

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 1-3.

1920.

Bericht der Sitzung vom 7. Januar 1920.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende macht Mitteilung von dem Ableben des Mitgliedes der Gesellschaft Herrn Geologen an der Geologischen Landesanstalt Dr. THEODOR MÖLLER in Berlin und widmet ihm Worte des Gedenkens. Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen.

Der Vorsitzende spricht den ausscheidenden Mitgliedern des Vorstandes der Gesellschaft den Dank aus für die während des Krieges geleistete Tätigkeit, und berichtet über die in der Vorstandssitzung vom 6. Januar beschlossene Neuverteilung der Ämter im Vorstande: Die Redaktion der Zeitschrift behält Herr BÄRTLING, Führung der Mitgliederliste und des laufenden Briefwechsels, soweit er nicht vom Vorsitzenden selbst zu erledigen ist, und das Sammeln der Vortragsanmeldungen für die Sitzungen übernimmt Herr SCHNEIDER. Versand der Zeitschrift und Annahme von Reklamationen nicht eingegangener Hefte übernimmt der Archivar Herr DIENST, an ihn sind auch alle Zuwendungen für die Bücherei der Gesellschaft einzusenden.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Herr Dr. KARL C. BERZ, Assistent der Württemb. Geolog. Landesanstalt,

vorgeschlagen von den Herren A. SAUER, MARTIN SCHMIDT und AXEL SCHMIDT.

Herr konz. Markscheider EWALD OVERHOFF in Witten a. d. Ruhr, Schulstr. 42,

vorgeschlagen von den Herren OBERSTE BRINK, FREMDLING und BÄRTLING.

Herr konz. Markscheider ERICH SAUERBREY in Karnap,
Landkreis Essen,

Herr konz. Markscheider HALTERN in Wanne, Bis-
marckstr. 23,

Herr konz. Markscheider VOSSIECK in Katernberg,
Landkreis Essen,

Herr konz. Markscheider BRINKMANN in Essen-Borbeck,
Neustr. 210,

vorgeschlagen von den Herren FREMDLING,
SCHNEIDER und BÄRTLING.

Herr stud. geol. ROLAND BRINKMANN, Freiburg i. B.,
Oberau 55,

vorgeschlagen von den Herren DEECKE, WEPFER
und WILSER.

Herr Oberlehrer Dr. WILHELM WENZ in Frankfurt
a. M., Gwinnerstr. 19,

vorgeschlagen von den Herren v. LINSTOW, SCHMIERER
und PAECKELMANN.

Herr cand. geol. KURD v. BÜLOW in Greifswald,
geologisches Institut,

vorgeschlagen von den Herren v. BÜLOW-TRUMMER,
KLINGHARDT und JAEKEL.

Herr HERMANN MEYER, Betriebsassistent am Gas-
und Wasserwerk, Saalfeld (Saale),

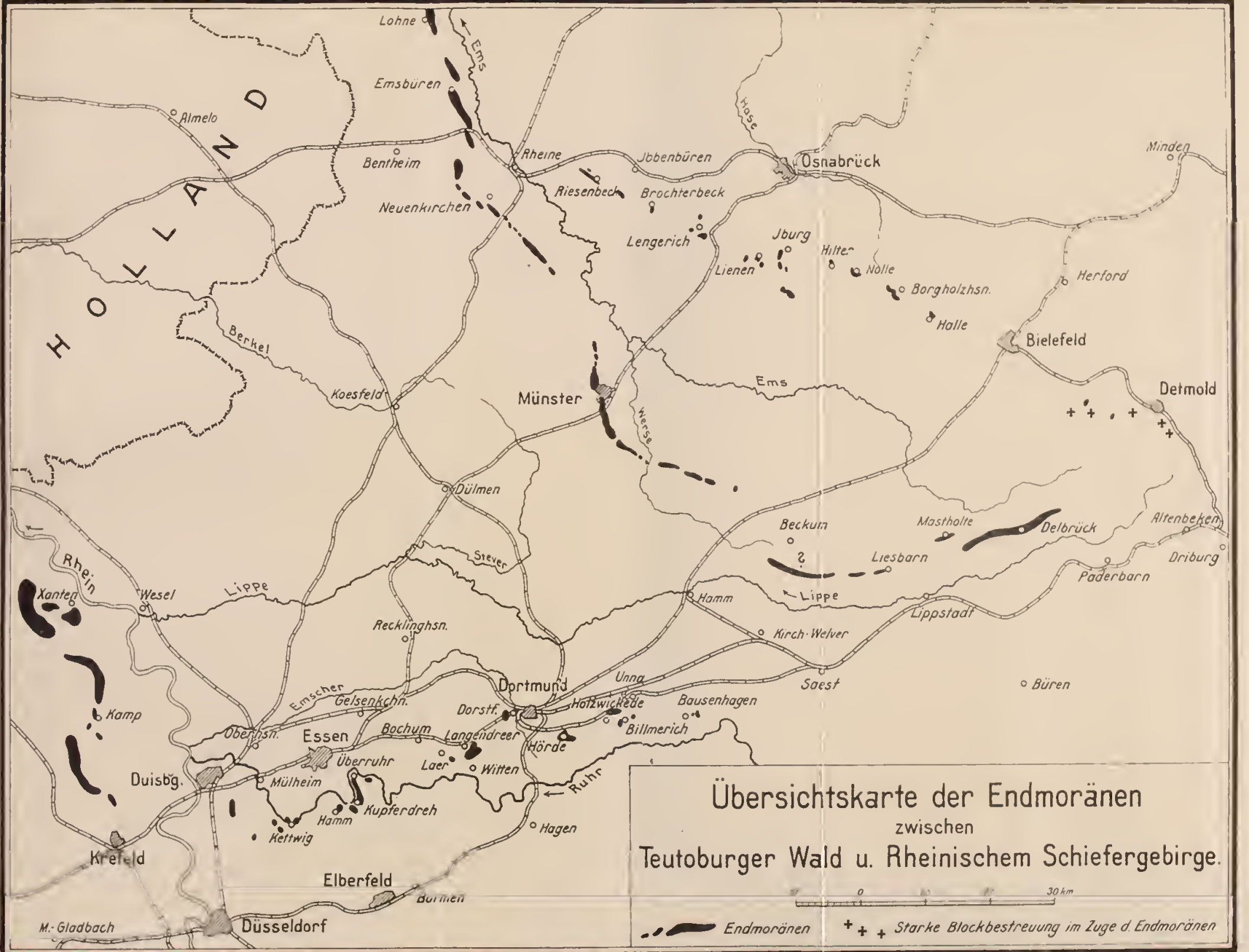
vorgeschlagen von den Herren ZIMMERMANN I, HESS
VON WICHDORFF und JOH. BÖHM.

Herr RUDOLF HUNDT, Klosterfelde, Kreis Nieder-
Barnim,

vorgeschlagen von den Herren ZIMMERMANN I, P. G.
KRAUSE und HESS VON WICHDORFF.

Der Vorsitzende legt die schwierige wirtschaftliche Lage der Gesellschaft dar, und spricht die Hoffnung aus, daß es durch Vergrößerung der Mitgliederzahl gelingen möge, die Schwierigkeiten zu beseitigen. Er bittet nach Möglichkeit für die Gesellschaft zu werben.

Er macht sodann auf das Preisausschreiben des Herrn STROMER v. REICHENBACH aufmerksam, das allen deutschen Mitgliedern zugegangen ist, und im letzten Monatsbericht nochmals abgedruckt ist. Ferner gibt der Vorsitzende dem Zutrauen Ausdruck, daß es der deutschen Wissenschaft und im besonderen der deutschen Geologie gelingen wird, trotz der Anfeindungen über den Abschluß des Kriegs-



zustandes hinaus von seiten eines Teiles der wissenschaftlichen Welt des feindlichen Auslandes ihr altes Ansehen zu bewahren.

Die als Geschenk für die Bücherei eingegangenen Druckschriften werden vom Vorsitzenden vorgelegt.

Herr R. BÄRTLING spricht über

Die Endmoränen der Hauptvereisung zwischen Teutoburger Wald und Rheinischem Schiefergebirge.

(Hierzu eine Übersichtskarte und 2 Textfiguren.)

