

# Monatsberichte

der

## Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 1.

1909.

Protokoll der Sitzung vom 6. Januar 1909.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Das Protokoll der letzten Sitzung (2. Dez. 1908) wird verlesen und genehmigt.

Der Vorsitzende macht Mitteilung von dem erfolgten Ableben des Mitgliedes Dr. KARL DALMER, Kgl. Sächs. Landesgeologen a. D. in Jena. Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Dr. WILHELM LOHMANN, Assistent am Geol.-Paläont. Institut der Universität in Göttingen, vorgeschlagen von den Herren v. LINSTOW, POMPECKJ und SALFELD.

Herr cand. rer. nat. JULIUS SCHUSTER, München, Hildgardstraße 8 pt., vorgeschlagen von den Herren ROTH-PLETZ, v. STROMER und BROILI.

Herr Professor Dr. H. WEDDE, Oberlehrer am Realgymnasium in Halberstadt, vorgeschlagen von den Herren RAUFF, EBERDT und ZIMMERMANN.

Herr Chefgeologe Dr. HANS KEIDEL in Buenos Aires, vorgeschlagen von den Herrn JOH. BÖHM, ZECHLIN und STAPPENBECK.

Herr Dr. FRIEDRICH SEEMANN, Kustos am Städtischen Museum in Aussig a. E., Böhmen, vorgeschlagen von den Herren SUESS, v. ARTHABER und UHLIG.

Herr Dr. HANS VON STAFF, Berlin W, Leipziger Str. 115 und

Herr stud. geol. OTTO ALTPETER, z. Z. Berlin N 4, Geologisches Institut der Universität, vorgeschlagen von den Herren BRANCA, JANENSCH und STREMMER.



Herr cand. geol. WALTHER MÖHRING, Assistent an der Kgl. Bergakademie, Berlin N 4, Invalidenstraße 44, vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, WAHNSCHAFFE und SCHNEIDER.

Der Vorsitzende legt die eingelaufene Literatur vor und bespricht eine Anzahl der als Geschenk eingegangenen Werke.

Herr STAPPENBECK trägt vor: Über den geologischen Aufbau der Vorkordillere in den Provinzen San Juan und Mendoza (Argentinien). (Mit Lichtbildern.)<sup>1)</sup>

Herr R. BÄRTLING sprach dann über den angeblichen Kohlenkalk der Zeche Neu-Diepenbrock III in Selbeck bei Mülheim-Saarn. (Mit einer Textfigur.)

Das rechtsrheinische Obercarbon wird bekanntlich an seiner Südgrenze von einem schmalen Band von Untercarbon umsäumt, das, von Verwerfungen vielfach zerrissen, den westlichen Schluß aller Sättel und Mulden umrahmt. Auf den Karten erscheint es infolgedessen als stark geschlängelt und zerstückeltes Band. Vom Ostrand des Sauerlandes an läßt sich dieses Band bis an die Niederterrasse des Rheins verfolgen, verschwindet aber schon westlich von Heiligenhaus unter Diluvium und Tertiär; diese jüngeren Bildungen werden dann noch einmal bei Ratingen und Lintorf inselartig in flachen Kuppen von den bekannten Kohlenkalkvorkommen durchragt.

Die Facies des Untercarbons zeigt in diesem Bande im Osten und Westen bekanntlich bedeutende Unterschiede. Im Osten treten Bildungen in der Facies des Culms auf, der allerdings vom Culm des südlichen Rheinischen Schiefergebirges, von dem des Harzes, des Thüringer Waldes und des sächsisch-schlesischen Palaeozoicums erhebliche Abweichungen zeigt. Im Westen ist das Untercarbon dagegen in der Flachseefacies des Kohlenkalks entwickelt. Dieser Übergang vollzieht sich im wesentlichen im Süden des Ruhrsteinkohlenbeckens. Auf die Art und Weise, in der dieser Übergang zustande kommt, möchte ich hier jedoch nicht weiter eingehen, da wir darüber in kurzer Zeit von Herrn cand. geol. E. ZIMMERMANN in Schwelm in einer Dissertation eine speziellere Darstellung zu erwarten haben.

---

<sup>1)</sup> Die Ausführungen des Vortragenden erscheinen in einem der nächsten Monatsberichte als „Briefliche Mitteilung“.

Über die Ausbildung des Untercarbons nördlich jenes Bandes wissen wir nur sehr wenig. Wenn wir von dem bekannten Vorkommen am Rande des Warsteiner Devonsattels und am Belecker Sattel absehen, so kennen wir das Untercarbon in Gestalt culmischer Grauwacken und Sandsteine außerhalb des geschlossenen Vorkommens im Osten nur noch am Dahlberg bei Kleinenberg<sup>1)</sup>. Im Innern des Münsterlandes ist zweifelloses Untercarbon in den Tiefbohrungen unter der Kreidedecke nicht nachgewiesen, obwohl bekanntlich Schichten devonischen Alters mehrfach erbohrt wurden. In der Kontrollbohrung Keßler II<sup>2)</sup> östlich von Lipporg wurden dunkle Alaunschiefer in großer Mächtigkeit angetroffen, die in ihrer petrographischen Ausbildung große Ähnlichkeit mit den hangenden Alaunschiefern des Culms besitzen, nach Herrn KRUSCH aber doch wohl dem Unteren Flözleeren angehören dürften<sup>3)</sup>.

Soweit der Steinkohlenbergbau des Ruhrkohlenbeckens reicht, sind die Schichten des Untercarbons niemals angefahren; weder in einem der Sättel noch in der Nachbarschaft von Verwerfungen ist man bis in die Nähe dieser Stufe vorgedrungen, man ist also fast ganz auf das Ausgehende am Südrand bei Beantwortung der Frage angewiesen, welcher Teil des westfälischen Steinkohlengebirges von Culm und welcher von Kohlenkalk unterlagert wird. H. MENTZEL<sup>4)</sup> kam bei Beantwortung der Frage nach der Verbreitung des Kohlenkalks unterhalb des Produktiven Carbons zu dem Ergebnis, daß wahrscheinlich „nur der westliche Teil der Wittener Mulde und der nördlicheren Mulden vom Kohlenkalk unterlagert wird“.

1) Vergl. H. STILLE: Erläuterungen z. geol. Spezialkarte von Preußen usw. Lief. 70. Blatt Kleinenberg. S. 3.

2) P. KRUSCH: Über neue Aufschlüsse im Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbecken. Diese Zeitschr. 58, 1906, S. 26.

3) Während der Korrektur hatte ich Gelegenheit, die Kerne der Bohrung Keßler I, Mutung Herzfeld, vom Jahre 1901 aus dem Nachlaß des verstorbenen Landesgeologen G. MÜLLER durchzuarbeiten. Aus den untersten Schichten lagen hier typische Culmkieselschiefer vor, die von Bleiglanz- und Zinkblendetrümmern durchschwärmt wurden. Die Kerne aus den geringeren Teufen dieser Bohrung zeigen den petrographischen Charakter der Übergangszone des Culms zum Flözleeren. Diese Bohrung bildet also den einzigen Aufschluß von zweifellosem Culm im Innern des Beckens von Münster. Es liegt danach allerdings die Vermutung nahe, daß auch die Schichten der benachbarten von Herrn KRUSCH und mir im Sommer 1906 untersuchten Kontrollbohrung Keßler II an die Grenze von Culm und Flözleeren zu stellen sind: die petrographische Beschaffenheit der untersten Kerne schließt diese Möglichkeit nicht aus.

4) Die Entwicklung des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenbergbaus in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts. Berlin 1903, Bd. I, S. 21.

Für die Lösung dieser Frage bieten sich nun aber noch einige weitere Anhaltspunkte in den Aufschlüssen isolierter Untercarbon-Vorkommen, die inselartig das Tertiär und Diluvium der Niederrheinischen Bucht durchragen oder bei den Ausrichtungsarbeiten auf den Erzgängen besonders im Lintorf-Selbecker Erzrevier geschaffen wurden. Bekanntlich setzen eine ganze Reihe von Querverwerfungen des Produktiven Carbons in das südlich anstoßende ältere Gebirge fort und sind hier durch eine stellenweise bauwürdige Erzführung ausgezeichnet.

Die Spaltenfüllung dieser Erzgänge ist schon wiederholt Gegenstand eingehender Erörterungen gewesen<sup>1)</sup>, so in neuerer Zeit wieder von H. E. BÖKER<sup>2)</sup> und HILT<sup>3)</sup>, so daß ich hier nur auf diese Arbeiten zu verweisen brauche. Leider sind alle diese Aufschlüsse jetzt nicht mehr zugänglich, da im vorigen Frühjahr auch die letzte dieser Gruben, die Zeche Neudiepenbrock III in Selbeck, nach einem Betriebe von fast 27 Jahren eingestellt wurde. Die Zeche Neudiepenbrock III war die

---

<sup>1)</sup> SCHRADER: Das Bleierzvorkommen bei Lintorf. Verh. d. naturh. Ver. d. Preuß. Rheinl. u. Westf. **37**, 1880. Korr.-Bl. S. 60.

v. GRODIFCK: Über die Erzgänge bei Lintorf. Zs. f. Berg-, H.- u. Sal.-Wesen 1881, S. 211.

KAYSER: Beiträge zur Kenntnis des Oberdevon und Culm am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges. Jahrb. Preuß. geol. Landesanst. 1881. S. 51.

SCHRADER: Über die Selbecker Erzbergwerke. Verh. d. naturh. Ver. Preuß. Rheinl. u. Westf. **41**, 1884. Korr.-Bl. S. 59.

v. SCHWARZE: Zinkblende- und Bleierzvorkommen zu Selbeck. Verh. d. naturh. Ver. Preuß. Rheinl. u. Westf. **43**, 1886. Korr.-Bl. S. 75.

v. SCHWARZE: Die Selbecker Erzbergwerke bei Mintard. Zur Erinnerung an den 3. allg. Bergmannstag in Düsseldorf. 1.—5. IX. 1886. Düsseldorf 1886.

KÜPPERS: Die Erzlagerstätten im Bergrevier Werden. Mitteilung. a. d. Markscheiderwesen VI, 1892, S. 28.

STOCKFLETH: Die geographischen, geognostischen und mineralogischen Verhältnisse des südlichen Teiles des Oberbergamtsbezirks Dortmund. Verh. d. naturh. Ver. Preuß. Rheinl. u. Westf. **52**, S. 45.

STOCKFLETH: Die Erzgänge im Kohlenkalk des Bergreviers Werden. Glückauf 1895, S. 381 u. 405.

STOCKFLETH: Der südlichste Teil des Oberbergamtsbezirks Dortmund. Bonn 1896.

STOCKFLETH: Der Erzbergbau in dem Bergrevier Werden. Der Bergbau X, 30 u. 31.

H. MENTZEL, in: Die Entwicklung des Niederrheinisch-Westfäl. Steink.-Bergbaus usw. S. 227.

<sup>2)</sup> H. E. BÖKER: Die Mineralausfüllung der Querverwerfungsspalten im Bergrevier Werden und einigen angrenzenden Gebieten. Glückauf 1906, S. 1064 und 1102.

<sup>3)</sup> HILT: Grubenwasser und Grubenbrand auf Zeche Neudiepenbrock III. Glückauf 1907, S. 897.

dem Steinkohlenbezirk zunächst gelegene, ihr Erzgang durchsetzte die westliche Fortsetzung des Wattenscheider Hauptsattels (Schwerin-Eriner Sattel), die im Erzbezirk als der „Sattel Johann-Diepenbrock“ bezeichnet wird.

Im Sattelkopf sind noch Schichten des Mittleren Flözleeren erhalten, die nur von einer dünnen Decke<sup>1)</sup> von jüngeren Bildungen verhüllt werden. Die tieferen Sohlen haben unter dem Flözleeren Schichten des Untercarbons erschlossen, und zwar traf man zunächst Alaunschiefer und Tonschiefer, die ihrer petrographischen Beschaffenheit nach als Vertreter des Culm anzusehen sind. Sie führten an Versteinerungen *Posidonia Becheri* BRONN und *Asterocalamites* sp. Ihre Zugehörigkeit zum Culm ist dadurch auch paläontologisch erwiesen.

Unter diesen Schichten, die zweifellos culmische Facies zeigen, folgt nun nach einer 20 m mächtigen Übergangszone ein Schichtenkomplex, der von fast allen Autoren, die sich mit den geologischen Verhältnissen dieser Gruben beschäftigt haben, als „typischer Kohlenkalk“ bezeichnet wurde<sup>2)</sup>. Untersuchungen, die wir aber im vorigen Frühjahr noch anstellen konnten, brachten das überraschende Ergebnis, daß hier kein Kohlenkalk vorliegt, sondern Culm, der allerdings von dem bekannten Culm der Gegend von Iserlohn und Letmathe erheblich abweicht. Als ich im vorigen Frühjahr die Grube kurz vor ihrer Stilllegung besuchte, waren die Baue der 400 m-Sohle leider nicht mehr zugänglich; der Betriebsführer konnte mir jedoch Meter für Meter des Streckenprofils auf der Halde zeigen, da diese Arbeiten erst kurz vor der Einstellung ausgeführt waren, und eine Bergförderung nachher nicht mehr stattgefunden hatte. Das Gestein, das ich dort aus der Region, die als typischer Kohlenkalk bezeichnet war, vorfand, zeigte nun aber mit dem typischen Kohlenkalk keine weitere Übereinstimmung als die Farbe. Äußerlich sah das Gestein einem dichten Kalk nicht unähnlich, erwies sich aber schon beim Anschlagen als bedeutend härter. Mit verdünnter

---

<sup>1)</sup> Bis auf eine tiefe, mit Kies erfüllte Auswaschung, die nur durch die Grubenbaue nachgewiesen wurde und oberflächlich gar nicht bemerkbar ist. Vgl. R. BECK: Lehre von den Erzlagertstätten. Berlin 1901, S. 433; und R. BÄRTLING: Flözleeres und Untercarbon von Zeche Neudiepenbrock III in Selbeck bei Mühlheim-Saarn. Glückauf, Essen 1909.

<sup>2)</sup> Abgesehen von allen älteren Beschreibungen, die aus einer Zeit vor Anlage der 350 m- und der 400 m-Sohle stammen. Die Aufschlüsse der 350 m-Sohle werden zuerst von H. E. BÖKER a. a. O. beschrieben.

Salzsäure ließen sich keine Spuren von kohlsaurem Kalk nachweisen. Eine schwache, bis 3 cm starke Bank zeigte einen geringen Gehalt von Dolomit, was jedoch belanglos ist. Petrographisch können wir daher unmöglich dieses Vorkommen als Kalk bezeichnen, sondern nur als Kieselschiefer und teilweise noch als Kieselkalk.

Solche Gesteine können wohl lokal im eigentlichen Kohlenkalk auftreten, bilden dann aber nur untergeordnete Einlagerungen. Ganze Horizonte aufbauend kennen wir solche Gesteine aber nur aus dem Culm.

Man könnte bei einem solchen Gestein, das äußerlich eine gewisse Ähnlichkeit mit einem dichten Kalk hat, an eine sekundäre Verkieselung oder Verquarzung von den Gangspalten aus denken. Eine solche Erscheinung ist ja von den Lintorfer Erzgängen stellenweise bekannt. Alle aufgesammelten Stücke beweisen jedoch, daß hier eine solche nicht vorliegen kann. Ganz besonders spricht gegen eine solche Deutung die Schichtung des Gesteins.

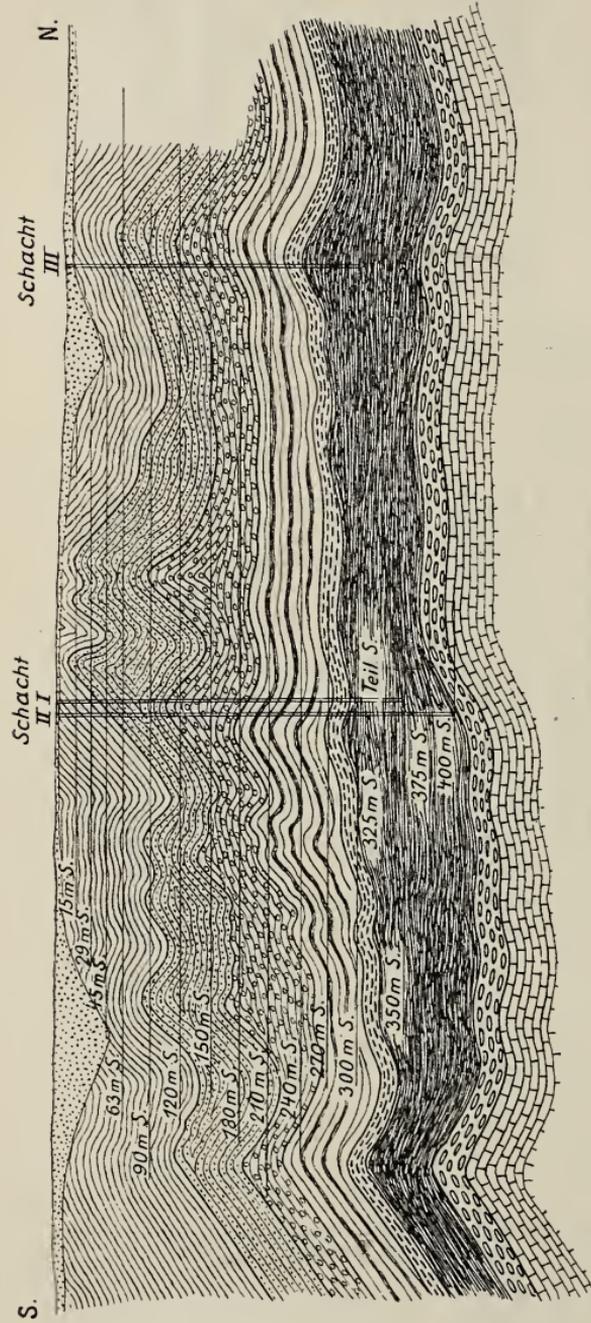
Auch diese ist eine andere wie in den eigentlichen Kohlenkalkschichten. Der Kohlenkalk von Ratingen, von Heiligenhaus, Velbert und Leimbeck zeigt in seiner unteren Zone eine Absonderung in mächtige Bänke; in den höheren Stufen wird er dagegen von einem massigen Kalk gebildet, der an den mitteldevonischen Massenkalk erinnert<sup>1)</sup>. Im oberen Kohlenkalk von Ratingen findet sich allerdings noch eine geschichtete Zone, deren Bänke aber den Habitus der mächtigeren Culmplattenschichten des Hönnetalprofils zeigen. Darüber folgt wieder massiger Kalk, nur stellenweise mit Spuren von Schichtung; diese Zone ist häufig dolomitisiert. Der Kieselkalk von Zeche Neudiepenbrock III besitzt aber so dünnplattige Absonderung, daß die Mächtigkeit der Bänke die Dicke eines Ziegelsteins nicht übersteigt; nach Angabe des Betriebsführers sah der Aufschluß der 400 m-Sohle in den fast sählig liegenden Schichten aus „wie eine Backsteinmauer“. Wir haben hier also auch in dieser Beziehung nicht das Bild des Kohlenkalks vor uns, sondern es ist das Bild, das wir aus den Aufschlüssen der Zone der Lydite und dem liegenden Teil der Zone der vorwiegenden Kieselkalke des Öse- und Hönnetales kennen.

Gegen eine Zuweisung dieser Schichten zum Kohlenkalk spricht nun aber auch die Fauna, die diese Schichten enthalten. Ein negativer Beweis ist das völlige Fehlen von

---

<sup>1)</sup> Vgl. FR. DREVERMANN: Über eine Vertretung der Étroeuingsstufe auf der rechten Rheinseite. Diese Zeitschr. 54, 1902, S. 482.

	Profil von Zeche Neudiepenbroek III in Selbeck	Mächtigkeit in m	Profil von Letmathe, Iserlobn, Hemer, Öse und Meuden
Unteres Ober- Carbon (Untere Walden- burger Schichten)	<p>Mittleres</p> <p>Flöz</p> <p>leeres</p> <p>Unteres</p>	<p>30</p> <p>80</p> <p>40</p> <p>40</p>	<p>Schiefer, leicht verwitternder Schiefer . . . . .</p> <p>Grauer, feinkörniger Sandstein, in der hangenden Partie mit Schiefer wechsellagernd. . .</p> <p>Vorwiegend Schiefer mit einer 5 m mächtigen „Kieselschiefer- bank“ (?), wechsellagernd mit Sandsteinbänken . . . . .</p> <p>Quarzreicher, dunkler, sehr fester Sandstein mit Zwischenlage- rungen von dünnen Schiefer- tonbänken . . . . .</p>
Unter- Carbon	<p>Äquivalente der Visé- und der Tournai- stufe</p> <p>Culm</p>	<p>15</p> <p>90—105</p> <p>20</p>	<p>Hangende Alaunschiefer</p> <p>Zone der vorwiegenden Plattenkalke</p> <p>Zone der vorwiegenden Kieselkalke</p> <p>Zone der vorwiegenden Lydite</p> <p>Liegende Alaunschiefer</p>
	<p>Äquivalente der Étroevingstufe</p>	<p>Bis 10 m aufge- schlossen</p>	



Schacht II I

Schacht III

S.

N.

- |  |   |            |
|--|---|------------|
|  | Hellgraue Kieselkalke und Kiesel-schiefer mit <i>Protocanites cf. serpentinus</i> | Culm       |
|  | Alaunschiefer mit Einlagen von Kieselkalken                                       | Flözleeres |
|  | Alaunschiefer mit <i>Posidonia Becheri</i>  |            |
|  | Alaunschiefer und Tonschiefer wechsellagernd                                      | Flözleeres |
|  | Quarzreicher, sehr fester Sandstein mit dünnen Schieferon-bänken                  |            |
|  | Vorwiegend Schieferon mit Sandstein-bänken wechsellagernd                         | Flözleeres |
|  | Sandstein mit Schieferon-bänken   |            |
|  | Schieferon  | Diluvium   |
|  | Sand, Kies und Gerölle  |            |

Profil des Sattels von Zeche Neudiepenbroek III.

Crinoidenstielgliedern und Korallenbruchstücken, die sonst im Kohlenkalk stets vorhanden sind. Sie sind allerdings ja meist auf einzelne Bänke beschränkt.

Die Bochumer Bergschule besitzt nun aus diesen Schichten ein reicheres Material, das von Herrn Bergassessor KUKUK gesammelt und im vorigen Frühjahr von Herrn Dr. HENKE in der Geologischen Landesanstalt bestimmt wurde. Die Fauna bestand im wesentlichen aus Goniatiten, wenigen Brachiopoden und Crustaceen, die aber leider fast alle so schlecht erhalten waren, das bei vielen kaum eine sichere Gattungsbestimmung möglich war. Nur ein Goniatit lag in einer größeren Zahl besserer Stücke vor, nach Herrn HENKES Bestimmung handelt es sich um einem Prolecaniten aus der Verwandtschaft des *Prolecanites serpentinus* HOLZ. Außerdem wurden *Phillipsia* cf. *aequalis* v. MEY. und *Chonetes* sp. gefunden.

Die Übergangsschicht führt noch *Posidonia Becheri* BRONN *Goniatites* sp., *Glyphioceras crenistria* PHILL. und *Chonetes* sp.; sie gehört demnach zum zweifellosen Culm.

Der Charakter der Fauna in der tiefsten Zone wird einerseits durch das gänzliche Fehlen von Crinoiden und Riffkorallen mit den sie begleitenden Brachiopoden, andererseits durch das Vorherrschen der Cephalopoden bestimmt. Die Fauna ist also nicht die des in küstennaher Flachsee entstandenen Kohlenkalks, sondern die der Facies des Culms.

Hinsichtlich des Alters der Fauna kam Herr HENKE zu dem Ergebnis, daß sie eher als Äquivalent der Étroeungstufe als der Tournaistufe anzusehen ist. Die Kieselkalke treten demnach hier noch in einem tieferen Niveau auf als bei Letmathe, bei Iserlohn und im Öse- und Hönnetal. Sie entsprechen also dem tiefsten Unterkarbon, das unmittelbar an der Grenze des Oberdevons steht, wie das reichliche Vorkommen von Prolecaniten beweist. Kohlenkalk kann also unter diesen Schichten nicht mehr auftreten, sondern fehlt im Profil von Selbeck ganz.

Das Profil des unteren Oberkarbons und des Unterkarbons auf der Zeche Neudiepenbrock III ist demnach zu identifizieren, wie die Tabelle auf S. 7 zeigt (vergl. auch Figur auf S. 8).

Da also im Profil von Selbeck der Kohlenkalk vollständig fehlt, der noch bei Lintorf, 3 km südwestlich davon, in typischer Ausbildung vorhanden ist, so ergibt sich daraus, daß nicht nur in östlicher und südöstlicher Richtung an Stelle der Kohlenkalkfacies die Culmfacies tritt, sondern daß ein solcher Wechsel sich noch wesentlich rascher in der Richtung nach Nordosten hin vollzieht. Für die Abgrenzung des mut-

maßlichen Verbreitungsgebiets der beiden Facies ist diese Tatsache von Bedeutung. Der Kohlenkalk greift demnach auf das östliche Rheinufer nur mit einer langen schmalen Zunge über. Unwahrscheinlich wird es hierdurch auch, daß sich der Kohlenkalk weiter unter den Mulden des Produktiven Carbon fortsetzt. Die im „Sammelwerk“ vertretene Auffassung müßte also dahin berichtigt werden, daß wohl nur der äußerste SW-Zipfel der Wittener und der Bochumer Mulde im Untergrund Kohlenkalk enthält, während wir im Liegenden der nördlichen Mulden das Unter-carbon in Culmfacies erwarten müssen.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren DENCKMANN, ZIMMERMANN und der Vortragende.

Herr E. ZIMMERMANN-Berlin bespricht neue Funde von Pegmatitanhydrit aus dem Jüngeren Steinsalz im Schachte der Adler-Kaliwerke bei Oberröblingen a. See.

Dieser zwischen Halle und Eisleben nahe dem Südufer des ehemaligen Salzigen Sees gelegene Schacht, zu dem die Werksdirektion mir in dankenswerter Weise den Zutritt gestattete, hat unter etwa 50 m Tertiär und Mittlerem Buntsandstein und unter 373 m Unterem Buntsandstein und Oberem Zechsteinletten in 423 m Tiefe das Jüngere Steinsalz mit seiner Decke von Grenzanhydrit und seiner Einlagerung von Pegmatitanhydrit und Rotem Salzton, in 512 m Tiefe den Hauptanhydrit, in 567 m Tiefe den Grauen Salzton und in 575 m Tiefe das Kalisalzlager erreicht.

Der Graue Salzton lieferte in einzelnen Lagen, deren spezielle Tiefe leider nicht zu ermitteln war, ziemlich reichlich Fossilien (Tangspuren, *Liebea*- bzw. *Myalina*- oder *Gervillia*-ähnliche kleine Zweischaler und bis  $46 \times 33$  mm große *Schizodus*) in der üblichen schalenlosen Erhaltung, wobei Abdruck und Steinkern ohne Zwischenraum unmittelbar aufeinander liegen, und zeigte auch wieder den schon früher von mir erwähnten Eisenchlörüorgehalt der aus ihm mit Wasser auslaugbaren Salze, der sich auf der Halde durch rostig-braungelbe Beschläge kenntlich macht.

Im Jüngeren Steinsalz findet sich — ganz der Regel entsprechend — die so weit verbreitete Einlagerung von Rotem Salzton (von 441 bis 453 m Tiefe) mit aufgelagertem Pegmatitanhydrit (von 440 bis 441 m Tiefe) im oberen Teile der Gesamtmächtigkeit. Der Rote Salzton erwies sich, soweit

ich ihn noch auf der Halde untersuchen konnte, als frei von den früher von mir beschriebenen Pseudomorphosen.

Den Pegmatitanhydrit<sup>1)</sup> konnte ich hier zum ersten Male in größeren Massen studieren, so daß ich nun auch eine genauere Beschreibung liefern kann; freilich konnte ich ihn nicht im Anstehenden untersuchen, das schon vermauert war, sondern nur auf der Halde sammeln; hier waren zwar die Stücke infolge monatelangen Liegens oberflächlich schon in Gips umgewandelt, zermürbt und des Salzes beraubt, ließen aber durch letzteren Umstand ihren größeren Aufbau um so deutlicher hervortreten. Am frischen Gestein tritt dieser wenig hervor, wurde darum beim Schachtabteufen auch gar nicht besonders beachtet und muß, wenn man ihn genauer untersuchen will, unbedingt erst durch Auslaugung des Salzes bloßgelegt werden. — Mikroskopisch ist das Gestein noch nicht untersucht; die folgenden Mitteilungen beziehen sich sämtlich auf mit bloßem Auge und der Lupe zu erkennende Verhältnisse.

Das Gestein besitzt danach eine grobe Lagen- oder Krustenstruktur mit 3 bis 20 cm Dicke der einzelnen voneinander nicht ablösbaren Krusten. (Siehe auch a. a. O. 1907, Fig. 3 und 6.) Diese sind regelmäßig auf der einen Seite derber und anhydritreicher, nach der anderen Seite hin werden sie lockerer und nehmen etwas mehr Steinsalz in sich auf, ja sie können sogar mit einer unregelmäßigen Lage (bis 2 cm stark) von fast reinem Steinsalz abschließen, und es folgt dann wieder mit deutlicher, aber doch nicht scharfer Grenze der derbere, anhydritreichere Teil der neuen Kruste. Vermutlich ist letzterer Teil in der natürlichen Lagerung der untere, also ältere, und es wäre erwünscht, daß bei neuen bergmännischen Aufschlüssen des Pegmatitanhydrits diese Vermutung auf ihre Richtigkeit geprüft würde. Träfe sie zu, so würde das Verhalten ähnlich, aber umgekehrt sein wie bei den Jahresringen der Bäume, wo das ältere (Frühjahrs-) Holz lockerer ist als das jüngere (Herbst-) Holz.

Wieviele Krusten solcher Art die gesamte etwa 1 m starke Bank ausmachten, konnte ich nicht ermitteln.

Mehr noch als durch die derbere oder lockerere Beschaffenheit unterscheiden sich die beiden Teile jeder Kruste durch die (makroskopische) Gestalt ihrer Anhydritkörner. Diese Körner, von denen ich schon früher nachgewiesen habe

<sup>1)</sup> Vgl. ZIMMERMANN: Über Pegmatitanhydrit und den mit ihm verbundenen Roten Salzion usw. Diese Zeitschr. 1907, Monatsber. S. 136—143, mit Abbildungen, und ZIMMERMANN: Isolierte Krystalle von Pegmatitanhydrit. Ebenda 1908, S. 71.

und nachher noch weiter belegen werde, daß es Pseudomorphosen (nach Krystallen eines unbekanntes Minerals) sind, sind nämlich in derberen Teile isodiametrisch und klein, etwa bis erbsgroß, dafür um so zahlreicher, so daß sie sich gegenseitig fast ringsum in der freien Ausbildung behinderten, — nach dem lockereren Teile hin dagegen wird ihre Zahl geringer, dafür wachsen die übrigen in die Länge, aber nicht parallel, sondern radialstengelig (fächerförmig) oder auch strauchförmig, und die Körner oder Individuen können dabei auf größere Strecken frei ihre Form entfalten und bedeutende Größe erlangen. So sind nicht selten Fächer mit bis 12 cm langen und an ihrer distalen Seite bis über 5 cm breiten Individuen beobachtet worden. Da sich nun zwischen die — sei es runden, sei es gestreckten, kleinen oder großen — Anhydritkörner und -krystalle Steinsalz gelegt hat, alle Hohlräume vollständig erfüllend, so kommt im ersten Falle (d. h. in derberen Teile der Lagen) eine etwa an das Granitische erinnernde, im zweiten Falle (d. h. im lockereren, stengelig struierten Teile) eine an gewisse Granophyre oder (besonders im Querbruch) an Schriftgranite (Pegmatite) erinnernde Struktur zustande, die mir Veranlassung zu dem Namen „pegmatitischer“ oder „pegmatitähnlicher Anhydrit“ oder gekürzt „Pegmatitanhydrit“ gab.

An größeren Blöcken, an denen sich mehrere Krusten übereinander oder eine Kruste weit nach der Seite verfolgen ließ, war festzustellen, daß alle Strahlenfächer gleich gerichtet waren und ihren Strahlungspunkt auf der zugehörigen (vermutlich also unteren) derberen Partie jeder Kruste hatten. Die längsten Strahlen sind natürlich in den dicksten Lagen vorhanden, aber nicht in allen dicken Krusten lange Strahlen.

Während die rundlichen Körner der derberen Partien keine weiteren Besonderheiten bemerken lassen, zeigen die einzelnen Strahlen der Fächer einen eigenartigen Aufbau, und zwar im allgemeinen um so schöner, je größer sie sind. Stoßen solche großen Strahlen eines Fächers wohl auch oft aneinander und behindern sich gegenseitig etwas, und sind dann auch zwischen und auf ihnen meist noch zahlreiche kleinere mehr oder minder unregelmäßige Strahlen gewachsen (wie bei den Korallen Tochterindividuen auf älteren), so besitze ich doch zahlreiche große Strahlen, die sich wundervoll als ehemalige Einzelkrystalle erkennen lassen. Ich habe 1907 deren Formen als Kalkspatskalenoeder deuten zu können gemeint, doch hat sich dies als unhaltbar erwiesen.

Jeder Strahl (Einzelkrystall) (vgl. a. a O. Fig. 3—5) bildet

allerdings eine sechsseitige Pyramide oder einen Kegel, dessen Spitze sich also in dem Strahlungsmittelpunkt des Fächers, dessen Basis sich an der Peripherie des Fächers befand; aber seine Symmetrie ist eine — scheinbar — rhombische. Ehe ich diese näher bespreche, ist aber noch hervorzuheben, daß viele dieser Krystalle — vielleicht im Grunde genommen alle — merkwürdigerweise aus einem Kern und einer scharf abgegrenzten Schale bestehen. Die Schale ist 1 bis 2 mm dick und (im Gegensatz zum Kern) vollständig lückenlos; sie umgibt, soweit es sich verfolgen ließ, parallelfächig den Kern, der seinerseits einen skelettförmigen Aufbau zeigt. Zwischen Schale und Kern zieht sich eine papierdünne bis (gewöhnlich) 1 oder 2 mm dicke Lage von Steinsalz bzw. (nach dessen Auslaugung) ein Hohlraum hin, und nur ganz vereinzelt Synaptikeln scheinen ganz gelegentlich Kern und Schale zu verbinden. Oft legen sich die Schalen zweier Krystalle unmittelbar aneinander und werden dann nicht durch Steinsalz getrennt, sondern nur eine feine Linie deutet im Querbruche an, daß man es mit zwei Schalen zu tun hat; eine mechanische Trennung beider nach dieser Linie, etwa durch Schlag, ist aber nicht möglich. Die Außenseite der Schale konnte ich nie auf einige Entfernung scharf verfolgen; die Innenseite verläuft sehr gleichmäßig, parallel der Gesamtoberfläche des Kernes, und nur an diesen Kernen konnte ich die Krystallgestalt näher bestimmen.

Diese Kernkörper stellen sich also scheinbar als ziemlich spitze sechsseitige Pyramiden von rhombischer Symmetrie dar und würden zunächst als rhombische Pyramide und ein Doma (vielleicht Makrodoma) zu deuten sein. Die Flächen sind zu Winkelmessungen — sei es auch nur mit Anlegegoniometer — nicht glatt genug. An Abzeichnungen maß ich den Domenwinkel an der Krystallspitze zu  $25^{\circ}$ ; im anderen (? makrodiagonalen) Hauptschnitt stoßen die Kanten der rhombischen Pyramide unter etwa  $32$  bis  $39^{\circ}$  zusammen. Der Querschnitt dieser Körper (parallel der Basis) zeigt ein ungefähr regelmäßiges Sechseck (also Kantenwinkel von etwa  $120^{\circ}$ ), bei dem die zwei dem genannten Doma entsprechenden Seiten etwas länger zu sein pflegen als die vier der Pyramide entsprechenden. Andere Krystallflächen sind an diesen Körpern nicht zu beobachten, an der schmalen Spitze nicht, wo der Krystall nach meiner gegenwärtigen Vermutung aufgewachsen war, aber auch an dem breiten, vermutlich freien Ende nicht. Für das Folgende ist noch wichtig hervorzuheben, daß alle Flächen — Ebenen, niemals gebogen sind.

Alle sechs Flächen zeigen nun eine eigenartige grobe Streifung, die man deutlicher noch Rippung nennen könnte, und die ich auf ein skelettförmiges Wachstum zurückführen zu dürfen geglaubt habe; in die tiefen Furchen zwischen den Rippen oder Balken, die über 3 mm dick sein können, hat sich Steinsalz gelegt, soweit nicht auch hier „Synaptikeln“ (aus Anhydrit) gelegentliche Verbindungen herstellen. Während nun die vier Pyramidenflächen eine einfache Rippung besitzen, ist die Berippung der „Domenflächen“ von der Mittellinie aus gefiedert und beweist wohl sicher, daß die scheinbar einfachen Krystalle Zwillinge sind, wobei der (nach meiner Deutung) brachydiagonale Hauptschnitt die Zwillingsebene ist. Die Fiederung konvergiert an meinen zahlreichen Krystallen (mit einer einzigen, vielleicht nicht ganz sicheren Ausnahme) gegen die Kegelspitze hin, und zwar unter schätzungsweise  $120^{\circ}$  bis  $130^{\circ}$ . Auf den anstoßenden Pyramidenflächen derselben Krystallhälfte setzt die Rippung mit gleichsinniger Richtung fort, verläuft also nicht zickzackförmig um den Krystall herum, wie es auf mich zuerst — beim Anblick unvollkommen erhaltener Krystalle — den Eindruck gemacht hatte. Es scheint vielmehr, als ob man die Rippung als die Spuren einer Spaltbarkeit (oder eines zonaren Aufbaues) zu deuten habe nach einem flachen Brachydoma. Die Spaltflächen beider Krystallhälften würden dann im brachydiagonalen Hauptschnitt mit — wie gesagt — ungefähr  $120$  bis  $130^{\circ}$  nach der Spitze zu konvergent zusammenstoßen. An einzelnen Krystallen sind auch Andeutungen dieser Flächen wirklich zu sehen, an den meisten aber ist das Innere der Kernkörper recht unregelmäßig aufgebaut, mit zahlreichen Lücken, die sich allerdings bisweilen zu Zonen ordnen, die auf Querschnitten den sechsseitigen Gesamtumrissen parallel laufen.

Die Unbestimmtheit der ganzen vorausgehenden Darstellung des krystallographischen Baues unserer Pegmatitanhydrite ist darin begründet, daß wir es zwar mit Anhydrit, aber nicht mit ursprünglichen, wenn auch lückig, skelettartig gewachsenen Krystallen von Anhydrit zu tun haben, sondern mit Pseudomorphosen von Anhydrit, daß aber das Urmineral noch unbekannt ist. Spricht für diese Pseudomorphosennatur schon der Umstand, daß weder die äußere Gestalt, noch die anscheinend einfache Spaltbarkeit, noch die außerordentliche Größe der Krystalle zu irgendetwas paßt, was wir bisher vom Anhydrit kennen, so gibt die feinere Struktur noch vollends den Ausschlag. Denn man sieht, daß jeder dieser großen so einheitlich aussehenden Krystalle nichts anderes als ein Aggregat

kleinster Körnchen ist und bald, besonders in seinem Kernteile, mit einem feinstkörnigen Anhydritgestein zu vergleichen, bald — so besonders in dem Schalenteile — fein parallelfaserig-schuppig (rechtwinkelig auf die Oberfläche) gebaut und in dieser Struktur meinem „strahligen“ Hauptanhydrit ähnlich ist. Jede Faser scheint dabei, soweit es mit der Lupe noch erkennbar ist, an demjenigen Ende, das in Steinsalz hineinragt, mit guten Flächen frei auskrystallisiert zu sein.

Fragen wir nun, welches das Urmineral dieser Pseudomorphosen gewesen sein könne, so schienen sie mir, nachdem also Kalkspat schon ausgeschlossen ist, eine Zeitlang eine gewisse Ähnlichkeit mit Schwalbenschwanz-Zwillingen von Gips zu besitzen, und die vermutete Spaltbarkeit, die sich in der „Berippung“ der Kernkörper darstellen würde, dann derjenigen des „faserigen Bruches“ zu entsprechen, die in jenen Zwillingen eine in ganz ähnlicher Weise gegen das schmalere Krystallende hin konvergierende fiederige Anordnung zeigt. Ja LACROIX bildet in seinem Werke „Le gypse de Paris“<sup>1)</sup> Tafel 12 Fig. 2 auch eine — allerdings aus Kalk bestehende — Pseudomorphose nach Gips ab, die insbesondere auch — infolge der dem Faserbruch folgenden, aber doch ungleich stark an den einzelnen Stellen wirksam gewesenem Auslaugung oder Umsetzung des Gipses in Kalk — die gleiche fiederige Skelettstruktur zeigt und dadurch unseren Krystallen recht ähnlich ist. Auch die oben besprochene strauchförmige Gruppierung unserer Krystalle erinnert mich sehr an diejenige, welche die von den Pariser Gipsbrechern als pieds d'alouettes bezeichneten Gipsbänke besitzen (vgl. Livret guide, Congrès internat., 1900, Heft VIII, Bassin tert. parisien).

Würde der Pegmatitanhydrit demnach eine Pseudomorphose nach Gips sein, so würde dies nicht bloß ein sehr großartiges Beispiel dieser sonst erst sehr selten beobachteten Pseudomorphosenart sein, sondern auch geologisch noch dadurch an Bedeutung gewinnen, weil wir dann aus unserem Zechsteinsalzlager wirklich ein ursprüngliches Gips-, nicht bloß Anhydritlager kennen würden, wie es die chemischen Theorien von OCHSENIUS, VAN 'T HOFF, ERDMANN usw. als erste salinische Ausscheidung fordern zu müssen glauben, während mir bisher als tiefste derartige Bildung in unseren Kalibohrungen immer und überall nur Anhydrit vor Augen gekommen ist.

Aber die genauere Vergleichung unserer Krystalle mit solchen von Gips spricht entschieden gegen obige Deutung.

<sup>1)</sup> Nouvelles Archives du Muséum, T. IX, Paris 1897.

Denn erstens mußte ich betonen, daß ich die für Gips so kennzeichnende, von den Schwalbenschwanz-Zwillingen allbekannte Krümmung der Krystallflächen niemals beobachten konnte, und zweitens gehört am Gips diejenige Fläche, die die fiederige Streifung der Zwillingskrystalle aufweist, einem parallelen Flächenpaar (dem Klinopinakoid) an, während an unseren Krystallen diese Streifung auf zwei (wie gesagt, unter etwa  $25^{\circ}$ ) zueinander geneigten Flächen (die ich zunächst als Doma deutete) sichtbar ist.

Ein anderes Mineral mit so ausgeprägter Neigung zu Zwillingsbildung, das hier noch in Betracht gezogen werden könnte, ist mir vorläufig nicht bekannt, und wir müssen demnach die Frage nach dem Urmineral des Pegmatitanhydrits auch nach den neuen so schönen Funden noch unentschieden lassen.

v.	w.	o.
RAUFF.	BEYCHLAG.	BLANCKENHORN.

## Briefliche Mitteilungen.

### 1. Das Alter der Kreidesandsteine Westfalens.

VON HERRN HANS STILLE.

Mit einer Formations-Tabelle.

Hannover, Geolog.-mineral. Institut der Techn. Hochschule,  
den 3. Dezember 1908.

Die Gliederung der Unteren Kreide in dem altbekannten Profile von Altenbeken am Egge-Gebirge (südlicher Teutoburger Wald), über das CL. SCHLÜTER<sup>1)</sup> die erste sichere Nachricht an der Hand der bei Anlage des Altenbekener Tunnels geschaffenen Aufschlüsse gebracht hat, ist folgende:

(Geringmächtige Tone mit <i>Hoplites auritus</i> Sow.)	} Oberes
Flammenmergel, zu oberst übergehend in glaukonitischen Sandstein	
Roter Gaultsandstein	
Grünsand = Unteres Albien + Aptien z. T.	
Weißer Neocomsandstein = Neocom einschl. Aptien z. T.	

Der 3—4 m mächtige Grünsand zwischen Neocom- und Gaultsandstein, der bisher ausschließlich aus dem Altenbekener Tunnel beschrieben worden ist und in den Jahren 1905 und 1906 anlässlich der Wiederherstellungsarbeiten des Tunnels nach dem im Sommer 1905 erfolgten Firsteinbruche der Beobachtung wieder zugänglich war, enthält im tieferen Teile *Acanthoceras Martini* D'ORB. des Aptien, im höheren Teile *Acanthoceras Milleri* D'ORB. des Unteren Albien. Nun erhielt ich aus dem weißen Neocomsandsteine von Neuenheerse südlich Altenbeken *Hoplites Weissi* NEUM. u. UHL. in einem ausgezeichnet erhaltenen Exemplare, und es ist somit das Aptien nur zum

<sup>1)</sup> A. SCHLÜTER: Schichten des Teutoburger Waldes bei Altenbeken. Diese Zeitschr. 1866, S. 35 ff.

Teil in dem Grünsande, zum Teil aber auch in dem Neocomsandstein vertreten. Formen des Hauterivien (*Sibirskites Decheni* ROEM.) sind aus dem Neocomsandstein der südlichen Egge schon länger bekannt, noch nicht aber solche des Valanginien, die wir bisher nur vom nördlichen Teutoburger Walde (Osning) kennen; es hat damit den Anschein, daß das transgredierende Neocom der Egge erst mit dem Hauterivien beginnt, während am Osning, d. h. im Gebiete konkordanter Lagerung des Neocoms über Wealden, das Valanginien vorhanden ist, und die „Neocom“-Transgression somit am Egge-Gebirge, wie vielerorts inner- und außerhalb Mitteldeutschlands, eine solche des Hauterivien wäre.

Ich weise nachdrücklich darauf hin, daß der rote „Gaultsandstein“ bei Altenbeken und weiter südlich *Hoplites auritus* SOW., *Hoplites splendens* SOW. u. a. enthält und somit in das Obere Albien gehört, nicht aber in das Untere, wie immer wieder, so neuerdings noch von ANDRÉE, ERICH MEYER und BÄRTLING, angenommen wird; das Untere Albien (*Acanthoceras Milleti* D'ORB. usw.) steckt bei Altenbeken im oberen Teile des Grünsandes zwischen dem weißen Neocom- und dem roten Gaultsandstein.

Der Gaultsandstein reicht an der Egge nur bis wenig nördlich Altenbeken (Kempen), und von hier an besteht die Untere Kreide aus zwei Hauptgliedern, dem weißen Teutoburgerwaldsandstein und dem Flammenmergel, zwischen die sich eine zunächst nur geringmächtige Grünsandlage einschiebt. Schon unfern Kempen erscheint über den Sandebecker Steinbrüchen, an der Stelle des Profiles, an der der „Gaultsandstein“ zu erwarten wäre, der Grünsand, der von hier an bis zu den nordwestlichen Ausläufern des Gebirges verfolgbar ist. Bei den Externsteinen bei Horn in Lippe-Detmold ist das Profil z. B. folgendes:

Flammenmergel (ca. 50 m),

Grünsand (ca. 3 m)

Weißer Teutoburgerwaldsandstein (ca. 25 m).

Wir haben also an der Basis der Kreide von Altenbeken und derjenigen weiter nördlich einen hellgefärbten Sandstein, der sich hier und dort petrographisch sehr ähnelt. Aber stratigraphisch sind die Sandsteine hier und dort nicht völlig ident, denn der nördlichere enthält außer Formen des Neocoms bei den Externsteinen (Holzhausener Steinbruch) und an der Grotenburg bei Detmold (Hiddeser Steinbruch) *Acanthoceras Milleti* D'ORB und *Hoplites tardefurcatus* LEYM., also Formen des Unteren Albien, die bei Altenbeken in dem Grünsande

über dem Neocomsandstein liegen. Am Teutoburger Walde südlich Altenbeken dürfen wir also mit Recht von einem „Neocomsandstein“ sprechen, aber das diesem petrographisch gleichende Gestein von Horn, Detmold und dem Osning umfaßt mehr als Neocom, und ich verwende deshalb für dieses im Unterschied zum „Neocomsandstein“ den Namen „Osning-sandstein“. Der weiße Sandstein der Unteren Kreide, der sog. „Teutoburgerwaldsandstein“, umfaßt also bei Altenbeken und weiter südlich als „Neocomsandstein“ das Neocom einschließlich eines Teiles des Aptien, weiter nördlich als „Osning-sandstein“ das Neocom einschließlich des gesamten Aptien und des Unteren Albien. Der Name „Teutoburgerwaldsandstein“ mag als Kollektivname für die hellgefärbten Sandsteine der Unteren Kreide des Teutoburger Waldes bestehen bleiben.

Zunächst etwas merkwürdig, aber durch das Auftreten der Ammoniten zweifellos bewiesen ist nun, daß Aptien, Barrémien und Hauterivien, die an der südlichen Egge den gesamten Neocomsandstein umfassen, bei Horn nur in einer wenige Zentimeter starken Schicht an der Basis des Osning-sandsteins vertreten sind, die z. B. *Crioceras capricornu* ROEM. des Hauterivien und *Hoplites Deshayesi* LEYM. des Aptien enthält, während fast die Gesamtmasse des Sandsteins Formen des Unteren Albien führt; auch der Hiddeser Steinbruch an der Grotenburg bei Detmold, der den weißen Sandstein in etwa 20 m Mächtigkeit im Liegenden des Oberen Albien erschließt, hat bisher ausschließlich Formen des Unteren Albien und noch keine des Neocom geliefert, das wir noch weiter im Liegenden in den noch nicht aufgeschlossenen Schichten erwarten müssen. Während also weiter südlich zur Neocomzeit der Sandstein in ca. 25 m, weiter nordwestlich sogar in über 100 m Mächtigkeit angehäuft wurde, beschränkte sich die Sedimentation bei Horn-Detmold auf wenige Zentimeter Mächtigkeit, und das hängt vielleicht mit Meeresströmungen zusammen, die eine Aufhäufung größerer Sandmassen verhinderten, sodaß heute Formen des Hauterivien und Aptien in derselben Schicht zu liegen scheinen. HARBORT<sup>1)</sup> hat neuerdings auf einen ähnlich liegenden Fall aufmerksam gemacht, bei dem sich *Avicula contorta* des Râth mit *Schlotheimia angulata* des Lias in einer und derselben Schicht finden. Erst mit dem Beginne des Albien setzte bei Horn-Detmold ein stärkerer Nieder-

---

<sup>1)</sup> E. HARBORT: Kreide-, Jura- und Triasformation des Bentheim-Isterberger Sattels. v. KOENEN-Festschrift 1907, S. 503.

schlag weißen Sandmaterials ein, der dem Anscheine nach auch noch im Nordwesten andauerte, während im Süden die Grünsandfacies begann. Die bekannten isolierten Felspfeiler der „Externsteine“ bei Horn gelten in der Literatur bisher allgemein für Neocom; das ist also dahin zu berichtigen, daß höchstens die liegendste, der Stadt Horn zugekehrte Schale der aus saiger stehenden Schichten aufgebauten Felsen noch zum Neocom gehört, soweit die liegendste Partie noch nicht der Verwitterung anheimgefallen ist, daß aber die Hauptmasse zum Gault zu stellen und damit gleichaltrig mit dem „Hilssandstein“ des südlichen Hannovers ist. Es ist nach vorstehendem aber auch nicht richtig, wenn man den „Hilssandstein“ Hannovers mit dem „Gaultsandstein“ von Altenbeken identifiziert, denn letzterer gehört, wie gesagt, zum Oberen Gault (*Hoplites splendens* Sow., *Hoplites auritus* Sow.), ersterer zum Unteren Gault (*Acanthoceras Milleti*) (siehe die unten folgende Tabelle), und das Äquivalent des hannoverschen Hilssandsteins und der Hauptmasse des Sandsteins der Externsteine steckt eben bei Altenbeken in der Grünsandlage (*Acanthoceras Milleti* D'ORB. u. a.) zwischen „Neocomsandstein“ und „Gaultsandstein“. Auch der „Gaultsandstein“, den neuerdings BÄRTLING<sup>1)</sup> vom Westrande der westfälischen Kreidemulde beschrieben hat, ist nicht identisch mit dem Altenbekener, wie BÄRTLING meint, wohl aber mit demjenigen des Hils oder wenigstens einem Teile desselben. Aus denselben Schichten, in denen ich *Acanthoceras Milleti* D'ORB. und *Hoplites tardefurcatus* fand, stammt der *Hoplites Uhligii* WEERTHS<sup>2)</sup>; es ist also zu berichtigen, daß *Hoplites Uhligii* keine Form des Neocom, sondern eine solche des Unteren Albien ist.

E. MEYER<sup>3)</sup> hat einen „Gaultsandstein“ von Bielefeld beschrieben und mit demjenigen von Altenbeken identifiziert, den er zwar irrthümlicherweise in den Unteren Gault steckt. Ich habe die dortigen Verhältnisse mehrfach, z. T. gemeinsam mit Herrn Dr. LANDWEHR-Bielefeld, der darüber bereits berichtet hat<sup>4)</sup>, an Ort und Stelle untersucht. Der fragliche Sandstein

<sup>1)</sup> BÄRTLING: Ausbildung und Verbreitung der Unt. Kreide am Westrande des Münsterischen Beckens. Diese Zeitschr. 1908, Bd. 60, Monatsber. S. 40.

<sup>2)</sup> O. WEERTH: Neocomfauna des Teutoburger Waldes. Pal. Abb. von DAMES und KAYSER, Bd. II, Heft 1, S. 22, Taf. VII., Fig. 1.

<sup>3)</sup> E. MEYER: Teutoburger Wald zwischen Bielefeld und Werther. Jahrb. d. pr. geol. Landesanst. f. 1903, S. 371.

<sup>4)</sup> F. LANDWEHR: Zur Tektonik des Teutoburger Waldes bei Bielefeld. Bielefeld, Ravensberger Blätter, VI. Jahrg., Nr. 12, S. 6 u. 7.

wird nach Norden und Westen regelmäßig von Grünsand und Flammenmergel überlagert und hat schwachen Glaukonitgehalt mit dem obersten Teutoburgerwaldsandstein der Nachbarschaft gemein, dem er petrographisch durchaus gleicht, und ich sehe keinen Grund ein, weshalb E. MEYER ihn nicht mit diesem, sondern mit dem Gaultsandstein von Altenbeken identifiziert hat. Versteinerungen sind bei Bielefeld in diesen obersten Schichten des Teutoburgerwaldsandsteins zwar noch nicht gefunden, aber bei ihrer Lage unter dem Grünsand kann nach der Auffindung von Faunen des Unteren Albien im Osning-sandstein von Horn und Detmold wohl kaum noch ein Zweifel darüber sein, daß wir es mit Unterem Albien zu tun haben. Wenn Herr Dr. LANDWEHR nun a. a. O. meint, ich sei mit ihm darin einer Ansicht, daß der „Gaultsandstein“ E. MEYERS zum Neocom gehöre, so hat er mich mißverstanden. Ich halte zwar den Sandstein für identisch mit dem obersten Teile dessen, was E. MEYER auf seiner Karte als „Neocomsandstein“ ausscheidet, aber dieser oberste Teil ist eben Unterer Gault.

Was nun den Grünsand im Hangenden des Osning-sandsteins anlangt, der von Sandebeck an bis über Osnabrück hinaus in leicht verfolgbaren Terrainellen zwischen dem Osning-sandstein und dem Flammenmergel nachweisbar ist, so ergibt sich zunächst, daß er nicht gleichaltrig mit dem Altenbekener Grünsande im Hangenden des Neocomsandsteins ist, der ja Faunen des Aptien und Unteren Albien, also solche des Osning-sandsteins, führt. Versteinerungen sind zwar recht selten in ihm, doch auch ohne solche kann es als höchstwahrscheinlich gelten, daß er als im Hangenden von Schichten mit Fauna des Unteren Gaults und im Liegenden des Flammenmergels befindlich gleich dem in seinem Verbreitungsgebiete fehlenden „Gaultsandstein“ von Altenbeken in den tiefsten Teil des Oberen Albien zu stellen ist; damit stimmt auch der von MESTWERDT<sup>1)</sup> angeführte Fund des *Hoplites* cf. *Deluci* D'ORB. vom Hüls bei Hilter überein. Es wäre also der Osning-Grünsand auch annähernd gleichaltrig mit dem Minimuston Hannovers, dem er stellenweise durch Zurücktreten des Glaukonits recht ähnlich wird, und ich betrachte den Minimuston Hannovers, den Gaultsandstein von Altenbeken und den Grünsand des Osnings als annähernd gleichaltrige Facies an der Basis des in der Hauptsache durch den Flammenmergel vertretenen Oberen Albien Nord-

<sup>1)</sup> A. MESTWERDT: Teutoburger Wald zwischen Borgholzhausen und Hilter. Inaug.-Diss. Göttingen 1904, S. 30.

Die Untere Kreide in den Randgebieten der westfälischen Kreidemulde und am Hils.

	Westrand der westfälischen Kreidemulde (BÄRTLING)	Emsgebiet, Gegend von Bentheim (G. MÜLLER, HARBORT)	Osnung (STILLE)	Detmold-Horn (STILLE)	Altenbeken-Neuenbeerse (SCHLÜTER, STILLE)	Hilsmulde (V. KOENEN)
Oberes Albien	Flammenmergel. Graue Tone mit <i>Belenn. minimus</i> u. <i>Hopl. splendens</i> . Grünsand mit <i>Inocer. concentricus</i>	Flammenmergel. Tone u. Grünsandlagen m. <i>Hopl. interruptus</i> , <i>Hopl. auritus</i> , <i>Belennites minimus</i> , <i>Inocer. concentricus</i>	Flammenmergel. Grünsand des Osnung.	Flammenmergel. Grünsand des Osnung.	Dunkle Tone m. <i>Hopl. splendens</i> . Grünsand. Flammenmergel. „Gaultsandstein“.	Flammenmergel. Minimuston.
Unteres Albien	Dunkle Tone mit <i>Hoplites tardifurcatus</i> . „Gaultsandstein“.	Tone mit <i>Hoplites tardifurcatus</i> und <i>Acanthoereras Milleti</i> .			des Unt. Albien m. <i>Acanth. Milleti</i> .	„Hils-sandstein“.
Aptien	Tone mit <i>Acanthoc. Martini</i> , <i>Hoplites Bodei</i> , <i>Hoplites Weissi</i> .	Tone (?)			des Aptien mit <i>Acanth. Martini</i> .	
Barrémien	Graue Tone.	Tone.	Osnung-Sandstein.	Osnung-Sandstein.	Neocom-Sandstein.	Hilston.
Haute-rivien	Sande und Sandsteine.	Tone mit <i>Crioceras capricornu</i> . Gildehäuser Sandst. mit <i>Hoplites noricus</i> .				
Valanginien	Dunkle Tone.	Tone. Bentheimer n. Isterberger Sandstein. Tone mit <i>Polyptych. diplotonus</i> , <i>Oxyptotic. Marcoui</i> , <i>Oxypt. heteropleurum</i> .	Eisensteine an der Basis des Osnung-Sandsteins.			(Bisher nicht beobachtet.)

westdeutschlands. Minimuston, Grünsand des Osning und Gaultsandstein von Altenbeken sind dabei zwar keine vom Flammenmergel paläontologisch scharf getrennte Zonen, und der *Belemnites minimus* findet sich z. B. sowohl im Flammenmergel Hannovers, wie in demjenigen Westfalens.

Die Kreideschichten der südlichen Egge und diejenigen von Horn-Detmold parallelisiere ich nach obigen Ausführungen gemäß folgendem Schema:

Altenbeken		Horn-Detmold
Flammenmergel Gaultsandstein der Egge	} Oberes Albien	{ Flammenmergel Grünsand des Osning
Grünsand von Altenbeken	{ Unteres Albien	
	Aptien	
	Barrêmien	
Neocomsandstein	{ Hauterivien Valanginien	} Osning-Sandstein.

In der Tabelle auf S. 22 gebe ich eine Übersicht über die Altersverhältnisse der Schichten der Unteren Kreide Westfalens, wobei dem Westrande der Kreidemulde die kürzlich erschienene Arbeit BÄRTLINGS<sup>1)</sup> und der Region der westlichsten Ausläufer des Teutoburger Waldes im Emsgebiete und bei Rheine die Mitteilungen G. MÜLLERS<sup>2)</sup> und HARBORTS<sup>3)</sup> zugrunde liegen. Zum Vergleich füge ich das Profil der Unteren Kreide in der Hilsmulde nach v. KOENEN<sup>4)</sup> bei.

Den bisher aus dem Teutoburgerwaldsandstein bekannten Horizonten schließt sich also das Untere Albien an, das man zwar schon länger in ihm vermutet hatte, ohne aber den paläontologischen Beweis erbringen zu können. Als bisher noch nicht bekannter Horizont ist sodann Oberes Barrêmien zu nennen, nachdem kürzlich *Crioceras Denckmanni* G. MÜLLER zwischen Örlinghausen und Brackwede gefunden und in die Sammlung der Geologischen Landesanstalt gelangt ist. Ich gebe im folgenden eine

<sup>1)</sup> R. BÄRTLING: Ausbildung und Verbreitung der Unteren Kreide am Westrande des Münsterischen Beckens. Diese Zeitschr. 1908, B. 60, Monatsberichte S. 36 ff.

<sup>2)</sup> G. MÜLLER: Die Untere Kreide im Emsbett nördlich Rheine. Jahrb. d. pr. geol. Landesanst. f. 1895, S. 60 ff.

Ders.: Untere Kreide westlich der Ems. Ebenda f. 1903, S. 185 ff.

<sup>3)</sup> HARBORT: Kreide-, Jura- und Triasformation des Bentheimer Isterberger Sattels. v. KOENEN-Festschrift 1907, S. 471 ff.

<sup>4)</sup> v. KOENEN: Erläuterungen z. Blatt Alfeld d. geol. Spez.-Karte von Preußen.

Übersicht über die bisher im Teutoburgerwald-  
sandstein nachgewiesenen Zonen:

**Unteres Valanginien:**

Grävingshagen bei Örlinghausen.

*Oxynticeras Gevrii* D'ORB. nach DUNCKER (Palaeontographica I, S. 234) im Eisenstein an der Basis des Osningsandsteins.

**Oberes Valanginien:**

Lämmershagen bei Örlinghausen nach WEERTH (a. a. O.).

*Polyptychites Grotriani* NEUM. u. UHLIG.

Hohnsberg bei Iburg nach ANDRÉE<sup>1)</sup>.

*Polyptychites* cf. *biscissus* v. K.

- cf. *tardescissus* v. K.

- *pertumidus* v. K.

- *terscissus* v. K.

- cf. *perovalis* v. K.

- *bidichotomus* LEYM.

*Bochianites neocomiensis* D'ORB.

**Unteres Hauterivien:**

Tönsberg bei Örlinghausen.

*Hoplites Ebergensis* WEERTH<sup>2)</sup>.

- *bivirgatus* WEERTH<sup>2)</sup>.

Menkhäusen bei Örlinghausen nach WAGENER.

*Hoplites noricus* ROEM.

Palsterkamper Berg bei Bielefeld nach E. MEYER (a. a. O.).

*Hoplites* cf. *longinodus* NEUM. u. UHL.

Barenberg bei Borgholzhausen nach F. ROEMER (1850).

*Hoplites noricus* ROEM.

Hüls bei Hilter nach MESTWERDT (a. a. O.).

*Hoplites noricus* ROEM.

*Crioceras Roemeri* NEUM. u. UHL.

- *Hildesiense* v. K.

Hochholz bei Iburg nach ANDRÉE (a. a. O.).

*Crioceras Hildesiense* v. K.

<sup>1)</sup> K. ANDRÉE: Teutoburger Wald bei Iburg. Inaug.-Diss. Göttingen 1904.

<sup>2)</sup> Nach STOLLEY (Centralbl. f. Miner. usw. 1908. S. 141) bei Ihme zusammen mit *Hoplites* aff. *neocomiensis* D'ORB. des Unteren Hauterivien.

Dörenberg bei Iburg nach ANDRÉE (a. a. O.).

*Crioceras Roemeri* NEUM. u. UHL.

### Oberes Hauterivien:

Karlsschanze bei Willebadessen nach F. ROEMER (1854).

*Simbirskites Decheni* ROEM.

Externsteine bei Horn (Holzhausener Steinbruch) nach  
STILLE (s. o.).

*Crioceras capricornu* ROEM.

Tönsberg bei Örlinghausen nach WEERTH (a. a. O.)<sup>1)</sup>.  
(F. ROEMER 1852).

*Simbirskites Decheni* ROEM.

- *inverselobatus* NEUM. u. UHL.

- *Phillipsi* ROEM.

*Craspedites Weerthi* v. K.

Eheberg zwischen Örlinghausen und Bielefeld nach  
WEERTH (a. a. O.).

*Crioceras capricornu* ROEM.

Dörenberg bei Iburg nach ANDRÉE (a. a. O.).

*Simbirskites progrediens* LAH.

- *Phillipsi* ROEM.

- ? *triplicatus* v. K.

- *paucilobus* v. K.

*Polyptychites Losseni* NEUM. u. UHL.

*Craspedites Gottschei* v. K.

### Unteres Barrémien:

Menkhäusen bei Örlinghausen nach einem in der preuß.  
geolog. Landesanstalt aufbewahrten

*Ancyloceras crassum* v. K.

Hünenburg bei Bielefeld nach E. MEYER (a. a. O.).

*Ancyloceras crassum* v. K.

*Crioceras fissicostatum* ROEM.

- *elegans* v. K.

Hochholz bei Iburg nach ANDRÉE (a. a. O.).

*Crioceras Strombecki* v. K.

### Oberes Barrémien:

„zwischen Örlinghausen und Brackwede“ nach einem  
in der preuß. geolog. Landesanstalt aufbewahrten

*Crioceras Denckmanni* G. MÜLLER.

<sup>1)</sup> Nur die auch anderwärts gefundenen Formen, die für die Altersdeutung beweisend sind, sind genannt worden.

### Aptien.

Neuenheerse nach STILLE (s. oben).

*Hoplites Weissi* NEUM. u. UHL.

Externsteine bei Horn (Holzhausener Steinbruch) nach STILLE (s. oben).

*Hoplites Deshayesi* LEYM.

Sennberg bei Bielefeld nach E. MEYER (a. a. O.).

*Hoplites* cf. *Deshayesi* LEYM.

### Unteres Albien:

Völmerstoot bei Leopoldstal nach WEERTH-STILLE (s. o.).

*Hoplites Uhligii* WEERTH.

Externsteine bei Horn (Holzhausener Steinbruch) nach STILLE (s. oben).

*Acanthoceras Milleti* D'ORB.

*Hoplites tardefurcatus* LEYM.

- *Uhligii* WEERTH.

Stemberg bei Berlebeck nach WEERTH-STILLE (s. oben).

*Hoplites Uhligii* WEERTH.

Grotenburg bei Detmold, (Hiddeser Steinbruch) nach Stille (s. oben).

*Acanthoceras Milleti* D'ORB.

*Hoplites tardefurcatus* LEYM.

## 2. Über die Beziehungen des mitteldeutschen Terebratulakalks und der schwäbischen Terebratelzone.

Bemerkungen zu Herrn M. SCHMIDTS Notiz: „Über Beziehungen zwischen Leithorizonten des Wellengebirgs in Mittel- und Südwestdeutschland.“<sup>1)</sup>

Von Herrn L. HENKEL.

Schulpforte, den 5. Dezember 1908.

1. Herr M. SCHMIDT ist erfreut, in meinem Profil des Wellenkalks an der Tauber einen Horizont von schwarzem Schiefertone fast genau in demselben Abstände unter

<sup>1)</sup> Diese Zeitschr. 1908, Monatsberichte Nr. 3, S. 60.

der Spiriferinenzone angegeben zu finden, in welchem er in Südwestdeutschland eine auffallende Lage von dunkeln Schiefertonen nachgewiesen hat. Ich darf hiernach wohl annehmen, daß Herr M. SCHMIDT eine Gleichsetzung dieser beiden Schiefertone Horizonte trotz ihrer ziemlich abweichenden Mächtigkeit (30 cm und 2 m) nicht nur für unbedenklich, sondern sogar für geboten hält. Nun bildet diese Schiefertoneanlage aber (nach M. SCHMIDT: „Das Wellengebirge von Freudenstadt“, Fig. 1) am Schwarzwalde das Zwischenmittel der dortigen Terebratelbänke, an der Tauber dagegen liegt sie ungefähr sechs Meter über dem fränkischen *Terebratula*-Kalk. Also geht aus Herrn M. SCHMIDTs Ansicht hervor, daß die schwäbische Terebratelzone nicht genau der fränkischen und damit der Schaumkalkzone  $\gamma$  entspricht — ein Ergebnis, mit dem ich meinerseits sehr zufrieden bin.

2. Im Gegensatz zu diesem nunmehrigen Ergebnis hatte Herr M. SCHMIDT (Wellengebirge von Freudenstadt, S. 51) sehr nachdrücklich betont, ECK<sup>1)</sup> habe bereits 1880 die Identität dieser beiden Terebratelzonen „mit gutem Grunde recht wahrscheinlich gemacht“. ECK spricht in seiner Abhandlung einmal von der Gleichstellung der beiden Terebratelhorizonte, nämlich in dem von mir<sup>2)</sup> zitierten Bedingungssatze, sonst auf den 33 Seiten seiner Abhandlung nicht mit einer Silbe. Da Herr M. SCHMIDT nunmehr erklärt, er habe seine Ansicht nicht allein aus diesem Satze, sondern „aus dem ganzen Inhalte der Arbeit ECKs“ geschöpft, so glaube ich, daß es wirklich zur Klärung der Frage dienen würde, wenn er etwas genauer angeben wollte, wo und wie ECK die Identität der schwäbischen und fränkischen Terebratelzone mit gutem Grunde recht wahrscheinlich gemacht hat.

3. Das von ECK erwähnte Vorkommen von *Terebratula angusta* var. *ostheimensis* beweist für die vorliegende Frage nichts; denn ECK weist gerade darauf hin, daß PRÖSCHOLDT das gedachte Fossil bei Ostheim in der Spiriferinenbank<sup>3)</sup> und nur „außerordentlich selten“ in den Terebratelbänken gefunden habe. ECK selbst hat übrigens auch gar keine Schlüsse daraus gezogen.

<sup>1)</sup> „a. a. O. (Beitr. zur Kenntnis des südd. Muschelkalks, diese Zeitschr. 1880) S. 54.“

<sup>2)</sup> Diese Zeitschr. 1907, Monatsberichte S. 269.

<sup>3)</sup> Damit ist aber die Meininger Spiriferinenbank gemeint, die ungefähr 24 Meter tiefer liegt als die süddeutsche.

### 3. Über den Roßberg im Odenwald.

Von Herrn E. BECKER.

(Mit einer Textfigur.)

Heidelberg, den 23. Dezember 1908.

Im Notizblatt des Vereins für Erdkunde (IV. F., 28. H., 1907, S. 43—47) unterzieht G. KLEMM den Roßbergbasalt bei Darmstadt einer Betrachtung und ist gelegentlich seiner Neubearbeitung des Blattes Roßdorf zu interessanten Feststellungen gelangt, welche eine wertvolle Erweiterung gegenüber den in meiner Dissertation<sup>1)</sup> niedergelegten Ergebnissen bedeuten und z. T. auch von meinen Auffassungen abweichen.

Eine Veranlassung zu einer Bemerkung würde für mich nicht bestehen, wenn mir nicht, wie bereits des öfteren, auch hier wieder die Mißlichkeit zu Bewußtsein gekommen wäre, die durch die Niederlegung einer wissenschaftlichen Arbeit in Privatdruck geschaffen wird. Naturgemäß bleibt diese Art einer Publikation weiteren Kreisen unzugänglich. In wissenschaftlichen Zeitschriften kann somit eine Arbeit wie die meinige nur in Form von Referaten (N. Jahrb. Min. 1906, I, 367) erhalten bleiben.

Aus diesem Grunde bringe ich in folgendem den Wortlaut derjenigen Stellen aus meiner Arbeit zum Abdruck, auf welche es mir hier ankommt.

KLEMM glaubt hinsichtlich der Farbe der Verwitterungsprodukte (cf. Verf.s Unterscheidung S. 37 wie bei KLEMM, S. 44, letzter Abs.) zu einer anderen Auffassung gelangt zu sein.

In meiner Arbeit ist an folgenden Stellen zu lesen:

S. 61 (Abs. 2):

„Es liegt der Gedanke nicht allzufern, daß eben an denjenigen Stellen, an welchen einerseits die den Basalt überlagernde Decke keine bedeutende Mächtigkeit hat, andererseits die Niveauverhältnisse zur Wassersammlung günstigere sind, der oxydierende Sauerstoff leichter Zutritt finden kann, wodurch eine

verschiedene Färbung bewirkt sein dürfte. Tritt hierzu nun noch der weitere Faktor der tektonischen Zertrümmerung, so muß derselbe sowohl die Oxydation als auch den Auslaugungsprozeß wesentlich begünstigen. In der Tat gibt die Zersetzung mit der höchsten Oxydationsfarbe im Herrschaftsbruch eine Bestätigung hierfür. Außerdem sind wir in der Lage, an allen Stellen des Roßberges, wo wir tektonische Einflüsse feststellen können, die gleiche, tiefe Rotfärbung der Basaltrinde zu erkennen. Auf die unter sich gleichen Basalte der Nordseite müssen demnach verschiedenartige Reagenzien eingewirkt haben.“

[Vgl. hierzu Fußnote<sup>1</sup>): E. KAISER, diese Zeitschr. 56, 1904, Monatsber. 3, S. 17 (Protokoll), und F. HORNING, ebenda 1904, Briefl. Mitteilungen, S. 57.]

S. 62 (unten):

„Das Vorhandensein der in ihrer Verwitterung weit vorgeschrittenen Basaltreste (des Nordbruches) dürfte in engem Zusammenhang stehen mit den tektonischen Vorgängen auf der Ostseite unserer Basaltgruppe.“

S. 63 (Abs. 4):

„Daß der Herrschaftsbruch an solchen (nämlich: Phosphaten) wieder mehr aufzuweisen hat als der Nordbruch, dürfte eine weitere Bestätigung sein dafür, daß der Verwitterungsakt durch die Zertrümmerungsvorgänge wesentlich begünstigt wird.“ (cf. Textfigur.)

S. 69 (Abs. 2):

„Wir haben im Herrschaftsbruche feststellen können, daß die Zertrümmerungsvorgänge das Gestein günstig vorbereitet haben für eine nachhaltige Verwitterung.“

S. 70 (Abs. 1):

„Die späteren Verwerfungsvorgänge, welche jenen Teil des Basaltes (an der Südostecke) stark in seinem Gefüge zerklüftet hatten, eröffneten der Verwitterung die Wege, und diese schuf jene Stoffe, welche ihren hohen Gehalt an Phosphorsäure einerseits dem zersetzten Basalt und andererseits dem zersetzten Dolerit entnommen haben.“

Demgegenüber sagt KLEMM S. 45:

„BECKER hat geglaubt, diese Verschiedenheiten in der Verwitterung auf die verschiedenartige Exposition im Gelände u. dgl. Ursachen zurückführen zu sollen. . . .“

„Ihm (KLEMM) scheint vielmehr der Grund für die verschiedenen Färbungen der Verwitterungsprodukte nur darin zu liegen, daß in den Quetschzonen das Gestein von den zahllosen Klüften aus, vielleicht auch unter Einwirkung hydrothermalen Agenzien viel stärker zersetzt werden konnte als an den Stellen, an welchen nur die Absonderungsklüfte des Gesteins den Tagewässern Zugangswege eröffneten.“

Den Inhalt des ersten Teiles letzteren Zitates erkenne ich völlig als meiner Auffassung entsprechend an, aber ich hatte ihn zunächst nur auf die Oberflächenverwitterung im allgemeinen bezogen.

Auch im zweiten Teil von KLEMMs Satz vermag ich einen Widerspruch gegenüber meiner Auffassung nicht zu erkennen.

Die hypothetisch von KLEMM angenommene Mitwirkung hydrothermalen Agenzien bildet den alleinigen neuen Zusatz.

Auf derselben Seite fährt KLEMM fort:

„An manchen Stellen sieht man auch in den Quetschzonen, daß unterhalb der mit einem Spiegel von „Manganerz“ bedeckten Rutschflächen zunächst eine graue oder grünlichgraue Verwitterungsrinde folgt, dann weiter nach innen eine rotbraune Kruste, die öfters noch frische Basaltkerne umschließt.“

Man wolle meine Ausführungen auf S. 26 vergleichen:

„Bei fast allen Klüften läßt sich im Querschnitt erkennen:

1. Die aneinanderstoßenden Basaltsplitter und -platten sind mit je einer 1—3 mm starken grüngrauen Kruste bedeckt, welche unzweifelhaft als Verwitterungsprodukt der basaltischen Gemengteile zu betrachten sind.

2. Der schwarze Harnisch von 1—2 mm Dicke. Hier und da treten auch dünne weiße phosphatige Äderchen auf.“

ad 2 lies S. 27, Abs. 1:

„Die Masse, aus welcher die dunklen Harnische bestehen, hat sich durch die chemische Untersuchung als ein Gemenge von Basaltmehl mit „Eisen- und Manganerz“ erwiesen.“

Daß jene grüngraue Verwitterungskruste hier und da einmal noch durch eine rotbraune Schicht vom inneren, frischen Basaltkern getrennt wird, schien mir so selbstverständlich und auch nebensächlich, daß ich aus diesem Grunde besondere Angaben nicht machte (vgl. aber b. Verf. S. 37, Abs. 8).

Ebenfalls auf S. 45 sieht KLEMM in den von ihm neuerdings festgestellten Quetschzonen auf der Westseite des Roßbergs mit einem Streichen von N 70° W einen Widerspruch gegenüber meinen in N 22° W gerichteten Zonen und glaubt an dem „Schematisieren“ in meiner „Übersichtsskizze“ Anstoß nehmen zu sollen. Demgegenüber möchte ich aber darauf hinweisen, daß die fragliche Zeichnung Nr 2 (S. 52 b. Verf.) ausdrücklich als „Schematische Skizze“ bezeichnet ist. Hierdurch dürfte der Hinweis gegeben sein, daß jener Parallelismus cum grano salis aufgefaßt sein wollte.

Wie die hier nochmals beigefügte Skizze (S. 32) deutlich in Erscheinung treten läßt, ließ der damalige Stand der Aufschlüsse mich die Quetschzonen (= Zertrümmerungszonen) der Westhälfte nur im nördlichen Drittel nachweisen, während die Durchziehung in südöstlicher Richtung durch die Signatur als „mutmaßlich“ zu erkennen ist. (In der Originalkarte in 1:1000 und in der Kopie bei der Arbeit ist dagegen von dieser Durchziehung Abstand genommen worden.)

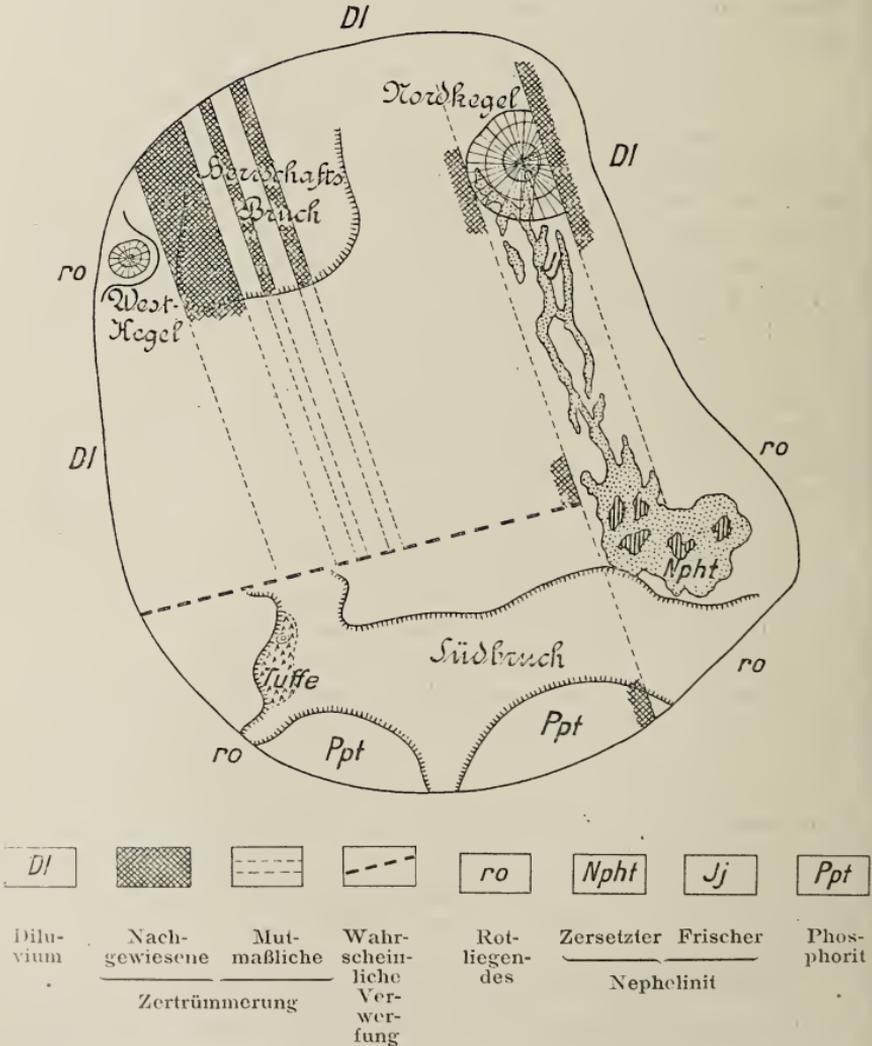
Ich stelle nun absolut nicht die Möglichkeit in Abrede, daß beim Fortschreiten der Abbauarbeiten gegen den Südbruch hin die Streichrichtung ein wenig von 22° abweichen möchte. Bei einem Besuch des Roßbergs im letzten Oktober<sup>1)</sup> habe auch ich die neu aufgeschlossene Quetschzone beobachtet. Und zwar liegt sie südlicher als das damalige Ende meiner 100 m breiten Zertrümmerungszone im Nordwestquadranten des Roßbergs. Die von KLEMM ermittelte Streichrichtung könnte mir aus nachstehenden Gründen nicht erwünschter kommen.

Einmal spricht die Richtung N 70° W an sich schon dafür, daß jene neu aufgedeckte Quetschzone nicht mit der meinigen

---

<sup>1)</sup> Vor Kenntnis der mir Anfang Dezember 1908 durch die Freundlichkeit ihres Herrn Verfassers zugestellten KLEMMschen Arbeit.

identisch ist oder gar die Unrichtigkeit der von mir ermittelten Streichrichtung beweisen kann. Ferner lehrt ein Blick auf meine schematische Skizze und die S. 52 und 53 hierzu gegebenen Erläuterungen, daß ich eine annähernd O—W verlaufende Verwerfung damals als „wahrscheinlich“ angenommen hatte. Welche Feststellung könnte mir willkommener erscheinen als jene, durch die meine vermutete Verwerfung immer mehr in das Bereich größerer Wahrscheinlichkeit gerückt wird?



Schematische Skizze der jüngsten Verwerfungsvorgänge am Roßberg.

(Aus E. BECKERS Dissertation: Der Roßbergbasalt und seine Zersetzungsprodukte.)

Die Aufschlußarbeiten sind zurzeit jedoch noch nicht so weit gediehen, daß ich mir bezüglich der Verwerfungsfrage heute schon ein abschließendes Urteil erlauben möchte. Nach Angabe des Herrn CARL BREITWIESER dürfte im kommenden Sommer der Aufschluß in der Tiefe in südlicher Richtung bis zu jener Zone gelangt sein, in welcher ich die Verwerfung deutlicher erkennbar zu erwarten glaube, als dies heute schon der Fall ist. An der Stelle des Kulminationspunktes des Roßberges, der inzwischen ebenfalls dem Abbau anheimgefallen ist, lehrt ein Blick auf die dortigen Oberflächenverhältnisse, daß eine Verschiebung des Nordbasaltes gegen seinen südlichen Nachbar an einer fast O—W laufenden Linie kaum mehr einem Zweifel unterliegen dürfte. Es fehlt mir eben heute nur der zweite Punkt zur Festlegung der genaueren Streichrichtung.

Die technische Firma hat mir freundlichst in Aussicht gestellt, mich benachrichtigen zu wollen, sobald jene Stelle aufgeschlossen sein wird, und ich behalte mir vor, alsdann endgültig zu der Verwerfungsfrage Stellung zu nehmen<sup>1)</sup>.

Auf S. 46 zweifelt KLEMM die von der normalen Fächerform abweichende Konfiguration des Nordbruchbasaltes als primär an und will sie durch „Nachsackungen“ erklären, wodurch an der Basis des umgekehrten Fächers die allmählich söhlicher bis fast horizontal werdende Lage der Säulen entstanden sein soll. Also müßte er auch folgerichtig die für den Scheidsberg bei Remagen a. Rh. durch MÖHL bzw. HOCHSTETTER gegebene Schilderung, vergleichsweise unserem Nordbruchbild gegenübergestellt, mit der „Nachsackungs-Theorie“ deuten<sup>2)</sup>.

Ich will nun nicht die Möglichkeit in Abrede stellen, daß einmal spätere Abbauarbeiten in die Tiefe eine Aufklärung in KLEMMs Sinn bringen möchten. Soviel mir jedoch bekannt ist, war der Nordbruch durch die Vorgängerin der Firma BREITWIESER sehr viel tiefer als heute aufgeschlossen

---

<sup>1)</sup> Bezüglich der in der umgebenden Sedimentformation liegenden Hinweise auf das Bestehen einer O—W-Verwerfung vgl. III. Teil bei Verfasser.

<sup>2)</sup> Vgl. H. MÖHL: Der Scheidsberg bei Remagen a. Rh. XIII. Ber. d. Offenb. Vers. f. Naturkde., 1873, S. 44—68.

Das Bild unseres Nordbruches dürfte ein vollkommenes Analogon zu dem von MÖHL erläuterten des Scheidsbergs sein. MÖHL spricht in seiner Abhandlung „Südwestliche Ausläufer des Vogelsgebirges“ (s. XIV. Ber.) die Vermutung aus, daß die Ergänzung des heutigen Roßberges zu seiner ursprünglichen Form sich an die HOCHSTETTERSche Idealskizze (N. Jahrb. Min. 1871, S. 4761) anschließen werde.

und nachher wieder auf das heutige Sohlenniveau zugeschüttet worden, ohne daß Tuffe angefahren worden wären.

Heute liegt m. E. kein Grund vor, die Anordnung der Säulen anders als primär aufzufassen.

Die verschiedenen Neigungsrichtungen der unteren Säulen können m. E. nicht gegen meine Auffassung ins Treffen geführt werden, daß der Nordbruchbasaltkegel mit einer präexistierenden Basaltwand im Westen in Kontakt stehe. Die Grundfläche eines idealen Kegels ist stets ein Kreis; das Fächerbild dagegen ist ein Vertikalschnitt durch die Höhenachse in beliebiger Richtung. Warum sollte die Grenze des älteren Teiles nicht einen zum horizontalen Kegelschnitt konzentrischen Verlauf haben? Überdies verdanke ich dem verstorbenen Herrn LUDW. BREITWIESER die Bestätigung, daß westlich des Nordbruches unter der mächtigen Löß- und Schuttdecke in der Tat fester Basalt verborgen liege. Seine Feststellung geschah durch lange vor Beginn meiner Untersuchungen ausgeführte Probegrabungen in technischem Interesse. Dieses zur Korrektur der Annahme KLEMMs, als wenn ich durch das Fächerbild des Nordbruches erst zur „Mutmaßung“ einer älteren Basaltwand gelangt sei (vgl. bei KLEMM S. 46, oben).

Der Auffassung KLEMMs, daß der Roßberg unter die Gruppe der „Schlotbasalte“ zu stellen sei, vermag ich mich nicht anzuschließen. Vielmehr sind die neuerdings aufgeschlossenen Tuffmassen am West- bzw. Südwestrande unter- und überlagert von festem Basalt und deuten somit m. E. an, daß wir es hier mit einer „stratovulkanischen“ Erscheinung zu tun haben, die mindestens zwei Effusionen erlebt haben dürfte. Zur Auffassung hinsichtlich des stratovulkanischen Phänomens hatte mich aber seinerzeit bereits das Bild des Nordbruches geführt in Verbindung mit den Tuffen der Südwestseite, die noch viel zu ungenügend aufgeschlossen waren, um mehr als Vermutungen daran zu knüpfen, wie Abs. 4 auf S. 31 ersehen läßt:

„An dieser Stelle muß infolge einer späteren eruptiven Tätigkeit sich noch Basaltmagma über die früher ausgeworfenen Produkte bewegt haben, das zum Teil die losen Massen durchdringen konnte. Vielleicht ist der Tuff auch eine riesige Einschlußmasse des alten Tuffmantels, der beim Auftreten des Basaltes umhüllt und gelegentlich durchdrungen wurde.“

Die hier von diesen beiden Vermutungen damals schon als die wahrscheinlichere hingestellte, findet heute ihre völlige Bestätigung.

Weiterhin nimmt KLEMM eine „Einheitlichkeit“ des Roßbergbasaltes an im Gegensatz zu meiner „Dreiteilung“ in petrogenetischer Hinsicht.

Verf. unterschied (Teil III, S. 51, Abs. 3):

1. Hauynbasalt der nördlichen Hälfte;
2. Biotitbasalt des Südruches;
3. Doleritischen Basalt = Nephelinit, in Adern und Gängen am Osthange.

Bei dem Mangel jeglichen Kontaktaufschlusses für die von mir in Gegensatz gebrachten Varietäten 1 und 2 war es damals und ist es auch heute noch nicht möglich, bezüglich ihrer genetischen Beziehungen irgendeine bestimmte Behauptung aufzustellen. Wohin also die etwaige Grenze zwischen beiden topographisch zu legen sei, war auch damals für mich eine offene Frage.

Nachdem aber KLEMM nun den Hauyn-Typus auch im südlichen, dagegen den Biotit-Typus (auch Hauyn-arm) im nördlichen Teil des Roßbergs festgestellt hat, wage auch ich nicht mehr einen Gegensatz in meinem früheren Sinne aufrecht zu erhalten.

Die Tatsache, daß gerade mein Typus 2 sich neuerdings an der Südwand des Nordbruches auffinden ließ, scheint mir geeignet, in gewisser Beziehung einen Hinweis zu liefern. Meine diesbezüglichen Schiffe entstammen nämlich der Südwestecke des Südruchs, wo damals ein lebhafter Abbau stattfand.

Sollte daher nicht die Möglichkeit vorliegen, daß allerdings auch die Südhälfte aus dem hauynführenden Haupttypus (1) bestehe, aber ein hauynfreier Biotitbasalt (2) als „Gang“ den ganzen Komplex in SW—NO durchsetzen möchte (in Richtung des Vertikal-Profiles I meiner Karte)?

Daß überhaupt jener Typus 2 auch anderenorts am Roßberg festgestellt wurde, deutet schon auf die Notwendigkeit der Ausscheidung als einer vom übrigen Basalt abweichenden Varietät hin.

Das neuerdings nachgewiesene Vorkommen von Melilith<sup>1)</sup>, der von MÖHL zwar erwähnt, von keinem der späteren Autoren, z. B. E. COHEN, mehr bestätigt werden konnte, ist als ein interessantes Ergebnis zu begrüßen. Hiermit wird aber meinen drei Varietäten noch eine vierte hinzugefügt.

<sup>1)</sup> Das gänzliche Fehlen des Perowskit (nach KLEMM) muß auffällig erscheinen, da die bis jetzt bekannten Melilithbasalte äußerst selten jenen Gemengteil vermissen lassen (cf. H. ROSENBUSCH: Physiograph. IV, Bd. II, S. 1454).

Die Frage schließlich, ob man nun eine Einheitlichkeit nach KLEMMs Auffassung oder eine Uneinheitlichkeit in meinem Sinn annehmen soll, wird eine unentschiedene bleiben müssen, solange nicht die genetischen Beziehungen zwischen den tatsächlich vorhandenen vier Varietäten eingehende Untersuchung erfahren haben werden. Es muß dies die Aufgabe einer petrographischen Spezialarbeit bleiben, welche einem jüngeren Fachgenossen reichliches Material zuführen dürfte, zumal in den nächsten Jahren durch die immer tiefer eingreifenden Aufschlußarbeiten die Wahrscheinlichkeit, die Kontaktverhältnisse ad oculos demonstrieren zu können, eine stets größere werden dürfte.

In wenigen Jahren wird der Begriff „Berg“ an Stelle unseres Roßbergbasaltes topographisch kaum mehr zu Recht bestehen, sondern einem künstlich erzeugten Kraterkessel Platz gemacht haben.

---

#### 4. Über Schichtenfolge und Fossilien von Laverda in der Marostica (Venetien).

Von HERRN PAUL OPPENHEIM.

Mit 1 Textfigur.

Groß-Lichterfelde bei Berlin, den 19. Dezember 1908.

Das Studium des venetianischen Tertiärs und seiner Faunen hat in letzter Zeit mehr als früher die italienischen Geologen und zumal die jüngeren unter ihnen beschäftigt; es ist nicht unmöglich, daß der Mahnruf TARAMELLIs, welchen ich vor Jahren an anderer Stelle eingehender zu würdigen Gelegenheit hatte<sup>1)</sup>, nicht ganz unschuldig ist an dieser Veränderung der Verhältnisse, welche man, von welchem Standpunkte aus man auch immer die Dinge betrachtet, wohl als eine erfreuliche anzusehen vermag. In einer Periode vielfacher Spannung, wie wir sie jetzt durchleben, mag es vielleicht vorsichtiger und für die Persönlichkeit des Autors angenehmer sein, einer Kritik dieser in gewissem Sinne nationalen Arbeiten aus dem Wege zu gehen, andererseits sind die

---

<sup>1)</sup> Vgl. diese Zeitschr. 55, 1903, S. 99.

Fäden der Wissenschaft so vielfach verschlungen, daß es selbst bei dem besten Willen hier nicht möglich ist, nach politischen Grenzen zu scheiden und die Wissenschaft jedes einzelnen Gebietes ihre eigenen Wege gehen zu lassen. Und so sind es denn auch nicht mehr oder weniger opportunistische Bedenken von der Art der oben angedeuteten, welche mich in den letzten Jahren zu einer gewissen Passivität einer Reihe von literarischen Erscheinungen gegenüber veranlaßten, sondern allerlei persönliche Verhältnisse, welche meine wissenschaftliche Tätigkeit stark beschränkten. Nachdem diese teilweise gehoben sind, gibt mir ein vor kurzem erschienener „Revisione della fauna oligocenica di Laverda nel Vicentino“ betitelter Aufsatz des Herrn G. CANESTRELLI<sup>1)</sup> die willkommene Gelegenheit, mich über eine Reihe von Punkten zu äußern, über welche ich mit dem Autor nicht übereinzustimmen vermag, und welche ich nicht ohne Widerspruch in die Fachliteratur hinausgehen lassen möchte; und zwar werde ich mich möglichst auf die in dem Aufsätze selbst behandelten Fragen beschränken, da andere, damit in innigem Zusammenhang stehende, vor allem meine Stellungnahme zu den neueren, sehr dankenswerten französischen und italienischen Untersuchungen über die Stellung der Priabonaschichten, sich nicht in Kürze erledigen lassen und eine eigene Publikation erfordern würden, zu welcher ich in absehbarer Zeit zu gelangen hoffe.

Die Punkte, welche hier zu erörtern sein werden, beziehen sich einmal auf die stratigraphische und dann auf die paläontologische Seite der Fragen. Was die erstere anlangt, so habe ich mich darüber in meinen Priabonaschichten<sup>2)</sup> sehr eingehend ausgesprochen. Es blieb damals für mich ein Punkt unsicher, das war die genaue Stellung der Bank mit *Pachyperna Laverdana* mihi, welche ich an Ort und Stelle nicht aufzufinden vermochte. Herr CANESTRELLI bringt hierin leider nichts Neues. Allem Anschein nach hat er die Zeit, in welcher er sich in Laverda aufhielt, nur zum Sammeln von Fossilien verwendet; wenigstens finde ich in der Arbeit keine einzige selbständige Beobachtung über die Stratigraphie dieses Punktes. Was der Autor gibt, sind kritische Bemerkungen zu der Parallelisierung der Schichtsysteme, wie ich sie a. a. O. vorgenommen habe. Für die *Pachyperna* selbst stimmt er

---

<sup>1)</sup> Separatabzug aus den Atti delle Soc. Ligustica di Scienze naturali XIX, Genova 1908.

<sup>2)</sup> Palaeontographica 47, 1901, vgl. S. 13.

mit mir überein, daß sie allem Anschein nach stratigraphisch unterhalb der Kalke mit *Nummulites intermedius* D'ARCH. liegt, und daß sie paläontologisch mit der Form identisch ist, welche SECCO als aus dem Val di S. Bovo bei Bassano stammend etikettiert. Trotzdem zieht er die Pernenbank zum eigentlichen Oligocän und nimmt an, daß sie direkt, wenn auch in Diskordanz, auf den Spileccoschichten läge (S. 7). Da es ihm, wie er selbst angibt, „nicht vergönnt war, die Bank mit Pachypernen an Ort und Stelle aufzufinden und in ihr Fossilien zu sammeln“, so fehlt jeder Beweis für die Behauptung und die Stellungnahme des Autors. Ich nehme an, daß er sich in dieser hat bestimmen lassen, durch das Vorkommen von *Nummulites intermedius-Fichteli* und *Nummulites vascus-Boucheri* in den darüber liegenden Kalken, die dort aufträten „mit anderen Arten, welche alle den piemontesischen Oligocänschichten angehörten“. Worauf sich diese Andeutung bezieht, weiß ich nicht. In der Besprechung der Nummuliten, bei welcher auf eine noch nicht erschienene<sup>1)</sup> Arbeit der Dottoressa MARIA RAVAGLI Bezug genommen ist, finde ich außer einer neuen Art, *Nummulites Laverdae* RAV., nur *Nummulites Boucheri* DE LA HARPE und *Nummulites sub-Fabianii* PREV. angegeben. Beides sind Formen, welche aber auch in den Priabonaschichten auftreten, und zwar wird der *Nummulites Fabianii* PREV. und seine Begleitform mit großer Anfangskammer von den französischen und italienischen Fachgenossen geradezu als charakteristisch für den älteren Komplex aufgefaßt. Es ist dieser *N. Fabianii* PREVER der *Nummulites intermedius-Fichteli* der älteren Autoren, zu denen ich mich in diesem Falle nun auch schon rechnen muß, soweit er mit Pfeilern bzw. Warzen auf der Oberfläche versehen ist, und es steht für mich noch dahin, ob

---

<sup>1)</sup> Die betreffende Originalarbeit ist mir inzwischen zugegangen. (MARIA RAVAGLI: Nummuliti oligoceniche di Laverda. Rendiconti della R. Accademia dei Lincei. Classe di scienze Fisiche etc. (Va) 17 Seduta del 8 nov. 1908, S. 500—507.) Sie enthält eingehende und genaue Beschreibungen, welche durch die Abbildungen trefflich unterstützt werden. Die auf die Altersfrage bezüglichen kurzen Sätze bieten kaum etwas Neues und sind im wesentlichen Wiederholungen der Ansichten CANESTRELLIS. Der *N. sub-Fabianii* ist auch nach der Autorin im wesentlichen nur aus dem Bartoniano u. Priaboniano bekannt. Der einzige Punkt, wo er „probabilmente“ im Tongriano aufträte, ist Gassino bei Turin, ein Punkt, dessen Stratigraphie noch durchaus nicht entwirrt ist, und an dem möglicherweise auch Priabonaschichten entwickelt sind. (Vergl. meine Priabonasch. S. 294, wo diese Frage kurz ventilirt wird, ich allerdings zu entgegengesetzten Resultaten gelange.) Jedenfalls dürfte dieser *N. sub-Fabianii* sich kaum im Sinne der italienischen Autoren verwenden lassen. —

man diese Form hier wirklich so scharf trennen und zur Charakterisierung bestimmter Niveaus verwenden darf, wenn man andererseits zwischen *Nummulites laevigatus* und *Nummulites scaber-Lamarckii* im Pariser Becken keine tiefgreifende Scheidung vornimmt. Es ist für mich durchaus noch nicht bewiesen, daß nicht auch bei *Nummulites intermedius* glatte und mit Warzen versehene Formen genau so nebeneinander vorkommen, wie dies bei *Nummulites laevigatus* der Fall ist. Im Gegenteil möchte ich a priori davon überzeugt sein, doch verlangt dies Untersuchungen ad hoc, welche vorzunehmen ich bisher noch nicht die Muße gefunden habe.

Was den Kalk von Laverda aber anlangt, so liegt mir aus ihm, wie ich nach genauer Durchsicht meiner selbst gesammelten Vorräte ersehen habe, nur der glatte *Nummulites intermedius* vor, während die italienischen Autoren nunmehr, wie wir sahen, von demselben Punkte auch den warzigen *Nummulites sub-Fabiani* angeben. Es würde dies, vorausgesetzt, daß es sich in Laverda wirklich um Priabonakalk handelt, unbedingt für meine Auffassung sprechen, daß beide Formen vereinigt in den Priabonaschichten auftreten. In jedem Falle ist aber bewiesen, natürlich unter Voraussetzung einer richtigen Bestimmung der Dott. MARIA RAVAGLI, daß die beiden Formen in bestimmten Horizonten zusammen auftreten können. Daß es sich nun bei dem Kalk<sup>e</sup> von Laverda wirklich um Priabonaschichten handelt, dafür scheint mir eine Anzahl von Momenten zu sprechen. 1. enthält das typische Oligocän, mag man es nun Tongrien oder Bormidiano benennen, soweit ich es in der Marostica kenne, dort in so tiefem Niveau keine Kalkbänke, 2. findet sich die *Pachyperna Laverdana* nach den Angaben von SECCO bei S. Bovo im typischen Priabonahorizonte, dessen reiche Fauna von mir in meinen Priabonaschichten beschrieben wurde, 3. scheint es natürlicher, das Oligocän in Laverda mit den Konglomeraten beginnen zu lassen, welche eine ganz neue Fauna, darunter die *Natica crassatina* enthalten. Wenn also S. 7 Herr CANESTRELLI die beiden unteren Glieder meiner Serie zum „oligocene inferiore“, statt zum „eocene superiore“ oder „Priaboniano“ rechnet, so ist dies ein individueller Glaube, für den ein zwingender wissenschaftlicher Beweis noch durchweg aussteht.

Die Bemerkung über das Ligurien, welche in dem Texte nunmehr folgt, scheint mir nicht ganz am Platze. Ich weiß so gut wie der Autor, daß SACCO<sup>1)</sup> den ligurischen Flysch

<sup>1)</sup> Le Ligurien. B. S. G. F. (III), 17, S. 212ff.

stratigraphisch für älter erklärt hat als das Mittel- und Ober-eocän, wobei aber bei diesen versteinungsleeren Absätzen der Beweis noch aussteht, ob sämtliche Flyschbänke dieser Zone dem gleichen Horizonte entsprechen, und ob nicht speziell der Flysch von Genua, welcher von den Konglomeraten von Porto Fino bedeckt wird, wirklich unteroligocänen Alters sein könnte. Alles dies hat aber mit der eigentlichen Frage nichts zu tun, denn ich habe das Ligurien als terminus technicus seinerzeit im Sinne MAYERS verwendet, und da bedeutet es Unteroligocän, welches auch immer das Alter des ligurischen Flysches sein sollte. Jedenfalls würde es sich, wenn man den Namen änderte, hier ausschließlich um eine Frage der systematischen Zweckmäßigkeit handeln, welche weder von CANESTRELLI a. a. O. noch von mir hier weiter diskutiert werden sollte.

Was nun die Fauna von Laverda anlangt, so ist sie in ihren Grundzügen eigentlich schon seit der Monographie von TH. FUCHS bekannt, und ich selbst habe, als ich die Revision der venetianischen Oligocänfauna gab und dabei gelegentlich Laverda als Fundort hinzufügte, nicht geglaubt, daß hier noch wesentlich Neues zu erwarten sein dürfte. Ich finde auch in der Publikation CANESTRELLIS keine Veranlassung, von meiner damaligen Ansicht abzugehen. Das meiste von dem, was der Autor gibt, ist wohl bekannt, und manches, was neu erscheint, ist nicht richtig. Vor allem hätte man aber von einer derartigen Lokaluntersuchung erwarten dürfen, daß diese sich entweder ausschließlich auf selbst gesammeltes Material stützte oder vermöge einer genauen Kenntnis der örtlichen Verhältnisse und der verschiedenen Gesteinstypen das Vorhandene so zu benutzen vermöchte, daß die verschiedenen Niveaus und Lokalitäten genau getrennt gehalten wurden. Nun fehlt bei CANESTRELLI vor allem häufig im einzelnen Falle die Provenienz seiner Stücke. Allem Anschein nach hat der Autor das wenigste selbst gesammelt, das meiste stammt aus Aufsammlungen eines Advokaten VESCOVI und eines Herrn ALBERTI aus Pianezze di Marostica. Nun weiß doch jeder Geologe, der derartige Lokalsammlungen von Laien gesehen hat, wie diese zusammenkommen, und was dort alles vereinigt ist. Zum mindesten hätte Herr CANESTRELLI wohl mit etwas mehr Kritik an diese Dinge herangehen müssen. Es werden z. B. bei ihm eine ganze Reihe von Riff- und Einzelkorallen aus Laverda beschrieben. Fast alle stammen sie aus diesen Privatsammlungen. Nun habe ich selbst noch niemals Riffkorallen aus Laverda gesehen noch gesammelt, dagegen liegt der berühmte Fundort Crosara in

allernächster Nähe. Es ist doch wohl a priori anzunehmen, daß alle diese Formen von dort stammen, was übrigens leicht zu ermitteln sein dürfte, da das Gestein von Crosara, ein blauer, zäher Mergel, ungemein charakteristisch ist. Ähnliches dürfte sich wohl für einen Teil speziell der Gastropoden voraussetzen lassen, nämlich, daß sie aus Gnata oder Sangonini herbeigeschleppt seien. Ich habe wenigstens seinerzeit in Laverda zahlreiche Mollusken erworben, welche augenscheinlich aus Tuffen stammten, und von denen mir eine Provenienz aus Gnata angegeben wurde, wobei übrigens diese Tuffe, wie man sich an Ort und Stelle leicht überzeugen kann, — ich verweise auf meine „Priabonaschichten“ S. 11 —, sicher jünger sind als die Laverdamergel. Ein klares Bild von deren Fauna erhält man somit nicht, und getrübt wird es noch dadurch, daß selbst die Sammlung in Florenz, wie ich mich in den 90er Jahren selbst überzeugt habe, wie übrigens viele der älteren Sammlungen, für die venetianischen Sachen ziemlich ungeordnet war, und damals die Provenienzen von Roncà und Sangonini oft genug vertauscht waren. Daß dies teilweise noch der Fall ist und den Autor in einzelnen Fällen bedenklich irreführt hat, geht aus Bemerkungen, wie er sie auf S. 69 hinsichtlich der *Turritella asperula* BRONGN. von Roncà gibt, deutlich hervor.

Ich gehe nunmehr auf die einzelnen vom Autor beschriebenen Formen ein, soweit sie mir zu Bemerkungen und Ausstellungen Veranlassung geben:

*Dendrophyllia vicentina* CAN. S. 16, Taf. I, Fig. 1. — Dieser Name ist aller Wahrscheinlichkeit nach einzuziehen, da die Type bereits bekannt ist. Schon REUSS<sup>1)</sup> gibt aus Oberburg in Steiermark eine *Dendrophyllia nodosa* an, welche zu vergleichen wäre. REIS<sup>2)</sup> dagegen beschreibt eine *D. rugosa* GÜMBEL aus den Reiter Schichten der Nordalpen und fügt ausdrücklich hinzu, daß „die paläontologische Sammlung in München von Laverda di Marostica (also aus dem gleichen Fundpunkte wie CANESTRELLI) Bruchstücke einer *Dendrophyllia* besäße, die mit denen von Reit ganz genau übereinstimmen“. REIS nimmt an, daß wahrscheinlich auch die Oberburger Art hierher zu ziehen sei. Dies ist um so wahrscheinlicher, als auch der Durchmesser der Kelche bei beiden Formen annähernd übereinstimmt. CANESTRELLI gibt über diesen im Texte nichts

<sup>1)</sup> A. E. REUSS: Die fossilen Foraminiferen, Anthozoen und Bryozoen von Oberburg in Steiermark. Denkschr. Wiener Akademie XXIII, 1864, S. 26, Taf. VII, Fig. 4—7.

<sup>2)</sup> OTTO M. REIS: Die Korallen der Reiter Schichten. Geognostische Jahreshefte II, S. 91 ff. Vergl. S. 105.

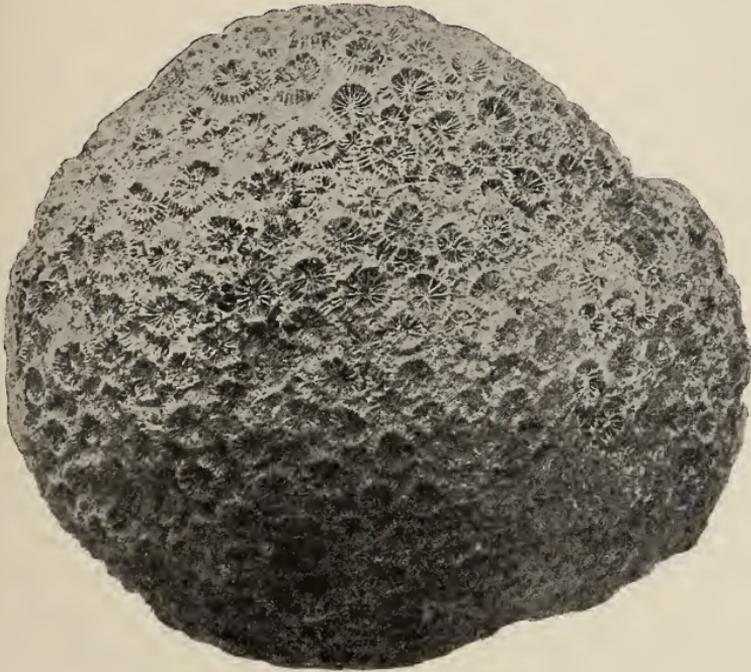
an, und die Abbildung führt zuerst irre, da sie vergrößert ist. Wenn man indessen dieses letztere Moment in Betracht zieht, so dürfte nach Abmessung des abgebildeten Kelches und Berücksichtigung der Vergrößerung von  $1\frac{1}{2}$  mal für diesen ebenfalls ein Durchmesser von 4—5 mm zustande kommen, wie ihn REUSS für die steierische Type beschreibt. Ich selbst besitze von Dendrophyllien aus dem venetianischen Tertiär nur ein Basalstück aus dem Mitteloligocän von S. Luca bei Marostica, welches möglicherweise hierher gehört. Dagegen sammelte ich in Crosara selbst eine andere Eupsammide, welche ich zuerst zu *Dendrophyllia* zog, die aber doch eine *Lobopsammia* ist und der *L. cariosa* MICH. des Pariser Eocäns zum mindesten äußerst nahesteht. Diese letztere Art gibt auch REIS a. a. O. S. 106 aus der Breccie von Reit im Winkel an.

*Phyllocoenia* (nicht *cenia*, wie CANESTRELLI beständig schreibt) *Lucasana* DEFR. S. 18. — Ich weiß nicht, was der Autor unter diesem Namen versteht. Aller Wahrscheinlichkeit nach die Type, welche sowohl REUSS als D'ACHIARDI fälschlich auf die Form von DEFRANCE und MILNE EDWARDS und HAIME bezogen haben. Ich habe des wiederholten auf diesen Punkt hingewiesen und betont, daß die echte *Phyll. Lucasana* sich von der *Phyll. irradians* nur durch die Größe ihrer Kelche unterscheidet. Ich gebe, um endlich einmal der Verwirrung zu steuern, nunmehr eine Abbildung dieser echten *Phyll. Lucasana*, welche mir vom Mt. Perin di S. Trinità bei Montecchio maggiore, S. Luca bei Marostica usw. teilweise aus eigenen Aufsammlungen, vorliegt. Da ich alle diese Punkte u. a. auch in einer Anmerkung auf derselben Seite<sup>1)</sup> besprochen habe, welche CANESTRELLI selbst zitiert, so hätte er sich wohl doch mit dieser Frage auseinandersetzen müssen. Ebendort spreche ich auch meine Zweifel aus über das Auftreten dieser Type im Mitteleocän des Friaul, ebendort habe ich erklärt, daß beide Typen, sowohl die *Phyll. irradians* wie die *Phyll. Lucasana*, schon wegen des Vorhandenseins einer Achse nicht zu *Phyllocoenia* gerechnet werden können, ebendort habe ich darauf hingewiesen, daß nach meinen Beobachtungen mit größter Wahrscheinlichkeit der freie Septalrand bei diesen Formen gezähnt ist, und daß sie daher zu *Heliastraea* gehören. Alle diese Bemerkungen hat CANESTRELLI nicht beobachtet, dagegen fügt er aus eigenem hinzu, daß er beim Anschnitt (sezionato) einiger Kelche die Septen glatt gefunden habe, was natürlich, da es sich um den oberen

<sup>1)</sup> Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns XIII, S. 175/176.

freien Kelchrand handelt, für die Frage gänzlich bedeutungslos ist.

*Trochosmia alpina* MICHELIN S. 24. — Ich weiß nicht, von wem diese Form aus dem Oligocän von Salcedo, wie CANESTRELLI angibt, zitiert wurde. Sie ist bisher ausschließlich eocän, und deshalb glaube ich nicht, daß die Form von Laverda, welche CANESTRELLI hierherzieht, richtig bestimmt wurde. Ebenso zweifelhaft scheint mir die Anwesenheit der



*Phyllocoenia Lucasana* DEFR.

Mt. Perin di S. Trinità bei Montecchio maggiore.

bisher niemals in Venetien beobachteten *Montlivaultia carcarensis* NICHT. Die Formation von Crosara besitzt hier in der *Trochosmia varicosa* REUSS und eventuell in der *Leptomussa variabilis* REUSS<sup>1)</sup> so ähnliche Formen, daß man doch zuerst auf diese zurückgreifen sollte, ehe man bisher niemals beobachtete Arten in einem Gebiete auffindet, welches seit Jahr-

---

<sup>1)</sup> Paläontol. Studien über die älteren Tertiärschichten der Alpen. II. Denkschr. der K. Akad. XXIX, Wien 1869, Taf. XVII, Fig. 4–6 und 11–12.

zehnten von so ausgezeichneten Spezialisten auf das genaueste durchforscht wurde.

*Crassatella scabra* MICHT. S. 35, Taf. I, Fig. 3a und b. — Nach der Abbildung möchte man die vom Autor aufgefundenen Exemplare kaum zu dieser vielgestaltigen Art zählen. Ob die *C. trigonula* FUCHS wirklich identisch ist mit der piemontesischen *Astarte scabra* MICHT., wie SACCO und mit ihm jetzt CANESTRELLI wollen, scheint mir nach den von dem ersteren gegebenen Abbildungen<sup>1)</sup> sehr zweifelhaft. Es wäre allerdings nicht unmöglich, daß die FUCHSSche Art zwei Formenkreisen entspräche, von denen der eine mehr in die Nähe der erwähnten Type MICHELOTTIS fiel, während der andere, mit Analkiel versehene, mit dem übereinstimmte, was MICHELOTTI als *Astarte problematica* bezeichnet hat. Diese *A. problematica* MICHT. dürfte aber kaum von der *Crassatella sulcata* SOL. durchgreifend zu unterscheiden sein. Als *C. problematica* MICHT. diese Type aufzuführen, führt, wie FUCHS a. a. O. S. 66 (202) selbst bemerkt, zu heillosen Verwirrungen, da MICHELOTTI selbst eine *C. problematica* beschrieben hat, welche zu *Crassatella* s. strict. gehört, während *C. trigonula* FUCHS mit Recht von SACCO zu *Crassitina* WEINKAUFF gezählt wird. Durch diese Ähnlichkeit des Namens wohl verführt, hat CANESTRELLI, wie er selbst angibt, früher in seiner vorläufigen Mitteilung diese kleine *Crassitina* von Laverda zu der riesigen *Crassatella plumbea* DESH. des Pariser Eocän gerechnet. Zu meinem Erstaunen fährt er auch jetzt noch fort, diese letztere Form als verwandte Spezies aufzuführen, obgleich er mit demselben Rechte jede andere *Crassatella* als nahestehend bezeichnen könnte, was natürlich nur Geltung hat, sobald er sich auf rein generische Merkmale beschränkt. Daß er von mir selbst aber ähnliche Irrtümer voraussetzt, indem er bei einem Zitat von mir *Crassatella* sp. aff. *plumbea* CHEMN., welche sich auf einen Steinkern aus der Fauna von Prečista in Macedonien bezog<sup>2)</sup>, eine ähnliche Bedeutung beilegt, dagegen muß ich doch mit allem Nachdruck protestieren.

*Corbis major* BAY. S. 38. — Diese eocäne Art ist bisher im Oligocän nicht nachgewiesen. Ich vermute, daß sich die Angaben von CANESTRELLI auf das beziehen, was ich im Jahre 1900 in der *Rivista italiana di Paleontologia*<sup>3)</sup> als *Corbis pseudolamellosa* beschrieben und abgebildet habe. Ich

<sup>1)</sup> Molluschi dei terreni terziarii del Piemonte XXVII, Taf. VII, Fig. 30—31.

<sup>2)</sup> Diese Zeitschr. 58, 1906, S. 154.

<sup>3)</sup> a. a. O., S. 32, Taf. I, Fig. 3—3a.

füge meiner Beschreibung hinzu: „Unico esemplare di Gnata. Mia collez. Avuto a Laverda nel 1897 insiema ad altri esemplari raccolti là dall'oste.“ Man sieht also, daß ich die Form vom gleichen Fundpunkt habe. Nach meinen Erinnerungen wurde mir damals von dem Sammler gesagt, daß sie aus den Tuffen von Gnata stamme. Jedenfalls hätte diese meine Art, welche in einer sehr gelesenen italienischen Zeitschrift publiziert wurde, dem Autor nicht unbekannt bleiben dürfen. Sollte dies aber doch eingetreten sein, so hätte ihn meine ihm bekannte Revision der venetianischen Oligocänfaunen<sup>1)</sup> darauf aufmerksam machen müssen, denn auch hier findet sich die Type auf S. 268 angegeben.

*Cardium Pallasianum* BAST. S. 41. — Wenn CANESTRELLI mit SACCO das oligocäne *C. fallax* MICHT. zu dem miocänen *C. Pallasianum* BAST. des Bordelais zieht, so ist dies nicht ohne weiteres zu akzeptieren. Die Type BASTEROTs ist anscheinend völlig in Vergessenheit geraten; daß sie, wie SACCO annimmt<sup>2)</sup>, oligocän sei, ist sehr zweifelhaft, denn BASTEROT gibt als Provenienz „environs de Dax“ an, und wenn MAYER sie<sup>3)</sup> nach den Angaben von SACCO aus dem Aquitanien zitiert, so steht dieses in seiner Fauna bekanntlich dem Miocän weit näher als dem Oligocän. Es wäre hier, meiner Ansicht nach, für jeden vorsichtigen und nicht nur nach Neuerungen strebenden Autor vor allem eine Wiederfindung und Neuuntersuchung der Type DE BASTEROTs abzuwarten, ehe man sich entschließt, von der MICHELOTTI-schen, durch FUCHS akzeptierten und mit einer guten Figur belegten Bezeichnung Abstand zu nehmen.

*Tapes de Stefani* CAN. S. 42, Taf. I, Fig. 5. — Ich bin um so weniger sicher, daß es sich hier um einen *Tapes* und eine neue Art handelt, als das Schloß des Unikums nicht untersucht wurde. Vielleicht handelt es sich um ein verdrücktes Exemplar der in den Tuffen von Sangonini usw. äußerst häufigen *Cytherea splendida* MER., welche CANESTRELLI a. a. O. S. 43 auch vorlag.

*Macrosolen plicatus* v. SCHAUR. S. 53. — CANESTRELLI hat, zumal in seiner vorläufigen Mitteilung, die Annahme des Genus *Macrosolen* für diese Formen und ihre Verwandten als ein besonderes Resultat seiner paläontologischen Arbeit betrachtet. Wenn ihm meine Abhandlung über das Eocän

<sup>1)</sup> Diese Zeitschr. 52, 1900.

<sup>2)</sup> Molluschi dei terreni terziarii del Piemonte XXVII, S. 47.

<sup>3)</sup> Journal de Conchyliologie XII, S. 355.

Ägyptens<sup>1)</sup> bekannt gewesen wäre, so hätte er auf S. 384 ersehen können, daß ich selbst schon 1903 zu demselben Resultate gekommen bin.

*Homomya Heberti* AGASS. S. 57, Taf. II, Fig. 4, 5 und 8. — Es wird als eine der wichtigsten Beobachtungen des Autors von CANESTRELLI selbst dargestellt und figuriert schon in seinem vorläufigen Berichte<sup>2)</sup> a. a. O. S. 528, daß die allbekannte *Glycymeris Heberti* BOSQ. und Verwandte keine echten Glycymeriden oder Panopaeen sind, sondern zu der Gattung *Homomya* unter den Pholadomyen gehören. Als ich diese Bemerkungen las, hatte ich sogleich ein gewisses, fast instinktives Mißtrauen. Ich bin der Sache auf den Grund gegangen, und die Behauptung CANESTRELLI's hat sich als gänzlich haltlos herausgestellt. Sie stützt sich ausschließlich auf die Beobachtung, daß die Oberfläche der *Glyc. Heberti* feine Reihen von Granulationen trage, welche charakteristisch seien für die Gattung *Homomya* AG., wobei auf ZITTEL<sup>3)</sup> verwiesen wird. Nun ist eine derartige Skulptur zweifellos nur ein sekundäres Merkmal. In den meisten Fällen hat es nur spezifische Bedeutung; dies ist so allbekannt, daß sich Beispiele erübrigen. In anderen Fällen dient es, da es sich bei sämtlichen Arten wiederfindet, u. a. mit zur generischen Unterscheidung. So auch bei *Homomya* AG., und nicht anders wird es augenscheinlich hier bei ZITTEL aufgefaßt, denn dieser klassische Zeuge bemerkt noch in seiner Beschreibung „Schloß zahnlos“ und fügt hier auf S. 124 wie auf S. 121 hinzu, „daß sich diese Gattung, nämlich *Homomya*, von *Glycymeris* unterscheide durch die papierdünne Schale und durch den zahnlosen Schloßrand“. Die gleichen Angaben macht P. FISCHER in seinem Manuel de Conchyliologie, welcher auf S. 1165/66 noch das Vorhandensein einer inneren Perlmutter-schale für die Gruppe fordert, während er die Gattung *Homomya* AG. selbst, was Herr CANESTRELLI wissen mußte, nicht bestehen läßt, sie als „mal défini“ bezeichnet und erklärt, daß eine Analysis der Arten von *Homomya* zeige, daß die einen zu *Arcomya*, die anderen zu *Pleuromya* gehören. und zwar sind es gerade die Formen mit der aus Körnchenreihen besetzten Skulptur, welche er zu *Arcomya* verweist. Wenn wir nun prüfen, inwieweit die *Glyc. Heberti* BOSQ. und ihre Verwandten den wichtigeren generischen Merkmalen

<sup>1)</sup> Zur Kenntnis alttertiärer Faunen in Ägypten. Palaeontographica, XXX, 3. Abt., 1903—1906.

<sup>2)</sup> Reale Accad. dei Lincei (Va) 16, Roma 1907, S. 525 ff.

<sup>3)</sup> Paläozoologie II, S. 124, Fig. 178.

der Pholadomyen resp. der Arcomyen entsprechen, so sind wir naturgemäß nicht auf das relativ schlecht erhaltene Material von Laverda und den übrigen Fundpunkten des italienischen Unteroligocän angewiesen. *Glyc. Héberti* BOSQ. ist bekanntlich ebenso verbreitet im nordischen Oligocän und läßt dort ihre Schalenverhältnisse naturgemäß besser beobachten. Ich besitze sie selbst in meiner Sammlung aus Pierrefitte wie aus Weinheim und vom Doberg bei Bünde. In allen Fällen haben wir eine Schale, welche wir nicht als papierdünn bezeichnen können, wenn sie auch nicht übermäßig dick ist. Wir haben keine innere Perlmutterschicht, und wir haben ein typisches Schloß von *Glycymeris* mit einem starken Zahn und entsprechender Grube auf jeder Klappe. Es ist ja auch a priori anzunehmen, daß die früheren großen Conchyliologen, welche sich mit dieser so bekannten Form beschäftigt haben, wie BOSQUET, HEBERT, DESHAYES, SANDBERGER und viele andere mehr, so auffallende Unterschiede von den rezenten und neogenen Formen bemerkt haben würden und so wohl-erhaltene und häufige Formen nicht in eine Familie gestellt hätten, in welche sie nicht hineingehörten. Nun kommt die Frage der Skulptur aus zarten, längsgestellten Körnerreihen, welche für CANESTRELLI eine so ausschlaggebende und für die Familienangehörigkeit bestimmende Bedeutung besitzt. Herr CANESTRELLI hat richtig beobachtet, die Körnchenreihen sind vorhanden und naturgemäß auf den besser erhaltenen nordischen Typen mit aller wünschenswerten Deutlichkeit zu erkennen. Aber diese Körnchenreihen finden sich selbst an *Glycymeris*-Formen, an deren geuerischer Zugehörigkeit nach den Verhältnissen von Schloß, Mantelbucht und Schalenstärke nicht einen Augenblick gezweifelt werden kann. Ich kann im Augenblick nicht feststellen, ob sie für *Glyc. Héberti* selbst von den älteren Autoren angegeben werden. Sicher ist aber, daß sie an der *Glyc. remiensis* MELLV. des Pariser Untereocäns mit aller Deutlichkeit zu erkennen sind, wie ich an einer Reihe von sehr wohl erhaltenen Schalen, welche ich in meiner Sammlung aus Chalons sur Vesle besitze, mit unbedingter Sicherheit feststellen kann. Überreste dieser Körnchenskuulptur glaube ich übrigens sogar an einem Exemplar der *Glyc. Menardi* DESH. aus dem Pliocän von Castelarquato, (meine Sammlung) beobachten zu können. *Glyc. Héberti* BOSQ. (weshalb CANESTRELLI AGASSIZ als Begründer der Art nennt, ist mir unklar) ist also keine *Pholadomya* und gehört nicht zu *Homomya* oder besser *Arcomya* AG., sondern ist eine typische *Panopaea*.

*Entalis apenninicus* SACCO S. 63. — SACCO nennt<sup>1)</sup> die hier in Frage kommende Form des piemontesischen Oligocäns *Entalis* cf. *acuta*? var. *apenninica* SACCO. Man sieht, wieviel Unsicherheit und wieviel Fragezeichen. Da ist es denn auch kein Wunder, daß eine derartige Spezies bisher noch niemals aus dem Vicentino zitiert wurde. Ich besitze in meiner Sammlung zahlreiche Dentalien aus Gnata, Sangonini usw., habe aber bisher niemals gewagt, sie zu bestimmen. Wenn man hier nicht mit sehr wohl erhaltenen Materialien operiert, schweben die Resultate in der Luft.

*Delphinula latesulcata* DE GREG. S. 65. — Eine durchaus unsichere, auf einen dürftigen Steinkern begründete Spezies.

*Trochus lucasianus* BRONGT. S. 65. — CANESTRELLI gibt a. a. O. S. 66 diese Leitform des Gombertohorizontes wiederum aus den mitteleocänen Tuffen von San Giovanni Ilarione an. Er bezieht sich dabei auf DE GREGORIO. Dieser, eine an und für sich etwas trübe Quelle, schreibt in seinem Aufsätze über Bassano<sup>2)</sup>, daß in S. Michele bei Bassano, übrigens einer Lokalität mit typischen Priabonaschichten, sich eine var. *oblique costulatum* DE GREG. fände, welche er auch in seinem Werke über San Giovanni Ilarione abgebildet habe. Er fährt aber fort: „cette espèce est typique de la faune de Castelgomberto.“ Augenscheinlich ist die Varietät, von der DE GREGORIO hier spricht, eine gänzlich verschiedene Art. Ich füge diesen kurzen Beweis hier nur hinzu, um wieder aufs neue hinzuweisen, auf wie oberflächliche Untersuchungen hier manche Autoren den Übergang von Arten auf mehrere Niveaus behaupten.

*Turritella Archimedis* BRONGT. S. 66. — Es ist auch nach den neueren Beobachtungen von ROVERETO<sup>3)</sup>, auf welche sich CANESTRELLI a. a. O. S. 67 beruft, sehr fraglich, ob die Form ihren mit Recht beliebten Namen beibehalten darf. Ob die *T. Archimedis* DILLWYN mit der *T. terebra* LINNÉ identisch ist oder nicht, jedenfalls hat sie existiert. Ich muß es mir versagen, in der malakologischen Literatur nachzuforschen, ob die DILLWYNsche Art vor dem Jahre 1823 immer nur als *Turbo*, als welcher sie ursprünglich beschrieben war, oder

<sup>1)</sup> Molluschi dei terreni terziarii del Piemonte XXII, S. 106.

<sup>2)</sup> Description des faunes tertiaires de la Vénétie. Fossiles des environs de Bassano etc. Annales de Géologie et de Paléontologie. 13 livr. Palermo 1894, S. 31.

<sup>3)</sup> Illustrazione dei molluschi fossili tongriani posseduti dal Museo geologico etc. Atti della R. Università di Genova XV, 1900. Vergl. S. 142, Anm. 1.

auch als *Turritella Archimedis* verzeichnet war. Im übrigen bin ich kein Freund einer allzu strengen Handhabung von Prinzipien in der Nomenklatur und würde daher aus praktischen Gründen gegen die weitere Anwendung der beliebten Bezeichnung keinen Widerspruch erheben.

*Turritella asperulella* (SACCO an CAN.?) S. 68 ff. — Der Verf. hat Differenzen zwischen seinem Stücke von Laverda und den Exemplaren, welche die Sammlung in Florenz von der *T. asperula* BRONGT. aus Roncà besitzen soll, beobachtet, und er glaubt sich daraufhin berechtigt, die Art des venetianischen Unteroligocäns als *T. asperulella* abzutrennen. Wenigstens so verstehe ich seine Zeilen, und ich glaube, daß die vermeintliche Differenz im Niveau ein Hauptgrund für seine Argumentationen gewesen ist; denn daß die in Frage kommende Type innerhalb gewisser Grenzen variiert, war schon SACCO und ROVERETO bekannt, ohne daß sie derartig weitgehende Folgerungen daraus gezogen hätten. Nun ist aber *T. asperula* BRONGT., wie schon FUCHS<sup>1)</sup> a. a. O. S. 61 angibt, und wie ich durchaus bestätigen kann, bisher niemals in Roncà gefunden worden, und die widersprechenden Angaben der Sammlung in Florenz basieren auf Irrtümern, welche bei älteren Materialien, wo durchweg fast eine Verwechslung der früher für altersgleich gehaltenen Tuffe von Roncà und Sangonini stattgefunden hat, fast eine Regel bilden. Ich glaube daher, daß diese neue Type unbedingt eingezogen werden muß, denn was bliebe für die BRONGNIARTSche Art übrig, wenn man alle diese Formen, welche den von FUCHS a. a. O. dargestellten Typus der *T. asperula* mitumfassen, aus ihr eliminiert. Selbst die *T. perfasciata*, welche ROVERETO a. a. O. S. 143, abtrennt, ist sicher nur als Varietät der *T. asperula* anzusehen; denn die Tendenz, 2 vordere Kiele schärfer herauszubilden, ist allen den Formen dieser Art gemeinsam. Es entstehen dadurch Gestalten, welche eine gewisse Ähnlichkeit mit der auch im venetianischen Unteroligocän<sup>2)</sup> auftretenden *T. strangulata* GRAT. von Gaas besitzen, welche sich aber durch die größere Flachheit der Windung leicht und sicher unterscheiden lassen.

*Natica (Ampullina) Vulcani* BRONGT. S. 74. — Es wäre sehr wichtig zu erfahren, von welchem Punkte und aus welcher Sammlung die hierhergezogenen Exemplare stammen. Die Form reicht nach meiner Kenntnis nicht über die Priabona-

---

<sup>1)</sup> Ein Beitrag zur Kenntnis der Conchylienfauna des vicentinischen Tertiärgebirges. Denkschr. Wiener Akad. XXX, 1870.

<sup>2)</sup> Vergl. meine Revision, S. 191.

schichten hinaus und wird im typischen Oligocän von der nahe verwandten *N. angustata* GRAT. abgelöst. Bis auf weiteres möchte ich vermuten, daß auch das Zitat bei CANESTRELLI auf diese letztere Type zurückzuführen ist.

*Diastoma Oppenheimi* CAN. S. 74. — Mir liegt das *Diastoma Grateloupi* D'ORB in zahlreichen Exemplaren aus Gaas vor. Ich kann keinerlei durchgreifende Unterschiede von der Type des venetianischen Oligocäns entdecken. Wenn man will, kann man die letztere mit FUCHS, wie ich auch in meiner Revision S. 297 betont habe, noch zu dem eocänen *D. costellatum* LK. ziehen. Die Unterschiede sind hier äußerst feine und schwer zu fassende. In jedem Falle haben wir hier mit 2 Arten bereits genug, zumal die Abgrenzung bei CANESTRELLI nach keiner Richtung hin eine klare und scharfe genannt werden kann. Bei aller Anerkennung der mir erwiesenen Artigkeit bin ich unbedingt für Streichung der neuen Art.

*Potamides margaritaceus* BROCC. und *Potamides calcarius* GRAT. S. 79. — Die Abgrenzung dieser Formen aus der Gruppe des *Cerithium margaritaceum* ist eine höchst schwierige Sache. COSSMANN beschränkt in seiner Étude paléontologique et stratigraphique sur le terrain oligocène marin d'Étampes S. 146 den Namen *Cerith. margaritaceum* ausschließlich auf die miocäne Art des Bordelais, während er den Hauptteil der Formen aus den oligocänen Sanden von Étampes, Pierrefitte usw. auf das *Cerithium elegans* DESH. zurückführt. Letzteres wurde später von TOURNOUER *Cerithium Weinkauffi* aus Gründen der Synonymie benannt, und auch diese Benennung mußte noch später von mir aus denselben Momenten in *Cerithium vivarii* umgewandelt werden<sup>1)</sup>. Wie weit COSSMANN mit seiner Abgrenzung dieser Form im Recht ist oder nicht, will ich hier in dieser kurzen kritischen Besprechung nicht weiter erörtern. Es würde dies mehr Aufgabe von CANESTRELLI gewesen und vielleicht auch von ihm ins Auge gefaßt worden sein, wenn er seiner Bearbeitung nicht zu ausschließlich die Arbeiten von SACCO und ROVERETO zugrunde gelegt hätte. Ich selbst kenne von hierhergehörigen Formen aus dem venetianischen Oligocän<sup>2)</sup> nur *Cerith. stroppus* BRONGT., außerdem gebe ich in meinen Priabonaschichten S. 12 aus den Konglomeraten von Laverda *Cerith. vivarii* = *Cerith. elegans* DESH. und *Cerith. diaboli* BRONGT. an. Ich vermute, daß die von CANESTRELLI angeführten beiden Cerithien auf diese beiden Formen zurückzuführen sein

<sup>1)</sup> Vergl. diese Zeitschr. 48, 1896, S. 107, Taf. V, Fig. 3—5.

<sup>2)</sup> Vergl. meine Revision, S. 304.

werden und aus den Konglomeraten stammen. CANESTRELLI gibt auf S. 8 an, daß er diese Formen nicht selbst gesammelt habe, und daß sie zu der Koll. SECCO gehörten. Er vermutet infolge ihres Auftretens, daß in den mächtigen Laverdamergeln schwache Brackwasserschichten eingeschaltet seien. Diese Vermutung ist unnötig, da diese Formen wohl zweifellos den unteren Konglomeraten angehören dürften. Übrigens ist die eine von ihnen auf Taf. II, Fig. 1 links gewunden gezeichnet, was ich mir nicht erklären kann. Ein *Potamides calcaratus* GRAT., welchen auch ROVERETO<sup>1)</sup> anführt, hat zudem keinerlei Berechtigung, da wir seit 1823 das *Cerith. calcaratum* BRONGT. besitzen, und dieses zweifellos mit demselben Rechte zu *Potamides* gerechnet werden kann wie die GRATELOUPSche Type.

*Chenopus Pescarbonis* BRONGT. S. 80. — Die Type stammt sicher aus dem Unteroligocän und ist in Roncà nicht bekannt.

*Cypraea (Zonaria) exsplendens* SACCO S. 81. — Die richtige Bezeichnung für diese Art ist noch durchaus unsicher. Ich gebe zu, daß SACCO und jetzt CANESTRELLI recht haben, wenn sie die FUCHSSche Bezeichnung verwerfen; denn daß die Form von Gaas im k. k. Hofmuseum mit *C. splendens* GRAT. bezeichnet war, durfte für FUCHS eigentlich keine Veranlassung sein, sie auf eine in der Abbildung bei GRATELOUP so abweichende Art zu beziehen. Nun ist die Tatsache aber nicht aus der Welt zu schaffen, daß die Art der Sangoninischichten auch in Gaas auftritt. Ich selbst besitze aus eigenen Aufsammlungen eine ganze Anzahl von Stücken, welche teilweise noch die Farbe zeigen und von der Type von Sangonini sicher nicht zu trennen sind. Die Frage ist nur, auf welche der verschiedenen von GRATELOUP aus Gaas angegebenen Formen diese zu beziehen sind. Dies würde aber eine Untersuchung ad hoc und möglichst einen Vergleich mit den GRATELOUPSchen Originalen erfordern, welche, da die Sammlung dieses verdienten Conchyliologen im vorigen Jahre zum Verkauf angeboten wurde, wie ich in Reims hörte, noch vorhanden sein dürften. Bis zur definitiven Erledigung einer derartigen Untersuchung könnte man, wie so häufig, die sehr wenig wohlklingende, von SACCO gewählte Bezeichnung als Verlegenheitsausweg in Anwendung behalten.

*Eburna apenninica* BELL. S. 86. — Es ist augenscheinlich und geht auch aus den klassischen Untersuchungen

<sup>1)</sup> a. a. O. S. 149.

I. O. SEMPERS<sup>1)</sup> über die venetianische Art hervor, daß BELLARDIS Type der echten *Eburna* bzw. *Latrunculus Caronis* BRONGT. entspricht. Diese ist stets genabelt und besitzt zur Seite der Perforation 3 starke Kämme. Was die Art nun anlangt, welche BELLARDI<sup>2)</sup> irrtümlich zu *E. Caronis* BRONGT. gezogen hat, so müßte sie, wenn man auf das Fehlen oder Vorhandensein des Nabels einen derartigen Wert legen will, und wenn die Unterschiede in den Basalkämmen wirklich so bedeutend sind, wie man dies nach den Figuren bei BELLARDI annehmen sollte, einen anderen Namen empfangen. Es ist möglich, daß auch sie im venetianischen Unteroligocän vorhanden ist, doch läßt sich dieses bei der Ähnlichkeit beider Formen nur nach Präparation einer großen Anzahl von Individuen feststellen. Die Exemplare meiner Sammlung, an denen ich die Mündung ganz frei legte, gehören sämtlich zu der genabelten, mit 3 Basalkämmen versehenen Form, dem Typus der BRONGNIARTSchen Art, in deren Synonymie somit *E. apenninica* BELL. und *Latruncullus apenninicus* BELL. bei ROVERETO<sup>3)</sup> aufzunehmen sind. Im übrigen wolle man meine Anmerkung<sup>4)</sup> an anderer Stelle vergleichen.

*Hemifusus Brongniartianus* D'ORB. S. 86. — Über diesen Formenkreis, über den ich ebenfalls nicht ganz mit dem Autor übereinstimme, gedenke ich mich an anderer Stelle eingehend zu äußern.

*Bathytoma cataphracta* BROCC. S. 101. — Man hat bisher die Form von Sangonini zu der älteren *B. turbida* SOL. gezogen, mit der sie zweifellos innigere Beziehungen besitzt. Wie man sich indessen auch zu dieser Frage, wie zu der Vereinigung oder Trennung beider Formen stellen mag, kein Autor hat bisher die *B. cataphracta* BROCC. auch im Eocän gesucht, wie dies CANESTRELLI auf S. 8 tut. Diese Bemerkung steht übrigens im Widerspruch zu der auf S. 103, wo der Autor *B. turbida* SOL. für den „ozeanischen und eocänen Vertreter der mediterranen und pliocänen *B. cataphracta* BROCC.“ erklärt. Dies mag teilweise stimmen, doch ist es wohl wahrscheinlicher, daß *B. cataphracta* von *B. turbida* abzweigt, wie im übrigen die erstere doch zweifellos neben den pliocänen auch miocäne Formen enthält, was der Autor im folgenden Satze ja auch

<sup>1)</sup> Paläontologische Untersuchungen, Neubrandenburg 1861, S. 210:  
 . . . . Hierdurch entsteht der Nabel.

<sup>2)</sup> Molluschi dei terreni terziarii del Piemonte III, S. 10, Taf. I, Fig. 9 a und b.

<sup>3)</sup> Moll. tongr., S. 168.

<sup>4)</sup> Diese Zeitschr. 48, 1906, Monatsber., S. 83.

zugibt. Die Unterschiede, welche ROVERETO<sup>1)</sup> zwischen beiden Formen erwähnt, sind nicht durchgreifend, wie denn auch als Typus der *B. turbida* nicht mit ROVERETO Formen des nordischen Oligocäns aufgefaßt werden dürfen, sondern die Art von BARTON selbst.

*Conus ineditus* MICHT. S. 103. — Die Form ist besser als *C. Grateloupi* D'ORB. 1847 bzw. 1852<sup>2)</sup> zu bezeichnen, da MICHELOTTIS Werk erst 1861 erschien. Daß beide Formen identisch sind, halte ich für sicher. Ich selbst habe in meiner Revision auf S. 324 a. a. O. die Type als *C. Grateloupi* D'ORB. bezeichnet, worauf CANESTRELLI aber nicht weiter zurückgekommen ist.

Ich bin am Schlusse meiner Darstellungen und möchte, indem ich von spezielleren wieder zu allgemeinen Gesichtspunkten übergehe, hierbei noch einmal betonen, daß Herr CANESTRELLI mich nicht von einem innigeren Zusammenhang der venetianischen mit den piemontesischen Oligocänbildungen zu überzeugen vermochte, als ich ihn bereits früher meinerseits betont hatte. Daß diese Schichtsysteme im großen und ganzen identisch sind und eine Reihe von Arten gemeinsam haben, das ist schon seit den Werken von MICHELOTTI, TOURNOUER, HÉBERT, MUNIER-CHALMAS und zahlreichen anderen bedeutenden Tertiärforschern bekannt und Gemeingut der Wissenschaft geworden, so daß die Aufführung von besonderen Namen auf S. 9 sich erübrigte. Nach wie vor möchte ich aber betonen, daß der faunistische Zusammenhang bei dieser Altersgleichheit und den innigen geographischen Beziehungen zwischen beiden Gebieten eigentlich ein bedeutenderer sein müßte. Ich selbst habe, als ich diese Folgerung zog, die Monographien von SACCO und ROVERETO ebenso vor Augen gehabt, wie CANESTRELLI dies jetzt von sich betont. Wenn er sie ausschließlicher und vorwiegender benutzt hat als die nicht-italienischen, so ist dies in meinen Augen sicherlich mehr ein Nachteil als ein Vorzug der Schrift und entspricht ganz einer in der neueren italienischen Literatur allzu mächtig gewordenen Richtung. Daß im übrigen über die Verhältnisse des faunistisch wie stratigraphisch in den letzten Jahrzehnten einigermaßen vernachlässigten piemontesischen Oligocäns nicht das letzte Wort gesprochen ist, und daß dort Detailuntersuchungen noch viel Neues zutage zu fördern geneigt sind, das hat ein so

<sup>1)</sup> a. a. O. S. 181.

<sup>2)</sup> Vergl. ALCIDE D'ORBIGNY: Prodrôme de Paléontologie III, Paris 1852, S. 11, Nr. 168.

ausgezeichneter italienischer Forscher, wie es Herr ROVERETO ist, erst letzthin<sup>1)</sup> betont, wie denn auch dieser Autor durch Darlegungen bestätigt, daß meine Behauptungen<sup>2)</sup> hinsichtlich des Auftretens der *Lepidocyclinen* im Piemont zusammen mit *Nummulites intermedius* und der charakteristischen Fauna dieses Horizontes, im Gegensatze zu den wohl etwas allzu eiligen Feststellungen von Herrn R. DOUVILLÉ und LEMOINE<sup>3)</sup> bei Gelegenheit der allgemeinen Versammlung in Turin, vollkommen zu Recht bestehen. Wir sind hinsichtlich der Stratigraphie und Fauna dieses piemontesischen Oligocäns, wenn man von den Untersuchungen ROVERETOS absieht, welche einen wichtigen Fortschritt dokumentieren, im wesentlichen noch nicht viel weiter als vor annähernd 50 Jahren, wo FUCHS, HOERNES u. a. gerade diesen Bildungen gegenüber sich in der größten Verlegenheit befanden, und ein Vergleich zwischen der Stratigraphie dieser Horizonte in Venetien und in Piemont bleibt im wesentlichen und im einzelnen noch zu ziehen übrig. Hoffen wir, daß die neuen Untersuchungen ROVERETOS, von welchen in der angezogenen Mitteilung vor der Soc. géolog. de France die erste Notiz dem wissenschaftlichen Publikum vorliegt, nach dieser Richtung hin sehr fühlbare Lücken auszufüllen vermögen.

Um nach dieser kleinen Abschweifung auf die uns hier beschäftigende Arbeit CANESTRELLIS noch einmal kurz zurückzukommen, so möchte ich bei dieser Gelegenheit, nicht als individuellen Geschmack, sondern als leider sehr verbreitet, schließlich auf die Art der Illustrationen hinweisen. Ich selbst erkläre mich außerstande, mit derartig verwischten Phototypen nach dem Originale viel anzufangen. Sie sagen zu wenig, lassen in den wichtigsten Punkten im Stich, und ihre Genauigkeit zeigt sich mehr in der Wiedergabe der den Fossilien noch anhängenden Gesteinsstücke als in der getreuen Zeichnung ihrer Form und Skulptur. Das Mechanische in der Illustration hat seine Bedenken, da es gar zu leicht auf den Inhalt übergreift. Die Zeichnung setzt eine geistige Anspannung zur Auffassung des Typischen voraus, an welcher, selbst wenn der zeichnende Künstler eine Hauptarbeit dabei leistet, doch der Autor durch die Auswahl der typischen Objekte und die Durchsicht der Zeichnungen mitbeteiligt ist. Schließlich sind Art und Gattung in erster Linie Abstraktion des menschlichen Geistes, und ich halte es für

<sup>1)</sup> Compt. rend. des Séances de la Soc. géolog. de France 1908, S. 155 (Séance du 2 nov.)

<sup>2)</sup> Diese Zeitschr. 48, 1906, S. 164 Anmerk.

<sup>3)</sup> Compt. rend. des Séances de la Soc. géolog. de France. 1905, S. 149.

keinen Zufall, daß M. HOERNES' grundlegendes Tertiärwerk mit seinen klaren und übersichtlichen Begriffen von den prächtigen, künstlerisch ausgestatteten Tafeln begleitet ist, während z. B. das Werk von SACCO, in welchem so häufig die Formen ineinander verlaufen, und der Verfasser selbst keinen klaren Standpunkt der Artenabtrennung gegenüber einnimmt, sich im wesentlichen auf Phototypien stützt, die immer dürftiger und unzulänglicher werden, je mehr das Werk sich dem Schlusse nähert. Und schließlich noch eins. Die Paläontologie soll nicht nur lehren, sie will auch erfreuen. Wir wollen keine Bilderbücher illustrieren, wie dies uns wohl gelegentlich zum Vorwurfe gemacht worden ist, aber das ästhetische Empfinden verlangt auch seine Befriedigung, und ich glaube, daß der Anteil, welchen dieses an unserer wohl gelegentlich trockenen und unerfreulichen Tätigkeit besitzt, ein größerer ist, als ihm wohl öffentlich zugegeben wird! —

---

## Neueingänge der Bibliothek.

- V. ARTHABER, GUSTAV: Über die Entdeckung von Untertrias in Albanien. S.-A. aus: *Mitteil. der Geol. Gesellsch. in Wien* 1908, I. Wien 1908.
- BERG, G.: Über krystalline Schiefer aus dem Las Animas Canyon südlich von Silverton, Col. S.-A. aus: *TSCHERMAKS Mineralog. u. petrogr. Mitteilungen* XXVII, 4, 1908. Wien 1908.
- ETZOLD, F.: 10. Bericht der Erdbebenstation Leipzig. Abdr. a. d. *Ber. d. Mathem.-Phys. Klasse der Kgl. Sächs. Gesellsch. d. Wissensch. zu Leipzig* 60. Leipzig 1908.
- Exkursionspläne f. d. 53. allgem. Versammlung der Deutschen geol. Gesellschaft in Dresden, mitgeteilt von den Führenden: R. BECK, H. CREDNER, C. GRÄBERT, J. E. HIBSCH, E. KALKOWSKY.
- GLAUGEAUD, PH.: *Geographie Physique et Géologie du departement du Puy-de-Dome.* (Extrait de l'ouvrage: *Clermont et le departement du Puy-de-Dome.*) Clermont-Ferrand 1908.
- GRUPE, O.: Präoligozäne und jungmiocäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande. S.-A. aus: *Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst. f.* 1908, XXIX, Teil I, H. 3. Berlin 1908.
- JAHN, J. JAROSLAV: Über den Ursprung der Basaltkugeln am Jaklovec bei Mährisch-Ostrau. V. Brné 1908.  
— Über die Brünnener Wasserfrage. V. Brné 1908.
- KRAUSE, P. G.: Über Diluvium, Tertiär, Kreide und Jura in der Heilsberger Tiefbohrung. S.-A. aus: *Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst. f.* 1908, XXIX, H. 2. Berlin 1908.
- KRETSCHMER, FRANZ: Die Petrographie und Geologie der Kalksilikatfelse in der Umgebung von Mährisch-Schönberg. S.-A. aus: *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst.* 1908, 58, H. 3. Wien 1908.
- MORDZIOL, KARL: Über das jüngere Tertiär und das Diluvium des rechtsrheinischen Teiles des Neuwieder Beckens. S.-A. aus: *Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst. f.* 1908, XXIX, Teil I, H. 2. Berlin 1908.
- POČTA, PHIL.: Über Büge in den Schichten des BARRANDESCHEN Felsens. S.-A. aus: *Sitzungsber. der Kgl. böhm. Gesellsch. der Wissenschaften in Prag* 1908. Prag 1908.
- RAUFF, HERM.: Alterer Löß am Niederrhein. S.-A. aus: *Verh. d. Naturhist. Vereins der preuß. Rheinl. u. Westf.* 65, Jahrg. 1908.
- V. REHBINDER, L.: Roches biganées aux environs de Wielun. S.-A. aus: *Bulletins du Comité Géologique* 1907, XXVI. Petersburg 1907.
- SCHOTTLE, WILHELM: Die Basalte der Umgegend von Gießen. Abh. d. Großh.-Hess. geol. Landesanst. zu Darmstadt f. 1908, IV, H. 3. Darmstadt 1908.
- SPETHMANN, HANS: Grundzüge der Oberflächengestaltung Cornwalls. S.-A. aus: *Globus* 44, Nr 21 u. 22, 1908. Braunschweig 1908.
- STILLE, HANS: Zur Stratigraphie der deutschen Lettenkohlengruppe. S.-A. aus: *Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst. f.* 1908, XXIX, Teil I, H. 1. Berlin 1908.
- TAEGER, HEINRICH: Die geologischen Verhältnisse des Vertesgebirges. S.-A. aus: *Mitt. aus dem Jahrbuch d. Kgl. Ungar. geol. Anstalt f.* 1908, XVII, H. 1. Budapest 1908.
- WEDEKIND, RUDOLF: Die Cephalopodenfauna des höheren Oberdevon am Enkeberge. S.-A. aus: *N. Jahrb. Min.* 1908. Beilage-Bd XXVI. Stuttgart 1908.

5

# Monatsberichte

der

## Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 2.

1909.

Protokoll der Sitzung vom 3. Februar 1909.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer zur Verlesung des Protokolls der letzten Sitzung das Wort. Das Protokoll der letzten Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr FR. THENN, Rentier, München, Rumfordstraße 19 I, vorgeschlagen von den Herren BROILL, ROTHPLETZ und VON STROMER.

Herr cand. geol. FRANZ LIEBRECHT, Marburg i. H., Deutschhausstraße 36, vorgeschlagen von den Herren KAYSER, DIENST und HERRMANN.

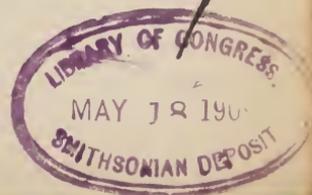
Herr Dr. V. SELLE, Bergassessor, Halle a. S., Krausenstraße 19, vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, KRUSCH und ZIMMERMANN.

Herr cand. geol. ALFRED KRAISZ, Koburg, z. Z. Berlin N 4, Geolog. Institut der Universität, vorgeschlagen von den Herren BRANCA, RAUFF und HESS VON WICHENDORFF.

Herr MICHEL LUCIUS, Lehrer, Luxemburg-Gare, vorgeschlagen von den Herren R. WAGNER, KOLESCH und HENKEL.

Herr F. SOENDEROP und Herr H. MENZEL sprachen über interglaziale, paludinenführende Ablagerungen von Phöben bei Werder (Mark).

Herr F. SOENDEROP legte Schädel mit Geweih eines Riesenhirsches vor, der bei den Abräumungsarbeiten einer



durch Herrn Ziegeleibesitzer Dietrich, Ketzin, angelegten Tongrube aufgefunden wurde. Diese Tongrube liegt im Havelalluvium, in den Kietzwiesen nordwestlich Phöben und ist zurzeit auf etwa 9 m abgeteuft.

Man beobachtet dort unter einer etwa 0,5 m mächtigen humosen Sanddecke meist 1 m mächtige, eisenschüssige, kalkarme Sande. Diese sind durch die geologische Spezialaufnahme dem Alluvium zugewiesen. Darunter folgen stellenweis bis zu 3 m mächtige, diskordant geschichtete, kiesige Sande, in denen häufig große bis zu 1 cbm haltende Blöcke und Lagen von größeren Geschieben auftreten. Diese Geschiebesande gehen am Nordstoß der Grube in gut ausgebildeten, 1 m und darüber mächtigen Geschiebemergel über. Sowohl der Geschiebemergel wie auch der Geschiebesand sind stellenweis reich an Conchylien (Valvaten, Bithynien und Unionen). An der Basis der Geschiebesande treten mehrfach Lagen von Braunkohlengeröllen mit Bernsteinstücken auf.

Unter den Geschiebesanden und dem Geschiebemergel, die als äquivalente Bildungen anzusehen sind, folgt eine Schichtengruppe, die zwischeneiszeitlichen Charakter trägt.

An der Südwand der Grube liegen unter dem Geschiebesand 4 m mächtige grobe Sande, die reichlich Faulschlamm und Vivianit führen und von festen Conchylienbänken (hauptsächlich Unionen und Paludinen) durchsetzt sind. In dieser Schicht wurden der vorgelegte Schädel des *Cervus euryceros* sowie 2 fast vollständige Skelette wahrscheinlich derselben Art in situ gefunden. Außerdem hatte der Vortragende noch einzelne Knochen von *Rhinoceros*, *Equus*, *Elephas* und Hecht dieser Schicht entnehmen können, in der sich auch Pflanzenreste, insbesondere *Potamogeton* und *Chara*-Früchte nachweisen ließen. Die Bestimmung der Wirbeltiere ist durch Herrn Landesgeologen Prof. Dr. SCHROEDER erfolgt.

An der Nordwand der Grube liegen unter den Geschiebesanden, die hier in Geschiebemergel übergehen, 1,4 m mächtige, gelbe, kalkige, feinkörnige Sande, die wellig und uneben geschichtet sind und in den Schichtenfugen Einlagerungen dunkler Pflanzenreste sowie nicht selten Conchylienreste führen. Darunter folgen ebengeschichtete graue, anscheinend conchylienfreie, aber Pflanzenreste führende feine Sande von 3,5 m Mächtigkeit bis zur Grubensohle. Auf diesen grauen Sanden liegen, muldenförmig in die gelben eingesenkt, tiefschwarze, humose Sande mit Pflanzenresten und mit einer conchylienreichen Lage von 10 cm an der Basis.

Die grauen, feinen Sande bilden am Nord- wie am Südstoß der Grube das Liegende der fossilienführenden Schichten. Sie stellen die Sohle der heutigen Grube dar und werden unterlagert von grauen, kalkigen, feinsandigen Tonen, die 8—14 m Mächtigkeit aufweisen. Unter diesen folgt Geschiebemergel.

Eine sichere Zuweisung der Interglazialschichten in die Oberen oder Unteren läßt sich erst ermöglichen, wenn die Aufschlüsse bei Glindow, Werder und Phöben im Zusammenhange verglichen worden sind; außerdem dürfte eine Tiefbohrung erforderlich sein, die über die den Unteren Geschiebemergel unterlagernden Schichten Aufschluß gibt.

Jedenfalls läßt sich dieser neue Paludinenhorizont von Phöben mit den Resten der großen Säugetiere nur schwer mit der bekannten Paludinenbank der Berliner Umgegend vereinigen, die bei etwa —10 m unter NN im Durchschnitt erbohrt ist, während der neue Fund bei etwa +25 m über NN liegt. Es sprechen eine ganze Reihe von Umständen dafür, daß der Phöbener Horizont den Ablagerungen von Motzen<sup>1)</sup>, also dem Oberen Interglazial entspricht.

Die Ergebnisse dieser Untersuchung werden im Jahrbuch der Königl. Preuß. Geologischen Landesanstalt veröffentlicht werden.

Herr MENZEL sprach im Anschluß daran über die Conchylienfauna der Phöbener Ablagerung.

Außer durch die Klarheit der aufgeschlossenen Schichtenfolge und durch das Vorkommen des außerordentlich starken Riesenhirsch-Schädels zeichnet sich der neue interglaziale Fundpunkt bei Phöben noch durch den Reichtum an Conchylien aus. Und zwar gilt das sowohl für den Reichtum an Individuen wie an Arten. Während die Zahl der sonst an einem interglazialen Fundpunkt der näheren Umgebung von Berlin vorkommenden Arten selten ein Dutzend erreicht, meist aber darunter bleibt, haben sich beim ersten flüchtigen Durchbestimmen der Fauna von Phöben schon über zwei Dutzend Arten von Conchylien feststellen lassen. Ihre Zahl wird sich voraussichtlich bei weiterem Nachsuchen noch wesentlich erhöhen.

Nach den Ausführungen des Herrn SOENDEROP haben

---

<sup>1)</sup> TH. SCHMIERER und F. SOENDEROP: Fossilführende Diluvialschichten bei Mittenwalde (Mark). Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1902, Bd XXII, S. 544 ff.

sich an zwei Stellen besonders reichlich Conchylien gefunden. Einmal an der Nordwand, in den dunklen, in die gelben Mergelsande eingesenkten faulschlammhaltigen Sanden. Hier fanden sich einige Landschnecken wie Hyalinen und Succineen und ferner eine ganze Anzahl Arten von kleineren Süßwasserschnecken sowie Pisidien und selten *Unio*-Schalen. Nach der Zusammensetzung der Fauna und der petrographischen Beschaffenheit stammt diese Ablagerung aus einem flachen, ufernahen, langsam fließenden Gewässer. Ganz anders war die Zusammensetzung der Conchylienfauna an der zweiten Fundstelle, der Südwand der Grube, wo sich die Knochen und Geweihstücke von *Cervus euryceros* gefunden haben. Hier sah man wahre Muschelbänke, vornehmlich zusammengesetzt aus *Unio*-Schalen, denen in Menge Gehäuse einer großen *Paludina* (*Vivipara*) beigemischt sind. Daneben kommen noch Valvaten, Bithynien, Pisidien u. a. vor. Doch fehlen hier die Landschnecken. Die ganze Ablagerung, die in der Hauptsache aus organischen Resten mit wenig Sand und viel Faulschlamm und Blaueisenerde besteht, erweckt den Eindruck, als sei sie in einer ruhigen stillen Bucht eines größeren Sees entstanden, in der viel Pflanzenwuchs vorhanden war, und das Wasser nur durch den Wind bewegt wurde. Die *Unio*-Schalen und die anderen großen Gehäuse liegen noch heute so, wie sie gelebt haben und abgestorben sind, meist zweiklappig und noch mit Epidermis versehen, in den lockeren Sand eingebettet. In den tiefsten Lagen dieser Muschelbänke fand sich der Schädel des Riesenhirsches mit den Geweihresten. Beim Reinigen des Schädels entfielen ihm in großer Zahl wohl-erhaltene Gehäuse von Paludinen.

Die Paludinen der Phöbener Ablagerung bieten nun ein weiteres Interesse. Sie lassen sich mit keiner der bisher bekannten Formen der Paludinen der hiesigen Gegend vergleichen. Die *Paludina vivipara* (*Vivipara vera* v. FRAUENF.) unserer Seen hat bedeutend rundere Windungen und tiefere Nähte. Die *Paludina fasciata* MÜLL. ist schlanker. *Paludina diluviana* KUNTH, die sich mit ihrer breiten Form var. *crassa* NEUM. an ausnehmend schlanke Exemplare der *P. fasciata* anschließt, aber doch noch flachere Nähte behält, kommt zum Vergleich gar nicht in Betracht. Die Phöbener Form ist vielmehr ein durchaus selbständiges Zwischenglied zwischen der *Pal. vivipara* (*Vivipara vera* v. FRAUENF.) und der *Vivipara fasciata* MÜLL.

Über das Alter der fossilführenden Diluvialablagerung von Phöben und ihr Verhältnis zu dem altbekannten Berliner

Paludinenhorizont mit *Paludina diluviana* KUNTH läßt sich auf Grund der Fauna etwa folgendes aussagen. Wenn Herr SOENDEROP aus dem großen Höhenunterschied, in dem beide Ablagerungen auftreten, ein verschiedenes Alter derselben wahrscheinlich gemacht hat, so wird diese Annahme außer durch manches andere auch durch die Fauna bis zu einem gewissen Grade gestützt. Denn außer einigen gleichgültigen Formen haben beide Faunen nichts gemeinsam; sie weichen in den Charakterformen sogar wesentlich voneinander ab. Die beiden *Paludina*-Arten stimmen in erster Linie nicht miteinander überein. Die Begleiter der *Pal. diluviana*, *Neritina fluviatilis* und *Lithoglyphus naticoides* fehlen der Phöbener Ablagerung ganz. Letzterer fehlt auch dem älteren Alluvium unserer Gegend und ist erst in historischer Zeit aus seiner südöstlichen Heimat, den Donauländern und Rußland, wieder bei uns eingewandert. Dafür findet sich bei Phöben *Succinea Schumacheri*, die charakteristische Form für glaziale Ablagerungen südlicherer Gegenden. Da außerdem Riesenhirsch, Rhinozeros und Mammut auftreten, so läßt sich also sagen, daß die Fauna des Phöbener Interglazials deutlich eine Beimengung von mehr nördlichen Formen aufweist, während die bekannten Berliner Paludinenbänke bisher das Gegenteil gezeigt haben.

Nach alledem ist es wahrscheinlich, daß die Ablagerung von Phöben in einen anderen, höheren Horizont gehört als die bisher bekannten Berliner Paludinenbänke.

Wir hätten demnach in der Berliner Gegend zwei *Paludina*-führende interglaziale Horizonte. Um diese für die Gliederung des Diluviums außerordentlich wichtige Frage endgültig zu lösen, wird eine genauere Durcharbeitung aller benachbarten fossilführenden Diluvialaufschlüsse sowie eine Bohrung nötig sein, die, in der Nähe der Phöbener Ablagerung angesetzt, die tiefere Paludinenbank nachweisen soll.

Hierauf hält Herr KRUSCH<sup>1)</sup> seinen Vortrag: Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Münster (Gegend von Deuten und Rhade).

An der Diskussion beteiligen sich die Herren ZIMMERMANN, RAUFF, BÄRTLING, HAARMANN, WUNSTORF, MESTWERDT und der Vortragende.

---

<sup>1)</sup> Der Vortrag erscheint als Aufsatz in einem der nächsten Hefte. Einige der Diskussionsbemerkungen werden als briefliche Mitteilungen gedruckt.

Herr MESTWERDT berichtet im Anschluß an die auffälligen Mächtigkeitsschwankungen einzelner Horizonte der Oberen Kreide (Sande von Recklinghausen und Haltern und Emscher), die Herr KRUSCH in den Bohrungen bei Münster festgestellt hat, und wie sie für das Cenoman und Turon Herr BÄRTLING nach seiner freundlichen Angabe in einer im Druck befindlichen Arbeit erwähnt, daß ähnliche Schwankungen auch längs des Teutoburger Waldes bei gewissen Stufen der Oberen Kreide zu beobachten sind. So gibt STILLE<sup>1)</sup> für das Cenoman am Eggegebirge (südlicher Teutoburger Wald, Gegend von Altenbeken) eine Gesamtmächtigkeit von etwa 100 m an, und fast dieselbe Mächtigkeit (85 m) habe ich ca. 60—70 km von Altenbeken entfernt am Osning (nordwestlicher Teutoburger Wald) auf Blatt Borgholzhausen<sup>2)</sup> feststellen können. Während also die Schichtenmächtigkeit auf die genannte Entfernung annähernd dieselbe bleibt, fand ANDRÉE<sup>3)</sup> auf dem westlich an Blatt Borgholzhausen unmittelbar angrenzenden Blatte Iburg allein für den Cenomanpläner (= *Varians- + Rhotomagensis*-Schichten) eine Mächtigkeit von etwa 100 m, und auf dem wiederum westlich hieran anschließenden Blatte Lengerich bestimmten WINDMÖLLER<sup>4)</sup> und nach ihm neuerdings HASEBRINK<sup>5)</sup> für das Cenoman eine Gesamtmächtigkeit von rund 400 m. Falls hier bei Lengerich nicht Faltungen, Stauchungen und ähnliche Gebirgsstörungen, die sich an dem petrographisch wenig abwechselungsreichen Gestein nur schwer zu erkennen geben, zu irrigen Schlüssen über die Mächtigkeit der Schichtenglieder verleitet haben, so haben wir von der Gegend von Borgholzhausen bis in die Gegend von Lengerich, also auf eine Erstreckung von rund 25 km, in ostwestlicher Richtung die außerordentliche Zunahme der Mächtigkeit des Cenomans von annähernd 100 m auf etwa 400 m, also um das 4 fache.

Im Turon finden wir gleichfalls eine Zunahme der Mächtigkeit einzelner Schichtenglieder, wenn wir vom süd-

<sup>1)</sup> Erl. zur geol. Spezialkarte v. Preußen usw., Lief. 70, Bl. Altenbeken, S. 26 ff.

<sup>2)</sup> MESTWERDT: Der Teutoburger Wald zwischen Borgholzhausen und Hilter, Inaug. Diss., Göttingen 1904, S. 34 ff.

<sup>3)</sup> ANDRÉE: Der Teutoburger Wald bei Iburg, Inaug. Diss., Göttingen 1904, S. 40.

<sup>4)</sup> WINDMÖLLER: Die Entwicklung des Pläners im nordwestlichen Teile des Teutoburger Waldes bei Lengerich. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1881, S. 3\*—54\*.

<sup>5)</sup> HASEBRINK: Die Kreidebildungen im Teutoburger Wald bei Lengerich. Verh. d. Nat. Ver. f. Rheinl. u. Westf. f. 1907, S. 254 ff.

	Nordwesten: Osning			
	Süden: Eggegebirge	Blatt Borgholzhausen nach MESTWERDT	Blatt Iburg nach ANDRÉE	Blatt Lengerich nach WINDMÖLLER HASERINK
a) Turon:				
Scaphiten-Schichten . . .	Blatt Altenbeken nach STILLE 15—20 m	—	—	63 m
<i>Brongniarti</i> -Schichten . .	80—90 m	—	150 m	174 m
<i>Mytiloides</i> -Schichten inkl. Rotpläner . . . . .	23—30 m	25 m	—	32 m
b) Cenoman:				
Cenomankalke . . . . .	20 m	35 m	100 m	42 m
Cenomanpläner . . . . .	30 m	20 m		114 m
Cenomanmergel . . . . .	50 m	30 m	—	265 m
Mächtigkeit des Cenomans	100 m	85 m	—	421 m
				ca. 390 m

lichen Teutoburger Walde uns seinem nordwestlichen Ende nähern; doch sind wir bisher nicht in der Lage zu beurteilen, ob in diesen Fällen die Zunahme sich auf die ganze Erstreckung des Gebirges verteilt oder wie beim Cenoman erst am nordwestlichen Osning auf verhältnismäßig kurzer Strecke erfolgt. Der Brongniarti-Pläner ist nach STILLE<sup>1)</sup> in der Gegend von Altenbeken 80—90 m mächtig, bei Iburg dagegen nach ANDRÉE<sup>2)</sup> über 150 m und bei Lengerich endlich nach WINDMÖLLER 174 m. Der Scaphiten-Pläner schwillt auf derselben Erstreckung auf das 3—4 fache an, indem er bei Altenbeken 15—20 m und bei Lengerich 63 m mächtig ist. Grünsandlagen, deren Ablagerung man in Strandnähe zu verlegen pflegt, kennen wir im Pläner des Teutoburger Waldes selbst bisher nur aus den Scaphiten-Schichten der Gegend von Hilter; sie fehlen nach den seitherigen Beobachtungen nicht nur dem unteren Cenoman gänzlich, sondern auch den weißen Cenomankalken, während diese nach den von Herrn KRUSCH vorgelegten Kernen der Münsterländischen Bohrungen noch bis 1 cm dicke Grünsandlagen enthalten.

Die vorstehende Tabelle möge die Übersicht über die Mächtigkeitsschwankungen einzelner Glieder des Cenomans und Turons von Altenbeken bis Lengerich erleichtern. Die *Cuvieri*-Schichten sind dabei fortgelassen, da diese auf der Westseite des Teutoburger Waldes gelegenen höchsten Schichten des Turons meist ganz oder doch in ihren hangenden Partien vom Diluvium überdeckt sind und bis jetzt wohl noch nirgends über Tage ein vollständiges Profil haben erkennen lassen.

Zu berücksichtigen ist die Möglichkeit solcher Mächtigkeitsschwankungen zumal bei technischen Fragen, z. B. der Wasserversorgung, besonders in den Gegenden, aus denen Angaben über Schichtenmächtigkeit noch nicht vorliegen.

Herr GAGEL legte einige Facettengeschiebe aus der oberen Grundmoräne im Herzogtum Lauenburg vor. (Mit einer Textfigur.)

Ich habe in den letzten Jahren etwas mehr auf das Vorkommen von Facettengeschieben geachtet und sie jetzt gar nicht so selten gefunden. In der oberen Grundmoräne des südlichen Holsteins (Lauenburg) kommen sie verhältnismäßig häufig vor; 4 besonders schöne sind im letzten und vorletzten Jahre

1) a. a. O. S. 31.

2) a. a. O. S. 42.

gefunden; ein granitisches in meiner Gegenwart von Herrn Prof. Dr. LEHMANN in der Ziegeleigrube von Schwarzenbek (liegt jetzt im Museum in Altona), ein dioritisches bei Hamwarde mit 5 schönen in verschiedenen Richtungen geschliffenen Facetten, die sich annähernd nach der Längsachse des Geschiebes ordnen, und eins — das schönste, das ich bis jetzt gesehen habe — in der Ziegeleigrube von Gr.-Weeden. Dieses



Facettengeschiebe aus Oberem Geschiebemergel  
von Gr.-Weeden bei Ratzeburg (Kreis Herzogtum Lauenburg).  
 $\frac{2}{3}$  nat. Größe.

nebenstehend abgebildete ist ein schwarzer obercambrischer Kalk, ganz erfüllt mit Kopfschildern von *Peltura* sp. (cf. *scarabaeoides*), es zeigt außer anderen undeutlichen Schließflächen drei in einer Zone liegende mit scharfen Kanten zusammenstoßende Flächen, die annähernd quer zu ihrer Längs-erstreckung prachtvoll geschliffen sind.

Leider bemerkte ich die Natur dieses Geschiebes als Facettengeschiebe erst, nachdem ich es aufgeschlagen und gewaschen hatte, doch ließen sich die Bruchstücke noch gut

zusammenkitten; der Hauptbruch verläuft annähernd längs der einen Facettenkante, zu der die Schliffstreifen annähernd senkrecht stehen; mit der nächsten Facettenkante bilden die Schliffstreifen einen stumpfen Winkel; beide Kanten sind sehr scharf und deutlich ausgebildet — in natura noch deutlicher wie auf der Abbildung, da bei dem schwarzen, matten Gestein und den stumpfen Winkeln der Facetten die Schattenwirkung nur gering ist. Eine vierte Schlifffläche — auf der Abbildung rechts unten — ist weniger eben und nicht so scharfkantig begrenzt, die anderen Flächen zeigen verhältnismäßig wenig glaziale Abschleifung und beweisen, daß das Geschiebe vor der Facettierung ein im Wasser bewegtes und abgenutztes Gerölle gewesen ist.

Das Geschiebe ist in einer sehr mächtigen und stark tonigen Grundmoräne gefunden, wie ja überhaupt in der mehr tonigen Grundmoräne die Geschiebe meistens auffällig schön poliert zu sein pflegen<sup>1)</sup>. Ein viertes annähernd ebenso schönes Facettengeschiebe aus schwarzem cambrischen Kalk ist neuerdings in der Ziegeleigrube Trittau im oberen Geschiebemergel, der z. T. aus aufgearbeitetem Eocän besteht und die großen Schollen von Eocänton enthält, aufgefunden worden; es befindet sich im Besitz von Herrn Ortsvorsteher BENN in Trittau.

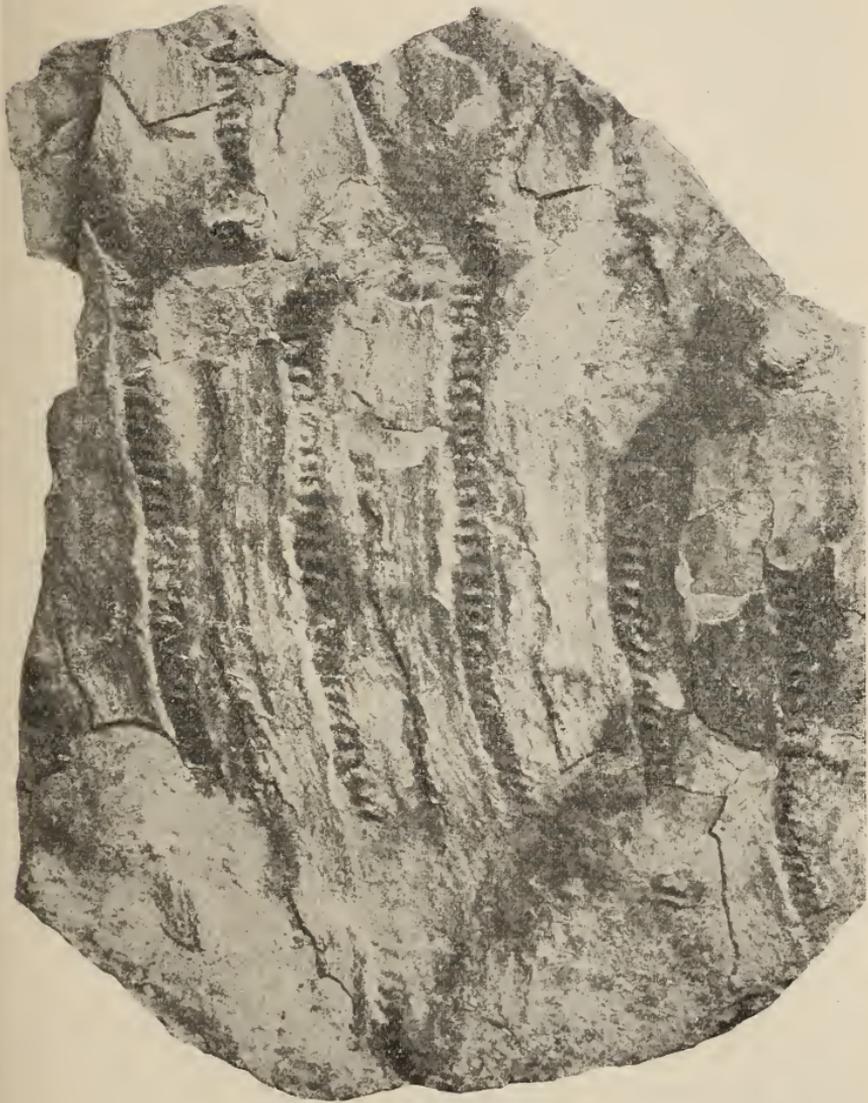
**Herr DAMMER legte Platten mit zwei sich kreuzenden Wellenfurchensystemen aus dem Unteren Buntsandstein von Cosma bei Altenburg in Sachsen-Altenburg vor<sup>2)</sup>.**  
(Mit einer Textfigur.)

Bei Cosma ist in einer Reihe von jetzt nicht mehr betriebenen Steinbrüchen der Plattendolomit freigelegt, der dort von den Oberen bunten Letten des Oberen Zechsteins überlagert wird, auf denen der Untere Buntsandstein aufliegt. Die Oberen bunten Letten sowohl wie der Untere Buntsandstein sind in normaler Weise als meist rot und gelblich gefärbte Schieferletten ausgebildet, denen dünne, nach oben hin mächtiger und häufiger werdende Sandsteinbänkchen zwischengeschaltet sind. Eine scharfe Abgrenzung des Zechsteins gegen den Buntsand-

---

<sup>1)</sup> Meine früher ausgesprochene Vermutung, daß Facettengeschiebe auf Fehmarn besonders häufig und schön vorkommen müssen und dem Geschiebepflaster des Ostkliffs entstammen werden, hat sich bei einem neuerlichen Besuch Fehmarns bestätigt.

<sup>2)</sup> Die Platten sind von Herrn Seminaroberlehrer E. AMENDE in Altenburg gefunden und der Sammlung der Geologischen Landesanstalt in Berlin als Geschenk überwiesen worden.



Zwei sich kreuzende Systeme von Wellenfurchen aus dem Unteren Buntsandstein von Cosma bei Altenburg in Sachsen-Altenburg.

stein ist auch hier wie überall im östlichen Thüringen unmöglich, da beide Bildungen ineinander übergehen, und es ist deshalb auch in der Umgegend von Altenburg zu dem Ausweg gegriffen worden, die Formationsgrenze dorthin zu legen, wo die für den Zechstein charakteristischen Dolomitknollen auftreten und die Sandsteinbänke gegenüber den Letten stärker hervortreten<sup>1)</sup>. Die beiden vorgelegten Platten entstammen nun den obersten Schichten in dem angegebenen Profil und sind somit sicher als Buntsandstein anzusehen, und zwar dürfte dies derselbe Horizont sein, in dem bei dem ca. 13 km südlich gelegenen Dorf Crotenleite bei Meerane die von H. B. GEINITZ<sup>2)</sup> beschriebenen *Chirotherium*fährten gefunden worden sind.

Die Sandsteine dieses Horizontes sind meist sehr feinkörnig und besitzen einen beträchtlichen Tongehalt, und dieser feinsandig-tonigen Beschaffenheit verdanken wir denn auch den guten Erhaltungszustand der Wellenfurchen auf den vorgelegten Platten, da diese, sowie sie einmal herausmodelliert waren, unter Wasserbedeckung sich so weit verfestigten, daß sie von später einsetzenden Bewegungen des Wassers nicht wieder zerstört werden konnten.

