grobem weißem Sand, dann Melanienton 2,40 m, Grünsand 8 m, Quarzitsand oben lokal von Basalt bedeckt.

6. Auf dem rechten Ufer des Grenzebachs steigt der Grünsand an der unteren Ruchmühle vom Talrand bis zum Plateau, wo er von einem braunen Ton überlagert wird, der besonders am SO.-Rand des Buchholzes (Königl. Forst Neukirchen) zellige Eisensteinkonkretionen einschließt, und den man vielleicht noch für oberoligocän halten könnte, entsprechend einem ähnlichen Ton mit fossilreichen Toneisenkonkretionen, den ich im oberen Teile des Oberoligocäns (auch über Grünsand) an der alten Wolfhager Straße bei Cassel nahe der Rasenallee antraf[1]). Leider gelang es aber bisher weder Herrn Schwalm noch mir, in diesem Eisenstein Spuren von Versteinerungen zu erkennen trotz längeren Suchens.

7. Die schönste blaugrüne Färbung zeigt der Grünsand südlich Leimsfeld im Westen der an der Straße Leimsfeld-Schönborn gelegenen Sandgrube, welche dort den Quarzitsand in typischer Art aufschließt. Am Abhang unter dieser Sandgrube bildet der Grünsand den Untergrund eines schwarzen moorigen Ackers. In der Hoffnung, hier auf den Melanienton oder Septarienton als Liegendes zu kommen, stieß ich am Rande des Ackers ein Bohrloch und fand 0,50 m schwarze sandige Moorerde, dann glaukonitreichen blaugrünen Grünsand bis über 3 m Tiefe, den ich dann aufgab zu durchsinken wegen seiner anscheinenden Mächtigkeit.

8. Um die Verbindung mit dem Hangenden zu gewinnen, machte ich ein zweites Loch etwas oberhalb, wo an der Böschung noch heller Quarzitsand anstand, und fand 0,60 m graugelben Sand ohne Glaukonitkörner (Miocän), dann grünweißen Sand, der sich nach unten zu wasserreichem Triebsand entwickelte und das Weiter-

[1]) Vergl. meine Geologie und Topographie der näheren Umgebung Cassels. Festschrift d. Vers. deutsch. Naturforscher und Ärzte zu Cassel 1903, Seite 38.

bohren über 2 m Tiefe erschwerte. Er enthielt auch Glaukonitkörner. Die hellere Farbe dieses Sandes scheint örtlich mit dem größeren Wasserreichtum zusammenzuhängen, infolgedessen die färbende Glaukonitsubstanz mehr aufgelöst und fortgeführt ist, als wie im anderen Bohrloch (7), 20 m von da entfernt.

9. Im südöstlichen Teil des schwarzen Ackers (vergl. 7) erscheint an der Oberfläche über dem Grünsand ein fetter Ton, der nach S. zu anschwillt und sich über die weiteren Äcker fortsetzt. Er ist gelbgrau bis bräunlich, ähnlich dem Melanienton, enthält aber keine Kalkknöllchen, sondern Toneisensteinbrocken. Es ist die nämliche Schicht, wie wir sie bei 6 westlich der unteren Ruchmühle antrafen. Er schiebt sich (auf dem schwarzen Acker auskeilend) zwischen den Grünsand und den gelblichen Quarzitsand ein, könnte also auch hier noch dem Oberoligocän zufallen.

10. Eine Bestätigung fand die angenommene Reihenfolge der Schichten am Wege, der vom unteren Ende Leimsfelds nach dem Westende Schönborns führt. Das Dorf Leimsfeld steht nach seinen Brunnenbohrungen wesentlich auf Septarienton (nur an einem der höchsten Häuser an der oberen Straße nach Schönborn hat man Melanienton mit Schalen von *Melania horrida* bei der Brunnengrabung gefunden). Am genannten unteren Wege also wird im Straßengraben typischer grauer bis blaugrüner Septarienton sichtbar. Weiter gegen Schönborn zu kommt am gleichen Wege graubrauner Ton mit kleinen Kalkstückchen heraus, worin ich eine deutliche *Melanopsis Kleini* auflas, also Melanienton. Darauf nach Überschreitung des Baches schneidet der Weg tief ein in Grünsand mit wenig Glaukonitkörnern im Wechsel mit braunem Ton, der Eisensteinknollen enthält.

11. An dem Feldwege Niedergrenzebach-Rörshain könnte es scheinen, als ob der Melanienton über dem Grünsand läge. Verfolgt man ihn vom Westfuße des Kottenbergs an nach N., so gelangt man aus fossilführendem Septarienton sofort in Grünsand, der anhält bis zu dem 4 m tiefen Wasserriß am Galgenberg und im ganzen hier eine Mächtigkeit von 20 m haben mag. Nur an einer Stelle, in der Mitte zwischen Niedergrenzebach und Rörshain, wo der Anstieg zum Galgenberg beginnt, erscheint links an dem

hier nach W. zum Steinbühl abgehenden Querwege Ton mit viel Limnäenkalken als Abwechslung. Man sollte meinen, daß der Melanien-Limnäenton hier in den Grünsand als Unterbrechung eingeschaltet sei, so eine untere Lage von einer oberen Lage trennend. Aber durch Schürfungen wurde der Grünsand wohl deutlich als Hangendes, aber nicht im Liegenden des Tones nachgewiesen. Es scheint sich an jenem Querwege um eine örtliche Heraushebung des Liegenden in ONO.—WSW.-Richtung zu handeln. Solche Emporwölbungen oder Antiklinalen sind im Tertiär nicht selten.

12. In der Sandgrube am Bahnhof Ziegenhain-Nord sehen wir ein typisches Beispiel einer Sattelwölbung aufgeschlossen in drei Gruben, deren mittlere in der Achse (auch hier in NO.—.SW-Richtung) liegt und den liegenden oligocänen Grünsand schön heraustreten läßt, während die zwei äußeren Gruben die Flügel mit dem oberen, gelben, miocänen, geröllführenden Sand anschneiden.

Nach dem Gesagten kann es kaum noch einem Zweifel unterliegen, daß der Grünsand, dessen Glaukonitgehalt überall mehr oder weniger deutlich nachweisbar ist, in der Ziegenhainer Gegend eine ungeahnte Verbreitung und Mächtigkeit von 8—20 m besitzt und eine selbständige Stellung einnimmt. Sein Glaukonitgehalt weist schon für sich allein auf Absatz an einer Meeresküste hin. Es fand also nach der Süßwasserzeit des Melanientons eine abermalige Meerestransgression statt, die nur der Zeit des Oberoligocäns entsprechen kann. Letzterem fallen außerdem möglicherweise noch die lokal entwickelten braunen Tone mit Eisensteinknollen zu, die an zwei Wegen zwischen Leimsfeld und Schönborn mit den Grünsanden deutlich wechsellagern.

Der Beweis durch Fossilien ist freilich bis jetzt noch nicht sicher geglückt. Aber doch scheinen zwei der erwähnten Funde dem Oberoligocän zugerechnet werden zu müssen:

1. Die *Cardita tuberculata*, gefunden von Schwalm in einer grüngelben Sandaufschüttung beim Bahnhof Leimsfeld.

2. Die zahlreichen Schalen von *Cytherea incrassata* im oberen Teil des Normann'schen Bohrlochs am S.-Rande des Kesselforstes[1]).

In meinem Bericht habe ich (unter A) den oberen Teil der von diesem Bohrloch durchsunkenen Schichten noch dem Septarien-

[1]) Vergl. das Profil S. 592.

ton zugeschrieben. Besser aber stimmt die Deutung der »0,25 m Tone von ähnlicher Beschaffenheit wie der Melanienton« als echter Melanienton, dem nun das Oberoligocän folgt als »Grünsand«, graue sandige Tone, »ockriger Ton mit Eisenstein« und »Ton mit Schalen von *Cytherea incrassata*«. Diese Leitform ist jedenfalls in der nahen Casseler Gegend am häufigsten im oberoligocänen Meeressand, weniger im Mitteloligocän vertreten. So bleibt zu hoffen, daß auch in der Ziegenhainer Gegend die Existenz des marinen Oberoligocäns noch durch weitere Fossilfunde bestätigt wird.

Der Melanienton mit seinen Hydrobienkalk- und Limnäenkalkknollen bezeichnet wie der Cyrenenmergel des Mainzer Beckens den Rückzug und die Aussüßung des mitteloligocänen Meeres vor erneutem Vordringen des oberoligocänen. Natürlich könnte er theoretisch ebensogut auch dem Septarienton vorangehen und dem Oberoligocän nachfolgen, aber bei Ziegenhain ist das beides nicht der Fall.

Örtlich wird der Melanienton vom Septarienton auch bisweilen durch Sande getrennt, so durch die 2 m dicke Linse am rechten Wälsebachgehänge und in dem alten Bohrloch 4 km nördlich Ziegenhain (vergl. Bodenbender). Aber diese Triebsande haben untergeordnete Bedeutung und nichts mit dem mächtigen glaukonitischen Grünsand zu tun.

4. Provinz Hannover und Freie Reichsstadt Bremen.

Herr Wolff berichtet über seine Aufnahmen auf Blatt Hemelingen (Gr.-A. 23, Nr. 58).

Mit Blatt Hemelingen ist ein Teil des Bremer Beckens aufgenommen, das am Zusammenfluß von Weser und Wümme eine merkwürdige weite Alluvialniederung bildet, die von den drei Geestflächen von Achim, Syke-Delmenhorst und Vegesack umlagert wird. Drei große Diluvialtäler öffnen sich dazwischen: von Südosten das Aller-Weser-Urstromtal, von Ostnordost das ansehnliche Wümmetal und von Norden das Hammetal, ein mittelglaziales Ablauftal, das übrigens niemals, wie zuweilen behauptet wird, mit dem zur Niederelbe gehenden Ostetal eine Einheit gebildet hat. Aber nur das Haupttal, dasjenige des Weserstroms, kommt durch

die Pforte zwischen Vegesack und Delmenhorst wieder aus dem Becken heraus, um sich sofort unter den weiten Marschen zu verlieren.

Die Geesthochflächen im Umkreise des Beckens gehören der mittleren oder Hauptvereisung Norddeutschlands an, sind also recht alt und zeigen sehr gereifte Bodenformen und tiefgründige Verwitterung. Wo der Boden einigermaßen durchlässig ist, trifft man erst in 15—20 m Tiefe auf frische Schichten, die in Farbe und Kalkgehalt unverändert geblieben sind. In geringeren Tiefen haben zwar undurchlässige Schichtmassen, wie Geschiebemergel und Glazialton, einen kalkhaltigen Kern bewahrt, aber Hangendes und Liegendes ist ausgelaugt.

Es scheint mir, daß das Bremer Becken keine gewöhnliche Talerweiterung, Erosionsform oder glaziale Sedimentationslücke ist, sondern eine tektonische Anlage, die solchen des Niederrheingebietes ähnelt und nach der ältesten Vergletscherung entstanden ist. Für diese Auffassung spricht der Umstand, daß die altdiluvialen Tone (Schucht's »Lauenburger Ton«) und Feinsande in den Hochflächen jetzt bedeutend höher liegen als im Becken, obwohl sie ursprünglich horizontal durchgehende Decken gebildet haben müssen. Im Becken erbohrt man sie erst 15—20 m unter Null, in den Hochflächen dagegen gehen sie häufig so hoch zutage, daß sie in Ziegeleien verwertet werden können. Auch das Miocän steht, wie die Aufschlüsse bei Syke und Nadah (Achimer Hochfläche, bei Ottersberg) und verschiedene Bohrungen beweisen, unter den Hochflächen vielfach höher als im Becken; jedoch sind die Unterschiede keineswegs so groß und deuten auch auf kein so hohes Alter der Störungen, wie bei den Gräben des Niederrheinlandes.

Das diluviale Becken nun ist erfüllt von jüngeren, bis in die Gegenwart reichenden Sedimenten. Eine interessante Rolle spielen darunter Tal- und Terrassensande, auf die ich bereits früher aufmerksam gemacht habe, und die ich noch nicht vollkommen habe aufklären können. Es sei nur kurz erwähnt, daß die neueren Bohrungen des Bremer Wasserwerks in der sogen. »Vorgeest« südlich von Brinkum mehrere tief unter Sand gelagerte Moore

durchteuft haben, die vielleicht jungdiluvialen Alters sind. Herr Professor C. Weber in Bremen hat sie floristisch untersucht. Es ist eine besondere Veröffentlichung darüber beabsichtigt.

Auf Blatt Hemelingen sind oberflächlich nur Weserablagerungen oder deren Derivate und am Ostrande noch ein kleiner Geeststreifen beobachtet. Das Blattgebiet wird in der SO—NW-Diagonale von einem Dünenrücken durchzogen, der den Weserstrom und seine jungen Schlickmarschen von einem Gebiet älterer, sandiger Alluvionen mit verlassenen und vertorften Strombetten trennt, in welches Schlickabsätze nur wenig und auf Umwegen hineingelangt sind. Der Dünenrücken existierte schon zur neolithischen Zeit und ist wohl zusammengeweht, ehe die große Küstensenkung diesen Teil des Weserlaufes als äußersten unter die Herrschaft der Gezeiten brachte. Soweit sich ermitteln ließ, lagert er auf Weserkies von spätdiluvialem Alter, ist also altalluvial. In dem erwähnten Weserkies sind bei den Ausschachtungen für das Hemelinger Wehr zahlreiche Pferdezähne gefunden.

Im Bereiche der älteren Strombetten nördlich des Dünenrückens haben sich mehrere Moore entwickelt, unter denen das Oyter Moor (auf der Karte »Königsmoor«) das bedeutendste ist. Dieses Moor ist in sehr unregelmäßiger Art zu einem großen Teile abgegraben und kultiviert. Die leidlich unversehrten Flächen bei Oyterdamm und Meyerdamm zeigen den typischen Aufbau der nordwestdeutschen Moore. Zu unterst liegt Bruchwaldtorf mit Gräsern und viel Birken- und Erlenholz, stellenweise auch Schilftorf. Dann folgt als Vertreter des Zwischenmoorstadiums eine fast durch das ganze Moor verbreitete Kiefernstubbenlage. Die Stubben sind großenteils angekohlt und von einer Brandlage umgeben. Hierüber folgt wenig mächtiger älterer Moostorf von dichter, stechbarer Beschaffenheit, und dann der lockere und helle jüngere Moostorf.

Was die Kleischicht südlich des Dünenzuges betrifft, so kann man in den Ziegeleigruben dieses Gebietes beobachten, daß häufig mehrere Kleidecken übereinander liegen, die durch Verwitterungszonen voneinander getrennt sind. Der Schlickabsatz erfolgte also an diesen Stellen periodisch.

Herr Stoller berichtet über die Aufnahmen auf den Blättern Burgdorf und Ütze.

Die geologisch-agronomische Aufnahme auf den Meßtischblättern Burgdorf i. H. (Gr.-Abt. 41, Nr. 35) und Ütze (Gr.-Abt. 41, Nr. 36) während der Aufnahmeperioden 1913 und 1914 hat bezüglich der jungdiluvialen Hydrographie des Gebietes einige interessante Ergebnisse gezeitigt, über die im nachfolgenden berichtet wird.

Der Südrand des jungdiluvialen Urstromtales der Aller verläuft quer durch die Nordhälfte beider Meßtischblätter, und zwar dicht südlich an den Ortschaften Eltze, Ütze und Hänigsen vorbei; er hat hier zunächst eine ost-westliche Richtung bis Dahrenhorst (halbwegs zwischen Ütze und Hänigsen), von da an eine südost-nordwestliche Richtung, so daß sich von Eltze bis Hänigsen eine allgemeine (durchschnittliche) Richtung von Ostsüdost nach Westnordwest ergibt. Der Talrand ist auf dieser Strecke durch mehrere schmale, aus dem südlich gelegenen Diluvialplateau ins Tal ausmündende Rinnen zerrissen. Der weite Talboden des diluvialen Allertales bildet im kartierten Gebiet eine einheitliche, nicht weiter zu gliedernde Ebene (∂as), die nur durch die breiten, kaum merklich eingesenkten alluvialen Rinnen und Mulden zerrissen ist, in denen einerseits als dünne Decke die schlickig-sandigen Hochwassersedimente der in die Aller mündenden Fuhse und ihres Nebenbaches, der Aue, aus den Zeiten vor ihrer Regulierung, anderseits geringmächtige Moorerde-, Flach- und Zwischenmoortorfbildungen lagern. Die allgemeine Höhenlage dieses diluvialen Talbodens beträgt in der Gegend von Ütze-Abbeile 49 m ü. NN. und nördlich von Hänigsen 45 m ü. NN., was einem Gefälle von 4 m auf eine geradlinige Entfernung von 9 km entspricht (rd. 0,44 ‰). Gegen den Rand steigt der diluviale Talboden schwach an, um in einer meist flachen, aber deutlichen Böschung gegen das Diluvialplateau abzustoßen. Von der im Örtzetal (vergl. Blätter Hermannsburg und Sülze) und auch an manchen Stellen des diluvialen Allertales selbst (z. B. auf Blatt Offen) beobachteten höheren Talstufe (∂as_1) sind auf der Strecke Eltze-Hänigsen mit Ausnahme einer

dicht südlich von Ütze vorhandenen, breit schuttkegelartig entwickelten Vorstufe von 1—2 m relativer Erhebung keine Anzeichen wahrzunehmen. Diese höhere Stufe (∂as_1) ist überhaupt dem ganzen Allertal entlang nur stellenweise, nicht fortlaufend entwickelt und zeigt weniger als 0,2 ‰ Gefälle; sie läßt sich namentlich in die größeren von den Seitentälern des diluvialen Allertales sowie in seine Ausbuchtungen verfolgen. Auch geht sie überall, wo das Diluvialplateau eine niedrige, wellige Ebene bildet, fast unmerklich in jene über. Die undeutliche, verschwommene Ausbildung der Uferkanten ist überhaupt ein Merkmal dieser Stufe, deren Entstehung wohl noch in die erste Phase der jungglazialen Talbildung unseres Gebietes fällt, nämlich in jenen Zeitabschnitt der letzten Eiszeit, als in dem schon zur vorletzten Eiszeit angelegten und während der nachfolgenden Interglazialzeit (Interglazial II) weiter ausgestalteten (»altdiluvialen«) Allertal sich ungeheure Wassermassen vereinigten, die aus Norden, Osten und Süden herandrängten und das Tal samt seinen Nebentälern und den angrenzenden Niederungen in ein riesiges Seebecken verwandelten. Zur Zeit ihres höchsten Aufstaues haben diese Wassermassen vorübergehend sogar weite Flächen des niedrig gelegenen Diluvialplateaus der südlichen Uferlandschaft überschwemmt, so daß das Seebecken in mehreren breiten Buchten weit nach Süden reichte. Jene Buchten lehnen sich an die vorhanden gewesenen, von Süden kommenden größeren Nebentäler des Allertales an.

Zu einer dieser Buchten gehörte auch das im folgenden zu besprechende Stück Diluvialplateau, das die größere, südliche Hälfte des Blattes Burgdorf i. H. und fast das ganze südwestliche Viertel des Blattes Ütze bildet. Es wird von den jungdiluvialen Talsandflächen der Fuhse im Osten (hier noch die östliche Vorebene dieses Tales von Wehnsen bis Klein-Eddesse mitumfassend) und der Aue im Westen begrenzt und zeigt nur eine geringe Oberflächengliederung, die durch einige flach eingesenkte Nebentälchen der beiden genannten Flüsse zustande kommt. Vor allem ist hier das aus einer vielverzweigten, muldenartigen Niederung zwischen Schwüblingsen, Grafhorn, Försterei Burgdorfer Holz und

Försterei Beerbusch sich entwickelnde Tälchen der Seebeke zu nennen.

Was die Oberflächengestaltung dieses Gebietes im einzelnen betrifft, so stellen die größeren Plateaustücke fast ebene bis sehr schwach gewellte Flächen dar, während die wenigen kleinen Plateaustücke, die isoliert aus einer breiten Talniederung emporragen, sehr schwach schildförmig gewölbt sind. Die Höhenunterschiede, die die Oberfläche des Diluvialplateaus aufweist, sind vielfach, selbst auf weite Entfernungen, mit dem Auge kaum wahrnehmbar und betragen nach den Angaben der topographischen Karte z. B. in dem von den Tälern der Aue und der Seebeke umgrenzten Plateaustück, das von Dachtmissen im Norden bis jenseits der Försterei Burgdorfer Holz im Süden eine Länge von mehr als 6 km und von Hülptingsen im Westen bis zum Tale der Seebeke im Osten eine durchschnittliche Breite von 5 km aufweist, weniger als 10 m. Ebenso gering erweist sich z. B. die Gelände-Entwicklung, wenn man die geradlinige, 7 km lange Entfernung vom Südausgange des Dorfes Hänigsen bis zum Dorfe Katensen oder die 6 km lange Strecke von Hänigsen bis zur Försterei Beerbusch zum Vergleiche heranzieht. Es ist eine talbodenähnliche Fastebene, die hier das Allerurstromtal und seine südlichen Nebentäler (der Oker-Erse, der Fuhse, der Aue, der Leine) begleitet und sich, weit ausbuchtend, zwischen diese und die Hügelreihen einschaltet, die die letzten nach Norden vorstoßenden Ausläufer des südhannoverschen Berglandes in unserer Gegend bilden und mehrfach vordiluviale, insbesondere cretacische Schichten ganz oder teilweise zutage treten lassen. Als durchschnittliche Höhenlage für diese, im kartierten Gebiet zwischen 5 und 10 km breite Fastebene ergibt sich NN. + 60 m. Ihre südliche, durch einen deutlichen Anstieg bezeichnete Begrenzung fällt ungefähr mit der Kurve NN. + 65 m zusammen.

Geologisch gehören die diluvialen Plateausockel der erwähnten Fastebene zu den Grundmoränenablagerungen der vorletzten Eiszeit und bestehen in ihren bodenbildenden, bis zu 2 m Tiefe mit dem Handbohrer festgestellten Schichten teils aus Geschiebelehm teils aus Geschiebesand. Der Geschiebelehm tritt in iso-

lierten, mehr oder minder umfangreichen und in ihren Umrissen die Ausbuchtungen der Niederungen widerspiegelnden Flächen auf. Er bildet gleichsam die Kerne der unregelmäßigen Plateaustücke, in die die Gesamtfläche durch die vielverzweigten und mehrfach gekrümmten Talsandflächen der Fuhse, der Seebeke und der Aue zerlegt wird. Weitaus der größte Teil der Gesamtfläche wird von Geschiebesanden eingenommen, die in der näheren Umgebung der Niederungen und Täler vielfach in stark kiesige Sande und Kies übergehen. Letzterer ist an mehreren Krümmungsstellen der Täler von Fuhse und Aue als »gemischter Flußschotter« mit viel Geröllen südlicher Herkunft entwickelt: ein Beweis dafür, daß nicht bloß das Allertal, sondern auch die Täler der Fuhse und der Aue mit Bezug auf die letzte Eiszeit vorgebildet waren.

Wenden wir uns nun im besonderen den Anzeichen und Spuren zu, die von dem höchsten Stand des jungdiluvialen Schmelzwasseraufstaus in unserer Gegend Zeugnis geben, so rechnen wir hierher zunächst die vollständige Verwaschung und Auswaschung, welche die bodenbildende Schicht bis zu der genannten Höhenlage von rd. 60 m ü. NN. an ihrer Oberfläche erfahren hat. Infolgedessen treffen wir hier als Oberflächenschicht auch im Gebiete des alten Höhendiluviums meist groben bis kiesigen Sand, der eher den Eindruck von fluviatil abgelagertem Sand erweckt als den von Geschiebesand der Grundmoräne.

Ferner gehört hierher die fast vollständige Einebnung aller Höhenunterschiede in diesem Geländestreifen, so daß die vordem vorhanden gewesene ausgereifte Erosionslandschaft verschleiert ist und nur in den äußerst flachen, regelmäßig angeordneten Geländewellen zwischen den lang hingezogenen, flach eingesenkten und sich in die Täler öffnenden Rinnen ihr Gerippe wiedererkennen läßt. Während diese Geländewellen selbst bis zur Oberfläche meist aus steinigem, grobem Sand und Kies bestehen, besteht die Oberflächenschicht gegen jene Rinnen hin in wachsender Mächtigkeit aus gleichkörnigem, steinfreiem Sand. Während dort durch Verwaschung, Auswaschung und langsame, ganz allmählich erfolgte Wegführung der leichteren Bestandteile durch

die nie ganz aufgehobene Strömung des gestauten Wassers eine Erniedrigung der Oberfläche stattfand, wurde hier eine Erhöhung durch Auffüllung angebahnt, und beide Vorgänge führten zu der erwähnten Einebnung des Geländes. Hierher gehört auch die mancherorts wahrnehmbare, mehr oder weniger deutliche Ausbildung von Uferkanten, mit denen in annähernd gleicher Höhenlage (in unserer Gegend bei rd. 65 m ü. NN.) der Anstieg zum höher gelegenen Plateauteil beginnt.

Eine weitere Folge ist in der Erscheinung zu erblicken, daß die Fastebene bis zu der erwähnten Höhenlage hinauf in der Nähe der von Süden kommenden Täler der Fuhse und der Aue eine starke Geröllebestreuung zeigt. Das Geröllematerial ist klein und enthält einen hohen Prozentsatz von einheimischen Gesteinen, nämlich besonders von weißen Gangquarzen, von Kieselschiefern, Lyditen, hellen Sandsteinen und hellen Porphyren, also von Gesteinen, die wohl aus dem Harz und seinem westlichen und nördlichen Vorland stammen.