Die Kenntnis des Verlaufs der großen Endmoränenzüge ist für alle übrigen Probleme der Geologie des Diluviums von grundlegender Bedeutung. Sie sind die sichersten, auf große Erstreckung verfolgbaren Zeitmarken von relativ sehr kurzer Dauer, die uns aus dem Diluvium bekannt sind und die in ihrer sicheren Gleichzeitigkeit und Kürze wohl kaum von älteren, stratigraphisch wichtigen Zeitmarken erreicht werden.¹⁾ Die genaue Kenntnis dieser Bildungen hat daher ein mehr als lokales Interesse namentlich in den äußersten Randgebieten der Vereisung, wo unsere Kenntnis der Eisrandlagen bislang immer noch äußerst lückenhaft war. In diesen Randgebieten, zu denen der Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges und die Kreidehöhen des Haarstrangs gehören, treten die Endmoränen nicht mehr mit derselben Frische auf, wie in der Nähe der Ostseeküsten und in Skandinavien. Alle Faktoren der Denudation haben zusammengewirkt, ihre Oberflächenform zu verwischen oder zu verzerren oder auch die Reste der Endmoränen wieder vollständig zu entfernen; jüngere Bildungen haben die wichtigsten Überbleibsel überschüttet und meist unter dichter undurchdringlicher Decke begraben. Die Schwierigkeiten werden ferner noch dadurch vergrößert, daß die alten vom Eis vorgefundenen Gebirgsränder sowohl auf das Vorrücken des Inlandeises, als auch auf die morpho-

¹⁾ Bei den älteren „Leitschichten“, bei Transgressionen und tektonischen Erscheinungen ist ein gleichzeitiges Einsetzen an allen Punkten meist nicht sicher, oft sogar unwahrscheinlich. Als schönes Beispiel einer palaeozoischen Zeitmarke sei aus dem Prod. Carbon der marine Horizont im Hangenden von Flöz Katharina erwähnt, der in weniger als 1 m Mächtigkeit vom Ostrande des westfälischen Kohlenbeckens bis nach England zu verfolgen ist.

logischen Verhältnisse seiner Ablagerungen einen starken Einfluß ausüben.

Trotz all dieser Schwierigkeiten ist es allmählich gelungen, für Rheinland und Westfalen auch im Randgebiet des größten Eisvorstoßes ein immer vollständigeres Bild der Endmoränen zu entwerfen.

Auf der linken Rheinseite kennen wir den Verlauf der Endmoränen hauptsächlich aus den Arbeiten von G. FLIEGEL,²⁾ die später durch Arbeiten von P. G. KRAUSE,³⁾ A. STEEGER,⁴⁾ W. WUNSTORF,⁵⁾ C. GAGEL⁶⁾ und KÖNIGS⁷⁾ vervollständigt wurden. Herrn K. KEILHACK⁸⁾ verdanken wir die Kenntnis der westlichen Fortsetzung dieser bedeutenden Endmoränenzüge durch Holland bis zur Nordseeküste.

Auf der rechten Rheinseite blieb dagegen unsere Kenntnis der Endmoränen lange Zeit äußerst lückenhaft. Während auf der linken Rheinseite in verhältnismäßig

2) G. FLIEGEL: Rheindiluvium und Inlandeis. Verh. Naturhist. Verein. Rheinland und Westfalen, **66**, 1909, S. 327 ff.

—: Das Diluvium des niederrheinischen Tieflandes. In: Der Bergbau auf der linken Rheinseite. Festschr. zum Aachener Bergmannstag 1910, S. 323 ff.

—: Neuere Beiträge zur Geologie des niederrheinischen Tieflandes. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. für 1912, **33**, Teil II, S. 450.

G. FLIEGEL u. W. WUNSTORF: Die Geologie des niederrheinischen Tieflandes. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst. Neue Folge 67.

3) P. G. KRAUSE: Einige Beobachtungen über Tertiär und Diluvium des westl. Niederrheingebietes. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. für 1911, **32**, II, S. 135.

—: Weitere Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des Niederrheingebietes. Ebenda 1917, **38**, I, S. 193.

4) A. STEEGER: Der geologische Aufbau und die Entstehung des Hülser Berges. Krefeld 1913.

—: Beziehungen zwischen Terrassenbildungen und Glazialdiluvium. Krefeld 1913.

5) W. WUNSTORF: mit G. FLIEGEL a. a. O.

6) C. GAGEL: Über einen neuen Fundpunkt nordischer Grundmoräne im niederrheinischen Terrassendiluvium und die Altersstellung dieser Grundmoräne. Diese Zeitschr. **71**, 1919, Monatsber. S. 21.

7) KÖNIGS: Die Eiszeit und ihre Spuren bei Krefeld. Jahrb. d. naturw. Verein. Krefeld 1901/02.

—: Die Krefelder Gegend zur Tertiär- und Quartärzeit. Festschr. d. naturw. Verein. Krefeld.

8) K. KEILHACK: Das glaziale Diluvium der mittleren Niederlande. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. für 1915, **36**, I, S. 458.

flachem Gelände die Endmoränen als große, das ganze Landschaftsbild beherrschende Bergzüge hervortreten, sind sie in dem Hügellande auf der rechten Rheinseite zu mehr oder weniger undeutlichen Resten aufgelöst, deren Zusammenhang durch die Bergzüge des alten Gebirges verwischt und unterbrochen wird. Gerade hier erschwert die starke Lößbedeckung eine Verfolgung der Bildungen des Glazialdiluviums ganz außerordentlich. Lange Zeit kannten wir daher von der Endmoräne auf der rechten Seite durch die Arbeiten von G. MÜLLER⁹⁾ und P. KRUSCH¹⁰⁾ nur das kleine Stück der Endmoräne von Langendreer bei Witten, dessen Natur aber bei der isolierten Lage des Vorkommens zweifelhaft blieb. Im Winter 1912/13 konnte ich an dieser Stelle über die Fortsetzung dieses Endmoränenzuges nach Westen bis nach Laer bei Bochum, bei Kupferdreh und in der Stadt Hörde berichten.¹¹⁾

Seitdem ist der weitere Verlauf dieser Endmoräne durch zahlreiche Begehungen festgestellt. Umfangreiche Aufschlüsse bei Kanalisationen und Eisenbahnbauarbeiten haben dabei unsere Kenntnis ihres Verlaufs auch dort stark vermehrt, wo die starke Lößdecke die Verfolgung der Endmoränenreste gänzlich aussichtslos machte. Wichtige Hinweise verdanke ich hierbei den Herren AULICH in Duisburg, A. FRANKE in Dortmund und A. LAURENT in Hörde.

Auf der linken Rheinseite endigt der südlichste Endmoränenbogen in der Gegend von Krefeld südlich des Hülser Berges. Von hier an fehlt zunächst jede Spur einer Andeutung, wo die Fortsetzung zu suchen ist, da der Rhein die letzten Reste zerstört und vielleicht überschüttet hat. Erst wieder auf der rechten Rheinseite können wir daher die Fortsetzung

⁹⁾ G. MÜLLER: Aufnahmebericht Blatt Witten 1902. Archiv d. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin.

¹⁰⁾ P. KRUSCH: Der Südrand des Beckens von Münster zwischen Menden und Witten. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. für 1908, 29, I, S. 101.

—: Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte von Preußen 1:25 000. Blatt Witten, S. 69.

¹¹⁾ R. BÄRTLING: Die Endmoräne am Nordabfall des Rheinischen Schiefergebirges und ihre Beziehungen zur Talbildung. Diese Zeitschr. 65, 1913, Monatsber. S. 191.

—: Geologisches Wanderbuch für den niederrheinisch-westfälischen Industriebezirk. Verlag von Ferd. Enke. Stuttgart 1913. S. 381 und 388.

—: Das Diluvium des niederrheinisch-westfälischen Industriebezirks und seine Beziehungen zum Glazialdiluvium. Diese Zeitschr. 64, 1912, Monatsber. S. 155.

in der Saarer Mark bei der Blockstelle Rott zwischen Weddau und Großenbaum erkennen. Bei großen Kiesgewinnungsanlagen fand Herr AULICH hier unter den Ablagerungen der Rheinniederterrasse mächtige Blockpackungen, die vorwiegend aus Karbonschiefer-tonen und -sandsteinen bestanden, die nur einen geringen Transport von Norden her durchgemacht haben. Gemischt waren diese aber mit nordischem Gesteinsmaterial, darunter Blöcke nordischer Herkunft von sehr ansehnlicher Größe. Das anstehende Flözleere unter dieser Blockpackung wies sehr deutliche Glazialschrammen¹²⁾ auf, die von der Nord-Südrichtung bis zu 15° nach SO oder SW abwichen. Diese beweisen unwiderleglich, daß eine nachträgliche Umlagerung des Glazials ausgeschlossen ist, was ja auch nach der Natur der ganzen Ablagerung und der Beschaffenheit ihrer weichen Komponenten vollkommen unmöglich ist.