Auf den beiden Platten treten deutlich zwei verschieden gerichtete Systeme von Wellenfurchen hervor (vgl. Textfigur auf S. 67), von denen das eine aus langgestreckten, parallelen Wellen von geringer Höhe mit ungefähr 70 mm Scheitelabstand besteht, während das andere annähernd senkrecht dazu verläuft und von kurzen, ebenfalls sehr flachen Wellen mit nur ca. 10 mm Scheitelabstand gebildet wird, die immer nur auf einer, und zwar stets derselben Seite der großen Wellen liegen. Diese Einseitigkeit in dem Auftreten der kleinen Wellen ist aber nicht mehr auffällig, wenn man bei genauerer Beobachtung bemerkt, daß sie nicht vollkommen senkrecht zu den großen Wellen stehen, sondern unter einem etwas spitzen Winkel mit ihnen zusammentreffen. Und dadurch wird auch gleichzeitig die Entstehung dieser Erscheinung erklärt.

Wir haben es hier offenbar mit zwei Wellensystemen zu tun, deren Herausbildung zeitlich auseinanderliegt, und zwar sind die breiten, langen Wellen als die älteren und die schmalen, kurzen als die jüngeren aufzufassen. Der Bildungsvorgang hat sich nach meiner Ansicht so vollzogen, daß das

---

<sup>1)</sup> Erläuterungen zu Blatt Altenburg der Geblog. Spezialkarte von Preußen usw. 1:25000. Liefg. 131.

<sup>2)</sup> Nachträge zur Dyas I. Mitt. a. d. Kgl. Min.-geolog. Museum in Dresden 1880.

Wasser in einer kleinen Bucht gleichmäßig auf den Strand zuflutete und so zunächst die großen Wellen herausmodellerte, die dann wegen der bereits erwähnten sandig-tonigen Beschaffenheit des Materials unter dem inzwischen ruhig gewordenen Wasser ziemlich fest wurden. Danach setzte dann eine zweite, fast rechtwinklig zu der ersten gerichtete, kurzwellige Bewegung des Wassers ein, durch die die kleinen Wellen aufgeschüttet wurden, und zwar liegt es nahe, bei dieser zweiten Bewegung an eine derartige zu denken, wie sie beim Aufprallen von kurzen, heftigen Windstößen auf eine Wasserfläche hervorgerufen wird, denn auch die geringe Höhe der Wellenberge, die sich durch ein Ablösen in dünnen Blättchen dokumentiert, zeigt, daß der Bildungsvorgang nur ein ganz kurz anhaltender gewesen sein muß. Und durch das schiefwinklige Auftreffen der zweiten Wasserbewegung auf die Richtung der ersten wird dann auch das einseitige Auftreten der kleinen Wellen erklärt, die natürlich immer nur auf der der zweiten Bewegungsrichtung zugekehrten Seite der großen Wellen liegen können.

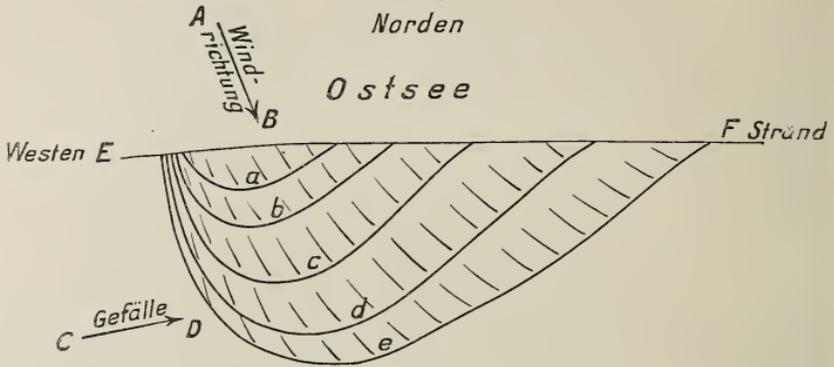
Eine ganz analoge Erscheinung wie die hier im festen Material verkörperte, kann man häufig auf größeren Wasserflächen bei schwacher Wellenbewegung des Wassers beobachten, wenn derartige kurze und heftige Windstöße unter irgend einem Winkel zu der Längsrichtung der Wellen auf die Wasserfläche auftreffen. Auch da sieht man dann, wie über die großen, langsam dahinflutenden Wellen unzählige kleine Wellen rasch hinüberlaufen.

An der Diskussion über die Deutung der Wellenfurchen beteiligen sich die Herren MENZEL, RAUFF, BIEREYE und KRAUSE.

Herr MENZEL führte in der Diskussion aus, daß er im Sommer 1908 am Strande des Ostseebades Gr.-Mölln die Entstehung eines doppelten Wellenfurchensystems durch eine und dieselbe Welle beobachtet habe.

Die von Nordwesten her durch den Wind an den nach Süden zu ansteigenden Strand hinaufgetriebenen Wellen riefen jedesmal eine Reihe von breiten Wellenfurchen hervor, deren Kämme in der beifolgenden Skizze mit a, b, c, d, e bezeichnet sind. Wenn die Welle ihren Höhepunkt erreicht und der Windstoß, der sie gebracht, nachgelassen hatte, dann floß das Wasser, dem Gefälle folgend, nach NO oder ONO wieder ab. Dabei hinterließ es eine große Zahl engere und weniger tiefe

Furchen, die senkrecht bis spitzwinklig zu den breiten Wellenfurchen verliefen. Dieses doppelte System von Wellenfurchen, dessen Entstehung nicht vereinzelt, sondern häufig und in



Skizze zur Entstehung des doppelten Wellenfurchensystems am Strande von Gr.-Mölln.

steter Wiederkehr beobachtet werden konnte, rief in dem Sand des Gr.-Möllner Strandes genau das Bild hervor, das Herr DAMMER uns fossil auf den Buntsandsteinblöcken vorgezeigt hat.

	v.	w.	o.
RAUFF.	BELOWSKY.	BLANCKENHORN.	

## Briefliche Mitteilungen.

Erklärung des Vorstandes  
zu den nachfolgenden „Berichtigungen“ des Herrn ANDRÉE  
über „Oolithe und Riffkalke“.

In Nr. 6 der Monatsberichte unsrer Zeitschrift von 1908 (S. 162) hat Herr ANDRÉE Ausführungen des Herrn PHILIPPI über Oolithbildung kritisiert. Dagegen hat sich Herr PHILIPPI S. 292 derselben Berichte (Nr. 11 von 1908) verteidigt. Herr ANDRÉE sandte auf diese Verteidigung eine Erwiderung ein, deren Veröffentlichung die Redaktion unsrer Zeitschrift auf Grund eines einstimmig gefaßten Vorstandsbeschlusses ablehnte (Geschäftsordnung A, § 5c). Daraufhin hat Herr ANDRÉE an Stelle seines ersten Manuskriptes die nachstehende „Berichtigung“ eingereicht und den Redakteur „unter Hinweis auf § 11 des Preßgesetzes“ ersucht, sie „baldigst abdrucken zu lassen“.

Der Vorstand der Deutschen geologischen Gesellschaft

i. A.:

RAUFF.

### 5. Über Oolithe und Riffkalke.

(Berichtigungen zu der gleichnamigen Mitteilung des Herrn E. PHILIPPI.)

Von HERRN K. ANDRÉE.

Karlsruhe, den 18. Januar 1909.

In seiner gleichlautend überschriebenen Mitteilung (diese Zeitschr. 60, 1908, Monatsber. S. 292, 293) hat Herr E. PHILIPPI mir eine mißverständliche Auffassung seiner Ansicht über die Bildung der Oolithe vorgeworfen und mir zugleich Anschauungen zugeschrieben, zu denen ich mich nicht bekenne, beides Dinge, die ich nicht unerwidert lassen kann.

Ich bemerke zu Absatz 1 und 2 bei Herrn PHILIPPI: Ich hatte in der von Herrn PHILIPPI erwähnten Mitteilung einige Worte desselben („in festen Bänken“ — Herr PHILIPPI schrieb: „als feste Bänke“) zitiert, nicht weil ich dessen Ansicht mißverstanden hätte, sondern um Vorgänge als Erklärung für die Entstehung der Oolithkörner in den Oolithen auszuschließen, die man gewohnt ist als Konkretionsbildung in einem bereits sedimentierten, aber noch nicht verfestigten Gesteine zu bezeichnen, Vorgänge, wie sie tatsächlich, so von LORETZ und ROSSBACH, zur Erklärung mancher oolithischen Strukturen herangezogen worden sind.

ad Absatz 3: Herr PHILIPPI glaubt des weiteren mir gegenüber auf die strukturelle Ähnlichkeit zwischen Oolithen und detritogenen Riffbildungen hinweisen zu müssen. Das berührt aber in keiner Weise die von demselben hierbei erwähnte Stelle meines Aufsatzes; denn, wenn ich dort von „als feste Masse sich bildendem Gestein, wie Riffbildungen“ sprach, so glaubte ich deutlich genug ausgedrückt zu haben, daß ich von der großen Masse der „Riffkalke“ in diesem Falle nur das gewachsene Riffgestein, nicht aber die dasselbe umsäumenden Detritusmassen meinte, zumal in dem betreffenden Passus von KALKOWSKYS Stromatolithen die Rede war, welche, um mit Herrn PHILIPPIS eigenem Ausdrucke zu reden, durchaus „autochthon“ sind.

ad Absatz 4: Endlich muß Herr E. PHILIPPIS Äußerung den Anschein erwecken, als rechnete ich die Verhärtung eines Sedimentes durch chemische Ausscheidung von Kalk aus dem Meereswasser bereits unter die diagenetischen Vorgänge. Das „oder“ in dem von Herrn E. PHILIPPI zitierten Satze zeigt zur Genüge, daß das Gegenteil der Fall ist, denn diese chemische Ausscheidung von Kalk bringt in das werdende Gestein noch ein wesentliches, als Bindemittel wirkendes Element hinein. Erst danach einsetzende Vorgänge fallen nach meiner Auffassung unter den Begriff Diagenese.

---

## 6. Über Anorthosit im Granulitgebiet des Plansker Gebirges in Südböhmen.

Von Herrn W. BERGT.

Leipzig, den 25. Januar 1909.

Westlich von Budweis liegen im Gneisgebiete des südöstlichen Böhmer Waldes die drei voneinander getrennten, aber eng benachbarten Granulitmassen des Plansker Gebirges (auch Krumauer Granulitgebiet genannt), des Prachatitzer und des Christianberger Gebietes. Soviei bisher bekannt war, stimmten sie untereinander und mit dem sächsischen Granulitgebirge in den folgenden Punkten überein. Sie besitzen alle ungefähr eine elliptische Oberflächenbegrenzung; normaler und Glimmergranulit in mannigfaltiger mineralogischer und struktureller Ausbildung ist das Hauptgestein; Serpentin spielt allenthalben eine große Rolle, und die geschlossene Masse des Granulits wird von dunklen Hornblende- und Augitgesteinen gern kranzartig umgeben.

Dagegen bestanden zwei wesentliche Unterschiede in der Zusammensetzung. Einmal waren die in Sachsen so reichlich auftretenden, mit dem hellen Granulit innigst verbundenen Pyroxengranulite in den südböhmischen Gebieten lange Zeit unbekannt. Sie wurden erst 1884 durch J. LEHMANN<sup>1)</sup> und 1897 durch BARVIR<sup>2)</sup> in einzelnen untergeordneten Vorkommnissen entdeckt. Zweitens fehlte der Gabbro, dessen körnigen, flasrigen und amphibolitischen Ausbildungen in Sachsen die dunkeln Randgesteine angehören, in Südböhmen ganz. Die dunkeln Gesteine der gerade hier sehr ausgedehnten Randzonen wurden Hornblendegesteine, Amphibolit und Hornblende-schiefer genannt. Auch J. LEHMANN bemerkt 1884 ausdrücklich: „Als eine bedeutsame Tatsache möchte ich es betrachten, daß trotz der großen Übereinstimmung in dem Gesteinscharakter beider Gebiete hier gänzlich die Biotit- oder Cordieritgneise sowie die Gabbros zu fehlen scheinen.“ VON CAMERLANDER<sup>3)</sup> erkennt im Jahre 1888 bei seinen Untersuchungen im Granulitgebiet von Prachatitz zwar, daß die Granulitgneis-Grenzzone

<sup>1)</sup> Entstehung der altkristallinischen Schiefergesteine, 1884, S. 241.

<sup>2)</sup> Über den grünlichen Pyroxengranulit von Adolfstal. Sitz.-Ber. böhm. Ges. Wiss. 1897, III (Tschechisch).

<sup>3)</sup> Zur Geologie des Granulitgebietes von Prachatitz. Jahrb. geol. Reichsanstalt Wien 37, 1888, 139/140 ff.

sich aus sehr verschiedenerlei Augit-Hornblendegesteinen zusammensetzt, daß „aber bei dem wechselnden petrographischen Charakter und den räumlich äußerst beschränkten Vorkommen in unserm Gebiete von einer genaueren Namengebung abgesehen werden muß“. Spuren von Gabbro erblickt zuerst BARVIR<sup>1)</sup> 1897 in großkörnigen, nordwestlich von Adolfsstal auf einem Felde gefundenen Diallagstücken, „welche die Anwesenheit eines gabbroartigen Gesteins in der Nähe andeuten dürften“.

Diese beiden, durch das Fehlen von Gabbro und von Pyroxengranulit in den südböhmischen Granulitmassen dargestellten Unterschiede gegenüber Sachsen bestehen nun nicht. Daß sich die Verbreitung des Pyroxengranulits im Plansker Gebirge den sächsischen Verhältnissen ebenbürtig an die Seite stellt, habe ich kürzlich gezeigt<sup>2)</sup>. Das Auftreten von Gabbrogesteinen in dem gleichen Gebiete soll der Gegenstand der folgenden Ausführungen sein.

Nach den Aufnahmen VON HOCHSTETTERS ist „das Krumauer Granulitgebirge längs seiner südlichen Grenze von Goldenkron bis Ottetstift begleitet von einer Zone von Hornblendegesteinen, die ihre mächtigste Entwicklung auf der Strecke zwischen Krumau, Kalsching und Richterhof hat, mit einer Breite von  $\frac{1}{2}$  Stunde, bei Goldenkron östlich und bei Ottetstift südwestlich aber in einzelnen schmalen Lagern zwischen Gneis sich auskeilt . . . Es sind hauptsächlich körnigstreifige Hornblendeschiefer, sehr ebenflächig und feinschiefrig, mit abwechselnden Lagen von braunschwarzer Hornblende und feinkörnigem Feldspat (wohl Orthoklas mit wenig Oligoklas). Nicht selten bildet der Feldspat Knoten von dicklinsenförmiger Gestalt, auch reine Hornblendeschiefer und massige Hornblendegesteine mit Granitstruktur kommen vor.“<sup>3)</sup>

Meine Untersuchungen in der genannten Zone ergaben nun, daß auch diese Hornblendegesteine ebenso wie diejenigen des sächsischen Granulitgebirges und der ausgedehnten Gebiete im bayrisch-böhmischen Grenzgebirge<sup>4)</sup> Pyroxen-, Amphibolpyroxen- und Amphibol-

<sup>1)</sup> a. a. O. S. 6.

<sup>2)</sup> Pyroxengranulit im Plansker Gebirge in Südböhmen. Diese Zeitschr. 60, 1908; Monatsber. S. 347—353.

<sup>3)</sup> Geognostische Studien aus dem Böhmer Wald I. Jahrb. geol. Reichsanst. Wien V, 1854. S. 52.

<sup>4)</sup> W. BERGT: Das Gabbromassiv im bayrisch-böhmischen Grenzgebirge. Sitz.-Ber. preuß. Ak. Wiss. 1905, XVIII, S. 395—405 u. 1906, XXII, S. 432—442.

gesteine der Gabbrogruppe sind. Von besonderem Interesse war dabei die Feststellung eines mit jenen Gabbrogesteinen verbundenen Anorthositvorkommens, das schon lange in der Literatur verkannt und unter einem falschen Namen gegangen ist. VON HOCHSTETTER schildert das Vorkommen 1854 mit folgenden Worten: „Die Straße zwischen Kalsching und Richterhof führt am südwestlichen Fuße der Kühberge an der Grenze von Granulit und Hornblendeschiefer hin, bald reichen die Granulite von der rechten Seite herüber, bald die Hornblendeschiefer von der linken. Ein solcher Punkt, wo die Granulite noch über die Straße gehen, ist der letzte Hügel, ehe man nach Richterhof abwärts geht, oberhalb der Kohlmühle. Am Fuße dieses Hügels, unweit der Mühle, steht im Walde Serpentin an . . . Es ist nur ein kleiner Fleck, auf dem der Serpentin sichtbar ist, ringsherum liegen Stücke von Hornblendeschiefer und massige Blöcke eines sehr schönen Amphibolits oder Hornblendegranits, der auch in Felsen rechts von der Straße am Saume des Waldes kurz vor Richterhof ansteht. Man sieht hier deutlich, wie das Gestein mit Parallelstruktur und das massige Gestein nur Strukturvarietäten sind, die ganz allmählich ineinander verlaufen. Wo die Parallelstruktur deutlich entwickelt ist, fand ich ihr Streichen nach Stunde 1—2 (N 15—30° in O) mit einem Fallen von 65° in W. Die Gemengteile des Gesteins sind dunkelgrün-schwarze Hornblende, graulicher Quarz und wasserheller bis milchweißer Feldspat (wohl Orthoklas), darunter einzelne deutlich zwillinggestreifte Oligoklaskörner; von Glimmer keine Spur. Übrigens ist wohl das Korn wie die Verteilung der Gemengteile sehr unregelmäßig, oft sind ganze Putzen von Hornblende zusammengedrängt, oft sind wieder weiße hornblendefreie Partien da.“ (VON HOCHSTETTER, S. 39.)

Die Verhältnisse am Waldsaum bei der Kohlmühle und an der Straße Kalsching—Richterhof vor diesem haben sich in den letzten 55 Jahren offenbar nicht geändert. Auf der Wiese am Waldrand der ersten Örtlichkeit liegen noch die großen, mit Flechten und Moos bedeckten, zuweilen matratten- und divanähnlichen Blöcke; Haufen und Dämme großer Bruchstücke an der genannten Straße vor Richterhof bieten günstige Gelegenheit, das Gestein mit seinem wechselnden Aussehen zu studieren, und nicht weit rechts darüber kann man es anstehend beobachten. Der treffenden und anschaulichen Schilderung VON HOCHSTETTERS, worin ich die mir besonders wichtig erscheinenden Stellen über den Wechsel in Zusammen-

setzung und Struktur, über die Zusammengehörigkeit der massigen und parallelstruierten Ausbildungen gesperrt drucken ließ, ist nichts Wesentliches hinzuzufügen.

In der Natur der Gemengteile und des Gesteins überhaupt hat sich VON HOCHSTETTER freilich geirrt. Für Quarz, der in dem Gestein nach meinen Beobachtungen nicht vorkommt, hat er wahrscheinlich die ganz frischen, farblosen, nicht mit ebenen Spaltflächen versehenen Feldspatkörner gehalten, und der Feldspat ist bedeutend basischer, ebenso das ganze Gestein.

In den hellen weißen bis lichtbläulichgrauen, feldspatreichen Ausbildungen liegt ein Anorthosit vor, also ein Gabbro, in dem die dunklen Silikate sehr zurücktreten oder ganz fehlen. Die dunkleren, an Hornblende oder Augit reicheren Abarten bilden Übergänge zu normalem Gabbro und Hornblendegabbro; und solche von schwarzer Farbe, in denen andererseits der Feldspat nur in geringer Menge auftritt, entsprechen den mit vielen Gabbrovorkommnissen verbundenen Hornblenditen und Pyroxeniten. Also auch darin zeigt sich die Gabbroatur unseres Anorthosits.

Das Korn des Gesteins mag besonders in den reinen Feldspatpartien gröber erscheinen; in Wirklichkeit erreichen die Feldspäte höchstens eine Größe von  $2-2\frac{1}{2}$  mm. Von einer Schichtung kann man schlechterdings nicht sprechen; eine Schieferung gibt selbst VON HOCHSTETTER nicht an, er spricht sehr richtig nur von einer Parallelstruktur, die mit einer rein massigen Ausbildung eng verbunden ist. Derartige Gesteine zu den kristallinen Schiefen, auch noch mit sedimentärmetamorpher Entstehung, zu rechnen, wie man es nur zu lange unter vollständiger Vernachlässigung der massigen Ausbildungen getan, hat keine Berechtigung.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt eine überraschend einfache Zusammensetzung. In den hellen Arten sind Feldspat und Hornblende die einzigen Gemengteile. Beide zeigen in Stücken, die nicht von der Oberflächenverwitterung betroffen sind, wie das ganze Gestein vollständig frische, auch von jeder Metamorphose unberührte Beschaffenheit. Das Hauptmineral, der Feldspat, ist rein, klar und farblos. Die gerade in den Gabbrogesteinen und auch im Anorthosit an ihm häufig auftretende dunkle, graue oder braune, durch massenhafte winzige Einlagerungen erzeugte Färbung wurde hier nicht beobachtet. Seine breiten, vorwiegend rundlich, kaum kristallographisch begrenzten Durchschnitte zerfallen zwischen gekr. Nicols meistens in scharf abgesetzte Zwillings-

lamellen nach dem Albit- oder dem Albit- und Periklingesetz zu gleicher Zeit; zonare Struktur fehlt. Die Auslöschungsschiefen in Spaltblättchen nach der Basis und Längsfläche, sich um  $20^{\circ}$  und  $30^{\circ}$  bewegend, deuten auf basischen Labradorit und saueren Bytownit.

Das in Querschnitten durch den Winkel der prismatischen Spaltrisse von  $124^{\circ}$  gekennzeichnete Amphibolmineral gehört der gemeinen grünen Hornblende mit den Achsenfarben gelbgrün, gelb und bläulichgrün und mit der größten Auslöschungsschiefe von  $25^{\circ}$  an. Die wenigen Körner sind durchaus xenomorph, zwischen den Feldspäten eingeklemmt und sehr oft durch die in sie hineinragenden rundlichen Feldspatkörner konkavbogig begrenzt.

Die zu Analyse 6 gewählte, von den anstehenden Felsen an der Straße von Richterhof stammende Probe von feinem Korn, reicher an dunklen Silikaten, darum dunkelgrau gefärbt und parallel struiert, zeigt eine andere Zusammensetzung als das vorige Gestein. Neben dem Feldspat, der die gleichen Eigenschaften wie oben aufweist, erscheint als zweiter Hauptgemengteil ein diopsidähnlicher Diallag und zurücktretend, stellenweise auch häufiger, primäre grüne gemeine Hornblende. Der Diallag ist im Schliff hellgrün, in dickeren Durchschnitten schwach, aber noch merklich pleochroitisch-gelblich, bläulich- und gräulichgrün, grün. Als höchste Auslöschungsschiefe wurden Winkel von  $43^{\circ}$  gemessen. In Querschnitten treten die fast rechtwinkligen Spaltrisse nach dem Prisma sehr scharf hervor, dagegen scheinen diejenigen nach der Querfläche zunächst ganz zu fehlen. Bei genauer Prüfung, stärkerer Vergrößerung und geeigneter Beleuchtung bemerkt man aber zahlreiche, ziemlich dichtstehende scharfe Linien parallel der Querfläche, die dem Diallag eigentümliche Blättrigkeit nach dieser Fläche darstellend. Messungen der Auslöschungsschiefe gegen die vertikalen Spaltrisse ergaben meist Winkel von  $32-42^{\circ}$ . Die Hornblende, häufig mit dem Diallag primär verwachsen, zeigt etwas dunklere Farbe als im vorigen Gestein. Beide Mineralien treten vorwiegend in unregelmäßigen Körnern auf. Auch an etwas längeren säulenförmigen Individuen fehlt regelmäßige Krystallumgrenzung, indem hier ebenso die runden Körner des Feldspats randlich in sie hineingewachsen sind und die bereits erwähnten bogigen und buchtigen Umrisse hervorrufen.

## Chemische Zusammensetzung.

### A. Gewichtprocente.

	1	2	3	4	5	6	7
	Anorthosit					Über- gang	Olivin- gabbro.
	Richter- hof	Beaver Bay	Seine River	Mon- hegan Island	En- camp- ment Island	Richter- hof	Franken- stein
SiO <sub>2</sub>	<b>47,60</b>	47,25	46,24	45,78	47,40	<b>47,58</b>	47,75
TiO <sub>2</sub>	<b>0,10</b>	—	—	—	—	<b>0,14</b>	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<b>29,77</b>	31,56	29,85	30,39	29,74	<b>23,30</b>	22,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<b>0,35</b>	—	1,30	1,33	—	<b>0,73</b>	4,53
FeO	<b>1,60</b>	2,29	2,12	1,22	1,94	<b>5,10</b>	3,23
MnO	<b>0,37</b>	—	—	—	—	<b>0,33</b>	1,53
MgO	<b>1,21</b>	0,27	2,41	2,14	0,57	<b>2,99</b>	0,59
CaO	<b>14,80</b>	15,39	16,24	16,66	13,30	<b>15,33</b>	15,99
Na <sub>2</sub> O	<b>1,98</b>	2,52	1,98	1,66	4,99	<b>2,57</b>	0,91
K <sub>2</sub> O	<b>0,34</b>	0,37	0,18	0,10	1,56	<b>0,35</b>	1,75
H <sub>2</sub> O	<b>0,36</b>	0,40	—	0,51	1,64	<b>0,67</b>	0,76
Glühverl.	<b>0,64</b>	—	—	—	—	<b>0,10</b>	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	0,48
Sp. G.	<b>99,12</b> <b>2,70</b>	100,05 2,70	101,35 2,85	99,79 —	101,14 2,704	<b>99,19</b> <b>2,93</b>	100,01 2,86

### B. Molekularprocente.

SiO <sub>2</sub>	<b>54,78</b>	54,14	51,62	51,78	54,21	<b>52,82</b>	53,56
TiO <sub>2</sub>	<b>0,08</b>	—	—	—	—	<b>0,11</b>	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<b>20,15</b>	21,17	19,60	20,22	20,01	<b>15,21</b>	14,84
FeO	<b>1,84</b>	2,18	3,06	2,28	1,85	<b>5,33</b>	7,47
MnO	<b>0,36</b>	—	—	—	—	<b>0,31</b>	1,45
MgO	<b>2,09</b>	0,46	4,03	3,63	0,97	<b>4,98</b>	0,99
CaO	<b>18,25</b>	18,89	19,42	20,19	16,30	<b>18,23</b>	19,22
Na <sub>2</sub> O	<b>2,20</b>	2,79	2,14	1,82	5,52	<b>2,76</b>	0,99
K <sub>2</sub> O	<b>0,25</b>	0,27	0,13	0,08	1,14	<b>0,25</b>	1,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	0,23
	<b>100,00</b>	100,00	100,00	100,00	100,00	<b>100,00</b>	100,00

### C. Formeln nach OSANN.

	S	A	C	F	a	c	f	n
1	<b>54,86</b>	<b>2,45</b>	<b>17,70</b>	<b>4,84</b>	<b>2</b>	<b>14</b>	<b>4</b>	<b>8,98</b>
2	54,14	3,06	18,21	3,22	2,5	15	2,5	9,1
3	51,62	2,27	17,33	9,18	1,5	12	6,5	9,43
4	51,78	1,90	18,32	7,78	1,5	13	5,5	9,58
5	54,21	6,66	13,35	5,77	5	10,5	4,5	8,3
6	<b>52,93</b>	<b>3,01</b>	<b>12,20</b>	<b>16,65</b>	<b>2</b>	<b>7,5</b>	<b>10,5</b>	<b>9,17</b>
7	53,56	2,24	12,60	16,53	1,5	8	10,5	4,42

### Literaturnachweis für die Analysen.

1. Anorthosit, große Blöcke am Waldrand nahe der Kohlmühle bei Richterhof, Plansker (Krumauer) Granulitgebiet in Südböhmen. Dr. DONATH.
2. Anorthosit, Beaver Bay, Minnesota. LAWSON: Geol. a. nat. hist. Surv. Minnesota, Bull. 8, 1893, S. 6, An. V. Siehe OSANN: Beitr. z. chem. Petr. II, 1905, Anal. 651. — Ders.: Versuch e. chem. Klass. der Eruptivgest. I, TSCH. M. M. XIX, 1900, S. 420.
3. Anorthosit, Mündung des Seine River, Bad Vermillion Lake, Westl. Ontario, Canada. Siehe ROSENBUSCH: Elemente, 1901, S. 162.
4. Anorthosit, Monhegan Island, Maine. E. C. E. LORD.: Am. Geol. XXVI, 1900, S. 430. Siehe CLARKE, The data of geochemistry. U. St. G. S., Bull. 330, 1908, S. 389.
5. Anorthosit, Encampment Isl. LAWSON: Geol. a. nat. hist. Surv. Minnesota, Bull. 8, 1893, S. 6, An. III.
6. Anorthosit, an der Straße Kalsching—Richterhof vor Richterhof anstehend. Sonst wie Anal. 1. Dr. DONATH.
7. Olivinabbro, feldspatreich, olivinarm, Frankenstein im Odenwald. SCHMIDT in CHELIUS: Notizbl. Erdk. Darmstadt 18, 1897. Vgl. auch OSANN: Chem. Petrogr. II, 1905, An. 536.

Das Gestein hat in mancher Beziehung Ähnlichkeit mit gewissen basischen granatfreien gabbroiden Pyroxengranuliten. Die Verwandtschaft äußert sich auch darin, daß in einem Präparat desselben eine kleine Stelle mit der aus jenen bekannten zentrischen Struktur bemerkt wurde. Winzige Stengel eines stärker pleochroitischen — grünlich, gelblich, gelbrot bis bräunlichrot — Pyroxens, wahrscheinlich Hypersthen, sind kleinen Plagioklaskörnern radialstrahlig angesetzt. Im übrigen Gestein nur ganz vereinzelt vorkommende Erzkörner finden sich in diesem Gemenge reichlich.

**Chemische Zusammensetzung.** Die Zusammenstellung der Analysen auf Seite 78 enthält unter 1 die des typischen hornblendearmen Hornblendeanorthosits vom Waldrand an der Kohlmühle bei Richterhof, unter 6 die einer an Augit und Hornblende reicheren Ausbildung von den anstehenden Felsen über der Straße vor Richterhof. Beide Analysen (durch fetten Druck hervorgehoben) sind neu und von dem Leipziger Chemiker Herrn Dr. EMIL DONATH ausgeführt worden. Die übrigen älteren Analysen von Anorthosit (2—5) und Gabbro (7) dienen zum Vergleich. Anorthositanalysen mit ganz ähnlichen Zahlen gibt es in der Literatur noch eine ganze Reihe, desgleichen von Gabbro, die unserer Analyse 6 an die Seite hätten gestellt werden können. Aus dem Vergleich der Analyse 1 mit 2—5 ist die Anorthositnatur unseres Gesteins ohne weiteres ersichtlich. Die geringen Unterschiede und Schwankungen bei den einzelnen Bestandteilen, die natür-

lich aus der wechselnden mineralogischen Zusammensetzung folgen, liegen durchaus in den Grenzen dieser Gesteinsart. Der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt der in der Literatur vorhandenen Anorthositanalysen schwankt ungefähr zwischen 57 und 46 v. H. (Gewichtprozent). Der Anorthosit der Analyse 1 nahe der Kohlmühle bei Richterhof gehört also nebst denen der Vergleichsanalysen 2—5 mit 46 und 47 v. H.  $\text{SiO}_2$  zu den basischsten Vertretern. Weitere Analysen unseres, wie oben erwähnt, mineralogisch sehr schwankend zusammengesetzten Gesteins würden natürlich noch andere chemische Verhältnisse im Rahmen des Anorthosits liefern. — Das Vorherrschen des basischen Feldspats gegenüber Hornblende oder Augit drückt sich in dem sehr hohen Gehalt an  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{CaO}$ , in den niedrigen Zahlen für  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$  aus. Die niedrigen Werte von A und F dem hohen C gegenüber kennzeichnen das feldspatreiche Gestein. Aus  $A : C$  ergibt sich als Durchschnittfeldspat  $\text{Ab}_1\text{An}_3$ , also saurer Bytownit. Die Unmöglichkeit freier  $\text{SiO}_2$  als Quarz folgt auch aus der Analyse.

Nach OSANN<sup>1)</sup> sind die Anorthosite die einzigen Tiefengesteine, für welche  $c > a > f$  ist. Diese Bedingung sehen wir allerdings für das zur Analyse 1 ausgewählte Material nicht erfüllt; denn hier ist  $c : a : f = 14 : 2 : 4$ , mithin  $a < f$ . Aber zweifellos hätte der OSANN'schen Anforderung genügt werden können, wenn zur Analyse eine Probe ohne Hornblende gewählt worden wäre. Läßt man aber mit OSANN für die Anorthosite die Formel  $c > a = f$  wie in seinem Typus Beaver Bay ( $c : a : f = 15 : 2,5 : 2,5$ ) die Grenze sein, dann würde das Gestein der Analyse 1, obwohl sein Gehalt an Hornblende sehr gering ist, schon nicht mehr zum Anorthosit gehören. Ebenso müßte eine ganze Reihe anderer Vorkommnisse, die in der Literatur unter dieser Bezeichnung laufen, so die auch bei ROSENBUSCH: Elemente, 1901, S. 162, als Vertreter der Gesteinsgruppe aufgeführten Anorthosite vom Seine River ( $c : a : f = 12 : 1,5 : 6,5$ , oben Analyse 3) und von Monhegan Island ( $c : a : f = 13 : 1,5 : 5,5$ , oben Analyse 4) ausgeschieden werden. Es erscheint demnach notwendig, die chemischen Grenzen des Anorthosits den Verhältnissen in der Natur entsprechend weiter zu ziehen.

Die zweite analysierte Probe aus unserem Gebiete von den Felsen an der Straße Kalsching — Richterhof bildet allerdings nach

<sup>1)</sup> Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. I. Tiefengesteine. Tsch. M.M. 19, 1900, S. 419—421.

der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung deutlich ein Mittelglied zwischen typischem Anorthosit und typischem Gabbro. Mit seinem beträchtlich geringeren Gehalt an  $Al_2O_3$ , mit den höheren Werten für  $FeO$  und  $MgO$ , dem Ausdruck der reichlicheren Beteiligung von dunklen Silikaten (Augit und Hornblende), nähert es sich vielen Gabbros, von denen ein verwandter Vertreter in dem feldspatreichen und olivinarmen Olivingabbro von Frankenstein durch Analyse 7 dargestellt wird. Die nahen Beziehungen beider Gesteine zeigen sich am deutlichsten in ihren Formeln (siehe C, 6 und 7). Auch hier könnten weitere Analysen den Übergang unseres Gesteins in Gabbro dartun.

Wenn man das Gestein von Richterhof in seiner Gesamtheit betrachtet, kommt man zu dem Ergebnis: es ist ein Gabbro vorwiegend von anorthositischer Ausbildung.

---

## 7. Die Exkursionen

der Deutschen geologischen Gesellschaft in die Erzgebirgische Provinz Sachsens und in das Böhmisches Mittelgebirge im August 1908.

### A. Bericht über die Exkursionen vor der allgemeinen Versammlung in Dresden.

VON HERRN HERM. CREDNER.

Wie vor nun 34 Jahren, im September 1874, so versammelten sich, diesmal am 2. August, 30 Mitglieder der Deutschen geologischen Gesellschaft in Leipzig, um vor deren 53. in Dresden stattfindender Tagung in  $3\frac{1}{2}$  tägiger Exkursion unter Führung von Dr. HERM. CREDNER einige besonders interessante Teile des **Sächsischen Granulitgebirges und seines Vorlandes** zu durchwandern.

Diese Touren galten:

1. dem weiten Deckenerguß von Pyroxenquarzporphyr, welcher sich von Grimma-Dornreichenbach-Schildau aus nach Westen zu bis in die Gegend von Leipzig aus-

dehnt und von einigen Zügen von Pyroxengranitporphyr durchsetzt wird, freilich weithin von Ablagerungen des nordischen Glazialdiluviums bedeckt ist;

2. dem Kontakthofe an der nordwestlichen Flanke des Sächsischen Granulitlakkolithen, und zwar auf der Strecke Rochlitz—Wechselburg, nebst dem auf ihn übergreifenden Mittelrotliegenden, dem der Porphyrtuff des Rochlitzer Berges eingeschaltet ist;
3. dem Nordwestflügel des Granulitlakkolithen nebst der in ihn eingreifenden Zunge von Lunzenauer Cordieritgneis, begleitet vom Flaseggabbro und Bronzitserpentin der Höllmühle;
4. dem nördlichen Teile des Granulitlakkolithen bei Waldheim mit mehr oder weniger ebenplattigen Granuliten, granitisch körnigem Sillimanitgranulit, Prismatingranulit und Korundgranulit, mehreren Serpentinlagern und Lentikulärmassen von Pyroxenamphibolit nebst Gängen von Pegmatit und feinkörnigem Biotitgranit.

Zum Zwecke der Besichtigung dieser Strecken und ihrer geologischen Aufschlüsse wurden folgende Exkursionen ausgeführt:

*Sonntag, den 2. August.*

Mittags Abfahrt von Leipzig auf der Eisenbahn nach der nahegelegenen Station Beucha; Besuch der dortigen großen Steinbrüche in dem sich durch eine Fülle von großen vollkommen frischen Orthoklasen sowie von Quarzeinsprenglingen auszeichnenden Pyroxengranitporphyr, der stellenweise zahlreiche Fragmente fremdartiger Kontaktgesteine einschließt, so knotenführende Grauwacken, Cordierithornfels, Epidothornfels und Fettquarz. Dieselben entstammen der hier in der Tiefe anstehenden, bei Leipzig z. T. in ebenfalls metamorphischem Zustande zutage tretenden Culmgrauwacke und sind von dem Pyroxengranitporphyr zur Erdoberfläche emporgefördert worden.

Der aus dem nämlichen Magma hervorgegangene deckenförmige Erguß von Pyroxenquarzporphyr des Leipziger Kreises ist in der Nähe von Beucha bei Kleinsteinberg durch mehrere Steinbrüche gut aufgeschlossen. Derselbe verdankt seine schwärzliche bis tiefschwarze Farbe der mehr oder weniger reichlichen Beimengung von mikrokrystallinen

Pyroxenen, namentlich Augiten und Diallagen, sowie von Magnetit.

Was diese flachen Kleinsteinberger Kuppen von Pyroxenquarzporphyr doppelt lehrreich gestaltet, ist ihre Beeinflussung durch das über sie hinwegziehende diluviale Inlandeis. Die an kleinen wie bis kubikmetergroßen nordischen Geschieben reiche Grundmoräne bedeckt die Flanken dieser Hügel in anfänglich 3—5 m Mächtigkeit, um sich von hier aus nach oben zu mehr und mehr zu verdünnen. Wird nach Wegräumung des Geschiebelehms die Oberfläche des Porphyrs bloßgelegt, so zeigen sich auf dessen von NNW aufsteigenden Gesteinsflächen außerordentlich deutliche Friktionserscheinungen in Form spiegelglatter Schliffflächen mit bis über meterlangen, breiten Schrammen und feinen Ritzlinien. Auch bei unserer Exkursion trafen wir mehrere derartig in geschrammte Rundhöcker umgestaltete Felsköpfe frisch aufgeschlossen.

Der Abend führte die Exkursionsteilnehmer zurück nach Leipzig und vereinte sie im Hause ihres Führers zu geselligem Beisammensein.

*Montag, den 3. August.*

Die an diesem Tage beginnenden Exkursionen in das Granulitgebirge wurden in der Frühe durch einen vorbereitenden Vortrag des Führers derselben im Institute der Geologischen Landesanstalt eingeleitet. Schon gegen 10 Uhr aber verließen wir Leipzig, um zunächst die diluviale Ebene, dann die Porphydecken und endlich die steil aufgerichteten devonischen und silurischen Schichtenkomplexe des granulitgebirgischen Vorlandes zu durchheilen. Bereits mittags erreichten wir Rochlitz und damit den Kontakthof des Granulitlakkolithen und standen nach kurzer Wanderung am Fuße des Felsriffes, welches von dem alten, die Mulde überragenden Schloß Rochlitz gekrönt und aus glimmerglänzenden Fruchtschiefern aufgebaut ist. Dieselben repräsentieren die äußere Kontaktzone des Granulitlakkolithen, der sich jenseits des Muldetales ausbreitet. Nach Umgehung des Schloßberges traten wir in das Tal der Zwickauer Mulde und folgten dessen linkem, westlichem Steilgehänge zunächst in der Streichrichtung der Fruchtschieferzone, deren Höhen von den von Westen her übergreifenden Konglomeraten, Schieferletten und Porphyrtuffen des Mittelrotliegenden bedeckt werden, welche durch die dortigen Promenadenwege vielfach angeschnitten und bloßgelegt sind. Sehr schön erwies sich der das eigentliche Steilgehänge des Muldetales bildende

glimmerige Fruchtschiefer durch eine kleine Erosionsschlucht aufgeschlossen.

Der Weg oberhalb des Muldefflusses erreicht jetzt die nächst tiefere, zweite Kontaktzone, diejenige der dünnplattigen Quarzitschiefer und der Garbenschiefer, diese zuerst mit spärlichen, weiter nach Süden zu mit reichlichen Garben von auffallender Größe auf den muscovitischen Schichtflächen. Sie lehnen sich direkt an den Zug von Granitgneisen an, der einen großen Teil der peripherischen Umrandung des Granulitlakkolithen bildet, von uns am Katzenstein im Liegenden der Garbenschiefer erreicht und von da aus den Lauf der Mulde aufwärts, nach Überschreitung derselben bei Sörnzig, bis nach Wechselburg verfolgt wurde, in dessen Nähe er seine flaserige Struktur mit einer granitischen vertauscht und große porphyrische Orthoklasindividuen aufgenommen hat. Der früher am Burgstall direkt unterhalb der Stadt Wechselburg so herrlich aufgeschlossene mächtige Gang von schwarzem spröden Vitrophyr macht sich an dem unseren Pfad begleitenden steilen Talgehänge nur noch durch einige kleine Klippen und zahlreiche Fragmente bemerklich.

In Wechselburg gönnten wir uns kurze Rast und frugalen Imbiß, ergötzten uns an der anmutigen Landschaft der Umgebung und wendeten uns dann der südlichen Fortsetzung des vorher in spitzem Winkel durchquerten granulitgebirgischen Kontakthofes zu. Der untere Lauf des Selgebaches und die sich rechts über ihm auftürmenden Felsklippen gaben Gelegenheit, uns an den auf den Granitgneis von Wechselburg folgenden Garbenschiefern mit ihrem wunderbaren Reichtum an großen, dunklen Garben zu erfreuen. Ein schattiger Waldweg führte hinauf zum Rochlitzer Berg mit seiner Fülle von geologischen und landschaftlichen Reizen. Er besteht aus einer über 80 m mächtigen Anhäufung von zum Rochlitzer Porphyrtuff verfestigten porphyrischen Auswürflingen. Einige der zahlreichen tiefen und infolge des eigenartigen Abbaues von senkrechten Wänden umgrenzten Steinbrüche boten uns treffliche Gelegenheit zum Studium dieser an interessanten Details reichen Tuffe.

Vom Aussichtsturm aus entrollte sich vor unseren Augen ein anziehendes und lehrreiches Bild des gesamten flachhügeligen Granulitplateaus mit seinem sich oft kaum von ihm abhebenden Schieferwall. Die tiefen Erosionstäler, welche dieses Gebiet durchziehen, verbergen sich unserem Auge, nur das der Zwickauer Mulde, das wir eben von Rochlitz bis Wechselburg durchwandert haben, liegt zu unseren Füßen.

Vom Gipfel des Berges aus wendeten wir uns auf einem ziemlich steilen Fußpfade in östlicher Richtung hinab zum „Wilden Bruch“, der in den liegendsten Schichten des Tuffkegels angesetzt ist. Es sind dunkelblaugraue, außerordentlich harte und sehr feinkörnige silicifizierte Tuffe, welche von Adern und Trümmern von weißem oder fleischfarbigem Steinmark (Carnat) durchzogen sind. Die unter denselben zu erwartende Decke von Quarzporphyr ist in diesem östlichen Abschnitte des Rochlitzer Berges nicht aufgeschlossen und wohl gar nicht vorhanden. Auch von dem anmutigen, sich nach Rochlitz hinabsenkenden Promenadenweg wird er nicht angeschnitten, vielmehr gilt dies nur von Letten und Konglomeraten des die Tuffe unterteufenden Mittelrotliegenden. Bald taucht aus diesem der durch die Quarzitschiefer der „Bastei“ scharf markierte Rand der von der Mulde durchsägten Kontaktzone hervor. Wir stehen mit dem Einbruch der Nacht wieder auf den Fruchtschiefern, von denen wir heute mittag ausgegangen sind, und eilen dann in unsere Nachtquartiere.

*Dienstag, den 4. August.*

In der Frühe des 4. August führte uns der Eisenbahnzug in halbstündiger Fahrt von Rochlitz aus das Muldetal aufwärts unmittelbar im Liegenden der gestern durchwanderten Kontaktzonen durch die Granulite und Cordieritgneise der nordwestlichen Randzone des Granulitlakkolithen über Lunzenau nach Rochsburg, von dessen Bahnhofe aus wir uns des Anblickes der schroffen, aber doch anmutigen Tallandschaft des tief in das Granulitplateau eingeschnittenen Muldeflusses erfreuten, über welchem auf kühnem Bergsporn das altertümliche Schloß Rochsburg thront.

Vom Bahnhof aus wendeten wir uns, direkt dem Laufe der Mulde folgend, auf einem bequemen Pfade den Fuß des Schloßberges entlang durch den dessen Ostabfall aufbauenden plattigen Granulit mit pegmatitischen und feingranitischen Trümmern bis zu dem in denselben eingesenkten Cordieritgneis, der die Fortsetzung der bei Lunzenau in den Granulitlakkolith eintretenden unregelmäßigen Zunge bildet. War dieses interessante und schöne Gestein weiter talabwärts nach Lunzenau zu noch vor einigen Jahren in vollkommen frischem Zustande und lokal reich an glänzendem bläulichen Cordierit aufgeschlossen, so ist dasselbe an der jetzt von uns erreichten Stelle stark verwittert, wobei namentlich die in dem Biotitgneis verteilten Cordieritkörner in solche von Chlorophyllit

verwandelt worden sind. Nach dem Bahnhof zurückgekehrt, gelangten wir auf einer Kettenbrücke an das gegenüberliegende rechte Ufer der Mulde, dem wir talaufwärts folgten, stets begleitet von Klippen, Felswänden und zum Teil ganz frischen Schürfen im Granulit. Derselbe besitzt streckenweise eine ausgezeichnete Ebenplattung und ist hier und dort von mächtigen Pegmatitgängen durchsetzt. Beides bewährt sich in noch viel höherem Maße in den am jenseitigen Ufer des Flusses sich dicht aneinander reihenden Felsanschnitten der Muldetalbahn, welche früher eine reiche Ausbeute an interessanten Mineralvorkommnissen, so von Perthit, Albit, Turmalin, Topas, Andalusit, Amblygonit, Cordierit, Lithionglimmer u. a., ergeben haben.

Nachdem wir etwa 3 km das Muldesteilufer entlang gewandert sind, erreichen wir die Stelle, wo sich der vielgenannte Höllbach in die Mulde ergießt, und folgen diesem talaufwärts quer durch die sich dort in der Westflanke des Lakkolithen aufwölbende Granulitschwelle. An sie schließt sich nach Osten zu die von Lunzenau hierher streichende Zunge von lokal cordieritführendem Biotitgneis. Zwischen sie schiebt sich bei der Höllmühle eine größere Lentikulärmasse von Flasergabbro und eine kleinere solche von Bronzitserpentin, wie dies auf der Grenze des Granulitlakkolithen und seines Kontakthofes oft der Fall ist. Ehe wir sie erreichen, sehen wir den Granulit seine charakteristische randliche Ausbildungsweise annehmen: er wird ausgezeichnet dünn- und ebenplattig, lokal augig und stellenweise cyanitführend. Der nun folgende Flasergabbro der Höllmühle ist z. Z. infolge seiner Überwachsung mit dichtem Gebüsch schlecht aufgeschlossen, doch konnten wir aus dem an seinem Fuße angehäuften Blockwerke instruktive, schön gefaserte Handstücke in genügender Zahl gewinnen. Letzteres galt auch von dem Bronzitserpentin, der unweit der dortigen Wirtschaftsgebäude vom Fahrwege nach Penig angeschnitten ist.

Auf dem Fußweg entlang den Höllbach gelangten wir wieder durch die bereits auf dem Hinwege durchquerte Granulitwölbung zurück in das Muldetal und folgten dessen rechtem Ufer bis nach Penig, wobei wir verschiedene Steinbrüche in ebenplattigem Granulit mit pegmatitischen Gängen passierten und ausnützten. Dicht jenseits der letztgenannten Stadt und der dort die Mulde kreuzenden Brücke überschritten wir die Nordwestflanke des Granulitlakkolithen und gelangten damit direkt in die Grenzzone seines Kontakthofes, diejenige des Lagergranites und des Gneisglimmerschiefers, von

denen letzterer durch die Glauchauer Chaussee angeschnitten, ersterer durch einige große Steinbrüche nahe der Mündung des Markersdorfer Tales abgebaut wird.

So hatten wir denn durch die gestrigen und heutigen Wanderungen einen lehrreichen Einblick in das gesamte nordwestliche Randgebiet des Granulitgebirges errungen: zwischen Rochlitz und Wechselburg in die Fruchtschiefer, Garbenschiefer und den Granitgneis des Kontakthofes — zwischen Rochsburg und der Höllmühle in die ebenplattigen Granulite — an letzterer Stelle in den Flaserabbro und den Bronziterpentin als charakteristische Grenzgesteine an der hangenden Flanke einer untergeordneten Aufwölbung des Granulits gegen den kontaktmetamorphen Lunzenauer Gneis — zwischen Hölltal und Penig in die Granulite der nordwestlichen Hauptflanke des Granulitlakkolithen und endlich bei Penig nochmals in die Granitgneise und Gneisglimmerschiefer der untersten Kontaktzone.

Noch am nämlichen Nachmittag fuhren wir das Muldetal entlang zurück nach Rochlitz und von hier nach Waldheim im Zschopautal, also in das Zentrum des nördlichen Granulitgebietes. Vom dortigen Bahnhofe aus durchschritten wir Straßenanschnitte in plattigem Granulit, z. T. reinstem Weißstein, und in einem ziemlich grobkörnigen Pyroxenamphibolit zu dem einzigen granulitgebirgischen Vorkommnis von körnigem Prismatingranulit (SAUER) und Korundgranulit (KALKOWSKY), die zusammen eine etwa 3 m mächtige Lentikulärschliere im normalen Granulit bilden. Nach gütiger Erlaubnis der Kgl. Eisenbahnbauinspektion Döbeln war hier eine Felssprengung vorgenommen worden, deren Blockwerk den Exkursionsteilnehmern eine reichliche Ausbeute an oben genanntem Gesteinsmaterial ermöglichte.

*Mittwoch, den 5. August.*

Von dem im tief eingeschnittenen Zschopautal gelegenen Hotel aus zogen wir durch die Stadt Waldheim zu dem sich auf dem rechten Ufer der Zschopau erhebenden Rabenberg, dessen nördliche Abdachung sich in die Gabel zwischen dem Gebersbach und dem Mörtelbach bis zur Stadt einschiebt und höchst lehrreiche Aufschlüsse in die Verbandsverhältnisse zwischen Granulit und Serpentin gewährt. Letzterer ist in Form einer mächtigen kilometerlangen Platte ganz regelmäßig dem Granulit eingelagert und fällt wie dieser flach nach NNO ein. Da unsere Wanderung ungefähr von N nach S gerichtet

ist, wo sich der Serpentin zutage heraushebt, überschreiten wir am Nordfuße des Rabenberges zunächst den das Hangende des Serpentin bildenden plattigen, sillimanitführenden Granulit und erreichen binnen kurzem den unter ihm am Ostabfalle des Rabenberges aufgeschlossenen dünn- und ebenplattigen Serpentin, überqueren von ihm aus die schmale Rabenberger Granulitnase und gelangen dann im Mörtelbach unterhalb derselben von neuem in den ihr Liegendes bildenden Serpentin. Die südliche Fortsetzung dieses Lagers begleitet uns in fast ununterbrochenen Anschnitten an der nach SW verlaufenden Massaneier Chaussee. Auch hier ist derselbe in größter Regelmäßigkeit in lauter parallele dünne Platten und mächtigere Bänke abgesondert, die mit schwachen Lagen von feinschuppigem Chlorit abwechseln und durch schmale Gänge von Pyknotrop, Opal, Chlorit und edlem Serpentin durchsetzt und z. T. verworfen sind.

Wir folgen der Chaussee und dann dem rechts abzweigenden Wege nach Breitenberg, dessen Häuser noch auf der hier vom Mörtelbachtal steil abgeschnittenen Serpentinplatte stehen, und steigen den von ihr gebildeten Absturz hinab. Man gewahrt hierbei einen mehrfachen Wechsel in dem petrographischen Habitus der einzelnen aufeinander lagernden Bänke des Serpentin, der sich in deren Färbung und mehr oder weniger reichlichen Granatführung offenbart. Am Fuße des Bergabhanges erreichen wir den jenen Serpentin regelmäßig und flach unterteufenden, also liegenden Granulit, nachdem wir den Granulit des Rabenberges als dessen Hangendes erkannt hatten. Zwischen beiden lagert also in Form einer konkordant eingeschalteten Platte der Serpentin.

Der Granulitkomplex am Fuße des Breitenberges wird durch einen dort horizontalen, bis 3 m mächtigen Gang von feinkörnigem Biotitgranit durchsetzt und scharf abgeschnitten.

Von der Talsohle des Mörtelbaches stiegen wir auf unserem nach West gerichteten Wege den östlichen Abfall des Wachberges hinan, wo sich der eben durchschrittene Aufbau des Breitenberges wiederholt, so daß sein Sockel aus Granulit, seine Gipfelpartie aus Serpentin besteht. Letzterer weist hier eine überraschend regelmäßige und ebene Dünnp Plattigkeit auf und wird von dem die ganze Umgegend hoch überragenden Siegesturm gekrönt, dessen Besteigung uns mit einer ebenso lehrreichen wie reizvollen Aussicht über das tief eingesenkte Zschopautal und die durchwanderte Granulit-Serpentin-Landschaft belohnte.

Auf steilem Bergpfade eilten wir von hier hinab in das unter uns liegende romantische Erosionstal der Zschopau, zunächst zu dem den Granulit durchsetzenden mächtigen Gang feinkörnigen sog. Mittweidaer Granitits, dann auf der Chaussee talaufwärts zu einigen nahe an ihr angesetzten Steinbrüchen im Granulit, der von mehr oder weniger mächtigen Pegmatitgängen durchsetzt und von diesen in Schollen zerlegt wird, deren dünne Lagen infolge dieser Dislokationen gestaucht und gefaltet erscheinen. Endlich sind an der steilen Straßenböschung zwischen hellen Granuliten ein dunkler Pyroxengranulit sowie einige pegmatitische Gänge von sehr grobem Korn bloßgelegt.

Hier endete unsere nach Süden gerichtete Durchwanderung des Zschopautales. Ein Fährboot brachte uns in mehrfacher Wiederholung seiner Fahrt durch die Zschopau auf deren gegenüberliegendes Ufer, dem wir auf bequemem, meist schön bewaldeten und von Granulitklippen begleiteten Promenadenwege bis zur Mündung des Aschersbacher Tales folgten. In dieses lenkten wir ein, besuchten einige Steinbrüche in plattigen Granuliten von mannigfaltiger Ausbildung und erreichten nach halbstündigem Wandern das letzte Profil, welches unsere granulitgebirgischen Exkursionen darboten. Hier lagert, ähnlich wie am Fuße des Rabenberges und des Wachberges, auf flach nach Norden geneigtem Granulit konkordant eine Platte von bankigem Serpentin, welcher eine Lentikulärmasse von mittelkörnigem Granatamphibolit eingeschaltet ist, während der liegende Granulit von einem feinkörnigen Granititgang durchsetzt wird. Mit einem Blicke haben wir die prägnante Wiederholung aller der geologischen Verhältnisse vor uns, die das granulitgebirgische Gebiet von Waldheim beherrschen.

Ein abendlicher Eisenbahnzug beförderte uns nach Dresden, wo wir von anderen Mitgliedern der Deutschen geologischen Gesellschaft begrüßt wurden, welche an der erfolgreichen, fast immer vom besten Wetter begünstigten Exkursion in das Sächsische Granulitgebirge teilzunehmen verhindert gewesen waren.

## B. Bericht über die Exkursionen an den Versammlungstagen.

VON HERRN ERNST KALKOWSKY.

Die Exkursion am 6. August sollte auf dem Wege durch den Plauenschen Grund und über die Höhen nordwestlich von ihm einen Überblick über den Aufbau der ungleichseitigen Grabenverwerfung des Elbtales bei Dresden gewähren. Vom Bismarckplatz aus gelangt man beim Bergkeller zu einer Grube im hochliegenden Weißeritz-Schotter mit Geröllen aus dem Erzgebirge. Von hier aus führt die Münchener Straße nach der Vorstadt Plauen, wo man zum Weißeritztal kurz vor den Ratssteinbrüchen im Syenit hinabgeht. Von der Straße aus sieht man jenseits der Weißeritz in diesen Brüchen in einem beständig frischen, großartigen Aufschluß den cenomanen Pläner, stellenweise von Grundkonglomerat unterteuft und schwach nach Nordost einfallend; das Profil zeigt die Transgression des cenomanen Meeres über das Festland. In den Ratssteinbrüchen lassen sich gelegentlich Kersantitgänge beobachten.

Zwischen diesem Punkt und dem talaufwärts bald erreichten Bahnhof Dresden-Plauen liegt die noch jetzt engste Stelle des Tales der Weißeritz, das unzweifelhaft ein reines, junges Erosionstal ist, mit dessen Entstehung sicherlich die beiden Gänge von Glimmer-Melaphyr am Bahnhof Dresden-Plauen nichts zu tun haben. Die beiden Gänge oder Stücke eines Gangnetzes sind in der Literatur hoch berühmt; an einigen vierzig Stellen sind sie erwähnt und beschrieben worden, und nachdem ihr Verschwinden bei Erweiterungsbauten des Bahnhofs schon angezeigt und ihnen ein Nekrolog<sup>1)</sup> gewidmet worden war, sind sie heute ebenso gut zu beobachten wie jemals: irgend etwas Besonderes aber stellen sie in der Tat für den heutigen Geologen gar nicht vor.

Die im Plauenschen Grunde im Syenit, einem inselartig auftauchenden Stück des Meißener Syenitgebietes, angelegten Brüche zeigen, abgesehen von den wenig voneinander abweichenden Varietäten des Gesteins, seinen akzessorischen oder sekundären Gemengteilen und den leuko- oder melanokraten

---

<sup>1)</sup> W. BERGT: Die Melaphyrgänge am ehemaligen Eisenbahntunnel im Plauenschen Grunde bei Dresden (Abh. d. Isis in Dresden 1895, S. 20—29) und H. B. GEINITZ (ebenda S. 30—32 und Tafel I).

Ausscheidungen, an vielen Stellen die dem Elbtal parallel laufenden, senkrecht stehenden Quetschungslossen, die Ruscheln mit mehr oder minder stark zermalmtem Gestein, die Vorläufer gleichsam der im Tale aufwärts folgenden stärkeren Verwerfungen im Döhlener Rotliegend-Becken und am Rande des Gebietes der erzgebirgischen Gneise zwischen Hainsberg und Tharandt.

Verfolgt man den vom Tale aus mit einer Kehre auf dem linken Gehänge sich nach Döltzschen hinaufziehenden Weg, so gelangt man zu der Fläche der Transgression des Cenomans über den Syenit und findet einen mäßig guten kleinen Aufschluß in dem cenomanen Grundkonglomerat mit den z. T. sehr großen Geröllen von Syenit und darüber den cenomanen Pläner, in dem aber nur höchst selten eine Versteinerung zu entdecken ist. Beiläufig bemerkt, sind jetzt Aufschlüsse in dem berühmten, an Versteinerungen reichen Grundkonglomerat nur vorübergehend vorhanden und nur bei Sprengungen in dem frischen, harten Gestein.

Unmittelbar vor der König Friedrich August-Hütte hört der Syenit auf; an ihn grenzt durch Anlagerung oder durch eine kaum handgreiflich erkennbare Verwerfung der Hornblende-Porphyr, der bereits dem Döhlener Rotliegend-Becken angehört. Geht man um das Hüttenwerk herum den sog. Fürstenweg zur Höhe hinauf, so kommt man an einem Bruch im Porphyr vorbei, der ziemlich frisches Gestein darbietet, dann durch Syenit zu den auf der Höhe liegenden diluvialen Schottern, die in einer großen Kiesgrube einen zurzeit noch vortrefflichen Querschnitt durch einen Dejektionskonus aufweisen. Ungleichmäßig über letzterem gelagerte Schotter sind auffällig reich an Stücken von cenomanem Sandstein, die aus dem Gebiet der jetzigen Relikte dieser Facies auf der Höhe des Tharandter Waldes usw. herabgeführt sind.

Man trifft diese Sandsteinfacies des Cenomans zunächst an, wenn man von der erwähnten Kiesgrube aus westwärts in Oberpesterwitz anlangt, hier allerdings zurzeit wohl nur noch in alten Mauern. Auf dem Wege dahin hat man von der Höhe 271,1 der Karte, also ungefähr 160 m über der Elbe, einen vortrefflichen Überblick über den ungleichseitigen Graben des Elbtales, in dessen Tiefe die obere Kreide in Pläner-Facies in großer Mächtigkeit durch Bohrungen nachgewiesen ist. Nach Nordost sieht man jenseits der Elbe die Lausitzer Hochfläche steil zur Elbe abfallend an der Lausitzer Verwerfung auf eine lange Strecke hin; nach Südost hin treten bei klarer Luft über das Elbtal hin einige der „Steine“

des Elbsandsteingebietes hervor; nach Südwest aber überschaut man das Gebiet des kleinen Rotliegend-Beckens von Döhlen mit seinen Kohlenschächten und Halden, während seine südwestliche Begrenzung durch die Hainsberger Verwerfung gegen den Gneis, die südwestliche Grenze des Elbtalgrabens, orographisch nicht sonderlich hervortritt; die alte Peneplaine weiter im Südwest, auf der noch die Relikte von cenomanem Sandstein liegen, ist jedoch noch gut zu erkennen.

Von Oberpesterwitz nach Zaukerode hinabsteigend, gelangt man nochmals über Syenit zu den Schiefertönen des Unteren Rotliegenden, in denen kontaktmetamorphe Tonschiefer inselartig auftreten; diese dem Silur zugerechneten Tonschiefer findet man jedoch nur in kleinen Bruchstücken auf den Feldern, aber das Vorkommen ist doch von Interesse, einmal wegen der offenbar durch den Syenit hervorgerufenen Kontaktmetamorphose, dann weil in ihnen das Liegende des Rotliegenden durch Verwerfungen zutage kommt. Die Schiefer können dem Silur zugerechnet werden, weil sie in der Zone des Auftretens dieser Formation am Ostrande des Erzgebirges liegen.

Im Gebiet des Unteren Rotliegenden konnten an zwei Stellen dicht bei Zaukerode die Ausbisse von Steinkohlen gezeigt werden. Es mag hier noch erwähnt werden, daß die stegocephalenführenden Kalkflöze im Mittleren Rotliegenden nicht mehr (früher unterirdisch) abgebaut werden, so daß dort eine Ausbeute nicht mehr möglich ist.

Auf der Exkursion am zweiten Sitzungstage, den 7. August, von Pötzscha-Wehlen zur Bastei und von dort durch die Schwedenlöcher nach Rathen abwärts sollten nur die cañonartige Erosion des Elbsandsteingebietes und andere besondere Erosionsformen vorgeführt und von der Bastei ein Einblick in die Bergwelt der „Sächsischen Schweiz“ gewährt werden. Versteinerungen sind in dem begangenen Gebiet nicht zu finden. Einiges Interesse bieten noch die hoch, bald unterhalb der Bastei, liegenden Elbschotter dar, und es wurde auch noch darauf aufmerksam gemacht, daß diluviale (feuersteinführende) Schotter noch höher auf der Oberfläche des Pfaffensteins und Liliensteins gefunden worden sind, die auf der geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen noch nicht angegeben sind<sup>1)</sup>.

---

<sup>1)</sup> J. DEICHMÜLLER: Eine vorgeschichtliche Niederlassung auf dem Pfaffenstein in der sächsischen Schweiz. Abhandl. d. Isis in Dresden 1897, S. 74.

Am dritten Sitzungstage, den 8. August, galt eine kurze Exkursion dem östlichen Rande des Elbtales bei der Station Klotzsche. Unterhalb des Bahnhofs im Prießnitztale ist ein großer Bruch dauernd im Betriebe, in dem mehr oder minder stark zerquetschter Lausitzer Granit gebrochen wird. Dieses durch Gebirgsdruck zermalmte und veränderte Gestein herrscht auf einer langen Strecke ungefähr längs der Lausitzer Verwerfung vor, und doch ist das Phänomen des Dislokations-Metamorphismus älter als letztere: in dem Bruche wird der zerquetschte Granit durchsetzt von einem nur wenige dm mächtigen Porphyritgange, den man zu den Eruptivgesteinen des Rotliegenden rechnen muß, der aber keine Spur von mechanischer Beeinflussung aufweist. Der Granit zeigt alle Stufen von ziemlich frischem Gestein bis zu stark durch Neubildungen umgewandeltem und ist dabei von unzähligen Klüftchen durchsetzt, so daß frische Bruchflächen nur schwer zu erhalten sind. Es bleibt zweifelhaft, ob einige Stellen, die beinahe phyllitartigen Habitus haben, ein Maximum der Quetschung erlitten haben, oder ob sie auf besondere Schlieren oder Einschlüsse zurückzuführen sind. Daß die tektonischen Erscheinungen der Verwerfung und der Quetschung von Gesteinen, an denselben Stellen und in derselben Richtung streichend, sich in verschiedenen Perioden wiederholen, dafür liefert somit der Rand des Lausitzer Plateaus ein gutes Beispiel.

Ein Kilometer NNO vom Bahnhof Klotzsche erreicht man an der Straße nach Langebrück eine große Kiesgrube. Nur auf der Oberfläche des Gebietes sind sog. Dreikanter, Pyramidalgeschiebe, in Menge zu finden, in der Grube selbst aber sieht man von einem Abbau seit etwa drei Jahrzehnten lieengebliebene Stücke von verschiedenen Gesteinen, die augenscheinlich durch Durchfeuchtung und Insolation scharfkantig zersprungen sind. Die Dreikanter der Dresdener Heide erweisen sich wie anderswo als durch Zerspringen präformierte Steine, die dann noch durch Sandgebläse geglättet worden sind, wie man denn auch gelegentlich auf Porphyrstücken die charakteristischen Narben des Sandschliffes beobachten kann.

## C. Exkursionen nach der Versammlung.

### I. Bericht über die Exkursion in das östliche Erzgebirge.

Hierzu 3 Textfiguren.

Von Herrn R. BECK.

An der Exkursion vom 9.—12. August nahmen 30 Mitglieder der Dresdner Versammlung teil.

Am Sonnabend, den 8. August, hatte sich eine größere Anzahl dieser Teilnehmer nach Freiberg begeben, wo man den Abend gemeinsam im Brauhof-Salon verbrachte.

Am Sonntag, den 9. August, wurde unter der Führung von Oberbergrat Prof. Dr. BECK und Oberbergrat Prof. Dr. KOLBECK die Kgl. Bergakademie besichtigt. In dem geologischen Sammlungssaal war eine Ausstellung von Belegstücken zu der aktuellen Gneisfrage bereit gemacht, die von Herrn R. BECK erläutert wurde. Neben den mineralogisch-geologischen Sammlungen und dem großen Lager verkäuflicher Mineralien, Gesteine und Petrefakten in der Kgl. Mineralienniederlage<sup>\*)</sup> interessierten die Besucher auch die neu gebauten und modern ausgestatteten Institute für Hüttenkunde, Probierkunde, Metallographie und Markscheidekunde.

Um 10 Uhr 28 Min. verließ man Freiberg unter Führung des Herrn Dr. C. GÄBERT zur Fahrt nach Óderan. Es wurden zunächst die als Metzdorfer Glimmertrapp bekannten Sedimentärigneise genauer untersucht. Einer der früheren Beschreiber dieses Gebietes, Herr Landesgeologe Prof. Dr. JENTZSCH, war während dieser Strecke mit bei der Partie. Mit großem Interesse wurden die Aufschlüsse an der Bahnlinie unweit der Metzdorfer Parkettfabrik betrachtet und diskutiert, wo schieferige Hornfelse im Kontakt mit Augengneis aufgeschlossen sind. Der Nachmittag war der Gegend von Olbernhau gewidmet, wo übernachtet wurde.

Montag, den 10. August, waren bis an den Fuß des nachmittags erreichten Haselsteins Wagen benutzt, so daß man

<sup>\*)</sup> Die Kgl. Mineralienniederlage hat inzwischen die auf den Exkursionen der Gesellschaft aufgesuchten Gesteine, besonders auch schöne angeschliffene Belegstücke von der Riesenburg, zum Verkauf bereit gestellt.

in relativ kurzer Zeit ein großes Gebiet bestreichen konnte. Die als echte Granite sich überzeugend offenbarenden grobfaserigen Gneise waren besonders schön bei Deutsch-Neudorf aufgeschlossen. Auf den Halden des letzten Versuchsschachtes von Böhmisches-Katharinaberg konnte man sich gute Belegstücke für die dort im roten Gneis aufsetzenden Erzgänge verschaffen, die sich vom gewöhnlichen Typus der kiesig-blendigen Bleierzformation durch die reichliche Beteiligung von Flußspat und von mikroskopischem Zinnstein unterscheiden. Vom Riesengneisfels des Haselsteins, wohin man sich nach dem zu Böhmisches-Einsiedel eingenommenen Mittagessen begeben hatte, schaute man nach Böhmen hinab, wohin nun die Exkursion sich wandte. Die Nacht wurde in etwas engen Quartieren zu Osseg verbracht.

Dienstag, den 11. August, morgens, wurde der Glanzpunkt dieser Exkursion, das Gebiet der malerischen Ruine Riesenburg, besucht. An mehreren Felswänden wurde hier die Durchtrümerung des Hornfelses (Sedimentärgneis) durch granitische Bänder (teilweise von der Struktur eines Muscovitgneises) eingehend untersucht. Die sehr lebhafte Diskussion, die sich nach einer wissenschaftlichen Deutung der Aufschlüsse durch Herrn C. GÄBERT entwickelte, brachte vielfach gegenseitige Aufklärung und infolgedessen Annäherung in den Auffassungen. Besonders wurde die Existenz sehr bedeutender Faltungserscheinungen, die während und nach der Injektion mit granitischem Magma sich eingestellt haben müssen, allseitig anerkannt.

Alsdann fuhr man von Osseg nach der oben auf dem Kamm des Erzgebirges gelegenen Station Moldau, wo Herr R. BECK die Führung übernahm. Nach einer Besichtigung des Phyllitgebietes bei Moldau erreichte man mit Wagen die ehemalige Paradiesfundgrube bei Altenberg und dieses selbst. An der genannten Grube wurde der Schellerhauer Granit und die Greisenbildungen in ihm an dem Haldenmaterial studiert. Bei Altenberg wurde die Pinge besucht, wobei Herr Bergverwalter SCHMIDT auch durch die Tagesanlagen der Zinnerzgruben und die Aufbereitung führte. Durch Demonstration von Granitgängen im Granitporphyr in der Pinge konnten die Altersverhältnisse der verschiedenen Gesteine klar vor Augen geführt werden.

Mittwoch, den 12. August, war leider das bis dahin gute Wetter rauh und regnerisch geworden. Sogar etwas Schneegestöber war vorübergehend zu bemerken. Trotzdem

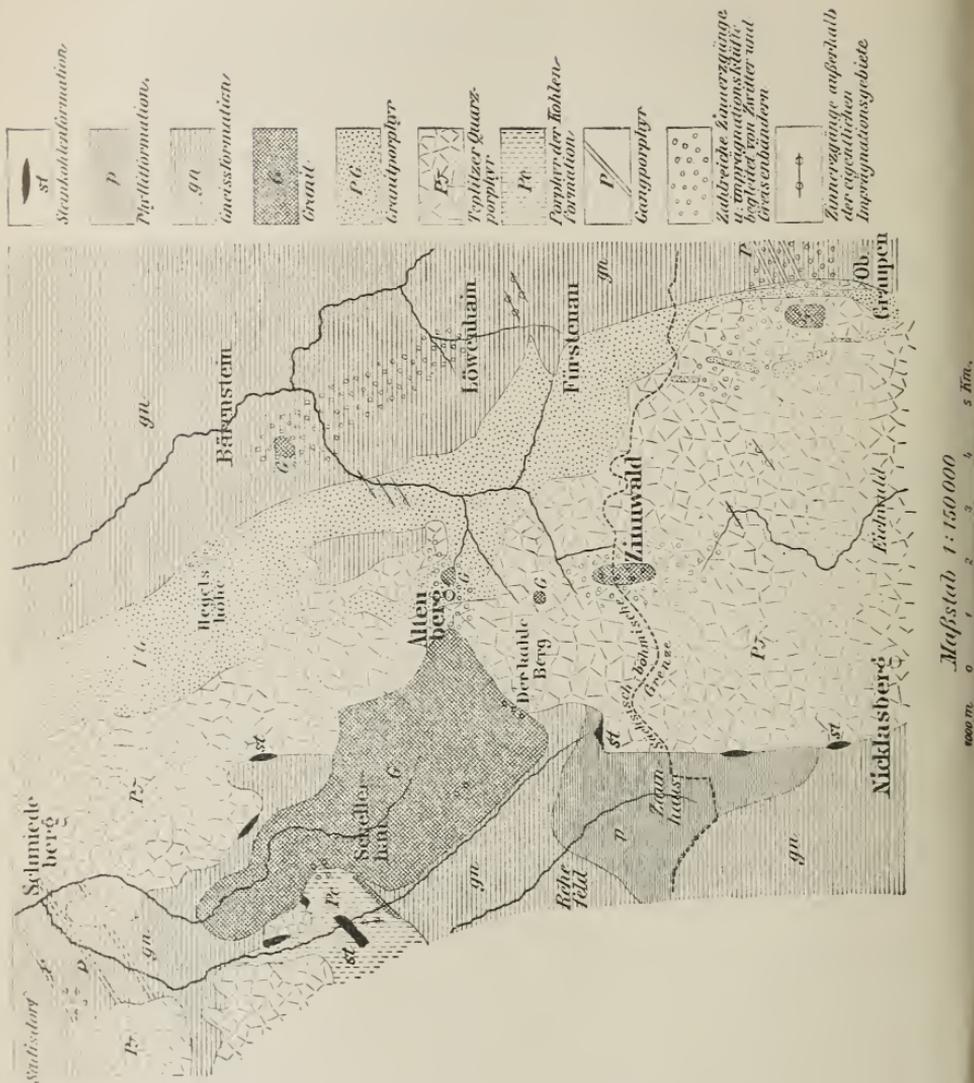


Fig. 1.  
Geologische Kartenskizze der Gegend von Altenberg, Zinnwald und Graupen. (Nach DALMER in Zeitschr. für prakt. Geol. 1894, S. 314.)

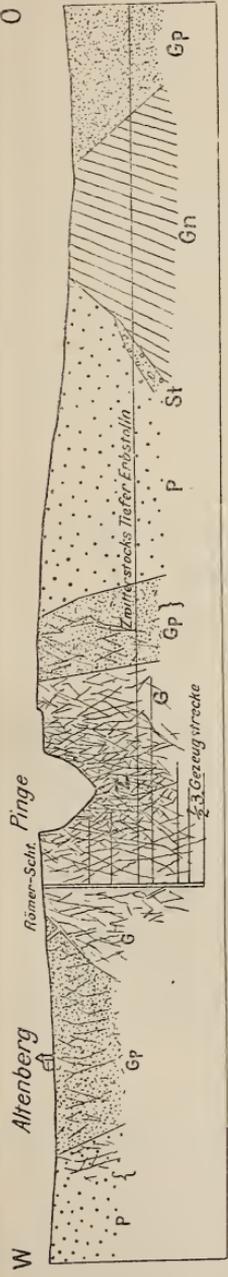


Fig. 2.

Profil von Altenberg in der Richtung nach O. (Nach K. DALMER.)

P Tepplitzer Quarzporphyr. Gp Granit. Z Zwitterstock. Gn Biotitgneis. St Konglomerate und Sandsteine der Steinkohlenformation. { } West- und Ostgrenze der Durchtrümmerung mit Zinnsteinklüften.

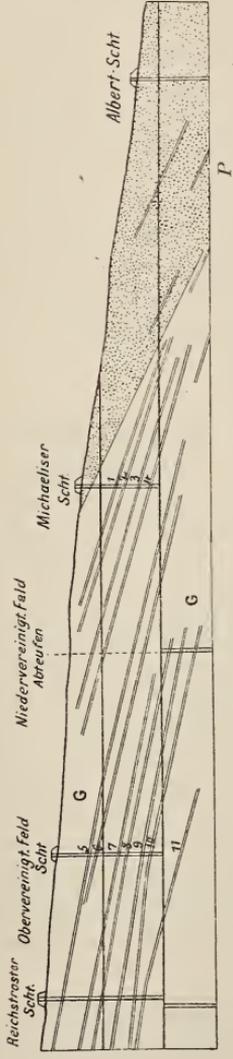


Fig. 3.

Profil durch den nördlichen Teil des Zinnwalder Granitstockes. (Nach K. DALMER.)

G Granit, zum größten Teil in Greisen verwandelt. P Tepplitzer Quarzporphyr. 1—4 Die Michaeliser Flöze. 5 Das Tageflöz. 6 Das Oberflöz. 7 Das Orgelflöz. 8 Das Mittelflöz. 9 Das obere kiesige Flöz. 10 Das niedrigere kiesige Flöz. 11 Das artige Flöz.

wurde das Programm vollständig durchgeführt. In Zinnwald wurde die Exkursion von Herrn Bergwerksdirektor ERMISCH, Bergingenieur EISENTRAUT und Obersteiger THIELEMANN mit den Bergwerksanlagen bekannt gemacht. Eingefahren wurde in die der Firma S. und A. PELS gehörige Gnade Gottes Fundgrube, wo die Zinnerzflöze im Granit und Quarzporphyr, Greisenbildungen und Granitgänge vorzüglich aufgeschlossen waren. Beim Mittagessen gedachte man durch ein Begrüßungstelegramm des hochverdienten letzten Erforschers der Gegend von Altenberg-Zinnwald, des inzwischen leider nach langer Krankheit aus dem Leben geschiedenen Dr. KARL DALMER.

Zu Fuß erreichte man das Mückentürmchen mit seiner leider durch Nebel getrübbten berühmten Aussicht auf das böhmische Mittelgebirge und von hier aus den Endpunkt der Exkursion, Eichwald-Teplitz. Das Wetter hatte sich inzwischen wieder etwas gebessert.

## **II. Bericht über die Exkursion in das Böhmische Mittelgebirge.**

Hierzu 9 Textfiguren und eine Texttafel.

Von Herrn J. E. HIBSCH.

**Karten:** HIBSCH, Geologische Karte des Böhmischen Mittelgebirges, 1:25000, Blätter Teplitz-Boreslau, Milleschau-Kostenblatt, Aussig, Großpriesen, Bensen und Rongstock-Bodenbach. — Spezialkarte der Österr.-Ungar. Monarchie, 1:75000, Blatt Aussig-Leitmeritz, Zone 3, Kol. X., geologisch koloriert, nach vorhergegangener Bestellung bei der k. k. geolog. Reichsanstalt in Wien. — v. HAUER, Geologische Übersichtskarte der Österr.-Ungar. Monarchie, 1:576.000, Blatt I und II (Böhmen). — LEPSIUS, Geolog. Karte des Deutschen Reiches, 1:500000, Bl. 19: Dresden und Bl. 20: Görlitz. — A. E. REUSS, Geogn. Karte der Gegend zw. Komotau, Saaz, Raudnitz und Tetschen, 1:144000.

**Literatur.** Man vergl. besonders: HIBSCH, Erläuterungen zur geolog. Karte des Böhm. Mittelgebirges, Wien 1906—1908. Außerdem die in den Exkursions-Plänen f. d. 53. allg. Vers. d. D. g. Ges. in Dresden auf Seite 18—20 mitgeteilte Literatur.

### **I. Tag. Von Teplitz zum Donnersberge (Milleschauer). Dorf Milleschau. Durchs Wopparner Tal zur Elbe. Elbtal von Lichtowitz bis Aussig.**

Die Exkursionen im Böhmischen Mittelgebirge verfolgten den Zweck, im Anschluß an die Erzgebirgsexkursionen einen allgemeinen Überblick über den geologischen Aufbau des

Gebietes zu geben. Der erste Tag führte in den westlichen Teil des Gebietes, wo die miocänen Braunkohlengebilde sich an die älteren oligocänen Gebietsteile anlegen. Auch zeigte die Exkursion die Auflösung des vulkanischen Gebietes im Südwestteile in zahlreiche einzelne Kegel und das Verhältnis des Mittelgebirges zu der südlich angrenzenden Kreide-Landschaft.

Um 7 Uhr morgens fuhr man vom Marktplatze in Teplitz-Schönau zwischen den Porphyrhügeln, welche die Stadt südlich und östlich begrenzen, bis an das Ende der Prager Straße. Hier wurden die Wagen für einige Zeit verlassen, um den Sandberg zu besteigen. Der Sandberg besteht aus Quarzporphyr, durchsetzt von Granitporphyrgängen. Er bildet die südöstliche Ecke des großen permischen Gangstockes von Quarzporphyr, welcher das Erzgebirge durchquert, aus diesem Gebirge nach Süden vortritt, unter der Bedeckung von Kreide- und Tertiär-Sedimenten bei Teplitz wieder emportaucht und hier sein südliches Ende erreicht. In den Spalten dieses Quarzporphyrs zirkulieren die Thermalwasser von Teplitz-Schönau.

Im Süden wird der Sandberg von Kreide-Sedimenten umgeben, welche aus cenomanen Porphyngeröllern, Konglomeraten, Sandsteinen und Hornstein, ferner aus oberturonen Mergeln bestehen. Die cenomanen Ablagerungen sind nur wenig mächtig, einige Zentimeter bis 1,75 m, die oberturonen Mergel hingegen erreichen die Mächtigkeit von rund 200 m. Letztere gliedern sich in kalkärmere Mergel der Stufe des *Inoceramus Cuvieri* und in kalkreichere der Stufe des *Scaphites Geinitzi* und *Spondylus spinosus*. Nur die Mergel der oberen *Cuvieri*-Stufe treten am Südfuße des Sandberges bei rund 215 m Meereshöhe zutage. Wenn man am Gehänge des Sandberges emporsteigt, so trifft man bei 220 — 240 m Seehöhe die cenomanen Konglomerate an, die aus Porphyngeröllern mit einem Kitt von Hornstein bestehen. Die älteren cenomanen Ablagerungen befinden sich darnach noch in höherem Niveau als die jüngeren Sedimente des Oberturon („Klippenfacies“).

Auf der Höhe des Sandberges wird der Quarzporphyrkörper von einem an 120 m mächtigen, NW streichenden Gange von Granitporphyr durchsetzt, welcher infolge von Verwitterung in einen grobkörnigen Grus aufgelöst ist. Der Grus wird zur Wegbeschotterung seit langen Jahren gewonnen. Dadurch ist an Stelle des Ganges jetzt ein an 100 m breiter Graben getreten, der von steilen Porphyrwänden beiderseits

begrenzt wird. Aus diesem Graben bestieg man dann den Rücken des Sandberges und genoß während der weiteren Wanderung den allerdings durch die Ungunst des Wetters einigermaßen beschränkten, aber immerhin äußerst lehrreichen Ausblick auf Teplitz-Schönau und auf das nördlich von Teplitz sich ausdehnende miocäne Braunkohlenbecken, im Norden durch den Steilabsturz des Erzgebirges begrenzt, und auf die nach Süden bis zum Donnersberge reichende Hügellandschaft des vulkanischen Mittelgebirges.

Am Ostrande des Quarzporphyrkörpers angelangt, beobachtete man die direkte Überlagerung des Quarzporphyrs und der cenomanen Konglomerate durch die hell gefärbten ober-turonen Mergel. Unter- und mittelturone Sedimente treten hier nicht auf. Die Mergel fallen allseitig vom Porphyrkörper ab. Auf der Nordseite des Porphyrhügels sind die Mergel verkieselt („Hornsteinpläner“).

Nach kurzer Wanderung in südlicher Richtung gelangte man zu den spärlichen Resten von mitteloligocänen Sanden, welche zwischen 260 m und 280 m Meereshöhe südwestlich des überragenden Schloßberges liegen. Reichlich verstreut finden sich oligocäne, auf konkretionäre Weise aus den Sanden hervorgegangene Quarzitblöcke.

Nach wenigen weiteren Schritten betrat man dann die miocänen bräunlichgrauen Braunkohlenletten, welche die oligocänen Sande diskordant überlagern.

Entlang des Südfußes des Schloßberges ging man dann über die Basalt- und Phonolithhügel der Lißnitze gegen das Dorf Wisterschan, berührte dabei das Löborkommen auf der Lee-Seite der Lißnitze, ferner den durch einen Steinbruch aufgeschlossenen Westrand der großen schildförmigen Decke von Feldspatbasalt nordöstlich Wisterschan.

Im Dorfe Wisterschan wurden wieder die Wagen bestiegen, welche inzwischen von Teplitz auf der Straße nach Wisterschan gelangt waren. In rascher Fahrt wurde Neuhof erreicht und der nördlich von dem Fußwege zum Meierhofsgebäude durch einen Steinbruch aufgeschlossene ausgezeichnete Nephelinphonolith aufgesucht. Von Neuhof begab man sich dann zu den durch tiefe Gräben und Schottergruben angeschnittenen Kohlenbrandgesteinen nördlich des Dorfes Nechwalitz. Die Kohlenbrandgesteine daselbst sind teils einfach hart gebrannte, hellrot gefärbte Scherben, teils geschmolzene, schwarz oder schwarzviolett gefärbte Schlacken. Mit den Braunkohlenletten sind auch die überlagernden diluvialen Hochterrassenschotter und Lößlehme durch den Brand des benachbarten Kohlenflözes

gefrittet und in den gefalteten Letten eingeknetet worden. (Fig. 5, Seite 37 in TSCHERMAKS M. P. M. XXVII.) Diese Tatsache überzeugte die Exkursionsteilnehmer, daß die Nechwaltzer Kohlenbrände während des jüngeren Diluviums stattgefunden haben und nicht durch die tertiären Basalteruptionen angestiftet worden sind.

Der in der Nachbarschaft bei guten Aufschlußverhältnissen zugängliche Ausbiß des Braunkohlenflözes war im Sommer 1908 vom Braunkohlenletten bedeckt. Deshalb wurde dieser Ort nicht besucht.

Von den Kohlenbrandgesteinen stieg man dann in die Goslike hinab und besuchte die durch Steinbruchsbetrieb prächtig erschlossene Rosette von radial angeordneten Säulen des Feldspatbasalts. (Fig. 9, Seite 54 in TSCHERMAKS M. P. M. XXVII.)

Von der Goslike gelangte man mit den inzwischen von Neuhoft eingetroffenen Wagen ins Bielatal und von hier über die Flur „Fohle“, wo Gneis neben oberturonem Mergel unter den Miocän-Gebilden zutage tritt, nach dem Dorfe Schallan. Das Auftreten von miocänen Kohlenflözen nächst diesem Dorfe ist in TSCHERMAKS Min. u. Petr. Mitt. XXVII, Seite 33 beschrieben. Über Boreslau fuhr man hierauf in die Flur „Paschkopole“ zu dem bekannten Fundorte der schönen Augitkristalle, welche als größere Ausscheidlinge in einem schlackig entwickelten und sehr leicht verwitternden leucitführenden Feldspatbasalte auftreten, durch die Verwitterung des Einschlußmittels aber bloßgelegt worden sind. Eine Analyse dieser Augite ist in TSCHERMAKS M. u. P. Mitt. XXVII, Seite 55 und 270 gegeben.

Über Pilska bestieg man dann den Phonolithkegel des Donnersberges (Milleschauer), den bis 835 m Seehöhe ansteigenden Kulminationspunkt des Böhmisches Mittelgebirges.

Der Landstrich zwischen dem Donnersberge und dem Bielatal steigt von Nord gegen Süd in Terrassen an. Diese Höhenstufen sind infolge Ost-West gerichteter Verwerfungen zustande gekommen. Die nördlichste dieser Stufen überstieg man in der oben genannten Flur „Fohle“. Südlich von ihr breitet sich das miocäne Schallaner Kohlenfeld aus bis südlich von Boreslau. Das Kohlenfeld und die auftretenden Flöze sind in TSCHERMAKS Min. u. P. Mitt. XXVII, Seite 33 und 34 erörtert. Über eine zweite Verwerfung steigt man südlich Boreslau aus dem Miocänbecken auf das horstartige Oligocängebiet von Pilska, über welchem sich der Donnersberg erhebt. Wie in der Fohle treten auch an der Basis der südlichsten

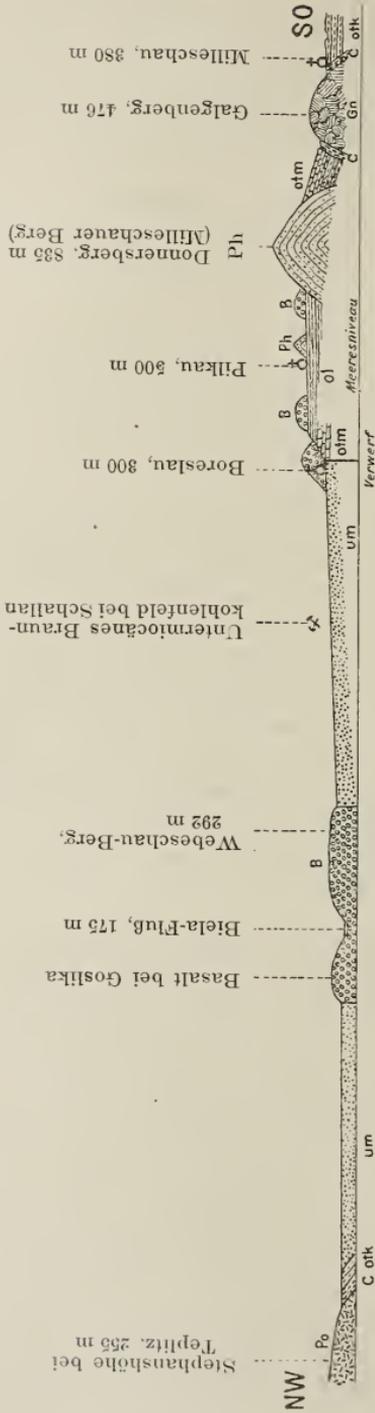


Fig. 4.

Ideales Profil durch den südwestlichen Teil des böhmischen Mittelgebirges vom Dorfe Milleschau über den Donnerberg in NW-Richtung zur Stephanshöhe bei Teplitz. (Nach HANSON, Geol. Aufbau des Böhm. Mittelgebirges, S. 8.)

*Gc* Gneis des Galgenberges. *Po* Quarzporphyr der Stephanshöhe bei Teplitz. *B* Basalt. *Ph* Phonolith. *C* Cenomane Klippenfacies. *otk* Oberturone Kalkmergel. *otm* Oberturone Tonmergel. *ol* Oberturone Tone. *um* Kohleführende Schichten untermiocänen Alters.

Terrasse bei Boreslau die turonen Liegendschichten unter den tertiären Letten zutage.

Entlang der genannten Verwerfungen reihen sich in Ost-West-Richtung zahlreiche Eruptivkörper aneinander, welche vorzugsweise in der jüngeren (miocänen) Eruptionsperiode ausbrachen. (Siehe Fig. 1 der Tafel und Textfigur 4.)

Nach der Mittagsrast begab man sich auf den in Verbindung mit der Wetterwarte auf der Spitze des Donnersberges erbauten Aussichtsturm, welcher eine weite, über einen großen Teil von Nordböhmen reichende Aussicht bietet: im Norden die Erzgebirgsmauer, vor ihr die Braunkohlenmulde, ringsum die vielen Kegel und Höhen des vulkanischen Mittelgebirges, welches sich südlich vom Donnersberge in einzelne Kegelberge auflöst, während entlang der östlich vom Donnersberge gelegenen Talfurche der Elbe und östlich des Elbtales die Eruptivmassen zusammenhängend und plateaubildend auftreten. In südlicher Richtung breitet sich das flache Kreideland, durchflossen von den Flüssen Eger und Elbe, aus. (Siehe den rechten Teil von Fig. 2 der Texttafel.)

Aufs höchste überrascht beim Rundblick vom Donnersberg die große Anzahl von einzelnen Kuppen und isolierten Kegeln von Phonolith und Basalt, in deren Mitte sich der Beschauer befindet. Diese isolierten Eruptivkörper sitzen zumeist auf ihrem Eruptionsschlot auf. (Wostray in Fig. 2 auf der Tafel.) Die aus Basalt bestehenden pflegen sich dann nach unten trichterförmig in ihren Schlot zu verschmälern. In der unmittelbaren Umgebung vieler Phonolithkegel erscheinen die älteren Sedimente rings um den Phonolithkörper mehr oder weniger steil aufgerichtet und an ihrer unteren Seite entlang der Berührungsflächen mit dem Phonolith metamorphosiert. Diese Erscheinung beweist untrüglich ein aktives Empordringen des Phonoliths und ein lakkolithenartiges Aufwölben der Sedimente durch das Eruptivgestein.

Diese Verhältnisse, welche auch der Donnersberg an seinem Süd- und West-Abhange zeigt, fanden ihre Darstellung beim Profile des Donnersberges in Fig. 2 der Texttafel und im Profil des Ziegenberges, Fig. 4 der Texttafel. Das Gestein des Donnersberges ist ein trachytischer Phonolith. Seine Zusammensetzung ist nachzusehen in TSCHERMAKS M. P. M. XXIV, S. 287.

Vom Donnersberge stieg man nach Süd ab, ging entlang der Gneiskuppe des Galgenberges (Fig. 2 der Texttafel) zum Dorfe Milleschau und gelangte aus dem Oligocängebiete in das durch Abtrag bloßgelegte Kreidegebiet, beobachtete in Milleschau den schlotförmigen Basaltkörper, auf welchem das Schloß

Milleschau aufgebaut ist, und mehrere kräftige Quellen, die neben diesem Basaltkörper aufsteigen. Dann wandte man sich östlich dem Dorfe Wellemin und dem in Gneis eingerissenen Wopparner Tale zu. Beim Dorfe Wellemin betrat man zunächst den Bahnkörper der Aussig—Teplitzer Eisenbahn, um die entlang dieser Bahn aufgeschlossenen cenomanen Sandsteine und Konglomerate zu besichtigen, welche östlich Wellemin wieder unter den überlagernden turonen Mergeln hervortreten und auf den allbekannten Gneisen des Wopparner Tales aufliegen. Das gesamte vorhandene Cenoman erreicht hier eine Mächtigkeit bis 30 m und besteht zu unterst aus Konglomeraten, denen grob- bis mittel- und feinkörnige Sandsteine folgen. Den Abschluß des Cenomans nach oben bildet eine nur wenige Zentimeter mächtige feinkörnige sandige Schicht, die nach den Beobachtungen von G. IRGANG besonders reich an cenomanen Tierresten ist. Bei Kilom. 28,2 der Aussig—Teplitzer Bahn durchbricht ein kleiner Schlot von Leucitbasalt mit Biotit- und Augit-Ausscheidlingen die cenomanen Sandsteine. Die exogene Kontaktwirkung des Basaltes ist eine nur geringe; als endogene Kontakterscheinung muß die glasige Ausbildung der Randteile des Basaltkörpers angesehen werden. Entlang der rasch nach Osten sich senkenden Eisenbahn gelangt man bei der im allgemeinen horizontalen Lagerung der Kreide-Sedimente bald in die Liegend-Konglomerate und in den Gneis. In dem Bahneinschnitt westlich der Schwarztaler Mühle tritt in rätselhafter Verbindung mit Gneis ein permisches Konglomerat mit großen Geröllen von Quarzporphyr und einem Bindemittel des gleichen Gesteins auf.

Da die Zeit inzwischen vorgerückt war und das von Groß-Tschernosek nach Aussig abgehende Schiff voraussichtlich nicht mehr erreicht werden konnte, wurde die weitere Exkursion abgeändert. Anstatt durch das untere Wopparner Tal zur Elbe und nach Groß-Tschernosek zu gehen, stieg man östlich der Schwarztaler Mühle auf das Plateau „Dobrai“ empor und ging über dasselbe nach dem Orte Lichtowitz.

Auf der „Dobrai“ wird das Gneisplateau wieder von turonem Pläner bedeckt, der stellenweise verkieselt als „Hornsteinpläner“ auftritt.

Die ebene Fläche des Dobrai-Plateaus ist zustande gekommen durch die Rasionsarbeit der diluvialen Elbe, welche im älteren Diluvium ihren Lauf über das Plateau nahm. Ein großer Teil des Plateaus ist auch heute noch bedeckt mit altdiluvialen Schottern, die hier bis rund 300 m Seehöhe reichen, demnach 160 m über dem Elbspiegel von heute

(Lobositz 137 m) liegen. Während des mittleren Diluviums sägte sich die Elbe eine schmale Rinne in den steil aufgerichteten Gneis. Am Nordende dieses Durchbruches liegt das Dorf Lichtowitz. Steinbrüche auf beiden Seiten der Elbe bieten gute Aufschlüsse im Gneis. Der Gneis ist ein Eruptivgneis, an seinem Südostrande umgeben mit einer Zone von Glimmerschiefer. Im unteren Teile des Wopparker Tales durchbricht Quarzporphyr den Gneis.

Von Lichtowitz fuhr man dann mit dem Schiff elbavwärts bis nach Aussig. Während der Fahrt war Gelegenheit, vom Schiff aus die landschaftlichen Reize des Elbtales zu genießen und auch die allgemeinen Züge des geologischen Aufbaues dieses Gebietes kennen zu lernen. Von Lichtowitz abwärts bestehen die Gehänge des Elbtales bis zu Seehöhen von nahezu 400 m aus turonen Mergeln; darüber folgen oligocäne Sande, welche wieder von basaltischen Tuffen und Basalt- bzw. Tephrit-Decken überlagert werden. Von Zirkowitz und Salesel an bis Aussig aber trifft man die oligocänen Sande schon bei 150 m bis 200 m an. In diesen tieferen Horizont sind sie durch Senkung geraten. Beide Gebiete werden durch eine Verwerfungsspalte getrennt, auf welcher ein Gangstock von Basalt sitzt, der südlich von Salesel die Elbe übersetzt.

Der Aufbau der Elbtal-Gehänge von Salesel abwärts ist durch Profil Nr. 3 der Tafel und Textfigur 6 und 7 illustriert. Ein Vergleich der in den Textfiguren 6 und 7 dargestellten Profile untereinander zeigt einen raschen und mannigfachen Wechsel in den basaltischen Decken zu beiden Seiten der Elbe südlich Aussig, welcher auf zahlreiche basaltische Ausbrüche von nicht großem Umfange in diesem Teile des Mittelgebirges schließen läßt.

Gegen 7 Uhr abends erreichte man Aussig und bezog die Quartiere.

## II. Tag. Von Aussig über Wolfschlinge nach Kojeditz. Hohe Wostray. Schanzberg. Schreckenstein. Über Wannow zum Workotsch (Humboldtstein). Aussiger Marienberg. Durch den Berthagrund nach Aussig.

Die Exkursion des zweiten Tages zeigte den Aufbau der Gehänge des Elbtales im zentralen Teile des Böhmisches Mittelgebirges: zu unterst oligocäne Sande; darüber vielfache Lagen von Basalttuffen und Decken von Basalten; diese wieder überlagert von Tephrittuffen und Tephritdecken; dazwischen Phonolith-Lakkolithe; an den Gehängen diluviale Schotter.

Früh morgens fuhr man von Aussig mit der Straßenbahn bis zur Endstation in Schönprisen, setzte über die Elbe und ging in der engen Talschlucht von Wolfschlinge nach Kojeditz. Gleich südlich des Ortes Wolfschlinge führt der Weg steil über einen das Tal querenden Gangstock von Feldspatbasalt, der z. T. säulig-abgesondert, z. T. schlackig-porös entwickelt ist. Über den Gangstock stürzt ein kleiner Wasserfall herab. Weiter südlich folgt über dem Basalte Basalttuff.

Aus dem Basalttuff treten nördlich des Dorfes Kojeditz bei 280—300 m oligocäne Sande, steil aufgerichtet, hervor. Neben den Sanden, an dem vom Dorfe Kojeditz herabkommen- den Bache, stehen oberturone Mergel an, die dann auf dem Scheitel des östlich vom Bache sich erhebenden Hügels bis

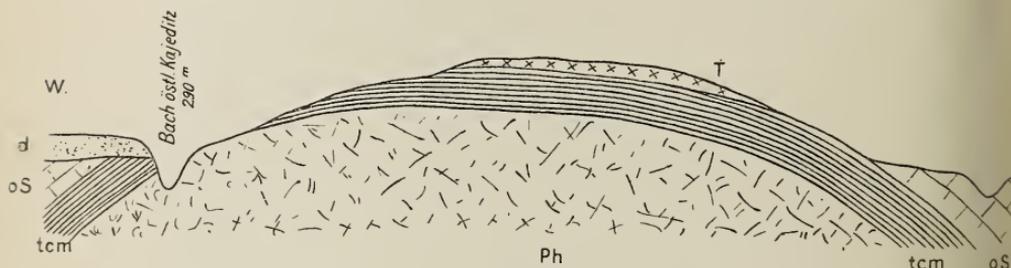


Fig. 5.

Der Phonolith-Lakkolith bei Kojeditz, geschnitten von W nach O. 1:5000.  
(Nach HUBSCH in Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., Bd 21, 1902, S. 571.)

*Ph* Phonolith. *tcm* Oberturoner Tonmergel.  
*oS* Oligocäner Sand. *d* Lehm. *T* Tephritblöcke.

360 m emporreichen. Diese ganz abnormen Lagerungsverhältnisse sind verursacht durch das Empordringen von Phonolith, welcher lakkolithenförmig in die oberturonen Mergel eingepreßt wurde und sie emporwölbte. Mit den Mergeln wurden auch die überlagernden oligocänen Sande aufgerichtet und über die Basalttuffe gehoben. Mergel, Sande und Tuffe fallen jetzt allseitig vom Phonolith-Lakkolithen ab. Das schon genannte Bächlein hat den Lakkolithen mit seinen Hüllen an der Westseite angeschnitten. (Siehe Textfigur 5.) Am Verlauf der Absonderungsflächen im Phonolithkörper erkennt man einen zwiebel-schaligen Bau.

Auf der Südseite des Lakkolithen angelangt, stieg man dann auf die Hangend-Mergel über dem Phonolith. Die Mergel sind hier durch eine Grube gut aufgeschlossen und zeigen all- da einen geringen Grad einer Kontaktmetamorphose. Durch

den metamorphen Mergel setzt ein schmaler Gang von glasreichem Feldspatbasalt.

Die Entstehung dieses Lakkolithen fällt in die Zeit der älteren (oligocänen) Eruptionsperiode.

Vom Kojeditzer Lakkolithen stieg man in südsüdwestlicher Richtung auf das basaltische Plateau von Sedl empor, über welchem sich der aus tephritischen Eruptionsprodukten aufgebaute Kegelberg der Hohen Wostray (585 m Seehöhe) erhebt. (Fig. 3 der Tafel.) Am Fußwege, welcher sich auf der Südseite des Kegels emporwindet, stehen feinkörnige graue und rote Tephrituffe an, auf der Westseite, schon nahe dem Gipfel, umschließt der Tuff große Tephritblöcke. Besondere Aufmerksamkeit zog der an 20 m mächtige Gang von Leucittephrit auf sich, welcher von ONO nach WSW den Berg durchsetzt und offenbar die Ursache gewesen ist, weshalb dieser Teil der über den Basaltdecken ursprünglich allgemein vorhandenen tephritischen Bedeckung nicht auch dem Abtrag verfallen ist.

Der Körper von Leucittephrit ist säulenförmig abgesondert und am Gipfel des Berges als Glastephrit entwickelt. Die Gipfelfelsen lenken die Magnetnadel sehr stark ab.

Leider war die Aussicht vom Berge durch die Ungunst des Wetters sehr beeinträchtigt. Bei klarem Wetter bietet die Hohe Wostray eine außerordentlich schöne und geologisch lehrreiche Aussicht über die plateauförmig ausgebreiteten Basaltdecken des zentralen Mittelgebirges und die den Basalten aufgelagerten Reste vom jüngeren Tephrit-Systeme. Dann überrascht der auf dem Gipfel sich plötzlich eröffnende Einblick in den tiefen Graben des Elbtals, dessen Wände vom 585 m hohen Wostray-Gipfel 450 m jäh hinabstürzen bis zu 130 m Meereshöhe.

Für den Abstieg von der Hohen Wostray wurde der „Laubwaldweg“ gewählt, der entlang des Westabhanges mit schönen Blicken ins Elbtal nach dem Dorfe Neudörfel führt. Auf der Westseite tritt am Wege wieder der Leucittephrit-Gang aus den tephritischen Brockentuffen hervor. Die Brockentuffe selbst reichen schlotförmig in die Tiefe. (Vergl. den Ostrand von Fig. 3 der Tafel.) Weiter nördlich treten am Fußwege und an der Fahrstraße nach Neudörfel rot gefärbte, tuffähnliche Schlackenbasalte zutage. Bei den ersten Häusern von Neudörfel betrat man den von der Straße westwärts gegen die Burg Schreckenstein führenden Fußweg. Auch westlich von Neudörfel steht wieder schlackiger Feldspatbasalt an mit zahlreichen Ausscheidungen von schönen Augit-Krystallen. In ihm setzt ein mauerartig hervortretender Gang von Monchiquit

auf. Dann stieg man, z. T. pfadlos, über die verschiedenen Decken von Basalt und Tuff-Lagen herab zu dem seit lange bekannten Auftreten von doleritischem Nephelinit im dichten Nephelinbasalt am Schanzberge östlich vom Schreckenstein. (Siehe Textfigur 6 und rechten Teil von Fig. 3 auf der Tafel.) Chemische Analysen des Nephelinites und des Nephelinbasalts sind in den Erläuterungen zu Blatt Aussig (TSCHERMAKS M. u. P. M. XXIII, S. 342) gegeben.

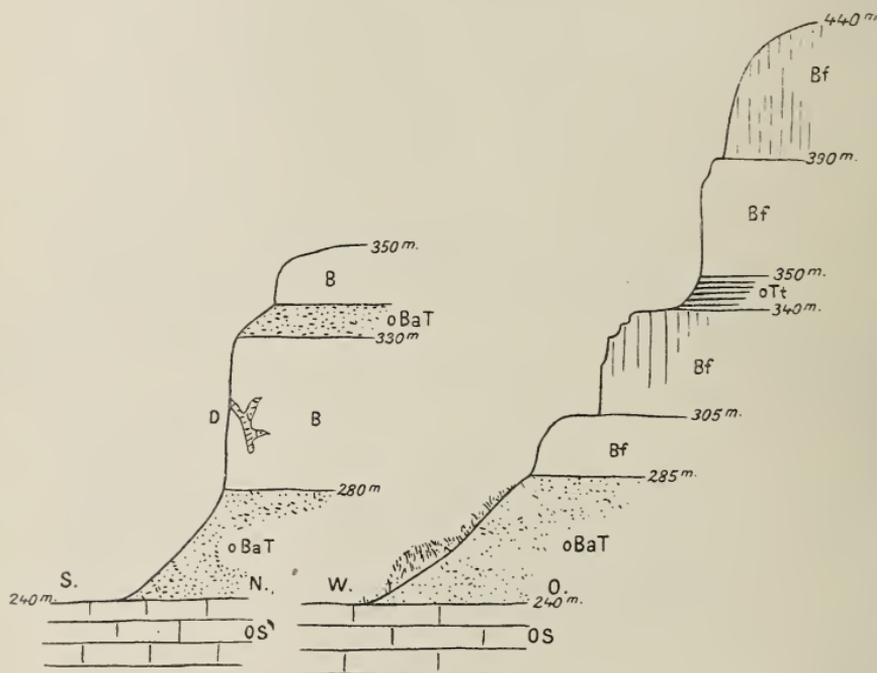


Fig. 6.

Schematisierte Querprofile der Gehänge des rechten Elbufers (links: durch den Südabhang des Schanzberges östl. der Burg Schreckenstein, SN gerichtet; rechts: durch den südl. Teil des Schanzberges östl. vom Dorfe Schreckenstein, WO gerichtet. 1:3000. (Aus HIBSCH in Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., Bd 23, S. 334; 1904).

OS Oligocäner Sand. oBaT Basalttuff. oTt Tuffit. Bf Feldspatbasalt. B Nephelinbasalt. D Doleritischer Nephelinit.

Nach kurzem Wege mit schönen Aufschlüssen im Basalttuff wurde dann der kleine stockförmige Phonolithkörper mit der alten Burg Schreckenstein erreicht.

Elbtal vom Workotsch bis Aussig. Vom Schreckenstein ging man entlang der Elbe bis gegenüber Wannow.

setzte über die Elbe und besuchte dann den Humboldtffelsen (Workotsch oder Ziegenrücken), einen Gang von Feldspatbasalt, säulenförmig abgesondert, mit schöner fiederförmiger Anordnung der Säulen, dessen Bild in alle Lehrbücher Aufnahme gefunden hat.

Der geplante Besuch des Wasserfalls oberhalb des Humboldtffelsen und der in große Säulen abgesonderten Decke von Basalt (Figur 7), über welche sich der Fall ergießt, mußte leider unterbleiben.

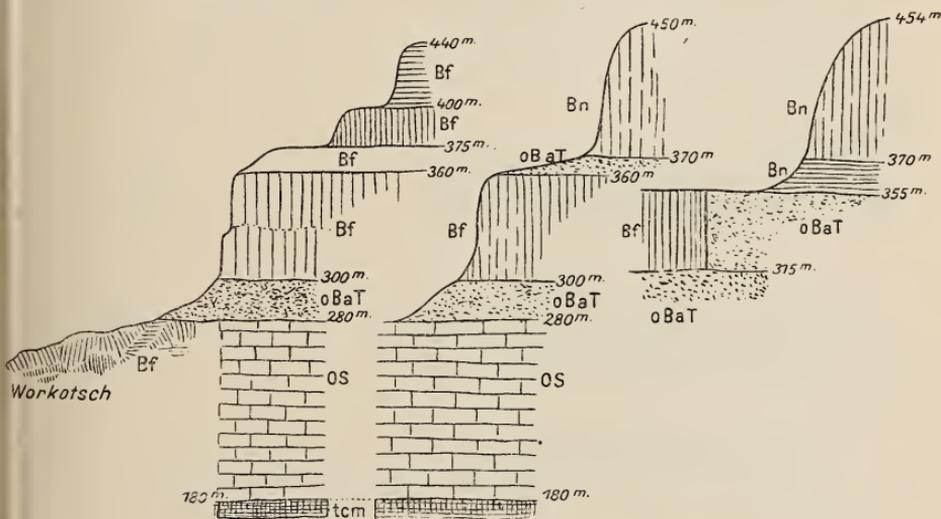


Fig. 7.

Schematisierte Querprofile der linken Gehänge des Elbtales (links: beim Workotsch; in der Mitte: nördlich vom Wasserfall beim Workotsch; rechts: bei den Weißen Wänden) zeigen den raschen Wechsel im geol. Aufbau. 1:5000. Richtung der Profile O—W. (Aus HIBSCH in Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., Bd 23, S. 333; 1904.)

*tcm* Oberturonischer Tonmergel. *OS* Oligocäner Sand.  
*Bf* Feldspatbasalt. *Bn* Nephelinbasalt. *oBaT* Basaltuff.

Der Basaltgang des Workotsch durchsetzt oberturonen Mergel und die 100 m mächtigen oligocänen Sande (Figur 7), ohne nennenswerte Kontakterscheinungen in denselben hervorgehoben zu haben. Die gleichen oligocänen Sande sind in schwebender Lagerung am linken Elbufer vom Workotsch abwärts bis knapp vor Aussiggut zu beobachten. Sie sind jedoch von Süd nach Nord durch die hier OW-streichenden micocänen Einbrüche staffelförmig in immer tiefere Lagen gesunken, so daß ihre Oberkante, welche beim Workotsch noch 280 m Seehöhe erreicht,

nächst Aussig bereits im Elbniveau, bei rund 130 m, liegt. Bei Aussig an der Ferdinandshöhe und an deren Ostabhängen auf der Elbseite, nächst dem Lagerhause der Firma Rößner & Schöppe, sind über den eingesunkenen Sanden nur noch die vier Basaltdecken, welche die oligocänen Sande überlagern, sichtbar. (Figur 8.)

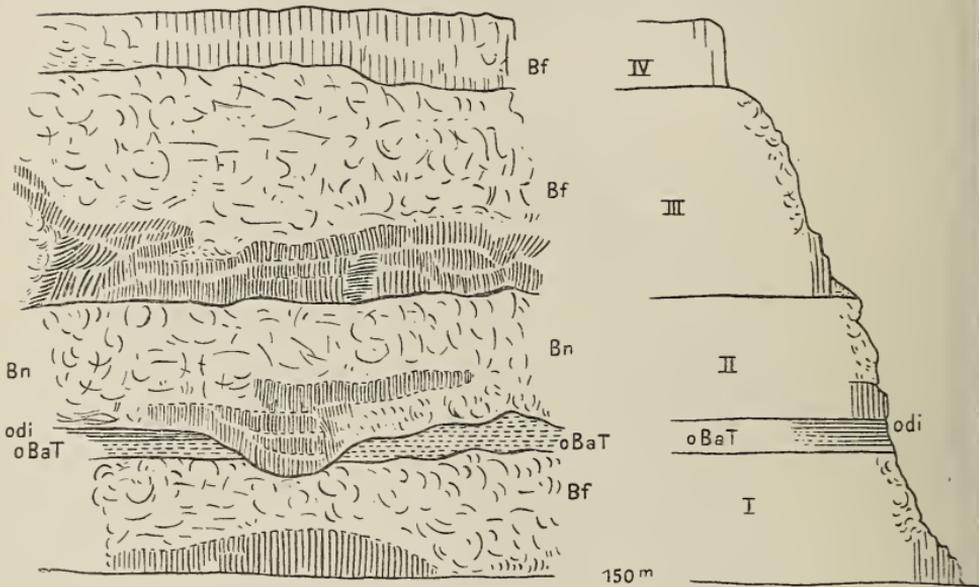


Fig. 8.

Ansicht (links) und Profil (rechts) der Felswand im Elbtale südlich Aussig hinter dem Lagerhause von RÖSSNER & SCHÖPPE am Ostabhänge der Ferdinandshöhe. Überlagerung von 4 Basaltströmen, die an ihrer Basis säulenförmig abgesondert, im übrigen Teile ihres Körpers schlackig-porös entwickelt sind. 1:5000. (Aus HIBSCH in Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., Bd 23, S. 323; 1904.)

*Bf* Feldspatbasalt. *Bn* Nephelinbasalt. *oBaT* Basalttuff.  
*odi* Diatomeenschiefer.

Lakkolith des Marienberges bei Aussig. Nach kurzer Rast in Aussig wurde der Marienberg besucht. Dieser Berg bildet mit dem jetzt durch das Elbtal von ihm abgetrennten Steinberge am rechten Elbufer einen großen brotlaibförmigen Phonolithkörper, welcher z. T., namentlich an der Nord- und Ostseite, noch von den bei seiner Intrusion emporgewölbten Mergel-Hüllen bedeckt ist. Deshalb muß er als Lakkolith angesprochen werden. Bezüglich seiner Umhüllung, die wohl im Norden und Osten aus oberturonen Tonmergeln,

im Westen aber aus oligocänen Sanden besteht, ist der Lakkolith unsymmetrisch aufgebaut. (Siehe Textfigur 9.)

Der Phonolith ist ein nephelinfreier Natrolith-Phonolith. Seine chemische Zusammensetzung ist in TSCHERMAKS Min. u. P. Mitt. XXIII, Seite 330 gegeben. Er zeigt schöne säulenförmige Absonderung; die Längsachse der Säulen steht senkrecht auf den randlichen Abkühlungsflächen. Durch große Steinbrüche ist der ganze Gesteinskörper sehr gut aufgeschlossen. Die ungemein zahlreichen Blasenräume des Gesteins bergen prächtige Stufen von Mineralen (Natrolith, Apophyllit und seine Umwandlung in Calciumcarbonat mit Hyalith und Fluorit, Thomsonit, Calcit, Aragonit und Wad).

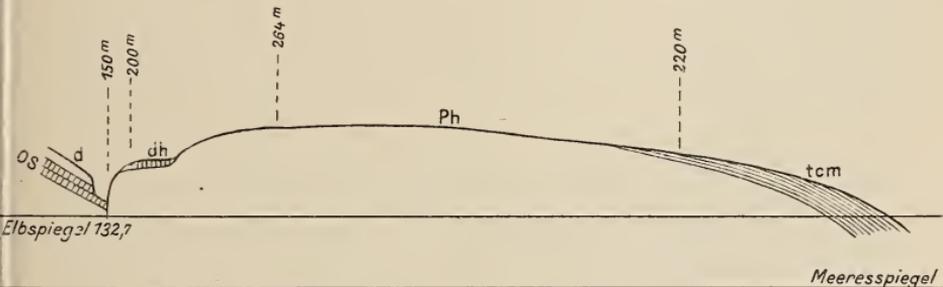


Fig. 9.

Querschnitt durch den unsymmetrischen Phonolith-Lakkolithen des Marienberges bei Aussig von SW nach NO. 1:10000. (Aus HIBSCH in Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., Bd 23, S. 327; 1904.)

Ph Phonolith. tcm Rest der Hülle von aufgewölbtem Tonmergel.  
OS Oligocäner Sand. d Löß. dh Hochterrasse.

Natrolith überzieht auch die Kluftflächen des Gesteins. Über die Reihenfolge der Mineralbildung in den Drusenräumen ist in TSCHERMAKS Min. u. P. Mitt. XXIII, S. 329 nachzusehen. Es ist erfreulich, daß Aussig gegenwärtig in Herrn J. SCHUBERT (Aussig, Große Wallstraße 34) wieder einen aufmerksamen Sammler besitzt, welcher die sich täglich beim Steinbruchsbetrieb ergebenden Mineralstufen birgt und zum Selbstkostenpreis an Mineralogen abgibt.

Erwähnenswert sind noch die zahlreichen Einschlüsse von metamorphen Mergeln, Nephelinsyenit und anderen Gesteinen in dem Marienberg-Phonolith, über welche Herr F. CORNU eine ausführliche Arbeit vorbereitet. Bis jetzt hat Herr CORNU bloß als vorläufiges Ergebnis in TSCHERMAKS M. u. P. Mitt. XXV, S. 249 eine Mitteilung unter dem Titel „Hibschit, ein neues Kontaktmineral“ veröffentlicht.

Von den in den Steinbrüchen vorhandenen reichen Mineraldrusen vermochten sich die Exkursionsteilnehmer nur schwer zu trennen. Nach geraumer Zeit erst verließ man die Brüche und stieg auf der nach dem Dorfe Ziebernik führenden Straße empor auf den Scheitel des Marienberges, wo sich interessante altdiluviale Schotterablagerungen vorfinden. Von da ging man auf der Nordostseite des Berges etwas nach abwärts und erreichte die Mergelhülle des Lakkolithen und den in einem Wassergraben sehr gut aufgeschlossenen unmittelbaren Kontakt von Phonolith und Mergel, welcher in TSCHERMAKS Min. u. P. Mitt. XXIII, S. 331 beschrieben ist.

Von da besuchte man noch die verhältnismäßig sehr hoch gelegenen und ganz rostig gefärbten diluvialen Schotter und Sande östlich Ziebernik. Die früher gehegte Neigung, diese Schotter und Sande als jungtertiär aufzufassen, mußte fallen, als in dem Schotter ein Backenzahn von *Elephas antiquus* gefunden worden war.

Der von hier geplante Aufstieg auf das Brand-Plateau, welches aus Tephrit-Tuffen und Decken von Leucittephriten besteht, konnte wegen vorgerückter Zeit leider nicht ausgeführt werden. Man besuchte nur noch das westlich von den diluvialen Sanden vorhandene Vorkommen von Sodalithsyenit mit auffallenden sphärischen Gebilden und kehrte dann durch die in Basalttuff eingengagte Schlucht des Bertha-Grundes nach Aussig zurück.

### **III. Tag. An diesem Tage wurde der Aufbau des Elbtales von Aussig bis Tetschen mit dem Essexitstocke und seinem Kontakthofe bei Rongstock studiert.**

In diesem Mittelgebirgsteile herrscht die größte Mannigfaltigkeit der Eruptivgebilde in bezug auf Stoff und Form. (Fig. 4 und 5 der Tafel. — Textfiguren 10, 11 und 12.)

Man fuhr mit dem Dampfschiff früh von Aussig ab, zunächst durch den Elbe-Durchbruch zwischen Marienberg am linken und Steinberg am rechten Ufer und am Krebsberg bei Schönriesen vorüber, dessen Basalt neuerdings schöne Drusen von Natrolith geliefert hat. Während der weiteren Fahrt sah man vom Schiffe aus deutlich die Oberkante des diluvialen Elbtales am rechten Ufer. Nachdem man am reizend gelegenen Dorfe Schwaden und dem Tollen Graben mit seinem großen Tuffaufschluß vorüber gefahren war, verließ man das Schiff in Wesseln und besuchte dann die Gänge von Monchiquit und Bostonit, welche im Lakkolith des tephritischen

Phonoliths am Ziegenberge bei Kilom. 524,2—524,3 der Strecke der St. E. B. G. aufsetzen. (Fig. 4 der Tafel.)

Eine Analyse des erwähnten Bostonits ist in TSCHERMAKS Min. Petr. Mitt. XXIV S. 303, Nr. I, die des Monchiquits in TSCHERMAKS Min. Petr. Mitt. XXI, Seite 552 gegeben.

Nach kurzem Gange durch die Dörfer Nestersitz und Pömmelerlangte man dann an den guten Aufschlüssen an, welche durch den Bau der Staatsbahn bei Rongstock geschaffen wurden, und welche den Ort der heftigsten und mannigfaltigsten Eruptionen im Böhmischem Mittelgebirge umgeben. Etwa bei Kilom. 527,1 betraten die Exkursionsteilnehmer die Bahnlinie und durchwanderten das in Textfigur 10 gegebene Profil. Eine reiche Fülle von Gängen aus der Gefolgschaft des Essexits und des Sodalithsyenits tritt auf: Monchiquit, Mondhaldeit, Sodalithbostonit, ferner Trachyt. Die Gänge aus der Gefolgschaft des Essexits werden weiter elbabwärts abgelöst von einem jüngeren Trachyttuff, der wieder von einem Nephelinphonolith durchbrochen wird. Sowohl das Gestein des 300 m mächtigen Mondhaldeit-Ganges als auch das des Nephelin-Phonolith ist stellenweise als Eruptiv-Breccie entwickelt. Bei Kilom. 528,142 bis 528,27 der Staatsbahnstrecke tritt Nephelin-Porphyr als 10 m mächtiger Gang im Nephelin-Phonolith auf. Beschreibung und Analyse des Nephelinporphyrs findet man in den Erläuterungen zu Blatt Großpriesen, TSCHERMAKS Min. Petr. Mitt. XXI, Seite 575—577. Die Nephelinporphyre stellen die jüngsten Eruptivgebilde in der Umgebung von Rongstock dar. Für die bei Rongstock stattgefundenen Eruptionen konnte folgende Reihenfolge festgestellt werden:

Phonolith und Basalt.

Essexit. Ergüsse von Tephriten. Gänge aus der Gangefolgschaft des Essexits.

Trachyt.

Nephelin-Phonolith. Tinguait.

Nephelin-Porphyr.

An anderen Orten des Mittelgebirges fanden nach den Tephrit-Ergüssen noch jüngere basaltische Eruptionen während des Miocän statt.

Nach kurzer Mittagsrast in dem freundlichen Orte Rongstock wurde dann der Essexitstock und sein Kontakthof begangen, welcher in den Erläuterungen zu Blatt Rongstock, TSCHERMAKS Min. Petr. Mitt. XIX, Seite 51 u. f. durch Wort und Bild dargestellt ist. (Siehe auch Texttafel Fig. 5.) Be-

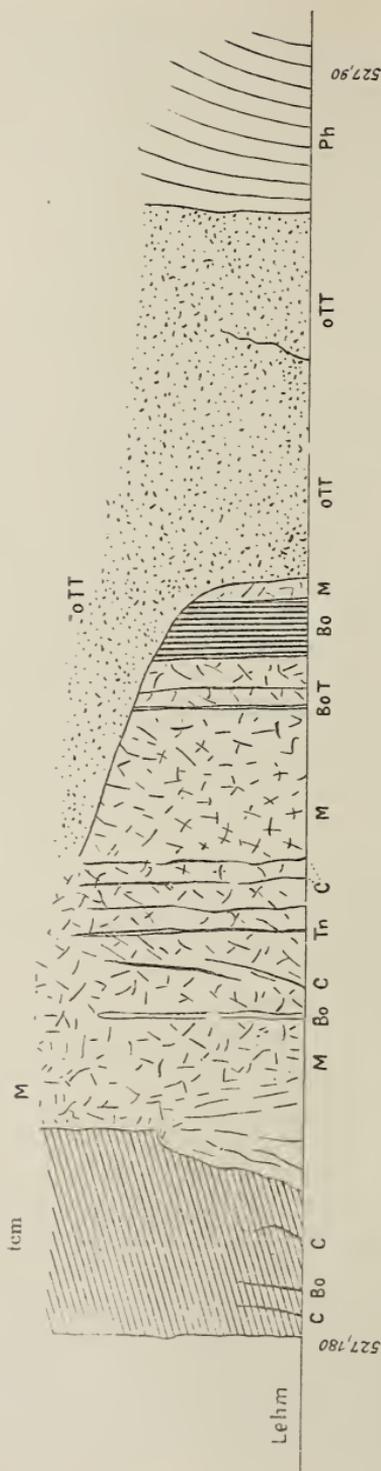


Fig. 10.

Profil zwischen Kilometer 527,180 und 527,90 an der Strecke der österr.-ungarischen Staatseisenbahngesellschaft nördlich Pömmerte. 1:5000. (Aus Hubsch in Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., Bd 21, S. 548; 1902.)

tcm Oberturoner Tonmangel. C Monchiquit. M Mondhaldet. Bo Sodaalithbostonit. Tn Nephelintephrit. T Trachyt. oTT Trachlyttuff. Ph Nephelinphonolith.

sondere Aufmerksamkeit wurde im Essexitstock der schlierig entwickelten Zone zugewendet, welche bei Kilom. 528,82 der Staatseisenbahn angeschnitten ist, sowie den im Essexit aufsetzenden Gängen von Trachyt und Tinguait.

Beim Köhlergrunde wurde auf das Erzvorkommen daselbst hingewiesen und auf Grund neuer Aufschlüsse die Angaben in den genannten Erläuterungen dahin ergänzt, daß die Sulfide nicht allein im Mantel des Essexitstockes, sondern in einem alten, jetzt zugänglich gemachten Stollen auch gangförmig auf Klüften in einem Bostonitgange und entlang der Ränder desselben auftreten. Die bisweilen viel versprechenden sulfidischen Kluftausfüllungen halten jedoch nie lange an; nach kurzem Auftreten verschwinden sie wiederum. Der Abbaumöglichkeit der Erze wird gegenwärtig eine größere Aufmerksamkeit zugewendet, wahrscheinlich nicht mit größerem Erfolge als bei den früheren Versuchen.

Vom Köhlergrunde abwärts wurde der Kontakthof des Essexitstockes begangen. Vom Essexit aus hat der umgebende oberturone Mergel und der diesen überlagernde obligocäne Sand eine starke Umänderung erfahren, die im unmittelbaren Kontakt bis zur Bildung von Kalksilikathornfels mit neugebildetem Wollastonit, Grossular, Epidot, Quarz und Calcit geführt hat. (Vgl. TSCHERMAKS Min. u. Petr. Mitt. XIX, S. 57.) Die exogene Kontaktwirkung ist auf eine Entfernung von mehr als 1000 m verfolgbar. Die nächste Umgebung des Essexitstockes ist ferner ausgezeichnet durch das Auftreten einer ungemein großen Menge verschiedener Ganggesteine aus der Gefolgschaft des Essexits. Im inneren Kontakthofe, bis 720 m vom Essexit, haben alle Ganggesteine eine propylitische Umwandlung erfahren. Die Art und Ursache der Propylitisierung ist in TSCHERMAKS Min. u. Petr. Mitt. XIX, S. 67 u. 74 erörtert.

Nahe dem Nordrande des Kontakthofes durchbricht ein schlotförmiger Basaltkörper, der Katzenstein, mit zahlreichen und äußerst mannigfaltigen Einschlüssen den metamorphen Mergel. Im Basalt setzen sehr viele, nicht mehr propylitisierte Gesteinsgänge auf. (Vgl. Textfigur 11.) Diese Anhäufung von jüngeren Gesteinsgängen an älteren Ausbruchsstellen des Mittelgebirges ist recht lehrreich. Sie beweist, daß die Eruptionen immer wieder an den durch Ausbrüche bereits gelockerten und minder widerstandsfähigen Stellen in der Erdkruste erfolgten. Die alten Spalten und Eruptionswege brachen für die jüngeren Eruptionen wieder auf. Zu einem, eine Gangspalte ausfüllenden Ganggesteine trat häufig nach neuerlichem Aufbruch der Spalte

eine zweite jüngere Intrusion eines anderen Gesteinsmagmas. Dadurch entstanden „gemischte Gänge“, die in der Umgebung von Rongstock gar nicht selten sind. Nirgends wurde aber Entmischung des in die Gangspalte eingedrungenen Magmas innerhalb der Spalte beobachtet. Die verschiedenen Gänge einer Spaltenausfüllung weisen an den Salbändern teils endogene, teils exogene Kontakterscheinungen auf.

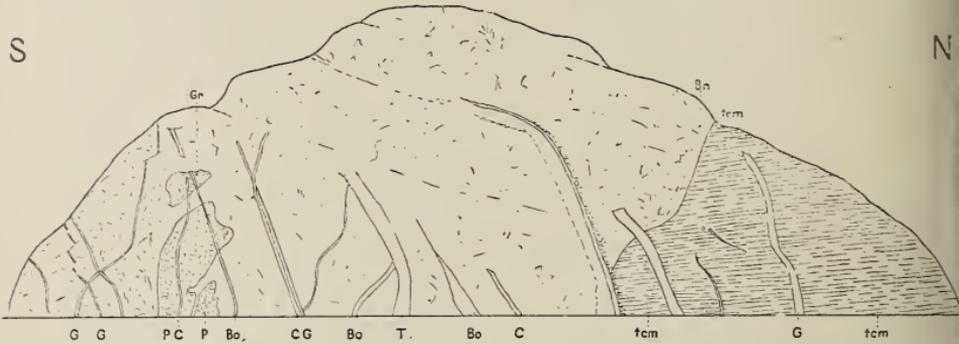


Fig. 11.

Der Katzenstein südlich Topkowitz. Basaltischer Schlot mit Einschlüssen von Granit (*Gr*), Quarzporphyr (*P*) und Essexit, im Cuvieri-Mergel (*tcn*) aufsetzend, durchschwärmt von vielen Gesteinsgängen der Essexit-gefolgschaft. (Aus HIBSCH in Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., Bd 19, S. 70; 1900.)

*Bu* Nephelinbasalt. *G* Gauteit. *Bo* Bostonit. *C* Monchiquit. *T* Trachyt.

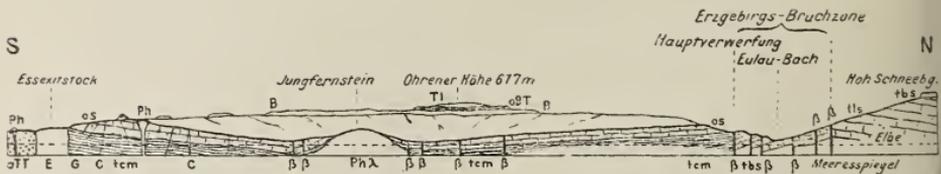


Fig. 12.

Ideales Profil der sedimentären Ablagerungen und deren Störungen im Gebiete des Blattes Rongstock-Bodenbach, nebst einer idealisierten, z. T. perspektivischen Darstellung der Eruptivgebilde. 1:114 000. (Aus HIBSCH in Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., Bd 19, S. 4; 1900.)

*tl*s Unterturoner Quader. *tl*bs Mittelturon. *tcn* Oberturoner Tonmergel. *os* Oligocäner Sandstein. *oBT* Oligocäner Tephrituff. *oTT* Oligocäner Trachyttuff. *Ph* Phonolit. *Phλ* Phonolith-Lakkolith. *B* Basalt. *E* Essexit. *C* Camptonitische Ganggesteine. *G* Gauteit. *Tl* Lencit-tephrit. *β* Brüche.

Beim Dorfe Topkowitz setzte man vom linken auf das rechte Ufer der Elbe über und besuchte den durch mehrere Steinbrüche aufgeschlossenen Gangstock von Nephelinbasalt, welcher die Elbe bei Topkowitz quert. Zahlreiche frische Gänge von Monchiquit und Gauteit setzen im Basaltkörper auf.

Über Jakuben besuchte man dann den Phonolith-Lakkolith des Mädstains südlich von Neschwitz, an dessen Nordseite gegenwärtig der Kontakt von Phonolith und aufgewölbtem, metamorphem Mergel gut aufgeschlossen ist. Der Kontakt ist von F. CORNU (TSCHERMAKS Min u. Petr. Mitt. S. XXVI, 457) beschrieben worden. Dieser Lakkolith und seine Umgebung fand seine Darstellung auch in Textfigur 12.

Vom Mädstain aus eröffnete sich eine prächtige Aussicht ins Elbtal mit seiner vulkanischen Umgebung und nach Norden in das Diluvial-Becken von Tetschen-Bodenbach bis zum Abbruch der Quadersandsteinplatte, welcher den Mittelgebirgsgraben im Norden abschließt. (Vgl. Textfigur 12.)

Die Strahlen der sinkenden Sonne beleuchteten die anmutige Landschaft, als man Abschied nahm vom vulkanischen Mittelgebirge und die dreitägige gemeinsame und genußreiche Arbeit abschloß.

## 8. *Inoceramus problematicus* V. SCHLOTH. sp.

Von Herrn JOH. BÖHM.

Berlin, den 8. Februar 1909.

Bekanntlich wird die weit verbreitete und die tiefsten Schichten des Turon durch ihr massenhaftes Auftreten charakterisierende *Inoceramus*-Art in der Literatur verschiedener Länder unter wechselnden Namen, und zwar als *Inoceramus labiatus* V. SCHLOTH., *Inoceramus mytilloides* MANT. und *Inoceramus problematicus* V. SCHLOTH., angeführt. Letzterer Name wird insbesondere von amerikanischen Autoren angewendet, indem sie hierin dem Vorgange D'ORBIGNYS folgen.

SCHLÜTER<sup>1)</sup> hat demgegenüber gelegentlich seiner Besprechung des *Inoceramus labiatus* darauf hingewiesen, daß V. SCHLOTHEIM den Namen *problematicus* an eine Art „aus

<sup>1)</sup> CL. SCHLÜTER: Kreide-Bivalven. Zur Gattung *Inoceramus*. Palaeontographica XXIV, 1876/77, S. 262.

dem Sandstein und Kalkstein von Aachen“ geknüpft habe. „Aus der Kreide und dem Sandstein von Aachen liegt aber nur ein einziger *Inoceramus* vor, nämlich *Inoceramus Crispisii* MANT. Auf diese Art weisen auch die erläuternden Bemerkungen SCHLOTHEIMS hin. Er hebt das lange gerade Schloß hervor, und die flügelartige, in gerader Linie sich ausdehnende obere lange Seite der Muschel. Sie sei stark, aber regelmäßig in die Quere gerunzelt und der Schnabel stehe ganz an der vorderen abgerundeten Seite. Hiernach kann unsere Art die Bezeichnung *Inoceramus problematicus* nicht führen.“

Dagegen vermag ich der weiteren Ausführung SCHLÜTERS, daß v. SCHLOTHEIM damit, daß er bei seiner Beschreibung des *Inoceramus problematicus* wohl die Abbildung WALCHS heranziehe, aber seinen früher für dieselbe aufgestellten Namen *labiatus* nicht erwähne, damit auch den letzteren der Vergessenheit übergeben und daß nunmehr der Name *problematicus* an dessen Stelle zu treten habe, was SCHLÜTER jedoch mit Rücksicht darauf, daß „die Bezeichnung *labiatus* auch in andere Schriften übergegangen ist, und um die Verwirrung nicht noch mehr zu vergrößern“, für nicht angängig erklärt, nicht beizustimmen.

Vielmehr geht bei unbefangenen Lesen von v. SCHLOTHEIMS<sup>1)</sup> Beschreibung des *Inoceramus problematicus* sowie aus der angefügten Bemerkung: „Conf. KNORR P. II. I. T. B. IIb<sup>\*\*</sup> f. 2. Die Abbildung ist den Exemplaren in der Kreide sehr ähnlich; nur scheint beym KNORRischen Exemplar (*Inoceramus labiatus* v. SCHLOTH. Zusatz des Verf.) ein Stück des Flügels auf der linken Schnabelseite gefehlt zu haben und bey dem Meinigen fehlt dagegen der umgeschlagene Saum des unteren Muschelrandes“, deutlich hervor, daß v. SCHLOTHEIM nicht, wie SCHLÜTER meint, den Namen *problematicus* an die Stelle seines älteren *labiatus* hat setzen wollen, sondern die erwähnte Figur bei WALCH allein zu dem Zwecke des Vergleichs, der Illustrierung seiner Aachener Art herangezogen hat.

Die Schuld an der Verwirrung kann nicht v. SCHLOTHEIM beigemessen werden, sondern liegt allein auf D'ORBIGNYS Seite, der v. SCHLOTHEIMS Namen für eine senone Form irrtümlich auf eine turone übertragen hat. Es darf demnach der Name *problematicus* weder für den unterturonen *Inoceramus labiatus* gebraucht noch in dieses letzteren Synonymie aufgenommen werden.

---

<sup>1)</sup> v. SCHLOTHEIM: Die Petrefaktenkunde auf ihrem jetzigen Standpunkte. 1820. S. 302.

Wie SCHLÜTER gezeigt, bezieht sich v. SCHLOTHEIMS Beschreibung des *Inoceramus problematicus* auf *Inoceramus Cripsii*. Da jener 1820, dieser 1822 beschrieben worden ist, würde letzterer der Synonymie von *Inoceramus problematicus* anheimfallen, wenn nicht NEWTON und JUKES-BROWNE<sup>1)</sup> jüngst hin betont hätten, daß MANTELL die Bezeichnung *Cripsii* ursprünglich cenomanen Vorkommnissen beigelegt hat, daß sie daher auf diese allein zu beschränken ist.

Sonach kommt für *Inoceramus problematicus* ein Vertreter aus der Reihe des *Inoceramus balticus* JOH. BÖHM<sup>2)</sup> in Betracht, und zwar wahrscheinlich — eine sichere Entscheidung wird dadurch erschwert, daß die Originalexemplare sich nicht mehr in der im Museum für Naturkunde aufbewahrten v. SCHLOTHEIMSchen Sammlung vorfinden — ein solcher aus den unteren Mukronatenschichten des Schneeberges bei Vaals<sup>3)</sup>, da v. SCHLOTHEIM bemerkt, daß die „im Sandstein befindliche Abänderung mit einer weit kürzeren flügelartigen Fortsetzung versehen zu seyn scheint“. An anderer Stelle werde ich auf diese Art näher eingehen.

Von den eingangs erwähnten Namen *labiatus* und *mytilloides* ist der erstere der ältere. Indem alle Autoren hinsichtlich der Identität der so bezeichneten Vorkommnisse übereinstimmen, ist der letztere zugunsten des ersteren: *labiatus* aufzugeben.

Eine genauere Vergleichung wird ferner festzustellen haben, ob die amerikanische, als *problematicus* und *labiatus* aufgeführte Form mit der europäischen ident ist. Ihre Vergesellschaftung mit Emscher Formen sowie ihre von europäischen Exemplaren abweichende Gestaltung machen es nicht wahrscheinlich. Hierfür spricht auch die Synonymenliste, welche u. a. STANTON<sup>4)</sup> bei Besprechung der Art aufführt.

---

<sup>1)</sup> E. T. NEWTON and A. J. JUKES-BROWNE: Critical remarks on some species of fossils Cretaceous rocks of Britain III. Mem. Geol. Survey U. Kingdom 1904, S. 449.

<sup>2)</sup> Über *Inoceramus Cripsii* MANTELL. Diese Zeitschr. 58, 1906, Monatsber. S. 113.

<sup>3)</sup> Vor Jahrzehnten wurden Steinbrüche in den feuersteinfreien Mukronatemergeln dieser Lokalität behufs Gewinnung von Stellsteinen betrieben.

<sup>4)</sup> T. W. STANTON: The Colorado Formation and its invertebrate Fauna. Bull. U. S. Geol. Survey, Nr. 106, 1893, S. 207.

## 9. Die geologischen Formationen des Namalandes.

Mit einer Texttafel.

VON HERRN PAUL RANGE.

Kuibis, Deutsch-Südwestafrika, September 1908.

Eine Gliederung der geologischen Formationen, welche den Gebirgsbau des Namalandes bedingen, ist bisher nur unvollständig versucht worden. Als erster hat SCHENK<sup>1)</sup> eine solche vorgenommen; seine Aufnahmen reichen etwa bis zum Fischfluß und konnten daher die Bildungen der Karooformation, welche jenseits desselben auftreten, naturgemäß nicht berücksichtigen. Später hat LOTZ<sup>2)</sup> eine Gliederung gegeben; aber auch seine Routen erstrecken sich im Süden im wesentlichen auf den Baiweg, da er durch den Hottentottenkrieg an diesen gebunden war. In den beiden letzten Jahren hatte ich Gelegenheit, den größten Teil des Namalandes auf ausgedehnten Bereisungen kennen zu lernen. Zweck der vorliegenden Zeilen ist, ein Bild des geologischen Aufbaus zu geben, wie er sich auf Grund dieser Aufnahmen darstellt.

Durch Entgegenkommen der Bauleitung der Lüderitzbucht-eisenbahn war ich in der Lage, die Höhen und Längen des Bahn-nivellements für die Konstruktion des beigegebenen Profils zu benutzen, auf dem der Schichtenbau längs der Bahnlinie eingetragen ist. Die unmittelbar nördlich der Trace vorhandenen Höhen sind mit eingezeichnet. Eine Überhöhung von 1:10 war der Deutlichkeit halber nötig. Auch bei dieser Mitteilung muß ich zur Kritik der nachstehenden Ausführungen bemerken, daß sämtliche Gesteinsbestimmungen sich lediglich auf den makroskopischen Befund der im Felde gesammelten Handstücke gründen, eine eingehende petrographische Untersuchung ist zurzeit nicht möglich, da mich anderweitige Arbeiten vollauf in Anspruch nehmen.

Der Sockel von ganz Afrika wird von Gneis und krystal-linischen Schiefen gebildet, in denen vielfach intrusive Granite auftreten. Außerdem findet man den ganzen Reichtum der

---

<sup>1)</sup> SCHENK: Gebirgsbau und Bodengestaltung von Deutsch-Südwestafrika. Verh. des X. Deutschen Geographentages in Stuttgart 1893.

<sup>2)</sup> LOTZ: Vorläufige Mitteilungen zur Geologie Deutsch-Südwestafrikas. Diese Zeitschr. 58, 1907, Monatsberichte 8—10, S. 239—242.

Gesteine der alten Schieferformation. Deutlich lassen sich in dem weiten Gebiet, das diese neuerdings vielfach als „Primärformation“ bezeichneten wohl meist archaischen Horizonte bedecken, drei Hauptglieder wahrnehmen, nämlich ein Gneisgranithorizont, ein Gneisschieferhorizont und ein jüngerer Schieferhorizont, in dem charakteristische Kieselschiefer mit grünen Schiefen, quarzitischen Sandsteinen und krystallinen Kalken wechsellagern. Ihr gegenseitiges Altersverhältnis ist aber noch ungeklärt.

Auch eine geologische Übersichtskarte muß versuchen, diese Gliederung wenigstens annähernd wiederzugeben; denn dem Auftreten mehrerer wichtiger Gebirgsglieder, wie z. B. dem krystallinen Kalk, wird dadurch Rechnung getragen.

Vorwiegend Gneisgranite finden sich bei Swakopmund und Lüderitzbucht, während südlich des erstgenannten Ortes am Kuiseb nach STAPFF<sup>1)</sup> und bei Windhuk meist Gesteine der krystallinischen Schieferformation auftreten, welche dem Gneisschieferhorizont zuzurechnen sind. Am Festlande gegenüber der Sinclair-Insel und am unteren Orange beobachtete ich Gesteine des jüngeren Schieferhorizonts. Die Ausdehnung der Gebiete, in denen die Primärformation ausstreicht, ist sehr beträchtlich. Sie erstreckt sich in einem 100 bis 150 km breiten Streifen westlich der Naukluft, dem Zarisgebirge, den Tirasbergen bis in die Breite von Kubub. Dann wird der Streifen allmählich schmaler und besitzt am unteren Orange nur noch etwa 80 km Breite. Der Orange durchfließt außerdem bis zur Ostgrenze der Kolonie fast ausschließlich diese alten Horizonte. Im Damaraland greift die Primärformation weit ins Innere hinein bis östlich Windhuk. Die südliche Grenze ihres Auftretens so weit im Innern des Landes wird durch die Linie Naukluft—Tsumis gegeben. In dem westlichen der beiden Längstäler des Namalandes, dem Konkiptal, tritt sie in einzelnen Inseln zutage; so zum Beispiel in der schwarzen und roten Kuppe bei Bethanien und am südlichen Baiweg. Überhaupt ist die Grenze gegen die jungen Formationen nach Westen zu nur in der etwa 200 km langen Front von Kunjas bis Pockenbank einigermaßen geschlossen; weiter nördlich und südlich löst sich die scharfe Grenze in eine Anzahl von Tafelbergen auf, deren nördlichster der bekannte Gansberg ist. Auch östlich dieser Grenze findet man Gesteine der Primärformation unter der zunächst noch dünnen Decke der jüngeren For-

---

<sup>1)</sup> STAPFF: Karte des unteren Kuisebtales. Petermanns Mitteilungen, 33. Bd., 1887, S. 202—214.

mationen. Westlich Pockenbank nach Pomona zu reichen einzelne Tafelberge bis nahe an die Küste. Die wichtigste Durchragung der Primärformation im Namalande sind die großen und kleinen Kharasberge; in den kleinen Kharasbergen tritt sie am Westrand unter jüngeren Schichten zutage, ebenso in einzelnen Schluchten derselben; dagegen ist der zentrale bis über 2000 m aufragende Teil der großen Kharasberge ganz von ihnen gebildet. Weiter im Süden bildet dann die Primärformation die Berge, welche die Bahn nach Kalkfontein durchschneidet und erstreckt sich südlich derselben bis zum Orange. Anhaltspunkte für ihre Mächtigkeit ließen sich bisher noch nicht gewinnen. Das Generalstreichen ist SSW bis NNO, das Schichtenfallen durchweg steil, vielfach seiger.

Wenn der Reisende mit der Lüderitzbucht-Eisenbahn die Höhe hinter Aus gewonnen hat, erblickt er eine lange Reihe von Tafelbergen, die ihn bis zum Endpunkt der Bahn, bis Keetmanshoop, nicht mehr verlassen. Sie erstrecken sich noch weiter nach Osten bis Geiaub und verschwinden dann allmählich unter dem Sand der Kalahari. Diese Ausbildung als Tafelberge ist ein gemeinsames Charakteristikum aller jüngeren Formationen, welche die Primärformation überlagern. Allerdings sind die Schichtensysteme dieser jüngeren Horizonte nicht immer horizontal gelagert und als Tafelberge zur Ausbildung gekommen, vereinzelt finden sie sich auch gefaltet, aber überwiegend ist die Lagerung doch schwebend oder leicht nach Osten geneigt. Die petrographische Beschaffenheit dieser Formationen ist im Gegensatz zu dem unerschöpflichen Reichtum der Primärformation ziemlich einförmig. Konglomerate, Arkosen, quarzitische Sandsteine, vielfach dolomitische Kalksteine, Schiefer, Letten, Mergel bauen sie auf. Das geologische Alter ist ebensowenig wie bei der Primärformation exakt zu bestimmen, da Fossilien bisher nur in den Karooschichten gefunden wurden. Allerdings ist die Grenze nach oben durch das Auftreten des Glazialkonglomerats gegeben, das die Basis der Karooschichten bildet; dieser Horizont wird wohl jetzt meist dem Obercarbon zugerechnet. Die in folgendem näher zu besprechenden Formationen dürften also größtenteils trotz des Fehlens von Fossilien dem älteren Palaeozoikum zuzurechnen sein. Ebensowenig wie eine exakte Altersbestimmung möglich ist, möchte ich vorderhand die Formationen des Namalands mit denen des übrigen Südafrika parallelisieren, bis ich diese selbst gesehen habe.

Als Basis der Präkarooschichten des Namalands tritt zunächst östlich Kubub ein nur wenige Meter mächtiges grobes

Konglomeratauf, dessen Bestandteile im wesentlichen Quarzgerölle sind, auch das Cement ist Kieselsäure. Westlich Maltahöhe, besonders in der Umgebung der nördlichen Sinclair-Mine und südlich Kubub bei Wittpütz wird das Basalkonglomerat 100 und mehr Meter mächtig. Seine einzelnen Bestandteile nehmen Riesendimensionen an, bis  $\frac{1}{2}$  m große Granitblöcke sind häufig. Dagegen sind die folgenden Horizonte nur schwach ausgebildet bzw. fehlen ganz. Das Basalkonglomerat wird zunächst von einer bis 50 m mächtigen Arkose überlagert, die aber auch fehlen oder das Konglomerat ersetzen kann. Dann folgt ein über 100, lokal bis 250 m mächtiger meist dickbankiger Quarzit von heller Farbe. Der Quarzit ist sehr hart und verwittert unter dem Einfluß des trockenen Klimas zu rundlichem Geröll, welches zahllos den Boden bedeckt und die Hochebenen außerordentlich unwegsam macht. Nach oben wird der Quarzit allmählich dünnplattig schieferig und geht meist ziemlich unvermittelt in einen durch geringe organische Beimengungen blauschwarzen, schwach dolomitischen Kalk über. Der Kalk erreicht geringere Mächtigkeit als der Quarzit; ich habe selten mehr als 100 m beobachtet. Dagegen wiederholen sich wenige Meter mächtige Bänke, durch dunkle Schiefer getrennt, vielfach übereinander. Häufig ist der Schwarzkalk bis auf einige Lappen erodiert, welche die Quarzitflächen bedecken, ebenso häufig bildet er aber auch auf viele Quadratkilometer die Oberfläche. Beide Horizonte, Quarzit und Kalk, sind entschieden die Glieder einer kontinuierlichen Ablagerung. Die Gebiete, welche von diesen Schichten bedeckt werden, sind häufig durch WNW—OSO verlaufende Brüche in einzelne Schollen zerlegt. Ich bezeichne diese Quarzite und Kalke vorläufig als Kuibisquarzit und Schwarzkalk. LOTZ<sup>1)</sup> parallelisiert die Horizonte dem Potchefstromsystem Transvaals.

Weiter östlich ragt als 100 bis 200 m hoher Steilabfall der Schwarzrand auf, der von Dirichas westlich Kub über Maltahöhe, Bethanien bis Sandverhaar als festgeschlossene Mauer die Konkipniederung nach Osten abschließt. Er wird von oberflächlich roten, harten Quarziten bedeckt, stark eingeschnittene Reviere zeigen die tieferen Horizonte als milde, glimmerreiche, gleichfalls rötliche, in den unteren Lagen auch gelbe oder grünlichgraue Sandsteine und Schiefer, in denen ausgezeichnete Wellenfurchenhorizonte vorkommen. Die Verbandsverhältnisse dieser Sandsteine zu dem Kuibisquarzit und Schwarzkalk sind nicht überall die gleichen. An der

<sup>1)</sup> a. a. O. S. 241.

Bahnlinie zwischen Buchholzbrunnen und Feldschuhhorn besteht ein allmählicher Übergang vom Schwarzkalk, der mit schwarzen Schiefeln wechsellagert und von grünlichen Schiefeln und hellen Sandsteinen überlagert wird, zu den roten Schiefeln und Sandsteinen. In dem Gebiete westlich Maltahöhe überlagert der rote Sandstein direkt das Basalkonglomerat. In den großen Kharasbergen findet man gleichfalls diese Horizonte unmittelbar über den Gneisschichten. Bei Wittpütz südlich Kubub konnte dagegen die Überlagerung des Basalkonglomerats durch den Schwarzkalk beobachtet werden, während der Kuibisquarzit nahezu fehlte. Der Schwarzkalk geht kontinuierlich mit häufiger Wechsellagerung in hellen Schiefer über, welcher von dem roten Sandstein überlagert wird.

Die roten Sandsteine und Schiefer treten in einem großen Teil des inneren Namalandes oberflächenbildend auf. Der ganze Schwarzrand wird von ihnen aufgebaut, der Fischfluß ist in sie von Orab bis nahe zur Mündung eingeschnitten. Der Löwenfluß durchfließt sie von seinem Ursprung bis Heinabis und von Gawachab bis zur Mündung in den Fischfluß.

Ebenso wird das Bergland östlich der großen Kharasberge von ihnen gebildet, östlich Kiriis-West treten sie gleichfalls wieder zutage. Auch diese Formation liegt meist horizontal und bildet ausgezeichnete Tafelberge. Ihre Mächtigkeit dürfte bis etwa 500 m erreichen. Ich bezeichne die roten Schiefer und Sandsteine als Fischflußschiefer und Fischflußsandstein.

Der ganze Komplex von unten nach oben. Basalkonglomerat, Arkose, Kuibisquarzit, Schwarzkalk, grünlicher Schiefer und heller Sandstein, roter Schiefer und Sandstein, soll vorläufig als Namaformation bezeichnet werden, um den alten Namen, den ihm SCHENK<sup>1)</sup> gegeben hat, beizubehalten. Besondere neue Namen habe ich vorläufig nur den wichtigsten Gliedern desselben, dem Kuibisquarzit, Schwarzkalk, Fischflußschiefer bzw. -sandstein gegeben. Nirgendwo im ganzen Namaland ist die Schichtenfolge lückenlos vorhanden, eines oder mehrere Glieder des Komplexes fehlen stets oder sind nur andeutungsweise zur Ausbildung gekommen. Das Basalkonglomerat ist besonders mächtig bei Wittpütz und westlich Maltahöhe entwickelt, die Arkose am südlichen Baiweg und am Nordwestrand der kleinen Kharasberge, der Kuibisquarzit und der Schwarzkalk bedecken die weiten Flächen der Huibhochebene, ebenso die kleinen Kharasberge und einen

<sup>1)</sup> a. a. O. S. 161.

Teil der großen. Die grünlichen Schiefer und hellen Sandsteine sind vorwiegend am Westabfall des Schwarzrands sichtbar, die Fischflußschiefer und -sandsteine endlich treten in dem oben skizzierten ausgedehnten Gebiete an die Oberfläche.

Östlich des Fischflusses aber, besonders nördlich Gibeon auch nach Westen über ihn hinausgreifend, tritt ein neues Schichtensystem auf. Es ist die in Südafrika weitverbreitete Karooformation. Das liegende Glied bildet hier ebenso wie in den benachbarten englischen Gebieten das Glazialkonglomerat. In einer früheren kurzen Mitteilung, auf die ich hier verweisen kann, habe ich über die Entdeckung desselben in Deutsch-Südwestafrika berichtet<sup>1)</sup>. Das Glazialkonglomerat ist als typische Grundmoräne mit unregelmäßig in einer tonigen harten, meist grauen Matrix verteilten, oft ausgezeichnet geschrämmten Geschieben verschiedenster Art ausgebildet. Das Ausstreichen dieses Horizontes wurde von Mariental nördlich Gibeon entlang dem Fischfluß bis Schlangenkopf, von dort entlang dem Löwenfluß bis Warmbackies und dann nach ONO auf Kiriis-West zu beobachtet. Eine Zunge des Glazialkonglomerats greift über den Löwenfluß nach SW etwa bis Einoop und Gawachab, einzelne Lappen liegen östlich Kannus und scheinen auch noch weiter südlich im Bondelswartgebiet, vielleicht auch bei Maltahöhe vorzukommen. Unter- und überlagert wird es vielfach von hellen diskordant struierten Sandsteinen, die wohl als Vorschüttungs- und Rückzugsgebilde des Inlandeises aufzufassen sind. Auch weiter im Hangenden der Karooschichten finden sich vereinzelt noch Konglomerate, die aber fluviatilen Ursprungs zu sein scheinen. Die Mächtigkeit des Konglomerats und der unmittelbar benachbarten Horizonte ist etwa 100 bis 200 m.

Die jüngeren Schichten der Karooformation sind helle und dunkle Schiefer, graue Mergel mit vereinzelt Kalksteinlagen und östlich Gibeon helle, glimmerreiche, milde Sandsteine. In Auob und Nossob treten gleichfalls milde Sandsteine auf, die wohl auch der Karooformation angehören. Eine genauere stratigraphische Untersuchung dieser Horizonte hat bisher nicht stattgefunden. Sie lassen das Vorkommen von Kohle erhoffen. Die Mächtigkeit der jüngeren Karooschichten beträgt insgesamt 200 bis 300 m. Die Karooformation liegt wohl sicher diskordant auf der Namaformation, wenn auch diese Diskordanz bei

---

<sup>1)</sup> RANGE: Dwykakonglomerat in Deutsch-Südwestafrika. Diese Zeitschr. 60, 1908, Monatsbericht 3, S. 64—66.

der nahezu horizontalen Lagerung beider Systeme nicht immer zu konstatieren ist.

An der Küste bei der Sinclair-Insel scheinen noch nicht näher untersuchte Horizonte, vielleicht der Kreideformation angehörig, aufzutreten.

Damit sind die bisher im Namaland beobachteten Formationen aufgezählt; eine Darstellung der Deckgebilde folgt am Schluß dieser Mitteilung. Vorher sollen noch die Eruptivgesteine kurz skizziert werden. Wie schon erwähnt, finden sich im Bereich der Primärformation vielfach intrusive Granite; sie haben häufig pegmatitische Ausbildung erfahren. Größere Granitmassive bilden im Süden das Bergland von Aus und Kubub, das Tschaukaibgebirge und die Tsirubberge sowie die Macdonald- und Somersetberge südlich der kleinen Kharasberge. Auch ein Teil der großen Kharasberge besteht aus Granit. Umlagert werden die Granitmassive von Gneis- und Schieferschollen, einzelne Schollen schwimmen sozusagen im Granit. Über die Verteilung der Granite an der Nordgrenze des Namalandes sei auf die VOITSche Karte<sup>1)</sup> verwiesen. Auch Diabasgänge finden sich im Bereich der Primärformation häufig. Sehr basische Eruptivgesteine, als Peridotite bestimmt<sup>2)</sup>, kommen in der Umgebung von Lüderitzbucht mehrfach vor. Basalte beschreibt WULF<sup>3)</sup> vom Swakoptal. Andere Eruptivgesteine oft dioritischer Natur sind in die alten Schiefer injiziert und häufig derart metamorphosiert, daß ihre ursprüngliche Zusammensetzung nicht mehr zu erkennen ist. Das Alter dieser basischen Eruptionen ist sehr verschieden; die Diabase, Peridotite und Basalte sind wohl verhältnismäßig spät zum Durchbruch gekommen, während die stark metamorphosierten Eruptivgesteine ein hohes Alter besitzen. Ein großes Eruptivgebiet, vorwiegend sauren Magmas, liegt westlich Maltahöhe; hauptsächlich Quarzporphyr und Porphyrit ist hier zum Durchbruch gekommen, welche diskordant den Granit der Primärformation überlagern.

Vereinzelt durchsetzt der Quarzporphyrstock des Groot-Brukaros die Namaformation und bedeckt wahrscheinlich auch noch Horizonte der Karooformation, einzelne Einschlüsse in

<sup>1)</sup> VORT: Beiträge zur Geologie der Kupfererzgebiete in Deutsch-Südwestafrika. Jahrbuch der Kgl. preuß. geol. Landesanstalt XXV, 1904, Heft 3.

<sup>2)</sup> SCHULZE: Aus Namaland und Kalabari. Jena, G. Fischer. S. 679. Gesteinsbestimmungen durch Dr. H. THENE.

<sup>3)</sup> WULF: Beitrag zur Petrographie des Hererolandes in Südwestafrika. Leipzig. I.-D. Wien 1887 bei A. Hölder.

Tuffen dieses alten Stratovulkans scheinen darauf hinzu-  
deuten. Eine Periode starker Effusivtätigkeit bildete den  
Abschluß der Karoozeit. Überall finden sich in ihrem Be-  
reich Gänge und Kuppen sowie ausgedehnte Decken von  
Diabasen. Sie verwittern fast ausschließlich schalig und bilden  
häufig wilde Blockmeere. Besonders charakteristisch sind sie  
für die nähere Umgebung von Keetmanshoop. Eine ausgedehnte  
Decke von Mandelsteindiabas erstreckt sich außerdem von  
Sendlingsgrab bis Mariental. Als ultrabasische Nachschübe  
wahrscheinlich dieser Effusivperiode sind dann noch die Kimber-  
litstöcke zu erwähnen, welche sich in größerer Anzahl bei  
Gibeon und Berseba sowie am Löwenfluß finden. Ihre petro-  
graphische Zusammensetzung hat SCHEIBE<sup>1)</sup> behandelt.

Jugendliche Deckgebilde bauen die Kalahari auf. Ein  
breites Kalkplateau begleitet den Südwestrand dieser mit vor-  
züglichem Gras bestandenen, aber nahezu wasserlosen Steppe  
und fällt nach dem Fischfluß zu als „Weißrand“ mit etwa  
20 bis 50 m hohem Steilabbruch ab. Das Plateau hat bei  
Gibeon etwa 80 km Breite, über seine weitere Ausdehnung  
nach Südosten ist noch nichts Näheres bekannt. Die südost-  
wärts fließenden Reviere Auob und Nossob werden von aus-  
gedehnten Dünengebieten, deren Kämmе vorwiegend in der  
gleichen Richtung streichen, begleitet. Auch die Dünen werden  
von Kalaharikalk unterlagert. Sie sind etwa 5 bis 15 m hoch,  
der Abstand von Kamm zu Kamm beträgt meist 600 bis 1000 m.  
Östlich des Nossob und nach Norden zu sollen Talsandgebiete  
sich anschließen. Von den Botletleschichten PASSARGES<sup>2)</sup>  
wurden in den bereisten Gebieten bisher nur dürftige An-  
zeichen bei Mariental bemerkt.

Weite, schwer passierbare Dünengebiete begleiten die Küste  
des Namalandes. Das ausgedehnteste liegt zwischen Lüderitz-  
bucht und Swakopmund. Es reicht südlich des Kuiseb bis  
etwa 100 km ins Innere, nördlich Lüderitzbucht bis in die  
Tirasfläche, also etwa 130 km weit. Wo man von Osten her  
versucht hat, zur Küste durchzudringen, westlich der Sinclair-  
Mine an der Naukluft oder den Zarisbergen, überall ist man  
auf Dünen gestoßen. Dieses weite Gebiet ist noch völlig un-  
erforscht. Einzelne Bergkuppen ragen aus dem Sandmeer  
hervor. Die Dünen sind nahe der Küste völlig kahl und  
wandern bei den heftigen Südwestwinden, die hier vorherrschen.

<sup>1)</sup> SCHEIBE: Der blue ground des deutschen Südwestafrika im  
Vergleich mit dem des englischen Südafrika. Programm der Kgl.  
Bergakademie zu Berlin, 1906.

<sup>2)</sup> PASSARGE: Die Kalahari. Berlin 1904. S. 598 ff.

Sie erreichen die beträchtliche Höhe bis zu 200 m. Weiter im Innern sind sie spärlich bewachsen. Südlich Lüderitzbucht erstrecken sich mit Gras und Busch bewachsene Dünen vom unteren Orange bis in die Höhe von Pomona. Nahe der Küste und in den Jakal- und Buchubergen durchragt der Schieferhorizont der Primärformation den Sand, welcher östlich bis Daberasdrift, Obib, Aurus reicht. Sonst treten nur noch einzelne unbenannte Kuppen aus den Dünen zutage. Die bewachsenen Dünen bilden generell NS streichende lange Käme, während die Wanderdünen oft unmittelbar benachbart die typische Bogenform behalten haben. Es scheint, als ob durch die Vegetation die Wanderdünenform allmählich verloren geht, und dann spitzwinklig zur herrschenden Windrichtung streichende langgestreckte Dünenkäme entstehen.

Auch sonst im Innern finden sich vielfach kleinere, meist bewachsene Dünengebiete, deren Aufzählung aber zu weit führen würde. Kleinere und größere Alluvionen begleiten vielfach die Reviere. Alluviale Lehmf lächen finden sich besonders im Bereich der Karooformation.

Die bisher bekannt gewordenen Funde nutzbarer Bodenschätze mögen zum Schluß aufgeführt werden<sup>1)</sup>. Gold wurde mit Kupfer an den Spitzkoppjes nordwestlich Rehoboth beobachtet. Silberhaltiger Bleiglanz ist früher bei Pomona ausgebeutet. Zinn soll kürzlich bei Aus entdeckt sein. Kupfer ist vielfach gefunden. Eine Zeitlang wurde die Sinclair-Mine westlich Maltahöhe abgebaut, doch ist der Abbau wegen der großen Transportschwierigkeiten wieder zum Erliegen gekommen. Die kupferglanzführenden Quarzgänge durchsetzen einen Feldspatporphyr<sup>2)</sup>. Bei Lüderitzbucht, Aus und Kukaus sind von LÜDERITZ Schürfarbeiten auf Edelmetalle angestellt, ohne daß ein positiver Erfolg zu verzeichnen gewesen ist. Gegenüber der Sinclair-Insel zwischen Lüderitzbucht und dem Orange befindet sich eine alte Kupfermine. Ebenso wurde südlich Kuibis, in den kleinen Kharasbergen und in der Nähe des Orange unterhalb Ramansdrift mehrfach auf Kupfer geschürft. Eisenerze findet man vielfach im Bereich der Primärformation. Im südlichen Bastardland wurden in Konglomeratschichten Spuren von Gold bemerkt<sup>3)</sup>.

<sup>1)</sup> GÜRICH: Deutsch-Südwestafrika. Mitt. der geogr. Ges. in Hamburg 1891/92, H. 1 (für das nördliche Grenzgebiet).

<sup>2)</sup> KUNTZ: Kupfererzvorkommen in Südwestafrika. Zeitschr. für prakt. Geologie 1904, H. 10/11, und Vorr, a. a. O.

<sup>3)</sup> MACCO: Die Aussichten des Bergbaus in Deutsch-Südwestafrika. Berlin 1907. S. 37, 38.

Wenn auch bisher noch keines der genannten Erzkommen wirtschaftliche Bedeutung erhalten hat, so ist doch zu hoffen, daß bei der zurzeit energisch vorgenommenen bergmännischen Erschließung des Landes die eine oder andere der alten „Minen“ wieder in Betrieb genommen wird, oder neue wertvolle Funde gemacht werden.

Für das Vorkommen von Kohle erscheinen die Gebiete der Karooformation höflich. Nach Diamanten wurden bei Gibeon und Berseba die dort auftretenden Kimberlitstöcke bisher vergeblich durchsucht. Ganz kürzlich sind Diamanten östlich Lüderitzbucht in kiesigen Sanden, welche Schichten der Primärformation überlagern, entdeckt. Das Muttergestein, dem die Diamanten entstammen, ist aber bisher noch nicht gefunden. Ein neuer Beweis dafür, daß auch in verhältnismäßig bekannten Teilen des Landes überraschende Funde gemacht werden können.

Als Ablagerung jüngeren Alters ist ein Guanolager, das an der Hottentottbai abgebaut wurde, zu erwähnen. Das Vorkommen weiterer Lager scheint bei der Unerforschtheit der Küste nicht ausgeschlossen.

	Alluvium der Reviere und Pfannen		
Deckgebilde und randliche Anlagerungen	2. Kalaharisand	Dünen des Küstenstrichs	
	1. Kalaharikalk		
	Botletle-Schichten?	Kreide?	
Karoo- formation	3. Diabasdecken	Kimberlite und	
	2. Schiefer und Sandsteine	Quarzporphyr des	
Diskordanz	1. Glazialkonglomerat	Groot.-Brukaros	
Tafelberg- formationen	6. Fischflußschiefer und -sandstein		
	5. Grüner Schiefer und heller Sandstein		
	4. Schwarzkalk		
	3. Kuibisquarzit		
	2. Arkose		
	1. Basalkonglomerat		
Diskordanz			
Primär- formation	Schieferhorizont	intrusive Granite	jüngere Eruptiv- gesteine
	Gneisschieferhorizont		
	Gneisgranithorizont		

Dieser Mitteilung ist noch keine Skizze der Verbreitung der einzelnen Formationen beigegeben, da die bisher aufgenommenen Routen dazu nicht ausreichen. Das Nötigste über ihr Auftreten ergibt sich aus dem Text und dem Profil, die Gliederung ist in der beifolgenden Tabelle noch einmal zusammengefaßt.

---

## 10. Pterodactylus Kochii WAGNER.

Von Herrn F. RÖMER.

Frankfurt a. M., den 4. Februar 1909.

Die Originalplatte von *Pterodactylus (Ornithocephalus) Kochii* WAGNER, die JOHANN ANDREAS WAGNER im 2. Band der Abhandlungen der Kgl. Bayerischen Akademie der Wissenschaften im Jahre 1837 beschrieb und abbildete, und die dann verloren ging, wurde im vorigen Jahre wieder aufgefunden und ging durch Kauf in den Besitz des Museums der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft über.

---

## Neueingänge der Bibliothek.

- AMPFERER, OTTO: Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. S.-A. aus: Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt 1906, 56, H. 3 u. 4. Wien 1906.
- BUSCHMANN, B.: Taschenbuch für die Ziegel-Industrie, 1. u. 2. T., 1908. Berlin 1908.
- Bericht über das Geschäftsjahr 1907 u. 1. Halbjahr 1908 d. Zentrale für Bergwesen, G. m. b. H. Frankfurt a. M. 1908.
- BORUFKA, JOSEF: Der politische Bezirk Königinhof. (Herausgegeben vom Deutschen pädagogischen Vereine im politischen Bezirke Königinhof.) Gradlitz 1908.
- CHOFFAT, PAUL: Notice Nécrologique sur J. F. NERY DELGADO (1835 bis 1908). Extrait du Journal de Sciencias Mathem., Phil. e Nat. (2) VII, Nr 28, 1908. Lissabonne 1908.
- Contribution à la connaissance du Lias et du Dogger de la région de Thomar. Extrait des Comunicacões du Service Geolog. du Portugal 1908, VII. Lissabonne 1908.
- DRIGALSKI, ERICH v.: Geologische Beobachtungen auf der Possession-Insel (Crozet-Gruppe). S.-A. aus: Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903, II, Geographie u. Geologie. Berlin 1908.
- Geologie der Heard-Insel. S.-A. aus: Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903, II, Geographie u. Geologie. Berlin 1908.
- EISENTRAEGER, A.: Taschenbuch f. d. Stein- u. Zement-Industrie, 1. u. 2. T., 1908. Berlin 1908.
- EICHSTÄDT, FR.: En egendomlig af rent glas bestående meteorit, funnen i Skåne. Geol. Fören. Förhandl. XXX, H. 5, Mai 1908.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Über die systematische Stellung der Harzer Keratophyre. S.-A. aus: Centralblatt Min. 1909, Nr 2. Stuttgart 1909.
- FRECH, FRITZ: Über den Gebirgsbau der Alpen. S.-A. aus: PETERMANN'S geogr. Mitteilungen 1908, H. 10—12.
- FRITZE, ADOLF: Beschreibung eines Schädels vom Riesenhirsch. (*Megaceros giganteus* BLUMENB.) S.-A. aus: Jahrb. d. Provinzial-Museums zu Hannover. Hannover 1908.
- GOTHAN, W.: Die fossilen Hölzer von der Seymour- und Snow Hill-Insel. Wissenschaftl. Ergebnisse der Schwedischen Südpolar-Expedition 1901—1903, III, Lfg. 8. Stockholm 1908.
- HÖGBOM, A. G.: Norrland Naturbeskrifning, Norrlandskt Handbibliotek I. Uppsala u. Stockholm 1908.
- HENKEL, L.: Zur Frage der Abflußverhältnisse Mitteldeutschlands während der Eiszeit. S.-A. aus: Globus 95, Nr 1. Braunschweig 1909.
- KAMPS, Th., u. E. DRESEN: Taschenbuch für den Tiefbau, 1. u. 2. T., 1908. Berlin 1908.
- Katalog der Bibliothek ACHENBACH. (Teil der Bibliothek des Kgl. Oberbergamts.) Clausthal 1908.
- MARTIN, J.: Beitrag zur Frage der säkularen Senkung der Nordseeküste. S.-A. aus: Jahrb. f. Altertumskunde u. Landesgeschichte XVII. Oldenburg 1908.
- MURRAY, JOHN, u. E. PHILIPPI: Die Grundproben der Deutschen Tiefsee-Expedition. S.-A. aus: Wissenschaftl. Ergebnisse der Deutschen Tiefsee-Expedition X, Lfg. 4, 1908. Berlin 1908.

- PORTIS, A.: Delle necessarie relazioni ed armonia fra le scienze geologiche. Parole nell' adunanza generale ordinaria della Società Geologia Italiana tenuta in Roma il 20. Sept. 1908. Rom 1908.
- SCHUCHT, F.: Die geologischen Verhältnisse des Regierungsbezirks Stade. S.-A. aus: PLETTKES Heimatkunde d. Reg.-Bez. Stade 1. Bremen 1908.
- SPETHMANN, HANS: Glaziale Stillstandslagen im Gebiet der mittleren Weser. S.-A. aus: Mitteilungen der geogr. Gesellschaft u. Naturh. Museums in Lübeck, 2. Reihe, H. 22. Lübeck 1908.
- SCHOLZ, ERICH: Die geologischen Verhältnisse des Süntel und anstoßenden Wesergebirges. Dissertation. Hannover 1908.
- SPEZIA, G.: Sull' accrescimento del quarzo. Atti Reale Accad. delle Scienze di Torino 1908/1909. Torino 1909.
- Azione chimica del clorato potassico sulla Pirite e sull' Hauerite. Atti Reale Accad. delle Scienze di Torino 1907/1908. Torino 1908.
- WINDHAUSEN, A., u. H. HAHNE: Die Einhornhöhle bei Scharzfeld a. H. S.-A. aus: Jahrb. d. Provinzial-Museums zu Hannover. Hannover 1908.
-

Erklärung der nebenstehenden Texttafel zu Seite 98.

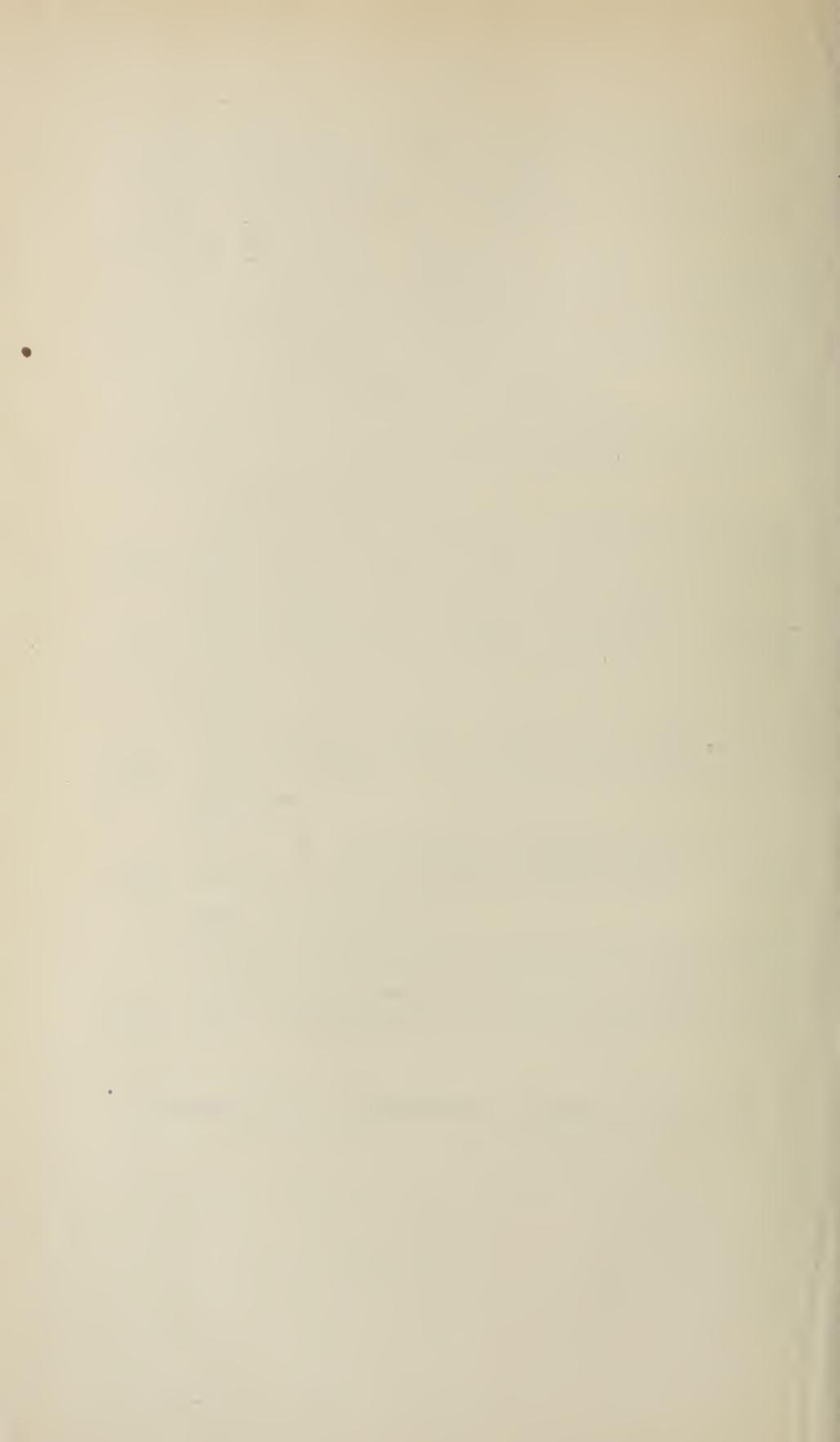
Fig. 1. Profil vom Franzberge in süd-nördlicher Richtung durch die Braunkohlenfelder des Maximilian-Schachtes bei Schallan und des Peter Paul-Schachtes bei Nechwaltz. 1 : 25 000. (Nach HIRSCH in TSCHERMAR'S Min. u. Petr. Mitt., Bd. 27, 1908, Blatt 7, Tepfütz-Boreslan.)