Zu den noch nachweisbaren Spuren jener Überflutung des Allertalvorlandes in unserer Gegend durch die jungglazialen Schmelzwasser gehört auch die Ablagerung gewisser feiner Sande, die in Höhenlagen von etwa 60 m ü. NN. südlich und südöstlich von Krätze, ferner östlich von der Försterei Beerbusch, dicht nordöstlich von Schwüblingsen und nördlich von der Försterei Burgdorfer Holz in größeren Flächen, aber auch sonst noch in kleineren, nicht weiter hervorzuhebenden Flächen (vergl. die Karte) bodenbildend auftreten. Diese feinen Sande bilden in ihrer Verbreitung offenbar Restflächen einer großen, zusammenhängenden Ablagerung, die einen großen Teil der Außenzone bezw. der Randzone des ehemaligen Wasseraufstaus in seiner größten Ausdehnung einnahm, gerade so wie in den heutigen Überschwemmungsgebieten der Gebirgsflüsse die feinen, schlickigen Bestandteile der trüben Fluten in senkrechter Richtung vom Flußbett am weitesten nach außen getragen und dort abgelagert werden. Die genannten feinen Sande unseres Blattgebietes sind gleichkörnig, etwas gröber als die Feinsande, ja selbst als der Flottsand, doch viel feiner als gewöhnlicher

Fluß- und Beckensand. Es sind reine Quarzsande, die nur durch einen geringen Gehalt an Eisenoxydhydrat und in feuchtem Zustand den Eindruck von magerem, sandigem Ton machen. Sie lagern sowohl auf dem älteren Geschiebesand (ds) als auch auf der stark sandigen Verwitterungsrinde des älteren Geschiebemergels (dm). Als Schluffsand könnten sie vielleicht bezeichnet werden. Diese Sande sind stets von ganz geringer Mächtigkeit, die zwischen 0,3 m und höchstens 1 m schwankt. Bezeichnend ist für ihre Verbreitung der Umstand, daß sie in der Nähe von Geschiebelehmflächen der älteren Grundmoräne sowohl petrographisch am reinsten entwickelt sind als auch flächenhaft am ausgedehntesten auftreten, ferner daß sie stets mit den von sogenannten Abschlämm-Massen erfüllten flachen Senken und Rinnen in Verbindung stehen oder in sie übergehen. All das deutet darauf hin, daß ihr Material im wesentlichen dem interglazialen Verwitterungsboden des älteren Geschiebemergels der Gegend entstammt, und daß ihr Niederschlag tatsächlich am besten mit den Hochwassersedimenten verglichen werden kann, die unsere Gebirgsflüsse nach außerordentlichen Überschwemmungen namentlich in den Muldungen der Randzone des überschwemmten Gebietes zurücklassen. Diese Deutung erklärt zugleich die Tatsache, daß durch die Kartierung in dem besprochenen Gebiet von einem unberührten, flächenhaft nachzuweisenden interglazialen Verwitterungsboden nichts festgestellt werden konnte im Gegensatz zu vielen Beobachtungen, die ich nördlich des Allertales auf den Blättern Hermannsburg, Sülze, Eschede, Bienenbüttel im Gebiete des Höhendiluviums zu machen Gelegenheit hatte.

Das ganz vom Verlaufe der Höhenverhältnisse des vorhanden gewesenen Geländes abhängige Südufer des riesigen Allertal-Sammelbeckens der Schmelzwasser zur Zeit der größten Ausdehnung ihres Aufstaues, welche Zeit wohl mit dem Schluß der ersten Phase der letzten Eiszeit (Phase des Vorrückens der Eismassen bis in die Nähe des Allertales) und mit dem Beginn der zweiten Phase (Phase der eigentlichen Abschmelzperiode) zusammenfällt, ist nach dem Gesagten vielfach recht erheblich weiter südlich zu suchen, als

die südliche Uferkante des Allerurstromtales verläuft. Die deutlich gezeichneten Uferkanten der diluvialen Talsandflächen, die sowohl die Aller als auch die Elbe begleiten und sich durch gleichmäßiges Gefälle auszeichnen, sind ja das Ergebnis eines geregelten, stetigen und ungehinderten Abflusses der Wasser und entstanden erst im weiteren Verlauf der zweiten Phase der letzten Eiszeit, insbesondere nachdem das durch den Lüneburger Eisvorstoß versperrt gewesene Unterelbetal wieder ausgekehrt war.

5. Provinz Schlesien.

Herr E. Zimmermann I nahm 1914 einen Teil des Schiefergebirges in der SW.-Ecke des Blattes Lähn auf.

Hier herrschen graue, manchmal schwach grünliche, z. T. sandige oder quarzitische Tonschiefer vor, die den in den Vorjahren untersuchten Schiefern von Blatt Bolkenhain petrographisch und im Alter gleich oder nahestehen und, noch öfter als diese, auch an die Phycodenschiefer Thüringens erinnern. Als Einlagerungen wurden darin gefunden sehr untergeordnet violette phyllitische Tonschiefer und in weiterer Verbreitung, aber mit wohl nur 1—3 m Mächtigkeit, grobkörnige arkoseartige Quarzite, wie solche auch — aber in noch geringerer Mächtigkeit — auf Blatt Bolkenhain gefunden waren. Dem Schiefergebirge gehören auch der den Bergrücken von Lehnhaus bildende Zug prachtvoller Kugel- oder Kissen-Diabase und der Grünschieferzug bei Gießhübel, sowie die an zahlreichen Stellen vorkommenden Kieselschiefer an. Versteinerungen sind noch in keiner der genannten Schichten gefunden, auch das gegenseitige Lagerungs- und Altersverhältnis ist noch nicht aufgeklärt.

Gegen das Rotliegende der Schönauer Mulde scheint eine Verwerfung die Grenze zu bilden.

Der Quadersandstein bei Lähn und Waltersdorf wird durch eine ein paar Meter starke Einlagerung mürber, etwas glaukonitischer, z. T. toniger Sandsteine in eine untere, wohl nur 8—10 m starke sehr feste, und in eine obere wohl stärkere, aber lockerere

Zone geschieden, über welcher an der Waltersdorfer Mühle graue Mergel folgen. Bezeichnende Cenomanfossilien scheinen auf die untere Quadersandsteinzone beschränkt zu sein; der Mergel, der petrographisch dem Löwenberger mit *Belemnites plenus* ähnlich ist, hat aber nicht diese Versteinerung, sondern einen *Scaphites* geliefert. Weitere Untersuchungen werden festzustellen haben, ob nicht der Glaukonitsand der *Plenus*-Zone, die obere Quadersandsteinzone dem Unterturon, der Mergel von Waltersdorf dem Scaphitenhorizont des Mittelturons entspricht.

Im Diluvium des untersuchten Gebietes ist Geschiebelehm äußerst spärlich erhalten, am weitesten verbreitet Boberkies mit nordischem Material, der z. T. im heutigen Flußtal in Mächtigkeit von 3—15 m Terrassen bedeckt, deren Unterkante bald nur 10, bald aber auch 40—50 m über dem Flusse liegt, z. T. aber auch ein seitwärts gelegenes totes Tal in großer Mächtigkeit erfüllt. Außerdem ist Gehängelehm recht verbreitet, der in Löß mit *Succinea oblonga* übergehen kann.

Herr Berg kartierte im Sommer des Jahres 1914 im Norden des Meßtischblattes Warmbrunn das südwestlich von der Stadt Hirschberg gelegene Gebiet.

Der Untergrund dieser ganzen Gegend besteht aus dem Zentralgranit des Riesengebirges, der meist in seiner normalen Ausbildung als holokrystalliner Granit mit prophyrisch hervortretenden Feldspäten vorliegt. In den Abruzzen südlich von Hirschberg ist ein Gestein mit spärlichen prophyrischen Feldspäten und aplitischer Grundmasse verbreitet, das infolge seiner größeren Festigkeit in Bergkuppen, vor allem in der Friedrichshöhe sich heraushebt. Die Geländeformen und die Umrisse der Ausstrichareale dieses Gesteines deuten darauf hin, daß es in Gestalt von flach gegen NW. fallenden lagerartigen Schlieren im normalen Granit auftritt. Seine Fortsetzung findet dies Gestein in einem wenig mächtigen, aber ebenfalls flach nach NW. einfallenden Aplitgang auf der Leichenhöhe und dem Cavalierberg.

Gleichkörnige Granite wurden nur auf der Höhe 365,2 südlich

vom Rittergut Paulinum und im Gebiet des Hirschberger Friedhofs beobachtet; sehr verbreitet sind hingegen eigentliche Aplite. Diese bilden zahllose kreuz und quer streichende Gänge und gangförmige Schlieren, die meist als Bergrücken hervortreten. Die bedeutenderen Aplitschlieren streichen fast ausnahmslos h 9. Die größte Ausdehnung hat ein Aplitvorkommen, das sich von der Höhe 402,1 bei Lomnitz über die Waldsteine bis fast an den Kirchhof am Nordrande des Blattes erstreckt. Ein zweiter, weiter südwestlich gelegener Parallelzug von Apliten läßt sich mit mehrfachen Unterbrechungen über die Höhe 403 und den Schloßberg im Grünbusch verfolgen. Gleiche Richtung hat dann ferner die langgestreckte Aplitschliere des Finkenberges. Gelegentlich nähern sich die Aplite durch Aufnahme porphyrischer Feldspateinsprenglinge dem Abruzzengranit.

Von besonderem Interesse war die geologische Untersuchung des berühmten Kugelgranites vom Krötenloch. Dieses Gestein gehört einem ostwest streichenden aplitischen Gange von 1 m Mächtigkeit an, der westwärts etwa 200 m weit verfolgt werden konnte.

Basische Kugelschlieren und kleine Quarzgänge wurden mehrfach beobachtet. Der große Granitporphyrgang konnte über Affenberg und den Kreuzberg bis zur Haltestelle Niederlomnitz, allerdings in bedeutend verringerter Mächtigkeit, soweit er nicht unter Diluvialschottern verläuft, lückenlos festgestellt werden. Dieser Gang ist auch auf dem Blatt Hirschberg bis zum Fischerberge und auf dem Blatte Krummhübel südwärts bis zur Reichsgrenze kartiert, so daß er bei 10—15 m höchster Mächtigkeit auf 22,5 km in fast schnurgeradem Verlauf festgestellt ist. Eine größere Verwerfung von etwa $^1/_2$ km seitlicher Sprungweite betrifft ihn nur unter der Bobertalaue.

Das Diluvium des untersuchten Gebietes bietet viel Interesse. Bekannt und mehrfach in der Literatur beschrieben sind die Geschiebelehme des Kunnersdorfer Beckens. Sie werden von mächtigen braunschwarzen, feinschichtigen Beckentonen unterlagert, und an den Grenzen beider Schichten hat eine starke Aufnahme von Ton-

material in die Grundmoräne, sowie eine kräftige Durchknetung des Tones stattgefunden. Stellenweise hat man unter dem Beckenton einheimische, präglaziale Schotter nachweisen können. Eine geringmächtige, aber in ihrem Aufbau sehr typische Grundmoräne füllt den beckenförmigen Talkessel westlich von Niederlomnitz aus und wird in der Niederlomnitzer Dominialziegelei abgebaut. Die Geschiebelehme sind meist beim Rückzug des Eises eingeebnet und mit einer dünnen sandarmen Schotterdecke überkleidet worden. Am Rande der in den Granit eingesenkten Geschiebelehmbecken und bei Schwarzbach auch an der Grenze der Verbreitung nordischen Materials, also am Südrande der Vereisung, findet man oft flach schildförmige fluvioglaziale Anhäufungen, aus Sanden und Kiesen mit starker Diagonalschichtung bestehend. Streng verschieden hiervon sind die flachen sandarmen Terrassenschotter einheimischen Materiales, die z. B. bei Neu Stonsdorf und von da in flachem Talbecken bis gegen Erdmannsdorf sich hinziehen, und einerseits die Ebene des Geschiebelehms südwärts fortsetzen, andererseits von der Erosion der größeren Flüsse (Lomnitz, Bober) zu deutlichen Erosionsterrassen durch Tieferlegung der Flußaue umgewandelt sind.

Im Bobertal findet sich außer dieser oberen Terrasse noch eine untere, der z. B. die Ebene des Hirschberger Exerzierplatzes angehört. Diese untere Terrasse ist jedoch, wie die großen Schottergruben östlich vom Bahnhof Hirschberg lehren, eine Aufschüttungsterrasse. Da die nordische Vereisung und damit auch die obere Erosionsterrasse im Hirschberger Gebiet wahrscheinlich der vorletzten Eiszeit angehört, so liegt es nahe, die untere Terrasse mit der letzten Eiszeit zu parallelisieren, doch liegen für diese Annahme keine sicheren Beweise vor.

Die alluvialen Bildungen beschränken sich im untersuchten Gebiet auf die Talböden der Gewässer, auf einige altalluviale Terrassenreste im Zackental bei Kunnersdorf, sowie auf Schuttkegel der Seitentäler und vereinzelte Flecke von Moorbildung.

6. Provinz Posen.

Herr KORN berichtet über seine Aufnahmen auf Blatt Eichberg.

Von dem Gebiete des Blattes Eichberg, das im Sommer 1914 von mir aufgenommen wurde, gehören etwa drei Achtel der Hochfläche an, die den Norden und Westen des Blattes einnimmt und in einem weiten nach Süden geöffneten Bogen von der Terrassenlandschaft begrenzt wird. Die Hochfläche zerfällt ihrerseits wieder in die eigentliche im Osten und die westlich und südwestlich davon liegende Sanderfläche; beide Gebiete werden durch eine Endmoräne getrennt, die zu dem von mir als die »Netzemoränen« bezeichneten Zuge gehören. Eine zweite rückwärtige Staffel liegt auf dem Blatte ganz im Norden. Die zwischen den beiden Staffeln liegenden großen Sandflächen sind ein Sander der jüngeren Staffel.

Bemerkenswert ist der Aufbau dieser Endmoränen. Größtenteils bestehen sie, wie so oft in Posen, aus aufgeschütteten Sanden mit nur wenig Blöcken; Kiese sind selten, Blockpackungen gar nicht beobachtet worden. Stellenweise werden sie, so im Hopfenberg bei Selchow und südlich von Eichberg, aus Geschiebemergel gebildet. Die Formen zeigen zum Teil breite, geschlossene Wälle, zum Teil unregelmäßige kurze Kuppen mit tiefen, oft abflußlosen Senken dazwischen, endlich auch breite, flache Kuppen, so besonders westlich von Selchowhammer.

Vor den Endmoränen liegt südöstlich ein als Rest eines Sanders zu deutender schmaler langer Übergangskegel zu den ebenen Flächen des Tal- und Beckensandes, im Westen eine ausgedehnte Sanderfläche. Wie häufig in Sandergebieten wird die flachwellige oder ebene, gleichmäßig von Norden nach Süden von 70 und 65 m bis 55 m auf unserem Blattgebiete fallende Fläche durch tiefe, steilwandige Senken von unregelmäßigem Grundriß unterbrochen, die als »Eiskessel« aufzufassen sind, als Vertiefungen also, die ihre Entstehung dem Vorhandensein von größeren oder kleineren vom Haupteise abgetrennten toten Eismassen verdanken, die an ihrem Orte die Überschüttung mit Sedimenten verhindern konnten.

Der Bogen der Endmoränen wird westlich von Eichberg durch vier nebeneinander aufgebaute Oser unterbrochen, die in ihrer Längsrichtung senkrecht auf der Richtung der Endmoränen stehen. Sie nehmen mit ihren Osgräben ein größeres Gebiet — mehr als drei qkm — ein, so daß man hier von einer »Oslandschaft« sprechen kann. P. G. Krause hat diesen Ausdruck schon früher einmal[1]) gebraucht; es ist das ein neuer Typus von Glaziallandschaften, der freilich nur selten vorzukommen scheint. Als Oslandschaft wäre also ein größeres Gelände zu bezeichnen, in dem die Oberflächenformen sämtlich oder doch zum größten Teile Osern und Osgräben angehören.

Auch weiter westlich wird die Endmoräne noch einmal von zwei kleinen, nebeneinander liegenden Osern unterbrochen; bemerkenswerterweise findet sich in der Fortsetzung der Osgräben hier die durch den Kleinen Ratzig-See, den Dümpel und den Großen Ratzig-See ausgefüllte Rinne. Einige weitere kleine Oser liegen hinter den Endmoränen.

Aufgebaut sind unsere Oser zum allergrößten Teile aus Sand, Kies ist nur ganz untergeordnet beobachtet worden. An einigen Stellen fand sich Geschiebemergel; es dürfte sich hier um Aufpressungserscheinungen handeln, doch hat sich mangels der nötigen Aufschlüsse das nicht entscheiden lassen. Größtenteils sind unsere Oser zweifellos reine Aufschüttungsbildungen.

In diesem Zusammenhange sollen die bemerkenswerten Aufschüttungen, die sich südlich an die Oslandschaft anschließen, hier besprochen werden. Von den fünf Osgräben zwischen den vier Osern der Oslandschaft und seitlich von ihnen enden drei blind, ohne Abflußrinnen, an dem Talsande, der seinerseits bis zu den ebenen Flächen weiter im Süden ein Gefälle von etwa 5 m und mehr aufweist. Es liegt also hier eine Abdachung des Geländes vor, die zweifellos mit den Osern zusammenhängt, ein Schuttkegel, der sein Material aus den Osströmen empfing, die bis an den Rand

[1]) P. G. Krause, Über Oser in Ostpreußen. Dieses Jahrb. f. 1911, T. I, S. 76 ff. Der Ausdruck findet sich nur auf der dazu gehörigen Karte, nicht im Texte.

der Oser noch in Eisspalten strömten, dann aber da, wo kein Eis mehr lag, in Form eines flachen Schuttkegels ihre Sedimente aufschütten konnten. In den fast horizontal gelagerten Talsand der jüngsten Stufe geht der Schuttkegel ohne scharfe Grenze über, ist also von demselben Alter wie dieser. Nun liegt östlich von diesem Schuttkegel eine kleine sich an die Hochfläche bei Eichberg anlehnende Terrasse von etwas größerer Ausdehnung als der eben beschriebene Schuttkegel, die im Westen ziemlich steil abschneidet, nach Südosten aber allmählich fällt. Diese Terrasse, die eine Länge und Breite von etwa 2 km erreicht und einige Meter höher liegt, als der Schuttkegel, ist der Rest eines älteren Os-Schuttkegels, der früher vermutlich bis in die Gegend von Selchowhammer gereicht hat und bei einer Tieferlegung der Erosionsbasis zum größten Teile entfernt wurde. An seine Stelle trat der erheblich kleinere, noch heute fast vollständig erhaltene Schuttkegel. Das Vorhandensein dieses jüngeren Schuttkegels liefert den Beweis, daß noch zur Zeit der jüngsten Diluvialterrasse die Hochfläche vom toten Eise bedeckt war. Ich habe diesen Beweis aus dem Zusammenhange von Osern und Talsandablagerungen schon einmal am Buk-Moschiner Os führen können[1]); bemerkenswert ist hier der Zusammenhang der Osaufschüttung mit den zwei jüngsten Talsandstufen.

Der Talsand ist auf unserem Blatte in zwei Stufengruppen entwickelt, von denen die obere, aus zwei Stufen bestehende durch einen steilen Erosionsrand von 10 m und mehr Höhe von der tieferen, gleichfalls aus zwei Stufen bestehenden abgeschnitten wird. Die ältere Stufengruppe besteht aus ebenen horizontalen Flächen, die demgemäß als Beckensande eines Stausees aufzufassen sind; sie gehören dem Netze-Warthe-Stausee an. Die jüngere Gruppe dagegen hat ein bestimmtes Gefälle: es handelt sich um Flußsedimente, die auf unserem Blatte in zwei dem Alter nach verschiedene Schuttkegel gegliedert sind. Der ältere von diesen gehört dem Tale des Hammer-Bukowfließes an; er ist am höchsten an dessen Ausmündung in das Netzetal am Ostrande des Blattes. Von diesem

[1]) Dieses Jahrb. f. 1913, T. I, S. 196.

Punkte ab fällt seine Oberfläche nach allen Seiten, seine Höhe sinkt von 48 m im Osten bis etwa 41 m im Westen in der Nähe von Glashütte; zuletzt ist er in vereinzelte Reststücke aufgelöst. Ganz am Westrande des Blattes findet sich bei Retschin noch ein Stück einer Terrasse, das zu dieser Stufe gehört; sie greift hier auf das Blatt Friedrichsdorf über. Auch an der Mündung von kleinen Seitentälchen im Westen des Blattes liegen noch Reste von Terrassenstücken dieser Stufe.

Der jüngere Schuttkegel schneidet sich im Osten mit gut ausgeprägten steilen Rändern in den älteren ein; er fällt von 45 m im Osten und Norden bis 35 m in der Südwestecke des Blattes.

7. Provinz Ostpreußen.

Herr Kaunhowen berichtet über seine Aufnahmen auf Blatt Lablacken:

Die diesjährigen Aufnahmen auf dem Blatte Lablacken haben sich im nördlichen Teile der größeren östlichen Blatthälfte bewegt und sind hier bis in die Moore vorgeschritten, die das Haff umsäumen. Das Festland streicht gegen das Haff in ganz flachen, höchstens einmal 3 m Höhe erreichenden, annähernd nördlich verlaufenden Wellen aus, die zum Teil zu Inseln aufgelöst sind und durch Moore von einander getrennt werden. Die Oberfläche des Festlandes senkt sich ganz allmählich zum Haffe und den es umrandenden Mooren ab, und ebenso gering ist auch — wenigstens in den ufernahen Teilen — die Neigung des Haffbodens.

Das große Durchragungsgebiet liegender Diluvialsande, das südlich Pronitten als schmale Fläche einsetzt, erweitert sich nördlich der Bahn sehr schnell und erreicht in der Höhe von Lablacken annähernd 5 km Breite. Im Norden, etwa am Rande der Haffmoore wird es wieder von mächtigerem Geschiebemergel abgelöst. Im größten Teile des Durchragungsgebietes bildet der Geschiebemergel eine mehr oder minder dünne, aber geschlossene Decke über den liegenden Sanden; in anderen, jedoch kleineren Flächen ist er nur noch in Resten darüber vorhanden. Um Steinau,

Annenhof und am Südrande von Lablacken werden die liegenden Sande von jüngeren überlagert, deren Alter vorläufig noch nicht sicher festgestellt werden konnte, möglicherweise handelt es sich bereits um alluviale Sande. Das verschiedene Alter beider Sande wird durch das Vorkommen von Resten des Geschiebemergels an ihrer Grenze bewiesen. Diese Reste bestehen in Bänken von sandigem Mergel, Lehm oder in Blöcken, die in dünnen Schichten von grobem Sand oder Kies liegen. Die Grube in der Nordostecke der Schnittstelle des Weges Lablacken-Fischer-Tacktau und der Grenze Lablacken-Steinau zeigte nachstehende Schichtenfolge:

humoser und schwach humoser Sand	5 dcm
verkranteter, kiesiger Sand mit Kiesbänkchen und zahlreichen, z. T. bis 1 m Durchmesser haltenden Blöcken	4 »
feiner Sand	5 »
derselbe Sand, aber wasserführend	20 »

Eine andere Grube nördlich Steinau, am Südrande des Weges Lablacken-Fischer-Taktau, zeigte folgende Schichten:

humoser und schwach humoser Sand	8 dcm
verkranteter, kiesiger Sand mit Blöcken	1 »
schwach lehmiger, kiesiger Sand mit Blöcken	5 »
wasserhaltiger, feiner, weißer Sand	15 »

8 m von dieser Stelle entfernt bestand die Sohle der Grube aus sandigem Lehm, und es wurde hier erbohrt:

sandiger Lehm	7 dcm
wasserhaltiger, feiner, weißer Sand	14 »

In ähnlicher Weise konnte die Zwischenlagerung von Geschiebemergel noch an zahlreichen Stellen durch Bohrungen nachgewiesen werden, von denen hier nur zwei genannt seien, die am Westrande des an den Steinauer Gutsgarten stoßenden Waldstückes liegen.

Die eine Bohrung (III. B. 196) durchsank

humosen Sand	3 dcm
Sand	2 »
sandigen Lehm	3 »
» Mergel	10 »
wasserhaltigen, kalkhaltigen, feinen, weißen Sand	2 »

Die andere Bohrung (III. B. 197) traf

humosen und schwach humosen Sand	7 dcm
Sand	3 »
sandigen Lehm	4 »
wäßrigen, feinen, weißen Sand	6 »

Bei der sehr häufig nur geringen Mächtigkeit des zutage liegenden Sandes ist die Oberfläche der Steine, namentlich der großen, sehr häufig entblößt; gräbt man aber nach, so zeigt es sich, daß die Geschiebe in den tieferen, meist allerdings nur gering mächtigen kiesigen oder lehmigen Schichten wurzeln. Ähnlich treten auch in den flacheren Moorteilen die Geschiebe noch durch den Torf zutage, was in dem weiten Wiesengelände einen eigenartigen Anblick gewährt. Wir dürften hier in diesen geschiebereichen Flächen in der Umgebung des Haffes noch die mehr oder minder unversehrte Oberfläche der aus dem jüngsten Inlandeis herausgeschmolzenen Moräne haben, die infolge ihrer eigenartigen Lage bisher den Angriffen des Menschen entgangen ist. Es wäre vielleicht daran zu denken, ob die in diesem Gebiet als Reste des Geschiebemergels dargestellten Bildungen etwa ursprüngliche, nicht durch spätere Zerstörung der Grundmoräne entstandene Ablagerungen sind.

Zu den bereits im vorigen Aufnahmebericht erwähnten eigenartigen Kiesvorkommen sind zwei neue hinzugekommen, ein kleines südwestlich von dem Lablackener Vorwerk Marienhof und als größtes im ganzen Aufnahmegebiet der Lattenberg hart westlich von Moritten. Auch am Lattenberg bestehen diese Vorkommen der Hauptsache nach aus steinig-kiesigen Sanden, denen Bänke und Nester von feinerem und gröberem, meist ungeschichtetem Kies zwischengelagert sind, oder an deren Stelle (wie z. B. an dem Erbbegräbnis auf dem Lattenberge) Kiesmassen auftreten. Zuweilen treten auch Partien von feinen Sanden oder Geschiebemergelbänke auf. Das Liegende dieser Ablagerungen bildet stets der Obere Geschiebemergel, unter dem man in tieferen Gruben meist wieder den liegenden feinen, weißen Sand erbohrt.

Am letzten Tage der diesjährigen Aufnahmetätigkeit wurden

in feinen, meist tonigen, schwach faulschlammhaltigen Sanden, die Einlagerungen im Geschiebemergel zu bilden scheinen, Fossilien (Schnecken, kleine Zweischaler und Pflanzenspuren) entdeckt. Die nähere Untersuchung muß späterer Zeit vorbehalten bleiben. Das Vorkommen wurde am Rande des Wegegrabens, der den Daugerwald im Norden begrenzt, aufgefunden.