Von diesem Fundpunkt ab nach Osten wurden randliche Bildungen des Inlandeises, die als Fortsetzung der Endmoräne anzusehen sind, durch Herrn W. WUNSTORF bei den geologischen Aufnahmen auf dem Blatt Kettwig an mehreren Stellen festgestellt. Südlich der Ruhr fanden sich derartige Endmoränenreste am Hummelsberg (westlich von Schloß Linnep), sowie südlich und westlich von Schloß Landsberg. Auf der rechten Seite der Ruhr sehen wir die Fortsetzung am Wezelsberg und beim Sanatorium bei Kettwig. Hier traten die Endmoränenreste nach den Feststellungen von Herrn WUNSTORF zusammen mit Grundmoränen auf.

Östlich davon erfährt das Glazialdiluvium zunächst eine bemerkenswerte Unterbrechung; als letzte Spuren finden sich nur einige große nordische Geschiebe östlich von Schloß Öfte. Am Ostrand des Hespertales liegen aber bei Hamm im Rheinland wieder zwei größere geschlossene Partien von Glazialdiluvium. An diese schließen sich in geringer Entfernung bedeutendere Reste der Endmoräne in Gestalt von mächtigen Sandaufschüttungen und Blockpackungen in Hinsbeck und Dilldorf, südlich von Kupferdreh. Diese leiten uns über zu der großen Endmoräne, die das Ruhrtal von Kupferdreh bis Überrauch begleitet¹³⁾. Hiermit schließt ein

¹²⁾ Leider konnte dieses wertvolle Naturdenkmal, das nur bei anhaltendem Pumpen zugänglich war, wegen des hohen Grundwassers nicht erhalten und dauernd zugänglich gemacht werden.

¹³⁾ R. BÄRTLING a. a. O., Wanderbuch S. 388 und diese Zeitschr. 1913, S. 191.

Endmoränenbogen, der von Großenbaum bis Überrauch die Stadt Essen in weitem Umkreis umzieht und daher als **Essener Endmoränenbogen** bezeichnet werden kann.

Hieran schließt sich ein Endmoränenbogen, der die Stadt Bochum umzieht. Im westlichen Teil dieses Bogens sind endmoränenartige Bildungen nicht erhalten geblieben. Nur stellenweise deuten Anhäufungen von mächtigen Blöcken nordischer Herkunft, wie z. B. am Horkenstein, bei Dahlhausen, bei Blankenstein¹⁴⁾, in Weitmar und Querenburg, auf die Nähe des Eisrandes hin. Bei Haus Laer beginnt dann aber die mächtige Aufschüttung der Langendreerer Endmoräne, deren westlicher Teil das Ölbachtal abspernte, während der östliche Teil eine tiefe Senke zwischen den Karbonrücken der Kaltenhardt und des Stockumer Berges zugeschüttet hat. Diese Endmoräne besteht aus sehr mächtigen, vorwiegend aus feinen Sanden zusammengesetzten Aufschüttungen, in denen Blockpackungen nur in geringem Umfang (Bahneinschnitt!) auftreten. Sie enthalten aber größere Einlagerungen von Kiesen mit nordischem Material und von Grundmoränenfetzen. Die Oberflächenformen dieses Endmoränenstücks sind noch verhältnismäßig frisch und lassen vielfach kamesartige Formen erkennen. Die starke Lößdecke hat diese Oberflächenform aber vielfach stark verwischt. An einheimischem Material sind hier Karbonblöcke, vereinzelte Steinkohlengeschiebe und reichlich vorhandener aufgearbeiteter präglazialer Ruhrschotter vertreten. Die starke Ausdehnung in Nord-Südrichtung deutet darauf hin, daß hier der **Bochumer Endmoränenbogen** schließt.

Nach Osten folgt eine Unterbrechung durch Karbon- und Kreidehöhe von mehreren Kilometern, auf denen wir noch keine Reste der Endmoräne kennen. Die nächsten Reste der Endmoräne finden wir wieder bei Dorstfeld, wo beim Bau des neuen Bahnhofs und der damit in Zusammenhang stehenden Erweiterung der Gleisanlagen mächtige Blockpackungen aufgeschlossen wurden. Sie bestehen vorwiegend aus Blöcken des weiter nördlich anstehenden oberen Turons der *Brongniarti-* und *Cuvieri-*Zone, enthalten aber auch reichlich nordisches Material. Dieser Aufschluß am Westende des Bahnhofs ist längst wieder vermauert, ein zweiter Daueraufschluß, der die Endmoränenbildung noch heute erkennen läßt, liegt aber hinter dem Werk von ORENSTEIN & KOPPEL. Hiermit würde

¹⁴⁾ R. BÄRTLING, Wanderbuch S. 362.

ein kleiner Bogen schließen, den wir als Lütgendortmunder Endmoränenbogen bezeichnen können.

Der anschließende Dortmunder Bogen erstreckt sich über die Stadt Hörde bis östlich von Hokzwickede in die Nähe des Liedbachtals. Von diesem Bogen haben wir Reste in der Stadt Hörde, wo sie zunächst bei den umfangreichen Erweiterungen des Güterbahnhofs aufgedeckt wurden und von hier aus durch Herrn A. LAURENT bei Kanalisationsarbeiten durch den größten Teil der Stadt verfolgt werden konnten, so daß es heute als sicher gelten kann, daß der weitaus größte Teil der Stadt Hörde auf einer unter starker Lößdecke begrabenen Endmoräne liegt.

In der Hörder Endmoräne überwiegt bei weitem das einheimische Material aus dem Karbon¹⁵⁾. In der Holzwickeder Endmoräne, die, wie die Aufschlüsse zeigten, auf Turonmergel der Zone des *Inoceramus labiatus* aufgelagert ist, tritt dagegen vorwiegend, ebenso wie bei Dorstfeld, Kreidematerial aus dem Ober-Turon hervor, das ebenfalls einen Transport von Norden her, wenn auch nur von einigen Kilometern, durchgemacht hat. Diese Massen bilden südlich von Natorp eine sehr ausgedehnte Blockpackung unter starker Lößdecke. Nur die sehr umfangreichen Baggerarbeiten der Eisenbahn zur Gewinnung von Dammschüttungsmaterial und die Anlage von neuen Zugangswegen zu der Straßenunterführung bei Haus Natorp ermöglichten, den Charakter dieser verschütteten Endmoräne sicher zu erkennen. Nach Osten hin läßt sie sich in Gestalt einer schwachen mit Löß bedeckten Bodenanschwellung bis fast zum Liedbachtal verfolgen. Daß diese Bodenanschwellung ihre Ursache ebenfalls in einem erhalten gebliebenen Rest der Endmoräne hat, beweisen die Aufschlüsse am östlichen Talrand des dem Liedbach hier von Holzwickede zufließenden Seitentals und an einem Wegeinschnitt in Obermassener Heide, wo ebenfalls die bestoßenen und gerollten Kreideblöcke verschiedener Herkunft, wirr durcheinander geworfen, gemischt mit Sand und kleinen nordischen Geschieben, zu erkennen sind.

Von hier ab biegt die Endmoräne wiederum stark nach Süden aus. Wir finden ihren nächsten Rest etwa 2 km weiter südlich auf der Oberfläche des Karbons in den verlassenen Steinbrüchen am Rande des Liedbachtals,

¹⁵⁾ R. BÄRTLING a. a. O., Wanderbuch S. 367 und diese Zeitschr. 1912, S. 166, 1913, S. 191.

westlich von Bilmerich, in Gestalt von Blockpackungen aus Karbon- und Kreidematerial mit geringer Beimischung nordischer Geschiebe bestehend, stellenweise in Verbindung mit Grundmoräne. Dieses Ausbiegen deutet darauf hin, daß sich hier ein neuer, sehr flacher Bogen anschließt, der vielleicht als Unnaer Endmoränenbogen bezeichnet werden kann. Von ihm ist nur wenig erhalten. Auffällige Blockanhäufungen am Rande des Bornekamp-ales und die oft sehr mächtige, ganz aus nordischen Geschieben bestehende Steinsohle des Löß am Nordabfall des Haarstrangs, sind vielleicht hiermit in Zusammenhang zu bringen und schließlich noch sehr blockreiche Grundmoränen in Verbindung mit geringmächtigen Sandaufschüttungen gleicher Art, wie sie in den Endmoränen von Langendreer und Kupferdreh vorherrschen, bei Bausenhagenener Heide.