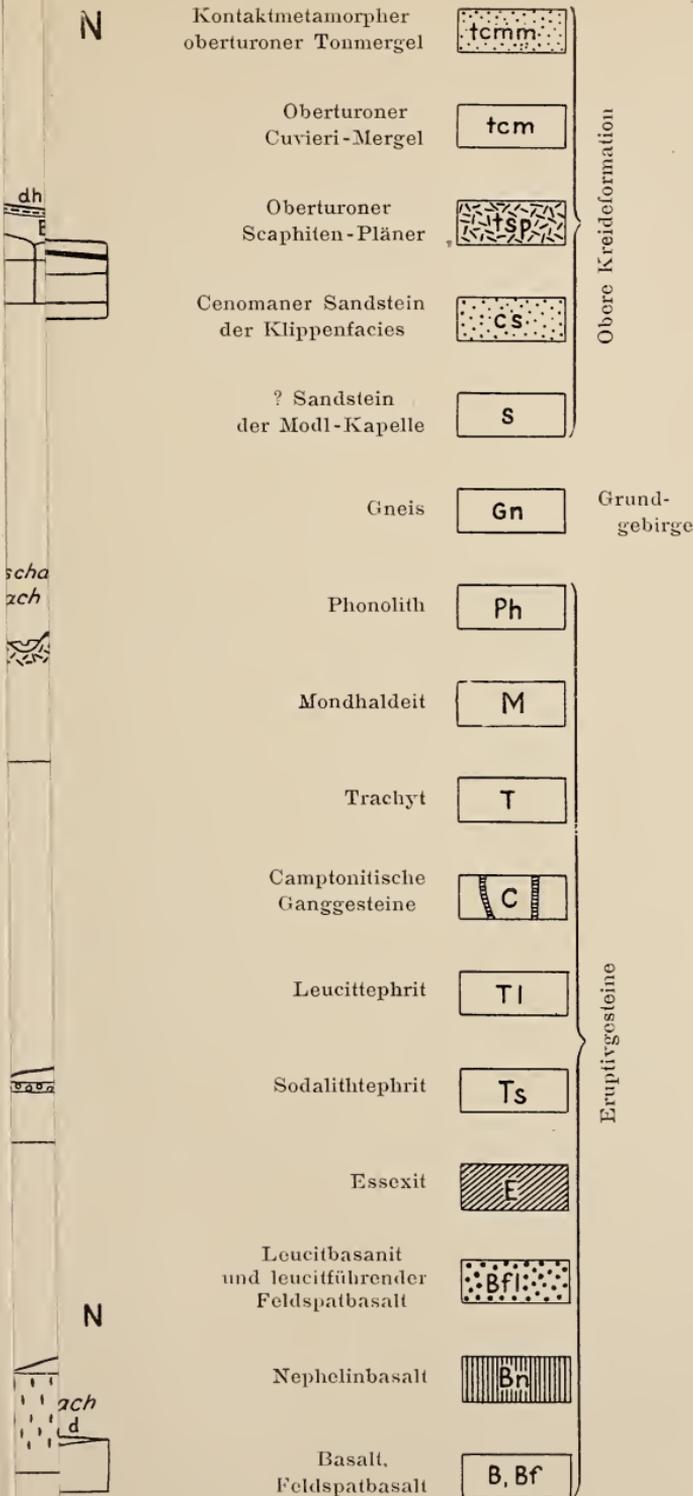
Fig. 2. Profil in nord-südlicher Richtung vom Donnersberg zur Wostray und von da zur Modl-Kapelle. 1 : 25 000. (Nach HIRSCH in TSCHERMAR'S Min. u. Petr. Mitt., Bd. 24, 1905, Blatt 11, Kostenblatt-Milleschau.)

Fig. 3. Profil von der Bibana in östlicher Richtung zum Schreckenstein und von hier zur Wostray; z. T. idealisiert. 1 : 25 000. (Nach HIRSCH in TSCHERMAR'S Min. u. Petr. Mitt., Bd. 23, 1904, Blatt 4, Aussig.)

Fig. 4. Profil von Meischlowitz in süd-südwestlicher Richtung über den Ziegenberg ins Elbetal. 1 : 25 000. (Nach HIRSCH in TSCHERMAR'S Min. u. Petr. Mitt., Bd. 21, 1902, Blatt 5, Großpriesen.)

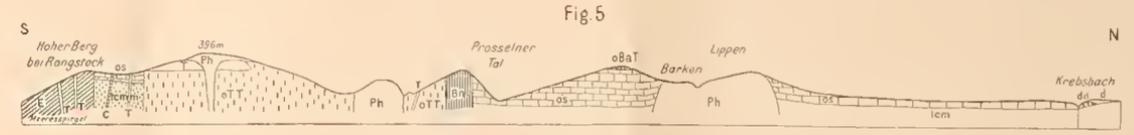
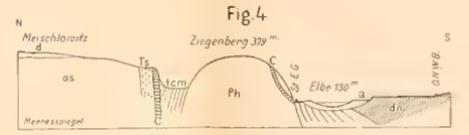
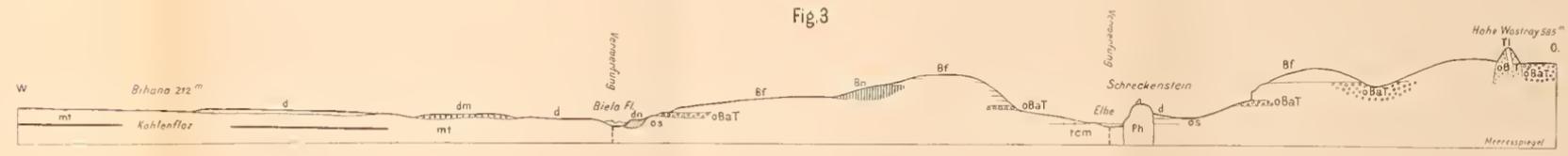
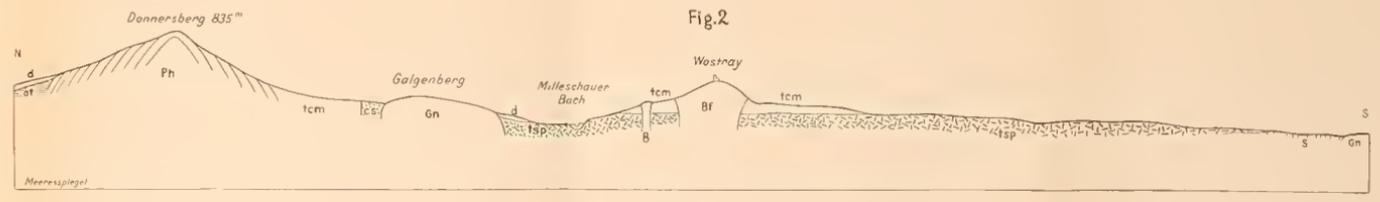
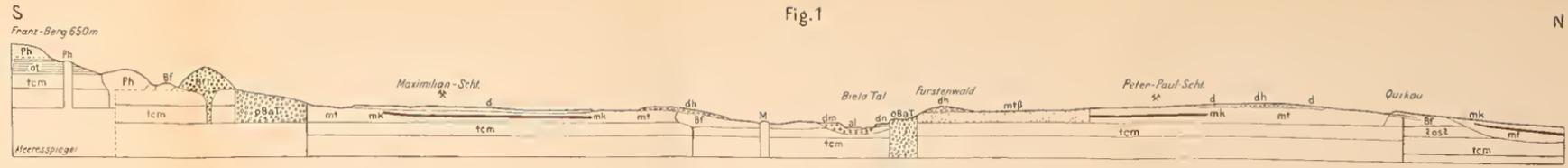
Fig. 5. Profil vom Hohen Berge bei Rongstock in nördlicher Richtung über Barken nach dem Krebsbach. 1 : 25 000. (Nach HIRSCH in TSCHERMAR'S Min. u. Petr. Mitt., Bd. 19, 1900, Blatt 2, Rongstock-Bodenbach.)







Alluvium	al	Alluvionen
	d	Gehügeltelem und Gehügelteuf
	do	Ältere Schuttkegel von Zuflüssen der Elbe
	dn	Niederterrasse
	dm	Mittelterrasse
Diluvium	dh	Hochterrasse
	mk	Kohlenfläze
	mfβ	Kohlenbrändgesteine
Miochen	mt	Ton und Leiten
	ot	Trachytuff
Oligocän	oBT	Tephrituff
	oBaT	Basaltuff
	os	Sand und Sandstein
	ot	Ton und Leiten



Kontaktmetamorpher oberer Tonnmergel	tcmn	Obere Kreideformation
Oberironeer Cuxien-Mergel	tcm	
Oberironeer Siphonit-Pläner	tsp	
Gemessener Sandstein der Klippengebietes	cs	
Sandstein der Müll-Kapelle	s	
Gneis	Gn	Grundgebirge
Phonolith	Ph	
Abundialdalt	M	Eruptivgesteine
Trachyt	T	
Camptonitische Ganggesteine	C	
Lentilitaphrit	Tl	
Sodalilitaphrit	Ts	
Essexit	E	Basalt, Feldspathbasalt
Leinobasalt und Leinittföhrer Feldspathbasalt	Bf	
Nephelobasalt	Bn	
Basalt, Feldspathbasalt	B, Bf	

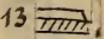


er

on

ben

13



00



01

er

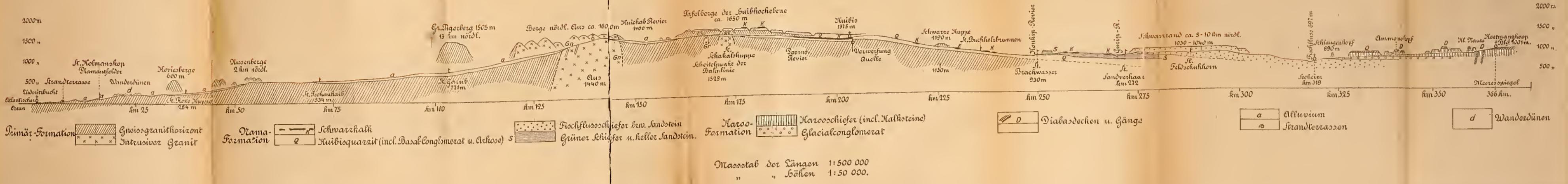


Monatsber. d. Deutsch. geol. Ges. 1909.

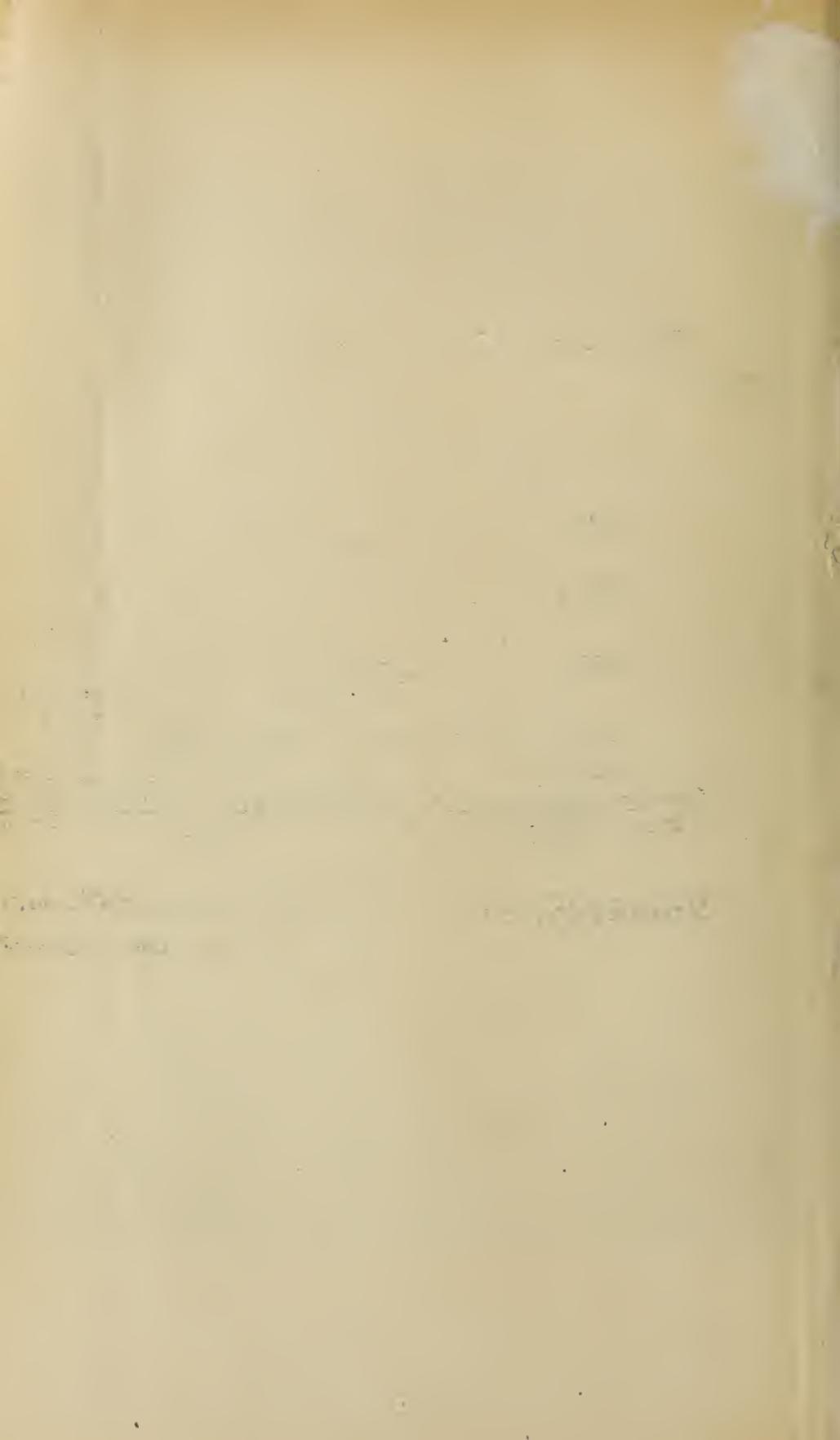
# Geologisches Profil entlang der Bahnlinie Lüderitzbucht-Keeimanshoop in Deutsch-Südwest-Afrika

Aufgenommen von P. Range 1906-1908.

In der Briefl. Mitteil. von P. Range.



Maßstab der Längen 1:500 000  
 „ „ Höhen 1:50 000.



# Monatsberichte

der

## Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 3.

1909.

Protokoll der Sitzung vom 3. März 1909.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer zur Verlesung des Protokolls der letzten Sitzung das Wort. Das Protokoll der letzten Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Dr. W. A. J. M. VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT,  
Ingenieur-Direkteur der Rijksopsporing van Delfstoffen,  
s Gravenhage, Cremerweg 6, vorgeschlagen von den  
Herren MOLENGRAAFF, BEYSLAG und H. G. JONKER.

Herr THOMAS V. HOERNER, Mitau in Kurland, Rußland,  
Poststraße 33, vorgeschlagen von den Herren ZIRKEL,  
CREDNER und REINISCH.

Herr cand. geol. ERNST ZIMMERMANN, Berlin, Melanch-  
thonstraße 14, vorgeschlagen von den Herren BRANCA,  
KRUSCH und RAUFF.

Herr H. CRECELIUS, Lehrer, Lonsheim bei Alzey in  
Rheinessen, vorgeschlagen von den Herren STEUER,  
KLEMM und DENCKMANN.

Das *Mineralogisch-geologische Institut der Universität  
Würzburg*, vorgeschlagen von den Herren EBERDT,  
P. G. KRAUSE und RAUFF.

Der Vorsitzende bespricht die eingegangenen Druckschriften und erteilt sodann nach einer kurzen Begrüßungsrede Herrn WILLIAM M. DAVIS zu seinem Vortrage „Über Glazial-erosion in Gebirgen“ das Wort.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren WAHNSCHAFFE und BLANCKENHORN.



Herr **BLANCKENHORN** bemerkte:

Herr Professor **DAVIS** hat nachzuweisen gesucht, daß die charakteristischen Erosionsformen in vergletschert gewesenen Gebirgen, die breiten Taltröge mit ungewöhnlich steilen Seitenwänden, die stufenförmig mit Wasserfällen abstürzenden Hängtäler an den Seiten eines übertieften Haupttales nicht recht auf andere Weise erklärt werden können als durch die erodierende Wirkung ehemaliger Gletscher.

Ich möchte Ihre Aufmerksamkeit lenken auf einen ausgezeichneten Fall des Auftretens ganz ähnlicher Oberflächenerscheinungen in einem Gebiet der Subtropenregion, wo selbige sicher nicht auf jene, sondern auf andere Weise hervorgerufen wurden, das Jordantal und Tote Meer mit ihren Seitentälern. Als breiter fjordartiger Trog mit steilen Randböschungen zieht sich das Jordantal und in seiner Verlängerung das Tote Meer von N nach S, um im Süden wie ein echter Trog und wie viele alpine Seen und Fjorde wieder von der tiefsten Einfurchung an relativ schnell und bedeutend emporzusteigen. Die zahlreichen Zuflüsse von O nach W in dieses übertiefte Haupttal haben beinahe alle mehr oder weniger charakteristische Stufenmündungen mit Stromschnellen bzw. Wasserfällen, so daß man in deren Talsohlen selbst von der Mündung auf das Plateau nicht emporsteigen kann.

Es hat nun auch tatsächlich ein Gelehrter, Professor **WILLIAM LIBBEY**, die Erweiterung und Austiefung des Jordantals auf die Wirkung eines gewaltigen erodierenden Gletschers zurückführen wollen und diese Ansicht im Jahre 1902 vor der Versammlung der British Association in Belfast vorgetragen. Aber dieser Herr war sicher kein Geologe, und es kann nach dem übereinstimmenden Urteil aller ernsthaften Forscher kein Zweifel daran bestehen, daß hier im wesentlichen rein tektonische Ursachen diese Oberflächenformen hervorgerufen haben, nämlich nicht ein einfacher, etwa später durch Gletschererosion erweiterter Spalt oder eine Bruchlinie, sondern ein typischer zweiseitiger Grabenbruch, bei dem ein von zwei einander parallelen Randverwerfungen begrenzter langgezogener Streifen der Erdkruste etwas ungleichmäßig in die Tiefe sank. Dieser Einbruch war relativ jung, denn er fällt, wie ich nachweisen kann, ganz an das Ende des Pliocäns, gerade in den Beginn der Eiszeit bzw. Pluvialzeit. Die seit jener Katastrophe während des ganzen Quartärs wirkende Flußerosion vermochte den meisten Seitentälern noch kein gleichmäßiges, mit dem Haupttal koinzidierendes Gefäll zu schaffen, so daß sie im Unterlauf nur mit einer jähen Stufe das übertiefte Niveau des Haupttals erreichen konnten.

Jedenfalls können also schnelle oder plötzliche tektonische Störungen der Erdkruste auch fjordähnliche Oberflächenformen verursachen und haben es in einzelnen Fällen getan, die allerdings wohl zu den Ausnahmen von der Regel gehören.

Der Vorsitzende sprach Herrn DAVIS den Dank der Gesellschaft aus.

Dann trug Herr H. LOTZ vor über die **Diamantablagerungen bei Lüderitzbucht.** (Mit einer Textfigur.)

Im Mai des Jahres 1908 fand ein aus der Kapkolonie stammender Eingeborener, der im Dienst der Firma LENZ & CO. mit andern zusammen unter Aufsicht des Vorarbeiters MROKON die Bahnstrecke östlich Lüderitzbucht von den Sandverwehungen reinigte, beim Wegschaufeln des Sandes einen Diamanten. Naturgemäß begegnete er mit seinem Fund großem Unglauben, obwohl er von einer früheren Tätigkeit in Kimberley her Diamanten zu kennen glaubte. Der auf Station Grasplatz im Wanderdünengebiet stationierte Bahnmeister Herr STAUCH, dem der Fund gemeldet wurde, stellte Nachforschungen an; es fanden sich nach und nach mehr. Telegraphisch bei der Niederlassung der Deutschen Kolonialgesellschaft für Südwestafrika bestellte Schürfpfähle sicherten den Fund, der sich jedoch nicht allzu lange heimlich halten ließ. Um Mitte Juni setzte die allgemeine fieberhafte Suche ein, nachdem es dem obengenannten Herrn STAUCH gelungen war, eine große Zahl guter Schürffelder für sich und die ihm verbündeten Herren abzustecken.

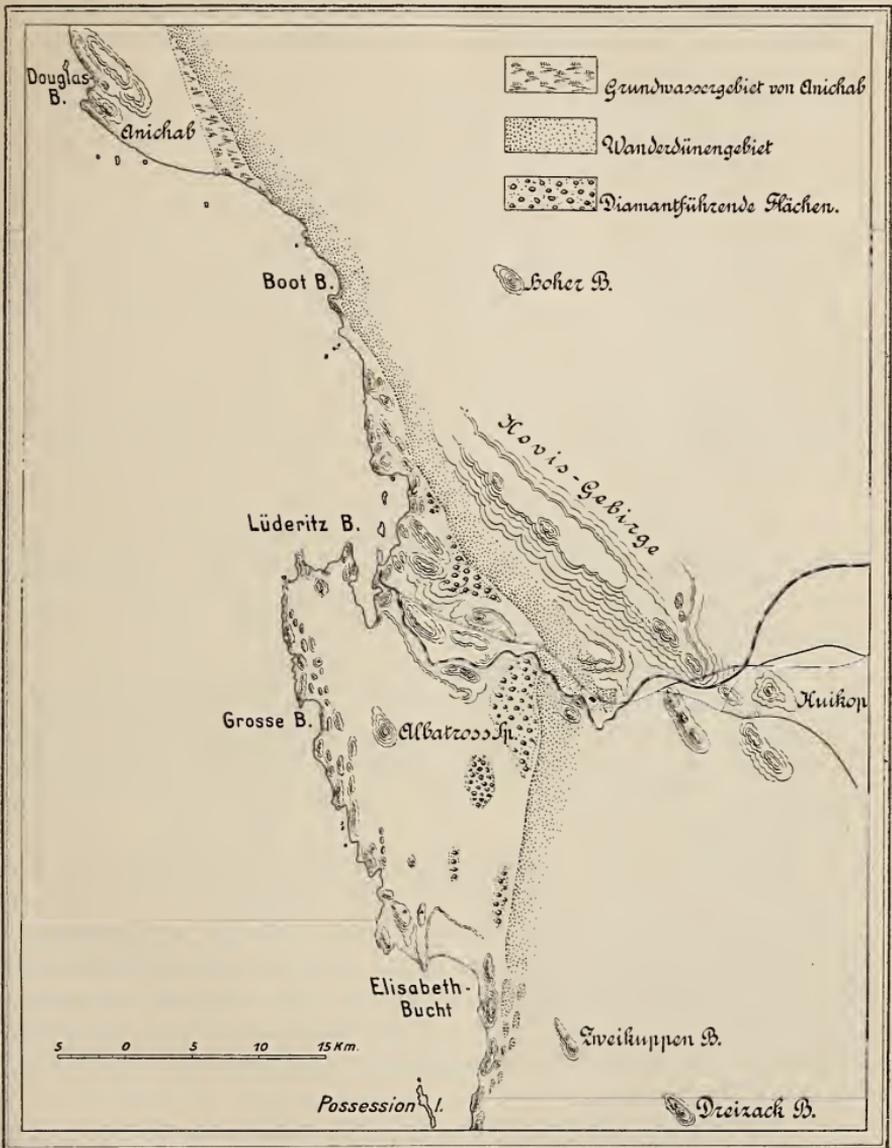
Bergrechtlich gehörte das Gebiet der Deutschen Kolonialgesellschaft für Südwestafrika, jener bekannten Nachfolgerin von LÜDERITZ. Seit langem hat sie in ihrem Gebiet Schürffreiheit unter angemessenen Bedingungen erklärt. Dafür, daß durch die Staatsbahn Lüderitzbucht—Keetmanshoop auch ihr Gebiet wirtschaftlich erschlossen wird, hat sie an den Fiskus links und rechts der Bahn, beginnend bei km 16,5, Blöcke abgetreten von 10 km Breite und 30 km Längenerstreckung, in denen der Fiskus das Bergregal und teilweise auch die Grundrechte ausübt. Nach den früheren Anschauungen über den Wert des Wüstengürtels hat wohl niemand diesen Abtretungen irgendeinen Wert beigelegt. Durch den Diamantfund sind sie auf einen Schlag ein vorläufig unschätzbarer Besitz geworden. Denn die ersten Funde wurden nahe km 15 gemacht, und es stellte sich heraus, daß der diamantführende Streifen auf den nach Süden verlaufenden Regierungsblock hinübergrieff. Herr STAUCH steckte auch hier für sich Felder ab, bis beim Bekannt-

werden der Funde die Regierung ihr Gebiet für die allgemeine Schürftätigkeit sperrte und sich selbst die Diamantgewinnung vorbehielt.

Die Schürfbestimmungen der Deutschen Kolonialgesellschaft waren sehr liberal. Für 6 M monatlich konnte sich jeder einen Schürfschein lösen, mit dem man einen Schürfkreis von 1 km Radius für sich belegen und eventuell nach Belieben wandern konnte. Bis zum 1. Oktober 1908 wurden rund 400 solcher Schürfscheine für die Diamantegend ausgegeben, von denen bis zum selben Termin 118 fündig und als Abbaufelder an vier Besitzer, zumeist Gesellschaften, verliehen wurden.

Wie schon hieraus hervorgeht, war die Schürftätigkeit eine fieberhafte, alle verfügbaren Menschen und Tiere waren unterwegs; glücklicherweise wurde die Einwanderungskontrolle von der Regierung äußerst scharf gehandhabt, so daß wir in der Hauptsache vor dem Zuzug unerwünschter Elemente bewahrt blieben. Erschwert wurde die Prospektierung anfangs dadurch, daß sich niemand ein richtiges Bild von der Entstehung der Lagerstätte machen konnte, und man infolgedessen überall nach dem Muttergestein in Gestalt von Kimberlitpfeifen suchte. Nach und nach aber sah man doch ein, daß man, in der Windrichtung gehend, vorwiegend südlich die Fortsetzung suchen müsse, und Ende November, als ich Lüderitzbucht verließ, war von der Gallovidiabucht nördlich Lüderitzbucht über Kolmanskop bis zur Elisabethbucht ein fortlaufender, etwa halbmondförmiger Streifen von diamantführenden Flächen aufgefunden und belegt und wurde zum Teil schon abgebaut.

Die rechtlichen Verhältnisse waren inzwischen etwas schwieriger geworden. Die Kolonialgesellschaft hatte, beginnend am 1. Oktober, auch für ihr Gebiet die Kaiserl. Bergordnung von 1905 angenommen und mit der Regierung Übergangsbestimmungen vereinbart; die Ausgabe von Schürfscheinen wurde gestoppt, das Gebiet vom 26. Breitengrad bis zum Oranje 100 km landeinwärts als Sperrgebiet erklärt und der Deutschen Kolonialgesellschaft vorbehalten, um die Zersplitterung des Besitzes und das Eindringen fremden Kapitals, das möglicherweise die Felder hätte brach liegen lassen, zu verhindern. Immerhin wurde die Gültigkeit der von der Deutschen Kolonialgesellschaft ausgegebenen Schürfscheine bis zum 1. April 1909 verlängert, und naturgemäß wird von den Inhabern diese Galgenfrist ausgenutzt. So können wir jetzt nach Berichten eine ganz bedeutend weitere Ausdehnung der Lagerstätten feststellen, auf die weiter unten eingegangen werden soll, nachdem wir die bis dahin bekannten ihrem Wesen nach betrachtet haben.



### Übersichtskarte der Lüderitzbuchter Diamantfelder.

Das Kärtchen ist eine verkleinerte Wiedergabe einer im März 1906 für Eisenbahnbauzwecke hergestellten Karte, wobei namentlich die Deutsche Seekarte 1 : 100 000, Routenaufnahmen des Landmessers SCHILLER und ebensolche von H. LOTZ (für die Verbreitung der Dünen und für die Gegend von Anichab) benutzt wurde.

Stand der Diamantfelder um Mitte November 1908.

Die Geologie der Umgegend von Lüderitzbucht ist schon verschiedentlich dargestellt worden, u. a. von SCHINZ, SCHENCK, letzthin von RANGE, am besten wohl bisher von LEO SCHULTZE in seinem klassischen Werk „Aus Namaland und Kalahari“. Mir war die Gegend um Lüderitzbucht schon aus meiner Tätigkeit dort 1904—06 sehr gut bekannt, als ich im verflossenen Jahr die Diamantfelder wiederholt besuchte.

Der Steilabfall des südafrikanischen Hochplateaus wird hier von annähernd nordsüdlich streichenden Gneisgraniten gebildet; die Granite sind anscheinend intrusiv, nebensächlich treten Amphibolite und Diorite auf, so am sog. blauen Dreh und in den Schwarzen Bergen bei Lüderitzbucht. Vereinzelt sah ich im Gneisgranit schmale, kaum 1 m breite Diabasgänge auf bedeutende Längen, so z. B. an den Nauchegurubergen, 30 km östlich Lüderitzbucht, ferner an der Douglasbucht gegenüber Itschabo, 45 km nördlich von Lüderitzbucht.

Wie schon aus der Küstengestaltung und dem Verlauf der Inselreihe hervorgeht, bilden die Gebirgsschichten meist flache, nordsüdlich verlaufende Kämmе oder Reihen von Kuppen, die außerordentlich stark zersetzt und verwittert sind. Weite Schuttflächen liegen zwischen den einzelnen zerfressen aussehenden Hügeln von anstehendem Gebirge. Der Gneis ist einer merkwürdigen Zerbröckelung durch Verwitterung unterworfen, so daß er vielfach wie ein grobblasiger Schwamm aussieht. Der Granit springt in großen Schalen ab, zumeist aber zeigt er vom Windschliff polierte Flächen und Kanten in selten schöner Art.

Es dürfte wohl wenig Gegenden in der Welt geben, wo man so auf Schritt und Tritt die Wirkungen von Deflation und Korrosion beobachten kann. Näher soll auf diesen Gegenstand hier nicht eingegangen werden; es sollte lediglich erläutert werden, welche Elemente den Aufbau der Gegend bewirken, und daß der Schutt als Wirkung der Wüstenverwitterung große Flächen zwischen dem Anstehenden einnimmt, ja, daß er in der Natur überwiegt.

Die Namib bei Lüderitzbucht und südlich davon ist nicht regenlos; mit ziemlicher Sicherheit kann man im dortigen Winter auf 1—2 Regen rechnen, die, wenn sie auch nur wenige Millimeter Niederschlagshöhe ergeben, doch sehr auffällig wirken. Ich sah im Mai 1905 als Folge eines richtigen Landregens einen kleinen Bach fließen und tagelang noch große flache Pfützen von allmählich brackig werdendem Wasser in den Schuttflächen stehen. Es darf daher nicht wundernehmen, daß man bei der Untersuchung des zuweilen recht tiefen Profils solcher Schutt-

flächen unregelmäßige Sedimentationserscheinungen sieht. Auf die interessanten chemischen Prozesse, die dabei auftreten, kann ich nicht eingehen.

Seine charakteristische Note erhält das Klima von Lüderitzbucht durch die in der heißen Jahreszeit fast täglich beobachteten und oft zum tagelangen Orkan wachsenden Südwinde, die als Folge der starken Erhitzung des Kontinents und der dadurch bedingten Ablenkung des Passats anzusehen sind. In der kalten Jahreszeit schwächt sich der Südwind ab, tritt seltener auf und wird von häufigen, aber schwachen Nord- und heißen Ostwinden abgelöst.

Als Folge dieser starken Südwinde treten die dem Eisenbahn-Bau und -Betrieb so feindlichen Wanderdünen mit ihrer typischen Sichelform auf, im Sommer fast dauernd in Süd-nordbewegung begriffen, im Winter mehr oder weniger stillliegend. Der Nordwind vermag höchstens einmal für einige Tage ihren obersten Kamm umzudrehen.

Ich habe bereits im Jahre 1905 als Ergebnis meiner von Possession südlich bis Hottentottbucht nördlich reichenden Küstenstudien den Verlauf des östlich Lüderitzbucht etwa 6—8 km breiten Wanderdünenstreifens festlegen können, der von Possession, wo er dem Strande unmittelbar anliegt, über Elisabethbucht etwa nordnordöstlich bis vor die Kette der Koviesberge zieht, immer nur höchstens 10—20 m hohe örtlich beschränkte Sicheldünen bildend. Dort staut er sich zu großen bis 200 m hohen in dem Hauptteil festliegenden lang gezogenen Dünen, weicht darin nach NW aus bis zur Gallovidiabucht und geht nun wieder fast unmittelbar dem Strand parallel bis zum Kegelberg nördlich Boots- und von hier unmittelbar in gerader Linie zur Hottentottbucht. Von der Gallovidiabucht an sind es auch wieder langgezogene Sandmassen, die nur oben in den Kämmen als Wanderdüne entwickelt und beweglich sind. Erklettert man eine dieser Dünen, so sieht man nach Osten eine endlose Folge solcher Sicheldünen in langen Reihen mit ganz wenigen Bergen festen Gesteins, in der Ferne blau verschwimmend, dazwischen.

Der Westrand der Dünen zwischen Kegelberg und Hottentottbucht bezeichnet die alte Strandlinie; ein deutlicher verfestigter Lagunenstreif mit der merkwürdigen Wasserstelle Anichab läuft an ihr entlang und trennt sie von den ehemals eine Insel bildenden Gneis-Granitbergen um die Douglasbucht, der wiederum die Insel Itschabo nach Westen zu vorgelagert ist.

Hier ist der Beweis für das Aufsteigen des Festlandes

oder, wenn man will, für den Rückzug des Ozeans ohne weiteres gegeben. Die Verlandung der Lagune ist wohl auch noch nicht lange her; denn noch liegen zu Tausenden die Meeresmuscheln oben auf, der Boden ist mit Gipskristallen bedeckt, und kaum 0,25—0,30 m unter der dünnen Erdkruste stößt man auf laugenartig schmeckendes Wasser.

Aber die ganze Küste Südwestafrikas ist reich an ähnlichen Anzeichen: Swakopmund liegt auf einer Terrasse, deren Schotter und Sande am Verbindungsgleis zwischen Hafen und Staatsbahnhof prächtig entblößt sind und bis 3 km landeinwärts reichen. Diese Terrasse läßt sich ohne Schwierigkeit sogar in mehreren Stufen bis Walfischbucht verfolgen, in deren Hinterland sie die von den Frachtfahrern als Plüm (plain?) bezeichnete schwer fahrbare Ebene bildet. Hier liegt die alte Strandlinie nahezu 20 km östlich der jetzigen. Auch hier ziehen sich Dünenreihen entlang den alten Küstenlinien.

Die Entstehung der Wanderdünen dürfte dadurch schon als an das Meer gebunden genügend gekennzeichnet sein. Aus dem bei Ebbe trocken gelegten Strand fegt der Südwind die Sandmassen teils ins Innere, teils der Küste entlang nach Norden. An der Elisabethbucht schneiden sie die vorspringende Halbinsel von Lüderitzbucht ab und dringen NNOwärts in das Land ein, so daß ihr Sockel hier bis zu 215 m Meereshöhe emporsteigt.

Daß in den Wanderdünen auch aus dem Verwitterungsschutt des Festlandes mitgeschlepptes Material steckt, braucht nicht besonders betont zu werden.

Die Diamanten liegen in mehr oder weniger in Nord- und Südrichtung längsgezogenen Flächen zwischen den Kuppen anstehenden Gesteins, und zwar schließen sie sich fast unmittelbar an den westlichen Rand des Wanderdünenstreifens an, den sie von Elisabethbucht bis zur Gallovidiabucht nördlich Lüderitzbucht begleiten. Mitten in den Wanderdünen oder östlich davon sind noch kaum Steine gefunden worden.

Die eben beschriebenen unregelmäßigen, aber stets ziemlich ebenen Flächen liegen in verschiedener Höhenlage, grenzen auch nicht unmittelbar aneinander an, sondern bilden einen Streifen von wechselnder Breite, oft liegen mehrere Felder, voneinander durch Anstehendes oder taube Flächen getrennt, nebeneinander.

Die Steine liegen in einem Begleitmaterial, das zu 70 bis 80 Proz. aus rötlichem Feinsand (Dünensand) und 30 bis 20 Proz. aus feinem bunten Kies von Stecknadelkopfgroße bis zur Größe flacher Linsen von höchstens 6 : 2 mm Durchmesser be-

steht. Oberflächlich ist dieser Schotter durch den Wind, der den Feinsand ausbläst, angereichert.

Die bunte Farbe des Kieses ist das kennzeichnende Merkmal, ohne den Schotter überhaupt keine Diamanten. Sie wird hervorgerufen vor allem durch echte kleine Streifenachate in allen Farben, Jaspis, Eisenkiesel, schwarze und grüne, ziemlich schwere Steinchen. Über diese Bestandteile wird, hoffe ich, Ihnen Herr Prof. E. KAISER berichten, dem ich mein gesamtes Material übergeben habe.

Die Stärke der ganzen Ablagerung ist nicht groß, wenigstens soweit sie als diamantführend abgebaut wird: sie ist kaum dicker als 2—3 Handbreit (0,10—0,40 m), örtlich wohl einmal stärker angeweht, aber der Durchschnitt ist der oben angegebene.

Unter dem Diamantkies hat man anfangs den festen Blaugrund vermutet und durch Schurfschächte und Bohrungen gesucht, man ist jedoch meist auf gelbliche bis grüne tonige, z. T. sedimentierte Verwitterungsmassen gestoßen, bei neueren Arbeiten soll man auf eine mehrfache Wiederholung des Kieslagers mit spärlichem Diamantgehalt gestoßen sein.

Jedenfalls sind noch keine größeren Waschversuche mit dem tieferen Untergrund gemacht. Aber nirgends hat man Blaugrund oder auch nur dessen Mineralien gefunden.

Der Gehalt des Feinkieses an Diamanten ist wechselnd, es gibt weite Strecken, wo er keine oder nur selten Steine führt, dann wieder große Flächen oder Streifen, die sehr reich sind. Die abgebauten Flächen wechseln in ihrem Diamantgehalt zwischen  $\frac{1}{4}$  und  $\frac{5}{4}$  Karat pro qm; dabei bleibt die Dicke unberücksichtigt.

Bei der Abschätzung einer allerdings besonders guten Abbaufäche der Colmanskop Diamond Mines Ltd. wurden interessante Feststellungen gemacht:

Auf 445 qm Fläche wurden

570 Karat gewonnen, also 1,27 Karat pro qm.

24 cbf Sand und Kies lieferten 3,5 Karat, umgerechnet sind das also 5,3 Karat in 1 cbm oder

20—25 Steine der gewöhnlichen Größe in 1 cbm Begleitgestein.

Ein anderer Feldesquerschnitt, der schon z. T. abgesucht war, lieferte in 1 cbm 2,4 Karat.

Ein kleines in Ausbeutung befindliches Gebiet der obigen Gesellschaft mit  $1200 \times 150$  Fuß hat, wenn man den

eben gewonnenen niedrigen Wert von 2,4 Karat pro cbm zugrunde legt, einen Diamantgehalt von 38000 Karat im Wert von 1140000 M bei 30 M pro Karat, dem bisherigen Durchschnittspreis.

Es ist hier nicht der Platz, eine Bewertung der Diamantvorräte zu geben, es sollte nur an einem Beispiel gezeigt werden, daß unsere Lagerstätten, obwohl sie keine primären sind, eine beachtenswerte Rolle auf dem Markt spielen werden, jedenfalls werden sie in der Produktion die brasilischen, indischen und die übrigen alluvialen Fundstellen, die auf dem Weltmarkt kaum zu spüren sind, weit in den Schatten stellen. Noch ist erst ein Teil der bereits verliehenen Felder in Förderung, trotzdem dürfte sie mindestens 600 Karat täglich, bei 300 Arbeitstagen also 180000 Karat im Jahr betragen.

Eine Menge Anträge auf Verleihung der Abbaurechte harren seit dem 1. Oktober 1908 der Erledigung, das Sperrgebiet mit seinen schon nachgewiesenen bedeutenden Lagerstätten ist noch nicht in Bearbeitung. Mit Sicherheit wird man auf 300000 Karat, vielleicht sogar auf  $\frac{1}{2}$  Million jährlich rechnen können. Das ist zwar gegenüber einer Jahresproduktion in Britisch-Südafrika (1906) mit rund 5,3 Mill. Karat noch nicht allzuviel, immerhin würden wir aber die Produktion der Diamantwäschereien am Vaalfluß mit rund 102000 Karat (1906) weit überholen.

Einer Überproduktion und dem damit drohenden Preissturz soll das kürzlich eingeführte Diamanthehandelsmonopol steuern, das mit dem Recht der Kontingentierung einer Regiegesellschaft übergeben werden wird.

Größe und Beschaffenheit der Steine. Unsere Steine sind von einer selbst für Alluviallagerstätten auffälligen Gleichmäßigkeit in der Größe: im Durchschnitt gehen 4—5 auf einen Karat, selten werden größere gefunden; der größte bisher gefundene aus den Feldern bei Elisabethbucht hat wenig über 2 Karat. Auf diesen Feldern soll überhaupt der Durchschnitt etwas größer und auch besser sein, jedoch läßt sich zahlenmäßig darüber noch nicht viel sagen, da der Abbau der betreffenden Felder bisher noch nicht gestattet war. Es kommen auch in den nördlicher gelegenen Feldern zuweilen größere Steine vor; solche von  $\frac{1}{2}$  Karat sind ziemlich häufig. Im allgemeinen soll jedoch festgestellt sein, daß die äußersten Felder im Norden nur spärliche und kleine Steine liefern.

Die Bewertung der Steine ist gut, von 25 M pro Karat stieg der Preis auf etwas über 30 M. Durch Einführung des 10 M-Zolles pro Karat wurde die Bewertung geändert; die

schlechten Steine, die weniger als 10 M wert sind, bleiben vorläufig im Lande, bis ein Wertzoll eingeführt wird. Die anderen (etwa 60 Proz. der Förderung) werden mit 50 bis 60 M pro Karat bezahlt.

Nach dem Urteil der Händler sind die Steine vortrefflich, ähneln den Vaalriversteinen, die als die besten gelten; sie haben zum großen Teil schönes Wasser, ein Teil ist gelblich bis tiefgelb gefärbt, dunkle, rote, braune bis schwarze Steine sind selten; auch grünliche und bläuliche Steine sind aufgefunden worden.

Fast alle sind als Krystalle entwickelt oder Bruchstücke der Verwachsungen solcher; typisch abgerollte Stücke sah ich nicht; es mag sie geben, sie müssen aber selten sein. Das ist natürlich ganz besonders auffällig.

ERICH KAISER gibt in Kürze im Centralbl. f. Min. einen Bericht über die mineralogischen Eigenschaften dieser Diamanten.

Die Gewinnung ist vorläufig noch sehr einfach. Die Felder werden von Eingeborenen systematisch abgelesen. Das ist natürlich Raubbau. 2 Gesellschaften haben einfachen Maschinenbetrieb aufgenommen. Der Feinsand wird in Schwingesieben entfernt, der Kies dann mit Handsieben in Wasserbottichen geschüttelt (gesetzt), dann auf Lesetische umgestülpt. Nun sitzen die schweren Steinchen, darunter auch die etwa vorhandenen Diamanten, in der Mitte, von den Diamantwäschern das „Herz“ genannt. Es kennzeichnet sich durch Anhäufung schwärzlicher Steinchen. Diese Herzen werden herausgehoben, gesammelt und wiederholt gesetzt.

Von den Waschapparaten, die die Digger am Vaal anwenden, ist auch versuchsweise Gebrauch gemacht worden. Das Schüttelsieb ist dem dortigen bis auf die Maschenweite gleich. Der sogenannte Gravitator war unbrauchbar, der kleine Rotary-Apparat lieferte zwar leidliche Resultate, brauchte jedoch sehr viel Arbeitskräfte und Wasser, das im Wüstengürtel natürlich kostbar ist.

Die Konstruktion einer handlichen transportablen Setzmaschine mit geringem Wasserverbrauch dürfte dem dortigen Bedürfnis am meisten entsprechen, steht aber noch aus.

Über die Entstehung der Lagerstätte und die Herkunft der Steine läßt sich jetzt natürlich noch kein abschließendes Urteil fällen.

Die Abschwemmung der Diamanten aus dem Innern Südwestafrikas durch Fluß- oder Regenwasser aus bisher noch unbekanntem Blaugrundröhren war für mich von vornherein un-

denkbar, weil wir keine regelrechten Flüsse mit Terrassenbildungen, abgesehen vom Oranje natürlich, haben; der ganze Wüstengürtel hat kein ausgesprochenes Entwässerungsnetz, sondern nur einzelne Trockenbetten mit kurzem Verlauf, vielfach im Küstengürtel ohne Mündung verlaufend; häufig beobachtet man auch ältere, zeitweise abflußlose Becken, z. B. oberhalb Kaukausib, wo ein Konglomerat und Kalkdecke in großer Ausdehnung von mir beobachtet wurde.

Der Anschluß der Diamantfelder an den Westrand des Dünengürtels spricht für einen Zusammenhang mit Meeresbildungen. Bekräftigt wird diese meine erste Annahme durch die neuen Funde, die ich z. T. aus den Zeitungen, z. T. aus Privatnachrichten kenne. Anscheinend bedeutende Diamantfunde sind in den verflossenen 2 Monaten längs der Küste und fast unmittelbar am Meere gegenüber der Insel Pomona, am sogenannten Bogen-Felsen und endlich an der Baker-Bucht (Angras Juntas) gemacht. Weitere Nachrichten stehen noch aus. Dadurch ist aber die Längsausdehnung der Diamantlager auf mindestens 130 km nachgewiesen. Mit hohem Interesse dürfen wir weiteren Nachrichten und insbesondere der geologischen Untersuchung der Fundstellen entgegensehen.

Die auffällige Verknüpfung der Diamanten mit dem Achatfeinkies brachte mich gleich beim ersten Besuch der Felder auf einen Zusammenhang, den ich schon verschiedentlich in frühester Zeit, unter andern auch Sr. Exzellenz dem Staatssekretär DERNBURG gegenüber Juli 1908 geäußert habe.

Als ich 1904 nach Lüderitzbucht kam, machte mich Herr LUDWIG SCHOLZ auf auffällige und hübsch aussehende bunte Achatkiese aufmerksam, die er am Strand nördlich Lüderitzbucht gefunden hatte, wo sie in dichter Decke eine ältere nur 2—3 m höhere Strandterrasse bedecken. Später fand ich diese Achatkiese, deren flache Gerölle Talergröße erreichen, an vielen Punkten des Strandes von Hottentottbai nördlich bis Possession-Reede südlich Lüderitzbucht. Noch weiter südlich bin ich nicht gekommen, aber im verflossenen Jahre erhielt ich solche Gerölle noch von der Plumpuddinginsel und vom Festland gegenüber Pomona (?), wo sie nach Angabe des sehr zuverlässigen Prospektors eine Lage in einem jüngeren Sandstein (vermutlich einer Küstenbildung) einnehmen sollen.

Überall, wo ich die Achatgerölle sah, bildeten sie eine gehobene Terrasse bzw. verlandete Meeresteile.

Am heutigen Strand sieht man auch zahlreiche bunte Steinchen: Jaspis, Kieselschieferstückchen, selten ein Achatstückchen; aber doch nie in dieser Menge gehäuft.

Daß die Küste im Aufsteigen begriffen ist, wurde eingangs erörtert.

Wo kommen diese Achatkiese her? Weder an unserer Küste noch auf den Inseln ist bisher ein Schichtenkomplex gefunden worden, der sie liefern könnte, wenn wir auch jetzt wissen, daß die Sedimentärformation des Namalandes in einzelnen abgesunkenen Schollen bis an die Küste reicht.

Daß solche Gerölle mit dem Auftriebswasser aus der Tiefe des Ozeans stammen, wie jetzt (Februar 1909) vielfach im Schutzgebiet angenommen wird, ist doch auch undenkbar.

So bleibt vorläufig denn nur der Oranje als Quelle für diese Gerölle übrig und man muß annehmen, daß sie durch Küstenströmung oder, besser gesagt, durch die schwere, spitz gegen die Küste stoßende Dünung und Brandung nach Norden transportiert worden sind.

Diese Transportmöglichkeit ist zu anderm Zweck, nämlich zur Abwehr der Swakopmunder Molenversandung, eingehend erörtert worden.

Das Einzugsgebiet des Oranje ist reich an Gesteinen, die Achate liefern, der Vaalriver insbesondere ist bekannt dafür. Die ihn teilweise begleitenden Ventersdorp-Schichten enthalten Mandelsteindiabase.

Unter meinen Strandgeröllen befinden sich überdies vereinzelte verkieselte Toneisensteine und Eisenkieselstücke, die lebhaft an die Griqua-Town-Schichten bei Prieska erinnern. Ihre genaue Untersuchung ist mangels Vergleichsmaterials noch nicht beendet.

Wenn diese meine Vermutung richtig ist, daß der Oranje die Achatkiese geliefert hat, so liegt es nahe, unsre Diamanten mit den Vaalriverdiamanten zu vergleichen, die ebenfalls, und das ist das auffälligste und wichtigste Moment dabei, an Achat- und Jaspisgerölle aller Art als Begleitgestein gebunden sind. Ich verweise hier auf MERENSKYS Bericht<sup>1)</sup>, den ich teilweise aus eigener Anschauung bestätigen kann.

Man wird also zum mindesten einen gemeinsamen Ursprung annehmen können; die Annahme MERENSKYS, daß die Vaalriversteine aus den dort anstehenden Diabasen stammen, ist noch nicht bewiesen, soll hier auch nicht weiter erörtert werden.

Wollte man annehmen, daß unsre Steine vom Vaalriver durch Fluß- und Ozeantransport stammen, so wäre das mindestens ein Weg von 800—1000 km, also eine zunächst verblüffende Annahme, zumal unsre Diamanten so gut wie

<sup>1)</sup> Transact. Geolog. Soc. of South Africa, Vol. X, 1907, S. 107.

keine Abrollung zeigen, wie Herr Prof. E. KAISER mir bestätigt hat.

Aber auch die Vaalriversteine zeigen in überwiegender Mehrheit keine solche, obwohl sie mit größtem Schotter zusammen vorkommen. Es scheint mir danach fraglich, ob überhaupt die Diamanten von solcher Güte und Härte wie die Vaalriversteine unter der Abrollung leiden müssen. Nach MERENSKY sollen nur die im heutigen Fluß selbst gewonnenen Steine abgerollt sein. Ich habe keine solchen gesehen, konnte auch nichts Sicheres über sie erfahren.

Die außerordentlich gleichmäßige geringe Durchschnittsgröße von  $\frac{1}{4}$  Karat mit Höchstmaß von  $2\frac{1}{4}$  Karat bei unsren Diamanten scheint mir ganz besonders für einen sehr weiten Transport zu sprechen.

Der mineralogische und petrographische Befund der Diamanten und der Begleitkiese spricht für enge Beziehungen zu den Diamanten des britischen Südafrikas. E. KAISER will sich weiter mit der Bearbeitung des von mir gesammelten petrographischen Materials beschäftigen, er hofft namentlich aus den schweren Bestandteilen des Feinkieses, an denen er winzige Gesteinsreste entdeckt hat, wichtige Hinweise zu erhalten.

Vor allem wird man aber die Früchte weiterer Forschungsarbeit draußen in der Kolonie abwarten müssen. Ich bin nicht der Meinung, mit meiner Vermutung schon eine fest begründete Hypothese über die Genese der Lagerstätte gegeben zu haben.

Ich fasse mein Urteil zusammen: Die Lüderitzbuchter Diamantlagerstätten sind ältere, zum Teil wieder durch den Wind aufbereitete und verlagerte Küstenbildungen. Die Verknüpfung der Diamanten mit den begleitenden Feinkiesen und die Achatgerölle einer jüngeren Strandterrasse lassen vielleicht Beziehungen zum Stromgebiet des Oranje, also zu den Vaalriverdiamanten vermuten, denen die Lüderitzbuchter Diamanten in ihrer Beschaffenheit und ihrem Begleitgestein außerordentlich ähneln.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren KEILHACK, KUNTZ, E. KAISER, GAGEL.

v.	w.	o.
RAUFF.	BEYSCHLAG.	BELOWSKY.

## Briefliche Mitteilungen.

---

### 11. Bemerkungen zu „PAUL HERMANN: Beitrag zur Geologie von Deutsch-Südwestafrika“.

(Diese Zeitschr. 60, 1908, Monatsber. 11, S. 261.)

Von Herrn P. RANGE.

Kuibis (Deutsch-Südwestafrika), den 30. Januar 1909.

Die Ausführungen des Herrn Dr. HERMANN weichen in vielen Punkten von denen meines im vorigen Monatsbericht veröffentlichten Aufsatzes<sup>1)</sup> ab, so daß ich mich genötigt sehe, zu denselben Stellung zu nehmen und festzulegen, welche von HERMANN gewählten Namen mit meinen Bezeichnungen identisch sind. Es handelt sich im wesentlichen um die Ausführungen HERMANNs über das Gibeoner Gebiet, das ich gelegentlich mehrfacher Bereisungen kennen gelernt habe. Hier gehen unsere Anschauungen erheblich auseinander. Ich bemerke im übrigen, daß die in meinem Aufsatz niedergelegte Auffassung der Stratigraphie des Namalandes sich mit der anderer Fachleute deckt. Eine Besprechung der Formationen des Hererolandes, wie sie im HERMANNschen Aufsatz dargestellt werden, soll vorläufig unterbleiben; ich bin mit der Zusammenstellung meiner Beobachtungen in der Mitte und im Norden des Schutzgebietes beschäftigt und werde darin meine abweichende Auffassung klarlegen.

Die von HERMANN als „Zariskalk“ bezeichnete Formation ist identisch mit meinem „Schwarzkalk“. Fossilien sind darin bisher nicht gefunden. Eine Beziehung der bei Ganikobis gefundenen *Cyrtoceratiden*<sup>2)</sup> auf diesen Schwarzkalk ist unrichtig, derselbe steht dort gar nicht an. Bei Ganikobis habe ich als Liegendes die oberen Schichten des Fischflußsandsteines

---

<sup>1)</sup> P. RANGE: Die geologischen Formationen des Namalandes. Diese Zeitschr. 61, 1909, Monatsber. S. 120.

<sup>2)</sup> PASSARGE: Die Kalahari. S. 56, 57.

beobachtet, überlagert von Glazialkonglomerat und jüngeren Gliedern der Karooformation.

In den Bohrprofilen Goamus I und II aufgeführte rote Sandsteine stellt HERMANN zur Gibeonformation. Das ist ein Irrtum. HERMANN'S Gibeonformation ist identisch mit meinen Fischflußsandsteinen bzw. -schiefern. Die rötlichen, nur wenig mächtigen Sandsteine der vorgenannten Bohrungen gehören aber zur Karooformation, die ganze „Goamus“formation gleichfalls; das sind alles über dem Glazialkonglomerat liegende Horizonte. Die Parallelisierung dieser rötlichen Sandsteine mit den Wittebergschichten des Kapsystems ist demnach unhaltbar. — Die Identität der Schichten des Brunnens von Kleinfontein mit denen von Goamus ist wahrscheinlich, aber nicht sicher. Ich vermute dort eine isolierte Scholle von Karooformation, wie ich sie schon mehrfach auch anderwärts beobachten konnte.

S. 267 schreibt HERMANN: „Über der Goamusformation liegt meist konkordant ein System roter Sandsteine, Konglomerate und Tonschiefer, die ich mit dem Namen Gibeonformation zusammenfasse.“ Wie schon bemerkt, ist HERMANN'S Gibeonformation identisch mit meinen Fischflußschiefern und -sandsteinen; dieselben sind aber älter als die Karooformation, zu der HERMANN'S Goamusformation, wie erwähnt, gehört. Die Goamusprofile sind also nicht richtig aufgefaßt, insofern als die über der „Goamusformation“ liegenden Horizonte der Gibeonformation parallelisiert werden; sie gehören vielmehr zu den jüngeren Karooschichten. Die Ansicht, daß die Gibeonschichten zu einer Zeit gebildet sind, als das südliche Afrika bereits vergletschert war, ist m. E. unhaltbar; sie sind viel älter. Über die Verbreitung derselben im Namaland wolle man meinen Aufsatz vergleichen.

Der von HERMANN angeführte Goamustutenmergel reiht sich zwanglos in die Schichten, welche das Glazialkonglomerat überlagern, ein.

Zum Schluß wird von ihm eine Parallelisierung der in Deutsch-Südwestafrika beobachteten Formationen mit denen des englischen Südafrika gegeben. Sie ist, soweit die HERMANN'Schen Gibeon- und Goamusschichten in Betracht kommen, wohl unhaltbar. Ich habe in meinem Aufsatz absichtlich von einem solchen Vergleich abgesehen, bis ich die Horizonte Südafrikas selbst gesehen habe; das wird in den nächsten Monaten der Fall sein, und ich beabsichtige dann in einer späteren Mitteilung diesen Vergleich, soweit er möglich ist, durchzuführen.

---

## 12. Über die Rötung des Schiefergebirges und über das Weißliegende in Ostthüringen.

Von Herrn E. ZIMMERMANN.

(Mit einer Textfigur.)

Berlin, den 23. Februar 1909.

In seinem Vortrage über die Geologie des Südrandes des Münsterer Beckens in Westfalen beschrieb Herr KRUSCH auch eine in Tiefbohrungen beobachtete Rötung des Carbons, die die verschiedensten Schichten desselben von ihren Ausstrichen unter dem permischen und mesozoischen Deckgebirge aus bis in eine gewisse Tiefe ergriffen hat, und glaubte sie als eine Lateritisierung aus der permischen Zeit erklären zu können.

In gleicher oder mindestens sehr ähnlicher Weise tritt im ostthüringischen Schiefergebirge eine Rötung auf, aber deren Erklärung durch Lateritisierung kann ich nicht gelten lassen.

Allerdings ist noch ein Unterschied zwischen Westfalen und Thüringen insofern vorhanden, als dort, wie Herr KRUSCH auf besonderes Befragen angab, die Rötung bis unmittelbar an den Zechstein heranreicht, während in Thüringen sich wohl stets noch eine entfärbte Zone, das Weißliegende, bzw. „Weiße Gebirge“, zwischenschaltet.

Es sei gestattet, auf diese Verhältnisse etwas näher einzugehen.

Wenn man auf einer Wanderung von Ronneburg, Gera, Neustadt a. O., Pöbneck, Saalfeld oder Blankenburg aus in das Schiefergebirge eindringt, wird man immer einen (je nach der Lagerung verschieden, und zwar bis mehrere tausend Meter) breiten Streifen zu durchschreiten haben, auf dem zuerst ziemlich zusammenhängend, später nur noch fleckweise eine besondere, und zwar die für wasserfreies Eisenoxyd kennzeichnende und zugleich im allgemeinen im Rotliegenden übliche Rotfärbung die Gesteine ganz und gar oder nur auf Klüften durchzieht, von denen aus sie mehr oder minder tief eindringt, und die so stark ist, daß sie auch den Feldboden lebhaft rot färben kann. Die Regenpfützen und das auf den Klüften rieselnde Wasser in den Steinbrüchen dieser Gesteine sind trübrod von ausgespülter

Farberde. Es ist dabei gleichgültig, ob das Gestein ein Ton-  
schiefer, eine Grauwacke, ein Quarzit, ein Kalkstein, ein  
Diabas ist<sup>1)</sup>, ob es dem Culm, dem Devon, Silur oder Cam-  
brium angehört. An dem mir weniger bekannten Südrande  
des Schiefergebirges scheint es ebenso zu sein (z. B. bei  
Sonneberg). An anderen Teilen des Randes vom Thüringer  
Walde kommen auch noch andere Gesteine und Formationen  
(Glimmerschiefer usw.) in Betracht. — Durchwandert man da-  
gegen mehr die mittleren Teile des Schiefergebirges, entfernt  
von seinen Rändern, etwa die Gegenden von Greiz, Plauen,  
Hirschberg, Schleiz, Lobenstein, Lehesten, so wird man die  
Schiefer, Quarzite, Grauwacken, Kalke, Diabase usw. fast  
stets in ihrer normalen grün- oder blaugrauen, weißgrauen,  
schwarzen oder grünen Farbe antreffen, die vorbesprochene  
Art der Rötung aber nur ganz ausnahmsweise, und zwar auf  
schmalen Zonen, die in der hercynischen Richtung der großen  
Bruchspalten verlaufen<sup>2)</sup>, oder man wird — übrigens auch  
nur als Ausnahme — eine andere Art der Rötung finden, die  
das Gestein ganz gleichmäßig durchdringt und von Regen-  
wasser nicht ausgespült wird (sie ist besonders im Cambrium  
und Oberdevon verbreitet, im Culm wohl nie zu finden), oder  
endlich, man trifft eine in grellroten, blutroten, rostbraunen,  
rostgelben und schneeweißen Tönen fleckig wechselnde, auch  
gern neben Klüften sich verändernde und mit reichlicher  
Quarztrüm-Bildung verknüpfte Buntfärbung an (sie ist be-  
sonders im Vogtland, und hier wieder namentlich im Culm  
sehr verbreitet, aber auch sonst gelegentlich zu finden).

K. TH. LIEBE hat als einer der ersten diese verschiedenen  
Färbungen streng auseinandergehalten und von den drei  
genannten Umfärbungen die zweite als „frühzeitige  
[= ursprüngliche] Rötung“ erkannt und beschrieben, —  
die letztgenannte als „Buntfärbung“, und die erst-  
genannte, die uns hier also besonders beschäftigt, als  
„spätzeitige Rötung“ bezeichnet. (Vgl. LIEBE, Schichten-  
aufbau von Ostthüringen, Abh. Preuß. G. L.-A. 1884, S. 524  
bis 530.) Er hebt ausdrücklich hervor, daß die „spät-  
zeitige Rötung“ „sichtlich von außen, von Schichtflächen  
und Klüftchen aus“ eingedrungen und in tieferen Gelände-

---

<sup>1)</sup> Einzelne Gesteine, z. B. Quarzite, sind allerdings besonders  
empfindlich, woran ihre stärkere Klüftung schuld sein mag.

<sup>2)</sup> Vgl. ZIMMERMANN, Geologie von Lehesten, Jahrb. Preuß. G. L.-A.  
für 1898, S. LXXXIV. — Eine ebensolche Rötung von Klüften aus hat  
übrigens auch DATHE in seiner Geologie von Salzbrunn (Abhandl.  
G. L.-A., N. F. Heft 13, 1892) beschrieben.

einschnitten oft da nicht zu finden ist, wo sie doch die benachbarten Hochflächen betroffen hat.

Nach Verbreitung und Ausbildung ganz ähnlich dürfte auch jene mir noch nicht aus eigener Anschauung bekannte Erscheinung im Schiefergebirge des südöstlichen Harzes sein, die HORNING 1902 als „Regionalmetamorphose“ beschrieben hat, und die sich auch vornehmlich in einer Rötung nahe der Grenze gegen auflagerndes Rotliegendes und Zechstein zeigen soll, wenn auch in Thüringen mit der Rötung weder Quarz- und Albitausscheidungen, noch gar Karpholithbildung oder dynamometamorphe Erscheinungen verbunden sind. Doch stimmt Thüringen mit dem Südostharz darin wieder überein, daß die Schwerspatgänge des Schiefergebirges hauptsächlich in seinem geröteten Teile aufsetzen, und daß in diesem ferner die Schwefelkiese wohl ausnahmslos in Roteisen umgewandelt sind.

JOH. WALTHER<sup>1)</sup> hat für die Thüringer Rötung eine Erklärung dahingehend geben zu dürfen gemeint, daß sie eine in der Rotliegendzeit stattgefundene Lateritisierung sei. KRUSCH hat in seinem Vortrage selbständig dieselbe Deutung für die von ihm beschriebene Rötung des westfälischen Carbons gegeben. HORNING führt dagegen seine „Metamorphose“ auf eine Oxydation durch Mutterlaugen zurück, die nach ihm schon in der Rotliegendzeit dort vorhanden waren; LIEBE hat keinen Erklärungsversuch gemacht.

Wenn nun auch WALTHERS Zeitbestimmung für den Rötungsvorgang richtig sein mag, so wage ich doch vorläufig nicht, meinerseits eine positive Ansicht über ihre Ursachen aufzustellen, aber einer Erklärung durch Lateritisierung muß ich entschieden widersprechen. Denn erstens hat es die Lateritbildung, soweit meine Kenntnis dieser Erscheinung reicht, niemals (oder mindestens nicht wesentlich) bis zu wasserfreiem Eisenoxyd, sondern höchstens bis zu roten Stufen des Hydroxyds gebracht; wirklich wasserfreies Eisenoxyd ist aber bei uns die Grundlage der Rötung und tritt selbst als krystallisierter Eisenglanz in manchen unserer geröteten Gesteine, namentlich in unseren Quarziten, auf. — Zweitens fehlen, auch in den obersten Regionen, die für die Laterite angeblich doch so charakteristischen (oft schlackigen) Eisenkonkretionen. — Und drittens soll doch die Lateritisierung eine sehr kräftige Art der Verwitterung sein, aber die von der Rötung betroffenen Thüringer Gesteine sind

---

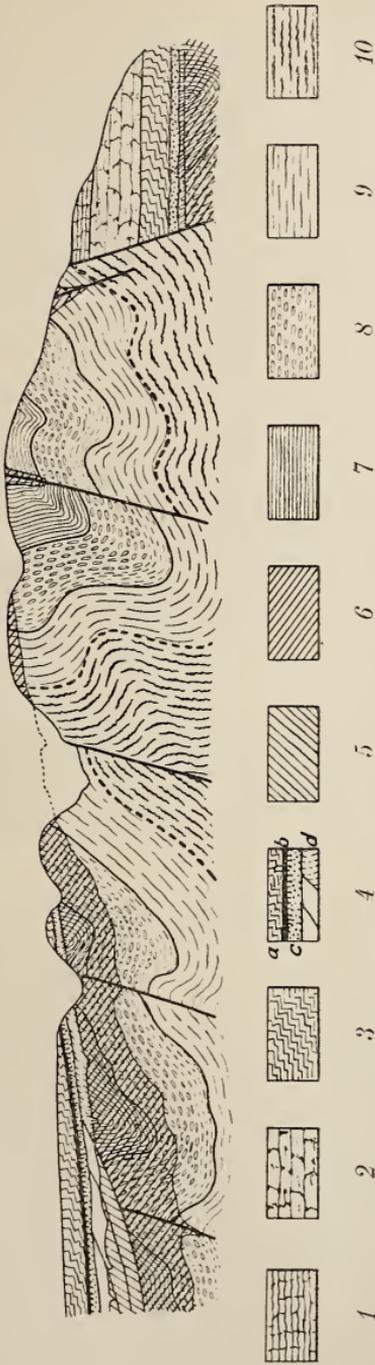
<sup>1)</sup> J. WALTHER, Geol. Heimatskunde von Thüringen, 1902, S. 32.

— wenn auch nicht so frisch, wie es die nicht geröteten sein können — doch immerhin noch so fest, daß man sie als gute Bausteine gewinnen kann und z. T. als Dachschiefer zu benutzen wenigstens versucht hat. Ja, es gehören zu den so geröteten Gesteinen auch die seit alters durch ihre prächtig aufgeschlossene Faltung (unter dem diskordant auflagernden Zechstein) und durch ihren Fossilreichtum bekannten oberdevonischen Kalke von der Bohlwand am Roten Berg bei Oberritz (Saalfeld), von denen ein Teil zu großen Trottoirplatten u. dgl. gebrochen wird. (Es handelt sich in diesem Falle wirklich nicht um primär rote Kalke, wie es in der Erörterung des KRUSCHschen Vortrags Herr RAUFF als Vermutung aussprach; denn nur um ein Meßtischblatt südlicher, bei Probstzella und Gräfenenthal, haben dieselben Kalke desselben Horizontes noch ihre ursprüngliche graue oder nur eine durch rezente Anwitterung entstandene bräunliche Färbung!) Und nicht bloß die Härte und Festigkeit der geröteten Gesteine spricht dagegen, daß sie eine (lateritische) Verwitterung erlitten haben, sondern vor allem auch der Umstand, daß die Plagioklase der geröteten Diabase oft noch so gut wie frisch sind, und daß der Kalkgehalt der Kalksteine noch vollständig erhalten ist (natürlich soweit er nicht durch rezente Verwitterung fortgeführt ist, der selbstverständlich die geröteten Gesteine ebenso unterliegen wie die nichtgeröteten).

Wenn also auch keine Verwitterung, so ist aber doch die Rötung — das bleibt bestehen — eine an eine alte Erdoberfläche<sup>1)</sup> gebundene Erscheinung, und als solche hat sie in früheren Jahrzehnten, wo die geologische Erkenntnis Thüringens eben erst begann und man die Rötung als ursprüngliche Erscheinung ansah, sogar Anlaß zu der Ansicht gegeben, daß die „Rote Grauwacke“ jünger sei als die „Graue“ und als die „Grüne Grauwacke“ (R. RICHTER). Jetzt wissen wir, daß schon am „Roten Berge“ bei Saalfeld (einem Haupt-

---

<sup>1)</sup> Dies hindert nicht, daß sie sich gegenwärtig tief unter Tage finden kann. So hat z. B. die Bohrung Mittelberg bei Koburg in 523 m Tiefe unter der Talsohle, unter Zechstein und unter dem von 488—523 m Tiefe reichenden Rotliegenden, gerötetes Schiefergebirge (culmische Tonschiefer und oberdevonische Tonschiefer, Kalkknotenschiefer und Quarzite) ergeben, das bei 623 m Tiefe noch nicht seine ursprüngliche Färbung angenommen hatte, wenn auch einzelne weniger oder nicht gerötete Partien zwischendurch schon vorgekommen waren. Merkwürdigerweise waren gerade die Kalkknoten noch mehr gerötet als die einschließenden Schiefer und zeigten zugleich eine gewisse Dolomitisierung, eine Erscheinung, die ich bei dem all die genannten Schichten auch, und zwar auch gerötet, darbietenden obengenannten Aufschluß bei Oberritz nicht beobachtet habe.



Schematisches Profil durch das thüringische Schiefergebirge.

1 Muschelkalk; 2 Buntsandstein; 3 Zechstein; 4a Zechstein; 4b Kupferschiefer; 4c Sanderz und Zechsteinkonglomerat; 4d Gebleichtes Rotliegendes und Schiefergebirge („Weißliegendes“ und „Weißes Gebirge“); 5 Rotes Rotliegendes; 6 Rötungszone im Schiefergebirge („Rotes Gebirge“); 7 Culm; 8 Devon; 9 Silur; 10 Cambrium.

beobachtungsort RICHTERS), der von ihr seinen Namen hat, der Rötung nicht bloß Culm, sondern auch Oberdevon unterlegen ist, und diese gegenüber auf dem linken Saalufer bis selbst ins Cambrium an geeigneten Stellen zurückgreift. Auch die alten Saalfeld-Kamsdorfer Bergleute kannten und betrachteten schon genau das „Rote Gebirge“ unter dem Zechstein, in dem ihre Erzgänge aufsetzten. Und sie ersahen auch aus seiner querschieferigen Spaltbarkeit, daß es nicht mehr zum Zechstein, sondern zum Schiefergebirge gehörte.

Das Profilbild auf voriger Seite soll die Verbreitung der Rötung schematisch dartun. Zugleich aber soll es auch das zweite Phänomen, die Entfärbung der geröteten Gesteine unmittelbar an der Zechsteingrenze, zeigen.

Während in Westfalen nach KRUSCH die Rötung des Carbons bis unmittelbar an die Zechsteindecke heranreicht, findet sich nämlich durch Thüringen hindurch hiervon eine sehr bemerkenswerte Abweichung. Alle geröteten älteren Schichten, gleichviel welcher Formation sie angehören, verlieren an der Zechsteingrenze ihre Rötung ganz und gar; sie nehmen dann aber nicht etwa wieder ihre ursprüngliche (meist ziemlich dunkle) graue Farbe an, sondern eine beinahe weiße, oft mit einem Stich ins Grünliche: aus dem „Roten Gebirge“ wird an der Grenze gegen den Zechstein das „Weiße Gebirge“ der Saalfelder Bergleute. Und zwar beträgt die Mächtigkeit dieser gebleichten Zone 1 bis vielleicht 8 m; die Untergrenze ist sehr scharf, wenn auch nicht eben, vielmehr zieht sie sich entlang von Klüften mehr oder minder tief unter ihre durchschnittliche Lage hinab.

Wie gesagt, betrifft die Weißfärbung jede Formation des Schiefergebirges, aber sie betrifft auch noch das obere Rotliegende, und der entfärbte (oder durch rezente Verwitterung wieder rostgelb gewordene) Teil des „gewachsenen“ Rotliegenden ist es, dem der Name „Weißliegendes“ zukommt.

Ein Teil des Rotliegenden oder — an anderen Stellen — auch des Schiefergebirges ist aber nun s. Z. von der Brandung des Zechsteinmeeres zertrümmert und zu einem Konglomerat (oder Sandstein) umgelagert worden, das, weil es auch weiß aussieht, sich oft nicht — oder nicht scharf — vom obigen Weißliegenden unterscheiden läßt, das aber doch auch oft genug noch durch kalkiges (oder dolomitisches) Bindemittel, in einzelnen Fällen selbst durch marine Versteinerungen (z. B. verschiedene Brachiopoden), seine Zugehörigkeit zum Zechstein zu erkennen gibt. Dieser Teil der weißen Schichten unter dem Kupferschiefer also ist es, der mit Recht

den Namen Zechsteinkonglomerat verdient. Und der alte Streit, ob und wieweit letzteres mit dem „Weißliegenden“ identisch sei, der zu den Zeiten von BEYRICH, E. WEISS und GEINITZ die Gemüter erregte, ist nach obigen Auseinandersetzungen theoretisch leicht zu schlichten, wenn auch praktisch im Einzelfalle nicht immer leicht zu entscheiden.

Die Ausbleichung des Weißliegenden wie des Zechsteinkonglomerats ist wohl auf eine Reduktion des Eisenoxyds zu Oxydul (verbunden mit teilweiser Wegführung des Oxyduls) durch sich zersetzende Organismen, die das Zechsteinmeer anscheinend in großer Menge herbeiführte, und auf von diesen ausgehende, in das Liegende eindringende Lösungen zurückzuführen. Diese Menge der Organismen, wenn sie auch figuriert nicht erhalten sind, war so groß, daß die obersten Zentimeter oder selbst Dezimeter der sonst weißen Schichten durch humose oder bituminöse Imprägnierung dunkelgrau bis sogar schwarz gefärbt sein können, und gerade diese Zone ist es, die wieder besonders zur Abscheidung von Erzen aus zuströmenden Lösungen und so zur Umwandlung in „Sanderz“ geeignet war.

---

### 13. Die Mikindanischichten und die jungen Deckschichten und jungen Küstenbildungen in Ostafrika.

Von Herrn EMIL WERTH.

Wilmersdorf, den 10. Februar 1909.

Die Studien von Herrn W. KOERT über *Pecten Vasseli* FUCHS bei Tanga in Deutsch-Ostafrika und das Alter der dortigen „jungen Deckschichten und jungen Küstenbildungen“, mitgeteilt im Protokoll der Sitzung vom 2. Dezember 1908 (diese Zeitschr. 60, 1908, Monatsber. S. 326—328), geben mir Veranlassung zu einigen Bemerkungen.

Ich habe seinerzeit<sup>1)</sup> eine Anzahl von Küstenprofilen von der Insel Sansibar und aus der Umgebung von Dar-es-salaam

---

<sup>1)</sup> E. WERTH: Zur Kenntnis der jüngeren Ablagerungen im tropischen Ostafrika. Diese Zeitschr. 53, 1901, S. 287—306.

E. WERTH: Lebende und jungfossile Korallenriffe in Ostafrika. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin 36, 1901, S. 115—144.

mitgeteilt, von denen mehrere dem von Herrn KOERT auf der Insel Tanga aufgenommenen Profile insofern ähneln, als dieselben ebenfalls wie dort einen jungen Riffkalk mit einer Decke rotbraunen lehmigen Bodens zeigen, welcher von kalkigen resp. kalkigsandigen Schichten unterlagert wird. Letztere stellen z. B. am Ras Mbueni auf Sansibar einen gelben, wenig harten, glimmerhaltigen Kalksandstein, stellenweise durchsetzt von festeren Bänken eines unreinen Kalkes mit Quarzkörnern, dar. Dieses Gestein scheint mir nicht sehr verschieden von dem der liegenden Schichten auf der Tanga-Insel zu sein, das von Herrn KOERT folgendermaßen beschrieben wird: „Bänke eines kalkig-tonigen Sandes, der Knauern und Linsen von Kalk umschließt, und zwar nach oben hin in wachsender Menge, bis schließlich ein Knollenkalk mit sandig-tonigem Bindemittel entsteht.“

Ich habe nun nachzuweisen versucht, daß die liegenden Schichten meiner Profile, die als eine Untere Stufe scharf gegen die überlagernden Kalke usw. abgrenzen, den Mikindanischichten BORNHARDTS entsprechen. Sie bilden hier den Sockel der untersten gehobenen Strandterrasse des ostafrikanischen Küstenlandes, während die Terrassendecke von den Sedimenten der Oberen Stufe, d. h. dem jungen Riffkalke und gleichwertigen sandig-lehmigen Ablagerungen, gebildet wird, welche den „jungen Deckschichten und jungen Küstenbildungen“ BORNHARDTS zuzuzählen sind.

Während diese letzteren also in deckenartiger Ausbreitung augenscheinlich erst mit der letzten wesentlichen Ausgestaltung der Oberflächenform des ostafrikanischen Küstenlandes abgelagert sind, haben die den Sockel der Terrassen bildenden Mikindanischichten bereits in erheblichem Umfange eine Denudation erfahren und ragen daher vielfach als Inseln aus den jüngeren Ablagerungen hervor. Beiderlei Schichtkomplexe sind also durch eine Erosions- bzw. Abrasions-Diskordanz gegeneinander abgegrenzt und daher als verschiedenaltige Gebilde anzusprechen.

Es dürfte also wohl die von BORNHARDT nach seinen umfangreichen, auf die meisten Küstengebiete Deutsch-Ostafrikas ausgedehnten Untersuchungen gewonnene Auffassung über die in Frage kommenden Schichten vorderhand zu Recht bestehen bleiben können. Und so scheint es mir nicht ausgeschlossen, daß auch der überlagernde Riffkalk der Tanga-Insel den kalkig-tonigen Sanden und sandigen Knollenkalken mit *Pecten Vasseli* FUCHS als Terrassendecke auflagert. Daß der Riffkalk weiter draußen ausschließlich das Profil der Steilküste der Insel Ulenge

zusammensetzt, entspricht dem, was wir theoretisch erwarten müssen. Ähnliches wurde auch von mir beobachtet. Jedenfalls wäre von den angegebenen Gesichtspunkten aus eine nochmalige Untersuchung der Profile der Tanga-Bucht schon aus dem Grunde besonders wünschenswert, als der wertvolle Fossilfund des Herrn KOERT die dortigen liegenden Schichten sicherer als bisher festzulegen gestattet.

## 14. Geologische und geomorphologische Terrassenstudien.

Von Herrn K. OESTREICH.

Utrecht, 4. Februar 1909.

Mehrere, von verschiedenen Seiten als Kritik meiner Arbeiten aufgefaßte Bemerkungen C. MORDZIOLS<sup>1)</sup> machen es mir zur Pflicht, dem Erscheinen der weiteren Fortsetzung meiner „Studien über die Oberflächengestalt des Rheinischen Schiefergebirges“ vorgreifend, auch meinerseits dem Leserkreis der Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft einige historische Bemerkungen zu unterbreiten.

Als ich während der Herbstmanöver 1900 Gelegenheit hatte, den nördlichen Taunus kreuz und quer zu durchstreifen, wurde mir klar, daß die Oberflächenformen dieses Teiles des Rheinischen Schiefergebirges die einer gehobenen und zerschnittenen Peneplain sind. Abebnung zur Peneplain, Aufwölbung der Oberfläche und, dadurch bedingt, Einsinken des Rheins und Entstehung der Durchbruchsschlucht, das waren die Gedanken über die Entstehung des Rheinischen Schiefergebirges in seiner heutigen Gestalt, die ich bereits 1902 in meiner Probevorlesung vor der Fakultät in Marburg entwickelte. An ein eingehenderes Studium dieser Oberflächenformen ging ich aber erst, seit ich auf den von TH. FISCHER geführten Studienausflügen auf die Hochfläche der Vordereifel aufmerksam wurde und sie aus morphologischen Gründen sowie wegen ihrer Bedeckung mit Fluß- und Seeablagerungen als ein Stück, von

---

<sup>1)</sup> PETERMANN'S Mitteilungen 1908, S. 121. Diese Zeitschr. 60, 1908, Monatsberichte 12, S. 337 ff.

der Mosel unabhängiger Landoberfläche erkannte, kurz als eine gehobene Peneplain, und zwar aus der Zeit zwischen den oligo-miocänen Seebildungen und darauf folgender Störungsperiode einerseits, dem Einsinken der Mosel in diluvialer Zeit andererseits. Also wahrscheinlich pliocän!: ein Stück aus einem älteren Zyklus stammender Landoberfläche, das nicht die durchsunkene Terrasse eines noch bestehenden Flusses darstellte, wie die schon vorher durch E. KAISER bekannt gewordene pliocäne Kiesoolithschotter-Terrasse an Mosel und Niederrhein.

Dieses morphologische Ergebnis bewog mich, nach ähnlichen Landschaftsformen in der Gegend des Rhein-Engtals zwischen Bingen und Koblenz zu suchen, zumal mir erinnerlich war, daß die seinerzeit von mir gesehenen und von E. HOLZAPFEL auf Blatt St. Goarshausen der geologischen Karte eingetragenen Schotter von Reitzenhain auf einer ähnlichen, hochgelegenen und zerschnittenen „Fastebene“ liegen.

Es ergab sich jedoch, daß hier das Rheintal selbst in einer breiten, durch Reste von Flußablagerungen als durchsunkene Talsohle gekennzeichneten Hochfläche eingeschnitten ist, die nichts anderes als die Fortsetzung der weiter talabwärts von PHILIPPSON als „Trog“ bezeichneten Niederung darstellt. Meiner Auffassung nach mußte sich die diluviale Engschlucht des Flusses aus einem derartig breiten, aber in geringer Meereshöhe gelegenen Tale durch Emporwölbung des alten Faltenrumpfes entwickelt haben, wie es vorher auch von PENCK („Das Deutsche Reich“ in „Unser Wissen von der Erde“) und von DAVIS (Physical Geography, Boston 1898, S. 191) gemutmaßt, aber natürlich noch nicht durch Einzeluntersuchung bewiesen worden war. Daß es sich bei dem „Trog“ in dieser Gegend tatsächlich um den Talweg eines von S nach N fließenden, das Mainzer Becken entwässernden Stroms, also eines „Rheins“ handelt, schloß ich aus mehreren Gründen: erstens weil das diluviale Rheintal nichts anderes ist als die Fortentwicklung dieses Tals oder, entwicklungsgeschichtlich gesprochen, das Werk eines neuen Zyklus, aber nicht ein neues Tal; zweitens weil die großen Buntsandsteinblöcke, die für den Schuttstromrest von Reitzenhain kennzeichnend sind, für einen längeren Transport aus wahrscheinlich südlicher Heimat sprechen, und drittens aus einer eingehenden Untersuchung des ganzen rheinischen Durchgangstals. Auf ein pliocänes Alter schloß ich aus ähnlichen Gründen, wie sie mich bei der zeitlichen Datierung der Vordereifel-Fläche geleitet hatten.

Ein mathematisch scharfer Beweis ist das ebensowenig wie die Zuweisung der Schotter von Reitzenhain ins Unterpliocän aus dem Grunde, weil die Dinotheriensande des Mainzer Beckens gleichfalls Kieseloolithe enthalten. Es handelte sich aber auch nur um eine entwicklungsgeschichtliche Erklärung der heutigen Oberflächenformen. Deshalb sprach ich in meiner, ohne eigene Schuld sehr spät veröffentlichten Abhandlung<sup>1)</sup> unter den Geographen (und auch unter den Geologen?) als erster klipp und klar aus, daß der „Trog“ PHILIPPSONS das pliocäne Rheintal sei, und daß das Rheintal seine Erklärung finde durch ruckweise Emporwölbung des alten Faltenrumpfes.

Eine Konkurrenz mit MORDZIOLS, mir erst nach meinen eigenen Feststellungen durch E. KAISER mitgeteilten Studien war schon darum ausgeschlossen, weil die geologische Untersuchung von stratigraphischen, meine aber von geomorphologischen Gesichtspunkten ausgegangen war. Diese ließen mich auf Grund meiner Terrassenstudien den pliocänen Rhein in Gedanken bis ins Mainzer Becken verfolgen, weil ich den „Durchbruch“ des Flusses mir anders nicht erklären konnte. Wenn aber die Funde von Kieseloolithen in den Dinotheriensanden des Mainzer Beckens, durch MORDZIOL, E. KAISER die Vermutung nahe legten, daß der Rheindurchbruch schon in der Unterpliocänzeit bestanden habe<sup>2)</sup>, so war das eben nur eine bescheiden vorgebrachte Vermutung, solange die Durchgangsstrecke nicht untersucht war; und wenn MORDZIOL als Ergebnis seiner Untersuchungen sich zunächst doch nur dahin äußerte, „daß ein räumlicher, zeitlicher und genetischer Zusammenhang der unterpliocänen Dinotheriensande des Mainzer Beckens mit den Kieseloolithschottern des Rheintals sichergestellt sein dürfte“<sup>3)</sup>, so war es um so mehr meine Pflicht, hochgeschätzten Autoritäten gegenüber meine Auffassung von der Geschichte des Rheindurchbruches nach morphologischer Methode im geographischen Fachblatte darzustellen.

Das von MORDZIOL festgestellte Auftreten der Kieseloolithe in den Schottern von Reitzenhain zu erwähnen, lag kein Grund vor, da der wirkliche Zusammenhang dieser

---

<sup>1)</sup> Studien über die Oberflächengestalt des Rheinischen Schiefergebirges. PETERMANN'S Mitteilungen 1908, S. 75 ff.

<sup>2)</sup> Pliocäne Quarzschotter im Rheingebiet usw. Jahrbuch der Preuß. Geol. Landes-Anst. für 1907, S. 86.

<sup>3)</sup> Berichte über die Versammlungen des Niederrheinischen Geologischen Vereins. Versammlung zu Burgbrohl. Bonn 1907, S. 11.

Kieseloolithschotter mit denen der Dinotheriensande nicht festgestellt ist. Es ist wahrscheinlich, aber nicht bewiesen, daß alle Kieseloolithschotter des Rheintals unterpliocän sind. Einer Auseinandersetzung über diesen Punkt glaubte ich entraten zu sollen. Der in Nr. 11 der Monatsberichte dieser Zeitschrift veröffentlichte Vortrag von MORDZIOL („Beitrag zur Gliederung und zur Kenntnis der Entstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge“) zeigt, wie recht ich hatte; denn nun nimmt MORDZIOL an, daß wohl im Unterpliocän der Rhein bestand, im Oberpliocän aber nicht mehr<sup>1)</sup>. Demnach bliebe also das Problem des Rheindurchbruchs bestehen! Sollte nicht, unter der Voraussetzung, daß die rheinische Pliocänterrasse wirklich den Talboden des unterpliocänen Rheines darstellt, das Oberpliocän die Zeit des Durchsinkens dieses Talbodens gewesen sein? das Unterpliocän also das Ende eines Zyklus darstellen mit greisenhaftem Flusse, das Oberpliocän aber das erste Stadium eines neuen Zyklus mit jugendlichem, erodierendem Flusse? Daß oberpliocäne Ablagerungen eines Flusses nicht vorhanden sind, beweist doch nichts gegen seine Existenz zu jener Zeit; im Gegenteil, je frischer, je lebhafter und jugendlicher ein Fluß ist, um so weniger hat der spätere Beobachter Gelegenheit, die Ablagerungen dieses Flusses anzutreffen. Meiner Auffassung nach hat der Rhein kontinuierlich durch die ganze, hier in Rede stehende Zeit hindurch bestanden.

Da jedoch diese Untersuchung durch das Problem des oberpliocänen Sees in der Mainebene kompliziert wird, verzichtete ich bei der Notwendigkeit, mich auf knappe Andeutungen zu beschränken, in diesen aber das Wichtigste mitzuteilen, auf Erwähnung von MORDZIOLs Auffindung von Kieseloolithen bei Reitzenhain, zumal ich bei neuerlichem Besuche der Lokalität keine Oolithe, nur wenige Lydite und ähnliche Gesteine fand, von neuem aber durch die Größe, Häufigkeit und vollkommene Politur der Buntsandsteinblöcke und -gerölle frappiert wurde.

Selbstverständlich waren es aber nicht die Buntsandsteine, die für mich bewiesen, daß hier ein älter als altdiluviales und jünger als miocänes Tal vorliegt, sondern die Höhenlage und der Terrassencharakter der ganzen Hochfläche von St. Goarshausen. Die morphologische Beweisführung betrachtet in erster Linie das Bodenrelief, Talform, Gehängeformen, Verebnungen, und sucht diese genetisch zu deuten;

<sup>1)</sup> Diese Zeitschr. 60, 1908, Monatsberichte 11, S. 274.

und der morphologischer Beweis kann als gesichert gelten, wenn diese Deutung und Bestimmung erlaubt, die Entwicklung einer Bodenform durch alle in den Formen der Landoberfläche noch erkennbaren Stadien hindurch zu verfolgen. Die Bunt-sandsteingerölle dienen mir nur dazu, einem geologischen Publikum — und auch unser geographischer Leserkreis verlangt in erster Linie den geologischen Beweis — einen geologischen Wahrscheinlichkeitsbeweis an die Hand zu geben. In jenem Stadium morphologischer Forschung mußte ich mir allerdings versagen, MORDZIOLs auf lithologischer Unterscheidung beruhender Gliederung der Quarzsotter zu folgen; doch kann ich heute wohl zugeben, daß sie begründet war und einen glücklichen Gedanken darstellt.

Zum Schlusse möchte ich bemerken, daß es mich mit Freude erfüllt, zu sehen, wie in unserm Falle geologische und geomorphologische Feldarbeit zeitlich und in ihren Ergebnissen Hand in Hand geht, ja daß sogar wechselseitige Befruchtung stattfindet; und ebenso wie ich gestehe, daß E. KAISERS Datierung der pliocänen Rheinterrasse von Oberlützingen mir den Mut gab zur Datierung pliocäner Landformen seitab der Täler, freue ich mich, aus dem in Nr. 11 dieser Monatsberichte veröffentlichten Vortrag meines, ich darf wohl sagen, geschätzten Mitarbeiters MORDZIOL zu ersehen, wie geomorphologische Denk- und Ausdrucksweise nun auch vom Geologen geübt wird.

## 15. Die Paludinensande und die Seenrinne im Grunewald bei Berlin.

Von Herrn EMIL WERTH.

Wilmsdorf, den 25. Februar 1909.

Zu den Ausführungen von Herrn EDW. HENNIG über einen neuen Fundort von *Paludina diluviana* (diese Monatsberichte 60, 1908, Nr 12, S. 342—347) seien mir einige ergänzende Bemerkungen gestattet.

Das Vorkommen von *Paludina diluviana* KUNTH in den Sanden des östlichen Grunewaldes ist mir seit langem bekannt. Ich habe die betreffenden Aufschlüsse — es kommen außer dem von Herrn HENNIG beschriebenen noch in Betracht 1. ein

kleiner, jetzt verfallener Anstich an der ersten Weggabelung nordwestlich von Paulsborn, 2. eine ebenfalls schon lange fast vollkommen verstürzte Sandgrube auf der Paulsborner Talinsel in der südsüdwestlichen Verlängerung des Grunewaldsees und 3. die alte Grube am Rienmeister-See — seit Jahren in ihren fortschreitenden Veränderungen verfolgt, um ein um so sichereres Urteil über die Lagerungsverhältnisse ihrer Schichten zu gewinnen.

Am unzweideutigsten sind die letzteren am Rienmeister-See. Hier haben wir zu unterst diskordant parallel geschichtete Sande, Grande und Kiese von unbekannter Mächtigkeit, die ziemlich reichlich *Paludina diluviana* führen. Überlagert werden diese Schichten von Geschiebesand und schichtigem Geschiebelehm in einer Mächtigkeit von zusammen 1 bis fast 3 m. Ähnlich liegen die Verhältnisse nun auch in den Aufschlüssen bei Paulsborn; doch tritt hier kein Geschiebelehm auf, er wird vielmehr lediglich von geschiebeführendem Sande vertreten, welcher die Deckschicht bildet und wohl der unweit westlich auftretenden Geschiebelehmbedeckung gleichwertig zu erachten ist.

Wir haben es also zwischen dem Grunewald- und Rienmeister-See zweifellos mit fluviatilen (oder event. lakustren) Sanden zu tun, die von einer subglazial gebildeten Ablagerung — in der Grube beim Rienmeister-See sind schöne Flächner und gekritzte Geschiebe häufig — überlagert werden. Daß diese letztere dem „oberen“, jüngsteiszeitlichen Geschiebemergel entspricht, ist wohl mehr als wahrscheinlich. Und wenn nun auch die die Paludinsande unterlagernden Schichten an Ort und Stelle nicht aufgeschlossen sind, so kann es doch nach den Ergebnissen der in der Nachbarschaft (bei Schlachtensee und Nikolasse) niedergebrachten Bohrungen sowie den bekannten Lagerungsverhältnissen der Diluvialschichten am Nord- und Nordostrande des Teltow-Plateaus keinem Zweifel unterliegen, daß unsere Sande auch von subglazial entstandenen Schichten unterlagert werden. Ich stimme daher Herrn HENNIG bei in der Ansicht, daß hier ein Äquivalent der „Rixdorfer Sande“ bzw. letztes Interglazial vorliegt.

Was nun das Auftreten der *Paludina diluviana* in diesen Sanden angeht, so ist die Schnecke auch nach meiner Ansicht hier als typisches Interglazialfossil aufzufassen. Der außerordentliche Reichtum an wohl erhaltenen Schalen, namentlich in den Aufschlüssen bei Paulsborn, ließe den Gedanken an eine sekundäre Lagerstätte bzw. an eine Überführung der Schneckenschalen aus dem vorletzten Interglazial in das letzte

mit Hilfe des Inlandeises wohl nicht aufkommen, wenn nicht die *Paludina diluviana* lange Zeit als Leitfossil ausschließlich für das ältere Diluvium gegolten hätte. Im Mai 1908 legte ich Herrn HELGI PJETURSS, welcher bei seinen Studien auf Island Gelegenheit gehabt hatte, durch einen rezenten Gletscher umgelagerte Schalreste zu untersuchen, Paludinenschalen aus dem Grunewalde vor. Derselbe hielt es in Anbetracht des Erhaltungszustandes der letzteren für unwahrscheinlich, daß sie (durch das Inlandeis) umgelagert seien.

In den Kiesgruben bei Gluwno-Hauland in der Provinz Posen ist meines Wissens zuerst, und zwar von WAHNSCHAFFE, das Vorkommen der *Paludina diluviana* in den Schichten des jüngsten Interglazials nachgewiesen und ausdrücklich als auf primärer Lagerstätte befindlich aufgefaßt worden<sup>1)</sup>. Neuerdings nun betrachtet derselbe Forscher auch das bekannte Vorkommen bei Rathenow als dem letzten Interglazial angehörig [während es früher von ihm in das vorletzte Interglazial gestellt wurde<sup>2)</sup>]. Gilt somit das Auftreten der *Paludina diluviana* auch im letzten Interglazial längst als Tatsache, so liegt auch für das Vorkommen im Grunewalde kein Grund zu einer anderen Deutung vor.

Was mich bei diesen Funden am meisten interessierte, war das Auftreten der Paludinensande im Konnex mit der Seenrinne des Grunewaldes. An den Weggabelungen nordwestlich des Paulsborner Restaurants treten die interglazialen Schichten an der westlichen, beim Rienmeister-See an der östlichen Uferböschung der Seenrinne auf, während sie in der Insel unmittelbar südwestlich Paulsborn innerhalb der Rinne selbst ganz augenscheinlich den Rest einer ehemaligen Tal-schwelle darstellen, wie solche für die Seenkette des Grunewaldes und ähnliche Bildungen im nordeuropäischen wie anderen Inlandeisgebieten ganz allgemein verbreitet sind. Wie Herr HENNIG bei Paulsborn, so beobachtete auch ich am Rienmeister-See ein teilweises Einfallen der Sande im Sinne der Uferböschung neben geringen Biegungen der Schichten. Auch ich möchte hierin alte, schon bei Bildung der Rinne zustande gekommene Störungen sehen, zumal sich die glaziale Deck-schicht am Rienmeister-See tief in die Rinne hinabzuziehen scheint.

---

<sup>1)</sup> Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst. f. 1896, Bd XVII, Berlin 1897, S. LXXXII.

<sup>2)</sup> Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes, 3. Aufl., 1909, S. 305 u. 306.

Dagegen fand ich in der unmittelbar südwestlich Paulsborn gelegenen inselförmigen Talerhöhung, dem erwähnten Reste einer offenbaren Talschwelle, bei meinem Besuche im März 1906, als die bezeichnete Grube noch einen ganz frischen, von oben bis unten glatten Aufschluß darbot, die *Paludina*-führenden, kreuzgeschichteten Sande gänzlich ungestört. Die ungestörte Lagerung und die hier besonders zahlreichen, wohlerhaltenen Schneckenschalen waren mir ein Beweis für die Unhaltbarkeit der Auffassung der jetzt veralteten geologischen Karte (Blatt Teltow der Landesaufnahme), auf welcher diese Insel als „Abrutschmasse“ koloriert ist.

Auch die anderen Talschwellen der Grunewaldrinne wurden bisher zumeist als Abrutschmassen aufgefaßt. So z. B. zwischen der Krumpfen Lanke und dem Schlachtensee, wo sie fast die Höhe des Plateaus zu beiden Seiten erreicht, und somit keine Talböschungen mehr vorhanden sind, von welchen die „Abrutschmassen“ stammen könnten. Ähnlich liegen die Verhältnisse auch bei der Schwelle zwischen dem Süden des Schlachtensees und dem Nikolassee bzw. der Rehwiese. Die Schwelle nordöstlich vom Rienmeister-See, welche das südlich Paulsborn gelegene, heute von Torfbildungen angefüllte Becken südwärts abschließt, ragt hingegen in Form von niedrigen Sandhügelchen nur wenige Meter über die heutige Talsohle auf. Aber trotzdem liegt auch hier kein Grund vor, sie als Abrutschmassen oder, wie die geologische Karte an dieser Stelle will, als Flußterrasse anzusehen. Noch niedrigere Talschwellen haben wir uns an anderen Stellen, wie zwischen dem Rienmeister-See und der Krumpfen Lanke und im wesentlichen auch bei Hundekühle, unter der Torfauffüllung der Rinne vergraben zu denken. Denn anders erscheint beim Mangel einer deutlichen Talverengung die Zweiteilung eines Beckens durch Torfwuchs schwer verständlich.

Ganz entsprechend ist auch das nördlichste, heute durch menschliche Eingriffe beträchtlich veränderte Teilstück der Seenkette gestaltet, d. i. vom Hundekühlensee bis zum Lietzensee. Zwischen dem erstgenannten und dem Langen und Runden Fenn (jetzt Diana- und Königssee) sowohl wie auch zwischen letzteren und dem Halensee sind hohe Talschwellen vorhanden. Auch zwischen dem Halensee und dem Lietzensee dürfen wir wohl eine, wenn auch niedrige Schwelle annehmen, obwohl die starke Bebauung und Beschüttung des Terrains die ursprünglichen Verhältnisse hier nicht mehr klar zu rekonstruieren gestatten.

Aus den Ergebnissen südlich vom Grunewaldsee ergibt sich nun folgendes: Die Einlagerung der Rinne in interglaziale Schichten beweist, daß sie durch Erosion entstanden ist, und nicht etwa eine zufällige Depression zwischen ungleichmäßig abgelagerten und unruhige Oberflächenformen bildenden Gletscherschuttmassen darstellt. Die Bildung der Talschwelle aus demselben interglazialen Materiale beweist, daß dieselbe nicht nachträglich durch Auffüllung gebildet, sondern gleichfalls durch die Erosion mitherausgearbeitet worden ist. Solche Formen, d. h. Talungen mit ungleichsinnigem Sohlengefälle, können aber nicht durch die Erosionswirkung subaerisch fließenden Wassers entstanden sein; für ihre Bildung müssen wir vielmehr das Inlandeis bzw. die unter dem Drucke desselben fließenden Schmelzwässer verantwortlich machen. Speziell für die Grunewald-Seenrinne ist eine solche Entstehungsweise auch von WAHNSCHAFFE als wahrscheinlich hingestellt worden<sup>1)</sup>.

Die Seenkette im Grunewald stellt ein typisches Beispiel eines Glazialtales dar, d. h. einer Talform, wie sie für die diluvialen Vereisungsgebiete charakteristisch ist, und deren markanteste Eigentümlichkeit die Ungleichsinnigkeit ihres Sohlengefälles, das heißt ihre Zusammensetzung aus einzelnen Becken mit zwischenliegenden Schwellen, ist.

Ist die Deutung der Paludinensande als letztes Interglazial richtig — dieselbe dürfte wohl kaum auf Widerspruch stoßen —, so kommen wir mithin auch zu einer ziemlich sicheren Altersbestimmung der Seenrinne: Dieselbe ist während der letzten Eiszeit (im strengsten Sinne, d. h. während die betreffende Gegend noch vom Eise bedeckt war) ausgefurcht worden.

---

<sup>1)</sup> WAHNSCHAFFE, GRAEBNER, DAHL: Der Grunewald bei Berlin. Jena (GUST. FISCHER) 1907, S. 15.

## Neueingänge der Bibliothek.

- BÄRTLING, R.: Über den angeblichen Kohlenkalk der Zeche Neu-Diepenbrock III in Selbeck bei Mülheim-Saarn. S.-A. aus: Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch., **61**, 1909, Monatsber. 1. Berlin 1909.
- Über die Obere Kreide im Südosten des niederrhein.-westfäl. Steinkohlenbeckens. S.-A. aus: Berichte des Niederrhein. geol. Vereins, Versammlung vom 22.—25. Mai 1908 zu Münster.
  - Flözleeres und Unterkarbon im Felde der Zeche Neu-Diepenbrock III in Selbeck bei Mülheim-Saarn. S.-A. aus: Glückauf, **45**, 1909, Nr 6. Essen/Ruhr 1909.
  - Muschelkalk an der holländisch-deutschen Grenze. S.-A. aus: Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch., **60**, 1908, Monatsber. 12. Berlin 1908.
- CAPPELE, H. VAN: Essai sur la Constitution Géologique de la Guyane Hollandaise. Baarn, Hollande, Imprimerie Hollandia (Société Anonyme).
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Petrographische Mitteilungen aus dem Harz. 5. Über Andalusit führende Granite und Porphyroide vom Ost-rande des Brockenmassivs. S.-A. aus: Jahrb. der Preuß. geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, Teil II, H. 1. Berlin 1908.
- GOTHAN, W.: Die Frage der Klimadifferenzierung im Jura und in der Kreideformation im Lichte paläobot. Tatsachen. S.-A. aus: Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, Teil II, H. 2. Berlin 1908.
- HAACK, WILHELM: Der Teutoburger Wald südlich von Osnabrück. S.-A. aus: Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, Teil I, H. 3. Berlin 1908.
- HENNIG, EDW.: Über einige Pyknodonten vom Libanon. S.-A. aus: Centralbl. Min. 1907, Nr 12.
- *Macropetalichthys pelmensis* n. sp. S.-A. aus: Centralbl. Min. 1907, Nr 12.
  - *Saurichthys*-Funde von Rüdersdorf. S.-A. aus: Centralbl. Min. 1907, Nr 12.
  - Ein neuer Fundort von *Paludina diluviana*. S.-A. aus: Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch., **60**, 1908, Monatsber. 12. Berlin 1908.
  - Die Tektonik der Alpen. Organ der deutschen Gesellschaft für volkstümliche Naturkunde VII, Nr 23 u. 24. Berlin 1908.
  - *Gyrodus* und die Organisation der Pyknodonten. (Inaugural-Dissertation.) Berlin 1908.
- KAISER, ERICH: Sur une ancienne embouchure de la Meuse près de Bonn. Extrait du Bulletin de la Société Belge de Géol., de Pal. et D'Hydr. XXI, 1907. Brüssel 1907.
- Die Entstehung des Rheintals. S.-A. aus: Gesellsch. deutscher Naturforscher u. Ärzte. Verhandlungen 1908. Leipzig 1908.
- KOLESCH, KARL: Über die Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein in Ost-Thüringen. S.-A. aus: Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, Teil I, H. 3. Berlin 1908.

- KRUSCH, P.: Der Südrand des Beckens von Münster zwischen Menden und Witten auf Grund der geologischen Spezialaufnahme. S.-A. aus: Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, Teil I, H. 3. Berlin 1908.
- MENZEL, HANS: Über die Quartärfaunen im nördl. Vorlande des Harzes und die NEHRINGSche Steppenhypothese. S.-A. aus: Centralbl. Min. 1909, Nr 3. Stuttgart 1909.
- Über die Einhornhöhle bei Scharzfeld am Harz. S.-A. aus: 1. Jahresber. d. Niedersächsischen geol. Vereins 1908.
- Beiträge zur Kenntnis der Quartärbildungen im südl. Hannover. 4. Das Kalktufflager von Lauenstein. S.-A. aus: Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, Teil I, H. 3. Berlin 1908.
- MEYER, HERMANN: Einige Lößprofile der Wetterau. S.-A. aus: Ber. d. Oberhess. Gesellsch. f. Natur- u. Heilkunde, Gießen. N. F. Bd III, 1909. Gießen 1909.
- Geologische Untersuchungen am Nordostrand des Surettamassives im südlichen Graubünden. S.-A. aus: Ber. d. naturf. Gesellsch. zu Freiburg i. B. XVII, 1909. Freiburg 1909.
- RENZ, CARL: Trias und Jura in der Argolis. S.-A. aus: Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch., 58, 1906. Berlin 1906.
- Geologie von Griechenland. S.-A. aus: Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch., 60, Monatsber. 5, 1908. Berlin 1908.
- Über neue Vorkommen von Trias in Griechenland und von Lias in Albanien. S.-A. aus: Centralbl. Min., 1904. Stuttgart 1904.
- Über die Verbreitung des Lias auf Leukas und Akarnanien. S.-A. aus: Centralbl. Min., 1905, Nr 9. Stuttgart 1905.
- Der Jura von Daghestan. S.-A. aus: N. Jahrb. Min. 1904, II. Stuttgart 1904.
- Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. S.-A. aus: N. Jahrb. Min., Beilage-Bd. XXI, 1905. Stuttgart 1905.
- Zur Geologie der südöstlichen Rheinpalz. S.-A. aus: Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 53, Monatsber. 12. Berlin 1905.
- Zur Geologie Griechenlands. S.-A. aus: Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1907, Nr 4. Wien 1907.
- Études nouvelles en Grèce. Extrait du Bulletin de la Société Géol. de France (4) VII, 1907. Paris 1907.
- Le Trias fossilifère en Grèce moyenne et septentrionale. Extrait du Bulletin de la Société Géol. de France (4) VII, 38, 1907. Paris 1907.
- Über das ältere Mesozoicum Griechenlands. S.-A. aus: Compt. rend. Congr. int. géol. Mexiko 1907.
- RENZ, CARL, u. FRECH, F.: Neue Triasfunde auf Hydra und in der Argolis. S.-A. aus: Neues Jahrb. Min. Beilage-Bd. XXV, 1908. Stuttgart 1908.
- REUNING, E.: Goldbergbau in South Mahratta, insbesondere die Goldfelder zu Dharwar in Vorderindien. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geol. XVI, 1908. Berlin 1908.
- Über ein Vorkommen von Magnesiumpektolith aus dem grobkörnigen, hornblende- und glimmerführenden Diabas zu Burg bei Herborn. S.-A. aus: Centralbl. Min. 1907, Nr 24. Stuttgart 1907.
- SPETHMANN, HANS: Geologische Probleme in der näheren Umgebung Lübecks. S.-A. aus: Lübeckische Blätter 1904, Nr 4. Lübeck 1909.
- Verein für die bergbaulichen Interessen im Oberbergamtsbezirk Dortmund: Festschrift infolge des 50jährigen Bestehens 1858—1908.

- WAHNSCHAFFE, FELIX: Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. Dritte Neubearb. u. vermehrte Auflage. Zugleich 3. Aufl. von „Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde“ VI, H. 1. Stuttgart 1909.
- WILCKENS, OTTO: Über die Schwierigkeiten, die sich der Konstruktion von Deckfalten in den Profilen des Schwarzwälder Gneisgebirges entgegenstellen. Versammlung des Niederrhein. geol. Vereins zu Münster i. W. am 22.—25. Mai 1908.
- Über die Geologie der Alpen, ihren gegenwärtigen Stand und ihre Bedeutung für das Verständnis der deutschen Gebirge. Versamml. d. niederrh. geol. Vereins zu Münster i. W. am 22.—25. Mai 1908.
  - Radiolarit im Culm der Attendorf-Elsper Doppelmulde (Rhein. Schiefergebirge). S.-A. aus: Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. f. 1908, 60, Monatsber. 12. Berlin 1908.
  - Das krystalline Grundgebirge des Schwarzwaldes. Versammlung des Niederrhein. geol. Vereins zu Cöln am 4. Januar 1909.
  - Das krystalline Grundgebirge des Schwarzwaldes. S.-A. aus: Der Steinbruch, 3. Jahrg., 1908. Berlin 1908.
- WOLLEMAN, A.: Nachtrag zu meinen Abhandlungen über die Bivalven und Gastropoden der Unteren Kreide Norddeutschlands. S.-A. aus: Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, Teil II, H. 1. Berlin 1908.



# Monatsberichte

der

## Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 4.

1909.

Protokoll der Sitzung vom 7. April 1909.

Vorsitzender: Herr BEYSchLAG.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer zur Verlesung des Protokolls der letzten Sitzung das Wort. Das Protokoll der letzten Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Prof. W. SCHMIDLE, Direktor der Oberrealschule in Konstanz (Baden), vorgeschlagen von den Herren DEECKE, SCHALCH und SCHNARRENBERGER;

Herr H. A. BROUWER, Bergingenieur, in Blarikum (Holland), vorgeschlagen von den Herren CREDNER, BORNEMANN und NAUMANN;

Herr Dr. BORIS SPULSKI, Assistent am Geologischen Institut der Universität Königsberg, vorgeschlagen von den Herren BRANCA, STILLE und STREMMER;

Herr PAUL MÜLLER-HERRINGS, Bergreferendar, in Colmar i/E., Bruatstr. 6, zurzeit Berlin, Invalidenstraße 40/41, vorgeschlagen von den Herren BEYSchLAG, KRUSCH und MICHAEL.

Sodann verliest der Vorsitzende einen Brief des Herrn POMPECKJ in Göttingen, den derselbe zugleich mit seinem Aufsatz in der Frankfurter Zeitung „Der Bildungswert der Geologie“ eingeschickt hat. Herr POMPECKJ hat damit den ihm in Dresden von der Hauptversammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft gewordenen Auftrag erledigt, für die Tagespresse einen Artikel über die gefaßte Resolution, den Unterricht in der Geologie betreffend, zu schreiben.

Nachdem der Vorsitzende die eingegangenen Druckschriften besprochen hat, erteilt er Herrn LOTZ zu seinem Vortrag



Reisebilder aus Deutsch-Südwestafrika (mit Lichtbildern), das Wort; an der Diskussion beteiligen sich Herr ZIMMERMANN und der Vortragende.

Herr HAARMANN sprach über den Piesberg-Sattel bei Osnabrück.

Da die Ergebnisse der Untersuchungen im Gebiete des Piesberg-Sattels an anderer Stelle<sup>1)</sup> ausführlich dargestellt sind, so kann ich mich hier auf die wichtigsten Punkte beschränken; besonders sollen die stratigraphischen Verhältnisse nur kurz erwähnt werden.

Die ältesten bei Osnabrück anstehenden Schichten sind Carbon, und zwar entsprechen sie der oberen Saarbrücker Stufe. Über diesen folgt mit schwacher Diskordanz, unter Ausfall des Rotliegenden, Zechstein in ähnlicher Ausbildung wie im übrigen Norddeutschland. Die zum Teil mächtigen Anhydrit- und Gipslager sind am Ausgehenden ausgelaugt, so daß dort der Zechstein eine nur geringe Mächtigkeit (15 m) hat. Nennenswerte Kali- und Steinsalzlager fehlen. Der nur etwa 400 m mächtige Buntsandstein hat keine festen, geschlossenen Sandsteinbänke, ebenso wie dies von Herrn Prof. KRUSCH in der Februar-Sitzung aus Westfalen berichtet wurde. Der etwa 150 m mächtige Muschelkalk ist im allgemeinen so ausgebildet wie weiter südlich; die einzelnen Zonen des Wellenkalks sind nur noch teilweise deutlich auszuscheiden. Die drei Glieder des Keupers sind denen in Westfalen ähnlich, nur erscheint die Mächtigkeit des Gipskeupers mit 70 m außerordentlich reduziert, so daß die Gesamtmächtigkeit des Keupers auf 150 m angegeben werden kann. Die Trias ist somit bei Osnabrück rund 700 m mächtig, gegenüber etwa der doppelten Mächtigkeit im Wesergebiet. Der Jura ist, soweit bisher bekannt, in etwa gleicher Stärke vorhanden wie in Westfalen. Ob die Mächtigkeit der Kreide wirklich so erheblich größer ist als am südlichen Osning, wie HASEBRINK<sup>2)</sup> meint, ist wohl noch zu untersuchen<sup>3)</sup>. Von Tertiär finden sich Oligocän und Mittelmioocän.

<sup>1)</sup> HAARMANN: Die geologischen Verhältnisse des Piesberg-Sattels bei Osnabrück. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1909, 1. Zuvor ohne Tafeln als Inaug.-Diss. Berlin 1908 veröffentlicht.

<sup>2)</sup> HASEBRINK: Die Kreidebildungen im Teutoburger Wald bei Lengerich. Verh. d. Nat. Ver. f. Rheinl. u. Westf. f. 1907, 254 ff.

<sup>3)</sup> Vgl. auch MESTWERDT: Diese Zeitschr. 61, 1909, Monatsber., S. 62.

An drei Stellen tritt bei Osnabrück, wo der Osning und das Wiehengebirge bald in der norddeutschen Tiefebene auslaufen, Carbon zutage: am Piesberg, Hüggel und an der Ibbenbürener Bergplatte, während weiter nach SO trotz Zunahme der Gebirgshöhen nur jüngere Schichten anstehen. Schon



Übersichtskarte der Umgebung von Osnabrück.

FRIEDRICH HOFFMANN erklärte dies durch die verringerte Mächtigkeit der Trias bei Osnabrück, die bewirkt, daß verhältnismäßig unbedeutende Verwerfungen schon alte Schichten emporbringen können. Wenn HOFFMANN auch Einzelheiten nicht erkannte, so ist seine Ansicht, wie die obigen Mächtigkeitsangaben zeigen, doch im Grunde richtig.

Der Piesberg tritt in einer Hebungslinie, dem Piesberg-Sattel, zutage, der im allgemeinen der südlich von ihm verlaufenden Osning-Achse gleichgerichtet ist. Zur Veranschaulichung dessen und zur Erläuterung der folgenden Ausführungen ist die vorstehende Übersichtsskizze der Osnabrücker Gegend beigelegt. Der Piesberg ist ein Halbsattel, dessen Schichten nach W allmählich, nach N und S rascher unter jüngere Formationen untertauchen. Nur im O wird das Carbon durch eine Verwerfung von rund 400 m Sprunghöhe begrenzt. Die äußere Gestalt des Berges entspricht seinem geologischen Bau. Im O legen sich an den nördlich streichenden Abbruch mit gleichem Streichen Buntsandstein und jüngere Schichten, die vielfach verworfen sind, und in die an einer Stelle (bei Mosting) Mittelmiozän eingesunken ist. Der Untere Keuper nimmt im Haster Berge wieder das der Sattelachse entsprechende W—O-Streichen an. Weiter nach O wird der Keuper in der Sattellinie durch ältere Schichten, Buntsandstein, verdrängt. Der Übergang wird nicht durch Brüche vermittelt, sondern im wesentlichen durch Faltung, wobei die Schichten, im Nette-tale, wieder ein nördliches Streichen annehmen, so daß nach O immer ältere Schichten bis zum Buntsandstein zutage treten. Der Sattel verläuft nun mit regelmäßigem Bau in südöstlicher Richtung bis an die Bahn Osnabrück—Bremen, hinter der in der Sattelachse das Tertiär von Astrup, Mittel- und Oberoligozän, eingesenkt erscheint. Östlich der Tertiärversenkung nimmt mit einer geringen Verschiebung nach S der Piesberg-Sattel seine weitere Fortsetzung nach O bis etwa in die Gegend von Melle.

Im weiteren Verlauf des Sattels vom Piesberg nach W behält dieser seine ost-westliche Richtung bis zur Düte bei. Entlang dem südwestlich verlaufenden Dütetale scheint eine Verwerfung durchzusetzen, welche die Piesbergachse nach S bis über Wersen hinaus verwirft. Von hier an ändert sie ihre bisherige westliche Richtung und biegt, bezeichnet durch Buntsandstein, allmählich immer stärker nach N um, bis sie bei Neuenkirchen ein rein nördliches Streichen zeigt. Auf dem östlichen Flügel des sich nach N wendenden Sattels verläuft eine Verwerfung, die an der Dütetalspalte mit geringer Sprunghöhe beginnt und, parallel mit der Achse verlaufend, nach N immer stärker verwirft, bis an dem Wellenkalk des Sattels der Obere Jura des Wiehengebirges mit ost-westlichem Streichen abbricht. Die Verwerfung stellt sich als ein Abbruch dar, an dem das Wiehengebirge im W sein Ende erreicht. Östlich der Düte bildet der Jura des Wiehengebirges das normale Hangende der südlich folgenden Schichten bis zum Carbon des

Piesbergs; von hier jedoch erscheinen, je weiter nach N, um so mehr, die östlich des Wiehengebirgsabbruchs folgenden Schichten gegenüber der Hebungslinie abgesunken.

Die Ursache für die Richtungsänderung des zunächst ost-westlich streichenden Piesberg-Sattels ist offenbar die ausgedehnte, einer westlichen Verlängerung der Achse des Piesbergs sich vorlegende Ibbenbürener Bergplatte, die im Zusammenhang mit der Osning-Achse zutage tritt. Diese wirkte als ein Widerlager, das einen gleichmäßigen Weiterverlauf des Piesberg-Sattels nach W verhinderte. Dort, wo sich die beiden Aufpressungslinien am nächsten kommen, haben naturgemäß die stärksten Druckwirkungen stattgefunden: zwischen beiden sind die Schichten grabenförmig eingesunken. In diesem Graben steht vorwiegend Jura über Tage an. Je mehr der Piesberg-Sattel nach N umbiegt und die beiden Hebunggebiete damit nach W divergieren, um so geringer werden die Spannungen zwischen beiden geworden sein, so daß die bedeutenden Verwerfungen, welche die Ibbenbürener Bergplatte im östlichen Teile ihres Nordrandes gegen den eingesunkenen Jura begrenzen, vielleicht nach W bald ausklingen. Ausgedehnte quartäre Deckschichten entziehen diese Verhältnisse unserer Beobachtung, weshalb sich über den Bau des Gebiets nichts Sicheres sagen läßt. (Nur in der Fortsetzung eines kleinen Sattels, der in der Höhe von Seeste vom Piesberg-Sattel nach NW abzweigt, konnten östlich von Recke bei den Höfen von Tospan und Weskamp Schichten nachgewiesen werden, die zum Keuper [Gipskeuper?] gehören dürften.)

Was die Zeitlichkeit der Aufrichtung des Osnings und Wiehengebirges betrifft, so deuten schon die von GAGEL bei Ösede festgestellte Transgression des Wealdens, die von HAACK im Hüggelgebiet beobachteten Schichtlücken im Liegenden des Neocoms und das Auflager des Obersenons von Haldem auf Schichten der Unteren Kreide, worüber ich noch näheres mitteilen werde, darauf hin, daß die ersten, verhältnismäßig nicht sehr bedeutenden Aufrichtungsvorgänge des Osningssystems vortertiären Alters sind. Da wir jedoch am Osning die gesamte Schichtenfolge der Kreide bis zum Emscher kennen, so wird man, was schon STILLE ausgesprochen hat, dem Osning im wesentlichen ein postcretacisches Alter zuschreiben dürfen, wenn auch der Ausgang der Kreidezeit als Beginn der Faltungsphase noch mit in Betracht kommt.

Durch die Untersuchungen bei Osnabrück war es möglich, die Zeit der Faltung auch nach oben zu begrenzen, und zwar dadurch, daß sich im Oberoligocän Carbongerölle fanden. Dies

beweist, daß die ältesten der bei Osnabrück anstehenden Gesteine mindestens schon zum Teil zur Oberoligocänzeit herausgehoben waren, daß schon damals die wesentlichen Züge der heutigen Tektonik bestanden haben müssen. Da wir wohl ein Übergreifen einzelner Glieder des Oligocäns, aber bisher nirgends eine nennenswerte Diskordanz zwischen ihnen kennen, so ist es kaum angängig, eine Dislokationsphase in die Oligocänzeit zu verlegen, vielmehr dürfte die voroberoligocäne Faltungsperiode auch eine voroligocäne<sup>1)</sup>, d. h. im wesentlichen eocäne, sein. Da in der Eocänzeit das mittlere und große Teile des nordwestlichen Deutschlands landfest waren, so liegt es nahe, die Zurückdrängung des Kreidemeeres mit diesen Dislokationen in Zusammenhang zu bringen.

Später ist das Osnabrücker Gebiet nochmals von Krustenbewegungen betroffen worden, die in dem Einbruch und der Faltung von Tertiär zum Ausdruck kommen. Da noch Mittelmiocän eingesunken ist, so darf man ihre Zeitlichkeit wohl in den Ausgang der Miocänzeit verlegen, in der nach älterer Ansicht die gesamte Tektonik des nordwestlichen Deutschlands geschaffen sein soll. Die Wirkung der Krustenbewegung dieser Zeit ist jedoch bei Osnabrück gegenüber den alttertiären nur sehr gering.

An der Diskussion über diesen Vortrag beteiligen sich die Herren MESTWERDT, KRUSCH und der Vortragende.

Herr G. FLIEGEL spricht über ein von ihm im Städtischen Museum für Handel und Industrie zu Cöln aus natürlichem Gestein errichtetes geologisches Profil durch das Rheinische Schiefergebirge.

Die Arbeit, die ich mir Ihnen im Bilde vorzuführen erlaube, will nicht in Form eines geologischen Profiles die Er-

---

<sup>1)</sup> Nach mir hat auch WEGNER (Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal. 1909, 3) die Ansicht veröffentlicht, daß das Alter des Osnings und Wiehengebirges präoligocän sei, und zwar schloß er das aus der Transgression von Unteroligocän über Lias bei Bünde. Diese schon seit langem bekannte Tatsache berechtigt jedoch nur zu der Annahme von präoligocänen Krustenbewegungen, ohne daß damit auch die Hauptauf richtungsphase voroligocän sein müßte. Das präoligocäne Alter dieser konnte erst durch den Fund von Carborgeröllen im Oligocän erwiesen werden. Vgl. hierzu auch WEGNERS Bemerkungen über die Zeitlichkeit der Faltung in dem Abdruck seines Führers zu den Exkursionen der 2. Hauptvers. zu Münster i. W. 22.—25. Mai 1908 in den Berichten des Niederrhein. geol. Ver. f. 1908 (Bonn 1909), S. 62, die in dem zu den Exkursionen erschienenen Führer fehlen.

gebnisse eigener, neuer Forschungen aus dem Bereich des Rheinischen Schiefergebirges darstellen. Sie verfolgt einen bescheideneren und doch für uns Geologen nicht minder wichtigen Zweck, nämlich den, in weiteren Kreisen das Verständnis und das Interesse für die Geologie zu wecken und zu mehren. Das von mir in Cöln aufgebaute Profil dient also im wesentlichen einem pädagogischen Zwecke; es will ein Anschauungsmittel sein, durch das der gebildete Laie — der ja trotz seiner Bildung vielfach nicht weiß, was Geologie und was ein Geologe ist — mit den Grundbegriffen der Geologie bekannt gemacht wird. Es soll ihm zugleich der geologische Bau eines engeren, ihm naheliegenden und ihm bekannten Gebietes, des Rheinischen Schiefergebirges, in seinen Hauptzügen vorgeführt werden, ohne daß es dazu geologischer Karten und des Studiums umfangreicher geologischer Monographien bedarf. Auf diese Weise soll der Besucher des Museums erfahren, daß die Geologie den Aufbau der Erdrinde bis in sonst nicht zugängliche Tiefen zu entwirren und in seinen Gesetzen zu erforschen vermag. Er soll dadurch auch lernen, daß die Geologie das Verständnis für das Auftreten und die Verbreitung der nutzbaren Ablagerungen vermittelt, daß sie also nicht nur eine abstrakte, sondern zugleich eine im besten Sinne praktische, in ihrer Bedeutung für das Allgemeinwohl noch lange nicht genügend gewürdigte Wissenschaft ist.

Den Vorzug der Anschaulichkeit besitzt am meisten ein geologisches Profil aus natürlichem Gestein.

Versuche dieser Art liegen bei uns in Deutschland schon mehrere vor, deren jeder das Ziel der Belehrung weiterer, geologisch nicht vorgebildeter Kreise in seiner Weise zu lösen versucht hat. Als die beiden Extreme kann man da einerseits das Idealprofil der Erdrinde im hiesigen Aquarium betrachten, andererseits das bekannte Profil durch die Steinkohlenformation, das von GÖPPERT<sup>1)</sup> in den fünfziger Jahren des vorigen Jahrhunderts im Breslauer Botanischen Garten aufgeführt worden ist. Gibt das eine einen ganz allgemeinen, in seiner Eigenart großartig wirkenden Einblick in das Felsgerüst der Erde, so ist das Werk GÖPPERTS eine liebevolle Spezialarbeit, die die geologische Entwicklung der Steinkohlenformation und ihre Pflanzenwelt bis in feinste Einzelheiten hinein darstellt.

<sup>1)</sup> H. R. GÖPPERT: Ein zur Erläuterung der Steinkohlenformation im Königl. Botanischen Garten zu Breslau errichtetes Profil. Neues Jahrbuch f. Mineralogie 1856, S. 765—768.

Von wesentlich anderer Art sind die Arbeiten, die auf diesem Gebiet in späterer Zeit entstanden sind: Eine hervorragende Zierde des Gartens des Landwirtschaftlichen Instituts der Universität Halle bildet das durch sämtliche Formationen vom Urgebirge und Cambrium bis zum Tertiär und Diluvium hindurchgeführte Idealprofil der Erdrinde, das dort nach einem Entwurfe von K. v. FRITSCH<sup>1)</sup> durch F. BEYSCHLAG vor mehr als 25 Jahren aufgebaut worden ist. In ihren Grundgedanken — jedoch nicht in der für den Gesamteindruck eines solchen Profiles so wesentlichen Feinheit der technischen Ausführung — lehnt sich hieran jene geologische Mauer an, die E. ZACHE<sup>2)</sup> im hiesigen Humboldthain als ein „Hilfsmittel für den geographischen und naturwissenschaftlichen Unterricht“ errichtet hat.

Beide Profile haben das gemein, daß in ihnen die Hauptgesteinstypen der sämtlichen Formationen vertreten sind, und daß sie dem Beschauer außerdem die Kenntnis der wichtigsten tektonischen Elemente, als da sind Sättel und Mulden, Verwerfungen usw., vermitteln. Besonders anschaulich wirkt in dem Halleschen Profil der genetische Gegensatz zwischen neptunischen und plutonischen Gesteinen, von denen die letzteren als mächtige Porphyrdecken im Rotliegenden sowie als junge Basalt- und Trachytkuppen erscheinen. Außerdem finden wir hier eine weitgehende Gliederung einzelner Formationen durchgeführt, wobei von dem Erbauer stets Wert darauf gelegt worden ist, die Gesteine so anzuordnen und in solchen Massenverhältnissen zu verwenden, daß ihre natürliche Struktur zur Geltung kommt.

Wenngleich sich einzelne Abschnitte der Mauer offenbar an die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse bestimmter Landschaften anlehnen, so ist doch weder dieses noch das Berliner Profil ein geologischer Durchschnitt durch ein bestimmtes Gebiet. Das zeigt sich an der Mauer in Halle besonders darin, daß sie an der einen Seite mit dem Urgebirge

<sup>1)</sup> K. v. FRITSCH: Erläuterungen zu dem gemauerten geologischen Profil im Garten des landwirtschaftlichen Instituts der Universität Halle (zugleich als Heft IX der Berichte aus dem physiologischen Laboratorium und der Versuchsanstalt des landwirtschaftlichen Instituts der Universität Halle, herausgegeben von J. KÜHN). Dresden 1891.

<sup>2)</sup> E. ZACHE: Die geologische Wand im Humboldthain zu Berlin. Berlin (Verlag von P. STANKIEWICZ) 1896. — Derselbe: Tafel der geologischen Wand im Humboldthain zu Berlin in den Farben der Gesteine 71,5 × 197 cm Farbendruck mit Erklärungen am Fuße. Berlin (P. STANKIEWICZ). — Referat in Zeitschrift f. praktische Geologie 1895. S. 350—351.

beginnt, und daß man fortschreitend in immer jüngere Formationen bis zum Tertiär am linken Ende gelangt.

Anders G. GÜRICH<sup>1)</sup>: Nach seinem Entwurf ist in Hirschberg vom Riesengebirgsverein ein geologisches Profil durch ein engeres Gebiet, durch das Riesengebirge und sein Vorland, in Anlehnung an die natürlichen Verhältnisse aufgebaut worden. GÜRICH hat auf die Darstellung alles dessen, was in diesem Gebiet nicht ansteht, verzichtet, und sich mit seinem Entwurf streng an die Wirklichkeit gehalten. Er erleichtert dadurch das geologische Verständnis des Gebirges, das der beschauende Tourist durchwandern will.

Als an mich durch Herrn Geheimrat BEYSCHLAG die Aufgabe herantrat, im Städtischen Museum für Handel und Industrie zu Cöln ein geologisches Profil aus natürlichem Gestein zu errichten, stand von vornherein fest, daß diese Mauer entsprechend dem Charakter des Museums in höherem Grade als die soeben besprochenen älteren Arbeiten der Darstellung der nutzbaren Ablagerungen gewidmet sein sollte. In dem Wunsche nach der Erzielung möglicher Anschaulichkeit habe ich die Lösung der Aufgabe in der Weise versucht, daß ich das Profil, soweit es mir eben äußere Rücksichten und praktische Erwägungen gestatteten, in seinen einzelnen Teilen an die natürlichen geologischen Verhältnisse von Rheinland-Westfalen anlehnte. Bei dem in der Geologie nicht bewanderten Beschauer belebt sich sicherlich das Interesse, wenn er nicht nur Gesteine und bestimmte Eigentümlichkeiten des Gebirgsbaues sieht, sondern wenn er zugleich erfährt, in welchem Teile seiner Heimatprovinz das Gebirge so aufgebaut ist, wie es die Mauer zeigt. So kam ich zur Schaffung eines Querprofils durch das Rheinische Schiefergebirge. Aus ihm lernt der Beschauer neben den Grundbegriffen der Geologie den geologischen Charakter seiner rheinischen Heimat kennen; er erfährt die Hauptzüge der Stratigraphie und Tektonik dieses doch immerhin beträchtlichen Gebietes.

Für die besonderen Zwecke des Museums für Handel und Industrie ergab sich zugleich der wesentliche Vorteil, daß sich auch die Darstellung der nutzbaren Ablagerungen an die wichtigsten natürlichen Vorkommen von Rheinland und Westfalen anlehnen konnte. Sie wurden in ihren Hauptzügen

<sup>1)</sup> HUGO WENKE: Das geologische Profil des Riesengebirges auf dem Kavalierberg zu Hirschberg. Bote aus dem Riesengebirge, Nr. 153 vom 3. Juli 1902. Vgl. auch das geologische Profil in G. GÜRICH: Geologischer Führer in das Riesengebirge. (Sammlung geologischer Führer VI.) Berlin 1900. Taf. I.

und in einer ihrer wirtschaftlichen Bedeutung entsprechenden Verbreitung aufgebaut.

Demgegenüber will es mir wenig belangreich erscheinen, daß nicht alle geologischen Formationen in der Mauer vertreten sind. Silur und Jura, leider auch das Urgebirge mußte fortgelassen werden. Aber schließlich wird solch ein Profil nicht lehrreicher, wenn einige geologische Formationen mehr vertreten sind.

Trotzdem erschien es mir angemessen, nicht auf die spezielle Schichtengliederung an Stellen und bei Formationen zu verzichten, wo die geologische Forschung genügend weit vorgeschritten ist. Das Unterdevon z. B. einfach durch Grauwacken, das Mitteldevon durch Kalkstein darzustellen, wäre zu oberflächlich gewesen; es hätte dem Beschauer auch nicht zum Bewußtsein gebracht, daß der Geologe gerade mit Hilfe einer weitgehenden Einzelgliederung den Gebirgsbau entwirrt und das Auftreten nutzbarer Ablagerungen verfolgt. Eine Grenze war mir dabei durch unsere noch mangelhafte Kenntnis mancher Gebiete gezogen: Der Gebirgsbau der Eifel z. B. ist noch kaum erst in seinen Hauptzügen bekannt.

Ich kann es mir versagen, an dieser Stelle auf Einzelheiten des von mir ausgeführten Entwurfes einzugehen und ihn zu begründen; denn ich weiß, daß wohl jeder Geologe die Lösung in einer mehr oder minder anderen Weise versuchen würde. Hinsichtlich aller Einzelheiten der Darstellung verweise ich daher auf die Erläuterung<sup>1)</sup> des Profils, die ich mir Ihnen hier zu überreichen erlaube, und auf die ihr beigegebene Tafel. Dort sind einige der Schwierigkeiten, die dazu nötigten, in wesentlichen Punkten von der Wirklichkeit abzugehen, so besonders der für die einzelnen Abschnitte der Mauer verschiedene Maßstab, die starke Überhöhung einzelner Teile und Formationen usw. kurz besprochen. Da aber vielleicht von anderer Seite ein ähnliches Werk wieder einmal in Angriff genommen wird, ist es wohl erwünscht, wenn ich einiges aus meiner Arbeit und der dabei gesammelten Erfahrung hier mitteile.

Dabei möge zunächst allen denen, die mir nach dieser oder jener Richtung hin die Arbeit erleichtert haben, herzlicher Dank abgestattet sein: Herrn Geheimrat BEYSCHLAG vor allem, der der Arbeit in allen ihren Stadien lebhaftes Interesse entgegengebracht und sie durch mannigfache Ratschläge ge-

---

<sup>1)</sup> G. FLIEGEL: Ein geologisches Profil durch das Rheinische Schiefergebirge. Cöln 1909, Städtisches Museum für Handel u. Industrie.

fördert hat; den Herren DENCKMANN und LEPLA, deren freundlicher Rat für die Gestaltung einzelner Teile wertvoll geworden ist; endlich einer ganzen Reihe von Kollegen, die mich hier und da beraten und mir bei der Beschaffung der Gesteine in liebenswürdigster Weise geholfen haben, besonders den Herren BÄRTLING, FOLLMANN, HENKE, E. KAISER, SCHMIDT, WUNSTORF.

Die Schwierigkeiten bei der Ausführung des Entwurfes lagen zunächst in der Beschaffung der Gesteine. Es zeigte sich da von vornherein als unabweisbar, die Gesteine mit verschwindenden Ausnahmen selbst zu besorgen. Denn nur so waren die für die einzelnen geologischen Stufen bezeichnenden Gesteine zu erlangen. Nur so ist es möglich gewesen, sie in solcher Gleichmäßigkeit des Kornes, der Farbe, der Klüftung zu bekommen, daß daraus gleichmäßige, einheitlich wirkende Bänke aufgebaut werden konnten. Welche Zeit und welche Kosten diese Gesteinsbeschaffung erfordert hat, möge man daraus ersehen, daß die Mauer bei einer Länge von 18,60 m über 30 qm Fläche hat, und daß mehr als 165 verschiedene Gesteine in dieser Fläche Platz gefunden haben; ihr Ursprungsort verteilt sich auf das weite Gebiet von der Saar und Nahe bis zum Münsterlande. Dabei war es nicht immer möglich, die Gesteine in solchen Mengen zu bekommen, wie es der Entwurf eigentlich erfordert hätte, zumal dann, wenn in den betreffenden Schichten keine Steinbrüche vorhanden waren.

Den eigentlichen Aufbau der Mauer hat ein Steinmetz in monatelanger Arbeit unter meiner ständigen Leitung ausgeführt. Nur durch sorgfältigstes Bearbeiten ließen sich die Gesteine so aneinandersetzen, daß die Fugen einigermaßen verschwanden, und die Schichtung, die Mulden und Sättel, die Verwerfungen und Diskordanzen klar in die Erscheinung traten. Beim Ausfügen der zwischen den einzelnen Steinen jeder Schicht bleibenden schmalen Räume wurde mit Vorteil ein von Steinmetzen viel gebrauchter „Patentkitt“ angewandt. Seine besondere Eigentümlichkeit besteht darin, daß er in jedem Falle mit dem Mehl des betreffenden Gesteines angerührt wird und so die gewünschte Farbe erhält.

Für den Steinmetzen lag die Hauptschwierigkeit darin, daß selbstverständlich bei weitem die Mehrzahl der Gesteine für die Bearbeitung ungeeignet sind, teils wegen zu großer Härte oder Sprödigkeit, teils wegen bestimmter, in dem Gestein vorherrschender Kluftrichtungen. Das machte sich am meisten nicht, wie man vermuten könnte, bei den bogenförmig ver-

laufenden Schichten, sondern dort geltend, wo verschiedene Gesteine an einer Verwerfung, zumal unter spitzem Winkel, zusammenstoßen. Selbst mit Sägen der Gesteine war da kein befriedigender Erfolg zu erzielen. Ein einigermaßen natürliches, der Wirklichkeit entsprechendes Bild der Erzgänge zu erzielen, erwies sich bei Verwendung der Erze in Form von Handstücken aus ähnlichen Gründen als nicht möglich.

Auch der Aufbau lockerer und weicher Gesteine war meist schwierig: die Mergel quollen unmittelbar nach dem Versetzen in Zement und bröckelten auseinander; sie mußten also zuvor einer besonderen Behandlung unterzogen werden. Ton und Braunkohle schrumpften noch wochenlang, nachdem sie in die Mauer eingebaut waren; Sand, Löß und vulkanische Asche mußten zuvor künstlich verfestigt werden; der Wasserspiegel der Flüsse wurde aus Wasserglas hergestellt. Daß Stein- und Kalisalze dann und wann erneuert werden müssen, da sie Feuchtigkeit anziehen, wird, trotzdem sie mit Kopalack bestrichen wurden, nicht zu vermeiden sein.

Für den pädagogischen Wert eines geologischen Profiles aus natürlichem Gestein ist von entscheidender Bedeutung die Art, in der es dem Verständnis des Beschauers näher gebracht wird, d. h. die Form der Erläuterung. Ich habe mich aus ästhetischen Gründen nicht entschließen können, unmittelbar an jedem Gestein seinen Namen und die geologische Formation, etwa auf einem kleinen Täfelchen, anzubringen. Auch erschien mir eine Erläuterung der Grundzüge der Tektonik und Stratigraphie der Mauer, dazu die Hervorhebung der nutzbaren Ablagerungen — stets unter Hinweis auf die dem betr. Teil der Mauer in der Natur zugrunde liegende Landschaft — als das wichtigste für das Verständnis des Profiles. Ich habe das dadurch in einer für den Besucher des Museums sehr bequemen Weise erreicht, daß ich am Fuße der Mauer einen in natürliche Abschnitte zerlegten, allgemein gehaltenen, erläuternden Text angebracht habe. Die Länge der Mauer gestattete, diesen Text so groß zu drucken, daß er von jedermann bequem gelesen werden kann.

Der eingehenderen Erklärung dient sodann die Ihnen vorliegende Erläuterung, die im Museum zu haben ist. Die dort beigefügte, in Lichtdruck hergestellte photographische Verkleinerung des Profiles enthält am unteren Rande den erläuternden Text vom Fuße der Mauer; außerdem in Form von Einschreibungen Schicht für Schicht die Namen der einzelnen Gesteine, dazu die geologischen Formationen und Stufenbezeichnungen; Pfeile an den Verwerfungen und Überschie-

bungen bezeichnen die relative Richtung der stattgehabten Schollenbewegungen. Für den, den es interessiert, finden sich in einer besonderen Tabelle die sämtlichen Gesteine mit ihrem Ursprungsort verzeichnet.

Der beschreibende Text gibt in Form eines stratigraphischen Überblicks eine kurze Einführung in die geologische Entwicklung des Rheinischen Schiefergebirges. Selbstverständlich mußten für den, dem die Geologie ganz fern liegt, einleitend in plauderndem Tone die für das Verständnis unentbehrlichsten Grundbegriffe der Geologie erklärt werden. Kurze Hinweise auf die wirtschaftliche Bedeutung der einzelnen Gesteine sind, da ja das Museum in erster Reihe dem Handel und der Industrie dienen will, allenthalben in besonderem Druck eingeflochten worden.

Wie in dem Profil selbst, so habe ich also auch in der Erläuterung versucht, den besonderen Aufgaben<sup>1)</sup> des Museums für Handel und Industrie gerecht zu werden und doch zu gleicher Zeit ein Werk zu schaffen, das weit über den Rahmen des Museums hinaus das Verständnis für die Geologie zu fördern bestimmt ist.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren BLANCKENHORN, FUCHS, SCHNEIDER, KRUSCH und der Vortragende.

v.	w.	o.
KRUSCH.	BELOWSKY.	ZIMMERMANN.

---

<sup>1)</sup> Aufgaben und Aufbau des Museums ist dargestellt in K. WIEDENFELD: „Das Museum für Handel und Industrie zu Cöln“. Jahrbücher für Nationalökonomie und Statistik, 3 Folge, Bd. 37, Heft 4. Jena 1909.

## Briefliche Mitteilungen.

### 16. Magmatische Untersuchungen.

#### 1. Pyroxengranulit und Pyroxenquarzporphyr.

Von Herrn W. BERGT.

Leipzig, den 21. März 1909.

Pyroxengranulit und Pyroxenquarzporphyr, die beiden räumlich eng benachbarten Gesteine im nordwestlichen Sachsen, sind meines Wissens noch niemals in verwandtschaftliche Beziehung zueinander gebracht worden. Das ist im Hinblick auf ihre außerordentlich ähnliche, man kann fast sagen, gleiche mineralogische und, wie noch näher beleuchtet werden soll, auch sehr ähnliche chemische Zusammensetzung auffällig. Andererseits erscheint es verständlich und erklärlich, weil diese Gesteine nach der bis vor kurzem herrschenden Auffassung im Alter zu weit auseinanderlagen, besonders aber, weil sie eine grundsätzlich verschiedene Entstehung haben sollten. Denn während Granulit und Pyroxengranulit in der auf C. F. NAUMANN folgenden neptunistischen Periode für archäische krystalline Schiefer sedimentärmetamorpher Bildung gehalten wurden, stellte der Pyroxenquarzporphyr (mit dem Pyroxengranitporphyr) unbestritten ein eruptives Glied des Rotliegenden dar. Die Eruptivität, die Porphyr- und Porphyritnatur des letzten Gesteins werden wohl auch niemals bezweifelt werden.

Der in dem letzten Jahrzehnt eingetretene Umschwung der geologischen Anschauungen zugunsten einer eruptiven Entstehung des Granulits um die Wende des Devons<sup>1)</sup> hat die beiden Gesteine einander im Alter bedeutend genähert und die hinsichtlich der Bildungsart bisher vorhandene Kluft beseitigt. Eine Vergleichung dieser Gesteine liegt nunmehr nahe, ja drängt sich geradezu auf.

**Mineralogische Zusammensetzung.** In der mineralogischen Zusammensetzung läßt sich kaum ein wesentlicher

<sup>1)</sup> Vergl. H. CREDNER: Die Genesis des sächsischen Granulitgebirges. Leipzig 1906 und Zentralbl. f. Min. 1907, S. 513—525.

Unterschied auffinden. Rhombische und monokline Pyroxene, wobei die ersten in beiden Gesteinen vorherrschen, Plagioklase, darunter sehr basische wie Labradorit, Orthoklas, Mikroperthit und Quarz sind die Hauptgemengteile; dazu kommen noch Hornblende, Biotit, Magnet- und Titaneisen, Magnet- und Eisenkies, Apatit, Zirkon und Rutil. Einen Unterschied scheint der Granatgehalt zu bilden. In vielen, nicht in allen Vorkommnissen des Pyroxengranulits findet sich Granat als primärer, vorsichtiger ausgedrückt, als ein den schon genannten Hauptgemengteilen in der Entstehung gleichgeordnetes Mineral mehr oder weniger reichlich; in manchen Pyroxengranulitvorkommnissen fehlt er ganz. „Man könnte deshalb im Zweifel sein“, sagt DATHE<sup>1)</sup>, „ob man dergleichen granatfreie Gesteine, die im übrigen die Zusammensetzung der Diallaggranulite . . . aufweisen, noch zu den Diallaggranuliten oder vielleicht zur Gruppe der Gabbrogesteine rechnen sollte.“ Den im Pyroxenquarz- und -granitporphyr enthaltenen Granat ist man geneigt für einen aufgenommenen Fremdling zu halten<sup>2)</sup>, während sich an den Granat des Pyroxengranulits diese Annahme noch nicht geknüpft hat. Indessen untersuchte ich sächsische Pyroxengranulite, besonders aus der Gegend von Rochlitz, in denen der Granat mit anderwärts zu schildernden Verhältnissen tatsächlich den Eindruck eines Fremdlings macht. Jedenfalls bestehen sowohl für den Pyroxenquarzporphyr wie für den Pyroxengranulit zwei merkwürdige hierauf bezügliche Tatsachen. In beiden Gesteinen ist der Granat im Auftreten und in der Menge, wie schon DATHE für den Pyroxengranulit hervorhebt, sehr wechselnd und unbeständig. Eine höchst sonderbare Übereinstimmung liegt aber darin, daß die an den Granat des Pyroxengranulits sehr häufig gebundene und vornehmlich aus dem letzten Gestein bekannte zentrische Struktur (strahliger Ansatz von Pyroxen- und Amphibolstengeln um Granat) in ganz ähnlicher Weise auch im Pyroxenquarzporphyr auftritt. Diese Verhältnisse bedürfen eingehender Untersuchung<sup>3)</sup>. Nach meinen

---

<sup>1)</sup> Die Diallaggranulite der sächsischen Granulitformation. Diese Zeitschr. XXIX, 1877, 320/21 ff.

<sup>2)</sup> Vergl. R. REINISCH: Über Einschlüsse im Granitporphyr des Leipziger Kreises. Min. u. petr. Mitteil. XVI, 1896, S. 497 ff. und C. AMBRONN: Die geologischen Verhältnisse und die chemische Zusammensetzung der Pyroxenquarzporphyre usw. Diss. Borna-Leipzig 1907, S. 44.

<sup>3)</sup> Die Durchsicht mehrerer, von den Herren REINISCH und AMBRONN freundlichst zur Verfügung gestellten Schliche zeigte im Pyroxenquarzporphyr um Granat Augitkränze, die für Fremdlinge typisch sind.

Beobachtungen bildet der Granatgehalt nicht nur keinen Unterschied zwischen unseren Gesteinen, sondern im Gegenteil einen neuen interessanten Punkt der Übereinstimmung. Beachtung verdient auch der Spinellgehalt (Hercynit) beider Gesteine.

Die gemeinsamen Merkmale sind noch nicht erschöpft. Beide Gesteine, Pyroxengranulit und Pyroxenquarzporphyr, zeigen in gleicher Weise und in gleichem Sinne Ausbildungen, die zwischen hellen (leukokraten), spezifisch leichteren, quarz- und orthoklasreichen, plagioklas- und pyroxenarmen, also chemisch saueren Abarten einerseits, dunkelen (melanokraten), spezifisch schwereren, quarz- und orthoklasarmen bis -freien, plagioklas- und pyroxenreichen, chemisch basischeren andererseits durch alle Zwischenstufen schwanken. Während der Pyroxengranulit mit seinen saueren Gliedern in den normalen und Glimmergranulit (mit granitischer M. -natur), mit seinen basischen Gliedern in Gabbro, Norit und Augit übergeht, zeigt der Pyroxenquarzporphyr, allerdings in engeren Grenzen (s. u.), die gleichsinnige Verbindung mit saurem Quarzporphyr an dem einen, mit Porphyrit und Gabbroporphyr am anderen Ende.

Von dem Pyroxenquarzporphyr sagt KALKOWSKY<sup>1)</sup> 1874: „Es sind Gesteine von einer höchst merkwürdigen petrographischen Beschaffenheit, indem sie bei vorherrschendem Felsitporphyrcharakter auch noch die Gemengteile des Diabases enthalten, nämlich Labrador, Augit, Magneteisen usw.“

Der größte Unterschied beider Gesteine liegt in der Struktur. Darin gleicht der Pyroxengranulit mit seinen saueren Ausbildungen dem normalen und dem Glimmergranulit, indem er wie diese häufig ausgeprägte Parallel-, Lagen- und Bänderstruktur aufweist, während die basischen Abarten vorwiegend massige Textur, sehr häufig gleich den basischen Eruptivgesteinen eine ausgezeichnet entwickelte kuglige Absonderung und konzentrischschalige Verwitterung und mikroskopisch, besonders wenn granatfrei, eine so typische Gabbrostruktur zeigt, daß z. B. WEINSCHENK in seiner „Speziellen Gesteinskunde“<sup>2)</sup> das mikroskopische Bild des Pyroxengranulits von Hartmannsdorf als Typus für die Gabbrostruktur gibt.

Die Strukturverschiedenheiten unserer Gesteine, die ja überall nur der Ausdruck abweichender Verhältnisse bei der Eruption und bei der Erstarrung, in besonderen Fällen auch

<sup>1)</sup> Die augithaltenden Felsitporphyre bei Leipzig. Diese Zeitschr. XXVI, 1874, S. 586.

<sup>2)</sup> 2. Auflage 1907, S. 90, Fig. 48.

der Einflüsse nach der Verfestigung sind, können am wenigsten einen Beweis gegen die magmatische Verwandtschaft der besprochenen Gesteine abgeben. Man braucht nur an die außerordentliche Mannigfaltigkeit der Strukturen bei den granitischen und gabbroiden Magmen zu denken, an die körnigen, porphyrischen, gneisigen, flasrigen, gebänderten Strukturen ein und desselben Magmas.

**Chemische Zusammensetzung.** Die zahlreichen Beziehungen, die sich für Pyroxengranulit und Pyroxenquarzporphyr bei Betrachtung der mineralischen Zusammensetzung ergaben, lassen Ähnliches für die chemische Beschaffenheit voraussehen und nötigen zu einem Vergleich auch in dieser Richtung. Von dem nordwestsächsischen Pyroxenquarzporphyr (mit Pyroxengranitporphyr) sind 10, vom Pyroxengranulit des sächsischen Mittelgebirges 14 Analysen vorhanden. Die ersten stammen zu einem großen Teile aus jüngster Zeit<sup>1)</sup>, die letzten sind über 40 Jahre alt.

Nach diesen Analysen schwankt der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt der Pyroxenquarzporphyre zwischen 76,80 (Analyse 1) und 59,79 v. H. (Analyse 13), bei dem Pyroxengranulit zwischen 72,97 (Analyse 5) und 45,52 v. H.; von dem letzten Gestein sind also viel basischere Ausbildungen bekannt als vom ersten. Für den Vergleich konnten natürlich nur diejenigen 5 Analysen des Pyroxengranulits verwendet werden, deren  $\text{SiO}_2$ -Gehalt dem des Pyroxenquarzporphyrs ungefähr entspricht.

Der Hohburger Quarzporphyr (Analyse 7) wurde früher dem Pyroxenquarzporphyr gegenüber als selbständiges Gestein angesehen. Jetzt betrachtet man ihn mit Recht als diesem zugehörig, als saure Ausbildung des Pyroxenporphyrmagmas und bezeichnet ihn als „äußerst pyroxenarmen Pyroxenquarzporphyr“. Er bedeckt größere Gebiete, kommt aber auch, durch rötliche Farbe hervortretend, schlierenförmig in dem dunklen Pyroxenquarzporphyr vor (Analyse 4). Die durch Analyse 1 vertretene rote Schliere zeigt die sauerste Ausbildung beim Pyroxenquarzporphyr überhaupt. Ihr zum Vergleich dient unter Analyse 2 ein Granulit mit sehr ähnlicher Zusammensetzung. Wie der Pyroxenquarzporphyr durch Abnahme und Wegbleiben des Pyroxens, unter Zunahme des Quarzes usw. in Quarzporphyr übergeht, so ist der Pyroxengranulit in gleicher Weise geologisch und petrographisch mit dem normalen Granulit eng verknüpft. Wir sind also bei der Vergleichung unserer Gesteine zum Heranziehen des Granulites vollkommen berechtigt.

<sup>1)</sup> C. AMBRONN: a. a. O.

**Analysen von Pyroxenquarzporphyren,  
Granuliten und Pyroxengranuliten des nordwestlichen Sachsen.**

A. Gewichtprocente.

	1	2	3	4	5	6
	Pyroxen- quarz- porphyr	Granulit		Pyroxen- quarz- porphyr	Pyroxengranulit	
Si O <sub>2</sub> . . . . .	76,80	75,80	73,37	73,80	72,97	71,25
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	0,17	—	—	0,15	—	—
Zr O <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	10,77	12,09	14,09	12,70	12,69	14,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,32	—	3,31	1,34	4,55	—
Fe O . . . . .	0,05	2,18	—	0,17	—	3,89
Mn O . . . . .	—	—	—	Spur	—	—
Mg O . . . . .	0,18	0,38	0,76	0,15	0,63	0,92
Ca O . . . . .	0,55	1,45	1,54	0,79	2,33	2,84
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,00	2,72	2,49	4,02	3,16	2,76
K <sub>2</sub> O . . . . .	6,99	4,27	4,25	5,59	3,46	3,02
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,98	0,63	0,27	1,08	0,13	0,59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	—	—	Spur	—	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,08	—	—	0,11	—	—
Sp. G. . . . .	99,89 2,559	99,52	100,08	99,90 2,598	99,92	99,55 2,70

A. Gewichtprocente (Fortsetzung).

	7	8	9	10	11	12	13
	Pyroxen- quarz- porphyr	Pyroxen- granulit	Pyroxenquarz- porphyr		Pyroxen- granulit	Pyroxen- quarz- porphyr	
			Mittel aus 3 Ana- lysen	Mittel aus 2 Ana- lysen			
Si O <sub>2</sub> . . . . .	70,03	68,30	64,76	63,39	63,14	60,47	59,79
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	0,45	—	0,44	0,88	0,64	—	1,24
Zr O <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	0,06	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,62	16,77	15,03	15,34	11,91	14,58	13,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,34	10,12 + TiO <sub>2</sub>	2,39	3,02	2,74	10,67	3,11
Fe O . . . . .	0,99	—	3,08	3,05	7,13	—	3,91
Mn O . . . . .	Spur	—	0,04	0,17	—	—	Spur
Mg O . . . . .	0,56	1,21	0,84	0,95	4,32	3,80	4,18
Ca O . . . . .	1,47	1,63	3,08	2,47	5,41	6,75	3,52
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,98	1,46	4,29	4,43	2,10	1,21	4,70
K <sub>2</sub> O . . . . .	5,06	1,38	4,91	4,87	0,31	2,29	3,78
H <sub>2</sub> O . . . . .	1,11	—	0,71	0,89	0,26	—	1,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,24	—	0,16	0,25	—	—	0,33
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,15	—	0,09	0,17	—	—	0,22
Sp. G. . . . .	100,00	100,87	99,82	99,94	97,96	99,77	99,94 2,760

B. Molekularprocente.

	1	2	3	4	5	6
	Pyroxen- quarz- porphyr	Granulit		Pyroxen- quarz- porphyr	Pyroxengranulit	
Si O <sub>2</sub> . . . . .	83,88	82,20	78,52	81,04	78,84	77,52
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	0,14	—	—	0,13	—	—
Zr O <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	6,92	7,71	8,87	8,20	8,06	9,14
Fe O . . . . .	1,13	1,97	2,66	1,27	3,69	3,53
Mn O . . . . .	—	—	—	—	—	—
Mg O . . . . .	0,30	0,62	1,22	0,24	1,02	1,50
Ca O . . . . .	0,64	1,69	1,77	0,93	2,70	3,31
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,12	2,86	2,58	4,27	3,30	2,90
K <sub>2</sub> O . . . . .	4,87	2,95	4,40	3,92	2,39	2,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	—
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

B. Molekularprocente (Fortsetzung).

	7	8	9	10	11	12	13
	Pyro- xen- quarz- porphyr Mittel aus 2 Ana- lysen	Pyroxen- granulit	Pyroxenquarz- porphyr		Pyroxen- granulit	Pyro- xen- quarz- porphyr	
			Mittel aus 3 Ana- lysen	Mittel aus 2 Ana- lysen			
Si O <sub>2</sub> . . . . .	77,33	74,46	71,77	70,73	67,79	65,30	65,23
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	0,37	—	0,37	0,74	0,52	—	1,02
Zr O <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	0,03	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	8,85	10,89	9,80	10,07	7,53	9,26	8,92
Fe O . . . . .	2,86	8,27	4,83	5,36	8,59	8,64	6,11
Mn O . . . . .	—	—	0,04	0,16	—	—	—
Mg O . . . . .	0,93	1,98	1,39	1,58	6,96	6,15	6,85
Ca O . . . . .	1,74	1,90	3,66	2,95	6,22	7,81	4,12
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,25	1,54	4,60	4,79	2,18	1,26	4,97
K <sub>2</sub> O . . . . .	3,56	0,96	3,47	3,47	0,21	1,58	2,63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,11	—	0,07	0,12	—	—	0,15
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

D. Gruppenwerte nach OSANN.

	S	A	C	F	a	c	f	n	k	m
Pyroxenquarzporphyr.										
1	84,02	6,99	0	2,07	15,5	0	4,5	3,03	1,90	6,91
4	81,17	8,19	0,01	2,43	15,5	0	4,5	5,21	1,57	6,19
7	77,70	7,81	1,04	4,49	11,5	1,5	7	5,44	1,45	6,85
9	72,14	8,07	1,73	8,19	9	2	9	5,70	1,20	6,31
10	71,50	8,26	1,81	8,24	9	2	9	5,80	1,16	7,07
13	66,25	7,60	1,32	15,76	6	1	13	6,54	1,04	7,59
Granulit und Pyroxengranulit.										
2	82,20	5,81	1,90	2,38	11,5	4	4,5	4,92	2,00	6,05
3	78,52	6,98	1,89	3,76	11	3	6	3,70	1,59	6,87
5	78,84	5,69	2,37	5,04	9	3	8	5,80	1,80	6,36
6	78,03	5,03	4,18	3,55	7,5	6	6,5	5,81	1,85	6,03
8	74,46	2,50	8,39	3,76	3,5	11,5	5	6,16	2,10	8,44
11	68,31	2,39	5,14	16,63	2	4	14	9,12	1,66	7,14
12	65,30	2,84	6,42	16,18	2	5	13	4,44	1,42	6,54

D. Veränderungen und Grenzen der Gruppenwerte.

	S >	a >	c <	f <
Pyroxenquarzporphyr . . .	84,02—66,25	15,5—6	0—2	4,5—13
Granulit und Pyroxengranulit	82,2 —65,3	11,5—2	3—6	4,5—14
Nur Pyroxengranulit . . .	78,8 —65,3	9 —2	3—6	8 —14

	k >	n <	m
Pyroxenquarzporphyr . . .	1,90—1,04	3 —6,5	6,19—7,59
Granulit und Pyroxengranulit	2 —1,4	3,7—6,2	6 —7,14
Nur Pyroxengranulit . . .	1,8 —1,4	4,4—6,2	6 —7,14

Die Zusammenstellung B „Molekularprozente“ (für H<sub>2</sub>O Zusammenstellung A) zeigt für den Pyroxenquarzporphyr einen höheren Gehalt an SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O und K<sub>2</sub>O und an H<sub>2</sub>O, einen niedrigeren für MgO und CaO, besonders aber für FeO. Diese Verhältnisse drücken sich natürlich auch in der Übersicht D „Veränderungen und Grenzen der Gruppenwerte“ aus. S und a sind beim Pyroxenquarzporphyr größer, f kleiner; MgO und CaO können hier nicht allein erkannt werden.

Die Zusammenstellung D zeigt aber auch im Zusammenhang mit C deutlich eine recht gleich- und gesetzmäßige Ver-

änderung der Gruppenwerte S, a, c, f, n und k bei beiden Gesteinen. Mit abnehmendem S und a wachsen C und n wenig, f bedeutend. Analyse 8 des Pyroxengranulits von Niederrossau fällt mit ihrem ungewöhnlich großen  $c = 11,5$ ,  $k = 2,10$  und  $m = 8,44$ , Analyse 11 des Pyroxengranulits von Waldheim durch hohes  $n = 9,12$  und  $m = 7,14$  aus dem Rahmen heraus. Ob diese Gesteine wirklich eine Ausnahme, deren es überall gibt, bilden, oder ob die Analysen nicht richtig sind, entzieht sich der Beurteilung. Die Zahlen der Gruppenwerte halten sich bei beiden Gesteinen auch in den gleichen oder recht ähnlichen Grenzen mit den oben schon berührten Unterschieden.

n schwankt um das Gleichgewicht von  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$  nach beiden Seiten im großen und ganzen um gleichviel, beim Quarzporphyr um 2 nach der Kalivormacht, um 1,6 nach der Natronvormacht, der Pyroxengranulit um 1,56 und 1,16. Beim Quarzporphyr findet scheinbar eine gesetzmäßigere Veränderung von n und k statt. Nach den Werten von m, die sich recht genau in den gleichen Grenzen bewegen, gehören beide Gesteine zu denen der Magnesiavormacht.

Die Analysen beider Gesteine bestätigen im wesentlichen also nur, was schon durch die mineralogische Zusammensetzung erkannt werden konnte: Pyroxenquarzporphyr und Pyroxengranulit sind magmgleiche oder mindestens magmenverwandte Gesteine; die bestehenden Unterschiede sind die gleichen, durch die zusammengehörige Tiefen- und Ergußgesteine gekennzeichnet werden. Das ist dasselbe Ergebnis, was OSANN<sup>1)</sup> nach seinen Untersuchungen und nach den Beobachtungen anderer wie folgt zusammenfaßt: „Die Ergußgesteine zeigen im Durchschnitt höhere Werte von S als die mineralogisch ihnen entsprechenden Tiefengesteine. Die Zahlen für a liegen bei den ersten in der Regel beträchtlich höher, die für f niedriger als bei den letzten. In bezug auf c läßt sich kein durchgreifender Unterschied erkennen.“

Nach Erörterung der chemischen Eigenschaften muß noch eine beiden Gesteinen gemeinsame Eigentümlichkeit hervorgehoben werden. Unter den bisher bekannten älteren Eruptivgesteinen gibt es keine, die ihnen ganz entsprechen. OSANN hat die Granulite und Pyroxengranulite noch nicht in den Bereich seiner vergleichenden chemischen Betrachtungen gezogen. Von den Pyroxenquarzporphyren berücksichtigt er nur den vom Hengstberg bei Grimma (oben in Analyse 10 mit

---

<sup>1)</sup> Min. u. petrogr. Mitteil. XXII, 1903, S. 345.

enthalten) und stellt ihn nebst mehreren Daciten zum Dacit-typus Delong Baros mit der Typenformel  $S_{72} a_9 c_{1,5} f_{9,5}^1$ .

Nach ROSENBUSCH<sup>2)</sup> „bilden die Pyroxenquarzporphyre der Leipziger Gegend eine vollkommene Parallele zu den Biotithypersthentrachyten (Toscaniten“. Der Bestand der normalen Granulite ist nach ihm der von saueren granitischen Gesteinen<sup>3)</sup>, was schon vor mehr als 40 Jahren SCHEERER<sup>4)</sup> an zahlreichen Analysen nachgewiesen hatte. Die sächsischen Pyroxengranulite stellen nach Rosenbusch<sup>5)</sup> in Gneisform, d. h. als krystalline Schiefer, die Eruptivreihe „Hypersthengranit—Hypersthendiorit—Anorthosit“ dar, und er verweist auf 7 in seinen „Elementen“ enthaltene Analysen solcher Gesteine<sup>6)</sup>.

Die folgende Zusammenstellung führt die Gruppenwerte derjenigen der erwähnten Gesteine auf, die unseren Gesteinen am nächsten kommen. Ein Vergleich dieser Formeln mit denen der sächsischen Pyroxenquarzporphyre und Pyroxengranulite bestätigt im großen und ganzen die Verwandtschaft, zeigt aber auch deutlich, daß die behandelten sächsischen Gesteine einander viel näher stehen als diese den angeführten Pyroxengraniten, Pyroxentrachyten usw.

Gruppenwerte von Dacit, Pyroxentrachyt und Pyroxengraniten.

	S	A	C	F	a	c	f	n	k	m	
14	73,37	6,72	3,88	5,43	8,5	5	6,5	4,32	1,37	5,96	Glimmerhypersthentrachyt
15	73,18	9,27	1,77	4,74	12	2	6	6,1	1,15	5,47	Hypersthengranit
16	72,96	7,96	3,23	4,65	10	4	6	7,6	1,24	4,97	Pyroxengranit
17	72,05	8,50	1,15	8,05	9	1,5	9,5				Dacit, Typus Delong Baros
18	70,99	9,15	2,89	4,87	11	3,5	5,5	6	1,08	5,48	Hypersthensyenit
19	69,73	7,72	3,06	9,00	8	3	9	5,7	1,14	7,65	Pyroxengranit
20	67,74	7,10	1,38	15,30	6	1	13	4	1,12	7,56	Pyroxengranitit

**Ergebnisse.** Die chemische Zusammensetzung der sächsischen Pyroxengranulite gibt keinerlei Anhalt, diese Gesteine zu den sogenannten Paragesteinen, d. h. solchen sedimentärmetamorpher Entstehung, zu zählen. Sie entsprechen in ihrer mineralogischen

1) Min. u. petrogr. Mitteil. XX, 1901, S. 424 u. 427.

2) Mikrosk. Physiogr. II, 2, 1908, S. 915. Vgl. auch dens., Elemente 1901, S. 284.

3) Elemente 1901, S. 505.

4) SCHEERER: Festschrift 1866, S. 158—203.

5) Elemente der Gesteinslehre 1901, S. 502.3.

6) Ebenda, S. 79, Analysen 20—26.

und chemischen Zusammensetzung so sehr den ihnen unmittelbar benachbarten, unzweifelhaft eruptiven Pyroxenquarzporphyren, daß beide, Pyroxengranulit und Pyroxenquarzporphyr, als gleiche oder ganz nahe verwandte Eruptivmagmen betrachtet werden müssen, die im Verhältnis von Tiefen- und Ergußgestein zueinander stehen. Die unmittelbare räumliche Nachbarschaft der betrachteten Gesteine, die Tatsache, daß der Pyroxenquarzporphyr, wie Einschlüsse<sup>1)</sup> darin zeigen, in seinem Untergrunde Granulit und Pyroxengranulit durchbrochen hat, berechtigten im Zusammenhang mit dem vorigen zu der weiteren Schlußfolgerung: Die nordsächsischen Pyroxenquarzporphyre stellen eine in die Zeit des Rotliegenden fallende, vielleicht aus demselben Herde kommende Wiederholung der im Jungdevon erumpierten Pyroxengranulite dar; die Pyroxengranulite sind die jungdevonische Tiefengesteinsform, die Pyroxenquarzporphyre die permische Ergußgesteinsform des gleichen Magmas.

Die magmatische Stellung des normalen Granulits und des basischen Pyroxengranulits soll in einem zweiten Aufsatz behandelt werden.

### Literaturnachweis für die Analysen.

1. Rote mikropegmatitische Schliere an der Grenzzone zwischen Pyroxengranit- und -quarzporphyr, Haselberg bei Ammelshain. AMBRONN, a. a. O. S. 55.
2. Granulit vom rechten Zschopauufer nahe oberhalb Neudörfchen. RUBE bei SCHEERER, Festschrift 1866, S. 180, Analyse VII.
3. Granulit, Steina bei Hartha. RUBE bei SCHEERER, Neues Jahrb. f. Min. 1873, S. 677, Analyse VII.
4. Rote Schliere im pyroxenreichen Quarzporphyr, Breiter Berg bei Lüptitz. AMBRONN, a. a. O. S. 43, Analyse 7.
5. Orthoklaspyroxengranulit, Gasfabrik Penig. RUBE bei SCHEERER, Neues Jahrb. f. Min. 1873, S. 677, Analyse 4. Die Analyse dieses Gesteins wird in den Erläuterungen zu Bl. Penig, 1876, S. 7 irrtümlich als „normaler Granulit“ angeführt.
6. Pyroxengranulit, Bruch südlich von Burgstädt, an dem von Kühnheide nach Herrenheide führenden Weg. RUBE bei SCHEERER, Festschrift, S. 176, Analyse X, daselbst S. 177 als Granulit von blaugrauer bis schwarzgrauer Farbe bezeichnet. Diese Analyse wird von ZIRKEL, Petrogr. III, 1894 sowohl beim normalen Granulit S. 247, Analyse II wie beim Pyroxengranulit S. 252, Analyse VII angeführt.

---

<sup>1)</sup> Vgl. R. REINISCH: a. a. O.

7. Mittel aus den einander sehr ähnlichen Analysen IV und V bei AMBRONN, S. 32, äußerst pyroxenarmer Pyroxenquarzporphyr vom Spielberg bei Collmen (früher Hohburger Quarzporphyr) und dass. vom Großen Spitzberg bei Grimma (Bl. Naunhof 27).
8. Pyroxengranulit von Niederrossau. JUNGE und OHL bei SCHEERER, Neues Jahrb. f. Min. 1873, S. 688, Analyse 22b.
9. Pyroxenquarzporphyr, Mittel aus den drei Analysen I, II und III bei AMBRONN, S. 27, „pyroxenreicher Pyroxenquarzporphyr von Kleinsteinberg bei Beucha“, dass. vom Breiten Berg bei Lüptitz, dass. vom Hengstberg bei Grimma nach JANNASCH.
10. Pyroxenquarzporphyr, Mittel aus den beiden Analysen VI und VIII bei AMBRONN, S. 40 und 49, „dunkle Schliere im pyroxenreichen Quarzporphyr vom Breiten Berg bei Lüptitz“ und „normaler Pyroxengranitporphyr, Westbruch am Haselberg bei Ammelshain“.
11. Pyroxengranulit von Waldheim. MERIAN, Neues Jahrb. f. Min. 3. Beil.-Bd. 1885, S. 307, Analyse Xa.
12. Pyroxengranulit, Bruch zwischen Tanneberg und Obercrossen. RUBE bei SCHEERER, Neues Jahrb. f. Min. 1873, S. 688, Analyse 21.
13. Quarzarmer Pyroxengranitporphyr, Bruch südlich von Pyrna. AMBRONN, S. 53, Analyse IX.
14. Glimmerhypersthentrachyt (Toscanit), Monte Amiata in Toscana. Mittel aus den 4 Analysen 10a—d bei ROSENBUSCH, Elemente 1901, S. 280.
15. Hypersthengranit, Diana, New York. ROSENBUSCH, Elemente 1901, S. 79, Analyse 24.
16. Pyroxengranit, Kekequabik Lake, Minnesota. Ebenda Analyse 22.
17. Dacit, Typus Deleng Baros. OSANN, Min. u. petrogr. Mitt. XX, 1901, S. 424.
18. Hypersthensyenit, Leon Lake, New York. ROSENBUSCH, Elemente 1901, S. 79, Analyse 25.
19. Pyroxengranit, Oberbruck, Dollerental, Oberelsaß. Ebenda Analyse 21.
20. Pyroxengranitit, Laveline, Vogesen. Ebenda Analyse 20.

## 17. Über angebliches Untersilur in Venezuela.

Von Herrn WILHELM SALOMON.

Heidelberg, den 31. März 1909.

Vor einer Reihe von Jahren erhielt ich von dem in Heidelberg ansässigen Vater des Marine-Oberingenieurs WILHELM KLEIN zwei mittlerweile von DREVERMANN<sup>1)</sup> genau beschriebene und abgebildete Silurversteinerungen, die, wie mir damals mit Bestimmtheit versichert wurde, auf einer Reise von Caracas über Valencia nach Puerto Cabello gesammelt sein sollten.

DREVERMANN erkannte bei der Untersuchung die genaue Übereinstimmung des ersten Stückes mit einem Exemplar von *Calymmene senaria* auct. aus dem Trentonkalk von Covington (Kentucky). Das zweite Stück wurde als „*Orthoceras* cfr. *olorus* HALL“ aufgeführt und mit der betr. nordamerikanischen Art aus dem Trentonkalk verglichen.

Herr Prof. EDUARD SUESS fragte später bei mir an, ob denn der Fundort wirklich sicher feststehe, da ihm das Vorkommen aus verschiedenen Gründen unwahrscheinlich sei. Daraufhin suchte ich noch einmal Auskunft von Herrn KLEIN jun. zu erhalten. Bei der Berufsart des Herrn KLEIN konnte ich indessen erst jetzt in Verbindung mit ihm treten und erfuhr nun zu meiner Überraschung, daß die Stücke möglicherweise nicht von Venezuela stammen, sondern auch in New Port News (Nordamerika) von ihm gekauft sein könnten. Man wird unter diesen Umständen gut tun, wenigstens vorläufig kein Untersilur in Venezuela anzunehmen.

<sup>1)</sup> Über Untersilur in Venezuela. Neues Jahrb. Min. 1904, I, S. 91—93, Taf. X.

## 18. Die Zone des *Inoceramus Koeneni* G. MÜLLER bei Paderborn.

Von Herrn H. STILLE.

Hannover, den 21. März 1909.

Auf die *Cuvieri*-Pläner, die das „Bockfeld“ südlich von Paderborn zusammensetzen, legen sich graue Mergel, und zwar verläuft die Grenze zwischen Pläner und Mergel mitten durch die Stadt Paderborn derart, daß die festeren Pläner die etwas höheren südlichen, die mürbereren Mergel die etwas tiefer liegenden nördlichen Stadtteile einnehmen. Zuerst sind die Mergel von CL. SCHLÜTER<sup>1)</sup> beschrieben worden, der aus ihnen *Belemnitella quadrata* BLAINV. anführte und sie zum Untersenon stellte. Vom Alme-Ufer zwischen Paderborn und Elsen wurde dann im Jahre 1877 von SCHLÜTER<sup>2)</sup> *Inoceramus involutus* SOW. erwähnt, wodurch das Vorhandensein der zweitältesten Stufe des Emschers bewiesen wird, den GOTTFRIED MÜLLER<sup>3)</sup> bekanntlich vom Hangenden zum Liegenden in

4. Zone des *Inoceramus Haenleini* G. MÜLLER,

3. Zone des *Inoceramus digitatus* SOW.,

2. Zone des *Inoceramus involutus* SOW.,

1. Zone des *Inoceramus Koeneni* G. MÜLLER

gegliedert hat.

Während die grauen Mergel von Paderborn bisher für höchst fossilarm galten, ist es Herrn Prof. Dr. SCHRADER zu Paderborn vor einigen Jahren gelungen, in einer der Ziegeleien des „Riemeker-Feldes“ gleich westlich der Stadt Paderborn<sup>4)</sup> eine große Zahl von Exemplaren der Gattung *Inoceramus* ausfindig zu machen, die er mir freundlichst überließ und die ich seinerzeit dem Museum der Kgl. geologischen Landesanstalt übergeben habe. Das häufige Auftreten dieser *Inoceramen* scheint an einen dünnen Schichtkomplex inmitten

<sup>1)</sup> CL. SCHLÜTER: Die Schichten des Teutoburger Waldes bei Altenbeken. Diese Zeitschr. XVIII, 1866, S. 74.

<sup>2)</sup> CL. SCHLÜTER: Zur Gattung *Inoceramus*. Palaeontographica XXIV, S. 273.

<sup>3)</sup> G. MÜLLER: Die Gliederung der *Actinocamax*-Kreide im nordwestlichen Deutschland. Diese Zeitschr. 52, 1900, Protok., S. 38.

<sup>4)</sup> H. STILLE: Geologisch-hydrologische Verhältnisse im Ursprungsgebiete der Paderquellen zu Paderborn, S. 27 u. Taf. II.

der sonst fast fossilfreien Mergel gebunden zu sein. In Gesellschaft der *Inoceramen* fand sich *Micraaster cor testudinarium* AG. in einer Reihe von Exemplaren.

Der Fundpunkt liegt etwa 800 m nordnordwestlich des Bahnhofes Paderborn, der noch auf *Cuvieri*-Pläner steht, während gleich nördlich des Bahnhofes bereits die grauen Mergel das Liegende des zutage zu beobachtenden Diluviums bilden<sup>1)</sup>. Bei der sehr flachen Lagerung des Kreidegebirges müssen wir auch an der fraglichen Ziegelei noch in tiefen Schichten des Emscher-Mergels stehen, was durch die Fossilien bestätigt wird. Es fanden sich dort:

*Inoceramus* [*Volviceramus*]<sup>2)</sup> *Koeneni* G. MÜLLER

(G. MÜLLER: Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanstalt f. 1887, S. 412, Taf. XVII, Fig. 1).

Etwa ein Dutzend Stücke liegen vor, die zwar teilweise sehr verdrückt sind, aber immerhin die Charakteristika der Art gut erkennen lassen. Eine der linken Klappen ist fast unverdrückt erhalten und zeigt bei 13 cm Höhe, 11 cm Länge und 7,5 cm Dicke die hohe Aufwölbung, die immerhin diejenige des *Inoceramus involutus* SOW. nicht erreicht, und an der vorderen Seite unter dem Wirbel die tiefe Einsenkung der Schale. Die Oberfläche der linken Klappen ist nur schwach gewellt, teilweise sogar fast glatt. Die weniger gewölbte und kleinere rechte Klappe trägt hohe und ziemlich scharfe konzentrische Rippen. Auch die radialen Querrunzeln, auf die G. MÜLLER hinwies, sind zu beobachten.

*Inoceramus Koeneni* ist von G. MÜLLER aus dem tiefsten Emscher von Quedlinburg und Halberstadt beschrieben und später von ihm auch in der Zeche Dahlbusch bei Gelsenkirchen nachgewiesen worden<sup>3)</sup>.

*Inoceramus gibbosus* SCHLÜT.

(SCHLÜTER: Palaeontogr. XXIV, S. 271).

Drei unvollständige Stücke der von SCHLÜTER aus dem Emscher der Zeche Osterfeld bei Oberhausen beschriebenen Art sind bei Paderborn gefunden worden. Sehr deutlich ist

<sup>1)</sup> CL. SCHLÜTER: Schichten des Teutoburger Waldes bei Altenbeken. A. a. O. S. 75.

<sup>2)</sup> STOLICZKA: Cretaceous Pelecypoda of Southern India, S. 394.

<sup>3)</sup> G. MÜLLER: Gliederung der Actinocamax-Kreide. A. a. O. S. 39.

die quer über die sehr dicken und oben gerundeten konzentrischen Rippen vom Wirbel zum unteren Rande gehende tiefe Depression, die einen schmalen hinteren Teil der Schale von deren Hauptteile und von den Rippen eine radial gestellte Höckerreihe abtrennt. Die konzentrischen Rippen sind im Alter sehr dick und wulstig und geben unserer Art eine gewisse Ähnlichkeit mit *Inoceramus Brongniarti* SOW., wie auch SCHLÜTER hervorhebt. In der Jugend sind sie sehr fein und dicht gestellt, wie einer unserer Steinkerne gut erkennen läßt; auf diesem ist auch eine schwache Radialstreifung angedeutet<sup>1)</sup>.

Die Längsdepression hat *Inoceramus gibbosus* mit *Inoceramus Haenleini* G. MÜLLER (Abh. d. geol. Landesanstalt, Neue Folge, H. 25, S. 41) gemeinsam, den G. MÜLLER von Henrichenburg bei Datteln in Westfalen beschreibt und abbildet. Bei diesem ist aber die Depression wesentlich flacher als bei unseren Paderborner Stücken.