8. Hohenzollern.

Herr Schmierer berichtet über die Aufnahme auf Blatt Burladingen-Ebingen:

Die im Sommer 1914 begonnene Aufnahme auf Blatt Burladingen hat, soweit sie sich in den Gebieten des Unteren und Mittleren Weißen Jura bewegte, bisher wenig Neues ergeben. Es hat sich gezeigt, daß die Trennung der Quenstedt'schen Stufen δ und ε des Weißen Jura auf der alten 50000-teiligen Karte häufig recht willkürlich und vielfach unverständlich durchgeführt ist. Auf die Schwierigkeit, δ und ε zu trennen, wird ja vielfach in den alten Begleitworten hingewiesen. Insbesondere da, wo beide »Stufen« in der ungeschichteten Facies auftreten, fehlt jede sichere Handhabe. Im allgemeinen ist bisher daran festgehalten worden, daß die »zuckerkörnigen Kalke« und die Dolomite zu ε, die Schwammkalke zu δ gehören. Einerseits greifen aber Zuckerkorn und Dolomit häufig genug in ein tieferes Niveau herunter, andererseits treten dichte, nicht »krystalline« Kalke in engem Zusammenhang und in gleicher Höhe mit zweifellosen »ε«-Gesteinen auf. Es mußte zugegeben werden, daß Dolomite und andere Gesteine, die sonst ε charakterisieren, auch gelegentlich schon in δ vorkommen. Noch weit häufiger ist die Erscheinung, daß dichte Kalke von $\pm$ deutlicher zoogener Natur, die jeder Unbefangene an und für sich zu δ stellen würde, in einem viel höheren Niveau auftreten. Es sind dies die »ε-Marmore« Quenstedt's. Die paläontologischen Verhältnisse gewähren erst recht keine sichere Handhabe, da Fossilien entweder völlig fehlen oder indifferent sind. Das ε Quenstedt's war paläontologisch durch die Nattheimer Fauna charak-

terisiert. Stellt man diese korallenführenden Ablagerungen der Ulmer Gegend dahin, wohin sie gehören, nämlich zu ζ, so ist die »Stufe« ε paläontologisch jedes charakteristischen Moments entkleidet. Der übrigbleibende spärliche Fossilinhalt weist dann entschieden mehr nach unten, zur Pseudomutabiliszone, als nach oben. In diesem Sinne haben Haizmann und ich in unseren Dissertationen uns geäußert. Heute möchte ich noch einen Schritt weiter gehen und in der »Stufe« ε (mihi) in der Hauptsache δ-Gesteine erblicken, die nachträglich metamorphosiert sind. ε-Dolomite und ε-Zuckerkorn sind ja schon vielfach in der Literatur auf dichte Kalke zurückgeführt worden — es seien nur Quenstedt und Engel genannt —, die Vorstellung, daß es sich dabei um ziemlich alte, selbst um Vorgänge handle, die noch während oder kurz nach der Sedimentation einsetzten, ist aber bis heute die herrschende geblieben. Nach meinem Dafürhalten ist — in Schwaben wenigstens — die Bildung der Zuckerkorne und Dolomite in der Hauptsache ein sekundärer Vorgang, der im Zusammenhang mit der Karstverwitterung der Schwäbischen Alb unter dem Einfluß kohlensäurereicher Wässer zur Kreide- und Tertiärzeit erfolgte. Diese Auslaugungs-, Umkrystallisations- und Anreicherungsvorgänge haben in erster Linie die plumpen, massigen, zoogenen Kalke der damaligen Landoberfläche ergriffen. Gelegentlich greift die Dolomitisierung und die Bildung der zuckerkörnigen Kalke bis weit in die Schwammfelsen des Weiß-Jura γ, ja selbst in diejenigen von β hinab. Diese Fälle sind aber immer vereinzelt, und daher werden sie in den Begleitworten zu den alten Kartenblättern stets als etwas Abnormes hervorgehoben, während für die unter den Krebsscherenkalken liegenden schichtungslosen Bildungen Dolomit und Zuckerkorn als charakteristisch gelten. Jene Art der Verwitterung hat die tonigen und weniger durchlässigen Mergel und Kalke des Weißen Jura ζ kaum angegriffen. Sie fielen statt dessen häufig der Denudation anheim.

Es ist auch kein Zufall, daß die Verkieselung der Fossilien und die Ausscheidung zahlreicher Kieselknollen gerade im Oberen Weißen Jura, und zwar sowohl in ζ, wie in »ε« eine so wesentliche Rolle spielt. In Weiß-δ hat der Verkieselungsprozeß nur

eben begonnen (»Silifikationspunkte« der Versteinerungen). Auch diese Verkieselung ist eine alte Verwitterungsform, die unter einem tropischen oder subtropischen Klima erfolgt ist. Ob und wie weit diese Vorgänge verschiedenen Perioden und damit mehreren von einander abweichenden Klimaten und Verwitterungsformen angehören, soll in diesem kurzen Bericht unerörtert bleiben.

Neuerdings hat BERCKHEMER in seiner vorläufigen Mitteilung[1]) auf die wesentliche Mitwirkung von Ellipsactinien am Aufbau des »Zuckerkorns« hingewiesen. Organismen verwandter systematischer Stellung konnte ich in den dichten Felsenkalken, den »Marmoren«, nachweisen. Die BERCKHEMER'schen Beobachtungen haben somit weiteres Material für die Auffassung erbracht, daß das eigentliche, durch die Gesteine »Dolomit, Zuckerkorn und Marmor« charakterisierte ε ursprünglich nicht aus Korallen aufgebaut gewesen sei.

Selbstverständlich können Gesteine, in denen die Struktur von Hydrozoen erhalten geblieben ist, nicht wesentlich metamorphosiert sein. Die Hauptmasse der zuckerkörnigen Kalke, all die zerfressenen, von zahllosen Klüften, Löchern und Höhlungen durchzogenen Felsmassen, die den größten Teil der Albhochflächen zusammensetzen, sind heute völlig frei von organischen Resten. Die Umkrystallisation ist von diesen Klüften und Löchern ausgegangen und hat in der unregelmäßigsten Weise ± tief in den Kern der Felsmassen eingegriffen. Scheinbare petrographische Übergänge zwischen dem schichtungslosen ε (mihi) und dem beckenförmig gelagerten ζ werden durch solche nachträglichen Umkrystallisationen und Infiltrationen, in Sonderheit an der Grenze und auf Schichtfugen, hervorgerufen. Daß mindestens schon tertiäre Tagewässer diese Schichtfugen, Klüfte und Löcher benutzten, beweisen die Sedimente, mit denen diese bisweilen erfüllt sind, die Bohnerze und andere Endprodukte der tertiären Verwitterung. Selbstverständlich ist, daß die Umsetzungen nicht überall stattgefunden haben. Verschiedene Umstände können sie verhindert haben, etwa

[1]) F. BERCKHEMER, Eine vorläufige Mitteilung über den Aufbau des Weißen Jura ε (QUENSTEDT) in Schwaben. Jahresh. des Ver. für vaterl. Naturk. in Württemb. 69, S. LXXVI—LXXXII.

eine schützende Decke von ζ-Gesteinen oder eine hohe topographische Lage in von Wasserscheiden durchzogenen Gebieten.

Grünvogel [1]) ist bei seinen mit Sorgfalt ausgeführten Aufnahmen südöstlich vom Hohenzollern zu der Auffassung gelangt, daß Weiß-ε und (oberes) δ in naher Beziehung zueinander stehen. Er hat auf seiner Karte für beide »Stufen« ein und dieselbe Farbe gewählt und hat nur durch verschiedene Signaturen die »ε«-Gesteine hervorgehoben. Auch nach meinen Erfahrungen ist dies in unserem Gebiet die einzig zulässige Methode der Darstellung. Vom Standpunkt des kartierenden Geologen kann ich einer Trennung von (Ober-) δ und ε nicht zustimmen: eine solche könnte — zum wenigsten in unserem Aufnahmegebiet — nicht nach einheitlichen Gesichtspunkten, müßte vielmehr auf die willkürlichste Weise durchgeführt werden und würde zu den eigenartigsten Folgerungen bezüglich der Mächtigkeit und der Lagerungsverhältnisse der beiden »Stufen« führen. Jedem, der dies bezweifelt, empfehle ich das Studium der Grünvogel'schen Karte.

Unter »Weiß-Jura ε« verstehe ich also nunmehr, nachdem ich schon in meiner früheren Arbeit diese »Stufe« beträchtlich eingeschränkt habe, indem ich die korallenführenden Bildungen, die sogenannten »Nattheimer Schichten« zu Weiß-Jura ζ stellte, nur noch »metamorphosiertes δ«, was in dieser Form nicht streng wissenschaftlich, aber am besten verständlich ausgedrückt ist. Will man sich auch weiterhin an das Quenstedt'sche Alphabet halten, so würde ich vorschlagen, den Buchstaben »ε« nur noch in diesem, also nicht mehr im stratigraphischen Sinne zu gebrauchen.

[1]) E. Grünvogel, Geologische Untersuchungen auf der Hohenzollernalb. Dissertation. 1914.

Bericht über die Tätigkeit der Königlichen Geologischen Landesanstalt im Jahre 1914.

Leitung: Geheimer Oberbergrat Professor Dr. BEYSCHLAG.

Revisionen im Gebirgslande: Abteilungsdirigent Professor Dr. KRUSCH.

Revisionen im Tieflande: Abteilungsdirigent Geh. Bergrat Professor Dr. KEILHACK.

I. Geologische Aufnahmen im Maßstabe 1:25000.

1. Rheinprovinz.

Landesgeologe Dr. WUNSTORF führte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Kettwig (G. A. 52, 40)[1]) weiter und begann mit Unterstützung des auf Probe beschäftigten Geologen Dr. PAECKELMANN die gleiche Aufnahme des Blattes Mettmann (G. A. 52, 46).

Bezirksgeologe Dr. FLIEGEL brachte mit Hilfe des neu eingetretenen auf Probe beschäftigten Geologen Bergassessor Dr. QUIRING die geologische Aufnahme des östlichen Teiles von Blatt Hilden (G. A. 52, 52) und des südöstlichen Teiles von Blatt Mettmann (G. A. 52, 46) dem Abschlusse nahe und setzte die gleichen Aufnahmen der Blätter Mülheim am Rhein (G. A. 66, 5) und Overath (G. A. 66, 6) fort.

Bezirksgeologe Dr. FUCHS bewirkte die geologische Aufnahme des Lenneschieferanteils von Blatt Hilden (G. A. 52, 52).

[1]) G. A. = Grad-Abteilung.

Geologe Dr. AHLBURG setzte die geologische Aufnahme des Blattes Weilmünster (G. A. 68, 31) fort.

Geologe Dr. ZIMMERMANN II führte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Hilden (G. A. 52, 52) zu Ende.

Geologe Dr. PIETZKER (†) begann die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Kaldenkirchen (G. A. 51, 42).

Bergassessor HÖPPNER führte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Kaiserswerth (G. A. 52, 39) bis etwa zur Hälfte aus.

2. Provinz Westfalen und Fürstentum Lippe.

Landesgeologe Professor Dr. DENCKMANN setzte die Revisionsarbeiten auf den Blättern Olpe (G. A. 53, 58), Kirchhundem (G.A. 53, 59), Hilchenbach (G.A. 67, 5), Freudenberg (G.A. 67, 10) und Siegen (G. A. 67, 11) fort und führte hierbei die Spezialkartierung der Blätter 1:10000 Kindelsberg, Gosenbach und Brachbach zum größten Teil durch.

Bezirksgeologe Dr. FUCHS setzte die geologische Aufnahme der Blätter Radevormwald und Wipperfürth (G. A. 53, 13, 49) fort und begann mit der gleichen Aufnahme des Blattes Plettenberg (G. A. 53, 46).

Bezirksgeologe Dr. GRUPE nahm geologisch das Blatt Schwalenberg (G. A. 54, 12) etwa zur Hälfte auf.

Geologe Dr. BÄRTLING führte die geologisch-agronomische Aufnahme auf den Blättern Herne und Hattingen (G. A. 52, 30, 42) weiter.

Geologe Dr. MESTWERDT setzte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Herford-Ost (G. A. 40, 51) fort.

Geologe Dr. SCHMIDT führte die geologische Aufnahme auf Blatt Plettenberg (G. A. 53, 46) weiter.

Geologe Dr. HENKE setzte die begonnene geologische Aufnahme von Blatt Endorf (G. A. 53, 47) fort.

Geologe Dr. RENNER beendete die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Bösingfeld (G. A. 40, 59).

3. Provinz Hessen-Nassau.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. LEPPLA führte die geologische Aufnahme des Blattes Königstein (G. A. 68, 49) weiter.

Landesgeologe Dr. NAUMANN setzte die geologische Aufnahme des Blattes Rinteln (G. A. 40, 53) fort.

Geologe Dr. AHLBURG führte die geologische Aufnahme des Blattes Weilmünster (G. A. 68, 31) weiter.

Freiwilliger Mitarbeiter Geheimer Bergrat Professor Dr. v. KOENEN begann mit der Revisionsbegehung auf Blatt Hannöv. Münden (G. A. 55, 32) und der geologischen Aufnahme des Blattes Hofgeismar (G. A. 55, 31).

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. BLANCKENHORN bewirkte die geologische Aufnahme des größeren Teiles der Südhälfte von Blatt Ziegenhain (G. A. 68, 6).

4. Provinz Hannover und Herzogtum Braunschweig und Freie Reichsstadt Bremen.

Landesgeologe Professor Dr. WOLFF führte mit Unterstützung des neu eingetretenen auf Probe beschäftigten Geologen Dr. FRANK die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Hemelingen (G. A. 23, 58) zu Ende.

Bezirksgeologe Dr. SCHUCHT begann die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Isernhagen (G. A. 41, 33).

Bezirksgeologe Dr. STOLLER vollendete die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Burgdorf (G. A. 41, 35) und ging alsdann zu der gleichen Aufnahme des Blattes Ütze (G. A. 41, 36) über.

Bezirksgeologe Dr. HARBORT setzte die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Wolfenbüttel und Schöppenstedt (G. A. 42, 50, 51) fort.

Geologe Dr. HAACK begann mit der geologisch-agronomischen Aufnahme des Blattes Gr. Burgwedel (G. A. 41, 34).

Geologe Dr. RENNER kartierte nach Fertigstellung des Blattes Bösingfeld (G. A. 40, 59) auf dem Blatte Ärzen (G. A. 40, 60).

5. Provinz Schleswig-Holstein.

Vakat.

6. Provinz Sachsen.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. SCHROEDER begann die geologische Aufnahme des Blattes Halberstadt (G. A. 56, 11).

Landesgeologe Professor Dr. WEISSERMEL setzte die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Wegeleben (G. A. 56, 12) und Kochstedt (G. A. 57, 7) fort und führte Revisionsbegehungen zur Untersuchung neuer Aufschlüsse auf den Blättern Ballenstedt (G. A. 56, 18) und Aschersleben (G. A. 57, 13) aus.

Landesgeologe Dr. v. LINSTOW begann mit Hilfe des neu eingetretenen auf Probe beschäftigten Geologen Dr. FRANK die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Eilenburg (G. A. 58, 32) und bewirkte mit Unterstützung des ebenfalls neu eingetretenen auf Probe beschäftigten Geologen Dr. KEGEL die gleiche Aufnahme des Blattes Wartenburg (G. A. 58, 9).

Landesgeologe Dr. SIEGERT setzte die Aufnahme des Harzanteils auf Blatt Quedlinburg (G. A. 56, 17) fort.

Bezirksgeologe Dr. WIEGERS führte die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Kolbitz und Dolle (G. A. 43, 38, 32) etwa zur Hälfte durch.

7. Thüringen.

Vakat.

8. Provinz Brandenburg.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. JENTZSCH führte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Beerfelde (G. A. 45, 35) weiter.

Landesgeologe Professor Dr. GAGEL bewirkte die geologsich-agronomische Aufnahme des Blattes Rheinsberg (G. A. 27, 52) und ging alsdann zur gleichen Aufnahme des Blattes Zechlin (G. A. 27, 51) über.

Landesgeologe Professor Dr. KRAUSE setzte die Neuaufnahme des Blattes Eberswalde (G. A. 45, 9) fort.

Landesgeologe Professor Dr. KAUNHOWEN verwandte etwa 14 Tage auf die Revision des Blattes Schöneberg (G. A. 45, 31).

Bezirksgeologe Dr. SCHUCHT setzte die begonnene geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Luckenwalde (G. A. 44, 60) fort.

Bezirksgeologe Dr. FLIEGEL stellte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Wendisch-Buchholz (G. A. 45, 51) fertig.

Bergassessor Dr. TORNOW führte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Komptendorf (G. A. 60, 19) zu Ende und kartierte die Gebiete der zukünftigen Braunkohlen-Tagebaue, soweit sie für die nächste Zeit zum Abbau in Aussicht genommen waren, auf den Blättern Hohenbocka und Hoyerswerda (G. A. 59, 35, 36).

Bergassessor CLAUSNITZER (†) ging nach Fertigstellung der geologisch-agronomischen Aufnahme von Blatt Cottbus-West (G. A. 59, 18) zu der gleichen Aufnahme des Blattes Drebkau (G. A. 59, 24) über.

9. Provinz Pommern.

Landesgeologe Dr. KLAUTZSCH bearbeitete mit dem neu eingetretenen auf Probe beschäftigten Geologen Dr. KEGEL geologisch-agronomisch das Blatt Zirchow (G. A. 28, 11).

Landesgeologe Dr. v. LINSTOW bewirkte gemeinsam mit dem Landesgeologen Dr. KLAUTZSCH die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Benz (G. A. 28, 5) bis auf einen kleinen Rest.

Bezirksgeologe Dr. SCHULTE setzte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Cammin (G. A. 29, 3) fort.

Bezirksgeologe Dr. MENZEL begann die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Degow (G. A. 13, 51).

Geologe Dr. HERRMANN setzte die von dem (†) Bezirksgeologen Dr. SOENDEROP begonnene geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Jacobshagen (G. A. 30, 37) fort.

10. Provinz Schlesien.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. ZIMMERMANN bearbeitete auf Blatt Lähn (G. A. 61, 57) einen Teil des Schiefergebirges.

Landesgeologe Professor Dr. KÜHN setzte die geologische Aufnahme des Blattes Liebenthal (G. A. 61, 56) fort.

Landesgeologe Professor Dr. MICHAEL nahm den nördlichen Teil des Blattes Imielin (G. A. 78, 54) geologisch-agronomisch

auf und setzte die gleiche Aufnahme des Blattes Glatz (G. A. 76, 32) fort.

Landesgeologe Dr. TIETZE führte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Breslau (G. A. 62, 53) weiter.

Bezirksgeologe Dr. FINCKH setzte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Reichenbach (G. A. 76, 14) fort.

Bezirksgeologe Dr. BEHR führte nach Abschluß der geologisch-agronomischen Aufnahme auf Blatt Strehlen (G. A. 76, 17) mehrere Begehungen auf Blatt Münsterberg (G. A. 76, 23) aus.

Bezirksgeologe Dr. BERG setzte die geologische Aufnahme des Blattes Warmbrunn (G. A. 75, 9) fort.

Geologe Dr. QUITZOW begann die geologisch-agronomische Aufnahme auf dem Blatte Lendzin (G. A. 78, 53).

Geologe Dr. CRAMER bewirkte bis auf einen kleinen Rest die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Kandrzin (G. A. 77, 42).

Geologe Dr. BARSCH setzte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Lauterbach (G. A. 76, 15) fort.

11. Provinz Posen.

Landesgeologe Dr. KORN bearbeitete geologisch-agronomisch das Blatt Eichberg (G. A. 47, 5).

Bezirksgeologe Dr. DAMMER begann die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Pinne und Klodzisko (G. A. 47, 30, 24).

Geologe Dr. SCHLUNCK (†) setzte die begonnene geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Jabkowo (G. A. 48, 24) fort.

Geologe Dr. ASSMANN begann die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Wongrowitz (G. A. 48, 12).

12. Provinz Westpreußen.

Vakat.

13. Provinz Ostpreußen.

Landesgeologe Professor Dr. KAUNHOWEN setzte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Lablacken (G. A. 18, 10) fort.

Landesgeologe Dr. KLAUTZSCH nahm das Blatt Heiligenbeil (G. A. 17, 34) ungefähr zur Hälfte geologisch-agronomisch auf.

Bezirksgeologe Dr. TORNAU (†) führte die begonnene geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Zinten (G. A. 17, 36) weiter.

Bezirksgeologe Dr. HESS v. WICHDORFF bewirkte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Nimmersatt (G. A. 3, 11).

Bezirksgeologe Dr. MEYER (†) begann mit der geologisch-agronomischen Aufnahme der Blätter Pr. Eylau (G. A. 18, 38) und Kanditten (G. A. 18, 37).

14. Hohenzollern.

Bezirksgeologe Dr. SCHMIERER setzte die geologische Aufnahme des Blattes Thanheim-Balingen (G. A. 84, 46) fort und begann mit der gleichen Aufnahme des Blattes Burladingen-Ebingen (G. A. 84, 47).

Geologe Dr. MÜLLER (†) führte die begonnene geologische Aufnahme des Blattes Jungingen-Thalheim (G. A. 84, 41) weiter.

II. Andere Arbeiten.

1. Wissenschaftlich-geologische Arbeiten.

Abteilungsdirigent Geheimer Bergrat Prof. Dr. KEILHACK: Gliederung des Rheindiluviums bis zur Küste für eine Übersichtskarte.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. LEPPLA: Beginn der Übersichtsbegehungen zur Gliederung des Unter- und Vordevons im Gebiete des Hunsrücks und der Eifel auf den Blättern Stromberg, Waldböckelheim, Simmern und Pferdsfeld (G. A. 81, 3, 9, 2, 8).

Landesgeologe Dr. WUNSTORF gemeinsam mit dem auf Probe beschäftigten Geologen Dr. PAECKELMANN: Begehungen am Nordabfall der Eifel im Bereiche der Blätter Aachen, Stolberg und Eupen (G. A. 65, 17, 18, 23) zum Studium des Oberdevons.

Geologe Dr. BÄRTLING: Begehungen im rechtsrheinischen Gebiete und im carbonischen Anteile auf Blatt Velbert zwecks Herstellung von Übersichtskarten.

Landesgeologe Professor Dr. KRAUSE: Vergleichende Begehung des Mendener Konglomerat-Gebietes (G. A. 53, 33). Untersuchung der Fundstelle des Bansiner Menschenskelettes (G. A. 28, 5).

Landesgeologe Dr. NAUMANN: Untersuchung wichtiger Vergleichsprofile auf dem Nachbarblatte Vlotho (G. A. 40, 52).

Bezirksgeologe Dr. FUCHS: Übersichtsbegehungen im Bergischen Lande für seine in Arbeit befindliche Übersichtskarte des Sauerlandes und des Bergischen Landes 1:100 000.

Geologe Dr. MESTWERDT und Geologe Dr. RENNER: Begehung des Werrediluviums.

Landesgeologe Professor Dr. DENCKMANN: Vorbereitung einer neuen geologischen Übersichtskarte im Flächengebiet der geologischen Karte des alten Unterdevons (v. KOENEN-Festschrift), durch die das Gebiet des unteren Westerwaldes mit einbegriffen wird. Vergleichende Studien im Gebiet des Selketales im Bereiche der Blätter Hasselfelde, Harzgerode und Pansfelde (G. A. 56, 22, 23, 24) zur Aufklärung der Stratigraphie des Unterharzes.

Geologe Dr. HENKE: Untersuchung einiger Devonprofile im östlichen Taunus zum Vergleich der Porphyre und seiner Begleitgesteine im Taunus und im Sauerlande.

Geologe Dr. MÜLLER (†): Untersuchung der Bohnerzablagerungen bei Wabern, Homburg und an der Lahn zu vergleichenden Studien ähnlicher Vorkommen in Hohenzollern.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. SCHROEDER: Beginn der Begehungen auf den Blättern Schwanebeck, Dardesheim, Osterwiek und Wernigerode zwecks Herstellung einer geologischen Übersichtskarte der subhercynen Kreidemulde.

Geologe Dr. RENNER: Vergleichende Studien im Turon des nordwestlichen Teutoburger Waldes.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Landesgeologe Prof. Dr. GAGEL: Verfolgung des älteren Interglazials in Schleswig-Holstein und in Westpreußen.

Landesgeologe Dr. SIEGERT: Vergleichende Studien im paläozoischen Anteil von Blatt Ballenstedt (G. A. 56, 18).

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. JENTZSCH: Begehung von Teilen der Ostseeküste Hinterpommerns und Westpreußens.

Bezirksgeologe Dr. FINCKH: Verfolgung der Eisrandlagen in den pommerellisch-pommerschen Grenzgebieten und gemeinsam mit dem Bezirksgeologen Dr. BERG und dem Geologen Dr. BARSCH: Begehungen im östlichen Riesengebirge zum Vergleich der dortigen krystallinen Schiefer mit denen der Süd- und Mittelsudeten.

Landesgeologe Professor Dr. KÜHN: Untersuchung neuer Aufschlüsse auf dem früher von ihm aufgenommenen Anteil der Blätter Lähn, Schönau, Goldberg und Gröditzberg (G. A. 61, 57, 58, 52, 51).

Landesgeologe Professor Dr. KAUNHOWEN: Verfolgung der Aufschlüsse im Tagebau in Palmnicken.

Landesgeologe Dr. KLAUTZSCH: Untersuchung des Hinterlandes am Südufer des Frischen Haffs und Aufnahme des Blattes Pröbbernau (G. A. 17, 37) auf der Frischen Nehrung.

Bezirksgeologe Dr. HESS VON WICHDORFF: Beginn der Übersichtsbegehung im Bereiche der Kreise Memel und Heidekrug. Fortführung der Untersuchungen der Höhlen Thüringens.