Weiter nach Osten hin haben wir keinerlei Kenntnis des weiteren Verlaufs der Endmoräne. Wir wissen nur aus dem Vorkommen der Grundmoräne südlich der Städte Soest, Lippstadt und Paderborn, und der dünnen Bestreuung mit vereinzelt nordischen Blöcken, die bis auf die Höhe des Haarstrangs hinaufgehen, daß die Endmoräne auch in diesem Gebiet in der Nähe der Kammlinie des Haarstrangs gelegen haben muß. Der Kamm blieb aber wahrscheinlich frei vom Eise, ebenso scheint es sicher zu sein, daß auch der südöstlichste höchste Teil des Teutoburger Waldes vom Eise frei blieb.

Im Hinterland dieser Endmoräne liegen Grundmoränen in großer Verbreitung. Sande und fluvioglaziale Bildungen, die auf die Richtung des Verlaufs der Schmelzwasser hindeuten, fehlen vollkommen. Die eintönige Grundmoränenlandschaft erfährt erst wieder eine Unterbrechung durch die erste Rückzugsstaffel in der Gegend von Münster, in dem sehr ausgedehnten Endmoränenzuge, der von TH. WEGNER¹⁶⁾ beschrieben wurde. Diese Endmoränen bestehen aus flachen, breiten Kies- und Sandrücken, in die sich in der nördlichen Fortsetzung auch aufgepreßte Tertiärmassen einschieben. WEGNER beschreibt den großen End-

¹⁶⁾ Th. WEGNER: Über eine Stillstandslage der großen Vereisung im Münsterlande. Diese Zeitschr. 62, 1910, Monatsber. S. 387.

—: Die nördliche Fortsetzung der münsterländischen Endmoränen. Diese Zeitschr. 67, 1915, S. 57.

—: Geologie Westfalens. Paderborn 1910.

moränenbogen von Münster, an den sich nach Norden bis in die Gegend von Rheine der Neuenkirchener Bogen anschließt, dann die Emsbürener Endmoräne und die Lohner Berge. Nach Süden hin war uns die Fortsetzung bisher unbekannt. Hier finden sich aber ähnliche Sandaufschüttungen verbunden mit Grundmoränenhügeln, bogenförmig ostwestlich verlaufend, am Südabfall der Beckumer Kreideplatte¹⁷⁾, die wohl die Fortsetzung der Münsterschen Endmoräne darstellen. Hier schließt sich also noch der Beckumer Endmoränenbogen an. Derartige Sand- und Grundmoränenhügel ziehen sich über Liesborn bis nach Mastholte hin. Sie können vorläufig nur mit Vorbehalt zur Endmoräne gerechnet werden, da die Einzelheiten des Verlaufs der Endmoräne hier noch nicht feststehen. Ich halte es für höchst wahrscheinlich, daß nördlich und östlich von Ahlen etwa über Jonsthövel, Hallene, Neu-Ahlen und Lütke-Üntrop eine Verbindung zwischen dem Münsterschen und dem Beckumer Bogen besteht, über dessen Einzelheiten ich in nächster Zeit an anderer Stelle berichten werde. Weiter nach Osten¹⁸⁾ hin ist auf der Übersichtskarte noch ein Endmoränenstück von Mühlenheide bei Mastholte über Delbrück angegeben, das von Herrn KEILHACK aufgefunden wurde und von ihm zum ersten Male bei der Erörterung dieses Vortrages beschrieben wurde.

In der Münsterschen Endmoräne treten Blockpackungen fast nirgends auf, so daß man im Zweifel sein könnte, ob es sich hier wirklich um eine Endmoräne handelt. Wie die Karte zeigt, fügt sich diese Endmoräne aber so zwanglos in das Gesamtbild der Endmoränenzüge ein, daß wir schon aus diesem Grunde ihre Endmoränennatur anerkennen müssen. Die von WEGNER weiter nördlich beobachteten Aufpressungen des Tertiärs, die von ihm beschriebenen Auskolkungen des Untergrundes unter den Sandrücken sind weitere Beweise hierfür. Die hier fehlenden Blockpackungen sind ja auch bekanntlich durchaus kein Leitfossil für die Endmoräne.

¹⁷⁾ JOH. ELBERT: Über die Altersbestimmung menschlicher Reste aus der Ebene des westfälischen Beckens. Korrespondenzblatt d. anthropolog. Ges., 35, 1904, S. 109.

¹⁸⁾ Nachträglicher Zusatz. Diese Endmoräne ist mit Zustimmung von Herrn K. KEILHACK in die Karte übernommen. Vergleiche die Ausführungen von Herrn KEILHACK auf Seite 00.

Die überaus verwischten, wenig frischen Oberflächenformen dieser Endmoräne könnten vielleicht den Gedanken nahe legen, daß es sich hier um eine ältere Endmoräne handelt, die schon gebildet wurde, bevor das Eis bis zu seiner äußersten Grenze vorstieß. Ich halte eine solche Möglichkeit aber für ausgeschlossen, da auf der Endmoräne zusammenhängende Überkleidungen mit Geschiebemergel fehlen und auch eine Decke von Geschiebesand nur untergeordnet auftritt. Diese Endmoräne ist also das erste Rückzugsstadium, in dem das Zurückschmelzen des Eisrandes mit dem Nachschub von Norden her wieder für längere Zeit in eine Gleichgewichtslage kam. Beachtenswert ist, daß der Rückzug des Eises im westlichen Teile von West nach Ost schneller vor sich ging, als in der östlichen Hälfte in der Richtung Süd—Nord. Im Westen haben wir einen Rückzug von ungefähr 90 km, während im Osten im gleichen Zeitraum nur etwa 25 km vom Eise frei wurden. Ich führe diese Erscheinung auf die Einwirkungen der See zurück, vielleicht hat sich schon damals eine Wirkung des Golfstromes bemerkbar gemacht, die den Eisrand in der Nähe der Küsten in östlicher Richtung stärker zurückdrückte, als weiter östlich. Auch später gebildete Endmoränen lassen in ihrer Richtung einen solchen Einfluß des Meeres erkennen, besonders ist das der Fall bei der schleswig-holsteinischen Endmoräne.

Bei weiterem Zurückschmelzen kam das Eis noch einmal in Westfalen in einen Gleichgewichtszustand, der wiederum zur Aufschüttung einer bedeutenden Endmoräne führte, die auf und zwischen den südlichsten Kuppen und Kämmen des Teutoburger Waldes verläuft. Diese Endmoräne habe ich kurz vor dem Kriege auf einer Reihe von Begehungen kennen gelernt, die ich gemeinsam mit unserem auf dem Felde der Ehre gefallenen Kollegen O. RENNER ausführte. Wegen des Kriegsausbruchs war es uns nicht mehr möglich, die Veröffentlichung unserer gemeinsamen Beobachtungen vorzubereiten.

Diese Begehungen führten zur Feststellung einer sehr bedeutenden Endmoräne, von der ein Teil bereits vor etwa 15 Jahren, wie ich erst später feststellen konnte, durch JOH. ELBERT¹⁹⁾ beobachtet war. Er hatte damals bereits Endmoränen bei Lengerich, Lienen, Iburg, Hilter und Borgholzhausen beobachtet.

¹⁹⁾ ELBERT a. a. O., S. 106.