Durch das Zusammenvorkommen mit *Inoceramus Koeneni* G. MÜLLER erweist sich *Inoceramus gibbosus* SCHLÜT. als eine Form des tiefsten Emschers und zugleich als die nach bisheriger Kenntnis älteste der durch die Radialdepression im hinteren Teile der Schale charakterisierten Formen der obersten Kreide. *Inoceramus Haenleini* G. MÜLLER und *Inoceramus J. Boehmi* G. MÜLLER erscheinen erst im obersten Emscher, und ersterer geht nach WEGNER<sup>2)</sup> sogar in die untere Granulatenkreide; noch jünger ist *Inoceramus Brancoi* WEGNER<sup>2)</sup>.

Nach unserer bisherigen Kenntnis sind also in den grauen Mergeln von Paderborn die beiden ältesten Stufen des Emschers vertreten, nämlich diejenige des *Inoceramus Koeneni* G. MÜLLER und diejenige des *Inoceramus involutus* SOW.

---

<sup>1)</sup> Das von SCHLÜTER nicht abgebildete Original befindet sich im geologisch-paläontologischen Museum zu Bonn und ist mir von Herrn Privatdozenten Prof. Dr. WILCKENS in Vertretung des im Auslande befindlichen Herrn Geheimrats Prof. Dr. STEINMANN freundlichst zum Vergleich mit den Formen von Paderborn überlassen worden.

<sup>2)</sup> WEGNER: Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes. Diese Zeitschr. 57, 1905, S. 158 u. 159.

## 19. Bemerkung zu der Mitteilung des Herrn HANS STILLE: Das Alter der Kreide- sandsteine Westfalens.

Von Herrn K. ANDRÉE.

Karlsruhe, den 2. März 1909.

Auf S. 18 dieser Monatsberichte hat Herr HANS STILLE neben anderen Fachgenossen auch mir vorgehalten, den roten „Gaultsandstein“ von Altenbeken in das Untere Albien gestellt zu haben. Herr STILLE stützte sich dabei, wie er mir auf eine Anfrage freundlichst mitteilte, auf zwei Absätze meiner Dissertation von 1904<sup>1)</sup>, die ich hier wörtlich anführen will, um das Irrtümliche seiner Angabe festzustellen. Ich schrieb (a. a. O. S. 25) im zweiten Absatze der Charakterisierung des Neocom- oder Teutoburger Wald-Sandsteines bei Iburg: „Die Gesamtmächtigkeit des Sandsteines beträgt anscheinend gegen 200 m und ist so um vieles größer als in der Gegend von Altenbeken, wo STILLE 60—65 m (Neocom-Sandstein + „Gaultsandstein“) angab.“ Gerade die eingeklammerten Worte dürften zur Genüge zeigen, daß nur die Mächtigkeiten der Sandstein-Facies beider Gegenden verglichen werden sollten, und daß die geringere Mächtigkeit bei Altenbeken stratigraphisch mehr umfaßte als die größere in anderen Teilen des Bergzuges, ein Umstand, durch welchen das Anschwellen der Mächtigkeit des Neocom-Sandsteines nach Nordwesten zu um so mehr hervortreten mußte.

Wenn ich dann weiterhin (a. a. O. S. 36) nach Anführung meiner auf Valanginien, Hauterivien und Unterstes Barrémien hinweisenden Funde als Resultat meiner Untersuchungen über den stratigraphischen Umfang der Sandsteine bei Iburg angab: „Jüngere Horizonte des Barrémien sowie Aptien<sup>2)</sup> ließen sich durch Fossilfunde nicht nachweisen; doch ist es nicht unwahrscheinlich, daß selbst das Untere Albien noch durch die Facies des Teutoburger Wald-Sandsteines vertreten wird, zumal da unmittelbar über dem letzteren nach den Auf-

<sup>1)</sup> K. ANDRÉE: Der Teutoburger Wald bei Iburg. Inaugural-Dissertation. Göttingen 1904.

<sup>2)</sup> Das ja von anderen Orten aus dem Teutoburger Walde schon damals bekannt war.

schlüssen im Hankenberger Bahneinschnitte Tone anscheinend schon des Oberen Albien<sup>1)</sup> folgen“, so galt dieses Resultat eben nur für die Iburger Gegend, und ist es, mir wenigstens, nicht ersichtlich, wo in diesen beiden Absätzen, auf die Herr STILLE sich bezieht, eine Einstellung des Gault-Sandsteines von Altenbeken in das Untere Albien erfolgt sein soll.

## 20. Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Trias des Monte Guglielmo.

VON HERRN NORBERT TILMANN.

Mit 10 Textfiguren.

Bonn, den 19. März 1909.

### Literatur.

(Es sind nur die im Text erwähnten Arbeiten aufgeführt; im Text beziehen sich die hinter dem Autornamen mit Klammer beigefügten Zahlen auf die entsprechende Nummer dieses Verzeichnisses.)

1. BALTZER, A.: Geologie der Umgebung des Iseosees. Geol. u. pal. Abh. v. DAMES u. KAYSER, N. F., Bd V, H. II, 1901.
2. BITTNER, A.: Über die geologischen Aufnahmen in Judikarien und Val Sabbia. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien, Bd 31, 1881.  
— Nachträge zum Bericht über die geologischen Aufnahmen in Judikarien und Val Sabbia. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien, Bd 33, 1883.
3. CACCIAMALI, G. B.: Rilievi geotectonici tra il lago d'Iseo e la Valtrompia. Brescia, Comm. d. Ath., 1906.
4. COZZAGLIO: Note esplic. sopra alc. relievi geol. in Val Camonica. Giorn. d. Min. v. Sansoni, Pavia, Bd V, 1894.
5. CURIONI, G.: Geologia applicata delle provincie Lombarde. Milano 1877.
6. DEECKE, W.: Beitrag zur Kenntnis der Raibler Schichten in den lombardischen Alpen. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd III, 1885.
7. LEPSIUS, R.: Das westliche Südtirol. 1878.
8. SALMOJRAGHI: Le piramidi di erosione della conca di Zone. Boll. d. Soc. geol. ital., Vol. IV, 1885.
9. SALOMON, W.: Geologisch-petrographische Studien im Adamellogebiet. Sitz.-Ber. d. K. Preuß. Ak. d. Wiss. Berlin, Bd XL, 1896.  
— Die Adamellogruppe. I. Teil. Abh. d. k. k. geol. Reichsanstalt Wien, Bd XXI, H. I, 1908.

---

<sup>1)</sup> Diese Tone, welche DÜTTING stratigraphisch unrichtig gedeutet hatte, stellte ich (S. 37 meiner Arbeit) den *Minimus*-Tonen gleich; sie entsprechen STILLES „Grünsand des Osning“.

10. TILMANN, N.: Tektonische Studien im Triasgebirge des Val Trompia. Bonn, Dissert., 1907.
11. VIGO, G.: Sulle porfiriti del Monte Guglielmo. Rendic. d. R. Ist. Lomb., Ser. II, 29, Milano 1896.

Zwischen dem Iseosee und der Val Trompia erhebt sich das Bergmassiv des Monte Guglielmo, dessen breiter, in OSO-Richtung sich hinziehender Kamm in dem Dosso Pedalta und dem Castel Bertina fast 2000 m Höhe erreicht. Schon frühzeitig lenkten die Triasschichten, die auf der Ostseite der Val Camonica und des Iseosees am Westfuß des Gebirgsstockes in seltener Regelmäßigkeit aufeinander folgen, das Interesse der Geologen auf sich, besonders seitdem CURIONI<sup>5)</sup> von dieser Stelle ein für die Trias der Lombardei grundlegendes Normalprofil beschrieb. Später hat BITTNER<sup>2)</sup> dieses Profil mit der von ihm in Judikarien und Val Trompia festgestellten Schichtenfolge der Triasablagerungen in Übereinstimmung gebracht. DEECKE<sup>6)</sup> verbreitete speziell über die lange strittigen Raibler Schichten von Toline am Iseosee völlige Klarheit. Nachdem dann von SALOMON<sup>9)</sup> und VIGO<sup>11)</sup> vom Gipfel des Monte Guglielmo ein dem BITTNERschen Schema völlig entsprechendes Profil der mittleren Trias beschrieben wurde, das ein Bindeglied zwischen der Trias der Val Trompia und dem Normalprofil CURIONIS darstellt, darf die Schichtfolge der Trias des Monte Guglielmo in den wesentlichsten Zügen als feststehend angesehen werden.

Zu diesem Resultate führten mich auch die geologischen Begehungen, die ich im August und September 1908 in diesem Gebirgsstück ausführen konnte, und die als Fortsetzung meiner Untersuchungen im Triasgebirge der Val Trompia<sup>10)</sup> neben dem Studium der Triasschichten vornehmlich eine Klarstellung der tektonischen Verhältnisse bezweckten.

In dem zunächst folgenden, stratigraphischen Abschnitt kann ich mich also neben einer kurzen Übersicht über die einzelnen Horizonte und ihre Verbreitung auf die Mitteilung der Beobachtungen beschränken, die zur Beseitigung noch bestehender Unklarheiten und Richtigstellung einiger in der Literatur sich findender Irrtümer beizutragen geeignet sind. Im zweiten Teil der Arbeit werde ich dann die tektonischen Verhältnisse, die bis jetzt eine zusammenhängende, eingehendere Darstellung nicht erfahren haben, in ihren wichtigsten Zügen klarzulegen versuchen.

## Stratigraphie.

Die Schichten des Perm und der unteren Trias (Rote Sandsteine, Servino, Rauhwacke) sind auf eine Zone an der Nordgrenze des untersuchten Gebietes beschränkt. Gegen die krystallinen Schiefer des Muffettokammes stoßen sie überall an einer Störung ab. Sie streichen aus der Valle delle Selle nördlich des Guglielmokammes vorbei und gewinnen gegen die Val Camonica zu im Tal des Trobiolobaches größere Ausdehnung.

Über diesen Schichten erhebt sich als unterstes Glied der anisichen Stufe der mächtige Komplex des *Gracilis*-Kalkes. Vom Iseosee südlich Pisogne zieht er über den M. Agolo bis zur höchsten Spitze des Berges, dem Dosso Pedalta, und weiter gegen SO zum M. Stalletti; auf dieser ganzen Strecke bildet er den steilen Nordabfall des Gebirgskammes. Auf der Südseite des Berges durchzieht er die oberen Verzweigungen der Valle d' Inzino: infolge einer Störung erscheint er hier zweimal übereinander in steil abfallenden, immer gute Schichtung zeigenden Felswänden. Endlich bildet er im Osten des untersuchten Gebietes die pittoresken Felsen der Valle delle Selle und die steile, südliche Flanke dieses Tales bis zur Einmündung in den breiteren Kessel von Pezzazze. Die immer gut gebankten, schwärzlichgrauen, grau bis weißlich verwitternden, meist etwas knolligen, fossilarmen Kalke erreichen eine sehr bedeutende Mächtigkeit. SALOMON<sup>9)</sup> schätzt sie an der Nordwand des Dosso Pedalta auf über 600 m; das ist wohl hauptsächlich der Grund, daß er die ungewöhnlich hellweißlich verwitternden, teilweise verschratteten Kalke in der Nähe des Rifugios unterhalb der Pedaltaspitze, die den obersten Teil der ganzen Schichtmasse bilden, als Esinokalk anzusprechen geneigt ist. Eine ähnliche Ansicht hat VIGO<sup>11)</sup> geäußert. Aber die regelmäßige Überlagerung dieser Schichten durch die nächstfolgenden, jüngeren Triasglieder, die man am Castel Bertina und an mehreren anderen Punkten einwandfrei beobachten kann, setzt ihre Zugehörigkeit zum *Gracilis*-Kalk außer allen Zweifel, ganz abgesehen davon, daß sich auch hier die gleichen kleinknolligen, zum Teil mit Crinoidenstielgliedern erfüllten Lagen finden, wie man sie in der Val Trompia in den oberen Schichten des Horizontes anzutreffen gewohnt ist. Dort ist auch die Mächtigkeit nicht wesentlich geringer; an der Nordseite des M. Ario oder in der Val Degnone am Südabfall des Corno di Pò ist sie mit etwa 500 m nicht überschätzt.

Mehrfach ist schon die große Ähnlichkeit betont worden, die die Ausbildung des *Gracilis*-Kalks an der am Iseosee hinführenden Straße südlich Pisogne mit den Varennakalken des Comer Sees aufweist. Der Übergang aus der normalen Ausbildung in diese dünngebankten, ziemlich glattschichtigen Kalke läßt sich am M. Agolo deutlich verfolgen und scheint mir hauptsächlich dadurch zustande zu kommen, daß in den gewöhnlich dünner gebankten, oberen Partien dieses Horizontes die kleinknollige Struktur und wulstige Schichtflächen besitzen, diese Eigenschaften zurücktreten und so ein dünn geschichteter, ebenflächiger Kalk resultiert.

Der Übergang in das nächsthöhere Schichtglied, den Brachiopodenkalk, ist ebenso wie in der Val Trompia nicht so scharf wie in Judikarien; wo die Brachiopoden fehlen, ist eine genaue Grenze nur schwer zu ziehen. Die Mächtigkeit dieser bläulichschwarzen, gelb und blau verwitternden, knolligen Kalke ist wie bei allen bis zum Esinokalk folgenden Schichten nie groß. SALOMON<sup>9)</sup> und VIGO<sup>11)</sup> haben das massenhafte Vorkommen der *Plicigera trigonella* SCHLOTH. am Castel Bertina bekannt gemacht; auch an vielen anderen Punkten konnte ich die gewöhnlichen, für diesen Horizont bezeichnenden Fossilien auffinden. (Valle d' Inzino am Hang gegenüber Casa Orthigera, Dosso Fontanazzi, Punkt 1212.)

Die aus einem Wechsel von schwärzlichen, knolligen Kalken und sehr feinschichtigen, bräunlichen Zwischenlagen gebildete *Trinodosus*-Zone (Prezzokalk) ließ sich vom Gipfel des M. Guglielmo bis hinunter zum Iseosee über den M. Agolo und M. Aguina hin verfolgen; auch am oberen Südabhang des Berges ist sie ebenso entwickelt, während sie unterhalb von Casa Orthigera in der obersten Valle d' Inzino durch das Zurücktreten der bräunlichen Zwischenlagen sich der aus der Val Trompia schon länger bekannten Ausbildung nähert.

Die Reitzikalke (sog. Buchensteiner) sind wie in der Val Trompia als kieselige Kalke mit Hornsteinausscheidungen entwickelt, jedoch hier sehr fossilarm.

Die Wengener Schichten sind nach SALOMON<sup>9)</sup> sehr reduziert und vielleicht vollständig durch Esinokalk vertreten. VIGO<sup>11)</sup> erwähnt vom Castel Bertina Tuffe und schwarze Kalke, die nach ihrer Lage zwischen Reitzikalk und Esinokalk Wengener Alter besitzen müssen. In tuffig-kalkigem Schiefer fand ich gleich südlich des Turmes auf dem Castel Bertina *Daonella Lommeli* WISSM., wodurch die Annahme VIGOs<sup>11)</sup> ihre Bestätigung erhält. Die von ihm erwähnten Kalkbänke heben sich durch ihre gute Schichtung unter der von der Spitze

des Castel Bertina zur Casa Guglielmo di sopra sich hinabziehenden Mauer aus Esinokalk deutlich ab. Auf der Oberfläche dieser gelblich verwitternden Bänke finden sich wirrverzweigte Kieselausscheidungen, die nach SALOMON<sup>9)</sup> auch am Dosso alto in diesen Schichten auftreten und zunächst auf Reitzikalke schließen lassen. Ob am Westabfall des M. Guglielmo, an der Corna del Bene, die aus einem Wechsel von schwärzlichen, häufig durch eine charakteristische, ellipsoidische Absonderung auffallenden Kalkbänken und bräunlichen, tuffigen Zwischenlagen bestehenden Schichten dem Wengener Niveau zuzurechnen sind, möchte ich noch dahingestellt sein lassen, solange nicht durch Fossilien ein sicherer Beweis erbracht ist. Sie ähneln sehr dem *Trinodosus*-Kalk, wozu sie anscheinend auch VIGO<sup>11)</sup> rechnet. Erst weiter abwärts bei den Case Zuf konnte ich Wengener Schichten in ähnlicher Ausbildung wie am Turm des Castel Bertina mit *Daonella Lommeli* WISSM. sicher nachweisen. Doch beträgt hier die Mächtigkeit nur wenige Meter; sie wächst jedoch in den Aufschlüssen am M. Aguina, speziell an dem Wege, der von der Casa di Bombolone zu den Alphütten auf der Höhe dieses Berges führt, bis auf 20 m an. Von diesem Punkt läßt sich der Horizont über die Alp Aguina in NNW-Richtung weiter verfolgen und zieht unter den Esinokalkfelsen, die die Spitze des M. Noale einnehmen, hinunter bis zum Iseosee; in dem unteren Teil des Berghanges ist er jedoch nur schlecht abgeschlossen und durch Schutt und Moränenmaterial überdeckt.

Am Südabfall des Guglielmokammes scheinen die Wengener Schichten ganz zu fehlen. Das ist um so auffälliger, als auch der Esinokalk, der sie faciell vertritt, an manchen Stellen hier nur wenig mächtig ist.

Im Gegensatz dazu treten sie auf der Ostseite bei Pezzoro in bedeutender Mächtigkeit auf. Der Weg von Pezzoro zur Casa Pontogna führt lange durch die graugrünlichen, oft pflanzen spreuführenden, tuffigen Schiefer dieses Niveaus aufwärts. Es kommen allerdings in diesem Komplex auch einige rötlich gefärbte Bänke vor, die an die Raibler Tuffschiefer erinnern könnten. Doch lehrt ein Vergleich mit den nächsten Raibler Vorkommen in der kleinen Valle Aperta, daß der Gesamthabitus dieser Schichten ein gänzlich anderer ist.

Der Esinokalk weist ebenso wie die Wengener Schichten, die er faciell vertritt, sehr schwankende Mächtigkeiten auf. Dort, wo er seine normale Entwicklung zeigt, gibt er sich leicht durch die schroffen, ungebankten, hellweißen Kalkwände zu erkennen, die nur in ihren obersten Partien an der Grenze

gegen die Raibler Tuffschichten deutliche Schichtung zeigen; doch gehören diese Lagen wohl zumeist schon dem Plattenkalk an, der die Basis der Raibler Schichten bildet. Eine scharfe Trennung zwischen den beiden Kalkhorizonten durchzuführen, gelang mir bis jetzt noch nicht; denn da, wo der Esinokalk reduziert ist, nimmt er oft eine ähnliche dunklere Färbung an, wie sie der Raibler Plattenkalk gewöhnlich zu besitzen pflegt. Auch stellen sich beide Horizonte in der Landschaft als Einheit dar gegenüber den liegenden und hangenden tuffigen Schichten, und deshalb habe ich sie auf dem Kärtchen und den Profilen mit gleicher Schraffur gezeichnet. Von besonderer Wichtigkeit wird dieser Kalkkomplex dadurch, daß er sich überall als das beste Mittel zu einer sicheren Trennung der älteren ladinischen von den jüngeren Raibler Tuffmassen erweist, wie dies von DEECKE<sup>6)</sup> schon richtig hervorgehoben ist\*). Auch in dem Normalprofil CURIONIS längs der Seestraße bei Toline fehlt dieser Kalkhorizont nicht. Allerdings sind die Berghänge stark durch Schutt und Moränen überdeckt; aber gleich nördlich des genannten Dorfes steht an der Straße, etwa bei km 41, ein wenig mächtiger, hellgrauer Kalk an, der ganz das Aussehen von Esinokalk besitzt und von den unteren Partien der Raibler Tuffmassen regelmäßig überlagert wird.

Erst auf der Spitze des M. Noale tritt der Esinokalk deutlich hervor, was schon BITTNER<sup>2)</sup> richtig erkannte. Seine weitere Fortsetzung findet sich aber nicht in den hellen Kalkbänken, die unter der Spitze des M. Agolo hinstreichen, wie DEECKE<sup>6)</sup> angibt; es stehen dort die obersten Bänke des *Gracilis*-Kalkes und die Brachiopodenschichten an; vielmehr zieht er über die Spitze des M. Aguina, steil nach WSW einfallend, ins Tal hinab gegen die Casa di Bombolone zu. In der Umgebung dieses Gehöftes ist er jedoch nicht vorhanden, wohl infolge einer Störung, die die Raibler Tuffe fast unmittelbar an *Trinodosus*-Kalke anstoßen läßt.

Doch schon auf der linken Talseite der Val Vandül an den steilen Berghängen oberhalb Zone gewinnt er wieder eine ansehnliche Verbreitung; er zeigt hier gleiches steiles Fallen nach WSW wie nördlich am M. Aguina. Daher reicht er fast aus der Tiefe des Tales bis hinauf zu den Case Zuf. Ebenfalls

---

\*) Daß sich dieser wichtige Horizont entgegen den Angaben DEECKES<sup>6)</sup> auch bei Marcheno in der Val Trompia und in der Valle di Marmentino findet, konnte ich schon früher feststellen. Vgl. TILMANN<sup>19)</sup>.

steil aufgerichtet bildet er den Felsriegel, durch den sich der Lombrinobach in enger Schlucht seinen Ausgang zum Talkessel von Zone gesägt hat; dann begleitet er die nördliche Seite der Valle di Gasso bis zum Paß gegen die oberste Valle d' Opol. Die kleine Val del Guglielmo, die sich von den höchsten Teilen des Guglielmokammes zur Valle di Gasso herunterzieht, ist ganz in Esinokalk eingeschnitten. Er bildet weiter die oberen Abstürze des M. Marchione und der in den Talschluß der Valle del Lombrino überragenden Corna del Bene, endlich auch die südlichen Spitzen des Castel Bertina.

Auf der Südseite des Gebirgsstockes durchzieht die oberen Verzweigungen der Valle d' Inzino vom Dosso Fontanazzi bis in die Valle di Colonno ein zweites Band von Esinokalk, das einer gegen den Guglielmokamm nach Süden abgesunkenen Scholle angehört. Entgegen den Angaben CACCIAMALIS<sup>3)</sup> besteht der Dosso Fontanazzi nicht ganz aus Esinokalk. Dieser bildet vielmehr nur den obersten Kamm dieses Berges und den unteren Teil des Hanges gegen die Val Casere, dazwischen kommen auf den Wiesen oberhalb Casa Brutine ältere Schichten zutage.

Am Ostabfall des Guglielmokammes besitzt der Esinokalk noch eine ziemlich bedeutende Mächtigkeit im Kamm des Dosso Sapel, der die kleine Valle Aperta von der von Pezzoro zur Casa Pontogna hinaufziehenden Talschlucht trennt; dagegen ist er an dem Berghang, der nördlich von Pezzoro zur Höhe I Dossi ansteigt, sehr reduziert, wo ihn die Wengener Schichten fast ganz vertreten.

Bezüglich der Raibler Schichten kann ich auf die vorzügliche Darstellung verweisen, die DEECKE<sup>6)</sup> gegeben hat. Daß an der ganzen Nordseite des Guglielmokammes bis hinüber zur Casa Pontogna dieser Horizont nicht vorhanden ist, ergibt sich schon deutlich aus der Karte BALTZERS<sup>1)</sup>; ferner stellte schon CACCIAMALI<sup>3)</sup> fest, daß der von Toline über Zone durch die Valle di Gasso kommende Zug der Raibler nicht kontinuierlich in die Val Trompia weiterzieht, sondern in der Val Casere an einer Verwerfung endet.

Doch möchte ich hier einige Worte über die zahlreichen Porphyritvorkommen anschließen, die ebenso wie in der Val Trompia die Triasschichten bis zu den Raibler Schichten hinauf durchsetzen. Aus meinen früheren Untersuchungen in der Val Trompia hatte ich die Ansicht gewonnen, daß dort die Eruptionen dieser Gesteine zum weitaus größten Teil Raibler Alter besäßen, da ich an mehreren Stellen eine innige Verknüpfung der Porphyrite mit den mächtigen, bunten Raibler Tuffmassen

auffinden konnte. Für die zahlreichen, kleineren Eruptivgänge, die die Triasablagerungen der Val Trompia durchschwärmen, ist eine genaue Altersangabe schwer zu erbringen; doch kam ich da, wo die Lagerungsverhältnisse in dieser Hinsicht klaren Aufschluß zu geben vermochten, zu der Annahme, daß ihre Bildung frühestens in die Wengener Zeit zu versetzen sei.

Nachdem ich nun die Vorkommen am M. Guglielmo kennen gelernt habe, die ausführlicher von VIGO<sup>11)</sup> beschrieben sind, unterliegt es mir keinem Zweifel, daß die Eruptionsperiode ihren Anfang schon während der Ablagerungen der Reitzikalke nahm, da sich am Castel Bertina in diesem Niveau konkordant eingelagerte, mit Tuffen verbundene Porphyrite finden. Andererseits kann ich die von VIGO bezweifelte Richtigkeit der kurzen Bemerkung SALMOJRAGHIS<sup>8)</sup>, der für die Porphyrite des M. Marchione Raibler Alter annimmt, wenigstens zum Teil bestätigen. Schon DEECKE<sup>6)</sup> gibt an, daß sich am Südfuß des M. Guglielmo vom Paß Pietro di Soliva bis zur Casa Costaricca Porphyrite finden, die mit den Raibler Schichten innig verbunden sind.

Dagegen beruhen die Ausführungen DEECKES<sup>6)</sup> über das Auftreten einer braunrot gefärbten, jüngeren Modifikation der Porphyrite im Hauptdolomit auf einem Irrtum, da er die weißleuchtenden Abstürze des Esinokalkes und der *Gracilis*-Schichten als Hauptdolomit ansprach. In diesem Horizont finden sich hier wie auch in der ganzen Val Trompia nirgends Anzeichen einer vulkanischen Tätigkeit.

Hauptdolomit und Rhät bieten zu besonderen Bemerkungen keinen Anlaß. Immerhin möchte ich nicht unerwähnt lassen, daß der Hauptdolomit eine 1500 m wohl noch übersteigende Mächtigkeit besitzt. Der ganze mächtige Komplex der Corna di trenta passi besteht aus gleichförmig steil WSW fallenden, gelegentlich auch senkrecht stehenden oder gar überkippten Schichten dieses Horizonts.

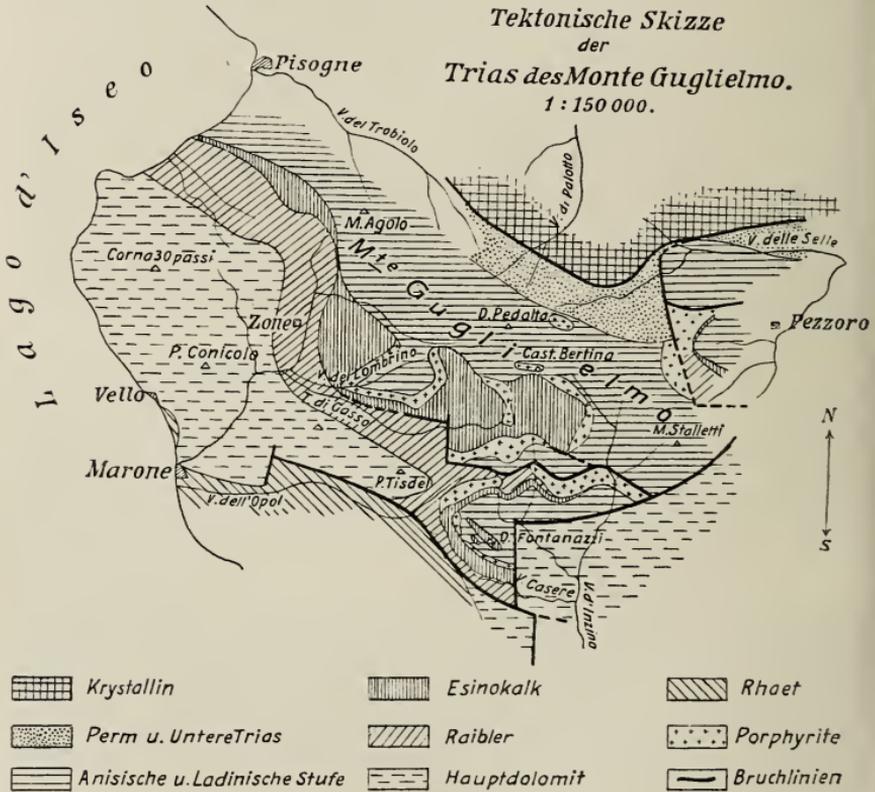
### Tektonik.\*)

Weit weniger vollständig als die stratigraphischen Verhältnisse ist bis jetzt die Tektonik des M. Guglielmo bekannt

---

\*) Zu diesem Abschnitt siehe die Karte und die Profile. Die Profile I—VIII folgen der Reihe nach von O nach W. Während jedoch die östlichen in etwa N—S-Richtung das Gebiet durchschneiden, nehmen die westlichen entsprechend dem Umbiegen der Streichlinien einen von ONO nach WSW gerichteten Verlauf, so daß die ganze Serie nach S und W strahlenförmig divergiert.

geworden. Nach dem Profil, das LEPSIUS<sup>7)</sup> aus der Tiefe der Val Trompia zum Gipfel des Berges zog, scheint dieser aus einer horizontal liegenden, ungestörten Folge von Triasschichten zu bestehen, die oben von einer Kuppe aus Liaskalk gekrönt wird. Daß der Aufbau aber doch viel verwickelter ist, entnimmt man schon aus dem Profil, das 1894 COZZAGLIO<sup>4)</sup> durch den Berg gelegt hat, und das in seinen wesentlichsten Punkten auch heute noch Gültigkeit hat. Nach ihm setzt sich



der Gebirgsstock aus drei treppenförmig gegen S abgesunkenen Triasschollen zusammen. Nicht ganz einfache tektonische Verhältnisse lassen auch die Karte und die Profile CACCIAMALIS<sup>3)</sup>, die das hauptsächlich aus Jura- und Kreideschichten bestehende, südlich angrenzende Gebirgsstück zur Darstellung bringen, für das hier behandelte Gebiet erwarten. CACCIAMALIS<sup>3)</sup> konnte dort neben einer O — W streichenden Faltung ein ausgedehntes Netz von Brüchen konstatieren, die in O — W-, NNO- und NNW-Richtung das Gebirge durchsetzen.

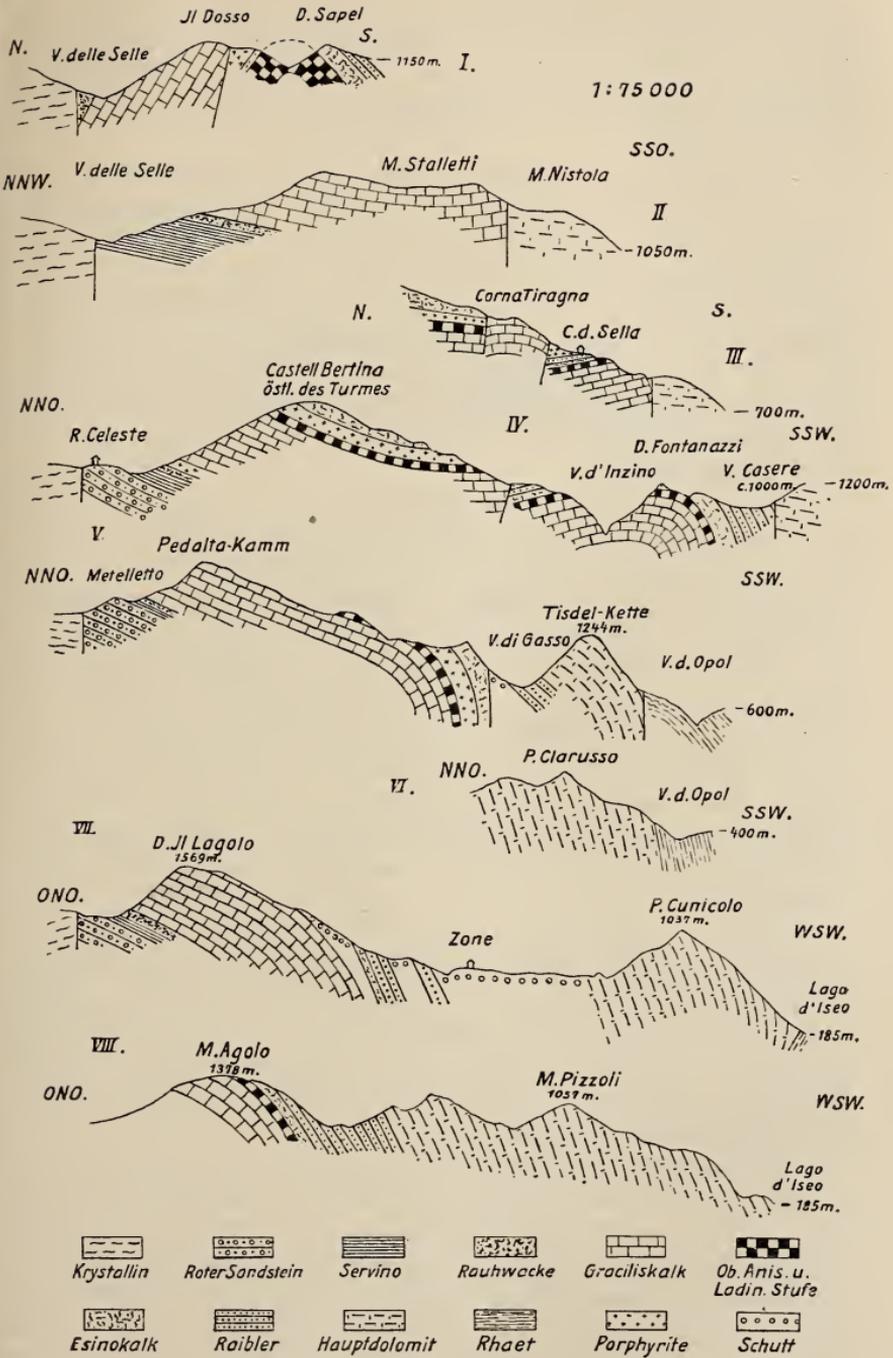


Fig. 2—9.  
Querprofile durch den Mt. Guglielmo.

In auffälligem Gegensatz dazu steht nun das altbekannte Profil, das sich längs des Ostufers des Iseosees darbietet. Sämtliche Schichten der Trias folgen hier mit SW-Fallen regelmäßig aufeinander; von Brüchen und Störungen ist hier nichts zu finden.

So mußte es von Interesse erscheinen, zu untersuchen, wie sich die Verbindung zwischen den einfachen Verhältnissen am Iseosee und der komplizierteren Lagerung am Südabfall des Gebirgsstockes gestaltet, um so mehr, als man hier erhoffen konnte, Aufklärung über die Entstehung der Störungen zu erhalten und damit der Lösung der Frage näher zu kommen, ob sich die Dislokationen als das Endresultat intensiver Faltungsbewegungen, als Faltenbrüche darstellen oder ob sich ihr Auftreten besser in den Rahmen eines Bruchgebirges einfügen lassen würde.

Auf der Ostseite des Gebirgsstockes konnte ich leider eine Verbindung mit dem früher untersuchten Gebiete östlich der Val Trompia in der mir zur Verfügung stehenden Zeit nicht vollständig durchführen; ich mußte mich vielmehr darauf beschränken, den oberen Teil des Abfalls gegen dieses Tal bis hinab zur Forcella di Cimmo und zu dem kleinen Dorf Pezzoro zu untersuchen. Nur im NO konnte ich bei der Untersuchung der großen Störungslinie (Val Trompia-Linie), die das Krystallin von den Sedimenten des Perm und der Trias trennt, den unmittelbaren Anschluß an das früher begangene Stück gewinnen und diese Dislokation bis hinüber gegen die Val Camonica am Nordabfall des Guglielmokammes vorbei verfolgen.

Bei der folgenden, näheren Besprechung der Tektonik werde ich zunächst meine Beobachtungen über den nördlichen Teil, besonders über die Val Trompia-Linie, mitteilen, dann auf den Aufbau des Guglielmokammes und seines Abfalls gegen S und gegen W zum Iseosee hin eingehen und endlich noch kurz die bis jetzt gewonnenen Resultate auf der Ostseite des Gebirgsstockes besprechen.

Meine früheren Untersuchungen in der oberen Val Trompia hatten mich zu der Auffassung geführt, daß die Grenze, an der die Perm- und Triasschichten an die krystallinen Schiefer anstoßen, einer steil stehenden Bruchlinie entspreche, und daß die Annahme einer größeren Überschiebung des Krystallins auf die jüngeren Schichten, wie sie BALTZER<sup>1)</sup> vertritt, keine Berechtigung besitze. Das nachstehende Profil, das ich an dem westlichen Endpunkt meiner früheren Untersuchungen<sup>10)</sup> gezogen hatte, zeigt deutlich, wie die fast senkrecht stehenden

Sedimente an einem steilen Bruch an den flach gelagerten krystallinen Schiefen absetzen.

NW.

SO | N.

S.

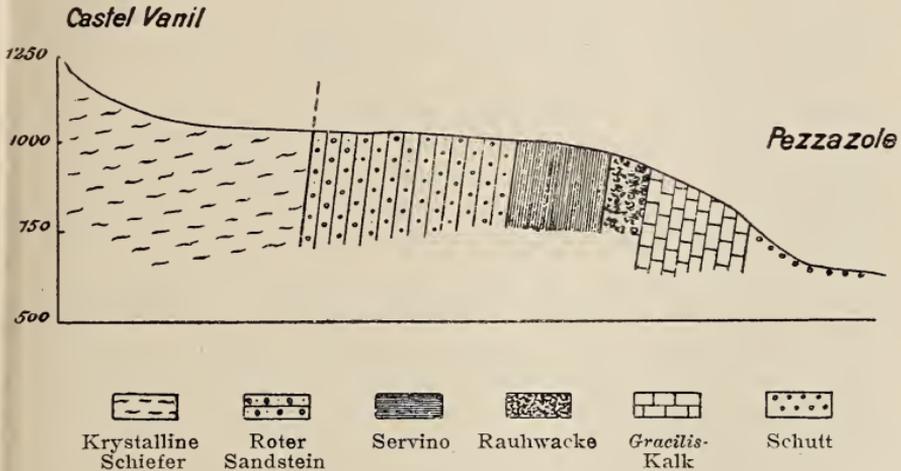


Fig. 10.

Profil auf der linken Seite des V. Roccomassimo bei Avano.  
1 : 25000.

Ganz ähnliche Verhältnisse lassen sich weiter gegen W oberhalb des Dorfes Pezzazze und am Nordhang der Valle delle Selle (Prof. I) etwa bis zu dem Punkte verfolgen, wo eine von S kommende, bedeutende Querstörung an den Val Trompia - Bruch anstößt. Weiter westlich ändert sich die Lagerung der Sedimente, indem sie jetzt meist flach nach SSW—SW fallen und nur am Bruche selbst bisweilen etwas steiler aufgerichtet erscheinen (Prof. II, IV, V, VII). So können wir der Bruchlinie hinüber in die Val del Trobiolo folgen; überall sehen wir nur ein Abstoßen der Sedimente gegen das Krystallin, niemals kann man eine deutliche Überlagerung durch das Krystallin, das Vorhandensein einer Überschiebung, feststellen.

Erst bei den Häusern von Zoncone in der Val del Trobiolo (schon nördlich des auf dem Kärtchen dargestellten Gebietes) tritt eine bemerkenswerte Änderung auf, indem der Bruch, der in etwas WNW-Richtung aus der Valle delle Selle herüberzieht, relativ plötzlich sein Streichen ändert, und die Fortsetzung der Grenze zwischen Krystallin und Sedimenten nunmehr fast

nördlich weiterläuft. Daß auch diese Grenze deutlich den Charakter eines steil stehenden Bruches trägt, an dem die Sedimente nach W absinken, habe ich schon früher nachgewiesen<sup>10)</sup>.

Wenngleich ich das hier in Frage kommende Gebiet in der Val del Trobiolo nur kursorisch besuchte, so glaube ich doch nach meinen Beobachtungen zu der Annahme berechtigt zu sein, daß weder die von OSO kommende Bruchlinie gegen W eine ihr gleichwertige Fortsetzung besitzt, noch auch die N—S streichende Störung quer an ihr vorbei gegen S in den Kamm des M. Guglielmo hinein sich verfolgen läßt. Es handelt sich also nur um eine recht auffallende Schwenkung der Streichrichtung des großen Bruches, wodurch bei einem flüchtigen Blick auf die Karte allerdings der Gedanke an eine Überschiebung aufkommen könnte. Daß diese Erscheinung aber keineswegs eine Ausnahme darstellt, sondern am Westabfall des M. Guglielmo ein gewisses Analogon findet, werde ich weiter unten zu zeigen haben; auf ihre Bedeutung für das Verständnis der Regionaltektonik möchte ich in der Zusammenfassung am Schluß der Arbeit zurückkommen.

Der Kamm und die höchsten Partien des M. Guglielmo werden aus einer meist nur schwach gegen SSW—SW geneigten Platte gebildet, in der ich bemerkenswerte Störungen nicht antraf (Prof. II, IV, V, VII). Die von SALOMON<sup>9)</sup> und auch von VIGO<sup>11)</sup> erwähnte Verwerfung in der Einsenkung zwischen Castel Bertina und Dosso Pedalta ist nicht vorhanden; der Irrtum beruht wohl auf einer Verwechslung des *Gracilis*-Kalkes mit Esinokalk.

Interessanter gestalten sich die Lagerungsverhältnisse am Süd- und Westabfall des Gebirgsstockes (Prof. II—VIII). Wie schon aus dem Profil von COZZAGLIO<sup>4)</sup> hervorgeht, besteht der Südabfall des Berges aus mehreren, durch allgemein O—W streichende Verwerfungen voneinander getrennten Schollen. Die beiden bemerkenswertesten Brüche entstehen aus einer am SO-Abfall des M. Stalletti sich hinziehenden Verwerfung, die den Hauptdolomit der Höhen oberhalb Cimmo gegen den *Gracilis*-Kalk des M. Stalletti absinken läßt (Prof. II). Die Teilung vollzieht sich in der oberen Valle di Colonna unterhalb des zur Val Trompia hinüberführenden Passes. Der nördliche der beiden Brüche läuft von hier unter den *Gracilis*-Kalkwänden des M. Stalletti und der Corna Tiragna entlang zum Paß Pietro di Soliva und setzt noch weiter in die Valle di Gasso fort; der zweite senkt sich tiefer in die Valle di Colonna hinab, überschreitet dann den Rücken zwischen diesem

Tal und der Valle d' Inzino; durch eine Querstörung nach S verschoben, durchzieht er die Val Casere und setzt über die Forcella di Marone hinüber in die Valle d' Opol. Die zwischen beiden Brüchen eingeklemmte Scholle bildet also einen von O nach W zu sich verbreiternden Keil.

Der nördliche Bruch, der den Guglielmokamm (Guglielmoscholle) von dem mittleren, keilförmigen Stück trennt, ist steil nach N geneigt. Seine Sprunghöhe nimmt nach W zu allmählich ab. Während in der Valle di Colunno Raibler Porphyrite tief am Fuß der mächtigen, zum Teil schwach nach S aufgebogenen *Gracilis*-Kalkhänge des M. Stalletti und der Corna Tiragna sich finden, werden diese gegen W immer weniger mächtig und verschwinden endlich oberhalb der Casa Croce di Soliva ganz. Während bis hierher beide Schollen eine nur wenig geneigte Lagerung besitzen (Prof. IV.), ändert sich dies jenseits einer flexurartigen Querstörung, die am Westfuß des M. Marchione in der Valle di Gasso den Bruch nach N verschiebt. An der Nordseite dieses Tales erscheint der Südrand der Guglielmoscholle scharf nach S heruntergebogen (Prof. V), so daß der Esinokalk, der die felsigen Nordwände des Tales bildet, vollständig senkrecht steht. An seinem Fuß finden wir die Raibler Schichten etwa 50° SSW fallend, so daß immer noch eine Verwerfung zwischen beiden Horizonten angenommen werden muß; das ganze Bild der Störung ähnelt hier aber ganz einer zerrissenen Flexur. Bis zum Ausgang der Valle di Gasso in den Talkessel von Zone hindert die starke Verrollung an genauen Beobachtungen. Hier tritt aber eine neue Erscheinung hervor; wie der Val Trompia-Bruch bei Zoncone aus seiner WNW-Richtung sich gegen N wendet, so schwenkt auch hier die Streichrichtung plötzlich nach N um. Die Guglielmoscholle biegt steil nach W hinunter (Prof. VIII), und dieses Absinken verknüpft sich, wie die Verhältnisse am Ausgang der Valle del Lombrino aufs deutlichste beweisen, so innig mit dem in der Valle di Gasso beobachteten Beugung des SW-Randes der Scholle, daß man über die Gleichzeitigkeit beider Vorgänge nicht zweifeln kann. Leider läßt sich die Lagerung der Raibler Schichten erst nördlich von Zone klar erkennen; hier aber legen sie sich ganz konkordant an den steil WSW fallenden Esinokalk an; von einem Bruch ist nichts mehr zu bemerken; die zerrissene Flexur der Valle di Gasso ist in eine einfache Abbiegung übergegangen. Am Ostufer des Iseosees verläuft die Streichrichtung wieder mehr nach NW.

Ein ähnliches Bild erhält man bei der Verfolgung der zweiten Bruchlinie. Bis zum Ostfuß des Dosso Fontanazzi

besteht sie aus einem fast senkrecht stehenden Bruch, an dem der Hauptdolomit, der die engen Schluchten der Valle di Colunno und der Valle d' Inzino bildet, abgesunken ist (Prof. II—III). Infolge einer Querstörung, die schon CACCIAMALI<sup>3</sup>) von S bis hierher verfolgt hat und die an der Ostwand des Dosso Fontanazzi entlang läuft, findet sich die Fortsetzung des Bruches erst auf der Südseite der Val Casere (Prof. IV). Allerdings könnte man im Zweifel sein, ob man sie nicht besser in der flexurartigen, scharfen Abbiegung des Esinokalkes an der Südwand des Dosso Fontanazzi suchen soll, zumal die Grenze zwischen den Raibler Schichten und dem Hauptdolomit auf der Südseite der Val Casere, an den Abhängen des Dosso Armala, nur schlecht aufgeschlossen ist. Doch spricht die relativ geringe Mächtigkeit des Hauptdolomits und sein schwaches SW-Fallen gegenüber den steil nach SSW einschließenden Raibler Schichten für das Vorhandensein der Verwerfung zwischen diesen beiden Horizonten, zumal an der Forcella di Marone unter Ausfall des ganzen Hauptdolomits das Rhät direkt an Raibler Schichten anstößt. Von hier zieht der Bruch durch die kleine Valle dell' Aqua santa an der Casa Pergarone vorbei gegen den Südfuß der Tisdelkette, unter deren Hauptdolomit die Schichten der mittleren Trias, die bis hierher die keilförmige, mittlere Scholle bildeten, an der Westseite des Dosso Fontanazzi hinabgetaucht sind. Am Fuß der steil aufragenden Dolomitwände trifft man mehrfach an der Straße, die die Valle d' Opol abwärts führt, zerknitterte Rhätschichten an (Prof. V); im Bachbett des Tales fallen sie ziemlich steil nach SSW ein. Sie finden sich hier unter ganz ähnlichen Verhältnissen wie in der Valle di Gasso die Raibler Schichten unter den Abstürzen des Esinokalkes. An den Serpentinien der Straße unterhalb der Madonna della Grotta bemerkt man einen kleinen Querbruch; gleich westlich von diesem legen sich an den senkrecht stehenden Hauptdolomit konkordant die Rhätschichten an (Prof. VI); der Bruch ist also hier ganz verschwunden. Auch hier macht sich der Einfluß eines Absinkens nach W, wie wir es an der Ostseite des Talkessels von Zone kennen lernten, bemerkbar. Die zunächst WNW streichende Tisdelkette erhält in ihrer Fortsetzung im M. Pizzoli und P. Cunicolo eine fast nördliche Richtung. Die Grenze zwischen Hauptdolomit und Rhät biegt bei Marone scharf nach NNW um und behält noch bis Zorzino am Westufer des Iseosees ihr fast senkrecht Fall bei. Lokal findet sich selbst eine Überkipfung der Schichten, so daß das Rhät unter den Hauptdolomit einschließt (Prof. VII). Auf diese Weise ist das sonst schwer verständliche

Auftreten der Rhätschichten bei Vello am Fuß der steilen Wand der P. Cunicolo zu erklären. Z. T. sind dabei die weichen Rhätschichten durch die gewaltige, auf ihnen lastende Masse des Hauptdolomits zerpreßt und verdrückt worden. Die Überkippfung hat auch wohl COZZAGLIO<sup>4)</sup> zu dem Irrtum verleitet, den Hauptdolomit der Corna di trenta passi als eine steile Synklinale aufzufassen; das Auftreten des Rhät bei Vello würde bei dieser Annahme ganz unerklärlich erscheinen.

Kurz zusammengefaßt erscheinen die tektonischen Verhältnisse an der West- und Südseite des M. Guglielmo als das Resultat eines gleichzeitigen Absinkens der Schichten nach W und S. Während sich aber dieser Vorgang im W auf ein einfaches Abbiegen beschränkt, entstehen auf der Südseite steile Flexuren, die gegen O, wo der Senkungsprozeß ein intensiverer war, in Brüche übergehen, an denen die einzelnen Schollen treppenförmig in die Tiefe sinken. Auch die mehrfach auftretenden Querbrüche scheinen dem gleichen Vorgang ihre Entstehung zu verdanken. Sie bilden nämlich zumeist eine Scheidelinie zwischen zwei Gebirgsstücken, in denen sich die tektonischen Kräfte mit verschiedener Intensität ausgelöst haben, da sie sich z. B. da einstellen, wo ein einfaches Absinken oder eine noch deutliche Flexur in einen scharf ausgeprägten Bruch übergeht.

Schließlich erübrigt es noch, einige Worte über die Lagerungsverhältnisse am Ostabfall des M. Guglielmo gegen die Val Trompia zu sagen. Als das bemerkenswerteste tektonische Element muß die Bruchlinie aufgefaßt werden, die den Ostabfall des Guglielmokammes begrenzt und aus der Valle Aperta östlich der Casa Pontogna vorbei in NNW-Richtung in die Selleschlucht hinabzieht und hier gegen den Val Trompia-Bruch anstößt. Das durch sie gegen O abgesunkene Gebirgsstück besteht aus zwei Stücken (Prof. I). Südlich vom Val Trompia-Bruch folgt zunächst eine steil nach N fallende Scholle aus Rauhwacke und *Gracilis*-Kalk in überkippter Lagerung, zu denen sich weiter nach O auch noch tiefere Schichten gesellen. Sie wird im S begrenzt von einer an dem Berghang über Pezzoro hinstreichenden Verwerfung; das südlich anschließende Stück bildet eine kleine Antiklinale, als deren Gewölbekern in der von der Casa Pontogna nach Pezzoro hinabziehenden Schlucht die Wengener Schichten zum Vorschein kommen. Die Verhältnisse an der Bruchlinie in der Valle delle Selle nördlich unterhalb Casa Pontogna bieten noch manche Unklarheit. Der Servino, der wie die anderen Schichten der Guglielmoscholle gewöhnlich schwach nach SW fällt, zeigt an

der Bruchlinie fast NNW-Streichen bei fast senkrechtem Einfallen; darauf ist seine scheinbare Mächtigkeit in Profil II zurückzuführen, da dieses ihn fast im Streichen anschneidet. Auf der Ostseite der Störung biegen die *Gracilis*-Kalke steil an ihr nach W herunter, während man gerade umgekehrt ein flexurartiges Aufbiegen dieses abgesunkenen Teiles infolge von Schleppung erwarten sollte. Vielleicht haben hier auch transversal verschiebende Kräfte mitgewirkt; allerdings erscheint die Val Trompia-Linie nur wenig aus ihrer Richtung abgelenkt und ist nicht scharf durch den Querbruch verschoben — wohl auch ein Anzeichen dafür, daß beide Dislokationen durch gleichzeitige tektonische Prozesse entstanden sind.

In der Val Trompia beobachtet man, daß die Schichten sich von den Höhen oberhalb Cimmo nach O in das Tal hinuntersinken. Man hat diese Erscheinung einer Faltung zugeschrieben, deren Axe in etwa N—S-Richtung verlaufen soll, und ich hatte früher diese Auffassung geteilt, so lange ich über die Regionaltektonik einen klaren Überblick nicht gewonnen hatte. Jetzt betrachte ich diesen Vorgang als eine einfache Senkungserscheinung ähnlich der, die wir am Westabhang des M. Guglielmo kennen lernten; sie ist aber hier weit schwächer entwickelt und weniger bedeutend.

Suchen wir zum Schluß einen Überblick über die Lagerungsverhältnisse zu gewinnen, so werden wir den beobachteten Tatsachen am besten gerecht, wenn wir die tektonischen Vorgänge, die das untersuchte Gebiet betroffen haben, als Senkungserscheinungen ansprechen. Wo nur schwache Kräfte in diesem Sinne tätig waren, genügte ein langsames, kontinuierliches Herabbiegen der Schichten, um die entstehenden Spannungen auszugleichen; wurde die Intensität der tektonischen Gewalten erheblicher, und erreichte das Ausmaß der Senkung einen größeren Betrag, so sanken die davon betroffenen Partien an steilen Flexuren zur Tiefe oder zerbrachen vollends in einzelne Schollen, die an scharfen Bruchflächen gegeneinander verschoben wurden. Wie in den ganzen Südalpen, so macht sich auch hier in erster Linie das Bestreben der Senkung nach S gegen die Poebene zu geltend; auf der Westseite des Gebirgsstockes aber kombiniert sich damit ein Hinabtauchen gegen W, am Ostabfall gegen die Val Trompia aber in viel geringerem Maße ein Abbiegen nach O. Alle diese Bewegungen jedoch sind eng miteinander verknüpft und vollzogen sich gleichzeitig. Das zeigt sich in dem Umbiegen des Val Trompia-

Bruches bei Zoncone, in dem bogenförmigen Verlauf der Streichrichtungen im ganzen Westteil des Gebietes, endlich in dem Austönen der das Gebirge gegen S senkenden Dislokationen an den Stellen, wo der Senkungsprozeß durch ein Absinken nach W sich auslöst. Daß auch die Querstörungen zur gleichen Zeit sich bildeten, wurde im Laufe der Arbeit mehrfach erwähnt. — Im ganzen ein buntes und mannigfaltiges, aber durch das Vorherrschen eines großen tektonischen Prinzips harmonisches Bild.

Die Untersuchung lehrt aber weiterhin, daß von einem eigentlichen Faltenbau nicht die Rede sein kann; wo wir Faltungerscheinungen antreffen, werden sie hinreichend durch die Annahme von Stauchungen und Pressungen während des Senkungsvorganges erklärt. Schon ihr gesetzloses Auftreten hier und dort sowie die schnell wechselnde Intensität spricht dagegen, sie als Folge einer einheitlich durchlaufenden Faltungsbewegung anzusehen, so daß man schon früher zu einer verständlichen Erklärung sich zur Annahme von zwei aufeinander senkrechten Faltungen bequemen mußte. Was aber für das Vorhandensein dieser Bewegungen ins Feld geführt wurde, beruht auf einer falschen Bewertung der beobachteten Erscheinungen, die sich ungleich besser in den Rahmen eines Senkungsprozesses einpassen, und auf einer Überschätzung der Lokaltektunik gegenüber dem regionalen Baugesetz — ein Irrtum, der auch mir selbst im Verlauf meiner Untersuchungen nicht erspart geblieben ist.

Mit dem Nachweis des Fehlens einer größeren Faltung erscheint aber auch die Annahme ausgeschlossen, daß die Dislokationen aus überschobenen und zerquetschten Falten hervorgegangen und als Faltenbrüche anzusprechen seien.

So gelangt man hier zu dem gleichen Resultat, das sich mir früher aus meinen Untersuchungen in der benachbarten Val Trompia ergab; und wenn ich beide in flüchtigen Umrissen zu einem Gesamtbild vereinigen darf, so erscheint mir der nördlich in den Höhen des M. Muffetto und M. Columbine zutage tretende Zug krystalliner Schiefer als ein hochgelegenes Zentrum, von dem der Mantel der sie umgebenden Sedimente gegen S und W abgesunken ist. Der M. Guglielmo bildet gerade den südwestlichen Teil dieser Hülle, und es erklärt sich daraus ganz natürlich, daß hier die Dislokationslinien und Streichrichtungen in so markanter Weise eine Schwenkung vollführen.

Es würde mich in meinen Folgerungen leicht zu weit führen, wenn ich mich noch in Betrachtungen einlassen wollte,

ob und in welchem Maße das Adamello-massiv die Tektonik des hier behandelten Gebietes beeinflußt hat. Ich begnüge mich mit dem Hinweis auf die von BALTZER<sup>1)</sup> hervorgehobene Tatsache, daß die Ausdehnung der krystallinen Insel des M. Muffetto gewisse Abhängigkeit von der Breite des Südrandes der Tonalitmasse zu zeigen scheint. Ebenso will ich die Frage, ob der Senkungsperiode eine Hebung vorausging, offen lassen. Nur möchte ich noch darauf hinweisen, daß die Dislokationen wohl nicht ihre Entstehung allein einer Hebung des aus krystallinen Schiefen bestehenden Kerns und einer damit verbundenen ruckweisen Emporzerrung des umliegenden Mantels verdanken können. Das zumeist vorhandene, allerdings recht steile Einfallen der Bruchflächen gegen N sowie die gelegentlich sich auf ihnen vollziehenden Überschiebungen gegen S sprechen vielmehr gegen eine solche Annahme und machen Senkungsvorgänge wahrscheinlicher.

Im ganzen ist das Resultat der Arbeit ein neuer Beweis für den Bruchgebirgscharakter der Südalpen gegenüber den großartigen Faltungsphänomenen des übrigen Alpengebirges.

---

Nachtrag: Beim Abschluß vorstehender Arbeit erschien im Centralblatt für Mineral. 1909, Nr. 5, S. 135 eine Notiz A. BALTZERS: „Bemerkungen und Korrekturen zum geologischen Kärtchen der Umgebungen des Iseosees und zu den Überschiebungen zwischen Camonica- und Chiesetal“, auf die ich hier noch kurz eingehen möchte. Eine Gabelung des Zuges der Raibler Schichten findet nördlich von Zone nicht statt. In dieser Hinsicht haben meine Untersuchungen die Richtigkeit der früheren Angaben BALTZERS<sup>1)</sup> bestätigt. Zur Frage der Überschiebungen will ich nur kurz bemerken, daß ich schon im Jahre 1907 nicht allein für die Gegend nordöstlich von Pisogne, sondern eingehender noch für die Südseite der „camunischen Überschiebung“ der Auffassung BALTZERS entgegengetreten bin. Jetzt „hält er das Überschiebungsprofil nur mit Vorbehalt und als eine hypothetische Konstruktion aufrecht“. „Es ist möglich, daß . . . nur liegende Faltung am südlichen Rand anzunehmen ist.“ Aber auch diese Auffassung wird den wirklichen Verhältnissen in keiner Weise gerecht; meine Untersuchungen haben nicht die geringsten Tatsachen ergeben, die als Beweis für die Richtigkeit dieser neuen Annahme verwertet werden könnten.

---

## 21. Über die Entstehung doppelter Wellenfurchensysteme.

Von Herrn F. SCHUCHT.

Berlin, den 2. April 1909.

In der Sitzung der Deutschen geologischen Gesellschaft vom 3. Februar d. J.<sup>1)</sup> hat Herr DAMMER eine Platte mit zwei sich kreuzenden Wellenfurchensystemen aus dem Unteren Buntsandstein von Cosma bei Altenburg vorgelegt und in seinem Vortrage die Ansicht ausgesprochen, daß man es hier mit zwei Wellensystemen zu tun habe, deren Herausbildung zeitlich auseinanderliegt. Die breiten langen Wellen sollen als die älteren und die schmalen kurzen als die jüngeren aufzufassen sein. Dieser Ansicht wurde bereits in der Diskussion, insbesondere seitens des Herrn MENZEL, entgegengehalten, daß die Entstehung eines doppelten Wellensystems durch ein und dieselbe Welle erfolge, eine Ansicht, der ich mich auf Grund meiner Beobachtungen im Wattengebiet der Nordsee nur anschließen kann, und die ich hier durch eine sehr instruktive photographische Aufnahme stützen möchte.

Indem ich mir eine eingehende Beschreibung der in geologischer Beziehung bedeutsamen Erscheinungen im Wattengebiet für eine spätere Arbeit vorbehalte, möchte ich hier nur kurz bemerken, daß die Erscheinungen doppelter Wellenfurchensysteme auf den Wattten häufig zu beobachten sind. Die Hauptwellenfurchen laufen bekanntlich dem Ufer in der Regel parallel. Denn die Wellen des Meeres sind in der Uferzone von der Windrichtung unabhängig, da sie beim Auflaufen auf die flache Küste in ihrer Geschwindigkeit stetig abnehmen und hierdurch eine allmähliche Änderung ihrer Richtung, eine Schwenkung, erfahren. Bei der Ausbildung der Wellenfurchen, ihrer Gestaltung und ihres Scheitelabstandes spielen die Höhenlage des Watts, die mechanische Zusammensetzung des Bodens sowie die Intensität des Flutstroms eine große Rolle; bald entstehen langgestreckte, fast ununterbrochene Wellenfurchen, bald mehr oder weniger wirre Formen. Doppelte Wellensysteme fand ich namentlich an solchen Stellen, wo sich das Watt zum Meere oder zu den Prielen flach abdacht. Die Herausbildung doppelter

---

<sup>1)</sup> Diese Zeitschr. 61, 1909, Monatsber. 2, S. 66f.

Furchen kann, wie ich mehrfach beobachtet habe, durch die Wellen einer Tide geschehen. Nachdem die Wellen die breiten langen, dem Ufer parallelen Furchen gebildet haben, fließen sie bei Ebbe in seitlicher Richtung ab und bilden nun in den kleinen Mulden, aus denen das Wasser nur langsam abfließt, nochmals



Doppelte Wellenfurchensysteme auf dem Watt der Insel Spiekeroog.

schmale kurze Furchen, die durch die herrschende Windrichtung und -intensität beeinflusst sind. Die sich kreuzenden Furchensysteme nebenstehender Aufnahme unterscheiden sich im wesentlichen durch nichts von den fossilen Furchen der Buntsandsteinplatte, die Herr DAMMER vorzeigte und in Nr 2 dieser Monatsberichte zur Abbildung bringt.

## 22. Über die Herkunft der Diamanten von Deutsch-Südwestafrika.

Von Herrn J. KUNTZ.

Steglitz, den 13. April 1909.

In der Märzszitzung der Deutschen geologischen Gesellschaft sprach Herr Dr. LOTZ am Schlusse seines sehr interessanten Vortrages über das Diamantvorkommen in Südwestafrika die Ansicht aus, daß die in der Nähe der Lüderitzbucht gefundenen Diamanten aus dem Innern Südafrikas stammen, vom Oranjerfluß nach dem Atlantischen Ozean transportiert und von den Wellen mit dem Dünen sand an der Küste des Namalandes nördlich der Oranjemündung angeschwemmt sein könnten. Bei dem großen Interesse, welches gegenwärtig diese Frage erregt, möchte ich die schon damals in der Diskussion geäußerten Bedenken gegen diese Theorie schriftlich niederlegen.

Als für die Theorie sprechend wird angeführt:

1. Das Auftreten der Diamanten ausschließlich längs der Wanderdünen, die sich gegen die herrschende Windrichtung bis nahezu an die Küste südlich Lüderitzbucht verfolgen lassen,
2. das Vorkommen der Diamanten hauptsächlich in Gesellschaft von augenscheinlich aus Diabasmandelstein stammenden Achatgeröllen, die sämtlich gut abgerollt sind,
3. das Fehlen von Diabasmandelstein und Kimberlit in den betreffenden Gebieten, dagegen das Auftreten dieser Gesteine am oberen Oranje und dessen Nebenflüssen.

Zu 1. Das Auftreten der Diamanten längs des Dünenstreifens beweist, daß sie gleich dem Sande vom Winde fortbewegt worden sind. Dafür spricht auch die gleichmäßige Größe von etwa  $\frac{1}{3}$  Karat der Steine, die eine natürliche Klassierung andeutet. Wo sich größere finden, wird man dem Ursprunge der Diamanten näher sein. Das Vorhandensein der Diamanten bis in der Nähe der Küste beweist zunächst nur, daß sich Kimberlitvorkommen in der Nähe der Küste oder vielleicht auch unter dem Meeresspiegel befinden mögen. Bei der leichten Verwitterbarkeit des Blaugrun des ist ein Auffinden der Eruptionskanäle oft schwer, wenn diese nicht durch muldenförmige Vertiefungen oder Kappen von Steppen kalk oder auch abweichende Färbung des Erdreiches an der Oberfläche angedeutet werden.

Zu 2. Am oberen Oranje und namentlich am Vaalfluß und überhaupt überall, wo sich Diamanten auf alluvialer Lagerstätte in Südafrika finden, sind Achate als Begleiter typisch, und es liegt deshalb auch in unserem Falle die Vermutung nahe, daß beider Herkunft dieselbe sei. Es ist indessen zu bedenken, daß beide Mineralien die härtesten Bestandteile gewisser Gesteine bilden, die bei der Verwitterung des Gesteines übrig blieben, aber durchaus nicht aus demselben Gestein oder von demselben Orte zu stammen brauchen. Es wäre z. B. auch denkbar, daß die abgerollten Achate zwar aus dem Oranje, die nicht abgerollten Diamanten aber aus größerer Nähe stammen.

Zu 3. Daß weder Kimberlit noch Diabasmandelstein bisher in dem Küstengebiet südlich der Lüderitzbucht gefunden wurde, liegt vielleicht daran, daß jene Gegenden wegen ihrer Wasserarmut noch zu wenig besucht worden sind.

Am meisten spricht gegen die Herkunft der Diamanten aus dem Innern der Umstand, daß sie keine Spur von Abnutzung durch mechanische Einflüsse zeigen, wie von allen Geologen und Mineralogen bestätigt wird, die Gelegenheit hatten, die Steine zu untersuchen. Auf den alluvialen Diamantfeldern Südafrikas finden sich zahlreiche abgerollte Diamanten; wo sie nicht abgerollt sind, kommen sie entweder aus geringer Entfernung, oder sie liegen überhaupt auf eluvialer Lagerstätte. Wenn schon dort abgerollte Diamanten gefunden werden, wie viel mehr abgerollte müßten gefunden werden nach einem Transport von dort nach der Küste, über eine Entfernung von mehr als 1000 km (mit Berücksichtigung der Krümmungen) in einem felsigen Flußbett mit zahllosen Wasserfällen und Stromschnellen und nach Passieren der Meeresbrandung!

Wo der Diamant von einer eluvialen Lagerstätte aus nur vom Winde fortbewegt worden ist, kam er bloß mit kleineren, gleichgroßen oder nur wenig größeren Gesteinsfragmenten zusammen, von denen er infolge seiner Härte nicht abgeschliffen werden konnte, während z. B. Quarzpartikelchen von gleichharten oder härteren gleichgroßen Fragmenten abgeschliffen werden; wo der Diamant aber in einem Flußbett mit viel größeren Geröllen zusammen transportiert wird, können von den Krystallecken und -kanten infolge der Sprödigkeit sehr wohl Teile absplittern beim Zusammenprallen mit den größeren und schwereren Geröllen.

Schließlich sei auch noch darauf hingewiesen, daß im Falle des Herabtransportierens der Diamanten im Oranje auch in diesem Flußbett sich viele Diamanten finden müßten, namentlich an Stellen, wo Vertiefungen im felsigen Grunde eine

Konzentration von spezifisch schwereren Geröllen begünstigt. Bisher hat man indessen noch nichts von derartigen Funden gehört, und man kann hoffen, daß die Diamanten Südwestafrikas „nicht so weit her sind“, und daß sie in ihrem Muttergestein noch einmal innerhalb der Grenzen der deutschen Kolonie gefunden werden.

Bei dieser Gelegenheit möchte ich mich auch noch gegen den Ausdruck „Diamant- oder Blaugrundpfeifen“ wenden, welchen man in letzter Zeit häufig gehört und gelesen hat. In Südafrika ist er wohl auch gebräuchlich, aber nur unter Laien und deutschen Prospektoren, die mit ihrer Muttersprache nicht immer auf gutem Fuße stehen. Der Ausdruck stammt bekanntlich von dem englischen „pipe“, wie man in Südafrika die Eruptionskanäle des Kimberlits wegen ihrer röhrenförmigen Gestalt nennt. Mit „Pfeifen“ aber haben diese Kimberlitröhren oder -schlöte oder -kanäle nichts zu tun. Pipe heißt auf deutsch Röhre, während Pfeife auf englisch whistle heißt. Der Ausdruck „Kimberlitpfeife“ ist also weder sachlich passend noch sprachlich richtig und kaum geeignet, dem deutschen Sprachschatz einverleibt zu werden.

## 23. Bemerkungen zu den Stromatolithen KALKOWSKYS.

Von Herrn W. HAACK.

Hamburg, den 8. April 1909.

In meiner Arbeit „Der Teutoburger Wald südlich von Osnabrück“<sup>1)</sup> habe ich aus dem Serpulit der Umgegend von Hagen im Teutoburger Wald auffällige „Sinterkalke“ kurz erwähnt, die auf den ersten Blick an Kalkalgen erinnern und sich mit den Serpelkalken dadurch verbunden zeigen, daß sie gelegentlich Knäuel von Serpeln umhüllen.

Ich verglich sie mit dem „landscape-marble“ englischer Autoren, insbesondere solchem aus englischem Purbeck, sowie mit dem „Landschaftenkalk“ von REIS aus den Kuseler

---

<sup>1)</sup> W. HAACK: Der Teutoburger Wald südlich von Osnabrück. S.-A. Jahrb. preuß. geol. Landesanstalt f. 1908, Berlin 1908, S. 501.

Schichten der bayrischen Rheinpfalz und verwies auf die am besten mit meinen Stücken übereinstimmenden Abbildungen der betreffenden Autoren.

Die Ausführungen KALKOWSKYS nun in seinem Aufsätze „Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein“ im 60sten Bande dieser Zeitschrift, vor allem aber die der Arbeit beigegebenen Tafeln lassen es mir nicht zweifelhaft erscheinen, daß die aus dem Rogensteingebiet am Harze beschriebenen, von ihm Stromatolithe genannten dichten Kalke ebenfalls mit jenen „Sinterkalken“ aus dem Serpulit eng verwandt sind, die man somit auch mit diesem Namen belegen mag, nach REIS<sup>1)</sup> „eine zutreffende und keineswegs überflüssige Bezeichnung“.

Es würde hiermit in Norddeutschland ein zweiter Stromatolithenhorizont festgestellt sein, der vielleicht an Ausdehnung dem des Buntsandsteins nicht nachsteht. Gelegentliche Notizen nämlich in der u. a. auch den Serpulit betreffenden Literatur beziehen sich offenbar auf dieselben Gebilde<sup>2)</sup>, und ein Stück einer angeschliffenen dichten Kalkknolle aus den gleichen Schichten von Wallensen in der Hilsmulde stimmt völlig mit denen von Hagen überein. Die Entfernung zwischen diesem Fundpunkt (Borgberg und Mittelberg) und Wallensen beträgt zwischen 115—120 km. Nach den Angaben KALKOWSKYS (a. a. O. § 91) über das Verbreitungsgebiet der Rogenstromatolithen würden die am weitesten auseinander liegenden Fundpunkte kaum 100 km voneinander entfernt sein. Freilich beschränken sich die bekannten Vorkommen von Serpulitstromatolithen bislang wohl auf einige wenige Punkte innerhalb des Verbreitungsbezirks. Es ist jedoch zu erwarten, daß sich deren Zahl vermehrt, wenn jenen besondere Aufmerksamkeit geschenkt wird.

Wie nun die Rogenstromatolithen in enger Verbindung mit Oolithen stehen, was nach REIS (a. a. O. S. 115) überhaupt für die meisten hierher gehörigen Gebilde gilt, so scheint dies auch bei denen vom Borgberg der Fall zu sein. Es finden sich hier nämlich — die näheren Beziehungen zwischen beiden ließen sich mangels geeigneter Aufschlüsse nicht feststellen — ebenfalls Oolithe, durchweg grobkörnige, deren Ooide recht häufig eine von der Kugel abweichende Gestalt besitzen, z. T. ähnlich den von KALKOWSKY (a. a. O. § 39)

---

<sup>1)</sup> Referat zur Arbeit KALKOWSKYS. N. Jahrb. Min., Jahrg. 1908, II, S. 120.

<sup>2)</sup> HAACK: a. a. O. S. 501.

aus dem Rogenstein geschilderten, z. T. napfförmig. Schon ihr makroskopischer Anblick drängt dem Beobachter den Gedanken eines genetischen Zusammenhanges mit den „Sinterkalken“ auf.

Nimmt man nun an, daß nicht nur die schon genannten Kalke, sondern, wie REIS (a. a. O. S. 118) offenbar will, auch die Spongiostromiden GÜRICHs<sup>1)</sup>, andererseits auch gewisse Kalkknollen aus dem Tertiär des Mainzer Beckens den Stromatolithen an die Seite zu stellen sind; wenn man weiter berücksichtigt, daß KALKOWSKY (a. a. O. § 96) die Vorführung solcher Dinge aus dem Devon des Urals wie auch aus dem Miocän der Auvergne ankündigt, so zeigt sich, daß sie auch eine sehr große zeitliche Verbreitung haben: vom Devon durch fast alle Formationen bis ins Miocän.

Diese Tatsache läßt den Schluß zu, daß auch heute noch im Meere sich solche Kalke bilden; im Meere, da doch mindestens ein großer Teil der betreffenden Schichten in dessen Bereiche seinen Ursprung hat. An solchen rezenten Kalken wäre wohl am besten zu entscheiden, ob sie, wie KALKOWSKY annimmt, sich auf organische Bildner zurückführen lassen, oder ob sie, wie REIS im angeführten Referat von neuem betont, auf anorganischem Wege entstanden sind.

Der Vergleich, den REIS mit den thermalen Sinterbildungen des Karlsbader Sprudels anstellt, kann nicht ganz befriedigen, da erstens diese sich nicht im Meere bilden, und zweitens ihre geringe räumliche Ausdehnung zu sehr im Gegensatz zu derjenigen mancher Stromatolithe steht.

Wo nun im Meere diese zu suchen wären, dafür könnte vielleicht gerade der Serpulit einen Anhaltspunkt gewähren. Darf man nämlich mutatis mutandis die fossilen in brackischem Wasser abgelagerten Serpelkalke in Parallele setzen mit den heutigen *Serpula*-Schorfen der Bermudas und von Itaparica in der Bai von Bahia<sup>2)</sup>, so könnten vielleicht dort gelegentlich zukünftiger Untersuchungen diese interessanten und immer noch rätselhaften Gebilde gefunden werden und so ein helleres Licht auf ihre Entstehungsweise fallen.

---

<sup>1)</sup> G. GÜRICH: Les Spongiostromides du Viséen de la province Namur. Mémoires du Musée royal d'histoire naturelle de Belgique, Tome III, Brüssel 1906.

<sup>2)</sup> J. WALTHER: Lithogenesis der Gegenwart. Jena 1894, S. 674. Geschichte der Erde und des Lebens. Leipzig 1908, S. 408.

## 24. Über die Entstehung der schleswigschen Förden.

Von HERRN W. WOLFF.

Ahrensburg, den 20. April 1909.

Die Entstehungsgeschichte der schleswigschen Förden birgt ein Rätsel, das auch in andern Talbildungen der Ostseeeumrandung dem Forscher entgegentritt. Die Förden und viele andere Täler sind radiale Schmelzwasserrinnen aus der letzten Eiszeit. Daran ist kein Zweifel. Aber ihr Talboden<sup>1)</sup> steigt nach der vormaligen Eisgrenze an; das ist das Merkwürdige. Wie ist das zu erklären?

STRUCK, der sich als letzter mit der Entstehung der schleswigschen Förden beschäftigt hat (Mitt. geogr. Gesellsch. Lübeck, 2. Reihe, H. 21, 1906) brachte den Nachweis, daß westlich der Endmoränen-Wasserscheide, die den Innenwinkel der Förden eng umschließt, alte, flache Schmelzwasserrinnen in der Richtung der Förden durch die großen Vorsand-Heiden laufen. Er meint, daß die Umkehrung des Gefälles nach Osten, die den Förden im Gegensatz zu jenen Entwässerungsrinnen eigen ist, erst in der Zeit der Litorinasenkung eingetreten sei. Das Land habe sich vom Mittelrücken aus nach beiden Meeren gesenkt, je ferner dem Mittelrücken, desto stärker.

Ein Beweis für diese Erklärung läßt sich aber nicht erbringen. Wir wissen nur, daß nach Lage der Alluvialbasis beide Küsten gleichermaßen gesunken sein dürften, und zwar um mehr als 20 m. Wir wissen ferner, daß diese Senkung nach Westen und Osten außerordentlich weit reichte und den Charakter einer großen, einheitlichen Krustenbewegung hatte, innerhalb welcher Teilbewegungen (Schollenverschiebungen) höchstens eine untergeordnete Rolle spielten. Daß sie ganz ausgeschlossen waren, kann man freilich auch nicht behaupten. KLOSE, DEECKE u. a. nehmen sie für gewisse Gebietsteile entschieden in Anspruch. Für Schleswig-Holstein hat aber die Idee einer sattelförmigen Senkung, der die Landesmitte nur widerstrebend folgte, nicht allzuviel Wahrscheinlichkeit

---

<sup>1)</sup> Daß der Talboden der Förden gegenwärtig unter Meeresspiegel liegt, bildet keinen generellen Unterschied gegen andere gleichartig gebaute Täler. Es ist nur eine zufällige Folge der Litorinasenkung.

für sich, wenn man die sonstige souveräne Ausdehnung der Senkung ins Auge faßt. Die Achse des Landes ist keine erweisbare Sattellinie, sondern sie ist die Kammlinie der jungglazialen Anschüttungen. Man kann sie unbeschadet der Tektonik des Untergrundes nach Ost oder West verschoben denken.

Überdies ist das Ostgefälle der Förden nicht stark, auch durch spätere Sedimentation, Hakenbildungen u. dgl. vielfach verschleiert. Das wechselvolle Ein- und Ausströmen des Seewassers hat Manches umgestaltet. Auch müssen die beckenartigen Erweiterungen von vornherein außer Betracht gesetzt werden; es soll sich hier nur um die alten Grundrinnen der Fördetäler handeln.

Eine andere Erklärung scheint mir einfacher.

Betrachten wir den Innenwinkel der Schlei, einer typischen Förde. Einige Kilometer westlich und südlich des Schlei-Endes schließt die Endmoräne mit ihren Steinhügeln den Gesichtskreis; zu ihr streben von der Schlei aus mehrere sich trichterförmig verjüngende Täler empor, die immerhin so stattlich und zum Teil so kräftig ins Gelände eingensagt sind, daß man sie keineswegs für postglaziale Regenrinnen halten kann. Sie sind Täler aus der Schmelzperiode.

In der spätglazialen Zeit war die Höhenlage des Landes zum Meere nach allem, was wir wissen, erheblich größer als jetzt. Es steht aber nichts der Annahme entgegen, daß die Neigung der eisfreien Landesteile dieselbe war wie gegenwärtig. Solange nun das Eis über die jetzige Wasserscheide hinaus nach Westen reichte, konnten sowohl die starken oberflächlichen Tauwasser, die mit Unmassen von Sand und Geröll beladen waren, wie auch das subglaziale Wasser der Randzone sich nach Westen über die Heideebene ergießen.

Inzwischen war aber im Rücken dieses Gebietes ein Umschwung im Verhalten des Inlandeises erfolgt. Vom skandinavischen Schilde herabfließend, hatte das Eis das Ostseebecken durch Erosion mehr und mehr vertieft. Die ungeheuren Mengen erratischer Ostseegesteine auf den norddeutschen Feldern, die Flintsteine, die zu Kalkschlamm zerriebenen Kreide- und Silurkalkmassen, die mehr als  $\frac{1}{10}$  mancher Grundmoränen ausmachen, führen uns das gewaltige Maß dieser Erosionsarbeit vor Augen. Schließlich, vielleicht durch Abnahme der Schneenahrung und Zunahme des Schmelzverlustes geschwächt, vermochte das Eis den südlichen und westlichen Beckenrand nicht mehr zu überschwellen. Es verbreitete sich zwangsläufig im selbst ausgehöhlten Lager und wurde zum baltischen Eisstrom,

der seine äußerste Spitze sogar nach Nordwesten und Norden wandte. Die Richtung der Schrammen auf dem Felsuntergrund der dänischen Inseln beweist das.

Der Weg des baltischen Gletschers<sup>1)</sup> zeigt uns, daß nach Norden hin ein Gefälle vorhanden war. Die schleswigsche Hauptendmoräne ist die Randmoräne dieses mächtigen Lokalgletschers. In seinem übertieften Bett mußte sich ein System von Bodenströmen entwickeln, das seinen Ausgang unmöglich mehr nach Westen über die Endmoräne hinweg, sondern von ihrem Rücken aus zunächst nach Osten und schließlich nach Norden nahm. Immer geringer wurden die Schmelzwassermengen, die von der westlichen Abdachung des Eises herab noch durch Lücken der Moräne zur Nordsee oder, wie der Schleswiger sagt, Westsee gelangten, immer größer aber die nach Osten in die Tiefe strömenden. Es mag nun dahingestellt bleiben, ob die schleswigschen Förden, z. B. die Schlei, teilweise und zeitweise die Rinnen von subglazial nach Westen ausgepreßten Strömen gewesen sein können. Je mehr aber der baltische Eisstrom sich lokalisierte, je gleichmäßiger und träger seine Bewegung wurde, um so sicherer und gesetzmäßiger gestaltete sich die große subglaziale Entwässerung nach Norden. Die Förden wurden ihr schließlich tributär. Als die Eisreste hinter der Schleswiger Endmoräne zusammenschmolzen, da mögen die zur Schleispalte oder zum Schleikanal zurückströmenden Taugewässer jene trichterförmigen Talungen ausgehöhlt haben, von denen oben die Rede war.

Noch eine andere Erscheinung wird in diesem Zusammenhang verständlicher. Hinter der Endmoräne liegt in der Umgebung der Schlei, der Flensburger Förde usw. ein ungewöhnlich toniger, oft kaum von Ton unterscheidbarer oder gar in Bänderton übergelender Geschiebemergel. Er wird in zahlreichen Ziegeleien zu Gute gemacht. Dieser tonige Geschiebemergel ist die Grundmoräne des baltischen Gletschers. Er deutet auf eine Stagnation in der Entwässerung hin, die eben dadurch hervorgerufen war, daß die Wasser nicht mehr nach Westen herausfließen konnten, und daß die Anbahnung der Entwässerung zur Ostsee langsam vorging. Die subglazialen

---

<sup>1)</sup> Die Begrenzung dieses Gletschers denke ich mir nicht im Sinne der älteren Darstellung von DE GEER, sondern im Wesentlichen wie USSING und WAHNSCHAFFE. Für die im Folgenden behandelte Entwicklungsphase dürfte die Nordwestgrenze, HARDERS lichtvollen Untersuchungen gemäß, um die Förden von Veile und Horsens und die Kalö-Bucht in Ostjütland zu ziehen sein und von der Grenaa-Halbinsel aus gegen Anholt fortgesetzt gedacht werden.

Wasser stauten sich, der ganze Schlamm des zusammensinkenden Eises blieb vorerst an Ort und Stelle. Wahrscheinlich ist das Gefälle nach Osten nicht stark gewesen. Im nördlichsten Jütland lagerten sich um diese Zeit Yoldientone in der See vor dem Eise ab. Zwischen Nord-Jütland und Schweden dürfte also der Ausgang der ganzen subglazialen baltischen Entwässerung zu suchen sein. Von Schleswig bis dorthin ist ein langer Weg; rechnen wir bis zum Beginn der 50 m tiefen Rinne im Kattegatt nördlich von Anholt, so bekommen wir ein Gefälle von nur 1 : 6000. Da ist es erklärlich, daß die Grundmoränen im Bereich des dorthin gerichteten Entwässerungssystems so tonig sind. Der Ton konnte trotz seiner langen Wanderung und tausendfältigen Umlagerung in den unteren Eisschichten von den trägen Fluten nur zum kleinen Teil entführt werden. Vielleicht haben wir in den nordwärts gerichteten unterseeischen Tälern, z. B. dem Alsensund, dem kleinen Belt, Langelandbelt und großen Belt, alte Entwässerungskanäle des baltischen Gletschers zu erblicken. Die flußartigen schleswigschen Förden aber, z. B. die Schlei und die Haderslebener Förde, waren schon zu Ende der Glazialzeit ostwärts gerichtete Zubringer dieser Bodenströme. Die Richtung ihres Gefälles ist keine Folge der Litorinasenkung.

---

## Neueingänge der Bibliothek.

- BEHLEN, HEINRICH: Die Nassauischen Roteisensteine. Wiesbaden 1909.
- BLANCKENHORN, MAX: Über die letzten Erdbeben in Palästina und die Erforschung etwaiger künftiger mit Nachtrag und Fragebogen über Erdbebenbeobachtungen. S.-A. aus: Zeitschrift des deutschen Palästina-Vereins, XXVIII, 1905.
- Studien über das Klima des Jordantals. S.-A. aus: Zeitschrift des deutschen Palästina-Vereins, XXVIII, 1905.
- Eine seismologische Station in Palästina. S.-A. aus: Zeitschrift des deutschen Palästina-Vereins, XXVIII, 1905.
- BORRMANN, R.: Die Bauschule von Berlin. Rede zur Feier des Geburtstages Sr. Majestät bei der Kgl. Technischen Hochschule zu Berlin am 26. Januar 1909. Berlin 1909.
- FENTEN, JOSEPH: Untersuchungen über Diluvium am Niederrhein. S.-A. aus: Verhandl. d. Naturh. Vereins d. Pr. Rheinl. und Westfalens, Jahrg. 65, 1908. Bonn 1908.
- HÄBERLE, DANIEL: Geologie und Geographie der Mittel- und Nordhart und ihres Vorlandes. S.-A. aus: JULIUS SCHMITT: „Der Wonnegau der Pfalz und sein angrenzendes Waldgebiet.“
- KALECSINSKY, ALEXANDER V.: Über die Temperaturverhältnisse des artesischen Brunnenwassers der Margitinsel in Budapest. S.-A. aus: Földtani Közlöny 38, 1908. Budapest 1908.
- NATHORST, A. G., HULTH, J. M., DE GEER, G.: Swedish Explorations in Spitzbergen. 1758—1908. Stockholm 1908.
- PETRASCHECK, W.: Die Steinkohlenfelder am Donau-Weichsel-Kanal. S.-A. aus: Mitteilungen des Zentralvereins für Fluß- und Kanalschiffahrt in Österreich, Nr 68, 1908. Wien 1908.
- Das Vorkommen von Erdgasen in der Umgebung des Ostrau-Karwiner Steinkohlenreviers. S.-A. aus: Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1908, Nr 14. Wien 1908.
- Geologisches über die Radioaktivität der Quellen, insbesondere derer von St. Joachimstal. S.-A. aus: Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1908, Nr 16. Wien 1908.
- Die Oberflächen und Verwitterungsformen im Kreidegebiet von Adersbach und Wekelsdorf. S.-A. aus: Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 58, H. 4, 1908. Wien 1908.
- SCHUSTER, JULIUS: Zur Kenntnis der Flora der Saarbrücker Schichten und des pfälzischen Oberrotliegenden. S.-A. aus: Geognostische Jahreshefte XX, 1907. München 1907.
- STAHL, A. F.: Geologische Beobachtungen im nordwestlichen Persien. S.-A. aus: PETERMANN'S Geogr. Mitt. 1909, H. 1. Gotha 1909.
- VADASZ, ELEMÉR: Die Unterliassische Fauna von Alsórákos im Komitat Nagyküküllő. S.-A. aus: Mitteil. a. d. Jahrb. d. kgl. ungarischen geol. Anst. XVI, H. 5. Budapest.

# Monatsberichte

der

## Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 5.

1909.

Protokoll der Sitzung vom 5. Mai 1909.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer zur Verlesung des Protokolls der letzten Sitzung das Wort. Das Protokoll der letzten Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr CARL KEYSER, Bergbaubeflossener, Invalidenstr. 44, vorgeschlagen von den Herren BEYNSCHLAG, MONKE und HAARMANN;

Herr FRITZ GLÖCKNER, cand. rer. nat., Berlin NW 6, Philippstraße 23<sup>I</sup>, vorgeschlagen von den Herren BEYNSCHLAG, P. G. KRAUSE und ZIMMERMANN;

Herr HANS CLOOS, stud. phil., Freiburg i. Br., Dreisamstraße 15, vorgeschlagen von den Herren GROSCH, WEPFER und DEECKE;

Herr WOLFGANG SÖRGEL, cand. geol., Weimar, Jenaer Straße 5, zurzeit Geologisches Institut Freiburg i. Br., vorgeschlagen von den Herren GROSCH, WEPFER und DENINGER;

Herr SERGE VON BUBNOFF, cand. geol., Freiburg i. Br., Maximilianstraße 5, vorgeschlagen von den Herren GROSCH, WEPFER und DENINGER;

*Die Königliche und Universitäts-Bibliothek zu Königsberg i. Pr.*, vorgeschlagen von den Herren O. EBERDT, P. G. KRAUSE und RAUFF;

*Die Bibliothek der Königl. Technischen Hochschule zu Berlin*, vorgeschlagen von den Herren P. G. KRAUSE, BEYNSCHLAG und RAUFF.

In Anbetracht der Reichhaltigkeit des Programms konnten die eingegangenen Druckschriften nur vorgelegt werden.

Hierauf erteilt der Vorsitzende Herr R. LACHMANN das Wort zu seinem vorläufigen Bericht über Vulkanstudien 1908 und darauf Herrn M. BLANCKENHORN zu seinem Vortrag: Geologie von Palästina.

### Herr G. LINCK sprach dann über die Entstehung der Dolomite.

Es würde wohl kaum in den Rahmen meines Vortrages passen, auch in Ihrem Kreise nicht wohl angebracht sein, wenn ich Ihnen zunächst eine Übersicht über das Vorkommen des Dolomits oder der Dolomite geben wollte. Sie sind in der Natur so weitverbreitet und kommen als Mineral und Gestein so außerordentlich häufig vor, daß die Zeit nicht ausreichen würde, auch nur die Hauptvorkommnisse zu besprechen. Nur auf einige für die Beurteilung des mit so viel Eifer und so wenig Erfolg experimentell bearbeiteten Problems wichtige Momente, sei es mir erlaubt, aufmerksam zu machen.

1. Dolomit kommt in den heutigen Meeren vor und bildet sich dort noch heute in geringer Tiefe.
2. Er tritt bald nester-, bald zonenweise auf, bald in kleineren, bald in größeren zusammenhängenden Massen.
3. Bald ist es ein Normaldolomit, öfter ein mehr oder weniger dolomitischer Kalkstein.
4. Nicht alle Dolomite weisen in ihrem Vorkommen auf eine unmittelbare Entstehung aus dem Meere, sondern manche auch auf Diagenese.
5. Manche Dolomite sind zweifellos durch Kontakt- oder Dynamometamorphose verändert.
6. Vielfach erscheinen die Dolomite in der Nähe oder in der Begleitung von Salzlagern.
7. Die rezenten oder subrezentem Dolomite treten nur in sehr organismenreichen Meeren auf.
8. Auch die fossilen Dolomite sind, abgesehen von den metamorphisch veränderten Gesteinen, vielfach organismenreich oder reich an Bitumen.

Diese 8 Sätze umschreiben, so will es mir scheinen, das Wichtigste, was über das Vorkommen und die Paragenesis der Dolomitgesteine in geologischer Hinsicht zu sagen ist. Über den Dolomit als Mineral will ich zunächst nichts vorbringen, denn was ich sonst noch auszuführen habe, wird auf ihn leicht sinngemäße Anwendung finden können.

Die bis heute völlig ungelöste Frage ist nun die nach der Bildung dieses so wichtigen Gesteins bzw. seines integrierenden Bestandteils. Viele und vortreffliche Forscher haben mit Fleiß an der Lösung des Problems gearbeitet, aber, wie ich doch nicht ohne ein gewisses Vergnügen konstatieren kann, mit weniger Glück als ich selbst.

Viele Wege sind eingeschlagen worden: erhöhter Druck und erhöhte Temperatur, beides zugleich oder keins von beiden. Doch das Resultat ist nie so gewesen, daß man hätte sagen können, das Problem sei auch nur annähernd gelöst.

Es mag nun eine knappe Übersicht über die bisherigen experimentellen Untersuchungen gegeben werden<sup>1)</sup>. Ich beginne mit den Versuchen bei erhöhter Temperatur und erhöhtem Druck. Da hat A. v. MORLOT durch längeres Erhitzen einer Mischung von Kalkspatpulver mit Bittersalz in zugeschmolzener Röhre bei 250° in geringer Menge etwas erhalten, was vielleicht Dolomit war. Ähnlich erging es zwei Jahre später MALIGNAC, der ein Gemenge von Kalkspat und Magnesiumchlorid mit Wasser auf 200° erhitze und daraus einen in Wasser unlöslichen Rückstand erhielt, über dessen Beziehungen zum Dolomit aber nichts auszusagen ist. DUROCHER ließ Dämpfe von Magnesiumchlorid in der Glühhitze auf Kalkstein einwirken und erhielt ein Produkt, das bei der Analyse Magnesiumcalciumcarbonat ergab. STERRY HUNT erhitze eine Mischung von Magnesia alba mit Calciumcarbonat und Natriumbicarbonat in Wasser 10 Wochen lang auf 120° bis 130° und erhielt einen Rückstand mit 46,3 Proz. CaCO<sub>3</sub> und 53 Proz. MgCO<sub>3</sub>. Andere Versuche desselben Forschers wurden mit dem bekannten krystallwasserhaltigen Magnesiumcalciumcarbonat bei 180° angestellt und sollen teilweise dolomitähnliche Produkte ergeben haben. Auch seine zahlreichen anderen Versuche hatten kein besseres Resultat. Glücklicher war HOPPE-SEYLER, der geringe Mengen Dolomit erhielt, wenn er mit Kohlensäure gesättigte Magnesiumbicarbonatlösung im geschlossenen Rohr bei 250° auf kohlen-sauren Kalk einwirken ließ, oder wenn er in derselben Weise mit Kohlensäure gesättigtes Seewasser und darin gelöstes Calciumbicarbonat mit überschüssigem Calciumcarbonat erhitze. Ebenso gelang ihm ein Versuch, bei dem er das Wasser der Pyrmonter Stahlquelle oder auch eine wässrige Mischung von Bittersalzlösung mit Calciumcarbonat entsprechend hoher Temperatur aussetzte. Alle diese Versuche

---

<sup>1)</sup> Ich verzichte hier auf Literaturangaben und werde dies später in einer umfangreicheren Arbeit nachholen.

wurden, wie schon erwähnt, bei wesentlich erhöhtem Druck und wesentlich erhöhter Temperatur ausgeführt. Zu einigermaßen sicherem Erfolg haben nur HOPPE-SEYLERs Experimente geführt. Keines von allen aber entspricht den natürlichen Bedingungen im allgemeinen, wenn auch in einzelnen Fällen die Anwendungsmöglichkeit nicht ganz von der Hand zu weisen ist.

Eine andere Reihe von Versuchen ist bei Normaldruck, aber erhöhter Temperatur angestellt worden. Den Anfang damit machte im Jahre 1840 FORCHHAMMER, der eine Calciumcarbonatlösung in kochendes Seewasser einleitete und dabei einen nicht genau definierten Niederschlag mit 10—12 Proz.  $MgCO_3$  erhielt. Auch bei der Zuführung von kohlensaurem Natron-Kalkwasser zu Seewasser bei Temperaturen bis zu  $100^{\circ}$  erlangte er ein ähnliches Resultat, indem sich Niederschläge bildeten, die bis zu 28 Proz.  $MgCO_3$  enthielten. Ähnliches erreichte er, wenn er natürliche Mineralwässer (Pyrmont, Wildungen, Selters) in gleicher Weise mit Seewasser reagieren ließ. SAINTE CLAIRE DEVILLE erhitzte Kreidestücke, die mit Chlormagnesium getränkt waren, auf  $125^{\circ}$ , wusch aus, tränkte noch einmal, erhitzte und wiederholte diesen Prozeß öfter; dann erhielt er ein magnesiumreiches Produkt, dessen Beziehung zum Dolomit aber nicht festzustellen war. LÉON BOURGEOIS und HERMANN TRAUBE erhitzten eine Lösung von Chloriden des Calciums und Magnesiums mit der äquivalenten Menge cyansauren Kaliums und erhielten bei  $130^{\circ}$  neben Aragonit Rhomboeder, in denen sich Magnesiumcarbonat zu Calciumcarbonat wie 6 zu 5 verhielt. C. KLEMENT erwärmte fein gepulverten Aragonit mit einer dem Meerwasser entsprechenden Lösung und erhielt je nach der Dauer der Versuche und je nach der Höhe der angewandten Temperatur nicht genau zu bestimmende Produkte mit einem bis zu 41,5 Proz. steigenden Magnesiumcarbonatgehalt, von denen aber KLEMENT selbst nicht glaubt, daß sie mit dem Dolomit identisch seien. Auch die in diesen Versuchssreihen angewendeten Bedingungen lassen sich, abgesehen von der Unsicherheit der Resultate, nicht allgemein auf die Natur übertragen.

Nur gesteigerten Druck ohne Erhöhung der Temperatur wandte PFAFF an. Er will unter Verwendung von Sulfaten des Magnesiums und Calciums mit Natriumcarbonat und Kochsalz einige Male Spuren von Dolomit erhalten haben, und ebenso war es, wenn er zu jenen Lösungen noch Calciumcarbonat zusetzte. Besser schienen die Resultate, wenn er Calciumcarbonat mit einer Magnesiumsulfat-Kochsalzlösung bei ca. 100

Atmosphären Druck behandelte. Es entstanden dabei Bodenkörper, die bis zu 46 Proz. Magnesiumcarbonat enthielten, aber nicht sicher mit Dolomit identifiziert werden konnten. Auch diese Versuche entsprechen, abgesehen von den unsicheren Erfolgen, nicht den natürlichen Verhältnissen.

Gewöhnliche Temperatur und normaler Druck wurden zuerst von SCHEERER im Jahre 1866 zur Anwendung gebracht. Er mischte Lösungen von Magnesium- und Calciumbicarbonat und erhielt daraus Dolomit neben Calcit. Wenn er ferner Kreide mit Magnesiumbicarbonat und Kohlensäure behandelte, so fand sich nach einiger Zeit fast die ganze Magnesia in dem Bodenkörper; aber es konnte nicht nachgewiesen werden in welcher Form. Zahlreich sind die Versuche, welche PFAFF angestellt hat. Sie sind fast alle unter Verwendung von Schwefelwasserstoff beziehungsweise Schwefelammon und bei einer Temperatur bis ca.  $60^{\circ}$  durchgeführt. Es ergab das Eindampfen einer Lösung von Magnesia alba in Schwefelammon mit in Schwefelwasserstoff gelöstem kohlensauren Kalk bei Gegenwart von Kochsalz und Kohlensäure bei etwa  $50$ — $60^{\circ}$  Rhomboeder mit einem Gehalt von 86 Proz. Magnesiumcarbonat. Ein anderer Versuch, dem vorigen analog, aber unter Verwendung von Schwefelwasserstoff statt des Schwefelammons, ergab ein nicht genau definiertes Produkt mit 80 Proz. Magnesiumcarbonat. Ein Versuch gleich dem ersten, aber bei etwas niedrigerer Temperatur eingedampft, hatte den Erfolg, daß im Bodenkörper ca. 67 Proz. Magnesiicarbonat war, und wenn man bei Zimmertemperatur eindampfte, waren in dem ebenfalls nicht genau definierten Bodenkörper 45,5 Proz. Magnesiumcarbonat und 54,5 Proz. Calciumcarbonat enthalten. Auch diese Versuche haben eine lebhafte Kritik erfahren, und ihre Anwendung auf die natürlichen Vorkommnisse hat sich nicht als tunlich erwiesen.

Erwähnenswert sind noch zwei Beobachtungen über zufällige Entstehungsweise von Dolomit in natürlichen Mineralwässern. Die erste derselben stammt aus dem Jahre 1863 und rührt von MOITESSIER her, welcher beobachtete, daß in einer Flasche mit dem die Bicarbonate enthaltenden Wasser von Lamalou sich Rhomboeder von Dolomit gebildet hatten. Die andere Beobachtung machte im Jahre 1866 TERREL, der in den geschlossenen Röhren, in denen das Thermalwasser von Lartet in der Umgegend des Toten Meeres nach Paris verschickt wurde, ebenfalls Rhomboeder von Dolomit vorfand. Leider wurde in diesen beiden Fällen nicht untersucht, in welchem Verhältnis der Bodenkörper zur Lösung stand, so daß

diese Beobachtungen für die Erklärung der Entstehung des Dolomits nichts aussagen.

Dieser naturgemäß gedrungene Überblick über die Experimente zur Erklärung der Entstehung der Dolomite wird Ihnen nun ein skizzenhaftes Bild der zahlreichen Bemühungen, der Schwierigkeit des Problems und der prinzipiellen Erfolglosigkeit jener Experimente gegeben haben. Ich müßte nun eigentlich einen gleichen Überblick geben über die hypothetischen Anschauungen, welche im Laufe der Jahrzehnte seit LEOPOLD v. BUCH bis auf unsere Tage aufgestellt worden sind. Das will ich aber im Interesse der Kürze unterlassen, denn was ich auszuführen habe und meines Erachtens einer prinzipiellen Lösung der Frage gleichkommt, werden Sie selbst leicht mit den Ihnen bekannten Hypothesen vergleichen und dann deren Übereinstimmung mit den Tatsachen ermessen können. Ich selbst behalte mir einen solchen Vergleich für eine spätere ausführliche Publikation vor. Nur das eine will ich bemerken, daß ich mich in dieser Hinsicht im wesentlichen in Übereinstimmung befinde mit den neuesten und besten Anschauungen, wie sie von PHILIPPI ausgesprochen oder von JUDD bei den Untersuchungen von Funafuti gewonnen worden sind.

Bevor wir in die Betrachtung meiner Experimente eintreten, noch eine kleine Abschweifung zu machen, ist im Interesse des Verständnisses der folgenden Ausführungen dringend erforderlich. Sie betrifft die verschiedenen Modifikationen des kohlen-sauren Kalkes. Man kennt schon lange den Aragonit mit dem spez. Gew. 2,95 und den Kalkspat mit dem spez. Gew. 2,72, von deren Eigenschaften ich nur die hervorheben will, daß der Kalkspat die stabile, der Aragonit die metastabile Modifikation ist. Außer diesen beiden Modifikationen kennt man aber noch zwei andere, von denen die eine krystallisiert ist. Es ist VATERS Verdienst, zuerst auf sie aufmerksam gemacht zu haben, und ziemlich sicher festgelegt erscheint sie durch die neuesten, schönen Versuche von BÜTSCHLI. Diese Modifikation ist viel weniger stark doppelbrechend als Aragonit und Kalkspat, hat ein spez. Gew. von etwa 2,6 und wandelt sich schon bei gewöhnlicher Temperatur sehr leicht in Kalkspat um. Es ist also die instabilste Modifikation des kohlen-sauren Kalkes. Alle drei Modifikationen können in Sphärolithen auftreten, aber die von Calcit sind optisch negativ, die von Aragonit im ganzen positiv (nach BÜTSCHLI aus negativen und positiven Zonen gebaut), die von VATERS III. Modifikation positiv. Die beiden letzteren geben die MEIGENSche Reaktion. Außer diesen krystallisierten Modifikationen gibt es

noch, wie ebenfalls von BÜTSCHLI sicher nachgewiesen ist, eine „amorphe“, ich möchte lieber sagen gallertige, eine isotrope Phase, die aber nicht leicht herzustellen und sehr wenig haltbar ist. Ihr spez. Gew. dürfte etwa 2,2—2,4 betragen. Sie ist in Wasser am leichtesten löslich, bzw. sie wandelt sich darin in Calcit um.

Nun nach diesen Erörterungen können wir dazu übergehen, die Ideen zu verfolgen, von denen ich bei meinen Versuchen ausging. Vor Jahren habe ich mich mit der Entstehung der Oolithe und Rogensteine befaßt, ihnen damals anorganogenen Ursprung zugeschrieben, und angenommen, sie seien alle als Aragonit abgeschieden. Ich halte heute noch und mehr wie je an dieser Ansicht fest trotz der Arbeit KALKOWSKYS, denn ich werde in einer im Druck befindlichen Arbeit<sup>1)</sup> zeigen, daß alle jene strukturellen Eigentümlichkeiten, welche KALKOWSKY als Beweis für die organogene Natur der Rogensteine anführt, auch am Karlsbader Sprudel- und Erbsenstein vorkommen, und damit ist KALKOWSKY aller Beweismittel beraubt. Nur eines muß ich vielleicht nach weiteren, im Gange befindlichen Untersuchungen abändern, das ist die Angabe, es sei Aragonit gewesen. Vielleicht war es VATERS III. Modifikation. Also damals bei jenen Untersuchungen bin ich davon ausgegangen, daß die Ursache jener Bildungen in den Produkten tierischen oder pflanzlichen Faulschlamm, in dem kohlen-sauren Ammon oder kohlen-sauren Natron liege. Bald danach kam ich zu der Überzeugung, daß auch der Dolomitbildung keine andere Ursache zugrunde liegen könne, und seit der Zeit, seit mehreren Jahren, bin ich mit durch Mutlosigkeit begründeten Unterbrechungen mit der Lösung des Problems beschäftigt. Erst die letzten Monate haben zum Ziel geführt. Daß ich's nur gleich sage, ich glaube, die Sache ist prinzipiell gelöst: Der Dolomit ist das Produkt der Bildung eines chemischen Gleichgewichts.

Die ausschlaggebenden Versuche sind folgende:

1. Man löst 1 Molekül (2,4 g)  $MgCl_2$  und 1 Molekül  $MgSO_4$  in 50 ccm Wasser und vermischt diese Lösung mit einer anderen, welche  $1\frac{1}{2}$  Moleküle Ammoniums-sesquicarbonat in ca. 150 ccm Wasser enthält. Die Mischung bleibt klar. Hierauf setzt man eine Lösung von 1 Molekül  $CaCl_2$  in ca. 100 ccm Wasser zu und schüttelt um.

---

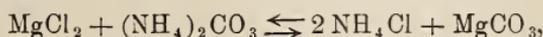
<sup>1)</sup> Inzwischen erschienen in der Jenaischen Zeitschr. f. Naturwissenschaft 45, 1909, 267 ff.

Es entweicht hierbei ein Teil freier Kohlensäure, während ein dicker, gallertartiger Niederschlag entsteht. Erwärmt man nun die Flüssigkeit auf etwa  $30^{\circ}$  C, so beginnt er schon mit erheblicher Schnelligkeit krystallinisch zu werden. Bei Temperaturen von  $50$  bis  $60^{\circ}$  wird die Schnelligkeit der Umwandlung schon beinahe unendlich groß. Filtriert man nun ab und betrachtet den Niederschlag unter dem Mikroskop, dann erkennt man seine Einheitlichkeit. Er besteht ausschließlich aus runden oder ovalen Sphärolithen, die oft zwillingsartig verwachsen sind, und aus hantelartigen Körperchen, die unvollkommen ausgebildete Sphärolithe darstellen. Die Doppelbrechung der nur etwa 5 bis 6 tausendstel Millimeter großen Sphärolithe ist nur schwach, und zwar positiv. Ihr spez. Gew. ist ca. 2,6 bis 2,7. Trocknen bei  $110^{\circ}$  bringt in dem Niederschlag keinerlei Veränderung hervor. Die Ausbeute entspricht 1 Mol. kohlensaurem Kalk und 1 Mol. kohlensaurer Magnesia, innerhalb der durch die Unreinheit der Ausgangsmaterialien bedingten Fehlergrenzen. Die Analyse ergab fast genau die Zusammensetzung des Dolomits.

2. Diese Reaktion verläuft in gleicher Weise, wenn man nur 2 Mol.  $MgCl_2$  oder nur 2 Mol.  $MgSO_4$  verwendet.
3. Verändert man in den Versuchen das Mengenverhältnis von Kalksalz zu Magnesiumsalzen, so tritt mit der Vermehrung des ersteren eine Verminderung des Magnesiumgehaltes, mit der Vermehrung der Magnesiumsalze eine Vermehrung des Magnesiumgehaltes im Niederschlag ein. In gleicher Weise wirkt aber auch eine Veränderung im Zusatz des Ammoniumcarbonats; setzt man zu wenig zu, dann vermindert sich der Gehalt an Magnesiumcarbonat im Niederschlag.
4. Gibt man bei dem erstgenannten Versuch außer den erwähnten Bestandteilen noch Kochsalz zu, etwa im Verhältnis, wie es neben den Magnesiumsalzen im Meerwasser vorhanden ist, dann vermindert sich der Magnesiumcarbonatgehalt des Niederschlags auf ca. 12 Proz.
5. Setzt man aber der Kochsalzlösung zuvor wieder 1 Mol. kohlensaures Natron zu, dann erhöht sich der Magnesiumcarbonatgehalt des Niederschlags wieder auf 49 Proz. oder das Molekularverhältnis Magnesium- zu Calciumcarbonat wird 5 : 4.

Ich habe noch eine sehr große Anzahl anderer Versuche ausgeführt, in anderer Weise und mit anderen Mengenverhältnissen, und immer einheitliche Niederschläge von gleichem Charakter mit wechselndem Mengenverhältnis zwischen den Carbonaten des Calciums und Magnesiums erhalten. Kalk bleibt nirgends in Lösung. Daraus geht zunächst hervor, daß ein wasserfreies Mischsalz von Calcium- und Magnesiumcarbonat existiert, das aber nicht mit dem Dolomit zu identifizieren ist, für dessen Bildung jedoch im Meere alle Bedingungen gegeben sind.

Vom physikalisch-chemischen Standpunkt<sup>1)</sup> aus scheint nun die Sache so zu liegen, daß sich ein gewisses Gleichgewicht bildet zwischen Lösung und Bodenkörper, d. h. daß eine gewisse Menge des Magnesiumcarbonats unter allen Umständen in der Lösung bleibt und sich nur die überschießende Menge als Mischsalz mit dem Calciumcarbonat vereinigt. Vor dem Hinzutreten des Calciumsalzes hat sich in der Lösung ein Gleichgewicht gebildet, das man bei Verwendung von nur Magnesiumchlorid etwa so ausdrücken könnte:



und dann wäre nach dem Massenwirkungsgesetz der Quotient

$$1. \frac{C_{\text{MgCl}_2} \cdot C_{(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3}}{C_{\text{NH}_4\text{Cl}}^2 \cdot C_{\text{MgCO}_3}} = \text{konstant (K)}$$

Nun sind aber  $\text{MgCl}_2$  und  $\text{MgCO}_3$  dissoziiert, und dementsprechend besteht das Gleichgewicht

$$2. \frac{C_{\text{Mg}} \cdot C_{\text{Cl}}^2}{C_{\text{MgCl}_2}} = K' \quad \text{und} \quad 3. \frac{C_{\text{Mg}} \cdot C_{\text{CO}_3}}{C_{\text{MgCO}_3}} = K''.$$

Nach Zusatz des Calciumchlorids erhält man ein Gleichgewicht zwischen den Ionen des Calciums, Magnesiums, Dolomits und undissoziiertem Magnesiumcarbonat. An undissoziiertem Calciumcarbonat und Dolomit ist die Lösung gesättigt. Es wird also

$$4. K = \frac{C_{\text{Mg}} \cdot C_{\text{Ca}}}{C_{\text{MgCO}_3} \cdot C_{\text{MgCa}}}.$$

Setzt man zu der Ausgangslösung größere Mengen Natriumchlorid, so wird die Konzentration des Chlorions in der Lösung stark erhöht, und es muß daher, damit die Beziehung

<sup>1)</sup> Die Anregung hierzu habe ich durch die Besprechung mit meinem Kollegen Dr. MARC erhalten.

der Gleichung 2 erhalten bleibt, die Dissoziation des Magnesiumchlorids zurückgedrängt werden. Es verschwindet Mg-Ion aus der Lösung. Ist dies der Fall, dann muß aber, damit die Beziehung der Gleichung 4 gewahrt bleibt, das Magnesiumcalciumcarbonat zerfallen und Magnesium in Lösung gehen.

Setzt man nun der eben besprochenen kochsalzhaltigen Lösung Natriumcarbonat zu, so wird nach Gleichung 3 die Konzentration der  $\text{CO}_3$ -Ionen stark erhöht, und es wird daher undissoziiertes  $\text{MgCO}_3$  gebildet, das dann, da die Lösung an  $\text{MgCO}_3$  schon ziemlich gesättigt ist, in festem Zustand abgeschieden wird.

Nach dieser mehr theoretischen Abschweifung kehren wir zu unserem Niederschlag zurück, der zweifellos ein wasserfreies Mischsalz von Magnesium- und Calciumcarbonat darstellt, aber ebenso zweifellos kein Dolomit ist. Es erwächst nun die Frage, welcher Modifikation des kohlensauren Kalkes entspricht er? Aus seinem spezifischen Gewicht ergibt sich zur Evidenz, daß nur die VATERsche III. Modifikation in Frage kommen kann. Während nun aber das entsprechende reine Kalksalz sich sehr leicht in Kalkspat umwandelt, schon im reinen Wasser bei gewöhnlicher Temperatur, scheint das Magnesium-Calcium-Mischsalz viel stabiler zu sein. Wohl habe ich nach längerem Erwärmen auf  $130^\circ$  beobachtet, daß ein Teil der Sphärolithe stärker doppelbrechend und optisch negativ wird, aber das Erhitzen in reinem Wasser führt zur Zersetzung des Salzes sowohl bei normalem als bei erhöhtem Druck. Vielleicht führt das Erhitzen in der ursprünglichen Lösung zum Resultat. Ich habe diesen Versuch noch nicht ausführen können. Jedenfalls entspricht das Verhalten gegenüber reinem Wasser durchaus den obigen theoretischen Auseinandersetzungen über Gleichgewichte.

5. Ich habe nun aber den ersten der oben angeführten Versuche unter etwas anderen Bedingungen wiederholt mit dem gleichen Resultate ausgeführt. Dieses Resultat bestätigt meine Vermutung und klärt alles oder fast alles, was noch fehlt, mit einem Schlage auf.

Bringt man nämlich die oben zuerst (1) genannte Lösung nach dem Zusatz des Kalksalzes in Röhren, die man zerschmilzt, und erwärmt während mehrerer Stunden gelinde auf ca.  $40-50^\circ$ , so ist der gewonnene Niederschlag seiner Menge nach quantitativ fast genau dem geforderten entsprechend. Er ist einheitlich, besteht aus lauter sehr stark doppelbrechenden Sphärolithen von negativem Charakter der Doppelbrechung, ist in verdünnter Essigsäure trotz

seiner Feinheit in der Kälte fast unlöslich, während sich die früheren Niederschläge zwar langsam, aber doch auflösen. Die vorläufige Analyse ergab:

$\text{MgCO}_3$  44,8 Proz.

$\text{CaCO}_3$  49,5 -

Das spez. Gew. ist größer als 2,72 und bis jetzt noch nicht genauer bestimmt.

Es ist wohl keine Frage, daß hier Dolomit vorliegt, aber es entsteht die weitere Frage, ob er direkt entstanden ist oder sich erst aus der oben erwähnten Modifikation gebildet hat. Ich vermute vorläufig das letztere, denn die Sphärolithe haben eine ähnliche Größe und sind an der Oberfläche viel rauher. Auch ist hier eine Beobachtung zu registrieren, die vielleicht noch Licht in die Sache bringen wird. Eine von den zuletzt erwähnten Röhren wurde nicht gleich erwärmt, sondern blieb zugeschmolzen bei etwa  $15^\circ$  einige Stunden stehen, dann hatte sich schon ein krystallinischer Niederschlag gebildet. Leider wurde er nicht gleich untersucht, sondern die Röhre erst wie die andern erwärmt. Jedenfalls ergibt aber diese Beobachtung eines: Unter dem schwachen Kohlensäuredruck — es entweicht nämlich aus den Röhren beim Öffnen etwas Kohlensäure, und aus der Flüssigkeit steigen Blasen auf — geht die Reaktion schon bei  $15^\circ$  vor sich, und es entsteht bei gelindem Erwärmen, vielleicht schon bei gewöhnlicher Temperatur, Dolomit.

Alle hier angewendeten Bedingungen sind in der Natur verwirklicht, und darum ist es wohl berechtigt zu sagen, auf solche Weise sei der Dolomit in der Natur entstanden. Ob er nun gebildet ist in den heutigen Meeren, dort, wo die organischen Reste zahlloser Tiere und Pflanzen ihrer Auflösung entgegengehen, oder in bitumenreichen Kalksteinen, die ebenfalls Ammoniumcarbonat in reicher Menge zu liefern imstande und von Magnesiumsalzen durchtränkt worden sind, oder auf Gängen und Spalten, wo die Mineralwässer zirkulieren. Immer und überall ist er das Produkt eines chemischen Gleichgewichts zwischen der Lösung und dem Bodenkörper. Mit einem Schlage erhellt sich das kaleidoskopische Bild, welches die vielen früheren Experimente entwerfen, und nicht minder erscheinen uns die zufälligen Beobachtungen von der Bildung des Dolomits erklärt. Ich kann das nicht alles hier ausführen, sondern muß diese Arbeit zunächst Ihrem Geiste überlassen. Nur auf einiges, was ich eingangs erwähnt habe, will ich hinweisen. Wie verständlich wird uns das lokale Vorkommen des Dolomits, wie verständlich sein zonen- oder nesterweises

Auftreten; wie einfach erklärt sich das häufige Vorkommen von mehr oder minder dolomitreichem Kalkstein; wie lichtvoll wird uns das Vorkommen der Dolomite in Begleitung der Salzlager, und wie leicht verstehen wir den Organismen- und Bitumenreichtum so vieler Dolomite. Ich glaube mit gutem Gewissen behaupten zu können: das Problem der Dolomitbildung ist prinzipiell gelöst. Ein Gleichgewicht kann durch mancherlei Umstände verschoben werden, und deswegen wird im einzelnen noch mancherlei Arbeit übrigbleiben, um alle natürlichen Vorkommnisse aufzuklären. Darum ist aber auch die Arbeit der früheren Experimentatoren nicht vergeblich gewesen. Darum und nur darum kann ich meine heutige Mitteilung bescheiden nur eine vorläufige nennen.

Ängstliche Gemüter stoßen sich vielleicht daran, daß ich nur Sphärolithe und keine Rhomboeder erhalten habe. Das ist unrecht, denn es gibt ja reichlich oolithische Dolomite. Wir wissen auch aus Erfahrung, daß die Form der Krystalle und Krystallaggregate nur von äußeren Umständen abhängt, darum ist sie für unsere Frage irrelevant. Ich habe bis jetzt nur mit relativ konzentrierten Lösungen und in ganz kurzen Zeiträumen gearbeitet, eigentlich bei den ausschlaggebenden Versuchen nur nach einem Schema. Das soll nun anders werden<sup>1)</sup>. Diese Frage wird auch bald ihre Lösung finden. Oder jene ängstlichen Kollegen könnten auch sagen, ich habe nur mit Chlorcalcium gearbeitet. Es wird aber mit Calciumsulfat ebenso gehen, und es wird auch gehen mit dem Kalke, der in den Organismenresten als Aragonit vorhanden ist, denn dieser ist ja metastabil und geht unter dem Einflusse der die Löslichkeit des kohlensauren Kalkes bekanntermaßen begünstigenden Ammonsalze relativ schnell durch die gelöste Phase in Kalkspat über.

Es eröffnet sich aber nun von meinem neuen Standpunkt aus meinem Blicke ein weites Feld voll reifer Frucht, die eingeheimst werden kann. Da ist die Frage nach der näheren Natur des Mischsalzes in VATER'S III. Modifikation, ihr Verhältnis zum Dolomit; es taucht weiter die Frage auf, ob der Dolomit wirklich ein Doppelsalz ist. Es wird die Frage gelöst werden, warum hier der Dolomit, dort der Kalkspat aus einem dolomitischen Kalkstein ausgelöst wird. Aber damit ist die gewonnene Anregung noch nicht erschöpft. Vielleicht wird uns eine Aufklärung darüber, warum in manchen oolithi-

---

<sup>1)</sup> Inzwischen mit verdünnten Lösungen angestellte Versuche haben schon Rhomboeder ergeben.

schen Gesteinen die Oolithe ihre Struktur völlig verloren haben, während sie in anderen in wunderbarer Schönheit erhalten blieb. Vielleicht sind die Oolithe das eine Mal reiner Kalk in Form von VATERs III. Modifikation, oder ein anderes Mal ein Magnesium-Calcium-Mischsalz der gleichen Modifikation, oder wieder ein anderes Mal Aragonit gewesen. Die ersten würden sich schnell, meist unter Strukturänderung, die letzteren erheblich langsamer, vielleicht unter Strukturhaltung, umlagern. Zeit und Arbeit werden Klarheit bringen.

Jede prinzipielle Lösung eines Problems birgt den Segen in sich, über ein Heer von anderen Fragen Licht zu verbreiten, zu ihrer Erforschung anzuregen. Auch diese Probe hat meine Ansicht von der Entstehung der anorganogenen Kalksteine bestanden, und ich kann Freude und Befriedigung darüber nicht verhehlen.

v.	w.	o.
RAUFF.	BEYSCHLAG.	BELOWSKY.

---

## Briefliche Mitteilungen.

### 25. Über *Elephas trogontherii* in England.

Von Herrn HANS POHLIG.

(Mit 5 Textfiguren.)

Bonn, den 28. April 1909.

Da in neuerer Zeit die wichtigen Ablagerungen an der englischen Ostküste nochmals genauer untersucht worden sind, besonders infolge der wertvollen Entdeckung ähnlicher Ablagerungen in Holland, so bin ich genötigt, einige wesentliche Ergebnisse meiner Untersuchungen über denselben Gegenstand aus den letzten Jahrzehnten mitzuteilen.

Als ich meine großen anatomischen Monographien über Diluvialfauna bereits mit dem Anfang, dem 1. und 2. Teil, abbrechen mußte (infolge von Verweigerung jeder staatlichen und akademischen Beihilfe), stand ich noch ganz unter dem Einfluß der Autoritäten FALCONERS und namentlich von LEITH ADAMS. Seitdem haben sich manche meiner damals deshalb noch nicht ganz sicheren Folgerungen befestigt auf Grund des umfangreichen Schatzes neuer Funde aus den letzten Jahrzehnten; und da in erster Linie die Elefantenreste für die Unterscheidung der altglazialen Schichten in Betracht kommen, erörtere ich hier zunächst die ersteren.

Mit dem Namen *Elephas trogontherii* habe ich bekanntlich die unmittelbaren Übergangsformen zwischen *E. meridionalis* und *E. primigenius* zusammengefaßt, welche erstern infolge dieser Mittelstellung in der Lamellenzahl der Backzähne meist mit *E. antiquus* übereinstimmen, tatsächlich jedoch mit dieser einem ganz anderen Subgenus (*Loxodon*) angehörenden Art keinerlei unmittelbare Verwandtschaft haben. Ich habe bereits früher das Vorkommen von *E. trogontherii* an der englischen Ostküste festgestellt, beschränkte mich indessen damals unter den erwähnten Umständen auf die Erwähnung weniger Molaren.

Die wesentlichste Schlußfolgerung, zu der ich nunmehr gelangt bin, ist die, daß sämtliche bis jetzt zu *Elephas meridionalis* gerechneten sowie einige der als *E. antiquus* bestimmten Molaren des englischen „Forestbed“ tatsächlich

der Übergangsform *Elephas trogontherii* angehören, und zwar meist ihrer dem erstgenannten Elefanten mehr oder minder nahestehenden Abstufung *E. (meridionalis) trogontherii*.

Bei der Auswahl des Vorrates können nur zunächst solche tadellos vollständigen letzten Molaren berücksichtigt werden, welche entweder aus den Schichten des „Forestbed“ selbst ausgegraben sind oder doch noch mit dessen bezeichnender Matrix (dem „Iron pan“) behaftet sind; denn die dort an der Küste aus dem Meer aufgefischten Elefantenreste stammen wohl meist nicht aus dem Forestbed, sondern aus späterer Zeit, in der sie durch die fließenden Gewässer aus England, Belgien oder Holland an Kadavern mitgebracht worden sind, während der Kanal und die Nordsee größtenteils trocken lagen.

Als gutes Durchschnittsbeispiel von III. wahren Molaren des *Elephas trogontherii* habe ich hier unter den neueren Funden aus dem Forestbed selbst je einen oberen und unteren Zahn von Overstrand bei Cromer ausgewählt, welche wohl beide von einem Tier gewaltiger Größe stammen mögen; sie sind aus der Sammlung zahlreicher Norfolkossilien von JAMES BACKHOUSE in York, vom Sammler mit der Aufschrift „*Elephas meridionalis*“ versehen und dann von Direktor VON LOCZY für die Sammlung der geologischen Landesanstalt in Budapest erworben worden.

Wie beifolgende Figuren zeigen, ist an dem oberen Molaren etwas mehr, an dem unteren etwas weniger als die Hälfte der Lamellen für die Kaufläche bereits benutzt gewesen; an ersterem ist daher die Schmelzsubstanz des distalen Talons und der nächsten Lamelle ganz aufgebraucht worden. Es sind ursprünglich 18 Lamellen außer einem vorderen und hinteren Talon vorhanden gewesen in  $30 \times 20 \times 10\frac{1}{2}$  cm (für maximale Länge, Höhe und Breite des Molaren); die Kaufläche enthält 10 etwas schräg gestellte Lamellen in 13 cm Länge.

Der mandibulare Molar enthält 19 Lamellen nebst vorderem und hinterem Talon (x 19 x) in  $31 \times 15 \times 10$  cm; die größte Länge ist 34 cm, die Kaufläche hat 10 Lamellen in 15 cm Länge. Ganz ähnlich ist ein solcher Mandibelmolar, auch ein linker, aus der BACKHOUSE-Kollektion von Kessingland (Forestbed). — Solche Molaren würde LEITH ADAMS nicht gleich BACKHOUSE zu *E. meridionalis* gerechnet haben — so wenig wie zu *E. primigenius* — wegen der Lamellenformel; aber er würde sie wohl bei seiner „breitkronigen, dickplattigen Varietät von *E. antiquus*“ untergebracht haben. Wer jedoch *E. antiquus* richtig kennen lernen will, der muß das ungeheure Material aus denjenigen Schichten zuerst untersuchen, in welchen

diese Art als Proboscidier ausschließlich oder fast allein vorkommt: die quartären Ablagerungen Südeuropas oder solche wie die älteren, sandigen Travertine Thüringens und das Becken von Grays Thurrock im Themsetal; dort ist nichts Ähnliches von normalen und vollständigen letzten wahren Molaren gefunden worden wie die hier abgebildeten von *E. trogontherii*, und nichts von einer „dickplattigen, breitkronigen Varietät des *E. antiquus*“!

Die Schmelzfiguren der Kauflächen an diesen Molaren des *E. trogontherii* sind trotz der höheren Lamellenformel von solchen des *E. meridionalis* nicht zu unterscheiden wegen der bedeutenden Zahngröße, auf welche sich bei erstern die höhere Lamellenformel verteilt. Außer dem geringen Betrag der Diskenzahl gibt es aber für die Backzähne von *E. meridionalis* noch viele andere unterscheidende Eigentümlichkeiten; wenn man diese recht gründlich kennen lernen will, so muß man die Art zunächst wiederum gründlich dort untersuchen, wo sie ausschließlich oder fast allein vorkommt: an dem höchst umfangreichen Material aus den Pliocänschichten des europäischen Südens, vor allem Italiens. Da zeigt sich, daß diese Spezies den alten Stegodonten doch noch recht sehr nahe steht, und zwar, abgesehen von der Lamellenformel, vor allem in dem ebenfalls allgemein verbreiteten Vorkommen sehr niedriger (tapinodisker) Molaren, in welchen die Höhe der Lamellen deren Breite nicht sehr viel übertrifft. Solche Zähne kommen bei dem geologisch späteren *E. trogontherii* noch vereinzelt als Seltenheit vor, ebenso wie der Fall, daß die Lamellenzahl bis zu der bei *E. meridionalis* normalen gelegentlich atavistisch herabsinkt, und zwar nicht, wie dasselbe bei den Zwergformen von *E. antiquus* vorkommt, in Verbindung mit Größenreduktion.

Solche seltenen Fälle äußerst geringer Lamellenzahl und niedriger Disken bei *E. trogontherii* haben zu den irrtümlichen Angaben des typischen *E. meridionalis* auch aus dem englischen Forestbed geführt. Aber sowenig wie die Fauna und das geologische Alter der Valdarno-Schichten denjenigen des Forestbed entsprechen, ebenso sicher kommt in letzterem der *E. meridionalis* des ersteren nicht mehr vor, sondern nur noch in stellvertretenden Resten der geologisch jüngeren Rasse *E. (meridionalis) trogontherii* und *E. (primigenius) trogontherii*<sup>1)</sup>; letzteres ist FALCONERS „preglacial variety of the mammoth“.

<sup>1)</sup> Das Gleiche wird sich wahrscheinlich für gewisse französische Ablagerungen wie diejenigen von S.-Prest ergeben.

Das geologische Äquivalent der Valdarno-Fauna ist auch an der englischen Ostküste vorhanden: aber nicht in dem Norfolk-Forestbed, sondern in dem älteren Suffolk-Crag, und auch da erst auf sekundärer Lagerstätte; es sind die Reste von Tapiren, Schweinen, Axishirschen, die in dem Forestbed nicht mehr vorkommen, aber auch im Redcrag mit Elefantenzahnstücken zusammenliegen, entweder von dem typischen *E. meridionalis* oder von meinem *Elephas (antiquus) Nestii*.

Letzterer ist neben *E. trogontherii* auch im Forestbed, wohl sogar noch im Süßenbornium<sup>1)</sup> des helvetischen Interglazials vertreten; erst im Mosbachium<sup>1)</sup> kommt *Elephas antiquus typus* äußerst verbreitet vor, hier mit den letzten Vertretern des Trogontherien-Elefanten. Noch länger als *E. Nestii* dauert die kleine Vorläuferrasse des typischen *Rhinoceros Merckianus*, das *R. etruscus* rectius *R. (Merckianus) Etruriae*, aus, da es noch in den Schichten des Mosbachium vorkommt, hier zum erstenmal mit der typischen Form zusammen.

In meiner Elefantenmonographie hatte ich vorläufig das Forestbed noch als „Jungpliocän“ bezeichnet und mich auch noch später der Ansicht der italienischen Geologen von einer ähnlichen geologischen Einordnung und interglazialen Stellung des Valdarnium angeschlossen. Weder der eine noch der andere dieser Standpunkte ist nach den oben klargelegten paläontologischen Tatsachen jetzt noch aufrecht zu erhalten; sondern man muß zu der alten Auffassung von der Zuteilung des Forestbed zum **Quartär** zurückkehren und letzteres mit dem Skanium, also den Suffolkcrag-Schichten, der ersten Glazialperiode beginnen lassen, dagegen mit den präglazialen Valdarno-Depositen und den ihnen äquivalenten (aus dergleichen auch die sekundär lagernden Mammalienreste des Suffolkcrag stammen) das Pliocän abschließen.

Der Versuch von PORTIS, dem Valdarnium, also dem Pliocän, auch die Schichten mit Mammalienresten vom Monte Verde in Rom gleichzustellen, ist ganz verfehlt; diese Schichten entsprechen vielmehr der meridionalen Facies des jüngsten helvetischen Interglazials, des Taubachium<sup>2)</sup>.

Die *Rhinoceros* und *Elephas* der teilweise augitführenden Fluviatilkonglomerate oder Schotter und der älteren Vulkan-

<sup>1)</sup> H. POHLIG: Eiszeit und Urgeschichte (Leipzig, QUELLE & MEYER, 1907), S. 51, 79.

<sup>2)</sup> Vgl. POHLIG: a. a. O.

tuffe bei Rom sind wie zu Taubach durchaus typische *Rh. Merckianus* und *E. antiquus*; wie mit letzterem zu Taubach als größte Seltenheit *E. primigenius* vorkommt, so bei Rom *E. (antiquus) Melitae* (= *E. melitensis*). Die Cerviden sind an beiden Lokalitäten ganz vorwiegend *C. (elaphus) antiqui*; der Taubacher *Bison* ist in der meridionalen Facies durch *Bos (primigenius) Italiae* in gleichem Massenverhältnis ersetzt, während in der sizilischen Elefantenhöhle von Carini<sup>1)</sup> noch beide Ruminantier-Gruppen gleichmäßig vertreten erscheinen. Pferd, Esel, *Felis spelaea* und *Felis lynx* (in meiner Sammlung) sind Rom und Taubach gemeinsam, *Hyaena crocuta* oder *maculata (spelaea)* ist in der meridionalen Facies durch *H. striata (antiqua)* vertreten. Der prächtige Pantherschädel vom Monte Verde ist von PORTIS richtig mit der sehr ähnlichen Form des Valdarnium verglichen worden<sup>2)</sup>, aber die zu Taubach gefundene Form stimmt ebensogut überein — desgleichen der von PORTIS zu *U. horribilis* gestellte *Ursus* von Rom mit dem Taubacher *U. (arctos) antiqui*! Unter den rezenten Feliden scheint diesen fossilen die schwarze Varietät der Sundainseln (*Felis melas*) am nächsten zu stehen und nur als geologische Rasse verschieden zu sein. Solche tropischen und subtropischen Mammalia haben sich augenscheinlich seit der Tertiärzeit nur sehr wenig verändert wie auch die *Axis*, *Dicroceros*, Tapire und so viele andere.

Zwergformen von *Elephas antiquus* mögen in vereinzelt Fällen nicht nur nach dem italienischen Festland gelangt sein, wie die erwähnten Funde von Rom beweisen, sondern auch bis nach Nordwesteuropa sich ausgebreitet haben oder auf dortigen Inseln selbständig entstanden sein. Mir liegt ein ausgezeichnet typisches Gebiß aus der BÄCKHOUSE-Kollektion

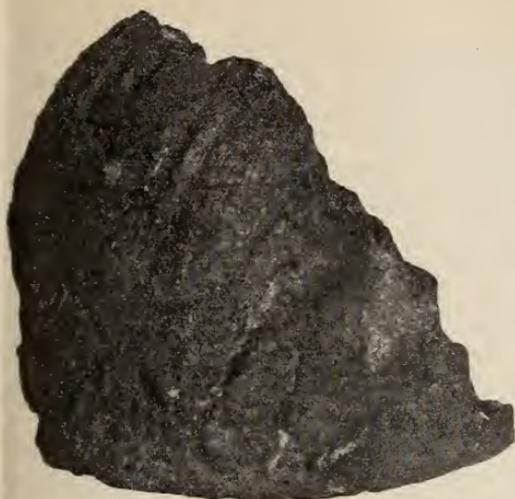
1) Münchener Akademie, Abh., II. Kl., XVIII, 1, S. (106).

2) Boll. soc. geolog. Ital. XXVI, 1907, fasc. I, S. 63.

#### Erklärung der nebenstehenden Figuren.

*Elephas trogontherii* POHLIG, zwei wohl von demselben Tier stammende III. wahre Molaren; in 1 ein rechter oberer Molar, Kaufflächenansicht, in ca.  $\frac{1}{3}$ ; in 1a derselbe von rechts gesehen (Kauffläche bei K); in 2 ein linker unterer Zahn, Kaufflächenansicht in ca.  $\frac{1}{4}$ , der natürlichen Größe; in 2a Ansicht desselben von links (Kauffläche bei K).<sup>1)</sup>

1) Da Abbildungen zur Bestimmung nicht ausreichen, so sind von diesen Molaren des *Elephas trogontherii typus* sehr gute Gipsmodelle gemacht worden, die von der bekannten Firma Dr. F. KRANTZ in Bonn zu beziehen sind.



1a



1

*K*



2



2a

*K*

von Ilford<sup>1)</sup> vor von entschieden diminutivem Gepräge; sowohl die maxillaren wie die mandibularen Zähne enthalten je x 11 x in 17 cm Länge und würden sonach, wenn sie normal wären, zu den I. wahren Molaren zu stellen sein. Indessen ist keine Spur einer proximalen Pressionsnarbe oder sonstiger Einwirkung eines nachrückenden Ersatzzahnes da, was selbst bei der geringen Abnutzung ( $\frac{1}{4}$  der Lamellen sind an der Kaufläche beteiligt) sonst stets nachweisbar ist. Diese Exemplare erinnern deshalb sehr an die mediterran-insularen III. Molaren mit der bei den Zwerggrassen teilweise stark reduzierten Lamellenformel. Einer dieser Zähne von Ilford ist von Direktor VON LOCZY für die geologische Landesanstalt in Budapest erworben worden.

Eine besondere Rassenbezeichnung würde ich für solche vereinzeltten Fälle festländischer und englischer Zwergformen von *Elephas antiquus* ebensowenig für angezeigt halten wie für die Bewohner verschiedener Mittelmeerinseln oder deren zahlreiche Größenabstufungen von der Zwerggrasse — weder für Sizilien, Malta, Korsika noch auch für Cypern. Etwas anders scheinen die Verhältnisse zu liegen bei den *Hippopotamus*-Resten der letzteren Insel im Vergleich mit denen Siziliens und Maltas andererseits, da hier konstante erhebliche Größenunterschiede und große lokale Entfernung zusammenkommen; ebenso wie auch die Rasse von Madagaskar als selbständig gelten muß in Anbetracht des Zusammenfallens großen lokalen und geologisch zeitlichen Abstandes.

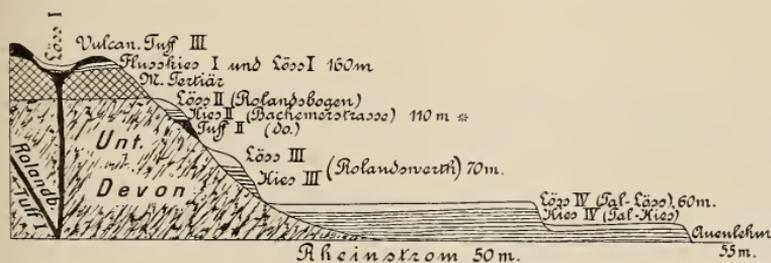
Für England sind auch unter anderen glazialen und interglazialen Tiergruppen kleine Formen bezeichnend wie diejenigen des *Ursus spelaeus* und *Rhinoceros tichorhinus (antiquitatis)*. Dagegen hat sich die von mir nachgewiesene Zwerggrasse des Mammuth, *Elephas Leith Adamsi*, die auch in England vorkommt, durch zahlreiche neuere Funde als ausgezeichnet selbständig bewährt. Einer der letzteren von dem Niederrhein, von wo ich früher schon andere typische Vertreter beschrieben habe, befindet sich in der geologischen Anstalt zu Budapest; es ist ein linker oberer Molar III. von Duisburg von (x) 21 x in nur 21 cm Länge, ganz vollständig erhalten und von bezeichnend diminutivem Gepräge<sup>2)</sup>.

---

<sup>1)</sup> Die Schichten von Ilford scheinen aus der Übergangszeit zwischen Taubachium und Berolinium zu stammen.

<sup>2)</sup> Den „endioganalsten“ aller bekannten Elefantenzähne, M. III s. s., erhielt ich kürzlich ausgebaggert von Köln: — 23 x in 19 cm! Ursprünglich offenbar x 27 x mindestens in 23 cm. Das bekannte Maximum aller Lamellenformeln ist x 29 x.

Neuerdings ist auch der erste Fund von *Elephas trogontherii* an dem Niederrhein gemacht worden, ein linker oberer Molar II. von *E. (primigenius) trogontherii* in dem Koblenzer Museum von nur  $x 14 x$  in nicht weniger als  $26 \times 8 \times 13$  cm (für Länge  $\times$  Breite  $\times$  Höhe); er stammt aus dem alten Rheinschotter von Mülheim bei Koblenz in mehr als 180 m Höhe über dem Flußspiegel. Diese Schichten werden sonach einer der ältesten Stufen des helvetischen Interglazials, dem Rixdorfium oder Süßenbornium, entsprechen<sup>1)</sup>.



Rodderbergprofil von Mehlem bei Bonn.

Der mit \* bezeichneten Terrasse II entspricht der Fundhorizont des Zahns eines *Elephas trogontherii* von Mülheim bei Koblenz.

Von verschiedenen Autoren wie RICCI, FRECH, RUTTEN<sup>2)</sup> u. a. sind Molaren des typischen Mammut, die vielleicht etwas „dickplattig“ erscheinen, irrtümlich als *Elephas trogontherii* beschrieben worden. Ich hoffe, daß die vorstehende Mitteilung wesentlich zur Aufklärung über diese geologisch als Leitfossil so sehr wichtige Rasse beitragen wird; etwa Beteiligte sehen sich vielleicht nunmehr veranlaßt, meine Monographie auf diesen Gegenstand hin etwas genauer nachzulesen und zu erkennen, daß es sich hier um ein kindlich einfaches arithmetisches Rechenexempel handelt.

1) Ein kleines Incisorenstück aus dieser Schicht könnte nach Kompression und Streifung von *Hippopotamus* stammen.

2) RUTTEN („Die diluvialen Säugetiere der Niederlande“, Utrechter Dissertation, 1909) hat auf dankenswerte Anregung WICHMANN'S die ersten Funde von *Elephas (antiquus) Nestii* (a. a. O., Taf. I, Fig. 1—3) und *Elephas (primigenius) trogontherii* (ebenda, Fig. 8—11) aus Holland abgebildet. Seine Angabe des *Elephas meridionalis* von dort beruht auf irriger Bestimmung.

## 26. Über zwei neue altpliocäne Formen von Cervus.

VON HERRN HANS POHLIG.

(Mit 2 Textfiguren.)

Bonn, den 26. April 1909.

### I.

Die von mir geleiteten Ausgrabungen in der sizilischen Elefantengrotte von Carini<sup>1)</sup> erstreckten sich auf das, was die in dieser Hinsicht übersättigten Palermitaner übriggelassen hatten: auf die untersten, tiefsten Schichten der Grotte Pontale. Es ergab sich aus dem gänzlichen Abräumen dieser Lagen, daß unter den Anhäufungen von Resten des *Elephas Melitae*, *Bos primigenius*, *Cervus Siciliae* POHL., *Bison Siciliae* POHL. noch eine Ablagerung spurweise vorhanden war, deren Säugetierknochen schon durch ihren Erhaltungszustand auf ein höheres geologisches Alter schließen lassen.

Zu diesen Überbleibseln aus der tiefsten Höhlenschicht gehört das in der hier beigefügten Figur 1 abgebildete Geweihstück, das, nach Art der tertiären Hirschhörner erhalten, unter erheblicher Gewichtszunahme steinartig geworden ist; dagegen unterscheiden sich die Geweihreste der höheren Grottenlagen, also alle andern dort gefundenen, in Gewicht und Substanz wenig von rezenten. Vor allem stammt außerdem das Original zu Figur 1 von einer offenbar geologisch älteren, in den oberen Höhlenschichten nicht nachgewiesenen Spezies her, die solchen des Norfolkium am nächsten steht, während die Fauna der ersteren derjenigen des Taubachium ganz nahe steht. Es geht daraus hervor, daß die Höhle von Carini zwei geologisch verschiedenaltige Ablagerungen enthielt, eine jüngere aus dem helvetischen Interglazial und die letzten Reste einer älteren aus dem norfolkischen Interglazial.

Das abgebildete linksseitige Stangenfragment rührt von einer Abart des *Cervus euryceros* (seu *megaceros*) mit deutlich diminutivem Gepräge her. Die Schaufel hatte nur zwei Zinken, deren Spitzen abgebrochen sind, und den Ansatz eines dritten

---

<sup>1)</sup> Vgl. H. POHLIG in Abh. d. K. Bayr. Akad. München XVIII, II. Kl., 1. Abt., S. (73), 1893.

zwischen erstern; sie ist stellenweise an den Rändern stark „geperlt“. Der Augensproß ist an seiner Wurzel abgebrochen und abgescheuert; er liegt nicht ganz so dicht an der gleichfalls abgescheuerten „Rose“ wie bei *Euryceros Hiberniae*, aber seine Lage entspricht doch mehr derjenigen bei letzterer Rasse, also bei *E. Belgrandi* LA. und dem von HARMER nicht mit Recht zu letzterer Rasse gezogenen *E. verticornis* DAW. Dagegen war die Richtung des Augensprosses mehr wie bei diesen ebenfalls älteren Rassen.

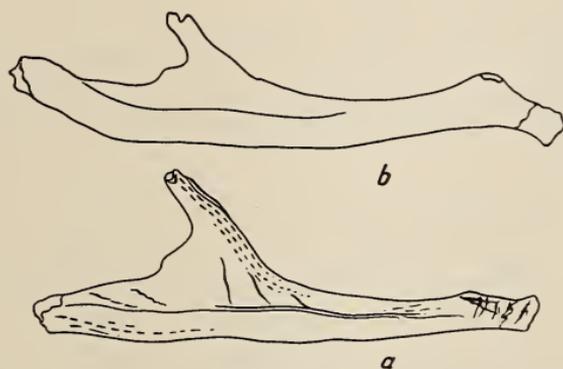


Fig. 1.

*Cervus (euryceros) Messinae* POHLIG.

Linke Stange aus den ältesten Schichten (Norfolkium?) der Höhle von Carini auf Sizilien; in a von oben, in b von hinten gesehen ( $\frac{1}{3}$ ).

Die Gestalt des abgebildeten sizilischen Geweihrestes ist ebenso eigenartig wie dessen geringe Dimensionen und die hervorgehobenen geologischen Altersverhältnisse; eine gesonderte Rassenbezeichnung erscheint daher geboten, für welche ich den Namen *Cervus (euryceros) Messinae* gewählt habe. Es ist mir nicht gelungen, unter dem großen Cervidenmaterial des Museums zu Palermo aus der Grotte Pontale andere Exemplare dieser neuen Form zu entdecken; es ist auch nicht wahrscheinlich, daß solche dort überhaupt vorhanden sind, da nach obigem die Ausbeute dieses Museums aus geologisch jüngeren Schichten stammt. Andererseits sind weitere Funde aus derselben Höhle nicht mehr zu erwarten, da ich alles, was darin noch vorhanden war, gründlich und sauber habe herausschaffen lassen. Dagegen steht zu hoffen, daß *Euryceros Messinae* zunächst in anderen sizilischen Kavernen und sonst aus mediterranean Gebieten noch wird nachgewiesen werden.

II.

Die Reste von *Cervus elaphus* aus dem Süßenbornium des helvetischen Interglazials habe ich in meiner Cerviden-Monographie<sup>1)</sup> vorläufig mit der Rasse des Taubachium, dem *C. (elaphus) antiqui* vereinigt, weil das wenige von der typischen Lokalität Süßenborn damals vorhandene Material eine so bezeichnende Eigentümlichkeit mit letzterer Rasse gemeinsam hatte wie das gelegentliche Auftreten sehr hoch gestellter Augensprossen an den Stangen nach Art der Axisgeweihe.

Seitdem haben sich erfreulicherweise die Funde von Hirschgeweihresten aus Süßenborn erheblich vermehrt; besonders das Material des städtischen Museums zu Weimar gestattet nunmehr eine endgültige Beurteilung des *Cervus elaphus* aus



Fig. 2.

*Cervus (elaphus) trogontherii* POHLIG.

Fragment einer rechten Stange aus dem Süßenbornium von Süßenborn bei Weimar, von links gesehen ( $\frac{1}{3}$ ).

a Augensproß, rudimentär; b Eissproß, normal.

dem typischen Süßenbornium. Es ergibt sich, daß die Elaphiden dieses Zeitabschnittes eine sehr bemerkenswerte Eigentümlichkeit vor allen anderen voraus haben: das ist das häufigere Vorkommen eines nur knotenförmig angedeuteten Augensprosses, so wie es die beifolgende Textfigur anschaulich macht. Die Edelhirsche späterer Epochen entwickeln wohl zuweilen das umgekehrte Verhältnis an ihren Stangen, daß der Eissproß bei wohlausgebildetem Augensproß nur als Keim vorhanden ist oder auch ganz unterdrückt wird; das letztere kommt namentlich oft bei der Zwerggrasse *C. (elaphus) Siciliae*<sup>2)</sup> vor.

Die hervorgehobene Eigentümlichkeit in Verbindung mit dem gelegentlichen Auftreten eines hoch gelegenen Augensprosses oder, wie es fast scheinen will, eines bei gänzlicher Unterdrückung des letzteren allein an der Rose vorhandenen

<sup>1)</sup> Palaeontographica, 39, 1892, S. 215.

<sup>2)</sup> POHLIG: a. a. O. 1893.

Eisssprosses macht das Vorkommen einer geologisch gesonderten Rasse unzweifelhaft, für welche ich die Bezeichnung *Cervus (elaphus) trogontherii* gewählt habe.

Die Entwicklung der Cervidengeweihе gewährt einen noch „empfindlicheren“, vollkommeneren, ausgiebigeren und augenfälligeren Maßstab für die Unterscheidung der geologisch aufeinanderfolgenden Ablagerungen als selbst die in dieser Hinsicht so sehr wichtige Reihe der Proboscidiier: die Zunahme der Mannigfaltigkeit, der Endenzahl bei der Gestaltung der Stangen erfolgt sehr gleichmäßig von dem einfachen *Dicroceros*-Stadium des mittleren Tertiärs an bis zu den vielzackigen *Euryceros*-formen des jüngeren Plistocäns. Zahlreiche wohlgesonderte Faunengesellschaften folgen in diesem Sinne geologisch aufeinander: so im Pliocän diejenige des Valdarnium auf jene des Mont Périer, diejenige der Tone von Tegelen und Belfeld usw. in Holland auf jene des Valdarnium; im Plistocän tritt eine ganz neue, mit diesen pliocänen Faunen kaum in einer Form gemeinsame Hirschreihe mit den Rassen des Norfolkiem auf, den *C. (euryceros) verticornis*, *C. Savini*, den *C. (alces) latifrontis*, *C. bovides*, *C. polignacus*, *C. carnutorum* usw. und wohl auch *C. Messinae* nach obigem. (Die Angaben von *Euryceros (Megaceros) Hiberniae*, *Cervus elaphus* und *Cervus capreolus* aus dem Norfolk Forestbed beruhen sicherlich<sup>1)</sup> auf Irrtum.)

Von diesen vielen Gestalten ist bisher nur eine als mit dem helvetischen Interglazial gemeinsam sicher nachgewiesen und scheint in dessen jüngster Stufe, dem Taubachium, schon nicht mehr vorzukommen; das ist der gewaltige Stangen-Elch (*Cervus latifrontis*), der erst in den Süßenborner und Mosbacher Zeiten den Höhepunkt seiner Verbreitung erreicht zu haben scheint. Im übrigen haben auch die helvetisch-interglazialen und berlinisch<sup>2)</sup>-glazialen Epochen ihre selbständigen, wohlgetrennten Cervidenfaunen besessen: wie für das Süßenbornium neben *Cervus latifrontis* nach obigem *C. trogontherii* bezeichnend ist, so treten im Taubachium *Cervus antiqui*, *C. capreolus*, *C. Gastaldii*, *Euryceros (Megaceros) Belgrandi* und *Cervus Siciliae* auf, im Berlinium *C. primigenii*, *C. tarandus*, *C. alces* und die lokalen Riesenhirschrassen *Euryceros (Megaceros) Germaniae*, *E. Hiberniae* und *E. Italiae*.

<sup>1)</sup> Vgl. A. LEITH-ADAMS: British fossil elephants III, S. 184, Fußnote 4.

<sup>2)</sup> H. POHLIG: Eiszeit und Urgeschichte, Leipzig (QUELLE & MEYER), S. 42, 1907.

## 27. Geologische Beobachtungen im Gebiete der Sierra Nevada von Mexiko.

Von Herrn WILHELM FREUDENBERG.

(Mit 6 Textfiguren.)

Tübingen, den 20. April 1909.

Die einzige Kette eisgepanzelter Berge in Mexiko ist die Sierra Nevada. Ihr Streichen ist ziemlich genau von Nord nach Süd gerichtet. Ihre höchsten Erhebungen sind der Popokatepetl im Süden und die Ixtaccihuatl im Norden. Die Ebene von Puebla im Osten und das Hochtal von Mexiko im Westen begrenzen ziemlich scharf den Zug der Schneeberge. Sehr auffallend ist die Form der beiden Berge: Der Popokatepetl das Modell eines Vulkans, die Ixtaccihuatl ein langgestrecktes Gebirgssystem von alpinem Charakter. Die Ixtaccihuatl ist eine Vulkanruine vom Typus des Chimborasso nach P. GROSSER<sup>1)</sup>, der Popokatepetl hingegen, mit Ausnahme seines Urkegels, des Pico del Fraile, ein Stratovulkan vom Kotopaxitypus. Als Ganzes betrachtet, stellen sie ein vulkanisches Gebirge dar, dessen Typus A. DANNENBERG<sup>2)</sup> als „Ararat-System“ bezeichnet. Die Ausbruchstellen scheinen sich entlang der Achse der Sierra Nevada mehrmals verschoben zu haben, und zwar von Nord nach Süd, wie dies auch SAPPER<sup>3)</sup> für einige guatemalteckische Vulkane anzunehmen geneigt ist. Durch Verlegung der Eruptionstellen, die mit genügender Regelmäßigkeit an eine nordsüdliche Linie geknüpft sind, wurde nach E. ORDONNEZ<sup>4)</sup> die mehrgipfelige Ixtaccihuatl im Anfang des Pliocäns, der Popokatepetl im Mittelpliocän gebildet. Für den Pico del Fraile mag ein so hohes Alter angenommen werden, doch nicht für den intakten Kegel des Popokatepetl, der, wie unten ausgeführt wird, im

---

<sup>1)</sup> P. GROSSER: Sitzungsber. d. Niederrhein. Ges. f. Natur- und Heilkunde 1904, S. 14.

<sup>2)</sup> A. DANNENBERG: Beobachtungen an einigen Vulkanen Mexikos. Verh. d. Naturhist. Vereins der preuß. Rheinlande und Westfalens 64, Jahrg. 1907, S. 122.

<sup>3)</sup> K. SAPPER: Grundzüge des Gebirgsbaues von Mittelamerika. Eighth International Geographical Congress, S. 237, Zeile 3—7 v. oben.

<sup>4)</sup> E. ORDONNEZ: Memorias de la Sociedad Alzate, t. 18, 1902, S. 111.

wesentlichen als ein postglazialer Vulkan aufzufassen ist<sup>1)</sup>. Für eine genaue Zeitbestimmung der Eruptionen in der Sierra Nevada fehlen indes alle sicheren Anhaltspunkte. Nur die indianischen Bezeichnungen der beiden Berge werfen einiges Licht auf ihre jüngste Geschichte. Der Name „Popokatepetl“ bedeutet „rauchender Berg“. Ixtaccihuatl heißt „weiße Frau“. Damit ist der Unterschied im Alter am besten gekennzeichnet. Die Ixtaccihuatl wird mit einer auf den Felsen gestreckten, verwunschenen Frau verglichen, die sich gegen die Götter empört hatte, während ihr Geliebter Popokatepetl blutige Tränen über ihr Schicksal vergießt. Als parasitäre Vulkane lassen sich die zahlreichen kleinen Eruptionsschlote vom „Puy-Typus“ bezeichnen, deren wichtigster Repräsentant der im Jahre 1759 entstandene Jorullo im Westen der Republik ist. Ein einmaliger Eruptionsakt fördert basaltische Tuffe und Laven zutage. Ganze Schwärme solcher Kraterberge sind über das Valle de Mexico verstreut und zeigen z. T. deutliche Anordnung in regelmäßigen Reihen. Fig. 1 zeigt den Umriß eines solchen Vulkankegels im Vordergrund. Dahinter dehnt sich die Sierra Nevada<sup>2)</sup>.

Die chemische Beschaffenheit der Laven in der Sierra Nevada ist geeignet, über ihr relatives Alter einiges Licht zu verbreiten. Nach dem, was ich und andere<sup>3)</sup> vor mir im Valle de Mexico sahen, sind die jüngsten Eruptivgebilde hier allenthalben Basalte oder basaltoide Andesite. Dies gilt einesteils für die jüngsten Laven des Popokatepetl, andererseits für die Malpays des Pedregal bei Tlalpam im Valle de Mexico. Hier wurden prähistorische Reste unter einem Basaltstrom gefunden. Den olivinreichen Basalten der jüngsten Phase eruptiver Tätigkeit stehen die ebenso spärlichen, sauren Endglieder dieser petrographischen Reihe, die Dacite, gegenüber. ORDONNEZ<sup>4)</sup>

---

<sup>1)</sup> Eine Zusammenstellung der jüngsten Eruptionen in Mexiko hat VIRLET D'AUSSR geliefert in: „Coup d'oeil général sur la Topographie et la Géologie du Mexique et de l'Amérique centrale“. Extrait du Bulletin de la Soc. géol. de France, 2<sup>e</sup> série, t. XXIII, séance du 6 novembre 1865, S. 26—27.

<sup>2)</sup> Das Klischee wurde nach der von A. DANNENBERG (a. a. O. auf Tafel II, Fig. 4) gegebenen Darstellung angefertigt.

<sup>3)</sup> FELIX und LENK: Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Republik Mexiko, I. Teil, S. 89—104. — F. N. GUILD: Notes on some eruptive rocks in Mexico. Am. Journal of Science 1906, S. 159—176. Ref. i. N. Jahrb. Min. 1908, I, S. 239.

<sup>4)</sup> Livret Guide du Congrès géologique international au Mexique 1906, VIII. De Mexico à Patzcuaro et Uruapam par E. ORDONNEZ, S. 4. Hier werden die Gesteine der Sierra de las Cruces in einer Reihe

hat sie an einigen Punkten des Ixtaccihuatlgebietes zuerst namhaft gemacht. Ich kann denselben ein bisher nicht bekanntes Vorkommen beifügen, nämlich im Süden der Ixtaccihuatl auf dem Plateau, das den Popokatepetl mit der Ixtaccihuatl verbindet, an einem Punkte, der nach A. SONNTAGS



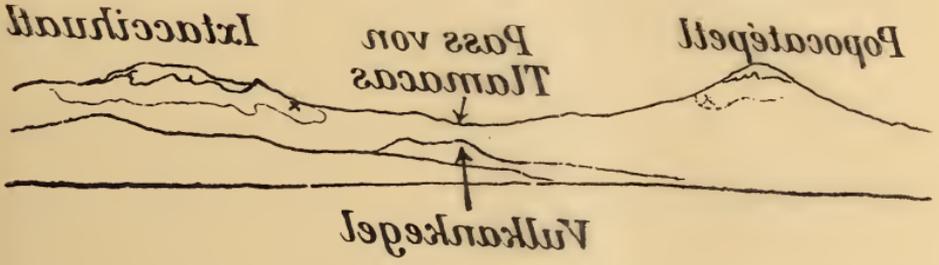
Fig. 1.

Sierra Nevada, von Osten gesehen, mit alten Gletscherspuren bei X? (nordwestlich vom Pico del Fraile), ferner bei X (südlich vom Cerro Gordo). Die heutige Schneegrenze nach A. DANNENBERG. Die quartäre Firngrenze wurde nach eigenen Beobachtungen roh rekonstruiert.

und T. IEKYLLS Karte des Ixtaccihuatlgebietes (Smithsonian Contributions to Knowledge, Vol. XI) in  $00^{\circ} 29'$  östlich von

---

angeordnet. Als Reihenfolge der Laven im Valle de Mexico wird angegeben: Trachyandesit, Dacit (Texcoco, El Papayo, Nanacamilpa), Hornblendeandesit und Hypersthenandesit des Popokatepetl usw., Basalte (Pedregal). Bezüglich der Eruptionszeiten heißt es ebenda auf S. 4 des Livret Guide I. De Mexico à Jalapa par E. ORDONNEZ (L'histoire géologique de la Sierra Nevada usw.): „Diese lange Reihe vulkanischer Eruptionen beginnt am Ende des Miocäns, umfaßt das ganze Pliocän und hält an während der jüngsten Epoche.“



hat sie an einigen Punkten des Ixtaccihuatlgebietes zuerst namhaft gemacht. Ich kann denselben ein bisher nicht bekanntes Vorkommen beifügen, nämlich im Süden der Ixtaccihuatl auf dem Plateau, das den Popocatepetl mit der Ixtaccihuatl verbindet, an einem Punkte, der nach A. SONNTAGS

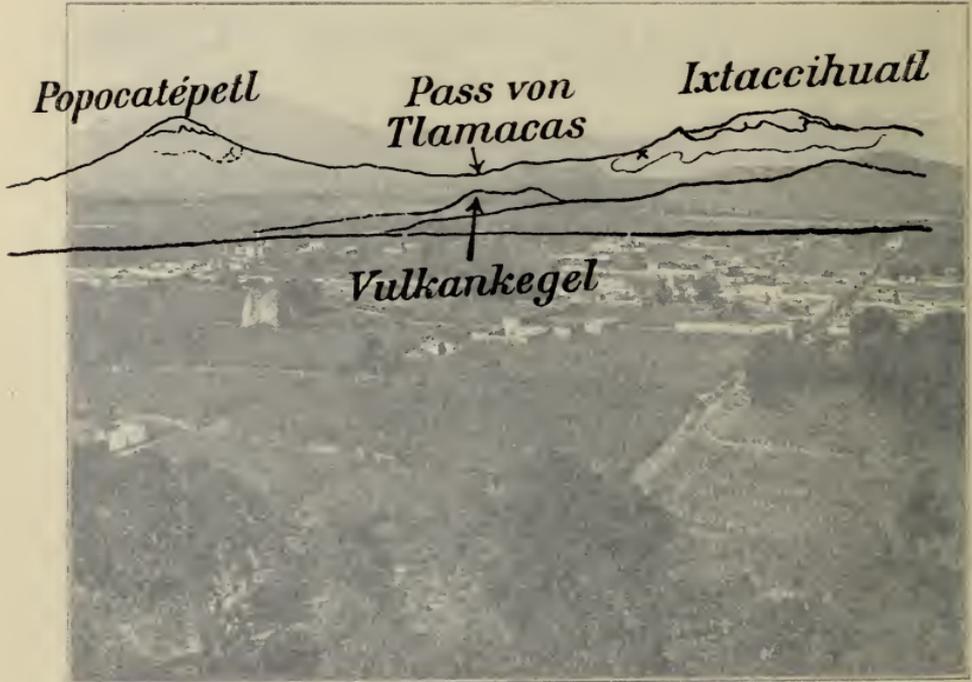


Fig. 1.

Sierra Nevada, von Osten gesehen, mit alten Gletscherspuren bei *x*? (northwestlich vom Pico del Fraile), ferner bei *X* (südlich vom Cerro Gordo). Die heutige Schneegrenze nach A. DANNENBERG. Die quartäre Firngrenze wurde nach eigenen Beobachtungen roh rekonstruiert.

und T. IEKYLLS Karte des Ixtaccihuatlgebietes (Smithsonian Contributions to Knowledge, Vol. XI) in  $00^{\circ} 29'$  östlich von

angeordnet. Als Reihenfolge der Laven im Valle de Mexico wird angegeben: Trachyandesit, Dacit (Texcoco, El Papayo, Nanacamilpa), Hornblendeandesit und Hypersthenandesit des Popocatepetl usw., Basalte (Pedregal). Bezüglich der Eruptionszeiten heißt es ebenda auf S. 4 des Livret Guide I. De Mexico à Jalapa par E. ORDONNEZ (L'histoire géologique de la Sierra Nevada usw.): „Diese lange Reihe vulkanischer Eruptionen beginnt am Ende des Miocäns, umfaßt das ganze Pliocän und hält an während der jüngsten Epoche.“

Mexiko und in  $19^{\circ} 04'$  Breite nördlich des Punktes 12118 der gen. Karte gelegen ist<sup>1)</sup>).

Zwischen den Daciten und den Basalten vermitteln die Andesite, und zwar nicht nur magmatisch, sondern auch bez. der Zeit ihres Empordringens<sup>2)</sup>). So interessant die beiden erstgenannten Gesteine auch sind, so treten sie doch in den Hintergrund gegen die große und wechselvolle Gruppe der andesitischen Laven. Es dürften alle Eruptiva im Valle de Mexico auf ein dioritisches Magma zurückzuführen sein, von dessen Existenz ich auch Anzeichen in Gestalt endogener Einschlüsse im Tuff des Cullacan<sup>3)</sup>, eines Kraterberges etwa 3 km nordwestlich von Popo-Park, gefunden habe.

Diese Gesteinsbrocken haben richtungslos körnige Struktur bei miarolithischem Gefüge. Die mikroskopische Untersuchung eines der Stücke ergab, daß es vorwiegend aus basischem Labrador besteht, der randlich in säurere Mischungen übergeht und sogar vielfach von Orthoklas umhüllt wird. Neben den Feldspaten treten große, rötlich bis grünlich pleochroitische Krystalle von Augit auf, deren Schiefen  $c:c$  von  $10^{\circ}$  bis auf  $56^{\circ}$  hinaufgehen (FeO-reicher Augit). Die Krystalle mit kleinem  $c:c$  scheinen nach Hypersthen mit  $c=c$  zu vermitteln, der in kleineren Individuen reichlich auftritt. Sonst enthält das Gestein an älteren Ausscheidlingen spärlich Zirkon, Magnetit und Apatit. Die jüngste Bildung ist der in geringster Menge vorhandene Quarz. Ähnliche Gesteine, die gleichfalls nicht anstehend im Valle de Mexico vorkommen und in gleicher Weise aus der

---

<sup>1)</sup> Siehe in Fig. 5 den horizontalen Pfeil; er zeigt zwischen der drehrunden Kuppe im Vordergrunde, direkt unter der Ixtaccihuatlspitze, und der nordöstlich davon-gelegenen Kuppe von 13470' Höhe (nach SONNTAG) auf einen ostnordöstlich verlaufenden Einschnitt. Hier stehen massige Dacite an, die unter einen Strom von Hornblendeandesit einschließen, also älter sind als dieses Charaktergestein der Ixtaccihuatl.

<sup>2)</sup> Eine Verallgemeinerung dieser für das Valle de Mexico gültigen Verhältnisse ist nicht statthaft. J. AGUILERA führt in: Les Volcans du Mexique, Mexiko 1906, S. 2 aus, daß es in Mexiko basaltische Eruptionen gegeben hat, die älter sind als gewisse Andesite, und ebenso Rhyolithe, die vor gewissen Andesiten erschienen sind.

<sup>3)</sup> Eine kurze Besprechung der Vulkane, welche von Ameka, mit dem Sacro Monte beginnend, über den Vulkan von Cullacan, a. a. O. „Culiacan“, nach dem Kegel von Ozumba mit seinen prächtigen Schlackenschornsteinen („hornillos“) und zu dem von mir besuchten nordsüdgerichteten basaltischen Rücken am Plateaurand hinführen, hat VIRLET D'AOUST im Bull. de la Soc. géol. de France, 2<sup>e</sup> série, t. XV, S. 131 u. f. u. 2<sup>e</sup> série, t. XXIII, S. 33 berichtet. Der schöne Eruptionskegel von Cullacan soll mehr westlich vom Sacro Monte und ganz am Fuß des Popocatepetl liegen. In der zweiten Arbeit soll er zwischen Améca-Méca und dem Kegel von Ozumba liegen.

Tiefe heraufgebracht sein müssen, werden von FELIX und LENK<sup>1)</sup> als Einschlüsse in Tuffen der Insel Xico beschrieben. Es mögen hier noch in Kürze zwei Einschlüsse Erwähnung finden, die ich bei meinen Wanderungen im Valle de Mexico fand, und die geeignet sind, über die Natur des Grundgebirges einiges Licht zu verbreiten. Es ist dies einmal ein Rollstück eines prachtvoll marmorisierten Kalksteins, von einer Reinheit, wie ich sie nur von wenigen Marmoren kenne. Er dürfte den Eskamela-Kalken der Kreideformation entstammen, die ja bekanntermaßen unter den Effusivgesteinen durchstreicht, wie neuerdings wieder von E. BOESE gezeigt worden ist<sup>2)</sup>. Ein andersartiger Einschluß, diesmal noch mit anhaftender Lavaschlacke, fand sich südlich von Tlalpam im Gebiete des Pedregal. Es ist ein Quarzgestein, das durch die Hitze geborsten ist, und eine viel schwächer doppelbrechende Substanz als Quarz zwischen den Quarzen zur Ausscheidung gelangen ließ. Quarzkörnchen mit Augiträndern, also das bekannte Kontaktphänomen von basaltumschlossenen Quarzfragmenten, haben FELIX und LENK (a. a. O. S. 93) erwähnt.

Durch meine Wahrnehmungen fand der von E. ORDONNEZ geführte Nachweis der sukzessiven Änderung in der Zusammensetzung der zur Effusion gelangenden Magmen seine Bestätigung. Ein Beispiel dieser schrittweisen Wandlung in der chemischen Zusammensetzung der Laven war schon von J. BURKHART<sup>3)</sup> angegeben worden anläßlich der Schilderung der Lavabänke im Krater des Popocatepetl. Hier war dem genannten Forscher aufgefallen, daß in der Tiefe ein Trachyt (wohl Trachyandesit) ansteht, der von einem olivinführenden schwarzen Basalt (wohl noch ein basaltoider Andesit) bedeckt wird. Darüber folgt eine poröse rotbraune Lava. ORDONNEZ<sup>4)</sup> ist es nicht entgangen, daß eine gewisse Abweichung in der Zusammensetzung der jüngsten Lavaströme des Popocatepetl von den wahrscheinlich gleichaltrigen, ganz jungen Ergüssen der parasitären Vulkane im Osten und im Westen der Sierra Nevada besteht. Es sei auf seinen Erklärungsversuch dieser abweichenden Verhältnisse hier nur hingewiesen.

---

<sup>1)</sup> Beiträge der Geologie und Paläontologie der Republik Mexiko. I. Teil, S. 94 oben.

<sup>2)</sup> Zur Frage der Entstehung des sogenannten mexikanischen Zentralplateaus. N. Jahrb. Min. 1909, II, 3, S. 114—135.

<sup>3)</sup> Die Quaternärschichten des Beckens oder Hochtals von Mexiko. N. Jahrb. Min. 1868, S. 522.

<sup>4)</sup> Livret Guide du Xième Congrès géologique international à Mexique 1906. I. De Mexique à Jalapa par E. ORDONNEZ, I. (Excursion de l'est), S. 3 und 4.

Auf die Bruchnatur des Valle de Mexico ist bisher noch wenig geachtet worden, obwohl sich aus ihr viele morphologische Eigentümlichkeiten leicht erklären. Das nordnordöstlich streichende Grundgebirge von Kreidefalten machte eine Dislokationsperiode während und nach dem Empordringen der Effusivgesteine durch.

Das Aufdringen der Laven, das in so gewaltigem Maßstabe vor sich ging, ist aller Wahrscheinlichkeit nach mit der Bildung von Tiefengesteinen verknüpft gewesen, von denen ich Anzeichen in Gestalt dioritischer Brockentuffe bei Popo-Park gefunden habe. Die Tiefengesteine aber führen in den höheren Erdschichten, in welche sie als Stöcke oder Lakkolithe eindringen, zu Schollenverschiebungen in vertikaler Richtung. So sehen wir in Mexiko bei Mapimi, Sta Rosa, Aranzazu, El Cobre, bei Conception de l'oro die Kreide- und Juraschichten von gewaltigen Störungen gerade da betroffen, wo Intrusivgesteine in größerer Masse auftreten<sup>1)</sup>. Daß sich diese Störungen auch oberflächlich äußern müssen, d. h. im Hangenden der Stöcke, wo die effusiven Bildungen vorherrschen, versteht sich von selbst. So sehen wir denn auch Klüfte verbunden mit starker Gesteinszertrümmerung an vielen Stellen im Valle de Mexico in älteren Eruptivgesteinen (Hornblende-Andesiten) auftreten<sup>2)</sup>. Die Tiefengesteine selbst wurden hier jedoch nirgends entblößt, da die Erosion noch nicht weit genug vorgeschritten ist. Ihre Bildung war vielleicht schon beendet, als die jüngsten Basalte und basaltoiden Andesite ihren Weg an die Oberfläche bahnten (Cullacan).

Nach FELIX und LENK<sup>3)</sup> hat der nördlich von der Transversalspalte gelegene Teil der Mesa central eine Art Zerstückelung erfahren „durch die Bildung von zahlreichen sekundären Spalten, die wie die Hauptspalte selbst vulkanischen Massen zum Austritt gedient haben“. Diese Nebenspalten endigen nach der schematischen Kartenskizze der „orographischen Verhältnisse von Mexiko“ in der großen mexikanischen Querspalte, deren Existenz in neuerer Zeit allerdings stark in

---

<sup>1)</sup> Livret Guide du Xième Congrès géologique international au Mexique 1906, Nr. XXVI und Nr. XXIV von C. BURKHARDT.

<sup>2)</sup> Ein schönes Beispiel einer stehengebliebenen Andesitscholle ist der Felsen von Chapultepec. Südlich des Schlosses treten zur Seite des Tramway-Geleises, das zum Friedhof Dolores abzweigt, wohlgeschichtete und stark geneigte Tuffe von dunkler Farbe unter dem Steppenmergel auf, in dem Andesitbrocken eingeschlossen sind.

<sup>3)</sup> FELIX und LENK: Über die tektonischen Verhältnisse der Republik Mexiko. Diese Zeitschrift 44, 1892, S. 303—323, Taf. XIX, bes. S. 309 Mitte.

Zweifel gezogen wird. Als Bruchlinien werden die Richtungen nordsüdlich verlaufender Höhenzüge gedeutet, auf welchen die Ausbruchstellen in Linien angeordnet sind. Zwischen diesen nordsüdlichen Bergrücken liegen die abflußlosen Gebiete, die nicht als beschränkte Einbruchsbecken, sondern als flache Tümpel der Sammelwässer aufgefaßt werden. Sie sind ein nebensächliches Wahrzeichen der Depressionen, an deren Entstehung in letzter Linie tektonische Bewegungen auch nach meinen Beobachtungen schuld sind<sup>1)</sup>. Für die Sierra Nevada scheint es mir von Wichtigkeit zu sein, daß die tiefe, nordsüdlich gerichtete Depression, die sich von Ameka nach Ozumba erstreckt, dem genau gleichgerichteten Hauptzug der Sierra Nevada entspricht. Westlich der Längsdepression stellen sich basaltische Eruptionspunkte ein, die ihrerseits wieder in einer nordsüdlichen Reihe zu stehen scheinen.

Was die Verbreitung der verschiedenen Eruptiva im Valle de Mexico betrifft, so sei auf die von FELIX und LENK im ersten Teil der Beiträge gegebene Farbenkarte verwiesen. Zur Erkennung des Alters derselben wäre die Kartierung eines umfassenderen Gebietes notwendig, das die Sierra Nevada einschließen müßte. Im Text sind jedoch genügende Angaben über die Gesteine der Sierra Nevada gegeben worden. Auch wird der Unterschied in der Zusammensetzung der Laven des Popokatepetl und der Ixtaccihuatl dort betont. Der Popokatepetl besteht aus Hypersthen-Andesiten, z. T. in olivinreicher Ausbildung, nähert sich also dem basischen Endglied der unten aufgestellten Reihe. Die Hornblende-Andesite der Ixtaccihuatl weisen hingegen mit aller Deutlichkeit auf die saureren Andesitgesteine, und noch mehr tun dies die Dacite, die unter dem Hornblende-Andesit als ältere Stromsysteme zutage treten. Wendet man darum die Regel, daß ein Eruptivgestein im Valle de Mexico desto später zur Eruption gelangte, als es basischer ist, auf die Sierra Nevada an, so ergibt sich der Schluß, daß der Popokatepetl jünger sein muß als die Ixtaccihuatl, ein Resultat, das mit der Erhaltung beider Berge im Einklang

---

<sup>1)</sup> M. T. FLORES setzt in: *Le Xinantecatl ou Volcan Nevado de Toluca* (Livret Guide du XI<sup>ème</sup> Congrès géologique international au Mexique 1906, IX. Excursion du Jorullo, S. 3) das folgende Verhältnis zwischen den Zentralbecken und den großen Vulkanen auseinander: . . . . „Jedes Becken hat einen großen Vulkan im Süden, den Ajusco bei Mexiko, ein alter, schon sehr erodierter Kegel, der durch eine sehr energische Erosionstätigkeit bereits unter die Grenze des ewigen Schnees gerückt ist; und im Valle de Toluca den jüngeren Xinantecatl, der vollkommener erhalten und auch höher und majestätischer ist.“

steht. Bei der Untersuchung der Altersfrage der beiden Haupterhebungen in der Sierra Nevada wollen wir zunächst das Kriterium des Zerstörungsgrades durch die normale Abtragung anwenden, später die Frage diskutieren, ob der Popocatepetl vor der Glazialzeit schon bestand, und ob sich eine Altersbeziehung zur Ixtaccihuatl ergibt.

Zur ersten dieser beiden Fragen wird das Folgende bemerkt: Läßt sich aus dem Erhaltungszustand eines vulkanischen Gebirges überhaupt ein Schluß auf sein Alter ziehen? Nach meiner Ansicht ist dies wohl der Fall, wenn die Erosionsverhältnisse ähnliche sind. Mit dem Ixtaccihuatlgebirge wüßte ich nun kein anderes Gebirge direkt zu vergleichen als den Chimborasso, der zwar durch seine jugendlichen Formen in scharfem Kontrast zur Ixtaccihuatl steht, aber den abtragenden Kräften in gleicher Weise einmal zum Opfer fallen muß. Machen wir jedoch im Hinblick auf ein näher liegendes Gebiet, auf die Sierra von Guadalupe bei Mexiko, die Voraussetzung, daß dieses Gebirge, seiner andesitischen Natur entsprechend, gleichaltrig ist mit der Ixtaccihuatl, so könnten wir einen indirekten Altersnachweis für sie erbringen. Die Sierra von Guadalupe besitzt nämlich in ihren Formverhältnissen große Ähnlichkeit mit dem Kaiserstuhl in der oberrheinischen Tiefebene. Rings von ebenen Flächen umschlossen, von Verwerfungen zerstückelt, von Eruptivgängen durchsetzt (ich beobachtete nordsüdreichende, schokoladebraun verwitterte, seigere Gänge zwischen der ersten und zweiten Andesitkuppe nördlich von Guadalupe) und schon lange Zeit dieser mäßig starken Erosion ausgesetzt, gleicht sie morphologisch dem ähnlich gebauten Kaiserstuhl in so hohem Grade, daß ich eine ähnliche geologische Geschichte und ein ähnliches Alter für dieses Gebiet annehmen möchte. Dies würde aber für die Sierra de Guadalupe ein miocänes Alter bedeuten. Ich glaube nicht weit fehlzugehen, wenn ich für die stark erodierten Andesitströme der Ixtaccihuatl und für die im Untergrunde des Popocatepetlkegels befindlichen Laven ein miocänes Alter annehme. Die Ixtaccihuatl würde also älter sein, als ORDONNEZ angenommen hat.

Es ist ohne weiteres klar, daß die Ixtaccihuatl, ihrem stark abgetragenen Zustande entsprechend, keinen Krater mehr besitzt. Es wäre aber falsch, anzunehmen, daß sie nie einen oder mehrere Eruptionspunkte besessen habe.

Der dicht unter dem Hauptgipfel befindliche Pico del Medio Dia besteht aus losen, feingeschichteten Tuffen, die schwerlich vom Popocatepetl herübergeweht sein dürften.