Landesgeologe Dr. WUNSTORF gemeinsam mit dem Geologen Dr. BÄRTLING: Studium der bei der belgischen Geologischen Landesanstalt üblichen Darstellungsmethoden für Steinkohlenablagerungen zu Vergleichszwecken.

2. Instruktionskurse.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. JENTZSCH: Kursus für Landwirtschaftslehrer mit Exkursionen in Westpreußen, Posen und Schlesien.

Bezirksgeologe Dr. SCHUCHT: Kursus für höhere Meliorationsbaubeamte in Goslar.

Geologe Dr. BÄRTLING: Instruktionskursus für den Lehrerverein in Unna.

Geologe Dr. HENKE: Führung einer geologischen Exkursion des Verbandes Deutscher Schulgeographen im Devon der Attendorner Mulde und der Gegend von Iserlohn.

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. BLANCKENHORN: Fortbildungskursus für hessische Volksschullehrer zu Fulda mit Exkursionen im Bereiche der Blätter Großenlüder und Fulda (G. A. 69, 26, 27).

3. Praktisch-geologische Arbeiten.

a) Wasserversorgungen.

Die Anstalt wirkte beratend mit bei den Wasserversorgungsprojekten folgender Gemeinden, Behörden und Privatunternehmungen:

Rheinprovinz: Linz (Kreis Neuwied), Meisenheim, Reifferscheid (Kreis Adenau), Leitersweiler und Langenfelderhof (Kreis St. Wendel), Missionshaus St. Wendel (Bez. Trier), Bahnhof Kreuzberg a. d. Ahr, Burgsolms, Berghausen und Ehringshausen (Kreis Wetzlar).

Westfalen: Trupach (Kreis Siegen), Letmathe (Kreis Iserlohn), Oberveischede (Kreis Olpe), Herford.

Hessen-Nassau: Orb, Stadt Usingen.

Hannover und Herzogtum Braunschweig: Stadt Elze, Langelsheim (Kreis Gandersheim), Natrup-Hagen (Kreis Iburg), Lüneburg.

Schleswig-Holstein: Halligen-Langeneß und Oland (Kreis Husum).

Pommern: Domäne Neuenhagen (Kreis Köslin).

Brandenburg: Landesirrenanstalt Palmnicken (Kreis Lebus), Mückenberg und Germersdorf (Landkreis Guben), Kirchhain (Kreis Luckau), Triebel (Kreis Sorau).

Schlesien: Fortifikationslinie Breslau, Erholungsheim für Lungenkranke in Riemberg (Kreis Wohlau).

Posen: Stadt Rawitsch.

Ostpreußen: Memel, Braunsberg.

b) Talsperren und Wasseranlagen.

Es wurden begutachtet die Talsperren und Stauanlagen:

bei Helminghausen a. d. Diemel,
an der Fulda,
bei Hemfurth i. Waldeck,
bei Neiße,
bei Hultschin,
bei Willmersdorf Ost.-Schlesien auf Antrag des Kgl. Wasserbauamtes in Ratibor.

c) Untersuchung von Heilquellen und Abgrenzungen von Schutzgebieten

für die Quellen von:

Arienheller (Kreis Neuwied), Apollinarisbrunnen, Birresborn, Lamscheid im Hunsrück, Neuenahr, Homburg v. d. Höhe, Wiesbaden, Bad Suderode (Behringer Quelle), Kudowa und Landeck.

d) Kanal-, Brücken- und Wasserbauten.

Beratung oder Untersuchung von Aufschlüssen bei folgenden Bauten:

Rhein-Herne-Kanal, Lippe-Seitenkanal, Mittellandkanal von Minden bis Miesburg, Ems-Weser-Kanal, Kaiser Wilhelm-Kanal, Masurischer Kanal.

e) Eisenbahn- und Tunnel-Aufschlüsse.

Folgende Bahnstrecken wurden besichtigt, kartiert oder begutachtet:

Rheinprovinz: Osterath — Alpen, Liblar — Dernau, Polch—Münstermaifeld.

Westfalen: Corbach—Brilon, Bestwig—Bödefeld, Weidenau — Dillenburg, Minden — Löhne, Kutenhausen — Friedewalde—Wegholm, Dorstfeld—Lütgendortmund, Witten—Barmen, Dortmund—Barop, Kapelle—Bergkamen—Werne, Tunnel bei Balve, Tunnel bei Langenholthausen, Tunnel bei Hagen, Bahnhof Hamm.

Hessen-Nassau: Hilders—Wüstensachsen, Hersfeld—Homberg—Wabern, Umgehungsbahn bei Rüdesheim, Bahnhof Buhlen.

Hannover: Nienburg—Sulingen—Diepholz, Wilstedt—Zeven—Tostedt, Nienburg—Leese—Minden—Stadthagen, Clausthal—Altenau, Clausthal—Osterode, Bahnhof Altenau.

Schleswig-Holstein: Wilster—St. Michaelisdonn, Hohenwestedt—Schenefeld.

Sachsen: Halle—Oberröblingen, Mansfeld—Wippra, Rackwitz—Crostiz—Hohenleina, Roßlau—Wiesenburg, Bahnhof Nordhausen, Bahnhof Bitterfeld.

Brandenburg: Grunewald—Wannsee, Bahnhofsumbau Lichterfelde-Ost, Bahnhof Tempelhof, Bahnhof Rosengarten, Verschiebebahnhof Michendorf.

Schlesien: Löwenberg — Greiffenberg, Schweidnitz — Reichenbach, Züllichau—Kontopp.

Ostpreußen: Bartenstein—Heilsberg, Zinten—Pr. Eylau, Bahnanlagen in Königsberg.

Anhalt: Bahnhof Cöthen.

f) Untersuchung von Domänen und Gütern.

Vakat.

g) Aufnahme der Umgebung von Landwirtschaftsschulen.

Für folgende Landwirtschaftsschulen wurden Gebiete als Lehrfelder geologisch-agronomisch kartiert:

Provinz Hessen-Nassau: Ziegenhain (G. A. 68, 6).

Provinz Schleswig-Holstein: Itzehoe (G. A. 24, 2).

h) Bergwirtschaftliche und technische Untersuchungen.

Untersuchung der Kohlenvorräte des Deutschen Reiches.

Fortsetzung der Bearbeitung der Westfälischen Flözkarte 1:25 000 und Verfolgung der neuen Grubenaufschlüsse im Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirk.

Fortsetzung der Bearbeitung der Oberschlesischen Flöz- und Lagerstättenkarte 1:25 000.

Untersuchung der Siegerländer Spateisensteingänge.

Beginn der topographischen Aufnahme des Rammelsberges 1:5000.

Fortsetzung der geologischen Untersuchung der Eisenerzgruben des Lahntales.

Beginn der geologischen Untersuchungen im Kreise Waldbröl zur Feststellung der Bodenschätze.

Beratung der Stadt Posen betreffend Straßenanlagen am Talrande.

Gutachten über Kupfervorkommen im Nahetal.

Aufschürfung und Untersuchung von Nickelerzlagerstätten bei Zobten.

Gutachten über das Vorkommen bauwürdiger Tonablagerungen bei Kirchohsen.

Gutachten über die Braunkohlenfelder des Bergwerkes Golpa-Jeßnitz.

Gutachten über die Anlage von städtischen Kiesgruben bei Pollnow.

Beratung des Landrats in Deutsch-Krone betr. Ausbeutung von Steinlagern bei Mellentin.

Gutachten über die Mergellager auf der Gemarkung Tailfingen.

4. Verfolgung und Bearbeitung von Bohr- und Schachtaufschlüssen.

Die in großer Menge aus dem ganzen Arbeitsgebiet eingegangenen Bohrproben wurden laufend bearbeitet. Hervorzuheben sind besonders folgende Bohrungen:

Rheinprovinz und Westfalen: Velsen (Kreis Saarbrücken), im Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirk, bei Altenbeken, Minden und Stadthagen.

Hessen-Nassau: Kalischacht Ellers bei Fulda (G. A. 69, 32).

Hannover und Braunschweig: bei Eversen, der Schachtaufschlüsse Adolfglück, Hope und Alicenhall.

Sachsen: bei Bitterfeld, bei Halberstadt.

Brandenburg: bei Niederfinow (G. A. 45,10), auf Blatt Wellmitz (G. A. 46, 57), der neuen Berliner Untergrundbahnen, der Berliner städtischen Wasserwerke.

Schlesien: bei Breslau (G. A. 62, 53).

Posen: bei Erlenthal, am Bahnhof Bojanowo (G. A. 62, 15), bei Gora und Hohensalza (G. A. 49, 18), bei Rawitsch.

Westpreußen: in Danzig.

Ostpreußen: in Königsberg, der Kgl. Bernsteinwerke in Palmnicken.

Ferner die Bearbeitung einer weiteren erheblichen Zahl von Einzelbohrungen aus allen Provinzen, namentlich aus den östlichen, aus dem Hannoverschen Erdölgebiet, den Salzrevieren und dem Oberschlesischen und Saarbrücker Steinkohlenrevier.

5. Arbeiten im Laboratorium.

Im Laboratorium für Bodenkunde wurden 1202 chemische und mechanische Untersuchungen ausgeführt, die sich auf 42 Kohle-, 18 Erz-, 156 Sol-, 150 Salz-, 30 Gesteins- und Mineral-, 774 Boden-, 9 Wasser-, 19 Torf-, 2 Erdölproben und je 1 Asphalt- und Schlackeprobe verteilen.

Die Untersuchungen bestehen aus 211 Vollanalysen, 89 Tonbestimmungen, 36 Schwelanalysen und 1125 Einzelbestimmungen.

Es wurden 2 Gutachten über die Gefahren von Moorböden für Betonbauten erstattet. Eine Reihe von wissenschaftlichen Untersuchungen wurde teils fortgesetzt, teils begonnen.

Im Laboratorium für Mineral- und Gesteinsanalyse sind im Jahre 1914 48 Bauschanalysen mit 637 Einzelbestimmungen

und 11 Teilanalysen mit 27 Einzelbestimmungen ausgeführt worden.

6. Geologen-Sitzungen im Jahre 1914.

In den Sitzungen der Geologen sind nachstehende Themata besprochen worden.

8. Januar: KRUSCH: Die für den Geologen wichtigen Bestimmungen des preußischen Wassergesetzes.

MICHAEL: Die oberschlesische Wasserversorgung.

15. » WAHNSCHAFFE (†): Die von dem Direktor der Rostocker landwirtschaftlichen Versuchsstation HEINRICH herausgegebene Bodenkarte und Anregungen des Professors SAUER in Stuttgart für die Darstellung der agronomischen Verhältnisse im Gebirgslande.

GANS: Die Kolloide unserer Ackerböden.

BÄRTLING: Der Rückzug der Hauptvereisung aus dem Becken von Münster.

29. » SCHNEIDER: Wellenförmige Grundwasserbewegungen.

SCHUCHT: Über die Verwitterung der Böden.

MEYER (†): Über die weitere Klärung der Auffassung von Dekton und -sand im Aufnahmegebiet südlich vom Pregel.

5. Februar: BERG: Die krystallinen Schiefer Nordschottlands.

KORN: Über neue Endmoränen und Oser im Gebiete zwischen dem Küddowabschnitt und dem Odergletscher.

12. » TORNAU (†): Über ein neues Interglazial und andere Funde von fossilführenden Diulivialablagerungen in Ostpreußen.

GAGEL: Referat über MILTHER's neue Geschiebestudien.

MENZEL: Über fossilführende Glazial- und Interglazialablagerungen und ihre Leitfossilien.

19. Februar: AHLBURG: Über Aufnahmen im Lahngebiete.
26. » KAUNHOWEN: Zusammenhang von Schlagwetterkatastrophen und Erdbeben.
RENNER: Zechsteinsalzprofile aus dem Leinetal.
5. März: Amtliche Vorlagen.
19. » SCHMIERER: Über den Lias und Dogger in der Umgegend von Balingen.
26. » SCHWEISFURTH: Das Vorkommen von Formsand.
WIEGERS: Über den Fund eines fossilen Menschenskelettes in Deutsch-Ostafrika.
2. April: PICARD: Ergebnisse der Untersuchung des Helgoländer Muschelkalkes.
MESTWERDT: Die geologischen Verhältnisse bei Salzuflen.
NAUMANN: Über die geologische Aufnahme im südöstlichen Teile des Blattes Rinteln.
16. » KRAUSE: Über ein Kalkkonglomerat in der Sötenicher Mulde.
JENTZSCH: Ergebnisse von Temperaturmessungen in dem Tiefbohrloch Schubin.

7. Sonstige Arbeiten.

Gutachten über den Schutz von Bad Honnef vor Verunreinigung durch Abwässer.

Gutachten über den Schutz der Süßwasserquellen von Mariaweiler (Kreis Düren).

Gutachten über Einsturz von Häusern in Lüneburg und Questenberg durch Erdfall.

Gutachten über Senkungserscheinungen bei Schloß Stolpe a. d. Oder.

Überwachung von Pegelbohrlöchern im Grunewald.

Geologische Sonderaufnahme der Spreewaldwiesen zwischen Lübben-Lübbenau und Alt-Zauche im Maßstab 1 : 25 000 zur Begutachtung der geplanten Melioration der Spreewaldniederung.

Festlegung von Pegelbohrlöchern im Kreise Hoyerswerda.
Gutachten über Bodenverhältnisse eines Teiles der Jade und Umgebung.
Gutachten über den Begriff „Braunkohle“ für den bayrischen Verwaltungsgerichtshof in München.

Stand der Veröffentlichungen.

Im Laufe des Jahres sind im Auflagedruck vollendet oder zur Veröffentlichung gelangt:

A. Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten im Maßstabe 1:25 000.

Lieferung	182,	enthaltend die Blätter Sibbesse, Bockenem, Lamspringe, Hildesheim	4 Bl.
»	187,	enthaltend die Blätter Winsen a. d. Aller, Celle, Beedenbostel, Fuhrberg, Wathlingen, Bröckel	6 »
»	191,	enthaltend die Blätter Hermannsburg, Sülze, Eschede	3 »
»	192,	enthaltend die Blätter Pinneberg, Niendorf, Wedel, Hamburg	4 »
»	194,	enthaltend die Blätter Beelkow, Groß-Möllen, Zanow, Alt-Belz	4 »
»	196,	enthaltend die Blätter Swinemünde, Misdroy, Caseburg, Lebbin	4 »
»	197,	enthaltend die Blätter Lohöfe-Salzuflen, Lemgo, Alverdissen, Lage-Bockel, Senne .	5 »
»	200,	enthaltend die Blätter Curau mit Teilen von Schwartau und Travemünde, Hamberge, Lübeck, Pötrau-Gresse	4 »
»	201,	enthaltend die Blätter Kirchhagener Fichten, Robe, Karnitz, Treptow a. d. Rega, Stuchow	5 »
»	204,	enthaltend die Blätter Budsin, Zelitz, Bülowstal, Rogasen, Markstädt	5 »

Lieferung 212, enthaltend die Blätter Marburg, Niederwalgern . . . . . 2 Bl.

zusammen 46 Bl.
Es waren bereits veröffentlicht 960 »

Mithin sind im ganzen zum erstenmal veröffentlicht 1006 Bl.

In der zweiten bzw. vierten Auflage sind vollendet die Blätter Harburg, Harzburg, Groß-Ziethen . . . . 3 Bl.

Der Stand der noch nicht herausgegebenen Kartenblätter ist folgender:

a) In der lithographischen Ausführung begriffen sind:

Lieferung	183,	Gegend von	Friedrichroda . .	4 Bl.
»	190,	» »	Königsberg i. Pr. .	8 »
»	195,	» »	Viersen	6 »
»	199,	» »	Westerholt . . .	3 »
»	203,	» »	Samter	6 »
»	205,	» »	Bladiau	5 »
»	206,	» »	Schönwalde . . .	5 »
»	207,	» »	Nimmersatt . . .	12 »
»	208,	» »	Weilburg	4 »
»	209,	» »	Cöln	3 »
»	213,	» »	Kunrau	3 »

59 Bl.
Hierzu die zum erstenmal veröffentlichten 1006 »

Zusammen 1065 Bl.

Über die Veröffentlichung der geologischen Spezialkarte 1:25 000 seit ihrem Erscheinen seinen hier folgende Notizen eingeschaltet.

Vor dem Jahre	1873	sind	veröffentlicht	18 Blätter
im Jahre	1873	»	»	6 »
» »	1874	»	»	3 »
» »	1875	»	»	7 »
» »	1876	»	»	11 »

im	Jahre	1877	sind	veröffentlicht	6	Blätter
»	»	1878	»	»	10	»
»	»	1879	»	»	6	»
»	»	1880	»	»	9	»
»	»	1881	»	»	15	»
»	»	1882	»	»	18	»
				bis 1882 zusammen	109	Blätter
»	»	1883	»	»	19	»
»	»	1884	»	»	14	»
»	»	1885	»	»	30	»
»	»	1886	»	»	9	»
»	»	1887	»	»	21	»
»	»	1888	»	»	14	»
»	»	1889	»	»	26	»
»	»	1890	»	»	14	»
»	»	1891	»	»	28	»
»	»	1892	»	»	18	»
				von 1883 bis 1892 zusammen	193	Blätter
»	»	1893	»	»	23	»
»	»	1894	»	»	23	»
»	»	1895	»	»	25	»
»	»	1896	»	»	21	»
»	»	1897	»	»	22	»
»	»	1898	»	»	18	»
»	»	1899	»	»	17	»
»	»	1900	»	»	25	»
»	»	1901	»	»	14	»
»	»	1902	»	»	43	»
				von 1893 bis 1902 zusammen	231	Blätter
»	»	1903	»	»	38	»
»	»	1904	»	»	32	»
»	»	1905	»	»	29	»
»	»	1906	»	»	40	»
»	»	1907	»	»	39	»

im Jahre	1908	sind	veröffentlicht	. . . .	41	Blätter
» »	1909	»	»	. . . .	40	»
» »	1910	»	»	. . . .	40	»
» »	1911	»	»	. . . .	40	»
» »	1912	»	»	. . . .	41	»
			von 1903 bis 1912 zusammen		380	Blätter
» »	1913	»	»	. . . .	47	»
			zusammen bis zum Jahre 1913		960	Blätter

B. Abhandlungen.

N. F. Heft 65: Wirbeltiere der Rüdersdorfer Trias. Von H. Schröder.

» » » 69: Paläontologische Beiträge zur Geologie des Kellerwaldes. Von R. Wedekind.

Außerdem im Druck befindlich:

N. F. Heft 57: Beiträge zur Seenkunde. Teil III. Von A. Jentzsch.

» » » 64: Beiträge zur Seenkunde. Teil IV. Von A. Jentzsch.

» » » 79: Hunsrückschiefer und Untercoblenzfauna. Von A. Fuchs.

» » » 80: Neue und weniger bekannte Versteinerungen aus dem rheinischen Devon. Von H. Spriestersbach.

» » » 81: Beiträge zur Paläontologie der Ceratiten des deutschen Oberen Muschelkalks. Von A. Riedel.

C. Beiträge zur geologischen Erforschung der deutschen Schutzgebiete.

Heft 8: Die mineralogische Zusammensetzung der Deutsch-südwest-afrikanischen Diamantsande. Von G. Scheuring.

» 9: Zur Geologie und Oberflächengestaltung von Nord-Ost-Katanga. Von F. Behrend.

D. Archiv für Lagerstätten-Forschung und Lagerstättenkarten.

Heft 4: Geschichte des Thüringer Bergbaues. Teil I. Von Hess v. Wichdorff.

» 10: Die Permische Salzlagerstätte im Graf Moltke-Schacht und in der Umgebung von Schönebeck a. d. Elbe. Von E. Seidl.

» 13: Salzlager und Gebirgsbau im mittleren Leinetal. Von O. Renner.

» 16: Amblygonit-Zinn-Vorkommen von Cacerès in Spanien und Eisenerzlagerstätten vom Chamosittypus bei San Miguel de la Dueñas. Von W. T. Dörpinghaus.

» 17: Das Braunkohlenvorkommen im Geiseltal mit besonderer Berücksichtigung der Genesis. Von W. Salzmann.

» 18: Paläobotanisch-stratigraphische Studien im Niederländischen Carbon nebst Vergleichen mit umliegenden Gebieten. Von W. I. Jongmans. Mit Anhang „Bemerkungen über einige der in den niederländischen Bohrungen gefundenen Pflanzen. Von W. I. Jongmans und W. Gothan.

» 19: Geologische Grundriß- und Profilbilder als Erläuterungen zur älteren Tektonik des Siegerlandes. Von A. Denckmann.

» 22: Die Brauneisenerzlagerstätten Oberschlesiens. Von F. Raefler.

Gangkarte des Siegerlandes 1:10 000.

Von Lieferung IV die Blätter Burbach, Nauroth und Oberlahr.

Außerdem sind folgende Abhandlungen und Karten im Druck befindlich:

Heft 15: Die Kohlenvorräte des Deutschen Reiches. I. Teil. „Das niederschlesische Steinkohlenbecken". Von H. E. Böker.

Heft 20: Über die genetischen Beziehungen des dichten Magnesites zu den Mineralien der Nickelsilikatgruppe. Von KRAFT.

» 21: Die Braunkohlenformation im Herzogtum Sachsen-Altenburg und im südlichen Teil der Provinz Sachsen. Von W. TILLE.

Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands. Gruppe Preußen 1:200 000.

Lieferung VIII, enthaltend die Blätter: Görlitz, Liegnitz, Breslau, Hirschberg i. Schlesien, Schweidnitz, Lewin, Glatz, mit Begleitwort und Farbenerklärung.

Gangkarte des Siegerlandes 1:10 000.

Von Lieferung IV die Blätter Elkenroth, Daaden und Horhausen.
Lieferung V, enthaltend die Blätter Olpe, Littfeld, Silberg, Wenden und Müsen.

E. Weltmontanstatistik (im Druck befindlich).

Heft 1: Montanstatistik des Deutschen Reiches mit 1 Atlas in 39 Blättern. Von K. FLEGEL.

F. Jahrbuch der Königlichen Geologischen Landesanstalt.

Jahrgang 1912, Teil II, Heft 3.
» 1913, » I, » 3.
» 1913, » II, » 3.
» 1914, » I, » 2.
» 1914, » I, » 3.
» 1914, » II, » 1.
» 1914, » II, » 2.
» 1915, » I, » 1.
» 1915, » I, » 2.

Ferner im Druck befindlich:

Jahrgang 1914, Teil II, Heft 3.
» 1915, » I, » 3.

G. Geologische Übersichtskarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten im Maßstabe 1:200 000.

1. Blatt Trier-Mettendorf (im Druck befindlich).

II. Sonstige Karten und Schriften.

a) Karten.

Geologisch-agronomische Karten der Lehrfelder für die landwirtschaftlichen Schulen in Birnbaum, Dahme, Bonn, Oldesloe und

in der II. Auflage: Greifswald, Verden, Elmshorn und Schivelbein.

Außerdem im Druck befindlich:

Diepholz, Bremervörde, Neidenburg, Salzwedel und Leobschütz.

b) Schriften.

Ergebnisse von Tiefbohrungen, Heft VI.

Im Druck befindet sich:

Ergebnisse von Tiefbohrungen, Heft VI.

Außerdem gibt die Geologische Landesanstalt die Lagerstätten-Chronik als Monatliche Mitteilungen lagerstättenkundlichen und bergwirtschaftlichen Inhalts aus dem Archiv der Geologischen Landesanstalt heraus.

Verkauf der Karten und Schriften.

Im Jahre 1914 wurden verkauft:

		(gegen 1913)	(gegen 1912)
Karten 1:25000	5531 Bl.	7746 Bl.	7579 Bl.
Abhandlungen	686 Expl.	711 Expl.	549 Expl.
Jahrbücher	152 »	200 »	132 »
Sonderabdrücke	879 »	1016 »	1130 »
Sonstige Karten und Schriften	1590 »	2351 »	1618 »

Arbeitsplan
der Königlichen Geologischen Landesanstalt
für das Jahr 1915.

Leitung: Geheimer Oberbergrat Professor Dr. BEYSCHLAG.

Revisionen im Gebirgslande: Abteilungsdirigent Professor Dr. KRUSCH.

Revisionen im Tieflande: Abteilungsdirigent Geh. Bergrat Professor Dr. KEILHACK.

I. Geologische Aufnahmen im Maßstabe 1 : 25000.

1. Rheinprovinz.

Landesgeologe Professor Dr. KRAUSE wird die geologische Aufnahme des Blattes Mechernich (G. A. 66, 26)[1]) beenden und diejenige des Blattes Nideggen (G. A. 66, 19) weiterführen und gemeinsam mit dem Bezirksgeologen Dr. FLIEGEL eine Begehung der Trias am Eifelrande auf diesen beiden Blättern und Blatt Zülpich (G. A. 66, 20) zwecks Abfassung der Erläuterungen von Blatt Zülpich für den ausgeschiedenen Bezirksgeologen Dr. QUAAS vornehmen. — Dienstbezirk: 1. Mechernich, 2. Nideggen-Zülpich.

Bezirksgeologe Dr. FLIEGEL wird die geologische Aufnahme der Blätter Mülheim am Rhein (G. A. 66, 5) und Burscheid (G. A. 52, 59) zu beenden suchen. — Dienstbezirk: Burscheid-Mülheim. (Siehe auch unter Provinz Brandenburg und II. Andere Arbeiten.)

[1]) G. A. = Grad-Abteilung.

Geologe Dr. AHLBURG wird die geologische Aufnahme der Blätter Rodheim (G. A. 68, 20) und Weilmünster (G. A. 68, 31) zum Abschluß bringen und diejenige des Blattes Wetzlar (G. A. 68, 26) fortsetzen. — Dienstbezirk: 1. Rodheim-Wetzlar, 2. Weilmünster. (Siehe auch unter Provinz Hessen-Nassau und II. Andere Arbeiten.)

Bergassessor HÖPPNER wird mit Unterstützung eines der neu eintretenden Geologen die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Kaldenkirchen (G. A. 51, 42) und Kaiserswerth (G. A. 52, 39) fertigstellen und alsdann die gleiche Aufnahme des Blattes Düsseldorf (G. A. 52, 45) bewirken. — Dienstbezirk: 1. Kaldenkirchen, 2. Kaiserswerth-Düsseldorf. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Etatsmäßiger Professor an der Bergakademie Dr. RAUFF wird mit Hilfe des Geologen Dr. ZIMMERMANN II die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Bonn und Godesberg (G. A. 66, 17, 23) beenden. — Dienstbezirk: Bonn-Godesberg.