Diese Endmoräne ist nach NW bis nach Stapenhorst nördlich von Lengerich festzustellen, wo sich eine typische Blockpackung in einer flachen Kuppe bei dem Gehöft Stapenhorst auf der Nordseite des Plänerkamms befindet. Wie die Fortsetzung von hier nach Westen und der Anschluß an die Endmoränen im Emslande erfolgt, ist mir nicht bekannt, liegt auch im wesentlichen außerhalb des Rahmens dieser Betrachtung. Ich vermute, daß die von mir nicht besuchten Sandhöhen von Brochterbeck, südlich von Ibbenbüren als Reste ihrer Fortsetzung anzusehen sind. Noch weiter westlich finden sich Anhäufungen von blockreichem Geschiebemergel bei Riesenbeck, im Norden und Süden angelehnt an den Cenomanrücken von Bevergern, die G. MÜLLER²⁰⁾ als sehr geschiebereichen Blocklehm bezeichnet, dessen „Tongehalt ausgewaschen ist, so daß nur noch ein geschiebereicher, gelber, grandiger Sand zurückgeblieben ist.“ Lage, Zusammensetzung und die Anlehnung an das Gebirge über dem Sander der Münsterschen Ebene beweisen wohl, daß wir hier den nächsten Rest der Endmoräne der am weitesten nach NW liegt, vor uns haben.

Südöstlich von Lengerich liegen die Endmoränen fast vor jedem größeren Quertal, das den Teutoburger Wald durchbricht; um das Iburger Tal, die Widehne-Schlucht bei Hilter, die Noller Schlucht, das Borgholzhausener Talsystem und das Haller Tal.

Um das Iburger Tal ordnen sich die Endmoränen in zwei hinter einander liegenden Bogenreihen. Der äußere verlief von Lienen durch die Laer Heide, über die Laer Höhe zum Kleinen Berg bei Rothenfelde. Der innere Bogen legt sich in der Vossegge an die Kreidehöhen an und umschließt von dort über den Hakentempel und Ostenfelde im Bogen Iburg und das Dorf Glane.

Die Endmoränenreste von Hilter sind vielleicht mit dem äußeren Iburger Bogen zu vereinigen. Zu den schönsten und frischesten Endmoränenteilen gehört der aus Kies, Sand und Blockpackungen bestehende kleine Bogen vor der Noller Schlucht im Heidbrink. Ob der bogenförmige Sandberg zwischen Berghausen und Kleekamp zur Endmoräne gehört, ist noch nicht entschieden.

Der mächtige Endmoränenbogen bei Borgholzhausen in der Nollheide und bei Bödinghausen, war bereits ELBERT

²⁰⁾ G. MÜLLER: Das Diluvium im Bereich des Kanals von Dortmund nach den Emshäfen. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1895, 16, S. 48.

(a. a. O.) bekannt. Von hier aus sucht ELBERT die Fortsetzung nördlich des Gebirges in der Richtung auf die Porta, die Endmoräne setzt sich aber weiter nach SO am Gebirge fort. Zunächst finden wir um das Hesselner Tal wieder Andeutungen der Endmoräne, z. B. bei dem Gehöft Kruse in Form von geschiebereichen Sandbergen. Dann treten nördlich von Halle bei Grünenwalde östlich der Chaussee nach Werther wieder mächtige Blockpackungen vorwiegend in Lokalfazies auf.

Von hier ab nach Südosten werden die Spuren der Endmoräne immer dürftiger, trotzdem steht es fest, daß der Eisrand auch hier lange mit den südlichen Kämmen des Gebirges zusammenfiel. Während nördlich des Gebirges die Grundmoräne unter allen Diluvialablagerungen bei weitem vorherrscht, ziehen sich südlich der Kammlinie glaziale Sande in fast allen Schluchten bis nahe an die Kammlinie hinauf. Das — allerdings sehr spärlich vorkommende — nordische Material in diesen Sanden beweist, daß es sich nicht um Flugsand, sondern um Schmelzwasserabsätze²¹⁾ handelt. Dieser Gegensatz der fruchtbaren Grundmoränenlandschaft nördlich des Gebirges zu den eintönigen Heidesandflächen auf der Südseite zeigt bei der großen Mächtigkeit beider Bildungen an, daß auch hier das Gebirge nicht während einer kurzen Episode des Rückzuges stilllag, sondern daß gerade hier mit einer sehr langen Gleichgewichtsperiode zu rechnen ist. Als Spuren der Endmoräne sind hier wahrscheinlich die starken Blockbestreuungen bei Wistinghausen, am Hörster Berg, südlich von Pivitsheide, am Hideser Berg und bei Hornoldendorf anzusehen. Bei Wistinghausen und südlich von Pivitsheide nimmt diese Blockbestreuung an einzelnen, von RENNER aufgefundenen Stellen, die ich mit ihm kurz vor dem Kriege besuchte, den Charakter von Blockpackungen an.

Weiter nach Osten haben RENNER und ich, die Endmoränen nicht verfolgt.

E. GEINITZ²²⁾, dem von der Teutoburger Waldendmoräne nur das kleine von JOH. ELBERT²³⁾ beschriebene Stück west-

²¹⁾ Siehe die Darstellung auf der Geol. Spezialkarte, Blätter Lage, Detmold, Senne usw. von O. RENNER, MESTWERDT, K. KEILHACK und A. KRAISZ.

²²⁾ E. GEINITZ: Die Endmoränen Deutschlands. Archiv d. Verein. d. Freunde d. Naturwissensch., Mecklenburg, 72, 1919, S. 113.

²³⁾ J. ELBERT a. a. O.

lich von Borgholzhausen bekannt war, verbindet diese von hier aus mit den von STRUCK^{23a)}, SPETHMANN²⁴⁾ u. a. besprochenen Endmoränenresten von der Porta über Steinbergen, Kleinenbremen bis Hameln. Diese Verbindung ist nicht zu treffend, da jene Endmoränen an der Weser sicher ein jüngeres Stadium darstellen. Wo die Fortsetzung nach Osten zu suchen ist, ist noch ganz unbekannt. Vielleicht haben wir sie in der Fredener Endmoräne und in den Glazialbildungen südlich von Hildesheim zu suchen.

Auffallend ist der Gegensatz in den Oberflächenformen der drei beschriebenen Endmoränenstaffeln. Am wenigsten frische Oberflächenformen zeigt die Münstersche Endmoräne. In der Endmoräne im Ruhrgebiet sind die Oberflächenformen durch die mächtigen Lößablagerungen fast vollständig verwischt, nur bei Langendreer ist noch ein System von kamesartigen Kuppen zu erkennen.

In allen übrigen Teilen tritt die südlichste Endmoräne orographisch kaum noch hervor. Sie ist durch Erosion stark zerschnitten und auf große Erstreckung wohl vollkommen wieder ausgeräumt. Nur stellenweise treten die Blockpackungen noch in ganz flachen Erhebungen hervor, deren Grenzen aber bei der mächtigen Bedeckung mit Löß nicht mehr sicher festzustellen sind.

Die Münstersche Endmoräne bildet ganz deutliche, im Gelände gut zu erkennende, flache Erhebungen; auch hier fehlen aber alle frischen Züge in ihrem Landschaftsbilde. Sie bildet nur ganz flache breite Sand- und Lehmücken, die nur schwer als Endmoränen zu erkennen sind. Wesentlich frischer sind aber, wie erwähnt, die am Teutoburger Wald erhalten gebliebenen Endmoränenreste, insbesondere die bei Iburg an der Nollerschluft und bei Borgholzhausen.

Dieser verschieden gute Erhaltungszustand hat seinen Grund in erster Linie wohl in dem ungleich hohen Alter der drei Endmoränen, in zweiter Linie auch in ihrer Lage. Die nördlichste Endmoräne, die sich eng an das Gebirge anlehnt, ist durch die Gebirgskuppen und Kämme sicher mehr vor der Abtragung geschützt geblieben, als die weiter im Süden auf der flachen Abdachung des Nordrandes des Rheinischen Schiefergebirges und des Haarstrangs liegenden Endmoränenreste.

^{23a)} R. STRUCK: Der baltische Höhenrücken in Holstein. *Mitteil. d. Geogr. Ges. Lübeck*, 2. Reihe, **19**, 1904, S. 88—91.

²⁴⁾ H. SPETHMANN: Glaziale Stillstandslagen im Gebiet der mittleren Weser. *Mitteil. d. Geogr. Ges. Lübeck*, **22**, 1908.