Ferner sind zwischen zwei eiserfüllten Hochkaren in südöstlicher Richtung vom Hauptgipfel tief hinab steile Wände von ungeschichteten Brockentuffen entblößt; von Fumarolen gänzlich zersetzt, gestalten sie durch ihre bunten Farben das Bild großartiger Hochgebirgswelt noch zauberhafter. Sie dürften die Ausfüllung des ehemaligen Hauptkraters darstellen. Auch soll einer Spalte im Eis auf dem Sattel des Berges nach E. BOESE<sup>1)</sup> eine Fumarole entströmen, die schwefelige Dämpfe verbreitet. Unter dem südlichsten Gipfel des Ixtaccihuatl-Gebirges, ich nenne ihn zu Ehren seines Erstersteigers „Sonneschmidt-Spitze“<sup>2)</sup>, roch das Gestein, in dessen Klüften ich zu übernachten genötigt war, merklich nach Schwefel. Dies sind Spuren postvulkanischer Tätigkeit von viel schwächerem Grade als die Exhalationen in der Tiefe des Popokatepetl-Kraters. Es scheint mir, daß der ganze Berg bzw. sein Hauptrücken — den nördlichsten Gipfel, die Cabezza, habe ich nicht besucht — von vulkanischen Gasen durchströmt wird. Auch Wirkungen thermaler und pneumatolytischer Tätigkeit sind im Vorkommen von Hyalit und Tridymit in den Andesitlaven des Südgipfels angedeutet.

Für den Hauptgipfel der Ixtaccihuatl wurde der örtliche Zusammenhang mit einem Hauptkrater bzw. dessen Schlotausfüllung nachgewiesen und zugleich auf das Vorkommen von Fumarolen, teils jetzt noch vorhandener, teils erloschener, entlang dem Rücken des Gebirges aufmerksam gemacht. Für die Auffassung, daß die Ixtaccihuatl mehr als einen, vielleicht drei Kratere besessen hat, spricht die Ähnlichkeit mit dem Chimborasso, wobei von dem verschiedenen Zustand in der Erhaltung abzusehen ist. Wenn man die Ixtaccihuatl vom Popokatepetl aus betrachtet, etwa oberhalb von La Cruce (siehe Fig. 3), so macht sie durchaus den Eindruck eines regelmäßigen Vulkankegels, wie der Popokatepetl es selbst ist (Fig. 2). Die Böschungswinkel sind gegen Süden, Osten und Westen etwa die gleichen. Es könnte darum der Südgipfel sehr wohl für ein selbständiges Eruptionszentrum gelten, da die Lavabänke allseitig von hier abfallen. Gegen Norden hin ist nun alles anders; da verbindet ein langes, nicht eben breites Gletscherfeld die Sonneschmidt-Spitze mit dem Hauptgipfel. Dementsprechend stellt sich die Profillinie, von Osten oder Westen

<sup>1)</sup> E. BOESE und E. ORDONNEZ: Der Ixtaccihuatl. Zeitschr. d. deutsch. u. österr. Alpenvereines 1901, S. 148.

<sup>2)</sup> FRIEDRICH SONNESCHMIDT war ein deutscher Bergmann, der 1770 den Versuch machte, die Ixtaccihuatl zu ersteigen. Nach BOESES Dafürhalten erreichte er nur den Südgipfel (a. a. O.).

gesehen, als die einer auf dem Rücken liegenden Frau dar. Die isolierte Stellung des Nordgipfels fällt besonders ins Auge. Die Cabezza übernimmt im Norden des Gebirges die Rolle des Cerro

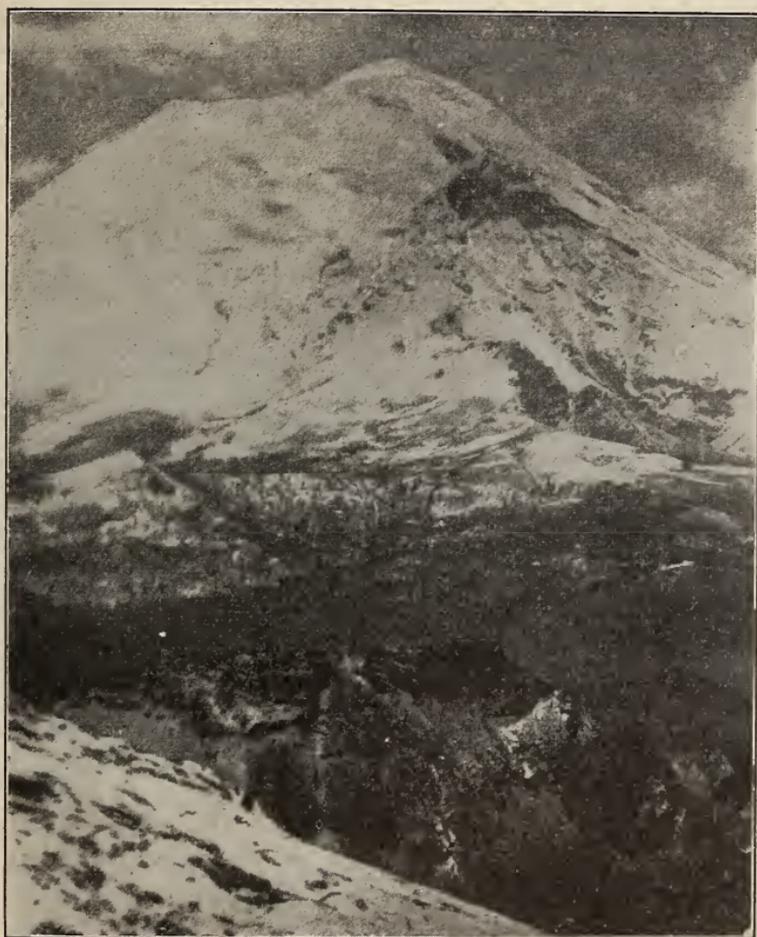


Fig. 2.

Popokatepetl mit Krater, vom Südgipfel der Ixtaccihuatl. Rechts am Abhang des Popokatepetl der Pico del Fraile, der in einen Kartrog steil abfällt. Im Vordergrund der Cerro Gordo. Aufnahme nach Schneefall mit Teleskop-Kamera.

Gordo im Süden. Sie besteht wie jener aus südfallenden, so hier aus nordfallenden Lavabänken, die schon in beträchtlicher Entfernung vom Eruptionszentrum erstarrt sein müssen. Der Krater des Hauptgipfels dürfte als zugehöriges Zentrum gelten.

Die Annahme zweier Ausbruchstellen dürfte vielleicht ausreichen, um die langgestreckte Form des Berges zu erklären<sup>1)</sup>. Ob zwischen dem südlichsten und nördlichsten Herd noch ein dritter wie am Chimborasso sich einschaltete, bleibt genauerer Untersuchung vorbehalten. — Als der südliche Vulkangipfel Ströme und grobe Brockentuffe lieferte, mußte die Erosion auf der Westseite des Rückens schon weit vorgeschritten sein. Denn die Agglomerate ziehen sich in tiefe Talkessel hinab, deren Wände selbst wieder aus älteren Andesiten und Daciten sich aufbauen<sup>2)</sup> und der nachfolgenden Vereisung als Sammeltröge



Fig. 3.

Ixtaccihuatl. vom Popocatepetl gesehen (oberhalb La Cruce).  
Im Vordergrund der sog. Volcano de Cortes. Das Plateau wird vom  
Rio de Gallinas in nordsüdlicher Richtung durchströmt.

für die Firnmassen gedient haben. Fig. 5 in DANNENBERG: „Beobachtungen an einigen Vulkanen Mexikos“ gewährt einen Blick in die eiszeitlichen Kare am Südwestfuß der Ixtaccihuatl. Ihre ausgesprochene U-Form, ihre steilen Wände, die flachen Böden und die scharfen Trennungsgrate, welche als Rippen zwischen den Eismassen hervorragten, lassen die Wirkung des glazialen Gletschereises deutlich erkennen. Besonders lehrreich ist ein wenig vertieftes, heute eisfreies Kar am Südfuß des Cerro Gordo, auf der Südseite der Ixtaccihuatl.

1) Vergl. Fig. 5.

2) Vergl. Fig. 5.

Es stellt die Verbindung zu den Weideflächen her, die bis nach Tlamakas sich erstrecken.

Die Gletschererosion am Südfuße des Cerro Gordo wird durch Fig. 4 veranschaulicht. Hier sehen wir den Vorgrund von sanft gewelltem Weideland gebildet, das die Weichheit seiner Formen, bedingt durch den tuffösen Untergrund, mit der Seiseralp in Südtirol gemeinsam hat. Dahinter leuchten die Schneefelder der Ixtaccihuatl über den schattenlosen Wänden des Cerro Gordo. Zur Linken liegen die Abstürze gegen die

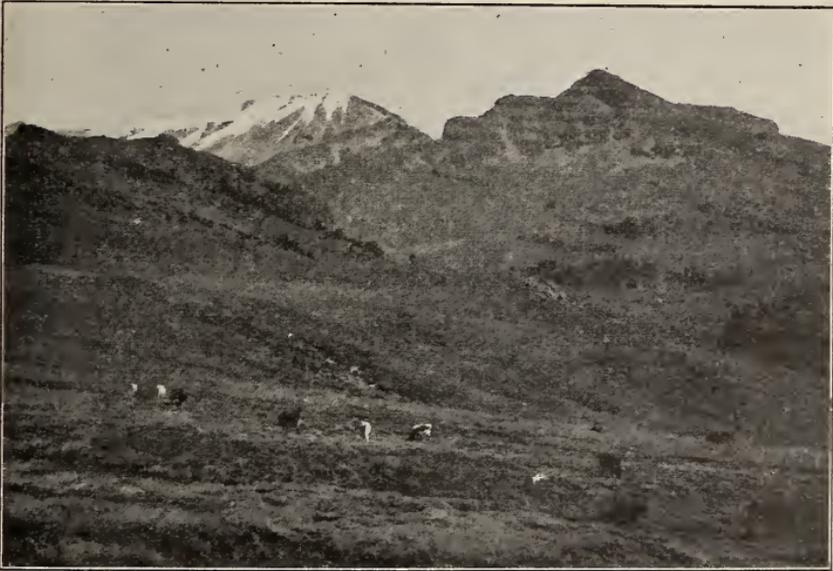


Fig. 4.

Ixtaccihuatl (links) und Cerro Gordo (rechts), von Süden gesehen. Die Mulde im Vordergrund ist ein altes Gletscherbecken, an dessen rechtem Gehänge ich Gletscherschliffe entdeckte.

westlichen Kartröge. Die Weidelandschaft wird von einem Tal durchzogen, das, wie besonders in Fig. 3 zu ersehen ist, sein Wasser nach der Seite von Puebla entsendet. Der Bach, welcher das Tal durchströmt, heißt Rio Gallinas. Seinen Ursprung nimmt er unter den Felshängen des Cerro Gordo und ist auf die spärlichen Niederschläge zurückzuführen, die das durchlässige Lavagestein durchsickern. Seine sehr niedrige Temperatur ist auf eine weitgehende Verdunstung auf Klüften des Gesteins mit Wahrscheinlichkeit zurückzuführen. Das Wasser der Quelle hat einen ausgesprochenen Geschmack nach Bittererde,

was bei dem hohen Mg-Gehalt der Andesit-Laven nicht zu verwundern ist. Das zirkusartig, von Felskulissen umschlossene, obere Talende ist als ein eiszeitliches Gletscherbecken aufzufassen. Der moorige Grund seines vom Eise heute freien Bodens erinnert an alpine Hochmoore. Rundhöcker erscheinen unter einer Decke von Riedgräsern („Sekate“). Talriegel bilden deutliche Schwellen, in die der Bach sich einzuschneiden beginnt. Unzweifelhafte Spuren von alter Gletscherwirkung



Fig. 5.

Ixtaccihuatl von Süden.

Der Hauptgipfel liegt in der Richtung des vertikalen Pfeiles.  
Der horizontale Pfeil deutet auf das Vorkommen von Dacit.

erkannte ich an einer oben näher zu bezeichnenden Stelle etwa eine halbe Wegstunde unterhalb des kartrogähnlichen Talabschlusses. Die in der Talrichtung verlaufenden Gletscherschliffe ließen an Deutlichkeit nichts zu wünschen übrig, und ich versäumte nicht, sie photographisch aufzunehmen. Leider stellte es sich beim Entwickeln der Platten heraus, daß meine beiden indianischen Träger, denen ich meinen Apparat zum Tragen überlassen mußte, in meiner Abwesenheit die Kassetten geöffnet hatten, um das eigene Porträt zu sehen, das mir als

Maßstab dienen sollte; so kam es, daß von meinen eigenen Aufnahmen an der Ixtaccihuatl nichts mehr vorhanden ist. Die Abbildungen 2—6 wurden mit Ausnahme von 3 (Waite Photo), nach Aufnahmen des Herrn Ingenieurs GILCHRIST in Philadelphia reproduziert, der einige Wochen nach uns diese Gegend aufsuchte, um gleichfalls die Ixtaccihuatl von Süden her in Angriff zu nehmen. Die geschrammten Felsen befanden sich in etwa 20—30 m Höhe über dem Talboden und ließen einen recht bedeutenden Eisstrom vermuten. Von alten Moränen

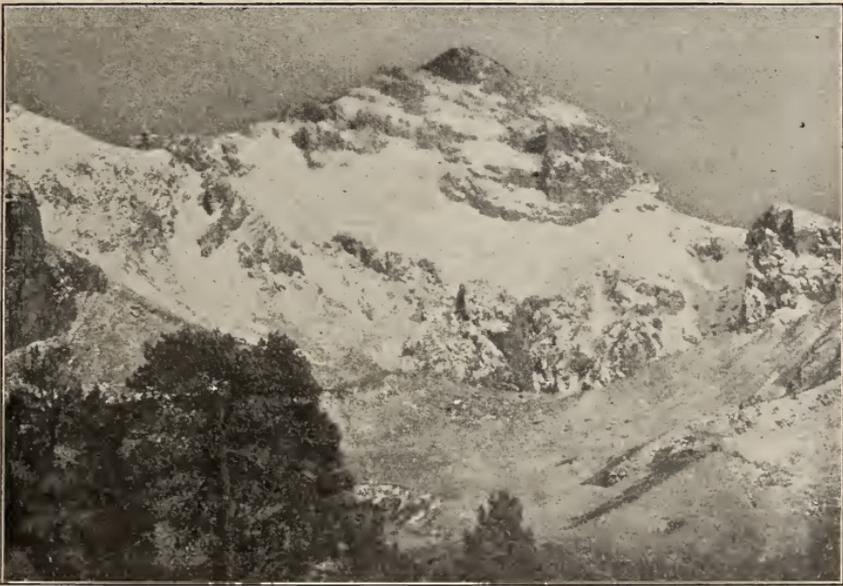


Fig. 6.

Cerro Gordo von Westen.

Blick in das Kesseltal von Apotlaco. Links stehen westfallende, rechts südfallende Andesitbänke an. Alter Gletschertrog.

konnte ich keine Spur mehr erkennen. Sie waren der Abtragung zum Opfer gefallen, welche jedoch die Rundhöcker und die Schrammen an der ziemlich steilen Talwand geschont hatte. In ihrem Fehlen sehe ich kein Hindernis für die Richtigkeit meiner Erklärung der Schliffe als glazialer Schrammen. Auch in den tieferen Partien der westlichen Gletscher der Ixtaccihuatl habe ich auf den hier stark verwitterten Rundhöckern nirgends mehr Moränen erblicken können, obwohl auch hier die alten (eiszeitlichen) Glazialspuren bis

in die Waldregion hinabreichen. Die Moränen der Ixtaccihuatl-Gletscher sind überhaupt nicht sehr bedeutend, und so konnten ihre diluvialen Vorläufer leicht der Zerstörung anheimfallen. Frische Moränen einer jungen Rückzugs-Phase sind schon mehrfach Gegenstand der Beschreibung und Darstellung geworden, so besonders durch BOESE und ORDONNEZ (a. a. O., Fig. 4 und 5), durch O. C. FARRINGTON (Observations on Popocatepetl and Ixtaccihual. Field Columbia Museum Vol I, No. 2, Pl. XVII), zuletzt durch A. DANNENBERG (a. a. O., Fig. 7). Wenn man die Ixtaccihuatl von Süden her überschreitet, so kommt man auf der Ostseite wie auf der Westflanke während des Aufstieges an den unten erwähnten Hochkaren vorbei, die z. T. schon FELIX und LENK, wenigstens in ihren unteren Partien, aufgefallen zu sein scheinen, denn obwohl sie nirgends in ihrem großen Werke über Mexiko auf alte Gletscherwirkung in der Sierra Nevada zu sprechen kommen, scheinen sie dort unwillkürlich auf glaziale Oberflächenformen im Ixtaccihuatlgebiet aufmerksam geworden zu sein. So sprechen sie auf Seite 53 (a. a. O.) vom „interessanten Kessel tal von Apatlaco am Fuß des südlichsten Ixtaccihuatl-Gipfels“ (siehe Fig. 6). Nach Norden hin reihen sich weitere Kare an, die mit Annäherung zum Hauptgipfel immer mächtigere Eismassen beherbergen, bis sie sich zu kontinuierlichen Eisfeldern zusammenschließen. Aus dem Gipfeleis ragen nur wenige Felskuppen wie der Heilprin peak, der Pico del Mediodia etc. als Nunataks hervor.

Obwohl die absoluten Höhen des Popocatepetl und der Ixtaccihuatl nicht sehr voneinander abweichen, — der Popocatepetl erhebt sich bis zu ca. 5500 m und die Ixtaccihuatl zu 5286 — so bestehen doch wesentliche Unterschiede im Grade der Vereisung. Der Popocatepetl trägt nur spaltenfreie Firnfelder<sup>1)</sup>, die Ixtaccihuatl trotz ihrer geringeren Höhe ausgesprochene Hängegletscher. Den Grund zu dieser Verschiedenheit sehe ich in der verschiedenartigen Form beider Berge. Der einfache Vulkankegel des Popocatepetl ist an Masse zu klein, um den aus der Terra caliente und der Terra templada aufsteigenden feuchten Winden Regen oder Schnee in bedeutenden Mengen zu entreißen, während die langgestreckte Mauer der Ixtaccihuatl den Regenwolken kein Ausweichen erlaubt. Zur Diluvialzeit, als

---

<sup>1)</sup> Nach einer mündlichen Mitteilung von Herrn Dr. PREISWERK in Basel beobachtete er bei einer gelungenen Besteigung des höchsten Popocatepetlgipfels das Auftreten einer Randkluft, was auf kompaktes Gletschereis schließen läßt.

ein Süßwassersee das Valle de Mexico erfüllte, an dessen Ufern große Grasfresser und Sumpfbewohner weideten, waren wohl auch die atmosphärischen Niederschläge in der Sierra Nevada reichlicher als heute. Die Schneegrenze in der Sierra Nevada gibt DANNENBERG (a. a. O.) zu 4600 m an. Die eiszeitliche Schneegrenze muß eine dem tiefen Hinabreichen des diluvialen Rio Gallinas-Gletschers entsprechend tiefe gewesen sein. In schematischer Weise habe ich im Pausdeckblatt zu Fig. 1 die quartäre Schneegrenze (wohl der letzten Eiszeit) eingezeichnet unter der von DANNENBERG entworfenen rezenten. Unter den Abhängen des Pico del Fraile scheint sich, nach der Fig. 2 zu schließen, gleichfalls ein Gletscher angesiedelt zu haben. Der über 4000 m hoch gelegene Felskessel war der Entfaltung eines diluvialen Gletschers durchaus günstig, wenschon ich keine diesbezüglichen Beobachtungen anstellen konnte. Ich habe darum in Fig. 1 die eiszeitliche Schneegrenze mit punktierter Linie angedeutet, da wo sich diese auf die Ostseite des Berges projiziert. Die mir „karverdächtige“ Stelle habe ich durch ein punktiertes x mit ? kenntlich gemacht. Es ist dies die Felsschlucht am Nordwest-Abhänge der Pico del Fraile. Das Fehlen von Karen am eigentlichen Aufschüttungskegel des Popokatepetl scheint mir ein gewichtiges Argument für das postglaziale Alter dieses Vulkans zu sein.

Von FARRINGTON wird die Firngrenze der Sierra Nevada etwa in 15500 Fuß, d. h. in etwas über 5000 m Höhe (a. a. O., Plate XVIII), eingezeichnet. Die eiszeitliche Firngrenze lag etwa 1000 m tiefer, am Südfuße des Cerro Gordo bei ca. 12500', d. h. bei etwa 4000 m. Die Felsen, welche Schrammen in der Talrichtung zeigten, liegen am rechten Gehänge zwischen den Punkten 12490 und 13580, wenig nördlich vom Paßweg nach Puebla. Durch diese Feststellung ist sowohl die gänzliche Negation diluvialer Gletscher durch E. BOESE als auch deren Übertreibung im bejahenden Sinne durch PACKARD<sup>1)</sup> widerlegt. Nach diesem Autor war das ganze Hochland von Anahuak bis in 1000 Fuß Höhe über den Depressionen mit Eis überschwemmt. Diese Hypothese wurde immer skeptisch aufgenommen. Sie darf heute als unhaltbar gelten.

Die einstmalige große Vergletscherung der Sierra Nevada ist aller Wahrscheinlichkeit nach in die Quartärzeit zurückzuverlegen. Wir schliessen dies aus dem Fehlen von Glazial-

---

<sup>1)</sup> American Naturalist, February 1886. Die Arbeit ist mir nur im Auszug aus FARRINGTON (a. a. O. S. 118—119) bekannt.

ablagerungen (Moränen) in den mit Sicherheit vergletschert  
gewesenen Gebieten, dem teilweise wieder durch jüngere Erosion  
verwischten Glazialrelief.

Das diluviale Alter gewisser fluviatiler und limnischer  
Ablagerungen im Valle de Mexico und der übrigen Teile der  
Mesa central ergibt sich, wie schon FELIX und LENK betont  
haben<sup>1)</sup>, ausschließlich aus dem Vorkommen diluvialer Säuger,  
so besonders bei Zumpango [Einschnitt von Tequix quiac.],  
Los Reyes<sup>2)</sup> [zwischen Mexiko und Tehuacan], bei Toluca<sup>3)</sup>,  
NW von Tlaxcala<sup>4)</sup>, im Valle de Oaxaca [Hacienda de  
Guadalupe, Alluvionen des Jalatlaco und Barranca bei einem  
Dorfe namens San Pablo Etla]<sup>5)</sup> u. s. f. Ein Teil dieser Ab-  
lagerungen dürfte indessen ins Oberpliocän bzw. ins älteste  
Quartär zu stellen sein, da durchaus altertümliche Typen, wie  
*Hyaeognathus*, *Aphelops* usw., darin auftreten<sup>6)</sup>.

Bezüglich der jüngsten Ablagerungen im Valle de Mexico  
verdient festgestellt zu werden, daß die Alluvialbildungen des  
Hochtals von Mexiko sich in vier Gruppen scheiden:

1. vulkanische,
2. fluviatile,
3. limnische,
4. äolische Bildungen.

Die erstgenannte Gruppe wurde unten erörtert, und das  
wenige, was zu den Berichten früherer Beobachter hinzugefügt  
werden konnte, wurde bereits gesagt.

Die fluviatilen Bildungen wurden schon von BURKHART<sup>7)</sup>  
als Geröllmassen gekennzeichnet, die in den Mündungsdeltas  
des diluvialen Süßwassersees zur Ablagerung gelangten. Von  
besonderem Interesse sind die Erosionsterrassen bei San Angel,  
die sich in mehrere Stufen gliedern lassen. Sie scheinen in

---

<sup>1)</sup> FELIX und LENK: Beiträge zur Geologie und Paläontologie der  
Republik Mexiko, I. Teil, S. 84.

<sup>2)</sup> Livret Guide du Xième Congrès géologique au Mexique 1906.  
IV. De Mexico à Tehuacán par J. G. AGUILERA.

<sup>3)</sup> Livret Guide du Xième Congrès géologique international au  
Mexique. VIII. De Mexique à Patzcuaro et Uruapam, S. 7, par E. ORDONNEZ.

<sup>4)</sup> Livret Guide du Xième Congrès géologique international au  
Mexique 1906. I. De Mexico à Jalapa, S. 5, par E. ORDONNEZ.

<sup>5)</sup> C. CONZATTI: Los Yacimientos fosilíferos del Valle de Oaxaca.  
Mem. y Rev. de la Sociedad Científica „Antonio Alzate“, Tomo 26, Nr. 10,  
S. 353—358. Tafel XV zeigt die ersten *Megatherium*-Knochen aus  
Mexiko.

<sup>6)</sup> Ich bin zurzeit mit der monographischen Bearbeitung der fossilen  
Säugetiere Mexikos beschäftigt.

<sup>7)</sup> J. BURKHART: Die Quaternärschichten des Beckens oder Hoch-  
tals von Mexiko. N. Jahrb. Min. 1868, S. 513.

die verfestigten Bimssteintuffe (Tepetate) eingeschnitten, die namentlich in der Richtung gegen Sante Fé die Vorhügel bilden. Die höchste dieser Terrassen dürfte schätzungsweise 50 m über dem Spiegel des Baches liegen.

In weit höherem Niveau finden sich alte, wohl sicher diluviale Geröllablagerungen in dem Tal, das vom Ajusco nach Contreras und von da gegen San Angel sich wendet. Hier stehen in einer Höhe von ca. 100 m über dem Tal am Gehänge festgepackte, richtungslos struierte Blockmassen von sehr wechselnder Größe der Gerölle an.

Als Zwischenmittel tritt ein scharfer Sand auf, der aus Hornblende und Feldspatfragmenten nebst solchen der Grundmasse eines andesitischen Gesteins besteht. Die Gerölle, als deren Detritus der feine Sand aufzufassen ist, haben rötliche bis grünlichgraue Farbe. Betrachtet man genau ihre Oberfläche, so erkennt man mehrere cm lange Kritzen auf denselben, zumal nahe der Unterlage, die aus festem Fels besteht. Dieser hat eine löcherig unebene Beschaffenheit und ist fest mit der steinharten Geröllmasse verzahnt, so daß es schwierig ist, seine Oberfläche freizulegen. Schrammen, wie sie von Grundmoränen hervorgebracht werden, habe ich auf dem Felsuntergrund nicht beobachtet. Das Ganze erinnerte mich stark an eine Moräne, und ich hätte nicht an der Richtigkeit dieser Deutung gezweifelt, wenn ich die Sohle der Ablagerung von Schrammen bedeckt gefunden hätte, zumal da deutliche Kritzen auf den Oberflächen mancher Andesitgeschiebe zu erkennen waren.

Die Entstehung einer Ablagerung wie die geschilderte konnte ich in Mitla im Staate Oaxaca wenige Monate später beobachten. Da zeigte sich nach einem wolkenbruchartigen Gewitterregen, der plötzlich in den Bergen niedergegangen war, das Bachbett prachtvoll geschrammt, von parallelen Kritzen ganz bedeckt. Hier wirkten Rollstücke von Rhyolith auf einen Rhyolithboden. Besonders die scharfen Dihexaeder von Quarz übten diese Wirkung aus. Da spätere Beobachter vielleicht jenes Konglomerat auf der linken Talseite zwischen Contreras und der elektrischen Kraftanlage wiederfinden und über seine Entstehung im Zweifel sein könnten, so sind vielleicht diese Angaben nicht nutzlos.

Die Schlucht von Contreras wäre demnach als ein reines Erosionstal aufzufassen, an dessen Bildung Gletscherströme keinen Anteil hatten. Da der Ajusco eine Höhe von 4000 m erreicht, so ist es nicht ausgeschlossen, daß er zur Diluvialzeit Firnfelder besaß.

Betreffs der limnischen Bildungen äußert sich BURKHART folgendermaßen:

„Die das Hochtal von Mexiko einschließenden Gebirge bestehen nur aus massigen Felsarten usw. . . . Dagegen zeigen sich am Fuße dieser Gebirge und in der Talebene des ausgebreiteten Seebeckens geschichtete Süßwassertuffe, welche hoch über das jetzige Niveau der Seen emporragen, jedoch an vielen Stellen von den massigen und vulkanischen Felssteinen durchbrochen werden.“ (S. 518.)

Die „Süßwassertuffe“ sind die Träger einer reichen Diatomeen- (EHRENBERG) und Säugetierfauna (COPE). Sie würden besser als Mergel bezeichnet. Ihre Entstehung ist teils auf Einschwemmung feinsten Detritus, besonders aber auf Einwehung zurückzuführen. Hierdurch steigt der Seespiegel im Laufe der Zeit an, wie BURKHART (a. a. O.) ausgeführt hat. In der Postquartärzeit nahm jedoch die Trockenheit des Klimas in so hohem Grade zu, daß die Eindampfung die Zufuhr überwog, und ein Salzsee aus dem Süßwasserbecken des Lago de Texkoko sich bildete. Ein ähnliches Schicksal ist vielleicht auch dem Lago de Chalko noch einmal beschieden.

Der Lago de Xochimilko ist ein schönes Beispiel für Vertorfung ganzer Quadratmeilen ehemaligen Wasserspiegels. Eine Torfschicht in 61,17 m wird von FELIX und LENK (Beiträge usw., I. Teil, S. 83) angeführt; Petroleum erwähnt BURKHART (a. a. O. S. 538—539) in einigen Brunnen von Guadalupe.

Von ganz besonderem Interesse sind die Oolithkörner und Oolithbänke (etwa 1 Fuß über dem Wasserstande des Sees im Oktober 1906, an den Ufern des Texkoko), die ich unweit Guadalupe in der Nähe der Salzpfannen zu beobachten Gelegenheit hatte. Über ihre Entstehung hat VIRLET D'AUUST<sup>1)</sup> geschrieben, indem er sie für inkrustierte Insekteneier erklärte und mit den jurassischen Oolithen verglich. Vielmehr ist jedoch die Art ihres Vorkommens mit den Rogensteinhorizonten des mitteldeutschen Buntsandsteins zu vergleichen<sup>2)</sup>. Ohne an bestimmte Horizonte gebunden zu sein, treten plötzlich Oolithbänke in gewisser horizontaler und vertikaler Ausdehnung

---

<sup>1)</sup> Bulletin de la Soc. géologique de France, Série II, XV, S. 201 u. 202 und: Comptes rendus 45, 1857, 2, S. 865—868.

<sup>2)</sup> K. TH. LIEBE: Übersicht über den Schichtenbau Ostthüringens. Abh. zur geolog. Spezialkarte von Preußen. Bd. V, H. 4, S. 60 u. 61. K. KOLESCH: Über die Grenze zwischen unterem und mittlerem Buntsandstein in Ostthüringens. Jahrb. d. Kgl. preuß. Geolog. Landesanstalt 1908. Bd. XXIX, I, H. 3, S. 597—598.

auf, die ebenso plötzlich durch fluviatile und äolische Verschüttung verschwinden wie die Lagunen auf den Hochsteppen und Wüsten Mexikos (Bolson de Mapimi). Für die Bildungsweise unseres Buntsandsteins ist die Oolithbildung in den seichten und salzigen Lagunen Mexikos von der größten Bedeutung. Die sekundäre Verfestigung ist wohl hier wie bei den „Süßwassertuffen“ auf die Bildung von Kalk- und Magnesia-salzen<sup>1)</sup> nach der Trockenlegung zurückzuführen.

Die rasche Verdunstung, vielleicht verbunden mit großer Angreifbarkeit gegen lösende Agenzien infolge großer Feinheit des Korns, führt zu einer Verhärtung der Mergel und der klastischen Sedimente. Inwieweit Steppenalküberzüge und Trockenriß-Infiltrationen auch für das deutsche Oberrotliegende in Betracht kommen, bleibt zu untersuchen. Bei dolomitischer Beimengung hätten wir ein ganz ähnliches Bild, wie es z. B. die Rotliegendeschichten<sup>2)</sup> des Heidelberger Schloßgartens bieten.

Die äolischen Bildungen im Valle de Mexiko wurden von VIRLET D'AOUST<sup>3)</sup> behandelt. Ich habe nur wenig zuzufügen.

Einmal beobachtete ich bei Takubaya in einer Barranca eine etwa 5 malige Wechsellagerung feiner Sandschichten von etwa 1 m Mächtigkeit, die nach oben jeweils in eine schwarz gefärbte Lage, einen alten Vegetationsboden, übergingen. Darauf wurde dieser wieder neu verweht, und es folgte wieder die humose Zone. Das ganze Profil dürfte 8 m umfaßt haben.

Die Beweglichkeit der Flugsande, besonders in der Ebene von Ameka, wurde mir durch die tiefe (1—2 m) Verschüttung bzw. Überwehung einer aztekischen Kulturschicht mit bezeichnenden Götzen, Mahlsteinen, Obsidianmessern etc. deutlich.

Die Sandschichten lagerten an schwärzlichen Tuffen, in denen mir ein bedeutender Olivinegehalt auffiel. Die betreffende

---

<sup>1)</sup> Dolomitbildung aus Aragonit durch Einwirkung von  $MgSO_4$  in heißer konz. NaCl-Lösung beschreibt C. KLEMENT in TSCHERMAKS Min. u. Petrogr. Mitt. XIV, 1895, S. 526. Die Reaktion geht nach CORNU auch in der Kälte vor sich (Österr. Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen No. 49, Bd. 55, 1907, S. 5).

<sup>2)</sup> Rotgefärbte Konglomerate ganz von der Farbe unseres Buntsandsteins kommen im mexikanischen Quartär bei St. Luis, mit Säugetieren und im Tertiär (?) bei Tomellin vor, nördlich des berühmten Cannons.

<sup>3)</sup> Observations sur un terrain d'origine météorique ou de transport aérien qui existe au Mexique, et sur le phénomène des trombes de poussière auquel il doit principalement son origine. Soc. geol., 2<sup>e</sup> Série, XV, S. 121—136.

Stelle befindet sich im Garten des Hotels Popo-Park am Fuße des Popokatepetls, und die Tuffe sind zu den jüngsten Auswurfmassen dieses Vulkans zu stellen.

Vom genannten Punkt aus unternahm ich Streifzüge in die nähere und fernere Umgegend. In der Richtung gegen den Vulkan von Cullucan, aus dessen Tuffen ich unten Dioriteinschlüsse erwähnte, sammelte ich ein prächtiges Facettengeschlebe, als beredtes Zeugnis für die intensive Windwirkung im Flugsandgebiet<sup>1)</sup>.

Typischen gelben Löß in gegen 30 m hohen Wänden trifft man in größerer Höhenlage in der Barranca von San Juan auf dem Wege gegen die Cannada, wenn man zum Popokatepetl emporsteigt. Knochen von Equus und Elephas haben sich im Löß anderer mexikanischer Vorkommen gefunden. Sie werden im Instituto Geologico in Mexiko aufbewahrt.

## 28. Über marines Interglazial in der Umgebung von Reykjavik, Island.<sup>2)</sup>

Von Herrn HELGI PJETURSS.

(Mit 7 Textfiguren.)

Reykjavik, 30. März 1909.

Seit 1840 wird die Lokalität Fossvogur in der Nähe von Reykjavik in der geologischen Literatur über Island öfters erwähnt. Im genannten Jahre wurde das schalenführende Gestein daselbst vom Geologen der GAIMARDSchen Expedition, E. ROBERT<sup>3)</sup>, beschrieben, und später ist die Stelle wiederholt besucht und beschrieben worden, so von TH. KJERULF<sup>4)</sup>,

<sup>1)</sup> Winderosion an den Felsen von La Cruz am Popokatepetl beschreiben FELIX und LENK (Beiträge I, S. 24). Ich beobachtete sie auch an den Südhängen der Ixtaccihuatl. Prächtige Hufeisendünen scharen sich um die Nordflanke des Popokatepetl nahe der Waldgrenze.

<sup>2)</sup> Vortrag, gehalten in der Sitzung vom 3. Mai 1908. Diese Zeitschrift 60, 1908, Monatsber. 5.

<sup>3)</sup> GAIMARD: Voyage en Islande etc.; Minéralogie et Géologie par E. ROBERT, 1<sup>re</sup> Partie, Paris 1840, S. 29—32.

<sup>4)</sup> KJERULF: Bidrag til Islands geognostiske Fremstilling. Nyt Magazin for Naturvidenskab. VII, Kria 1853, S. 5—6.

G. G. WINKLER<sup>1)</sup>, C. W. PAJKULL<sup>2)</sup>, K. KEILHACK<sup>3)</sup> und TH. THORODDSEN<sup>4)</sup>, welcher letztgenannte das Vorkommen mehrmals besprochen hat.

1904 wurde zuerst zu zeigen versucht, daß die Ablagerungen von Fossvogur nicht postglazialen Alters sein können<sup>5)</sup>, wie man bis dahin ausnahmslos angenommen hatte, insofern von einer Altersbestimmung mit Bezug auf die Eiszeit die Rede sein konnte (dies war aber bei ROBERT und WINKLER nicht der Fall).

1905 gibt K. SCHNEIDER aus Prag in einem kurzen Aufsatz ein Profil der Fossvogablagerungen<sup>6)</sup>. Dr. SCHNEIDER, dem ich diese Lokalität zu zeigen das Vergnügen hatte, verzeichnet über dem schalenführenden Gestein Moräne und mit einigem Zweifel „Jökulhlaupsediment“. (Die Gleichstellung des Fossvogoprofiles mit einem „Profil aus dem Diluvium bei Akureyri“ ist ziemlich sicher unrichtig, indem die betreffenden, klimatische Oszillationen anzeigenden Ablagerungen von Akureyri erst am Ausgange der letzten Eiszeit entstanden zu sein scheinen.)

Von den älteren Verfassern wird das Kliff von Fossvogur als aus Tuff, Konglomerat und Breccie aufgebaut geschildert.

---

<sup>1)</sup> WINKLER: Island, der Bau seiner Gebirge usw. München 1863, S. 96—99, 211 und 288.

<sup>2)</sup> PAJKULL: Bidrag till Kännedomen om Islands Bergsbyggnad. Kgl. Svenska Vet. Akad. Handl. VII, Nr. 1, S. 48. Stockholm 1867.

<sup>3)</sup> KEILHACK: Über postglaziale Meeresablagerungen in Island. Diese Zeitschr. 36, 1884, S. 146.

<sup>4)</sup> THORODDSEN: Postglaziale marine Aflæjninger, Kystterrasser og Strandlinjer i Island. Geograph. Tidsskr. XI, Köbenhavn 1892, S. 5—6 (d. Sonderabdr.). Derselbe: Geograph. og geolog. Undersøg. ved den sydlige Del af Faxebugten. Geogr. Tidsskr. XVII, 1903, S. 1—2 (des Sonderabdr.). Ders.: Andvari, Reykjavik 1904, S. 47—48. Ders.: Island, Grundriß der Geographie und Geologie. Ergänzungsh. 152 u. 153 zu PETERMANN'S Mitteil., Gotha 1906, S. 100.

Meine unten erwähnte, 1904 veröffentlichte, Isländisch geschriebene vorläufige Mitteilung über die Fossvogbildungen wird in dem letztgenannten Werke THORODDSENS nicht erwähnt; auch nicht die kurze Erörterung in meiner Dissertation „Om Islands Geologi“, Kopenhagen 1905. Das Fossvogvorkommen gilt THORODDSEN 1906 noch immer als postglazial, was um so mehr auffällt, als das genannte Werk sonst vielfach durch meine Untersuchungen beeinflußt worden ist. Ein schönes Beispiel bietet der Passus über Vulkanruinen der Breccienformation; Island usw., S. 210.

<sup>5)</sup> HELGI PJETURSS: Athugasemd um jarðlög i Fossvogi og vidar i nágrenni vid Reykjavík. Zeitschrift der Isländischen literarischen Gesellschaft, Reykjavik 1904, S. 49—57.

<sup>6)</sup> K. SCHNEIDER: Einige Ergebnisse einer Studienreise nach Island im Sommer 1905. Sitzungsber. d. D. naturw.-med. Vereins f. Böhmen, „Lotos“ 1905, S. 4—5 des Sonderabdr.

Eine Gesteinsprobe aus der Sammlung TH. KJERULFS wurde von A. PENCK petrographisch untersucht und folgendermaßen beschrieben: „Auch dies Gestein besteht vorzüglich aus porösen, randlich mehr oder minder angegriffenen Sideromelankörnern, welche Plagioklas-Leisten und -Lamellen sowie Olivinkryställchen in sich beherbergen. Daneben finden sich in nicht unbeträchtlicher Anzahl Splitter größerer Plagioklas- und Olivinkrystalle, ferner Bruchstücke basaltischer Gesteine, weshalb es



Fig. 1.

Fossvogur. Moräne (*m*) über Tonstein (*t*).

nicht Wunder nehmen kann, daß dieser Tuff einen in Säuren unlöslichen Rückstand von 31,05 Proz. aufweist.“<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> PENCK: Über Palagonit- und Basalttuffe. Diese Zeitschr. XXX, 1879, S. 515. Es ist ein eigentümlicher Zufall, daß man diese einzige bisher veröffentlichte petrographische Untersuchung eines Gesteins aus dem älteren Quartär Islands dem später so hervorragenden Eiszeitforscher verdankt. Wünschenswert wären weitere petrographische Untersuchungen der altquartären Sedimentärgesteine Islands, die bisweilen bis zur Unkenntlichkeit verändert sind; an dem so prachtvollen Durchschnitte eines quartären Vulkanschlotes im Ketakliff, Skagi, Nord-Island, z. B. kann man, wie es scheint, durch viele Zwischenstufen verfolgen, wie Grundmoräne zu Basalt umgeschmolzen worden ist.

Der Aufbau des Fossvogkliffes ist in groben Zügen wie folgt:

1. Zuunterst liegt grauer, eisgeschliffener Dolerit. Darauf ruht stellenweise
2. „Konglomerat“ (Grundmoräne, ähnlich wie die später zu besprechende obere Moräne).
3. Bisweilen auf dem Konglomerat (2.), öfter aber — soweit das Liegende zu sehen ist — direkt auf dem geschliffenen

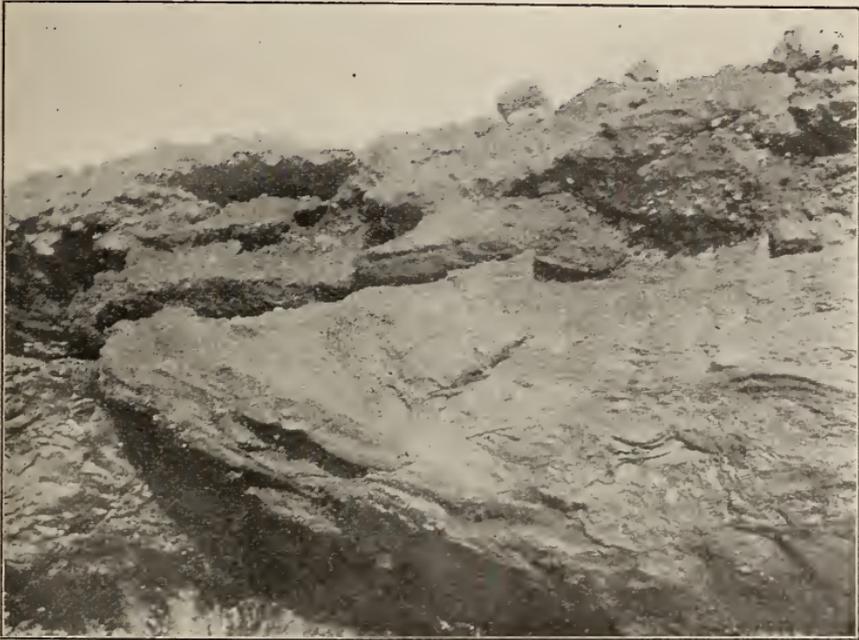


Fig. 2.

Fossvogur. Moräne über stark gestörtem Tonstein;  
westlicher Teil des Kliffs.

Dolerit, liegt ein graues bis graublaues, geschichtetes, schalenführendes Gestein, das eher die Bezeichnung Tonstein als Tuff zu verdienen scheint, wie schon in einer Bemerkung KJERULFS angedeutet wurde („enkelte skikter [i Fossvogur] ganske leerartede“, KJERULF: a. a. O. S. 6). Schwarze vulkanische Glaspartikeln sieht man jedoch in diesem Gestein wie übrigens auch, und anscheinend häufiger, im Bindemittel des überlagernden „Konglomerates“. Der Tonstein ist im östlichsten Teile des Kliffes bei ziemlich ungestörter Lagerung am schönsten entwickelt und erlangt eine Mächtigkeit von

3—4 m. Weiter gegen Westen — wo sich auch die linsenförmigen Einlagerungen eines braunen, grandigen Sandsteines einstellen — zeigt der Tonstein die verschiedensten Verbiegungen und Störungen, ist auch teilweise zu einer aus größeren und kleineren scharfkantigen Blöcken bestehenden Breccie zersplittert.

4. Diese Breccie, die wohl als eine Lokalmoräne zu betrachten ist und nur auf kleineren Strecken auftritt, wird von

5. „Konglomerat“ überlagert; in reichlichem dunkelgrauen bis braunen Bindemittel sind zumeist kantengerundete Blöcke von Dolerit, Basalt und harter älterer Moräne gebettet; schön geschrammte Blöcke sind nicht selten. Dies Gestein scheint ganz unzweifelhaft als Grundmoräne aufzufassen zu sein, und es ist ganz von der Art der alten Moränen, die in der quartären Basaltformation Islands so weit verbreitet sind und bis vor wenigen Jahren als „Palagonitbreccien“ gedeutet wurden<sup>1)</sup>. Man hat ja auch von Palagonit in Fossvogur gesprochen.

An einer Stelle hat die Moräne den liegenden Tonstein ganz verdrängt und macht allein das hier allerdings sehr niedrige Kliff aus.

Ob die von PENCK untersuchte Probe dem Bindemittel der Moräne oder dem Tonstein entstammte, ist nicht bekannt.

Die oben erwähnten Sandsteinlinsen im Tonstein sind nicht unwahrscheinlich auf das Hineinströmen sandbeladenen Schmelzwassers in kleine Hohlräume, welche während der Aufbiegung der Tonschichten durch Gletscherdruck entstanden, zurückzuführen. Jedenfalls scheint die Ablagerung dieser Sandlinsen erst nach der Bildung des Tonsteines vor sich gegangen zu sein.

Was in Fossvogur vorliegt, ist also nicht Palagonit-Tuff und -Breccie und aus Strandgeröllen hervorgegangenes Konglomerat, sondern Grundmoräne, erhärtet und verändert (unter und) über gleichfalls verändertem und wahrscheinlich teilweise mit kleinsten vulkanischen Auswürflingen (Asche) vermischem Ton. Die Glaspartikeln der Moränen scheinen doch eher aus der Zermalmung von Pechstein oder Obsidian hervorgegangen zu sein; man denkt dabei daran, wie ganze Doleritdecken von den Gletschern weggeschliffen worden sind, und wie auf der

---

<sup>1)</sup> Vergl. The glacial Palagonite-Formation of Iceland. Scottish geograph. Magazine, Edinburgh 1900, S. 265—93. Ferner: Das Pleistocän Islands usw. Zentralbl. f. Min., Stuttgart 1905.

Unterseite der Doleritströme von Reykjavik bisweilen schwarze glasige Krusten zu beobachten sind.

Der Druck, dem der Fossvogtonstein ausgesetzt wurde, zeigt sich nicht nur in den Verbiegungen und Schichtenstörungen, welche bis zur Zerquetschung und Breccienbildung gehen können, sondern auch darin, daß das Gestein von unregelmäßigen Sprüngen in jeder Richtung durchzogen ist. Die

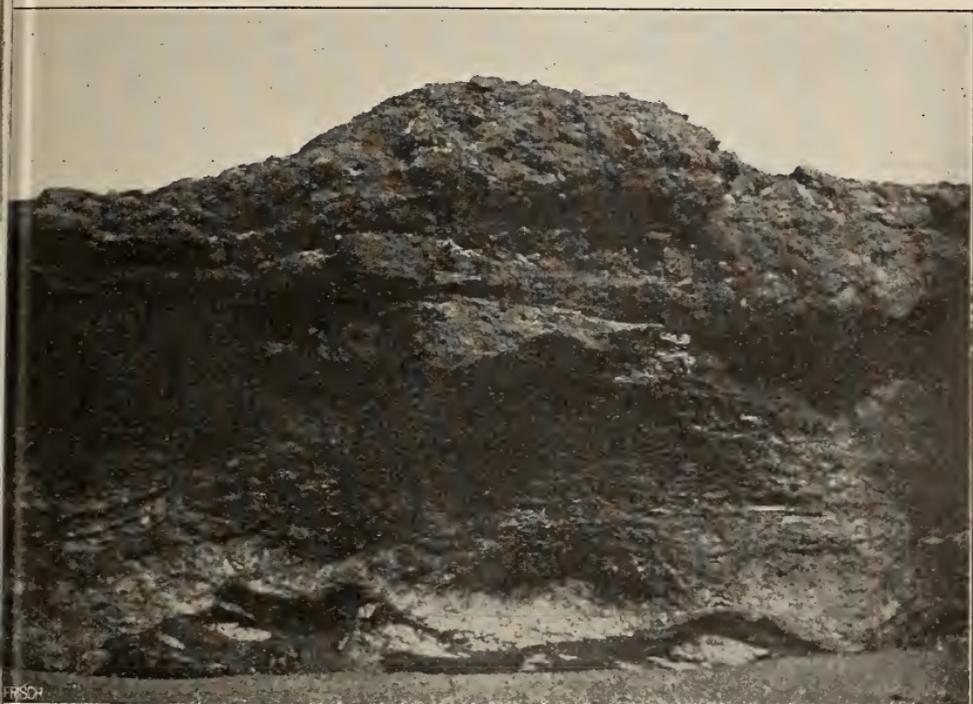


Fig. 3.  
Fossvogur. Moräne über Tonstein.

von allen früheren Beobachtern erwähnte, stellenweise auftretende säulenförmige Zerklüftung des Tonsteines ist dagegen wohl wahrscheinlich auf Wärmewirkung zurückzuführen und in Verbindung mit jetzt wegerodierten Doleritdecken zu setzen. (Vgl. über das Ellidavogvorkommen unten.) Außerdem ist noch der Tonstein wie auch sein Liegendes von einem senkrechten Zerklüftungssysteme durchsetzt, welches der Zerstörung des Kliffes durch die Arbeit des Meeres sehr förderlich ist. Da nun zugleich der Tonstein oft von basaltartiger Härte ist,

stellen sich dem Einsammeln von gut erhaltenen organischen Resten einige Schwierigkeiten entgegen.

Dünne Kalkspatadern durchsetzen das Gestein nicht selten, und in Hohlräumen von Mollusken finden sich bisweilen kleine, aufgewachsene Kalkspatkrystalle.

Folgendes ist das Verzeichnis der bisher in dem Fossvogtonstein gefundenen Fossilien:

- Saxicava arctica* L.
- Mya truncata* L.
- Tellina calcaria* CHEM.
- Buccinum undatum* L.
- Astarte borealis* CHEM.
- Trophon clathratus* L.
- Littorina rudis* MAT.
- Cardium groenlandicum* CHEM.
- Nucula tenuis* MONT.
- Dentalium entale* L.
- Purpura lapillus*? L.
- Natica (affinis?)* GMEL.
- Balanus* sp.
- Centrophorus* sp.? (Rückenstachel).
- Alga* sp.?<sup>1)</sup>
- Leda pernula* MÜLL.
- Astarte elliptica* BROWN.
- Cardium elegantulum* (BECK) MÖLL.
- Modiolaria (nigra?)* GRAY<sup>2)</sup>.

Die Fauna des Fossvogtonsteins ist keine hocharktische; die für hocharktische Zustände charakteristische, z. B. in der weit älteren Ablagerung von Búlandshöfði auftretende *Yoldia arctica* scheint in Fossvogur ganz zu fehlen; *Mya*, *Saxicava* und *Tellina* treten nicht in hocharktischer Ausbildung auf. Eine beträchtliche Anzahl der Molluskenarten von Fossvogur tritt zuerst im jüngeren und jüngsten *Arca*-Ton der Christiania-

---

<sup>1)</sup> Obengenannte Fossilien, mit Ausnahme der Bruchstücke von mutmaßlich *Purpura lapillus* und *Natica affinis*, war Hr. AD. S. JENSEN in Kopenhagen so freundlich, für mich zu bestimmen; demselben trefflichen Kenner nordischer Mollusken verdanke ich Mitteilungen über Ausbreitung der genannten Formen und anderes.

<sup>2)</sup> Die 4 letztgenannten Arten sind — außer den meisten früher bekannten — in 1908 von GUDMUNDUR BARDARSON, dem jüngsten isländischen Geologen, gesammelt und bestimmt worden. BARDARSON dürfte wohl schon der beste einheimische Kenner der isländischen Molluskenfauna sein, deren Kenntnis in den letzten Jahren namentlich durch Dänische Untersuchungen sehr gefördert worden ist.

Gegend auf — nach einer bekannten Arbeit von W. C. BRÖGGER<sup>1)</sup> — während sie in den älteren spätglazialen Quartärablagerungen derselben Gegend nicht gefunden wurden.

Von besonderem Interesse ist das Vorkommen von *Dentalium entale* L., welches in letzter Zeit sowohl von mir als wahrscheinlich auch von BARDARSON in unserem intermoränischen Tonstein gefunden wurde<sup>2)</sup>. Nach AD. S. JENSEN erreicht diese Schnecke in der Jetztzeit eben die Nordgrenze ihrer Verbreitung im südlichen Teile der Faxabucht, also in der weiteren Umgebung von Fossvogur. Andererseits ist nach demselben Forscher das *Cardium groenlandicum* im nördlichen Teile derselben Bucht am weitesten gegen Süden getroffen worden.

Extreme der Fauna des Fossvogtonsteines begegnen sich also heute in der Umgegend, und dies deutet an, daß seine Ablagerung bei einer von der jetzigen nur wenig abweichenden Meerestemperatur vor sich ging<sup>3)</sup>. Das Meer stand wahrscheinlich um etwa 20 m höher als jetzt.

Da nun die Lagerungsverhältnisse, soweit ich zu urteilen vermag, keinen Zweifel zulassen, so scheint in dem intermoränischen Tonsteine von Fossvogur ein wirklich interglaziales Gebilde vorzuliegen. Nur bei einer gänzlichen Vereisung Islands, bei voller Eiszeit also, scheint eine Vergletscherung der jetzt — für Island — so gletscherfernen Umgebung von Reykjavik möglich; und eine solche Vergletscherung gab es sowohl nach wie vor der Ablagerung des Tonsteins von Fossvogur: hocharktisches Klima wurde von boreoarktischem abgelöst, und dieses wieder von hocharktischem.

Ungefähr 6 km nordwestlich des Endes des Fossvogkliffes findet man bei Sudurnes auf Dolerit einen Fetzen Moräne, auf deren schön geschliffener Oberfläche wieder felsharte Grundmoräne lagert. In dieser sind hier und da kleine Bruchstücke der widerstandsfähigsten Teile von Molluskenschalen zu sehen. Vielleicht sind diese wenigen Schalenbruchstücke der oberen Moräne Zeugen derselben Interglazialzeit wie der Fossvogton-

<sup>1)</sup> BRÖGGER: Om de senglaciale og postglaciale Nivåforandringer i Kristianiafeltet. N.G.U. Kria 1900—01.

<sup>2)</sup> Wie *Dentalium entale* hat auch *Cardium elegantulum* jetzt wahrscheinlich seine Nordgrenze an der Ostküste Grönlands in der Gegend von Angmagsalik (ca.  $65\frac{1}{2}$ — $66\frac{1}{2}$ ° N), wo die typischen hocharktischen Molluskenarten nicht vorkommen. (AD. S. JENSEN: On the Mollusca of East-Greenland. Meddel. om Grönland, Kopenhagen 1905, S. 311—12.)

<sup>3)</sup> Eine genauere Untersuchung wird vielleicht als wahrscheinlich ergeben, daß sowohl Klima als Meeresniveau schon während der Ablagerung der Interglazialbildungen Änderungen erlitten.

stein: in Sudurnes wurden aber die interglazialen Ablagerungen gänzlich weggeschliffen, und nur die genannten spärlichen Molluskenreste blieben erhalten.

Die hangende Moräne in Fossvogur scheint eisgeschliffen zu sein. Doch ist dies wegen der Verwitterung der Oberfläche nicht mit Sicherheit zu ermitteln. Die große Härte der Moräne legt die Vermutung nahe, daß sie einmal von jetzt gänzlich wegerodierter Lava überströmt wurde. (Wie Teile von Basaltdecken gänzlich weggeschliffen worden sind, sieht man an vielen Stellen, und besonders schön im Ketakliff, unfern des Vulkan-schlotes.)

Eine ähnliche felsharte Moräne, vielleicht gleichen Alters, deren Blöcken man auf der 61 m hohen Doleriterhebung Öskjuhlid auf der Nordseite von Fossvogur begegnet, war auch wahrscheinlich einmal von Dolerit bedeckt. Die jüngste Grundmoräne der Gegend ist es nicht; dieselbe, die man hier und da an geschützten Stellen, so z. B. auf der Nordseite der Öskjuhlid, in 1—2 m Mächtigkeit trifft, läßt sich mit der Spitzhacke leicht bearbeiten.

Ein Kliff von ähnlichem Aufbau wie das von Fossvogur findet man an einer anderen kleinen Bucht unfern Reykjavik, dem Ellidavogur, in den die Ellidaár münden. Auch hier lagert über grauem Tonstein harte Moräne; dieselbe wird aber hier eine Strecke weit von dem „präglazialen Dolerit“ früherer Verfasser bedeckt, so daß das nichtpostglaziale Alter des Tonsteines feststeht, selbst wenn man an der Deutung des „Konglomerates“ als Moräne zweifeln wollte (was man aber nach eigener Anschauung kaum tun wird). Der deckende Dolerit des Ellidavog-Kliffes wird gegen SW allmählich dünner und dünner, bis er gänzlich verschwindet, und Moräne das oberste des Kliffes, ganz wie in Fossvogur, ausmacht. Außer Molluskenschalen, welche hier sehr viel spärlicher als in Fossvogur auftreten, wurden im Ellidavogtonstein (von G. BARDARSON) Pflanzenreste gefunden, nach dem isländischen Algologen H. JORSSON wahrscheinlich *Alaria* sp.; doch genügte das Material nicht zur sicheren Bestimmung.

Wo man das Liegende des Ellidavogtonsteines sieht, ist es eine durch intrusiven Basalt sehr umgeänderte Moräne, welche wahrscheinlich einem der zerstückelten Moränenhorizonte der Esjatafel gehört<sup>1)</sup>. Jedenfalls unterteuft der Ellidavogtonstein den „präglazialen Dolerit“ von Reykjavik

---

<sup>1)</sup> Vgl.: Einige Ergebnisse einer Reise in Süd-Island im Sommer 1906. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde, Berlin 1907, S. 617.

*m*

*d*

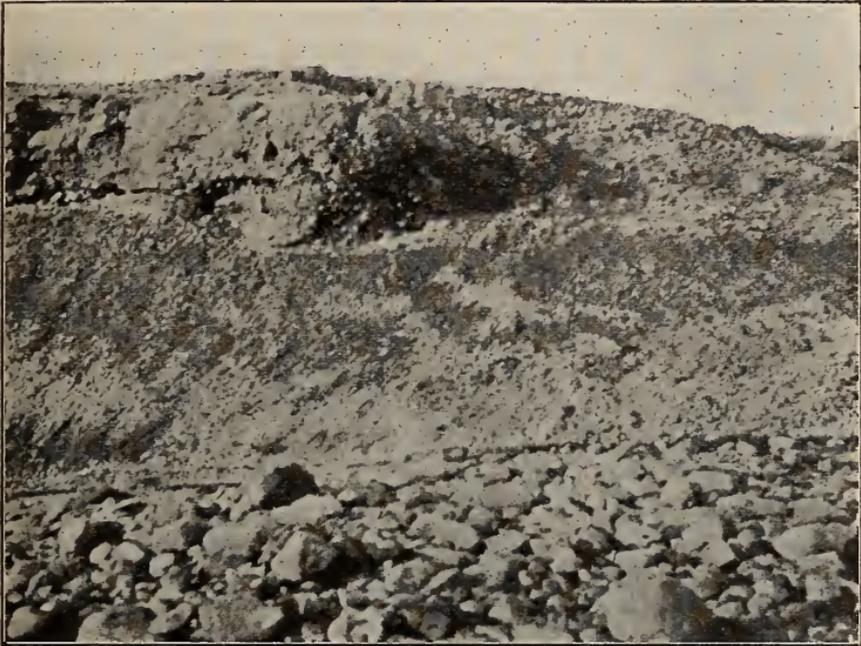


Fig. 4.

Ellidavogur. Auskeilender, säulig zerklüfteter und stark frostzersprengter Dolerit (*d*) (rechts) über Moräne (*m*) und Tonstein (letzterer größtenteils im Schutt). Weiter nach rechts besteht das Kliff ganz aus Dolerit, unter dem dann wieder Tonstein auftaucht.

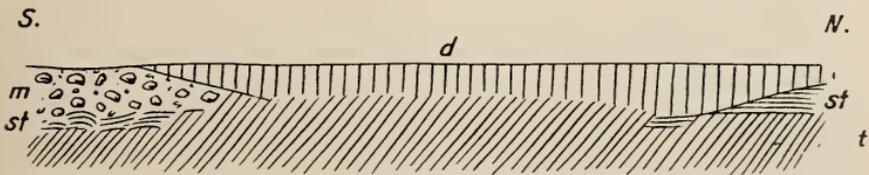


Fig. 5.

Ellidavogur. Schematisches Profil.

*st* Tonstein; *m* Moräne; *d* geschliffener Dolerit; *t* Schutt.

in seiner ganzen Mächtigkeit, im Gegensatze zu den Quartärbildungen von Fossvogur, welche auf geschliffenem Dolerit ruhen. Wahrscheinlich ist der Ellidavogtonstein — nach der in PENCK und BRÜCKNERS „Alpen im Eiszeitalter“ aufgestellten Terminologie — eher als interstadial denn als interglazial zu bezeichnen, entstammt einer der Fossvoginterglazialzeit vorausgehenden Schwankung. Kalkspatkrystalle in Hohlräumen von Molluskenschalen sind, soweit ich gesehen habe, in Ellidavogur besser als in Fossvogur entwickelt.



Fig. 6.  
Ellidavogur. Postglazialer Ton mit *Zirphaea crispata*.

Die genannten Quartärsedimente von Ellidavogur sind längst bekannt und wurden wie die von Fossvogur für postglazial gehalten (siehe z. B. THORODDSEN: Postglaciale marine aflejninger usw., S. 6). Aber während in Fossvogur gehobene postglaziale Meeresablagerungen überhaupt nicht vorkommen, treten postglaziale Tone zu beiden Seiten des Ellidavogur auf und strecken sich im Tale der Ellidaár landeinwärts. Dieser postglaziale Ton weist bedeutende Unterschiede von dem interglazialen und dem mutmaßlich interstadialen Tonstein auf; er läßt sich mit einem Spaten bearbeiten, enthält keine Kalkspatadern und zeigt nicht die früher erwähnte verschiedenartige Verklüftung der Tonsteine. Ich fand in diesem Tone am

Ellidavogur *Zirphaea crispata* L., nach AD. S. JENSEN eine typisch boreale Form<sup>1)</sup>, die jetzt in Südwest-Island eine große Seltenheit ist.

Eine — wenn man Sudurnes mitrechnet — vierte Fundstätte von Fossilien im älteren Quartär in der Umgebung von Reykjavik wurde bei einer Bohrung nach Gold auf der Nordseite der früher erwähnten Öskjuhlid in 40 m Tiefe, 20 m unter dem Meeresniveau, angetroffen. Seeigelstacheln und unbestimmbare Schalenbruchstücke lagen mir bei der genannten Tiefe aus dem Bohrloche vor.

Schließlich noch ein paar Bemerkungen über den wahrscheinlichen Platz des Fossvoginterglazials in der Reihe der isländischen Quartärbildungen, indem ich doch hoffe, bei einer anderen Gelegenheit auf diese Frage genauer eingehen zu können.

Es gibt in Island interglaziale (oder interstadiale) Ablagerungen, welche aller Wahrscheinlichkeit nach jünger sind als der Fossvogtonstein; so z. B. in der Niederung des Südlandes, der größten der Insel, ein Bänderton unter eisgeschliffenem Dolerit am Tungufjot unfern Geysir; der genannte Ton ist wahrscheinlich marin, wenn er auch bisher keine Versteinerungen geliefert hat. Jünger ist wahrscheinlich auch ein 1908 im westlichen Tiefland an der Kaldá in der Gegend Myrar aufgefundener schalenführender, erhärteter Ton unter Moräne.

Andererseits sind die Fossvogablagerungen nicht besonders früh im Eiszeitalter entstanden. Untersuchungen in der weiteren Umgegend lehren, daß bei der Ablagerung der Fossvogsedimente die quartäre Basaltformation nicht nur zum weitaus größeren Teile existierte, sondern schon von bedeutenden Verwerfungen betroffen worden war: in den abgesenkten Tafelbruchstücken der Gegend Mosfellssveit sieht man zwischen den Basaltdecken, wie es scheint, denselben Moränenhorizont wie hoch oben in der Esja. Ströme doleritischer, jetzt eisgeschliffener Lava, deren Fortsetzung die geschliffenen Dolerite von Reykjavik wenigstens teilweise bilden, flossen hier, nachdem die erwähnten quartären Verwerfungen stattgehabt hatten, wie es besonders schön auf der Strecke zwischen Mosfell und Lágafell zu beobachten ist. Hier ist es auch klar zu sehen, wie große, wohl vorwiegend glaziale Erosion selbst diese verhältnismäßig jungen, noch ungestört lagernden Doleritströme erlitten haben.

---

<sup>1)</sup> AD. S. JENSEN: On the mollusca of East-Greenland. Meddel. om Grönland XXIX, Kopenhagen 1905, S. 296—297.

Spuren einer weit älteren Interglazialzeit als der von Fossvogur sind aus Island bekannt, da die Fragmente von *Purpura lapillus* L. und *Mytilus edulis* L., welche tief in der quartären Basaltformation getroffen wurden<sup>1)</sup>, nicht leicht anders gedeutet werden können.

Wie ich mich im Sommer 1908 überzeugen konnte, ging Vergletscherung bis über die Küsten hinaus der Ablagerung dieser borealen Faunaresten vor, und im Hangenden derselben ist der größere Teil der quartären Basaltformation mit mehreren Moränenhorizonten.

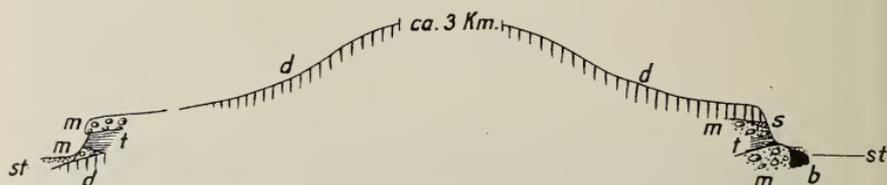


Fig. 7.

Schematisches Profil Fossvogur—Ellidavogur  
(mit Benutzung des Profils in KEILHACKS oben angeführter Arbeit S. 147).

*m* Moräne; *b* intrusiver Basalt (Ellidavogur); *t* Tonstein; *s* Sandstein;  
*d* geschliffener Dolerit; *st* Strand.

Ich habe aus einer Reihe von Beobachtungen über das Quartär Islands einige mitgeteilt, welche, wie ich glaube, besonders überzeugend so hochgradige Schwankungen des Klimas bekunden, daß man von einer wahren Interglazialzeit reden muß. Die mitgeteilten Beobachtungen werden auch zeigen, wie wenig zutreffend es ist, zu glauben, daß die Annahme quartärer Klimaschwankungen in Island nur auf der beobachteten Wechsellagerung von Glazialsedimenten und Basaltdecken beruht.

#### Zusammenfassung.

In Fossvogur, unfern Reykjavik, liegt auf geschliffenem Dolerit und Grundmoräne und von Grundmoräne überlagert ein fossilienführender Tonstein. Die Molluskenfauna desselben ist boreoarktisch; die am meisten wärmeliebende der eingesammelten Formen hat heute ihre Nordgrenze in der Faxabucht (ist nicht an der Nordküste Islands gefunden worden).

<sup>1)</sup> Vgl. H. PJETURSS: Om Forekomsten af skalførende skurstenler i Búlandshöfd, Snøfellsnes, Island; med Bemærkninger om Molluskfaunaen af Ad. S. JENSEN (der größere Teil des Aufsatzes). Oversigt over Kgl. danske Vidensk. Selskabs Forhandl. 1904, S. 375—396.

Ähnliche Gebilde wie in Fossvogur, aber ärmer an Versteinerungen und wahrscheinlich älter, werden in dem Ellidavogur von dem eisgeschliffenen Dolerit der Reykjavik-Gegend überlagert.

Der Fossvogtonstein entstammt einer Interglazialzeit, welche den späteren Abschnitten des Eiszeitalters zugezählt werden muß, indem bei weitem der größte Teil der quartären Basaltformation Islands älter ist als die Fossvogablagerungen. Doch gab es später als die Fossvog-Interglazialzeit wenigstens noch eine Interglazialzeit oder sehr bedeutende Schwankung außer mehreren kleineren Klimaveränderungen.

## Neueingänge der Bibliothek.

- COOL, H.: Excursions to the Krakatau. Taken from „Verslag van het Mijnwezen over het 3<sup>a</sup> Kwartaal 1908“.
- DAMMER: Platten mit zwei sich kreuzenden Wellenfurchensystemen aus dem unteren Buntsandstein von Cosma bei Altenburg in Sachsen-Altenburg. S.-A. aus: Monatsber. d. deutsch. geol. Gesellsch., Bd. 61, Jahrg. 1909, Nr. 2. Berlin 1909.
- ETZOLD, FRANZ: 11. Bericht der Erdbebenwarte zu Leipzig. (Abdr. a. d. Berichten d. Mctj.-Phys.-Klasse des Kgl. Sächs. Gesellsch. d. Wissensch. zu Leipzig, Bd. 61. Leipzig 1909.
- HELGENS, EDUARD: Die Lohnerkette. Eine geotektonische Skizze. Bern 1909.
- HERRMANN, R.: Die Mitwirkung der Aquarien- und Terrarienvereine bei der Naturdenkmalpflege. Vorschläge und Anregungen. — und WOLTERSTORFF, W.: Was können die Vereine für Aquarien- und Terrarienkunde zum Schutze der Naturdenkmäler tun? S.-A. aus: Wochenschr. f. Aquar.- u. Terrarienkunde, VI. Jahrg. Nr. 5, 6 u. 9. Braunschweig 1909.
- JAHN, JAROSLAV J.: Über die Altersfrage der sudetischen Basalteruptionen. S.-A. aus: Sitzungsberichten der k. Akad. d. Wissensch. in Wien. Math.-naturw. Klasse, Bd. 118, Abt. 1, 1909. Wien 1909.
- KAISER, ERICH: Über Diamanten aus Deutsch-Südwestafrika. S.-A. aus: Centralbl. f. Min. Jahrg. 1909, Nr. 8. Stuttgart 1909.
- Das Steinsalzvorkommen von Cardona in Catalonien. S.-A. aus: Neues Jahrb. f. Min. Jahrg. 1909, Bd. I. Stuttgart 1909.
- KALKOWSKY, ERNST: Europäische Entfernungen. S.-A. aus: Abhandl. der naturw. Gesellsch. „Isis“ in Dresden, Jahrg. 1908, H. 2. Dresden 1908.
- LEPPLA: Geologische Vorbedingungen der Staubecken. S.-A. aus: Centralbl. für Wasserbau- und Wasserwirtschaft. 3. Jahrg. 1908. Berlin 1908.
- MYLIUS, HUGO: Die geologischen Verhältnisse des Hinteren Bregenzer Waldes in den Quellgebieten der Breitach und der Bregenzer Ach bis südlich zum Bach. Landeskundl. Forsch., herausgegeben v. d. Geogr. Gesellsch. zu München, H. 5. München 1909.
- SIMIONESCU, I.: Asupra Calcarurilor Sarmatice din Nordul Moldovei. Extras din Anuarul Institutului Geologic al Romaniei, vol. II, Fasc. Nr. 2. Bucuresti 1909.
- SPETHMANN, HANS: Überblick über die Ergebnisse der v. KNEBELSchen Islandexpedition im Jahre 1907. S.-A. aus: „Gaea“ 45. Jahrg. 1909, Heft 1 u. 2. Stuttgart 1909.
- STUTZER, O.: Die kontaktmetamorphe Kupfererzlagerstätten von White Horse in Yukon (Canada). Zeitschr. f. prakt. Geologie XVII. Jahrg., H. 3, 1909. Berlin 1909.
- Über die Pegmatite und Erzinjektionen nebst einigen Bemerkungen über die Kieslagerstätten Sulitelma-Röros. Zeitschr. f. prakt. Geologie XVII. Jahrg., H. 3, 1909. Berlin 1909.
- ZIMMERMANN, E.: Über die Rötung des Schiefergebirges und über das Weißliegende in Ostthüringen. S.-A. aus: Monatsber. d. deutsch. geol. Gesellsch., Bd. 61, Jahrg. 1909, Nr. 3. Berlin.
- Neue Funde von Pegmatitanhydrit aus dem jüngeren Steinsalz im Schachte der Adler-Kaliwerke bei Oberröblingen a. See. S.-A. v. v. Nr. 1. Berlin 1909.

# Monatsberichte

der

## Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 6.

1909.

Protokoll der Sitzung vom 9. Juni 1909.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer zur Verlesung des Protokolls der letzten Sitzung das Wort. Das Protokoll der letzten Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Die Gesellschaft hat zwei Mitglieder durch den Tod verloren: Herrn ERICH SPANDEL in Nürnberg und Herrn Privatdozenten Dr. LORENZ in Marburg. Die Anwesenden erheben sich zum Andenken an die Verstorbenen von ihren Sitzen.

Als neue Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr ERNST, Kgl. Bergmeister, Beuthen in Ober-Schlesien, vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, GRAESSNER und MACCO;

Herr HANS SPETHMANN in Lübeck, Moislinger Allee 32a, vorgeschlagen von den Herren DEECKE, RINNE und HAAS;

Herr JULIUS FRANK, Bergwerks- und Hüttenbesitzer, Adolfshütte bei Dillenburg, vorgeschlagen von den Herren LENK, BEYSCHLAG und RAUFF;

Herr ERNST SCHRÖDER, Fabrikbesitzer, Oberlahnstein a. Rhein, vorgeschlagen von den Herren LENK, BEYSCHLAG und RAUFF;

Herr Dr. RICHARD LACHMANN, Bergreferendar, Dürrenberg, vorgeschlagen von den Herren AHLBURG, MICHAEL und STREMMER;

Herr Dr. FISCHER, Stabsarzt a. D., auf Veste Koburg, vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, KLAUTZSCH und ZIMMERMANN;



Herr FRANZ HERZBERG, Diplom-Bergingenieur, Freiberg  
in Sachsen, Wernerstr. 9, vorgeschlagen von den  
Herren STUTZER, BECK und KOLBECK.

Nachdem der Vorsitzende die eingegangenen Druckschriften  
vorgelegt und besprochen hat, erteilt er Herrn M. BLANCKEN-  
HORN das Wort zu seinem Vortrage: Über Pliocän und  
Quartär in Palästina. Eine große Anzahl von Lichtbildern  
illustrierte denselben.

v.

w.

o.

BLANCKENHORN.

RAUFF.

BELOWSKY.

---

## Briefliche Mitteilungen.

### 29. Zur Stratigraphie des Hererolandes.

Von Herrn PAUL RANGE.

Kuibis, Deutsch-Südwestafrika, Januar 1909.

Auf verschiedenen Bereisungen in den Jahren 1906, 1907 und 1908 habe ich einen großen Teil des Hererolandes gesehen und halte es jetzt, nachdem ich die Resultate meiner Beobachtungen im Namaland in einer früheren Arbeit<sup>1)</sup> zusammengefaßt habe, für zweckmäßig, auch die Ergebnisse der Studien in der Mitte und im Norden des Schutzgebietes kurz zur Darstellung zu bringen, zumal in letzter Zeit von anderer Seite<sup>2)</sup> Auffassungen geäußert sind, die meinen zum Teil widersprechen.

Zunächst ein Wort zu dem Begriff südafrikanische Primärformation. SCHENK<sup>3)</sup> war wohl der erste, der diese Bezeichnung verwandt hat. Nach ihm ist sie vielfach akzeptiert<sup>4)</sup>, bisweilen aber auch als ungeeignet zurückgewiesen worden<sup>5)</sup>. Alle diejenigen, welche den Begriff anwenden, betonen ausdrücklich, daß er eine vorläufige Sammelbezeichnung darstelle, und als solche ist er meines Erachtens durchaus verwertbar. Es wird nicht behauptet, daß die Gesteine der Primärformation sämtlich zu einer geologischen Formation gehören, sondern man nimmt im allgemeinen an, daß sie das Archaicum und Palaeozoicum vielleicht bis zum Silur umfaßt.

Die Primärformation Deutsch-Südwestafrikas wird in drei Horizonte gegliedert, welche als Gneisgranitzone, Gneis-

<sup>1)</sup> Diese Zeitschr. **61**, 1909, Monatsber. 2, S. 120.

<sup>2)</sup> HERMANN: Diese Zeitschr. **60**, 1908, Monatsber. Nr. 11. Die weiteren Zitate der Ausführungen HERMANNs beziehen sich alle auf diese Arbeit.

<sup>3)</sup> SCHENK: Die geologische Entwicklung Südafrikas. PETERMANNs Mitt. 1888.

<sup>4)</sup> Siehe u. a. PASSARGE: Die Kalahari. Berlin 1904, S. 39 ff.

<sup>5)</sup> HERMANN: a. a. O.

schieferzone und Schieferzone bezeichnet werden<sup>1)</sup>. Dazu kommen dann große intrusive Granitmassive. Ob die Gneisschieferzone älter als die Schieferzone ist, ist noch nicht entschieden, ebensowenig, ob die Gneisgranitzone älter oder jünger als die vorgenannten ist. Wieweit die Gneisgranite als metamorphe Granite anzusehen sind, ist ungewiß. Gerade in dieser Hinsicht harren in Deutsch-Südwestafrika Fragen von allgemeinstem Interesse der Lösung.

Die Gneisschieferzone des Damaralandes, besonders der näheren Umgebung Windhuks, hat zuletzt HERMANN<sup>2)</sup> gegliedert und mit dem Namen Komassformation belegt. Auch sonst baut sich der bis in die letzten Jahre allein besser bekannte Teil des Hererolandes fast ausschließlich aus Gesteinen der Primärformation auf. Ausführlicher sind diese Gebiete von GÜRICH<sup>3)</sup>, im Gebiet des unteren Kuiseb von STAPFF<sup>4)</sup> und das Kuiseb-Swakopland bis Okahandja von VOIT<sup>5)</sup> behandelt. Es ist nicht Zweck dieser Zeilen, die Verbreitung der obengenannten Zonen im Hereroland zu schildern; generell ist dieselbe schon in den zitierten Arbeiten durchgeführt.

Allen geschichteten Gliedern der Primärformation ist gemeinsam durchweg steile Stellung der Schichten, Generalstreichen S—N, SW—NO, seltener O—W, Fehlen von Fossilien. Der größte Teil der bisher allerdings meist flüchtig untersuchten Erzvorkommen liegt in ihrem Bereich. Abgebaut werden zurzeit die Khanmine und Otjisongati, das Haupterz ist in beiden Fällen in der primären Zone Buntkupfererz. Oberhalb des Grundwasserspiegels findet sich in beiden Gruben hauptsächlich Kupferglanz, diese Zonen sind nach Mitteilung des Bergassessors PASEL 12 bis 15 m mächtig. Otjisongati fördert nur im Kleinbetriebe, während die Khanmine zurzeit noch umfangreiche Aufschlußarbeiten vornimmt.

Auf der Primärformation lagern im Namaland als geschlossene Decke die Tafelbergsschichten. Diese Bezeichnung hat STROMER VON REICHENBACH zuerst verwandt<sup>6)</sup>. Auch

<sup>1)</sup> Vgl. VOIT: Beiträge zur Geologie der Kupfererzgebiete in Deutsch-Südwestafrika. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanstalt 1904, H. III.

<sup>2)</sup> HERMANN: a. a. O.

<sup>3)</sup> GÜRICH: Deutsch-Südwestafrika. Mitt. d. geogr. Gesellschaft in Hamburg 1891/92, H. 2.

<sup>4)</sup> STAPFF: Karte des unteren Khusebtales. PETERMANN'S Mitt. 1887, Bd. 33, S. 202—214.

<sup>5)</sup> VOIT: a. a. O.

<sup>6)</sup> STROMER VON REICHENBACH: Die Geologie der deutschen Schutzgebiete in Afrika. München und Leipzig 1896, S. 116ff.

sie ist natürlich ein Sammelbegriff und umfaßt meine Namaformation und Karrooformation<sup>1)</sup>. Die Schichten derselben liegen vielfach horizontal und geben dann infolge der Erosion zur Bildung von Tafelbergen Veranlassung, ein sehr sinnfälliges Charakteristikum. Im Gegensatz zur petrographischen Mannigfaltigkeit der Primärformation sind die Gesteine, welche sie aufbauen, ziemlich einförmig. Konglomerate, Arkosen, dickbankige bis dünnchieferige Quarzite, vielfach dolomitische Kalke, verschiedenartige Schiefer, rote, grüne und anders gefärbte Sandsteine und Letten bilden die geschichteten Glieder derselben; dazu kommt eine Anzahl meist basischer Eruptivgesteine.

Die Absicht folgender Zeilen ist festzustellen, welche Glieder dieser Tafelbergsschichten in dem bereisten Teil des Hererolandes vorkommen, und wie dieselben mit denen des Namalandes, für die ich in der schon zitierten Arbeit eine Gliederung gegeben habe, zu parallelisieren sind.

Wie schon erwähnt, wird der mittlere Teil des Hererolandes im wesentlichen von Gesteinen der Primärformation aufgebaut; nur spärliche Reste jüngerer Schichten finden sich. Südlich der Bahnlinie Swakopmund—Windhuk haben meines Wissens nur der Spitzkoppje bei Nubitsaus unweit Rehoboth<sup>2)</sup> und der Gansberg in der Ganswüste nördlich der Naukluft solche Kappen<sup>3)</sup>. Erstgenannter trägt eine horizontale Porphyridecke, über deren Alter nichts Näheres zu sagen ist, der letztere eine etwa 50 m mächtige quarzitisches Sandsteinbank, vielleicht Kuibisquarzit.

Bei Karibib liegen dunkle Kalke diskordant über Granit und krystallinen Schiefeln der Primärformation. Diese Kalke gleichen den von mir als Schwarzkalk bezeichneten Kalken des Namalandes so auffällig, daß ich sie für identisch halte. Nach Norden reichen diese Kalke bis Etiro, nach Westen etwa bis Usakos. WATERMEYER<sup>4)</sup> gibt an, daß bei Otjimbingue die Berge Kalkkuppen tragen, vielleicht gleichfalls von Schwarzkalk. Über die Erstreckung dieser Kalkklappen nach NO ist nichts Näheres bekannt. Ganz dieselben Kalke finden wir bei Outjo wieder, hier überlagern sie steil gestellte Glimmerschiefer. Bei Outjo handelt es sich aber nicht mehr um vereinzelte Schollen wie bei Karibib, sondern hier beginnt

<sup>1)</sup> RANGE: a. a. O.

<sup>2)</sup> GÜRICH: a. a. O., S. 207.

<sup>3)</sup> VOIT: a. a. O., S. 407 ff.

<sup>4)</sup> WATERMEYER: Notes on a journey in German South W. Africa. Transact. S. Afr. Phil. Soc. 1900, S. 21 ff.

das große Kalkgebiet des Nordens. An der Otawibahn tritt der Schwarzkalk zuerst bei km 478 zutage und ist dann bis zum Endpunkt der Bahn zu beobachten, häufig allerdings von Deckgebilden überlagert. Auch diese Kalke dürften dem von Karibib und damit dem Schwarzkalk des Namalandes zu parallelisieren sein. Ihr Aussehen ist diesen lokal ganz gleichartig — blauschwarz mit rauher Verwitterungsschale (Elefantenhaut) —, bisweilen ist der Kalk auch grau oder bräunlich, doch kommen ähnliche Abweichungen im Namaland vor. Vielfach ist derselbe als Dolomit bezeichnet; mir sind nur wenige Analysen bekannt, welche die Grubenverwaltung der Otawiminen ausführen ließ, sie ergaben 12—18 Proz.  $Mg CO_3$ , es handelt sich also nur um einen dolomitischen Kalk. Die Bezeichnung Otawidolomit ist also petrographisch nicht einwandfrei. Als Meeresablagerung sollte man in den Kalken Fossilien vermuten, bisher sind aber noch keine einwandfreien Funde gemacht. HERMANN erwähnt ein schlecht erhaltenes Exemplar eines Orthoceratiden<sup>1)</sup>, gibt aber nicht an, wo dasselbe gefunden ist. GÜRICH<sup>2)</sup> hat in ähnlichen Kalken bei Ururob Archäocyathiden beobachtet und stellt sie deshalb zum Cambrium, doch ist nicht festzustellen, ob es Schwarzkalk oder ältere krystalline Horizonte sind, welche der Primärformation konkordant eingelagert sind, in denen diese Fossilien vorkommen.

Wichtig ist das diesen Kalken eingelagerte bedeutende Kupferglanz- und Bleiglanzvorkommen von Tsumeb. Soviel ich bei meinem kurzen Besuch feststellen konnte, handelt es sich um eine Höhlenfüllung. Die Höhle mag durch Erweiterung einer Spalte entstanden sein und sich die Erze dann aus Lösungen niedergeschlagen haben, oder die Wässer haben metasomatisch den Kalk durch Erz ersetzt, oder beide Faktoren haben gleichzeitig gewirkt. Dafür spricht auch das Vorkommen von Hohlräumen im Erzkörper, welche bisweilen Nachbrüche verursachen. Bei magmatischer Ausscheidung sollte der Erzkörper kompakter sein. Das Fehlen von Gangart, Kalkspat und Dolomitspat will mir nicht für magmatische Absonderung beweisend erscheinen. Das Vorkommen von unveränderten Nebengesteinsbruchstücken erklärt sich bei der obengenannten Entstehungsart der Erze aus wässriger Lösung gleichfalls ungezwungen.

---

<sup>1)</sup> HERMANN: a. a. O., S. 266.

<sup>2)</sup> GÜRICH: Cambrium? in Südwestafrika. Zentralbl. f. Mineral. 1902, S. 65 ff.

Jedenfalls sind die Ansichten, welche MAUCHER<sup>1)</sup> über die Entstehung des Erzvorkommens äußert, in manchen Punkten unrichtig. Er sieht in dem „Sandstein“ ein stratigraphisch wichtiges Glied, derselbe ist jedoch lediglich ein kalkiger Sandgrus, der stark mit meist carbonatischen und oxydischen Erzen imprägniert ist, für dessen Genesis bisher noch keine Anhaltspunkte gewonnen werden konnten.

Eine Überschiebung des „Dolomits“ ist nicht zu beobachten. Vielmehr fallen die Schichten desselben nördlich und südlich des generell O—W streichenden linsenförmigen Erzkörpers steil nach Nord. Der Erzkörper selbst hat steiles südliches Einfallen. Der nördlich desselben gelegene Hauptförderschacht steht in weniger steil geneigten Kalken.

Das Gebirge der näheren Umgebung besteht aus gefaltetem Schwarzkalk mit wechselndem Streichen. STUTZER<sup>2)</sup> stellt das Vorkommen zu den Höhlenfüllungen unter Mitwirkung metasomatischer Verdrängung. VOIT<sup>3)</sup> dagegen will vorläufig die MAUCHERSchen Ansichten akzeptieren, bis Untersuchungen an Ort und Stelle Klarheit schaffen. Er macht aber auf die Schwierigkeit des Fehlens von Kontaktmineralien bei Annahme magmatischer Ausscheidung aufmerksam und weist außerdem die Behauptung MAUCHERS, der in der Siliifizierung des „Dolomits“ die Gangart sieht, zurück; tatsächlich ist auch der „Dolomit“ überall, wo er beobachtet wurde, mehr oder weniger stark verkieselt. Die Bezeichnung des Kalks als Dolomit wurde bereits weiter oben kritisiert. Mir scheint die Auffassung der Lagerstätte als Höhlenfüllung unter Mitwirkung von Metasomatose am einleuchtendsten. Von einer Zunahme pyritischer Erze, wie MAUCHER vermutet, nach der Teufe und damit einer wirtschaftlichen Verschlechterung der Grube ist bisher nichts zu bemerken gewesen; es erscheint auch sehr gewagt, solche weitgehenden Schlüsse nur aus der Durchsicht sei es einer auch großen Anzahl von Handstücken zu ziehen, das soll man doch lieber den im Lande arbeitenden Fachleuten überlassen; dazu gehören eben Befahren der Grube, Feststellung der Lage des Grundwasserspiegels und sonstige geologische Beobachtungen in der näheren Umgebung der Lagerstätte. — Die übrigen bisher weniger bedeutenden Kupfererzvorkommen des Otawagebietes

---

<sup>1)</sup> MAUCHER: Z. f. pr. G. 1908, Nr. 1, S. 24 ff.

<sup>2)</sup> STUTZER: Z. f. pr. G. 1908, Nr. 2, S. 71.

<sup>3)</sup> VOIT: Ebenda 1908, Nr. 4, S. 169 und: Nutzbare Lagerstätten Südafrikas. Ebenda 1908, Nr. 5, S. 194, 195.

habe ich nicht besucht und kann daher über ihre Entstehungsart nichts aussagen.

Den Schwarzkalk habe ich ferner noch an der Westseite des kleinen Waterberges beobachtet; hier ist folgendes für die Stratigraphie der Tafelbergsschichten des Hererolandes wichtige Profil aufgeschlossen.

+ 100 m grauer nach oben roter Waterbergsandstein	} horizontal gelagert
ca. 100 m Arkose lokal Konglomerat mit Geröllen von grauem Kalk	
+ 100 m grauer Kalk (= Schwarzkalk)	
pegmatitischer Granit	

Es zeigt sich demnach deutlich, daß der Schwarzkalk den grauen und roten Waterbergsandstein unterlagert, also älter als beide ist. Bei Osonjache zwischen Waterberg und Otjivarongo und bei Omatienne zwischen Otjivarongo und den Paresisbergen wurde krystalliner Kalk diskordant über Granit beobachtet; derselbe geht bei Omatienne nach oben in unveränderten Schwarzkalk über. Teilweise ist der Schwarzkalk also metamorph durch Granit verändert, der demnach jünger als der Schwarzkalk sein muß.

HERMANN läßt den Schwarzkalk diskordant seine Naukluftkalke überlagern; da ich diese nicht gesehen habe, kann ich mich dazu nicht äußern. Die Ausdehnung des nördlichen Schwarzkalkgebietes ist etwa folgende: Die Südgrenze liegt in der Höhe Outjo — km 468 der Otawibahn. Im Norden verschwindet er etwa bei Choasib unter den jungen Ablagerungen der Etoschapfanne, im NO findet er sich noch nördlich Grootfontein und taucht dann unter die Sandmassen der Omaheke. Die SO- und NW-Grenze ist noch nicht festgelegt; er scheint weit ins Kaokofeld hineinzureichen. Die Mächtigkeit des Schwarzkalkes konnte noch nicht ermittelt werden; lokal beträgt sie jedenfalls mehrere hundert Meter. Aus dem Schwarzkalk ist sicherlich ein großer Teil des jungen Kalaharikalkes hervorgegangen; derselbe überdeckt ihn vielfach, reicht aber oberflächlich wesentlich weiter als der Schwarzkalk im Untergrund.

Wie in dem Profil vom kleinen Waterberg erwähnt wurde, folgt auf den Schwarzkalk ein mehr als 100 m mächtiges System zunächst von Arkose, dann von grauen Sandsteinen, welche nach oben in rote übergehen. Diese mächtigen Sandsteine bilden die Waterbergplateaus. Der große Waterberg

mißt in der Längserstreckung von SW—NO etwa 80 km bei einer durchschnittlichen Breite von 15—20 km. Er ist die weitaus größte Tafel dieses Gesteins, alle übrigen sind weniger ausgedehnt. Im allgemeinen sind am Waterbergsteilhang nur die roten Sandsteine aufgeschlossen. Das Liegende ist unter einer mächtigen Schutthalde verborgen. Westlich des großen Waterberges beobachtete ich im Brunnen von Omuveroume Granit, ohne aber die Schichten zwischen diesem und dem roten Waterbergsandstein feststellen zu können. HAHN<sup>1)</sup> hat also mit seiner bei PASSARGE zitierten Äußerung vollständig Recht. Nach HERMANN baut der Waterbergsandstein, wie er ihn vorläufig ganz zweckmäßig nennt, auch die Omatakoberge, das Etjogebirge und die Omborokoberge auf; hier ist besonders auch der graue Waterbergsandstein ausgebildet. Im Otawibergland soll der rote Waterbergsandstein auf dem Schwarzkalk liegen. Bei Otawi stimmt das nicht; denn ich habe dort auch den grauen Sandstein beobachtet, der den Kalk konkordant überlagert und seinerseits wieder in den roten Sandstein allmählich übergeht. Im Paresisgebirge habe ich, obwohl ich den höchsten Gipfel desselben erklettert habe, keine Waterbergsandsteindecken beobachtet, wohl aber einzelne anscheinend kontaktmetamorph veränderte Waterbergsandsteinstücke, so daß ich die hier auftretenden Porphyre für jünger als den Waterbergsandstein ansehe. Auf dem Erongo war ich nicht. GÜRICH<sup>2)</sup> gibt vom Bockberg an der Südostseite desselben Arkose an. Von Karibib und der Otawibahn, welche an der Ostseite dieses gewaltigen Bergklotzes vorbeifährt, sieht man deutlich horizontal gelagerte Schichten über Granit; welcher Art dieselben sind, war mir vorläufig nicht möglich festzustellen; jedenfalls ist nicht sicher, daß es Waterbergsandstein ist.

Damit sind die Gesteine der Tafelbergschichten, soweit ich sie im Hererolande beobachten konnte, erschöpft. Einige Worte möchte ich noch weiteren Beobachtungen HERMANN'S und GÜRICH'S hinzufügen, obwohl ich die betreffenden Gegenden nicht selbst bereist, aber wenigstens Handstücke der beschriebenen Gesteine gesehen habe. Das von HERMANN erwähnte Konglomerat von Nosib (südöstl. Tsumeb) unterlagert den Schwarzkalk; sehr mächtige grobe Konglomerate unterlagern den gleichen Horizont im Namaland bei Witt-

---

<sup>1)</sup> HAHN: Reise im Land der Herero und Bergdamara. PETERM. Mitt. 1873, S. 100.

<sup>2)</sup> GÜRICH: Deutsch-Südwestafrika, S. 207.

pütz und an der nördlichen Sinclairmine, hier teilweise auch direkt den Fischflußsandstein. Möglicherweise gehören alle diese Konglomerate mit denen, welche den Kuibisquarzit unterlagern, einer Periode an und stellen die Schichten dar, welche die erste große Transgression, die den Primärformationssockel Südwestafrikas abradierte, hinterließ. Der Befund der eingeschlossenen Gerölle widerspricht dem wenigstens nicht, es wurden nur solche von Gesteinen der Primärformation beobachtet. Braune und rote Sandsteine und Tonschiefer sind östlich der Linie Okaseva—Kehoro, besonders gut aber bei Witvley und Gobabis aufgeschlossen. HERMANN<sup>1)</sup> hat dieselben näher beschrieben, sie entsprechen den Chanseschichten PASSARGES<sup>2)</sup>, dieser fügt sie dem System der Primärformation ein. HERMANN hält sie für Äquivalente seiner Gibeonformation (z. T. gleich meiner Fischflußformation). Ich möchte mich nach den Handstücken, welche ich gesehen habe, dieser Auffassung anschließen. Daß das Schichtensystem bei Gobabis gefaltet ist, spricht jedenfalls nicht dagegen; denn gefaltete Fischflußsandsteine finden sich vielfach, wie ich früher ausgeführt habe. Der exakten Parallelisierung ist leider auch hier das Fehlen von Fossilien hinderlich, und die Feldgeologie hat dem Mangel durch systematische Aufnahmen in diesem Teil des Landes noch nicht abhelfen können.

Schließlich wäre noch die Kaokoformation GÜRICHs<sup>3)</sup> zu erwähnen. Er hat am Brandberg westlich Sorris-Sorris (21° 15' südl. Br., 14° 40' östl. L.) dichte Tonsteine, meist dunkel gefärbt, aber auch bunt geflammt, beobachtet und konstatiert, daß diese Schichten sich weit nach dem Meere zu erstrecken. Auch die Berge von Tsawisis nordwestl. vom Brandberg sind Tafelberge, von dort wurden Proben von Melaphyrmandelstein mitgebracht. Ich selbst sah vom Gipfel der Paresisberge im NW gleichfalls eine ganze Reihe von Tafelbergen. PASSARGE<sup>4)</sup> beschreibt die Schichten des Kaokofeldes im Anschluß an HARTMANNs Beobachtungen und will sie den Otawischichten parallelisieren; das ist aber noch durch keine exakten Beobachtungen erwiesen. Die von GÜRICH Kaokoformation genannten Schichten trennt er vorläufig davon ab; des ersteren Parallelisierung dieser rudimentären Reste mit den Karrooschichten ist wohl keinesfalls richtig. Vor-

---

<sup>1)</sup> HERMANN: a. a. O., S. 268 ff.

<sup>2)</sup> PASSARGE: a. a. O., S. 108.

<sup>3)</sup> GÜRICH: a. a. O. (Deutsch-Südwestafrika), S. 207.

<sup>4)</sup> PASSARGE: a. a. O., S. 55.

läufig müssen wir uns eben bescheiden und die Frage nach dem Alter der Tafelbergsschichten des Kaokofeldes offen lassen.

Karrooschichten habe ich in dem bereisten Teil des Hererolandes nirgends gesehen. HERMANN vermutet, daß jüngere Horizonte als der Waterbergsandstein vielleicht auf dem Omatako erhalten geblieben sind. Zu erwarten wären sie eventuell im Caprivizipfel, wo auch von Zeit zu Zeit Gerüchte vom Auftreten von Kohle gemeldet werden. Aus diesen kurzen Bemerkungen geht hervor, daß bezüglich der Tafelbergformationen im Norden des Schutzgebietes noch eine ganze Reihe von Fragen zu lösen ist, und daß für künftige Studien noch überreiche Gelegenheit bleibt. —

Die Tafelbergformationen des Hererolandes tauchen nach Osten und Norden unter die jugendlichen Sand- und Kalkflächen der Kalahari; denn sowohl das Sandfeld wie die Etoschapfanne rechnet PASSARGE<sup>1)</sup> zu derselben. Daß die Schwarzkalke vielfach für die Genesis der jungen Kalaharikalke in Frage kommen, wurde schon erwähnt, ebenso dürften die Waterbergsandsteine und die Sandsteine von Gobabis die Entstehung der mächtigen Sandbedeckung des westlichen Teiles der Kalahari verursacht haben, wie weiter im Süden am Auob die jüngeren Glieder der Karrooformation. Damit erklären sich ungezwungen diese Gebilde der Kalahari, deren Deutung beispielsweise nach ROHRBACH<sup>2)</sup> so schwierig erscheint.

#### Zusammenfassung.

Im Süden des Hererolandes treten vorzugsweise Gesteine der Primärformation auf, und zwar im Westen meist Granite und Gneisgranite, im Osten mehr Glieder der Gneisschieferzone. Nach Norden schließt sich ein ausgedehntes Kalkgebiet an, das von jüngeren Sandsteinen überlagert wird, welche besonders am Waterberg zur Ausbildung gelangt sind. Dem Kalk ist die Kupfererzlagerstätte von Tsumeb eingelagert. Bei Gobabis finden sich Sandsteine vielleicht gleichaltrig mit dem Waterbergsandstein. Der Porphyrstock der Paresisberge ist jünger als der Waterbergsandstein. Das Alter der Tafelbergsschichten des Kaokofeldes ist noch ungeklärt. Die Kalk- und Sandsteine des Nordens tauchen ebenso wie die Gesteine

---

<sup>1)</sup> PASSARGE: a. a. O., S. 35.

<sup>2)</sup> ROHRBACH: Deutsche Kolonialwirtschaft. I. Bd.: Südwestafrika. Berlin 1907, S. 188, 189.

der Primärformation des mittleren Teiles des Hererolandes nach Osten und Norden unter die Deckgebilde der Kalahari.

Die HERMANN'schen Bezeichnungen decken sich mit den von mir für das Namaland gewählten wie folgt:

Hereroland	Namaland
Waterbergformation = Gobabisschichten	Fischflußsandstein (?)
Otawidolomit	Schwarzkalk
Komasformation	Gneisschieferzone oder Primärformation

### 30. Eine Drumlinlandschaft und Rinnenseen südöstlich von Posen.

Von Herrn EMIL WERTH.

Mit 2 Textfiguren.

Wilmersdorf, den 9. Mai 1909.

Schon lange war mir auf der topographischen Karte die außerordentliche Parallelität der Geländerücken in der Gegend südöstlich von Posen, an der Bahnlinie nach Schroda, aufgefallen. Kürzlich nun hatte ich Gelegenheit, dieses Gebiet zu besuchen und kreuz und quer zu durchwandern, und ich möchte im folgenden die wichtigsten Resultate meiner Untersuchungen bekanntgeben.

Die Parallelrückenlandschaft gleicht in bezug auf das Ausmaß der Einzelformen am meisten den von KEILHACK<sup>1)</sup> in seiner Fig. 4 dargestellten Typen. Es überwiegen die langgestreckten, auffallend parallel gerichteten Formen; daneben kommen aber auch kürzere und kurze, gedrungene Hügel vor. Die Breite dürfte durchschnittlich etwas beträchtlicher sein als die der pommerschen Formen der Fig. 4 KEILHACKS, wodurch sie auch im Querschnitt noch sanfter gewölbt erscheinen. Ebenso

<sup>1)</sup> Die Drumlinlandschaft in Norddeutschland. Jahrbuch Kgl. Preuß. geol. Landesanst. f. 1896, Bd XVII, S. 163—188.

ist die Höhe meist sehr gering. Die folgende Übersicht gibt für eine Anzahl der Hügel in Metern die Zahlen für die größte Länge, die größte Breite und die größte Höhe sowie das Verhältnis der Breite zur Länge. Geordnet sind die Beispiele nach letzterem Verhältnis, von den relativ kürzesten zu den längsten fortschreitend.

	Größte Länge (in m)	Größte Breite (in m)	Verhältnis der Breite zur Länge (abgerundet)	Größte Höhe (in m)
1.	1200	1000	1 : 1 <sup>1</sup> / <sub>5</sub>	16
2.	1300	900	1 : 1 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	6 <sup>1</sup> / <sub>4</sub>
3.	800	500	1 : 1 <sup>3</sup> / <sub>5</sub>	7 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>
4.	650	400	1 : 1 <sup>2</sup> / <sub>3</sub>	2 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>
5.	1600	900	1 : 1 <sup>3</sup> / <sub>4</sub>	10
6.	1825	800	1 : 2 <sup>1</sup> / <sub>4</sub>	11 <sup>1</sup> / <sub>4</sub>
7.	2100	900	1 : 2 <sup>1</sup> / <sub>3</sub>	6 <sup>1</sup> / <sub>4</sub>
8.	1550	650	1 : 2 <sup>1</sup> / <sub>3</sub>	5
9.	1950	800	1 : 2 <sup>2</sup> / <sub>5</sub>	6 <sup>1</sup> / <sub>4</sub>
10.	2400	900	1 : 2 <sup>2</sup> / <sub>3</sub>	2 <sup>3</sup> / <sub>4</sub>
11.	2575	900	1 : 2 <sup>4</sup> / <sub>5</sub>	10
12.	1050	350	1 : 3	6
13.	2800	950	1 : 3	6
14.	2400	750	1 : 3 <sup>1</sup> / <sub>5</sub>	6 <sup>1</sup> / <sub>4</sub>
15.	2350	600	1 : 4	3
16.	4200	800	1 : 5 <sup>1</sup> / <sub>4</sub>	6 <sup>1</sup> / <sub>4</sub>
17.	4000	700	1 : 5 <sup>2</sup> / <sub>3</sub>	3 <sup>3</sup> / <sub>4</sub>
18.	4200	700	1 : 6	3 <sup>1</sup> / <sub>4</sub>

Wie aus den Zahlen und den Beispielen des Karten-ausschnittes zu ersehen, sind die Drumlins außerordentlich sanft gewölbt. Im Längsprofil haben sie eine uhrglasförmige Gestalt, die Rückenmitte erscheint horizontal; an den Endböschungen maß ich Winkel von 1 bis 2°. Gelegentlich kommen steilere Endböschungen vor, die aber wenigstens zum Teil sicher auf nachträgliche Bacherosion zurückzuführen sind. Auch im Querprofil zeigen die Hügel meist nur kleine, selten bis 5° betragende Böschungswinkel.

Die absolute und relative Länge dieser Posener Drumlins ist sehr beträchtlich. Sie werden aber von den hinterpommerschen Formen des dritten KEILHACKSchen Typus darin noch übertroffen. Am Bodensee dagegen<sup>1)</sup> wird beispielsweise das Verhältnis 1 : 5 zwischen beiden Achsen von den schmalsten Hügeln nicht erreicht, und die absolute Länge der

<sup>1)</sup> Vergl. R. SIEGER: Zur Entstehungsgeschichte des Bodensees. RICHTHOFEN-Festschrift, S. 55—75. Berlin 1893.

Drums beträgt nur selten mehr als einen Kilometer. Hier in Posen gehören Hügel von weniger als 1000 m Länge zu den Ausnahmen, und Achsenverhältnisse von 1:3 bis 1:6 sind häufig. Auffallend ist die geringe Höhe unserer Hügel. Solche von mehr als 10 m größter Höhe gehören schon zu der Minderzahl und sind Hügel von unsymmetrischer Form, derart, daß sie mit einer Seite an eine besonders tiefe Bodensenke grenzen, während auf der anderen Seite die sie von dem nächsten Hügel trennende Eintiefung viel flacher ist.

Solche direkt von der Rinne des Schrodaer Fließes oder von einem der Becken der Bniner Seenkette aus aufragende Höhen treten auch im Landschaftsbilde deutlich als Hügel hervor. Sonst steht die geringe Erhebung zu der enormen Ausdehnung der Formen in einem solchen Mißverhältnis, daß man, innerhalb des Drumlingebietes wandernd, meist nur den Eindruck einer leicht gewellten Hochfläche hat, über deren Rand (an den genannten tieferen Einsenkungen) Kirchtürme und Häusergiebel hervorschauen. Erst die genaue Beachtung der Terrainformen läßt die charakteristischen Eigentümlichkeiten der Drumlinlandschaft erkennen. Dazu gehört vor allem die hervorragende Parallelität der Einzelrücken, die hier in Posen, wie am besten aus dem Kartenbilde zu ersehen ist, in fast mathematischer Strenge hervortritt.

Auch am Bodensee gibt es Drumlins von wenigen Metern Höhe, doch gehören sie zu den Ausnahmen. In Hinterpommern sind sie häufiger; hier besitzen die meisten Hügel nach KEILHACK (a. a. O.) Höhen zwischen 5 und 15 Metern. Doch sind auch dort Hügel von weniger als 5 m relativer Höhe, die in unserem Gebiete noch recht häufig sind, selten.

Nach den bei meinen Drumlinstudien in verschiedenen Gebieten der Voralpen, Norddeutschlands, Dänemarks und Schwedens gewonnenen Erfahrungen sind im allgemeinen die längsten Drums die niedrigsten und die durch schärfste Parallelität ihrer Achsen ausgezeichneten. Da die langen Hügel zumeist mehrere Kuppen tragen, so könnte man sich denken, daß bei länger währender Einwirkung des Inlandeseis auf eine solche Drumlinlandschaft die Senken zwischen den Hügeln vertieft und die Kuppen isoliert würden. Es würden dann kürzere, höhere und weniger scharf parallel gestellte Hügel resultieren. Natürlich würde eine solche Anschauung die Entstehung der Drumlins durch Erosion und nicht durch Aufschüttung als Voraussetzung fordern.

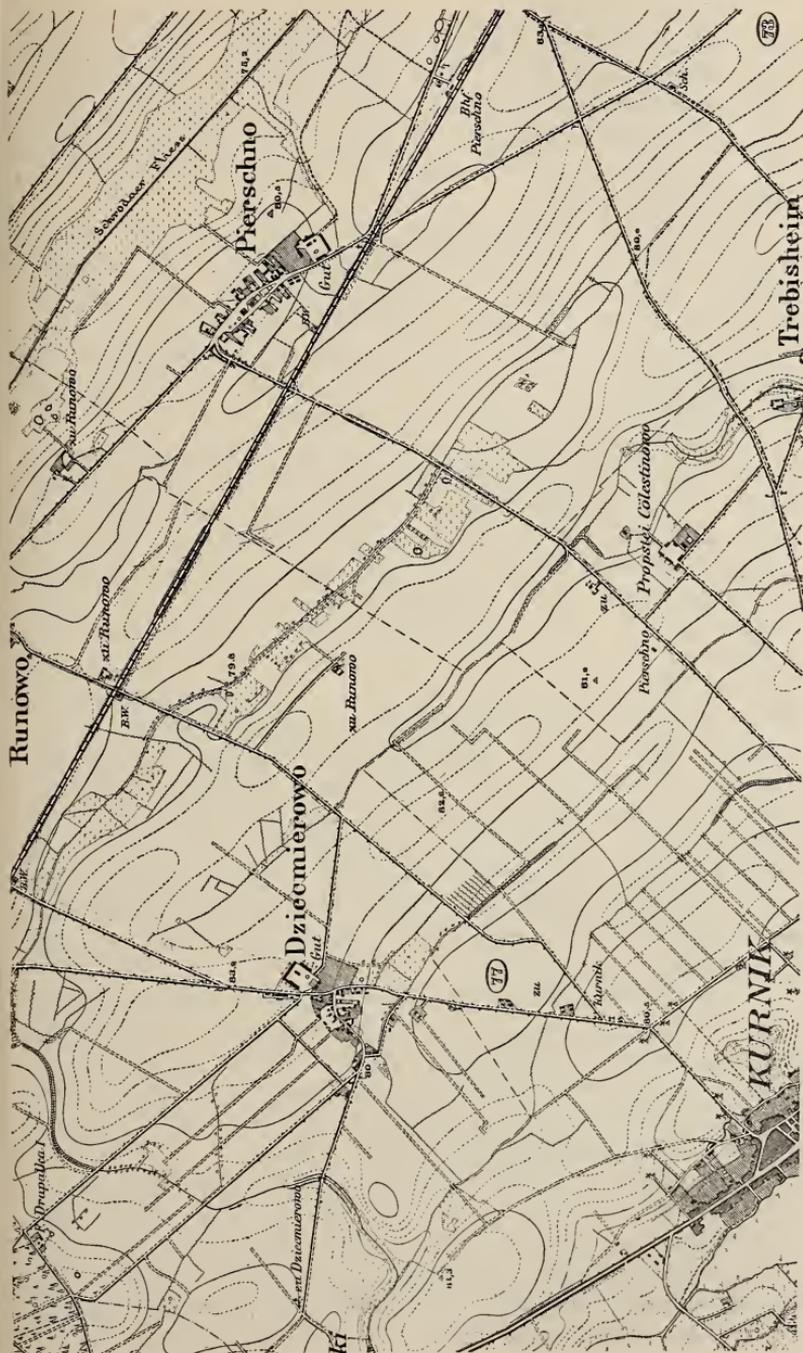


Fig. 1.  
Drumlins bei Kurnik, südöstlich von Posen. 1 : 37500.  
(Verkleinerter Ausschnitt aus dem Meßtischblatt Kurnik.)

Was die Richtung der Posener Drumlins betrifft, so sind die Längsachsen der Hügel im allgemeinen von Nordwest nach Südost orientiert. Doch macht sich im südwestlichen Teile des Gebietes mehrfach eine leichte Abweichung gegen Süd und bei den nordöstlichsten Hügeln eine deutliche gegen Ost bemerkbar, so daß also eine leichte Fächerung der Hügelachsen vorliegt.

Das ganze Drumlingebiet südöstlich von Posen umfaßt ungefähr ein Areal von 325 Quadratkilometern. Es ist jedoch schwer zu umgrenzen, da einzelne Rücken weit von der Hauptmenge entfernt liegen. Die dichteste Scharung erfahren die Drums zwischen der Bniner Seenkette im Südwesten und der Landstraße Tulce—Schroda im Nordosten. Die Gesamtzahl der Hügelwellen mag etwa 160 betragen.

Tiefe Aufschlüsse fehlen in unserem Drumlingebiete fast ganz, doch dürften bei der geringen Höhe der meisten Hügel auch die flacheren Gruben, Wegabstiche und dergleichen einen ziemlich guten Einblick in die Zusammensetzung der Oberflächenformen der Gegend gewähren. Hiernach bestehen die Hügelwellen ganz vorwiegend aus vielfach sehr steinreichen Geröll- oder Geschiebesanden. Auch in dem von mir nicht besuchten südöstlichen Teile des Gebietes verzeichnet das Meßtischblatt sehr viele Kies- und Sandgruben. Auch eine Decke von Geschiebemergel scheint also zu fehlen. Dagegen war in den tieferen Lagen in der Gegend von Kurnik, sowohl östlich wie westlich der erwähnten Seenrinne, unter den Sanden Geschiebemergel aufgeschlossen. Im gleichen Niveau werden bei Bnin auf der Westseite der Rinne in der dortigen Ziegelei Bändertone abgebaut. Nahe dem Nordende des Bniner Sees treten feine Sande bis an das östliche Ufer heran. Schichtenstörungen oder Auffaltungen wurden nicht beobachtet.

Was das Drumlingebiet noch besonders interessant macht, ist der Umstand, daß sich durch dasselbe die genannte prächtige Bniner Seenkette zieht. Sie ist eine typische Bildung dieser Art und besteht, abgesehen von einigen Sumpfbecke im Norden, aus neun, durch mehr oder weniger hohe Landschwellen voneinander getrennten Seen.

Der südlichste und höchstgelegene (68 m ü. M.) ist der Raczynski-See. Sein Südende ist nur  $\frac{3}{4}$  Kilometer von einer Ausbuchtung der Warthe-Niederung entfernt und durch eine bis 17 m über seinen Wasserspiegel aufragende Landschwelle von ihr getrennt. Bei Santomischel geht die von Schrimm nach Schroda führende Landstraße über die bis  $5\frac{1}{2}$  m über

den Wasserspiegel sich erhebende, nur von dem Verbindungsbach durchschnittene Schwelle zwischen dem genannten und dem nächstfolgenden, dem Lekno-See (67,1 m ü. M.). Zwischen dem Lekno- und dem nördlich anschließenden Klein-Jeziory-See befindet sich eine ebenfalls  $5\frac{1}{2}$  m hohe Landbrücke. Annähernd 5 m ragt die drumlinartig geformte Landerhebung auf, welche den Klein-Jeziory-See fast vollkommen von dem Groß-Jeziory-See (66,4 m ü. M.) abschließt. Der Verbindungsbach zwischen den beiden Seen ist ganz auf die westliche Seite gedrängt.

Das Nordende des letztgenannten Sees wird unmittelbar bis auf eine ca. 140 m breite Passage (Groß-Jeziory-See im unteren Teil 350 m, Bniner See 550 m breit) von einer leichten Landerhebung (bis  $1\frac{1}{4}$  m) umschlossen. Dann folgt eine breite Sumpfniederung, die im Westen von höherem Land begleitet wird und bis an das Südufer des wenig breiteren Bniner Sees (65,5 m ü. M.) reicht.

Besonders interessant ist die Schwelle, welche den langgestreckten Bniner See nach Norden abschließt und ihn von dem Kurniker See (65,3 m ü. M.) trennt. Sie besteht aus zwei am Nordende miteinander verschmolzenen Drumlinhügeln, welche bis 5 m aufragen, und von denen das größere die Stadt Bnin trägt. Der jetzige Seeabfluß führt auf der Westseite dieses in seinem südlichen in den See vorspringenden Teile steil abfallenden Hügels entlang.

Zwischen dem Kurniker und dem nordwestlich davon gelegenen Skrzyńki See (65,2 m ü. M.) schiebt sich eine flache, etwas über 1 m über den Wasserspiegel aufragende, inselförmige Landerhebung ein, während der letztgenannte See auf seiner Nordseite durch eine an der höchsten Stelle 5 m über den Wasserspiegel reichende Schwelle von dem kleinen Wasserbecken bei der Ortschaft Skrzyńki (65,1 m ü. M.) getrennt wird.

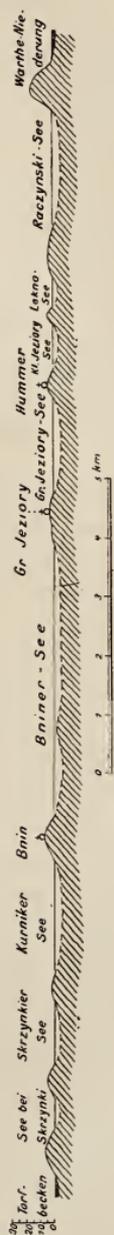


Fig. 2.  
Längsschnitt der Bniner Seenkette.

Nach Norden folgt nun wiederum eine Schwelle (bis annähernd 4 m über dem Wasserspiegel), dann ein unregelmäßig gestaltetes Torfbecken, dann, indem die Rinne nach Westen umbiegt, eine weitere Schwelle von  $7\frac{1}{2}$  bis 10 m Höhe und schließlich der Waldauer See (64,6 m ü. M.), das letzte Wasserbecken der Seenkette. An dieses schließen sich in nordwestlicher Richtung noch weitere, durch Schwellen voneinander getrennte Torf- und Sumpfbecken an.

Die beschriebene Seenkette ist ausgezeichnet durch die annähernd gleiche Breite der einzelnen Glieder fast in ihrem ganzen Verlaufe, wodurch sie ganz besonders als eine einheitliche Rinne erscheint. Die durchschnittliche Breite der Seen schwankt zwischen 350 und 500 m. Die Mehrzahl der Wasserbecken sind Rinnenseen, d. h. sie sind erheblich länger als breit. Der schönste von ihnen ist der Bniner, von typisch „schlauchförmiger“ Gestalt, etwa zehnmal so lang als breit.

Daß die Seenrinne nicht durch fluviatile Erosion entstanden sein kann, braucht kaum besonders hervorgehoben zu werden. Mit ihrem ungleichsinnigen Sohlengefälle stellt sie die charakteristische Form subglazial gebildeter Täler oder Rinnen dar.

Es verdient in diesem Zusammenhange besonders hervorgehoben zu werden, daß die Drumlins an den Ufern der Seen in ihrer Achsenrichtung durchaus übereinstimmen mit der Längsrichtung der Seenkette. Dazu kommt die eigenartige Ausbildung der Schwelle von Bnin in Form von Drumlinhügeln. So daß man sich des Eindrucks nicht erwehren kann, daß Drumlinlandschaft und Seenkette eine einheitliche, gleichzeitig entstandene Bildung sind. Die Seen stellen besonders tiefe und breite Senken in der Drumlinlandschaft dar.

Da die Seenkette nur durch Erosionsvorgänge entstanden sein kann, so wird es mithin auch für die Drumlinlandschaft mehr als wahrscheinlich, daß sie im wesentlichen durch subglaziale Erosion als Skulpturform herausgebildet worden ist.

Noch in anderer Beziehung ist die gleichartige Richtung von Drumlins und Rinnenseen von Bedeutung. Sind wir längst gewöhnt, aus der Orientierung der Drumlinachsen die Bewegungsrichtung des ehemaligen Inlandeises und die senkrecht dazu verlaufende Eisrandlage abzuleiten, so dürfen wir in gleicher Weise dazu auch die (radialen) Rinnenseen und Seenketten benutzen, welche eine viel allgemeinere Verbreitung besitzen und auf jeder besseren topographischen Karte ohne

weiteres zu erkennen sind. Sie können daher vor allem auch wichtige Fingerzeige für die ungefähre Richtung noch festzustellender ehemaliger Eisrandlagen bezüglich Endmoränenzüge abgeben.

Nächst der Bniner Seenkette stellt die Furche des Schrodaer Fließes eine markante Senke in der Drumlinlandschaft dar. Auch sie ist keine einheitliche Rinne, sondern ist gleichfalls durch wenn auch sehr niedrige Schwellen (wie nördlich von Pierschno, bei Kromolice und an anderen Stellen) gegliedert. Als ich nicht lange nach der Schneeschmelze des letzten Winters die Gegend besuchte, stellte daher die überschwemmte Wiesenniederung eine Reihe langgestreckter Wasserflächen dar.

Die Längsachse der Senke des Schrodaer Fließes ist etwas stärker gegen Ost gerichtet als die Seenkette. Genau dem entsprechen die Drumlins in dieser Gegend, wie oben schon angedeutet wurde.

Der durchschnittlichen nordwest—südöstlichen Richtung der Drumlinachsen müßte eine ungefähr Südwest—Nordost verlaufende Eisrandlage entsprechen. Eine solche ist in der Tat durch Endmoränenbildungen zu belegen. An den von BERENDT und KEILHACK<sup>1)</sup> nachgewiesenen Endmoränenzug, welcher von Lissa bis östlich von Dolzig verläuft, schließen sich in nordöstlicher Richtung unmittelbar einige bis 42 m über die Obra-Niederung aufragende bewaldete Hügelkuppen an. Eine Reihe unregelmäßig gestalteter kleinerer, durch eine Anzahl Kiesgruben aufgeschlossener Erhebungen bildet die Verbindung zwischen ihnen und einem bei Bielejewo beginnenden und fast ununterbrochen sich in nordöstlicher Richtung bis nahe Michalowo (nordwestlich von Zerkow) erstreckenden, aus Geröll- und Geschiebesanden bestehenden, ausgesprochen wallförmigen Hügelzuge. Über Michalowo zieht sodann eine Reihe von einzelnen Hügeln zu der massigen, wahrscheinlich einen Kern aufgestauchter älterer Schichten enthaltenden Lissa gora, mit welcher der Endmoränenzug an der Prosna-Warthe-Niederung abbricht.

---

<sup>1)</sup> Jahrbuch der Kgl. geolog. Landesanstalt 1894, Bd XV, S. 235 bis 251.

### 31. Über eine präneocome Schichtenverschiebung im nördlichen Harzvorlande.

Von Herrn H. STREMMER.

Berlin, den 17. Juni 1909.

In seiner jüngst erschienenen Arbeit über „das Alter der deutschen Mittelgebirge“<sup>1)</sup> stellt STILLE fest, daß jungjurassische (präcretacische) Störungen im holländisch-westfälischen Grenzgebiete, am Eggegebirge und im Hannoverschen nachgewiesen sind. Bei Gelegenheit einiger Exkursionen, die ich im Laufe der letzten Jahre in das nördliche Harzvorland der Gegend von Quedlinburg führte, glaube ich einige Tatsachen gefunden zu haben, die gleichalterige Störungen auch in dieser Gegend wahrscheinlich machen, jedenfalls aber eine präneocome Störung beweisen.

Zwei der besten Aufschlüsse, die mir innerhalb des Quedlinburger sog. Aufbruchssattels bekannt geworden, sind die der TREBERTSchen Tongrube vom Vorderkley bei Quedlinburg und des Hohlweges zwischen Königstein und Jeschkenberg (auf dem alten Meßtischblatte: Friedrichskopf) bei Westerhausen. Jener liegt im östlichen, dieser im westlichen Abschnitte des Aufbruchssattels, der durch den bei Westerhausen eintretenden Zapfenbach in zwei Teile zerschnitten wird.

In der TREBERTSchen Tongrube werden die Amaltheentone abgebaut, die die schönen perlmutterglänzenden Quedlinburger Amaltheen der Sammlungen liefern. Die dunklen, an sich wenig eisenreichen Tone sind von roten, braunen und grauen Sphärosideritknollen durchzogen. In den oberen Dezimetern sind die Tone auffallend hellgrau gefärbt (durch frühere Verwitterung?) und ganz zu oberst, auf ihrer Oberfläche, intensiv rot und limonitisch gelb gefleckt. Sie werden von den weißen Neocomsandsteinen überlagert, in denen sich reichlich Pflanzenreste und auch einige Exemplare von *Panopaea neocomiensis* D'ORB. fanden. Das Neocom führt hier an der Basis kein Konglomerat, sondern ist anscheinend im östlichen Teile der Sandgrube tonig entwickelt. Diese mit feinen Sanden wechselagernden grauen und dunkleren Tone, in denen ich keine Fossilien fand, sind an dem Hohlwege östlich der Steinberge gegenüber Börnecke im westlichen Teile des Sattels aber auf

<sup>1)</sup> Centralbl. Min. 1909, S. 270—286.

dem gleichen Flügel gut aufgeschlossen. Der Aufschluß reicht nicht in das Liegende der Tone, die hier nicht mehr die Amaltheentone überlagern können, da diese im westlichen Teile des Aufbruchssattels fehlen. Im östlichen Teile reichen die Liastone auch an den anderen Flügel des Sattels heran. Bei Vorderkley fällt das Neocom schwach nach Nordosten ein. Die Überlagerungsfläche liegt nach dem Meßtischblatte Quedlinburg bei etwa 145 m Meereshöhe.

Auf dem westlichen Abschnitte des Sattels steht nicht weit von der Mitte des ganzen Gebildes das Neocom ziemlich steil. Am Königstein bildet es eine Teufelsmauer und zeigt in dem Hohlwege westlich des Königsteins starke Zerrüttung. An seiner Basis führt es das eischüssige Transgressionskonglomerat, das hier die bunten Mergel des mittleren Keupers überlagert. Einzelne Keuperschollen scheinen in den Konglomeratschichten zu liegen. Die Transgressionsfläche hat nach dem Meßtischblatte Halberstadt etwa 143 m Meereshöhe. Ähnliche Aufschlüsse sind auch am nächsten Hohlwege und, nach BEYRICH<sup>1)</sup>, unmittelbar bei Börnecke zu finden. Der Gipskeuper reicht bis nahe an den gegenüberliegenden Sattelflügel heran, soll dann aber nach den älteren Karten durch Rhät und unteren Lias abgelöst werden.

Die Flächen der Überlagerung von Neocom über Lias und Keuper liegen also in der gleichen Meereshöhe, die für die Basis des Neocoms im Aufbruchssattel durchaus konstant bleibt. Daraus folgt, daß das Neocommeer über eine wenigstens an dieser Stelle ebene Fläche transgredierte, an deren oberflächiger Zusammensetzung u. a. die Schichten des mittleren Keupers und des mittleren Lias teilnahmen.

Die Entfernung Vorderkley—Jeschkenberg beträgt etwa 6 km. Aber der mittlere Keuper tritt auch schon in größerer Nähe zum Lias zutage; graugrüne Mergel, die im östlichen Abschnitte des Sattels, also rechts vom Zapfenbache, auf den Feldern zu erschürfen sind, dürften ihm wohl angehören. Östlich von diesem Mergel liegen von Liasschichten zunächst nicht die Amaltheentone, sondern dünnplattige, z. T. sehr fossilreiche, sandige Kalke, die in z. T. recht großen Platten auf den Feldern verstreut sind. An Fossilien führen die Platten am häufigsten *Ostrea sublamellosa* DKR., daneben unbestimmbare Pflanzenreste. Die Platten gleichen vollkommen den in der Sammlung BRANDES des Berliner Geologischen Institutes befindlichen aus dem unteren Lias von Halberstadt.

---

<sup>1)</sup> Diese Zeitschr. 1849, S. 320.

In welcher Weise nun Lias und Keuper gegeneinander verschoben sind, ob Verwerfungen die Schichten nebeneinander gelegt haben, oder ob das Neocom über die Köpfe der aufgerichteten Schichten transgredierte, oder ob die Lagerung komplizierter ist, kann ich nicht entscheiden. Aus dem Einfallen der Schichten Schlüsse zu ziehen, erlaube ich mir nach meinen Exkursionsbesichtigungen um so weniger, als die späteren Störungen, die auch die Kreideschichten mitbetroffen haben, notwendigerweise ja Änderungen in der Lagerung des Liegenden hervorrufen mußten.

Ähnliche Schichtenverschiebungen unter dem Neocomsandstein hat STILLE aus seinem Aufnahmegebiete in größerer Zahl beschrieben. Auch im nördlichen Harzvorlande, und zwar im Salzgitterschen Höhenzuge, tritt nach DENCKMANN<sup>1)</sup> ein schneller Wechsel im Liegenden des Hilskonglomerates auf. Während dieser sich aber hier in einem beträchtliche Höhendifferenzen aufweisenden Terrain findet (demnach die Transgression auch ein durch Erosion zerschnittenes Gebiet angetroffen haben könnte), liegen im Quedlinburger sog. Aufbruchssattel die Transgressionsflächen des Neocoms über mittleren Keuper und mittleren Lias in der gleichen Meereshöhe von etwa 145 m. So gut STILLE aus seinen Beobachtungen auf präneocome (auf Grund anderer Fakten als jungjurassisch fixierte) Störungen schließen konnte, wird man auch hier eine präneocome gelten lassen müssen.

---

<sup>1)</sup> Geogn. Verh. von Dörnten. Abh. geol. Spezialk. Preußen VIII, 2, 1887. Vergl. STILLE, Über präcretaceische Schichtenverschiebungen im älteren Mesoz. d. Egge-Geb. Jahrb. 1902, S. 306.

## Neueingänge der Bibliothek.

- AMEGHINO, FLORENTINO: Le Litige des Scories et des Terres Cuites Anthropiques des Formations Néogènes de la République Argentine. Buenos-Ayres 1909.
- BELOWSKY, M.: Über den angeblichen, als Leucituranolith bezeichneten Meteoriten von Schafstädt und Merseburg. S.-A. aus: Centralbl. f. Min., Jahrg. 1909, Nr. 10. Stuttgart 1909.
- BRÜCKNER, ED. und MURET, E.: Les Variations périodiques des Glaciers. Commission internationale des Glaciers. XIII<sup>me</sup> Rapport 1907. Extrait des Annales de Glaciologie, t. III. April 1909. Berlin 1909.
- CALKER, F. J. P. VAN: Mitteilungen aus dem Mineral.-geol. Institut der Reichsuniversität zu Groningen aus den Gebieten der Kristallographie, Mineralogie, Petrographie, Geologie u. Paläontologie, Bd. II, H. 1 mit 8 Tafeln. Leipzig und Groningen 1909.
- GLANGEAND, PH.: Les Volcans d'Auvergne. Leur Caractère, leur Genèse — leur Évolution. Editions de la Revue politique et littéraire (Revue Bleue) et de la Revue Scientifique. Paris.
- GOTHAN, W.: Entwicklung der Pflanzenwelt im Laufe der geologischen Epochen. Aus: Die Natur, eine Sammlung naturwissenschaftlicher Monographien. Osterwieck, Harz.
- HAARMANN, ERICH: Die geologischen Verhältnisse des Piesberg-Sattels bei Osnabrück. S.-A. aus: Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1909, XXX, T. 1, H. 1. Berlin 1909.
- HAMBLOCH, ANTON: Der Traß, seine Entstehung, Gewinnung und Bedeutung im Dienste der Technik. Vortrag, gehalten im Mittelrhein. Bezirksverein des Vereins deutscher Ingenieure in Coblenz am 2. Februar 1909. Berlin 1909.
- KATZER, F.: Zur Frage der Entstehung und Einteilung der brasilischen Campos. S. A. aus: PETERMANN'S Geogr. Mitt. 1902, H. 8. Gotha 1902.
- Zur Karsthydrographie. S. A. w. v. 1908, H. 11. Gotha 1908.
- Über einen Brasil-Monazitsand aus Bahia. S. A. aus: Österr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen, Nr. 18. Wien 1905.
- Auf der Lagerstättensuche im Unteren Amazonasgebiete. S. A. aus w. v. 46. Jahrg. 1908.
- Die Braunkohlenablagerung von Ugljevik bei Bjelina in Nordostbosnien. S. A. aus: Berg- und Hüttenmänn. Jahrbuch der k. k. montanist. Hochschulen zu Leoben u. Příbram, Bd. 55, 1907, H. 3. u. 4. Wien 1907.
- Die Minerale des Erzgebietes von Sinjako und Jezero in Bosnien. S.-A. aus: Jahrb. d. k. k. montanist. Hochschulen 1909. IV.
- Zur Verbreitung des Trias in Bosnien. S.-A. aus: Sitzungsber. d. kgl. böhm. Gesellsch. der Wissenschaften. Prag 1901.
- Geologische Übersicht von Bosnien und der Hercegovina. S.-A. aus der Einleitung des „Führers f. d. Exkursion durch Bosnien und die Hercegovina des IX. internat. Geologen-Kongresses“. Sarajevo 1903.
- Geschichtlicher Überblick der geologischen Erforschung Bosniens und der Hercegovina. S.-A. aus der „Bosnischen Post“. Sarajevo 1904.
- Karst u. Karsthydrographie. Zur Kunde der Balkanhalbinsel, H. 8. Sarajevo 1909.

- KLAUTZSCH, A.: Geologisch-petrographische Mitteilungen aus den deutschen Kolonien. I. Die Gesteine des Weriagebietes und das dortige Goldvorkommen (Kaiser Wilhelms-Land, Neu-Guinea). S.-A. aus: Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, T. 2, H. 2. Berlin 1909.
- KUNTZ, J.: Beitrag zur Geologie der Hochländer Deutsch-Ostafrikas mit besonderer Berücksichtigung der Goldvorkommen. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geol., Jahrg. XVII, 1909, H. 5. Berlin 1909.
- PAVLOVIĆ, P. S.: Beitrag zur Kenntnis der Foraminiferen aus den II. Mediteransichten in Serbien. S.-A. aus: Annales géolog. de la Péninsule balkanique, t. VI, Fasc. 2. Belgrad 1908.  
— Beiträge zur Fauna der Tertiärablagerungen in Alt-Serbien. S.-A. w. v. Belgrad 1908.
- RUTTEN, L. M. R.: Die diluvialen Säugetiere der Niederlande. (Dissertation.) Utrecht 1909.
- RANGE, P.: Dwykakonglomerat in Deutsch-Südwestafrika. S.-A. aus: Monatsber. d. Deutsch. geol. Gesellsch., Bd. 60, Jahrg. 1908, Nr. 3. Berlin 1908.  
— Über einen Schlämmapparat. S.-A. aus d. Briefen d. Monatsber. d. Deutsch. geol. Gesellsch., Nr. 4, Jahrg. 1905. Berlin 1905.  
— Die geologischen Formationen des Namalandes. S.-A. aus: Monatsberichte (wie vor), Bd. 61, Jahrg. 1909, Nr. 2. Berlin 1909.  
— Reisestudien in Groß-Namaland. S.-A. aus: Zeitschr. d. Gesellschaft f. Erdkunde zu Berlin. Berlin 1908.  
— und HESS VON WICHENDORFF: Über Quellmoore in Masuren (Ostpreußen). S.-A. aus: Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1906. Bd. XXVII, H. 1. Berlin 1906.
- SACCO, FEDERICO: Il Gruppo della Majella, Studio Geologico. Reale Accademia delle Scienze di Torino (Anno 1908—1909). Torino 1909.  
— Glacialismo ed Erosioni nella Majella. Estratto dagli Atti della Società Italiana di Scienze Naturali, vol. 47. Pavia 1909.  
— Un Allarme di Geologia applicata alle Direttissime Bologna-Firenze e Genova-Milano, Perugia 1908.  
— Il Molise, Schema Geologico. Roma 1909.
- SCHAUINSLAND: DARWIN und seine Lehre. Beilage zu Bd. XIX d. Abh. d. Nat. Ver. Bremen 1909.
- SPETHMANN, H.: Der Begriff „Caldera“. S.-A. aus: Globus, Illustr. Zeitschr. f. Länder- und Völkerkunde, Bd. 95, Nr. 16. Braunschweig 1909.
- STILLE, HANS: Das Alter der deutschen Mittelgebirge. S.-A. aus: Centralbl. f. Min., Jahrg. 1909, Nr. 9. Stuttgart 1909.  
— Exkursion in den südöstlichen Deister am 5. Juli 1908. S.-A. aus: d. 1. Jahresber. d. Niedersächsischen geol. Vereins 1908.  
— Das Alter der Kreidesandsteine Westfalens. S.-A. aus: Monatsber. d. Deutsch. geol. Gesellsch., Bd. 61, Nr. 1. Berlin 1909.
- STUTZER, O.: Kontaktmetamorphe Erzlagerstätten. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, April 1909. Berlin 1909.  
— Sommertage in Alaska und Yukon. S.-A. aus: Globus, Bd. 95, Nr. 18 u. 19. Braunschweig 1909.

5

# Monatsberichte

der

## Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 7.

1909.

Protokoll der Sitzung vom 7. Juli 1909.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer zur Verlesung des Protokolls der letzten Sitzung das Wort. Das Protokoll der letzten Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Als neue Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr RICHARD LANG, Assistent am geologisch-mineralogischen Institut der Universität Tübingen, vorgeschlagen von den Herren KOKEN, VON HUENE und FREUDENBERG.

Herr J. PRECHT, Professor, Neu-Staßfurt bei Staßfurt, vorgeschlagen von den Herren RINNE, BEYSLAG und RAUFF.

Nachdem der Vorsitzende die eingegangenen Druckschriften vorgelegt und besprochen hat, erteilt er Herrn W. GOTHAN das Wort.

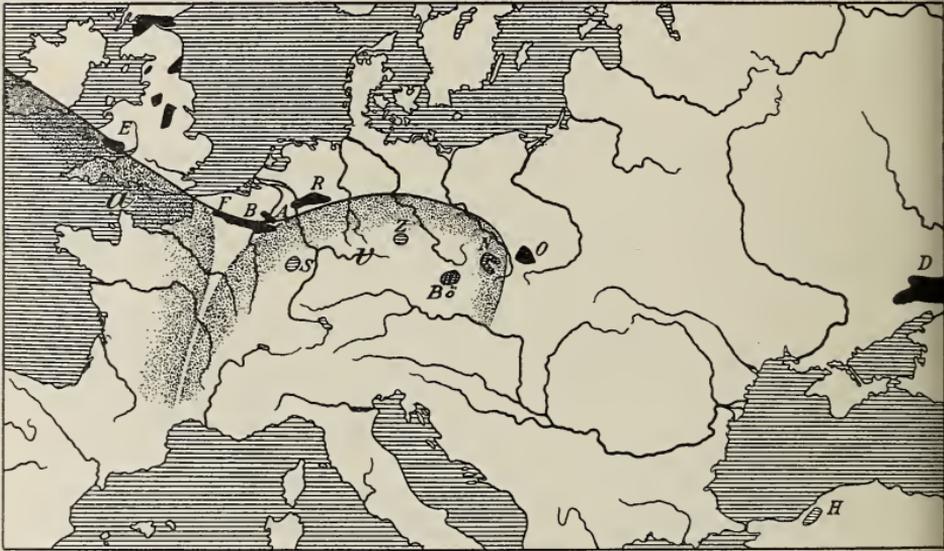
Herr W. GOTHAN trug **Weiteres über floristische Differenzen (Lokalfärbungen) in der europäischen Carbonflora** vor. (Vorläufige Mitteilung.)

Über diesen Gegenstand hatte Verf. schon früher in dieser Zeitschrift (Monatsber., Bd 59, 1907, S. 151—153; auch: Naturwissenschaftl. Wochenschr. vom 22. IX. 1907) einiges veröffentlicht. Obwohl diese Studien, deren Resultate geeignet erscheinen, die allgemein verbreitete Anschauung von der Homogenität der Carbonflora<sup>1)</sup> des nördlichen Typus auf große

<sup>1)</sup> Von der *Glossopteris*-Flora der Süd-Hemisphäre sehe ich hier überhaupt ab; deren Heterogenität gegenüber der der nördlichen Hemisphäre ist sattsam bekannt.



Strecken hin erheblich zu erschüttern, noch weit von einem einigermaßen abschließenden Stadium entfernt sind, hat sich doch manches Interessante in der Frage neu ergeben, so daß ein bedeutender Fortschritt gegen die früheren Mitteilungen vorliegt. Im folgenden sind, wie der Titel andeutet, meist nur die europäischen Carbonfloraen berücksichtigt, also eines ziemlich beschränkten, kleinen Gebiets, und selbst auf diesem sind die Differenzen z. T. sehr auffallend.



#### Übersichtskärtchen über die Lage der europäischen Carbonreviere.

Die schwarz ausgefüllten Felder sind paralische Reviere, die schraffierten Binnenreviere. a = Armorikanischer Bogen. v = Variscischer Bogen. D = Donetz-Revier (Rußland). O = Oberschlesisches Revier. R = Ruhr-Revier. A = Aachener, B = Belgisches, F = Nordfranzösisches (Valenciennier) Revier. E = Englische Reviere. S = Saar-Revier. Z = Zwickauer. N = Niederschl.-Böhmisches Revier. Bō = Böhmisches Becken. H = Revier von Héraclée (Eregli) in Kleinasien.

Die Darlegung der einschlägigen Verhältnisse wird nun in der Weise erfolgen, daß solche Arten und Artengruppen, bei denen ein lokalisiertes Vorkommen sicher, wahrscheinlich, oder bei denen wenigstens der Verdacht zu einer solchen Annahme naheliegt, der Reihe nach aufgezählt werden, unter Angabe des Vorkommens usw.; von der Beigabe von Abbildungen, die mir zur sicheren Begründung des Vorgebrachten und zur besseren Verständigung mit den Fachgenossen unerläßlich scheinen, sehe ich hier absichtlich ab, da alle oder

fast alle erwähnten Arten, soweit irgendwie wünschenswert, in einer ausführlicheren Mitteilung über das Thema im Jahrb. der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt abgebildet werden sollen; auch genauere Zitate habe ich hier zugunsten der Übersichtlichkeit dieser kurzen Darstellung meist vermieden und verweise auch in dieser Hinsicht auf die spätere Publikation. Die Einteilung der Carbonreviere in paralische und Binnen-Becken (a. a. O., S. 150—152) ist auch hier aus den dort erörterten Gründen beibehalten. Zur raschen Orientierung über die Lage der Becken ist das Übersichtskärtchen beigegeben, das die Direktion der Kgl. Geolog. Landesanstalt in Berlin freundlichst zum Abdruck lieh, wofür auch an dieser Stelle bestens gedankt sei.

1. *Rhacopteris asplenites* (GUTB.) SCHIMP.

Vorkommen: Im niederschlesisch-böhmischen Becken auf dem böhmischen Flügel (Zdiarek).

Böhmische Binnenbecken: häufig (Rakonitz, Radnitz).

Zwickauer Revier.

Saarrevier.

Die sehr charakteristische Art ist zwar, außer anscheinend in den böhmischen Binnenbecken, nirgends häufig. ist aber in den genannten Revieren mit einer gewissen Regelmäßigkeit vorhanden; sie ist eine typische Binnenbeckenpflanze. In den paralischen Becken fand sich keine Spur von ihr; von der Zeche Schlägel und Eisen bei Recklinghausen im Ruhrrevier befindet sich in der Sammlung der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt ein kleiner Blattschnipsel, der an unsere Art erinnert, doch ist mir das bei der Mangelhaftigkeit dieses einzigen Restes und im Hinblick auf die Heimatreviere der Art mehr als unsicher. Auch nach Westen und Osten scheint die Art nicht über die genannten Reviere hinauszugehen.

2. *Sphenopteris Baeumleri* ANDR.

Vorkommen: Kleinasien (Héraclée).

Oberschlesien (häufig und charakteristisch vom Sattelflößzug bis Orzescher Schichten).

Niederschlesien.

Ruhrrevier (häufig und charakteristisch in der Magerkohle, seltener bis in die untere Fettkohle).

Das Vorkommen der Art ist sehr auffällig; während sie speziell in Oberschlesien und im (ganzen?) Ruhrbezirk zu den integrierenden Bestandteilen der Flora gehört, fehlt sie westlich des Ruhrgebiets (schon in Aachen!) völlig. In Valenciennes wird sie gewissermaßen durch die in ähnlichen Horizonten

vorkommende *Pecopteris aspera* BRONGN. und *Sphenopteris Laurenti* vertreten (siehe Nr 16). Bezüglich des Héracléer Vorkommens vgl. Nr 3—8.

- |  |   |
|--|---|
| 3. <i>Ovopteris Schwerini</i> (STUR) BEHR.                   | } Östliche Typen,<br>westlich von<br>Schlesien<br>fehlend oder<br>selten. |
| 4. <i>Ovopteris (Discopteris) Karwinensis</i><br>(STUR) POT. |   |
| 5. <i>Sphenopteris Frenzli</i> STUR                          |   |
| 6. <i>Sphenopteris Aschenborni</i> STUR                      |   |
| 7. <i>Ovopteridium Vuellersi</i> (STUR) BEHR.                |   |
| 8. <i>Ovopteridium Schatzlarensse</i> (STUR)                 |   |
| BEHR.  |   |

Die vorgenannten Arten, zu denen sich noch *Sphenopteris Baeumleri* gesellt, die westlich des Ruhrreviers fehlt, charakterisieren die schlesische Flora und kommen auch in dem Héracléer Revier (Kleinasien) vor. ZEILLER wies zuerst auf den gleichen Einschlag der schlesischen und Héracléer Flora hin, den die obigen Arten repräsentieren, der den genannten Bezirken ein charakteristisches Lokalkolorit gibt; zumal in Oberschlesien sind einige dieser Arten (Nr 3, 4, 5, 8) häufig, und man stößt immer wieder auf sie. An dem östlichen Charakter dieser Pflanzen vermag auch die Tatsache nichts zu ändern, daß einige davon ihre Ausläufer bis zum Ruhrrevier (*Ovopteridium Schatzlarensse* nach BEHREND) und gar bis Valenciennes ausstrecken, wo sich nach ZEILLER *Ovopteris Karwinensis* (Courcelles-les-Lens, Fl. E.) *Ovopteris Karwinensis* gefunden hat. Diese Pflanzen sind dort, wie ihr seltenes Vorkommen beweist, Akzessoria, während sie in dem genannten östlichen Gebiet ganz offensichtlich beheimatet, wohl endemisch sind. Erwähnt sei noch, daß über die Verhältnisse im Donetzgebiet in dieser Richtung noch zu vieles dunkel ist, daß aber die Veröffentlichungen ZALESKYS auch hier bald weitere Einsicht in die floristischen Verhältnisse bringen werden. Bis auf weiteres müssen wir uns mit der auffallenden Tatsache begnügen, daß die schlesischen und das Héracléer Revier einen sehr charakteristischen Einschlag gleicher Florenelemente aufweisen (vgl. auch Nr 39).

9. *Sphenopteris Laurenti* ANDR. (vgl. auch Nr 2).

Vorkommen: England (nach KIDSTON).

Nordfrankreich (häufig in der Zone inférieure nach ZEILLER).

Belgien (nach STUR).

Aachen.

Ruhrrevier.

Héraclée (?).

Das Vorkommen der Art wird von Nord-Frankreich nach Osten immer dürftiger; im Ruhrgebiet ist sie selten, häufiger in Aachen. In den schlesischen Becken fehlt sie völlig, und darum möchte ich auch an die Identität des von ZEILLER aus dem Héracléer Revier angegebenen Restes der Art nicht ohne weiteres glauben; es wäre, wie BEHREND bemerkt, dann „der einzige Rest aus Vorkommnissen östlich des Ruhrreviers“.

10. *Sphenopteris Hoeninghausi* BRONGN. Diese Art im erweiterten Sinne POTONIÉs erfreut sich einer weiten Verbreitung (England bis Héraclée). Wenn sie hier angeführt wird, so geschieht das erstens aus dem Grunde, weil, wie BEHREND angibt und auch dem Verf. wohlbekannt ist, die östlichen (schlesischen) Exemplare eine auffallend geringere Bespreuschuppung der Spindeln aufweisen als die im Westen gefundenen, und zweitens, weil gewisse Formen der Art, die in Schlesien häufig sind (cf. *Stangeri* und *Schlehani* STUR pro SP.), im Westen zu fehlen scheinen; ZEILLER hat die zwei genannten STURSchen Arten nicht als Synonyme zu *Sphenopteris Hoeninghausi* gezogen wie POTONIÉ und nach ihm BEHREND, von denen ersterer sie als Formen (*Stangeriformis* und *Schlehaniformis*) bestehen ließ, letzterer nur *Sphenopteris Larischi* STUR (= *Larischiiformis* POTONIÉ) als Form der Gesamtart aufrecht erhält. Es fragt sich gerade im Hinblick auf das geographische Vorkommen, ob eine Vereinigung der STURSchen Arten mit *Sphenopteris Hoeninghausi* BRONGN. nicht zu weit geht. Ob dann vielleicht auch die verschiedenen starke Bespreuschuppung eine einfache Erklärung findet?

11. *Ovopteris Goldenbergi* ANDR. (nach BEHREND ist die Art mit *Ovopteris cristata* BRONGN. z. T. identisch und muß diesen Namen führen). Die Art scheint nur im Saarrevier vorzukommen, wo sie ziemlich häufig ist; sie ist noch nirgend anderswo nachgewiesen.

12. *Ovopteridium Schumanni* (STUR) BEHREND. Vielleicht Lokalpflanze Niederschlesiens, wo sie sich beim 7. Flöz der Rubengrube bei Neurode in größerer Menge gefunden hat.

13. *Urnatopteris tenella* KIDSTON. In England nach dem Autor mehrorts zahlreich gefunden, anderswo fehlend.

14. *Eremopteris artemisiaefolia* (BRONGN.) SCHIMP. Die seltene Art fand sich bisher nur in England und Belgien; ich führe sie trotz der Seltenheit hier mit an wegen ihrer großen Eigentümlichkeit, die SCHIMPER auch in dem Namen ausdrückte, und weil die Gemeinsamkeit dieser Art für England und Belgien an das Verhältnis von *Sphenophyllum tenerrimum* erinnert (Nr 35).

15. *Sphenopteris germanica* WEISS. Diese nur im Rotliegenden vorkommende Art zeigt eine ausgesprochen östliche Verbreitung; im niederschlesisch-böhmischen Rotliegenden bei Ottendorf und andern Orten dieser Gegend, ferner im Rotliegenden von Wünschendorf bei Lauban zahlreich vorkommend, nimmt sie nach Westen schnell ab [nordwestliches Sachsen, Thüringen noch gefunden<sup>1)</sup>]; in den Saar- und französischen Vorkommnissen fehlt sie gänzlich (Gegenstück zu Nr 19).

16. *Pecopteris aspera* BRONGN. Diese verbreitete Art (Oberschlesien, Sachsen, Schwarzwald, Aachen, Valenciennes) fehlt merkwürdigerweise im Ruhrgebiet völlig, ein bei der Nähe des Valencienners Reviers (hier nach ZEILLER in der Zone inférieure „assez commun“!) und des Aachener Bezirks, wo sie nicht selten ist, höchst verwunderliches Verhalten, das zu dem von *Sphenopteris Baumleri* (Nr 2) ein Gegenstück bildet. Sie wäre in der Magerkohle des Ruhrreviers durchaus zu erwarten, es ist aber noch nicht der kleinste Schnipsel davon gefunden worden. Im Saarrevier usw. kann sie natürlich nicht vorkommen, da hier hinreichend tiefe Schichten entwickelt oder bekannt sind.

17. *Alethopteris Davreuxi* BRONGN. Schon in der früheren Publikation wies ich darauf hin, daß die ZEILLERSche *Alethopteris Davreuxi* aus Valenciennes von der des Saarreviers (die POTONIÉ, Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzen, Lief. I, Nr 12 beschreibt) ganz verschieden ist, was übrigens, wie ich nachträglich sah, schon STERZEL betont hatte; ohne hier darüber zu diskutieren, welche von beiden Arten die wirkliche *Alethopteris Davreuxi* ist, sei nur das Folgende bemerkt: Die von POTONIÉ a. a. O. als *Alethopteris Davreuxi* beschriebene Art ist in der Flammkohle des Saarreviers (oberer Teil des mittleren Produktiven Carbons) gemein, im Ruhrrevier (auch am Piesberg nicht!), in Niederschlesien, Oberschlesien usw. hat sich noch keine Spur davon gezeigt, ein bei der Häufigkeit im Saarrevier sehr auffallendes Verhältnis. Nach dem Vorkommen im Saarrevier zu urteilen, müßte das geologische Vorkommen der Art in Valenciennes genau umgekehrt sein, wie es ZEILLER angibt. Die Unklarheiten in diesem Falle muß noch die Zukunft beseitigen.

---

<sup>1)</sup> Neuerdings von SCHUSTER auch aus der Pfalz (Saarrotliegendes) angegeben, jedoch ist das betreffende Stück, wie seine Abbildung zeigt, nicht *Sphenopteris germanica*; in unseren Sammlungen befindet sich aus dem Rotliegenden von Alsenz (Pfalz) ein Fetzen, das eher zu unserer Art gehören könnte, doch ist auch das unsicher.

18. *Callipteris conferta* BRONGN. Dieses charakteristische Leitfossil des Rotliegenden erfreut sich einer weiten Verbreitung, scheint aber in Deutschland nach Norden hin selten zu werden oder ganz gefehlt zu haben, und zwar nördlich der Linie: Ballenstedt a. H., Hallische Gegend, nordwestliches Sachsen, Wünschendorf; auch im Zwickauer Rotliegenden fehlt sie! (dagegen angeblich noch bei Weißig bei Dresden); ebenso im Schwarzwald, wenigstens ist das Vorkommen dort sehr unsicher.

19. *Callipteris lyratifolia* GÖPP. sp. Die Art bildet ein Pendant zu *Sphenopteris germanica* (Nr 15) und ist auf den Westen Europas beschränkt [französische Becken und Saarrevier, Thüringen (?)]. Überhaupt kann man sich bei unbefangener Betrachtung des Vorkommens der *Callipteris*-Arten nicht des Eindrucks erwehren, als ob diese mit Ausnahme einer Zechsteinart mit ihren über 20 Arten auf das Rotliegende beschränkte Gattung eine Anzahl Lokalarten von sehr geringer horizontaler Verbreitung enthalte; von solchen nenne ich:

20. *Callipteris curretiensis* ZEILLER; kommt nur in den am französischen Zentralplateau gelegenen Becken von Brive und Lodève vor,

21. *Callipteris lodevensis* (BRONGN.) ZEILLER nur im Lodèver Becken,

22. *Callipteris Moureti* (ZEILL.) GOTH. wie Nr 19 nur bei Brive und Lodève,

23. *Callipteris Raymondi* ZEILL. anscheinend nur bei Blanzoy (Charmoy),

24. *Callipteris diabolica* ZEILL. wie Nr 19 u. 21 bisher nur bei Brive und Lodève; hierbei sehe ich ganz von den vielfach nur in einem oder wenigen Stücken gefundenen und daher als Raritäten nur mit Vorsicht oder gar nicht in unserer Frage heranzuziehenden Arten wie *Callipteris Schenki* HEYER, *bibractensis* ZEILL., *oxydata* GÖPP. sp., *Scheibei* GOTH. u. a. ab. Es sei nur noch darauf hingewiesen, daß die Vorkommnisse im östlichen Rußland (Ural) durch die großläubigen *Callipteris*-Arten, wie sie schon von BRONGNIART in MURCHISON, Géologie de la Russie d'Europe, später von KUTORGA bekannt gemacht wurden, der dortigen *Callipteris*-Flora ein sehr charakteristisches Gepräge aufdrücken; es ist von diesen Formen, die sich an *Callipteris conferta* und Verwandte anschließen, im Westen, also in Deutschland, Österreich, Frankreich, und sonst nichts bekannt geworden.

25. *Odontopteris minor* BRONGN. ist bei uns jedenfalls äußerst spärlich vertreten, wogegen sie in den entsprechenden

Horizonten Frankreichs häufig und dort sehr verbreitet ist (Commentry, Blanzly und Creuzot, St. Étienne, Autun); verbreiteter ist bei uns die Schwesterart *Odontopteris Reichiana* GUTB. sp., und es scheint bei dieser Sachlage nicht ausgeschlossen, daß die von POTONIÉ zu *Odontopteris minor* gestellten dürftigen Reste aus dem Harz und aus Thüringen doch zu *Odontopteris Reichiana* gehören, wie POTONIÉ für den einen Thüringer Rest früher auch angegeben. —

*Lonchopteris*. Auf die eigentümliche Verbreitung dieser Gattung hatte ich bereits früher hingewiesen. Teilt man sie in zwei Untergruppen, wie ich das in: Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzenreste, Lief. VI, Nr 17, 1909 getan habe: *Eulonchopteris* mit typischen, mehr oder weniger engen Maschenadern und *Lonchopteridium* mit wenig Maschen und Übergängen zu *Alethopteris*, so läßt sich das Vorkommen besonders leicht angeben.

Die *Eulonchopteris*-Gruppe beschränkt sich fast ganz auf die paralischen Becken des variskischen Bogens und reicht nur über Niederschlesien in einigen Ausläufern nach Böhmen hinein, fehlt im Saargebiet und den sächsischen Becken völlig und erreicht ihre Westgrenze an der variskisch-armorikanischen Scharung in Nord-Frankreich; in England sind diese bei uns, in Frankreich, Belgien im mittleren Teil des mittleren Produktiven Carbons so häufigen und charakteristischen, so auffallenden Pflanzen so gut wie verschwunden, und nur äußerst dürftige Funde geben uns Kunde, daß die Gruppe dort als große Seltenheit existiert hat; in Amerika findet sich keine *Lonchopteris*; wie hinzugefügt sei, auch im Osten (Donetzgebiet) ist noch keine nachgewiesen. Die Gruppe *Lonchopteridium*, allermeist seltene Arten umfassend (bis auf eine Art in Niederschlesien, Nr 28) scheint keinen wesentlichen Unterschied in der Verbreitung erkennen zu lassen, da sich von ihr Vertreter in den Binnenbecken und den paralischen finden, die wir in unserer Frage schon wegen der Seltenheit nicht benutzen können. Im Héracléer Revier fehlt *Eulonchopteris* ebenfalls, wie wir noch hinzufügen wollen. Das Verhältnis stellt sich für die einzelnen hier zu nennenden Arten wie folgt.

- |   |   |   |
|---|---|---|
| 26. <i>Lonchopteris Bricei</i><br>BRONGN. | } | Zur Gruppe <i>Eulonchopteris</i> gehörig, Vorkommen daher: Oberschlesien, Niederschlesien, (Böhmen), Ruhr, Aachen, Belgien, Nord-Frankreich, westlich davon schnell erlöschend; Saar und Zwickau fehlend. |
| 27. <i>Lonchopteris rugosa</i><br>BRONGN. |   |   |

28. *Lonchopteris silesiaca* n. sp. Unterscheidet sich von *rugosa*, wie ich hier kurz bemerke, sofort durch den Habitus; sie ist der *Alethopteris Serli* und *lonchitica* äußerlich ganz ähnlich, nicht wie die andern *Lonchopteris*-Arten der *Alethopteris valida* BOUL.; die Abbildung werde ich in der größeren Abhandlung bringen bzw. in: Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzenreste.

Vorkommen: Ausgesprochene Lokalart (!) Oberschlesiens, hier ziemlich häufig, zur *Eulonchopteris*-Gruppe gehörig.

29. *Lonchopteris conjugata* GÖPP., zur Gruppe *Lonchopteridium* gehörig, ist in den Schatzlarer Schichten (niederschlesisch-böhmisches Becken) häufig, fehlt aber anderswo anscheinend völlig (!).

30. *Palaeoweichselia (Lonchopteris) Defrancei* (BRONGN.) POT. et GOTH. Über die Gründe, weshalb diese von *Lonchopteris*, bei der sie bisher untergebracht war, so abweichende Art in die neue Gattung *Palaeow.* gestellt wurde, s. Abb. und Beschr. foss. Pflanzenr. VI, 1909, Nr 116.

Vorkommen: Nur Saarrevier, hier aber gemein in der Flammkohle (selten Fettkohle), ausgesprochene Lokalart.

31. *Neuropteris tenuifolia* SCHLOTH. sp. Ohne hier die Häufigkeit des Vorkommens dieser Art in den belgischen und französischen Vorkommnissen zu diskutieren, sei nur das folgende, für die deutschen Verhältnisse Gültige bemerkt. Im Aachener und Ruhrrevier ist die Art mindestens ziemlich selten und verschwindet fast gegen die Masse von *N. heterophylla* und andern Arten, über die wir z. T. noch nicht viel wissen, jedenfalls aber, daß sie mit *N. tenuifolia* nichts zu tun haben. Im Saarrevier ist die Art die gemeinste *Neuropteris* in der Fettkohle, und es fehlt hier (anscheinend ganz?!). *Neuropteris heterophylla*, auf die man im Aachener und Ruhrrevier auf Schritt und Tritt stößt. In den schlesischen Becken muß sie mindestens sehr selten gewesen sein; ich entsinne mich nicht, unter den vielen Pflanzen, die ich aus diesen Becken gesehen habe, ein Stück der Art gefunden zu haben.

32. *N. heterophylla* BRONGN. Sehr verbreitet (England, Frankreich, Aachen, Ruhr usw.), scheint aber, wie schon unter Nr 30 bemerkt, im Saargebiet (fast?) völlig zu fehlen; auch die Angaben SCHUSTERS (Geognost. Jahresh. XX, S. 197 bis 200, 1908) vermögen mich nicht anders zu überzeugen; es handelt sich bei ihm übrigens nur um ein Stück (von Grube Dudweiler). Auch ZEILLER gibt die Art an; wir haben unter den Massen von Saarbrücker Pflanzen der hiesigen Sammlungen noch kein Stück der Art gesehen.

33. *Neurodontopteris obliqua* (BRONGN.) GOTH. Häufig in Nordfrankreich, (? Belgien), Aachen (weniger häufig), Ruhrrevier (sehr häufig), Oberschlesien, Donetzgebiet (nach ZALESKY), meidet dagegen die Binnenbecken, weder im Saargebiet, im Zwickauer noch in den böhmischen Becken, anscheinend auch nicht im niederschlesisch-böhmischen Becken ist die Art vertreten. Etwas tiefer als die *Eulonchopteris*-Gruppe vorkommend und mit dieser in den gleichen Horizonten, hat sie eine dieser ähnelnde Verbreitung.

34. *N. Kosmanni* POT. Die Abbildung dieser höchst charakteristischen Art, deren Name schon früher publiziert wurde, werde ich ebenfalls im Jahrbuch der Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. bringen. Es handelt sich um eine ganz ausgesprochene Lokalart, wie Nr 27 auf Oberschlesien beschränkt, hier im Sattelflözhorizont vorkommend. Erwähnt sei noch, daß in Oberschlesien in den Orzescher Schichten häufiger eine ebenfalls noch unbeschriebene kleine, paripinnate *Neuropteris* vorkommt, habituell vollkommen *Linopteris neuropteroïdes* GUTB. sp. (f. *minor* POT.) ähnelnd, die ebenfalls den Eindruck einer Lokalart macht.

35. *Linopteris neuropteroïdes* GUTB. sp. Die Umgrenzung der Art erscheint noch nicht völlig einwandfrei, und daher ist ein abschließendes Urteil über ihre Verbreitung noch nicht möglich. Es läßt sich jedoch trotzdem einiges sagen. Geht man von der kleinfiedrigen Pflanze aus, die im Saarrevier so gemein (Fett- und Flammkohle) ist, und die ZEILLER mit *Linopteris obliqua* BUNB. identifiziert, so steht für diese fest, daß sie im Ruhrrevier entweder ganz fehlt oder äußerst selten war, und ebenso scheint das Verhältnis in beiden Schlesien zu sein; im Héracléer und im Zwickauer Revier spielen diese oder andere Formen wieder eine größere Rolle und anscheinend auch in den belgischen und westlich gelegenen Revieren, dagegen noch nicht in Aachen.

36. *Sphenophyllum tenerrimum* ETTINGSH. (inklusive *trichomatosum* STUR). Im Osten besonders charakteristisch (Oberschlesien viel, Niederschlesien, Héraclée), tritt diese Pflanze auch in England und Belgien auf, fehlt aber höchst auffallender Weise im Ruhrrevier, Aachen, dann wieder im Valencienner Revier völlig, obwohl hier die entsprechenden Schichten sehr wohl entwickelt sind. Im Ruhrrevier müßte sie sich in der Magerkohle finden (vgl. Nr 14).

37. *Sph. myriophyllum* CRÉP. Im Saarrevier in der Fettkohle kommt die Art massenhaft vor und ist hier Leitfossil; im Ruhrrevier scheint sie ganz zu fehlen, nur eine

RÖHLsche Abbildung behauptet ihr Vorkommen; ob aber dies Stück wirklich aus dem Ruhrrevier stammt? Wir haben sie noch nie von dort zu Gesichte bekommen. In Aachen muß sie mindestens auch sehr selten gewesen sein; von hier nach Westen wird sie häufiger, ohne die Massenhaftigkeit des Vorkommens im Saargebiet zu erreichen; dieses weist überhaupt, wie man dem vorigen mehrfach entnehmen kann, mehr Anklänge an die belgisch-französischen Reviere (und die englischen) auf als an das Ruhr- (und Aachener) Revier. Ein versprengtes Vorkommen der Art findet sich im oberschlesischen Revier (Siersza in Galizien), sonst scheint sie im Osten zu fehlen.

38. *Annularia pseudostellata* POT. Unterscheidet sich von *Ann. stellata* durch die schmale, spitze Form der Wirbelblätter und geht in tiefere Horizonte hinunter (bis in die Fettkohle des Saarreviers) als diese. Im Saarrevier ist die Pflanze eine häufige und charakteristische Erscheinung, während sie anderswo völlig fehlt. Eine andere Lokalart des Saarreviers unter den Calamariaceen ist die angesichts des geologischen und isolierten geographischen Vorkommens vielleicht die Blüte zu der *Annularia pseudost.* darstellende

39. *Cingularia typica* WEISS. Im Saarrevier häufig und charakteristisch, sowohl im eigentlichen Saarbecken wie in den äußersten Ausläufern nach Lothringen und Frankreich hinein (Gegend von Nancy, nach ZEILLER).

40. *Calamites distachyus* STERNBERG sp. (= *Calamites arborescens* WEISS). Wie ZEILLER zuerst bemerkt hat, eine Art mit östlicher Verbreitung, ähnlich Nr 2—8; in den schlesischen Revieren häufig gefunden, ebenso im Héracléer Revier von ZEILLER nachgewiesen; nach ihm gehört die Art zu dem schlesischen Einschlag in der Héracléer Flora.

41. *Lepidodendron Wortheni* LESQU. hat eine ausgesprochen westliche Verbreitung: (Nordamerika), England, Frankreich, Belgien; ein Vorkommen auch nur einer Spur der sehr charakteristischen Art in Deutschland ist nicht bekannt.

42. und 43. *Sigillaria*. Gelegentlich einer Unterhaltung mit W. KOEHNE, der sich mit den Sigillarien eingehend beschäftigt hat, erklärte er mir auf meine Frage, daß ihm bei seinen Untersuchungen Lokalfärbungen mehrfach aufgefallen wären; erwähnt sei hier nur das Fehlen der besonders im Ruhrrevier, dann in Valenciennes u. a. mehr oder weniger häufigen *Sig. Boblayi* BRONGN. im Saargebiet; ferner scheint *Sig. Schlotheimiana* BRONGN. in westlichen Gebieten westlich des Ruhrgebiets und Saarreviers ganz zu fehlen, wogegen sie im Osten häufig ist, speziell in Oberschlesien (Nieder-

schlesien fehlend?), wo sie zu den charakteristischen Sigillarien gehört. In unserer Frage können wir bezüglich der Verbreitung mancher *Sigillaria*-Arten in vielen Fällen noch kein klares Bild erlangen und müssen Untersuchungen hierüber der Zukunft überlassen.

Obwohl die Zahl der in unserer Frage herangezogenen Arten mehrere Dutzend beträgt, ist das ganz sicher lange nicht alles, was unter den Carbonpflanzen sich durch eine beschränkte oder gar lokale Ausbreitung ausgezeichnet hat; die Zukunft wird hier noch viel mehr Einzelheiten aufdecken und den Satz von der Homogenität der Carbonflora weiter zu modifizieren nötigen. Die meisten Pflanzen, die wir erwähnt haben, gehören dem mittleren Produktiven Carbon an, also der Periode, in der die Carbonflora ihre größte Entwicklung erreicht; und gerade hier diese floristischen Differenzen! Die Sachlage wird besonders klar, wenn wir nunmehr den Spieß umdrehen: Aus einer einigermaßen hinreichenden Suite von Carbonpflanzen Europas kann man meist mit Sicherheit die geographische Herkunft, d. h. den Florenbezirk, erkennen, der nun je nach den einzelnen Arten ein größerer oder kleinerer, oft nur ein einziges Carbonrevier umfassender war. Wenn man aber aus der Flora den Florenbezirk innerhalb eines größeren Gebiets herauskennen kann, so hat das Gebiet eben keine einheitliche Flora.

Eine anscheinend bedeutend homogenere Flora stellt sich gegen das Ende des mittl. Prod. Carbons ein; als Charakterpflanzen dieser Flora kann man ansehen: *Neuropteris ovata* HOFFMANN, *Sphenophyllum emarginatum* BRONGN., sehr fein behaarte *Pecopteris*-Arten (*Pecopteris Daubreei* ZEILL., möglicherweise mit *Pecopteris vestita* LESQU. ident), eine behaarte *Neuropteris*-Art (*N. Scheuchzeri* HOFFM.), *Linopteris Münsteri* (EICHWALD) POT. und vielleicht noch andere. Die Flora findet sich im Donetzrevier (anscheinend nicht in Niederschlesien und Böhmen), am Piesberg und bei Ibbenbüren in Westfalen, im Saargebiet, in Nordfrankreich (ob *Neuropteris ovata* dort wirklich fehlt, wie es nach ZEILLER scheint? Vielleicht ist ein Teil der *Neuropteris heterophylla* aus der Zone supérieure *N. ovata*.), in England und selbst in Amerika in relativ ähnlicher Ausbildung, mag auch die eine oder andere Charakterpflanze verschieden häufig vorgekommen sein. Der Unterschied von Binnenrevier und paralischem Revier, von Osten und Westen erscheint hier viel geringer als im mittleren Prod. Carbon. Die Übereinstimmung der Flora wird

besonders frappant durch das Auftreten von Farnen mit behaarten Fiedern, die im eigentlichen mittleren Produktiven Carbon nicht oder nur andeutungsweise bekannt sind. Ob das Klima etwas trockener war als im mittleren Prod. Carbon, vielleicht weil das Meer sich weiter zurückgezogen hatte, darüber können wir nur vermuten; auf jeden Fall ist diese Erscheinung sehr auffallend; im Revier von Commentry (Frankreich), einem typischen Binnenrevier, treten noch eine Anzahl anderer behaarter Farne wie *Sphenopteris Casteli* ZEILLER, *Neuropteris gallica* und *dispar* ZEILLER auf, die anderswo noch nicht gefunden sind, im übrigen ist diese wegen des höheren Horizonts dem obersten Prod. Carbon angehörige Flora eine andere als die der oben genannten Bezirke und Schichten.

Die vorangehenden Darlegungen enthalten zugleich die Mahnung, in der Vereinigung von aus verschiedenen Revieren und Gegenden beschriebenen oder in solchen vorkommenden Arten der Carbonflora vorsichtig zu sein und nicht zu weit darin zu gehen; die Erwartung, in der nördlichen Carbonflora an den meisten Stellen dieselben Arten wieder zu finden, hat schon manchen Irrtum in der Bestimmung veranlaßt, bei dem der Wunsch Vater des Gedankens war.

Daß die Carbonflora eine große Anzahl allverbreiteter Arten und Typen enthält, bleibt natürlich unbestritten; doch darf man nicht vergessen, daß der Eindruck der Homogenität der Flora z. T. von dem Sichvordrängen gewisser vorherrschender Pflanzentypen herrührt, und daß für uns, die wir mit dem Maßstab der heutigen Verhältnisse messen, die Flora schon durch die geringere Artenmannigfaltigkeit, durch das Fehlen der heute dominierenden Angiospermen usw. einen einheitlicheren Eindruck hervorruft, als es in Wahrheit der Fall gewesen sein mag. Wie groß würde vielleicht der Eindruck der Einheitlichkeit der heutigen europäischen, nordamerikanischen und ostasiatischen Flora sein, wenn nicht die zerstörende Wirkung der Eiszeit verändernd in die Verhältnisse eingegriffen hätte!

An der Diskussion zu diesem Vortrage beteiligen sich Herr RAUFF und der Vortragende.

Sodann hält Herr STREMMER seinen Vortrag: Über die Säugetierfauna der *Pithekanthropusschichten*.

v.	w.	o.
BEYCHLAG.	RAUFF.	BELOWSKY.

---

## Briefliche Mitteilungen.

---

### 32. Die systematische Bedeutung eines neuen Vulkantyps (Hemidiatrema) aus dem Rézgebirge.<sup>1)</sup>

Von Herrn R. LACHMANN.

Mit 1 Textfigur.

Wir befinden uns in der Gegenwart in einer Periode sehr lebhafter vulkanischer Tätigkeit. Trotzdem aber weist die Erdhaut viele Wundmale vulkanischer Verletzungen auf, zu deren Erklärung diejenigen Vorgänge nicht mehr ausreichen, die wir mit unseren Augen beobachten können.

Zu diesen fremdartigen Gebilden gehören jene runden und senkrecht in die Tiefe setzenden, mit Tuff und Nebengesteinsfetzen erfüllten Röhren, welche GEIKIE aus Schottland und BRANCA aus Schwaben beschrieben haben, und deren Entstehung infolge von Gaseruptionen aus einem unterirdischen Magma niemals in Zweifel gezogen ist.

Man findet für diese Gebilde in der Literatur den englischen Ausdruck „neck“, der aber neuerdings auch für die rein magmatischen Röhren angewandt wird. Von DAUBRÉE werden sie als „diatrèmes“ und von BRANCA als „Tuffmaare“ bezeichnet.

Der Zweck meines Vortrags ist nun, Sie mit einem neuen Vulkantyp bekannt zu machen, welcher in die Reihe dieser erwähnten Phänomene gehört, auf welchen aber der Ausdruck „diatrème“, also Durchbohrung, nicht zutreffend ist, und welcher ebensowenig mit einem Maar, also einem Oberflächenkessel, zu tun hat.

Dagegen dürfte sich für die Gesamtheit dieser Vulkanbildungen der Ausdruck „Tuffneck“ empfehlen wegen seiner Kürze, seines kosmopolitischen Klanges und auch deshalb, weil er sich an die älteste GEIKIEsche Bezeichnung anlehnt.

---

<sup>1)</sup> Vortrag, gehalten in der Sitzung vom 5. Mai 1909.

Ich bitte Sie also, mir zu folgen in das Muskatal im östlichen Rézgebirge in Ungarn, unweit der Grenze gegen Siebenbürgen. Das Muskatal verläuft entlang der Muldenlinie einer Einfaltung von Kreidesandstein in krystalline Schiefer. Diese Kreidemulde streicht NNO, ungefähr senkrecht zum Streichen des ganzen Rézgebirges, dessen Kamm Sie sich entlang der Grenze der Komitate Bihar und Szilagy noch etwa 50 km weiter nach WNW verlängert denken müssen. Das vorwiegend aus krystallinen Gesteinen bestehende Gebirge wird im Süden begrenzt von der Großwardeiner Tertiärbucht.

An seinem Ausgang wird das Muskatal flankiert von zwei rhyolithischen Trachytbergen. Der östliche Trachyt zieht sich noch weiter bergwärts und nimmt die ganzen hohen Kuppen zwischen dem Muskatal und dem nächstfolgenden Valea Radicilor derart ein, daß der Ostrand der Kreidemulde bis auf einen kleinen Fetzen unter den Eruptivmassen verschwunden ist.

Die westliche Trachytmasse am Liepore durchbricht mit prächtigen Kontakterscheinungen den Kreidesandstein. Nach Czeklye zu ist ein kreisrunder Trachyttuffkörper zu sehen, der wahrscheinlich auch als Neck in die Tiefe setzt und in seinen oberen Lagen Schalen einer sehr indifferenzierten Form einer Süßwasser-Nerinee der sarmatischen Stufe enthält. Die Nerineen haben wahrscheinlich in einem buchstäblichen Maar über dem Tuffneck nicht lange nach seiner Entstehung gelebt, weil die gleichen Tuffe als normales Sediment in Schichten der Tertiärbucht auftreten. Diese Schichten gehören hier wohl dem zweiten Mediterran an. Die Eruptionen sind deshalb wahrscheinlich zur mittleren Miocänzeit erfolgt, jedenfalls sind sie schon jungtertiär. Es ist deshalb nicht unmöglich, daß sie mit den Prozessen der Gebirgsbildung im Zusammenhang stehen, die im Rézgebirge wie überhaupt in der inneren Kette der Karpaten um diese Zeit etwa ihre Hauptkraft entfaltete und dabei aus großen Tiefen das trachytische Magma empordrückte. Jedenfalls aber ist die Abhängigkeit von der Gebirgsbildung nicht eine derart sklavische gewesen, daß nur auf Zerreibungsspalten der Rhyolith an die Oberfläche emporquellen konnte. Dagegen spricht das Fehlen von namhaften Verwerfungen, die unregelmäßige und von dem umgebenden Gebirgsbau unbeeinflusste Form der Eruptivmassen und ihr Gebundensein an eine quer zum Gebirgsstreichen gerichtete Mulde, in deren Nähe doch zweifellos bei der Gebirgsbildung ein tangentialer, etwaige Spalten verschließender Druck geherrscht hat. Dagegen spricht aber auch jenes neue vulkanische Phänomen, auf das ich so gleich näher eingehen werde.

Es geht nämlich im oberen Muskatal ein Bergbau auf Kreidekohle um, und es sind durch Grubenbaue ganz eigenartige tektonische Verhältnisse auf dem Grunde der Kreidemulde nachgewiesen worden. An einem Punkt nämlich, wo man eigentlich das Muldentiefste erwarten sollte, sind die Schichten im Bereiche eines Kreises mit etwa 500 m Durchmesser emporgewölbt worden, so daß von einem Scheitelpunkte aus das Steinkohlenflöz, das an der Aufwölbung mit teilnimmt, nach allen Seiten abfällt. Dann sind eine ganze Reihe von Brüchen angefahren, welche alle tangential zu dieser Kuppel verlaufen und sie aus dem Verbande der Mulde herauszulösen scheinen.

In einem Profil zeigt sich folgendes Bild: Die Kreide lagert im Nordwesten auf dem Glimmerschiefer und fällt bis jenseits des Muskatales nach dem Muldentiefsten zu ein. Der östliche Muldenflügel ist nun einmal durch den Rhyolith verdrängt, der sich taleinwärts noch über die Kreide hinüberlegt, und sodann zwischen zwei Sprüngen in unsymmetrischer Weise nach oben gebogen. Wie ein solches rundes Gebilde auf dem Boden einer Mulde durch tangentielle Faltung entstanden sein könnte, ist gar nicht abzusehen.

Noch rätselhafter aber ist ein konglomeratisches Gestein, welches gleichsam den inneren Kern der Kuppel bildet, über Tage aber nirgends ansteht. Im „Bernhardstollen“ wurde dieses vollständig ungeschichtete Konglomerat auf einer Strecke von 200 m durchfahren, es tritt aber außerdem von diesem Zentrum aus in Form von Gängen und Lagern apophysenartig durch den hangenden Sandstein hindurch.

Das Konglomerat besteht petrographisch aus einem innigen Gefilz von zertrümmertem Glimmerschiefer und trachytischem Tuff, welche Gemengteile hier und da bis faustgroße Steine von Rhyolith oder von Glimmerschiefer einschließen. Die Masse ist zuweilen durch Infiltration mit oxydischen Eisenlösungen rot gefärbt.