2. Provinz Westfalen und Fürstentum Lippe.

Landesgeologe Professor Dr. DENCKMANN wird die Arbeiten zur Erzielung eines einheitlichen Profiles des Unterdevons im Siegerlande auf den Blättern Olpe (G. A. 53, 58), Kirchhundem (G. A. 53, 59), Hilchenbach (G. A. 67, 5), Freudenberg (G. A. 67, 10) und Siegen (G. A. 67, 11) zu Ende führen. Es wird hierbei die Spezialkartierung der Blätter 1:10000 Rimmert, Hochwald, Kindelsberg, Gosenbach, Brachbach und Herdorf abgeschlossen werden. — Dienstbezirk: 1. Olpe-Kirchhundem, 2. Hilchenbach, 3. Freudenberg-Siegen. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Dr. NAUMANN wird die geologische Aufnahme des Blattes Rinteln (G. A. 40, 53) beenden und alsdann zu der gleichen Aufnahme des Blattes Vlotho (G. A. 40, 52) übergehen. — Dienstbezirk: Vlotho-Rinteln. (Siehe auch unter Provinz Hessen-Nassau.)

Bezirksgeologe Dr. FUCHS wird die geologische Aufnahme auf den Blättern Altena und Herscheid (G. A. 53, 45, 51) vollenden, die gleiche Aufnahme auf den Blättern Radevormwald und Wipperfürth (G. A. 53, 43, 49) und des kleinen Anteils der Verseschichten am Westrande des Blattes Plettenberg (G. A. 53, 46) fortsetzen und den Lenneschieferanteil des Blattes Hattingen (G. A. 52, 42) aufnehmen. — Dienstbezirk: 1. Altena-Herscheid, 2. Radevormwald-Wipperfürth, 3. Plettenberg, 4. Hattingen. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Bezirksgeologe Dr. GRUPE wird Blatt Schwalenberg (G. A. 54, 12) fertig kartieren und die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Pyrmont (G. A. 54, 6) in Angriff nehmen. — Dienstbezirk: Schwalenberg-Pyrmont.

Geologe Dr. MESTWERDT wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Herford-Ost (G. A. 40, 51) beenden und die gleiche Aufnahme des Blattes Brackwede (G. A. 54, 2) beginnen. — Dienstbezirk: 1. Herford-Ost, 2. Brackwede. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

3. Provinz Hessen-Nassau.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. LEPPLA wird die geologische Aufnahme von Blatt Königstein (G. A. 68, 49) fortsetzen. — Dienstbezirk: Königstein. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Dr. NAUMANN wird die geologische Aufnahme des Blattes Rinteln (G. A. 40, 53) abschließen. — Dienstbezirk: Vlotho-Rinteln. (Siehe auch unter Provinz Westfalen und Fürstentum Lippe.)

Geologe Dr. AHLBURG wird die geologische Aufnahme der Blätter Rodheim (G. A. 68, 20) und Weilmünster (G. A. 68, 31) zum Abschluß bringen und die gleiche Aufnahme von Blatt Wetzlar (G. A. 68, 26) fortsetzen. — Dienstbezirk: 1. Rodheim-Wetzlar, 2. Weilmünster. (Siehe auch unter Rheinprovinz und II. Andere Arbeiten.)

Freiwilliger Mitarbeiter Geheimer Bergrat Professor Dr. v. KOENEN wird nach einer Revisionsbegehung des Blattes

Hannöv. Münden (G. A. 55, 32) die gleiche Aufnahme von Blatt Hofgeismar (G. A. 55, 31) weiterführen. — Dienstbezirk: Hofgeismar-Hannöv. Münden.

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. BLANCKENHORN wird die LANG'sche Aufnahme von Blatt Schwarzenborn (G. A. 69, 1) revidieren und die Blätter Neukirchen und Niederaula (G. A. 69, 7, 8) behufs Übertragung auf die neue topographische Grundlage und Abfassung der Erläuterungen 6 Wochen begehen. — Dienstbezirk: 1. Schwarzenborn, 2. Neukirchen-Niederaula.

4. Provinz Hannover, Herzogtum Braunschweig und Freie Reichsstadt Bremen.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. SCHROEDER wird den nordwestlichen Muldenschluß der subhercynen Kreidemulde auf Blatt Lesse (G. A. 41, 54) kartieren. — Dienstbezirk: Lesse. (Siehe auch unter Provinz Sachsen und Provinz Brandenburg, sowie unter II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Professor Dr. WOLFF wird mit Unterstützung eines der neu eintretenden Geologen die Blätter Bremen und Lesum (G. A. 23, 57, 51) geologisch-agronomisch aufnehmen. — Dienstbezirk: Lesum-Bremen. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Bezirksgeologe Dr. STOLLER wird das Blatt Ütze (G. A. 41, 36) fertig kartieren und die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Peine (G. A. 41, 42) beginnen. — Dienstbezirk: Ütze-Peine. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Bezirksgeologe Dr. HARBORT wird die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Wolfenbüttel und Schöppenstedt (G. A. 42, 50, 51) abschließen und die Schlußrevision des Blattes Braunschweig (G. A. 42, 44) vornehmen. — Dienstbezirk: 1. Wolfenbüttel-Schöppenstedt, 2. Braunschweig.

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. ERDMANNSDÖRFFER wird durch eine Schlußbegehung die geologische Aufnahme von Blatt Elbingerode (G. A. 56, 15) zum Abschluß bringen und alsdann den Harzanteil von Blatt Ballenstedt (G. A. 56, 18) voll-

enden. — Dienstbezirk: 1. Elbingerode, 2. Ballenstedt. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. BODE wird während der akademischen Ferien die begonnene geologische Aufnahme des Blattes St. Andreasberg (G. A. 56, 14) fortsetzen. — Dienstbezirk: St. Andreasberg.

5. Provinz Schleswig-Holstein.

Vakat.

6. Provinz Sachsen.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. SCHROEDER wird die Kartierung des Blattes Halberstadt (G. A. 56, 11) beenden. — Dienstbezirk: Halberstadt. (Siehe auch unter Provinz Hannover, Provinz Brandenburg und II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Dr. v. LINSTOW wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Eilenburg (G. A. 58, 32) vier Wochen weiterführen. — Dienstbezirk: Eilenburg. (Siehe auch unter Provinz Pommern.)

Landesgeologe Dr. SIEGERT wird die Aufnahme des Harzanteils des Blattes Quedlinburg (G. A. 56, 17) abschließen und Blatt Schraplau (G. A. 57, 33) für die 2. Auflage fertigstellen. — Dienstbezirk: 1. Quedlinburg, 2. Schraplau.

Landesgeologe Dr. KORN wird die Blätter Rogätz (G. A. 43, 39) und Niegripp (G. A. 43, 45) östlich der Elbe geologisch-agronomisch aufnehmen. — Dienstbezirk: Rogätz-Niegripp. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Bezirksgeologe Dr. WIEGERS wird die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Kolbitz und Dolle (G. A. 43, 38, 32) zum Abschluß bringen und zu der gleichen Aufnahme der Blätter Rogätz (G. A. 43, 39) und Niegripp (G. A. 43, 45) westlich der Elbe übergehen. — Dienstbezirk: 1. Dolle-Kolbitz, 2. Rogätz-Niegripp.

7. Provinz Brandenburg.

Abteilungsdirigent Geheimer Bergrat Prof. Dr. KEILHACK wird zwecks Abfassung der Erläuterungen für die verstorbenen

bzw. gefallenen Verfasser Begehungen auf den Blättern Fürstenwalde (G. A. 45, 41) und Cottbus-West (G. A. 59, 18) vornehmen und einen Teil des Blattes Hohenbocka (G. A. 59, 35) geologisch-agronomisch bearbeiten. — Dienstbezirk: 1. Fürstenwalde, 2. Cottbus-West, 3. Hohenbocka. (Siehe auch unter Provinz Schlesien und II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. SCHROEDER wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Joachimsthal (G. A. 45, 3) für die 2. Auflage bewirken. — Dienstbezirk: Joachimsthal. (Siehe auch unter Provinz Hannover, Provinz Sachsen und II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. JENTZSCH wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Beerfelde (G. A. 45, 35) zu Ende führen und die gleiche Aufnahme des Blattes Spreenhagen (G. A. 45, 40) in Angriff nehmen. — Dienstbezirk: 1. Beerfelde, 2. Spreenhagen.

Landesgeologe Professor Dr. GAGEL wird nach Beendigung der geologisch-agronomischen Aufnahme des Blattes Dierberg (G. A. 27, 58) die gleiche Aufnahme auf den Blättern Zechlin und Babitz (G. A. 27, 51, 50) ausführen. — Dienstbezirk: 1. Dierberg, 2. Babitz-Zechlin.

Landesgeologe Professor Dr. KAUNHOWEN wird 4 Wochen auf die Neuaufnahme der Blätter Berlin und Schöneberg (G. A. 45, 25, 31) verwenden und sodann die von dem Bezirksgeologen Dr. MEYER begonnene Aufnahme der Blätter Lübben und Lübbenau (G. A. 59, 4, 10) beenden. — Dienstbezirk: 1. Berlin-Schöneberg, 2. Lübben-Lübbenau. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Bezirksgeologe Dr. FLIEGEL wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Teupitz (G. A. 45, 50) beenden und die gleiche Aufnahme von Blatt Sperenberg (G. A. 45, 49) beginnen und auf diese Arbeiten 12 Wochen verwenden. — Dienstbezirk: Sperenberg-Teupitz. (Siehe auch unter Rheinprovinz und II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. CRAMER wird die Blätter Burg und Werben (G. A. 59, 11, 12) geologisch-agronomisch bearbeiten. — Dienstbezirk: Burg-Werben.

Bergassessor Dr. TORNOW wird die von dem gefallenen Bergassessor CLAUSNITZER begonnene geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Drebkau (G. A. 59, 24) beenden und die gleiche Aufnahme des Blattes Spremberg (G. A. 60, 25) bewirken. — Dienstbezirk: 1. Drebkau, 2. Spremberg.

8. Provinz Pommern.

Landesgeologe Dr. KLAUTZSCH wird die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Cröslin und Wolgast westlich der Peene (G. A. 11, 51, 57) bewirken. — Dienstbezirk: Cröslin-Wolgast. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Dr. v. LINSTOW wird nach einer achttägigen Schlußbegehung des Blattes Benz (G. A. 28, 5) und Beendigung einer dreiwöchigen Revisionsaufnahme von Blatt Stettin (G. A. 29, 32) die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Cröslin und Wolgast östlich der Peene (G. A. 11, 51, 57) sowie der Blätter Greifswalder Oie (G. A. 11, 46), Carlshagen (G. A. 11, 52) und Zinnowitz (G. A. 11, 58) in Angriff nehmen. — Dienstbezirk: 1. Benz, 2. Stettin, 3. Cröslin-Wolgast, 4. Greifswalder Oie, 5. Carlshagen-Zinnowitz. (Siehe auch unter Provinz Sachsen.)

Bezirksgeologe Dr. HESS v. WICHDORFF wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Wangerin (G. A. 30, 26) abschließen und die gleiche Aufnahme von Blatt Nörenberg (G. A. 30, 32) beginnen. — Dienstbezirk: Wangerin-Nörenberg.

9. Provinz Schlesien.

Abteilungsdirigent Geheimer Bergrat Prof. Dr. KEILHACK wird einen Teil des Blattes Hohenbocka (G. A. 59, 35) geologisch-agronomisch bearbeiten. — Dienstbezirk Hohenbocka. (Siehe auch unter Provinz Brandenburg und II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. ZIMMERMANN wird auf den Blättern Goldberg, Lähn, Schönau und Grö-

ditzberg (G. A. 61, 52, 57, 58, 51) das Schiefergebirge geologisch aufnehmen. — Dienstbezirk: 1. Lähn-Gröditzberg, 2. Goldberg-Schönau.

Landesgeologe Professor Dr. KÜHN wird Blatt Liebenthal (G. A. 61, 56) bis auf das Schiefergebirge fertigstellen. — Dienstbezirk: Liebenthal. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Dr. TIETZE wird nach Beendigung der geologisch-agronomischen Aufnahme des Blattes Breslau (G. A. 62, 53) die gleiche Aufnahme auf dem Blatte Kunitz (G. A. 61, 48) bewirken. — Dienstbezirk: 1. Breslau, 2. Kunitz. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Bezirksgeologe Dr. FINCKH wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Flachlandanteiles von Blatt Reichenbach (G. A. 76, 14) zu Ende führen und dann gemeinsam mit dem Bezirksgeologen Dr. BERG die geologische Aufnahme des Blattes Charlottenbrunn (G. A. 76, 13) beginnen. — Dienstbezirk: Reichenbach-Charlottenbrunn. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Bezirksgeologe Dr. BEHR wird nach Abschluß der geologisch-agronomischen Aufnahme auf dem Blatte Münsterberg (G. A. 76, 23) zu der gleichen Aufnahme von Blatt Lindenau (G. A. 76, 29) übergehen. — Dienstbezirk: Münsterberg-Lindenau.

Bezirksgeologe Dr. BERG wird die geologische Aufnahme des Blattes Warmbrunn (G. A. 75, 9) in etwa 2 Monaten beenden, die gleiche Aufnahme von Blatt Schreiberhau (G. A. 75, 8) beginnen und zwecks Abfassung der Erläuterungen für den in Gefangenschaft geratenen Professor Gürich Begehungen auf Blatt Jauer (G. A. 61, 60) ausführen sowie gemeinsam mit dem Bezirksgeologen Dr. FINCKH die geologische Aufnahme von Blatt Charlottenbrunn (G. A. 76, 13) in Angriff nehmen. — Dienstbezirk: 1. Schreiberhau-Warmbrunn, 2. Jauer, 3. Charlottenbrunn.

10. Provinz Posen, West- und Ostpreussen.

Vakat.

II. Hohenzollern.

Bezirksgeologe Dr. SCHMIERER wird zwecks Abfassung der Erläuterungen für den gefallenen Geologen Dr. MÜLLER Begehungen auf dem Blatte Hechingen (G. A. 84, 40) ausführen, die geologische Aufnahme des Blattes Balingen-Thanheim (G. A. 84, 46) abschließen und dann die gleiche Aufnahme des Blattes Jungingen-Thalheim (G. A. 84, 41) fortsetzen und ev. fertigzustellen suchen. — Dienstbezirk: 1. Hechingen-Jungingen, 2. Balingen.

II. Andere Arbeiten.

1. Wissenschaftlich-geologische Arbeiten.

(Geordnet nach Provinzen wie Teil I.)

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. LEPPLA: Fortsetzung der Übersichtsbegehungen zur Gliederung des Unter- und Vor-Devons usw. im Gebiet des Hunsrücks und der Eifel für eine Übersichtskarte. Grenzbegehungen mit Vertretern der Hessischen Geologischen Landesanstalt im Bereich der Blätter Wiesbaden (G. A. 67, 60) und Hochheim (G. A. 68, 55) zwecks Herstellung des Anschlusses.

Bezirksgeologe Dr. FLIEGEL: Begehungen unter Zuziehung des Bergassessors HÖPPNER und eines der neu eintretenden Geologen im Interesse der einheitlichen Darstellung der Diluvialablagerungen in der Gegend zwischen Kaldenkirchen und Düsseldorf.

Bezirksgeologe Dr. FUCHS: Übersichtsbegehungen im Bergischen Lande zum Abschluß der geologischen Übersichtskarte des Sauerlandes und Bergischen Landes. Zehntägige Begehung zwischen Rhein und dem östlichen Taunus zur Verfolgung der Zone der Cypricardellenbänke an der Basis der Untercoblenzschichten. Begehung in der Soetenicher Mulde zum Vergleich des Sauerländischen Unter- und Mitteldevons mit jenem der Eifel.

Geologe Dr. MESTWERDT: Begehung des Bielefeld-Herforder Liasgebietes (8 Tage).

Geologe Dr. AHLBURG: Fortsetzung der Übersichtsbegehungen im Devon und Silur des nördlichen Lahngebietes.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. SCHROEDER: Fortlaufende Untersuchung der Kaliwerke Vienenburg und Flachstöckheim. Begehung der Blätter Schwanebeck, Dardesheim, Osterwiek und Wernigerode behufs Herstellung einer geologischen Übersichtskarte der subhercynen Kreidemulde. — (G. A. 56, 3, 4, 5, 9). — Dienstbezirk: 1. Schwanebeck-Dardesheim, 2. Osterwiek-Wernigerode.

Landesgeologe Professor Dr. DENCKMANN: Vergleichende Studien im Gebiete des Selketales zur Aufklärung der Stratigraphie des Unterharzes. Gemeinsam mit dem Freiwilligen Mitarbeiter Professor Dr. ERDMANNSDÖRFFER: Untersuchung des Rammelsberger Erzlagers.

Bezirksgeologe Dr. STOLLER: Untersuchung der Tertiärschichten in der Gegend zwischen Diepholz und Nienburg a. d. Weser (8 Tage).

Abteilungsdirigent Geheimer Bergrat Prof. Dr. KEILHACK: Festlegung der Endmoränenzüge in der Mittelmark zwischen Oder und Havel.

Landesgeologe Prof. Dr. KÜHN: Untersuchung neuer Aufschlüsse auf den Blättern Lähn, Schönau, Goldberg und Gröditzberg (G. A. 61, 57, 58, 52, 51). (3 Monate.)

Landesgeologe Dr. TIETZE: Verfolgung des Lissaer Endmoränenzuges (8 Tage). Gemeinsam mit dem Bezirksgeologen Dr. FINCKH: Begehung der Weistritz-Terrassen. (8 Tage.)

Landesgeologe Dr. KORN: Nach Beendigung der geologischen Aufnahmen in der Provinz Sachsen. Verfolgung der Mittel-Posenschen Endmoräne nach Westen. Untersuchung der Oser des Odergletschers. Verfolgung der neu aufgefundenen Endmoränen zwischen der Küddow und dem Odergletscher. Untersuchung des Dünengebietes im Netzetal bei Czarnikau.

Landesgeologe Professor Dr. KAUNHOWEN: Verfolgung der

Aufschlüsse im Tagebau in Palmnicken und am Masurischen Kanal.

2. Instruktionskurse.

Vakat.

3. Praktisch-geologische Arbeiten.

a) Wasserversorgung.

Die Wasserversorgungsprojekte werden nach Maßgabe der einlaufenden Anträge in der bisherigen Weise bearbeitet.

Es werden ferner nach Maßgabe der einlaufenden Anträge wie bisher ausgeführt:

b) Begutachtung und Prüfung von Talsperren und Stauanlagen,

c) Untersuchung von Heilquellen und Abgrenzung von Schutzgebieten,

d) Untersuchung von Kanal- und Wasserbauten,

e) » » Eisenbahn- und Tunnelaufschlüssen,

f) » » Domänen und Gütern,

g) Aufnahmen in der Umgebung von Landwirtschaftsschulen.

Die geologisch-agronomischen Aufnahmen von Lehrfeldern in der Umgebung von Landwirtschaftsschulen werden fortgesetzt, und zwar:

In Schleswig-Holstein: Kappeln (G. A. 7, 22) durch Landesgeologen Professor Dr. Wolff. — Dienstbezirk: Kappeln.

In Westpreußen: Marienburg (G. A. 16, 59) Revisionsbegehungen durch den Landesgeologen Dr. Klautzsch zwecks Abfassung der Erläuterungen usw. für den verstorbenen Bezirksgeologen Dr. Soenderop. — Dienstbezirk: Marienburg.

h) Bergwirtschaftliche und technische Untersuchungen.

Untersuchungen der Rammelsberger Erzlagerstätte nach Vollendung der topographischen Karte 1:5000.

Fortsetzung der Westfälischen Flözkarte 1:25 000 und Verfolgung der neuen Grubenaufschlüsse usw. im Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirk.

4. Verfolgung und Bearbeitung von Bohraufschlüssen.

Auch in diesem Jahre wird eine Anzahl Bohrungen in wissenschaftlichem Interesse mit dem eigenen Bohrapparat ausgeführt.

Es sind außerdem sämtliche Geologen angewiesen, die Bohraufschlüsse der Tiefbohrungen in ihren Bezirken und, falls erforderlich, in den Nachbargebieten zu verfolgen.

Personal-Bestand
der Königl. Preuss. Geologischen Landesanstalt
am 31. Dezember 1914.

---

a) Direktor.

F. Beyschlag, Dr. phil., Professor, Geheimer Oberbergrat, Mitglied des Reichsgesundheitsrates, Mitglied des Zentraldirektoriums der Vermessungen, Dozent an der Bergakademie, Stellvertretender Vorsitzender der Prüfungskommission für Bergreferendare.

b) Abteilungsdirigenten.

1. P. Krusch, Dr. phil., Professor, Abteilungsdirigent für die Aufnahmen im Gebirgslande, Dozent an der Bergakademie.
2. K. Keilhack, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat, Dirigent der Abteilung für Flachlandsaufnahmen, Dozent an der Bergakademie.

c) Landesgeologen.

1. H. Schroeder, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat.
2. A. Jentzsch, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat.
3. E. Zimmermann, Dr. phil., Professor, desgl.
4. A. Leppla, Dr. phil., Professor, desgl.
5. A. Denckmann, Dr. phil., Professor, Dozent an der Bergakademie.
6. C. Gagel, Dr. phil., Professor, Dozent an der Bergakademie.
7. B. Kühn, Dr. phil., Professor, Dozent an der Bergakademie.
8. R. Michael, Dr. phil., Professor, Dozent an der Bergakademie.

9. P. G. Krause, Dr. phil., Professor, Dozent an der Forstakademie in Eberswalde.
10. F. Kaunhowen, Dr. phil., Professor.
11. W. Wolff, Dr. phil., Professor.
12. A. Klautzsch, Dr. phil.
13. W. Weissermel, Dr. phil., Professor, Privatdozent an der Bergakademie.
14. O. von Linstow, Dr. phil.
15. W. Koert, Dr. phil.
16. O. Tietze, Dr. phil.
17. W. Wunstorf, Dr. phil.
18. L. Siegert, Dr. phil.
19. J. Korn, Dr. phil.
20. E. Naumann, Dr. phil.

d) Sammlungs-Kustoden.

1. J. Boehm, Dr. phil., Professor.
2. O. Schneider, Dr. phil.
3. E. Picard, Dr. phil.
4. W. Gothan, Dr. phil.

c) Bezirksgeologen.

1. L. Schulte, Dr. phil.
2. F. Schucht, Dr. phil., Dozent an der Landwirtschaftlichen Hochschule.
3. H. Menzel, Dr. phil.
4. L. Finckh, Dr. phil., Privatdozent an der Bergakademie.
5. F. Wiegers, Dr. phil.
6. B. Dammer, Dr. phil.
7. G. Fliegel, Dr. phil., Dozent an der Landwirtschaftlichen Hochschule.
8. H. Hess von Wichdorff, Dr. phil.
9. J. Stoller, Dr. rer. nat.
10. J. Behr, Dr. phil.
11. A. Fuchs, Dr. phil.
12. Th. Schmierer, Dr. rer. nat., Redakteur des Jahrbuchs.

13. O. Grupe, Dr. phil.
14. G. Berg, Dr. phil.
15. E. Harbort, Dr. phil., Privatdozent an der Bergakademie.
16. E. Meyer, Dr. phil.

f) Außeretatsmäßige Geologen.

1. R. Bärtling, Dr. phil., Privatdozent an der Bergakademie.
2. J. Schlunck, Dr. phil.
3. A. Mestwerdt, Dr. phil.
4. W. Quitzow, Dr. phil.
5. J. Ahlburg, Dr. phil.
6. E. Schmidt, Dr. phil.
7. W. Henke, Dr. phil.
8. R. Cramer, Dr. phil.
9. P. Assmann, Dr. phil.
10. O. Barsch, Dr. phil.
11. O. Haack, Dr. phil.
12. E. Zimmermann, Dr. phil.
13. Renner, Dr. phil.
14. Herrmann, Dr. phil.

g) Probegeologen.

1. Paeckelmann, Dr. phil.
2. Quiring, Dr. phil. u. ing., Bergassessor.
3. Kegel, Dr. phil.
4. Frank, Dr. phil.

h) Zur Beschäftigung überwiesen.

1. Baumann, Bergassessor.
2. Seidl, Bergassessor.
3. Flegel, Dr., Bergassessor.
4. Tornow, Dr., Bergassessor.
5. Paehr, Bergassessor.
6. Wencker, Bergassessor.
7. Höppner, Bergassessor.
8. Schlafke, Bergassessor.

i) Assistenten.

1. P. Dienst, Dr. phil., Bergreferendar.
2. W. Haardt, Dr. phil.

j) Teilnehmer a. d. geologischen Aufnahmearbeiten.

I. Etatsmäßige Professoren der Bergakademie.

1. R. Scheibe, Dr. phil., Geheimer Bergrat, Professor, Lehrer der Mineralogie an der Bergakademie.
2. H. Rauff, Dr. phil., Professor, Lehrer der Geologie und Paläontologie an der Bergakademie.

II. Freiwillige auswärtige Mitarbeiter.

1. A. von Koenen, Dr. phil., Geheimer Bergrat, Ordentl. Professor an der Universität in Göttingen.
2. E. Kayser, Dr. phil., Geheimer Regierungsrat, Ordentl. Professor an der Universität in Marburg.
3. E. von Seyfried, Dr. phil., Major a. D., Wiesbaden.
4. M. Blanckenhorn, Dr. phil., Professor, Privatdozent an der Universität Erlangen, Halensee bei Berlin.
5. E. Kaiser, Dr. phil., Professor a. d. Universität in Gießen.
6. H. Stille, Dr. phil., Direktor der Sächsischen Geologischen Landesanstalt.
7. A. Bode, Dr. phil., Professor an der Bergakademie in Clausthal.
8. O. H. Erdmannsdörffer, Dr. phil., Professor an der Technischen Hochschule in Hannover.

k) Geologische Zentralstelle für die deutschen Schutzgebiete.