Von besonderem Interesse, ist das Verhältnis dieser Endmoränen zu ihrem Untergrund. Ohne Frage fand das Inlandeis bei seinem Vorrücken, die Gebirgszüge als Hindernisse bereits vor. Meiner Ansicht nach, ist beim ersten Vorstoß der Teutoburger Wald in seinem größten Teile überschritten worden. Nur der Südosten blieb wahrscheinlich eisfrei. Der Rand des Rheinischen Schiefergebirges und der Haarstrang zwangen das Inlandeis aber, sich dem Gebirgsrande anzupassen.

Den Einfluß des Teutoburger Waldes erkennen wir aber auch in der südlichsten Endmoräne deutlich wieder. Vergleicht man auf der beiliegenden Übersichtskarte die dürftigen Endmoränenreste auf der rechten Rheinseite mit den schönen Aufschüttungen links des Rheines, so fällt der Unterschied stark in die Augen. Nach Osten hin werden die Endmoränenreste immer dürftiger, nach Westen hin immer größer und geschlossener. Dieser Unterschied wird noch auffälliger, wenn man zum Vergleich K. KEILHACKS²⁵⁾ Karte der niederländischen Endmoränen heranzieht. Die gewaltigen Aufschüttungen von Nijmegen und Amersfort, die ohne Frage die Fortsetzung sind, weichen so vollkommen von dieser rechtsrheinischen Endmoräne ab, daß es zunächst schwer fällt, sie zu vereinigen. Und doch stellen beide dasselbe Stadium dar. Zum Teil wird der Unterschied dadurch erklärt, daß in Holland der Typus der Staumoränen vorherrscht, während sich in Westfalen keine Spur von diesem Typus findet. Es kommen nur Sandaufschüttungen und Blockpackungen vor. Das hat seinen Grund in der Verschiedenheit des vom Eise vorgefundenen Untergrundes. Zur Erklärung des auffälligen Unterschiedes zwischen beiden Endmoränen, genügt dieses Moment aber nicht. Ich sehe vielmehr in dem allmählichen Verkümmern der Endmoräne in östlicher Richtung den Einfluß des Teutoburger Waldes. Wenn auch der Teutoburger Wald vom Eis überschritten wurde, wenn auch seine Höhen im Vergleich zu den Eismächtigkeiten nicht sehr bedeutend waren, so bildeten seine geschlossenen, quer zur Stromrichtung verlaufenden Kämme, ebenso wie die des Wiehengebirges doch ein starkes Hindernis, das sicher verlangsamend und hemmend auf den Eisnachschiebung wirkte. Infolgedessen waren dort, wo das Inlandeis un-

²⁵⁾ K. KEILHACK a. a. O. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1915, Teil I, Tafel 27.

gehindert vordrang, die Wirkungen wesentlich größer als dort, wo ein krankes, in seiner Stoßkraft geschwächtes Eis in Lee des Teutoburger Waldes noch die Höhen des Haarstrangs und der Grafschaft Mark hinaufsteigen mußte. Je höher die vorgelagerten Kämme sind, desto dürftiger ist die südliche Endmoräne.

Auch in der Münsterschen Endmoräne, sehen wir den Einfluß des „Eisschattens“ des Teutoburger Waldes wieder. Ihre Fortsetzung in den Lohner Bergen, ist viel bedeutender, als die Sandrücken im Innern des Münsterschen Beckens. Auch hier, im Innern des Beckens, sehen wir noch ein weiteres Abnehmen der Endmoränenbildungen in südöstlicher Richtung entsprechend der zunehmenden Höhe und Geschlossenheit der Kämme des Teutoburger Waldes.

Die großartigsten Wirkungen auf den vortertiären Untergrund erkennen wir an der südlichsten Endmoräne aus dem gleichen Grunde auch im Westen zwischen Dortmund und dem Rhein.

Das heutige Flußtal der Ruhr bestand im Unterlauf damals ebenso wenig, wie das Rheintal. Vor dem Herannahen des Inlandeises hatte die Ruhr von der Quelle bis nach Witten denselben Verlauf wie heute. Bei Witten brach sie jedoch nach Norden durch, und breitete sich über die flachen Kreidehöhen des Gebirgsvorlandes weit aus, überall die mächtigen Ablagerungen alter Flußschotter hinterlassend. Diese Geröllablagerungen bedecken die Kreidehöhen in dem ganzen Gebiet zwischen Witten, Kastrop, Herne und Essen. Sie sind erheblich älter als das Eis und haben vor Herannahen desselben bereits wieder starke Veränderungen durch die Erosion erlitten, die damals bereits Täler von 50 m Tiefe in diese hoch gelegenen Flußablagerungen einschnitt. Diese Erosion hat entweder während der ersten Eiszeit oder der ersten Interglazialzeit stattgefunden. An den Rändern dieser alten Täler finden wir unter jüngeren Ablagerungen Reste von älterem Löß.

Die Täler sind ausgekleidet mit der Grundmoräne des vordringenden Inlandeises, die sowohl Talböden und Talflanken, als auch die Reste des mit Schotter bedeckten Hochplateaus gleichmäßig überzog. Daraus geht hervor, daß das Eis selbst nur wenig umgestaltend gewirkt haben kann. Um so größere Wirkungen haben aber die Schmelzwasser vor dem Eisrande hervorgerufen. Es wurde bereits erwähnt und zum Teil auch schon früher von mir beschrieben, daß die Endmoränenreste stellenweise unter

die tiefsten Flußablagerungen hinabgehen. So liegt z. B. die Endmoräne bei Großenbaum unter der Niederterrasse des Rheins. Von dort steigt sie am Hummelsberg in eine Höhenlage auf, die mit der Hauptterrasse korrespondiert. Einige Kilometer östlich davon liegen die Endmoränenreste dann aber erheblich höher, und zwar bis zu 40 m über der Hauptterrasse. Zwischen Kupferdreh und Überraehr liegt die Basis der Glazialaufschüttungen zum Teil tiefer, als das heutige Ruhr-Alluvium. Ebenso war auch bei Langendreerholz beim Bau des Versatzschachtes der Zeche Hamburg und Franziska zu beobachten, daß die Endmoränenaufschüttungen bereits in einer Tiefe beginnen, die unter dem heutigen Ruhr-Alluvium liegt. Etwas ähnliches können wir auch noch bei Holzwickede feststellen.

Ein Blick auf die Karte zeigt, daß diese Stellen, in denen wir die außerordentlich tiefe Lage der Eisrandbildungen feststellen können, jedesmal mit dem einspringenden Winkel zwischen zwei Endmoränenbogen zusammenreffen. Es kann sich hier also nicht etwa um eine ausplügende Tätigkeit des Inlandeises handeln, sondern um Erosionswirkungen gewaltiger Wasserfälle vor dem Eisrand. Daß diese Wirkungen gerade in dem einspringenden Winkel zwischen zwei Bogen am stärksten sind, beweist, daß sich starke Schmelzwasserflüsse auf der Oberfläche des Eises sammelten, in den Senken zwischen zwei Zungen des Eisrandes zusammenströmten und vor dem Eisrand durch großartige Wasserfälle die gewaltigen Erosionswirkungen auf dem harten palaeozoischen Untergrund veranlaßten.

Ähnliche Wirkungen beschreibt auch WEGNER von der Münsterländischen Endmoräne. Hier ist aber die auskolkende Wirkung nicht auf die Winkel zwischen den Loben des Eisrandes beschränkt, sondern folgt der Endmoräne über große Bogenstücke. Bei den weiter nördlich liegenden Endmoränenresten am Teutoburger Wald, sind solche Wirkungen noch nicht festgestellt, da hier so tief gehende Aufschlüsse nirgends bekannt geworden sind.

Diese Wirkungen des Schmelzwassers machen sich ohne Unterschied der Härte des Untergrundes bemerkbar. In dem Endmoränenstück zwischen Dilldorf und Überraehr sind zum Teil die härtesten Werksandsteinbänke des Produktiven Karbons tief ausgewaschen. Auch bei Langendreer ist die tiefe Rinne, ohne durch Störungen vorgebildet zu sein, in den härtesten Schichten des Oberkarbons, dem Konglomerat

unter Flöz Finefrau ausgeschlagen. Die umgestaltende Wirkung derartiger Schmelzwasser vor dem Eisrande ist demnach nicht zu unterschätzen. Sie schuf bei Kupferdreh Höhenunterschiede von mindestens 80 m und bei Langendreer, wie durch den erwähnten Schacht der Zeche Hamburg und Franziska erwiesen wurde, ebenfalls solche von fast 80 m, wenn man annimmt, daß die aus Karbonsandstein bestehenden Höhenrücken der Kaltenhardt seit jener Zeit keine wesentliche Abtragung mehr durchgemacht haben. Ihre Höhe stimmt mit der überein, die sich durch Berechnung für die Unterkante der Präglazialschotterdecke aus deren weiteren Verbreitungsgebiet ergibt. Die Auskolkung geht in dem erwähnten Schachte bis 13 unter den heutigen Ruhrspiegel hinab.