Der Bergmann, dessen Kausalitätsbedürfnis solchen Erscheinungen gegenüber ja bekanntlich immer rege wird, aber meistens sich auch sehr leicht befriedigen läßt, will diese Konglomeratmassen dadurch erklären, daß sie auf den die Kohle durchsetzenden Spalten hineingespült sind. Dieser Gedanke ist nicht zutreffend, weil eben die Spalten nicht bis zu Tage gehen, ferner weil eine derartige Erweiterung von Spalten, wie sie im Bernhardstollen-Niveau vor sich gegangen sein müßte, und nun gar das seitliche keilförmige Eingreifen zwischen zwei Kohlschichten auf diesem Wege nicht erklärt werden

kann. Professor VON SZADÉCKY meint, es sei ein einfaches Sediment als Basis der Kreideformation. Aber wie geraten die Gerölle eines Eruptivgesteins hinein, welches erst zur jüngeren Tertiärzeit hervordrang? Konsequenterweise mußte er also annehmen, daß an derselben Stelle dasselbe Gestein schon zur Kreidezeit aufgetreten ist. Dafür aber haben wir sonst im Rézgebirge keinen Anhalt. Ferner besteht gewöhnlich die Basis der Kreide aus einer Grauwacke von gänzlich verschiedener Ausbildung und ohne die Spur eines Eruptivums. Sodann kann durch keine tektonische Kraft ein normales Sedimentgestein gangförmig zwischen die es überlagernden Schichten und durch diese hindurch gebohrt werden. Auch muß man nach dem Handstück zugeben, daß das fragliche Gestein keinen sedimentären Charakter besitzt, sondern wie eine vulkanische Tuffbreccie struiert ist. Das Rätsel der kuppelförmigen Lagerung bleibt schließlich bei der SZADÉCKY-schen Erklärung noch vollständig unberührt.

Es sind nun diese Gesamterscheinungen nur dadurch zu deuten, daß wir hier einen Tuffneck vor uns haben, welcher unter der Erdoberfläche stecken geblieben ist.

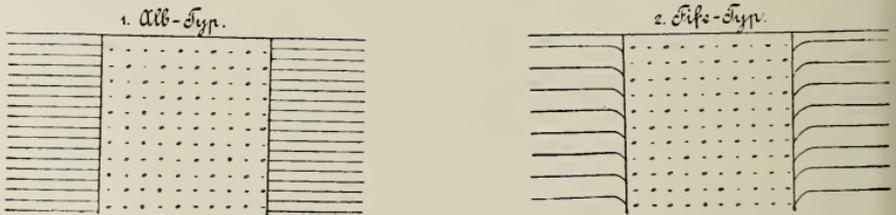
Die Gasexplosion hat die krystallinen Schiefer vollständig durchschlagen und ist, geschwängert mit den Trümmern dieser durchbohrten Schichten, bis in die tiefsten Lagen der Kreide gelangt. Hier erschöpfte sich die vulkanische Kraft damit, daß sie eine kreisrunde Scholle aus dem Schichtverband herauslöste und durch Unterstopfung mit dem Eruptionspfropfen gleichsam aufbeulte. Dieser Pfropfen muß dabei vollständig abgekühlt gewesen sein, denn die Kohle weist in Berührung mit den Gängen des Tuffes keine Spur einer Wärmewirkung, etwa Verkokung, auf, sondern ist rein mechanisch auseinandergesprengt und mit dem Tuff verstopft worden.

Dieser Explosionsvorgang ist übrigens der eigentlichen magmatischen Eruption vorausgegangen, denn die zwei Kohlenbänke mit dem Lagergang dazwischen werden in der Verlängerung des Bernhardstollens durch den hier emporgedrungenen Trachyt abgeschnitten.

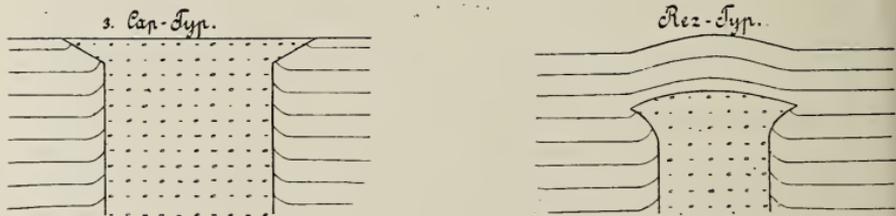
Es gilt nun, diesem neuen Gebilde im System vulkanischer Phänomene seine Stelle anzuweisen und einen passenden Namen zu geben. Natürlich hat es die größte Verwandtschaft mit den Tuffnecks, welche durch die Erdrinde durchschlägig geworden sind, muß aber, wenn jene nach DAUBRÉE diatrematisch genannt werden, als „Hemidiatrema“ als halbe Durchbohrung bezeichnet werden. Es lassen sich folgende Typen von Tuffnecks bisher unterscheiden, die hier schematisch dargestellt sind.

Zunächst die drei diatrematischen Typen oder Tuffmaare BRANCAS. Es sind einmal der Albtyp, bei welchem die Ränder im Sedimentgestein glatt durchschlagen sind. So sind die meisten bisher bekannten Necks beschaffen. Aus Südafrika aber wird uns übereinstimmend gemeldet, daß die Kimberlitpipes, in denen ja bekanntlich die Diamanten gefunden und die heute wohl allgemein als Tuffnecks aufgefaßt werden, nach aufwärts gebogene Durchschlagsränder zeigen und sich am Austrittspunkt konisch erweitern (Kaptyp), und nach der schottischen Grafschaft Fife sind die von GEIKIE beschriebenen

Diatrematisch. (Tuffmaare BRANCAS.)



Hemidiatrematisch.



Typen von Tuffnecks.

Vorkommen zu nennen, bei denen aus noch nicht genügend aufgeklärten Gründen die Ränder nach abwärts gebogen sind (Fifetyp). Als vierter kommt der hemidiatrematische Réztyp hinzu, nach dem Rézgebirge benannt, in dem das Nagy Báróder Steinkohlenbergwerk gelegen ist.

Daß hierbei die Ränder aufwärts gebogen sind, ist aus der Lagerung im Bernhardstollen ersichtlich, wo das Ansteigen gegen das Hemidiatrema zu viel früher einsetzt, als der Tuff auftritt. Wegen der horizontalen Ausstopfung möchte ich vermuten, daß sich die Tuffmasse unterhalb der gehobenen Schichten wegen des geringen horizontalen Widerstandes daselbst seit-

wärts ausgeweitet hat und sich nach der Tiefe zu wieder stark zusammenzieht. So hat also als Ganzes das Hemidiatrema die Form einer nach der Tiefe zu natürlich sehr verlängerten Niete mit einem Nietkopf nahe unter der Erdoberfläche, wie auf der schematischen Zeichnung der Typen dargestellt.

Bei dem geschilderten, durch einen glücklichen Umstand durch Bergbau erschlossenen Phänomen lassen sich noch eine ganze Reihe von interessanten Erörterungen anknüpfen, z. B. über die Temperatur dieser Explosionserscheinung und über die Kraftwirkungen. Theoretisch interessant wäre ein Vergleich mit den hemidiatrematischen Erscheinungen, welche bei reinen Magmen bekannt sind, und mit Beziehung auf welche unser Phänomen z. B. auch als Tufflakkolith bezeichnet werden könnte. Anziehend ist auch die Frage, inwieweit diese Erscheinung sich mit dem alten, bisher so verfehmten Gedanken VON BUCHS von einem „Erhebungskrater“ deckt.

Der Zweck dieses vorläufigen Berichtes soll aber nur der sein, daß auf ein neues Phänomen hingewiesen wird, welches in selten anschaulicher Weise uns eine Vorstellung davon gibt, wie kraftvoll und spontan die Reaktion des Magmas gegen die Oberfläche sich unter Umständen gestalten kann.

### 33. Der Eruptionsmechanismus bei den Euganeentrachyten.<sup>1)</sup>

Von Herrn R. LACHMANN.

Mit 3 Textfiguren.

Aus den Euganeen bei Padua habe ich Ihnen zwei Beobachtungsreihen mitzuteilen. Die eine betrifft die Form, in welcher die dort vorherrschenden alttertiären Trachyte erumpiert sind, die andere das Vorkommen vulkanischer Tuffnecks.

Die Euganeen bestehen, geographisch betrachtet, aus einem losen Beieinander von nicht sehr hohen Hügeln. Der höchste von ihnen, der Monte Venda, ist nur 600 m hoch. Weil aber die Hügel unvermittelt aus der nur wenige Meter über der Adria gelegenen Poebene sich erheben, machen sie einen recht

<sup>1)</sup> Vortrag, gehalten in der Sitzung vom 5. Mai 1909.

imposanten Eindruck, der noch dadurch verstärkt wird, daß sie teilweise recht steil geneigte Bergflanken aufweisen.

Die Euganeen sind über eine annähernd elliptische Grundfläche verteilt; die größere Achse, mit 18 km, liegt im Meridian, die kleinere beträgt 14 km senkrecht dazu. Aus der Karte von REYER aus dem Jahre 1875 können Sie erkennen, daß die Isoliertheit der Kuppen eine einfache geologische Begründung findet. Wenn Sie die Punkte, um welche herum die Trachyte sich befinden, mit einer topographischen Karte vergleichen, so finden Sie, daß Sie damit eine annähernd vollständige Zusammenstellung der einzelnen Hügel vor sich haben, so daß sich also im großen und ganzen sagen läßt, daß jeder der Euganeenhügel einen Kern von Trachyt besitzt.

Es ist also das Rätsel des aus der Pianura inselförmigen Aufragens der Euganeen mit ihren mannigfaltigen Sedimenten und Eruptivgesteinen, welche die Bewunderung der Petrographen von jeher erregt haben, unmittelbar verknüpft mit der Frage nach der Form, welche ihre Trachyteruptionen aufweisen, und mit der mechanischen Deutung, die wir dieser Form geben wollen.

Die Beziehungen der Trachyte zum Nebengestein sind nun innerhalb der eigentlichen Euganeen aus dem Grunde schlecht zu studieren, weil die Eruptivmassen hier dicht geschart sind, und so der Eruptionsmechanismus jedes einzelnen durch seinen Nachbar gestört und verworren wurde. Dagegen sind in den isolierten Hügelchen, welche wie ein Kranz die zentralen Euganeen umgeben, die Beobachtungen für den Einzelvorgang leichter anzustellen.

Das Ideal eines solchen Einzelvulkans — Vulkan allerdings nicht in dem üblichen Sinne, wie wir gleich sehen werden — ist der prächtige Monte Lozzo, der im Westen den Euganeen vorgeschoben ist. Er hat etwas über 300 m relative Höhe, und seine körperliche Größe erhellt am besten durch einen Vergleich mit dem Vesuv, dessen Durchmesser etwa sechsmal größer ist, und welcher ja auch vom kosmischen Standpunkt aus erst zu den mittelgroßen Vulkangebilden gehört.

Trotz seines Duodezformats ist der Monte Lozzo, nicht zum wenigsten auch wegen seines ungeheuer einfachen geologischen Baues, der schon aus großer Entfernung klar hervortritt, ein selten schönes landschaftliches Gebilde. Denken Sie sich durch einen flachen Kegel von hellweißem Kreidegestein, welches mantelförmig nach allen Seiten abfällt, einen etwas steileren Kegel von grünlichgrauem trachytischen Eruptivgestein in der Mitte von unten hindurchgestoßen, und Sie haben in großen Zügen den Monte Lozzo vor sich.

Kartographisch kommt dieser Aufbau in der Weise zum Ausdruck, daß um den Trachytkern sich konzentrisch ein Ring von Scaglia herumlegt.

Seine hypsometrische Aufnahme zeigt, wie sich in der Höhe von 200 m, also an der Stelle, wo der Trachyt durch die Scaglia hindurchtritt, die Höhenlinien kragenartig zusammenschließen.

Und endlich zeigt Ihnen auf dieser Profiltafel (Fig. 2) ein ungefähr im Meridian verlaufender Schnitt durch den Monte Lozzo, wie das Verhältnis von Trachyt und Scaglia genauer beschaffen ist. Der Scagliamantel hebt sich allseitig ohne Spuren bedeutender erosiver Verletzungen aus der Pianura heraus. Die Neigung beträgt etwa  $20^{\circ}$  nach auswärts und wird sogar noch flacher in halber Höhe bis zum Trachyt. Wenn die Schichten mit der gleichen Neigung verlängert würden, so würden sie sich beträchtlich unterhalb des Gipfels zusammenschließen. Es kann deshalb das Herausragen des Trachyts am Gipfel nicht durch späteres Freilegen infolge von Erosion erklärt werden, sondern es muß sich der Trachyt selbst am Gipfel durch den Sedimentmantel ins Freie gezwängt haben.

Die Aufschlüsse am Kontakt sind hier nicht gerade glänzend. Wir nehmen deshalb eine andere isolierte Trachytkuppe zu Hilfe, die Rocca bei Monselice im Südwesten der Euganeen (Fig. 3), bei welchen die Trachytmasse durch riesige Steinbrüche angeschnitten ist.

Am Eingang zu dem Steinbruch hinter dem Markt von Monselice ist der auf der Zeichnung abgebildete Aufschluß zu sehen. Diese Stelle hat gegenüber dem abgelegenen Monte Lozzo den Vorteil leichter Zugänglichkeit, denn sie liegt keine fünf Minuten entfernt vom Bahnhof Monselice, welcher von Padua aus in einviertelstündiger Schnellzugsfahrt zu erreichen ist. Leider war der Hohlweg, durch welchen man in den Steinbruch gelangt, und an dessen rechter Seite der gezeichnete Aufschluß zu sehen ist, zu eng für eine photographische Aufnahme; Sie müssen sich daher mit dieser möglichst genau ausgeführten Zeichnung begnügen.

Unter Trachytschutt und einer Verwitterungsrinde ist hier eine kleine Scholle von Scaglia aufgeschlossen, welche in schwach geneigter Lagerung sich dem Trachyt anschmiegt. Die säulenförmige Absonderung senkrecht zum Kontakt und die Gliederung der Eruptivmassen durch Ablösungsflächen parallel zur Kontaktfläche, die hier auf der Zeichnung zur Darstellung gebracht wurden, sind bekannte Erscheinungen, die uns im Augenblick nicht interessieren.

# I. Hügel Mandola bei Monselice.

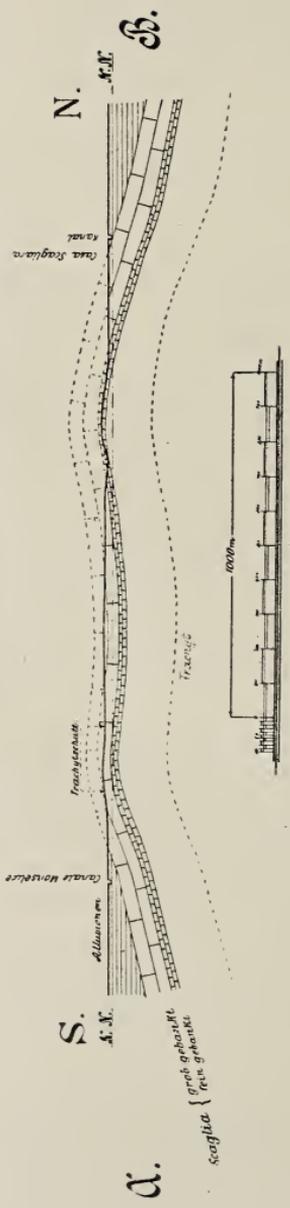


Fig. 1.

S 15° O

# II. Monte Lozzo.

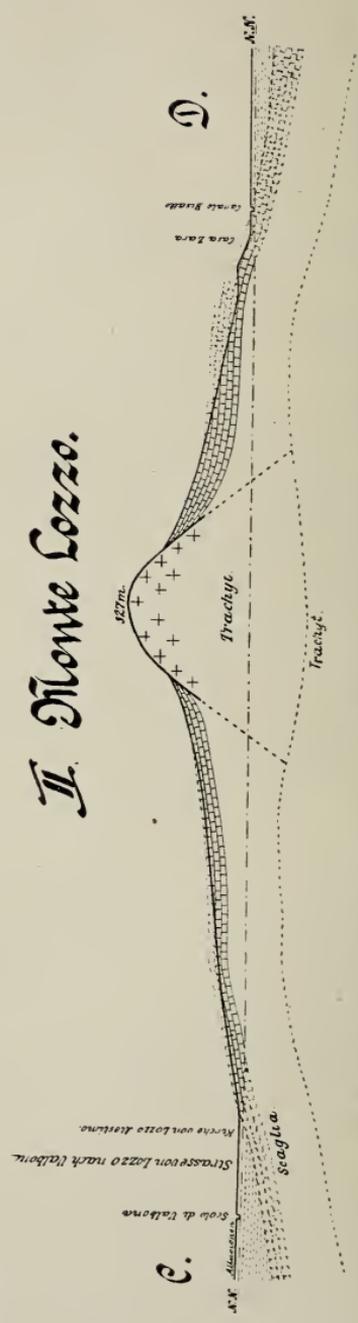
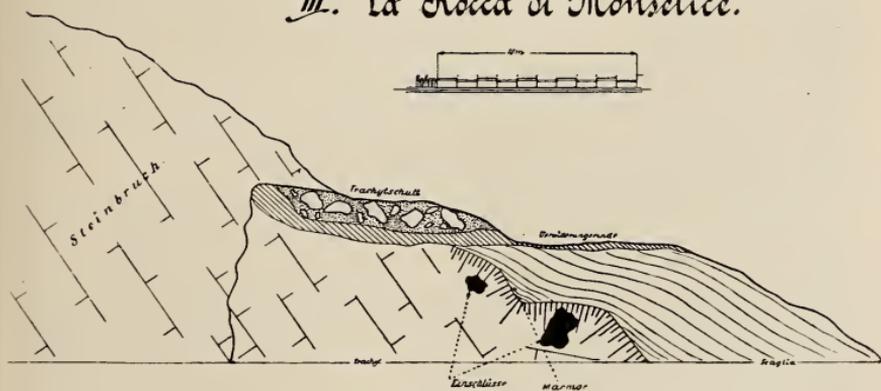


Fig. 2.

Der Kontakt selber erfolgt in der Weise, daß sich das Eruptivgestein in zwei flachen Wülsten in die Lagen der Scaglia hineindrängt. Hierbei setzen die Kreideschichten an der Steilseite der Wülste ab, während in der Falte zwischen den beiden Wülsten andere, noch nicht verdrängte Schichten wieder neu auftreten und hier zwischen den beiden Magmafladen zu Marmor umgewandelt sind. Innerhalb der beiden Fladen treten im Trachyt Schlieren auf, welche Fetzen des noch nicht vollständig durch das Magma resorbierten Nebengesteins zu sein scheinen. Das Vorkommen solcher nicht resorbierten Nebengesteinsreste ist übrigens eine längst bekannte Erscheinung an den Euganeentrachyten. Neuerdings

### III. La Rocca di Monselice.



Rechte Seite des Eingangs zum Steinbruch hinter der Piazza di Monselice. Zustand im November 1909.

Fig. 3.

hat CORNU in einer Arbeit über solche Einschlüsse<sup>1)</sup> darauf hingewiesen, daß sie vorwiegend sauer sind, und für diese Erscheinung die sehr einleuchtende Erklärung gegeben, daß die basischen Nebengesteinsmassen bei der großen Acidität des Trachyts eben vollständig resorbiert wurden.

Jedenfalls wurde hier das trachytische Magma durch Erstarrung überrascht gleichsam bei dem Versuche, sich durch die belastende Sedimentdecke einen Weg ins Freie zu bahnen und die Gipfform des Monte Lozzo anzunehmen.

<sup>1)</sup> Petrographische Untersuchung einiger enallogener Einschlüsse aus den Trachyten der Euganeen. Beitr. z. Pal. u. Geol. Öst.-Ung. u. d. Or. Wien 1906, S. 46 f.

Wie aber die flach geneigte und allseitig abfallende Scagliabasis dieses Berges entstanden zu denken ist, das läßt sich am besten an einem jener ganz flachen, nur aus Scaglia bestehenden Hügel im Süden der Euganeen studieren, welche nicht von Trachyt gekrönt sind. Ich habe hier zum Vergleich (Fig. 2) die ungefähr gleichgroße Hügelschwelle bei Mirandola unweit Monselice gewählt. Sie hat eine langgestreckte elliptische Form, und der innere Bau ist der eines etwas eingesenkten sehr flachen Ellipsoids, welches bis auf seinen höchsten Scheitel in den Alluvionen der Ebene vergraben ist. Natürlich ist dies keine Faltungserscheinung, sondern eine vulkanische Hebungform, worauf nicht erst einzelne Trachytbrocken hinzuweisen brauchten, die auf der Höhe des Hügels herumliegen. Sie entstammen wohl Gängen, welche vom Magmaherd her die Sedimentdecke durchschwärmten. Wegen der schwach blasenförmigen Auftreibung, die sich in diesen südlichen Hügeln zeigt, muß unter ihnen die Funktion des Magmas eine wesentlich hebende, nicht eine durchbohrende, gewesen sein, und es muß also hier der Trachyt in unbestimmter Tiefe konkordant unter den Schichten sitzend gedacht werden.

Durch eine Kombination dieses Mirandola-Phänomens mit dem Rocca di Monselice-Phänomen erhalten wir endlich eine Erklärung des Monte Lozzo. In einer ersten Phase seiner Bildung kuppelte sich ein flacher trachytischer Kuchen in seinem Untergrund auf und formte über sich die flache Scagliakuppel, welche den Umriß des Kuchens abbildete. Dieser Zustand ist durch die gestrichelte Linie in der Tiefe angegeben (Fig. 2). Durch neue Massenzufuhr oder infolge neuauftretender Konvektionsströme setzte sich dann der Kern des Lakkolithen aufs neue nach oben in Bewegung, resorbierte den Scheitel der Kuppe durch chemische Assimilation oder mechanische Einschlierung und Versenkung der Deckmassen und erreichte in viskosem Zustand das Freie, wie etwa die bekannte „Nadel“ des M. Pelée. Die Zähflüssigkeit ergibt sich aus dem Mangel an Lavaströmen, welche seitlich auf die Scaglia übergegriffen hätten. Nachdem sich der heiße Brei noch ungefähr 200 Meter über der Austrittsbasis aufgekippt hatte, tritt endgültige Erstarrung ein.

Das Auftreten von Tuffnecks ist ein wichtiges Argument gegen die Abhängigkeit des Vulkanismus von präexistierenden Spalten. Solche Tuffnecks fehlen auch in den Euganeen nicht. Ein solcher Tuffneck ist in dem Hohlweg zwischen Galzignano und Torreglia zu sehen und besteht hier aus einem basaltischen Tuff, der in Form einer Röhre mit elliptisch nach Norden

gestrecktem Querschnitt durch trachytisches Eruptivgestein hindurchgebohrt ist. Nach seiner Bildung ist dieser Neck noch von querstreichenden Gängen trachytischen und basaltischen Materials durchwühlt worden. Die senkrechte Begrenzung des Tuffs gegen den Trachyt ist am Südabhang des Joches vortrefflich zu studieren.

Von diesem besonders gut aufgeschlossenen und leicht erreichbaren Punkt führt eine ganze Reihe von rein trachytischen Necks, welche die gleichbeschaffenen Flanken des Monte delle Valli und des Monte Oliveto durchsetzen, weiter nach Osten zu einem Neck von einer ganz gewaltigen Ausdehnung. Dieses Gebilde umfaßt die Hügel Monte Ceva, Monte Nuovo und Monte Croce bei Battaglia und stellt mit ungefähr  $3\frac{1}{2}$  km Durchmesser das größte bisher auf der Erde bekannte derartige Phänomen dar.

Dieser Monte Ceva-Neck kann wohl unmöglich das Ergebnis einer einzigen Gasexplosion sein. Dagegen spricht schon seine sehr mannigfaltige Zusammensetzung. Im Süden am Monte Nuovo und Monte Croce und in der Bucht zwischen Cattajo und Battaglia, wo die Tuffröhre durch Erosion zerschnitten ist, kommt in Gängen und unregelmäßigen Massen ein sehr basisches Gestein vor, das in den ganzen Euganeen nur innerhalb unseres Necks auftritt und petrographisch einen Hypersthenandesit darstellt.

Dieser Andesit trägt auch hauptsächlich zur Zusammensetzung des Tuffs bei, dessen groben konglomeratischen Bestandteil er bildet, während das feinere Bindemittel des Tuffs mehr aus zerriebenem Trachyt besteht. Dieser trachytische Tuff wird dann gegen den Rand des Necks hin in den Partien vorherrschend, wo er mit kompakten Trachytmassen in Berührung steht.

Der vulkanische Tuff erhebt sich am Monte Ceva mehr als 250 m über die Pianura. Er bildet in den höheren und zentralen Teilen des Necks grobe Bänke, welche nach dem Eruptionszentrum hin geneigt sind. Der Neck ist nur mit etwas mehr als seiner westlichen Hälfte erhalten. Der östliche ist wohl unter den Alluvionen der Ebene begraben zu denken. An zwei Stellen, im Norden und im Westen, tritt er mit schmalen Schollen von Scaglia in Berührung. Die Schichten fallen an beiden Punkten nach dem Neck zu ein. Die Begrenzungsfläche ist nicht aufgeschlossen wie am Paß Galzignano, aber da am Monte Oliveto beide Schichtkörper ein flaches Südostfallen besitzen und trotzdem die Berührungslinie gerade über Berg und Tal verläuft, so ist aus geometrischen Gründen die Berührungsfläche als wenigstens annähernd senkrecht zu denken.

Etwas günstiger liegt in dieser Hinsicht eine zweite Gruppe, die ich am Ostabhang des Monte Gemola im Südteil der Euganeen aufgefunden habe. Hier treten zwei Tuffnecks zusammen auf an der Grenze von Scaglia und von Basalt, welcher nachweislich älter ist als der in den Euganeen vorherrschende Trachyt. Von diesen beiden Diatremen mißt das größere nördliche 110:150 m. Es hat einerseits den älteren Basalt und andererseits Scaglia durchschlagen, weist mit dem Sedimentgestein eine senkrechte Begrenzung auf und enthält sogar Blöcke von Scaglia und dem tieferen Biancone als Bruchstücke der bei der Explosion zerfetzten Sedimentdecke. Im übrigen herrscht auch in dem Tuff der benachbarte Basalt vor.

Im Lichte dieser beiden neuen Tatsachen nimmt sich nun die Entstehungsgeschichte der Euganeen folgendermaßen aus:

Zur Eocänzeit tritt hier eine schlecht gemischte magmatische Gesteinsblase von der Flächenausdehnung der Euganeen aus der Tiefe bis knapp unter die Oberfläche. Das Empordringen kann nicht durch Gebirgsbildung erklärt werden, weil sonst darüber nichts bekannt ist, und weil die erste Eruption noch mit nummulitenführenden Schichten wechsellagert, also sich auf dem Grunde des Meeres abspielt. Noch weniger hilft die Hypothese von Spaltenbildungen, weil so viele Spalten als selbständige Eruptionspunkte da sein müßten, und der fast rings geschlossene Sedimentmantel, wie beim Monte Lozzo, so überhaupt bei den Euganeen, vollständig intakt ist. Die Vorstellung eines von Spalten- oder Gebirgsbildung abhängigen, also eines passiven Vulkanismus führt hier nicht zum Ziel.

Statt dessen wollen wir unsere Erfahrungen am Monte Lozzo zu Hilfe nehmen und uns den Vorgang derart vorstellen, daß der Auftrieb abwechselnd durch ein selbständiges Emporquellen des Magmas und durch ein Einziehen der jeweiligen Decke in den Magmakern durch chemische Assimilation und mechanische Einschlierung und Einschmelzung erfolgte. Das aufsteigende Magma bog also die Schichten auf und fraß sich dann wieder in ein immer höheres stratigraphisches Niveau durch. Von dem gemeinsamen Herde aus drangen dann zuerst die leichtflüssigen Basalte bis zum Meeresboden hinauf, ihren Gasgehalt gelegentlich, z. B. an den Necks des Monte Gemola, durch gewaltsame Explosionen verspritzend und ihre dunklen Tuffe mit den Meeressedimenten vermischend. Dann drängt das Magma seine ganze Decke über den Meeresspiegel und frißt sich selbst in seiner ganzen Fläche so weit durch die Sedimente empor, daß jetzt an vielen Stellen, wie z. B. am Monte Lozzo, in der geschilderten Weise der zähflüssige, gas-

arme Trachyt ins Freie austreten konnte. Die Magmenblase weitete sich gleichsam vollständig aus während dieser zweiten, sauren Eruptionsphase, bis noch zuletzt im Osten eine dritte, basische Magmenschlriere gefördert werden kann. Diese Schliere aus Hypersthenandesit muß nun ganz ungewöhnlich reich an Gasen gewesen sein, welche den inzwischen erstarrten Trachyt mit bei Battaglia dicht gedrängten Explosionsröhren durchlöchern. Zum Teil ist bei diesem Vorgang nur Gas zum Austritt gekommen wie innerhalb der nur mit Trachyt erfüllten Röhren am Monte Trevison; diese sind reine Gasmaare nach der BRANCASchen Bezeichnung. Zum Teil aber rissen die Gase aus dem in der Tiefe verharrenden Magma einzelne Fetzen und Bomben mit empor, welche den basischen Teil des Ceva-Konglomerats ausmachen. Und schließlich resorbierte von unten her glutflüssiges andesitisches Material den Tuff wieder teilweise innerhalb des Necks.

Die Euganeen bilden zurzeit das Arbeitsgebiet von Dr. MICHAEL STARK in Wien. Kurz hintereinander hat dieser Forscher folgende Schriften veröffentlicht:

- 1906: 1. Die Euganeen. Mitt. d. Naturwissenschaftl. Vereins a. d. Univ. Wien, S. 77—96. Es ist dies ein Exkursions-Bericht, also eine mehr allgemeine geographisch-geologische Studie.  
2. Die Gauverwandtschaft der Euganeensteine. TSCHERMAKS Mitt. XXV, H. 4.
- 1907: 3. Formen und Genese lakkolithischer Intrusionen. Festschrift des Naturw. Vereins a. d. Univ. Wien, S. 51—66.
- 1908: 4. Geologisch-petrographische Aufnahme der Euganeen. TSCHERMAKS Mitt. XXVII, H. 5 u. 6.

Die STARKSchen Untersuchungen, welche eine genaue Kartierung neben eingehenden petrographischen Studien als Endziel haben, sind noch nicht abgeschlossen. STARK hält die Trachytberge, von denen die Rede ist, für Intrusivgebilde, entstanden durch Anschwellen von Gängen zu Lakkolithen nahe der Oberfläche. Dadurch, daß diese Gänge die Parallelrichtung der Alpen und Apenninen bevorzugen sollen, ist der Anschluß an die SUESSsche Schulmeinung ermöglicht.

Jedenfalls liegt es näher, die Eruptivgesteinsgänge als sekundäre Gebilde zu deuten, entstanden durch das Einschließen des Magmas in Fugen, die im Nebengestein beim Heben der Massen aufgerissen sind.

Auch ist klar, daß die Spaltentheorie beibehalten werden muß, wenn man keine anderen Mittel kennt, um das überall beobachtete Durchtreten des Schmelzflusses in höhere Horizonte zu erklären.

Erst durch den Nachweis einer Resorption seiner Decke durch das Magma und eines Emporflutens durch explosive Schußkanäle ist eine endgültige Ablehnung der Passivitätstheorie ermöglicht.

### 34. Zur Altersstellung der paludinenführenden Sande im Grunewald bei Berlin.

Von Herrn F. SOENDEROP.

Zurzeit Dölitz (Pommern), den 25. Juli 1909.

Im Eingang seiner Arbeit „Über die Paludinensande und die Seenrinne im Grunewald bei Berlin“<sup>1)</sup> schildert Herr EMIL WERTH die Lagerungsverhältnisse dieser Sande in ihrer Über- und Unterlagerung von subglazial gebildeten Ablagerungen, also Grundmoränen.

Lediglich auf Grund dieser Lagerung stellt er sie als ein Äquivalent der „Rixdorfer Sande“ bzw. als „letztes Interglazial“ hin; er faßt dann weiter die *Paludina diluviana* als typisches Fossil dieses Interglazials auf und weist den Gedanken an ein sekundäres Auftreten dieses Fossils auf Grund seiner Häufigkeit zurück, hält es also in diesen Sanden für primär.

Schließlich erklärt er das Vorkommen der *Paludina diluviana* im jüngeren Interglazial für eine längst bekannte Tatsache.

Hierzu ist folgendes zu bemerken. Die Schichten, die bei Rixdorf und in der südlichen Mark Säugetierreste aus der jüngeren Interglazialzeit an primärer Lagerstätte führen, sind Kiesbänke, die unmittelbar über dem Unteren Geschiebemergel liegen. Über diesen Kiesen liegen die diskordant parallel geschichteten Sande, die zumeist dünne Kiesbänkchen einschließen und außer im Grunewald noch an zahlreichen Stellen der Mark *Paludina diluviana* führen. In diesen Sanden kommt z. B. in den Glindower Tongruben die *Paludina diluviana* in derartiger Menge vor, daß nesterweis Schale an Schale liegt. Trotzdem können diese Sande, die als Vorschüttungs-sande der letzten Vereisung zu gelten haben und durchaus

---

<sup>1)</sup> EMIL WERTH: Über die Paludinensande im Grunewald bei Berlin. Diese Zeitschr. 61, 1909, Monatsber. 3, S. 161 ff.

zutreffend als ds-Sande kartiert worden sind, da ihre Überlagerung durch Oberen Geschiebemergel durchgehends nachgewiesen werden kann, nicht als die primäre Lagerstätte dieser Schnecke gelten. Diese Sande sind durchaus glazialer Natur, sie führen nur höchst selten fossile Knochenreste, die dann gewöhnlich stark abgerollt sind, während die Funde in den Kiesen, dem Rixdorfer Horizont, kaum die Spuren eines weiteren Transportes erkennen lassen. Diese Sande sind viel eher zum Oberen Diluvium als Os-Sande als zum Interglazial zu stellen. Die interglazialen Schichten, die Kiese, liegen stets an der Sohle der diskordant parallel geschichteten Sande. Aber auch in diesen treten bekanntlich die Fossilreste nicht in ihrer eigentlichen Lagerstätte auf. Die Knochenreste sind vermutlich zur Interglazialzeit, vielleicht zum Teil auch noch mit den Schmelzwässern des herannahenden Eises in diese Kiese verschleppt worden von den Stellen, wo die Tiere verendeten. Die autochthonen, Torf und Kalk führenden Lagerstätten der letzten Interglazialzeit: Motzen, Kallinichen, Körbiskrug, Phoeben, Görzdorf in der Mark, liegen unter diesen diskordant parallel geschichteten Sanden, z. T. auch noch unter den interglazialen Kiesen, z. T., wie in der ZIEBSchen Grube bei Motzen, wo diese Sande fehlen, direkt unter Oberem Geschiebemergel.

Daher kann diesen Sanden kein interglaziales Alter zugesprochen werden, denn der Rixdorfer Horizont wird nicht durch die diskordant parallel geschichteten Sande, sondern durch die diese unterlagernden Kiese und kiesigen Sande dargestellt.

Wäre nun die *Paludina diluviana* für das jüngere Interglazial typisch, so hätte sie doch an irgendeiner Stelle, sei es in den Kalken von Kallinichen oder in den Schneckenmergeln von Görzdorf und Körbiskrug, zum mindesten aber in den Phoebener Ablagerungen gefunden werden müssen, die die günstigsten Lebensbedingungen für sie boten. Woher freilich diese Schnecke in den schnell fließenden Gewässern, die die diskordant parallel geschichteten Sande aufschütteten, in denen sie primär vorkommen soll, ihre Nahrung bezog, müßte erst nachgewiesen werden; sie ist, wie ihr Name schon besagt, ein Sumpftier. Man wird also sie wohl oder übel in diesen Sanden als sekundär bezeichnen müssen.

Bis jetzt ist nun *Paludina diluviana* in den Schichten des jüngeren Interglazials noch nicht nachgewiesen worden<sup>1)</sup>,

---

<sup>1)</sup> LAUFER sagt (Jahrb. d. Kgl. geol. Landesanst. f. 1881, S. 498), er habe bei Körbiskrug nur ein Exemplar gefunden. Dies stammt höchstwahrscheinlich aus den überlagernden diskordant parallel geschichteten Sanden. Weitere Funde sind mir nicht bekannt.

wohl aber eine bisher in Deutschland unbekannte Form von *Paludina*, die sich z. B. in Phoeben<sup>1)</sup> massenhaft findet. Diese ist bisher stets mit *Paludina diluviana* oder sogar mit *Paludina Vivipara* verwechselt worden. Die von Rathenow erwähnte *Paludina diluviana* ist nach einer Mitteilung des Herrn H. MENZEL unzweifelhaft die Phoebe Form.

Wenn *Paludina diluviana* nun in den sandigen jüngsten Glazialschichten stellenweise wie im Grunewald und bei Glindow massenhaft auftritt, so muß sie aus älteren Schichten aufgenommen sein, die durch die jungglazialen Wasser zerstört wurden, häufig vielleicht direkt aus ihrer primären Lagerstätte oder aus dem mittleren, sog. Unteren Geschiebemergel, der sie hier und da recht zahlreich führt. Nach den Ausführungen des Herrn WERTH, der die diskordant parallel geschichteten Sande wegen ihrer häufigen Paludinen einschüsse für interglazial hält, könnte man den Unteren Geschiebemergel, der auf Grund dieser Tatsache mit Recht als Unterer kartiert wurde, ebenfalls für interglazial halten.

Die diskordant parallel geschichteten Sande des Grunewalds mit der *Paludina diluviana* sind also nicht interglazial, sondern gehören dem Oberen Diluvium an.

### 35. Cypridensilicite in der rheinischen Braunkohle.

Von Herrn HANS POHLIG.

Bonn, den 14. Juli 1909.

Selbst die längst verfallenen Dysodylgruben von Rott liefern immer noch Neues. Bei der letzten Exkursion dahin unterzogen wir die früher durch mich beschriebenen Conchylien-Siliciteknollen einer erneuten Prüfung. In der Form sind sie den Lößkonkretionen sehr ähnlich; wie letztere am Rhein überall da massenhaft vorkommen, wo Kalkbasalte und andere kalkreiche Gesteine in der Nähe sind, so erscheinen die Siliciteknollen der Lignite an massenhafte Diatomeen-Ansammlungen

---

<sup>1)</sup> F. SOENDEROP und H. MENZEL: Über interglaziale, paludinenführende Ablagerungen von Phoebe bei Werder (Mark). Diese Zeitschr. 61, 1909, Monatsber. 2, S. 57.

in ihrem Vorkommen gebunden; sie liegen da von Erbsengröße an bis zu großen Blöcken, gehen auch, wie die Lößkindel, stellenweise zur Bildung horizontaler Bänke über.

Die Silicitknollen von Rott führen nach unserer neuerlichen Untersuchung nicht nur Conchylien gleich denen von Muffendorf (den „Süßwasserquarzen“ WEBERS), die nach meinen früheren Berichten auch Litorinellen oder richtiger Hydrobien in Menge enthalten, sondern bei Rott kommen außer jenen und der beschriebenen *Chara (hispida) lignitum* auch stellenweise Anhäufungen von *Cypris (faba) lignitum* POHL. vor, denen des Mainzer und schwäbischen Beckens völlig entsprechend.

Diese Cypriden-Silicite des rheinischen Lignits sehen manchen Silex-Oolithen sehr ähnlich, die sich dort sicher auch noch auf primärer Lagerstätte finden werden, nachdem früher bereits Eisen-Oolithe und Ton-Oolithe von mir aus der Braunkohle des Niederrheins beschrieben worden sind, die früher über einen sehr viel größeren Teil der Rheinprovinz als jetzt verbreitet gewesen zu sein scheint. Den winzigen Querschnitten der *Cypris*-Schalenpaare gesellen sich solche von ebenso kleinen *Chara*-Früchten sowie Embryonen von *Planorbis* und *Lymnaeus* in den Silicitkonkretionen von Rott hinzu.

## Neueingänge der Bibliothek.

- BRAUN, GUSTAV: Über die Morphologie von Bornholm. S.-A. aus: XI. Jahres-Bericht der geograph. Gesellsch. zu Greifswald 1908/09. British Association for the Advancement of Science, Winnipeg Meeting, 1909. Visit to Cobalt and Sudbury, August 17<sup>th</sup> to August 20<sup>th</sup>. Toronto 1909.
- DIETRICH, W.: Neue Riesenhirschreste aus dem schwäbischen Diluvium. S.-A. aus: Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturkunde in Württemberg. Stuttgart 1909.
- GEBHARD, HANNES: Den Odlade Jordarealen och dess Fördelning, Finlands Landskommuner år 1901. Helsingfors 1908.
- GÖTZINGER, GUSTAV: Geologische Studien im subbeskidischen Vorland auf Blatt Freistadt in Schlesien. S.-A. aus: Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1909, Bd 59, H. 1. Wien 1909.
- GRUPE, G.: Die Brücher des Sollings, ihre geologische Beschaffenheit und Entstehung. S.-A. aus: Zeitschrift für Forst- u. Jagdwesen, Jahrg. 41. Berlin 1909.
- Über die Zechsteinformation und ihr Salzlager im Untergrunde des hannoverschen Eichsfeldes und angrenzenden Leinegebietes nach den neueren Bohrergebnissen. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, XVII. Jahrg. Berlin 1909.
- HENKEL: Zur Theorie der Gebirgsbildung. S.-A. aus: Globus, Bd 95, Nr. 21. Braunschweig 1909.
- RAUFF, H.: Geologie und Bergbau. Festrede zur Feier des Geburtstages Sr. Majestät des Kaisers u. Königs, gehalten am 27. Januar 1909. Berlin 1909.
- SIEBURG, RICHARD: Über transversale Schieferung im thüringischen Schiefergebirge. Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde. Halle 1909.
- TRAUTH, FRIEDRICH: Die Gressener Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna. Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns, Bd XXII. Wien 1909.
- WHITE, J. C.: Relatório Final apresentado a S. Ex. v. Sr. Dr. LAURO SEVERIANO MÜLLER, Ministro da Industria, Viacao e Obras Publicas. Rio de Janeiro 1909.
-

# Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 8/10.

1909.

## Protokoll der Hauptversammlung am 16., 17. und 18. September zu Hamburg.

I. Protokoll der Sitzung am 16. September 1909  
im großen Hörsaal des Naturhistorischen Museums zu Hamburg.

Beginn: 9 $\frac{1}{2}$  Uhr.

Herr GOTTSCHKE eröffnet als Geschäftsführer die Sitzung und erteilt dem Vertreter des Senats der Stadt Hamburg, Herrn Syndikus Dr. BÜHL, das Wort, der die Gesellschaft im Namen der Stadt willkommen heißt.

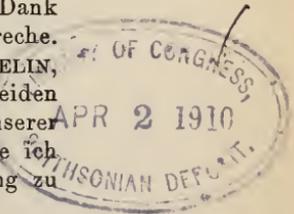
Herr GOTTSCHKE dankt dem Senat im Namen der Gesellschaft.

Herr Prof. Dr. ZACHARIAS, Direktor der botanischen Staatsinstitute der Stadt Hamburg, begrüßt die Gesellschaft im Namen des Hamburger Professorrats.

Darauf richtete Herr GOTTSCHKE an die Gesellschaft die nachstehenden Begrüßungsworte:

Meine Herren!

Ich weiß mich eins mit Ihnen, wenn ich in Ihrem Namen dem Herrn Vertreter Eines Hohen Senats sowie dem Herrn Vorsitzenden des Professoren-Rats unseren aufrichtigen Dank für ihre ehrenvolle und liebenswürdige Begrüßung ausspreche. Auch den Herrn dieses Hauses, Herrn Prof. Dr. KRAEPELIN, der uns hier im Naturhistorischen Museum für die beiden ersten Tage Obdach gewährt hat, bitte ich, den Dank unserer Gesellschaft entgegennehmen zu wollen. Nunmehr bitte ich Sie aber, auch mir persönlich einige Worte zur Begrüßung zu gestatten.



Als Sie im vorigen Jahre in Dresden beschlossen haben, die diesjährige Versammlung in Hamburg abzuhalten, und als Sie weiter beschlossen, mir die Vorbereitungen zu dieser Versammlung anzuvertrauen, da war meine Freude, um aufrichtig zu sein, nicht ganz ungetrübt. Durchdrungen von der hohen Ehre, die Sie mir erwiesen, mußte ich trotzdem befürchten, daß die Sammlungen des mir anvertrauten Instituts in ihrer Aufstellung noch unfertig sein würden, jedenfalls nicht in dem Zustande, in dem ich sie Ihnen gern vorgeführt hätte. Ich habe leider mit dieser Rechnung recht behalten; erst in etwa 2 Monaten wird das Mineralogisch-Geologische Institut dem großen Publikum geöffnet werden können. In der Geschichte dieses Instituts wird Ihre Versammlung aber stets eine große Rolle spielen, denn genau heute vor einem Jahre ist mir dies Haus von der Bauleitung übergeben, ist der erste Schrank aus diesem gastlichen Hause, in dem ich beinahe zwei Jahrzehnte unter der liebenswürdigen Ägide des Herrn Prof. Dr. KRAEPELIN gewohnt habe, hinübergetragen in ein neues Heim, das Sie ja am Sonnabend kennen lernen.

Ich möchte aber gern den Nachweis führen, daß die Beziehungen zwischen Ihrer Gesellschaft und meinem Institut viel älteren Datums sind; und ich glaube, dieser Nachweis ist nicht einmal schwer. Das erste Mitgliederverzeichnis unserer Gesellschaft aus dem Januar 1849 führt aus Hamburg die Namen WIEBEL und ZIMMERMANN auf.

ZIMMERMANN, ein hiesiger Arzt, 1876 als Achtzigjähriger hier gestorben, ist allen denjenigen von Ihnen, die sich mit dem geologischen Aufbau von Nord-Hannover und von Holstein beschäftigt haben, wohlbekannt. Das Kreidevorkommen von Hemmoor, das einige von Ihnen gestern besichtigt haben, die interglaziale Torfschicht von Schulau, die wir am Sonnabend gemeinschaftlich besuchen wollen, sind zuerst von ihm beschrieben worden.

WIEBEL, ein geborener Wertheimer, wurde 1837 als Dreißigjähriger an das Akademische Gymnasium als Professor der Physik, Chemie und Mathematik berufen; ein ausgezeichnete Lehrer, wird er gleichwohl Ihnen nur durch eine Monographie über Helgoland bekannt sein, die heute noch vortrefflich genannt werden darf.

Zu diesen ersten beiden Mitgliedern gesellte sich sehr bald ein Hamburger Kaufmann, O. SEMPÉR, der mit großer Sorgfalt und ungemeinem Fleiß sich dem Studium des nordischen Tertiärs gewidmet hat. Alle drei haben an meiner geologischen Erziehung mitgewirkt, und alle drei haben ihre

Sammlungen dem Museum, d. h. dem heutigen Mineralogisch-Geologischen Institut, vermacht und dadurch den Sammlungen des Instituts ihren besonderen Charakter verliehen. Wer heute sich über Helgoland, über Diluvialgeschiebe oder über heimisches Tertiär orientieren will, der kann an unserem Institut nicht vorbeigehen, und das danken wir in erster Linie den drei längst dahingeshiedenen Mitgliedern Ihrer Gesellschaft. Das Interesse an der Geologie ist hier in Hamburg seitdem nie ganz erloschen. Ich will von der Gegenwart nicht reden, aber ich will zum Schluß nur darauf hindeuten, daß auch die Zukunft Gutes verheißt, haben doch drei hiesige Herren den Wunsch ausgedrückt, unserer Gesellschaft beizutreten.

Der Geschäftsführer leitet dann die Wahl des Vorsitzenden ein. Auf Vorschlag von Herrn CREDNER wird einstimmig durch Zuruf Herr v. KOENEN zum Vorsitzenden der Sitzung gewählt.

Auf Vorschlag des Vorsitzenden werden die Herren BÄRTLING, HAACK und HORN zu Schriftführern der Versammlung gewählt und die Herren GRÄSSNER und THOST zu Rechnungsprüfern ernannt.

Nachdem Herr GOTTSCHKE noch einige kurze Mitteilungen über den Ausflug am Nachmittage gemacht hat, bei der Herr CARL HAGENBECK selbst die Führung durch den Tierpark in Stellingen übernehmen wird, erteilt der Vorsitzende Herrn E. PHILIPPI<sup>1)</sup> das Wort zu seinem Vortrage:

„Die präoligocäne Abtragungsfläche in Thüringen, ihr Verhältnis zu den Dislokationen und dem Flußnetz.“

An der Diskussion beteiligen sich die Herren ZIMMERMANN, v. KOENEN und der Vortragende.

Zu dem Vortrage des Hrn. PHILIPPI bemerkte Herr VON KOENEN, daß für das Alter der Sande und Kiese auf den Hochflächen in Thüringen ein sicherer Anhalt zur Deutung jedenfalls fehle, daß es aber nahe läge, sie mit Quarzsanden usw. in Verbindung zu bringen, die weit nach Hessen, Hannover, Detmold und Westfalen in ähnlicher Lage auftreten und verschiedentlich über dem marinen Ober-Oligocän liegen, also als Miocän zu deuten sind. Freilich sind sie meist nur in einzelnen Fetzen erhalten, haben aber als Zeugen ihrer

---

<sup>1)</sup> Der Vortrag wird als Abhandlung in den Vierteljahrsheften des nächsten Jahrgangs erscheinen.

einstigen Verbreitung vielfach verstreute Quarzitblöcke hinterlassen, so auf einzelnen Buntsandsteinhochflächen bei Marburg, auf dem rheinischen Übergangsgebirge östlich Brilon usw.

Nach einer Pause von 20 Minuten trägt Herr W. WOLFF vor über das Thema: „Der Untergrund von Bremen“.

Die Bremer Gegend, äußerlich flach und eintönig, birgt im Innern interessante Probleme in jeder einzelnen Formation, die an ihrem Aufbau teilnimmt. Über das mesozoische Gebirge, das erst gegen 80 km südwärts aus dem Quartär und Tertiär zutage steigt, durch Kalibohrungen aber im Untergrunde bis auf etwa 40 km an die Stadt heran verfolgt ist, gibt jetzt der erste Tiefbohraufschluß bei Bremen selbst gewisse Kunde; die Kenntnis des Tertiärs ist durch mehrere Wasserbohrungen um wichtige Stufen von mehr als lokalem Interesse bereichert worden; hinsichtlich des Quartärs nimmt die Gegend eine Vorpostenstellung weit vor der Front der von Holstein durch Nordhannover heranrückenden Spezialaufnahmen des Glazialdiluviums ein, berufen, die Verbindung zu den Aufnahmen im Emsgebiet und zu MARTINS Forschungsergebnissen über das Diluvium im Westen der Weser herzustellen; und selbst das Alluvium bietet Gelegenheit zu allerlei interessanten Beobachtungen, die das Gesamtprofil vervollständigen und von der geologischen zur historischen Vergangenheit hinanführen.

Das älteste Glied im Profil des Bremer Untergrundes ist das **Salzgebirge**, von dem man, vorderhand allerdings ohne zureichende Beweisunterlage, annimmt, daß es dem Zechstein angehört. Es verriet sich bereits durch eine starke Versalzung des Grundwassers in verschiedenen Gebietsteilen der Bremer Umgegend und in verschiedenen Teufen. An einigen Orten kannte man in weniger als 50 m Tiefe Grundwasser mit  $\frac{2}{3}$  Proz. Kochsalz, während an anderen bis 150 m hinab süßes Wasser angetroffen wurde. Salz- und Süßwassergebiete zeigten bisweilen erstaunlich scharfe Grenzen, und doch war es bisher nicht möglich, aus ihrer Verteilung ein Bild über die maßliche Lage der unterirdischen Gebirgshorste zu gewinnen, von denen die Versalzung ausging. Wohl den höchsten Salzgehalt ergab eine Wasserbohrung von 240 m Tiefe an der Stephanikirchweide zu Bremen, nämlich rund 5 Proz. Jetzt ist durch die Bohrung I der Bohrgesellschaft Bremen endlich das geheimnisvolle Salzgebirge angeschlagen. Die Bohrung steht auf der linken Weserseite im Neuen Lande, dicht an der Neustadt. Sie ergab ein merkwürdiges Profil, das ich aller-

dings nur so weit mitteilen kann<sup>1)</sup>, als es in der Presse bekannt geworden ist:

- 0— ca. 220 m Quartär.
- 220— 550 m älteres Tertiär.
- 550— 730 - obere Kreide.
- 730— 793 - Anhydrit.
- 793—1100 - Steinsalz, Anhydrit und liegendes Gebirge.

Wie man sieht, transgrediert die obere Kreide unmittelbar auf dem Salzgebirge; sämtliche Zwischenglieder fehlen. Die gleiche Erscheinung ist auch im Allertal oberhalb Verden und im westlichen Holstein bei Heide beobachtet, überrascht also nicht allzusehr. Übrigens liegt oberhalb Verden das Salzgebirge in weit geringerer Teufe, und man darf aus der starken Grundwasserversalzung an gewissen Stellen des Bremer Gebiets wohl schließen, daß es auch in diesem Gebiet stellenweise sehr flach liegen muß und dann vielleicht des Schutzes der mächtigen tertiären Tondecke entbehrt.

Was die **Kreide** betrifft, so ist das spezielle Profil noch nicht ermittelt. Fest steht zunächst nur die Tatsache, daß es sich um obere Kreide handelt, und daß die untere in der Tiefbohrung fehlte. Auch von der Kreide darf man annehmen, daß sie nicht allzufern von Bremen in weit höheren Lagen vorkommen muß, als die Bohrung ergab. Sonst wäre die starke Anreicherung der diluvialen Grundmoräne mit Kreidebrocken unerklärlich. Die dünnen, unter dem Wesertal erbohrten Geschiebemergel enthalten dicke Klumpen unzerriebener Kreide, und selbst da, wo der Geschiebemergel durch Schmelzwässer desselben Eises, das ihn geschaffen hatte, wieder erodiert war, konnte man seinen Kiesrückstand noch an den charakteristischen Kreidegeröllen erkennen. Ganz besonders kreidereich ist der Geschiebemergel von Wilstedt, nordöstlich von Bremen.

Das **Tertiär** ist am besten in einer vom Bremer Wasserverk ausgeführten Versuchsbohrung zu Ördekenbrück am Geestrande, etwa zwei Meilen südwestlich der Stadt, aufgeschlossen. Diese Bohrung ergab folgendes Profil:

Ansatz 18 m über NN.

1. 0 — 64,40 m Diluvium.
2. 64,40— 73,90 - fetter dunkler, z. T. etwas glaukonitischer Ton.
3. 73,90— 76,10 - dunkelgrüner sandiger Ton, nach unten in tonigen Sand übergehend.
4. 76,10— 84,60 - fossilreicher Grünsand.
5. 84,60— 91,80 - grauer toniger Sand mit Glaukonit, fossilreich.

---

<sup>1)</sup> Später wird voraussichtlich eine genaue Darstellung der Schichten und ihres Fossilinhalts gegeben werden können.

6. 91,80— ca. 105 m sandiger grünlichgrauer Ton mit wenig Schalteilchen, von 100 m abwärts fast kalkfrei.
7. 105,00—105,10 - desgl., fetter, kalkfrei.
8. 105,10—110,20 - kalkreicher grauer Ton, zu unterst sandig; enthält Septarien.
9. 110,20—110,45 - schwach toniger graugrüner Sand mit Schalfragmenten, kalkhaltig.
10. 110,45—111,50 - fetter grauer kalkhaltiger Ton.
11. 111,50—123,50 - grauer toniger glaukonithaltiger Sand, teilweise kalkhaltig, zu unterst mit einigen groben Quarzkörnern.
12. 123,50—126,40 - fetter grauer, schwach kalkhaltiger Ton.
13. 126,40—147,00 - grünlichgrauer toniger Sand.
14. 147,00—148,50 - grober Sand aus ölig glänzenden dicken Quarzkörnern.
15. 148,50—150,00 - grünlichgrauer, schwach toniger Sand.
16. 150,00—151,00 - grober Sand mit Fossilbruchstücken.
17. 151,00—153,50 - etwas feinerer Sand.
18. 153,50—158,00 - Sand, allmählich in sandigen Kies übergehend, kalkhaltig, mit groben, ölig glänzenden Quarzen, vielen stark gerollten Fossilien sowie Phosphoriten und Kalksandsteinkonkretionen.

In diesem Profil scheint mir Schicht 2 dem von der Unterelbe, aus der Lüneburger Gegend und aus Schleswig-Holstein bekannten „Glimmerton“ zuzurechnen zu sein. Petrographisch ist die Übereinstimmung sehr gut. Der Ördekenbrücker Ton führt Glimmerschüppchen und feine Braunkohlsubstanz, und wenn er teilweise glaukonitisch ist, so gleicht er darin gewissen Bänken des echten Glimmertons von Langenfelde bei Hamburg, Morsum auf Sylt u. a. O. Leider haben die geringen Bohrproben keine charakteristischen Faunabestandteile geliefert. Außer Foraminiferen ist nur eine *Pleurotoma turbida* SOL. aus 68 m Tiefe zu nennen. Immerhin möchte ich den Ton ins Obermiocän stellen. Schicht 3 gehört vielleicht, Schicht 4 und 5 sicher zum Mittelmiocän. Die reiche Fauna entspricht vollkommen derjenigen des „sandigen Miocäns“ und des „Holsteiner Gesteins“ (GOTTSCHÉ) einerseits und der Dingener Stufe, die sich auch in den holländischen Staatsbohrungen in der Peel (westlich der Maas) überreich an Fossilien gezeigt hat, andererseits. Typisch untermiocäne Formen oder Anklänge an die rätselhaft mediterrane Miocänfauna von Ibbenbüren (Schafbergstollen) habe ich nicht beobachtet. Folgende Arten wurden aus den Bohrproben ausgelesen:

- Anomia ephippium* L.  
*Pecten Brummelii* NYST.  
 - *septemradiatus* MÜLL.  
 - cf. *Gerardi* NYST.

- Pecten* sp.  
*Arca latesulcata* NYST.  
? *Pinna* sp.  
*Limopsis aurita* BR.  
- *anomala* EICHW.  
*Nucula* sp.  
*Leda glaberrima* MÜNST.  
- *Westendorpii* NYST.  
*Venus multilamellosa* NYST.  
- cf. *islandicoides* NYST.  
*Isocardia* cf. *lunulata* NYST.  
*Astarte concentrica* GOLDF.  
- *triangularis* MONTF.  
*Cardita chamaeformis* GOLDF.  
*Cardium comatulum* BRONN.  
*Corbula gibba* OL.  
*Siliqua angusta* NYST.  
*Tellina* sp.  
*Thracia* sp.  
*Murex inornatus* BEYR.  
*Ficula reticulata* LAM.  
*Fusus attenuatus* PHIL.  
- *sexcostatus* BEYR.  
- *crispus* BORS.  
- sp. (aus der Gruppe des *eximius*, nur ein Embryonalgewinde).  
*Terebra Basteroti* NYST.  
*Nassa bocholtensis* BEYR.  
- *Fucki* v. KOEN.  
- *labiosa* SOW.  
- cf. *elegans* LEATHES.  
- cf. *tenuistriata* BEYR.  
*Cassis* cf. *Dewalquei* v. KOEN. (juv.).  
- cf. *saburon* BRUG. (juv.).  
*Cassidaria* sp.  
*Columbella nassoïdes* GRAT.  
*Ancillaria obsoleta* BR.  
*Conus Dujardini* DESH.  
*Pleurotoma turbida* SOL.  
- *rotata* BR.  
- - - , var. *complanata* v. KOEN.  
- *turricula* BR., var. *laeviuscula* v. KOEN.  
- *Duchastelii* NYST.  
- *semimarginata* LAM.

- Pleurotoma Steinvorthi* SEMP.  
- *Bodei* v. KOEN.  
- cf. *obeliscus* DESM.  
- *festiva* DOD.  
- sp. pl.  
*Borsonia uniplicata* NYST.  
*Mangelia* sp.  
*Voluta* cf. *Bolli* KOCH (mit nur 2 Spindelfalten).  
*Natica Alderi* FORB.  
- sp.  
- *helicina* BR.  
- *Beyrichi* v. KOEN.  
- cf. *millepunctata* LAM.  
? *Sigaretus* sp.  
*Pyramidella elata* v. KOEN.  
*Cerithium* sp.  
*Aporrhais alata* EICHW. (in einer der *A. speciosa*  
SCHLOTH. nahestehenden Varietät).  
*Turritella subangulata* BR.  
*Cadulus subfusiformis* SARS.  
*Dentalium* sp.  
*Ringicula auriculata* MEN.  
- *striata* PHIL.  
- *ventricosa* SOW.

Dazu kommen zahlreiche Foraminiferen, Einzelkorallen (große Flabellen), Echinoideenstacheln, Bryozoen, Fischotolithen und -zähne sowie wahrscheinlich von Cetaceen herrührende Knochenfragmente. Es sei hier gleich bemerkt, daß Schichten mit derselben mittelmioocänen Fauna auch bei einigen anderen Wasserbohrungen der Bremer Gegend getroffen sind, so auf der rechten Weserseite bei Schevemoor nördlich von Mahndorf in 45—50 m Tiefe und bei Gr. Ippener westlich von Ördekenbrück in 85—110 m. Die Ördekenbrücker Fossiliste wird von diesen Orten noch um folgende Arten bereichert:

- Nucula Haesendoncki* NYST.  
*Lucina borealis* L.  
*Solarium* cf. *obtusum* BR.  
*Dentalium* cf. *mutabile* DOD.  
- cf. *Dollfusi* v. KOEN.  
*Natica Beneckeii* v. KOEN.  
*Odontostoma fraternum* SEMP.  
*Cassis* cf. *Rondeletii* BAST. (juv.).  
*Murex spinicosta* BR.

*Cancellaria spinifera* GRAT.

- *evulsa* SOL.

*Pleurotoma anceps* EICHW.

*Mangelia obtusangula* BR.

*Defrancia Luisae* SEMP.

*Mitra pyramidella* BR.

*Conus Allionii* MICH.

*Terebra Basteroti* NYST.

Das Untermiocän fehlt im Ördekenbrücker Profil und ist auch in anderen Bohrungen bisher nicht angetroffen. Dennoch muß man annehmen, daß es wie in Holstein und Nordhannover so auch bei Bremen als Braunkohlenformation entwickelt gewesen ist und wahrscheinlich noch stellenweise ansteht. Darauf deuten die zahlreichen Braunkohlebrocken und Gerölle von Lignit (*Cupressinoxylon*), die im Diluvium, besonders in den groben Sand- und Kiesschichten, allenthalben vorkommen und offenbar von zerstörten Braunkohleschichten herrühren. Auch sei daran erinnert, daß in der Hassendorfer Ziegelei bei Sottrum, etwa 40 km nordöstlich von Bremen, unter dem marinen Miocän ein schwaches Braunkohlenflöz aufgedeckt ist.

Wie das Untermiocän, so fehlt in den wenigen tiefer gehenden Bohrprofilen auch das Oberoligocän, und es kann zweifelhaft sein, ob dasselbe in der Bremer Gegend existiert oder noch zu quartärer Zeit vorhanden gewesen ist. Bisher sind nämlich niemals typisch oberoligocäne Fossilien auf zweiter Lagerstätte hier gefunden worden, während doch die miocänen Conchylien massenhaft ins tiefere Diluvium verschwemmt sind. Das nächste anstehende Oberoligocän kennt man einerseits aus der Osnabrücker Gegend, andererseits aus Bohrprofilen in der Lüneburger Heide, z. B. bei Schneverdingen, wo es die miocäne Braunkohlenformation unterteuft.

Die Schichten 6—8 der Bohrung Ördekenbrück gehören zum Mitteloligocän, nämlich zum Rupelton, der somit das Miocän unterteuft. In ihrem petrographischen Habitus schließen sie sich dem ostholländischen Septarienton (westfälische Grenze bei Winterswijk) an; dort ist er ebenso grünlich-sandig. Größere Fossilien sind in der Bohrprobe von Ördekenbrück nicht beobachtet; hingegen konnten zahlreiche Foraminiferen ausgeschlämmt werden, unter denen Herr Dr. TH. SCHMIERER-Berlin folgende Arten erkannte:

*Gaudryina chilostoma* RSS.

*Nodosaria obliquistriata* RSS.

*Pseudotruncatulina Dutemplei* D'ORB.

*Spiroplecta carinata* D'ORB.

*Pulvinulina* sp.

*Globigerina* sp.

*Cristellaria* 2 sp.

Es folgt nun eine Schichtengruppe von feinen grünen Sanden mit zwei Bänken fetten Tones, die nur spärliche, sehr kleine und meist fragmentäre Fossilreste beherbergt. Da diese noch nicht sicher bestimmt werden konnten (aus Schicht 9, also im unmittelbaren Liegenden des Rupeltons stammt u. a. eine *Anisodonta* ähnlich der *rugifera* und eine *Vulsella* ähnlich der *obliqua* des Unteroligocäns), so läßt sich nicht sagen, ob die Schichtgruppe, wie man zunächst vermuten wird, unteroligocän oder älter ist. Petrographisch steht sie offenbar in engem Zusammenhang mit der liegendsten Gruppe des ganzen Profils, den sandig-kiesigen Schichten 14—18, denn bereits zwischen den beiden Tonbänken zeigen sich im feinen Sande die merkwürdigen, dicken, ölig glänzenden runden Quarze, die den liegenden Kies auszeichnen. Dieser umschließt aber eine Fauna von offenbar eocänem Alter. Es sind das teils sehr kleine, ganz erhaltene Mollusken, teils stark abgerollte Fragmente größerer Schalen, ferner Nummuliten, Bryozoen, Cephalopoden und Fischzähne. Unter den Schalen dominieren Bruchstücke eines glatten *Pecten*, wahrscheinlich dem *P. corneus* SOW. angehörig. Daneben finden sich große Fragmente, die ich zu *P. plebejus* des belgischen Eocäns rechne. Die übrigen Schalfragmente und Schälchen, deren sichere Bestimmung mir noch nicht möglich war, gehören zu *Ostrea*, *Pectunculus*, *Leda* (cf. *crispata* v. K.), *Woodia* (cf. *Deshyesiana* SEMP.), *Anisocardia* (cf. *postera* v. K.), *Lucina*, *Dentalium*, *Turritella* (cf. *crenulata* v. K.) und *Terebra* (eine zwischen *T. Hoernesii* BEYR. und *T. Basteroti* NYST. stehende Form, die möglicherweise nicht in diese Stufe gehört, sondern Nachfall aus dem Miocän sein könnte). Unter den übrigen Fossilien, die ich wegen Mangel an Vergleichsmaterial an Herrn VINCENT in Brüssel mit der Bitte um Untersuchung sandte, bezeichnete dieser Forscher folgende Arten:

*Nummulites laevigatus* var. *scaber* LK.?

*Beloptera belemnitoidea* BLAINV.

*Belosepia Oweni* SOW.

*Physodon* sp.

*Physodon secundus* WINKL.

- *tertius* WINKL.

*Myliobatis* sp.

*Glyptorhynchus (Coelorhynchus) sp.*

*Notidanus serratissimus Ag.*

*Oxyrhina sp.*

*Odontaspis macrota Ag.*

Die Zweischaler dieser ganzen Fauna haben zwar große Ähnlichkeit mit gewissen Arten des norddeutschen Unteroligocäns, zeigen aber doch sämtlich größere oder geringere Abweichungen von diesen. Die Nummuliten sind entschieden eocän, die unteroligocäne *Nummulina Magdeburgensis* befand sich nicht unter ihnen. Nach dem Gesamtcharakter der Fauna möchte ich annehmen, daß der Quarzkies von Ördekenbrück dem oberen, wenn nicht gar mittleren Eocän angehört. Ich hoffe, demnächst eine genauere Liste der Fossilien geben und das Alter dieser Stufe präziser bezeichnen zu können.

Die Nummuliten von Ördekenbrück sind die ersten im norddeutschen Eocän aufgefundenen. Es scheint indessen, daß das nummulitenführende jüngere Eocän im nördlichen Hannover beträchtliche Verbreitung besitzt. Schon vor langen Jahren fand G. MÜLLER im Diluvium bei Hittfeld Geschiebe eines nummulitenführenden Sandsteins, der sich nach seiner petrographischen Beschaffenheit sehr gut als konkretionäre Bildung in kalkhaltigen Quarzsanden von der Art des Ördekenbrücker Sandes erklären ließe. Ferner sind bei einigen Tiefbohrungen in der Lüneburger Heide Nummulitensande getroffen.

Leider ist das Liegende des Ördekenbrücker Kieses noch unbekannt. Nach dem Ergebnis der Tiefbohrung Bremen I sowie einer älteren, von FOCKE erwähnten Bohrung bei Wollah auf der Lesumer Geest und einer neueren Tiefbohrung bei Bassen auf der Achimer Geest läßt sich aber vermuten, daß dieser Kies bzw. Sand von mächtigen Tonen untereocänen (Londonton) und paleocänen Alters unterteuft wird. Ich hoffe darüber später Näheres berichten zu können.

Am Ende der Tertiärzeit, genauer nach Ablagerung des Obermiocäns, muß die Bremer Gegend ebenso wie das ganze übrige nordwestliche Deutschland von einer großen Landhebung betroffen sein, die ein Ausmaß von etwa 300 m erreicht zu haben scheint. Die dem zurückweichenden Meere folgenden Flüsse schnitten sich tief ins Land ein. Ob aber lediglich Hebung und Flußerosion die Landoberfläche ausgestaltet haben, oder ob Faltungen und Verwerfungen mitwirkten, ist nicht recht klar. Wahrscheinlich ist das letztere der Fall. Es liegt nämlich bei Bremen die Unterkante des Glimmertons keineswegs überall im gleichen Niveau, und in weit höherem

Maße ist das aus den zahlreichen Bohraufschlüssen der Hamburger Gegend ersichtlich. Dort zeigt die Unterkante des Glimmertones Niveaudifferenzen von mehr als 100 m, die nicht durch glaziale Pressung der betreffenden Vorkommen hervorgerufen sind, sondern tektonische Ursachen haben müssen. Die postmiocänen Bodenbewegungen, die man in den mitteleutschen Gebirgen nachgewiesen hat, erstreckten sich auch auf Nordhannover und Schleswig-Holstein.

Für die Hamburger Gegend läßt es sich an Hand der dort ungewöhnlich zahlreichen, bis zu 390 m tiefen Wasserbohrungen klar nachweisen, daß die mit Diluvium ausgefüllten sehr tiefen Rinnen im tertiären Untergrund im wesentlichen Erosionsrinnen sind. Sie haben eine Tiefe bis mehr als 260 m unter NN. Je tiefer nämlich in ihnen das Diluvium hinabreicht, eine um so tiefere Stufe des Tertiärs erscheint als Liegendes. Bei Diluvialmächtigkeiten von weniger als 100 m (unter NN.) pflegt der Glimmerton, bei größeren Mächtigkeiten das „sandige Miocän“ (GOTTSCHÉ) oder die Braunkohlenformation angetroffen zu werden. (Ich habe dabei die Gegend Wilhelmsburg-Billwärder im Auge; an anderen Orten, wo das Tertiär im ganzen höher liegt, ändern sich die Verhältnisse entsprechend.)

Daß die Verhältnisse bei Bremen ähnlich liegen, darauf deuten die wenigen bis jetzt gewonnenen Bohrergebnisse. Zunächst ist durch die Wasserbohrungen Bremen, Stephanikirchweide (240 m Quartär undurchsunken), Bremen-Neuland (Tiefbohrung I, ca. 220 m Quartär), Hemelingen (ca. 220 m Quartär, undurchsunken), Brinkum (Quartär mit 147 m nicht durchsunken) und Fahrenhorst (Quartär, mit 180 m nicht durchsunken) einerseits und die nicht fern von ihnen in Tiefen von 25—80 m ins Tertiär gelangten Bohrungen Mahndorf, Schevemoor, Stuhr, Landwehr, Stuhrbaum, Hinter d. Holze, Gr. Ippener, Theten, Bürstel und Ördekenbrück<sup>1)</sup> andererseits die Existenz einer oder mehrerer tiefer Rinnen in der tertiären Oberfläche erwiesen. Sodann hat die Tiefbohrung Bremen I unter dem sehr mächtigen Quartär unmittelbar das Eocän und nicht erst die sonst vorhandenen jüngeren Tertiärschichten angetroffen.

Das **Diluvium** besteht aus glazialen und nichtglazialen Ablagerungen. Ob unter letzteren sich auch präglaziale befinden, ist noch ungewiß. Aus der 143 m tiefen Bohrung auf dem Bremer Schlachthof ist von 92,8—94,6 und 98,7—99,1 m Tiefe Torf zutage gefördert und von Dr. WEBER untersucht,

<sup>1)</sup> Bei Syke tritt das Miocän in der Geest sogar zutage.

der darin Überreste eines Erlenbruchwaldes erkannte. Die Bohrung ist mit Wasserspülung ausgeführt, und dadurch sind die Schichtproben stark angegriffen und verunreinigt. Ich habe die ganze Serie der im Bremer Museum aufbewahrten geringfügigen und größtenteils geschlammten Proben durchgesehen, konnte aber kein vollkommen klares Bild über das (von HÄPKE und JORDAN gänzlich irrig gedeutete) Profil gewinnen. Soviel ich erkennen konnte, ist es folgendes (Oberkante 7,44 m über NN.):

- 0 — 24,3 m Alluvium und oberstes Diluvium (eine einzige unzulängliche Probe).
- 24,3 — 27,6 - hellgrauer, kreidereicher Geschiebemergel.
- 27,6 — 33,5 - mittelfeiner Sand.
- 33,5 — 45,7 - grauer, z. T. sandiger, in der Tiefe große Steine führender Geschiebemergel.
- 45,7 — 46,6 - Sand, mittelkörnig.
- 46,6 — 52,4 - feinsandreicher, gelbgrauer Ton.
- 52,4 — 61,7 - Sand, ziemlich fein, mit Stücken von grauem schiefrigen Ton.
- 61,7 — 69,2 - Sand.
- 69,2 — 70,4 - grauer feinsandiger Ton.
- 70,4 — 75,7 - schwach toniger Sand.
- 75,7 — 80,5 - kiesiger Sand mit großen nordischen (und einheimischen) Geröllern (Faserkalk, Paskalaviks-Porphyr).
- 80,5 — 81,8 - Sand.
- 81,8 — 83,4 - sandiger, bunter nordischer Kies.
- 83,4 — 87,7 - feiner Sand.
- 87,7 — 92,8 - Ton, grau (Schlammrückstand: Sand und kleiner Kies, nordisch, und Lettenbrocken).
- 92,8 — 94,6 - „Ton, Moorboden“ (Angabe des Bohrmeisters).
- 94,6 — 95,3 - „Ton, Steine“; letztere mußten mit Dynamit gesprengt werden. Die Fragmente gehören einer glaukonitischen, tertiären (wahrscheinlich miocänen) Kalkkonkretion an.
- 95,3 — 98,7 - Ton. (Schlammrückstand: grober Glaukonitsand, gerollte miocäne Conchylfragmente, vereinzelt [hineingespülte?] Feldspatkörner. Miocän?)
- 98,7 — 99,1 - „Moor“.
- 99,1 — 105,4 - grauer, sehr toniger Sand. (Schlammrückstand: Quarz, etwas Feldspat [Verunreinigung?], Conchylfragmente, Stückchen von tertiären Konkretionen.)
- 105,4 — 142,7 - grauer, schwach sandiger Ton. (Schlammrückstand: viel Glaukonit und die für den Glimmerton charakteristischen Schwefelkiesstengelchen, ferner Conchylfragmente und Feldspatkörner [Verunreinigung?]. Wahrscheinlich Glimmerton.)

Es scheint mir, daß von 105,4 m abwärts Miocän ansteht, und daß die Schichten von 92,8—105,4 m entweder eine alt-diluviale „Lokalmoräne“ ähnlicher Art darstellen, wie man sie im Hangenden des Miocäns auch in anderen Bohrungen dieser Gegend, z. B. Gr. Ippener, angetroffen hat, oder daß

ein Teil von ihnen ebenfalls anstehendes Miocän ist, von dem infolge der Spülung nur mit Diluvialmaterial verunreinigte Bohrproben gewonnen sind. Das „Moor“ wäre dann entweder ein anstehendes Präglazialmoor oder ein der altdiluvialen Lokalmoräne einverleibtes Geschiebe von wahrscheinlich ebenfalls präglazialen Torf. WEBER läßt die Frage offen, ob es prä- oder interglazial ist. Ich würde aus später zu entwickelnden Gründen Interglazial erst in höherem Niveau erwarten.

Die tiefsten Ablagerungen in den „Rinnen“ sind glazialer bzw. fluvioglazialer Art. In der Bohrung Bremen, Stephanikirchweide, fand man allerdings von 202,5—236 m einen feinen, glaukonitischen Quarzsand mit so wenig nordischer Beimengung, daß man letztere vielleicht auf Konto des Spülverfahrens und den Sand somit noch ins Tertiär (Obereocän?) zu setzen hat. Dann aber kommen von 202,5—172 m grobe Sande und Kiese mit nordischen Geröllen und Geschieben, die vom Bohrmeister z. T. als „sehr toniger Sand, mit Steinschichten durchsetzt“ und „toniger Sand mit Steinen“ bezeichnet wurden und möglicherweise sandiger Geschiebemergel oder doch sicherlich das Residuum eines solchen sind. Auch in der alten, von FOCKE beschriebenen Bohrung Hemelingen sind solche groben Kiese in mehr als 200 m Tiefe beobachtet und von GOTTSCHKE in Parallele mit dem „tiefsten Geschiebemergel“ der Hamburger Gegend gestellt worden. Die Bohrung Stephanikirchweide, die als Normalprofil des Bremer Quartärs dienen kann, zeigte insgesamt folgende Schichten (Oberkante ca. 5 m über NN.):

- 0 — 3,2 m Auftrag oder Dünensand.
- 3,2— 4,1 - feiner Alluvialsand.
- 4,1— 6,2 - alluvialer Weserkies.
- 6,2— 6,6 - Schlick.
- 6,6— 10,5 - Alluvialsand und -kies.
- 10,5— 22,5 - diluviale Steinsohle und Geschiebesand.
- 22,5— 27,5 - feinerer Sand mit Geschieben.
- 27,5—112 - tonige, feine Sande sowie sandige und sandarme graue Tonmergel mit Glimmer und eingeschwemmten Braunkohleteilchen.
- 112 —172 - tonige, glimmerhaltige Sande; von 141,5 m abwärts z. T. etwas gröber, glaukonitisch und miocäne Conchylfragmente führend.
- 172 —202 - feinere und grobe Sande und Kiese, z. T. tonig (bei 175—181 m „grober Sand mit Steinen, in welchem das Spülwasser fortbleibt“, bei 187,5—195 m „sehr toniger Sand, mit Steinschichten durchsetzt“).
- 202 —236 (240) m feine, z. T. tonige, von 216,5 m abwärts glaukonitische Sande; die Proben enthalten nur spärlich nordisches Material. (Diluvium oder Alttertiär.)

Dieses Profil wiederholt sich in ähnlicher Weise in den übrigen Bohrungen, die das mächtige Diluvium der Rinnen erschlossen haben. Über einer liegenden Sand- und Kiesstufe mit groben nordischen Geröllen oder Geschieben folgt eine mächtige Feinsand- und Tonstufe und dann ein Geschiebemergel oder dessen sandig-kiesiges Äquivalent. In Fahrenhorst (am südwestlichen Geestrande) fand man (Oberkante 18,37 m über NN.):

- 0 — 5,5 m Alluvium und Geschiebesand.
- 5,5—113 - Feinsandstufe.
- 113 —139 - liegende Kiesstufe.
- 139 —180 - Feinsand, arm an nordischem Material.

In Brinkum (südwestliche Vorgeest; Oberkante 5,87 m über NN):

- 0 — 15,2 m Talsand, diluvial.
- 15,2— 16 5 - Steinsohle, Residuum des Geschiebemergels.
- 16,5— 19 - Geschiebe führender Sand.
- 19 —101,5 - Feinsandstufe.
- 101,5—125,8 - liegende Kiesstufe, z. T. tonig und möglicherweise dünne, sandige Geschiebemergelbänke einschließend.
- 125,8—146,9 - feinere Sande, diluvial.

In Stuhrbaum, wo in 90 m Tiefe bereits das Tertiär erreicht ist, lagern über diesem von 75,2—90 m tonig-sandige Diluvialbildungen mit größerem Material (möglicherweise sandige Geschiebemergel) und darüber von 16—75,2 m die Feinsandstufe, bei 11—16 m Geschiebesand und von 0—11 m diluvialer Talsand. Auch in den untiefen Bohrungen Arbergen, Vahr, Kirchweyhe, Bürstel, Hinter dem Holze, Gr. Ippener, Sudweyhe, Leeste, Felde und Oberneuland kehrte unter den oberen, groben Glazialbildungen stets die Feinsand- und Tonstufe wieder. Sie ist ein in der ganzen Bremer Gegend verbreiteter Horizont und umschließt bei Delmenhorst, in der Lesumer Geestplatte und stellenweise auch in der Achimer Geestplatte ausgedehnte Tonlager, die in zahlreichen Ziegeleien ausgebeutet werden. Auffallend ist es, daß in den Geestplatten die Tonlager und feinen Sande, die sich im Wesertal bei Bremen erst in etwa 20 m Tiefe unter NN. einstellen, bis zu 20 m und mehr über NN. aufragen. Wenn man nicht annehmen will, daß das ganze Bremer Becken vor Ablagerung des jüngsten Geschiebemergels durch Erosion aus einer zusammenhängenden Feinsand- und Tonmergelplatte herausmodelliert ist, so muß man schon tektonische Bewegungen diluvialen Alters zur Erklärung dieser Höhenunterschiede zu Hilfe nehmen.

Diskordant über der Feinsandstufe lagert mit unebener Unterkante eine obere Gruppe von Geschiebemergel-

und Geschiebesandbänken, die in der Niederung etwa 20 m, auf den Geestplatten oft nur 1—5 m mächtig ist. In der Achimer Geest besitzt der Geschiebemergel mit zwischen-  
gelagerten Sanden allerdings mehr als 20 m Mächtigkeit; er tritt in dem hohen rechten Weserufer bei Baden in ansehnlicher Entwicklung zutage. Im Wesertal unter Bremen hat er durch spätere fluvatile Abrasion bedeutend verloren und trägt infolgedessen überall eine etwa 10 m unter NN. gelagerte Steinsohle oder wird durch diese und die begleitenden Geschiebesande vertreten.

Als jüngstes Glied des Diluviums sind die geschiebefreien Sande der sog. „Vorgeest“ anzusehen, einer etwa 3—10 m über das Alluvium ragenden Talterrasse, die im Südwesten von Bremen in weiter Fläche die Marsch umrahmt und sich an die eigentliche Geest anlehnt. In den Bohrprofilen lassen sich diese Sande auch unter der ganzen Marsch hindurch verfolgen. Sie schieben sich zwischen die Steinsohle des Glazialdiluviums und die alluvialen Weserkiese ein. Von letzteren unterscheiden sie sich klar durch ihre rein vom Glazialdiluvium abhängige Zusammensetzung; die alluvialen Weserkiese enthalten stets Mittelgebirgsgerölle, namentlich Buntsandstein, die Talsande dagegen nie.

So weit das Diluvialprofil in seiner lokalen Gestaltung. Es ist jetzt die Frage seines Zusammenhanges mit den benachbarten Diluvialbildungen und seiner Altersgliederung zu beantworten. Dafür gibt es zwei Wege: entweder geht man vom ältesten Diluvium aus und vergleicht das Profil der tiefen Rinnen mit den entsprechenden nächstbekanntesten Profilen, oder man geht von den zutage liegenden jüngsten Diluvialbildungen aus und verfolgt ihren Zusammenhang mit den Oberflächenbildungen und -formen bereits aufgeklärter Gebiete. Für diese letztere Methode hat die Bremer Gegend keine günstige Lage. Nach unserm gegenwärtigen Vermögen hinreichend aufgeklärt ist das Diluvium zwischen Lübeck, Hamburg, Buchholz und Ülzen. Die geologische Spezialkartierung erstreckt sich zurzeit bis südlich von Ülzen und Munster. Von dort bis zur Bremer Gegend dehnt sich ein nur durch eine Anzahl von Bohrungen und einige andere Aufschlüsse erforschtes Gebiet; auf der anderen Seite sind zwar manche Teile von Oldenburg und der Emsgegend durch SCHUCHT, TIETZE, MARTIN u. a. recht genau studiert, entbehren aber der wissenschaftlichen Brücke zu den als Ausgangspunkt der norddeutschen Glazialgeologie dienenden jüngsten Bildungen des Ostens.

Ich beginne deshalb mit einem Vergleich des Profils der tiefen Bremer Rinne mit dem überraschend ähnlichen

Profil der mächtigen Hamburger Diluvialbildungen, wozu mir außer den klassischen Abhandlungen GOTTSCHES etwa 350 zum Teil sehr tiefe Bohrprofile aus der Hamburger Gegend zur Stütze dienen, die ich fast sämtlich nach Materialien der Firma DESENISS & JACOBI in Hamburg teils in deren Bohrprobensammlung, teils im mineralogisch-geologischen Institut zu Hamburg durcharbeiten konnte.

Das Diluvialprofil in den tiefen Rinnen<sup>1)</sup> bei Hamburg ist folgendes:

Über dem Tertiär, in dessen Schichten die Rinnen eingeschnitten sind, liegt eine älteste, aus Geschiebemergel, Kiesen und groben Sanden zusammengesetzte typische Glazialbildung von beträchtlicher Mächtigkeit. Darüber folgen mächtige feine, kalkarme Sande mit so reichlichen tertiären Bestandteilen, daß der Ungeübte sie mit Braunkohlensanden verwechseln kann. Nur die weniger reine Farbe, ein minimaler Kalkgehalt und vereinzelte Feldspatkörner unterscheiden sie von diesen. Sodann folgen dunkle, mehr oder minder fette, zu Harnischbildungen (infolge Glazialdrucks) neigende Tonmergel, die im Hangenden oft von einem charakteristischen rötlichen Tonmergel abgeschlossen werden. Damit sind die Rinnen bis etwa 80—60 m unter NN aufgefüllt. Nun kommt eine interglaziale Schichtenserie von marinen, brackischen und limnischen Ablagerungen<sup>2)</sup> (grünliche foraminiferenreiche Meerestone, grünliche und graue marine Sande, dunkle Mytilustone, Sapropelite usw.) die bis gegen —30 m reichen kann. Gewöhnlich liegen darüber noch etwa 10 m feine, mehr oder minder kalkhaltige, fossillere Sande, und erst über diesen eine zweite glaziale Schichtenserie — Geschiebemergel, Kiese und Sande — die in der Elbniederung bis an die Basis des Alluviums (etwa —8 bis —10 m), in der Geest aber mit entsprechend größerer Mächtigkeit bis zur Tagesoberfläche reichen. Man hat also ein tiefstes Glazialdiluvium, ein reich entwickeltes marines, brackisches und limnisches Interglazial und ein oberes Glazialdiluvium. Diese Gliederung weicht von derjenigen GOTTSCHES insofern ab, als GOTTSCHES das eben als „oberes“ bezeichnete Glazialdiluvium zum „unteren“, genauer mittleren, rechnet und darüber noch ein jüngeres Interglazial (Austernbank von

<sup>1)</sup> Es ist noch nicht ganz klar, aber für die vorliegende Erörterung belanglos, ob es sich um eine einzige oder mehrere solche Rinnen bei Hamburg handelt. Da aber zu einer einzigen Hauptrinne jedenfalls Seitentäler gehören, ist der Plural wohl erlaubt.

<sup>2)</sup> Stellenweise, z. B. bei Flottbeck und Hummelsbüttel, sind im Hangenden der marinen Schichten noch Torfbänke vorhanden.

Blankenese) und ein jüngstes, drittes Glazialdiluvium stellt. Meine Bohrprofilstudien und Kartierungsarbeiten haben aber für diese Anordnung keine Beweispunkte ergeben. In keinem einzigen Profil treten beide Interglaziale zusammen auf, und der mittlere Geschiebemergel GOTTSCHES, den sein Autor hauptsächlich wegen seiner großen Mächtigkeit zum „unteren“ Geschiebemergel der norddeutschen Geologen rechnet, ist erstens keineswegs überall so außerordentlich mächtig, sondern schrumpft in der Elbniederung bis auf einen halben Meter zusammen<sup>1)</sup> oder wird durch etwa 6—20 m mehr oder minder geschiebereiche Sande<sup>2)</sup> vertreten, und steht zweitens in mehreren Richtungen mit dem plateaubildenden Geschiebemergel in Verbindung, den man von den jungbaltischen Moränen aus als jüngsten Geschiebemergel bis nach Hamburg verfolgen kann.

Nunmehr ist die Analogie des Hamburger Diluvialprofils mit dem Bremer in der Tat überraschend. Zunächst dieselbe alte Grundlage der tertiären Bodenform. Dann der tiefste Geschiebemergel<sup>3)</sup> hier wie dort, die Rinnen auskleidend und an deren Abhängen emporsteigend (Stuhrbaum). Dann eine kalkarme, tertiärähnliche Feinsandstufe, nach oben (bei Bremen nicht überall) in dunklen Tonmergel<sup>4)</sup> übergehend. Dann allerdings bei Bremen eine Lücke, bei Hamburg das Interglazial. Und endlich an beiden Orten ein ansehnliches jüngeres Glazial, bedeckt von Talsanden (in der Hamburger Gegend südöstlich der Stadt bei Winsen entwickelt) und Alluvium.

Die Feinsand- und Tonmergelstufe bei Hamburg betrachtet GOTTSCHES als fluvioglazial. Ich möchte für die Bremer Tonmergel und kalkarmen, tertiärähnlichen Feinsande das gleiche annehmen, weil niemals primäre Fossilien, wohl aber vereinzelt unvermutet große Geschiebe (Bohrung Fahrenhorst bei 41 und 48 m) in ihnen beobachtet sind.

In der Interglazialzeit scheint das Meer, das in der Gegend der Niederelbe weit nach Holstein, Lauenburg und

---

<sup>1)</sup> Staatsbohrung HV am Mittleren Landweg.

<sup>2)</sup> Staatsbohrungen II, IV, V, XI bei Billwärder.

<sup>3)</sup> GOTTSCHES führt die tiefen Kiese von Hemelingen direkt als Geschiebemergel an; offenbar hat er sich vergewissert, daß wirklich solcher vorhanden war und nur infolge des Spülverfahrens als ausgewaschener Kies zutage kam. Da GOTTSCHES in solchen Dingen sehr genau und mit großer Erfahrung unterschied, wird man seine Bezeichnung unbedenklich übernehmen dürfen.

<sup>4)</sup> SCHUCHTS „Lauenburger Ton“, den der Autor im ganzen Küstengebiet von der Niederelbe bis nach Holland hinein nachwies.

Mecklenburg eindrang, das Bremer Gebiet nicht erreicht zu haben. Der von HÄPKE berichtete Fund einer diluvialen Austernbank in Bremen hat sich nicht weiter bestätigen lassen, und es fehlen hier auch die im Hamburger Diluvium stellenweise häufigen marinen Diluvialconchylien auf sekundärer Lagerstätte. Das ist nicht auffallend wenn man die Höhenlagen der Oberkanten der Feinsand-Tonstufe an beiden Orten miteinander vergleicht. Bei Hamburg liegt sie etwa 60—80 m unter NN.; selbst wenn man die postglaziale Litorinasenkung mit 20 oder gar 40—50 m hiervon abrechnet, so bliebe für die interglaziale Oberfläche noch eine Lage, die den Eintritt des Meeres ermöglichte. Bei Bremen hingegen liegt sie im Tale nur etwa 25 m unter, in den Geestgebieten sogar meistens erheblich über NN., und wenn man auch hier die Litorinasenkung berücksichtigt, so bekommt man flutfreien Boden. Freilich liegen die Verhältnisse in Wirklichkeit nicht so einfach, weil man die Bewegungen während der letzten Vergletscherung nicht kennt und weil auch offenbar ungleichmäßige Bewegungen stattgefunden haben, denn das Interglazial der cimbrischen Halbinsel ist auch da, wo es keine glazialen Stauchungen erlitten hat, nicht niveaubeständig. Aber immerhin ist es bemerkenswert, daß die gleichen fluvioglazialen Sedimente aus der Gefolgschaft der älteren Vereisung bei Bremen allgemein höher liegen als bei Hamburg.

Es ist also zu vermuten, daß in der Interglazialzeit die Bremer Gegend landfest gewesen ist und nur Süßwasserbildungen getragen haben kann. Nun haben wir in nicht allzugroßer Ferne die interglazialen Moore und Seeabsätze von Godenstedt bei Zeven, Nedden Averbbergen bei Verden, Honerdingen bei Walsrode sowie der mittleren Lüneburger Heide (Kieselgurlager und Süßwasserkalke der Ülzener Gegend). Vielleicht gehören hierher die vertorften Pflanzenreste aus 9 m Tiefe in der Bohrung Ellen bei Bremen, die zusammen mit geroltem Tertiärholz (Cupressinoxylon) in oberdiluviale Kiese eingebettet waren und u. a. Lärchenzweigstücke enthielten, die nach WEBERS Beobachtung dem (prähistorischen) Alluvium dieser Gegend fremd, dagegen dem Honerdinger Interglazialhorizont eigentümlich sind.

Wir kommen zum **Alluvium**. Nach der Enteisung wurden in der Bremer Gegend zunächst jene merkwürdigen steinfreien Talsande der Vorgeest abgelagert, die keinerlei typische Wesergerölle enthalten, sondern mit den ausgedehnten Allertalsanden zusammenzuhängen scheinen. Wo die Weser in dieser spätglazialen Epoche geblieben ist, erscheint rätsel-

haft. In ihrem heutigen Tal bei Bremen floß sie damals nicht, und auch in weiterem Umkreise findet sich keine Spur von ihr. Ich habe an früherer Stelle (Abh. Naturw. Ver. Bremen 1907, Bd. XIX, S. 215) die Vermutung ausgesprochen, daß die Weser durch das Werre- und Elsetal über Osnabrück zur Haase und Ems geströmt wäre, aber mein Kollege Dr. TIETZE, der diesen Talweg durch seine Untersuchungen bei Bünde näher kennen gelernt hat, macht mich darauf aufmerksam, daß derselbe ganz frei von Weserkiesen ist. Das Rätsel bleibt also einstweilen bestehen<sup>1)</sup>.

Die Weser ist dann plötzlich in die von der Aller beherrschte Bremer Niederung eingedrungen und hat mit rascher Strömung große Massen ihrer Gebirgsgerölle (Kieselschiefer, Buntsandstein) darin ausgebreitet. Offenbar war das im Zeitalter ihre erste Invasion, denn weder im Präglazial noch im Interglazial sind ihre leicht kenntlichen Gerölle dort zu finden, und es bleibt auch höchst fraglich, ob es bereits die Weser gewesen sein kann, die die tiefe Diluvialrinne ausgefurcht hat. Bis jetzt gibt es dafür keinen Anhaltspunkt. Immerhin geschah der postglaziale Einbruch in einem sehr frühen Abschnitt der Alluvialzeit, in dem noch die spätdiluviale Fauna dort lebte. Man findet im älteren Weserkies zahlreiche Reste vom Wildpferd und auch vereinzelte Mammutzähne, und man muß sich gewärtig halten, daß für diese Gegend bereits die Alluvialzeit angebrochen war, als jenseits der Elbe noch die Vergletscherung herrschte. Jenes ganze, ungezählte Jahrtausende umfassende Zeitalter, in welchem das Eis sich mit den gewaltigen Endmoränen des östlichen Schleswigholstein umgürtete, vom Liimfjord in Jütland zurückwich auf das Grenaa-Moränenstadium, und darauf die lange Zeit seines Schwindens und Oszillierens im baltischen Becken und die große Periode der Versenkung Mittelschwedens in das kalte Yoldiameer, alles das fällt in die Alluvialzeit Bremens!

In jener langen Zeit aber begann auf der großen Sandebene des Wesertales die Zusammentreibung der Dünen, die

---

<sup>1)</sup> Bei dieser Gelegenheit sei auch der bei älteren Autoren sich findende Irrtum berichtigt, daß die Weser in altalluvialer Zeit einmal aus dem Bremer Becken nicht durch die Vegesacker Pforte zur Nordsee geströmt sei, sondern im Hamme-Oste-Tal ihren Weg nach der Elbmündung gefunden habe. Im Hamme-Oste-Tal habe ich keine Weserkiese gefunden. Es ist ein von glazialen Schmelzwassern benutztes Tal, und bereits im Gebiet der unteren Hamme bilden rein glaziale Kiese den Untergrund der großen Moore. Außerdem hat es bei Bremerförde einen Engpaß, der die Weser nicht fassen würde.

von Westen und Süden herangejagt in langen Zügen wie eine erstarrte Brandung das Gebiet zwischen der Lesumer und der Achim-Ottersberger Geest durchstreichen, jetzt größtenteils unter Moor vergraben. Der Hauptzug, der sich von Lesum über Oslebshausen, Gröpelingen, Mahndorf und Uphusen nach Achim und von dort weiter gegen Verden erstreckt, bot später den flutfreien Boden für die erste Besiedelung von Bremen.

Die zweite Hälfte der Alluvialzeit wird durch die im Küstengebiet als Litorinazeit bekannte Senkung charakterisiert. Die tägliche Flutwelle drang die Weser hinauf bis über Bremen, verursachte eine Verschlickung des Stromgebietes und brachte dadurch die Dünenbildung zum Stillstand. Die Sohle des Weserkieses geriet allmählich bis 6 m unter NN. Östlich der Dünenkette vertorfte die Niederung, westlich entstanden die fruchtbaren Marschen. In historischer Zeit scheint die Senkung nicht mehr fortgeschritten zu sein.

Das Elbtal bei Hamburg, das bereits in der Interglazialzeit dem Meere zur Beute fiel, wurde in der *Litorina*-Periode zu einer mindestens brackischen Bucht, in welcher *Cardium edule* vegetierte und sogar Wale strandeten<sup>1)</sup>. Das der Nordsee ebenso nahe und unverschlossene Bremer Becken blieb, wie es scheint, abermals von der Salzflut verschont.

Zum Vorsitzenden der nächsten Sitzung wird Herr CREDNER gewählt.

Darauf wurde um 1 Uhr die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

BÄRTLING. HAACK. v. KOENEN. HORN. GOTTSCHÉ.

---

<sup>1)</sup> MEYN. Geogn. Beschreibung d. Insel Sylt: Abh. z. geol. Spezialkarte v. Preußen I, 4, S. 709.

II. Protokoll der Sitzung des vereinigten Vorstandes  
und Beirats der Deutschen geologischen Gesellschaft  
zu Hamburg am 16. September 1909

im Konferenzzimmer des Naturhistorischen Museums.

Beginn: 12 Uhr.

Vorsitzender: Herr BEYSLAG.

Anwesend die Herren BEYSLAG, KRUSCH, EBERT,  
ZIMMERMANN, KRAUSE, BLANCKENHORN (als Protokollführer),  
DEECKE, WICHMANN, CREDNER.

Es liegen keine besonderen Anträge vor.

Aus dem Beirat scheiden durch Losziehung aus die  
Herren UHLIG und POMPECKY. An ihre Stelle sollen zur  
Wahl vorgeschlagen werden die Herren TIETZE (Wien) und  
GOTTSCHKE (Hamburg).

Vom Vorstande mußte satzungsgemäß Herr P. G. KRAUSE  
aus der Reihe der Schriftführer ausscheiden, außerdem will  
Herr KRUSCH sein Amt als Redakteur niederlegen und wegen  
Arbeitsüberlastung aus der Zahl der Schriftführer austreten.  
Es soll als Redakteur an seine Stelle Herr BÄRTLING und als  
weiterer Schriftführer Herr STREMMER vorgeschlagen werden.

Von den Vorsitzenden scheidet Ende 1909 satzungsgemäß  
Herr SCHEIBE aus. An dessen Stelle soll Herr WAHNSCHAFFE  
vorgeschlagen werden. Die übrigen wieder wählbaren Vor-  
stands- und Beiratsmitglieder sollen zur Wiederwahl vorge-  
schlagen werden.

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

BEYSLAG. H. CREDNER. KRUSCH.

W. DEECKE. BLANCKENHORN. EBERDT. ZIMMERMANN.

P. G. KRAUSE. WICHMANN.

III. Protokoll der geschäftlichen Sitzung  
der Allgemeinen Versammlung am 17. September 1909  
im Naturhistorischen Museum zu Hamburg.

Beginn: Vorm. 9 Uhr.

Vorsitzender: Herr BEYSLAG.

Herr BEYSLAG eröffnete an Stelle des durch Krankheit am Erscheinen verhinderten ersten Vorsitzenden Herrn RAUFF die Sitzung und verliest einen Brief des letzteren aus Rigi-Scheidegg, der die Versammlung begrüßt. Es wird beschlossen, ein Antworttelegramm an Herrn RAUFF abzusenden.

Im Laufe des verflossenen Jahres hat die Gesellschaft folgende Mitglieder durch Tod verloren:

Landesgeologe Dr. KARL DALMER in Jena,  
Privatdozent Dr. TH. LORENZ in Marburg i. Hessen,  
Hofapotheker MAAK in Halberstadt,  
Professor Dr. WILHELM PABST in Gotha,  
Dr. ALBERTO PLAGEMANN in Hamburg,  
Bergrat a. D. v. ROSENBERG-LIPINSKI i. Dt.-Wilmsdorf,  
Bergmeister W. SCHLEIFENBAUM auf dem Büchenberg b.  
Elbingerode (Harz),  
S. Exz. Akademiker F. v. SCHMIDT in St. Petersburg,  
Besitzer des Nürnberger Generalanzeigers ERICH SPANDEL  
in Nürnberg,  
Bergingenieur Dr. FRANZ WILMER in Heinrichsberg,  
Professor Dr. E. ZSCHAU in Plauen-Dresden,  
Die Anwesenden erheben sich zu Ehren der Verstorbenen.

Die Zahl der Mitglieder betrug am Schlusse des Jahres 1907: 540, an Schluß des Jahres 1908: 590, wuchs also um 50. Im Laufe dieses Jahres, bis zu den Aufnahmen in der Juli-sitzung einschließlich, sind an neuen Mitgliedern hinzugekommen 38 Personen, so daß also, zuzüglich der nachfolgenden 14 Anmeldungen, seit Schluß des Jahres 1908 ein weiteres Wachstum um 52 Mitglieder zu verzeichnen ist.

Als neue Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Dr. phil. RUDOLF WILKENS, Assistent am geologisch-paläontologischen Institut der Universität Greifswald, vorgeschlagen von den Herren JAECKEL, MILCH und H. PHILLIPP.

Herr Bergreferendar OTTO KLEWITZ, vorgeschlagen von den Herren RAUFF, DIENST und RÄFLER.

- Herr Oberlehrer Dr. LÖSCHER in Lippstadt, Soester Str., vorgeschlagen von den Herren TH. WEGENER, BUSZ und STREMME.
- Herr Bergassessor ALBERT DAHMS, Berlin N 4, Invalidenstr. 44, vorgeschlagen von den Herren MICHAEL, QUITZOW und ASSMANN.
- Herr stud. geol. HEINRICH ARNDT, München 23, Werneckstr. 17<sup>1</sup>, vorgeschlagen von den Herren A. BALTZER, E. HUGI und BLANCKENHORN.
- Herr cand. geogr. HEINRICH SEELHEIM, Greifswald, Assistent am geogr. Institut der Universität zu Greifswald, vorgeschlagen von den Herren FRIEDRICHSEN, BEYSCHLAG und GAGEL.
- Herr Hauptmann W. KRANZ, Swinemünde, vorgeschlagen von den Herren HAAS, BROILI und BODEN.
- Herr Dr. R. WICHMANN, Göttingen, vorgeschlagen von den Herren GOTTSCHKE, v. KOENEN und LOHMANN.
- Herr Dr. E. OBST, Assistent am geogr. Seminar zu Hamburg, vorgeschlagen von den Herren GOTTSCHKE, PASSARGE und PETERSEN.
- Herr Prof. Dr. LEHMANN, Direktor des Altonaer Museums, Altona, vorgeschlagen von den Herren GOTTSCHKE, PASSARGE und PETERSEN.
- Herr P. H. TRUMMER, Kaufmann, Wandsbek, Löwenstr. 25, vorgeschlagen von den Herren GOTTSCHKE, PASSARGE und PETERSEN.
- Herr Prof. DIERSCHKE, Hamburg, vorgeschlagen von den Herren CREDNER, GOTTSCHKE und PASSARGE.
- Herr cand. geol. J. F. STEENHUIS, Groningen, vorgeschlagen von den Herren VAN CALKER, GOTTSCHKE und ZEHLIN.
- Herr Distriktsgeologe P. HUFFNAGEL, Winterswijk, vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, KRUSCH und BÄRTLING.

Herr BEYSCHLAG teilt mit, daß die vorgeschriebene Bibliotheksrevision satzungsgemäß durch ihn am 15. September zusammen mit Herrn EBERDT vorgenommen und alles in ordnungsmäßigem Zustande angetroffen wurde. Die satzungsgemäß vorgeschriebene Kassenrevision wurde von Herrn RAUFF am 22. Juli 1909 ausgeführt und ergab gleichfalls einen ordnungsgemäßen Zustand. Die Protokolle über beide Revisionen werden der Gesellschaft vorgelegt.

Herr KRUSCH berichtet dann über den Stand der Redaktionsangelegenheiten folgendes:

Von der allgemeinen Versammlung in Dresden im Juli 1908 bis zu der in Hamburg im September 1909 wurden 11 Monatsberichte mit zusammen 40 Vorträgen und 51 brieflichen Mitteilungen veröffentlicht.

Wie in den Vorjahren legt sich die Schriftleitung nicht auf eine bestimmte Anzahl und einen bestimmten Umfang der Monatsberichte fest. Die für letztere eingereichten Manuskripte gelangen naturgemäß schneller zum Abdruck als die für die Hefte bestimmten Abhandlungen. Es wird aber daran festgehalten, daß umfangreichere Aufsätze über 20 Druckseiten nur in die Hefte aufgenommen werden.

Bei den Tafeln, von denen 7 in den 11 Monatsberichten enthalten sind, gilt im allgemeinen das Prinzip, daß der Autor zu den Unkosten beizutragen hat.

An Vierteljahrsheften sind erschienen: Heft III und IV des Jahrganges 1908 und Heft I, II und III des Jahrganges 1909. Wenn diesmal 5 Hefte vorliegen, so beruht das, wie schon aus den Nummern der Hefte hervorgeht, nicht etwa darauf, daß bei der vorigen Versammlung ein Heft im Rückstand war, sondern ausschließlich auf dem späteren Termine der diesjährigen Allgemeinen Versammlung, der wir das Oktoberheft vorzulegen wünschten.

Die fünf Hefte enthalten 13 Abhandlungen und 12 Tafeln neben 88 Figuren im Text.

Naturgemäß sind die einzelnen Aufsätze verschieden reich mit Figuren, Tafeln und Karten ausgestattet. Um zu vermeiden, daß die einzelnen Autoren ungleich behandelt werden, ist die Einrichtung getroffen, daß die Verfasser von Aufsätzen mit abnorm vielem Tafel- und Kartenmaterial zu den Unkosten beitragen.

Seit dem 1. Januar d. J. mußte die Auflage der Zeitschrift, welche bis dahin 850 Exemplare betrug, erhöht werden, und zwar zunächst um 50, dann um weitere 100 Exemplare, so daß sie jetzt 1000 beträgt, eine Höhe, die von keiner anderen wissenschaftlichen, geologischen Zeitschrift Deutschlands erreicht werden dürfte. Der früheren Gewohnheit gemäß werden von den Monatsberichten 100 mehr, also 1100, gedruckt, um denjenigen Herren entgegenzukommen, welche die getrennt verschickten Monatsberichte durch irgendeinen Zufall verlieren.

Das frühere Papier der Zeitschrift bedurfte dringend der Änderung, da es unmöglich war, gewöhnlichere Autotypien in den Text zu drucken. Wir haben deshalb stärkeres und

besseres Illustrationspapier eingeführt, welches bis auf wenige besonders komplizierte Ausnahmen Autotypien gut bringt. Die Verteuerung der Zeitschrift, welche die Änderung mit sich bringt, wird zum Teil durch die geringere Zahl der Tafeln ausgeglichen.

Da eine größere Anzahl der Mitglieder Wert darauf legt, das Verhältnis der Aufsätze über deutsche und ausländische Gegenstände kennen zu lernen, geben wir folgende Übersicht:

Im vorjährigen Bande 60 (1908) sind insgesamt 11 Aufsätze, 27 Briefliche Mitteilungen und 40 Vortragsprotokolle veröffentlicht.

Von den Aufsätzen sind

8 geologischen Inhalts	oder 72,7 Proz.
2 paläontologischen Inhalts	„ 18,2 „
1 petrographischen Inhalts	„ 9,1 „
	100,0 Proz.

Von den Brieflichen Mitteilungen und Protokollen sind

44 geologischen Inhalts	oder 65,7 Proz.
6 paläontologischen Inhalts	„ 8,9 „
2 geologisch und paläontologischen Inhalts	„ 3,0 „
11 petrographischen Inhalts	„ 16,4 „
4 lagerstättenkundlichen Inhalts	„ 6,0 „
	100,0 Proz.

Von den 78 Beiträgen im 60. Bande betreffen:

	Deutsch-land	Das übrige Europa	Afrika	Asien	Australien	Amerika	Summe
von den Aufsätzen . . . . .	6	4	—	—	—	1	11
„ „ Briefl. Mitteilungen	18	3	5	—	—	1	27
„ „ Protokollen . . . . .	24	9	7	—	—	—	40
insgesamt . . . . .	48	16	12	—	—	2	78
oder in Prozenten . . . . .	61,5	20,5	15,4	—	—	2,6	100,0

In diesem Jahrgang (1909) ist eine auffallend umfangreiche Arbeit über ein fremdes Gebiet aufgenommen worden, d. i. die Übersicht, welche Herr BASEDOW über die Geologie Australiens gibt. Der Vorstand hat sich trotz der größeren Unkosten, die die Arbeit verursachte, zur Aufnahme entschlossen, weil die geologische Literatur Australiens außerordentlich zerstreut und schwer zugänglich ist, und die

BASEDOWsche Arbeit den Leser in den Stand setzt, sich darüber zu orientieren, welche Literatur über die betreffenden Gegenstände überhaupt vorhanden ist, und wo sie sich befindet.

Fast nach jedem Vortrage, den ausländische Autoritäten in Deutschland gehalten haben, macht sich die häufige Anwendung von Fremdwörtern in Manuskripten bemerkbar. Es handelt sich dabei meist um ganz gewöhnliche, namentlich englische Namen, für häufig recht triviale Begriffe, für die wir in unserer deutschen Sprache recht treffliche Bezeichnungen haben.

Die Schriftleitung richtet an die Fachgenossen die dringende Bitte, mit der Übernahme fremder Fachausdrücke recht sparsam zu sein und erlaubt sich darauf hinzuweisen, daß das Ansehen der Deutschen geologischen Gesellschaft durch die Anwendung überflüssiger Fremdwörter in den Augen der fremden Fachgenossen leidet.

Schließlich ist es notwendig, über den Umfang der Zeitschrift einige Angaben zu machen.

Von Zeit zu Zeit hat sich in den letzten Jahren die Klage wiederholt, daß einige Hefte der Zeitschrift weniger umfangreich als früher sind. Es muß ausdrücklich darauf hingewiesen werden, daß der Umfang der Hefte jetzt geringer erscheint, weil die Monatsberichte getrennt versandt werden; der Umfang eines Jahrganges läßt sich also erst nach dem Vorliegen sämtlicher Hefte und Monatsberichte am Ende des Jahres beurteilen. Als Maßstab möge dienen, daß jedes Heft mindestens 8 Bogen Text enthält, und daß die Monatsberichte in ihrer Gesamtheit in der Regel 25—30 Bogen umfassen, so daß ein Jahrgang der Zeitschrift meist 57—60 Bogen, einschließlich Registern, enthält.

An einem gewissen Normalumfang muß die Schriftleitung festhalten, weil von ihm die pekuniären Verhältnisse der Gesellschaft in erster Linie abhängen. In den Jahren 1908/1909 sind wir zum ersten Male seit längerer Zeit wieder zu einem bescheidenen Überschuß gelangt, ein Beweis, daß der Umfang der Zeitschrift in richtigem Verhältnis zu der Leistungsfähigkeit der Gesellschaft steht.

Herr GRÄSSNER berichtet darauf über die von ihm und Herrn THOST vorgenommene Rechnungsprüfung. Auf seinen Antrag wird dem Schatzmeister von der Versammlung Entlastung erteilt.

Es wird dann beraten über Zeit und Ort der nächsten im Jahre 1910 oder 1911 abzuhaltenden Allgemeinen Versammlung der Gesellschaft. Einladungen liegen vor von den

Herren JAEKEL für Greifswald und LEPSIUS für Darmstadt. An der Beratung beteiligen sich die Herren KÜHN, SCHENK, EBERDT, v. KOENEN und der Vorsitzende. Durch Abstimmung wird beschlossen, im nächsten Jahre, 1910, überhaupt keine Allgemeine Versammlung abzuhalten, wegen des gleichzeitig bevorstehenden Internationalen geolog. Kongresses in Stockholm.

Als Ort der Tagung im Jahre 1911 wird Darmstadt gewählt und Herr LEPSIUS zum Geschäftsführer ernannt.

Die Einladung und das Programm des Internationalen geologischen Kongresses zu Stockholm werden vorgelegt.

v.	w.	o.
BEYSCHLAG.	ZIMMERMANN.	BLANCKENHORN.

#### IV. Protokoll der wissenschaftlichen Sitzung am 17. September 1909

im großen Hörsaal des Naturhistorischen Museums zu Hamburg.

Beginn: 10 Uhr.

Vorsitzender: Herr WICHMANN.

Da der zum Vorsitzenden gewählte Herr CREDNER zu Beginn der Sitzung nicht anwesend ist, so schlägt Herr v. KOENEN als Vorsitzenden Herrn GOTTSCHKE vor, der die Wahl aber nicht annehmen konnte. Auf seinen Vorschlag wurde Herr WICHMANN einstimmig zum Vorsitzenden ernannt.

Der Vorsitzende erteilt darauf Herrn R. BÄRTLING das Wort zu seinem Vortrage über **die Stratigraphie des Untersens im Becken von Münster in der Übergangszone aus mergeliger zu sandiger Facies.** (Mit 2 Textfiguren.)

In seiner Abhandlung „Geologie des Beckens von Münster mit besonderer Berücksichtigung der Tiefbohraufschlüsse nördlich der Lippe im Fürstlich Salm-Salmschen Regalgebiet“, die im 2. und 3. Heft der Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft erschien, gibt Herr KRUSCH eine Übersicht über die Verbreitung von sandiger und mergeliger Facies des Untersens, und zwar so, wie sie sich nach den Ergebnissen der Tiefbohraufschlüsse darstellt.

Im Anschluß hieran habe ich<sup>1)</sup> in der Zeitschrift Glückauf Nr. 33 und folgende des laufenden Jahrganges die Ausbildung des Untersenons im westlichen Teile des Beckens eingehend behandelt. Wir wissen danach, daß im Westen des Beckens Untersenon in sandiger Ausbildung vorliegt, während im östlichen Teile rein mergelige Facies zu beobachten ist. Über Einzelheiten im westlichen Teile verweise ich auf die Ausführungen von Herrn KRUSCH in dieser Zeitschrift<sup>2)</sup>.

Bei zahlreichen Begehungen, die ich in neuerer Zeit in der Übergangszone ausführte, konnte ich feststellen, daß für diesen Teil die Ergebnisse der Tiefbohrungen durchaus nicht brauchbar sind. Sie versagen hier fast vollständig, da sie diese Schichten fast stets mit stoßendem Bohrverfahren durchsunken haben und dabei nur äußerst selten von einem Geologen kontrolliert werden konnten. Unter dem Druck der „Lex Gamp“ fand sich hier kaum die Zeit, die unzuverlässigen Spülproben durchzusehen. Man war also fast durchweg auf unzureichende Angaben des Bohrmeisters angewiesen, und nur so ist es zu erklären, daß wir in den Bohrtabellen selbst in den Gebieten, wo ganz zweifellos sandiges Untersenon ansteht, stets die kurze Angabe finden „0—800 m graue Mergel“ oder gar „0—800 m Emscher“. Die letztere Angabe ist vor allem durchaus unrichtig, denn je genauer wir die Kreide des Beckens kennen lernen, desto mehr schrumpfen die gewaltigen Mächtigkeiten des Emschers, die wir in der älteren bergmännischen Literatur finden, auf Kosten des Untersenons zusammen. Die auffälligen Mächtigkeiten von 600—700 m, die nicht selten angegeben werden, beruhen auf einer Verwechslung. Es ist hierbei nicht berücksichtigt, daß auch die Recklinghäuser Sandmergel und andere Stufen des Untersenons in die Ausbildung der grauen Mergel allmählich übergehen.

Nach den Ergebnissen der Tiefbohrungen müßte man annehmen, daß beispielsweise die Recklinghäuser Sandmergel nur etwa bis in die Gegend von Olfen nach Osten fortsetzen und schon in der Linie Olfen—Lünen durch rein mergelige Ausbildung ersetzt sind. Es ist dies nun durchaus nicht der Fall, und die Begehungen über Tage haben gelehrt, daß Untersenon in der Facies der Sande von Haltern und Recklinghäuser Sandmergel noch viel weiter im Osten vorkommen.

---

<sup>1)</sup> R. BÄRTLING: Die Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen nördlich der Lippe im Fürstlich Salm-Salmschen Bergregalgebiet. Glückauf, Essen-Ruhr 1909, Bd 45, Nr 33—36.

<sup>2)</sup> Krusch: a. a. O. S. 231.

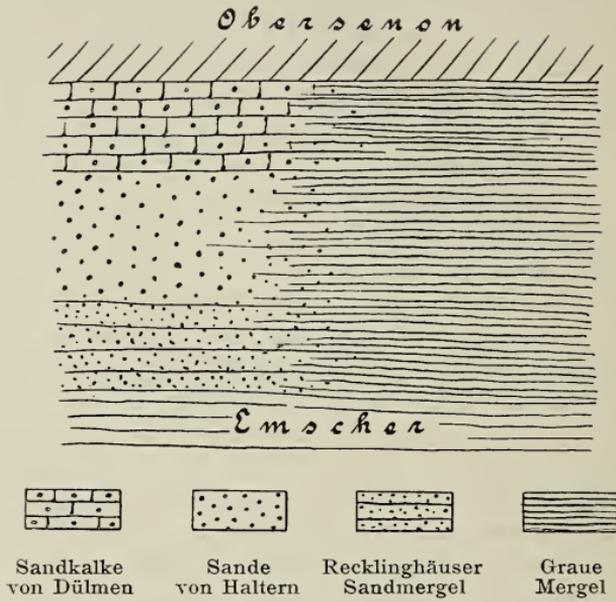


Fig. 1.

Bisherige Auffassung über das Zustandekommen des Facieswechsels im westfälischen Unterseenon (schematisch).

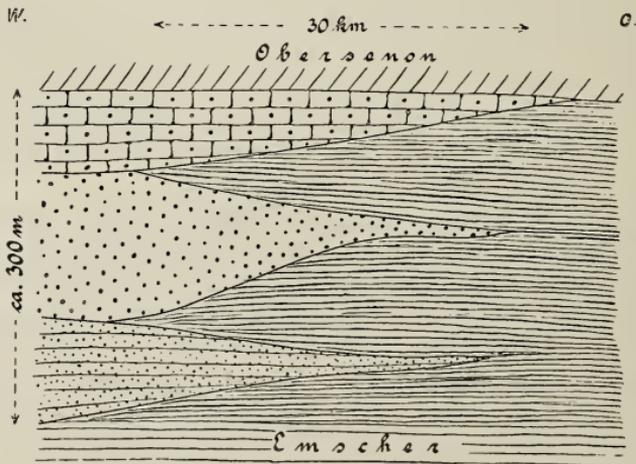


Fig. 2.

Schematische Darstellung des Facieswechsels im westfälischen Unterseenon (Signaturen wie Fig. 1).

Bei meinen Begehungen lag es mir daran, festzustellen, in welcher Weise sich der Übergang aus der sandigen zur mergeligen Facies vollzieht. Man mußte nach den älteren Darstellungen annehmen, daß er in der Weise zustande kommt, daß von Westen nach Osten hin der Tongehalt allmählich innerhalb der Sande zunimmt, daß der Sandgehalt in derselben Schicht dadurch immer mehr zurücktritt und auf die Weise ein ziemlich plötzlicher Wechsel der beiden Ausbildungsformen zustande kommt. Der Übergang wäre also, wenn diese Darstellung richtig wäre, etwa so zu denken, wie ich das in der nebenstehenden Fig. 1 dargestellt habe. Die neueren Beobachtungen ergaben jedoch, daß diese Auffassung durchaus unrichtig ist. Es stellte sich heraus, daß beide Facies sich verzahnend ineinander hineingreifen, wie in Fig. 2 schematisch dargestellt.

In der Übergangszone liegen beide Ausbildungsformen nebeneinander vor, und zwar in der Weise, daß von Westen her lange Zungen von niveaubeständigen Sanden in den grauen Mergel eingreifen, deren Mächtigkeit aber nach Osten hin ganz konstant abnimmt. Umgekehrt schieben sich von Osten her mit großer Regelmäßigkeit lange Zungen von grauen Mergeln in die Sande ein und keilen ganz allmählich nach Westen hin aus. Die Übergangszone bekommt auf diese Weise eine außerordentlich große Breite. Sie läßt sich in dieser auskeilenden Wechsellagerung auf eine Länge von fast 30 km verfolgen.

Am besten ist die Übergangszone in dem Querprofil von Lünen über Kappenberg nach Südkirchen und von Bork über Selm, Lüdinghausen nach Seppenrade zu studieren.

Das unterste Glied des Senons ist hier nicht mehr sandig ausgebildet, sondern z. T. bereits durch graue Mergel ersetzt. An der Straße von Lünen nach Kappenberg liegt kurz vor dem Walde die Ziegelei ROBERT. Diese hat unter einer Decke von Geschiebemergel bzw. Geschiebelehm graue Mergel aufgeschlossen, die sich petrographisch durch nichts von dem eigentlichen Emschermergel unterscheiden lassen. Das Auffällige ist jedoch, daß die Versteinerungsführung dieser Schichten gar nicht für Emscher spricht. Es finden sich zwar noch eine ganze Reihe von Formen, die auch dem eigentlichen Emscher eigentümlich sind, daneben kommt aber bereits der echte *Marsupites ornatus* MILLER vor.

Diese grauen Mergelschichten besitzen nun zwischen der genannten Ziegelei und Kappenberg eine erhebliche Mächtigkeit. Sie vertreten also bereits einen bedeutenden Teil der „Zone des *Marsupites ornatus*“. Vollständig verdrängen sie

jedoch die Recklinghäuser Sandmergel nicht, sondern nur den untersten Teil dieser Zone. Über diesen grauen Mergeln mit der Übergangsauna folgt bei der Brauerei Kappenberg, ferner an dem ganzen Steilrand, der sich um den Schloßberg von Kappenberg herumzieht, eine Wechsellagerung von sandigen Mergeln und festen Kalkbänken in derselben petrographischen Ausbildung, wie wir sie weiter im Westen zwischen Recklinghausen und Borken i. W. in der gleichen Zone vorfinden. Es handelt sich hier nicht, wie sich leicht feststellen läßt, um eine lokale Einlagerung, sondern diese Sandmergel lassen sich sowohl nach Osten wie nach Westen auf erhebliche Erstreckung weiter verfolgen. Erleichtert wird diese Verfolgung dadurch, daß sie fast stets infolge ihrer größeren Härte einen Steilrand im Gelände bilden. Nach Osten hin kann man sie um den Schloßberg von Kappenberg herum bis fast in die Gegend von Werne an der Lippe verfolgen, wo sie unter Diluvialbildungen verschwinden. Nach Westen verlaufen sie in zahlreichen guten Aufschlüssen deutlich erkennbar über das Gehöft STRUCKMANN in Nord-Lünen bis zum Bahnhof Bork. Hier werden sie in einer großen Ziegeleigrube abgebaut.

Weiter nach Westen begleiten sie stets in Form eines Steilrandes die Lippe-Terrasse, um sich zwischen Datteln und Oer an das Normal-Verbreitungsgebiet der Recklinghäuser Sandmergel anzuschließen.

Versteinerungen finden sich an zahlreichen Punkten, namentlich bei der Brauerei Kappenberg und am Bahnhof Bork. Hier stellte ich wiederholt den *Inoceramus lobatus* MÜNST. fest. Einen besonders reichen Fundort an Versteinerungen hat Herr Bergreferendar BRANDES in dieser Zone bei dem genannten Gehöft STRUCKMANN entdeckt. Diese Fauna bedarf jedoch noch der Bearbeitung. Auch durch das Schachtabteufen der Zeche Hermann I/II bei Bork wurden diese Schichten nachgewiesen. Mir lagen von da einige gute Exemplare von *Inoc. lobatus* MÜNST. und *Inoc. balticus* J. BÖHM aus etwa 150 m Tiefe vor. Da diese Mergel aber im unverwitterten Zustande dieselbe graue Farbe besitzen wie die unterlagernden grauen Mergel des Emschers, so ist die Zone von den Bergleuten nicht weiter beobachtet, obwohl der auffallend hohe Sandgehalt mit Leichtigkeit erkennen läßt, daß es sich um die Zone der Recklinghäuser Sandmergel handelt.

In der Übergangszone folgen nun nicht, wie weiter im Westen, unmittelbar die Sande von Haltern, sondern es stellt sich über den Kappenger Sandmergeln ein mächtiger Horizont von gleichmäßigen grauen Mergeln ein, die besonders gut

zu beobachten waren, als vor kurzem die Wasserleitung für Bork und Selm durch die Ortschaft Übbenhagen gelegt wurde. Die Mergel besitzen große Ähnlichkeit mit dem Emschermergel und sind von dem eigentlichen Emscher kaum zu unterscheiden. Den gleichen Mergelhorizont finden wir in den ersten Metern der Schächte Hermann I und II sowie in der Umgebung dieser Schachtanlage und in Selm und Ondrup über Tage anstehend. Es handelt sich also auch bei dieser Stufe um einen geschlossenen Horizont, der sich noch weiterhin verfolgen läßt.

Versteinerungen hat diese Mergellage bisher wenig geliefert. Es zeigte sich jedoch, daß sie ebenso wie die grauen Mergel des nächst tieferen und des nächst höheren Horizontes eine sehr reiche Foraminiferen-Fauna beherbergt.

Herr A. FRANKE in Dortmund hat die Foraminiferen aus diesen Schichten einer eingehenden Bearbeitung unterzogen und festgestellt, daß die Faunen der einzelnen Mergelhorizonte gewisse Abweichungen zeigen. Näheres hierüber wird Herr FRANKE demnächst in diesen Monatsberichten veröffentlichen.

Über diesen grauen Mergeln folgen nun auch hier im Osten noch reine weiße Quarzsande, die nach unten hin durch eine mächtige Kalksandsteinbank abgeschlossen sind. In der Ortschaft Netteberge besitzen diese Sande und die sie begleitenden Kalksandsteine und Quarzite eine Mächtigkeit bis zu 9 m. Sie lassen sich nach Osten hin verfolgen bis in die Ortschaft Ehringhausen. Ihre Mächtigkeit ist hier jedoch infolge der jüngeren Abtragung stark reduziert.

Zwischen Ehringhausen, Südkirchen und Kapelle sind die losen Sande auf große Erstreckung vollständig fortgeführt und nur die harten Kalksandsteine zurückgeblieben, die früher in Steinbrüchen vielfach gewonnen wurden. Sie führen stellenweise reichlich Versteinerungen und lieferten namentlich häufig den *Pecten muricatus* GOLDF. Diese losen Sande lassen sich ebenfalls als niveaubeständiger Horizont verfolgen. Wie groß ihr Verbreitungsgebiet ist, ließ sich jedoch noch nicht feststellen, da sie nach Norden und Osten hin unter Grundmoräne und diluvialen Sand untertauchen.

Die Kalksandsteineinlagerungen finden sich bei Netteberge nicht nur an der Basis, sondern auch besonders häufig in der Nähe der oberen Begrenzung. Vereinzelt kommen auch große unregelmäßig geformte Knollen im Innern der Sande selbst vor. Da die Sande außerordentlich reich an Wasser sind, so treten überall da, wo sie im Erosionsprofil angeschnitten sind, starke Quellen auf. Dieser Quellenhorizont erleichtert ihre Verfolgung

und Abgrenzung im Kartenbilde sehr. Lokal werden die Sande auch durch Eiseninfiltrationen, die wir als den Verwitterungsrückstand aufgelöster Schwefelkiesknollen ansehen müssen, gelb gefärbt. Die Färbung tritt in diesen Fällen entweder als große Ringe von Eisenkonzentrationslinien auf, oder sie ist eine vollkommen gleichmäßige, die die ganze Mächtigkeit ergriffen hat; sie bildet dann ein gutes Hilfsmittel zur Unterscheidung von diluvialen Sanden.

Während wir im Westen des Beckens bei Dorsten und Rhade Mächtigkeiten bis über 130 m in den Sanden von Haltern beobachten können, sind hier die reinen Sande dieser Zone bis auf 9 m zusammengeschrumpft. Diese Tatsache legt den Gedanken nahe, daß die „Sande von Netteberge“ nur einen kleinen Teil der Sande von Haltern vertreten können. Wir müssen also auch einen Teil der unterlagernden grauen Mergel über den Kappenberger Sandmergeln als Vertreter der Sande von Haltern ansehen.

Nach oben hin werden die Sande von Netteberge abgeschlossen durch einen gleichmäßigen grauen Mergel, dessen untere Bänke sich jedoch durch eine charakteristische Eigenschaft von den Mergeln des Emschers und des tieferen Untersensons unterscheiden. Er führt nämlich reichlich jene grauweißen harten Kalksandsteinknollen, bisweilen flözartig aneinander gereiht, an anderen Stellen wieder als große Seltenheit, wie wir sie aus den Sanden von Haltern bzw. Netteberge kennen. Als Verwitterungs-Residua bleiben sie häufig auf den Feldern zurück und finden sich an den Grenzen und Wallhecken zu zyklischen Mauern aufgeschichtet, so daß ihr Verbreitungsgebiet an die Oberflächengestaltung in den Geschiebestreifen der südbaltischen Endmoräne erinnern kann.

In den höheren Stufen dieser Mergelzone treten die Kalksandsteine aber sehr bald immer mehr zurück, und es folgt dann wieder der gleiche, eintönige graue Mergel, den wir aus dem Osten des Beckens bereits kennen. Diese Mergelzone finden wir besonders gut aufgeschlossen in den Lüdinghäuser Tonwerken nahe am Bahnhof Lüdinghausen. Die Zone führt spärlich Versteinerungen. Es liegt mir jedoch bereits einiges Material vor, das noch der eingehenden Bearbeitung bedarf.

*Actinocamax granulatus* fand sich hier in mehreren Exemplaren. Die sonstige Fauna scheint bereits darauf hinzudeuten, daß diese Stufe der nächst höheren Zone, den Sandkalken von Dülmen, näher steht als den Sanden von Haltern. Dies muß jedoch noch durch eine eingehende Bearbeitung des

paläontologischen Materials festgestellt werden. Die Überlagerung dieser grauen Mergel durch die Sandkalkbänke von Seppenrade ist zwischen Lüdinghausen und Seppenrade leicht festzustellen.

Die stratigraphische Gliederung dieser Schichten ergibt die nachstehende Tabelle.

Ich habe darin einige neue Lokalnamen übernehmen müssen. Im allgemeinen halte ich die Einführung neuer Lokalnamen als Horizontbezeichnungen in die Literatur nicht für praktisch. Sie läßt sich jedoch im vorliegenden Fall nicht vermeiden, da uns leitende Versteinerungen und andere charakteristische Merkmale vollkommen fehlen.

Gliederung des Untersenons im Becken von Münster.

	Paläontolog. Gliederung nach C. SCHLÜTER	Ausbildung im Westen des Beckens	Ausbildung zwischen Lünen und Lüdinghausen	Ausbildung östlich von Hamm
Unter-Senon	Zone des <i>Scaphites binodosus</i>	Sandkalke von Dülmen	Sandkalke von Dülmen	Graue Mergel
	Zone des <i>Pecten muricatus</i>	Sande von Haltern	Graue Mergel III. Zone	
			Graue Mergel mit Kalksandsteinknollen	
			Sande von Netteberge	
	Zone des <i>Marsupites ornatus</i>	Sandmergel von Recklinghausen	Graue Mergel II. Zone	
			Sandmergel von Kappenberg	
			Graue Marsupitenmergel, I. Zone	
Em-scher	Zone des <i>Inoc. digitatus</i> und des <i>Amm. Margae</i>		Grauer Mergel	

Wir können also auch nach unserer neueren Beobachtung bestätigen, daß die von SCHLÜTER angegebene Zonengliederung für den Westen unseres Beckens durchaus zutreffend ist.

In seiner Dissertation über die Granulatenkreide vertrat WEGENER<sup>1)</sup> die Auffassung, daß die Sande von Haltern kein selbständiger Horizont seien, sondern als eine andere Ausbildung eines Teiles der Recklinghäuser Sandmergel und der Dülmener Sandkalke anzusehen seien. Meines Wissens hat diese Auffassung noch keinen Widerspruch, wenigstens von Seiten der westfälischen Geologen, gefunden. Ich möchte daher auch an dieser Stelle darauf hinweisen, daß ich diese Auffassung, die bereits Eingang in die Lehrbücher<sup>2)</sup> gefunden hat, durchaus nicht teilen kann.

Sowohl nach den Ergebnissen der Tiefbohrungen wie nach den zahlreichen Aufschlüssen über Tage halte ich es nicht für angängig, die Zone des *Pecten muricatus* GOLDF. fallen zu lassen. Die Versteinerungsführung spricht meiner Ansicht nach nicht dafür, daß beide Zonen miteinander zu vereinigen sind, und wenn dies doch der Fall sein sollte, so können die paläontologischen Momente allein nicht maßgebend sein. In dem typischen Profil von Dülmen über Sythen, die Borken Berge, Hardt nach Recklinghausen ist zweifellos festzustellen, daß die Dülmener Sandkalke die quarzigen Glassande der Zone von Haltern überlagern. Es ist also unmöglich, hier den Schluß zu ziehen, daß beide sich vertreten können. Das gleiche gilt in diesem Profil auch von der Überlagerung der Recklinghäuser Sandmergel durch die Sande von Haltern am Südabfall der Hardt. Die gleichen Überlagerungen lassen sich im Westen des Beckens noch an einer ganzen Reihe von Profilen feststellen, beispielsweise zwischen Coesfeld und Borken.

Es sprechen also stratigraphische Gründe durchaus gegen die Auffassung WEGENERS. Dazu kommen praktisch geologische Gründe, die eine Einziehung der Zone der Sande von Haltern nicht zulassen. Es sei nur daran erinnert, welche große praktische Bedeutung diese Zone für die westfälische Glasindustrie besitzt, welche Beachtung sie beim Schachtabteufen finden muß, und welche Wichtigkeit ihr bei Wasserversorgungsarbeiten zukommt. Die Unterscheidung ihrer Äquivalente in der Übergangzone zu der mergeligen Facies und in der mergeligen Ausbildung stößt jedoch auf nicht geringe Schwierigkeiten. Immerhin ist dies kein Grund, die Zone als solche fallen zu lassen. Man kann sich also nur darauf beschränken, die Bezeichnung dieser Stufe als „Zone des *Pecten muricatus*“

<sup>1)</sup> TH. WEGENER: Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes. Diese Zeitschr. 57, 1905, S. 142.

<sup>2)</sup> EM. KAYSER: Formationskunde. III. Aufl., Stuttgart 1908. S. 496.

fallen zu lassen. Die gleiche Auffassung vertritt auch Herr KRUSCH in seiner angeführten Abhandlung in dieser Zeitschrift dadurch, daß er die Zone nach wie vor ausscheidet.

Den von STOLLEY vorgeschlagenen Sammelnamen „Granulatenkreide“, analog dem wenig glücklichen Namen „Quadratenkreide“ und „Mucronatenkreide“, halte ich für unser westfälisches Kreidegebiet für wenig geeignet.

In den gleichen Aufschlüssen des Rhein—Herne-Kanals zwischen Carnap und Gelsenkirchen - Bismarck sowie an mehreren anderen Punkten habe ich wiederholt feststellen können, z. T. in Begleitung von Herrn JOHANNES BÖHM, daß der *Actinocamax granulatus* noch zusammen mit dem typischen *Actinocamax westfalicus* im einwandfreien Emscher vorkommt. Diese Aufschlüsse in der Emscher-Niederung selbst liegen in einer Zone, die für diese Formation so charakteristisch ist, daß sie ihr den Namen verlieh.

Der *Actinocamax granulatus* ist also so wenig niveaubeständig, daß er schon im Emscher beginnt und erst in den Sandkalken von Dülmen ausstirbt. Ich halte daher wegen der großen vertikalen Verbreitung Horizontbestimmungen, die sich auf dieses Tier gründen, nicht für geeignet, und vor allem halte ich eine Zonenbenennung nach diesen Belemniten wenigstens für unser westfälisches Gebiet nicht für zulässig.

Herr E. HARBORT gab dann einen Beitrag zur Kenntnis präoligocäner und cretacischer Gebirgsstörungen in Braunschweig und Nord-Hannover.

In den letzten 8—9 Jahren hat sich die Erkenntnis, daß die Entstehung unserer mitteldeutschen Gebirge nicht allein in die jungtertiäre, miocäne Zeit fällt, wie man lange Zeit annahm, sondern bereits im Mesozoicum begann, allmählich immer mehr Bahn gebrochen. Es waren vor allen Dingen die zahlreichen, höchst bedeutsamen Arbeiten STILLES<sup>1)</sup> und eine Arbeit von BRANDES<sup>2)</sup>, in denen darauf hingewiesen wurde, daß schon während mehrerer Perioden des Mesozoicums Gebirgsbildungen in Norddeutschland vor sich gegangen waren. Neuerdings häuften sich dann die Mitteilungen über vortertiäre

<sup>1)</sup> STILLE: Das Alter der deutschen Mittelgebirge. Zentralbl. f. Min., Geol. u. Paläont. 1909, S. 269—286. (Hier sind auch die älteren Arbeiten STILLES über den gleichen Gegenstand zitiert.)

<sup>2)</sup> BRANDES: Einige Bemerkungen über Trümmergesteine im mittleren und oberen Untersenon des nördlichen Harzrandes. Diese Zeitschr. 1902, S. 19—52.

Schichtenstörungen derart, daß es heute nicht wohl mehr angeht, das mesozoische Zeitalter als eine Zeit der Ruhe zu bezeichnen, wie man früher allgemein es zu tun geneigt war. Ich erwähne nur kurz die Beobachtungen, welche in dieser Beziehung durch die Herren GRUPE, WEGENER, MESTWERDT, v. LINSTOW, HAARMANN, v. KOENEN, SCHRÖDER, MENZEL, SCHOLTZ, BÄRTLING u. a. gemacht worden sind<sup>1)</sup>.

Besonders erwähnt sei noch der auf der diesjährigen Hauptversammlung gehaltene Vortrag von E. PHILIPPI: „Die präoligocäne Abtragungsfäche in Thüringen, ihr Verhältnis zu den Dislokationen und dem Flußnetz<sup>2)</sup>.“

Durch alle diese Arbeiten wurden, kurz zusammengefaßt, hauptsächlich drei präoligocäne und postcarbonische Störungsperioden nachgewiesen; nämlich eine gegen Ende der Jurazeit, eine zweite zur Emscher- bzw. Senonzeit und eine dritte während der Eocänzeit. Bei der Wichtigkeit, welche die Frage nach der Kenntnis voroligocäner Gebirgsstörungen für das Studium des Gebirgsbaues in Norddeutschland besitzt, möchte ich gleichwohl einige weitere Beobachtungen über voroligocäne Schichtenverschiebungen mitteilen, z. T. auch aus dem Grunde, weil sie ein gewisses historisches Interesse beanspruchen.

BRANDES<sup>3)</sup> hatte bereits daran erinnert, daß schon EWALD<sup>4)</sup> im Jahre 1863 die Aufrichtung der mesozoischen Schichten am Nordrande des Harzes in die Senonzeit verlegte, und daß EWALD diese seine Hypothese mit guten Gründen gestützt hatte. H. SCHRÖDER hat nun in einer demnächst erscheinenden Arbeit über die subhercyne Kreidemulde darauf hingewiesen, daß noch früher, im Jahre 1851, durch v. STROMBECK<sup>5)</sup> mesozoische Schichtenverschiebungen bekannt geworden sind. Es handelt sich bei den v. STROMBECKSchen Mitteilungen zufällig um Verhältnisse, die in der von mir in diesem Sommer durch die geologische Spezialkartierung aufgenommenen Gegend des Helmstedter Braunkohlenbeckens beobachtet waren.

Der am 30. September 1851 in unserer Gesellschaft gehaltene Vortrag v. STROMBECKS scheint später vollkommen

---

<sup>1)</sup> Die näheren Literaturangaben sind in der oben zitierten Arbeit H. STILLES nachzulesen.

<sup>2)</sup> Diese Zeitschr. 61, 1909, S. 347.

<sup>3)</sup> BRANDES: a. a. O. S. 20.

<sup>4)</sup> EWALD: Die Lagerung der oberen Kreidebildungen am Nordrande des Harzes. Monatsber. d. Akad. d. Wissensch., Berlin 1863, S. 676 ff.

<sup>5)</sup> v. STROMBECK: Über die Erhebungszeit der Hügelketten zwischen dem nördlichen Harzrande und der norddeutschen Ebene. Diese Zeitschr., Bd III, 1851, S. 361—362.

vergessen worden zu sein und ist auch in der Literatur von den neueren Autoren nicht wieder erwähnt worden. Auch mir war das Referat über diesen Vortrag zunächst entgangen, und ich wurde erst durch Herrn TH. SCHMIERER darauf aufmerksam gemacht.

In dem erwähnten Sitzungsbericht heißt es nun wörtlich: „In der Einsenkung (zwischen Asse und Haaseberg) hat sich Braunkohle abgelagert, welche daselbst bunten Sandstein, Muschelkalk, Keuper, Lias, Hilskonglomerat und Hilston überdeckt. Hier ist es evident, daß sich die Braunkohle nach der Hebung jenes Höhenzuges abgelagerte. Ebenso sieht man in der Gegend zwischen Helmstedt und Sommersdorf und zwischen Hütersleben und Hadersleben<sup>1)</sup> Braunkohlengedäuge in übergreifender Lagerung über älteren Flözschichten. Die Hebung jener Höhenzüge fand daher aller Wahrscheinlichkeit nach vor Ablagerung der Braunkohle statt.“

Diese Beobachtungen v. STROMBECKS konnte ich bez. des Helmstedter Braunkohlenbeckens durchaus bestätigen. Insbesondere ließ sich bei der geologischen Spezialkartierung des Blattes Süpplingen nachweisen, daß sich auch auf dem Nordost-Flügel des Helmstedter Braunkohlenbeckens das braunkohlenführende Tertiär an den Rändern der Mulde von Norden nach Süden nacheinander auf mittleren Keuper, Rhätsandstein und verschiedene Stufen des Lias auflegt, und zwar in einer Entfernung von nur wenigen Kilometern.

Schon aus der EWALDschen Übersichtskarte, Blatt Braunschweig, läßt sich entnehmen, daß auch auf dem südlichen Teil des Helmstedter Braunkohlenbeckens das Tertiär an dessen Rändern in übergreifender Lagerung auf den verschiedensten Stufen der Trias und des Juras aufliegt, die überdies gelegentlich durch Verwerfungen gegeneinander abstoßen, welche unter das Braunkohlengedäuge sich fortzusetzen scheinen. Aus dieser diskordanten Lagerung des Tertiärs schließe ich mit v. STROMBECK, daß bereits vor Ablagerung der Braunkohlenformation eine Aufbiegung der Muldenränder und Abtragung der mesozoischen Schichten erfolgt sein muß. Es ist also, mit anderen Worten, die erste Heraushebung des Elm- und Lappwaldes in die Zeit vor Ablagerung der Braunkohlenformation zu verlegen. Wenn die v. STROMBECKSchen Schlußfolgerungen so lange Zeit unbeachtet geblieben sind, so ist das wohl damit zu erklären, daß man, beeinflußt durch die zahlreichen durch v. KOENEN und dessen Schüler in Nordwest-Deutschland nachgewiesenen

---

<sup>1)</sup> Wohl Hötensleben und Hamersleben?

jungtertiären, vorwiegend miocänen Dislokationen, allmählich zu der Ansicht gekommen war, daß unsere nordwestdeutschen Gebirge sämtlich zu so relativ junger Zeit entstanden seien.

Es bleibt nunmehr die Frage zu beantworten, ob sich die vor Ablagerung der Braunkohlen stattgefundenen Schichtenstörungen in den mesozoischen Schichten ihrem Alter nach genauer bestimmen lassen. Nach den Feststellungen von F. A. RÖMER, BEYRICH, v. STROMBECK und A. v. KOENEN<sup>1)</sup> wird die Braunkohlenformation des Helmstedter Beckens von marinem Unteroligocän überlagert. Sie ist daher älter als dieses. Man hatte sich seit diesen Feststellungen daran gewöhnt, die sog. subhercynen Braunkohlenvorkommnisse, zu denen auch das Helmstedter gehört, dem Unteroligocän zuzurechnen.

Nun hat neuerdings O. v. LINSTOW<sup>2)</sup> die Ansicht ausgesprochen, daß man die Braunkohlenablagerungen der großen Mulden von Egel, Aschersleben und Helmstedt besser dem Eocän zuweisen würde, als dem terrestrischen Unteroligocän. Er begründete seine Auffassung etwa mit folgenden Ausführungen:

Zunächst seien niemals Wechsellagerungen von Braunkohlenablagerungen mit marinem Unteroligocän beobachtet. Die Fauna und vor allen Dingen die wenig bekannte Flora beweise nichts gegen die Annahme eocänen Alters. Endlich beginnt mit der Unteroligocänzeit eine marine Transgression, und es liege daher nahe, den Formationsschnitt unterhalb der transgredierenden Schicht, also an den Schluß einer Festlandsperiode, zu legen.

Mir scheint die Zurechnung der Braunkohlenformation zur Eocänzeit außerordentlich sympathisch, und es dürften vielleicht noch folgende von mir gemachte Beobachtungen diese Annahme bestärken: An der Basis der Braunkohlenablagerungen sind z. Z. in den Gruben der Helmstedter Tonwerke blutrote, außerordentlich fette, 1,5—2,0 m mächtige Tone aufgeschlossen, welche von glimmerreicheren Schmitzen durchsetzt werden. Sie werden bergmännisch durch Stollenbau gewonnen, da sie ein sehr geschätztes Färbmaterial für die Keramik liefern und insbesondere zum Rotfärben von Verblend-Ziegelsteinen gern verwandt werden. Diese Tone legen sich mit schwacher Diskordanz auf die Angulatenschichten auf. Sie werden überlagert

---

<sup>1)</sup> v. KOENEN: Das norddeutsche Unteroligocän und seine Molluskenfauna. (Abh. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst., Berlin 1899. Vorwort.) Daselbst auch die betr. Arbeiten von RÖMER und BEYRICH zitiert.

<sup>2)</sup> O. v. LINSTOW: Beiträge zur Geologie von Anhalt. v. KOENEN-Festschrift 1907, S. 21—64.

von etwa 8—9 m weißen Braunkohlensanden. Über diesen folgen 3—4 m rote, lateritartige Gesteine, mürbe Sandsteine mit tuffähnlichen Zwischenlagen. Eine genauere mikroskopische Untersuchung steht z. Z. noch aus, ich beabsichtige eine ausführliche petrographische Beschreibung dieser interessanten Gesteine an anderer Stelle zu bringen. Das Hangende dieser Schichten bilden bis 5 m mächtige, gelbliche Braunkohlensande.

Nun sind derartige intensiv rot gefärbte Gesteine im Tertiär meines Wissens bislang nur aus eocänen Ablagerungen bekannt geworden, insbesondere aus eocänen Ablagerungen Jütlands durch GAGEL u. a. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. KRUSCH finden sich derartige rote Gesteine aber auch an der deutsch-holländischen Grenze in den ältesten dort bekannten Tertiärschichten.

Wenn ich mit diesen Ausführungen ein neues Argument für eocänes Alter der Helmstedter Braunkohlenformation zu bringen glaube, so verhehle ich mir keineswegs, daß ein strikter paläontologischer Beweis bis heute weder für unteroligocänes noch für eocänes Alter zu erbringen ist.

Nach obigen Ausführungen ist demnach die erste Anlage des Helmstedter Beckens sicher in vorunteroligocäne, wahrscheinlich in voreocäne Zeit zu verlegen. Es fragt sich nunmehr, ob das Alter dieser Schichtenaufbiegungen und Dislokationen noch präziser festzulegen ist. An der Auffaltung der mesozoischen Schichten des Helmstedter Beckens haben mit Sicherheit noch teilgenommen die verschiedenen Stufen des Keupers und der untere und mittlere Lias. Indes findet sich westlich von Königslutter in einem Ausläufer des Helmstedter Beckens eine eingesunkene Scholle von senoner Kreide, die anscheinend diskordant von Braunkohlentertiär überlagert wird<sup>1)</sup>. Leider fehlen z. Z. Aufschlüsse vollkommen in dieser Kreidescholle, deren Fauna s. Z. von GRIEPENKERL beschrieben wurde. Ich hoffe im nächsten Sommer durch einige Schurfgräben die Lagerungsverhältnisse sicherer feststellen zu können. Sollte sich alsdann die oben ausgesprochene Vermutung bestätigen, so dürfte das Alter der ersten Auffaltung des Helmstedter Beckens ziemlich eindeutig bestimmt sein als zwischen die Zeitalter des Ober-Senons und des Eocäns fallend. Nun sind neuerdings ja Gebirgsstörungen eocänen Alters verschiedentlich

---

<sup>1)</sup> Vergl. GRIEPENKERL: Die Versteinerungen der senonen Kreide von Königslutter im Herzogtum Braunschweig. Paläont. Abh. v. DAMES und KAYSER, Bd IV, S. 311.

nachgewiesen, insbesondere hat HAARMANN<sup>1)</sup> eine eocäne Heraushebung des Piesbergsattels wahrscheinlich gemacht. Es liegt daher nahe zu vermuten, daß hier wie dort die Störungen derselben Gebirgsbildungsphase zuzuschreiben sind.

Wenn somit aus der diskordanten Auflagerung des Braunkohlentertiärs auf den mesozoischen Sedimenten zu schließen war, daß die Anlage des Helmstedter Beckens vor Ablagerung der Braunkohlen geschaffen wurde, so möchte ich damit keineswegs behaupten, daß schon zu dieser Zeit der Elm und Lappwald bis zu ihrer heutigen Höhe herausgehoben waren, und gleichfalls nicht in Abrede stellen, daß die ursprüngliche Verbreitung der Braunkohlenformation eine größere gewesen sein mag. Es läßt sich vielmehr mit Sicherheit nachweisen, daß eine zweite Emporwölbung und Heraushebung der das Braunkohlenbecken begleitenden Gebirgszüge in postoligocäner Zeit erfolgte.

In postoligocäner Zeit sind auch erst der auf derselben Hebungslinie liegende Dorm und Barneberger Höhenzug durch die Tertiärablagerungen bis zu ihrer heutigen Höhe hindurchgepreßt worden. Die geologische Spezialkartierung hat ergeben, daß der Dorm von allen Seiten durch jungtertiäre Verwerfungen begrenzt wird und daß Schollen von Tertiärgebirge in den stark gefalteten, z. T. überschobenen und zerstückelten Triasgesteinen eingesunken liegen. Die Randspalten sind stellenweise gut aufgeschlossen. So kann man z. B. in der Nähe von Beienrode beobachten, daß die jüngsten Tertiärablagerungen an der Randverwerfung steil emporgerichtet und geschleppt worden sind.

Ähnliche Verhältnisse trifft man am Barneberger Höhenzuge; auch dieser wird von tertiären Verwerfungen umgeben und von Spalten durchsetzt, auf denen Schollen von Tertiär eingesunken sind. In der Grube Treue bei Offleben ist z. Z. folgendes Profil aufgeschlossen:

	3—4 m	diluvialer Sand
ca.	30	- unteroligocäner Grünsand
	- 18—20	- Braunkohle (Treuer Flöz)
	0,60	- hellgrauer Ton
	2,00	- Braunkohle
	3,00	- weißer Braunkohlensand.

Diese Schichten werden in der östlichen Ecke des gewaltigen Tagebaues von einer steil einfallenden NNW—SSO steichenden Verwerfung derart abgeschnitten, daß an dieser Stelle die Braunkohlenflöze steil aufgerichtet und vielfach gestaucht und stark verruschelt sind. Etwa 100 m östlich von

<sup>1)</sup> HAARMANN: Über den Piesberg-Sattel bei Osnabrück. Diese Zeitschr. 61, S. 170—174.

diesem Aufschluß wurden in einem Brunnenschacht nach freundlicher Mitteilung des Obersteigers rote Buntsandsteinletten angetroffen.

Es erhebt sich nunmehr die Frage, in welche Zeit diese tertiären Störungen zu verlegen sind. Sicher sind sie jünger als unteroligocän, da die marinen unteroligocänen Grünsande mit verworfen sind. Mitteloligocäner Septarienton ist mir bislang aus dem Helmstedter Becken nicht bekannt geworden, ebenso nicht marines Oberoligocän. Auf den unteroligocänen Grünsanden liegen im nördlichen Teile des Helmstedter Beckens mächtige Quarzsande, grobe Sande und feinere Schotter von vorwiegend hercynischem Material, Kiesel-schiefern, Grauwacken usw. Diese können oft durch ein meist kieseliges Bindemittel zu festen Sandsteinen, stellenweise auch zu mächtigen Quarzitlagen verkittet worden sein und zeigen in sämtlichen zahlreichen Aufschlüssen eine deutliche diskordante Schichtung. Der fluviatile Charakter dieser Gesteine, sowie ihre petrographische Zusammensetzung legen die Vermutung nahe, daß wir es mit miocänen terrestrischen Ablagerungen zu tun haben, zumal da mitteloligocäne und oberoligocäne Ablagerungen in dieser Ausbildung nicht normal wären, und überdies z. B. typischer Septarienton gar nicht weit von hier in Anhalt und im Saalegebiet ausgebildet ist<sup>1)</sup>. Da diese Schichten von den Verwerfungen mit betroffen sind, so dürfte die zweite Dislokationsperiode des Helmstedter Beckens, die Heraushebung des Dorm und Barneberger Höhenzuges durch die Tertiärbedeckung hindurch bis zu ihrer heutigen Höhe in postmiocäne Zeit zu verlegen sein, in welcher Störungen in Nordwestdeutschland ja weit verbreitet nachgewiesen sind. Auf der v. STROMBECKSchen bzw. EWALDSchen Übersichtskarte sind diese jungtertiären Verwerfungen nicht verzeichnet, vielmehr wird z. B. der Barneberger Höhenzug als Offleben-Barneberger „Flözgebirgs-Insel“ benannt. Diese Ansicht von dem inselartigen Hervortreten von Dorm und Barneberger Höhenzug aus den tertiären Ablagerungen, die sich mantelförmig ringsherum abgesetzt haben sollen, ist in den Kreisen der Kohlenbergleute noch heute weit verbreitet und wird z. B. in der Arbeit von DORSTEWITZ<sup>2)</sup> kürzlich wieder verteidigt. Es liegt auf der Hand, daß die Anschauung von dem horstartigen Charakter der Triasrücken für den Kohlenbergmann von praktischem Interesse sein wird.

---

<sup>1)</sup> v. LINSTOW: a. a. O. S. 32.

<sup>2)</sup> DORSTEWITZ: Geologie der Helmstedter Braunkohlenmulde. Braunkohle, Bd I, S. 198, 210, 225, 227.

In den beigefügten beiden Skizzen, die ein schematisches Querprofil durch das Helmstedter Becken zu vormiocäner und postmiocäner Zeit darstellen, habe ich versucht, die bisherigen Ausführungen kurz zusammenzufassen.

Skizze Nr. 1 soll die erste voroligocäne bzw. voreocäne Aufwölbung von Elm, Dorm und Lappwald und die im Gefolge damit stattgefundenen Dislokationen veranschaulichen. Das damals entstandene Becken<sup>1)</sup> wurde später von Sanden, Tonen und zwiebelschalenartig übereinander gelagerten, zahlreichen Braunkohlenflözen, sowie von jüngeren tertiären Ablagerungen, den marinen unteroligocänen Grünsanden usw. aufgefüllt.

In postmiocäner Zeit (Skizze 2) erfolgte eine weitere Aufwölbung der Ränder des Beckens, sowie die Emporpressung des Dorm und Barneberger Höhenzuges durch das Tertiär.

Ich möchte noch wenige Worte über das Alter der Entstehung einiger Zechsteinhorste hinzufügen, von denen in neuerer Zeit bekanntlich eine ganze Reihe unter dem Diluvium in Nordwestdeutschland erbohrt worden sind.

Östlich der Oker wurde durch die Tiefbohrungen der Gewerkschaft Hannover ein etwa  $1\frac{1}{2}$  km breiter, nordsüdlich verlaufender Zechsteinhorst nachgewiesen, dessen Längenerstreckung noch nicht bekannt, doch zurzeit schon auf ca. 2,5 km nachgewiesen worden ist. Westlich und östlich von diesem Salzhorst ist Untere Kreide (Gault bis Wealden) in nahezu horizontaler Lagerung und in einer außerordentlichen Mächtigkeit (bis zu etwa 1000m) über viele Quadratkilometer im Untergrunde des Diluviums verbreitet nachgewiesen. Nur an der westlichen und östlichen Randspalte dieses Horstes sind die Schichten der Unteren Kreide gestört und steil aufgerichtet, derart, daß z. B. an einer Stelle der normal erst in einer Tiefe von etwa 900 m anstehende Valanginiensandstein auf das Zechsteingebirge geschoben ist und schon in einer Tiefe von 100 bis 150 m in einer der Bohrungen angetroffen wurde. Nun ist ferner durch zahlreiche Tiefbohrungen in dieser Gegend festgestellt, daß sowohl die horizontal gelagerten, als auch die steil aufgerichteten Schichten der Unteren Kreide und auch das Zechsteingebirge selbst oft noch von einer dünnen Decke senoner Kreide bedeckt wird, an deren Basis gelegentlich eine Schicht von Eisenerzen beobachtet wurde, die dem Vorkommen von Gr.-Ilsede-Peine petrographisch durchaus ähnlich sind. Die Emporpressung des Zech-

<sup>1)</sup> Es ist in der Skizze nicht zum Ausdruck gekommen, daß in diesem Becken der heutige Dorm bereits als Terrainwelle vorgebildet worden sein mag.

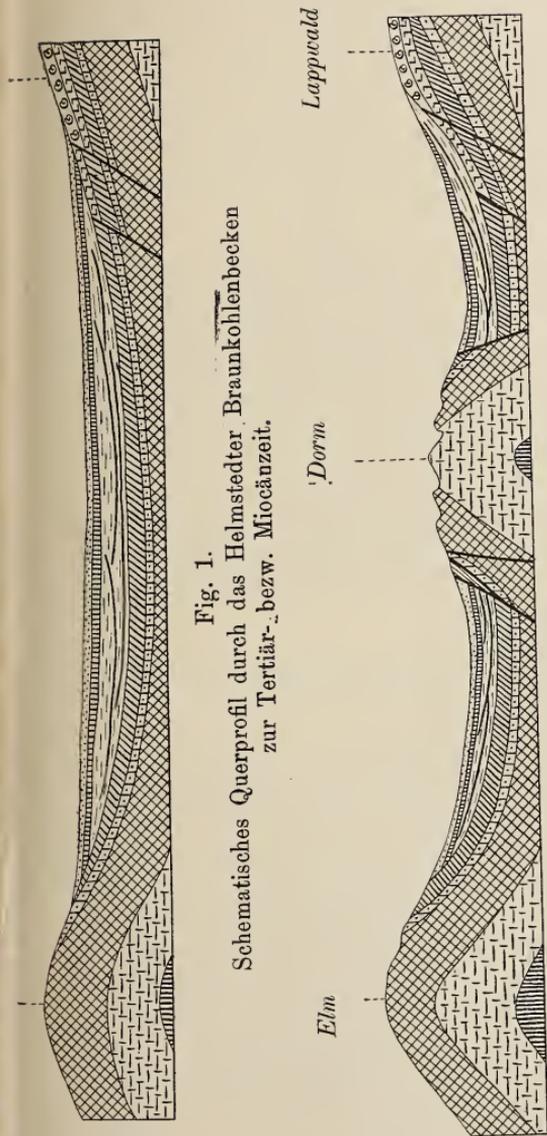


Fig. 1.  
Schematisches Querprofil durch das Helmstedter Braunkohlenbecken  
zur Tertiär- bzw. Miocänzeit.

Fig. 2.  
Schematisches Querprofil durch das Helmstedter Braunkohlenbecken  
zu postmiocäner bzw. quartärer Zeit.

- |  |  |  |                     |
|--|--|--|---------------------|
|  | Miocäne? Quarzsande, Schotter und Quarzite.      |  | Gipskeuper.         |
|  | Unteroligocäne Grünsande.                        |  | Kohlenkeuper.       |
|  | Unteroligocäne bzw. eocäne Braunkohlenformation. |  | Muschelkalk.        |
|  | Lias-Tone bzw. Sandsteine.                       |  | Buntsandstein.      |
|  | Rhätsandsteine.                                  |  | Zechsteinformation. |

steinhorstes durch die Untere Kreide muß also vor Ablagerung des Senons und nach der Gaultzeit geschehen sein. Die betreffenden Bohrprofile sollen an anderer Stelle veröffentlicht werden.

Transgressionserscheinungen des Senons über ältere mesozoische Schichten sind im nördlichen Harzvorland ja durch H. SCHRÖDER und andere vielfach bekannt geworden. Ebenso ist die transgredierende Lagerung der oberen Kreide von Gr-Ilse-Peine seit langem bekannt, und ähnliche Beobachtungen waren weiter nach Nordwesten bei Isernhagen, an den Stemmer Bergen<sup>1)</sup> usw. gemacht worden. In der Lüneburger Heide wurden in den letzten Jahren mehrere Tiefbohrungen nach Durchsenkung von Diluvium und einer mehr oder weniger mächtigen Decke senoner Gesteine salzfündig. Man war zunächst geneigt, diese Lagerungsverhältnisse auf flache Überschiebungen zurückzuführen. Indes vergrößerte sich die Zahl ähnlicher Bohrprofile immer mehr, die aus der Gegend von Verden, Bremen<sup>2)</sup> und von anderen Orten bekannt wurden. Beim Abteufen des Schachtes der Gewerkschaft „Aller-Nordstern“ bei Gr.-Häuslingen konnte die transgredierende Lagerung des Senons über Zechsteingebirge einwandfrei nachgewiesen werden. Nach freundlicher Mitteilung des Herrn Direktors, Bergassessors F. BECKER, wurden hier folgende Schichten durchteuft:

- 0— 18 m Diluvium
  - 59 - tertiäre Tone
  - 80 - senone Kreideschichten
  - 110 - Anhydrit
- darunter das Salzgebirge.

Die senonen glaukonitischen Mergel waren fossilreich. Ihre Fauna wird Herr Prof. J. BÖHM bearbeiten. An der Basis der etwa mit 20<sup>0</sup> einfallenden senonen Mergel fand sich eine 1—2 dm mächtige Schicht phosphoritischer Eisenerze, die petrographisch dem sogenannten „Trümmererz“ von Gr-Ilse-Peine durchaus ähnlich sind. Auch hier ist demnach die Emporhebung des Zechsteinhorstes zu vorsenoner Zeit erfolgt. Da andererseits bekanntlich die älteren Stufen der oberen Kreide, Turon und Cenoman, konkordant überlagert von senonen Schichten, in der Lüneburger Heide an zahlreichen, z. T. nicht weit entfernten Punkten bekannt sind, so ist wohl anzunehmen, daß die Dislokationen ihrem Alter nach zwischen die Turon- und Senonzeit, also etwa in die Zeit der Emscher-Stufe, zu verlegen sein dürften. Für

<sup>1)</sup> E. HARBORT: Fauna der Schaumburg-Lippeschen Kreidemulde. Abh. d. Kgl. Preuß. geol. L.-A., N. F., Heft 45, S. 4—5.

<sup>2)</sup> WOLFF: Der Untergrund Bremens. Dieser Monatsber., S. 348.

die bergmännische Praxis, insbesondere für die Kali- und Erdölbohrgesellschaften sind diese Ergebnisse insofern von Interesse, als man in Zukunft Tiefbohrungen im nördlichen Teil der Provinz Hannover stets bis zur Basis der oberen Kreide bzw. doch wenigstens bis zur Basis des Senons herabbringen sollte. Es bleibt zu bedauern, daß man in früheren Jahren vielleicht manche Bohrung zu vorzeitig als aussichtslos eingestellt hat, die unter dem Diluvium Mukronatenkreide angetroffen hatte.

In der Diskussion spricht Herr KRUSCH.

Nach einer Pause von 30 Minuten sprach Herr MASCKE: „Über die Trias Deutschlands.“

An der Diskussion beteiligen sich die Herren v. KOENEN, HARBORT und der Vortragende.

Herr VON KOENEN hob hervor, daß die drei von Herrn MASCKE angeführten Profile im Oberen Muschelkalk bei Göttingen, nämlich bei Lenglern, an der Straße von Harste nach Emmenhausen und an dem Bahneinschnitt bei Hardeggen in keiner Weise für eine Gliederung brauchbar seien, da an diesen 3 Stellen eine ganze Reihe von Verwerfungen und Störungen hindurchsetzen.

Zum Schluß gibt Herr P. SCHLEE einige Bemerkungen über **Grottenbildung an der Küste der Bretagne**.

Im Anschluß an vorgeführte Lichtbilder führt er aus, daß das von der Brandung geschleuderte Geröll eine wichtige Rolle zu spielen scheine bei der Entstehung und Vertiefung der außerordentlich zahlreichen Grotten, die sich im armorikanischen Sandstein der Halbinsel von Crozon finden. Mit welcher Gewalt die Brandung wirken kann, zeigt eine Aufnahme, die eine Kluft im Granit der Insel Jersey wiedergibt, in der sich ein hochgeschleuderter Block von etwa 300 kg Gewicht zwei Meter über dem Boden eingeklemmt hat.

In der Diskussion spricht Herr HARBORT.

Zum Vorsitzenden der nächsten Sitzung wird Herr GOTTSCHÉ gewählt.

Darauf wurde um 12<sup>1</sup>/<sub>4</sub> Uhr die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

BÄRTLING. HAACK. GOTTSCHÉ. WICHMANN. HORN.

---

V. Protokoll der wissenschaftlichen Sitzung  
am 18. September 1909  
im mineralogisch-geologischen Institut zu Hamburg.  
Beginn: 9<sup>3</sup>/<sub>4</sub> Uhr.

Vorsitzender: Herr GOTTSCHÉ.

Herr GOTTSCHÉ eröffnet als Vorsitzender um 9<sup>3</sup>/<sub>4</sub> Uhr die Sitzung, macht zunächst einige geschäftliche Mitteilungen und verliest ein Begrüßungstelegramm des abwesenden Vorsitzenden der Gesellschaft, Herrn RAUFF, mit folgendem Wortlaut:

Rigi-Scheidegg, 18. IX., 7 Uhr 25 Min.

Deutschen geologischen Gesellschaft herzlich dankend  
wünscht mit besten Grüßen Meeresstille und glückliche  
Fahrt  
RAUFF.

Herr KÜHN demonstriert alsdann seinen Apparat: „Zur Veranschaulichung der Lage geologischer Schichten im Raume und zur Lösung hierauf bezüglicher Aufgaben der praktischen Geologie.“<sup>1)</sup>

Darauf machte Herr R. WICHMANN eine kurze Mitteilung über ein neues Vorkommen von Dolomitisierung am Greitberg bei Holzen.

Zu der schon so vielfach erörterten Frage über die Entstehung des Dolomites und die Dolomitisierung von Gesteinen möchte ich von einem interessanten Vorkommen, welches in neuester Zeit am Ith bei Holzen aufgeschlossen ist, Mitteilung machen. Ich bin in der Lage, hierzu einige Vergrößerungen von Photographien vorlegen zu können, die aufzunehmen Herr DEPPE in Göttingen die Freundlichkeit hatte, und ein von mir geschlagenes Handstück.

An einer Reihe verschiedener Profile habe ich in meiner Arbeit über den „Korallenoolith und Kimmeridge im Gebiet des Selter und des Ith“ gezeigt, daß der Dolomit des Korallenoolith dort nicht an ein bestimmtes Niveau gebunden ist, sondern in stark wechselnder Mächtigkeit bald im oberen, bald im unteren Teile desselben auftritt. Zum Teil mag dieser

---

<sup>1)</sup> Der Vortrag ist in der Zeitschr. f. prakt. Geol., Jahrg. XVI, H. 8, Berlin 1909, S. 325—342 erschienen.

Dolomit ja ursprünglich abgelagert sein, wenn auch nicht als reiner Dolomit, so doch als dolomitischer Kalk; z. T. aber ist er sicher ein Umwandlungsprodukt des reinen Kalkes, das wohl durch das Zirkulieren von kohlen-saure Magnesia-haltigen Wässern entstanden ist. Wie und unter welchen Umständen dieser Vorgang möglich ist, ist ja durch die genauen Untersuchungen von SCHEERER, PFAFF, PHILIPPI u. a. nachgewiesen worden. Daß in dem in Frage stehenden Gebiet tatsächlich solche Umwandlungen stattgefunden haben, läßt sich aus dem allmählichen Übergang des Dolomites in oolithischen Kalk an verschiedenen Stellen gut erkennen. Hierbei kann man alle Übergänge von reinem Dolomit über dolomitischen Kalk zu reinem oolithischen Kalk beobachten. Der dolomitische Kalk zeigt z. T. noch deutlich die oolithische Struktur, z. T. treten an Stelle der Oolithkörner Poren auf. Solche Stücke wurden seinerzeit von Herrn v. KOENEN vom Katzenbrink bei Lauenstein i. H. auf der Hauptversammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft in Kassel vorgelegt. Auch im Kalkbruch bei Marienhagen am Selter konnte ich ähnliche Verhältnisse mehrfach nachweisen. Dort ging eine im oberen Korallenoolith gelegene sandige, etwa 3 m mächtige Dolomitbank allmählich in blaugrauen, oolithischen Kalk über, indem sie sich gleichsam in drei Lagen auflöste, zwischen die sich zwei Kalkbänke keilförmig immer mehr anschwellend einschoben, während der Dolomit an Dicke abnahm und schließlich ganz verschwand. Vielfach kann man sehen, daß diese Dolomitierung des Kalkes von Klüften und Spalten ausgehen dürfte, indem hier der Dolomit am mächtigsten ist. Überhaupt zeigt er da, wo er zutage tritt, seine größte Ausdehnung, während er nach dem Berginnern zu immer mehr abzunehmen scheint.

Ein sehr interessantes Vorkommen des Dolomites ist nun in letzter Zeit sehr gut aufgeschlossen worden in einem Steinbruch am Greitberg südlich Holzen. Dieser Bruch war damals, als ich meine Arbeit über dies Gebiet anfertigte, außer Betrieb. Jetzt ist aber der Abbau der Kalke zur Beschickung eines neu erbauten Kalkofens wieder energisch in Angriff genommen. Es stehen in diesem Bruch zu oberst 2—3 m plattige, oolithische Kalke des unteren Kimmeridge. Darunter folgen 21 m oolithische Kalke und als Liegendes 20 m Dolomit. In dem oberen Drittel der Kalke tritt nun eine Dolomitbank auf, deren Mächtigkeit schwankend ist, aber bis zu 2 m beträgt. In der Natur hebt sie sich deutlich durch ihre dunklere Färbung aus dem Kalk hervor, noch besser auf der Photo-

graphie. Offenbar ist hier die Dolomitisierung von der von oben kommenden Verwerfung ausgegangen und hat sich von dort nach beiden Seiten unbekümmert um die Schichtung des Kalkes ausgebreitet. Das vorgelegte Handstück war der Grenze zwischen Kalk und Dolomit entnommen und zeigte sehr gut den Übergang des hellen Kalkes in den dunklen Dolomit.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren STILLE und A. SCHMIDT.

Hierauf spricht Herr A. WICHMANN-Utrecht: „Über Torf- und Kohlenbildungen in den Tropen.“

Herr VON KOENEN spricht dann über Driftbildungen in vorglazialen, einheimischen Schottern in der Gegend von Hildesheim und legte photographische Aufnahmen der Kiesgrube an der Windmühle östlich Gronau a. d. Leine vor; er bemerkte im Anschluß an die kurzen Mitteilungen, welche er im Jahrbuch der Kgl. geolog. Landesanstalt für 1908 S. 98 und 610 gemacht hat, daß in der nördlichen Umgebung der Sackberge, der „Gronauer Kreidemulde FÖRSTERS“, recht ausgedehnte und mächtige Decken von Plänerbrocken auftreten, bis über 4 km von dem anstehenden Pläner entfernt. Sie werden öfters von Geschiebelehm oder auch Lößlehm überlagert, enthalten stellenweise unregelmäßige Einlagerungen von grobem Diluvialsand und bestehen aus vorwiegend nußgroßen Plänerbrocken, dürften also eine Separation in etwas tieferem Wasser erlitten haben. In jener Kiesgrube finden sich aber auch zahlreiche nordische usw. Geschiebe, Granit bis über 30 cm Durchmesser, welche nicht flach in dem Schotter liegen, sondern vielfach steilgestellt, so daß sie wohl durch Drift hierher gelangt sind, also eingefroren in Eisschollen, welche auf dem Wasser schwammen und allmählich auftauten, so daß die Geschiebe herabfielen und in den Schotter einsanken, welcher somit als vor- oder frühglazial anzusehen ist.

Dasselbe Alter hat aber auch wohl der Hilssandsteinschutt, welcher besonders in der Umgebung des Hils eine so große Verbreitung besitzt, sowie mancher Schutt von Kalk und Dolomit des Oberen Jura, von Muschelkalk oder auch von Buntsandstein.

Nordische Geschiebe, welche in der ganzen Gegend verstreut bis zu 200 m höher vorkommen, dürften auch durch Drift verbreitet worden sein und nicht etwa als Reste ehemals vorhandener Grundmoränen gelten.

Wenn aber in noch tiefer liegendem nordischem Schotter bei Eitzum östlich Gronau Feuerstein-Bruchstücke vorkommen, welche als „Eolithe“ angesprochen worden sind, so läßt sich nach obigem mit voller Sicherheit annehmen, daß sie nicht von Menschenhand gefertigt worden sind.

Der nordische Gletscher ist aber auch über den „Hildesheimer Wald“, mindestens über die weniger hohen Teile desselben, hinweggegangen.

An der Diskussion beteiligt sich Herr WAHNSCHAFFE.

Endlich berichtet Herr GOTTSCHÉ über die Geschichte und Einrichtung des neuen mineralogisch-geologischen Instituts in Hamburg.

Sämtliche Protokolle werden verlesen und genehmigt.

Der Vorsitzende schließt die diesjährige Versammlung um 11 Uhr.

v. w. o.

HARBORT. HORN. BÄRTLING. GOTTSCHÉ.

## Briefliche Mitteilungen.

### 36. Die diluvialen Elefanten-Arten der Niederlande.

Von Herrn L. RUTTEN.

Utrecht, den 25. Juli 1909.

In einer brieflichen Mitteilung POHLIGS in den Monatsberichten dieser Zeitschrift<sup>1)</sup> findet sich der folgende Satz: „Von verschiedenen Autoren wie RICCI, FRECH, RUTTEN u. a. sind Molaren des typischen Mammuts, die vielleicht etwas dickplattig erscheinen, irrtümlich als *Elephas Trogontherii* beschrieben worden.“ (a. a. O. S. 249). Und in einer Fußnote auf derselben Seite heißt es: „RUTTEN (Die diluvialen Säugetiere der Niederlande. Utrechter Dissertation, 1909) hat . . . die ersten Funde von *Elephas (antiquus) Nestii* (a. a. O., Taf. I., Fig. 1—3) und *Elephas (primigenius) Trogontherii* (ebenda, Fig. 8—11) aus Holland abgebildet. Seine Angabe des *Elephas meridionalis* von dort beruht auf irriger Bestimmung.“ Vergleicht man diese Angaben mit den zitierten Abbildungen, so zeigt es sich, daß POHLIG die Molaren, die ich als *Elephas meridionalis*, *El. Trogontherii* und *El. antiquus* bestimmt hatte, bzw. in *El. (antiquus) Nestii*, *El. primigenius* und *El. (primigenius) Trogontherii* umgetauft hat. Obwohl nun POHLIG durch eine reiche Erfahrung eine beträchtliche Autorität in Elefantenbestimmungen hat, so ist es doch unverständlich, daß er für diese Umtaufungen keinerlei Grund angibt, sondern sich mit einem „αὐτός ἐφη von der Sache abmacht, um so mehr, als ich versucht hatte, durch Abwägung aller Merkmale meine Bestimmungen zu rechtfertigen.

Betrachten wir einen Augenblick die einzelnen Fossilien näher, um zu sehen, ob Gründe für die POHLIGSchen Bestimmungsänderungen vorliegen.

<sup>1)</sup> H. POHLIG: Über *Elephas Trogontherii* in England. Zeitschr. d. Deutschen geol. Gesellsch. **61**, 1909, Monatsber. S. 242—249.

*Elephas meridionalis* NESTL. Von diesem wurden, abgesehen von anderen spärlichen Resten, ein Molarfragment aus der Waal, vier zusammengehörige erste Molaren aus Ton-schichten von Oosterhout (Noord-Brabant) und zwei erste Molaren, die wahrscheinlich von demselben Fundort stammen, beschrieben.

Das Zahnfragment aus der Waal weist eine andere Erhaltung auf als die zahlreichen Mammutreste von dort; es ist abgerollt und befand sich jedenfalls auf sekundärer Lagerstätte. Wie Herr POHLIG sagen kann, die Bestimmung dieses Zahnes sei irrig, ist mir unverständlich, da er weder das ursprüngliche Stück noch eine Abbildung gesehen haben kann. Bei der Beschreibung<sup>1)</sup> wurde darauf hingewiesen, daß der Zahn ausschließlich primitive Merkmale zeigt, so daß man ihn eher zu *El. planifrons* als zu *El. meridionalis* rechnen möchte, wenn die erstere Art aus Europa bekannt wäre. Von den Merkmalen sind zu nennen: sehr niedrige Krone, sehr dicke Lamellen, große Zahnbreite und äußerst tiefe Spaltung der die Lamellen zusammensetzenden Digitellen.

Auch an den Zähnen von Oosterhout sind die wichtigsten Merkmale typisch *Meridionalis*-artig. Ihre Lamellenformel und Dimensionen stimmen nur mit *El. meridionalis*, nicht mit den anderen diluvialen Elefanten überein; ihre Krone ist sehr breit; die Zähne sind niedrig und die Lamellen aus vielen Digitellen zusammengesetzt. Es wurde aber schon darauf hingewiesen<sup>2)</sup>, daß sie in drei Merkmalen einigermaßen von dem typischen *El. meridionalis* abweichen: in der Form der partiellen Abrasionsfiguren, in der starken Schmelz-Festonierung und in einer Neigung zur medianen Dilatation. Der systematische Wert der partiellen Abrasionsfiguren ist aber gering, denn bei manchen *Primigenius*-Zähnen, die nach POHLIG den Abrasionstypus des *El. meridionalis* zeigen sollen, fand ich den Abrasionstypus des *El. antiquus*. Die mediane Dilatation ist immerhin sehr gering und Ganeükräuselungen kommen auch bei *El. meridionalis* vor. Diese drei, etwas anomalen Merkmale finden sich aber auch an zwei Zähnen aus Rußland, die POHLIG selbst als *El. meridionalis* bestimmt hat<sup>3)</sup>, und zwar ist dort die mediane Dilatation viel stärker als an den holländischen Zähnen. Wir sehen also, daß keine Ursache vorliegt, die Fossilien von *El. meridionalis* zu trennen.

<sup>1)</sup> L. RUTTEN: Die diluvialen Säugetiere der Niederlande, S. 15, 16.