1. W. Koert, Dr. phil., Vorsteher.

Freiwillige Mitarbeiter für die Geologische Zentralstelle für die deutschen Schutzgebiete.

1. Lotz, Dr. phil.
2. Range, Dr. phil., Kaiserl. Regierungsgeologe.

l) Laboratorium für Gesteins- und Mineralanalyse.

1. Dirigent: A. Stavenhagen, Dr. phil., Etatsmäßiger Professor für Chemie und Dirigent des chemischen Laboratoriums an der Bergakademie.

2. Chemiker: K. Klüss, Dr. phil.
3. A. Eyme, Dr. phil.

m) Laboratorium für Bodenuntersuchung.

1. Vorsteher: R. Gans, Dr. phil., Professor, Landesgeologe.
2. Chemiker: R. Wache, Dr. phil.
3. Chemiker: A. Böhm, Dr. phil.
4. Loebe, Dr. phil., Privatdozent an der Bergakademie.
5. Heuseler, Dipl.-Ing.
6. H. Pfeiffer, Dr. phil.
7. K. Muenk, Dr. phil.
8. A. Laage, Dr. phil.
9. Tuchel, Dr. phil.

n) Bibliothek.

1. Vorsteher: Picard, Dr. phil., s. o.
2. Regling, Bibliothekssekretärin.
3. G. Baensch, Gehilfin.
4. H. Tuebben, Gehilfin.
5. Winkelmann, Gehilfin.

o) Vertriebsstelle.

1. Vorsteher: O. Hoffmann, Sekretär.
2. Kloss, Gehilfin.

p) Kasse.

1. H. Lauenroth, Rendant.

q) Verwaltungsbureau.

1. F. Baldes, Sekretär, Vorsteher.
2. A. Schiele, »
3. J. Louis, »
4. C. Sandeck, »
5. E. Klein, »
6. P. Strohm, »
7. Velte »
8. A. Bauer, »
9. F. Eisenbeis, Bureaudiätar

10. Vandam, Kanzleisekretär, Vorsteher.
11. A. Wiedewald, Kanzlist.
12. Schramm, »
13. Lipowski, Kanzleidiätar.

r) Topograph.

1. G. Otto, Topograph.

s) Zeichnerbureau für wissenschaftliche Veröffentlichungen.

1. G. Hoffmann, Vorsteher.
2. C. Többicke, Zeichner.

t) Zeichnerbureau für Gebirgslandsaufnahmen.

1. M. Pütz, Zeichner, Vorsteher.
2. J. Nowack, Zeichner.
3. P. Geyer I, »
4. F. Kuhne, Zeichner.
5. E. Breitkopf, »
6. W. Schwarz, Zeichner.
7. E. Geyer II, »
8. F. Günther, Zeichnergehilfe
9. Zimmermann, »
10. Scholz, »
11. H. Menge, »
12. Mende, Zeichneranwärter.
13 Schmidt, »

u) Zeichnerbureau für Flachlandsaufnahmen.

1. Th. Wölfer, Dr. phil., Oberlandmesser, Vorsteher.
2. F. Sange, Zeichner.
3. A. Lehmann, »
4. G. Linke, »
5. P. Rothe, »
6. W. Reinke, »
7. C. Wagemann, Zeichnergehilfe.
8. R. Fiedler, »

v) Bohrmeister.

1. P. Schreiber.

w) Stenographin.

1. B. Rutschmann.
2. W. Icus-Rothe.

x) Unterbeamtenpersonal.

α) Etatsmäßig.

1. Beyer, Kastellan.
2. Ehringhausen, Hauswart.
3. Neubauer, Präparator.
4. Siebert, Bibliotheksdiener.
5. Kretschmann, Bureaudiener.
6. Ebeling, Bibliotheksdiener.
7. Barheine, Bureaudiener.
8. Jung, Maschinist,
9. Becker, Bureaudiener.
10. Krüger, Sammlungsdiener.
11. Dombrowski, Drucker.
12. Brassel, Hauswart.
13. Eckstein, Laboratoriumsdiener.
14. Pinke, Bureaudiener.
15. Scholz, Bureaudiener.

β) Außeretatsmäßig.

16. Wünsche, Lohnarbeiter in Hilfsdienerstellung.
17. Finkenstein, » » »
18. Ingber, » » »
19. Jensch, » » »
20. Heller, » » »
21. Wehner, » » »
22. Wolter, » » »
23. Schmidt, » » »
24. Lorenz, » » »
25. Baum, » » »

Korrespondenten der Königl. Geologischen Landesanstalt

am 31. Dezember 1914.

Rheinprovinz und Fürstentum Birkenfeld.

1. Dr. O. Follmann, Oberlehrer, Koblenz, Eisenbahnstr. 38.
2. Dr. Geisenheyner, Professor, Kreuznach.
3. Alexander Hahn, Idar (Fürstentum Birkenfeld).
4. Dr. W. Löscher, Oberlehrer, Essen, Königsteinerstr. 19 I.
5. Dr. Franz Winterfeld, Professor, Mülheim a. Rhein, Sedanstr. 9.
6. Lieser, Rektor, Remscheid-Stachelhausen.
7. Dr. A. Schlickum, Oberlehrer, Cöln, Vorgebirgsstraße.
8. Spriestersbach, Rektor, Remscheid-Reinshagen.
9. Dr. Waldschmidt, Professor, Elberfeld.
10. Dr. Edmund Liebetrau, Professor, Oberlehrer, Essen, Renatastr. 2.
11. Schmitz, Steuerinspektor, Münstereifel.
12. Koch, Bergwerksdirektor, Bonn, Argelanderstr. 36.
13. E. Schroeder, Lehrer, Montjoie.
14. Karl Geib, Gymnasiallehrer, Kreuznach.
15. Dr. Wolf, Landrichter, Elberfeld.
16. Dr. W. Normann, Emmerich a. Rhein.

Provinz Westfalen.

17. Dr. med. Torley, Arzt, Iserlohn.
18. Ernst Zimmermann, Lehrer, Schwelm i. W.
19. Kopp, Dr. med., Herford, Kurfürstenstr.
20. A. Zickgraf, Dr., Oberlehrer, Bielefeld.
21. Dr. Neumann, Oberlehrer a. d. Landwirtschaftsschule, Herford.
22. Dr. med. Baruch, Sanitätsrat, Paderborn, Friedrichstr. 39.
23. Dr. Schrader, Oberlehrer, Paderborn.
24. H. Quantz, Professor, Oberlehrer, Gronau i. W.
25. Dr. Kluth, Professor, Oberlehrer, Höxter.
26. A. Franke, Lyceal-Lehrer an der Höheren Mädchenschule, Dortmund, Junggesellenstr. 18.
27. Thürnau, Reg.-Baumeister, Hemfurth a. Eder.
28. W. Althoff, Bielefeld, Wertherstr. 30.

Provinz Hessen-Nassau.

29. O. Kleim, Lehrer, Cassel, Unterneustädterkirchplatz 5.
30. Möbus, Grubenverwalter, Oberscheld b. Dillenburg.
31. Schwalm, Lehrer, Obergrenzebach (Kr. Ziegenhain), Bez. Cassel.
32. Dr. A. Stamm, Professor, Oberlehrer, Hersfeld.
33. Fürst, Winterschuldirektor, Hersfeld.
34. Georg, Steuerinspektor, Homberg (Bez. Kassel).
35. Karl Fischer, Ingenieur, Frankfurt a. M., Friedrichstraße 47.
36. Joseph Vonderau, Professor, Hauptlehrer, Fulda.
37. List, Winterschuldirektor, Ziegenhain.
38. Haberland, Waisenhausinspektor, Cassel.

Provinz Hannover.

39. Battermann, Stadt-Kämmerer, Springe a. D.
40. Gravenhorst, Baurat, Stade.
41. W. Ritterhaus, Bergingenieur, Goslar.
42. Sachse, Bergrat, Lüneburg.
43. Hermann Brandes, Rentner, Hoheneggelsen Nr. 235.
44. Dr. phil. et med. Hamm, Osnabrück, Krahnstr. 3.
45. Dr. Peter Wagner, Hildesheim, Goschenstr. 36.
46. W. Bergmann, Bergwerksdirektor, Gr. Ilsede (Peine).
47. Brandt, Ökonomierat, Direktor der Landwirtschaftlichen Winterschule, Neustadt a. R.
48. Dr. Wermbter, Direktor, Hildesheim.
49. Beckert, Direktor der Moorversuchsstation, Aurich.
50. Dr. Bödige, Professor, Osnabrück.
51. Dr. med. ter Beek, Emden.
52. W. Dunkmann, Oberlehrer, Professor, Aurich.
53. Lohmann, Winterschuldirektor, Winsen a. d. L.

Oldenburg, Braunschweig und Lippe.

54. Cruse, Apotheker, Halle in Braunschweig.
55. Dr. A. Wollemann, Professor, Oberlehrer, Braunschweig, Rosental 6 I.

56. Ballerstedt, Professor Dr., Bückeburg.
57. W. Schwarzenauer, Bergwerksdirektor, Helmstedt.
58. Borgstätte, Dr., Dessau, Herzogl. Katasterbureau.

Schleswig-Holstein und Lübeck.

59. Dr. Friedrich, Professor, Lübeck, Geibelplatz.
60. Dr. R. Struck, Professor, Lübeck, Ratzeburger Allee 14.
61. Dr. Sonder, Apothekenbesitzer, Oldesloe.
62. König, Professor Dr., Oberlehrer a. d. Landwirtschaftsschule, Flensburg.
63. Dr. Th. Engelbrecht, Gutsbesitzer, Mitglied des Hauses der Abgeordneten, Obendeich b. Glückstadt.
64. G. Kretschmann, Lehrer, Bramfeld bei Hamburg.
65. H. Phillipsen, Lehrer a. D., Flensburg.
66. Schiller-Titz, Schriftsteller, Kl. Flottbeck b. Hamburg.

Provinz Sachsen.

67. Dr. Franke, Professor, Schleusingen.
68. Hermann Gutbier, Stadtarchivar, Langensalza.
69. Koch, Oberförster, Wernigerode a. Harz.
70. Herbst, Ökonomierat, Artern.
71. Dr. Ludwig Henkel, Professor, Schulpforta.
72. Dr. Wieprecht, Neuhaldensleben.
73. Dr. W. Wolterstorff, Kustos am Museum für Natur- u. Heimatkunde, Magdeburg, Domplatz 5.
74. Prof. Dr. Mertens, Direktor des Museums für Natur- u. Heimatkunde, Magdeburg, Domplatz 5.
75. Bock, Kantor und Lehrer, Emden-Neuhaldensleben.
76. Konrad Zechlin, Apotheker, Salzwedel.
77. Carl Elbe, Apothekenbesitzer, Kemberg, Bez. Halle.
78. Otto Landmann, Lehrer, Stolberg i. Harz.
79. Dr. Storp, Kgl. Forstmeister, Lautenthal a. Harz.
80. H. Morich, Rektor, Clausthal a. Harz.
81. Olzhausen, Rektor, Salzwedel.
82. Bernh. Klett, Mittelschullehrer, Mühlhausen i. Th.

Thüringische Staaten.

83. Alfred Auerbach, Rektor, Verwalter des städt. Museums, Gera.
84. Dr. F. Ludwig, Hofrat, Professor, Greiz.
85. Heinrich Friedr. Schäfer, Bankbeamter, Gotha, Leesenstr. 23.
86. Dr. W. Halbfass, Professor, Jena.
87. Erwin Hartenstein, Professor, Schleiz.
88. Dr. Karl Kolesch, Professor, Jena.
89. Dr. Paul Michael, Professor, Weimar, Kohlstr. 18.
90. Traug. Möbius, Bergwerksbetriebsleiter, Gr. Kamsdorf b. Unterwellenbach.
91. E. Lux, Kantor, Ohrdruf.
92. Böhnisch, Gewerberat, Altenburg, S.-A.
93. Amende, Oberlehrer, Altenburg, S.-A.
94. R. Wagner, Oberlehrer, Zwätzen bei Jena.
95. Rathing, Apotheker in Leutenberg b. Eichicht.
96. Vollhardt, Bergrat in Lehesten (Sachsen-Meiningen).
97. Dr. K. Löscher, Professor, Gera, Markt 5.
98. Dr. Schnell, Oberlehrer, Mühlhausen, i. Thür.
99. Kubierschky, Direktor, Eisenach, Richardstr. 4.
100. Kirste. Ernst, Rektor, Altenburg, S.-A.
101. Czygan, Landwirtschaftslehrer, Leipzig, Josephinenstr. 14 I.
102. Ernst Kretschmer, Mittelschullehrer, Gera (Reuß).
103. Dr. Max Treibisch, Coburg.

Anhalt.

104. O. Merkel, Steinbruchsbesitzer, Bernburg.
105. Dr. Ströse, Professor, Dessau, Roonstr. 20.
106. Dr. Borgstätte, Landmesser, Dessau, Goethestr. 16.

Provinz Brandenburg.

107. Grässner, Geheimer Bergrat u. Vortragender Rat im Reichsamt des Innern, Schlachtensee b. Berlin.
108. Bernhardi, Ziegeleibesitzer auf Crummendorf b. Züllichau.
109. Professor Dr. Eugen Höhnemann, Oberlehrer, Landsberg a. W., Küstriner Str. 3.

110. K. Jenning, Realschul-Lehrer, Wittenberge (Reg.-Bezirk Potsdam), Schleusenstr.
111. Keilhack, Kreisbaumeister, Belzig.
112. Dr. Rödel, Professor, Frankfurt a. O.
113. Schülke, Obersteiger, Liebenow (Kr. Landsberg).
114. Krahmann, Max, Professor, Bergingenieur, Berlin NW. 23, Händelstr. 6.
115. Th. Schultke, Lehrer, Friedenau, Fregestr. 61 I.
116. Scheer, Rektor, Alt-Glienicke i. d. Mark.
117. Dr. Nickel, Professor, Oberlehrer, Frankfurt a. O.
118. Dr. H. Jentsch, Professor, Guben, Jentschplatz.
119. Domnick, Pfarrer, Pfaffendorf i. d. Mark.
120. Dr. Samter, Halensee, Friedrichsruher Str. 21.
121. Joh. Schmidt, Pfarrer, Ketzin a. d. Havel.
122. Schütz, Lehrer a. D., Lenzen a. d. Elbe.
123. Dr. Alfred Berg, Oberlehrer, Berlin-Halensee, Nestorstr. 11.

Provinz Pommern.

124. Hoyer, Winterschul-Direktor, Demmin.
125. Dr. Paul Lehmann, Gymnasialdirektor a. D., Geheimer Studienrat, Leipzig, Kantstr. 15.
126. Dr. Mathias, Professor, Oberlehrer, Schlawe.
127. Dr. Speiser, Kreisarzt, Labes.
128. Dr. Gerlach, Rektor, Lauenburg i. P.

Provinz Schlesien.

129. Max Grundey, Königl. Landmesser, Kattowitz, Göthestr. 3.
130. Gäbler, Oberbergamtsmarkscheider a. D., Breslau, Hohenzollernstr. 37/39 II.
131. C. W. Zimmer, Bankier, Löwenberg.
132. Franz Bartonec, Bergrat in Freiheitsau (Österr.-Schlesien).
133. Dr. G. Meyer, Professor, Görlitz, Reichenberger Str. 15.
134. Théremin, Direktor der Landw. Winterschule, Trebnitz in Schlesien.

Provinz Posen.

135. Dr. Nanke, Oberlehrer, Professor, Samter.
136. Freystedt, Landesbauinspektor, Posen-Ost.
137. Dr. Schütze, Oberlehrer, Posen, Colombstr. 20.
138. Müller, Winterschuldirektor, Birnbaum.

Provinz Westpreussen.

139. v. Broen, Apothekenbesitzer, Konitz.
140. Hans Hennig, Professor, Graudenz, Lindenstr. 20.
141. Dr. Kämpfe, Kreisarzt, Medizinalrat, Carthaus.
142. Dr. phil. Hans Preuss, Seminarlehrer, Löbau.
143. Professor Dr. Seligo, Oberfischmeister, Geschäftsführer des Westpr. Fischereivereins, Danzig, Schwarzes Meer.
144. Dr. Semrau, Oberlehrer, Vorsitzender des Kopernikus-Vereins, Thorn.
145. Scholz, Rechnungsrat, Oberlandesgerichtssekretär, Marienwerder.
146. E. Weissermel, Rittergutsbesitzer, Rittmeister a. D., Gr.-Kruschin (Kr. Strasburg, Westpr.).
147. F. Weissermel, Geheimer Regierungsrat und Spezialkommissar, Mitglied des Hauses der Abgeordneten, Konitz, Bahnhofstr. 58.
148. Schimanski, Dr. med., Sanitätsrat, Stuhm.
149. Heym, Rektor, Briesen.

Provinz Ostpreußen.

150. Dr. J. Abromeit, Professor, Königsberg i. Pr., Tragheimer Kirchenstr. 30.
151. Dr. Fritsch, Oberlehrer, Professor, Tilsit.
152. Dr. med. Richard Hilbert, Sanitätsrat, Sensburg.
153. Dr. G. Klien, Professor, Dirigent der Landwirtschaftlichen Versuchsstation, Königsberg i. Pr., Langereihe 3.
154. Dr. Müller, Professor, Gumbinnen.
155. Rademacher, Apotheker, Nordenburg (Kr. Gerdauen).
156. Beckherrn, Dr., Direktor der Landwirtschaftlichen Schule, Marggrabowa.
157. Oskar Menzel, Skollmen, Post Rogehnen (Kr. Pr. Holland).
158. Dr. Pieper, Professor, Gumbinnen, Lindenstr. 15.
159. Vogel, Professor, Königsberg i. Pr., Hinter-Roßgarten 48.
160. Dr. Zweck, Professor, Oberlehrer, Königsberg i. Pr., Schönstr. 18a.
161. v. Perbandt, Landrat, Bischofsburg.

Sach-Register.

(Die Fossilnamen sind cursiv gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profilzeichnungen, Analysen usw. enthalten, und die Tafelnummern sind ***fett*** *gedruckt.)*

Seite

A.

Abrasionsflächen, Entstehung, Taf. **10**, Fig. 3 137
Abrasionswirkungen der Sturmflut 112
Acmaea spec. indet. 15, 25
Acme Diezi 66
Acrodus lateralis 371
Actaeon ovum 18
Actaeonina Binckhorsti 18
» *doliolum* 18
Actinocamax granulatus . . 422, 423
» *Grossouvrei* . . . 423
» *quadratus* 421
» *verus* . . 19, 422, 423
» *westfalicus* . 19, 31, 32, 24
Ägirinaugit in Auswürflingen Eifel . 219, 245, 248
» in Noseansanidinit Eifel, Taf. **19** . . 223
Ägirinaugitauswürflinge Eifel 248, 249
Ägirinaugitsanidin in Auswürflingen Eifel 226, 246
Ägirinisierung von Biotit in Auswürflingen Eifel, Taf. **17** . . 242
Aegoceras bifer 454
» *maculatum* 456
» *Taylori* 455
Agassiceras miserabile 454
» *Scipionianum* . . . 452
Alaria subpunctata 469
Albquerrisse 501
Alethopteris Grandini 380
Alkalifeldspatgneis als Auswürfling . . . 229
» , biotitführend 230
Alftertal-Sammelbecken 629
Alluvialer Sapropelit 307
Alluvium Hechingen 487
» Hilden 555
Amaltheus spinatus . . . 457, 458
Amauropsis exaltata 16
Ammonites olifex 452
» *rhotomagensis* . . . 418
» spec. indet. 421
» *tridorsatus* 421
Anacardites curta 388
Analcim in Augitbomben Eifel . 209
Ananchites ovata 421
Anatina lanceolata 14
Ancylus decussatus 57
Andalusit in Andalusitglimmerhornfels Eifel . . . 236
» in Andalusitglimmerschiefer Eifel . 230, 231
» in Andalusitphyllit Eifel 233
Andalusitbiotitschiefer als Auswürfling 235
Andalusitglimmerhornfels als Auswürfling 235

Seite

Andalusitglimmerhornfels, Andalusit in 236
Andalusitglimmerhornfels, pyrometamorph 235
Andalusitglimmerschiefer als Auswürfling 230
Adalusitglimmerschiefer, Andalusit in 230, 231
Andalusitglimmerschiefer, Biotit in 231, 232
Andalusitglimmerschiefer, Granat in 230, 231
Andalusitglimmerschiefer, Sillimanit in 231
Adalusitphyllit als Auswürfling . 233
» , Andalusit in . . 233
Angulatenschichten Hechingen . 451
Anisocardia minima 474
Anisoceras armatum 19
Anisomyon elegantissimus, Taf. **1**, Fig. 8, 8a . . . 18, 26
» spec. indet., Taf. **1**, Fig. 9 . . . . 18, 29
Anlaufrinnen an Strudellöchern, Taf. **22, 23** 273
Anodonta cellensis 360
» *piscinalis* 360
» spec. indet. . . 263, 358
Anomia lamellosa 9
» *opalina* 464, 465
» *subtruncata* 9
Anoplophora brevis . 566, 570, 573
» *lettica* . . . 566, 570
Anoplophorasandstein Rinteln . 573
Apatit in Ägirinaugitauswürflingen 249
» in Augitbomben . . . 209
» in Auswürflingen . . . 246
Apatitführende Augithornblendebomben . 210, 211
Aplit Warmbrunn 632
Aporrhais granulata 17
» *nagorzanyensis* . . . 17
» *Nilssoni*. 17
» *stenoptera* 17
Aptychus laevis. 478

Seite

Aptychus lamellosus 478
Arca glabra. 419
» *radiata* 11
» *undulata* 11
Arianta arbustorum 487
Arietenschichten Hechingen . . 452
Arietites Bucklandi 452
» *latisulcatus* 452
» *longidomus* 452
» *rotiformis* 452
» *spiratissimus* 452
Artefakte 283
Aspidoceras bispinosum 479
» *inflatum macrocephalum* 478, 479
» *Lothari* 478
» *nudatum*. 479
» *semiarmatum* . . . 477
Asplenium subcretaceum 388
» *Wegmanni* 388
Astarte depressa 474
» *excavata* 469
» *Kickxii* 588
» *Roemeri* 21
» *similis* 11, 21
» *Voltzi* 463
Augit in Augitbomben . . 207, **208**
» in Augithornblendebomben 214
» in basalt. Bomben . . . 206
» in Biotitaugitbomben . . 215
» in Leucitbasalt 193
Augitbomben, Taf. **17** . 204, 207, 210
» , Analcim in . . . 209
» , Apatit in . . . 209
» , Augit in . . 207, **208**
» , Biotit in . . . 219
» , Hornblende in . . 207
» , Melanit in . . . 209
» , Nosean in . . . 209
Augiteinsprenglinge in Leucitbasalt . . 193
» in Melilithbasalt . . 198
Augithornblendebomben, Apatit in 210, 211
» , Augit in 214

Seite
Augithornblendebomben, Titanit in 213
Augittuff Eifel 204
» , Lapilli in 204
Auricula sulcata 418
Auswürflinge Eifel, Taf. **14—21** 177, 184, 241
Auswürflinge, ägirinaugitführend . 245
» , ägirinaugitsanidinführend . . 226, 246
» , apatitführend . . 246
» , biotitführend . . 244
» , dumortieritführend 225
» , hornblendeführend 245
» , krystalline Schiefer führend 226
» , sanidinführend 213, 244
» , skapolitführend . 225
» , titanitführend . . 246
» , Verglasung . . . 243
Avicula caudigera 8
» *contorta* 579
» *glabra* 8
» *inaequivalvis* 452
» *lobata* 8
» *modioliformis* 8
Axinus (Cryptodon) obtusus . . 588
» » *unicarinatus* . 588

B.

Bactryllien in Gipsmergel Hechingen 436
Baculites anceps 19
» *incurvatus* 19
» *rotundus* 19
Bairdienkalk 572
Balanocrinus subteres . . . 457, 476
Basalt Eifel, Taf. **14—21** 177, 184, **186**
» Killer Kopf (Eifel) . 184, **186**
» Rockeskill (Eifel), Taf. **14—21** 177
» Ziegenhain 605
Basaltische Bomben Eifel . 204, 205
» » , augitführend 206
» » , hornblendeführend . . 206
Basaltischer Leucittuff Eifel . . 206
Basaltischer Schlackentuff Eifel . 189
Basaltlaven Eifel 192
Basalttuff Rhön 62
» Ziegenhain 612
Bausandsteinzone Ziegenhain . . 585
Bayania Nysti 40
» *fasciata* 40
Beckensand Lübeck, Süßwasserconchylien 262
Beckenton Logau **265**
» Lübeck 264
» » , Ablagerungsdauer . . . 265
» » , Pflanzenreste in 266
» » , Stauchungen **265**
Belemnitella mucronata . . 420, 421
Belemnitenschlachtfelder . . . 456
Belemnites acutus 452, 451
» *breviformis* . . 462, 464
» *brevispinatus* . . . 471
» *clavatus* 458
» *compressus* 457
» *elongatus* 456
» *Gingensis* 470
» *hastatus* . . . 476, 478
» *lagenaeformis* 457
» *paxillosus* 456, 457, 458, 459
» *quadratus* 420
» *Quenstedti* 462
» spec. indet. 19
» *spinatus* 466
» *subclavatus* 464
» *Trautscholdi* 471
Bembidium punctulatum 323
Berenicea margopunctata . . . 471
Bergeria angulata 426
Bergsturz Rügen 117
Beta-Kalk 454
Betula nana 267
Biotit, Ägirinisierung in Auswürflingen 242
» in Alkalifeldspatgneis . 230
» in Andalusitglimmerschiefer 231, 232
» in Augitbomben . 209, 215

Seite

Biotit in Auswürflingen . . . 244
» in Biotitquarzitschiefer . 240
» in Noseansanidinit, Taf. **19** 223
Biotitaugitbomben Eifel 214
» , Augit in . . 215
» , Biotit in . . 215
» , Feldspat in . 216
» , Nosean in . . 216
» , Sanidin in . . 216
Biotitquarzitschiefer Auswürfling 239
» , Biotit in . 240
» , Granat in . 239
» , Quarz in . 240
» , Spinell in . 240
» , Sillimanit in 239
Bithynella striata, Taf. **2**, Fig. 13 **59**
Bithynia inflexa 66
» *mediocris* 67
» *pachystoma* 66
» *tentaculata* . 342, 359, 360, 364, 365
Blankenburger Mulde 5
Blaue Erde Klein-Kuhren, Taf. **12**, Fig. 3 156
Bockserde 96
Bohrung Curau 257
» Dissau bei Schwartau . 256
» Forsthaus Krumesse . 256
» Frielendorf 595
» Groß-Dirschkeim . . . 95
» Kreislacken 88
» Lübeck (Wasserkunst) . 256
» Oldesloe 256
Bomben Eifel, basalt. 204
Bonebed Rinteln 578
Bourgueticrinus ellipticus . . . 423
Brachyodus onoideus . , . . . 61
Brackwasserbildungen Oldesloe . 256
Braundünen 113, 121
Braunjura α Hechingen . . 463, **464**
» β » . . 466, **467**
» γ » . . 469, **470**
» δ » . . 472, **473**
» ε » 474
» ζ » 475

Seite

Braunkohlen Palmnicken . 174, **175**
» Ziegenhain . . . 599
Braunkohlenflora, subhercyne . 388
Braunkohlenformation, subhercyne 382
Braunkohlenton Rhön (unterpliocän) . . . 69
» Theobaldshof (untermiocän) . **43**
Brunonia irregularis, Taf. **1**, Fig. 6, 6a, 6b 18, 25
Buccinum productum 17
Bulla Seebachi 588
Bunte Mergel Hechingen . 438, 440, 505, 506
Buntsandstein Eifel (Mittlerer) . 184
» Rinteln, Trockenrisse in 582
» Ziegenhain . . . 581
» » , Tondüten 583
» » , Wurmspuren 585

C.