Von besonderer Wichtigkeit sind diese Feststellungen bei der Parallelisierung der Glazialbildungen mit den Talterrassen. Sie zwingen dazu vor weitgehenden Schlüssen aus der Lage von Endmoränen zu Talterrassen zu warnen, denn die Höhenlage der Endmoränen ermöglicht keinerlei Schlüsse auf ihre Beziehungen zu den Talterrassen.

An der Ruhr sind beide Diluvialbildungen auch sonst schwer in Beziehung zu bringen. Wie ich bereits früher²⁶⁾ beschrieben habe, sind oberhalb von Steele die Ruhrterrassen überall stufenweise nach einander in das anstehende Gestein eingeschnitten, wie durch nachstehende schematische Darstellung (Fig. 1) veranschaulicht wird. Unterhalb von Steele sehen wir bei Überrauch aber ein anderes Bild. Dort haben zunächst die Massen der Endmoräne die selbst geschlagene Auskolkung aufgefüllt, und in diese haben sich dann die drei Ruhrterrassen eingeschnitten (vgl. die schematische Darstellung Fig. 2). Eine zweite Ausnahme liegt bei Altendorf oberhalb von Steele vor, wo Grundmoräne unter der untersten Ruhrterrasse festgestellt werden konnte. Auch diese liegt also in einer Auskolkung am Eisrande. Andere Spuren der Endmoräne sind hier aber wieder ausgeräumt oder vielleicht unter Löß und höheren Terrassen verborgen.

²⁶⁾ R. BÄRTLING, a. a. O. Diese Zeitschr. 1913. Monatsber. S. 197 ff. Die Textfiguren 1 und 2 sind dieser Arbeit entnommen, sie sind der Vollständigkeit halber hier nochmals abgedruckt. Hinsichtlich der Einzelheiten wird auf die älteren Arbeiten verwiesen.

Daraus folgt, daß die Moränen älter sind als die drei Terrassen oder wenigstens gleichaltrig mit einer zur Hauptterrassenzeit zeitweilig stark zurückgestauten Ruhr. Ebenso liegen die Verhältnisse im Rheintal bei der Blockstelle Rott bei Großenbaum.

Zur Altersbestimmung sind allgemeine Gesichtspunkte, und das Verhältnis der Glazialbildungen zu den Präglazial-

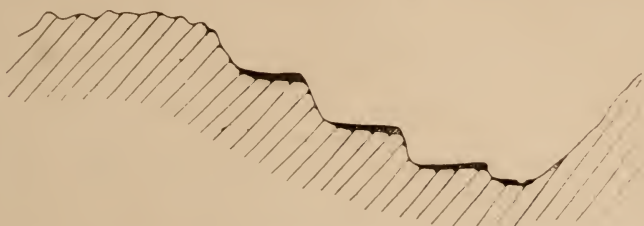


Fig. 1. Schematische Darstellung der Ruhrterrassen zum Untergrund oberhalb von Steele. Signaturen wie Fig. 2.

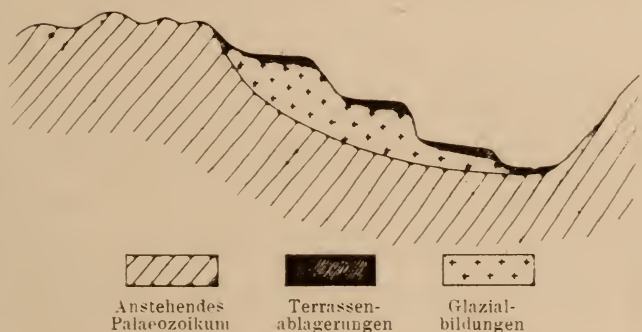


Fig. 2. Schematische Darstellung des Verhaltens von Talterrassen und Glazialdiluvium zwischen Kupferdreh und Dahlhausen (Ruhr).

schottern und dem älteren Löß von wesentlich größerer Bedeutung. Sie führen zu der Gleichstellung des Glazials mit der Hauptterrasse, ohne daß aber ein exakter Beweis dafür erbracht werden kann.

Eine interessante Frage, die ich bis jetzt offen gelassen habe, bleibt der Verlauf der großen Schmelzwasserrinnen, die die Schmelzwasser des Inlandeises abführten. Wo die großen Schmelzwassermassen geblieben sind, die das Eis bei der Bildung der Ruhr-Endmoränen entsandte, wissen wir nicht. Von ihnen fehlt jede Spur. Man könnte an die Möglichkeit denken, daß sie entweder subglazial ab-

geflossen sind oder sich einen Weg über das Eis nach Westen hin suchten, nachdem sie eine Zeitlang im Gebirge aufgestaut waren. Einen subglazialen Abfluß halte ich aber nach der Geländegestaltung und aus ganz allgemeinen Erwägungen nicht für denkbar. Aber auch über das Eis ist ein Abfluß wohl kaum anzunehmen.

Der Eisrand stieg am Haarstrang bis in Höhen von über 200 m hinauf. Da wir in den randlichen Gebieten des Inlandeises, um überhaupt eine Bewegung der Eismassen annehmen zu können, mit einem erheblichen Gefälle rechnen müssen, das wenigstens 5‰ betrug, so haben wir zur Zeit des größten Vorstoßes bei Münster schon mit einer Eismächtigkeit von fast 500 m zu rechnen. Derartige Eismassen haben natürlich den Teutoburger Wald, dessen Höhen die Ebene im allgemeinen nicht mehr als 200 m überragen, leicht überschritten. Sie haben aber eine Abflußmöglichkeit in nördlicher oder nordwestlicher Richtung natürlich versperrt und müssen die Schmelzwasser weit in das Gebirge hinein aufgestaut haben. Auf diesen zurückgestauten Schmelzwassermassen in den alten Tälern des Rheinischen Schiefergebirges sind wahrscheinlich durch treibendes Eis die vereinzelt nordischen Geschiebe verfrachtet worden, die wir außerhalb des vereisten Gebiets in Gegenden finden, an denen sonst jede Spur von Einwirkungen des Inlandeises fehlt, z. B. im Ruhrtal bei Herdecke, Vollmarstein, Bommern usw.

Ein derartiger Stausee²⁷⁾ muß aber noch andere Ablagerungen hinterlassen haben. Diese fehlen wohl auch nicht, sind aber bislang entweder übersehen oder nicht richtig gedeutet worden. Die geologischen Aufnahmen von P. KRUSCH und mir, südlich und südwestlich von Menden²⁸⁾ wurden ganz außerordentlich durch eine Decke von schotterfreiem fluviatilen Lehm erschwert, die in der Waldemei bis zu Höhen von 280 m hinaufsteigt. Sie ist am geschlossensten erhalten auf den sanften Höhen des Flözleeren, fehlt aber auf den viel steileren und meist höheren Bergen des Kulms fast ganz. Hier ist sie von den steileren Hängen sicher wieder abgewaschen, sie fehlt aber auch auf den Kuppen selbst. Dort war sie wohl auch nie vorhanden, da diese Berge den Wasserspiegel des Stausees überragten.

²⁷⁾ Nachträglicher Zusatz!

²⁸⁾ P. KRUSCH, R. BÄRTLING, W. HENKE, G. MÜLLER und W. E. SCHMIDT. Blatt Menden der Geol. Spezialkarte von Preußen. Erläuterungen von P. KRUSCH.

Wir finden sie aber in unregelmäßigen Fetzen auf der Oberfläche des Ober- und Mitteldevons wieder. Auf dem Massenkalk ist ein Teil der Lehmdecke wohl als Rotlehm-bildung einer alten Landoberfläche zu deuten. Diese Rotlehm-massen gehen aber ganz allmählich in den verschwemmten Lehm über und ziehen sich dann in gleichartiger Beschaffenheit ohne Rücksicht auf die Zusammensetzung ihres Untergrundes über oberes Mitteldevon, Oberdevon und Flörleeres hin. Solche Reste finden wir außer dem bereits erwähnten auf dem Flörleeren bei Menden, auf dem Mittel- und Oberdevon bei Hemer, Iserlohn, Hagen-Eppenhauseu usw. An allen diesen Punkten zieht sich diese Decke höchstens bis 280 m Höhe hinauf.