<sup>2)</sup> Ebenda S. 14, 15.

<sup>3)</sup> H. POHLIG. Nova Acta Acad. Car. Leop. 57, Taf. C, Fig. 1–1c.

POHLIG hat diese Zähne zu *El. (antiquus) Nestii* gebracht. Es wurde nun schon früher gezeigt<sup>1)</sup>, daß diese „Rasse“ nicht genügend begründet ist, und daß es also an sich schon verfehlt ist, ein Fossil zu dieser Rasse zu bringen. Zwei wichtige Eigenschaften dieser Rasse sollen aber sein: die extrem schmalen Kronen und das dünne, wenig festonierete Ganein<sup>2)</sup>; in dieser Hinsicht aber würden die Oosterhouter Zähne gar nicht zur Rasse passen.

Die Oosterhouter Mandibel endlich paßt durch ihre starke rostrale Verlängerung gut zu *El. meridionalis*, während dadurch *El. antiquus* geradezu ausgeschlossen wird.

*Elephas antiquus* FALCONER. Von *El. antiquus* wurden ein Molar und drei Molarfragmente beschrieben. Der vollständige Molar stammt vom Herikerberg; ich habe ihn nur zögernd zu *El. antiquus* gebracht und dieses auch ausführlich betont. Es ist gewiß eine Übergangsform; andere werden ihn zu *El. Trogontherii* oder gar *El. primigenius* bringen, und solange nur das eine Stück vorliegt, ist eine sichere Entscheidung unmöglich.

Anders ist es mit den übrigen Stücken. Das Zahnfragment aus dem Rhein bei Wesel — das wiederum anders erhalten ist als die Mammutreste von dort — ist so sehr *Loxodon*-artig, daß man fast an *El. africanus* denken könnte. Die Krone ist extrem schmal, die Lamellen rautenförmig, das Ganein sehr dick. Der Zahn gleicht in keiner Weise *El. Trogontherii*. Auch die beiden anderen Fragmente, die aus Limburg stammen, können nicht zu *El. Trogontherii* gebracht werden. Ihre Krone ist schmal und der Schmelz sehr dick und stark gekräuselt, zwei Eigenschaften, durch die sich gerade *El. Trogontherii* von *El. antiquus* unterscheidet. Allerdings ist die Art der medianen Dilatation anomal<sup>3)</sup>, indem die Lamellen kurz vor der Mitte plötzlich an Dicke abnehmen, um dann in der Mitte viel dicker zu werden, was selbst zur gegenseitigen Berührung führt. Durch diese Form weichen sie aber nicht nur von *El. antiquus*, sondern auch von allen anderen Elefanten ab. Da nun einerseits die übrigen Merkmale gut mit *El. antiquus* übereinstimmen, andererseits das Material zu spärlich war, um eine neue Art oder Rasse zu begründen, so lag es auf der Hand, die Fossilien zu *El. antiquus* zu bringen.

<sup>1)</sup> L. RUTTEN: a. a. O. S. 11.

<sup>2)</sup> H. POHLIG: Nova Acta 53, S. 211–212.

<sup>3)</sup> L. RUTTEN: a. a. O. S. 20.

*Elephas Trogontherii* POHLIG. Was nun endlich die drei Funde des *El. Trogontherii* betrifft: diese mußten als solche bestimmt werden, weil sie einerseits ganz außerhalb des Variationskreises des Mammuts fielen, andererseits gut übereinstimmten mit Molaren, die vom Autor der Spezies selbst als *El. Trogontherii* bestimmt sind. Mit Nachdruck wurde aber darauf hingewiesen, wie unsicher und schwierig die Bestimmung von Zähnen mit *Trogontherii*-Habitus ist, wenn ihre Lagerstätte nicht genau bekannt ist, und wenn von dem Fundort nur wenig Material vorliegt<sup>1)</sup>. Der erste Molar — von Texel stammend — zeigt große Analogie mit einem von POHLIG beschriebenen und abgebildeten Molar von Rixdorf<sup>2)</sup>; nur scheint er sich noch weiter vom *Primigenius*-Typus zu entfernen. — Der zweite Molar, von Sas-van-Gent, hält in seinem Habitus etwa die Mitte zwischen dem mandibularen Zahn des kleinen Brüsseler Skelettes und einem Mandibelzahn von Cromer<sup>3)</sup>, die POHLIG beide als *El. Trogontherii* bestimmt hat<sup>4)</sup>. Seine Lamellenformel und Dimensionen halten die Mitte zwischen *El. meridionalis* und *El. antiquus*, wie es ja für *El. Trogontherii* verlangt wird. Der letzte Molar, vom St. Pietersberg bei Maastricht stammend, ist gänzlich verschieden von allen den zahlreichen *Primigenius*-Zähnen aus dem naheliegenden Caberg, so daß dieses allein schon seine Abtrennung rechtfertigt. Weil seine Merkmale nun gut auf *El. Trogontherii* passen, sehe ich nicht ein, weshalb die Bestimmung verkehrt sein sollte. Leider kenne ich für diesen Fund keinen ähnlichen Zahn, den POHLIG selbst schon als *El. Trogontherii* beschrieben hätte.

In der oben erwähnten brieflichen Mitteilung hält POHLIG auch noch an einer Zwergrasse des Mammuts fest, die er seinerzeit *El. (primigenius) Leith-Adamsi* genannt hatte<sup>5)</sup>, und die eine Parallele zu der Zwergrasse des *El. antiquus* von den Mittelmeerinseln sein sollte. Während aber die letztere ihre Berechtigung als selbständige Form dadurch erhält, daß die diminutiven Fossilien in großer Zahl und geographisch scharf von den normalen Funden getrennt, entdeckt worden sind, ist dieses mit der „Diminutiv-Rasse“ des Mammuts keineswegs der Fall. Erstens ist das Verbreitungsgebiet des

<sup>1)</sup> Ebenda S. 17.

<sup>2)</sup> H. POHLIG: Nova Acta 53, S. 202—203, Fig. 91 bis.

<sup>3)</sup> A. LEITH-ADAMS: Monograph of the British fossil Elephants. Monogr. Palaeontogr. Society 35, 1881, Taf. XXV.

<sup>4)</sup> H. POHLIG: Nova Acta 57, S. 438.

<sup>5)</sup> H. POHLIG: Nova Acta 53, S. 232 ff.

sogenannten „Zwergmammut“ dasselbe wie vom typischen *Elephas primigenius*; von einer geographischen Trennung der beiden Formen und etwaigen insularen Isolation der Zwergrasse kann keine Rede sein. Auch kommen die Zwergformen gar nicht häufig vor, wie man doch bei der Mischung einer großen und kleinen Rasse — etwa einer zweigipfligen Galton-Kurve entsprechend — erwarten dürfte. Im Gegenteil, die Zwergformen sind stets selten und erweisen sich dadurch als extreme Varianten des normalen Mammut, die ihrer Natur nach selten sein müssen. Diese Auffassung wird noch näher gestützt durch die Übergangsformen, die zwischen den diminutiven und den normalen Mammutzähnen bestehen, und von denen im folgenden einige aufgezählt werden sollen:

Nach	{	Duisburg. $M_3$ sup. sin. = x 21 x auf 210 mm <sup>1</sup> ).
POHLIG.		Xanthen. $M_3$ inf. sin. = (x) — 20 — (x) auf 220 × 63 × 98 mm <sup>2</sup> ).
<i>El. (primigenius)</i>	{	Rheinhausen. $M_3$ inf. dext. = x 18 x auf 210 × 65 × 90 mm <sup>2</sup> ).
<i>Leith-Adamsi</i>		Nijmegen. $M_3$ inf. dext. = (x) — 19 — (x) auf 215 × 78 × 140 mm <sup>3</sup> ).
<i>Elephas primigenius</i>	{	Duisburg. $M_3$ inf. dext. = x 20 — auf 230 × 75 × 135 mm <sup>4</sup> ).
		Rhein. $M_3$ inf. dext. = x 21 — auf 280 × 70 mm <sup>4</sup> ).
		Caberg. $M_3$ sup. sin. = — 2 <sup>1</sup> / <sub>4</sub> 19 x auf 235 × 88 × 190 mm <sup>5</sup> ).
		Caberg. $M_3$ sup. dext. = x 20 — auf 240 × 85 × 170 mm <sup>5</sup> ).
		Nijmegen. $M_3$ sup. sin. = — 21 x auf 257 × 87 × 171 mm <sup>3</sup> ).
		usw.

Man sieht: Sowohl in der Länge als in der Breite kommen alle Übergänge vor. Wenn man aber den *El. (primigenius) Leith-Adamsi* als besondere Form ausschaltet, muß man konsequent sein und ebenfalls besondere Formen aufstellen für die lang- und kurzchronigen, hoch- und niedrigchronigen, endio- und pachyganale, wenig und stark festonierete Mammutzähne und ebenfalls für alle möglichen Kombinationen dieser Typen. Man müßte dann das „normale“ Mammut mit einer

<sup>1</sup>) Diese Zeitschr., a. a. O. S. 247.

<sup>2</sup>) H. POHLIG: Nova Acta 53, S. 232.

<sup>3</sup>) L. RUTTEN: a. a. O. S. 27.

<sup>4</sup>) H. POHLIG: Nova Acta 53, S. 230.

<sup>5</sup>) L. RUTTEN: a. a. O. S. 25.

Schar von abweichenden Trabanten umgeben, die nicht anders wären als die stark abweichenden „Varianten“ des Mammuttypus. Gewiß besteht ja die Möglichkeit, daß die LINNÉsche Art „*Elephas primigenius*“ aus verschiedenen konstanten Elementararten bestanden hat, wie diese ja in neuerer Zeit auch für Tiere mehr und mehr nachgewiesen werden<sup>1)</sup>. Allein, in dem fossilen Material, wo die Natur selbst die Elementararten zusammengeworfen hat, ist es unmöglich, die Genotypen<sup>2)</sup> herauszufinden.

## 37. Zur Entstehung der Förden.

(Eine Erwiderung.)

Von Herrn EMIL WERTH.

Wilmersdorf, den 25. Juni 1909.

In Nr 4 dieser Monatsberichte hat Herr W. WOLFF<sup>3)</sup> eine neue Hypothese über die Entstehung der schleswigschen Förden publiziert, zu der in diesen Zeilen kurz Stellung zu nehmen mir gestattet sei.

Auch WOLFF sieht in den Förden subglaziale Schmelzwasserrinnen, glaubt aber aus der Tatsache, daß ihr Boden gegen den ehemaligen Eisrand zu ansteigt, auf einen anormalen Verlauf der Schmelzwasser in ihnen schließen zu müssen: Der baltische Eisstrom zu Ende der letzten Vereisung bewegte sich im westlichen Ostseebecken in nördlicher Richtung. Die schleswigsche Hauptendmoräne ist seine Randmoräne. Über sie hinweg konnten die am Boden des Gletschers kursierenden Schmelzwasserströme nicht ins Freie gelangen, sondern sie mußten, dem Gefälle folgend, sich vom Endmoränenrücken nach Osten unter das Eis ergießen, um unter demselben dann in nördlicher Richtung den Rand des Eises und damit das Freie zu gewinnen.

<sup>1)</sup> Es seien nur die Band-Varietäten der *Helix hortensis* und *H. nemoralis* erwähnt, deren Konstanz A. LANG bewiesen hat. Jena-ische Denkschriften XI, 1904, S. 437—506.

<sup>2)</sup> W. JOHANNSEN: Elemente der exakten Erblickkeitslehre. Jena, 1909.

<sup>3)</sup> Zur Entstehung der schleswiger Förden. Diese Zeitschr. 61, 1909, Monatsber. 4, S. 224—227.

Ich habe mich in mehreren Arbeiten<sup>1)</sup>, zum Teil sehr eingehend, mit der Fördenfrage beschäftigt und vor allem auch darauf hingewiesen, daß die Förden gleich den Fjorden Norwegens und den Fjärden Schwedens durch ein beckenförmiges Bodenrelief ausgezeichnet sind, d. h. für sich oder zusammen mit den sie landeinwärts fortsetzenden Rinnen aus einem oder mehreren hintereinander liegenden, durch Schwellen voneinander getrennten Becken bestehen. So ist die Haderslebener Rinne zwischen der Endmoräne und der Ostsee durch mindestens drei deutliche Schwellen unterbrochen. Die Flensburger Förde zerfällt durch eine untermeerische Erhebung in ein inneres und ein äußeres Becken. Die Schlei zeigt schon durch ihre äußere Gestaltung deutlich eine Gliederung in Teilbecken. Zwischen der Endmoräne und der Eckernförder Bucht liegt in der Verlängerung der letzteren und durch eine ausgedehnte Schwelle von ihr getrennt das Becken des Witten-See. Zwischen dem ehemaligen Eisrande bei Einfeld und der Kieler Bucht wird die im übrigen fortlaufende Rinne durch nicht weniger als fünf Schwellen in ebensoviele Teilstücke zerlegt, wie ich in meiner letztgenannten Arbeit durch eine Profilzeichnung anschaulich zu machen versucht habe. Einzig und allein die auffallend kurze Apenrader Förde besitzt keine Gliederung.

Wir erkennen aus dem Gesagten, daß die die vom Eisrand nach Osten unter das Eis strömenden Schmelzwasser ebenso wenig in dieser Richtung ein gleichmäßiges Gefälle in den Fördenrinnen vorgefunden haben würden wie auf umgekehrtem, normalem, Wege. Sie hätten vielmehr je nach Umständen eine mehr oder weniger große Zahl von Schwellen auf ihrem Wege zu überspringen gehabt. Wie alle typischen Glazialtäler und -rinnen sind auch die Förden durch ungleichmäßiges Sohlengefälle gegenüber echten Flußtälern ausgezeichnet.

Zu dieser Ungleichsinnigkeit des Sohlengefälles gehört auch die gegen den ehemaligen Eisrand ansteigende und vielerorts von der Endmoräne gekrönte Endböschung der Förden bezüglich der die Förden landeinwärts fortsetzenden Rinnen. Solche gegen den ehemaligen Eisrand zu geschlossenen Rinnen stellen die typische, man kann sagen, die Fundamentalform der

---

<sup>1)</sup> Studien zur glazialen Bodengestaltung in den skandinavischen Ländern. Zeit.-chr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1907.

Aufbau und Gestaltung von Kerguelen. Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903, Bd II, Heft 2, Berlin 1908.

Dänemark und die Eiszeit. Aus der Natur, Jahrg. 1906/07.

Das Eiszeitalter. Leipzig, G. J. GÖSCHEN, 1909.

Fjorde, Fjärde und Förden. Zeitschr. f. Gletscherkunde 1909.

Erosionsgebilde in den alten Gletschergebieten dar, und durch sie ist in erster Linie der Seenreichtum der letzteren bedingt. Dieses erkennen wir zumal in den Glazialgebieten mit vorwiegender Felsoberfläche, in denen Grundmoränenseen ganz zurücktreten.

Die bezeichnete Eigenschaft der schleswigschen Förden bedarf daher keiner Erklärung aus den lokalen Verhältnissen. Wenn wir der Vergletscherung überhaupt eine Erosionswirkung zuschreiben wollen, so kann die Wirkung doch nicht über den Eisrand hinaus sich erstreckt haben. Und unter dem Eise entstandene Rinnen müssen am ehemaligen Eisrande ihr Ende finden und hier mit einer Endböschung abschließen. Dabei ist es zunächst gleichgültig, ob wir die Entstehung der Rinnen dem Eise unmittelbar oder den unter ihm kursierenden Schmelzwässern zuschreiben wollen. Gewisse Tatsachen, auf die ich hier nicht näher eingehen kann, lassen es mir jedoch als das Wahrscheinlichste erscheinen, daß es die subglazialen Schmelzwasserströme gewesen sind, welche, in der Richtung der Druckentlastung dem Eisrande zustrebend, die Rinnen ausgefurcht haben und unter dem Eisdrucke auch imstande waren, an den Endböschungen aufwärts auf die Sandrfläche zu fließen.

Schließlich mag es hier erlaubt sein, in aller Kürze auch auf einige Einwände einzugehen, die Herr R. STRUCK kürzlich<sup>1)</sup> meiner Fördentheorie gemacht hat. Derselbe beanstandet u. a. den von mir mit Beziehung zu den schleswig-holsteinischen Förden aufgestellten Satz: Sind glaziale Erosionsrinnen in glaziale Ablagerungen eingeschnitten, so entstammen die letzteren naturgemäß stets einer älteren Phase der Eiszeit; die Ablagerungen stehen daher zu den betreffenden Hohlformen in keinem anderen Zusammenhange wie die Fjärde zu den azoischen Gesteinen der schwedischen Tafel oder wie die Rinnenseen des nördlichen Alpenvorlandes zu den tertiären Nagelfluh- und Molasseschichten.

Mir scheint es doch selbstverständlich, daß die Ablagerungen älter sein müssen als die darin eingeschnittenen Erosionsgebilde. Ob sie aber der letzten oder einer älteren Eiszeit entstammen, ist für die Genese gleichgültig, und ich hebe selbst in meiner erstgenannten Arbeit mit bezug auf das Gebiet der zimbrischen Halbinsel hervor, daß darüber verschiedene Meinungen bestehen. Daß es sich aber bei den Förden wirklich nur um Erosionsformen handeln kann, geht

---

<sup>1)</sup> R. STRUCK: Übersicht der geologischen Verhältnisse Schleswig-Holsteins. Festschrift zur Begrüßung des XVII. deutschen Geographentages Lübeck 1909. Lübeck (M. SCHMIDT) 1909.

meines Erachtens nicht nur aus der Ähnlichkeit, welche dieselben mit den in die schwedische Felstafel eingelassenen Fjärden haben, hervor, sondern auch aus dem Umstande, daß gelegentlich von ihnen neben glazialen Aufschüttungen auch ältere Schichten angeschnitten werden wie beispielsweise das von mir erwähnte, von MEYN angegebene Vorkommen von Tertiär an der Haderslebener Bucht (dessen Tatsächlichkeit zu bezweifeln meines Erachtens keine Veranlassung vorliegt) oder das Auftreten von Kreide in ungestörter Lagerung an dem Mariager-Fjord in Jütland.

Wenn STRUCK ferner der Ansicht ist, daß ich die Beziehungen postglazialer Niveauschwankungen zur Entstehung der Fördenbuchten außer Acht gelassen habe, so kann ich darauf hinweisen, daß ich mich in meiner zu zweit genannten Arbeit auf S. 164 und 165 mit dieser Frage beschäftigt und allerdings eine ziemlich verneinende Antwort auf dieselbe gegeben habe.

### 38. Zum Bett des *Actinocamax plenus* BLAINV.

Von Herrn JOH. BÖHM.

Berlin, den 10. Oktober 1909.

In den letzten Jahren ist das Alter der Schicht, in der *Actinocamax plenus* BLAINV. vorkommt, mehrfach Gegenstand der Erörterung gewesen. In dem Steinbruche des Herrn RAUEN am Kassenberge bei Broich fand ich eine Anzahl wohlhaltener Exemplare dieses Fossils in Gemeinschaft mit typischen Turtia-Versteinerungen. Es ergibt sich daraus auch für das Ruhrgebiet sein tiefcenomanes Alter. Nach Angaben in der Literatur geht *Act. plenus* (syn. *Act. lanceolatus* SOW.) auch in höhere Horizonte des Cenomans hinauf, jedoch kann von einer besonderen Zone des *Act. plenus*, sei es im Dache des Cenomans, sei es an der Basis des Turons nicht gesprochen werden.

Der in der Umgegend von Mülheim-Ruhr über dem cenomanen glaukonitischen Mergel entwickelte Grünsand gehört dem Emscher an.

Die Belege für obige Angaben werden in einem der nächsten Hefte des Jahrbuchs der Kgl. Preuß. geolog. Landesanstalt veröffentlicht werden.

# Monatsberichte

der

## Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 11.

1909.

Protokoll der Sitzung vom 3. November 1909.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer zur Verlesung des Protokolls der letzten Sitzung das Wort. Das Protokoll der letzten Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Dem vor kurzer Zeit verstorbenen langjährigen Mitgliede der Gesellschaft und Geschäftsführer der letzten allgemeinen Sitzung in Hamburg, Herrn GOTTSCHKE, widmet der Vorsitzende warme Worte des Andenkens; die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen von ihren Sitzen.

Als neue Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr W. HAARDT, stud. geol., München-Gladbach, Friedrichstraße 1, vorgeschlagen von den Herren STEINMANN, WILCKENS und FENTEN.

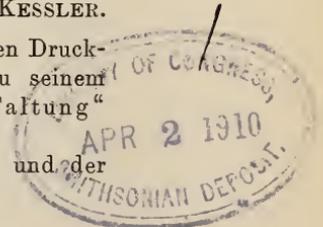
Herr Dr. phil. OTTO HÄHNEL, Assistent am I. chemischen Institut der Universität, Berlin SW 61, Johanniterstraße 15, vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, JENTZSCH und HÖHNE.

Herr Prof. Dr. GUMPRECHT, Studienrat, Glauchau i. Sa., Heinrichshof, vorgeschlagen von den Herren EBERDT, ZIMMERMANN und JENTZSCH.

Die *Bibliothek des Naturhistorischen Museums der Stadt Straßburg, Geologische Abteilung*, vorgeschlagen von den Herren HOLZAPFEL, VON SEYDLITZ und KESSLER.

Nachdem sodann der Vorsitzende die eingegangenen Druckschriften vorgelegt hat, erteilt er Herrn STILLE zu seinem Vortrage: „Der Mechanismus der Osning-Faltung“ das Wort.

An der Diskussion beteiligen sich Herr KRUSCH und der Vortragende.



Herr JENTZSCH sprach: **Über die Nordostgrenze der deutschen Kreide.**

In Deutschland lassen sich nach E. KAYSER<sup>1)</sup> folgende 5 Verbreitungsgebiete der Oberen Kreide unterscheiden: Das Aachener, das nordwestdeutsche, das sächsisch-böhmische, das oberschlesische und das baltische, zu welchem außer den kleineren Kreide-Partien von Rügen, an der Odermündung, in Pommern, Mecklenburg, Holstein, bei Lüneburg usw. auch die ausgedehnteren Vorkommen auf den dänischen Inseln und im südlichen Schweden gerechnet werden.

Hinsichtlich der Tagesaufschlüsse ist diese Aufzählung gewiß zutreffend. Berücksichtigt man aber auch die unterirdische Verbreitung, was für eine richtige Auffassung der Gesamtentwicklung einer Meeresablagerung doch notwendig geschehen muß, so zeigt sich, daß die meist wenig beachtete nordostdeutsche Kreide nach ihrer Fläche und Mächtigkeit, mithin auch nach ihrer Gesamtmasse eines der bedeutendsten Kreidegebiete Deutschlands darstellt.

Ihre Verbreitung, soweit sie am Schlusse des vorigen Jahrhunderts bekannt war, ersieht man aus der vom Verf. vor 10 Jahren entworfenen Karte<sup>2)</sup>. Nach dieser umfaßt das Kreidegebiet östlich einer von Thorn über Schwetz an der Weichsel und Pr.-Stargard zum Westrande der Danziger Bucht gezogenen Nordsüdlinie den größten Teil Ost- und Westpreußens von der Ostsee südwärts bis zu der von Berlin nach St. Petersburg führenden Schnellzugsbahn Thorn—Insterburg—Eydtkuhnen, greift über letztere südwärts hinaus noch bis Darkehmen und reicht nordwärts auf deutschem Gebiete bis Ibenhorst (dem bekannten Standorte des Elchwildes), auf russischem Gebiete bis Tauroggen. Dies ergibt allein auf deutschem Boden eine Erstreckung von 330 km bei 110 km mittlerer Breite, also 36 000 Geviertkilometer Fläche — mehr als die Königreiche Sachsen und Württemberg zusammengenommen!

Auch die Mächtigkeit der Kreideformation Ost- und Westpreußens ist erheblich. Sie war bereits bei Drucklegung jener Karte in Königsberg mit 219 m bzw. 227 m nicht durchsunken und durch Kombination verschiedener Einzelprofile zu mehr als 292 m ermittelt.

<sup>1)</sup> KAYSER: Geologische Formationskunde, 3. Aufl., Stuttgart 1908, S. 484.

<sup>2)</sup> JENTZSCH: Der vordiluviale Untergrund des nordostdeutschen Flachlandes. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1899, S. 266—285, mit Karte in 1:1 000 000, Taf. XIV.

Dieses als Ergebnis 25 jähriger Arbeit vom Verf. entworfene Kartenbild hat sich bis heute bewährt. Auch die seitdem, in den letzten 10 Jahren, ausgeführten Bohrungen, Kartenaufnahmen und Eisenbahnbegehungen haben innerhalb des von mir bezeichneten Kreidegebietes überall, wo vortertiärer Untergrund überhaupt erreicht wurde, Kreideformation getroffen, so daß die damalige Darstellung nunmehr gesichert erscheint. Mittels neuer Aufschlüsse ist das Kreidegebiet in Westpreußen zwar durch die Auffindung zutage tretenden Untersenons<sup>1)</sup> bereichert, aber nirgends vergrößert, in Ostpreußen nur durch 2 Bohrungen erweitert worden, welche Kreideformation unter Diluvium zu Lyck und Heydekrug trafen. Während die durch KAUNHOWEN beschriebene Bohrung Lyck nur 17 km von der russischen Grenze an der von Königsberg nach Warschau führenden Eisenbahn und etwa 56 bzw. 70 km südöstlich der nächsten bis dahin bekannten Kreidepunkte (der Kreidescholle von Steinort bei Lötzen und der erbohrten Kreide von Weedern bei Darkehmen) liegt, mithin das Kreidegebiet etwas nach SO erweitert, befindet sich der Ort Heydekrug nur 2 km nördlich der vom Verf. 1899 angenommenen Kreidegrenze, erweitert also nach Norden den Bezirk kaum merklich. Daß, wie KRAUSE ausführt, die Kreide vermutlich auch den Süden Ostpreußens erfüllt und mit dem polnischen Kreidegebiet zusammenhängt, ist durchaus wahrscheinlich. Indessen dürfte auch die oben als sicher nachgewiesene Verbreitung genügen, um unserem Kreidegebiet Beachtung zu sichern.

Die Mächtigkeit der Kreideformation ist inzwischen durch das fiskalische Bohrloch Heilsberg<sup>2)</sup> auf wahrscheinlich 338 m und nach Abzug einiger petrographisch ähnlicher, aber versteinungsleerer und deshalb vielleicht (?) schon als Eocän deutbarer Schichten auf mindestens 272 m ermittelt worden.

In der Provinz Posen, deren Kreide bis dahin fast unbekannt war, sind neuerdings noch größere Mächtigkeiten (bis gegen 500 m) erbohrt worden, die aber einem anderen, durch Juraauftragungen teilweise getrennten, Inoceramus-reichen Kreidegebiet angehören, dessen Schilderung einem besonderen Aufsatze des Verf. vorbehalten bleibt.

So haben wir nunmehr für das Kreidegebiet Ost- und Westpreußens eine Mächtigkeit von rund 300 m und eine

---

<sup>1)</sup> JENTZSCH: Der erste Untersenon-Aufschluß Westpreußens. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1905, Bd XXVI, S. 370—378.

<sup>2)</sup> P. G. KRAUSE: Über Diluvium, Tertiär, Kreide und Jura in der Heilsberger Tiefbohrung. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, Bd XXIX, Teil I, S. 185—326, Taf. 3—8.

Flächenausdehnung von mindestens 40 000 Geviertkilometer anzunehmen.

Alles ist „Obere Kreide“. Als Glieder sind nachgewiesen: Obersenon mit *Belemnitella mucronata*,

Untersenen und Emscher mit *Actinocamax mammillatus*, *Bornholmensis*, *Westfalicus* und *verus*.

Eine abweichende, in obigen Mächtigkeiten nicht mitberechnete bryozoenreiche, bis jetzt belemnitenfreie Kreidestufe erfüllt das südlichste Westpreußen von Thorn bis Bischofswerder und Schwetz. Ihr Alter ist noch nicht näher bestimmt, kann aber nur innerhalb der Grenze Turon bis Dänisch liegen.

Als älteste Stufe der ostpreußischen Kreide ist das Mittlere Cenoman zu betrachten, dessen versteinungsreiche, durch *Schlönbachia Coupei* und *varians* bezeichnete Sandsteine zwar nirgends anstehend nachgewiesen, aber als Diluvialgeschiebe nordwärts bis zur Breite von Tilsit gefunden wurden, mithin ebensoweit, wahrscheinlich noch etwas nördlicher, irgendwo in der Tiefe anstehen müssen.

Die Nordspitze des Deutschen Reiches ist frei von Kreide. Denn in Memel, der nördlichsten Stadt, wie in Bajohren, dem nördlichsten Bahnhofs des Reiches, ist Jura (Kelloway) unmittelbar unter Diluvium erbohrt; ebenso in Schmelz, dem südlichen Vororte der Stadt Memel, während in dem dazwischenliegenden Purmallen über dem Kelloway 6 m kalkfreie, von BERENDT für tertiär angesprochene Grünsande lagern.

Die seit 1899 auf der Untergrundkarte bestehende unerforschte Lücke zwischen den Verbreitungsgebieten der Kreide- und Juraformation auszufüllen, war notwendig. Bereits vor 4 Jahren, als die Geologische Landesanstalt einen kleinen Apparat zu Bohrungen bis 100 m Tiefe erhielt, regte Vortr. eine zwischen Tilsit und Memel, und zwar in der Gegend von Heydekrug oder Prökuls an, um die Grenze beider Formationsgebiete zu ermitteln. Dabei bestand die Hoffnung, vielleicht die bisher nur aus Geschieben bekannten Schichten, Cenoman<sup>1)</sup> oder Oxford<sup>2)</sup>, oder vielleicht sogar aus Ostpreußen gänzlich unbekannte Schichten (z. B. Kimmeridge) zu finden.

Diese Hoffnung war ungeachtet der Kleinheit unseres Apparates nicht unberechtigt, weil nach den bisherigen Er-

<sup>1)</sup> NÖTLING: Die Fauna der norddeutschen Cenomangeschiebe; in DAMES und KAYSER, Paläontolog. Abhandlungen, Bd II, Heft 4, S. 1—52.

<sup>2)</sup> JENTZSCH: Oxford in Ostpreußen. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1888, S. 378—389.

fahrungen die Diluvialdecke im nördlichsten Ostpreußen dünner<sup>1)</sup> ist als im mittleren Ostpreußen, wo sie bis 150 m anschwillt. Obwohl die Bohrung sofort bewilligt wurde, konnte sie doch anderer dringender Aufgaben wegen erst im August 1909 ausgeführt werden. Inzwischen waren des Verf. Vermutungen bereits in weitem Umfange bestätigt worden. Denn die erwarteten Stufen des Oxford und Kimmeridge waren durch die fiskalische Tiefbohrung Heilsberg<sup>2)</sup> für Ostpreußen anstehend nachgewiesen und die Lücke Tilsit—Memel durch die Brunnenbohrung Heydekrug halbiert worden, in deren einziger tiefster Probe Herr KLAUTZSCH den Grünerdemergel der Kreideformation erkannte. Die Probe ist bezeichnend.

Nun galt es, die Lücke zwischen Heydekrug und Schmelz (immerhin noch 43 km weit!) auszufüllen. So wählte Verf. als Bohrpunkt eine Wiese, welche zum Gute Grudscheiken, Kreis Memel, gehört. Sie liegt 8 km NNW der Haltestelle Prökuls und 9,6 km SO des Jurabohrpunktes<sup>3)</sup> Schmelz bei Memel. Die Erwartung bestätigte sich: bei 72,4 m Tiefe unter der Oberfläche, rund 70 m unter der Oberkante des Diluviums, wurde letzteres durchsunken und eine zweifellos mesozoische Meeresschicht erreicht. Diese ist ein glaukonitfreier Sandstein mit einem Bänkchen sandreichen Kalkes, der einzelne Körnchen von Eisenoolith enthält. Somit ist das Gestein nicht als Kreide, sondern als Jura anzusprechen, zumal auch die gelblichen Quarze den aus dem Kelloway Ostpreußens bekannten sich anschließen. Die Fauna ist durch das Bohrverfahren zerstückelt. Sie enthielt etliche kleine *Ostrea*, ein Stück *Exogyra*, ein Stielglied von *Pentacrinus* und 12 kleine gekrümmte Zylinder ohne Struktur. Eine genaue Horizontierung ist nicht möglich, die Stellung zum Jura aber als sicher anzunehmen.

Hierdurch ist nachgewiesen, daß das kreidefreie Gebiet sich von der Nordspitze des Deutschen Reiches südwärts bis Grudscheiken erstreckt, d. h. bis  $55^{\circ} 37' 25''$  n. Br., also auf einen Streifen von 36 km Länge und 11 km Breite. Denn die bisher bekannten Funde vorcretacischer Schichten wurden neuerdings noch durch drei von der um die Geologie Ostpreußens verdienten Bohrfirma E. BIESKE-Königsberg eingesandte

---

<sup>1)</sup> Vgl. JENTZSCH: Die Verbreitung der bernsteinführenden „blauen Erde“. Diese Zeitschr., Bd 55, 1903, Protokolle S. 122—130, insbesondere S. 129—130.

<sup>2)</sup> P. G. KRAUSE: a. a. O.

<sup>3)</sup> JENTZSCH: Schriften Physikal. Ök. Gesellsch. Königsberg XL, 1899, S. 23.

Brunnen-Bohrprofile ergänzt. Von diesen trafen Klein-Tauerlauken (NNO von Memel) und Sandkrug (auf der Kurischen Nehrung westlich von Memel) Kelloway, dagegen Polangen in Rußland (nahe der Nordspitze des Deutschen Reiches) Trias (Purmallener Mergel) unmittelbar unter Diluvium.

Zwischen dem südlichsten Jura (Grudscheiken) und der nördlichsten sicher bekannten Kreide (Heydekrug) bleibt somit nur noch eine Lücke von 34 km bestehen. Weit nördlicher, nämlich 130—140 km von Heydekrug, liegt freilich östlich der russischen Hafenstadt Libau das kleine Kreidenvorkommen von Meldsern in Kurland. Aber westlich von diesem ist auch in Rußland kreidefreies Gebiet.

Durch die neueren Aufschlüsse ergeben sich Bestimmungen für das Schichtenfallen. Nach Süden ist das sehr sanfte, vom Verf.<sup>1)</sup> angegebene Fallen durch die Tiefbohrungen Heilsberg und Labiau fast auf den Meter bestätigt worden, daher nunmehr als gesichert zu betrachten. Dagegen tritt nunmehr eine stärkere, nach Osten gerichtete Komponente hinzu. Somit ist für das nördlichste Ostpreußen ein Streichen etwa von NNO—SSW bis NO—SW anzunehmen. Bei dieser Annahme würde auch der weitab liegende Punkt Meldsern sich ungezwungen einordnen, wenn nicht das dortige Fehlen des Jura eine übergreifende Lagerung anzeigte.

Selbstredend ist das genannte Streichen hier — im Randgebiete der russischen Tafel — nicht etwa auf „Faltungen“ im Sinne von Gebirgsfaltung zurückzuführen, sondern entweder auf ursprüngliche Ablagerung oder auf Absinken von Schollen.

Da Herr P. G. KRAUSE in seiner trefflichen Arbeit über Heilsberg<sup>2)</sup> glaubt, daß ich meine Angaben über Kreidemulden des Samlandes auf Faltungen bezogen hätte, so sei hier ausdrücklich erwähnt, daß dies auf Mißverständnis beruht.

### Herr R. MICHAEL berichtet über die Temperaturmessungen im Tiefbohrloch Czuchow in Oberschlesien.

Die große fiskalische Tiefbohrung bei Czuchow in der Nähe von Czerwionka in Oberschlesien, welche bereits im November 1908 das bisherige tiefste Bohrloch der Welt Paruschowitz V überholt hatte, sollte ursprünglich bis auf 2500 m Tiefe niedergebracht werden.

---

<sup>1)</sup> Ideales Profil des nördlichen Ostpreußens. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1896, Taf. IV.

<sup>2)</sup> A. a. O. S. 227.

Technisch wäre die Erreichung dieser Tiefe auch möglich gewesen, da das Gebirge günstig, der Durchmesser noch hinlänglich groß genug und die Bohrung auch sonst sehr flott vonstatten gegangen war; doch mußte die Bohrung leider aus andern Gründen im März 1909 eingestellt werden, nachdem sie eine Tiefe von

2239,72 m

erreicht hatte.

Für die Vorbereitung der Temperaturmessungen war mit Rücksicht auf die durch längere Betriebsunterbrechung entstehenden Kosten nur wenig Zeit zur Verfügung; andererseits war es aber durch die zahlreichen von der Königlichen Bohrverwaltung in Schönebeck bereitgestellten Thermometer möglich, die Temperaturmessungen in größerem Umfange vorzunehmen.

Sie erfolgten gemeinsam mit Herrn QUITZOW in der Zeit vom 16. bis 26. März. Das Bohrloch war bis zu einer Tiefe von 2089 m verrohrt; der Kopf dieser untersten 50 mm starken Rohrtour stand bei 1742 m, die nächst größere von 72 mm Durchmesser befand sich zwischen 1388 und 1749 m und der Kopf der nächst weiteren 92 mm Rohrtour reichte bis 250 m unter die Oberfläche; der Schuh dieser Tour stand bei 1400 m Teufe. Die weiteren Rohrtouren reichten sämtlich bis zur Bohrlochsöffnung; der größte Durchmesser betrug 440 mm, der kleinste von diesen Rohrtouren noch 120 mm; letztere Rohrtour reichte 1176 m ins Bohrloch hinunter.

Die Temperaturmessungen mußten deshalb im verrohrten Gebirge erfolgen, da die Entfernung der Rohre wegen der unvermeidlichen Gefährdung des Bohrlochs und des Bohrgestänges aus bohrtechnischen Gründen nicht möglich war.

Ebenso war es nicht möglich, die im Bohrloch bis 40 m unter Tage reichende Wassersäule zu beseitigen und die Temperaturmessungen unter Wasserabschluß durchzuführen. Doch fällt die dadurch und durch die Eisenmasse der Rohre bedingte Beeinflussung der Temperaturergebnisse insofern weniger ins Gewicht, da die gleichen Fehler allen Messungen gleichzeitig anhaften. Auch konnte der Einfluß der Wasserbewegung im Bohrloch bei dem geringen Raume, der sich zwischen Gestänge und Rohrtour bzw. Bohrlochswandung befand, nur von geringer Bedeutung sein. Die ermittelten Temperaturen haben auch die Richtigkeit dieser Voraussetzung bewiesen.

Nicht zu brauchen sind etwa die obersten 300 m; hier ergaben sich so große Schwankungen in den ermittelten Werten, daß die gewonnenen Werte bei den späteren Berechnungen

ausgeschaltet werden mußten. Die Tiefe deckt sich ungefähr mit derjenigen, in welcher die lange 92 mm Rohrtour unter der Tagesoberfläche angesetzt war.

Die Wasserbewegung war also nur in den obersten 300 m von merklichem Einflusse.

Für die Messungen waren von der Königlichen Bohrverwaltung 8 Maximumthermometer und 105 Geothermometer älterer Konstruktion (DUNKERSche Thermometer), außerdem 8 Überlaufthermometer nach TSCHOEPE zur Verfügung gestellt worden.

Bei der großen Tiefe des Bohrlochs wurden die Untersuchungen in 2 Abschnitten des Bohrprofils angestellt; in jedem wurden zweimal Messungen ausgeführt, zuerst in der unteren Hälfte des Bohrlochs (etwa von 1130 m Tiefe ab), dann in der oberen Hälfte.

Für die Unterbringung der Thermometer standen 37 Hülsen zur Verfügung, die in Abständen von 30 m zwischen das Bohrgestänge eingeschraubt wurden. Da die Hülsen die Unterbringung mehrerer Instrumente gestatteten, war es möglich, auf diesen 37 Stationen gleichzeitig eine größere Anzahl von Thermometern zu verwenden.

Auf diese Weise konnten auch die den Überlaufthermometern anhaftenden Fehlerquellen, die sich namentlich beim Ablesen der Temperaturwerte selbst bei vorsichtiger Handhabung über Tage ergaben, nach Möglichkeit ausgeglichen werden.

Nach den für jede Station verwendeten 2—4 Thermometern wurden dann von den Ergebnissen die entsprechenden Mittel genommen.

Die tiefste Station lag bei 2221 m Tiefe; ein weiteres Vordringen war nicht möglich, da nach dem jedesmaligen Aufholen des Gestänges, welches etwa 11 Stunden Zeit in Anspruch nahm, sich auf der Bohrlochsohle eine Schlammsschicht von nahezu 20 m Höhe absetzte.

Zum ersten Versuch wurden am 16. März insgesamt 85 Thermometer verwendet, die 9 Stunden im Bohrloch verblieben. Bei dem 2., am 18. März begonnenen Versuch, der gleichfalls in der unteren Hälfte des Bohrlochs zwischen 1130 und 2220 m vorgenommen wurde, wurden die Apparate in gleicher Zahl 83 Stunden im Bohrloch gelassen. Der genaue Vergleich ergab, daß zwischen beiden Reihen nennenswerte Unterschiede nicht vorlagen. Infolgedessen wurde die Beobachtungsdauer für die Temperaturmessungen in der oberen Hälfte des Bohrloches, die mit der gleichen Anzahl von Apparaten ebenfalls

zweimal durchgeführt wurden, nur auf 36 bzw. 37 Stunden bemessen.

Die auf Grund dieser 4 Messungen für die gesamte Bohrlochtiefe mit Ausscheidung der oberen Meter ermittelte Temperaturreihe ergab nachstehende Werte:

Es ergab sich bei:

Teufe m	Temperatur Grad Celsius	Teufe m	Temperatur Grad Celsius
14	= 25,8	1127,21	= 47,5
45,45	= 28,8	1158,56	= 49,9
76,80	= 35,2	1189,91	= 52,4
108,15	= 26,5	1220,96	= 57,3
139,50	= 22,2	1252,31	= 59,6
178,85	= 24,6	1283,66	= 60,4
202,20	= 25,3	1315,01	= 61,4
233,55	= 23,4	1346,36	= 62,5
264,90	= 24,5	1377,71	= 61,5
296,25	= 22,9	1409,06	= 63,8
327,34	= 23,1	1440,15	= 64,8
358,12	= 23,7	1470,93	= 66,8
389,01	= 24,4	1501,82	= 68,4
419,66	= 24,7	1532,47	= 67,6
450,53	= 25,2	1563,34	= 69,1
481,45	= 26,2	1594,26	= 70,5
512,39	= 26,4	1625,20	= 72,8
543,36	= 26,8	1656,17	= 71,7
574,13	= 27,8	1686,94	= 74,3
605,07	= 28,1	1717,88	= 71,6
640,78	= 29,7	1753,59	= 76,5
671,42	= 30,9	1784,23	= 74,0
701,19	= 30,5	1814,00	= 77,2
730,72	= 29,1	1843,53	= 77,2
760,91	= 29,8	1873,72	= 74,6
790,42	= 31,0	1903,23	= 79,6
821,11	= 31,7	1933,92	= 74,4
851,81	= 32,6	1964,62	= 78,5
882,51	= 33,4	1995,32	= 78,2
913,07	= 35,6	2025,88	= 78,8
943,78	= 36,8	2056,57	= 79,7
974,47	= 38,6	2087,26	= 77,2
1005,15	= 40,0	2127,94	= 80,4
1035,82	= 41,8	2158,61	= 82,0
1066,52	= 42,9	2189,31	= 82,8
1097,21	= 44,9	2221,00	= 83,4

Es zeigt sich danach, daß die hieraus berechnete geothermische Tiefenstufe von 31,8 m mit früheren Messungen (namentlich z. B. Paruschowitz V) in guter Übereinstimmung steht.

Als allgemeines Ergebnis sei noch angeführt, daß sich gewisse Schwankungen in der Temperaturreihe zeigen, und Steigerungen namentlich da eintreten, wo eine größere Anzahl

von Kohlenbänken oder ein mächtigeres Flöz in der Bohrung nachgewiesen worden sind.

Für zukünftige Messungen dürfte es sich empfehlen, nur Maximumthermometer zu verwenden. Bei dem Vergleich beider Thermometer, der durch gelegentliche gleichzeitige Verwendung der verschiedenen Apparate in einer Station durchgeführt wurde, ergab es sich, daß die Überlaufthermometer durchgängig etwas höhere, etwa um 2 Grad größere, Werte aufweisen als die Maximumthermometer. Über die näheren Beobachtungen wird gemeinsam mit Herrn QUITZOW an anderer Stelle ausführlich berichtet werden.

### Herr ZIMMERMANN-Berlin sprach über Neubildungen von Steinsalz, Sylvin und Syngenit auf dem Kaliwerke Glückauf-Sondershausen.

Die nach dem Tiefsten einer kleinen Sondermulde unter 10° einfallende, blind endende, 145 m lange sog. W-Strecke auf der 663 m-Sohle im Nordfelde genannten Werkes, in nächster Nähe des Schachtes, verläuft durchgängig in anhydritischem Hartsalz (Halitsylvinit), ist i. J. 1900 zu treiben begonnen worden und füllte sich allmählich mit aus Fabrikrückständen, die in höheren Sohlen zum Versatz eingebracht waren, abfließenden Laugen und mit Schachtsickerwasser bis oben hin an, wobei auch die Wände der Strecke angegriffen wurden. Diese Lauge wurde im Jahre 1903 einmal ganz ausgeschöpft, stieg bis 1907 nochmals bis etwa zur halben Höhe an, und wurde in diesem Jahre wiederum ausgepumpt, wobei allerdings noch 10 m weit Lauge übrig blieb. Seitdem ist diese bis auf 13 m wieder gestiegen. Beim ersten Ausschöpfen hatte man keine besonders auffälligen Neubildungen bemerkt außer unbedeutenden Ankrystallisationen von Steinsalz. Beim zweiten Auspumpen zeigten sich aber — von oben nach unten in zunehmender Pracht — die Wände, die First und Sohle der Strecke von Krystallen der oben genannten Mineralien überdrust bis pelzartig dicht überkleidet, so daß man diese Strecke auch Krystallkammer genannt hat.

Diese drei Mineralien besitzen eine eigenartige Verteilung. Steinsalz in prächtigen, vollkommen ausgebildeten Würfeln und Würfelgruppen, also nicht in Treppenkrystallen, aber oft mit weitgehender weißer Trübung der Ecken, findet sich allenthalben, doch nimmt die etwa 1 cm betragende Kantenlänge nach unten hin bis auf mehr als 5 cm zu. Der Sylvin bildet wasserklare, bis über erbsgroße Krystalle mit  $\infty 0 \infty . 0$  fast im Gleichgewicht, wobei diese Krystalle zu lockeren, im Um-

riß ohrförmigen Krusten verwachsen sind, die wie Baumschwämme (*Polyporus*) an die Wände und an auf dem Boden liegende Steine angewachsen sind; aber er fand sich nur im Niveau des obersten Laugenstandes vor dem zweiten Auspumpen; von etwa 3 m unterhalb dieses Niveaus an abwärts fehlt Sylvin gänzlich und findet sich erst — und zwar in gleichartiger Erscheinungs- und Auftretensform — wieder dicht unter dem Spiegel der heute noch vorhandenen Lauge, deren Ufer in einer schmalen Zone begleitend, 1—3 dm großen, schirmförmigen Korallenstöcken ähnlich. Auf und zwischen diesen Sylvinkrusten sitzen bis 1 cm große Steinsalzwürfel nicht selten, aber doch nur vereinzelt. — Das dritte Mineral, der Syngenit, ist das bemerkenswerteste, weil es, obwohl ein Kalimineral ( $\text{Ca SO}_4, \text{K}_2 \text{SO}_4 + \text{H}_2\text{O}$ ), bisher noch nicht auf unsern Kalilagerstätten wie überhaupt in Deutschland und sonst auf der Welt außer an dem einen Orte Kalusz in natürlichem Vorkommen gefunden war und nun hier bei Sondershausen gleich in großen Mengen und in prächtigen Krystallen auftritt. Die ersten noch sehr spärlichen Drusen dieses Minerals finden sich in der Nähe des erstgenannten Sylvines, etwa 64 m vom Eingange der Krystallkammer entfernt, dann fehlt das Mineral eine lange Strecke ganz, tritt erst etwa 104 m vom Eingange wieder auf, aber nunmehr überziehen die — nach unten hin ebenfalls größer werdenden — leistenförmigen, meist 2—3, z. T. aber auch bis 8 cm langen Nadeln und Nadelbüschel dieses Minerals wie ein borstiger Pelz die Wände. Sie sitzen unmittelbar dem Sylvinit (Hartsalz) auf und dienen den Steinsalzwürfeln als Unterlage, werden also oft von diesen umwachsen. Sylvinneubildungen finden sich hier also nicht. Ganz ähnlich sehen die Pelze aus, mit denen neugebildete Gipsnadeln die Mansfelder Schlotten überziehen, und unser Syngenit ist bisher auch immer für Gips gehalten worden, bis ich hinkam und an seiner scheinbar rhombischen Krystallform, anderen Spaltbarkeit, Sprödigkeit, seiner leichten Zersetzbarkeit durch Wasser u. a. seine Selbständigkeit erkannte. Herr RINNE stellte dann die Syngenitnatur fest und wird mit Herrn BOEKE das Vorkommen noch weiter untersuchen, besonders vom chemischen Standpunkte aus. Dem Direktor des Kaliwerks Glückauf-Sondershausen, Herrn Bergassessor BAER, der mir freundlichst den Zutritt zu der sonst verschlossen gehaltenen Krystallkammer und die Mitteilung näherer Angaben durch seinen Steiger HÜTTER gestattete, verfehle ich nicht, auch hier bestens zu danken.

Zum Schluß sprach Herr GAGEL: Über den angeblichen Gault von Lüneburg. (Hierzu eine Texttafel.)

Er legte mehrere hundert Belemniten bzw. Bruchstücke von solchen vor, die unmittelbar auf der Transgressionsfläche der Tourtia in den Vertiefungen der Steinmergelbank gefunden sind. Es waren darunter 20 ganz frische, unabgerollte Exemplare von *Belemnites ultimus* ORB. in schärfster Artbestimmung (schlank zylindrisch, von kreisrundem Querschnitt und schlanker Spindelspitze) und etwa 60—80 deutlich bzw. stark abgerollte *Belemnites minimus* LIS. (keulenförmig, mit gerundet quadratischem Querschnitt und stumpf parabolischer bzw. mit attenuater Spitze), eine große Anzahl bis zur Unkenntlichkeit abgerollter bzw. korrodierter Belemniten und eine Anzahl teils frischer, teils etwas abgerollter Zwischenformen; endlich sechs abgerollte kleine Belemniten mit langer Bauch- und Rückenfurche und vier mit langer Bauchfurche, die aus wesentlich älteren Schichten stammen müssen.

Das vorgelegte Material beweist zur Evidenz den verschiedenen Erhaltungszustand der *Bel. ultimus* und *Bel. minimus*, — die *Belemnites minimus* zeigen größtenteils noch die anhaftenden Spuren des Ursprungsgesteins, das von dem grauen Tourtiationmergel deutlich verschieden ist —, so daß es sicher erscheint, daß *Bel. minimus* hier auf sekundärer Lagerstätte liegt, und die Transgression eine solche des Cenoman und nicht eine des Gault ist, wie neuerdings von STOLLEY behauptet wurde.

v. w. o.

RAUFF.

BLANCKENHORN.

BELOWSKY.

---

## Erläuterung der Texttafel zu Seite 416.

---

Belemniten aus der Tourtia von Lüneburg.

- 1 und 2. *Belemnites ultimus* ORB. auf primärer Lagerstätte.
- 3 bis 19. *Belemnites minimus* LIST. auf sekundärer Lagerstätte in allen Stadien der Abrollung und Korrosion. Auch die scheinbar am besten erhaltenen Exemplare 3 bis 7 zeigen unverkennbare Spuren der Abrollung.
20. *Belemnites* sp. auf sekundärer Lagerstätte.

Sämtlich  $\frac{1}{1}$  der nat. Größe.

---



3



20



8



1



9



2



15



7



11



6



16



10



18



13



12



19



4



17



5



14



*C. Jüttche*

## Briefliche Mitteilungen.

### 39. Carl Christian Gottsche.

Ein Lebensbild von WILHELM WOLFF.

Zu einer glücklichen Zeit seines Berufslebens, als er in fröhlicher Fahrt den Fachgenossen die Ergebnisse langjähriger Forschung vermitteln wollte, wurde CARL CHRISTIAN GOTTSCHÉ vom Tode ereilt. Ein Schlaganfall warf ihn inmitten der Deutschen geologischen Gesellschaft während eines Vortrages im Nordseemuseum auf Helgoland nieder; drei Wochen später, am 11. Oktober, hauchte er in Hamburg, wohin man den Schwerkranken übergeführt hatte, seinen Geist aus. So schied einer der besten norddeutschen Geologen, eine der eigenartigsten Persönlichkeiten Hamburgs, auf der Höhe des Mannesalters aus dem Leben. Ein Mann, dessen Art und Entwicklung kennen zu lernen für uns nicht nur ein Gebot der Pietät, sondern eine höchst lehrreiche Aufgabe ist.

Das Leben hat GOTTSCHÉ von vornherein zwei große Begünstigungen gewährt: die ernste naturwissenschaftliche Tradition, die ihm aus dem Vaterhause das Geleit gab, und das Glück, als fertig gebildeter Mann wieder in der Heimat seiner Jugend zu wirken. So war seine ganze Lebensentwicklung einheitlich und ohne Versäumnis fortschreitend. Er war 1855 als Sohn eines Arztes in Hamburgs Nachbarstadt Altona geboren. Da seine Mutter früh starb, wurde er ganz und gar vom Vater erzogen und empfing einen Abglanz mütterlicher Liebe nur durch die zärtliche Fürsorge seiner einzigen, um viele Jahre älteren Schwester. Das hat seinem Charakter die herbe Männlichkeit gegeben. Der Vater war ein Mann von strenger Selbstzucht und peinlicher Genauigkeit. Noch als Greis setzte er sich jeden Morgen um fünf Uhr ans Mikroskop, um vor Beginn der Praxis einige Stunden an seinem großen Werk über die Lebermoose zu arbeiten. Er war stolz darauf, durch diese Stunden seinem Leben viele Jahre zugefügt zu haben. Nebenher verwaltete er die damals noch kleinen

Sammlungen des Altonaer Museums und beschäftigte sich auch mit den dort vorhandenen Mineralien; so mag der Sohn durch ihn die ersten geologisch-mineralogischen Kenntnisse empfangen haben. Noch in späteren Jahren pflegte der fleißige alte Herr von geologischen Aufsätzen, die er in Zeitschriften fand, sorgfältige Exzerpte anzufertigen und seinem Sohne zu schicken.

Der Sohn war ein lebhafter, ungewöhnlich begabter Knabe, körperlich und geistig gleichermaßen gewandt. Schon mit zwölf Jahren übersetzte er seinen Homer. Früh streifte er in der Nachbarschaft von Altona umher, um Pflanzen, Insekten und Gesteine zu sammeln, und alsbald wurde er mit dem Kaufmann und Conchyliologen O. SEMPER bekannt, der eine der trefflichsten Sammlungen tertiärer Faunen besaß und uns wertvolle Aufsätze über die Conchylien des Miocäns hinterlassen hat. Die Sammlung fand später, noch bei Lebzeiten SEMPERs, im geologisch-mineralogischen Institut zu Hamburg ihren Platz und ging nach dem Tode ihres Begründers an das Institut über. GOTTSCHKE, der schon als Knabe in ihr heimisch wurde, hat sie dort als seinen kostbarsten Schatz gehütet.

Nach Besuch des Christianeums in Altona und des Johanneums zu Hamburg, auf dem er seine Gymnasialbildung vollendete, und dessen „Akademisches Gymnasium“ er hernach zwei Semester besuchte, ging CARL GOTTSCHKE zunächst nach Würzburg und dann nach München, um bei SANDBERGER und v. ZITTEL Paläontologie zu studieren. Man begegnet noch heute den Spuren seines Fleißes in der Münchener Sammlung, wo er einen großen Teil der tertiären Conchylien bestimmt hat. Diese mit klarer und feiner Handschrift geschriebenen Bestimmungen zeigen bereits die große Sorgfalt und Formenkenntnis, die GOTTSCHKE später auszeichnete. 1878 promovierte er mit einer Dissertation über jurassische Versteinerungen aus der argentinischen Kordillere und kehrte dann in seine Heimat zurück, um in Kiel als Assistent am mineralogischen Institut der Universität unter SADEBECK und LASSAULX zu arbeiten und sich als Privatdozent zu habilitieren. Damals widmete er sich besonders dem Studium der Sedimentärgeschiebe Schleswig-Holsteins, wozu ihn sein lebhaftes paläontologisches Interesse hinzog. Kiel ist dafür stets eine Pflegestätte geblieben, wie später die Arbeiten STOLLEYS gezeigt haben. GOTTSCHKE veröffentlichte die Ergebnisse seines Studiums freilich erst an einem ganz andern Orte der Welt, nämlich in Yokohama. Er hatte eine Berufung der japanischen Regierung als Professor der geologischen Wissenschaften nach Tokio erhalten und war 1881 dorthin übersiedelt. Drei Jahre hielt

er in Tokio in englischer Sprache Vorlesungen. Es war eine erspriessliche Zeit. Obwohl GOTTSCHÉ eine weltgewandte Natur und freien Blick besaß, förderte doch das Leben in einer ganz neuen, reichen und aufstrebenden Welt seinen Geist außerordentlich. Dort war es auch, wo er hoffnungsfroh einen eigenen Hausstand begründete. Seine Braut, um die er in Kiel erworben hatte, folgte ihm nach den fernen Osten und wurde dort seine Gattin. Sie begleitete ihn auch auf einer halbjährigen Forschungsreise durch das damals noch wenig erschlossene Korea, die er nach Abschluß seiner Lehrtätigkeit in Tokio unternahm, und von der er mit reichen Sammlungen nach Deutschland zurückkehrte. In den Jahren 1885—1887 finden wir GOTTSCHÉ mit allerlei Plänen in Berlin in dem lebenslustigen Kreise des hochbegabten, leider rasch dahingegangenen Paläontologen DAMES. Als sich aber dann in Hamburg für ihn eine Kustodenstellung an der verwaisten mineralogisch-geologischen Sammlung bot, griff er freudig zu und begann nun seine eigentliche Lebenstätigkeit in Hamburg. Damals befand sich die Sammlung noch in den engen Räumen des Johanneums; bald darauf wurde sie in das neue naturhistorische Museum übergeführt, und als auch dort mit den Jahren die Räume zu eng wurden, erhielt GOTTSCHÉ in dem vormaligen Gebäude des botanischen Instituts ein eigenes, freilich auch noch provisorisches Haus für seine Sammlungen, Arbeitsräume und Hörsäle. Er hat die Aufstellung dort nicht mehr ganz vollenden können, aber der geologischen Gesellschaft doch noch mit freudigem Stolz die wesentlichsten Teile vorgeführt. Im Jahre 1900 war er vom Senat zum Professor und 1907 zum Direktor des „Mineralogisch-geologischen Instituts“ ernannt, das nun eine selbständige staatliche Anstalt geworden war.

In Hamburg entfaltete GOTTSCHÉ eine vielseitige Tätigkeit. Er hatte im Auftrage der Oberschulbehörde öffentliche Vorlesungen über Geologie und Mineralogie zu halten und veranstaltete mit seinen, aus den gebildeten Ständen der Stadt versammelten Zuhörern gern besuchte Ausflüge in die Umgegend. Als das Kolonialinstitut gegründet wurde, übernahm er auch dort das geologische Lehramt. Viel wurde er von der Kaufmannschaft um Auskünfte über Mineralien und Erze angegangen. Sein angeborener starker Sinn für das Reale und seine im Ausland gesammelten Erfahrungen machten ihn zu einem guten Praktiker auf diesem Gebiete. Er war ferner Berater der Behörden in der Frage der Grundwassererschließung, die nach dem Cholerajahr 1891 energisch in Angriff genommen

wurde, und der Senat zeichnete ihn für seine scharfsinnige, erfolgreiche Betätigung auf diesem Gebiete nach altem Brauch durch die Gabe von zehn Portugallösern aus. Endlich wirkte er an dem Hamburgischen Berggesetz mit, das durch den über Norddeutschland sich ausbreitenden Kalibergbau notwendig geworden war, und vertrat das Staatsinteresse bei den Bohrungen auf Hamburger Gebiet. Auch in den wissenschaftlichen Vereinen Hamburgs war er ein rühriges Mitglied, ausgezeichnet durch lebhaftes, witziges Redeweise und vielseitiges Interesse. Manchen lehrreichen Vortrag hielt er an solcher Stätte, manchen auch in kaufmännischen Vereinen und bei anderen guten Gelegenheiten.

Zu rein wissenschaftlichen Arbeiten fand er, teils aus Mangel an Hilfskräften für seine ausgedehnte Berufsarbeit, teils aus andern Gründen, weniger Muße, als er selbst wünschte und die Mitwelt hätte wünschen können. Seine ausgezeichneten paläontologischen Fähigkeiten kamen verhältnismäßig wenig zur Geltung. Es gab in Schleswig-Holstein, das dem Fernstehenden geologisch arm erscheinen mag, manchen guten Stoff, und GOTTSCHKE übernahm eine ansehnliche wissenschaftliche Tradition. ZIMMERMANN und WIEBEL, SEMPER und MEYN hatten als Heimatforscher vorgearbeitet. Vor allen MEYN, der Verfasser der geologischen Karte von Schleswig-Holstein, ein Volksmann im reichsten Sinne, ein überaus fruchtbarer Schriftsteller und wissenschaftlich gründlicher Forscher. GOTTSCHKE, mit seinem sicheren Blick für das historisch Gegebene, knüpfte allenthalben an die Arbeit dieser Männer an. Er kannte jeden Fundort und besuchte sie alle immer aufs neue; er verstand es auch, überall im Lande Personen für seine Sammeltätigkeit zu interessieren und schuf sich eine Organisation von Helfern, die ihm im Laufe der Jahre ein außerordentlich reiches Material zubrachten und ihn von allen neuen Entdeckungen aufs schnellste benachrichtigten. Er betrachtete sich als den berufenen geologischen Hüter der Niederelbgegend und der beiden Herzogtümer und war es in der Tat Jahrzehnte hindurch. Insbesondere sammelte er mit unermüdlicher Beharrlichkeit die tertiären Faunen aus den Hamburger Bohrungen und aus allen Aufschlüssen in Nordwestdeutschland, die ihm irgend zugänglich waren. Dabei machte er manche wertvolle Entdeckung; so ist ihm namentlich die erste Kenntnis des Eocäns im deutschen Nordwesten zu verdanken, nämlich des Londontons in Hemmoor bei Stade, und noch zuletzt konnte er dort den Fachgenossen eine Neuigkeit vorführen: das grüne Flintkonglomerat an der Grenze zwischen Eocän und Senon.

Als in den neunziger Jahren vorigen Jahrhunderts die großen Endmoränenzüge als neues charakteristisches Glied der nord- und ostdeutschen Glaziallandschaft erforscht wurden, unterzog GOTTSCHÉ das Diluvium Schleswig-Holsteins einer gründlichen Gesamtuntersuchung und veröffentlichte zwei Studien, über die dortigen Endmoränen und über das marine Diluvium. Die neuen Hamburger Tiefbohrungen hatten seine Aufmerksamkeit auf diese Formation gelenkt, und sorgfältig, wie er stets zu Werke ging, wollte er gleich ganze Arbeit machen. Die Arbeit über die Endmoränen ist ein grundlegendes Werk von klassischer Gediegenheit, in dem jedes Wort seine Bedeutung hat. Wenn GOTTSCHÉ auch in Holstein einige markante Moränen, so vor allen die später von STRUCK beschriebene südliche Hauptmoräne, entgingen, so haben doch seine kritischen Definitionen und seine Feststellungen im Gelände bis auf diesen Tag nichts von ihrer Gültigkeit verloren. Von ebenso hohem Werte sind seine Mitteilungen über das marine Diluvium, namentlich über dessen Fauna. Nur ist es auch GOTTSCHÉ nicht gelungen, die schwierigen stratigraphischen Verhältnisse der zahlreichen zerstreuten Vorkommen einheitlich zu klären. Dazu mangelte ihm die sorgfältige Verfolgung der Formationsglieder an der Oberfläche, zu der er keine Neigung hatte, wie er denn auch die geologische Kartierung des Hamburgischen Gebietes andern überlassen hat. Wo er auf engem Gebiet zahlreiche Aufschlüsse vorfand, die auch durch ihren paläontologischen Inhalt sein Interesse reizten, da wußte er allerdings den Schichtenverband mit großem Scharfsinn zu deuten. Das beweisen seine kleinen Publikationen über das tiefste Diluvium von Hamburg (1897) und über den Untergrund Hamburgs (1901), durch die er die Existenz einer alten, außerordentlich tief liegenden Grundmoräne und eines reichhaltigen Interglazials bekannt gab, in der Absicht, die Theorie von der dreimaligen Vergletscherung Norddeutschlands zu unterstützen. Die Forschung wird sich mit diesen beiden bedeutungsvollen Veröffentlichungen noch ernstlich zu beschäftigen haben.

Die beharrliche Sammeltätigkeit GOTTSCHÉS sollte nach seinem Plan dereinst in umfassenden paläontologischen Veröffentlichungen ihr Ziel finden. Dieser Absicht dienten auch seine zahlreichen und weiten Reisen in die klassischen Fundgenden des europäischen Tertiärs, die Studien im Britischen Museum zu London und in den Heimatländern der nordischen Geschiebe. Der Tod hat diesen langgehegten Plänen die Erfüllung benommen. Wenig, aber gut ist das, was GOTTSCHÉ

unter der Zeit veröffentlicht hat: über die Fauna des Glimmertons von Langenfelde, des Reinbecker Gesteins, des Holsteiner Gesteins und einiges andere. Wer ihn näher kannte, weiß, welch eine Fülle von Kenntnissen leider mit ihm zu Grabe getragen ist. GOTTSCHKE beherrschte die reiche Formenwelt der tertiären Conchylien mit erstaunlicher Gedächtniskraft und großer kritischer Sicherheit. Seinem scharfen Blick entging kein Merkmal, keine Variation, und in jedem Augenblick war ihm sein ganzes Wissen gegenwärtig. Seine Sachlichkeit war bewundernswert. Er besaß die seltene Geistesgewandtheit, den Linien der Natur durch alle Biegungen mit elastischer Aufmerksamkeit zu folgen, ohne je in die verlockenden, leichteren, aber nicht zielbeständigen Richtwege der Theorie abzuweichen. So hatte er auch einen scharfen Blick für die Fehler und Schwächen der Menschen und liebte es, sie mit raschem Witz zu treffen. Er war eine jener selbstsicheren, klaren und ausgeprägten Persönlichkeiten, denen ein überlegener Geist und stets gesammelte Kraft die Herrschaft über ihre Umgebung leicht — bisweilen verführerisch leicht machten. Sein Sarkasmus und gebieterischer Wille war bei manchen gefürchtet. Wen er schätzte, der konnte stolz darauf sein, denn er ließ sich weder täuschen, noch durch Sentiments beirren. Aber auch er hatte an seinem Schicksal zu tragen. Langwierige und ernste körperliche Leiden, die sein glänzender, beweglicher Geist doppelt schwer empfand, erfüllten ihn oft mit tiefem Unmut, der sich dann gewaltsam und bitter äußern konnte, wiewohl er zu stolz war, um zu klagen und seine Qualen zu verraten. Es war eine tragische Disharmonie zwischen Wollen und Vollbringen in ihm.

In guten Tagen aber leuchtete er von Lebenslust und fröhlicher Laune. Dann war es ein Genuß, von ihm geführt und belehrt zu werden und ihm nicht bloß als Forscher, sondern auch als Menschen näher zu kommen. GOTTSCHKE war eine reiche und noble Natur. Er strebte immer nach Universalität des Lebens und der Bildung. Gern suchte er geistige Erfrischung in der Lektüre unserer großen Dichter und im Genuß der Kunst. Besonders fein und lebhaft war sein Farbensinn. Die Erscheinung eines leuchtend rot gekleideten Kindes, das über den freien Platz vor seinem Institut ging, konnte ihn in Entzücken versetzen. In seinem Äußern hielt er sich ganz als Hamburger, sorgfältig, gediegen und mit jener vornehmen Selbstbeschränkung, die dem altrepublikanischen Stolze entspringt. Aber in der dunklen Farbe seines Haares und dem lebhaften Glanz seines Auges verriet

sich doch auch äußerlich noch die slawische Blutsbeimischung der von Vatersstamm aus Schlesien abkünftigen Familie.

Er war ein ganzer Mann, eine fest gefügte Persönlichkeit, unvergeßlich denen, die mit ihm gelebt haben! Sein Name wird in der Geologie seiner Heimat lange mit Ehren genannt werden.

## Verzeichnis der Veröffentlichungen von C. C. GOTTSCHKE.

(Z. g. G. = Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellschaft.

V. n. U. = Verhandl. d. Vereins f. naturwiss. Unterhaltung z. Hamburg.

g. G. H. = Mitteilungen d. geograph. Gesellsch. in Hamburg.

n. V. H. = Verhandlungen d. naturwissenschaftl. Vereins in Hamburg.)

Erscheinungs-  
jahr

- 1875: Über Juraversteinerungen in der argentinischen Republik. Z. g. G., Bd. 29, 1875.
- 1875: Über ein Tertiärgeschiebe von Eimsbüttel bei Hamburg. Ebenda.
- 1876: Notiz über den miocänen Glimmerton unter dem Heiligengeistfelde. V. n. U., Bd. II, 1875.
- 1876: Über die Fauna der Juraschichten am Passe Espinazito in der argentinischen Republik. Z. g. G., Bd. 30, 1876.
- 1876: F. WIBEL und C. GOTTSCHKE: Skizzen und Beiträge zur Geognosie Hamburgs und seiner Umgebung. Hamburg in naturhistor. u. medicin. Beziehung. Festgabe zur 49. Versammlung Deutscher Naturforscher und Ärzte, Hamburg 1876.
- 1876: Das Kreidevorkommen von Lägerdorf bei Itzehoe. Tagbl. Vers. deutscher Naturf. u. Ärzte, Hamburg 1876.
- 1878: Über jurassische Versteinerungen aus der argentinischen Kordillere. Beiträge zur Geologie und Paläontologie der argentinischen Republik II, Paläontologischer Teil, Heft 2. Palaeontographica, Suppl. III, Lief. II, H. 2, 1878.
- 1878: Über das Miocän von Reinbeck und seine Molluskenfauna. V. n. U., Bd. III, 1876.
- 1879: Notiz über einen neuen Fund von Ovibos. V. n. U., Bd. IV, 1877.
- 1881: Geschiebe aus Dänemark und Südschweden. Schriften d. naturw. Ver. f. Schleswig-Holstein 1881.
- 1882: Die Juraformation in Japan. Mitteil. d. dtshn. Gesellsch. f. Natur- u. Völkerkunde Ostasiens. Tokio.
- 1882: Der Bau des Fuji Yama. Ebenda.
- 1883: Die Devonformation auf Formosa. Ebenda.
- 1883: On the volcanoes of Japan. Am. Science 1883.
- 1883: Sketch of the Geology of Japan. Ebenda.
- 1883: Die Sedimentärgeschiebe der Provinz Schleswig-Holstein. Yokohama 1883.
- 1884: Über japanisches Carbon. Z. g. G., Bd. 36, 1884.

- 1884: Auffindung cambrischer Schichten in Korea. Ebenda.
- 1885: Über die Wirbeltierfauna des miocänen Glimmertons von Langenfelde. Z. g. G., Bd. 37, 1885.
- 1885: Über ein Dolomitgeschiebe von Schönkirchen. Z. g. G., Bd. 37, 1885.
- 1885: Über das Alter des Limonitsandsteins auf Sylt. Ebenda.
- 1886: Geologische Skizze von Korea. Sitzungsberichte d. Kgl. preuß. Ak. d. Wissensch. 1886.
- 1886: Über *Pentremites robustus* und *P. cervinus* aus dem Carbon von Chester, Ill. Z. g. G., Bd. 38, 1886.
- 1886: Über die diluviale Verbreitung tertiärer Geschiebe. Z. g. G., Bd. 38, 1886.
- 1886: Über die Fauna der Paludinenbank von Tivoli. Ebenda.
- 1886: Über devonische Geschiebe von Rixdorf. Ebenda.
- 1886: Über Septarienton von Lübeck. Ebenda.
- 1886: Über *Lithoglyphus naticoides* FÉR. aus dem unteren Diluvium von Berlin. Sitzungs-Ber. d. Ges. naturf. Freunde z. Berlin, Nr. 5, 1886.
- 1886: Land und Leute in Korea. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin 1886.
- 1886: Über den Bau der Cystideen. Sitzungsber. d. Gesellsch. naturforsch. Freunde in Berlin 1886.
- 1887: Über das Mitteloligocän von Itzehoe. Sitzungs-Ber. d. Kgl. preuß. Ak. d. Wissensch. 1887.
- 1887: Über die Molluskenfauna des Mitteloligocäns von Itzehoe. Z. g. G., Bd. 39, 1887.
- 1887: Über die obere Kreide von Umtanfunu (Süd-Natal). Z. g. G., Bd. 39, 1887.
- 1887: Über ein Geschiebe mit *Eurypterus Fischeri* EICHW. Ebenda.
- 1887: Die Molluskenfauna des Holsteiner Gesteins. Abhandl. aus dem Gebiet der Naturwissenschaften, herausgeg. vom naturwiss. Verein, Hamburg 1887.
- 1887: Über das Vorkommen der Auster zu Tarbeck. Ebenda.
- 1887: Über zerbrochene und wieder gekittete Geschiebe von Schobüll bei Husum. Z. g. G., Bd. 39, 1887.
- 1889: Die japanischen Frauen. g. G. H., 1889—90, H. 1.
- 1889: Der Mineralreichtum in Korea. Jena 1889.
- 1889: Kreide und Tertiär bei Hemmoor in Nordhannover. Jahrb. d. Hamb. wissenschaftl. Anstalten, Bd. 6, 1889.
- 1893: Oberer Gault bei Lüneburg. Jahreshfte d. naturwiss. Ver. f. d. Fürstentum Lüneburg, Bd. 12 (1890—92).
- 1894: Das marine Diluvium von Schleswig-Holstein. Z. g. G., Bd. 46, 1894.
- 1897: Die tiefsten Glazialablagerungen der Gegend von Hamburg. Vorläufige Mitteilung. g. G. H., Bd. 13.
- 1897: Hamburgs Bedeutung als Einfuhrhafen von Rohstoffen für die chemische Industrie. Zeitschr. f. angewandte Chemie 1897, H. 15.

- 1897/98: Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. I. Die Endmoränen. g. G. H., Bd. 13, 1897. II. Das marine Diluvium. g. G. H., Bd. 14, 1898.
- 1901: Der Untergrund Hamburgs. Hamburg in naturwiss. u. medicin. Beziehung. Festschr. z. 73. Versamml. deutscher Naturforscher u. Ärzte, Hamburg 1901.
- 1901: Über die lebenden Arten von *Pleurotomaria* und über *Prestwichia rotundata* (Vortrag.)\* n. V. H. 1900, III. Folge VIII.
- 1901: Die marine Diluvialfauna von Billwärder. (Vortrag.) n. V. H. 1900, III. Folge VIII.
- 1902: F. WIBEL, Nachruf. Zeitschr. f. angewandte Chemie 1902, H. 29.
- 1902: Über die Kohlenvorräte der Kulturstaaten. (Vortrag.) n. V. H. 1901, III. Folge IX.
- 1902: Der Staubfall vom 11. März. (Vortrag.) Ebenda.
- 1902: Nochmals der Staubfall vom 11. März. (Vortrag.) Ebenda.
- 1902: Neue Meteoriten des Hamburger Museums. (Vortrag.) Ebenda.
- 1902: ROBERT HARTIG, Nachruf. Ebenda.
- 1902: Ein Stück Bernstein, angeblich in der Hamburger Elbmarsch gefunden. (Vortrag.) Ebenda.
- 1902: Das Kreidevorkommen von Pahlhude. Ebenda.
- 1903: Prof. Dr. FERDINAND WIBEL, Nachruf. n. V. H. 1902, III. Folge X.
- 1904: Über den Tapes-Sand von Steensigmoos. Z. g. G., Bd. 56, 1904.
- 1907: Meteoreisen von Gibeon. (Vortrag.) n. V. H. 1906, III. Folge XIV.
- 1907: Neues aus der Kreide. (Vortrag.) Ebenda.
- 1907: Nachruf für Prof. Dr. EMIL COHEN (Greifswald). Ebenda.
- 1908: Über die Dronte. (Vortrag.) n. V. H. 1907, III. Folge XV.
- 1908: Über das Meteoreisen von Gibeon. (Vortrag.) Ebenda.
- 1908: Über die jüngeren Tertiärschichten Englands. (Vortrag.) Ebenda.
- 1908: (mit A. REGENSBURGER.) Die Literatur über Ostasien in Hamburg.
- 1908: Nachruf für Herrn OTTO SEMPER. Ebenda.
- 1909: DARWIN als Geologe. n. V. H. 1908, III. Folge XVI.

---

\*) Die Vorträge sind hier nur angeführt, um GOTTSCHES rege Betätigung in dieser Hinsicht zu charakterisieren. Die Referate darüber in den n. V. H. stammen nicht von ihm selbst, rechnen also, streng genommen, nicht zu seinen Veröffentlichungen.

## 40. Nochmals über *Agnostus pisiformis* L.

Von Herrn C. MORDZIOL.

Mainz, den 16. September 1909.

Es ist mit großer Freude zu begrüßen, daß Herr JAEKEL, veranlaßt durch meine Notiz über *Agnostus pisiformis* L., die Veröffentlichung einer umfangreichen Studie über die Agnostiden unternommen hat<sup>1)</sup>. Um so eher besteht jetzt die Hoffnung, die gänzlich falsche Abbildung des *Agnostus pisiformis* L. nach ANGELIN allmählich aus unseren Lehrbüchern verschwinden zu sehen.

In einem Punkte scheint mich jedoch Herr JAEKEL mißverstanden zu haben; er schreibt nämlich: „Herr MORDZIOL weist darauf hin, daß in unseren Lehrbüchern der Paläontologie und Geologie fast allgemein eine unrichtige Abbildung von *Agnostus pisiformis* durch ANGELIN Eingang gefunden habe, während schon lange vorher richtige Abbildungen dieser Form durch HAWLE und CORDA gegeben seien. MORDZIOL kopiert eine dieser Figuren mit dem Wunsche, daß diese nun an die Stelle der bisher verbreiteten Darstellung treten solle.“ Ich glaube nicht, daß man aus meiner Notiz<sup>2)</sup> entnehmen kann, daß ich diesen Wunsch gehabt hätte. Der Charakter meiner Notiz ist, wie man ohne weiteres sieht, ein historischer. Der Grund, warum ich die Abbildung von HAWLE und CORDA kopierte, war folgender: Dem Leser sollte die ältere Abbildung unmittelbar zugänglich gemacht werden, um sie zusammen mit der in den Lehrbüchern zu findenden ANGELINSchen Darstellung mit einem Gesteinstück mit *Agnostus pisiformis* vergleichen zu können. Daraus sollte er ersehen, daß die ältere Abbildung „verhältnismäßig“ richtiger, ja „verhältnismäßig recht gut“ dargestellt ist gegenüber der ganz unmöglichen Abbildung ANGELINS. Aus diesem Grunde hätte — historisch gesprochen — „diese, wenn auch nur annähernd richtige Darstellung eines vollständigen Exemplares von *Agnostus pisiformis* bei weitem mehr verdient, allgemeine Anerkennung zu finden, als die falsche, einige Jahre später erschienene Abbildung von ANGELIN“.

---

<sup>1)</sup> JAEKEL: Über die Agnostiden. Diese Zeitschr. 61, H. 3, Berlin 1909, S. 380 ff.

<sup>2)</sup> Über *Agnostus pisiformis* L. Zentralbl. f. Min. 1908, Nr 17.

Daß die HAWLE-CORDASche Figur aber nur „verhältnismäßig“ (in bezug auf die ANGELINSche) richtig ist, habe ich in meiner Notiz an drei Stellen betont. Außerdem mache ich ja auch auf die Fehler der HAWLE-CORDASchen Figur aufmerksam und weise auf Stellen hin, wo sachlich richtige Abbildungen zu finden sind.

Damit glaubte ich genügend zum Ausdruck gebracht zu haben, daß die HAWLE-CORDASche Figur sachlich nur annähernd richtig ist, und daraus ist auch wohl zu entnehmen, daß ich nicht die Absicht hatte, eine „nur annähernd richtige“ Darstellung für unsere Lehrbücher zu empfehlen. Zweck meiner Mitteilung war eben nur der, zu zeigen, daß die ein halbes Jahrhundert hindurch immer wieder reproduzierte Abbildung des *Agnostus pisiformis* falsch ist. Keinesfalls hatte ich aber den Wunsch, die HAWLE-CORDASche Figur an ihre Stelle zu setzen. Ich stimme daher vollständig mit Herrn JAEKEL überein, wenn er davor warnt, diese Figur nunmehr in unsere Lehrbücher aufzunehmen.

---

## 41. Nochmals über die Entstehung doppelter Wellenfurchensysteme.

Von Herrn HANS MENZEL.

Berlin, den 23. September 1909.

Eine Veröffentlichung von RUDOLF STRASSER in Heidelberg („Über Buntsandsteinplatten aus Heidelberg mit zwei Systemen von Wellenfurchen und Regentropfeneindrücken“ in dem Bericht über die 42. Versammlung des Oberrheinischen geologischen Vereins am 14. April 1909 zu Heidelberg, S. 124 bis 128) veranlaßt mich, noch einmal auf die Entstehung doppelter Wellenfurchensysteme zurückzukommen.

DAMMER hatte (diese Zeitschr. 61, 1909, Monatsber. 2, S. 66 f.) die Ansicht ausgesprochen, daß die Entstehung der beiden Wellensysteme zeitlich verschieden sei. In der Diskussion hatte ich selbst, gestützt auf Beobachtungen an der Ostsee, und später auch SCHUCHT auf Grund von Beobachtungen an der Nordsee im Wattenmeer (ebenda, Nr 4, S. 217 f.) geäußert, daß eine und dieselbe Welle die Erscheinung der doppelten Wellensysteme hervorrufen könne.

Auf Grund von neueren Funden bei Neckargemünd tritt nun STRASSER der Anschauung von SCHUCHT und mir entgegen und sucht die DAMMERSche Annahme getrennter Entstehungszeiten, allerdings etwas modifiziert, wieder zu stützen. Als Beweis führt er folgendes an: Die bei Neckargemünd (von wo schon ANDREAE vor mehr als 10 Jahren Sandsteinplatten mit sich kreuzenden Wellenfurchen erwähnt hatte) gefundenen Stücke zeigen außer einem System von großen flachen, langgestreckten Wellen und einem annähernd senkrecht dazu gerichteten zweiten System kurzer scharfkantiger Wellen eine große Zahl eigentümlicher runder Eindrücke, die besonders auf den Wellenbergen der großen Wellen gut erhalten, auf den kleinen Wellen zwar auch vorhanden sind, aber undeutlich und mehr oder weniger verwischt erscheinen. Diese Eindrücke deutet STRASSER als Regentropfeneindrücke und, wie mir scheint, mit vollem Recht. Aus der guten Erhaltung der Eindrücke auf den großen Wellenbergen und ihrer mehr oder weniger großen Undeutlichkeit auf den kurzen Wellenkämmen schließt er nun, daß sich zuerst die großen Wellenberge vielleicht als Windfurchen gebildet haben, daß dann der Regen auf der ganzen Oberfläche die Eindrücke geschaffen hat, und daß schließlich Wasser, das in die Täler der ersten Wellen eindrang, vom Sturm gepeitscht die kleinen Wellenkämme erzeugt und gleichzeitig die Regentropfeneindrücke mehr oder weniger verwischt hat.

Was zuerst die Entstehung der großen Wellenzüge als Windfurchen betrifft, so ist mir die Entstehung langer, ziemlich gerader Wellen, wie sie die DAMMERSchen Platten und auch die von Neckargemünd zeigen, durch Wind nicht sehr wahrscheinlich. Die Entstehung von Wellenfurchen durch Wind kann man in Norddeutschland, insbesondere in der Berliner Gegend, massenhaft beobachten; aber fast nie habe ich längere, gerade Wellen auf diese Weise entstehen sehen, sondern meist zeigen die Windfurchen den eigentümlichen Zickzackverlauf, wie ihn auch die Abbildung Fig. 2 bei STRASSER vom Truppenübungsplatz Hagenau (a. a. O. S. 125) deutlich zu erkennen gibt, und der dadurch zustande kommt, daß größere und kleinere, in der Windrichtung konvexe Bogen sich aneinanderreihen. Lange, gleichmäßig verlaufende Wellenkämme, wie es die fossilen sind, sah ich nur durch Wasserwellen am leicht ansteigenden Strande entstehen.

Die Erklärung der Entstehungsweise der kurzen Wellen dadurch, daß in die Wellentäler der langen Wellen nachträglich Wasser eingetreten ist, das, „vom Wind gepeitscht,

stehende Wellen gebildet“ und so die kurzen Sandkämme erzeugt hätte, erscheint etwas künstlich. Denn einmal hätte das eintretende Wasser nur eben die Wellentäler der langen Sandkämme erfüllen, aber die Kämme nicht bedecken dürfen, denn sonst hätte es die langen Wellen wieder zerstören müssen; zum anderen mußte aber der Wind, der das Wasser „peitschte“ und die stehenden Wellen erzeugte, immer ungefähr senkrecht zu dem Winde wehen, der die langen Wellen aufgehäuft hatte. Das kann man sich wohl für vereinzelte Ausnahmefälle vorstellen. Aber die Entstehung doppelter Wellenfurchensysteme scheint eine ganz allgemein verbreitete Erscheinung zu sein, auf die allerdings bisher noch wenig geachtet worden ist, die aber insbesondere an unseren heutigen flachen, sandig-tonigen Meeresküsten in zahllosen Fällen beobachtet werden kann und auch in älteren geologischen Formationen immer da aufgetreten ist und auftreten mußte, wo die Verhältnisse ähnlich lagen, d. h. wo ein flacher, sandig-toniger Strand vorhanden war.

Die Beobachtung zeigt nun, daß heutigentags die Entstehung doppelter Wellenfurchensysteme in zahlreichen Fällen gleichzeitig in der von SCHUCHT und mir beschriebenen Weise stattfindet. Ich glaube dasselbe auch für ältere Formationen, insbesondere für die Buntsandsteinzeit, annehmen zu müssen trotz des anscheinend recht überzeugenden Gegenbeweises von STRASSER. Die Eindrücke der Regentropfen, meint STRASSER, sind nach Entstehung der langen Wellen entstanden und bei Bildung der kurzen Sandkämme teilweise verwischt. Nach meinen Beobachtungen spricht nichts dagegen, daß die Regentropfeneindrücke sich erst nach Entstehung beider Wellenfurchensysteme gebildet haben. Wenn sie auf den langen Kämmen deutlich und gut sichtbar, auf den kurzen Kämmen weniger deutlich und z. T. verwischt und in den Tälern gar nicht sichtbar sind, so rührt das meiner Ansicht nach von der Verschiedenartigkeit des Gesteins her, das die Kämme und Täler bildet. Die hohen, breiten und langen Kämme bestehen durchschnittlich aus dem größten Materiale, aus dem Strandsande. Die feinen, tonigen Teile sind von ihnen abgespült und vom Wasser mit in die dazwischenliegenden Täler geschlämmt. Auf den kurzen Wellenkämmen kommt auch noch z. T. der Sand zum Vorschein, aber ihre Hänge sind schon mit feinkörnigerem Schlamm bekleidet, dessen Hauptmasse sich natürlich in den Tälern ablagert. In diesen bleibt teilweise auch noch Wasser zurück, da der Schlamm das Einsickern verhindert. Wenn nun auf eine solche Strandlandschaft mit doppeltem Wellenfurchensystem

Regen fällt, so muß das Bild entstehen, wie es Fig. 1 in dem Aufsatz von STRASSER zeigt. Die Tropfen erzeugen auf den breiten sandigen Kämmen der langen Wellen tiefe und deutliche Eindrücke, indem hier beim Aufschlagen eine Vertiefung entsteht, der Tropfen aber sofort in den Untergrund versickert. Ähnliche, aber weniger deutliche Eindrücke entstehen noch auf den höchsten sandigen Kämmen der kurzen Wellen. Wo aber diese und die Hänge schon eine feinkörnigere Schlamm- schicht deckt, da entsteht einmal nicht ein so regelmäßiger Eindruck, und zum anderen dringt das Wasser auch nicht mehr sofort in den Untergrund ein, sondern fließt ab und verwischt den etwa entstandenen Eindruck mehr oder weniger. In den Tälern selbst aber entsteht überhaupt kein Eindruck.

## 42. Die Exkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft im Anschluß an die Hauptversammlung in Hamburg im September 1909.

Von den Herren C. GAGEL, J. STOLLER und W. WOLFF  
in Berlin.

### I. Bericht über die von den Herren R. STRUCK, C. GAGEL und C. GOTTSCHKE geleiteten Exkursionen vor, während und nach der allgemeinen Versammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft in Hamburg mit Bemerkungen über die neuen Funde bei Lüneburg und Hemmoor und das Interglazial von Lauenburg.

Von Herrn CURT GAGEL.

Die Exkursionen begannen am Sonntag, den 12. September in Lübeck, nachdem dort vormittags Herr Prof. Dr. STRUCK und Verfasser zwei kurze Übersichten über den Aufbau des Gebietes um Lübeck und der Gegend zwischen Lübeck und Lauenburg gegeben hatten.

Herr STRUCK legte dar, wie Lübeck mitten in der Lübschen Mulde, in dem Staubecken gelegen ist, das sich durch die Schmelzwasser der „großen“ (nördlichen), Baltischen End-

moräne zwischen dieser und der südlich vorliegenden, hoch gelegenen Grundmoränenlandschaft der südlichen Baltischen Hauptendmoräne gebildet hat und mit den Absätzen dieser Schmelzwässer — Staubeckensande, Beckentone — aufgefüllt ist; Herr STRUCK betonte ferner, daß sich in der obersten Schicht dieser Staubeckensande am Rande des Beckens und unter darüberliegenden groben Kiesen Reste einer glazialen Süßwasserfauna<sup>1)</sup> finden, die mit dem Dryaston parallelisiert werden. Verfasser legte die Manuskriptzeichnung zu der Übersichtskarte des Gebiets zwischen Lübeck und Lauenburg (168. Lieferung der geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten) vor und erläuterte den Bau des Gebietes: südliche Baltische Hauptendmoräne mit ihren 3 Staffeln, rückliegender Grundmoränenlandschaft, vorliegendem großen Sandr (mit Schmelzwassertälern), aus dem sich ein etwas älteres Diluvialplateau erhebt, welches im Süden von der südlichen Baltischen Außenmoräne begrenzt wird. Diese südliche Baltische Außenmoräne stößt schon direkt an das Elbtal bzw. das große Urstromtal. Verfasser betonte ferner, daß die Untertrave nicht, wie FRIEDRICH behauptet, ein ertrunkenes, postglaziales Flußtal aus der Zeit der hypothetischen *Ancylus*-hebung sein könne, sondern offensichtlich ein glazialer bzw. subglazialer Schmelzwasserabfluß der „großen“ (nördlichen) Baltischen Endmoräne sei, da sie ein ganz unregelmäßiges Längsprofil mit „Schwellen“ habe und ihre Tiefenlage unter Ostseespiegel (— 12 bis — 18 m) den ausstrudelnden bzw. auskolkenden Schmelzwässern der Endmoräne verdanke, ebenso wie der von keinem Fluß durchzogene Hemmelsdorfer See (— 32 m), Ratzeburger See (— 17 m), Schaalsee (— 35 m), Lütauer See (— 3 m). Sodann führte Herr STRUCK die Exkursion nach der Oldenburgischen Sandgrube bei der Herrenbrücke, um die Lagerungsverhältnisse der spätglazialen Fauna zu zeigen. Verfasser machte darauf aufmerksam, daß die über dieser spätglazialen Fauna liegenden Kiese nicht etwa den Sandr der nördlichen „großen“ Endmoräne bildeten, sondern nach ihren Oberflächenformen zur Endmoräne

---

<sup>1)</sup> R. STRUCK: Diluviale Schichten mit Süßwasserfauna an der Untertrave. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1900, S. 208.

P. FRIEDRICH: Die Grundmoräne und die jungglazialen Süßwasserablagerungen der Umgegend von Lübeck. Mitt. d. geogr. Gesellsch. zu Lübeck 1905, Heft 20.

R. STRUCK: Der Verlauf der nördlichen und südlichen Hauptmoräne in der weiteren Umgebung Lübecks. Mitt. d. geogr. Gesellsch. zu Lübeck, 2. Reihe, Heft 16, 1902.

selbst gehörten; Sandr mit derartigen Oberflächenformen wären nicht bekannt. Sodann ging die Exkursion die Untertrave hinunter durch die „große“ Endmoräne nach Travemünde, wo Herr Prof. Dr. FRIEDRICH die Proben einer Bohrung auf dem Priwall zeigte, die eben ausgeführt wurde und Litorinabildungen über Süßwasserablagerungen (Torf) ergeben hatte; diese Süßwasserablagerungen liegen 24 m unter Ostseespiegel und sollen so die Erosion der Untertrave während der Ancyclushebung und die Litorinasenkung beweisen.

Darauf wurde eine Wanderung längs des Brodtener Ufers unternommen und die Lagerungsverhältnisse und die Zusammensetzung der hier sehr mächtigen Oberen Grundmoräne mit den „steinfreien“ (richtiger steinarmen) Tonen, Sandeinlagerungen usw. gezeigt.

Am Montag, den 13. September ging die Exkursion unter Führung des Verfassers von Lübeck durch die Lübsche Ebene über das Geschiebemergelplateau und am Rande der Terrassen des Ratzeburger Sees nach Bahnhof Ratzeburg, von da nach dem sehr schönen Trockental bei Einhaus, das, scheinbar ganz unmotiviert in der Grundmoränenlandschaft einsetzend, beweist, daß hier die 3. Staffel der südlichen Baltischen Hauptendmoräne gelegen hat, deren Schmelzwasser dieses jetzige Trockental ausgefurcht haben.

Es wurde sodann am Rande dieses Trockentales in einer Kiesgrube stark verwittertes, eisenschüssiges Älteres Diluvium gezeigt, das von unverwitterten, kalkhaltigen, große Geschiebe führenden, jungdiluvialen Sanden überlagert wird. Die alt-diluvialen verwitterten Sande sind Analoga der nicht weit davon im Bahneinschnitt vor Jahren sichtbar gewesenen, noch sehr viel stärker zersetzten und ferrittisierten (interglazial verwitterten) Sande und Kiese, die im Bahneinschnitt außer von kalkhaltigen, jungdiluvialen Vorschüttungssanden auch noch von mehr als 5 m frischem, blaugrauem Oberen Geschiebemergel bedeckt sind<sup>1)</sup>.

Sodann wurden die prachtvollen Terrassen am Ratzeburger See gezeigt, z. T. Aufschüttungs-, z. T. Abrasionsterrassen, die in der Höhe der Trockentäler liegen und so ohne weiteres den Aufstau des spätglazialen Sees bis zur Höhe dieser Abflurrinnen beweisen.

---

<sup>1)</sup> C. GAGEL: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Ratzeburg—Mölln. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1903, XXIV, S. 61ff. — Geol. Spezialkarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lief. 140, Blatt Ratzeburg und Mölln.

Sodann ging die Exkursion im Osten des Kùchensees durch die 3. Endmoränenstaffel nach der 2. Staffel; es wurde am Schmilauer Voßberg das wunderschöne, modellartige, kleine Moränen-Amphitheater mit Zungenbecken (ausgefüllt von oberer Grundmoräne) und vorliegendem tischplatten Sandr gezeigt, der sich trichterförmig in das zweite Trockental, den Wensöhlengrund, zusammenzieht; dann ging die Exkursion durch diesen Wensöhlengrund auf die erste Endmoränenstaffel bei Mölln, wo am Hanseaten-Denkmal und See-Pavillon die sehr schönen, unregelmäßigen Aufschüttungsformen der sandig ausgebildeten Endmoräne (mehr als 40 m jungdiluviale Aufschüttung mit steilwandigen, abflußlosen Hohlformen) gezeigt wurden, und die Rinnenseenkette, den Schmelzwasserabfluß dieser ersten Endmoräne nach Süden.

Am Möllner See wurde dann noch das 3. der großen glazialen Abflußtäler, das Stecknitztal, mit seinen schönen Terrassen gezeigt und sodann die Fahrt durch das südliche Delvenau- (fälschlich Stecknitz-) -Tal quer durch den großen Sandr nach Lauenburg angetreten. Bei Lauenburg wurden zuerst in der STÖHLKESchen Ziegelei die Cardienschichten (Interglazial) besichtigt, die augenblicklich wieder einmal nur in völlig fossilfreien Partien aufgeschlossen sind (vor zwei Jahren zeigten sie massenhafte, nesterweise zusammenliegende, doppelschalige Cardien; augenblicklich sind sie fossilführend nur bei Boizenburg zu sehen, wo sie von eigentümlichen, interglazial völlig entkalkten Diluvialkiesen überlagert werden). Sodann wurden in der BRANDT und ANCKERSchen Ziegelei dieselben Cardienschichten und die älteren Interglazialschichten: *Mytilus*-Ton, Anadontenmergel, Diatomeenpelit, Torf, Lauenburger Ton<sup>1)</sup>, besichtigt, die augenblicklich z. T. ebenfalls nicht gut aufgeschlossen sind, aber jedenfalls die ungemein starken Schichtenstörungen, Faltungen, Überkipnungen usw. des ganzen Komplexes zeigten.

Dasselbe zeigten die Aufschlüsse in der BASEDOWSchen Ziegelei, die außerdem die von der Talseite von Norden her an diese Interglazialschichten steil diskordant angelagerten groben Kiese und den diskordant angelagerten Oberen Geschiebemergel beobachten ließen; der den schwarzen Lauenburger Ton unterlagernde Geschiebemergel ist augenblicklich ebenfalls nicht sichtbar.

Sodann ging die Exkursion über die Höhe des Hasen-

---

<sup>1)</sup> Geol. Spezialkarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lief. 108, Blatt Lauenburg.

berges, wo die Endmoränennatur dieses z. T. aus groben Kiesen aufgebauten Höhenzuges (= südliche baltische Außenmoräne), dessen innerer Aufbau mit den außerordentlichen Schichtenstörungen soeben beobachtet war, dargelegt und die mächtige, hoch emporragende, jenseits des breiten Delvenautales gelegene Fortsetzung dieser Endmoräne (Gr.-Bengerstorfer Forst) gezeigt wurde.

Es wurde dabei betont, daß der z. T. die Oberfläche dieser Endmoräne bedeckende Geschiebemergel, der von G. MÜLLER als Unterer Geschiebemergel  $dm_1$  dargestellt ist, nach dieser seiner Lage zu dieser jungen Endmoräne, und weil er **anscheinend** lückenlos an den von Norden her von der südlichen Baltischen Hauptendmoräne verfolgten Oberen Geschiebemergel anstößt, als Oberer Geschiebemergel aufzufassen sein müßte und auch sicher als Oberer Geschiebemergel widerspruchslos aufgefaßt werden würde, wenn er nicht nach der MÜLLERSchen, sicher sehr sorgfältigen Kartierung unter das bekannte „interglaziale“ Torflager im Kuhgrund sich hinunterzöge<sup>1)</sup>, das offensichtlich in einem kleinen, aus dieser eben gezeigten Endmoräne des Hasenberges herauskommenden Hochtal liegt und von den geschiebeführenden Talsanden der Schmelzwasser dieser südlichen Außenmoräne überlagert wird. Dabei ist aber zu bemerken, daß erstens sämtliche Schichten dieser Endmoräne auf das äußerste gestört sind, wie soeben gezeigt war, daß bei Krüzen in dem Fördereinschnitt der Ziegeleigrube Oberer und Unterer Geschiebemergel unter fast völliger Ausquetschung des sonst so mächtigen interglazialen Schichtenkomplexes bis auf  $2\frac{1}{2}$  m übereinanderkommen, daß also die Möglichkeit nicht von der Hand gewiesen werden kann, daß diese beiden Geschiebemergel stellenweise völlig zusammenstoßen und verschmelzen, was bei dem Fehlen jeglicher Aufschlüsse nicht erkannt werden könnte, so daß dann der Obere Geschiebemergel unmerklich und untrennbar in den Unteren überginge. Betont muß aber dabei werden, daß für diese theoretische Möglichkeit keinerlei weitere Beweise vorliegen, und daß der Geschiebemergel zwischen Krüzen und Lauenburg, soweit er sichtbar und aufgeschlossen ist, überall **völlig** frisch, sehr kalkreich (kreidereich) und mit sehr geringer Verwitterungsrinde bedeckt ist, was unbedingt ebenfalls für sein einheitliches oberdiluviales Alter spricht.

---

<sup>1)</sup> Nach MÜLLERS Auffassung auch unter das Interglazial von Krüzen, dessen Schwarze Tone MÜLLER deshalb als „aufgearbeiteten“ Lauenburger Ton betrachtet wissen wollte.

Betont muß ferner werden, daß zwischen den eben gesehenen Interglazialaufschlüssen im Osten von Lauenburg und dem Kuhgrund mit dem „interglazialen“ Torflager die Stadt Lauenburg liegt, deren Gelände intensiv bebaut und eigentlich der direkten Beobachtung nie zugänglich ist, so daß man nicht sicher sagen kann, wie die dort durchkonstruierten Schichten (die nach geringen, zufälligen Aufschlüssen, Quellenaustritt usw. konstruiert sind und werden mußten) tatsächlich zusammenhängen. Verfasser beobachtete vor einigen Jahren ganz zufällig, daß im Gebiet der Stadt Lauenburg sicher eine Geschiebemergelbank vorhanden ist, die auf der Karte fehlt, weil sie zur Zeit der Kartenaufnahme nicht beobachtet werden konnte. Es muß also mit der — sehr wahrscheinlichen — Möglichkeit gerechnet werden, daß zwischen dem oberflächenbildenden Geschiebemergel des Hasenberges und dem Interglazial im Osten von Lauenburg noch Schichtenkomplexe liegen bzw. gelegen haben, die in den sichtbaren Aufschlüssen in der BRANDT und ANCKERSchen bzw. BASEDOWSchen Ziegelei fehlen (durch späteres Eis zerstört und aufgearbeitet sind) und im Gebiete der Stadt Lauenburg nicht gut zu beobachten sind, und daß die MÜLLERSche Konstruktion, die den unter dem Kuhgrundtorf liegenden Geschiebemergel mit dem oberflächenbildenden Geschiebemergel am Hasenberg zusammenzieht, mangels ungenügender Aufschlüsse bei den sehr gestörten Lagerungsverhältnissen (Verwerfungen, Überkippungen usw.) nicht richtig und zutreffend gewesen ist. Für diese Möglichkeit spricht erstens das schon erwähnte, auf der Karte nicht verzeichnete Vorkommen einer neuen Geschiebemergelbank in der Stadt Lauenburg, ferner die Tatsache, daß dicht beim Kuhgrund bei Schnackenburg von MÜLLER Torfe gefunden sind, die dem Kuhgrundtorf entsprechen, aber nicht von geschiefeführendem Talsand, sondern von Geschiebepackung, also einem direkten Moränenabsatz, überlagert werden, endlich und vor allem der phytopaläontologische Beweis, daß der Kuhgrundtorf durchaus keine arktischen, sondern gemäßigte Pflanzen führt bzw. solche, die etwas wärmeres Klima, als augenblicklich vorhanden ist, erfordern, darunter die *Brasenia purpurea*<sup>1)</sup>, und daß es schwer denkbar ist und allen unseren bisherigen Vorstellungen widerspricht, wie dieses Torflager auf den untersten Lagen des Oberen Geschiebemergel un-

---

<sup>1)</sup> J. STOLLER: Über die Zeit des Aussterbens der *Brasenia purpurea* in Europa. Jahrb. Kgl. Preuß. Landesanst. 1908, XXIX, S. 62—93.

mittelbar vor der Endmoräne, also vor dem Eisrande, sich gebildet haben soll, daß also immer mit der Möglichkeit bzw. Wahrscheinlichkeit gerechnet werden muß, daß dieser Kuhgrundtorf tatsächlich interglazial ist (auf einem älteren Geschiebemergel liegt), und daß nur über ihm im allgemeinen keine oberdiluviale Moräne mehr, sondern nur jungglazialer Geschiebesand abgelagert ist. Es steht also hier das Ergebnis der sicher sehr sorgfältigen, aber aus den oben erwähnten Gründen vielleicht nicht unbedingt zuverlässigen Kartierung in einem vorläufig unlöslichen Widerspruch mit dem phytopaläontologischen Ergebnis der Untersuchung des Kuhgrundtorfes, und wenn man den phytopaläontologischen Beweis für zwingend hält, muß man einen Irrtum in der Karte annehmen. Hält man aber das Ergebnis der Kartierung und den anscheinend lückenlosen Zusammenhang von Oberem Geschiebemergel im Norden mit MÜLLERS „Unteren“ Geschiebemergel für einwandfrei und erwiesen, so müssen wir danach alle unsere Vorstellungen über die interglaziale Flora und ihre Existenzbedingungen wesentlich ändern und uns mit dem Gedanken vertraut machen, daß auch dicht am Eisrande eine gemäßigte bzw. warme Flora gedeihen konnte.

Die Übereinstimmung des Interglazials im Osten von Lauenburg (BRANDT und ANCKERS Ziegelei) mit dem von WOLFF bei Hummelsbüttel beschriebenen letzten Interglazial ist keine sehr große; bei Lauenburg liegen nicht Austernschichten mit *Ostrea edulis*, *Cardium edule*, *Litorina litorea*, *Mytilus edulis* und *Balanus*, sondern reine Cardiumsichten, und zwar über dem Torf bzw. den Süßwasserschichten, nicht wie bei Glinde-Ütersen und Hummelsbüttel unter Torf, und die schwarzen („Lauenburger“) Tone, die offenbar durch Umlagerung älterer, aufgearbeiteter Tertiärschichten entstanden sind, brauchen kein einheitlicher Horizont zu sein, sondern können sich in sehr verschiedenen Horizonten gebildet haben.

Am Dienstag führte Verfasser sodann die Exkursion durch die Aufschlüsse bei Lüneburg. In der kurzen Zeit seit dem Abschluß von der Arbeit des Verfassers: „Beiträge zur Kenntnis des Untergrundes von Lüneburg“<sup>1)</sup>, haben sich schon wieder wesentliche Fortschritte unserer Kenntnisse durch neue Aufschlüsse verzeichnen lassen.

Zuerst wurde der PIEPERSche neue Bruch südlich der Saline besichtigt, wo die Überlagerung der transgredierenden

---

<sup>1)</sup> Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1909, XXX, S. 165–256. Vergl. auch Geol. Karte von Preußen usw., Lief. 108, Blatt Lüneburg.

grauen Tourtiationmergel mit *Aucellina gryphaeoides* auf Gipskeuper (rote Mergel) sehr schön zu sehen war. Nur wenige Meter über der Transgressionsfläche der Tourtia folgen aber schon die stark gestörten fleischroten Kalke mit *Inoceramus labiatus* — es ist also durch eine sehr erhebliche Verwerfung fast das ganze Cenoman ausgefallen. Höchstens 25 m über den rötlichen Kalken mit *Inoceramus labiatus* und dem unmittelbar darüberliegenden *Inoceramus Brongniarti* liegen dann in der Südostecke des Bruches die erst ganz vor kurzem angebrochenen Schichten mit *Actinocamax quadratus-granulatus*. Die bisher gefundenen Belemniten sind nicht ganz typische Formen, sondern meistens zweifelhafte Zwischenformen, die z. T. mehr nach der einen, z. T. mehr nach der andern Art neigen. Also auch im Turon ist der größte Teil der Schichtenfolge durch Verwerfung ausgefallen, ebenso wie der ganze Emscher bis hoch in die Granulatenschichten.

Sodann wurde der Schiltstein besichtigt mit dem noch erkennbaren Einfallen der Plattendolomite nach Osten (unter den Kalkberg).

Die Salinendirektion hatte dabei liebenswürdigerweise noch einige Kerne der Tiefbohrung im Schiltstein (Hauptanhydrit sowie von dem diesen unterlagernden roten und weißen Salz) den Exkursionsteilnehmern zur Verfügung gestellt.

Sodann wurde der Kalkberg besichtigt mit den außerordentlich zerrütteten Gipsschichten und den ganz steil stehenden Rauhacken und Aschen. Von da ging die Exkursion nach PIEPERS altem Bruch, wo sehr schön der steil vom Kalkberg abfallende Gipskeuper und die transgredierend darauf liegende Tourtia (nach MÜLLER mit *Belemnites ultimus*) zu beobachten war.

Auch hier liegt unter fast völligem Ausfall des Cenomans der Horizont mit *Inoceramus labiatus* dicht über den Tourtiationmergeln, und nur im NO des Bruches ist anscheinend eine mächtigere, dreieckige Partie des kalkigen Cenomans erhalten.

Sehr schön war diesmal das schwarz-weiß-rote Band an der Unterkante der *Labiatus*-Schichten aufgeschlossen, das aus der roten *Labiatus*-Bank, einer ganz dünnen hellen Kalkbank und den schwarzen Algenschichten (Sapropel) gebildet wird, welche letztere von dem subhercynen Gebiet bis nach Dithmarschen<sup>1)</sup> mit verblüffender Regelmäßigkeit an dieser Stelle

---

<sup>1)</sup> C. GAGEL: Über das Vorkommen von Schichten mit *Inoceramus labiatus* und *Belemnites ultimus* sowie des ältesten Tertiärs in Dithmarschen. Centralbl. Min. 1906, S. 275—284.

zu konstatieren sind. Wenige Meter im Hangenden der *Labiatus*-Schichten (in der NW-Ecke des Bruches) ist schon mehrfach und auch vor kurzem wieder *Infulaster excentricus* gefunden, von dem ein schönes Exemplar der Exkursion übergeben wurde.

Oben in der Westwand des Bruches über der von MÜLLER beschriebenen diluvialen Störung mit dem eingeklemmten Glazialkies haben sich in den außerordentlich zerrütteten Schichten neuerdings endlich Fossilien gefunden, und zwar ebenfalls *Actinocamax quadratus* und Zwischenformen zu *Act. granulatus*, also auch hier liegt das *Quadraten*-Senon kaum 40 m von der Tourtia entfernt.

Das in der NO-Ecke des Bruches früher beobachtbare Ober-Turon mit den plattigen Feuersteinen ist augenblicklich ganz schlecht aufgeschlossen; die vom Verfasser früher aus der Nordwand beschriebene und abgebildete, ganz unverständliche diluviale Zerrüttung des Turons ist ebenfalls nicht mehr sichtbar.

Sodann ging die Exkursion nach der Schafweide, wo die traurigen Reste von Kohlenkeuper, die Verwerfung gegen den Gipskeuper und dieser selbst gezeigt wurden; sodann quer über den Gipskeuper nach dem Zeltberg, wo sehr schön die Transgressionsfläche der Tourtia auf der korrodierten Steinmergelbank des Gipskeupers und die zahlreichen, auf der Transgressionsfläche liegenden abgerollten Exemplare des *Belemnites minimus* (aus zerstörtem Gault) nebst Nebenformen sowie die frischen, auf primärer Lagerstätte liegenden *Belemnites ultimus* beobachtet wurden. Der Unterschied in der Erhaltung der primären *Belemnites ultimus* von den auf sekundärer Lagerstätte liegenden *Belemnites minimus* war an mehreren sofort gefundenen Exemplaren ganz offensichtlich und unzweideutig zu erkennen und wurde von keinem der mehr als 20 Exkursionsteilnehmer in Zweifel gezogen oder bestritten<sup>1)</sup>.

Sodann wurden die hier entwickelten *Varians*- und *Rhotomagensis*-Schichten durchwandert bis zu dem wieder sehr gestörten Unter-Turon (*Labiatus*-Pläner mit der schwarz-weiß-roten Grenzschicht, Teile der *Brogniarti*-Schichten), das dicht neben dem Emscher liegt, die schöne, Ost-West streichende Verwerfung zwischen *Granulaten*- und *Heteroceras*-Schichten gezeigt<sup>2)</sup>, endlich die augenblicklich ausgezeichnet auf-

<sup>1)</sup> Vergl. auch die Texttafel zu Seite 416 dieses Monatsberichts und C. GAGEL: Über den angeblichen Gault von Lüneburg. Centralbl. Min. 1909.

<sup>2)</sup> C. GAGEL: Nachträgliches zu den diluvialen Störungen im Lüneburger Turon. Diese Zeitschrift 1905, S. 270, Taf. I, Fig. 1.

geschlossene, steilfallende Grenze zwischen Senon und Diluvium, über die das Miocän diluvial aufgeschoben ist, so daß es größtenteils auf Diluvium liegt.

Das Miocän besteht hier aus normalem, fossilführendem Glimmerton mit einer Schicht harter, kalkiger Konkretionen und eigentümlichen Phosphoriten.

Unter dem Glimmerton liegen nun noch sehr merkwürdige fossilfreie, fette, schwarze Tone, die petrographisch von dem Glimmerton gänzlich verschieden sind, mit sehr eigentümlichen Phosphoritgeoden, die, seit Jahren nicht mehr beobachtbar, mir nach der Beschreibung von STÜMKE schon immer sehr verdächtig gewesen waren, ob sie nicht mit den Untereocän-Phosphoriten übereinstimmten. Kurz vor der Exkursion war es mir endlich gelungen, einige dieser inzwischen ganz verschollenen Phosphorite im Besitze von Dr. HEINTZEL in Lüneburg aufzufinden zugleich mit einem Stück einer kalkigen Geode, die ebenfalls aus diesen fetten, schwarzen Tönen stammt. Dabei erwies es sich, daß diese Phosphorite gänzlich verschieden von den Phosphoriten des darüberliegenden Glimmertons sind und aufs genaueste mit den großen lederbraunen Untereocän-Phosphoriten von Schwarzenbek, Hemmoor, Trittau übereinstimmen, die durch das Vorhandensein der zahlreichen eigentümlichen und noch immer rätselhaften kleinen, runden Körperchen ausgezeichnet sind<sup>1)</sup>.

Diese so merkwürdigen Ansammlungen von mitten in den Phosphoriten auftretenden runden, kleinen Körperchen, die im Dünnschliff zerbrochene Reste von Foraminiferen, Radiolarien, Diatomeen und sonstiger mariner Mikrofauna zeigen, haben, wie schon früher erwähnt, eine gewisse Ähnlichkeit mit den Kotballen von Salpen, Cirrhipedien usw. und zeichnen die großen lederbraunen Phosphorite des Untereocäns vor allen anderen mir bekannten Phosphoriten aus; das Stück der kalkigen Geode, das mit diesen Phosphoriten zusammen in den sonst fossilfreien, schwarzen Tönen gefunden ist, enthält eine Klappe einer Astarte, die recht gut mit *Astarte rugosa* var. *subrugosa* SOW. übereinstimmt, so daß ich diese dünne schwarze Tone unter dem gänzlich abweichenden Glimmerton danach ebenfalls für einen verschleppten Fetzen von Eocän halte, besonders da ja neuerdings mehrfach Eocän-Paleocän in großer Vollständigkeit bei Lüneburg durch Bohrungen nachgewiesen ist.

---

<sup>1)</sup> C. GAGEL: Über das Alter und die Lagerungsverhältnisse des Schwarzenbeker Tertiärs. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1906, XXVII, S. 409.

Herr GOTTSCHÉ teilte mir auf Anfrage noch ausdrücklich mit, daß er diese Phosphorite auch nur als Geschiebe bzw. aus Untereocänen kenne, nicht aber aus anderen Tertiärschichten. Bei Langenfelde wären sie früher zwischen Miocän und Diluvium als Geschiebe häufiger zu beobachten gewesen.

Am Mittwoch, den 16. September 1909 wurden unter Führung von Herrn GOTTSCHÉ zuerst die roten, gipsführenden Zechsteinmergel bei Stade besichtigt nebst den in der Nähe zahlreich in Form loser Geschiebe vorkommenden Stinkkalken und Oolithen und sodann das Senon und Untereocän von Hemmoor besucht, letzteres mit seinen Schichten vulkanischer, schwarzer bzw. violetter Asche<sup>1)</sup>.

Die Auflagerung des Eocäns auf Diluvium war diesmal kaum zu erkennen, dagegen zeigte Herr GOTTSCHÉ in dem Bruch und der Grube der neuen (westlichen) Zementfabrik, in der das sandige Miocän in so schöner, fossilreicher Entwicklung zu beobachten ist, auf der Oberfläche der Kreide das vor wenigen Tagen zum erstenmal hier zur Beobachtung gelangte paleocäne Transgressionskonglomerat aus abgerollten, grünrindigen Feuersteinen, die in ihrer ganzen Erscheinung so außerordentlich ähnlich sein sollen den green coated flints an der Basis der englischen Thanetsands (nach Angaben von Herrn C. GOTTSCHÉ).

Was eigentlich normalerweise auf dieser paleocänen Transgressionsbildung draufliegt oder gelegen hat, war nicht zu ermitteln, da die so ungemein plastischen Tone des Untereocäns infolge des Abbaus weit übergequollen waren und jetzt die eben mühsam freigelegte Stelle wieder fast ganz bedeckten.

Jedenfalls liegen, wie SCHRÖDER<sup>2)</sup> schon früher hervorgehoben hat, die Untereocäntone nicht normal auf der Kreide, sondern sind diluvial aufgeschoben bzw. angepreßt.

Auf Helgoland, während des einleitenden Vortrags über die Geologie Helgolands, wurde Herr GOTTSCHÉ von dem Schlaganfall betroffen, von dessen Folgen er sich nicht mehr erholt hat, so daß Verfasser dieses an seiner Stelle die weitere Führung übernehmen mußte.

Von den triadischen und cretaceischen Gesteinen ist ja, abgesehen von dem oberen Schichtensystem der Hauptinsel, nichts der direkten Beobachtung zugänglich; der Freundlichkeit des Leiters der biologischen Station auf Helgoland verdanken

---

<sup>1)</sup> C. GAGEL: Die Untereocänen Tuffschichten und die paleocäne Transgression. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1907, XXVIII. S. 150—168.

<sup>2)</sup> Geol. Spezialkarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lief. 130, Blatt Kadenberge.

die Exkursionsteilnehmer aber eine Anzahl gedredgter Proben der wichtigsten Kreidgesteine, nämlich des grauen ammonitenführenden Neocoms (TÖCKS) und des so auffallenden, intensiv rot gefärbten, kalkig-tonigen Aptiens mit *Belemnites fusiformis* und *Terebratula Sella*, das merkwürdigerweise zwischen das graue tonige Neocom und die gelblichen kalkigen *Minimus*-Schichten eingeschaltet ist.

Auf der Düne wurde noch eine Anzahl auffallender belemnitenführender Kalke als Gerölle gefunden bzw. von einem dortigen Lokalsammler gezeigt; auch wurde eine ganze Anzahl Gerölle von festen fossilführenden Bänken des unteren Wellenkalks (z. T. cölestinführender Schichten) gefunden.

Auf Sylt wurde am Dienstag, den 21. September zuerst das Rote Kliff besichtigt, das augenblicklich ganz besonders schlechte Aufschlüsse zeigt und von dem ältesten Diluvium kaum etwas erkennen ließ. Erkennbar war nur an einer Stelle die horizontale Grenze zwischen der Hauptmoräne und der steil aufragenden Kuppe des ältesten Geschiebemergels darunter (vgl. diese Zeitschr. 1905, Monatsbericht 8, S. 276—290, Fig. 4) sowie ab und zu die horizontale Unterkante der Hauptmoräne. Dagegen war von den windgeschliffenen Dreikantern unter dieser Hauptmoräne auf der alten Landoberfläche (a. a. O. Fig. 2 u. 3) nichts zu finden, auch die so schön diskordant struierten, kaolinsandähnlichen ältesten Diluvialsande waren nur stellenweise erkennbar, doch gelang es einigen Exkursionsteilnehmern, in ihnen die calcedonisierten, blauen Silurgerölle, aber leider keine sonstigen nordischen Gerölle (Granitskelette, Quarzite) zu finden.

Am Kliffende bei Kampen konnte zwar die früher von ZEISE beobachtete einzige Stelle, wo die Hauptmoräne in ihrem tiefsten Teil noch etwas kalkhaltig und unverwittert ist, nicht mehr direkt beobachtet werden, aber die an einer Stelle des Strandes plötzlich auftretenden Kalkgeschiebe — die einzigen am ganzen roten Kliff — zeigten wenigstens, daß die Stelle da im Untergrund unter dem Dünensand liegen mußte.

Der von einer Seite gemachte Einwand, die Hauptmoräne des Roten Kliffs könne vielleicht ihren Kalkgehalt so völlig und auf so große Tiefe nicht durch interglaziale Verwitterung, sondern durch die Einwirkung des besonders feuchten Klimas und der Nordseebrandungsgischt verloren haben und demnach doch oberdiluvial sein, erledigt sich durch den Hinweis, daß erstlich Seewasser allein keinen Kalk auflöst, und daß die 15 km weiter östlich am Emmerleffkliff unter denselben Umständen und an derselben Nordsee gelegene Obere Grund-

moräne völlig frisch und unverwittert, größtenteils noch blau-grau und völlig verschieden von der also viel älteren Hauptmoräne des roten Kliffs ist.

Die alte Angabe, daß die Hauptmoräne des roten Kliffs besonders sandig durch Aufnahme besonders zahlreichen Miocänmaterials sei, also auch sehr leicht ihren ursprünglich wohl geringen Kalkgehalt verlieren konnte, ist nur zum kleinen Teil zutreffend, was hier besonders betont sein mag. Auf sehr große Erstreckung, besonders bei Wenningstedt und Kampen, ist die Hauptmoräne normal tonig und gar nicht besonders sandig, und daß der Kalkgehalt fehlt, ist ihr ohne weiteres gar nicht anzusehen.

Am Morsumkliff<sup>1)</sup> war noch recht gut die Aufschiebung des östlichsten Glimmertons auf den Kaolinsand und die anscheinend konkordante Überlagerung der ersten Limonitsandsteinpartie auf die zweite Glimmertonschicht zu beobachten<sup>2)</sup>, dagegen waren die weiter westlich gelegenen Partien völlig verstimmt und von den sonstigen Störungen und Faltungen nichts mehr zu beobachten.

## 2. Exkursion am 19. September nach Glinde bei Ütersen.

Von Herrn J. STOLLER in Berlin.

In der Nähe von Glinde bei Ütersen sind in mehreren Tongruben fossilführende Schichten diluvialen Alters erschlossen, die für die Lösung der Interglazialfrage von entscheidender Bedeutung sind. Die Gruben befinden sich auf dem Plateau in der Nähe des Pinnnales und erstrecken sich z. T. bis in dieses hinein. Indem auf die vorhandene Literatur<sup>3)</sup> über den Gegenstand verwiesen wird, sei hier nur kurz folgendes hervorgehoben.

Es handelt sich um einen plastischen blauen Ton, der durchschnittlich 6 m mächtig ist und zu Ziegeleizwecken sowie zur Zementfabrikation abgebaut wird. Er wird von gering mächtigen fossilführenden marinen Sanden unterlagert und führt in

<sup>1)</sup> MEYN: Geognostische Beschreibung der Insel Sylt. Abhandl. zur geol. Spezialkarte von Preußen, Berlin 1876.

<sup>2)</sup> C. GAGEL: Über die Lagerungsverhältnisse des Miocäns am Morsumkliff auf Sylt. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1905, XXII, S. 246—253, Taf. 6—8.

<sup>3)</sup> vgl. H. SCHRÖDER, u. J. STOLLER: Diluviale marine und Süßwasser-Schichten bei Ütersen-Schulau. Jahrb. d. K. Preuß. Geol. Landesanst. u. Bergakad. f. 1906, Bd. XXVII, H. 3, Berlin 1907 (mit ausführl. Literaturverzeichnis).

seiner unteren Hälfte selbst eine individuenreiche, artenarme marine Fauna, geht aber nach dem Hangenden mehr und mehr in kalkfreien Ton über, der keinerlei Spuren mariner Organismen enthält, dagegen Reste von *Cervus elaphus* geliefert hat. Die Oberfläche des Tons verläuft schwach wellig und enthält überdies mehrere größere Muldungen. In ihnen lagert autochthoner Torf, der 0,5—2 m und darüber mächtig ist.

Die gesamte fossilführende Schichtreihe befindet sich an primärer Lagerstätte und wird, wie durch die Tagesaufschlüsse, durch Oberflächenkartierung und Tiefbohrungen sichergestellt ist, von zwei selbständigen Grundmoränen unter- und überlagert. Die Lagerungsverhältnisse sind durchaus einfach und klar.

Die Stellung der fossilführenden Schichten im Diluvialprofil, ferner die in der gesetzmäßigen vertikalen Verteilung ihrer Fossilien zum Ausdruck gelangende allmähliche Ausübung und Verlandung des nach Ablagerung der unteren Grundmoräne hier vorhanden gewesenen Meeresarmes, ferner der durchaus gemäßigte Klimacharakter, den sowohl Fauna als Flora für die Zeit der Ablagerung dieser Sedimente erweisen, lassen nur die eine Deutung zu, daß hier zwischen zwei Glazialzeiten mit vollständiger Eisbedeckung des Gebietes eine langwährende Periode (mit säkularer Hebung!) geherrscht hat, in der nicht nur dieses Gebiet selbst vollständig vom Eise verlassen war, sondern deren warmes Klima die Annahme einer gänzlichen und die ganze Periode hindurch andauernden Abwesenheit von Landeis im weitesten Umkreis unseres Gebietes rechtfertigt (Interglazialzeit). Diese Annahme findet an zahlreichen Lokalitäten im norddeutschen Flachland, die ähnliche, wenn auch nicht immer gleich einfache und klare Lagerungsverhältnisse zeigende Diluvialprofile aufweisen, ihre Bestätigung.

### **3. Bericht über die Exkursionen nach Langenfelde und nach Flensburg, Sonderburg und Steensigmoos (Halbinsel Broacker).**

Von Herrn W. WOLFF in Berlin.

In einer Nachmittagsexkursion am 17. September führte Herr GOTTSCHKE die Gesellschaft zu dem fast auf Hamburger Stadtgebiet gelegenen Vorkommen alten Gebirges in der KALLMORGENSchen Ziegeleigrube zu Langenfelde. Ein Gipsriff, wahrscheinlich dem unterirdischen Zechsteingebirge angehörig, ragt dort mit klotzigen Felsmassen, bedeckt und

umlagert von Tertiär, fast bis ins Niveau des nur wenige Meter mächtigen Diluvialsandes in flachem Weideland empor. Die Grube war ehemals geologisch reichhaltig: Im Diluvium war an einer Stelle ein kleines Torflager zu sehn, dessen Hölzer Biberschnitte aufwiesen. Es ist verschwunden. Auch das fossilreiche mittlere „sandige Miocän“<sup>1)</sup> und der obermiocäne „Glimmerton“<sup>2)</sup> sind nahezu abgebaut. Desto besser ist der den Gips unmittelbar einhüllende „Kapselton“ aufgeschlossen, ein fetter, schichtloser, winzige Quarzkristalle führender Ton, den GOTTSCHÉ petrographisch, nicht stratigraphisch dem Kapselton des Hallenser Unterligocäns an die Seite stellt. (Ich halte ihn für den Tonrückstand von bereits geschwundenen Gipsmassen, zumal er an seiner Basis noch unaufgelöste Gipsbrocken umschließt, und der anstehende Gips teils Auslaungsformen, teils Umkrystallisation zeigt.)

Hierauf begab man sich zum nahen Stellingener Tierpark, durch den der liebenswürdige Herr HAGENBECK selbst erklärend führte. Hohes Interesse erregten die paläontologisch genau und künstlerisch lebendig restaurierten großen Jura- und Kreide-Saurier (*Ichthyosaurus*, *Iguanodon*, *Triceratops*, *Brontosaurus* u. a.). Ein Festmahl im Restaurant des Parkes beschloß diesen lehrreichen Nachmittag — die letzte wissenschaftliche Exkursion, die GOTTSCHÉ glücklich geführt hat.

Nach Beendigung der Exkursionen auf Sylt reisten die Teilnehmer am 22. September nach Flensburg, wo genächtigt wurde. Durch die Fürsorge C. GOTTSCHÉS fanden wir hier und auch an den Orten der folgenden Tagestour alle Vorbereitungen aufs sorgfältigste getroffen; nur der bewährte Führer selbst mußte fehlen.

Am Morgen des 23. hielt der stellvertretende Exkursionsleiter einen kurzen Vortrag über den Untergrund von Flensburg und den Bau der ostschleswigschen Glaziallandschaft. Dann erfolgte ein Gang auf die Höhe von Jürgensby jenseits der Stadt, die einen vollkommenen Überblick über das tiefe Förde-Tal bietet. Die schleswigsche Haupt-Endmoräne schließt sich, von Süden heranziehend, an den inneren Winkel der Förde an. Diese selbst erhebt sich westwärts zu einem engen, kurzen Trockental. Ein zweiter Ausläufer der Förde zweigt

---

<sup>1)</sup> C. GOTTSCHÉ: Der Untergrund Hamburgs. Festschr. 73. Vers. deutsch. Naturf. u. Ärzte, Hamburg 1901.

<sup>2)</sup> F. WIBEL und C. GOTTSCHÉ: Versteinerungen des holsteinischen Glimmertons. Festschr. 49. Vers. deutsch. Naturf. u. Ärzte, Hamburg 1876.

außerhalb der Stadt, von der breiteren Wasserfläche nordwärts und sodann ebenfalls westlich verlaufend, ab: das tiefe Tal von Krusau — Pattburg. Es ist unregelmäßig gewunden und beherbergt zwischen den Unebenheiten seines Bodens zwei kleine Seen. Beide Täler, die sich westwärts verjüngen, verschmälern und erheben, wurden den Beschauern als Erosionstäler aus der letzten Phase der Eiszeit erklärt, als von totliegenden Gletscherresten die Tauwasser zu dem freiwerdenden Becken der Außenförde zurückzufließen begannen. Der tiefere Untergrund der Stadt Flensburg, die im innersten, teilweise verlandeten Fördewinkel liegt, besteht aus Miocän (Braunkohlensande, darüber marines Miocän — vornehmlich Glimmerton<sup>1)</sup>). Die Oberkante des Miocäns bewegt sich zwischen 36—104 m Tiefe unter Stadtgrund. Darüber liegt eine mächtige Folge von Grundmoränen und fluvioglazialen Ablagerungen, zu oberst vielfach eine auffallend tonige, offenbar unter Wasserstauung abgesetzte Geschiebemergelbank. Interglaziale Sedimente sind nicht bekannt geworden, die Gliederung des Diluviums daher unsicher<sup>2)</sup>. Von großem Interesse ist das Alluvium der Förde. Die Baggerarbeiten haben dort sowohl Litorina- wie Prälorinaschichten angeschnitten. Eins der wichtigsten Profile ergab eine Baggerung beim Schwimmdock. Die Wassertiefe betrug dort 4 m. Am Grunde kam nach Angabe des Baggermeisters

von 4—6 m muddiger Sand mit Muscheln (subrecent),  
 - 6—7 - gelber Ton mit Feuersteinen,  
 - 7—8 - bläulicher Mudd mit Muscheln (*Litorina*-Ablagerung),  
 - 8—9 - Torf mit Blättern, Früchten und Holz. Unter den Früchten sollen sich auch Bucheckern befunden haben, was nach den bisherigen Erfahrungen nicht zu der tiefen Lage und dem Alter der Schicht stimmen würde, ferner Eicheln. Unter den Hölzern will man Hainbuchen- und Eichenholz erkannt haben. Die Torfschicht war mit 10½ m Tiefe noch nicht durchteuft, das Liegende ist daher unbekannt. Ich rechne den Torf zu den Prälorinabildungen.

<sup>1)</sup> Was G. BERENDT („Die bisherigen Aufschlüsse des märkisch-pommerschen Tertiärs,“ Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 1886, Bd. VII. H. 2, S. 35) als Septarienton unter Flensburg deutet, dürfte eben dieser Glimmerton sein.

<sup>2)</sup> Nachträglich fand Verfasser in L. MEYNS unveröffentlichtem Manuskript „Gesammelte Vorarbeiten zur geognostischen Karte der cimbrischen Halbinsel“ ein Profil von Kollund (an der Flensburger Förde, nahe dem Ausgang des oben erwähnten Krusauer Tales) aufgezeichnet, das folgende Schichten zeigt: (oben) „Sandgalle — tonige Kohle 18 Zoll — Moorkohle 18 Zoll — hellbraune Knorpel 6 Zoll — dunkle Knorpel 2 Fuß — Sandschweifen — tonige Kohle 17 Zoll —

Nördlich der neuen Werft, nach dem städtischen Ostseebad zu, traf der Bagger: Muschelsand (subrecent), feinen blauen Sand und dann in ca. 4—5 m Tiefe Moor mit Geweihstücken. Nahe dem Ostseebad fand man in geringer Tiefe zahlreiche große Austernschalen zusammen mit zerbrochenen schwarzen Flintsteinen; möglicherweise liegt dort ein versunkener Abfallhaufen aus der Litorinazeit.

Nach dieser kurzen Übersicht begab sich die Gesellschaft um  $\frac{1}{2}$ 10 Uhr mit dem Zuge nach Sonderburg. Unterwegs hatte man Gelegenheit, die verschiedensten Landschaftstypen zu beobachten: Die große Endmoränenzone bei Flensburg, Norderschmedeby und Halebüll, von welcher der Blick westwärts über die riesige Heideebene des mittleren Schleswig schweifte; das eigentümliche Pattburg—Krusauer Tal mit dem Niehuser See, von dessen Umgebung L. MEYN miocänen Limonitsandstein erwähnt, endlich die hügelige, fruchtbare jungbaltische Grundmoränenlandschaft des Sundewitt.

In Sonderburg schloß sich uns Herr Oberzahlmeister ROHDE an, ein eifriger Lokalforscher, der vergebens gekommen war, seinen Freund GOTTSCHKE zu begrüßen. Es ging hinauf zum Düppelstein, dem gewaltigsten erraticen (Granit-)Block Schleswig-Holsteins, der auf der Höhe unterhalb der Düppler Schanzen liegt und, nachdem er bereits erhebliche Absprengungen erlitten hat, jetzt durch die vereinigten Bemühungen der Naturfreunde vor Zerstörung dauernd geschützt ist. Nach STRUCK (Übersicht der geologischen Verhältnisse Schleswig-Holsteins, Lübeck 1909) beträgt seine Länge 8,6 m, die Breite 6,7 m, die Höhe 2,95 m. Er liegt auf einer steinigigen Feldflur, und die ganze Anhöhe hat den Charakter einer lokalen kleinen Endmoräne ohne weiteren Zusammenhang und ohne Vorsand.

Auf der Höhe des Düppeldenkmals — woselbst uns Herr ROHDE mit den Vorgängen des denkwürdigen 18. April 1864 bekannt machte — war ein weiter Ausblick auf die Ostsee mit ihren Seitengewässern, dem Wenningbund und dem Alsen-sund, und auf die wellige Hügellandschaft des Sundewitt, des Broackerlandes und der Insel Alsen. Unter Alsen, Broacker und der Sundewittgegend bei Düppel liegen marine Interglazial-

---

Knorpelkohle 1 Zoll — kohliger Ton, lichter, nach unten mit *Bithymia*-deckeln, 30 Zoll — blauer Ton mit Kohle- oder Eisenkiespunkten, die sich im Schnitt breit wischen, 6 Fuß — eisenhaltiger Sand“ (unten). Eine Erläuterung hat MEYN leider zu diesem Profil nicht vermerkt. Möglicherweise handelt es sich hier um interglaziale Schichten, die nähere Nachforschung verdienen.

schichten; das Bodenrelief muß also vor der letzten Vergletscherung eben oder doch sehr flach gewesen sein. Jetzt wölben sich dort die Höhen von Düppel 68 m, von Steensigmoos 57 m über den Meeresspiegel; zwischen ihnen liegt der 27 m tiefe Wenningbund, seitwärts der flußartig schmale, 17 m tiefe Alsensund — ersterer eine wannenförmige Ostseebucht, letzterer ein zur Litorinazeit ertrunkenes glaziales Stromtal. Kein Ort scheint besser geeignet, die großartige bodengestaltende Kraft der letzten Vergletscherung vor Augen zu führen. In den Geschiebemergelhügeln stecken aufgepfügte, gequetschte und zerrissene Schollen des interglazialen Cyprinontons, und die fluvioglazialen Sande sind an manchen Stellen erfüllt von verschwemmten Conchylien.

Nach einem raschen Mittagmahle in Sonderburg ging es mit einer kleinen Barkasse nach Schelde hinüber und von dort in kurzer Strandwanderung zu dem 1904 in dieser Zeitschrift von GOTTSCHÉ beschriebenen Aufschluß von marinem Diluvium im Kliff nordöstlich des Hofes Steensigmoos. Der fossilreiche Aufschluß war in vortrefflichem Zustande; nur die kleine Torfschicht unter dem Diatomeenpelit, die vormals dort zutage ging, war durch Absturzmassen verdeckt. Überraschend gut waren auch die von GOTTSCHÉ kurz erwähnten Cerithiensande etwas südlich vom Hauptprofil hoch oben im Abhang zu beobachten.

Am Spätnachmittag kehrte man nach Sonderburg zurück. Damit waren die Nachexkursionen beendet. Der von GOTTSCHÉ für besondere Liebhaber noch geplante Abstecher nach Fredericia in Jütland unterblieb.

---

### 43. Der diluviale Nunatak des Polnischen Mittelgebirges.

Von Herrn W. v. ŁOZINSKI.

(Hierzu 2 Textfiguren.)

Lemberg, 13. Oktober 1909.

Im Auftrage des Polnischen Vereins für Landeskunde zu Warschau habe ich in diesem Sommer den zentralen Quarzitrücken (Sw. Krzyż-Rücken)<sup>1)</sup> des Polnischen Mittelgebirges und

---

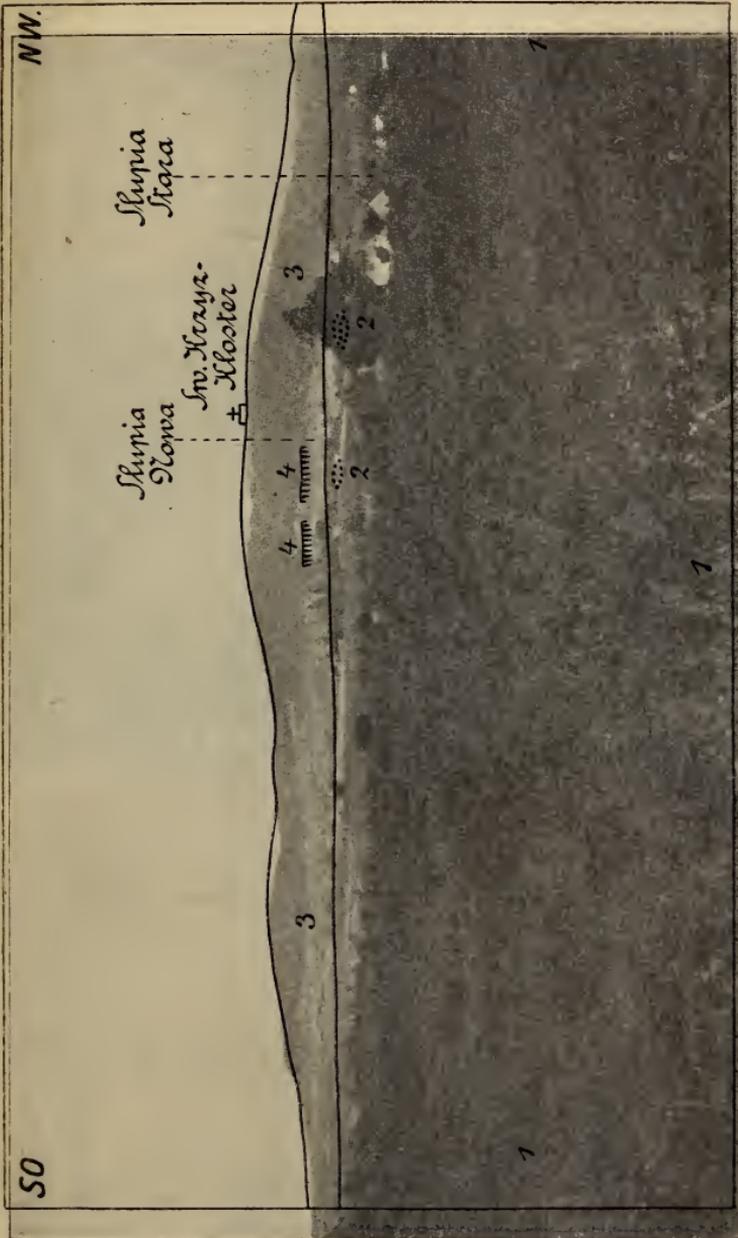
<sup>1)</sup> Vgl. hierzu die Blätter 372: Kielce, und 373: Sandomierz, der Topograph. Spezial-Karte von Mittel-Europa 1:200000.

seine nächste Umgebung in glazialgeologischer Richtung untersucht. Eine ausführliche Bearbeitung des reichen Beobachtungsmaterials soll seinerzeit vom genannten Verein herausgegeben werden. Bis dieses erfolgt, möchte ich hier eine vorläufige Mitteilung der wichtigsten Ergebnisse vorausschicken.

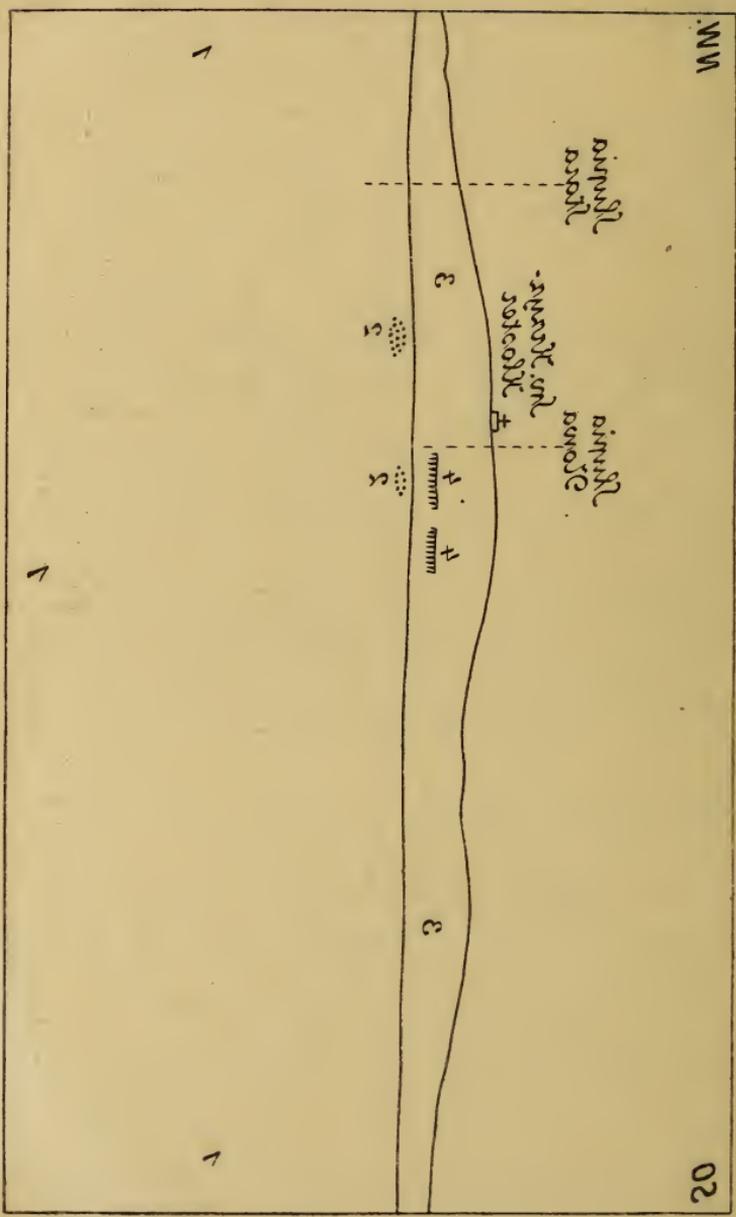
Der zentrale Quarzitücken des Polnischen Mittelgebirges stellt einen Härtling (Monadnock) dar, welcher während der prädiluvialen Denudationsperioden dank der Härte des ihn aufbauenden unterdevonischen Quarzites der Abtragung widerstand und, durch letztere aus den umhüllenden weicheren Gesteinen herauspräpariert, wie eine schmale, langgezogene Raupe das eingebnete Plateau seiner nächsten Umgebung um etwa 250—300 m überragt. Die Betrachtung des glazialen Diluviums, welches sich am genauesten dem gegenwärtigen Oberflächenrelief anschmiegt, führt notwendig zum Schlusse, daß das hereinbrechende nordische Inlandeis den Sw. Krzyż-Rücken bereits in seiner heutigen Gestalt vorfand.

Von NO her tritt der westlichste Ausläufer des Sandomierz-Opatower Lößplateaus bis unmittelbar an den Fuß des Sw. Krzyż-Rückens heran (Fig. 1). Unter der Lößdecke lugt in tieferen Aufschlüssen das nordische Diluvium auf paläozoischer Unterlage hervor. Von NW dagegen grenzt an den Sw. Krzyż-Rücken ein Gebiet nordischen Diluviums an, wo (mit Ausnahme einiger vereinzelter Lößflecke) bald der Geschiebesand, bald der Geschiebelehm in wiederholtem Wechsel auf der Oberfläche zutage treten.

Das nordische Diluvium in der nächsten Umgebung des Sw. Krzyż-Rückens ist überall ein gemengtes. Die einheimischen Bestandteile rühren von präglazialen Verwitterungsprodukten her, die das nordische Inlandeis vorfand und in seine Grundmoräne aufnahm, und zeigen ein weit überwiegendes Vorherrschen kantigen Quarzitschuttes, stellenweise sogar in größeren Blöcken. Viel seltener kommen Bruchstücke devonischer Kalke vor, und nur einmal (Ziegelei in Debniak) fand sich ein großes Geschiebe von Buntsandstein aus nördlichen Teilen des Polnischen Mittelgebirges. Der quantitative Anteil nordischen Materials ist sehr wechselnd, In vielen Fällen zeigt die Zusammensetzung der Geschiebe ein starkes Überwiegen nordischen Materials, wobei erratische Blöcke krystallinischer Gesteine in stattlicher Größe und Zahl auf der Oberfläche des Geschiebelehms oder des Geschiebesandes umherliegen. Mit der Annäherung an die schuttbedeckten Quarzitgehänge, wie z. B. im Eingange des Durchbruches der Schwarzen Nida unterhalb von Ciekoty, wird der Anteil nordischen Gesteinsmaterials stellen-



1 Lößplateau. 2 Geschiebelehm. 3 Unterdevonischer Quarzit von eigenem Schutt, im obersten Teile des Rückens von vereinzelt Blockanhäufungen bedeckt. 4 Gehängestufe mit anstehendem Quarzit.



Водопад  
 Песчаный берег  
 Средняя часть  
 Водопад  
 Песчаный берег  
 Песчаный берег



Fig. 1.

Der Quarzitrücken von Sw. Krzyż, von NO gesehen.  
(Nach einer photographischen Aufnahme des Verfassers.)

weise so gering, daß der Geschiebelehm äußerlich den Eindruck eines lokalen Schuttes macht und manchmal erst nach längerem Durchsuchen ein kleines nordisches Geschiebe liefert.

Knapp am Nordfuße des Sw. Krzyż-Quarzituges endet das Löß- bzw. Diluvialplateau, dessen flachwellige Oberfläche aus der Ferne den Eindruck einer vollkommenen Ebene macht, mit einer scharfen Grenze, wobei die höchsten Vorkommen des nordischen Diluviums die Meereshöhe von ungefähr 300—320 m erreichen. Nun steigt das Gehänge des Quarzituges rasch und steil bis zum flachen, breitschulterigen Rücken an, dessen Längsachse in der Richtung SOO—NWW verläuft und in den höchsten Erhebungen von Sw. Krzyż und Sw. Katarzyna bis zur Meereshöhe von 583 bzw. 612 m hinaufstrebt, dazwischen aber in Einschartungen sich bis auf beinahe 500 m senkt. Der äußerst flach gewölbte Rücken ist zum größten Teil mit einem dichten Wald bewachsen und stellenweise versumpft. Sowohl der Rücken wie die Gehänge des Quarzituges bis zu ihrem Fuß hinab sind allein vom lokalen Quarzitschutt umhüllt, ohne die geringste Spur ortfremden Gesteinsmaterials. Im höheren Teil der Gehänge kommen Anhäufungen von Quarzitblöcken vor, welche nur in einigen Fällen bis auf die Rückenfläche hinaufreichen. Die einst gewiß umfangreicheren und zusammenhängenden Blockbildungen sind durch die Ausbreitung der Vegetation allmählich eingeschränkt und in verzelte Blockflecke aufgelöst worden.

Am Südfuße des Sw. Krzyż-Rückens breitet sich ein Gebiet einheimischen, ausgezeichnet terrassierten Diluviums aus. Es hat bereits v. SIEMIRADZKI hervorgehoben, daß südlich vom Quarzituge nordische Geschiebe „äußerst selten“ sind<sup>1)</sup>. In dem Streifen, welcher unmittelbar am Südfuße des Quarzituges sich hinzieht (Huta — Bieliny — Porabki — Krajno), habe ich in den Diluvialgebilden trotz sorgfältigen Durchsuchens keinen Gesteinssplitter nordischer Herkunft gefunden, und danach muß ich annehmen, daß im Schatten der Querbarre des Sw. Krzyż-Rückens ein kleines Gebiet vom nordischen Inlandeise gar nicht berührt wurde.

Die dargelegten Verhältnisse führen notwendig zur Annahme, daß der Sw. Krzyż-Rücken nur ungefähr bis zur Isohypse von 330—340 m vom diluvialen Inlandeise umflossen war. Der darüber befindliche Teil des Quarzitrückens überragte als hoher, langgezogener Nunatak die Eisoberfläche und

---

<sup>1)</sup> v. SIEMIRADZKI: Studien im Polnischen Mittelgebirge. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanst., Bd. 36, 1886, S. 679—680.

war der mechanischen Verwitterung ausgesetzt. Die Blockfelder von Quarzit entstanden *in situ*, zum größten Teil unter dem Einflusse des Diluvialklimas, wo die Wirkung der mechanischen Verwitterung erheblich gesteigert war. Die gegenwärtigen Blockfelder stellen Überreste der „periglazialen“ Facies der mechanischen Verwitterung<sup>1)</sup> dar, die immer mehr durch die Vegetation erobert werden. Geht auch noch heute der mechanische Zerfall des Quarzites vor sich, so bleibt im großen und ganzen die gegenwärtige Blockbildung immerhin weit hinter



Fig. 2.

Fragment eines Blockfeldes von unterdevonischem Quarzit auf dem N-Gehänge von Sw. Katarzyna.

(Nach einer photographischen Aufnahme des Verfassers.)

der allmählichen Eroberung und Einschränkung der Blockfelder durch die Vegetation zurück.

Die Ansicht von v. SIEMIRADZKI, es seien die Trümmerebildungen des Quarzites vom Inlandeise beeinflusst worden<sup>2)</sup>,

<sup>1)</sup> Vgl. v. ŁOZINSKI: Über die mechanische Verwitterung. Bull. Acad. Sc. de Cracovie. Classe des sc. mathém. et natur. 1909, S. 18ff.

<sup>2)</sup> v. SIEMIRADZKI: a. a. O. S. 679 und im Pamietnik Fizyograf. Bd. VII, 1887, S. 36. — Der Blockhaufen auf der höchsten Erhebung bei Sw. Katarzyna, den v. SIEMIRADZKI mit Unrecht als eine Moräne angesprochen hat, ist ohne Zweifel aus dem Zerfall *in situ* einer ganz ähnlichen Quarzitklippe hervorgegangen, wie diejenigen, welche bei den Klostermauern von Sw. Krzyż oder auf der westlichen Fortsetzung des

fand ich an keiner Stelle des Sw. Krzyż-Rückens bestätigt. Im Gegenteil muß ich W. NALKOWSKI<sup>1)</sup> vollauf beipflichten, daß die Gehänge und der Rücken des Quarzituges vom Inlandeise nicht berührt wurden. Daß die Blockanhäufungen durch Zerfall *in situ* entstanden sind, zeigt das beigegebene Bild (Fig. 2). Bei genauer Betrachtung dieses Bildes sieht man ganz deutlich, wie die riesigen Quarzitblöcke sich noch zu Bänken mit mäßig steilem Einfallen nach N zusammenschmiegen lassen.

Der diluviale Nunatak des Sw. Krzyż-Rückens gibt uns ein sicheres Mittel in die Hand, die Maximalmächtigkeit des diluvialen Inlandeises in seiner Umgebung zu bestimmen. Wie bemerkt, hat das Inlandeis höchstens bis zur Isohypse von etwa 330 — 340 m gereicht<sup>2)</sup>. Andererseits beträgt die Meereshöhe des tiefsten Punktes im Umkreise des Polnischen Mittelgebirges zirka 130 m (Mündung der Kamienna in die Weichsel). Daraus ergibt sich der vertikale Betrag von ungefähr 200 m als die Maximalmächtigkeit des diluvialen Inlandeises. Diese Zahl paßt ganz gut in die Grenzen meiner Schätzung der diluvialen Eismächtigkeit<sup>3)</sup> hinein. Es ist aber anzunehmen, daß nördlich und östlich vom Polnischen Mittelgebirge die Eismächtigkeit etwas größer war als unmittelbar am Nordfuße des zentralen Sw. Krzyż-Rückens. Denn höchstwahrscheinlich haben die nördlichsten Triasrücken des Polnischen Mittelgebirges den Eiszufluß zum Sw. Krzyż-Rücken erschwert und die Höhenlage der Eisoberfläche an seinem Nordfuße etwas herabgedrückt.

Der longitudinale Verlauf des Sw. Krzyż-Rückens wird auf der Ost- und Westseite von zwei typisch antezedenten Querdurchbrüchen, im Osten vom Durchbruche der Slupianka, im Westen von demjenigen der Schwarzen Nida<sup>4)</sup>, abgegrenzt. Gegen diese beiden Durchbrüche zu senkt sich die Rückenfläche nicht gleichmäßig, sondern in deutlichen Abstufungen.

---

Sw. Krzyż-Rückens (nördlich von Monchocice) noch nicht gelockert wie Warzen anstehen.

<sup>1)</sup> In der Wochenschrift „Głos“, Jg. 15, Warschau 1900, S. 39 u. 53.

<sup>2)</sup> Wenn weit südwärts, in den Tälern der westgalizischen Randkarpaten, die zungenförmigen Ausläufer des nordischen Inlandeises zu höheren Niveaus hineindringen, so ist dieses die beste Bestätigung der Lehre v. DRYGALSKIS (Grönland-Expedition, Bd. I, S. 513), daß die Ausbreitung des Inlandeises nicht vom Gesetze des gleichen Oberflächenniveaus geregelt wird.

<sup>3)</sup> v. ŁOZINSKI: Glazialerscheinungen am Rande der nord. Vereisung. Mitteil. geolog. Ges. in Wien, B.J. II, 1909, S. 175—176.

<sup>4)</sup> Auf der Karte: Monchocka.

Das Einschneiden der Durchbrüche fällt in die prädiluviale Erosionsphase, so daß das diluviale Inlandeis dieselben — wie überhaupt die ganze Gestaltung des Sw. Krzyż-Rückens — bereits fertig vorfand. Ihre tiefsten Teile sind mit gemengtem Diluvium ausgefüllt, welches aber in den beiden Durchbrüchen eine grundverschiedene Ausbildung zur Schau trägt.

Der östliche Durchbruch, vom Bache Slupianka in nördlicher Richtung durchmessen, wo das Diluvium vorwiegend als Geschiebelehm ausgebildet ist, war von einer Zunge des Inlandeises erfüllt. Die Schmelzwässer dieser Eiszunge breiteten südlich vom Durchbruche (S. von Zamkowa Wola) auf der vollkommen verebneten Oberfläche des devonischen Kalkes den Geschiebesand aus. Letzterer bildet eine wahrscheinlich nur wenig mächtige Decke und wird stellenweise von kleinen, weißlichen Kuppen des unterlagernden Devonkalkes überragt.

Der westliche Durchbruch dagegen, welchen der Quellbach der Schwarzen Nida in südlicher Richtung durchfließt, zeigt eine wesentlich verschiedene Ausbildung des gemengten Diluviums. Den tiefsten Teil des Durchbruches füllt eine markante, schmale Terrasse aus, deren Oberfläche beiderseits gegen die Quarzitgehänge zu ansteigt und mit denselben verschmilzt. Der Terrassenrand fällt in steilen, etwa 15—20 m hohen Wänden zum Boden des Durchbruches ab. Mit sehr wenigen Ausnahmen im oberen Eingange des Durchbruches ist die Terrasse ausschließlich aus Geschiebesand aufgeschüttet, in welchem nordisches Gesteinsmaterial sehr spärlich und nur in kleinen Brocken vorkommt. Im Ausgange des Durchbruches wird die Terrasse breiter und geht in das Geschiebesand-, z. T. Flugsandgebiet von Monchocice—Benczków—Leszczyny über. Zugleich nimmt südwärts vom Durchbruche nordisches Gesteinsmaterial an Zahl und Größe (bis zu großen Blöcken) rasch und bedeutend zu. An einer Stelle nördlich von Leszczyny lugt unter der Geschiebesanddecke auch der Geschiebelehm hervor. Ich glaube annehmen zu dürfen, daß die fluvioglaziale Terrasse im Durchbruche der Schwarzen Nida durch die Aufschüttung eines Schmelzwasserstromes entstand, während die Diluvialplatte südlich davon vom Inlandeis (bzw. von seinen Schmelzwässern) abgelagert wurde, welches die westliche Fortsetzung des Sw. Krzyż-Rückens, den Quarzit Rücken von Monchocice—Maslow, umfloß.

Jenseits der beiden besprochenen Durchbrüche ziehen sich die beiden Fortsetzungen des eigentlichen Sw. Krzyż-Rückens hin, im Osten der Quarzitzug mit den Erhebungen Zamkowa

und Opacza, im Westen derjenige von Monchocice—Maslow. Auch diese beiden Quarzitzüge tragen in derselben Weise wie der Sw. Krzyż-Quarzitzug auf ihren Gehängen und auf ihren Rücken nur eigenen Quarzitschutt, z. T. Blockfelder, zur Schau. Somit hat der ganze zentrale Quarzitrücken des Polnischen Mittelgebirges die Oberfläche des diluvialen Inlandeises als schmaler, langgezogener Nunatak überragt, welcher durch den Schmelzwasserstrom im Durchbruche der Schwarzen Nida und durch die Eiszunge im Durchbruche der Slupianka in drei Abschnitte geteilt war.

Durch die Untersuchungen von v. DRYGALSKI und PHILIPPI am Gauß-Berge ist das Problem der Entstehung von Gehängestufen an von Inlandeis umflossenen Gebirgskörpern in Anregung gebracht worden<sup>1)</sup>. An den Gehängen des Sw. Krzyż-Rückens konnte ich nur in zwei Fällen kleine Fragmente von derartigen Stufen beobachten. Am NOO-Gehänge von Sw. Krzyż, oberhalb von Nowa-Slupia, zieht sich ein schmaler Absatz hin, dessen Rand durch graue, schroffe, aber niedrige Quarzitwände deutlich markiert ist (Fig. 1). Die obere Kante dieser Stufe befindet sich in der Meereshöhe von 365—370 m<sup>2)</sup>. Vielleicht wird auch die kleine Quarzitklippe, welche unweit Debniak über einem Lößgehänge wie eine Ruine ragt, sich als das Fragment einer anderen Gehängestufe herausstellen. In unserem Fall kann man die Gehängestufen nicht anders auffassen, als Fragmente von prädiluvialen Denudationsniveaus, die vom Inlandeise nicht im geringsten beeinflußt wurden, im Gegenteil heutzutage noch eine auffallende Frische bewahren. Sie scheinen anzudeuten, daß die letzte, prädiluviale (jungtertiäre?) Emporhebung des Sw. Krzyż-Rückens durch Ruhepausen unterbrochen war.

---

<sup>1)</sup> Deutsche Südpolar-Expedition 1901—03. Bd. II, S. 36 ff., 51 ff.

<sup>2)</sup> Nach eigener barometrischer Messung.

#### 44. Über die Existenz einer höheren Überschiebungsdecke in der sogenannten Sedimenthülle des Adula-Deckmassivs (Graubünden).

Von HERRN OTTO WILCKENS.

(Hierzu 1 Texttafel und 2 Textfiguren.)

Bonn, den 4. November 1909.

Man hat früher das Gneis- und Glimmerschiefergebirge der Adula für ein normales, wurzelndes Massiv gehalten, dessen Oberfläche ganz wie diejenige des Aar- und des Gotthardmassivs in östlicher Richtung untersinkt. Auf den altkrystallinen Gesteinen läge — so war die Ansicht — normal eine Schichtfolge jüngerer Sedimente, die mit etwas Verrucano begänne und weiter aus triadischem Röthidolomit und jurassischen Bündner Schiefen bestände. Die Deckentheorie des alpinen Gebirgsbaus und die Untersuchungen am Simplon haben dann eine andere Deutung des vermeintlichen „erstaunlich regelmäßigen, breiten Adulagewölbes“ herbeigeführt: Man betrachtete es nunmehr als den Kern einer großen liegenden Falte. HEIM<sup>1)</sup> hat eine dieser Auffassung entsprechende Profilserie durch Molare-, Adula-, Tambo- und Surettamassiv entworfen, von der in Fig. 1 ein Teil wiedergegeben ist. Durch Auffindung von Schichten krystalliner Dolomite und Kalke (Mesozoicum) im Zapport, dem obersten Hinterrheintal, tief unter den Gneisen der Adula im Jahre 1906 konnte ich für diese neue Anschauung eine Stütze in den geologischen Tatsachen beibringen<sup>2)</sup>.

Die breite Zone von Bündner Schiefen, die in der Kette des Piz Aul einerseits, im Zuge des Valser-, Bären- und Weissensteinhornes andererseits eine gewaltige Entwicklung erreicht, galt bis heute als die sedimentäre Bedeckung des Gneiskernes der Aduladeckfalte. Bei der Betrachtung der HEIMschen Karte der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein<sup>3)</sup> erhält man den Eindruck, daß sich auf den Adulagneis und -glimmerschiefer (abgesehen von dem nur am Ostrand des Massivs auftretenden

---

<sup>1)</sup> ALB. HEIM: Über die nordöstlichen Lappen des Tessiner Massivs. Vierteljahrsschrift der Naturf. Gesellsch. in Zürich, Jahrg. 51, S. 397—402, Taf. II. (Geol. Nachlese Nr 17.) 1906.

<sup>2)</sup> OTTO WILCKENS: Über den Bau des nordöstlichen Adulagebirges. Centralbl. f. Min. usw. 1907, S. 341—348.

<sup>3)</sup> Geolog. Karte der Schweiz. 1:100000. Bl. Altdorf—Chur.

Verrucano) erst Röthidolomit, dann mannigfaltige Bündner Schiefer mit Einschaltungen geschieferter basischer Eruptiva auflegen, und daß diese Schichtserie, nachdem sie die große Mulde von Vrin (den nordöstlichsten Teil der Bedrettomulde) gebildet hat, als Mantel des Gotthardmassivs wieder aufsteigt. Dieses Bild zeigen auch die HEIMSchen Profile durch den nördlichen Teil der Adula<sup>1)</sup>. Man sieht hier die Schiefer ebenso wie den Gneis nach Norden abbiegen und die große Synklinale zwischen Adula- und Gotthardmassiv bilden (Fig. 2).

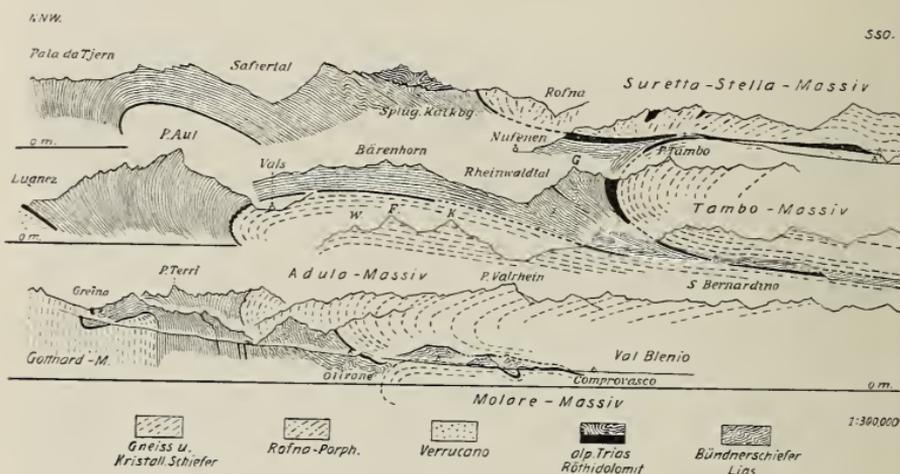


Fig. 1.

Profile durch das Molare-, Adula- und Tambo-Deckmassiv nach ALB. HEIM (Vierteljahrsschrift der Naturf. Gesellsch. Zürich, Jahrg. 51, Taf. II z. T.).

W = Weißgräti F = Fanellahorn, K = Kirchalhorn.

Was bei diesen Profilen, bei der Karte 1:100000 und bei den oben wiedergegebenen „Profilen durch die nordöstlichen Lappen des Tessiner Massivs“ auffallend blieb, waren besonders folgende Momente:

1. Die Mulde von Vrin zeigt keinen symmetrischen Bau. Die Grünschiefer z. B. bleiben ganz in ihrem Südflügel und fehlen der Sedimenthülle des Gotthardmassivs. Etwas nördlich vom Muldenkern erscheint Röthidolomit (vgl. Fig. 2).

2. Nach den in Fig. 1 wiedergegebenen Profilen muß in der Bündner Schiefermasse des Rheinwalds vom Hinterrhein

<sup>1)</sup> ALB. HEIM: Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Lfg. 25.) Taf. I, Fig. 7, und Taf. II, Fig. 6.

bis Splügen<sup>1)</sup> die Sedimenthülle des Adula-, Tambo- und Surettadeckmassivs enthalten sein. Man ist berechtigt, danach in dieser Schieferzone gewisse Grenzen zu erwarten, gewisse Differenzen in den hangenden und liegenden Teilen, symmetrische Anordnung gewisser Glieder usw. Von alledem war bisher wenig bekannt<sup>2)</sup>. Im Kern der Mulde zwischen Adula- und Tambomassiv erscheint Röthidolomit<sup>3)</sup> — das älteste Gestein also dort, wo man das jüngste erwarten sollte<sup>4)</sup>.

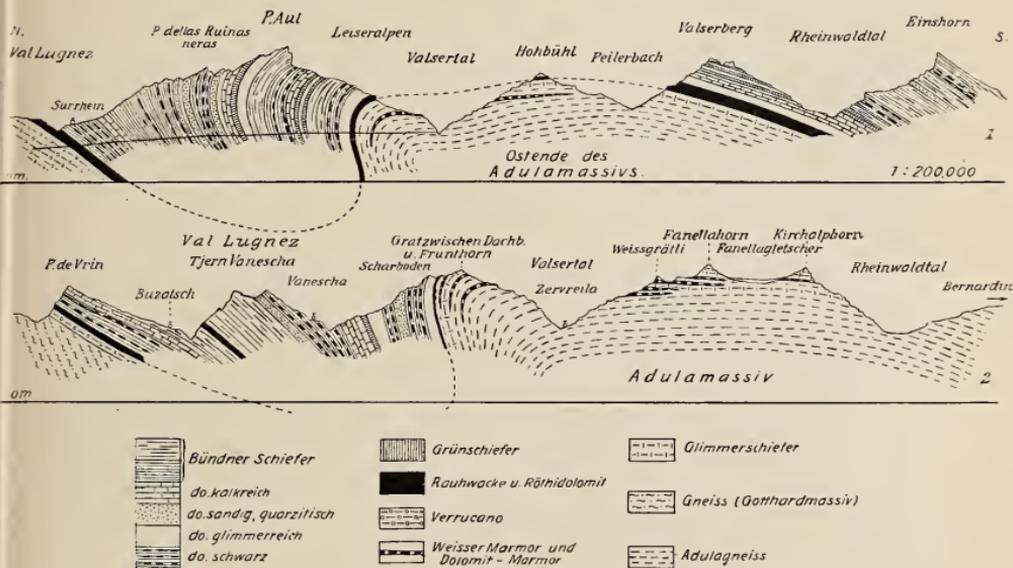


Fig. 2.

Profile durch das Adulamassiv nach ALB. HEIM  
(Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein,  
Taf. I, Profil Nr. 7 östl. Teil und Taf. II, Profil Nr. 6).

Bei meinen Aufnahmen im nordöstlichen Adulagebirge habe ich einige Beobachtungen gemacht, die zur Hebung

<sup>1)</sup> Vgl. Blatt XIX (Bellinzona-Chiavenna) der geologischen Karte der Schweiz 1:100000.

<sup>2)</sup> Ich habe schon in meiner Mitteilung vom Jahre 1907 darauf hingewiesen, daß in dieser Gegend keineswegs nur Bündner Schiefer vorkommt, und daß das Blatt XIX hier sehr ungenau ist (vgl. S. 463, Anm. 4).

<sup>3)</sup> Vgl. Fig. 1 das zweite Profil von oben unter dem letzten „1“ von Rheinwaldtal.

<sup>4)</sup> Die HEIMSchen Profile (Fig. 1) werden auch den Komplikationen innerhalb der Aduladecke nicht gerecht. Wie ich l. c. (1907) ausgeführt habe, sind die Dolomite der Fanellamasse triadisch und bilden Mulden

dieser Schwierigkeiten beitragen. Sie zeigen, daß die bisher sogenannte Sedimenthülle des Adulamassivs nicht eine regelmäßige Folge von Schichten, sondern ein zusammengesetztes Gebilde ist: Über der wirklichen Sedimentbedeckung des Adulagneises folgt, von neuem mit Gneis beginnend, eine höhere Überschiebungsdecke.

Ein Profil, das dieses Verhältnis klar erkennen läßt, ist von Vals-Platz aus leicht zu erreichen<sup>1)</sup>. Wenn man den Weg nach der Alp Tomül verfolgt, so gelangt man in 1530 m Höhe an das Nordende des hellen Dolomitbandes, des ersten anstehenden Gesteines, dem man beim Aufstieg begegnet. Dieser Dolomit ist das Hangende des Adulagneises, der weiter südlich am Waldrande bei Kartütschen ansteht und nördlich von dort unter der Wiesenbedeckung unsichtbar wird. Dieser Dolomit wird in seinen oberen Partien von Rauhwacke begleitet. Folgt man nun dem Tomülweg weiter bis an den nördlichen Arm des nach Vals hinunterfließenden Baches und steigt in diesem empor, so trifft man vorwiegend schwarze, glimmerreiche, kalkige Bündner Schiefer, aus denen an den Felswänden Quarzlinsen und -knubben herausragen. Sie fallen N 16° O etwa 32° ein. Eingeschaltet in sie finden sich grünliche, sericitische Kalkschiefer und Grünschiefer (geschiefterte basische Eruptiva). Wo sich der Bach wieder teilt, folgt man dem südlichen Arm und klettert in der steilen Runse aufwärts, anfangs noch von den Bündner Schiefeln begleitet, bis man in etwa 1900 m<sup>2)</sup> Höhe an eine gelblich angewitterte, im frischen Anschlag weiße Marmorbank von 1—1½ m Mächtigkeit kommt, die sich von den unterlagernden Schiefeln sehr

---

zwischen Gneisantiklinalen. Der Fanellamasse gehören das Fanellahorn und das Weißgrätli an, die auf den Profilen mit F und W bezeichnet sind. In Fig. 2 erscheinen diese Berge in größerem Maßstabe. Die triadischen Gesteine sind dort mit HEIM als Marmor bezeichnet. Das triadische Alter dieser Gesteine wird durch ihre Vergesellschaft mit Rauhwacken angezeigt. C. DIENER hat diesen Beweis in einer Besprechung meiner Mitteilung in „Petermanns Mitteilungen“ geringschätzig behandelt, ohne aber seine Last entkräften zu können. Ich stimme völlig mit C. SCHMIDT überein, wenn er schreibt: „Archaische Kalke sind niemals als Rauhwacken entwickelt“ (Eclogae geol. Helvetiae 9, S. 506). C. SCHMIDT hat die Dolomite der Fanellamasse auf seiner „Geolog. Kartenskizze der Alpen zwischen St. Gotthard und Mont Blanc“ ebenfalls als Trias dargestellt. (Diese Karte trägt das Datum „August 1906“, ist aber erst August 1907 erschienen.)

<sup>1)</sup> Zum besseren Verständnis des folgenden wolle man Blatt „Vrin“ des Siegfriedatlas vergleichen.

<sup>2)</sup> Da ich noch keine Kontrollbeobachtung ausgeführt habe, kann ich für diese Höhenangabe nicht einstehen.

deutlich abhebt. Auf der linken Seite der Runse liegt zwischen dem Marmor und den Schiefeln eine Linse von hellem, salinarem Dolomit. Die höchsten Lagen des Schiefers haben einen etwas brecciösen Charakter. Auf dem Marmor liegt ein grüner Augengneis mit z. T. sehr großen Augen, der ganz anders aussieht wie der Adulagneis<sup>1)</sup>. [Die Texttafel zeigt diese Auflagerung des Augengneises auf den Marmor auf der rechten (nördlichen) Seite der Runse.] Etwas weiter südlich, wo die Auflagerung sehr gut aufgeschlossen ist, schieben sich in die Marmorbank und zwischen diese und den Gneis kleine Dolomitlinsen<sup>2)</sup>. Der Gneis, dem man übrigens in Form von Blöcken schon tief unten in der Runse begegnet, besitzt etwa 50 m Mächtigkeit und wird von grünlichen, kalkig-sandigen Schiefeln überlagert, in denen linsenförmige Partien von dunkelgelber Rauhwaacke auftreten, so daß man diesen Schieferkomplex als Trias ansprechen darf.

Auch in der nördlichen Runse des nördlichen Bacharmes ist der Kontakt aufgeschlossen (in etwa 1820 m Höhe). Unter dem Gneis liegt hier eine Bank von hellgelbem Dolomit.

Die Auflagerung dieses Gneises auf jüngere Gesteine ist keineswegs eine lokal beschränkte Erscheinung. Nördlich der Hütte oben am „k“ von „Marklaschg“ ragt ein Kopf desselben Augengneises aus den Wiesen. Die starke Vegetation an den „Heubergen“ macht es aber unmöglich, die in der Bachrunse beobachteten Gesteine weiter nach Süden genau zu verfolgen. Nur hier und da ragt ein Felskopf aus den Wiesen oder verrät die Häufigkeit des Edelweiß das Vorhandensein von rauhwaackenartigem Dolomit im Untergrunde. Wie die besser aufgeschlossenen Lagerungsverhältnisse weiter südlich zwischen Teischerhorn und Öchsli beweisen, herrscht an den östlichen Wänden des Peiltales unterhalb des Grates Horn-Teischerhorn die für Deckenbau so charakteristische Linsenform der einzelnen Gesteinsmassen. Eine streckenweise Ausquetschung des Augengneises wäre daher recht wohl zu erwarten. Einen Block Augengneis habe ich noch in 2030 m Höhe in dem von der Kuppe 2530 des genannten Grates herabkommenden und zwischen den Maiensässen „Auf der Matte“ und „Tschiefeln“ hindurch dem Peiler Bach zufließenden Bache gefunden.

---

<sup>1)</sup> Diesen Gneis hat auch ROTHPLETZ am östlichen Gehänge des Peiltales beobachtet (A. ROTHPLETZ: Über das Alter der Bündner Schiefer. Diese Zeitschr. 47 [1895], S. 10—11). Mit Recht betont er, daß hier kein Verrucano vorkommt.

<sup>2)</sup> Marmor und Dolomit sind als Reste des verkehrten Mittel-schenkels aufzufassen.

Östlich von Vals-Platz senken sich alle Schichten nordwärts dem Talboden zu. Infolgedessen muß der Augengneis denselben etwas nördlich von Vals erreichen. Es fehlt aber am Fuß des östlichen Gehänges an Aufschlüssen, so daß man ihn nicht nachweisen kann. —

Die Schichten, die das Gebirge vom Valser Horn bis zum Weißensteinhorn (Piz Tomül) aufbauen, sind einst über die Fanellamasse<sup>1)</sup> hinübergegangen. Ihre nur durch die Erosion von ihnen getrennte Fortsetzung sind die Gesteine der Piz Aul-Kette (vgl. Fig. 2, Profil 1). In dieser muß man daher den Augengneis ebenfalls antreffen.

Diese Annahme findet in den Tatsachen ihre Bestätigung. Blöcken des charakteristischen Gesteines begegnet man schon bei Leis (1529 m); man muß aber sehr viel höher steigen, um das Anstehende zu erreichen. Wenn man zu diesem Zweck dem westlichsten Arm des Leisbaches<sup>2)</sup> folgt, so beobachtet man folgende Gesteine:

Wo die Brücke auf dem Wege Leis-Moos über den Bach führt, findet sich Adulagneis, aus dem auch das in ca. 1680 m Höhe mit einer scharfen, N 22° W streichenden Kluftfläche endigende, waldige Felsband besteht. Bis 1850 m herrscht der Adulagneis, in den nur bei etwa 1650 m hellgelber Dolomit eingeschaltet ist. Über dem Gneis folgt hellgelber Dolomit, nochmals Adulagneis und hierauf schwarzer, kalkiger Bündner Schiefer. Die Schichtung (resp. Schieferung) dieser Gesteine fällt nordwestlich in den Berg hinein, während der Gneis unterhalb von 1850 m in der Richtung des Gehänges nach SO einschießt. In den genannten Bündner Schiefen stecken Grünschiefer, dann folgen grünliche, sericitische Marmore, Grünschiefer, graue Granatschiefer, heller Dolomit in Nestern und Linsen, darüber wenig mächtiger Adulagneis, nochmals heller Dolomit und dann mächtiger kleinaugiger Gneis. Bei 1980 m beginnt dann kalkhaltiger, grünlicher Schiefer, wie er östlich von Vals-Platz mit Rauhwacken vergesellschaftet erscheint. Er wird von hellgrünen, sericitischen, kalkarmen bis kalkfreien Schiefen von ziemlich bedeutender Mächtigkeit überlagert. Höher hinauf ragen gelb angewitterte Wände emporkommen, die aus

---

<sup>1)</sup> Mit diesem Namen habe ich 1907 das im Fanellhorn (3122 m) kulminierende Gebirgsstück bezeichnet.

<sup>2)</sup> Gemeint ist der Bach, der von der Fuorcla de Patnaul kommt, sich östlich des Faltschonhornes mit einem von SW her fließenden Bächlein verbindet, immer nördlich der Leiser Heuberge bleibt und sich am Wege Leis-Ganda in den östlichen Hauptarm des Leisbaches ergießt.

grauen, kalkigen Schiefeln mit großen Pyritwürfeln bestehen, worauf schwarze, kalkige Bündner Schiefer folgen, die wie die vorigen ziemlich mächtig sind. Bei 2100 m beginnen Grünschiefer (geschieferte basische Eruptiva), die auch das auf der Karte in der Höhenkurve 2190 m verzeichnete Felsband bilden. Den Schluß macht ein grauer, glimmerig-sandiger, dünnplattiger Marmor, der noch bei 2240 m ansteht.