Cadomella Quenstedti 457
Calceolastufe Rockeskill (Eifel) . 184
Capulus spec. indet., Taf. **1**, Fig. 7, 7a 16, 25
Cardinia elliptica 452
» *hybrida* 454
» *Listeri* 450, 451
Cardioceras alternans 476
Cardita tuberculata 620
Cardium alutaceum 419
» *deforme* 12
» *edule* 256, 257
» *Noeggerathi* 12
» *Ottonis* 12
» *productum* 419
» *striatulum* 466
Cepaea major 50
» *moguntina* 50
» spec. indet. 50, 64
Cerithium armatum 463
» *binodosum* 17
» *echinatum* 474

	Seite
Cerithium Luschitzianum . . .	17
» *reticulatum*	257
Ceromya isocardioides	13
Chloropal in Dolerit Ziegenhain .	608
Chrondrites Bollensis	461
Cidaris olifex	452
» *psilonoti*	450
Cinnamomum polymorphum . .	180
» *Scheuchzeri* . . .	180
» *spectabile*	588
Cinulia Humboldti	18
Clausilia mira, Taf. 2, Fig. 9a, 9b	54
» *vulgata*	64
Clavagella Cammereri	15
» *elegans*	14
Coeloceras crassum	462
» *pettos*	455
Coniferenhölzer Lias ε Hechingen	461
Contorted drift	266
Corbula substriatula	14
Cordierit in Quarzglimmerschiefer	237, 238
Crassatella arcacea	12, 21
» *subarcacea*	12
Ctenostreon proboscideum . . .	471
Cucullaea gosaviensis	11
» *striatula*	11
» *subglabra*	11
Cultrijugatuszone Rockeskill (Eifel)	184
Cyclas Oepfingensis	60
Cyclolites Jungingensis	469
Cyphosoma subcompressum . . .	423
Cypricardia trapezoidalis . . .	12
» *tricarninata* . . .	12
Cypridinenschiefer Weilmünster .	562
Cyprimeria Geinitzi	12
Cyrena sp.	594
Cyrodes unicarinata	16
Cytherea incrassata . 588, 592,	620
» *ovalis*	12
» *plana*	13
» *tumida*	13

D.

Dactylioceras commune . .	459, 460
Damesia cretacea	16
Deckenschotter Hechingen . . .	481
Deckton Masuren . . . 331, 334,	355
Delphinula tricarinata . . . 15,	420
Deltamya J. Böhmi 13,	22
Dentalium alternans	15
» *Kickxii*	588
» *polygonum*	15
Desmoceras mengedense	19
Deroceras Davoei	456
Diluviale vulk. Tuffe Eifel . .	181
Diluvialprofile Strand bei Kranz	171
Diluvium Braunschweig	276
» » , Taf. 24 bis 27 .	294
» » , Gliederung .	296
» Hechingen	479
» Lähn	631
» Masuren, Gliederung .	352
» Warmbrunn	632
Diplocynodon sp.	60
Diskordanz zwischen älterem und jüngerem Glazial . .	399
Dolerit Ziegenhain	609
» Ziegenhain, Chloropal in	608
» » , Hornstein in	608
» » , Nontronit in	608
Dolomit Stubensandstein Hechingen	445
» Weißjura	641
Dorocidaris subvesiculosa . . .	423
Dreissensia-Schichten	145
Dryas octopetala	267
Dryaston Lübeck	266
Dryophyllum curticellense . . .	388
Dumortieritführende Auswürflinge Eifel	225
Dünen Darß, Alter	113
» , Rippelmarken	143
» , Schichtung, Taf. 9, Fig. 2	134
» , Hinterpommern, Taf 9, Fig. 2 . . . . 131, 134,	142
Dünenriegen	113

E.

Eemfauna Lübeck	257
Eiskessel	634

Seite

Eiszeit, vergl. auch unter Vereisung, Vergletscherung.
» (erste) Braunschweig . 279
» (dritte) » . 285
» (zweite) » . 281
Elephas antiquus 282
Emmericia francofurtana . . 58, 72
Emscher Harzrand 35
Endmoränen Glogau 402
» Lissa, Taf. **33, 34** . 390
» Masuren **335**
Enstatitdolerit Ziegenhain . . . 606
Equisetum arenaceum 579
» sp. 181
Equus caballus 285
Erdbeben Württemberg . . . 501
Eriphyla lenticularis 12
Estheria Albertii 582, 583
» *Germari* 582
» *minuta* 567, 570
Eualopia bulimoides, Taf. **2**, Fig. 8a, 8b, 8c 53
Exogyra auricularis 423
» *haliotoides* 10
» *laciniata* 10, 421
» *lateralis* 10
» *sigmoidea* 10

F.

Feinsande Fläming 400
Feldspat in Biotitaugitbomben . 216
Feldspatbasalt Ziegenhain . . . 610
Feuerstein-Artefakte 283
Ficulomorpha elongata 18
» *pyruliformis* . . . 18
Ficus crenulata 388
Flußschotter Hechingen . . 480, 482
Fruticicola homalospira 47
Fusus Buchi 17
» *Gayeli* 17
» *Koninckii* 17
» *multisulcatus* 589
» *plicatus* 419, 420
» *Renauxianus* 17
» sp. 421

Seite

G.

Galactochilus mattiacum 48
Gangbildung Hechingen . . . 503
Garantiana Garantiana 474
Gastrochaena amphisbaena . . . 14
» *Mosae* 14
Gelbdünen 113
Gerolsteiner Mulde 183
Gervilleia costata 367, 371
» *praecursor* 579
» *socialis* 371
» *subtortuosa* 466
Gervillia betacalcis 454
» *Goldfussi* 434
» *Murchisoni* . . . 582, 583
» *pernoides* 465
» *solenoides* 8
» *subcostata* 434
» *triloba* 8
Gervillienplatten Ziegenhain 581, 583
Geschiebemergel, vgl. auch unter Grundmoräne.
» Orlowen (Anal.) **304**
Gießener Grauwacke 564
Gips Hechingen 436
» Thiede, Taf. **27**, Fig. 2. . 291
Gipsmergel Hechingen 435
» » , Bactryllien in . 436
» » , Gips in . 436
Glaziale Stauseen Lübeck . . . 254
Glazialschliff bei Trebnitz . 109, 110
Glossothyris nucleata . . . 477, 479
Glycimeris gurgitis 13
Glyphaea sussexensis 418
Goniomya angulifera 468
» *consignata* 13
» *designata* 13
» *Sterni* 14
Grabenartiger Bruch Samland . 83
Grammoceras Aalense 462
» *radians* 462
Granat in Andalusitglimmerschiefer 230, 231
» in Biotitquarzitschiefer . 239
» in Granatquarzitgestein . 234

Seite

Granatandalusitglimmerschiefer als Auswürfling 236
Granatandalusitglimmerschiefer, pyrometamorpher 236
Granatquarzit als Auswürfling . 233
Granatquarzitgestein, Granat in . 234
Granocardium productum . . . 12
Granulatus-Quader 6
Gresslya depressa 471
» *gregaria* 471
Grundmoränen, vgl. auch unter Geschiebemergel.
» Vereisung (zweite) Braunschweig . 284
» Vereisung (letzte) Masuren . . . 311
Grundwasserbewegungen . **415**, **416**
» , wellenförmige, Taf. **35** 409
Grünerde, Phosphoritlagen in . . 96
» Neukuhren 167
Grünsande (oberoligocäne) Ziegenhain 615
Gryphaea arcuata 452
» *calceola* 471
» *cymbium* 455
» *obliqua* 454
» *rugata* 451
» *sublobata* 471
» *vesicularis* 10
Gyraulus vgl. auch unter *Planorbis*.
Gyraulus dealbatus, Taf. 2, Fig. 12a, 12b, 12c. . . . 57
» *laevis*, Taf. 2, Fig. 14a, 14b, 14c . . . 62, 64, **65**
» *pompholicodes*, Taf. 2, Fig. 11a, 11b, 11c. . 56
» *steinheimensis* 64
» *virgatus* 65
Gyrolepis tenuistriatus 371

II.

Haazer Seebecken 347
Haliserites Decheni 183
Hämatit in Keuperschutt Hechingen 485
» in Stubensandstein Hechingen 443

Seite

Haploceras lingulatum 477
Harpoceras arolicum 475
» *complanatum* . . . 476
» *falcopsis* 458
» *Lythense* 460
Hauericeras clypeale 19, 35
» *pseudogardeni* . . . 19
Hauptlettenkohlendolomit Rinteln 573
Hauptlettenkohlensandstein Rinteln 574
Helicondonta phacodes 49
Helix devexa 49
» *homalospira* 47
» *lepida* 55
» *phacodes* 49
Hemifusus coronatus 17
Hildoceras bifrons 460
Hillesheimer Mulde 183
Hochheimer Landschneckenkalk . 61
Hochterrasse Hechingen 481
Hohenzollerngraben . . . 490, **494**
Hornblende in Augitbomben . . 207
» in basalt. Bomben . 206
Hornstein in Dolerit 608
Huddlestonia serrodens 462
Hyalina denudata, Taf. 2, Fig. 3a, 3b 45
» *hammonis* 285
Hybodus minor 578
» *plicatilis* 371
» *sublaevis* 578
Hydrobia 256
» *dactilodes* 40
» *Dubuissoni* 594
» *slavonica* 75
Hydrobienschichten 61
Hygromia striolata 487
Hypnum turgescens 267

I.

Inoceramus balticus 8, 31
» *J. Böhmi* . . 8, 31, 32
» *cardissoides* . 8, 31, 32, 34
» *dubius* 460
» *gryphoides* 463
» *Koeneni* . 8, 9, 31, 32, 424
» *laevigatus* 477
» *Lamarcki* 419

Seite

Inoceramus lobatus 9, 31
» *simplex* 9
» *sinuatus* 9
» sp. 423
» *subcardissoides* . 9, 31, 32
Interglazial I Braunschweig . . 283
» II » . . 284
» Lübeck (marines) . 256
» I » 257
» II » ,Brackwasser-conchylien in . . . 257
Interglazialer Torf Usedom . . 122
Interstadial Angerburg . . 328, **329**
» Chroszoll-See, Taf. **29** 320
» Friedrichsheide, Taf. **30** 325, 326
» Gansenstein, Taf. **30** 316
» Gansenstein-Regulowken, Taf. **29** . . . 316
» Goldapgar-See, Taf. **30** **329**
» Gronsken 321
» Jorkowen, Taf. **30** . 319
» Klein-Schwalg . . . **330**
» Knobbenorth . . . 327
» Louisenhof **314**
» Masuren, Taf. **28—30** 298, 345
» Mosdzehnen, Taf. **30** 318
» Ogonken 328
» Orlowen, Taf. **29** . . **315**, 322, 323, 325
» Ostpreußen . . 355, 356
» Rothebude **330**
» Steinbach **320**
» Usedom 122
» Wessolowen, Taf. **30** 326, 327
Interstadialer Sapropelit Masuren 306, **307**
» Seekalk » 304, **305**, **335**, 342
» Stausee Masuren, Taf. **28** 344
» Ton Masuren . . **304**
Interstadialmulde Gansenstein, Taf. **30** **315**

Seite

Isoarca hercynica 11
» *lunulata* 11
Isocardia Zitteli 12

J.

Jura Hechingen 447

K.

Karbildung Elm 287
Karstverwitterung Schwäbische Alb 641
Keuper Rinteln. 572
» (Mittlerer) Rinteln . . . 575
» (Oberer) » . . . 577
Kieselsandstein Hechingen . . . 440
Klikia devexa 49
Klytia Leachi 421
Knollenmergel Hechingen . . . 446
Koblenzquarzit Weilmünster . . 561
Kohlenkeuper vgl. auch unter Lettenkohle.
Kohlenkeuper Rinteln . . 571, 572
Kreislacker Störung **85**, **86**
Krystalline Schiefer Eifel, Auswürflinge 226
Kugelgranit Krötenloch 632
Kupferfels 451

L.

Laminifera mira, Taf. **2**, Fig. 9a, 9b 54
Lamna acutissima 589
» *contertidens* 589
» *subulata* 423
Landschneckenkalk 61
Landschneckenmergel 37
Landverlust durch Sturmflut 114, 121
Langhecker Schiefer . . . 560, 564
Lapilli in Augititttuff Eifel . . . 204
Lauenburger Ton Bremen . . . 622
Lavaströme Eifel, Alter 180
Leda Deshayesiana . . . 588, 589
» *Försteri* 11
» *lacryma* 474
» *porrecta* 11
» *siliqua* 11
» *subovalis* 454

Seite

Leioceras acutum var. *sublaeve* 466, 468
» *opalinum* 463, 465
Lepidodendron australe 429
Leptaenenlager Lias δ 457
Lettenkohle vgl. auch unter Kohlenkeuper.
Lettenkohle Hechingen . . 434, 505
Lettenkohlensandstein Rinteln . 573
Leucit in Leucitbasalt 193
Leucitbasalt Eifel 194, 195
» , Augit in 193
» , Leucit in 193
» , Nephelin in 185, 187, 192
» , Olivin in 192
Leucittuff, basaltisch 201
Lias α Hechingen 448, **449**
» β » **453**
» γ » 454, **455**
» δ » 456, **457**
» ε » 458, **460**
» ζ » 461, **462**
Lima alticosta 470
» *aspera* 9
» *canalifera* 9, 423
» *granulata* 9
» *Mantelli* 9
» *pseudocardium* 9
» *pseudovalis* 471
» *semisulcata* 9
Limax crassitesta 44
» spec. indet 64
Limea acuticosta 455
Limnaea glabra 360
» *lagotis* . . . 338, 358, 360
» *mucronata* . . . 356, 360
» *ovata* 338, 357, 358, 359, 360
» *pachygaster*, Taf. **2**, Fig. 10a, 10b . . 56, 66, 594
» *palustris* . . 338, 358, 360
» *peregra* . 338, 357, 358, 360
» spec. indet. 66, 263
» *stagnalis* 338, 356, 357, 358, 359
» *truncatula* . 356, 359, 360
Limnäenkalk Ziegenhain . . . 594
Limnophysa fabula 40
Lingula Zenkeri . . 367, 570, 572

Seite

Liopistha aequivalvis 14
Lispodesthes Bodei 17
» *Schlotheimi* 17
Litorina litorea 257
Lophiodon rhinocerodes 384
Löß Braunschweig . . . 280, 291
» » , Steinsohle . 280
» Breslau 104
» » , Windschliffsohle . 107
» Fläming 400
Lößlehm Hechingen 487
Loxonema Schlotheimi 434
Ludwigia costula 462
» *Murchisonae* 469
» *Sehndensis* 466
Lygodium Kaulfussi 388
Lyonsia carinifera 14
Lytoceras cornucopiae 460
» *dilucidum* 463
» *jurense* 462
» *torulosum* 463
» » , Zone des . 463

M.

Mactra angulata 13
Mainzer Becken 37, 60, 71
Mantellum duplum 451
Marsupites testudinarius 423
Mastodon Borsoni 71
Mauerseebecken 335, 347
Mauerseeterrassen 349
Melania decorata 418
» *horrida* 41, 590, 594, 595, 619
» *Kleini* 596
» *semidecussata* 594
Melanienton 41
» Sieblos, mitteloligocän 39
» Ziegenhain 594, 615, 621
Melanit in Augitbomben Eifel . 209
Melanoides Escheri, Taf **2**, Fig. 17, 18 . . . . . 62, 67, 72, 74
Melanopsis Kleini 594, 596, 601, 619
Melilith in Melilithbasalt Eifel . 198
Melilithbasalt Eifel **200**
» , Augit in 198
» , Melilith in . . . 198

Seite

Melilithbasalt, Nephelin in . 186, 199
» , Olivin in 198
Mesostoma Beyrichi 17
Miocän Westpreußen. 144
» Ziegenhain . . . 599, 602
» » , Ocker in . . 602
» » , Rötel in . . 602
Mitteldevon Weilmünster (Oberes) 562
Mittel-oberdevonisches Roteisensteinlager 562
Mitteloligocän, Regression . . . 385
Mitteloligocäner Melanienton Sieblos 39
Mittelterrasse Hilden. 555
Mittlerer Buntsandstein Eifel . . 184
» Keuper Rinteln . . . 575
» Muschelkalk Rüdersdorf 367, 371
Modiola capitata 11
» *concentrica* 11
» *cuneata* 474
» *flagellifera* 11
» *gregaria* 465
» *minuta*. 579
» *psilonoti* 450
» *radiata* 11
» *siliqua* 11
» *typica* 11
Molluskenfauna des Salzbergmergels, Taf. **1** 1
Monilearia Koeneni, Taf. **2**, Fig. 4a, 4b **46**
» *lemniscata* 47
Moränen Elm, Taf. **26** 286
Mortoniceras texanum 31
Mure Tann-Theobaldshof . . . **34**
Muschelkalk Rinteln . . . 565, **566**
» Rüdersdorf, Taf. **31** 366, 367, 371
Myacites compressus 371
» sp. 471
Myoconcha spathulata 10
Myophoria Goldfussi . . . 434, 575
» *interlaevigata* . . . 434
» *laevigata* . . . 367, 434
» *laevigata* var. *transiens* 434

Seite

Myophoria transversa 367, 370, 371, 372, 566, 568, 570, 573
» *vulgaris* . . . 367, 371
Myriophyllum spicatum 267
Mytilus edulis 257

N.

Nagelkalk 454, 464
Nassa reticulata 257
Natica acutimargo 420
» *bulbiformis*. 16
» *canaliculata* 419
» *Nysti* 588
» *vulgaris*. 16, 419
Nautilus aratus. 452
» *iurensis* 462
» *laevigatus* 420
» *leiotropis*. 19, 31
» *simplex* 418
» *sublaevigatus* 19
Neithea quinquecostata 423
Nephelin in Leucitbasalt 185, 187, 192
» in Melilithbasalt 186, 197, 199
Nephelinbasalt Eifel . . 195, 196, 197
Nerita rugosa 16
Netzemoräne 634
Neuropteriden des Carbons, Epidermen, Taf **32** 373
Neuropteris macrophylla. . . . 367
» *ovata*, Taf. **32**, Fig. 1—4 377
» *Scheuchzeri*, Taf. **32**, Fig. 5—8 . . 367, 379
» *tenuifolia*. 380
Niederterrasse Hechingen . . . 504
» Hilden 555
Nodosusschichten Hechingen 434, 504
Nontronit in Dolerit Ziegenhain . 608
Nosean in Augitbomben Eifel 209, 216
» in Noseansanidinit Eifel . 222
Noseansanidinit Eifel . . . 216, 218
» , Ägirinaugit in, Taf. **19** . . . 223
» , Biotit in, Taf. **19** 223
» , Nosean in, Taf. **19** 222
» , Sanidin in . . . 220

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Seite

Noseansanidinit, Titanit in . . . 224
» , Zirkon in . . . 224
Nothosaurus marchicus 368
» *Oldenburgi* 368
» *parvus* 368
» *procerus* 368
» *Raabi* 368
Nucula Duchastelii . . 588, 589, 592
» *Hammeri* 464, 465
» *pulvillus* 11
» *tenera* 11
Nystia Chastelii 40

O.

Oberer Beckenton Lübeck . . . 264
» Keuper Rinteln 577
Oberes Mitteldevon Weilmünster 562
Obere Stufendüne 140
» Terrasse des Okertals, Taf. **24**, Fig. 2, Taf. **25**, Fig. 1, 2 281
Obercarbon Weilmünster . . . 564
Oberdevon Weilmünster 560, 562, 563
» » , Wetzschiefer in 563
Oberkoblenzschichten Weilmünster 561
Obermiocän Rhön 62, **74**
Oberoligocän Ziegenhain . . . 597
Oberoligocäne Grünsande Ziegenhain 615
» Tone Rhön . . . 42
Oberpliocäne Sande Rhön . . . 71
Ochetoceras canaliculatum . 475, 476
Ocker in Miocän Hessen . . . 602
Ölschiefer 452
Oligocän Ziegenhain 587
Olivin in Leucitbasalt Eifel . . 192
» in Melilithbasalt Eifel . . 198
Olivineinsprenglinge, Picotitoktaeder in -n 193
Omphaloptycha sp. 368
Opalinusknollen 465
Ophioceras raricostatum 454
Oppelia flexuosa costata 476
» *picta costata* . . . 478, 479
» *tenuilobata* 478

Seite

Orbicularis-Schichten . . . 367, 369
» Rüdersdorf . 371
Orthonota Raabi, Taf. **31**, Fig. 2 367
Ortsteinprofil Wollin 123
Oser Eichberg (Pommern) . . . 635
» Lübeck 258
Ostracina-Schichten Rinteln 565, 569
Ostracodentone Rinteln . . 570, 571
Ostrea armata 10, 421
» *Boucheroni* 10
» *Bronni* 10
» *calceola* 469
» *canaliculata* 423
» *diluviana* 10
» *eduliformis* 471
» *incurva* 423
» *Merceyi* 10
» *ostracina* 567
» *proteus* 10
» *Roemeri* 478
» *rugata* 450
» *semiplana* 10, 423
» *vesicularis* 420, 423
Otodus appendiculatus 423
Oxynoticeras oxynotus 454
Oxyrhina angustidens 423
Oxytoma inaequivalvis 465
» *interlaevigata* . . . 458

P.

Pachylimax Sandbergeri 44
Palaeatractus minimus 17
Palaeobatrachus gracilis 41
Palaeostratiotes Websteri 70
Palagonittuff Eifel 185, 190, 202, 203
Paludina diluviana 400
Panopaea Astieriana 14
» *plicata* 419
» *tricypha* 14
Parkinsonia ferruginea 474
Parkinsonieroolith 474
Patella Brancai, Taf. **1**, Fig. 10, 10a 15, 23
» *corrugatoides*, Taf. **1**, Fig. 3, 3a 15, 24
» *orbis* 15

Seite

Patella spec. indet., Taf. 1, Fig. 4, 4a 15, 24
Pecopteris Miltoni 379
Pecten cretosus 423
» *demissus Gingensis* . 470, 471
» *dentatus* 9
» *discites* 343
» *disparilis* 450, 451
» *fulmininfer* 9
» *glaber* 452
» *laevis* 9
» *laminosus* 9
» *Nilssoni* 9
» *personatus* 469
» *priscus* 455
» *pumilus* 466
» *quadricostatus* 419
» *septemplicatus* 9
» spec. indet. 588
» *strionatis* 456
» *textorius* . . 452, 454, 456, 465
» *undenarius* 465
» *velatus* 462
» *virgatus* 9
Pectunculus decussatus 11
» *Geinitzi* 11
Peltoceras faustum 475
Pentacrinus basaltiformis . . . 456
» *scalaris* 454
» *tuberculatus* 452
» *Württembergicus* . . 465
Pentagonaster quinqueloba . . . 423
Perisphinctes biplex . . . 476, 477
» *Bonarellii* 476
» *colubrinus* 477
» *convolutus* 475
» *triplicatus* 474
Perna infraliasica 451
» *lanceolata* 8
Peroniceras subtricarinatum . . 19, 31
Pflanzenreste Beckenton Lübeck . 266
Pharella compressa 13
» *semicostata* 13
Phialophloios quadratus 462
Pholadomya cordata . . . 466, 471
» *decussata* 14
» *designata* 419

Seite

Pholadomya elliptica 14
» *Esmarki* 14
» *Murchisoni* . . 471, 474
» *nodulifera* 14
» *rugata* 474
» *umbonata* 14
Pholas spec. indet. 15
Phycodenschiefer 630
Phylloceras ibex 455
Phymatoderma granulatum . . . 459
Picea excelsa 181
Picotitoktaeder in Olivineinsprenglingen 193
Pinakodendron musivum 429
Pinna cretacea 8
» *fenestrata* 418
» *quadrangularis* 8, 421
Pisidium amnicum . . 338, 342, 358, 359, 360, 364
» *pallidum* 356, 360
» *roseum* 356, 360
» spec. indet. . 263, 342, 357, 358, 359, 360
Placenticeras syrtale 19, 35
Placunopsis ostracina 569
» *undulata* 10
Plagiostoma giganteum 451, 452, 454
» *Hermanni* 450
» *punctatum* 450
Planera Ungeri 180
Planorbis arcticus 361
» *borealis* . . 332, 342, 356, 357, 359, 360, 362
» *concinnus* . 338, 358, 362
» *cornu* 56
» *dealbatus* 57
» *depressus* 40
» *Gredleri* 364
» *laevis* 64
» *nautileus* . 342, 359, 360
» *pompholicodes* 56
» *sibiricus* . . 359, 360, 364
» *solidus* 56
» spec. indet. 357
» *Stroemi* 336, 338, 342, 358, 359, 360, 362, 364, 365

Seite

Planorbis Stroemi, Zone des . . 365
» *virgatus* 65
Pleuromya ferrata 469
» *oxynoti* 454
» *unioides* 465
Pleurotoma laticlavia . . . 588, 591
» *Selysii* 588
Pleurotomaria granulifera . . . 15
» *regalis* 15
» *zonata* 462
Plicatula spinosa . 456, 457, 458, 459
Pliocän Ziegenhain 612
Pliocäne vulk. Tuffe Eifel . . . 181
Poiretia Sandbergeri 44
Porphyroideinlagerungen im Unterkoblenz 561
Posidonia Bronni 460
» *opalina* 464
» *Parkinsoni* 474
Potamogeton alpinus 267
» *compressus* 267
» *natans* 267
Präcenomane Störungen Hechingen 499
Pronoë Aalensis 468, 469
Prososthenienschichten . . . 37, 75
Protocardia hillana 12
» *oxynoti* 454
Protocardienrät 579
Psammobia semicostata 13
Pseudomonotis elegans 469
Pseudopus moguntinus 60
Psiloceras Johnstoni 451
» *subangulare* . . 450, 451
Psilonotenbank Hechingen . . . 450
Pupa callosa 54
» *Genesi* 360
» *Lundströmi* 360
» *muscorum* 285, 486
Pustulopora tenuis 471
Pyramidula densestriata 46
» *stenospira* 45
Pyrgulifera Neumayri 17
Pyrmonter Achse 580
Pyrometamorpher Andalusitglimmerhornfels . 235

Seite

Pyrometamorpher Granatandalusitglimmerschiefer 236
Pyrrhit in Sanidinauswürflingen . 217
Pyrula subcostata 17

Q.