Man gelangt nun in das flache Gelände, in dem die Vereinigung des von der Fuorcla de Patnaul und des von SW kommenden Baches stattfindet. Im Bette des letzteren begegnet man zuerst Grünschiefern im Hangenden des zuletzt erwähnten Marmors, dann aber auch sogleich dem Ziele unserer Wanderung, dem großaugigen Gneis, den wir mit den gleichen Charakteren in der Bachrunse östlich von Vals-Platz und an den östlichen Hängen des Peiltales kennen gelernt haben. Die riesigen Augen des schönen Gesteins erreichen über 5 cm Durchmesser. Von seinem Anblick gibt die untere Abbildung der Texttafel eine Vorstellung.

Von der erwähnten Stelle aus streicht der Gneis in annähernd südwestlicher Richtung auf der nördlichen Seite des Baches aufwärts und endigt schließlich in einem auffallenden Felskopf<sup>1)</sup>.

Leider machte es mir die ungünstige Witterung dieses Jahres unmöglich, der weiteren Verbreitung dieses Augengneises in der Piz Aul-Kette einer-, zum Valser-Berg hin andererseits nachzugehen. Trotzdem läßt sich heute schon folgendes sagen:

Der Augengneis ist einer aus Dolomit, Rauhwanke, Bündner und Grünschiefern bestehenden Gesteinsserie konkordant eingeschaltet. Über und unter dem Gneis liegt Mesozoicum. Den Gneis für ein Glied dieses letzteren zu erklären, wäre nur möglich, wenn man ihn für ein Sediment halten könnte, was aber nach seiner ganzen Beschaffenheit ausgeschlossen erscheint. Sein geologisches Auftreten verbietet, ihn als eine Intrusivmasse im Mesozoicum zu betrachten; denn er hat die Form einer den Sedimenten eingeschalteten Platte von einer etwa 50 m betragenden bis stellenweise auf 0 m reduzierten Mächtigkeit. Nirgends sieht man ihn in die Tiefe setzen. Die Unregelmäßigkeit seiner Mächtigkeit, seine konkordante Lagerung, überhaupt sein ganzes Auftreten sind dagegen im Lichte der Deckentheorie leicht verständlich: Mit diesem Augengneis beginnt eine höhere Überschiebungsdecke;

---

<sup>1)</sup> Gegen NO setzt der Augengneis (infolge von Ausquetschung) aus.

er ist ihre Basis, das älteste Glied ihrer Gesteinsserie. Unter ihm liegen die Sedimente der Aduladecke.

Was diese Auffassung noch bekräftigt, ist die petrographische Verschiedenheit des Augen- und des Adulagneises. Dieser besitzt ebene Schieferungsflächen, auf denen kleine, oft sich nicht berührende Glimmerblättchen liegen; bei jenem dagegen ummanteln zusammenhängende Glimmerlagen die Augen, so daß die Schieferungsflächen wellig und buckelig erscheinen. Während der Adulagneis in seiner Gesamtfarbe oft hell, grau erscheint, ist der Augengneis im Längsbruch grün. Seine Augen erreichen bedeutende Größe, die des Adulagneises, der ja auch recht häufig als Augengneis ausgebildet ist, dagegen nur 2—3 cm Länge und 1 cm Breite.

In den, tektonisch gesprochen, tieferen Teilen des Gebirges um Vals tritt eine mehrfache Wechsellagerung von Gneis, Glimmerschiefer, Dolomit und Kalk auf. Man könnte fragen, warum denn gerade mit dem beschriebenen Augen- und nicht mit irgend einem anderen Gneis eine höhere Decke beginnen soll. Abgesehen davon, daß der Augengneis das höchste dieser Gneislager ist, spricht auch gerade die abweichende petrographische Beschaffenheit für seine Deutung als Basis einer besonderen tektonischen Einheit. Und eben dieselbe vermag uns auch einen Fingerzeig für seinen Ursprung zu geben und damit auch für den Ursprung der Decke, deren Basis er darstellt.

Selbst wenn wir nicht wüßten, daß in den Alpen die Schubrichtung von der Innen- nach der Außenseite des Gebirges gerichtet ist, so würden wir doch den südlichen Ursprung der höheren Überschiebungsdecke aus der Ähnlichkeit folgern müssen, die zwischen unserm Augengneis, dem Gneis des Piz Tambo und dem Roffnaporphyr besteht. Von letzterem habe ich an den Surettaseen bei Splügen eine Probe geschlagen, die große habituelle Ähnlichkeit mit dem in Rede stehenden Augengneis aufweist, sich allerdings aber auch durch den bläulichen, oft Augen bildenden Quarz von ihm unterscheidet. Auch einige Proben vom Gestein des Piz Tambo, die ich früher gesammelt habe, stimmen nicht absolut mit ihm überein, besitzen aber viel Ähnlichkeit mit ihm, während der Adulagneis ganz anders aussieht. Im Gotthard- und Aarmassiv fehlen solche Gneise; dagegen erinnert der Augengneis von Maloja bis zu einem gewissen Grade an das Valser Gestein.

Was man früher als das Adulamassiv und seine Sedimenthülle bezeichnet hat, ist in Wirklichkeit ein System von drei übereinandergefalteten resp. -geschobenen Decken, deren tiefste

im Zapport unter den Adulagneisen zutage tritt<sup>1)</sup>, während die höchste mit dem hier beschriebenen Augengneis beginnt. Die vermeintliche Massivwölbung (vgl. Fig. 2) ist eine Wölbung der Decken, die nicht flach liegen, sondern in ihrer Gesamtheit einer Faltung unterworfen gewesen sind. Aus dem Rheinwald steigen die Gesteinsserien empor, wölben sich über die Fanellamasse (von der sie durch die Erosion stark abgetragen sind) und setzen sich in der Piz Aul-Kette fort, in der sie schließlich nach Norden eintauchen. Außerdem senkt sich das ganze Deckensystem in östlicher Richtung, eine Erscheinung, die mit dem östlichen Untertauchen des Gotthardmassivs im Einklang steht und ein Spiegelbild des westlichen Absinkens der Simplondecken darstellt.

Die mächtigen Grünschiefermassen östlich und nördlich von Vals gehören der oberen Decke an. Dagegen liegen in der Piz Aul-Kette beträchtliche Massen der basischen Eruptiva unter dem Augengneis<sup>2)</sup>. Die Ophiolithe beteiligen sich demnach sowohl am Aufbau der Adula- als auch an demjenigen der höheren Decke.

Nach dem HEIMSchen Profil (Fig. 1) folgt auf die Adula die Tambofalte. In der mit dem hier besprochenen Augengneis beginnenden höheren Decke des Gebirges um Vals wird man daher mit Berechtigung die Tambodecke vermuten, und der Charakter des Augengneises stimmt mit dieser Annahme gut überein. Ob die Tambodecke selbst demnach 15 km weiter nach Norden reicht, als HEIMS Profil es darstellt<sup>3)</sup>, oder ob eine tiefere Verzweigung dieser Decke vom Areuepaß oder noch weiter südlich her bis in die Piz Aul-Kette vordringt, ist mehr eine Detail- als eine Prinzipienfrage<sup>4)</sup>. Ich hoffe,

<sup>1)</sup> E. SUSS schreibt („Antlitz der Erde“ III, 2, S. 162, Anm. 43), daß die von mir im Zapport angetroffenen Gesteine ein tieferes Eingreifen der Blenio-Einschaltung bedeuten würden. — Vermutlich sind die Zapportgesteine die Fortsetzung der Val-Soja-Marmore (vgl. OTTO WILCKENS, a. a. O. S. 346).

<sup>2)</sup> Diese Grünschiefer sind auf Blatt 14 der geologischen Karte der Schweiz 1:100 000 nicht eingetragen, ebensowenig der Augengneis, der auch in den Korrekturen zur Karte nicht erwähnt wird (HEIM, Geol. d. Hochalpen zwischen Reuß und Rhein, S. XX und 371).

<sup>3)</sup> Das Antiklinalcharakter der Tambodeckfalte könnte dann nicht an der Stelle und in der Form existieren, wie es in Fig. 1 erscheint. Das auffallende Zurückbleiben der Tambofalte ist nicht vorhanden.

<sup>4)</sup> Auf die Mangelhaftigkeit der Darstellung des Rheinwaldes auf Blatt 19 der geologischen Karte der Schweiz 1:100 000 habe ich schon früher hingewiesen. Einhorn- und Guggernüllmasse zeigen einen ähnlich mannigfaltigen Aufbau wie das Gebirge auf der nördlichen Talseite. Speziell habe ich schon 1907 darauf aufmerksam gemacht, daß

sie durch weitere Beobachtungen im Felde beantworten zu können.

Für die Lösung der oben (S. 457) angeführten Schwierigkeiten ergeben sich folgende Daten: Die Bündner Schiefermasse des Rheinwalds ist ebensowenig einheitlich wie die vermeintliche Sedimenthülle des Adulamassivs bei Vals. Die Mulde von Vrin ist keine normale Synklinale, sondern eine Mulde in einem Deckensystem. Daher sind die Grünschiefer auf ihren Südflügel beschränkt und macht sich auch sonst ein Mangel an Symmetrie geltend.

Das weite Gebiet der Bündner Schiefer, zu dem sich die Mulde von Vrin im Osten öffnet, umfaßt wie diese verschiedene tektonische Elemente. Eine mehr untergeordnete Rolle spielt darin die Sedimenthülle des Aduladeckmassivs, die auf den äußersten Südwesten beschränkt ist. Viel weiter breitet sich die mesozoische Schichtfolge der nächst höheren (Tambo-?) Decke aus, der die Hauptmasse der Grünschiefer bei Vals und Buccarischuna und in der Tomülkette (zwischen Valser und Safiental) angehören. Endlich wird noch eine nördliche Zone durch den von ALB. HEIM von Ghirone im Val Camadra bis Bad Peiden verfolgten Rauhackenzug abgetrennt.

Das Gotthardmassiv hängt unterirdisch nicht direkt mit dem Adulamassiv zusammen, wie es Fig. 2 andeutet, sondern mit der Wurzel der tiefsten Deckfalte, also vielleicht der des Molare (s. Fig. 1 unten), ebenso, wie am Simplon ein Zusammenhang des Aarmassivs nicht mit dem Mte. Leone-, sondern mit dem Verampioigneis besteht.

ARGAND betrachtet die Surettamasse (zu der der Roffnaporphyr gehört) als ein Homologon zu der Deckfalte der Dent Blanche. Für diese Annahme spricht der Umstand, daß bei dieser wie bei jener die Sedimenthülle der nächst tieferen Decke einen großen Reichtum an Grünschiefern aufweist. Zu ihrer endgültigen Bestätigung ist aber eine genauere Kenntnis des Gebietes zwischen Bedretto und Olivone nötig, als wir sie bis jetzt besitzen.

---

der Gneis der Splügener Burgruine in südwestlicher Richtung bis über die Tamboalp hinauszieht. Ob er mit dem Tambogneis zusammenhängt, bleibt noch festzustellen. Jedenfalls ist die auf der Karte dargestellte Bündner Schiefermasse des Rheinwalds ein komplexes Gebilde.

---

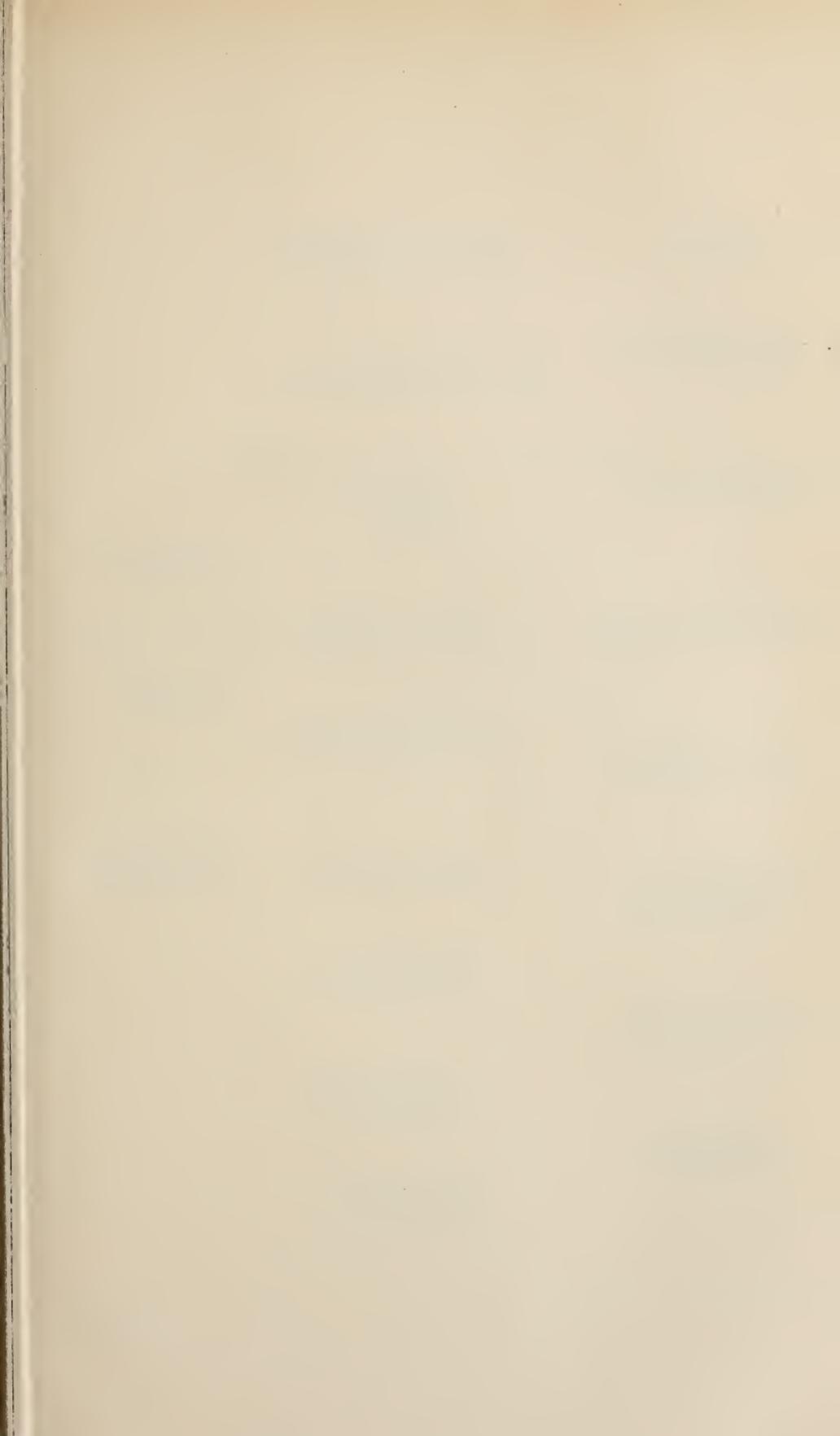
## Neueingänge der Bibliothek.

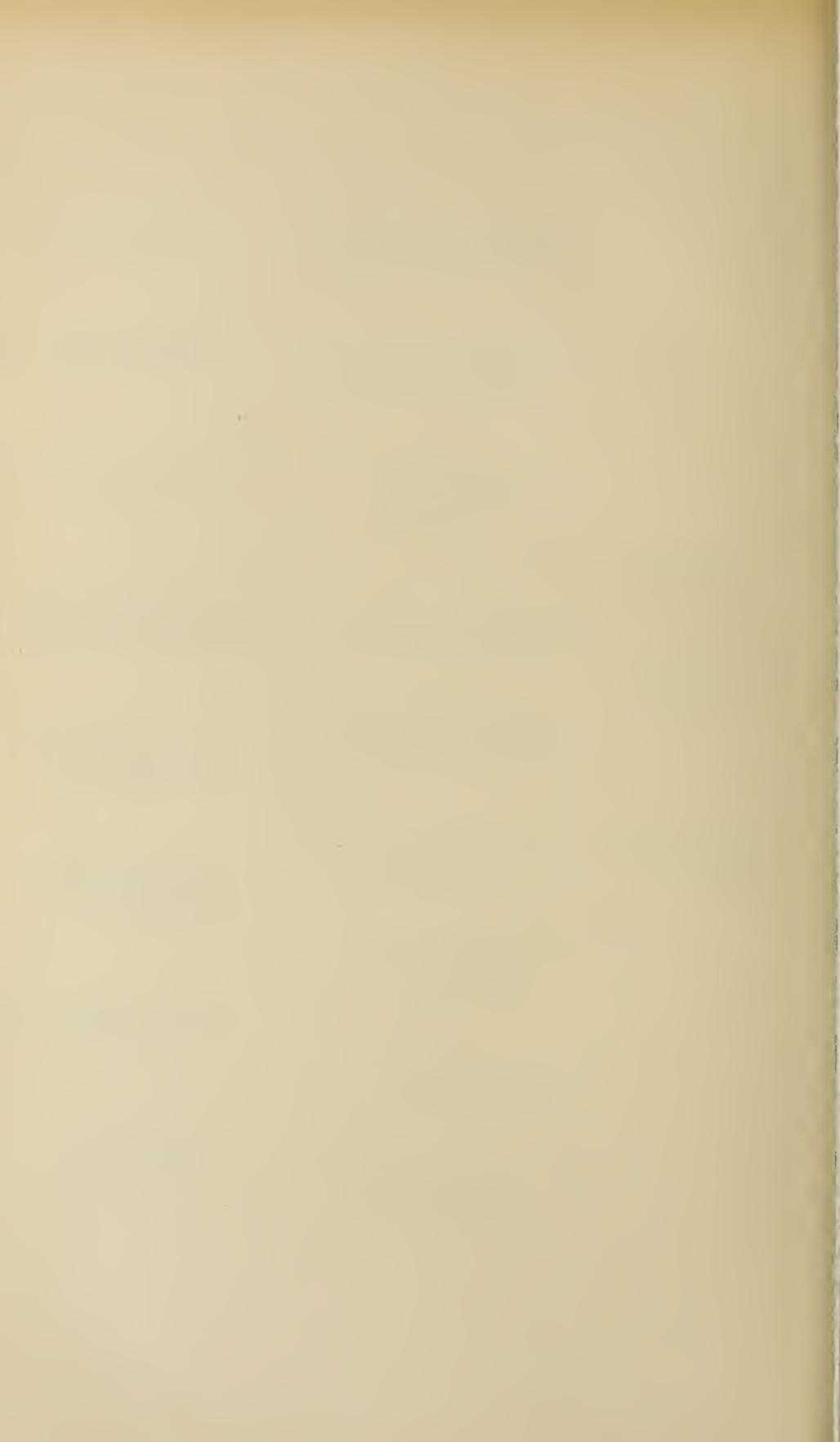
- BÄRTLING, R.: Die Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen nördlich der Lippe im Fürstlich Salm-Salmschen Bergrealgebiet. S.-A. aus: Berg- und Hüttenm. Zeitschr. Glückauf Nr. 33, 34, 35 und 36 des 45. Jahrg. Essen 1909.
- BEER, PAUL: Aus dem Posener Lande. Sonderheft zur Begrüßung der 40. Allgem. Versammlung der Deutschen Anthropologischen Gesellschaft. Lissa 1909.
- BRUN, ALBERT: Verhalten des Schwefels in tätigen Solfataren. S.-A. aus: Chemiker-Zeitung Nr. 15. Cöthen 1909.
- Quelques Recherches sur le Volcanisme aux Volcans de Java. (Cinquième partie.) Le Krakatau. Extrait des Archives des Sciences physiques et naturelles, juillet 1909. Genève 1909.
- Quelques Recherches sur le Volcanisme aux Volcans de Java. (Quatrième partie.) Extrait w. v.
- Société de physique et d'histoire naturelle de Genève. Extrait des Archives w. v., Quatrième période, t. XXV. — Juin 1908. Genève 1908.
- CREDNER, HERM., und FRANZ ETZOLD: Die Erdbebenwarte. S.-A. aus: Festschrift zum 500jährigen Jubiläum der Universität Leipzig. Leipzig 1909.
- DEPÉRET, CHARL.: Die Umbildung der Tierwelt. Ins Deutsche übertragen von RICH. N. WEGNER, Breslau.
- DESBUISSONS, LÉON: La Vallée de Binn. Lausanne 1909.
- DIETRICH, W.: Neue Riesenhirschreste aus dem schwäbischen Diluvium. S.-A. aus: Jahreshefte des Vereins für vaterländ. Naturkunde in Württemberg. Jahrg. 1909. Stuttgart 1909.
- DRYGALSKI, ERICH v.: Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903. Geologie der Inseln St. Paul und Neu-Amsterdam im indischen Ozean, von E. PHILIPPI. S.-A. aus: Deutsche Südpolar-Expedition, Bd II. Berlin.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Der Eckergneis im Harz. Ein Beitrag zur Kenntnis der Kontaktmetamorphose und der Entstehungsweise krystalliner Schiefer. S.-A. aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1909, XXX, Teil I, H. 2. Berlin 1909.
- Über Hornfelsstruktur und krystalloblastische Reihen. S.-A. aus: Zentralbl. Min., Nr. 16. Stuttgart 1909.
- EYDOUX, D., et L. MAURY: Les glaciers orientaux du Pic Long. Extrait de La Géographie, Nr. du juillet. Paris 1907.
- FLIEGEL: Ein geol. Profil durch das Rhein. Schiefergebirge. S.-A. aus: Städt. Museum für Handel und Industrie. Cöln 1909.
- FRAAS: Rana Hauffiana u. sp. aus den Dysodilschiefeln des Randecker Maares. S.-A. aus: Jahreshefte des Vereins f. vaterl. Naturkunde in Württemberg. Jahrg. 1909. Stuttgart 1909.
- HÄBERLE, D.: Windkanter aus der westpfälzischen Moorniederung (dem Landstuhler Gebrüch). S.-A. aus: Berichte über die Versammlungen des oberrhein. geol. Vereins, 42. Versammlung zu Heidelberg 1909. Karlsruhe 1909.
- HARBORT, E.: Beitrag zur Kenntnis Präoligocäner und Cretacischer Gebirgsstörungen in Braunschweig und Nord-Hannover. S.-A. aus: Mon.-Ber. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 61, 8/10, 1909. Berlin 1909.

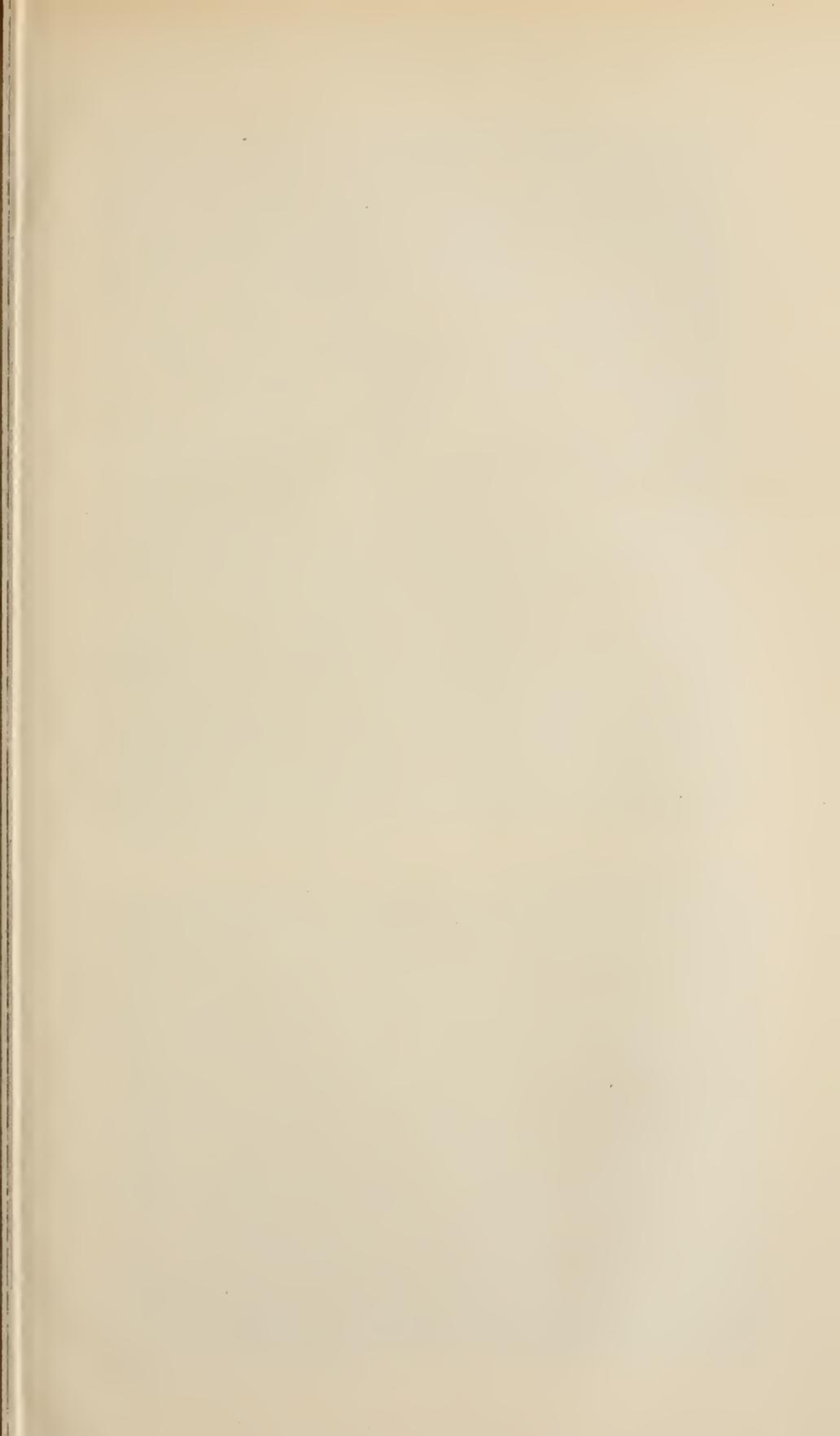
- HERMANN, RUD.: Die Inventorisierung der erratischen Blöcke des Reg.-Bez. Danzig. S.-A. aus: Mitteil. d. Westpr. Prov.-Komitees für Naturdenkmalpflege Nr. 2, 1909. Danzig 1909.
- Die Rehgehörne der geolog. paläontol. Sammlung des Westpr. Prov.-Museums in Danzig, mit besonderer Berücksichtigung hyperplastischer und abnormer Bildungen. S.-A. aus: Schriften der naturforsch. Gesellsch. in Danzig. N. F. XII., H. 3. Danzig 1909.
- HILZHEIMER, M.: Wisent und Ur im K. Naturalienkabinett zu Stuttgart. S.-A. aus: Jahreshefte des Vereins für vaterl. Naturkunde in Württemberg. Jahrg. 1909. Stuttgart 1909.
- HORN, ERICH: Die Harpoceraten der Murchisonan-Schichten des Donau-Rhein-Zuges. S.-A. aus: Mitteil. d. Großh. Bad. Geol. Landesanst. VI, 1, 1908. Heidelberg 1908.
- JENTZSCH, ALFR.: Beziehungen zwischen Geologie und Urgeschichte im deutschen Osten. S.-A. aus: Zeitschrift der Naturwissensch. Abt. d. Naturw. Vereins Posen XVI, 1909.
- KAYSER, E.: Lehrbuch der Geologie. III. Auflage. Stuttgart 1909.
- KILIAN: La Nouvelle Installation du Laboratoire de Géologie de Université de Grenoble 1909.
- KOEHNÉ, W.: Geologische Spezialaufnahme des Gutes Häusem bei Rohrmoos. Eine Unterlage für agronomische Zwecke. S.-A. aus: Geogn. Jahresh. 1908, XXI. Jahrg. München 1909.
- KRIZ, MARTIN: Die Schwedentischgrotte bei Ochoz in Mähren und RZEHAKS Bericht über *Homo primigenius Wilseri*. S.-A. aus: Verh. d. K. k. Geol. Reichsanst., Nr. 10, 1909. Wien 1909.
- KRUSCH, P.: Über einen neuen Kernbohrapparat für sonst nicht kernfähiges Gebirge. S.-A. aus: Monatsber. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 60, Monatsber. 8—10, 1908. Berlin 1908.
- Beitrag zur Geologie des Beckens von Münster, mit besonderer Berücksichtigung der Tiefbohraufschlüsse nördl. der Lippe im Fürstl. Salm-Salmschen Realgebiet. S.-A. aus: Zeitschrift der Dtsch. geol. Gesellsch. 61, 2, 1909. Berlin 1909.
- KUKUK: Über Torfdolomite in den Flözen der niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenablagerung. S.-A. aus: Glückauf, 45. Jahrg., Nr. 32. Essen 1909.
- LAUBE, GUSTAV: Neue *Andrias*-Reste aus den Tonen von Preschen bei Bilin. S.-A. aus: Naturw. Zeitschr. „Lotos“ 57, H. 4. Prag 1909.
- Ein neuer Vogelrest aus den Tonen von Preschen bei Bibin. S.-A. aus: Naturw. Zeitschr. „Lotos“ 57, H. 6. Prag 1909.
- LENOX, G. P., CONYNGHAM, R. E.: The Pendulum Operations in India 1903 to 1907. Dehra Dun 1908.
- LOZINSKI, W. v.: Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemäßigten Klima. Extrait du Bulletin de L'Academie des Sciences de Cracovie 1909. Cracovie 1909.
- Glazialerscheinungen am Rande der nordischen Vereisung. S.-A. aus: Mitteil. der Geolog. Gesellsch., Wien II, 1909. Wien 1909.
- MESTWERDT, A.: Zur Lagerung des Wealden am Osning. S.-A. aus: 2. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Vereins zu Hannover 1909.
- NÖLKE, FR.: Neue Erklärung der Entstehung der irdischen Eiszeiten. S.-A. aus: Abh. d. Natur. Ver. Bremen, Bd. XX, H. 1. Bremen 1909.
- Die Entstehung der Eiszeiten. S.-A. aus: Deutsch. Geogr. Bl. 32, 1909. Bremen 1909.
- NOWAK, JAN: Über einige Cephalopoden und den Charakter der Fauna aus dem karpathischen Campanien. S.-A. aus: „Kosmos“ XXXIX. Lwo'w.

- PAPAVASILOU, S.-A.: Über die vermeintlichen Urgneise und die Metamorphose des krystallinen Grundgebirges der Kykladen. S.-A. aus: Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. **61**, 2, 1909. Berlin 1909.
- PAULCKE, W.: Schichtenfolge am Nordrand der Schweizer Alpen. Freiburg i. B. 1906.
- REGELMANN, C.: Überschiebungen und Aufpressungen im Jura bei Donauwörth. S.-A. aus: Ber. über die Versammlungen des Oberrhein. Geolog. Vereines, 42. Versammlung zu Heidelberg 1909.
- REISER, KARL G.: Führer durch Hindelang und Umgebung. (Geschenkt von Hr. Baron v. REHBINDER.)
- RENZ, CARL: Zur Geologie Griechenlands. Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoicum und Paläozoicum. Habilitationsschrift zur Erlangung der venia legendi. Breslau 1909.
- ROGALA, W.: Beiträge zur Kenntnis der obersten Fauna der Karpaten. S.-A. aus: „Kosmos“ XXXIV. Lwo'w.
- ROTHPLETZ, AUGUST: Über die Einbettung der Ammoniten in die Solnhofener Schichten. S.-A. aus: Abh. d. Kgl. Bayr. Akad. d. Wissensch. XXIV. München 1909.
- RYCHLICKI, JAN: Beitrag zur Kenntnis der Fischfauna aus den karpathischen Menilitschiefern. S.-A. aus: „Kosmos“ XXXIV. Lwo'w.
- SIMMERSBACH, F.: Die geologischen Unterlagen des Radiums. S.-A. aus: Berg- und Hüttenm. Rundschau, Heft 46. Kattowitz O.-S. 1909.
- SIMIONESCU, JOAN: Straturile Jurasice dintre Harşova și Boasgie (Dobrogea). Extras diu Anuarul Institutului Geologic al României, Anul III 1909, Fasc. 1. Bucuresti 1909.
- SCHJERNING, W.: Dünen in der Provinz Posen. S.-A. aus: Zeitschr. d. Naturw. Ver., XVI. Jahrg. Posen 1909.
- SPEITHMANN, H.: Beiträge zur Kenntnis des Vulkanismus auf Island. S.-A. aus: Globus, **96**, 3. Braunschweig 1909.
- STEINMANN, G.: Rassenpersistenz bei Ammoniten. S.-A. aus: Zentralbl. f. Min., Jahrg. 1909, Nr. 8. Stuttgart 1909.
- Probleme der Ammoniten-Phylogenie (Gattung *Heterotissotia*). S.-A. aus: Sitzungsber. d. Niederrhein. Ges. f. Natur- und Heilkunde zu Bonn. Jahrg. 1909. Bonn 1909.
- Zur Abstammung der Säuger. S.-A. aus: Zeitschr. f. induktive Abstammungs- und Vererbungslehre 1909, H. 2. Berlin 1909.
- STILLE, H.: Der geologische Bau des Weserbergländes. S.-A. aus: Das Weserbergland und der Teutoburger Wald. Bielefeld u. Leipzig 1909.
- Zonares Wandern der Gebirgsbildung. S.-A. aus: 2. Jahresber. d. Niedersächs. Geol. Ver. zu Hannover 1909.
- Marines Oligocän westlich von Hannover. S.-A. aus: 2. Jahresber. d. Niedersächs. Geol. Ver. zu Hannover 1909.
- Die Zone des *Inoceramus Koeneni* G. MÜLLER bei Paderborn. S.-A. aus: Mon.-Ber. d. Deutsch. geol. Ges. **61**, H. 4. Berlin 1909.
- SCHUCHT, F.: Die Verhandlungen der ersten internationalen agrogeologischen Konferenz in Budapest. S.-A. aus: Journal für Landwirtschaft. Göttingen 1909.
- TORNIER, GUSTAV: Wie war der *Diplodocus Carnegii* wirklich gebaut? S.-A. aus: Sitzungsber. d. Gesellsch. Naturf. Freunde zu Berlin 1909.
- VORLÄNDER, D., u. H. HAUSWALDT: Achsenbilder flüssiger Krystalle. Nova Acta. Abh. d. Kais. Leop. Carol. Deutschen Akademie der Naturforscher, Bd **90**, Nr. 2. Halle 1909.
- WALTHER, KARL: El diluvio en los alrededores de Montevideo. Sep. de la Revista del Instituto de Agronomia de Montevideo 1909.

- WALDSCHMIDT, E.: Die Grenze zwischen Mitteldevon und Oberdevon im „Elberfelder Kalkstein“ bei Elberfeld. Aus: Jahresberichte des Naturw. Ver. in Elberfeld, H. 12, 1909. Elberfeld 1909.
- Das Alter des „Osterholzgesteins“. W. v.
- VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT u. W. JONGMANN'S: Memoirs of the Government Institute for the Geological Exploration of the Netherlands. The Hague 1909.
- WEBER, M.: Zur Petrographie der Samoa-Inseln. S.-A. aus: Abhandl. der Bayr. Akad. d. Wissensch., II. Kl., Bd XXIV, II. Abt. München 1909.
- WEGNER, RICH. N.: Zur Kenntnis der Säugetierfauna des Obermiocäns bei Oppeln (Oberschlesien). S.-A. aus: Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Nr. 5 u. 6, 1908. Wien 1908.
- Ein überzähliger Prämolare beim Siamang. S.-A. aus: Zeitschr. f. Ethnologie, Jahrg. 1908, H. 1 (10) S. 86—88.
- Übersicht der bisher bekannten *Astieria*-Formen der Ammonitengattung *Holcostephanus* nebst Beschreibung zweier neuer Arten. S.-A. aus: N. Jahrb. f. Min., Jahrg. 1909, Bd I. Stuttgart 1909.
- Überzählige Incisiven bei Affen. S.-A. aus: Zeitschr. f. Morphologie und Anthropologie, Bd XII, H. 2. Stuttgart 1909.
- WICHMANN, C. E. A.: The fens of the Indian Archipelago. Proceedings of the Meeting of Saturday, May 29. 1909. Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam. Amsterdam 1909.
- WIEGERS, FRITZ: Die diluvialen Kulturstätten Norddeutschlands und ihre Beziehungen zum Alter des Löß. S.-A. aus: Prähistorische Zeitschrift, 1. Bd, 1. H. Südende-Berlin 1909.
- ZUBER, RUDOLF: Klippe tithonique à Kruhel Wielki près Przemyśl. S.-A. aus: „Kosmos“ XXXIV. Lwo'w.
- Contributions à la stratigraphie et tectonique des Karpathes. S.-A. aus: „Kosmos“ XXXIV. Lwo'w.
-







### Erläuterung der Texttafel zu Seite 458.

---

Oben: Auflagerung von Augengneis der Tambo(?)-Decke auf Marmor und Bündner Schiefer der Aduladecke, östlich von Vals-Platz. (Der sitzende Mann dient als Größenmaßstab.)

Unten: Augengneis der Tambo(?)-Decke, südlich des Faltschonhorns (ca.  $\frac{1}{7}$ ).

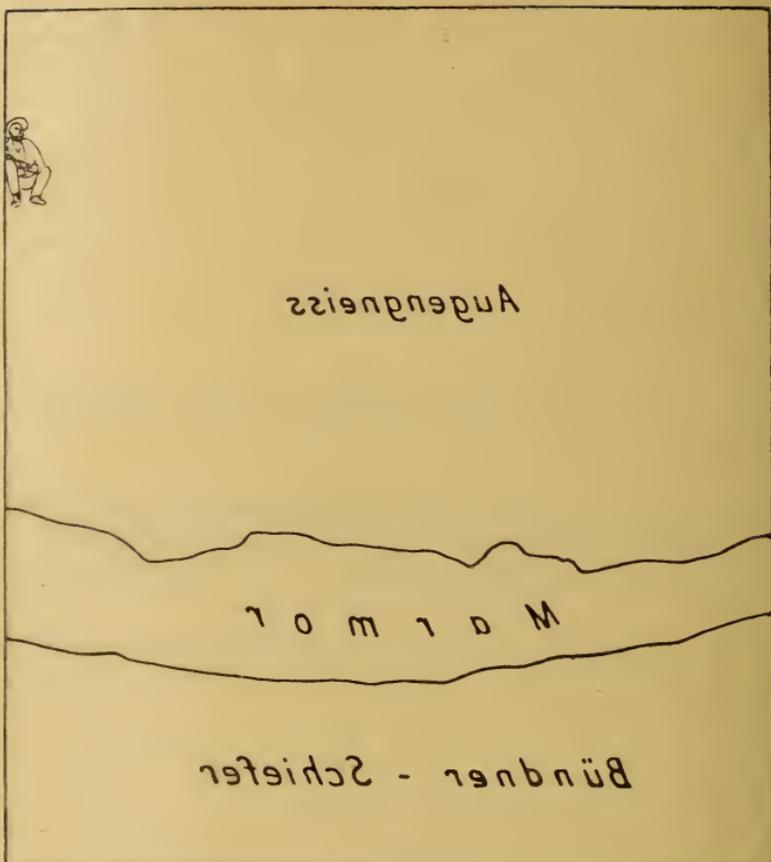
---



Aufgenommen von O. Wilkens  
18. VIII. 1909.



Aufgenommen von O. Wilkens  
24. VIII. 1909.

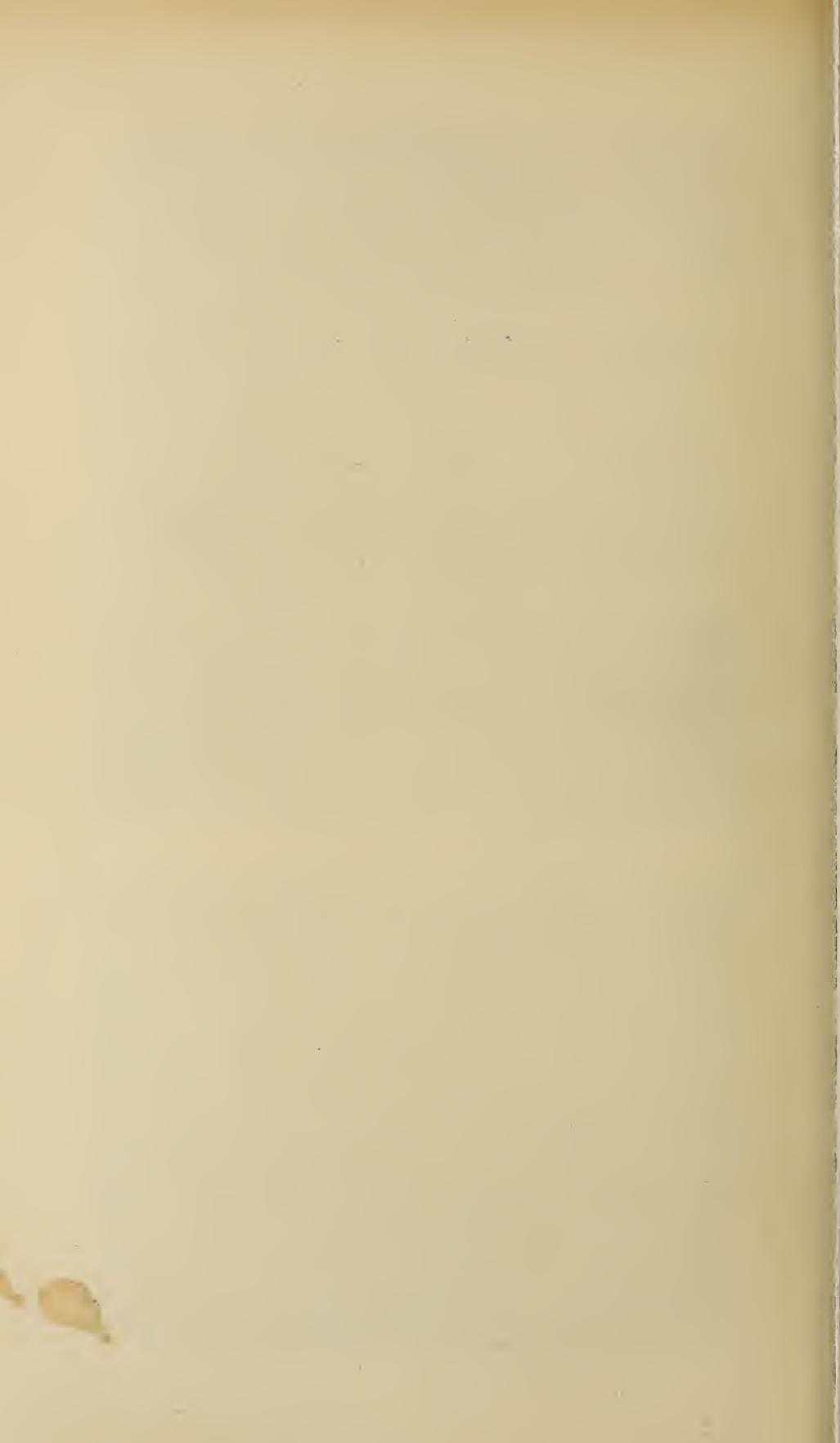




Aufgenommen von O. Wilckens  
18. VIII. 1909.



Aufgenommen von O. Wilckens  
24. VIII. 1909.



# Monatsberichte

der

## Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 12.

1909.

Protokoll der Sitzung vom 1. Dezember 1909.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet um 6 $\frac{1}{4}$  Uhr die geschäftliche Sitzung und nimmt satzungsgemäß die Feststellung des Wahlergebnisses vor.

Um 7 $\frac{1}{2}$  Uhr eröffnet der Vorsitzende die wissenschaftliche Sitzung und erteilt dem Schriftführer zur Verlesung des Protokolls der letzten Sitzung das Wort. Das Protokoll der letzten Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Dem vor kurzem verstorbenen Mitgliede der Gesellschaft, Herrn Dr. FELIX CORNU in Leoben, widmet der Vorsitzende warme Worte des Andenkens, und die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen von den Sitzen.

Als Mitglied wünscht der Gesellschaft beizutreten:

Herr Dr. FRANZ PIETZKER, Berlin, Steglitzer Straße 50, vorgeschlagen von den Herren FINCKH, MENZEL und SOENDEROP.

An Stelle des Herrn Prof. Dr. THIEME, der aus der Gesellschaft ausscheidet, wünscht Mitglied zu werden:

Die *Naturwissenschaftliche Abteilung der Deutschen Gesellschaft für Kunst und Wissenschaft in Posen*, vorgeschlagen von den Herren EBERDT, RAUFF und ZIMMERMANN.

Es wird sodann mitgeteilt, daß für eine vom Reichskolonialamt ausgerüstete, unter der Leitung des Prof. SCHULTZE in Jena stehende Forschungsreise nach Neu-Guinea ein Geologe zur Untersuchung des Grenzgebietes zwischen Holländisch- und Deutsch-Neu-Guinea gesucht wird. Interessenten werden gebeten, sich zu weiterer Auskunft an Herrn Geheimrat BEY-SCHLAG zu wenden.



Sodann erteilt der Vorsitzende Herr<sup>n</sup> JENTZSCH zu seinem Vortrag: Über den Begriff „Drumlin“ das Wort. Eine Diskussion findet nicht statt.

Herr O. GRUPE sprach über das Thema: „Zur Frage der Terrassenbildungen im mittleren Flußgebiete der Weser und Leine und ihrer Altersbeziehungen zu den Eiszeiten.“

Die Flußablagerungen im mittleren Flußgebiete der Weser und Leine sind in den letzten Jahren wiederholt Gegenstand geologischer Untersuchungen gewesen, bieten uns aber gleichwohl noch eine Reihe ungelöster Probleme, vor allem hinsichtlich ihrer Altersbeziehungen zu den glazialen Ablagerungen, die mehr oder weniger weit nach Süden in die einzelnen Täler hineingreifen und in Konnex mit jenen treten.

Bei meinen Kartierungsarbeiten in diesem Gebiete habe ich mein besonderes Augenmerk auch auf die diluvialen Ablagerungen gerichtet, und die bisherigen Ergebnisse hierüber möchte ich als Beitrag zur Deutung ihres Alters und ihrer Entstehung in kurzgefaßter Form mitteilen. Eine ausführlichere Darstellung der Verhältnisse, speziell der Terrassenbildungen zwischen Karlshafen und Hameln, behalte ich mir für später vor, sobald die Spezialkartierung dieses Gebietes abgeschlossen ist.

Durchwandert man das landschaftlich anmutige, von hohen bewaldeten Buntsandstein- und Muschelkalkbergen umrahmte Wesertal von Karlshafen abwärts über Höxter und Holzminden auf Hameln zu, so beobachtet man oft auf weite Strecken einen deutlichen Terrassenbau im Tale, der besonders markant zwischen Holzminden und Hameln in Erscheinung tritt und für diesen Teil des Tales bereits früher von mir kurz behandelt worden ist<sup>1)</sup>.

Wir sehen zunächst, daß sich von der heutigen Talaue, in der der Fluß in vielfachen Windungen mäandert, eine etwas höher gelegene Stufe abhebt, die den gewöhnlichen Hochwasserfluten entrückt und von fruchtbaren Feldern bedeckt ist. Diese Untere Terrasse steigt um höchstens 3—5 m an bis zum Fuße einer neuen, der Mittleren Terrasse, die mehr oder weniger auffallend, oft wallartig über der ersteren emporragt und bis zu einer Höhe von 12—15 m sich erhebt. Während jene in der Hauptsache aus Flußsand, Auelehmen

---

<sup>1)</sup> GRUPE: Zur Entstehung des Wesertals zwischen Hameln und Holzminden. Diese Zeitschr. 57, Monatsber. S. 43—51.

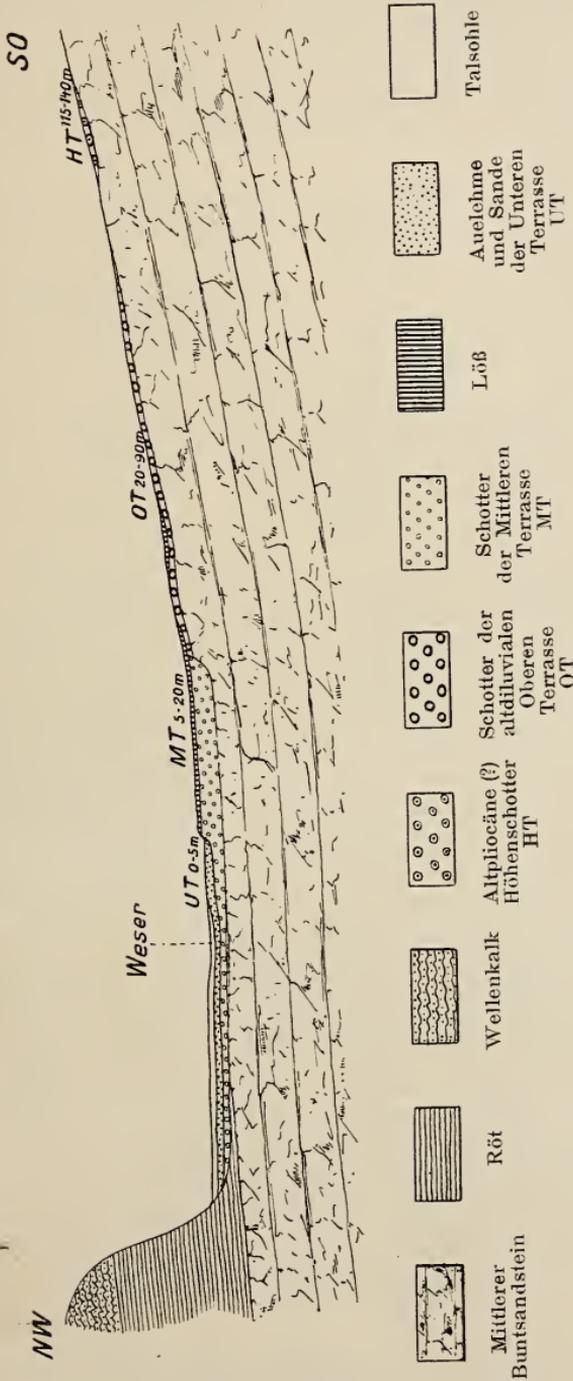


Fig. 1.  
 Profil durch das Wesertal südlich Höxter.  
 Maßstab der Längen ca. 1 : 31000, der Höhen 1 : 10500.

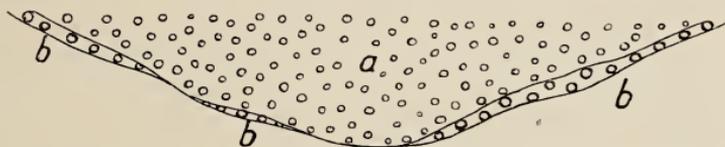
und Schlickbildungen des älteren Alluviums oder möglicherweise auch des jüngsten Diluviums besteht, die auch noch heute bei außergewöhnlichen Überschwemmungen unter Wasser gesetzt werden können, treten in der nächst älteren Mittleren Terrasse, vielfach von Löß überkleidet, schon weit mehr gröbere Schotter hervor.

Außer diesen Flußabsätzen treten jedoch im Wesertal noch höher gelegene Flußschotter auf, allerdings nicht wie jene in Gestalt einer durchgehenden Terrasse, sondern in Form einzelner Schotterpartien, die nur noch sporadisch auf einigen Kuppen und an einigen Hängen in den verschiedensten Höhenlagen und meist nur als geringmächtige Decke auf dem älteren Gebirge liegen. Ihr Material besteht aus durchschnittlich faustgroßen oder auch über faustgroßen Geröllen von Buntsandstein, Muschelkalk, Tertiärquarzit, sowie aus Thüringerwaldgesteinen, Kieselschiefer, Fettquarz, Porphyr, Granit, von geringerer Korngröße. Die Buntsandsteine wiegen im allgemeinen bei weitem vor, verhältnismäßig häufig sind auch die Tertiärquarzite, was darin seine Erklärung findet, daß das Tertiär in der älteren Diluvialzeit noch in größerer Ausdehnung und Mächtigkeit die verschiedenen Triashöhen bedeckte. Die Muschelkalkgesteine können dagegen auf weite Strecken vollkommen fehlen, wie z. B. am ganzen Sollingrande südlich Holzminden, und es ist dies, wie ich bereits an anderer Stelle<sup>1)</sup> ausgeführt habe, mit ein Beweis dafür, daß das Tertiär ehemals unmittelbar den Buntsandstein des Sollings überlagerte, und deshalb die Muschelkalkgräben des Sollings bereits vor Ablagerung des Tertiärs, d. h. in vortertiärer oder wenigstens doch alttertiärer Zeit, entstanden sind.

Die größte vertikale und horizontale Ausdehnung besitzen diese älteren Schotter in der Umgebung von Boffzen-Fürstenberg, südöstlich Holzminden-Altendorf, südlich Bevern und südöstlich Hehlen. Sie ziehen sich hier vom Rande der Mittleren Terrasse aus teils ununterbrochen, teils von Löß überlagert an den einzelnen Hängen bis zu 60 m oder gar 70 m hoch hinauf, nur höchst selten kommen Gesteine des liegenden älteren Gebirges zwischen ihnen zum Vorschein; in ihrem ganzen Umfange sind sie am besten bei Boffzen schräg gegenüber Höxter aufgeschlossen, wo ein tief eingeschnittener Weg durch den 50—60 m hohen Schotterhang hindurchführt. Diese

<sup>1)</sup> GRUPE: Präoligocäne und jungmiocäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande. Jahrb. der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, S. 612 ff.

Lagerungsverhältnisse weisen somit auf eine mindestens 60—70 m betragende Mächtigkeit der ehemaligen altdiluvialen Aufschüttungsterrasse, der Oberen Terrasse, hin, die gleich nach ihrem Absatze zum allergrößten Teile wieder zerstört sein muß und nur hier und da einzelne von der Erosion verschont gebliebene Relikte hinterlassen hat. Folgende schematische Skizze (Fig. 2) möge diese Auffassung, wie sie auch früher schon von KOKEN und mir vertreten worden ist, veranschaulichen:



a = Ehemalige Aufschüttung der 60 - 70 m mächtigen Oberen Terrasse.  
 b = An den Hängen hinterbliebene Erosionsrelikte derselben.

Fig. 2.

Aus dieser Skizze geht zugleich hervor, daß die Schotter keine morphologisch gut ausgebildete Terrasse mehr bilden wie etwa die tiefer gelegenen Ablagerungen der Mittleren und Unteren Terrasse, sondern nur noch mehr oder weniger gleichmäßige und verhältnismäßig geringmächtige Decken auf den älteren Schichten, die dann hier und da inmitten der Schotter in „Erosionsfenstern“ zum Vorschein kommen können. Nur an einer Stelle sind die Schotter der Oberen Terrasse noch in ihrer vollen, ursprünglichen Mächtigkeit erhalten geblieben, nämlich bei Hameln, wo sie einen 50 m hohen Kiesberg aufbauen, allerdings hier nunmehr in Wechsellagerung mit glazialen Sedimenten, worauf ich weiter unten zurückkomme. Diese bedeutende Schottermächtigkeit ist übrigens auch durch Bohrungen im alluvialen Wesertal bei Grohnde und Tündern nachgewiesen, woselbst nachträgliche diluviale Störungen die Schotter in ein wesentlich tieferes Niveau verworfen haben, während im normalen Falle — nach den Ergebnissen der einzelnen Brückenbauten — das ältere Gebirge bereits bei 5—7 m unter dem Flußbette liegt. Derartige jugendliche Krustenbewegungen werden noch anderwärts durch Vorkommen von Weserschottern — z. B. nordwestlich Hörter und nordwestlich Holzminden — angezeigt, die an diesen Stellen nicht in situ abgelagert sein können, vielmehr aus höherer Lage herab in das ältere Gebirge eingesunken sein müssen. Auch zeigen einige Steinbruchaufschlüsse in dieser Gegend Wesersande und Weserkiese als Spaltenausfüllungen inmitten des älteren Gesteins.

Es läßt sich, wie gesagt, die Mächtigkeit der Oberen Terrasse auf 60—70 m veranschlagen. Nun finden sich aber auch noch in weit höheren Niveaus oberhalb Fürstenberg und auf den Muschelkalkhöhen gegenüber Holzminden bei 115—140 m über dem Talboden mehr oder weniger große Schotterpartien, die sich in ihrer durchschnittlichen Zusammensetzung von den tiefer gelegenen nur insofern unterscheiden, als die Tertiärquarzite in ihnen stellenweise ganz besonders angereichert erscheinen. Es ist wohl anzunehmen, daß diese Schotter die Relikte einer selbständigen, älteren und zwar pliocänen Terrasse bilden.

Von noch höherem Alter sind sodann winzige Gerölle von Keuper- und Oberen Muschelkalkgesteinen, die zuweilen hoch oben auf dem Muschelkalkplateau westlich Holzminden in Spalten und Spältchen der anstehenden Schichten zu beobachten sind. Möglicherweise handelt es sich hierbei um tertiäre, vielleicht oligocäne Brandungsgerölle, wie sie in den benachbarten Oligocänbildungen vielfach auftreten, und die durch ihre versenkte Lage inmitten des älteren Gesteins erhalten geblieben sind.

Von Interesse ist nun, daß das Auftreten der Oberen Weserterrasse auf einen anderen Vorgang der Talbildung hinweist, als wir ihn bisher von anderen deutschen Flüssen, beispielsweise vom Niederrhein, kennen. Während dort nach den Untersuchungen der Rheingeologen die altdiluvialen Schotter der Hauptterrasse im großen und ganzen in verhältnismäßig hohem Niveau über dem heutigen Talboden auf den einzelnen Plateauhöhen in geringer Mächtigkeit zum Absatze gekommen sind, muß sich die Weser schon vor Aufschüttung der entsprechenden Schotter in der Pliocänzeit tief eingeschnitten haben, mindestens bis zur heutigen Oberkante der Mittleren Terrasse, also bis ca. 20 m über dem Weserspiegel. In diesem stark erodierten Tale wurden dann in der älteren Diluvialzeit die 60—70 m mächtigen Geröllmassen der Oberen Terrasse abgelagert, während weiter im Norden das Inlandeis allmählich vorrückte und in seiner letzten Vorstoßetappe in Form einzelner Zungen durch die gleichfalls bereits vorhandenen Quertäler der Wesergebirge hindurchdrang und tief unten am Rande des Wesertales seine Endmoränen<sup>1)</sup> bis zu beträchtlicher Höhe auftürmte.

---

<sup>1)</sup> Bezüglich dieser Endmoränen vgl. die neuere Arbeit von SPETHMANN: „Glaziale Stillstandslagen im Gebiet der Weser“ (Mitt. d. geogr. Ges. in Lübeck, Heft 22, 1908), in der allerdings leider nur von rein morphologischen Gesichtspunkten die glazialen Probleme behandelt werden.

Ganz gleichartige Erscheinungen der Talbildung liegen auch in dem weiter flußaufwärts gelegenen Gebiete von Fulda und südlich Meiningen vor, wo die bekannten *Mastodon*-Reste führenden Oberpliocänvorkommen<sup>1)</sup> — nach den früheren Feststellungen v. KOENENS<sup>2)</sup> und einer freundlichen Mitteilung des dort kartierenden Geologen Herrn Professors BLANCKENHORN — unten im Tale und an den Talgehängen zur Ablagerung gekommen sind und nach oben zu von den Diluvialschottern überdeckt werden. Diese Diluvialschotter ziehen sich nun auch hier bemerkenswerterweise in den verschiedensten Gebieten der Fulda sowohl wie der Werra — z. B. bei Melsungen, Rotenburg, Hersfeld, Vacha, Berka, Schmalkalden, Wasungen usw. — als ununterbrochene Decke 40—50 m, ja stellenweise über 60 m an den Talgehängen hinauf<sup>3)</sup> und erscheinen auch hier genau wie an der Weser von unten nach oben in dieser Mächtigkeit aufgeschüttet, wie das Vorkommen von Pliocän in ihrem Liegenden tief unten im Tale in diesem Falle besonders klar beweist.

Im Vorlande des Harzes in der Gegend von Seesen stellte ich<sup>4)</sup> gleichfalls unter den hercynisch-glazialen Schottern präglaziale (pliocäne) buntfarbige Tone und Schuttmassen fest, die nur etwa 5—10 m über der heutigen Talsohle liegen. Nicht minder beweist dann ferner die mindestens 60 m mächtige Ablagerung der altdiluvialen, glazialen Bildungen an den Leinetalhängen zwischen Freden und Alfeld eine bedeutende Talerosion in vorglazialer Zeit. Und daß auch in anderen Flußgebieten derartige Vorgänge der Talbildung geherrscht haben können, zeigen die Ausführungen STILLES<sup>5)</sup> über die Entstehung des Almetals südwestlich Paderbon, das in seinem heutigen Unterlaufe seit der Glazialzeit keine wesentliche Vertiefung mehr erfahren hat und jüngere (glaziale) Schotter im Hangenden von älteren (präglazialen) führt.

---

<sup>1)</sup> Vgl. darüber die Ausführungen von SPEYER und BEYRICH in dieser Zeitschr. XXVIII, S. 417 und XXIX, S. 852, sowie WALTHER: Über *Mastodon* im Werragebiet. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1900, S. 212.

<sup>2)</sup> v. KOENEN: Über geologische Verhältnisse, welche mit der Erhebung des Harzes in Verbindung stehen. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1883, S. 193—194.

<sup>3)</sup> Nach den Aufnahmen von MOESTA, v. KOENEN, BEYSCHLAG, FRANTZEN und BÜCKING.

<sup>4)</sup> Über glaziale und präglaziale Bildungen im nordwestlichen Vorlande des Harzes. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1907, S. 507 ff.

<sup>5)</sup> Zur Geschichte des Almetals südwestlich Paderborn. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1903, S. 234 ff.

Aber nicht nur die gleichen Vorgänge der Erosion, sondern auch die gleichen Vorgänge der Akkumulation, wie sie sich im Wesertal in der älteren Diluvialzeit abgespielt haben, sehen wir in den Nebentälern der Weser wiederkehren, sind es auch hier nur einzelne Erosionsrelikte, die uns von der ursprünglich bedeutenden Aufschüttung der Oberen Terrasse Zeugnis geben.

So ziehen sich im Lennetal unweit der Weser bei Eschershausen die Schotter in einer Mächtigkeit bis zu ca. 30 m an den einzelnen Triasbergen hinauf und auf der westlichen Westseite im Flußgebiete der Nethe hat STILLE bei Willebadessen noch mächtigere Schotter nachgewiesen<sup>1)</sup>. Im Leinetal treten nach den Aufnahmen v. KOENENS diese älteren Schotter an verschiedenen Punkten auf. In besonders mächtiger, ununterbrochener Ablagerung finden sie sich noch heute bei Gr.-Schneen südlich Göttingen, wo sie 60 m hoch an dem Keuperhange hinaufgehen bis zu einer Höhe von ca. 90 m über dem Niveau der Leine. Eine verhältnismäßig größere Verbreitung besitzen die altdiluvialen Schotter, wie ich festgestellt habe, in dem von der Ilme, einem Nebenflusse der Leine, durchflossenen Markoldendorfer Becken. Die Schotter sind hier ehemals von den Gewässern des Sollings zu einer über das Becken sich ausdehnenden, bis zu mindestens 30 m über der heutigen Talsohle ansteigenden Terrasse aufgeschüttet, wie die einzelnen von der späteren Erosion verschont gebliebenen Schotterpartien zeigen. Auch die am südwestlichen Harzrande<sup>2)</sup> in bedeutender Mächtigkeit aufgehäuften hercynischen Geröllmassen dürften ungefähr der gleichen Periode angehören und unter den gleichen Bedingungen entstanden sein.

Welches aber sind die Bedingungen, unter denen eine so mächtige Akkumulation von Flußschottern erfolgen konnte? Als erster hat sich KOKEN mit diesem Problem unseres Gebietes näher befaßt. In seinen „Beiträgen zur Kenntnis des schwäbischen Diluviums“ (N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XIV, S. 122—124) hat er zugleich einige Untersuchungsergebnisse über die Ablagerungen des Wesertals niedergelegt<sup>3)</sup>.

<sup>1)</sup> Vergl. Erläuterungen zu Bl. Willebadessen.

<sup>2)</sup> Vergl. die Blätter Osterode, Gieboldehausen und Lauterberg der geol. Spezialkarte.

<sup>3)</sup> Eine Reihe nicht veröffentlichter Aufzeichnungen über diesen Gegenstand hat mir Herr Prof. KOKEN liebenswürdigerweise zur Verfügung gestellt, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank ausspreche. Dieselben enthielten für meine Studien viel wertvolles Material.

KOKEN geht so weit, daß er sämtliche Weserschotter als eine einheitliche Aufschüttung ansieht, aus der die einzelnen Terrassen durch Flußerosion herausgeschnitten seien. Demgegenüber haben allerdings meine Untersuchungen die geologische Selbständigkeit der Unteren und Mittleren Terasse nachgewiesen, worauf ich noch näher eingehen werde. Als Ursache der mächtigen Schotterauffüllung (der Oberen Terasse in unserem Sinne) betrachtet KOKEN die Stauwirkung des in die Gebirgstäler eindringenden Inlandeises, und zwar fällt nach ihm die Bildung der Terasse in die Zeit der stärksten Ausdehnung des Eises in der Herforder Gegend. Nun hat aber schon früher WEERTH<sup>1)</sup> verschiedene Vorkommen von Geschiebemergel in der Gegend von Detmold bekanntgegeben, und neuerdings hat STILLE<sup>2)</sup> sogar auf dem Paderborner Kreidegebirge eine ausgedehnte Grundmoränendecke festgestellt. Das Eis ist also danach noch viel weiter nach Süden vorgerückt, und aus den nur knapp gehaltenen Ausführungen KOKENS ist auch nicht recht ersichtlich, bei welchem Grade des Aufstaus die Schotteraufschüttung flußaufwärts erfolgt sein soll, ob die Weser in der (von KOKEN angenommenen) Maximaleiszeit noch einen Abfluß gehabt haben soll oder nicht.

Einen ähnlichen Standpunkt vertritt in dieser Frage neuerdings MENZEL in seinem Aufsätze „Über die Einhornhöhle bei Scharzfeld am Harz“ (1. Jahresber. d. niedersächs. geol. Ver., S. 31—33). MENZEL bringt die in beträchtlichen Höhenlagen — bis zu ca 250m Meereshöhe — vorkommenden Schotter im Leinetal und am südwestlichen Harzrande mit einem völligen Aufstau der Flußgewässer durch den Gletscher in Zusammenhang, der der Leine und ihren Nebenflüssen den Weg nach Norden abschnitt, sie aufstaute und schließlich zu einem Abflusse über die Eisbarre hinweg nach N oder über die Wasserscheiden nach W nach der Weser zu zwang. Mag während dieser maximalen Eisperiode schließlich einmal ein solcher Aufstau erfolgt sein oder nicht, jedenfalls kann mit diesem eigentlichen Aufstau m. E. nicht die mächtige Flußschotterbildung zusammenhängen. Ihre oft über faustgroßen Gerölle können unmöglich Stauseeablagerungen sein. Auch der Verlauf ihrer Terasse spricht ohne weiteres dagegen, wie es die in größerer Ausdehnung noch erhaltenen gemischten glazialhercynischen Schottermassen in der Gegend von Seesen und Gandersheim besonders instruktiv zeigen, die gleichalterige

<sup>1)</sup> Diese Zeitschr. 33, 1881, S. 465.

<sup>2)</sup> Bl. Etteln und Erläuterungen.

und gleichartige Bildungen darstellen. Wie ich bereits früher dargelegt habe<sup>1)</sup>, senkt sich die Terrassenoberfläche dieser vor dem Inlandeise nach der Leine zu abgelagerten Schotter von 220m Meereshöhe nahe dem Harzrande bis zu ca. 140m bei Kreien- sen an der Leine hinab und beweist, daß die am nordwestlichen Harzrande zu dieser Zeit bereits gestauten Wassermassen nach Westen durch das Gandersheimer Becken hindurch zur Leine und in diesem Tale nach Norden hin Abfluß fanden<sup>2)</sup>.

Kann ich nun somit auch die Schotter nicht als ein echtes Stauseeprodukt ansehen, so möchte ich doch zur Erklärung ihrer bedeutenden Mächtigkeit gleichfalls eine aufstauende Wirkung des Gletschers in gewissem Sinne annehmen, wie ich es schon früher in dem erwähnten Aufsätze ausgeführt habe. Schon von dem Zeitpunkte an, wo das vordringende Inlandeis und seine Schmelzwässer auf den Lauf der ihnen entgegenkommenden und durch die umfangreichen Niederschläge der Eiszeit beträchtlich angeschwollenen Flüsse verzögernd und hemmend einwirkten, mußte eine Verringerung der Transportkraft der Flüsse und damit zumal bei allmählichem Vorrücken und längeren Stillstandsphasen des Eises eine mächtige Geröllaufschüttung („rückschreitende Akkumulation“) talaufwärts auftreten. Diese Geröllaufschüttung hielt so lange an, als der Fluß seinen wenn auch behinderten Abfluß nach Norden noch besaß oder wenigstens doch seitwärts ausweichen konnte, und läßt nach ihrer Höhenlage einen Rückschluß zu auf die Mindestmächtigkeit des im Bereiche des Wesergebietes lagernden Inlandeises von 250—300 m. Erst als der Gletscher so weit in das Gebirgsland eingedrungen war, daß er die Flüsse zu abflußlosen Staubecken aufstaute, fand naturgemäß die Flußgeröllablagerung ihr Ende. Ist es aber überhaupt zu einem solchen Aufstau und vollends weiterhin zu einer Rückläufigkeit der Flüsse, wie man sie vielfach annimmt, gekommen? Das Fehlen jeglicher Ablagerungen, die auf ein solches Abströmen der aufgestauten Flußgewässer nach Süden zu hinweisen, läßt diese Annahme nicht sehr glaubwürdig erscheinen, und es ist deshalb die neuerdings von HENKEL<sup>3)</sup>

---

<sup>1)</sup> Über glaziale und präglaziale Bildungen im nordwestlichen Vorlande des Harzes. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1907, S. 507 ff.

<sup>2)</sup> Herr Dr. MENZEL hat meine früheren Ausführungen offenbar falsch verstanden, wenn er meint, ich hätte einen Aufstau bis zu 250m angenommen; ich habe nur von einer Höhenlage des Gletschers bis zu mindestens 250 m gesprochen.

<sup>3)</sup> Vgl. Globus, Bd. 95, Nr. 1.

geäußerte Ansicht wohl beachtenswert, daß die Flüsse, als ihnen kein anderer Ausweg blieb, sich ihr Bett in das Eis hineinschmolzen und auf diese Weise einen Abfluß unter dem Eise erzwangen. Sollte dies wirklich der Fall gewesen sein, so war natürlich auch hierbei der Wasserabfluß stark gestört und beschränkt und hatte eine weitere Geröllakkumulation talaufwärts im Gefolge.

Führen schon diese Betrachtungen über die Entstehung der mächtigen Flußschotter zu der Auffassung, daß sie gleichalterig sind mit den weiter nördlich auftretenden glazialen Ablagerungen, so bieten uns für diese Altersdeutung einen besonders augenfälligen Beweis die Lagerungsverhältnisse des Diluviums in der Gegend von Hameln, wo zum ersten Male die nordischen Bildungen<sup>1)</sup> zu den einheimischen Flußschottern hinzutreten.

Schon STRUCK<sup>2)</sup> und nach ihm SPETHMANN<sup>3)</sup> haben uns über die Endmoräne der Düttberge östlich Hameln an der Einmündung des Quertals der Hamel berichtet. Bestehen dieselben auch größtenteils aus feineren Komponenten, nordischen Sanden und Geröllen nordischer und einheimischer Herkunft, so kennzeichnen sie sich doch als eine endmoränenartige Bildung, und zwar hauptsächlich durch ihre morphologische Form, mag diese auch außerdem durch die nachträgliche Denudation noch stark beeinflußt worden sein. Aus dem vereisten Nebental der Hamel heraus ergossen sich nun die Schmelzwasserströme in das Wesertal bei Hameln hinein, vereinigten sich hier mit der Weser und bewirkten mit dieser gemeinsam eine mächtige Ablagerung gemischter Sande und Schotter, wie sie unmittelbar nordöstlich Hameln in einem aus

---

<sup>1)</sup> Die von DECHEN auf seiner Karte viel weiter südlich in der Gegend von Polle gezeichnete Grenze der Verbreitung nordischer Geschiebe ist danach zu berichtigen.

<sup>2)</sup> STRUCK: Der baltische Höhenrücken in Holstein. Mitt. d. Geogr. Ges. in Lübeck. 1904. S. 89.

<sup>3)</sup> Die von SPETHMANN in seinem erwähnten Aufsätze gezeichnete Endmoräne bei Hameln enthält allerdings die heterogensten Bildungen: Endmoräne, Obere Terrasse und Mittlere Terrasse. Als Endmoräne sind allein die Düttberge aufzufassen, während der auf der anderen Seite der Hamel nordöstlich Hameln aufragende, aus fluvioglazialen und Wesermaterial zusammengesetzte Kiesrücken der mächtigen Oberen Terrasse angehört und von der Endmoräne der Düttberge durch die tiefer gelegene Mittlere Terrasse getrennt wird. Der Bogen der SPETHMANNschen Endmoräne ist danach alles andere als ein Endmoränenbogen und in seiner randlichen Kontur durch die spätere Flußerosion und die Anlagerung der Unteren Terrasse und Talsohle an die älteren Aufschüttungen bedingt.

dem Wesertal 50 m hoch aufsteigenden Kiesrücken durch zahlreiche Kiesgruben aufgeschlossen sind. Typische Weserschotter und Wesersande der Oberen Terrasse wechsellagern hier mit nordischen Kiesen und Sanden und zeigen uns, daß die Flußschotter der Oberen Weserterrasse zur Zeit der Vereisung des nördlich angrenzenden Gebietes in einer Mächtigkeit von mindestens 60 m<sup>1)</sup> abgelagert wurden, und zwar in einem Tale, das bereits zu dieser Zeit bis zu bedeutender Tiefe, bei Hameln mindestens bis zu seinem heutigen Niveau eingeschnitten war.

Die mächtigen und auch horizontal weit ausgedehnten Schotter der Oberen Terrasse blieben aber nicht lange erhalten. Sobald in der folgenden Interglazialzeit nach dem Rückzuge des Inlandeises die Flüsse wieder frei und ungehindert nach N abströmen konnten, setzte eine starke Erosion ein, welche die Schotter bis auf die wenigen noch erhalten gebliebenen Reste bis unten hin beseitigte. Auch die nach Ablagerung der Oberen Terrasse zu Beginn der ersten Interglazialzeit sich abspielenden diluvialen Krustenbewegungen dürften zur Aufnahme der erodierenden Tätigkeit des Flusses mit beigetragen haben. Erst in einem späteren Stadium, aber noch während der Interglazialzeit, wie wir sehen werden, trat an Stelle der Erosion wieder eine anhaltendere Akkumulation, welche die Mittlere Schotterterrasse schuf.

Im Gegensatz zu der Oberen Terrasse bildet diese bis zu etwa 20 m über der heutigen Talsohle sich erhebende Mittlere Terrasse oft weit durchgehende Züge, die um so mehr morphologisch hervortreten, je weniger sie von Löß verhüllt werden. Schon dadurch kennzeichnet sie sich als eine jugendlichere Form der Aufschüttung. Ferner charakterisiert sie sich gegenüber der Oberen Terrasse dadurch, daß sie an ihrem Außenrande in ihrer vollen Mächtigkeit von mindestens 20 bis 25 m an den älteren Schichten abbricht, die dann in ihrem Hangenden oft in unmittelbarem Anschluß an die Schotter der Mittleren Terrasse die Schotter der Oberen Terrasse als spärliche und vielfach nur dünne Decken tragen. Ihr Material ist im großen und ganzen dasselbe wie das der Oberen Terrasse, nur machen sich in ihr die Tertiärquarzite weit weniger bemerkbar, und außerdem unterscheidet sie sich auch von jener

---

<sup>1)</sup> Eine Bohrung, die in einer am Fuße des 50 m hohen Kiesberges gelegenen Kiesgrube angesetzt wurde, durchteufte die Schotter bei 10 m noch nicht.

in der Korngröße: Die einzelnen Gerölle haben durchschnittlich geringeren Umfang, und es stellen sich des öfteren auch feinere Komponenten, mehr oder weniger feinkörnige und z. T. tonige Sande, ein.

Die Terrasse zeigt natürlich eine Änderung in der Beschaffenheit ihrer Schotter, sobald sie in den Bereich der Nebentäler tritt, und besteht dann hier nur noch aus Geröllen von Triasgesteinen, die talaufwärts immer mehr einen schuttartigen Charakter annehmen. Die Mittlere Terrasse läßt sich auf diese Weise, soweit sie noch erhalten geblieben ist, vom Haupttal aus in viele Nebentäler hinein verfolgen und bildet schließlich die toten Talböden der Seitentälchen und Talschluchten. Wir sehen daran, daß schon bei dem Absatze dieser diluvialen Mittleren Terrasse das heutige Talsystem bis in seine Einzelheiten im großen und ganzen ausgebildet war, und daß die diese verschiedenen Täler und Tälchen einst durchströmenden Wassermassen im Laufe der Zeit erheblich an Umfang abgenommen haben oder gar vollkommen versiegt sind.

Auch im Norden in der Hamelner Gegend lagert sich die Mittlere Terrasse als die jüngere Bildung seitlich an die Obere Terrasse, die hier noch tiefer, bis zum Niveau des Talbodens, hinuntergeht, sowie an die Endmoräne der Düttberge an und verläuft an ihnen in gleichmäßiger Weise vorbei flußabwärts, abgesehen von den Unterbrechungen, die die jüngeren Bildungen der Unteren Terrasse und Talsohle bewirken. Am Sintelberge bei Hameln sind der Mittleren Terrasse zum ersten Male nordische Geschiebe, aus dem älteren Glazialdiluvium stammend, eingelagert.

Die Kiese der Mittleren Terrasse führen in ihrem unteren Teile des öfteren Säugetierreste vom Typus der Rixdorfer Fauna. Die reichste Fundstätte bildeten bisher die Kiesgruben am Sintelberge bei Hameln. Es wurden nach STRUCKMANN<sup>1)</sup> dort früher gefunden: *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Cervus elaphus*, *Bison priscus*, *Bos primigenius*, *Equus caballus*, *Ovibos moschatus*, *Felis spelaea*, also neben nordischen Formen solche, die, wie schon STRUCKMANN betont, auf ein gemäßigtes Klima schließen lassen.

Eine weitere interessante Bildung der Mittleren Terrasse repräsentiert das altbekannte Torf- und Tonlager der ehemaligen Zeche Nachtigall am linken Weserufer zwischen Hörter und

<sup>1)</sup> STRUCKMANN: Jahresber. d. naturh. Ges. in Hannover 1812, S. 55–56. Diese Zeitschr. 1887, S. 601–604.

Holzminden, das bereits von v. DECHEN und nach ihm auch von KARTHAUS<sup>1)</sup> und KOKEN<sup>2)</sup> beschrieben worden und zurzeit in einer Tongrube in seinem oberen Teile aufgeschlossen ist. Die mindestens 15—20 m mächtigen, bläulichen, grünlichen und braunen Tone schließen zu unterst einzelne mehr oder weniger mächtige Torfflöze ein und werden von einige Meter mächtigem, mit Wesersanden vermischtem Muschelkalkschutt und darüber von Lößlehm bedeckt.

Was ihre Genesis anlangt, so dürften diese Schichten die Ablagerungen in einem Sumpf- und Wasserbecken<sup>3)</sup> zur Zeit der Mittleren Terrasse darstellen, das vom Flusse größtenteils vielleicht durch eine Schotterbarre abgetrennt wurde, und in dessen sumpfiger Niederung sich wiederholt Torfschichten bildeten. Zu anderen Zeiten wurde dem Becken außerdem unter dem Einfluß starker Niederschläge Gehängeschuttmaterial vom angrenzenden Räuschenberge, und zwar wahrscheinlich aus der südlich benachbarten Teufelsschlucht heraus, zugeführt, bestehend aus Tonen des Röts und Gesteinen des Muschelkalkes. Die mächtigen Tonschichten, die sich zum großen Teil in einzelne abgerollte Tonbröckchen auflösen, sind jedenfalls in der Hauptsache als umgelagertes Rötmaterial anzusehen und durch Einwirkung der sie durchsickernden Humussäuren in ihrem Eisengehalte reduziert.

Daß in der Tat dieses Ton- und Torflager der Mittleren Terrasse angehört, zeigt die weitere Entwicklung der Schichten nach Norden zu in der Umgebung der Tonenburg und nach Westen zu am Steilufer der Weser. An Stelle der Tone liegen hier zum größten Teile Mittlere Terrassenschotter, die das nach Norden allmählich auskeilende Haupttorfflöz in sich einschließen und mit dem gesamten Tonlager der Zeche Nachtigall eine durchaus gleichmäßige, von Löß überlagerte Terrasse bilden.

Von besonderer Wichtigkeit sind die organischen Einschlüsse der Schichten. Aus dem „Hauptflöz“ beschreibt bereits v. DECHEN Stengel, Blütenstände und Wurzeln von Farnen und Equiseten, Holzreste von *Pinus* und *Betula*, Früchte von *Corylus avellana* und Stengel und Blatthäute von *Arundo*; KARTHAUS erwähnt dazu noch das zahlreiche Vor-

<sup>1)</sup> KARTHAUS: Mitt. über die Triasformation im nordöstl. Westfalen. Inaug.-Diss. Würzburg 1886, S. 66—68.

<sup>2)</sup> KOKEN: a. a. O.

<sup>3)</sup> Daß es sich hierbei augenscheinlich um ein durch einen jugendlichen tektonischen Einbruch erzeugtes Talbecken handelt, soll an anderer Stelle erörtert werden.

kommen von Flügeldecken und Brustschildern von Käfern, von denen die bestimmbare Spezies *Donacia semicuprea* noch heute bei uns heimisch ist, und Herr STOLLER stellte außerdem noch eine *Potamogeton*-Art fest. An tierischen Einschlüssen fanden sich nach KOKEN in den Tonen unter dem Hauptflöz Reste und auch zusammenhängende Skeletteile von *Cervus elaphus*, *Bos primigenius* und *Equus caballus*.

Schon KOKEN schloß aus diesen pflanzlichen und tierischen Überresten auf ein interglaziales Alter des Torflagers, und ich ziehe die weitere Schlußfolgerung, daß damit auch die unteren Schichten der Mittleren Terrasse, die dieses Lager in sich einschließen und auch sonst vielfach Knochen gemäßigter Säugetierarten führen, eine interglaziale Bildung darstellen.

In einem späteren Stadium der Mittleren Terrasse scheinen sich dann allerdings die klimatischen Verhältnisse geändert zu haben. In den obersten Tonlagen der „Zeche Nachtigall“ tritt nämlich eine Schneckenfauna auf, die sich nach der freundlichen Bestimmung durch Herrn Dr. MENZEL aus folgenden Arten zusammensetzt:

*Helix (Tachea) sp.*

*Helix (Trichia) hispida* L.

*Helix (Vallonia) tenuilabris* AL. BR.

*Pupa (Pupilla) muscorum* L.

*Pupa (Sphyradium) turritella* v. MART.

*Clausilia sp.*

*Succinea (Lucena) aff. fagotiana* BGT.

*Succinea (Lucena) oblonga* DRAP.

*Succinea (Lucena) oblonga* var. *elongata* A. BR.

*Succinea (Lucena) Schumacheri* ANDR.

*Limnaea (Gulnaria) pengra* MÜLL.

*Planorbis (Gyraulus) aff. albus* MÜLL.

Von diesen Formen schließen nach Herrn MENZEL *Tachea* und *Clausilia* hocharktische Verhältnisse aus, während *Helix tenuilabris*, *Pupa turritella* und *Succinea elongata* warmes Klima lieben und ein subarktisches bis arktisches bevorzugen. Der Charakter der Fauna weist somit auf ein erneutes Vordringen des Inlandeises im Norden hin, das auch für die südlicheren Gegenden eine Erkaltung des Klimas im Gefolge hatte. Die oberen Schichten der Mittleren Weserterrasse gehören danach im Gegensatz zu den unteren nicht mehr der eigentlichen Interglazialzeit an. Will man daher die Bildung dieser Flußaufschüttung in ihrer Gesamtheit zeitlich umgrenzen, so müßte

man sie als „intermoränal“ [im Sinne von SIEGERT<sup>1)</sup>] bezeichnen.

Bis in unser Wesergebiet selbst ist auch dieses jüngere Inlandeis nicht vorgerückt, dagegen hat es einen weiteren Vorstoß nach Süden im Leinetal gemacht und dort talaufwärts bis in die Alfelder Gegend seine Grundmoräne auf der diluvialen Flußterrasse hinterlassen.

Diese diluviale Leineterrasse, die ihrer Höhenlage und ihrem Auftreten nach der Mittleren Weserterrasse durchaus entspricht und sich flußaufwärts bis in die Göttinger Gegend verfolgen läßt, ist zuerst von MENZEL erkannt und als eine jüngere, zwischen Alfeld und Elze hauptsächlich aus Plänerschottern bestehende Flußablagerung beschrieben worden<sup>2)</sup>. Es gelang MENZEL dann auch, im oberen Teile dieser Terrasse an einigen Stellen außer Resten von *Elephas primigenius* und *Rhinoceros* Conchylienfaunen aufzufinden, die gleichfalls einzelne nordische, z. T. hochnordische Arten (*Pupa columella*, *Vertigo parcedentata*, *Planorbis sibiricus*) enthielten und ihn veranlaßten, die Terrassenbildung für ein Äquivalent der weiter im Norden liegenden jüngsten Vereisung zu halten.

Im Gegensatz zur Weserterrasse werden nun die Plänerschotter dieser Leineterrasse zu oberst außer von Löß auch von einer stark tonigen Grundmoräne bis in die Gegend von Alfeld vielfach bedeckt, die durch v. KOENEN und G. MÜLLER bereits auf dem Blatte Alfeld als solche kartiert worden ist, während MENZEL<sup>3)</sup> die Grundmoränennatur dieser Bildung aus mir nicht plausiblen Gründen bestreitet. Daß diese bis 1 oder gar 1<sup>1</sup>/<sub>2</sub> m mächtige und von nordischen und einheimischen Geschieben durchspickte Tonschicht, die z. T. aus aufgearbeitetem Jura- und Triasmaterial besteht, ein nachträgliches Zersetzungsprodukt sein soll, hervorgegangen aus dem hangenden Löß und den liegenden kompakten Plänerschottern, ist mir bei den von mir beobachteten Vorkommen nicht verständlich. Ich kann diese Bildung nur für eine typische, zum großen Teil als Lokalmoräne entwickelte Grundmoräne halten.

Diese Grundmoräne ist somit, wenigstens soweit sie im Bereiche der Flußterrasse liegt, zeitlich von den Kiesen und Sanden der älteren Vereisung zu trennen, die an den höher

---

<sup>1)</sup> SIEGERT: Zur Kritik des Interglazialbegriffes. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, S. 551 ff.

<sup>2)</sup> MENZEL: Beiträge zur Kenntnis der Quartärbildungen im südlichen Hannover. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1903, S. 337 ff.

<sup>3)</sup> a. a. O. S. 338—339.

gelegenen Hängen in der Gegend von Alfeld und Freden bis zu 60 m stellenweise aufgeschüttet worden sind. Daß sie ihre Existenz einer zweiten, jüngeren Vereisung verdankt, ist aus den Lagerungsverhältnissen im Leinetal vielleicht nicht ohne weiteres ersichtlich, wäre es doch denkbar, wenn auch unwahrscheinlich, daß sie bei einem erneuten Vorstoße des oszillierenden ersten Inlandeises über den unmittelbar zuvor aufgeschütteten Flußschottern abgelagert wäre. Es müßten dann also die als weit fortsetzende Terrasse entwickelten Flußschotter interstadial sein, was schon von vornherein nicht sehr wahrscheinlich wäre. Zu meiner Auffassung, daß diese Grundmoräne als das Produkt einer selbständigen, jüngeren Vereisung anzusehen ist, bestimmen mich aber vor allem die uns schon bekannten Ergebnisse über die Mittlere Terrasse der Weser und ihre organischen Einschlüsse im unteren Teile bei der Zeche Nactigall. Letztere kennzeichnen sich, wie wir gesehen haben, als Überreste einer Fauna und Flora, die in einem gemäßigten, d. h. in diesem Falle interglazialen Klima gelebt haben, und deuten darauf hin, daß das Inlandeis vor Ablagerung der Flußschotter sich weit nach Norden, jedenfalls bis auf seinen Herd zurückgezogen haben muß, um dann noch während der Periode der Mittleren Terrasse von neuem wieder vorzurücken.

Damit ist zugleich gesagt, daß auch die Leineterrasse nicht als ein rein glaziales Äquivalent (im Sinne von MENZEL) zu betrachten ist, sondern als eine intermoränale Bildung, deren untere Kiese noch zur Interglazialzeit, deren obere Kiese beim Vorrücken des zweiten Inlandeises sich abgelagert haben. Nicht zutreffend erscheint es mir danach auch, wenn neuerdings v. KOENEN<sup>1)</sup> die Plänerschotter dieser Terrasse in den Nebentälern wegen ihrer Bedeckung durch Grundmoräne als präglazial auffaßt, von der m. E. nicht richtigen Voraussetzung ausgehend, daß die glazialen Ablagerungen des mittleren Leinegebietes einer einzigen Vereisung angehören. „Präglazial“ sind diese Schotter nur in bezug auf die sie bedeckende Grundmoräne; dagegen sind sie jünger, wie zuerst schon MENZEL wenigstens für die Haupttalschotter nachgewiesen hat, als die an den südlich benachbarten Hängen in großer Mächtigkeit aufgehäuften glazialen Kiese und Sande. Den Hauptbeweis MENZELS für diese Altersdeutung, daß nämlich die in den fluvio-glazialen Sedimenten vielfach aufsetzenden

---

<sup>1)</sup> v. KOENEN: Über vorglaziale Bildungen im Gebiete der Sackberge und des Hils. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1908, S. 98—101.

Störungen nicht mehr die Plänerschotter der tiefer gelegenen Terrasse betroffen haben, kann ich nach meinen Beobachtungen im Wesertal nur bestätigen. Auch dort sind die altdiluvialen Schotter der Oberen Terrasse zuweilen in ein erheblich tieferes Niveau verworfen, während die Schotter der Mittleren Terrasse gleichmäßig und ungestört über die dislozierten Stellen hinwegsetzen. Aus diesen älteren glazialen Bildungen stammen denn auch die nordischen Gerölle, die den Plänerschottern der Leineterrasse durch Umlagerung verschiedentlich in reichlicher Menge eingebettet sind und sich auf diese Weise ganz ungezwungen erklären. Daß außerdem auch, wie v. KOENEN annimmt, in der Gegend östlich Gronau Driftmaterial in diese Schotter hineingelangt sein soll, ist wohl möglich. Das würde eben besagen, daß zu dieser Zeit bereits das Eis von Osten bzw. Nordosten her in das Gronauer Seitental eingedrungen war. Für das eigentliche inmitten des Gebirges liegende Leinetal kann aber wohl diese Erklärung nicht zutreffen. Denn weder die Schmelzwässer noch die etwa vom Eisrande sich loslösenden Eisschollen können unmöglich der Strömung der Leine entgegen nach Süden getrieben worden sein. Daß die Flußströmung aber nach Norden gerichtet war, zeigt uns noch heute deutlich der Verlauf der Plänerschotterterrasse, deren Oberfläche in der Gegend von Alfeld bei ca. 100 m, in der Gegend von Gronau bei 90—94 m liegt. Daß die Plänerschotter unmittelbar dem älteren Gebirge auflagern, ist natürlich für ihre Deutung als jüngere Terrasse belanglos. Diese Erscheinung ist eben eine Folge der Flußerosion, die durch die älteren glazialen Ablagerungen hindurch in das liegende ältere Gebirge sich eingeschnitten hat. Wie im Gebiete der Weser, so lassen sich auch vom Leinetale aus die Terrassenschotter in ihren ersten Anfängen in eine Reihe von Nebentälern des Plänergebirges hinein verfolgen, wodurch sie sich allein schon gegenüber den nur noch sporadisch vorkommenden und meist höher gelegenen glazialen Kiesen als jugendlichere Aufschüttung kennzeichnen und weisen, wie schon v. KOENEN hervorhebt, auf eine weit bedeutendere Wasserführung der Flüsse und Bäche zur Zeit ihrer Ablagerung hin.

Wie schon erwähnt, kann die die Mittlere Terrasse der Weser oft auf weite Strecken verhüllende Lößdecke ihre Terrainformen mehr oder weniger beeinträchtigen, gleichwohl treten sowohl der Innenrand wie der Außenrand der Terrasse unter dem Löß im allgemeinen noch deutlich genug hervor. Nur an denjenigen Stellen, an denen die Terrasse vor der

Lößablagerung eine stärkere Zerstörung durch Erosion erlitten hat, prägt sie sich nicht mehr genügend aus, und der Löß zieht sich vom Rande der Unteren Terrasse aus dann ziemlich gleichmäßig am Hange hinauf. Oder auch der Löß bildet zunächst zwar noch eine deutliche Terrassendecke von durchschnittlich 1—2 m Mächtigkeit, schwillt dann aber weiterhin plötzlich an Mächtigkeit stark an und kann sich auf diese Weise der Form der Terrasse nicht mehr anpassen.

In manchen Fällen besitzt aber die Terrasse eine recht unregelmäßige Oberfläche, und der Lößlehm bildet trotzdem darüber eine gleichmäßig ebene Decke. Diese Erscheinung ist der einebnenden Tätigkeit des Lösses zuzuschreiben, der bei seiner Bedeckung die unregelmäßigen Oberflächenformen der Terrasse wieder ausgeglichen hat.

Jedenfalls erscheint der Löß über der Mittleren Terrasse, den Relikten der Oberen Terrasse und dem älteren Gebirge nach den bisherigen Beobachtungen als eine einheitliche Ablagerung, die sich bis zu ca. 300 m Meereshöhe an den Hängen hinaufziehen kann und auch in unserem Gebiete nach der bekannten Gesetzmäßigkeit die westlichen und südlichen Talflanken bevorzugt. Ich hatte im Anfange meiner Untersuchungen den Eindruck empfangen, daß der Lößlehm, soweit er im Bereiche der Mittleren Terrasse auftritt, umgelagert sei, habe aber diese Ansicht nachträglich wieder aufgegeben, nachdem ich bei meinen weiteren Studien höher gelegene Lößaufschlüsse kennen lernte, die zeigen, daß die Verunreinigung des Lösses durch Wesersande und die dadurch hervorgerufene Bänderung eine ganz gewöhnliche Erscheinung des Weserlösses bildet.

Die dem Löß in einzelnen Streifen und Flasern eingelagerten meist recht feinen Wesersande verschwinden nach den Nebentälern zu mehr und mehr, aber auch dort zeichnet sich der Löß des öfteren durch eine gewisse Schichtung oder wenigstens Bänderung aus, hervorgerufen durch wechselnde Stärke des Sand- und Tongehaltes oder auch nur durch wechselnde Intensität der Eisenfärbung. An größeren Bestandteilen führt der Löß nicht selten hineingespülte Abhangschuttbrocken von Keuper, Muschelkalk oder Buntsandstein, sowie auch in der großen Lößgrube der Ziegelei bei Albaxen in einer Sandschicht durchschnittlich erbsengroße Wesergerölle. Die typischen Landschnecken wurden im Löß an verschiedenen Stellen beobachtet.

Auffallend ist die stellenweise bedeutende Mächtigkeit des Lösses, die z. B. in der oben erwähnten Ziegeleigrube südlich

Albaxen auf Grund einer Brunnenbohrung auf ca. 20 m anschwilt, sowie auch die Stärke seiner Entkalkung. Dieselbe beträgt durchschnittlich über 2 m, und ich habe in manchen Aufschlüssen erst bei 4—5 m Kalkgehalt im Löß festgestellt.

Von jüngerem Alter als der Löß ist die Untere Weserterrasse, die sich am Fuße der Mittleren Terrasse ausbreitet und im Gegensatz zu dieser frei von echtem Löß ist. Sie ist im allgemeinen, 3—5 m über dem Talboden gelegen, den Hochfluten entrückt und wird nur bei ganz außergewöhnlichen Überschwemmungen, wie z. B. im vergangenen Winter, unter Wasser gesetzt.

Nehmen schon in der Mittleren Terrasse gegenüber der Oberen die feineren Komponenten an Bedeutung zu, so steigert sich diese Erscheinung noch weit mehr bei der Unteren Terrasse. Besonders ihre oberen Lagen bestehen vorzugsweise aus Sanden, Auelehmen und Schlickbildungen, von denen die letzteren beiden außerhalb des Haupttals im Bereiche der Muschelkalknebentäler oft einen größeren Kalkgehalt annehmen und dann besonders fruchtbare Ackerböden bilden.

Wegen dieser ihrer Beschaffenheit und geringen Höhenlage möchte man die Untere Terrasse am ehesten als altalluvial bezeichnen; doch ist gleichwohl die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß sie noch dem jüngsten Diluvium angehört. Ein Beweis für die eine oder andere Auffassung ist vorläufig noch nicht zu erbringen.

Die jüngsten, noch in fortschreitender Bildung begriffenen Ablagerungen der Talsohle sind in der Weser und in den meisten Nebentälern ebenfalls durchweg von feinerer Zusammensetzung, Flußsande und Auelehme. Nur im Flußbette selbst kommen unter ihnen stärkere Geröllmassen zum Vorschein und werden zu Zeiten vom Flusse weiter talabwärts bewegt und umgelagert. Allein in den durch erheblicheres Gefälle ausgezeichneten Nebentälern, wie am Solling, ist auch der Talboden selbst vielfach von groben Flußschottern bedeckt.

Zum Schluß möchte ich noch kurz die besonders wichtige Frage streifen, welchen Eiszeiten unsere diluvialen Ablagerungen angehören bzw. entsprechen, eine Frage, zu deren Lösung ich immerhin schon einige Momente auf Grund der bisherigen Beobachtungen glaube anführen zu können.

Von besonderer Bedeutung sind dabei die erwähnten Vorkommen jungpliocäner Schichten im Werra- und Fuldatale, deren Absätze die erste bedeutendere Talerosion in einer älteren Pliocänzeit vorangegangen sein muß. Die in ihrem unmittelbar Hangenden in großer Mächtigkeit ehemals aufgehäuften und heute

nur noch stellenweise erhalten gebliebenen Diluvialschotter sind ihren ganzen Lagerungsverhältnissen nach m. E. gleichwertig und gleichalterig den Schottern der Oberen Terrasse der Weser und Leine und damit auch gleichalterig den endmoränenartigen und fluvio-glazialen Bildungen in der Gegend von Hameln und Freden-Alfeld. Es ist danach wahrscheinlich, daß diese Ablagerungen das tatsächlich älteste Diluvium repräsentieren und als Zeugen bzw. Äquivalente der ältesten Vereisung gelten können. In die darauffolgende erste Inter-glazialzeit würde dann die zweite bedeutendere Talerosion, die Zerstörung der Oberen Terrasse, fallen, und erst in ihrem letzten Stadium findet die neue Akkumulation der Mittleren Terrasse statt, die dann aber über die eigentliche Inter-glazialzeit hinaus anhält, während schon im Norden das zweite Inlandeis im Anzuge ist und bei seinem südlichsten Vorstoße bis in die Alfelder Gegend seine Grundmoräne über den Schottern der Mittleren Leineterrasse und den angrenzenden älteren Schichten ablagert. Im Laufe der zweiten Inter-glazialzeit erfolgt eine weitere Talvertiefung und dabei eine teilweise Zerstörung der Mittleren Terrasse. Die jüngste Vereisung — bei der jetzt wohl berechtigten Annahme dreier Vereisungen<sup>1)</sup> — dürfte unser Gebiet nirgends mehr erreicht haben, eine Auffassung, die mit den neueren Beobachtungen der nordhannoverschen Geologen — nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. STOLLER — durchaus übereinstimmt. Es fragt sich aber, ob nicht irgendwelche Äquivalente dieser dritten Vereisung im mittleren Gebiete des Weser- und Leinetals vorhanden sind, und da kämen als die nächstjüngeren Bildungen nur die Absätze der Unteren Terrasse in Betracht, die man ihrer Beschaffenheit und geringen Höhenlage wegen am ehesten für altalluvial halten möchte. Immerhin liegt die Möglichkeit vor, daß sie noch ein jüngstes Diluvium darstellen, worüber die nächsten Untersuchungen Aufschluß geben müssen. Es ergäbe sich dann allerdings daraus die weitere Konsequenz, daß der Löß nicht postglazial, sondern interglazial wäre.

---

<sup>1)</sup> Die neuerdings von WOLFF in diesem Jahrgange der Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. S. 348 ff. veröffentlichten Ergebnisse von Bohrungen der Bremer Gegend, die nur zwei Grundmoränen festgestellt haben, beweisen m. E. nichts gegen das Vorhandensein dreier Vereisungen, da die ältesten eiszeitlichen Bildungen nach ihrem Absatze wieder total abgetragen sein können, sind doch auch die mächtigen altdiluvialen Schotter der Oberen Weser- und Leineterrasse auf weite Strecken sogleich wieder vollkommen zerstört worden.

Unter Ausschluß der höchst gelegenen Weserschotter oberhalb Fürstenberg und gegenüber Holzminden, deren altpliocänes Alter vorläufig noch nicht sicher feststeht, möchte ich auf Grund obiger Ausführungen die behandelten Ablagerungen in folgender Weise zu gliedern versuchen:

Älteres Pliocän	Erste bedeutendere Talerosion.
Jüngeres Pliocän	Schotter und Tone des Fulda- und Werragebietes mit Mastodon-Resten. — Präglaziale Schuttmassen und buntfarbige Tone in Tälern des nordwestlichen Harzvorlandes.
1. Glazial	Im Süden Aufschüttung der Oberen Weser- und Leineterasse. — Im Norden Endmoränen und fluvio-glaziale Bildungen in der Gegend von Hameln und Alfeld.
1. Interglazial	Tektonische Vorgänge. — Zweite bedeutendere Talerosion. — Danach Aufschüttung der unteren Schotter der Mittleren Weser- und Leineterasse mit dem Torflager der Zeche „Nachtigall“ bei Hörter und Säugetierresten vom Typus der Rixdorfer Fauna.
2. Glazial	Aufschüttung der oberen Schotter der Mittleren Terrasse mit kälteliebender Schneckenfauna. — Danach Ablagerung von Grundmoräne auf der Mittleren Leineterasse und den angrenzenden älteren Schichten.
2. Interglazial	Dritte schwächere Talerosion.
3. Glazial	Danach zunächst Ablagerung des Lösses (dessen interglaziales oder postglaziales Alter noch fraglich).
Postglazial	Sodann Aufschüttung der Unteren Terrasse (deren glaziales oder postglaziales [altalluviales] Alter noch fraglich).

An der Diskussion zu dem letzten Vortrag beteiligen sich die Herren SIEGERT, KEILHACK, BEYCHLAG, WAHNSCHAFFE, NAUMANN, MESTWERDT, BLANCKENHORN, HARBORT und der Vortragende.

Herr SIEGERT bemerkte zu dem Vortrage des Herrn GRUPE:

Im vergangenen Frühjahr habe ich einen großen Teil des Wesertales begangen, darunter auch das Stück, über welches Herr GRUPE soeben berichtet hat, und bin dabei zu etwas

abweichenden Anschauungen über die Gliederung und Altersstellung der Terrassen gelangt. Eine ausführlichere Darstellung meiner Beobachtungen werde ich später geben. Hier sei nur auf einen wesentlichen Unterschied in der Auffassung der Terrassen hingewiesen. In seinen früheren Arbeiten über den gleichen Gegenstand hat Herr GRUPE nur drei Terrassen unterschieden. Er faßte damals alle Schotter, welche höher als 20 m über der Aue liegen, als eine Terrasse zusammen. Bereits vor einem Jahre habe ich in einer der Konferenzen der Kgl. Geologischen Landesanstalt den Versuch einer Gliederung der Weserterrassen nach verschiedenen Interglazialzeiten unternommen und Herrn GRUPE darauf hingewiesen, daß jene Schotterreste, die höher als 20 m über der Aue liegen, mehreren Terrassen angehören müssen. Herr GRUPE hat nunmehr seine Anschauungen insofern geändert, als er jetzt vier Terrassen unterscheidet. Von diesen soll die 2. Terrasse (von oben) in der Gegend von Höxter eine Mächtigkeit von ca. 60 m besitzen, eine Angabe, der ich nicht zustimmen kann.

Diese Schotter südlich von Höxter sind nach den Begehungen, welche ich in Gemeinschaft mit Herrn GRUPE ausführte, allerdings ein sehr ungeeignetes Objekt, um wichtige Fragen der Terrassengliederung eines Flußtales zu klären. Es handelt sich um eine meist äußerst dünne Schotterstreuung, die stellenweise auch fehlt. Tiefere Aufschlüsse sind natürlich auch nicht in genügender Menge vorhanden. Sicher festzustellen ist nach meinen Beobachtungen eine echte Terrassenentwicklung nur an der Basis dieser Schotterdecke, wo in einem Aufschluß wohlgeschichtete Schotter in größerer Mächtigkeit scharf an dem sie überhöhenden Ufer abschneiden.

Über dieser echten Terrassenbildung liegt eine fast 1 m mächtige typische Gehängebildung, die reichlich Wesergerölle enthält. Als Gehängebildung dürfte auch der weitaus größte Teil des Schotterschleiers an der Talflanke aufzufassen sein. Nur an seiner Oberkante wäre man dann genötigt, eine zweite echte\*Terrassenbildung anzunehmen, von der aus die Schotterstreuung erfolgte. Hierfür scheinen auch die Terrainformen, z. B. in der Nähe der Porzellanfabrik Fürstenberg, zu sprechen. Vielleicht läßt sich aber zwischen beiden Punkten noch eine weitere Terrasse ausscheiden; doch konnte dies bei der flüchtigen Begehung nicht sicher festgestellt werden.

Möglicherweise sind die über den ganzen Hang verstreuten Schotter aber auch nicht aus einer höheren Terrasse verrollt, sondern blieben bereits während der Erosion des Tales, bei welcher natürlich über alle Punkte der Talflanke Gerölle hin-

weggeführt wurden, an ihrem heutigen Fundort liegen. Eine derartige Ablagerung könnte man aber erst recht nicht als Terrasse bezeichnen.

Eine endgültige Klärung der Frage kann bei den geschilderten ungünstigen Verhältnissen nur von einer eingehenden Untersuchung des Abhanges erwartet werden, weshalb ich mit Herrn GRUPE eine Kartierung der betreffenden Stellen in großem Maßstabe auf Grund von Schürfungen usw. vereinbart hatte. Soweit sich die Verhältnisse jetzt überschauen lassen, scheint mir kein genügender Beweis für die ehemalige Existenz einer 60 m mächtigen, das ganze Tal ausfüllenden Terrasse südlich von Höxter vorhanden zu sein. Nach allen Erfahrungen müssen wir von einer solchen mächtigen Terrasse deutlichere Reste als jene dürftige Schotterstreuung erwarten. Der beste Beweis hierfür ist, daß von Hameln aus talabwärts, wo in Wirklichkeit so mächtige Schottermassen ursprünglich das Tal ausfüllten, auch heute noch an zahlreichen Stellen, z. B. bei Hameln, in der weiteren Umgebung von Rinteln, so mächtige Reste erhalten sind, daß ich sie schon bei einer nur flüchtigen Begehung feststellen konnte.

Ferner sind sowohl oberhalb wie unterhalb von Hameln noch Reste einer neuen Terrasse vorhanden, deren Oberkante etwa 30 m über der Talaue liegt. Bei ihrer Verlängerung talaufwärts würde diese Terrasse also mitten durch jene hypothetische, 60 m mächtige Terrasse südlich von Höxter gehen. Auch tote Talschlingen zwischen Hameln und Höxter besitzen eine entsprechende Höhenlage. Sodann kann man weiter talaufwärts auf den geologischen Blättern zwischen Jühnde und Treffurt drei Terrassen erkennen, von denen die tiefste nur wenig über der Aue, die beiden anderen je um rund 100 Fuß höher liegen, die also infolge der bekannten Konvergenz der Terrassen talabwärts der 5, 20 und 30 m-Terrasse zwischen Höxter und Hameln entsprechen dürften. Da man früher auf diese jungen Bildungen kein besonderes Gewicht legte, so sind selbstverständlich auf älteren Blättern diese Terrassen nicht immer scharf auseinandergehalten, sondern da, wo eine starke Verrollung des Schottermaterials zwischen ihnen auftrat, oft ohne weiteres zusammengezogen. Auf Blatt Treffurt aber hat E. NAUMANN nicht nur dieselben Terrassen, sondern auch noch einige höhere nachgewiesen, so daß ich bereits in dem eingangs erwähnten Konferenzvortrag eine Parallelisierung der Terrassen des Weser- bzw. Werratales mit denen des Saaletales auf Grund der Vergleichung ihrer relativen Höhen durchführen konnte, auf die ich an geeigneter Stelle noch zurückkommen werde.

Auch die Bohrungen bei Tündern sind kein völlig einwandfreier Beweis, denn die durchteuften Schotter können auch gleichzeitig mit der Versenkung ihres Untergrundes abgelagert und deshalb erheblich jünger sein, als die in Frage stehenden Schotter von Höxter.

Da weder Herr GRUPE noch ich die tief im Tale liegenden Pliocänvorkommen bei Fulda aus eigener Anschauung kennen, so will ich hierauf nicht weiter eingehen. Nach allem, was wir heute über die zwar gesetzmäßige, aber namentlich im Oberlauf ziemlich komplizierte Entwicklung der Flußterrassen in Mittel- und Norddeutschland wissen, scheint es mir sehr gewagt, Terrassen von so weit auseinander liegenden Punkten wie Fulda, Höxter und Hameln ohne weiteres miteinander zu vergleichen.

Herr ERNST NAUMANN bemerkt zu dem Vortrag: Die bis jetzt im östlichen Thüringen als Pliocän angesprochenen Ablagerungen, wie z. B. die von Rippersroda, von Bittstedt und vom Hohen Kreuze bei Stadt-Ilm haben eine beträchtliche Höhe über der Sohle der betreffenden Nebentäler, und es ist deshalb in Erwägung zu ziehen, ob nicht die Pliocänvorkommen in der Gegend von Fulda ihre tiefe Lage tektonischen Vorgängen verdanken. Die im Saale- und Werratale bei Jena bzw. Treffurt vermutlich in die Pliocänzeit einzuordnenden präglazialen Schotter liegen durchweg bedeutend höher über der Talaue als z. B. die beiden jüngsten, präglazialen Terrassen bei Naumburg a. Saale. Nur auf der jüngsten, tiefsten präglazialen Terrasse liegt sowohl im Saaletale als auch bei Langensalza der durch den Stau des älteren Eises hervorgerufene vom älteren Glaziale bedeckte Bänderton, und in beiden Gegenden hat diese jüngste, präglaziale Terrasse von der nächst älteren und höheren den Abstand von etwa zwanzig Metern, der sich auch in den Erosionsterrassen des Werratales bei Mihla und Creuzburg wiedererkennen läßt. Die kleinen Schotterreste in Höhenlagen über 650 Fuß bei Creuzburg und Treffurt als Reste selbständiger Terrassen aufzufassen ist man auf Grund der Erfahrungen im Saale- und Unstrutgebiete sehr wohl berechtigt. Sie aber für durch Akkumulation entstandene Stauterrassen im Sinne von KOKEN zu erklären, ist man meines Erachtens bei der geringen Entfernung von Mihla und Langensalza (25 km) und aus den oben angeführten Gründen nicht berechtigt.

Herr GRUPE hat seine Bemerkungen über die Gegend von Creuzburg und Treffurt auf Grund von Kartenstudien ge-

macht. Es sei deshalb bemerkt, daß von W. FRANTZEN und mir auf den Blättern Creuzburg und Treffurt der Spezialkarte 1 : 25 000 mit Rücksicht auf die veraltete Topographie nur eine zusammenfassende Darstellung von Terrassengruppen gegeben worden ist, und daß ich es mir vorbehalte, diese Terrassen auf Grund der inzwischen erschienenen neuen Topographie gelegentlich erneut zu behandeln.

Herr **MESTWERDT** berichtet im Anschluß an den Vortrag des Herrn **GRUPE**, daß er im Frühjahr 1908 bedeutende sandige und kiesige Ablagerungen der Weser südlich von Rinteln beobachtet habe, die ihrer Höhenlage nach genau der Oberen Weserterrasse **GRUPES** in der Gegend zwischen Karlsruhfen und Hameln entsprechen. Sie lassen sich als mächtige Kies- und Sandrücken — nicht etwa bloß als dünne Schotterdecken — in ununterbrochenem Zusammenhange auf eine Erstreckung von 6—7 km mindestens aus der Gegend von Exten über Nottberg, Krankenhagen, südlich von Hessendorf und Möllenbeck bis in die Gegend westlich von Stemmen verfolgen und bilden eine 60—70 m mächtige einheitliche Aufschüttung, deren Unterkante ca. 25 m und deren Oberkante ca. 90 m über der heutigen Talsohle liegt. Die Gerölle sind, wie die durch zahlreiche Sand- und Kiesgruben geschaffenen Aufschlüsse zeigen, fast ausschließlich Wesergerölle, denen gegenüber nordische Gesteine vollständig zurücktreten. Die Haupterstreckung dieser Wesersande und -schotter entspricht dem heutigen Flußlauf und dem Streichen des Gebirges von OSO nach WNW. Die nordsüdliche Breite der Ablagerungen beträgt in der Mitte der genannten Strecke über 2 km. Die Oberflächenform des Gebietes ist außerordentlich mannigfaltig durch zahlreiche Kieskuppen der verschiedensten Höhe, sanfte und steile Böschungen wechseln, je nachdem in ihnen Sande oder Geröllschichten austreichen. Die infolgedessen hier und da auftretenden Geländestufen möchte ich daher nicht als selbständige Phasen des Aufschüttungsvorganges, sondern als Erscheinungen der späteren Denudation auffassen.

Auf die Einwände der Herren **SIEGERT** und **NAUMANN** in der Diskussion erwidert der **Vortragende** folgendes:

Daß die zahlreichen Oberpliocänvorkommen in der Gegend von Fulda durch tektonische Störungen, wie Herr **NAUMANN** für möglich hält, in ihre tiefe Lage gebracht sind, wird m. E. durch nichts bewiesen, die neuere Kartierung der Gegend durch Herrn Prof. **BLANCKENHORN** hat für diese Annahme jedenfalls

keine Belege ergeben, und die früheren Feststellungen v. KOE-  
NENS über die pliocäne Talbildung in diesem Gebiete bleiben  
durchaus zu Recht bestehen. Aber auch im Gebiete der Werra  
südlich Meiningen befindet sich das von WALTHER<sup>1)</sup> beschrie-  
bene Pliocänvorkommen unten in einem reinen Erosionstal und  
kann schon nach der Beschaffenheit seiner Gerölle nicht oder  
doch nicht erheblich nachträglich eingesunken sein, und eben-  
falls lagern die durch BLANCKENHORN<sup>2)</sup> bekannt gewordenen  
benachbarten Oberpliocänbildungen bei Ostheim und Mellrich-  
stadt inmitten eines vollkommen ungestörten Muschelkalk-  
geländes tief unten an den Talgehängen. Daraus geht doch  
mit Evidenz hervor, daß im Oberlaufe die Täler bei Beginn  
der Diluvialzeit vorhanden waren und durch die nachfolgenden  
Diluvialschotter von unten nach oben aufgefüllt werden mußten.  
Das zeigen denn auch die Lagerungsverhältnisse dieser alt-  
diluvialen Schotter deutlich an, die nach den vorliegenden  
geologischen Aufnahmen in den verschiedensten Gebieten der  
Fulda und Werra sich ununterbrochen an den Hängen bis zu  
einer Höhe von stellenweise über 60 m hinaufziehen. An  
anderen Stellen sind dann diese Schotter in ihrem ganzen  
Umfange zerstört, oder auch sie haben in verschiedenen Höhen-  
lagen einzelne kleine Schollen als Erosionsrelikte hinterlassen,  
und solche Erosionsrelikte dürften es zum Teil sein, die die  
Herren NAUMANN und SIEGERT als selbständige Aufschüttungen  
auffassen, die man aber mit dem gleichen Rechte als Reste  
ehemals mächtigerer Schotterlager deuten kann. Dagegen be-  
zweifle ich durchaus nicht die Existenz der von Herrn SIEGERT  
besonders erwähnten 5 m- und 20 m-Terrasse in der Treffurter  
Gegend, die auch nach meiner Ansicht meiner Unteren und  
Mittleren Weserterrasse entsprechen dürften, während die  
höchstgelegenen Schotter NAUMANNs möglicherweise mit den  
vielleicht altpliocänen Höhenschottern der Weser zu paralleli-  
sieren sind, so daß dann die erste bedeutende Talerosion der  
mittleren Pliocänzeit angehören würde. Dazwischen liegen  
dann aber zeitlich wie örtlich die 60 m mächtigen Schotter  
der altdiluvialen Oberen Terrasse.

Die von Herrn NAUMANN erwähnten in höheren Niveaus  
befindlichen Pliocänschichten in der Gegend von Stadt Ilm  
beweisen nichts gegen meine Auffassung, da sie dem Flußgebiete

<sup>1)</sup> WALTHER: Über *Mastodon* im Werragebiet. Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanst. f. 1900, S. 212.

<sup>2)</sup> BLANCKENHORN: Oberpliocän mit *Mastodon arvernensis* auf Blatt Ostheim a./Rhön. Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanst. f. 1901, S. 364. Diese Pliocänvorkommen habe ich in meinem Vortrage nicht besonders erwähnt.

der Saale angehören. Sie deuten eben darauf hin, daß das Saalegebiet nicht eine so frühe Talentwicklung aufweist wie das Gebiet der Werra und Fulda. Wenn nun aber schon diese Gegend des Oberlaufes eine solch frühe Talbildung erkennen läßt, müssen wir dann nicht erst recht die gleiche Erscheinung weiter flußabwärts im Weser- und Leinetal, erwarten? Und in der Tat beobachten wir hier nicht nur ganz analoge Lagerungsverhältnisse im Diluvium, sondern auch die Pliocänvorkommen in Tälern des nordwestlichen Harzvorlandes und andererseits der jungmiocäne Einbruch des Leinetalgrabens weisen auf dieselbe frühzeitige Talentwicklung nachdrücklich hin. Also auch hier mußte eine spätere Schotterauffüllung der Täler erfolgen, und dieselbe kommt zum Ausdruck in den mindestens 60 m mächtigen Schottern der Oberen Terrasse, die z. B. gegenüber Höxter durch einen tief eingeschnittenen Weg am ganzen 50 bis 60 m hohen, flachen Hange als mehrere Meter mächtige, ununterbrochene Decke — nicht etwa als „Schotterstreuung“ — aufgeschlossen sind und keinesfalls — unter Berücksichtigung der Gehängeschuttfrage — eine Trennung in verschiedene Terrassen zulassen und die dann ferner bei Hameln noch in ihrer vollen Mächtigkeit einen ganzen Kiesrücken zusammensetzen. Daß an dieser Stelle bereits mit den Wesergeröllen zusammen nordische Sande vorkommen, die aus dem vereisten Nebental der Hamel herbeitransportiert wurden, ändert nichts an der Tatsache, daß es sich in genetischer Beziehung um 60 m mächtige Flußschotter und Flußsande handelt, die in dem bereits vorhandenen Wesertale zur Zeit der Vereisung des nördlich angrenzenden Gebietes abgelagert wurden. Schon 5 km weiter südlich treten aber die Schotter dieser Oberen Terrasse als nahezu reine Weserschotter<sup>1)</sup> auf und sind daselbst an einer Stelle, wo sie durch nachträgliche Störungen in die Tiefe verworfen sind, in einer Mächtigkeit von 50—60 m erbohrt worden, und von Herrn MESTWERDT und SIEGERT haben wir soeben gehört, daß diese mächtigen Weserschotter auch weiter talabwärts in der Gegend von Rinteln noch bis zum heutigen Tage in Form hoher, ausgedehnter Kiesrücken erhalten geblieben sind.

Nach alledem kann ich diese Schotter nur als mehr oder weniger bedeutsame Reste einer einheitlichen, mindestens 60 m mächtigen Aufschüttung ansehen. Dabei verschlägt es nichts, wenn innerhalb mancher Schotterdecken gelegentlich die älteren Schichten in Form einzelner Schollen zum Vorschein kommen. Das sind eben nachträgliche Erosionserscheinungen, ebenso wie

---

<sup>1)</sup> Nur ganz wenige nordische Geschiebe kommen darin vor.

auch der Fluß bei seinem Einschneiden selbstverständlich keinen gleichmäßigen Hang, sondern hier und da Erosionsstufen erzeugt, die z. B. im älteren Gebirge der Weserhänge — mit und ohne Schotterbedeckung — verschiedentlich hervortreten. Einer solchen aus der ehemals mächtigeren Schotterablagerung herausgeschnittenen Erosionsstufe dürften denn auch die von SIEGERT erwähnten Reste einer 30 m über der Talaue liegenden Terrasse oberhalb und unterhalb Hameln angehören, wie die mir bekannten Lagerungsverhältnisse oberhalb Hameln deutlich zeigen. Einen Beweis für ihre geologische Selbständigkeit kann ich jedenfalls den SIEGERTSchen Ausführungen nicht entnehmen, und meine Auffassung über die einheitliche Aufschüttung der 60 m mächtigen Terrasse zwischen Karlshafen und Hameln wird dadurch nicht im mindesten erschüttert und widerlegt.

Der Vorsitzende erklärt darauf die Wahlhandlung für beendet und erteilt dem Schriftführer das Wort zur Verlesung des Wahlergebnisses.

Es wurden 220 Stimmzettel abgegeben, darunter 5 ungültige.

1. Wahl des Vorsitzenden:

Es erhielten Stimmen die Herren RAUFF 206, WAHNSCHAFFE 6, BRANCA 2 und PENCK 1. — Gewählt Herr RAUFF.

2. Wahl der stellvertretenden Vorsitzenden:

Es erhielten Stimmen die Herren BEYSCHLAG 208, WAHNSCHAFFE 204, RAUFF 6, BRANCA 4, JENTZSCH 2, die Herren PENCK, KRAUSE, POTONIE, KEILHACK, SOLGER je 1. Ungültig 1 Stimme. — Gewählt die Herren BEYSCHLAG und WAHNSCHAFFE.

3. Wahl der Schriftführer:

Es erhielten Stimmen die Herren BLANCKENHORN 211, STREMMER 210, BELOWSKY 208, BÄRTLING 208, KÖRT 5, v. LINSTOW 2, SOLGER 2 und die Herren WUNSTORF, DAMMER, v. STAFF, GRUPE, WEISSERMEL, SCHMIDT-Berlin, BERG-Berlin, WERTH, HAARMANN, JANENSCH, HENNIG und KRUSCH je 1. Ungültig 1 Stimme. — Gewählt die Herren BLANCKENHORN, STREMMER, BELOWSKY und BÄRTLING.

4. Wahl des Schatzmeisters:

Es erhielten Stimmen die Herren ZIMMERMANN 211, MICHAEL 3, JENTZSCH 1. — Gewählt Herr ZIMMERMANN.

5. Wahl des Archivars:

Es erhielten Stimmen die Herren EBERDT 213, BOEHM 1. Ungültig 1 Stimme. — Gewählt Herr EBERDT.

6. Wahl des Beirates:

Es erhielten Stimmen die Herren CREDNER 211, DEECKE 207, SCHMIDT-Basel 207, WICHMANN 202, TIETZE-Wien 202, JAEKEL 201, KOKEN und FRECH je 4, BECK und KALKOWSKI je 3, WALTHER, BERGEAT, SAUER, EM. KAYSER, STILLE, RINNE, v. KOENEN, SALOMON, ER. KAISER je 2, BARROIS, v. ARTHABER, FELIX, BRUNS, WILCKENS, PAULCKE, BALTZER, HOERNES, MOLENGRAAF je 1. Ungültig 7 Stimmen. — Gewählt die Herren CREDNER, DEECKE, SCHMIDT, JAEKEL, WICHMANN, TIETZE.

Demnach setzt sich der Vorstand für das Jahr 1910 zusammen aus:

- |                                 |                                       |
|---------------------------------|---------------------------------------|
| Herrn RAUFF als Vorsitzendem,   |                                       |
| - BEYSCHLAG                     | } als stellvertretenden Vorsitzenden, |
| - WAHNSCHAFFE                   |                                       |
| - BLANCKENHORN                  |                                       |
| - BELOWSKY                      | } als Schriftführern,                 |
| - BÄRTLING                      |                                       |
| - STREMME                       |                                       |
| - ZIMMERMANN als Schatzmeister, |                                       |
| - EBERDT als Archivar;          |                                       |

Der Beirat von 1910 aus den Herren:

CREDNER-Leipzig, DEECKE-Freiburg, JAEKEL-Greifswald, SCHMIDT-Basel, TIETZE-Wien und WICHMANN-Utrecht.

v.	w.	o.
BEYSCHLAG.	RAUFF.	BELOWSKY.

## Briefliche Mitteilungen.

### 45. Zur Tektonik des oberen Allertals und der benachbarten Höhenzüge.

Von Herrn TH. SCHMIERER.

Berlin, den 30. November 1909.

Auf der diesjährigen Hauptversammlung unserer Gesellschaft hat Herr E. HARBORT über das Alter der Störungen in der sogenannten Helmstedter Braunkohlenmulde berichtet<sup>1)</sup>. Nach seinen Ausführungen ist der Dorm und der Barneberger Höhenzug, die in voroligocäner Zeit wahrscheinlich nur als „Terrainwellen“ vorgebildet waren, in postmiocäner Zeit durch die Tertiärablagerungen der Helmstedter Mulde hindurchgepreßt worden, während Elm und Lappwald schon vor Ablagerung des Helmstedter Tertiärs die Ränder des Beckens bildeten. HARBORT hebt sodann ausdrücklich hervor, daß Elm und Lappwald damals noch nicht bis zu ihrer heutigen Höhe herausgehoben waren, „es läßt sich vielmehr mit Sicherheit nachweisen, daß eine zweite Emporwölbung und Heraushebung der das Braunkohlenbecken begleitenden Gebirgszüge in postoligocäner Zeit erfolgte“.

Meine im letzten und vorletzten Jahre ausgeführten Aufnahmen haben nun im Verein mit den Ergebnissen zahlreicher Tiefbohrungen gezeigt, daß tatsächlich Störungen postunteroligocänen Alters den Bau des östlichen Grenzgebirges der Helmstedter Braunkohlenmulde, des Lappwaldes, recht wesentlich beeinflussen haben.

Die Ausführungen HARBORTS und diejenigen SCHROEDERS über die Geologie der subhercynen Kreidemulde<sup>2)</sup> greifen zurück auf eine längst in Vergessenheit geratene, in dieser Zeitschrift

<sup>1)</sup> E. HARBORT: Beitrag zur Kenntnis präoligocäner und cretacischer Gebirgsstörungen in Braunschweig und Nordhannover. Diese Zeitschr. 1909, 61, Monatsber. S. 381—391.

<sup>2)</sup> H. SCHROEDER und J. BÖHM: Geologie und Paläontologie der subhercynen Kreidemulde. Abhandlungen d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1909, N. F. Heft 56, S. 38.

veröffentlichte Beobachtung v. STROMBECKs, die durch die neue Aufnahme vollkommen bestätigt worden ist. Herr SCHROEDER machte mich neuerdings auf einen anderen, Alter und Art der Störungen im nördlichen Vorland des Harzes betreffenden Vortrag v. STROMBECKs<sup>1)</sup> aufmerksam, der bisher ebenfalls unbeachtet geblieben ist, und so ergreife auch ich diese Gelegenheit, meine Mitteilungen an das kurze Protokoll dieses Vortrags anzuknüpfen. Es heißt dort: „Im allgemeinen machte Herr VON STROMBECK auf die entschieden übergreifende Lagerung aufmerksam, mit der das Braunkohlegebirge auf den älteren Bildungen ruht, und da sich die jüngsten Kreideschichten überall in gestörter, nicht horizontaler Lage befinden, so fällt die Zeit, in welcher sich die durch Seitendruck hervorgebrachte Schichtenfaltung in dem Hügellande nördlich vom Harze ereignete, zwischen die Ablagerung der jüngsten Kreide und des Braunkohlegebirges.“ v. STROMBECK hat hier also auch das Alter gewisser präoligocäner Störungen ziemlich genau und in demselben Sinne festgelegt wie neuerdings HARBORT. Er unterscheidet ferner im nördlichen Vorland des Harzes viererlei Formen der Schichtenstellung:

- „1. Sättel mit zwischenliegenden Mulden (Huy, Asse, Dorm);
2. einseitige Aufrichtungen oder halbe Sättel (Querenhorst);
3. Überschiebungen (Fallersleben, Grasleben), die nicht immer von den sub 2 zu unterscheiden sind, und
4. wellenförmige Biegungen, wo synklinale Schichten mit einseitigem Fall jüngere derart einschließen, daß die jüngeren von jenen älteren bedeckt und unterteuft werden (Helmstedt).“

Während die unter 4. genannten Störungen in das HARBORTSche Aufnahmegebiet fallen, haben die unter 3. aufgeführten „Überschiebungen“ Bedeutung für die Tektonik des Lappwaldes und des oberen Allertales. Das Protokoll über den v. STROMBECKschen Aufsatz läßt leider nähere Angaben über die bei Grasleben und Fallersleben auftretenden „Überschiebungen“ vermissen<sup>2)</sup>. Ich kann mich deshalb bei meinen Mitteilungen nur auf meine eigenen Aufnahmen und die Tiefbohrungen des Gebiets stützen. Da ich beabsichtige, nach

<sup>1)</sup> Diese Zeitschr. VI, 1854, S. 639—641.

<sup>2)</sup> In den Profilen zu STROMBECKs Karte von Braunschweig werden am Nordostrand des Lappwaldes etwas nach Nordosten überkippte Sättel dargestellt. Vielleicht sind damit die genannten „Überschiebungen“ gemeint.

Abschluß der Aufnahmen eine ausführliche, auf Karten, Profile und genaue Schichtenverzeichnisse gestützte Darstellung der Tektonik im oberen Allertal zu geben, darf ich mich wohl jetzt darauf beschränken, die Lagerungsverhältnisse und die wichtigsten Störungen unter Zuhilfenahme der EWALDschen Karte und an der Hand zweier schematischer Querprofile zu erläutern, von denen das eine (Fig. 1, S. 505) durch das Allertal bei Walbeck, das andere (Fig. 2, S. 508) durch die Gegend von Grasleben gelegt ist.

In seiner Abhandlung: „Der geologische Aufbau des sogenannten Magdeburger Uferrandes“<sup>1)</sup>, hat F. KLOCKMANN den Flechtingen-Alvenslebener Höhenzug nicht mit Unrecht einen „Harz im Kleinen“ genannt. Durch zahlreiche Tiefbohrungen im nördlichen „Vorland“ des Alvenslebener Höhenzuges und seiner Fortsetzung ist der sichere Nachweis der von KLOCKMANN nur vermuteten nördlichen Randspalte erbracht worden. Sie hat nach v. LINSTOW<sup>2)</sup> ein prämittelloligocänes Alter. Am Südrand legen sich nach EWALD und KLOCKMANN die Schichten des sedimentären Rotliegenden, des Zechsteins, Buntsandsteins usw. in normaler Folge auf die Porphydecken des Flechtinger Höhenzuges. Dies ist jedoch nach meinen Aufnahmen zwischen Klinze, Belsdorf und Behnsdorf nicht der Fall. Hier ist auf eine Strecke von mehreren Kilometern sedimentäres Rotliegendes, der weiter südöstlich voll entwickelte Zechstein und ein Teil des Unteren Buntsandsteins in die Tiefe gesunken. Der Flechtingen-Alvenslebener Höhenrücken nimmt also hier den Charakter eines echten Horstes an. Zur Altersbestimmung der südlichen Randspalte besitzen wir eine Handhabe wiederum in den Tertiärlagerungen. Glaukonitische Tone und Sande wurden schon von EWALD und KLOCKMANN nachgewiesen auf Culm bei Hundisburg und Dönstädt, auf Porphyr bzw. Augitporphyrit östlich Ivenrode und nordwestlich Alvensleben, auf sedimentärem Rotliegenden östlich Ivenrode und auf Unterem Buntsandstein nördlich Hørsingen. Die Aufnahme auf den Blättern Weferlingen und Helmstedt, Calvörde und Erxleben<sup>3)</sup> hat die Zahl dieser Tertiärflächen

---

<sup>1)</sup> Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1890, S. 118—256.

<sup>2)</sup> v. LINSTOW: Beiträge zur Geologie von Anhalt. III. Das Alter des sog. Magdeburger Uferrandes. v. KOENEN-Festschrift 1907, S. 51 bis 62. — v. LINSTOW: Über Verbreitung und Transgression des Septarien-tones (Rupeltones) im Gebiet der mittleren Elbe. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1904, S. 295—322.

<sup>3)</sup> Die beiden letztgenannten Blätter sind von Herrn WIEGERS aufgenommen.

bedeutend vermehrt. Dieselben Glaukonitsande und -tone verdecken zwischen Belsdorf und Behnsdorf in zusammenhängender Fläche Quarzporphyr, sedimentäres Rotliegendes und Unteren Buntsandstein, transgredieren also über die oben erwähnte Randspalte, ohne daß eine Verschiebung des Tertiärs an der Störung nachweisbar wäre. Sie sind ferner in übergreifender Lagerung nachgewiesen worden auf Mittlerem Buntsandstein in der Erxlebener Forst südlich und südwestlich Hörsingen, auf Röt ebendort und bei Weferlingen und Hödingen, auf Unterem und Mittlerem Muschelkalk zwischen Weferlingen und Döhren. Auch über das genauere Alter der Tertiärablagerungen haben neuere Funde Aufschluß gegeben. EWALD stellt sie auf seinem Blatte Magdeburg zum Mitteloligocän, auf dem Blatte Braunschweig zu den „Oligocänbildungen ohne speziellere Altersbestimmung“. KLOCKMANN und WIEGERS<sup>1)</sup> identifizieren sie mit dem Magdeburger Sand, halten sie also für mitteloligocän. Eine Reihe von Ziegeleigruben: Hörsingen, Grasleben-Weferlingen, Schwanefeld im Allertal hat nun Fossilien geliefert, die das unteroligocäne Alter dieser glaukonitischen Bildungen erweisen. Bisher konnte ich nachweisen:

*Ostrea Queteleti* NYST.

- *callifera* LAM.

- *prona* WOOD. (?)

*Spondylus Buchi* PHIL.

*Pecten corneus* SOW.

*Cardita latesulcata* NYST.

*Astarte pygmaea* v. MÜNST.

*Terebratulina rudis* v. KOEN.

*Nautilus* sp.

Krebs- und Fischreste.

Eine weit besser erhaltene, artenreiche Fauna, deren genaue Bearbeitung noch aussteht, hat WIEGERS in Klüften und Auswaschungen im Rotliegendesandstein zwischen Erxleben und Alvensleben gesammelt. Auch hier handelt es sich zweifellos um Unteroligocän; die marinen Tertiärablagenungen zwischen dem Alvenslebener Höhenzug und dem Harz gehören also wohl durchweg dem Unteroligocän an und lassen sich mit den gleichalterigen marinen Sedimenten der Helmstedter Braunkohlenmulde in Zusammenhang zu bringen. Man kann somit eine ursprünglich allgemeine Überdeckung dieses Landes mit Schichten des marinen Unteroligocäns als angenommen werden.

<sup>1)</sup> Erläuterungen zu Blatt Calvörde, S. 24.

Neben diesen Resten von marinem Unteroligocän haben sich an einzelnen Stellen auch Tertiärablagerungen höheren Alters erhalten. Weiße Quarzsande, bisweilen mit Quarzitlagen und -knollen, und aus Kieselschiefer und Milchquarzen zusammengesetzte Kiese überlagern — ebenfalls ohne durch Störungen begrenzt zu sein — bei Hödingen unmittelbar den Mittleren Buntsandstein. Sie gleichen petrographisch vollkommen den Sanden und Kiesen, die in einem zusammenhängenden Zug vom Brandseeberg nordwestlich Grasleben bis mindestens in die Gegend von Beendorf reichen. Hier im Allertal unterteufen sie mehrfach das marine Unteroligocän, gehören somit derselben Stufe an wie die Helmstedter Braunkohlen.

Dies sind die ältesten Ablagerungen, die sich diskordant über das Buntsandstein-Muschelkalkplateau östlich der Aller ausbreiten.

HARBORT folgt in seinem Vortrag<sup>1)</sup> dem Vorschlag v. LINSTOWS und rechnet die ältesten Helmstedter Tertiärbildungen zum Eocän. Er stellt nun aber weiterhin fest, daß im nördlichen Teil des Helmstedter Beckens über den unteroligocänen Grünsanden wiederum Süßwasserablagerungen folgen. Auf Grund der petrographischen Zusammensetzung dieser fluviatilen Sedimente (Quarzsande, grobe Sande und feine Schotter mit Kieselschiefer, Grauwacken usw., Sandstein- und Quarziteinlagerungen) vermutet HARBORT in ihnen Ablagerungen miocänen Alters. M. E. bietet die petrographische Zusammensetzung dieser hangenden Tertiärschichten keine Handhabe zur Konstruktion eines Unterschiedes zwischen hangenden und liegenden Süßwasserablagerungen. Im Allertal zeigen die Tertiärschichten im Liegenden des marinen Unteroligocäns vielfach den petrographischen Charakter der liegenden Süßwasserbildungen HARBORTS. Da außerdem sandfrei als Miocän bestimmte Süßwasserablagerungen im östlichen Harzvorland fehlen, so neige ich eher dazu, die Süßwasserhorizonte zu identifizieren, und schließe mich den von HARBORT beschriebenen Lagerungsverhältnissen an. Das ineinandergreifen der marinen und terrestrischen Unterabteilungen. Nach meiner Auffassung ist also das Helmstedter Braunkohlentertiär in seiner Gesamtheit dem Unteroligocän anzugliedern.

Wenn wir demnach den ältesten Ablagerungen, die sich unmittelbar auf das Triasplateau östlich der Aller legen, ein

Geol. a 4.

unteroligocänes Alter zuschreiben, so kommt den Störungen, welche das flache Südwest-Einfallen des Buntsandsteines und Muschelkalks verursacht haben, ein mindestens präunteroligocänes Alter zu. Wir werden später versuchen, Alter und Art dieser Dislokationen genauer zu bestimmen.

Das Weferlinger Triasplateau wird in südwestlicher Richtung begrenzt durch eine schmale, hauptsächlich aus Keuper, Jura und Tertiär bestehende Zone. Sie läßt sich mit einer Breite von durchschnittlich 1 km von Grasleben bis Eilsleben verfolgen und verschwindet von dort ab unter diluvialen Ablagerungen. Nordwestlich von Weferlingen verbreitert sich diese Zone mehr und mehr dadurch, daß der bisher parallel mit dem Nordostrand streichende Südwestrand mehrmals nach Westen abweicht, um sodann wieder in die Nordwestrichtung zurückzukehren. Im Gegensatz dazu verläuft der Nordrand in fast gerader Linie von Meynkoth über Ziegelei Mackendorf, Neue Mühle bei Weferlingen, durch die Ortschaften Walbeck, Schwanefeld, Alleringersleben usw. entlang einer Spalte, an der meist Rät oder Gipskeuper gegen Röt oder Muschelkalk stoßen.

Die Bestimmung der Art und des Alters der randlichen Störungen hat ergeben, daß die naheliegende Deutung dieser Zone als eines zwischen Lappwald und dem Weferlinger Triasplateau eingesunkenen Grabens unhaltbar ist.

Mehr als 50, hauptsächlich von den Gewerkschaften Burbach und Alleringersleben im oberen Allertal ausgeführte Tiefbohrungen haben ergeben, daß hier der Zechstein nicht, wie in einem Graben zu erwarten wäre, in größerer, sondern in weit geringerer Tiefe ansteht als unter den „stehengebliebenen“ Randpartien, Lappwald und Weferlinger Triasplateau. Dabei kann heute nicht mehr bestritten werden, daß die innerhalb des „Allertalgrabens“ zwischen dem Walbecker Schacht und Eilsleben schon in einer durchschnittlichen Teufe von 200 bis 300 m erbohrten Salze mit ihren Kalisalz-, Anhydrit-, und Salztoneinlagerungen dem Oberen Zechstein und nicht etwa einer jüngeren Formation angehören. Dies ergibt sich nicht nur aus dem petrographischen Charakter der genannten Gesteine, sondern auch aus der Tatsache, daß unmittelbar unter ihnen bei Wefensleben, Alleringersleben, Walbeck usw. bituminöse Mergelschiefer und Anhydrite des Mittleren Zechsteins erbohrt worden sind.

Die Schichtenfolge dieser Bohrungen ist sehr mannigfaltig und gestört. Gemeinsam ist ihnen allen, daß unmittelbar unter verschiedenen Stufen des jüngeren Mesozoicums

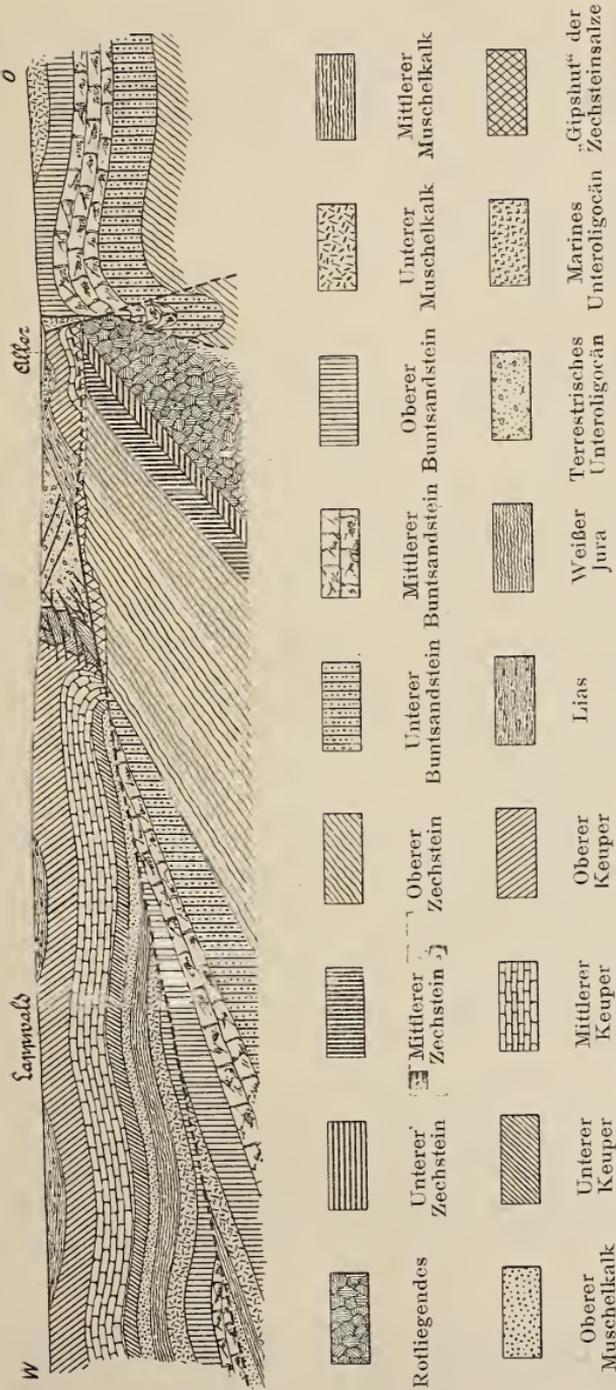


Fig. 1.  
Schematisches Profil durch das Allertal bei Walbeck. Ungefährer Maßstab 1 : 42000.

vom Keuper ab aufwärts, ja auch unmittelbar unter Tertiär, der Zechstein erbohrt worden ist, während sämtliche Horizonte des Buntsandsteins und Muschelkalks beständig fehlen. Dagegen haben die in den Triasablagerungen östlich der Aller angesetzten Tiefbohrungen durchweg eine normale Schichtenfolge bis in den Zechstein ergeben. Die dem Allertal im Osten entlang streichende Spalte hat also eine für den Kalibergbau sehr wesentliche Bedeutung. An ihr ist eine mehrere 100 m betragende Senkung des nordöstlichen bzw. eine Hebung des südwestlichen Flügels erfolgt. Sie wird somit am besten aufgefaßt als eine Randspalte, die einen — möglicherweise einseitigen — Horst gegen den abgesunkenen nordöstlichen Flügel abschneidet (vgl. Fig. 1). Sie ist die wichtigste unter den Störungen, die das im allgemeinen südwestliche Einfallen der Triasschichten östlich der Aller veranlaßt haben, und deren Alter wir oben noch ziemlich ungenau als präunteroligocän festgelegt haben<sup>1)</sup>.

Die Beziehung dieser Randspalte zum „Allertalgraben“ bleibt nach den bisherigen Ausführungen unklar. Prüfen wir jedoch die den „Graben“ auf der Südwestseite begrenzenden streichenden Störungen, so erkennen wir, daß auch diese nicht den Charakter von Grabenversenkungen zeigen. Am Westrand des „Grabens“ stoßen in dem bis jetzt genauer aufgenommenen Gebiet nordwestlich Walbeck verschiedene Horizonte des Weißen Jura gegen mehr oder weniger steil nach Nordosten fallende rätische oder unterliasische Schichten. Die streichenden Störungen verlaufen selten auf größere Strecken geradlinig, sondern mehrfach in starkgekrümmtem Bogen und werden gekreuzt und verschoben von zahlreichen Quersprüngen. Der ganze Steilabhang des Lappwaldes stellt eine Zone von Störungen dar, deren Einfallen sich mehrfach bestimmen läßt aus Kurven, die sie über Hügel oder Quertäler hinweg beschreiben. Es läßt sich feststellen, daß der Rätkeuper auf die bunten Mergel, Breccien und Kalke des Weißen Jura überschoben ist, und zwar teils infolge eines von Südwesten kommenden Druckes, teils infolge eines schwächeren, in umgekehrtem Sinne wirkenden Gegendruckes. Im Einklang damit stehen die Ergebnisse der bergbaulichen Aufschlüsse am Westrand des „Allertalgrabens“. Der Schacht

---

<sup>1)</sup> Wenn ich in Fig. 1. diese Spalte mit steil südwestlichem Einfallen als Überschiebung darstelle, so muß ich beifügen, daß ein strikter Beweis bisher nicht vorliegt. Lediglich die Annahme eines von Südwesten auf die plastischen Zechsteinsalze wirkenden Druckes hat mich zu meiner Auffassung geführt.

Gerhard (Kaliwerk Walbeck), südöstlich Grasleben an der braunschweigischen Grenze gelegen, ist nur etwa 100 m entfernt von der den „Allertalgraben“ südwestlich begrenzenden streichenden Hauptstörung. Beim Abteufen des Schachtes wurde diese nicht durchfahren, sondern nur Weißjura-Mergel, die, nach allen Richtungen einfallend, in einer Teufe von rund 300 m den Zechstein überlagerten. Das Einfallen der genannten Störung muß also entweder mit der Vertikalen nahezu zusammenfallen oder sogar nach Süden bzw. Südwesten gerichtet sein. Zwei weitere, nordwestlich Walbeck niedergebrachte Bohrungen liefern sogar den unmittelbaren Beweis dafür, daß Überschiebungen am Ostabhang des Lappwaldes weit verbreitet sind. Beide sind in denselben oberjurassischen Mergeln angesetzt wie der Schacht Gerhard und haben bei 63 bzw. 87 m tertiäre Ablagerungen erreicht. Auch bei Wefensleben hat eine der Schachtvorbohrungen der Gewerkschaft Alleringersleben bis zu einer Teufe von etwa 30 m anstehenden Rätkeuper und sodann in normaler Reihenfolge Unteren Dogger, Oberen und Mittleren Lias durchsunken. Ist somit einwandfrei erwiesen, daß am Nordostabhang des Lappwaldes Überschiebungen eine wesentliche Rolle spielen, so liegt es nahe, auch die flach nach Südwesten einfallende, bisher von Eilsleben bis Grasleben durch Tiefbohrungen festgestellte, an der Oberfläche aber nirgends nachweisbare Störung mit jenen Überschiebungen in Zusammenhang zu bringen. Sie charakterisiert sich heute — wenigstens im Bereich des „Allertalgrabens“ — nicht als echte Überschiebung, sofern sie hier überall jüngere Schichten im Hangenden von älteren im Liegenden trennt, aber diese Erscheinung ist ohne weiteres zu verstehen, wenn wir mit der Tatsache der älteren Heraushebung des Zechsteinhorstes rechnen. Erst tief unter dem Lappwald findet sich ein Punkt, von dem ab der Charakter dieser flachen Störung als Überschiebung nachweisbar ist (Fig. 1).

Zum Verständnis dieser Behauptung muß ich auf die Tektonik der Umgebung von Grasleben näher eingehen, die wesentlich abweicht von den bisher besprochenen südöstlich von Schacht Gerhard herrschenden Verhältnissen.

Während die im Allertal zwischen Schacht Gerhard und Eilsleben niedergebrachten Tiefbohrungen höchst verworrene Lagerungsverhältnisse der den Zechstein überdeckenden Formationen ergeben haben, und während dort fast jeder einzelne Aufschluß nicht vorherzusehende Überraschungen gezeitigt hat, ist in der Umgegend von Grasleben eine gewisse Regelmäßigkeit der Profile nicht zu verkennen.

Die große, nach Südwesten einfallende Hauptüberschiebung ist auch hier überall nachweisbar, aber das Ausmaß der Verschiebung zwischen dem Zechstein im Liegenden und den Formationsgliedern im Hangenden wird um so geringer, je mehr wir uns dem Lappwald nähern, mit anderen Worten: unter dem Lappwald schieben sich im Hangenden der Überschiebung nacheinander diejenigen Formationsglieder wieder ein, die im „Allertalgraben“ fehlen, Muschelkalk und Buntsandstein (s. Fig. 2).

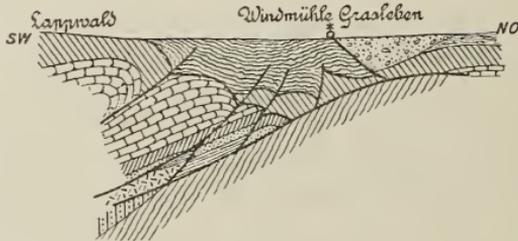


Fig. 2.

Profil durch die Gegend südwestlich Grasleben.

Ungefährer Maßstab 1:42000. Erklärung wie bei Fig. 1 (S. 505).

Über das Verhalten des „Horstes“ im Liegenden sind wir sehr mangelhaft unterrichtet. Wir wissen nur, daß das Fallen im allgemeinen ebenfalls nach Südwesten gerichtet ist; die Zechsteinschichten fallen aber bedeutend steiler ein als die im Hangenden der Überschiebung auftretenden Triasablagerungen. Die beigelegten Profile haben, soweit sie die Lagerungsverhältnisse des Zechsteinhorstes betreffen, nur den Wert eines Schemas. Wie aus den bergbaulichen Aufschlüssen hervorgeht, sind die Lagerungsverhältnisse der Zechsteinschichten keineswegs regelmäßig, im Gegenteil reich an Falten, Überschiebungen, Verschiebungen in der Horizontalen und Vertikalen usw. Ob nun die Zechsteinschichten im Hangenden durch eine Spaltenverwerfung abgeschnitten werden und somit einen echten Horst darstellen, oder ob sich Buntsandstein, Muschelkalk usw. in normaler Folge mit südwestlichem Einfallen auf den Zechstein legen: es muß jedenfalls ein Punkt eintreten, wo unsere Hauptüberschiebung durch eine überkippte Falte abgelöst und zum Auskeilen gebracht wird. Die einzige Bohrung, die zur Prüfung unserer Auffassung herangezogen werden kann, ist die von E. ZIMMERMANN bearbeitete Kalibohrung Albrechtshall IV, östlich Rottorf. Diese hat nacheinander Lias, Oberen, Mittleren und Unteren Keuper, Oberen, Mittleren und Unteren

Muschelkalk in normaler Mächtigkeit durchsunken. Eine m. E. außergewöhnlich hohe Mächtigkeit (212 m) zeigt dagegen der Röt, der bei 914 m durchteuft worden ist. Zwar ist der Obere Buntsandstein der Bohrung Albrechtshall IV salzföhrnd, trotzdem erscheint mir seine Mächtigkeit zu hoch<sup>1)</sup>. Ohne auf die Ergebnisse dieser Bohrung größeres Gewicht legen zu wollen, möchte ich doch nicht versäumen, auf die Möglichkeit hinzuweisen, daß hier eine teilweise Wiederholung der Röt-schichten vorliege, die vielleicht mit der Lappwaldüberschiebung zusammenhängt.

Kehren wir zu den tektonischen Verhältnissen südlich Grasleben zurück, so haben uns die dort geschaffenen Aufschlüsse gelehrt, daß ein Keil von Keuper und Muschelkalkschichten, der mit der aufgeschobenen Partie des Lappwaldes in Verbindung steht, sich einzwängt zwischen die Juramergel im Hangenden und den Zechstein im Liegenden. Auch die bei Walbeck als Überschiebung erkannte Störung zwischen den Juramergeln und dem Braunkohlen-Unteroligocän fällt hier nicht nach Südwesten, sondern umgekehrt ein. Die beiden bei Walbeck als Überschiebung in Erscheinung tretenden Störungen haben sich also bei Grasleben in Unterschiebungen verwandelt. Der aus den Triasschichten des Lappwaldes bestehende Keil ist über den Zechstein, aber unter die Juramergel, und diese wiederum sind unter das Braunkohlen-Unteroligocän geschoben (Fig. 2). Die Umkehrung im Fallen der beiden streichenden Über- bzw. Unterschiebungen liegt vermutlich da, wo Rät, Weiß-Jura und Tertiär scharf nach Westen umbiegen. Unterschiebung und Überschiebung sind wahrscheinlich vermittelt worden durch eine von Westen nach Osten wirkende, längs der Störung erfolgende Horizontalverschiebung.

Sämtliche Über- und Unterschiebungen stehen derart miteinander in Verbindung, daß von der flach nach Südwesten fallenden und nirgends an die Oberfläche tretenden Hauptüberschiebung mindestens zwei steiler fallende Nebenstörungen erster Ordnung und unendlich viele Nebenstörungen von untergeordneter Bedeutung abzweigen, die alle denselben Charakter tragen. Die Zerquetschung und Zertrümmerung des Deckgebirges geht vielfach, insbesondere in tonigen Gesteinen, so weit, daß zahllose Rutschflächen und — bei weitergehender Zerreißung der Gesteine — Breccien entstehen. Solche

---

<sup>1)</sup> Die Mächtigkeit des salzföhrnden Röts schwankt bei Eilsleben im ungestörten Gebirge zwischen 120 und 160 m.

Reibungsbreccien habe ich in den Kernen vieler Bohrungen und in den verschiedensten Horizonten beobachtet, so in der Bohrung 20 bei Wefensleben zwischen Rät und Gipskeuper, in Bohrungen bei Grasleben und Walbeck in den Weiß-Jura-Mergeln, im Westquerschlag auf der 420 m-Sohle des Kaliwerkes Walbeck, wo eine Überschiebung die steil fallenden Zechsteinschichten abgeschnitten hat, am schönsten aber an den Kernen der Schachtvorbohrung Wefensleben II. Hier erscheint der Obere Lias und Untere Dogger in zahllose Trümmer von rhomboedrischer Gestalt zerlegt, und selbst die einzelnen Bruchstücke sind noch von Rutsch- und Druckflächen durchzogen, die Petrefakten zerbrochen und gequetscht. Fast das gesamte Deckgebirge über dem Zechstein zeigt diese Beschaffenheit, am stärksten im Liegenden, wo Lias- und Gipskeuperbrocken mit Anhydrit- und Gipsbruchstücken zu einer bunten, häufig wieder verfestigten Breccie verbacken sind. Es zeigt sich auch hier die fast überall an Überschiebungen beobachtete Erscheinung, daß diese weit größere Gesteinskomplexe in Mitleidenschaft ziehen als etwa Spaltenverwerfungen, daß ferner mit den Hauptüberschiebungen eine große Anzahl von Nebenüberschiebungen im Zusammenhang steht, wodurch breite Störungszonen entstehen.

Die zahlreichen Querstörungen, die in der Überschiebungszone auftreten, bis in unteroligocäne Schichten fortsetzen und damit auch eine Dislokation der Überschiebungen herbeiführen, möchte ich nicht auf Spaltenverwerfungen zurückführen, sondern auf horizontale Seitenverschiebungen, die demselben seitlichen Druck ihre Entstehung verdanken wie die Überschiebungen.

Aus den bisherigen Ausführungen geht hervor: Der Lappwald ist — wenigstens in seinem nordöstlichen Teil — auf einen alten Zechsteinhorst aufgeschoben. Der „Allertalgraben“ ist gleichzeitig vor dem Lappwald hergeschoben. Das Alter der bei diesem Vorgang entstehenden Faltungen, Über-, Unterschiebungen und horizontalen Seitenverschiebungen ist postunteroligocän, da unteroligocäne Schichten von den genannten Störungen mitbetroffen sind.

Wir können demnach die zwischen dem Lappwald und dem Weferlinger Triasplateau eingeschaltete, aus jungmesozoischen und tertiären Ablagerungen bestehende Partie nicht als „Graben“ auffassen, geschweige denn als „Modell“ eines solchen<sup>1)</sup>.

---

<sup>1)</sup> K. KEILHACK: Die erdgeschichtliche Entwicklung und die geologischen Verhältnisse der Gegend von Magdeburg. 1909, S. 57 und Profil Fig. 12.

Dagegen dürfen wir wohl annehmen, daß in dem Gebiet zwischen der heutigen Helmstedter Braunkohlenmulde und dem Weferlinger Triasplateau in voroligocäner Zeit ein Graben existiert hat, dessen Ränder durch die jüngeren Überschiebungen gänzlich verwischt worden sind. Ich habe hierbei nur den südöstlich von Grasleben liegenden, mir genauer bekannten „Graben“-Teil im Auge. Das durch die Umgegend von Grasleben gelegte Profil (Fig. 2) scheint anzudeuten, daß von hier ab die tektonischen Verhältnisse einfacher werden, indem sich durch allmähliches Einschleiben der fehlenden Formationsstufen ein normaler Graben herausbildet. Auch die deutliche Verbreiterung des „Grabens“ nordwestlich Grasleben scheint dafür zu sprechen.

Suchen wir das Alter des ursprünglichen Grabens genauer zu ermitteln, so müssen wir ältere und jüngere Störungen streng auseinanderhalten. Innerhalb des „Grabens“ überlagern in dem bisher aufgenommenen Teil die sehr mächtigen unteroligocänen Schichten diskordant teils Rätkeuper, teils verschiedene Stufen des Lias. Wie in der Helmstedter Braunkohlenmulde waren also vor Ablagerung des Unteroligocäns Störungen vorhanden. Auf dem Weferlinger Triasplateau überlagern Reste der beiden Unteroligocänstufen unmittelbar Buntsandstein oder Muschelkalk. Die jungmesozoischen Ablagerungen des „Grabens“ verdanken also ihre Erhaltung nur der tiefen Lage, in die sie zu präunteroligocäner Zeit gebracht worden sind.

Eine Handhabe zur Zeitbestimmung nach unten bietet uns die schon in der EWALDSchen Karte angegebene Kreidescholle bei der Morslebener Mühle<sup>1)</sup>. Verschiedene Bohrungen bei Alleringersleben, vor allem aber die am dortigen Schacht vorgenommenen Abteufungsarbeiten haben eine weitere Erstreckung dieser Scholle nach Südosten ergeben. Beim Abteufen fanden sich in den Konglomeraten, Kalksandsteinen und Glaukonitsanden Fossilien, und zwar unter anderem *Actinocamax quadratus* und *Belemnitella mucronata*<sup>2)</sup>. Es handelt sich demnach um obere Quadratenkreide. Sie überlagert im Schacht diskordant mit südwestlichem Einfallen die roten Letten,

---

<sup>1)</sup> Vgl. auch die Notiz EWALDS: „Über das Vorkommen der Kreideformation mit *Belemn. quadratus* bei Morsleben“ usw. Diese Zeitschr. X, S. 226.

<sup>2)</sup> Herr SCHRÖDER hatte die Liebenswürdigkeit, während meiner längeren Abwesenheit im Ausland die Abteufungsarbeiten zu verfolgen, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank ausspreche.

Gipse und Anhydrite, welche die Decke der Zechsteinsalze bilden. Nach der EWALDSchen Karte transgrediert das Senon über Gipskeuper und stellt somit nach meiner Überzeugung eine mit den übrigen mesozoischen und tertiären Formationsgliedern aufgeschobene Scholle dar. Dem Weferlinger Triasplateau und dem Lappwald fehlen nun aber Kreideablagerungen völlig; sie sind dort der Denudation zum Opfer gefallen. Die jüngste Stufe, die in den — für unser Gebiet hypothetischen — Graben eingesunken und damit der Abtragung entgangen ist, gehört demnach dem Untersenon an. Die Grabenversenkung ist also zu postuntersenoner, aber präoligozäner Zeit erfolgt, folglich obersenonen oder eozänen Alters. Der nachweisbar ältesten Störung unseres Gebiets, die den Zechsteinhorst gegen das Triasplateau abschneidet, müssen wir ein gleich hohes, wenn nicht höheres Alter zuschreiben.

Es bleibt mir noch die Aufgabe, das höhere Alter der eben genannten Spalte in Einklang zu bringen mit der merkwürdigen Tatsache, daß, wie ein Blick auf Fig. 1 zeigt, die jüngere Überschiebung von der Randspalte des Zechsteinhorstes scheinbar abgeschnitten wird. Müßte nicht umgekehrt diese von der Überschiebung abgeschnitten werden, bzw. warum verdecken die aufgeschobenen Schichten die ältere Randspalte nicht?

Stellen wir uns das Stadium nach der Hebung des Zechsteinhorstes vor, so ist klar, daß sofort eine tiefgreifende Auflösung der aufgerichteten Zechsteinsalze eingesetzt hat. Dadurch wurde die Randspalte auf eine größere Tiefe bloßgelegt, der „abgesunkene“ Flügel bildete eine hochragende Wand und das nordöstliche Ufer für die auf den Zechsteinschichten sich sammelnde Lauge. Die in fast allen Bohrungen im Allertal nachgewiesene Gips- und Anhydritdecke legt sich — und dies ist übereinstimmend an den Kernen zahlreicher Tiefbohrungen und beim Abteufen der Schächte festgestellt worden — diskordant mit sehr wechselnder Mächtigkeit auf die meist steil nach Westen fallenden Zechsteinsalze. Mag auch dieser „Hut“ teilweise ein Residuum der nach Auflösung der Zechsteinsalze zurückgebliebenen und in Gips verwandelten Anhydrite darstellen: teilweise sind an seiner Zusammensetzung auch echte Anhydrite beteiligt, die nur durch Ausscheidung aus einer konzentrierten Lauge — als Neubildung — entstanden sein können. Der nordöstliche Teil des Lappwaldes und die von ihrem ursprünglichen Sockel losgerissenen Ablagerungen des alten Grabens wurden in die durch partielle Auflösung des Zechsteinhorstes gebildete Depression geschoben und stauten

sich an dem „abgesunkenen“ Flügel des Horstes, der, aus Buntsandstein und Muschelkalk bestehend, hoch emporragte. Dieser Aufstau veranlaßte einen Gegendruck und eine der Hauptüberschiebung entgegenwirkende Aufpressung, die wahrscheinlich „posthum“ an der alten Randspalte eingesetzt hat. Zu dieser Auffassung bin ich gekommen auf Grund der Spezialaufnahme, die ergeben hat (s. Fig. 1):

1. Ein nordöstliches Einfallen der „Randspalte.“
2. Das Vorhandensein einer Aufpressungszone, die schon auf der EWALDSchen Karte deutlich hervortritt und von Weferlingen bis Schwanefeld nachgewiesen ist.
3. Das Vorhandensein eines schmalen, stellenweise auskeilenden, mehrfach in Form einer Reibungsbreccie auftretenden Wellenkalkbandes, das, in die Störungsspalte eingeklemmt, von Weferlingen bis Alleringersleben zu verfolgen ist. Die Wellenkalk- und Schaumkalkbänke dieser Scholle fallen über Tage steil nach SW ein, stehen aber unter Tage, wie ich beim Abteufen eines Brunnens in Walbeck feststellen konnte, saiger und erscheinen in noch größerer Tiefe überkippt. Die Scholle liegt etwa 20 m tiefer als die Unterkante des ungestörten Wellenkalkes.

Deuteten die an der Störung geschleppten Muschelkalkschichten ein Absinken des Muschelkalks an, so müßte auch ein Absinken des Rötts festzustellen sein, abgesehen davon, daß Wellenkalk innerhalb des „Allertalgrabens“ vollständig fehlt. M. E. ist also an der alten Randspalte posthum eine Aufpressung erfolgt bzw. eine Hebung des früher abgesunkenen Flügels um mindestens 20 m. Die schmale Rötzone und der an der Störung eingeklemmte Wellenkalk deuten in charakteristischer Weise die Schlepplage überschobener Schichten an.

#### Zusammenfassung.

Betrachten wir unsere Ergebnisse im Zusammenhang mit der Tektonik der westlich benachbarten Gebiete, so ergibt sich folgendes: Nach v. STROMBECK und HARBORT erfolgte die erste Aufwölbung von Elm und Lappwald und der Beginn der Heraushebung des Dorms und Barneberger Höhenzuges in der Eocänzeit. Mindestens in derselben, vielleicht sogar einer älteren Periode erfolgte in unserem Gebiet die Heraushebung des Zechsteinhorstes im Allertal bzw. das Absinken des Weferlinger Triasplateaus, das sich stellenweise auch am Südrande des Alvenslebener Höhenzuges bemerkbar macht.

Obersenon oder eocän ist auch das Alter eines Grabens, dessen damalige Lage in unserem Gebiet nicht mehr mit Sicherheit festzustellen, vermutlich da zu suchen ist, wo heute der nordöstliche Teil des Lappwaldes sich befindet.

Infolge der Auflösung eines Teiles der Zechsteinsalze bildete der gehobene Flügel des Horstes eine Depression, während der gesunkene Flügel und die Randspalte teilweise bloßgelegt war.

In postunteroligocäner, vermutlich miocäner Zeit erfolgt die zweite Heraushebung des Dorms und Barneberger Höhenzuges. Gleichzeitig, vielleicht sogar als eine Folgeerscheinung dieser Emporwölbungen, ist die Überschiebung des Lappwaldes und vor ihm her des genannten Grabens über den alten Zechsteinhorst vor sich gegangen. Die aufgeschobenen und ihrerseits vom Lappwald über- oder unterschobenen Ablagerungen des früheren Grabens erfahren bedeutende Dislokationen der mannigfaltigsten Art, welche noch dadurch vermehrt und verstärkt werden, daß die aufgeschobenen Schichten an der bloßgelegten Randspalte des Zechsteinhorstes einen Aufstau erfahren. Im Zusammenhang damit stehen Gegenüberschiebungen, welche teils Ablagerungen des früheren Grabens durchsetzen, teils posthum an der alten Randspalte eine Aufpressung und Hebung der randlichen Teile des Weferlinger Triasplateaus hervorrufen.

Postunteroligocän sind endlich auch die Störungen, die den Muschelkalk bei Weferlingen durchqueren, und mit deren Hilfe der „Durchbruch“ der Aller erfolgt ist.

---

## 46. Brief an Herrn H. SCHROEDER.

Von Herrn A. v. KOENEN.

Göttingen, den 14. November 1909.

In Ihrer neuesten, zusammen mit Herrn J. BOEHM verfaßten Arbeit „Geologie und Paläontologie der subhercynen Kreidemulde“ leiten Sie ein längeres Zitat aus einem Aufsatz von mir mit den Worten ein: „so daß noch im Jahre 1899 VON KOENEN die Beziehungen der mesozoischen Formationen zum Harz als Gebirge in folgender Weise erörtern konnte.“ Hierdurch wird nun, jedenfalls ohne Ihre Absicht, bei dem nicht ganz aufmerksamen Leser der Eindruck erweckt, als

seien meine zitierten Ausführungen sämtlich hinfällig, die doch auf die sehr junge Heraushebung des Harzes hinzielen. Das Gegenteil ist aber der Fall, und nur zwei Zeilen wären hinzuzusetzen, um die jetzt von Ihnen gebrachten Tatsachen einzufügen.

Ich hatte gesagt, daß bis zur Tertiärformation der Harz nicht „mit seiner jetzigen Oberfläche wesentlich aus dem Meere emporgeragt hätte“, sowie „daß er nicht als Gebirge existiert haben kann“, natürlich der paläozoische Harz, dessen Gesteine heute von jedem Gewässer in Menge mitgeführt werden in das Vorland.

Sie schließen sich aber dem Schluß von BRANDES an, (S. 27) „daß das Harzkernegebirge zur Zeit der Ilsenburgmergel bereits an den Meeresboden oder gar die Meeresoberfläche erreicht haben muß“. Das ist also noch weniger, als ich für möglich hinstellte, und der Nachweis, daß schon JASCHE vor über 50 Jahren Harzgerölle im oberen Untersenon bei Stachelburg, Drübeck, Wernigerode und Ilsenburg beobachtet hat, daß diese Beobachtung von EWALD und anderen, die speziell über die oberste Kreide jener Gegend gearbeitet haben, ignoriert und schließlich mir entgangen ist, ändert absolut nichts an meiner Auffassung über die Heraushebung des Harzes. Von Interesse ist das Auftreten von Geröllen im Untersenon und dessen Lage auf aufgerichteten Muschelkalk, welche doch jedenfalls mit Abtragungen oder Auswaschungen und auch vorhergehenden Krustenbewegungen in Verbindung zu bringen sind, besonders da etwa gleichzeitig derselbe Vorgang bei Ilsede von mir in Anspruch genommen wurde für die Bildung der dortigen Eisensteine, welche aus Geröllen des Albien, Aptien usw. bestehen.

Für noch wichtiger möchte ich die Entstehung der Schwelle am nördlichen Harzrande und am Teutoburger Walde halten, welche am Anfange der Kreidezeit die südliche Grenze der Unteren Kreide bildete.

## 47. Das Alter der Jura-Ablagerungen im Klein-Labatale (nördlicher Kaukasus).

Von Herrn B. v. REHBINDER.

St. Petersburg, den 10. November 1909.

Im Anschluß an M. v. DÉCHYS Kaukasus (1907), in dessen drittem Bande von K. PAPP jurassische Versteinerungen aus der Umgebung von Psebaj im Klein-Labatale zum erstenmal erwähnt und z. T. beschrieben und abgebildet werden, möchte ich die Bestimmungen veröffentlichen, die ich an einer formenreicheren Sammlung aus derselben Gegend gemacht habe. Das betreffende Material ist von W. WOROBJEW und J. TOLMATSCHEW für die St. Petersburger Akademie der Wissenschaften in den Jahren 1906—07 gesammelt worden.

Nach einer Mitteilung von TOLMATSCHEW gestalten sich die geologischen Verhältnisse folgendermaßen:

Auf einer Strecke von 5 km flußabwärts (nordöstlich) von Psebaj besteht der obere Teil des steilen Talgehänges beiderseits aus hellen jurassischen Kalken, die nach NO 55° unter 6° einfallen und deren Liegendes aus dunkelgrauen Schiefertonen besteht. Von der linken (westlichen) Seite münden ins Haupttal mehrere Seitentäler, von denen die nördlichen bis nach unten gehende Aufschlüsse der Kalke zeigen und auch die daraufliegenden gipsführenden Tone und Gipse durchschneiden. Im südlichsten derselben dagegen (sog. Lazarettal) ist die Auflagerung der Kalke auf die Tone gut zu sehen und im Schiefertone eine nach NO 50 unter 15° einfallende, bis 0,20 m dicke Lage von tonigem Sphärosiderit sichtbar. Auch Sphärosideritknollen kommen in diesem Tone vor.

Oberhalb Psebaj durchschneidet die Klein-Laba Sandsteine, die Pflanzenreste und untergeordnete Schiefertone führen. Ihr Alter konnte nicht bestimmt werden; sie lagern auf triadischen Kalken. In der Sammlung sind außerdem Stücke eines graugelben bis rostbraunen sandig-kalkigen, z. T. oolithischen Gesteins (kalkiger Sandstein, sandiger Kalkstein) vorhanden, dessen Versteinerungen auf einen Horizont deuten, der jünger als die sphärosideritführenden Tone und älter als die hellen Kalke ist. Dies Gestein muß daher entweder eine Lage zwischen den Tonen und Kalken bilden oder aber dem oberen Teile der ersten untergeordnet sein.



Alle Versteinerungen der Sammlung sind auf der erwähnten 5 km-Strecke flußabwärts von Psebaj, und zwar bloß auf der linken Seite des Haupttales und z. T. in den linksseitigen Seitentälern, gesammelt worden.

Aus den Sphärosideriten liegen 2 Bruchstücke von *Parkinsonia Parkinsoni* [s. dilat.]<sup>1)</sup> vor, sowie 1 ganzes kleines Exemplar und 1 Bruchstück eines *Poecilomorphus* aff. *macer* BUCKM.

Da *Park. Parkinsoni* hauptsächlich im Bajocien vorkommt, und *Poec. macer* ebenfalls aus dieser Etage stammt, dürften die Sphärosiderite und zugleich wenigstens ein Teil der Schiefertone am wahrscheinlichsten dem Bajocien zugerechnet werden.

Ebenso am meisten auf Bajocien deuten 2 Spitzen von *Belemnites giganteus* [s. dilat.] und 2 Bruchstücke eines paxillosen Belemniten<sup>2)</sup>; leider fehlt beiden das Gestein, so daß es unbestimmt bleibt, woraus sie stammen — vielleicht gerade aus den Tonen.

Andere, ebenfalls gesteinslose Belemniten — 18 Bruchstücke eines Canaliculaten und 1 von *Bel. cf. Württembergicus* OPPEL — könnten hierher, aber ebensogut auch dem Bathonien gehören, um so mehr, als 2 weitere Stücke eines Belemniten (1 Bruchstück und 1 junges Exemplar) der aus dem Bathonien unter dem Namen *Bel. Jacquoti* TERQU. et JOURDY beschriebenen Varietät des *Bel. Württembergicus* am nächsten stehen.

Durch die Versteinerungen des sandig-kalkigen Gesteins wird das Vorhandensein des Callovien sichergestellt, denn darunter befinden sich 2 Exemplare von *Stepheoceras coronatum* BRUGU. — einem Leitfossil der Zone der *Reineckea anceps*.

Ein kleines Bruchstück von *Quenstedticeras* ist leider nicht näher bestimmbar und auch von *Cardioceras* nicht sicher zu unterscheiden.

Die meisten der übrigen Formen kommen im Callovien — aber nicht ausschließlich darin — vor.

So kommen *Pleuromya donacina* ROEM. (1 Exemplar), *Pecten fibrosus* SOW. (5 Exemplare) und *Cyclocrinus macrocephalus* QU. (1 Exemplar) auch im Bathonien, *Rhynchonella varians* SCHL. var. *spathica* LMRK. auch im Bathonien und im Oxfordien vor.

<sup>1)</sup> Die Bezeichnung „s. dilat.“ bedeutet, daß in Ermangelung genügend erhaltener Exemplare keine Bestimmung von Unterarten bzw. Varietäten vorgenommen werden konnte.

<sup>2)</sup> Von Lias sehe ich hier in Ermangelung irgendwelcher liasischer Arten ab.

*Cidaris filograna* AGASS. (2 Exemplare) wird aus Bathonien, Oxfordien und Sequanien erwähnt.

Der Horizont der in 6 Exemplaren vorhandenen *Terebratula sphaeroidalis* SOW. mut. *balinensis* SZAJN. (aus dem Baliner Oolith beschrieben) ist nicht genau bekannt — jedenfalls Dogger.

*Gervillia* sp. (1 Bruchstück), *Terebr.* aff. *sphaeroidalis* SOW. (1 Exemplar) und *Terebr.* cf. *ventricosa* HARTM. (1 junges Exemplar) vervollständigen die Liste.

Die erwähnten Anklänge ans Bathonien gestatten es noch nicht, dasselbe als im kalkig-sandigen Gesteine vorhanden zu betrachten. Die Anklänge an Malm haben angesichts der typischen Entwicklung desselben in der Gestalt heller Kalke noch weniger Bedeutung.

Von der Fauna der hellen, grauen Kalke (meist bräunlichgrau) gehören *Perisphinctes bernensis* LOR. (2 Exemplare), *Per. consociatus* BUK. (3 Exemplare), *Per. mazuricus* MICH. (2 Exemplare), *Lima Escheri* MOESCH. (2 Exemplare), *Terebratula Rollieri* HAAS (49 Exemplare), *Pentacrinus cingulatus* MÜNST. (1 Exemplar) dem Oxfordien an.

Desgleichen die Typen folgender ungefähr bestimmten Formen:

*Peltoceras* cf. *arduennensis* ORB. (3 Exemplare), *Perisph.* cf. *Michalskii* BUK. (2 Exemplare), *Perisph.* cf. *tizianiformis* CHOFF. (5 Exemplare), *Terebr.* aff. *Rollieri* HAAS (1 Exemplar), *Balanocrinus* cf. *Marcousanus* ORB. (1 Exemplar).

Im Oxfordien und Sequanien vorkommende Formen sind *Hinnites velatus* GLDF. (3 Exemplare), *Rhynchonella lacunosa* QU. (2 Exemplare), *Millericrinus Escheri* LOR. (7 Exemplare) und der Typus des ungefähr bestimmten *Perisph.* cf. *lucingensis* FAVRE (1 Exemplar)<sup>1)</sup>.

Im Oxfordien, Sequanien und Kimmeridgien — *Ceromya excentrica* ROEM. (2 Exemplare) und der Typus von *Pecten* cf. *subfibrosus* ORB. (1 Exemplar).

Von denjenigen, welche aus dem Oxfordien nicht erwähnt werden, kommen vor im Callovien und Sequanien *Balanocrinus pentagonalis* GLDF. (2 Exemplare), im Sequanien und Kimmeridgien *Zeilleria pseudolagenalis* MOESCH. (1 Exemplar) und der Typus der annähernd bestimmten *Terebratula* cf. *Zieteni* LOR. (1 Exemplar).

<sup>1)</sup> Dieses Exemplar ist bloß der Abbildung in FAVRE (Terr. oxf. d. Alpes Frib., Mém. Soc. Pal. Suisse 3, T. 5, Fig. 3) ähnlich, die von SIEMIRADZKI (Monogr. d. Gatt. *Perisphinctes*, S. 272) in bezug auf Zugehörigkeit zu dieser Art angezweifelt wird.

Aus dieser Zusammenstellung ist zu ersehen, daß das Oxfordien hier sicher vorhanden ist, vielleicht auch das Sequanien. Die Anklänge ans Callovien und Kimmeridgien sind zu gering, um daraus Schlüsse ziehen zu können.

Die Fauna wird vervollständigt durch *Perisphinctes* n. sp. (?) (1 Exemplar), *Phylloceras* sp. (1 junges Exemplar), *Dentalium* sp. indet. (1 Exemplar), *Plicatula* sp. (1 Exemplar), *Ostrea* sp. (1 Exemplar), *Waldheimia* sp. (1 Exemplar), *Dictyothyris* sp. (1 Exemplar), *Dictyothyris* sp. (1 Exemplar), *Holactypus* sp. (1 Exemplar), *Pentacrinus* sp. indeterm. (11 Exemplare), *Millericrinus* sp. [cf. *icaunensis* LOR. (?)] (1 Exemplar), *Serpula* sp. (1 Exemplar), *Serpula* sp. (1 Exemplar), Schwamm (2 Exemplare), Schwamm (2 Exemplare).

PAPP hat von Psebaj bloß Callovien angegeben und als Fossilien *Macrocephalites macrocephalus* REIN., *Pleuromya Merzbacheri* PAPP und *Ceromya excentrica* ROEM. angeführt, ohne Erwähnung, aus welchen Schichten bzw. Gesteinen sie stammen, was besonders für die sonst höher vorkommende *Ceromya excentrica* von Interesse wäre. Jedenfalls sichert *Macroceph. macrocephalus* das Auftreten des unteren Callovien bei Psebaj.