Quadersandstein Lähn 630
» Waltersdorf . . 630
Quarz in Biotitquarzitschiefer . 240
» in Granatquarzit 233
» in Quarzglimmerschiefer . 237
Quarzglimmerschiefer als Auswürfling . 237
» , Cordierit in . 237, 238
» , Quarz in . 237
Quarzit in Stubensandstein Hechingen 444
Quercus spec. indet. 181

R.

Radula pectinoides 454
Rangifer tarandus 389
Regression Mitteloligocän . . . 385
Rhizocorallium 367
» *commune* 372
Rhyncholithes hirundo 368
Rhynchonella lacunosa 479
» *persinuata* 457
» *plicatilis* 423
» *Orbignyana* . . . 184
» *oxynoti* 454
» *triangularis* . . . 423
» *Turneri* 454
Rippelmarken der Dünen . . . 143
Rissoa 256
Rohplatten 451
Rostellaria subpunctata 463
Röt Ziegenhain 585
Roteisensteinflöz Hillesheim (Eifel) 183
Roteisensteinlager Weilmünster . 562
Rötel in Miocän Hessen . . . 602
Rugulosaschichten 61

S.

Salix polaris 267
Salzbergmergel 4

Seite

Sanidin in Auswürflingen . 244, 248
» in Biotitaugitbomben . . 216
» in Noseansanidinit, Taf. 18 . . . . . 220, 221
Sanidinauswürflinge Eifel . . . 216
» , Einschlüsse. 217
» , Pyrrhit in -n 217
Sanidinisierung in Auswürflingen 243
Sansania crassitesta 44
Sapropelit Masuren, alluvial . . 307
» » , interstadial . 306, 307
Saurichthys acuminatus 578
Scalaria decorata 16, 419
Scaphites aquisgranensis 19
» *binodosus* 19
» *hippocrepis* 19
Scleropodium purum 323
Scheuersteine 312
Schilfsandstein Hechingen . 437, 505
» » , Flutzonen 437
Schizaster acuminatus. 588
Schlackentuff Eifel, basaltisch 189, 190
Schutt Hechingen 483
» Albsteilrand Hechingen . 483
» Keupervorland Hechingen 485
Schuttkegel Hechingen 487
Schuttströme Hechingen. . . . 487
Schweißschlackentuff Eifel . 185, 201
Scyphia spec. indet. 421
Seegrasschiefer Hechingen . . . 459
Seekalk Klein-Eschenort, interstadial **335**, 342
» Kruglanken **341**
» Masuren, interstadial . 304
» Ostpreußen. 359
Seeterrasse Goldapgarsee . 335, 336
» Jesziorowken, fossilführend **337**
Seeterrassen Masuren 335
Seismische Herdlinien 501
Seismisches Verhalten Störungen Hechingen 501
Semionotus in Muschelkalk. . . 366
Septarienton Ziegenhain. . . . 587

Seite

Septifer lineatus 10
» *tegulatus* 10
Serpula ampullacea 423
» *gordialis* 423
Siliqua concentristriata 13
» *sinuosa* 13
Sillimanit in Andalusitglimmerschiefer 231
» in Biotitquarzitschiefer 239
Siphonia cervicornis 419
Skapolitführende Auswürflinge . 225
Solarium spec. indet.. 16
Solemya biarmica 368
» *normalis* 368
» *Semseyana* 368
Sonninia Sowerbyi 469, 470, 471, 472
Sowerbyi-Bank 469, 470
Spätglaziale Konchylien Ostpreußen 354
» Terrassenbildungen Ostpreußen 358
Sphaerium corneum . 338, 342, 358, 359, 360, 362
» *duplicatum* 263, 266, 267, 338, 357, 360, 362
» *pseudocorneum* . . . 59
» spec. indet. 358
Sphaeroceras Gervillei 471
Spinell in Andalusitbiotitschiefer 235
» in Biotitquarzitschiefer . 240
Spirifer cultrijugatus 184
Spiriferina betacalcis 454
» *Münsteri* 457
» *verrucosa* 455
Spiriferenbank Hechingen . . . 455
Spondylus armatus . . . 419, 421
» *spinosus* . . 9, 420, 423
Staffelbrüche Samland. 92
Stalioia mediocris, Taf. **2**, Fig. 16 67
Stauchungen Beckenton Lübeck . **265**
Staufensishorizont 468
Stauseen Lübeck, glazial . . . 254
» Masuren, interstadial, Taf. **28** 344, 350
Stegoconcha Neptuni 8
Steinmergel Hechingen 440
Steinmergelknollen Hechingen . **440**

Seite

Steinsohle unter Löß Braunschweig 280
Stinkstein Lias ε 460
Störungen vergl. auch unter Tektonik, Verwerfungen usw.
Störung Kreislacken **85**, **86**
Störungen Gr. Dirschkeim . . . 93
» Hechingen 490
» » , Alter 497, 499
» » , präcenomane 499
» » , seismisches Verhalten. 501
» Rügen **116**, **118**
» Samland 76, **83**, 84, 87, **93**, **94**
Stratiotes kaltennordheimensis . . **70**
Strenoceras bifurcatum 474
Stringocephalenkalk Eifel . . . 184
Strophodus angustissimus . . . 371
Strophostoma tricarinatum, Taf. 2, Fig. 1, 2 42
Strudellöcher der Schwarza, Taf. **22**, **23** 271
» , Anlaufrinnen, Taf. **22**, **23** 273
Stubensandstein Hechingen 442, 507, 508, 509, 510
» Quarzit in . . 444
» Ziegenhain . . 584
Stufendüne, obere 140
Sturmflut, Abrasion durch . . . 112
» , Landverlust durch 114, 121
Sturmflutwirkungen Darß, Taf. **3** 111
» Gr. Dirschkeim . **152**, **153**
» Hinterpommern, Taf. **9**, **10** . 131
» Jershöft . . 125
» Kolberg . . 125
» Kranz . . . 169
» Neukuhren . 165
» Ostsee, Taf. **1—13** . . . 111
» Palmnicken . **175**
» Rügen, Taf. **4—8** . . . 115
» Samland, Taf. **11—13** . . 146

Seite

Sturmflutwirkungen Usedom . . 119
» Westpreußen, Taf. **9**, **10** . 131
» Wollin . . 123
» Zingst, Taf. **3** 111
Subhercyne Braunkohlenformation 382
Succinea elongata 285
» *oblonga* . . 285, 486, 631
» *Schumacheri*. 360
Süßwasserkonchylien Beckensand Lübeck. 262
Sutneria Galar 478
» *platynotus* 478
Sylvanaschichten 69, 73

T.

Taeniodon Ewaldi. 579
» *praecursor* 579
» -Schiefer 579
Talsand Eichberg (Pommern) . . 636
Taonurus scoparius 471
Tapes faba 13
» *fragilis* 13
» *pullastra*. 257
» *subfaba* 13
Tektonik vgl. auch unter Störungen, Verwerfungen usw.
» Bremen 622
» Hechingen . . 431, 488, **491**
» Rinteln 580
» Ziegenhain 586
Tellina. 256
» *bicarinata* 13
» *costulata* 13
» *Mülleri* 13
» *Renauxii* 13
» *strigata* 13
» *subdecussata* 13
Temnocheilos bidorsatus 368
Terrasse Goldapgarsee . . 335, 336
» (obere) Okertal, Taf. **24**, Fig. 2, Taf. **25**, Fig. 1, 2 281
Terrassenbildungen Ostpreußen, spätglaziale 358
Terrassenkalk Klein-Eschenort . **343**

Seite

Terrassenkalk Kruglanken . . . **340**
» Masuren, fossilführend 339
Terebratula gracilis 418
» *orbis* 478, 479
» *ovatissima* 454
» *perovalis* 474
» *striatula* 420
Terebratulina chrysalis 423
» *substriata* 478
Teredo voracissima 15
Tertiär Rhön, Taf. **2** 37
» Weilmünster 565
» Ziegenhain 587
Tetrabelodon angustidens. . . . 69
» *arvernense* 71
Titaneisensand Hinterpommern . 138
» Westpreußen . . 138
Titanit in Augithornblendebomben 213
» in Auswürflingen Eifel 246, 248
» in Noseansanidinit Eifel . 224
Ton (interstadial) Masuren . . . 304
» (obermiocän) Rhön 62
» (oberoligocän) Wüstensachsen 42
» (untermiocän) Kaltennordheim 43
Tondüten Buntsandstein Ziegenhain 583
Torf (interglazial) Usedom . . . 122
Toxoceras turoniense 19
Transversariushorizont Hechingen 476
Travetal, Alter 269
Trematosaurus Albertii 578
Trichia apicalis. 47
» *hispida* 486
Trichiopsis apicalis 47
Trigonia alaeformis 21
» *costata* 471
» *glaciana* 11, 20
» *navis* 465
» *vaalsiensis* 21
Trigonocoelia galeata 11
Trigonodus Sandbergeri 434
Trigonodusdolomit Hechingen . . 343
Triptychia ampla **53**
» *conoidea* **52**

Seite

Triptychia gracilitesta, Taf. **2**, Fig. 7 50
Triton flandricus 588
Trochus Basteroti 15, 419
» *planatus* 15, 418
» *tuberculato-cinctus* . . . **419**
Trockenrisse Buntsandstein Ziegenhain 582
Trogtäler Elm 295
Tropidomphalus Arnoldi. . . . 48
» *minor crassilabris*, Taf. **2**, Fig. 5 . 48
Tudicla cancellata 17
» *planulata* 17
Tuff Eifel, Taf. **14**, **15** 181, **186**, 200
» , Olivinbomben in 189
Turbinolia centralis 421
Turbo Nilssoni 15
Turrilites acuticostatus 421
» *varians* 19, 31
Turritella alternans 16
» *nerinea* 16
» *nodosa* 16
» *quadricincta* 16
» *sexlineata* 16, 421
Typhis cuniculosus. 589

U.

Ulodendron majus 428
Unio praedemissus 68
» spec. indet. 68
» *tumidus* . . 338, 358, 360, 364
Unterdevon Weilmünster . . . 561
Unterkoblenz Weilmünster . 556, 561
» , Porphyroideinlagerungen in . . . 561
Untermiocäner Braunkohlenton Kaltennordheim 43
Untermiocäner Braunkohlenton Theobaldshof **43**
Unteroligocäne Grünerde Neukuhren 167
Unterpliocäner Braunkohlenton Rhön 69
Untersenone Fauna Osterfeld . . 418

Seite

V.

Vallendarer Stufe Neumünster . 565
Vallonia costata 285
» *lepida* 55
» *tenuilabris* 285
Valvata Andreaei 338
» *piscinalis* 263, 342, 356, 357, 358, 359, 360, 362
» *Sorensis* 360, 362
Velletia decussata 57, **58**
Velopecten Albertii 370, 371
Venilicardia van Reyi 12
Vereisung vgl. auch unter Eiszeit, Vergletscherung.
Vereisung Masuren, Grundmoräne 311
Vergletscherung Elm, Taf. **24**, Fig. 1 286
Verkieselung von Fossilien . . . 641
Vertigo vgl. auch unter *Pupa*.
Vertigo callosa 54
Verwerfungen vgl. auch unter Störungen, Tektonik usw.
Verwerfungen Samland 80
Vivipara crassitesta, Taf. **2**, Fig. 15a, 15b 62, 66
» *lenta* 41, 594, 596
» *splendida* 594
Vola quadricostata 9
Volutilithes canalifera 18
» *subgranulosa* 18
» *subsemiplicata* . . . 18
» *suta* 18
Volviceramus involutus . . 9, 20, 31
Vulkanische Auswürflinge, Taf. **15, 16** . . . 219, 241
» Tuffe Eifel, Taf. **15** 181, 200

Seite

W.

Waldheimia impressula 478
» *psilonoti* 450
Wallberge Lübeck 258
Wasserfallbänke Hechingen . . 465
Wedelsandstein Hechingen . . . 470
Weißjura δ Ebingen 640
» ε » . . . 640, 643
» α Hechingen 475
» β » 476
» γ » 477
» δ » 478
Wellenkalk Ziegenhain 585
Wetzschiefer Oberdevon 563
Windschliffsohle Löß Breslau . . 107
Wurmspuren Buntsandstein Ziegenhain 585

X.

Xenophora onusta 16

Y.

Yoldiaton-Scholle Westpreußen . 145

Z.

Zeilleria numismalis 456
Zeuglopleurus pusillus 423
Zirkon in Noseansanidinit Eifel . 224
Zonites Strubelli 45
Zonitoides nitida 487
Zopfplatten Hechingen . . 466, 468
Zua lubrica 285
Zuckerkorn Weißjura 641

Orts-Register.

Die Meßtischblätter sind gesperrt gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profile usw. enthalten, und die Tafelnummern sind ***fett*** *gedruckt.*

Seite

A.

Adlershorst 145
Ahlbeck 122
Ahrenshoop 112
Allendorf 598
Almena 581
Ampleben 288
Angerburg 328, **329**
Ascherode 592
Asendorf 572, 575
Aspenkippel 69
Attendorf 407

B.

Balingen 467
Ballenstedt 5, 7
Bauernhufen 127
Bauersberg 70
Belzig 401
Benkheim 299
Bermbach 565
Betteldorf 216
Beuren 69
Bewingen 182
Biebersdorf 393, 396
Bischofsheim v. d. Rhön . . 62, 63
Bisingen 462, 481
Blankenburg 6, 274
Blankensee 267
Bledau 170
Blumenfelde 399

Seite

Bodelshausen . . . 462, 484, 495
Boll bei Kirchheim 462
Bommersheim 70
Bonbaden 559, 563
Borken 319
Bösingfeld 576
Braunfels 561, 563
Braunschweig 280, 285
Braunschweig, Taf. **24—27** 281, **294**
Bremen 280, 622
Bremke 580
Breslau 106
Brockenstedt 6
Brösen 145
Brüsterort 84, 154, 155
Burgdorf 624
Burladingen-Ebingen . . . 640
Byhlen 391

C.

Cawallen 108
Chelchen 299, 332
Chlapau 144
Curau 266
Czychen 299

D.

Darmstadt 72
Darß, Taf. **3** 111
Dietenhagen 565
Dittershausen . . 585, 586, 597, 613

Seite

Dohm 184, 187
Drugthenen 80

E.

Ebingen 640, 643
Eichberg 634
Eitzum 288
Elm bei Schlüchtern 61, 68
Esperstädt 369
Evessen 288
Exten 579

F.

Frankfurt a. M. 70
Fraustadt. 405, 408
Frankenorth 299
Freystadt. 407
Friedendorf 402
Friedewalde 107, 108
Friedrichsfelde 409
Friedrichsheide, Taf. **30** . 325, 326
Friedrichswald 580
Frielendorf . . . 588, 595, 601
Funkenhagen 126

G.

Gansenstein, Taf. **29, 30** 307, **315**, 316
Garbseiden 172
Gebersdorf 589
Gensungen 593
Georgensgmünd 73
Germau. 80
Gerstenberg 611
Gießhübel 630
Gordeyken 331
Grabowen. 331
Groß-Barnitz 261, 262
Groß-Dirschkeim **94**, 101
Groß-Dirschkeim. . 76, 101, 151
152, 153
Groß-Duneyken . . . 299, 331
Groß-Wesenberg 258, 259
Gronsken. 321
Grosselfingen 452, 455, 490, 495, 503
Grossendorf 144
Grube Eisensegen 562

Seite

Grube Fortuna 562
Grube Germania bei Laubuseschbach 560
Grube Riesenburg bei Rohnstadt 560
Grünheide 357
Gudensberg 593

H.

Hagendorf 581
Hamberge. 255, 260
Hart 439, 480, 495
Hausfelde. 270
Hechingen . . . 431, 455, 459, 487
Hechingen-Bodelshausen . 431, **440, 449, 453, 455, 457, 460, 462, 464, 467, 470, 473**, **491**
Heidbergshof 258
Heidekamp 258
Heidelbeck . . . 566, 569, 572, 574
Heilshoop. 258
Heimburg 5, 6
Hemelingen 621
Henkenhagen 126
Heringsdorf 122
Hilden 555
Hillesheim 183
Hirschberg 632
Hirschberg 633
Höchst a. M. 72
Hohenfels 181, 182, 216
Hohenzollern. 475, **494**
Hollbrunn 391
Holzhausen 570, 572
Homberg a. d. Efze 588, 595, 615
Homberg a. d. Ohm 69
Hornsberg 611
Hundsfeld 108

J.

Jauns 281
Jershöft 125, 129
Jesziorowken 299, 313, 335, 336, **337**, 342, 358
Jorkowen, Taf. **30** . 304, 307, 319
Jungingen. . . . 466, 467, 495

Seite

K.

Kaltennordheim 60
Kattern 106
Kerschken 299, 331
Kettenbach 556
Kettenberg 313
Killer Kopf (Eifel), Taf. **21** 182, 184, **186**
Klein-Eschenort . 299, **335**, 342, **343**
Klein-Kuhren 156
Klein-Schwalg . . . 299, **330**, 332
Klein-Wesenberg 262
Klinge 398
Klyken 80
Kneitlingen 288
Knobbenorth 299, 327
Kölpin 120
Kolberg 125
Kolzig 402
Königslutter 287
Kontopp 408
Koserow 119, 120
Kraftsolms 564
Kranz 169
Krausnick 393
Kreislacken **85**, **86**, 92
Kröffelbach 564
Kronsforde 262, 263
Krugau 393
Kruglanken . 299, 334, 335, **340**, **341**
Kunnersdorf 633
Kutten 341
Kuttlau 404, 407

L.

Laasow 392
Lablacken 637
Lähn 630
Lähn 630
Lammersdorf 184, 303
Langenstein 4, 6
Lanzig 131
Laubuseschbach 560
Leba 141
Legan 264
Leimrieth 572
Leimsfeld . . 589, 598, 605, 611, 618

Seite

Lichtenberg 409
Lieberose 390
Limburg 556
Lindich 444, 510
Lipowen 331
Lissen 406
Lochstädt 148, 150
Lockfeld 259, 261
Logau **265**
Louisenhof 313, **314**
Lübben 393, 397
Lübeck 255
Lübeck 264, **265**, 266
Lucklum 287
Lützkendorf 383

M.

Maasberg 578
Mascherode 281, 283
Masuren, Taf. **28—30** . . 298, 345
Merenberg 561
Merzdorf 402
Merzhausen 598
Mesche 408
Mettmann 565
Misdroy 123
Möckerling 383
Moritten 639
Mosdzehnen, Taf. **30** 318
Mücheln 383

N.

Nadah 622
Nedderstenhof 264
Neinstedt 5, 6
Neuendorf 396, 400
Neuhäuser 150
Neuhof 396
Neukirchen 564
Neukuhren 165
Neu-Strand 138
Neu-Zauche 392
Nieder-Büssan 261, 264
Niedergrenzebach . 594, 596, 598, 619
Niederlomnitz 632, 633
Niemark 261, 266

Seite

Niemegk 400
Nienburg 280
Niewitz 399
Nordeck 69
Nösingfeld 579

O.

Ober-Büssan 263
Obergrenzebach . . 595, 601, 610
Oberndorf 563
Oderin 396
Ogorken 328
Ohrum 281
Oldesloe 256, 259
Orlowen 300, 305, 307, 308
Orlowen, Taf. **29** . **304, 315**, 331
Osnabrück 574
Ottenstein 571
Owingen 436, 480, 504, 516

P.

Padelügge 268
Palmnicken . . . 173, 174, **175**
Pelm 181
Pillau 148
Pöppendorf 257
Prausnitz 407
Prerow 112
Pronitten 637
Pzerwanken 299

R.

Rangendingen 436, 445, 480, 487, 504
Ratzbek 262
Rauschen 151, 155
Rauschen 162
Reeke 266
Regulowken, Taf. **29** . 305, 307, 318
Retschin 637
Reupke 281
Rieder 7
Rieseberg 279
Rieß 73
Rietz 400
Rinteln 565, **566**
Rinteln 580, 582

Seite

Rixhöft 144
Rockeskill (Eifel), Taf. **14—21** . 177, 182, 183, 190, 216
Rodheim 563
Roggenhorst 261
Rohbraken 581
Rohnstadt 560
Rommershausen 583
Rörshain 590, 596
Rosehnen 172
Rothebude **330**
Rott 580
Rüdersdorf, Taf. **31** . . . 366, 371
Rügen, Taf. **4—8** **116, 118**

S.

Saleske 131, 132
Salisch 402, 408
Salzberg 4
Salzhausen 70
Salzschlirf 69
Sambleben 288
Sarresdorf 180
Schenawe 403
Schierberg bei Rieder 5
Schlawa 408
Schlepzig 393
Schlichtingsheim 406
Schlüchtern 68
Schlutup 268
Schönböken 261
Schönborn 596, 598, 610
Schöningen 288
Schöppenstedt 288
Schraplau 369
Schrecksbach 598, 610
Schutz (Eifel) 180
Schwarzbach 633
Schwarzburg 274
Schwarzenborn 588
Schwoitsch 108
Schwüblingsen 628
Sebbeterode 613
Selchow 634
Sickingen 462
Sperenberg 390, 395

Seite

Sperenberg 396
Stein 437, 445
Steinau 637
Steinbach 313, **320**, 357
Steinhofen 459
Stetten bei Hechingen 459, 463, 466
Stolpmünde 131
Stolpmünde 136
Straupitz 391
Stroppen 407
Stubbendorf 259, 262
Swinhöft 123
Syke 622

T.

Tann **34**
Teupitz 395
Tevenhausen 567
Thanheim . . . 464, 480, 484, 490
Theobaldshof **34**, **43**
Thiede 277, 283
Tillendorf 406
Trebnitz 110
Treppendorf 398
Treysa 584, 586
Tschepplau 404

U.

Uckeritz 120
Ückeritz 123
Ütze 624
Undorf 73
Usedom 119

V.

Verna 588, 616
Villmar 556
Vlotho 567
Vogelsberg 69
Vorrade 264

W.

Waltersdorf 630
Warmbrunn 631
Warnstedt 6
Weigmannsdorf 404
Weilburg 556
Weilheim bei Hechingen 448, 455, 492, 495
Weilmünster 556, 558
Weimar 593
Wennenkamp 576
Wernswig 588
Wessingen 459, 481, 492
Wessolowen, Taf. **30** . 305, 326, 327
Westerhausen 4
Westerplatte 145
Wetzlar 563
Wilhelmshöhe 593
Wolfenbüttel 281
Wolfenbüttel 285
Wollin 123

Z.

Zarpen 258
Ziegenhain 581
Ziegenhain 586, 607
Ziemianen 299
Zimmern bei Hechingen . . 463, 465, 480, 484
Zingst, Taf. **3** 111
Zinnowitz 119
Zollern 492

Druckfehler und Berichtigungen.

Jahrbuch 1913, Teil II, Heft 3.

S. 620, 1. Zeile von oben, lies: Lias statt »Cenoman«.

Jahrbuch 1914, Teil II, Heft 1.

S. 11, 8. Zeile von unten, lies: *hercynica* statt »*hercynia*«.
S. 16, 4. » » » » *nerinea* statt »*nerinaea*«.
S. 140, 3. » » oben, » geschnitten statt »geschniten«.
S. 148, 6. » » » » weggewaschen statt »weggewaschecn«.
S. 192, 2. » » unten (Anmerkung), lies: [2]) statt »[1])«.
S. 256, 8. » » » lies: Schwartau statt »Schwarzau«.
S. 258, 15. » » » » den Osern statt »dem Osern«.
S. 259, 6. » » oben, » Travetal Oses statt »Travetales«.
S. 260, 10. » » » » zu statt »zn«.
S. 267, 8. » » unten, » Friedrich statt »Friednich«.

Jahrbuch 1914, Teil II, Heft 2.

S. 279, 9. Zeile von unten, lies: Rieseberg statt »Rieseberg«.
S. 434, 8. » » » » Rübenstr. statt »Schübl.«.
S. 454, 15. » » » » *oxynotus* statt »*oxynotum*«.
S. 454, Seitenzahl, » 454 statt »544«.
S. 462, » » 462 statt »62«.

Jahrbuch 1914, Teil II, Heft 3.

S. 571: Anm. [1]) zu streichen.
S. 574: Zitat Nr. [1]) gehört nach Zeile 5 von oben hinter Grupe.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZA...
BIBLIOTE...
15008
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

BIBLIOTEKA
KATEDRY NAUK O ZIEMI
Politechniki Gdańskiej