Ihre völlige Unabhängigkeit von den verschiedensten Gesteinen ihres Untergrundes beweist, daß es sich um eine ganz selbständige Bildung handelt. Mit Talterrassen sind diese Lehm-massen nicht in Zusammenhang zu bringen, da Gerölle fehlen und Andeutungen der Terrassengestalt nicht mehr erkennbar sind. Sie überkleiden gleichmäßig die Hochflächen wie alle sanften Bergformen.

Es ist auffällig, daß diese Massen von fluviatilem Lehm ungefähr bis zu derselben Höhe aufsteigen, in der die Stirn des Inlandeises am Haarstrang lag. Das legt die Wahrscheinlichkeit sehr nahe, daß wir in dieser Lehmdecke, für die sonst kaum eine Erklärung zu finden ist, die Ab-sätze des vom Inlandeise bei Bildung der Ruhr-Endmoränen gebildeten Stausees sehen müssen.

Das Zurückschmelzen des Inlandeises erfolgte im Westen schneller. Es ist daher wahrscheinlich, daß der Essener Lobus das heutige Ruhrtal schneller freigab, als die anderen Eisrandloben. Damit war die Möglichkeit des Abflusses dieses großen Stausees in der Richtung des heutigen Ruhrtales gegeben, zu dessen Ausgestaltung die Wassermassen wohl nicht wenig beitrugen.

Die Abflußverhältnisse wurden erst klarer, als das Eis sich auch von den Höhen des Haarstrangs zurückzog, und auf eine dieser ersten Abflußmöglichkeiten möchte ich die Entstehung des Hellweger Tales zurückführen. Dieses Tal läßt sich am ganzen Nordrande des Haarstrangs entlang bis in die Gegend von Paderborn verfolgen, vereinigt sich aber östlich von Soest mit dem Lippetal. Wahrscheinlich stellt es den Abfluß des großen Senne-Stausees dar, der in einer Periode entstand, bevor sich die Münsterländische Endmoräne gebildet hat. Für diese

Auffassung spricht, daß das Tal, abgesehen von örtlich auftretenden Geröllanhäufungen, die als Reste aufgearbeiteter Glazialablagerungen anzusehen sind, lediglich mit äußerst fein geschlemmten Sand- und Lehmlagerungen erfüllt ist. Die Wassermassen, die dieses Tal durchflossen, müssen also ihr gröberes Material bereits früher irgendwo abgesetzt haben, und zwar wahrscheinlich im Senne-Stausee. Diese Auffassung erklärt auch die von KRUSCH beschriebene Tatsache, daß die nördlichen Talränder häufig niedriger liegen, als die südlichen. Mit der weiteren Öffnung der Austrittsstelle aus dem Senne-Stausee infolge Abschmelzen des Eises verlagerte sich der abnehmende Strom etwas nach Norden und zog sich so allmählich mit dem Sinken seines Wasserspiegels vom südlichen Gebirgsrande zurück, daß er dort Terrassen und schärfere Ränder meist nicht hinterließ.

Erst unterhalb von Herne finden wir wieder etwas gröbere Ablagerungen im Hellweger Tal. Dieses ist darauf zurückzuführen, daß hier wahrscheinlich von Datteln her ein Zusammenhang mit dem breiten Lippetal bestand, durch das im Unterlauf wieder gröberes Material zugeführt wurde.

Das Lippetal stellt ebenso wie das Stevertal einen Abfluß der Schmelzwassermassen der Münsterländischen Endmoräne dar. Durch die Lippe wurden die Schmelzwasser aus der Gegend von Detmold, Mastholte und Beckum abgeführt, während die Stever die Schmelzwasser des Münsterschen Endmoränenbogens sammelte. Auch das Talsystem der Berkel mit seinen breiten Talsandflächen verdankt seine Entstehung wohl den Schmelzwässern der münsterländischen Endmoräne, wahrscheinlich wohl des Neuenkirchener Bogens.

Nach dem Freiwerden der ganzen Münsterschen Tiefebene sammelte dann die Ems die von der Teutoburger Waldendmoräne über die großen Sander im Norden des Münsterschen Beckens zuströmenden Schmelzwassermassen und führte sie nach Nordwesten hin ab. Alle drei Talsysteme stehen also in Zusammenhang mit je einer einzigen Rückzugsphase des Inlandeises. Aus dieser Tatsache erklärt sich wahrscheinlich der Umstand, daß diese Täler über dem heutigen Talboden nur die eine von den glazialen Schmelzwassermassen aufgeschüttete Talterrasse besitzen.

Zum Schluß sei noch darauf hingewiesen, daß E. GEINITZ²⁹⁾ sehr weitgehende Schlüsse aus dem Verlauf der

²⁹⁾ E. GEINITZ a. a. O. Archiv d. Verein. d. Freunde d. Naturw. Wissensch. Mecklenburg. 72. 1919.

norddeutschen Endmoränen zieht. Der parallele Verlauf derselben beweist ihm, daß alle diese Endmoränen nur Rückzugsstadien ein und derselben Vereisung darstellen. Dieser Auffassung kann ich mich durchaus nicht anschließen. Aus dieser Parallelität der Endmoräne geht meiner Ansicht nach lediglich hervor, daß das Zentrum, von dem die Inlandeismassen ausstrahlten, bei allen Vereisungen, die wir in Norddeutschland haben feststellen können, das gleiche war. Wenn das der Fall ist, muß auch die Wirkung annähernd die gleiche sein, nämlich, daß auch die Endmoränen annähernd parallel verlaufen. Vor allen Dingen sind von GEINITZ die äußersten Endmoränen der Vereisung hierbei für die weittragenden, darauf begründeten Schlüsse viel zu wenig berücksichtigt. Die von ihm angenommene Verbindung der Iburger Endmoränen mit den Endmoränen an der Porta und bei Hameln besteht nicht, wie im vorstehenden dargelegt wurde. Das legt aber den Gedanken sehr nahe, daß auch die weitere Forschung uns über manche andere Zusammenhänge noch aufklären wird. Wahrscheinlich bleibt dann auch der von GEINITZ in den späteren Rückzugsstadien wieder erkannte Einfluß des Harzes und Sollings nicht in diesem Umfange bestehen. Hierauf näher einzugehen, muß ich jedoch anderen Geologen überlassen, die das Diluvium jener Gegend genauer kennen. Wenn auch das eine oder das andere Interglazial, wie das von Lauenburg auf schwachen Füßen steht, so bleiben doch noch so viele sichere Interglazialfunde zu widerlegen, daß die hochinteressanten Ausführungen von GEINITZ mich nicht von der Einheitlichkeit der Vereisung haben überzeugen können.

An der Erörterung des Vortrages beteiligen sich die Herren KEILHACK, WOLFF, HAACK, GAGEL, GRUPE und der Vortragende.

Herr KEILHACK bemerkte dazu folgendes:

Gelegentlich meiner Arbeiten in der Senne erkannte ich die Terrassensysteme am Westhang des Teutoburger

E. GEINITZ: Die neun Endmoränenzüge Nordwestdeutschlands. Zentralblatt für Min. 1916. S. 78

—: Die Endmoränenzüge Mecklenburgs und ihre Bedeutung für die Einheitlichkeit der Eiszeit. Archiv d. Verein. d. Naturwissensch. Mecklenburg. 71. 1917.

Waldes, die als Senne zusammengefaßt werden, teils als Sanderbildungen, teils als Ablagerungen in einem glazialen Staubecken. Um den zugehörigen stauenden Eisrand zu suchen, unternahm ich einen Vorstoß nach Westen in die Münstersche Bucht, und fand dort bei dem Städtchen Delbrück einen 1—2 km breiten, etwa 15 km langen Rücken, der von Ostenland über Delbrück nach Mühlenheide läuft. Die wenigen Aufschlüsse zeigen einen Ton, der nordische Geschiebe enthält, also wahrscheinlich eine in Lokalfazies entwickelte, durch Kreidetone stark beeinflusste Grundmoräne. Dieser Rücken liegt genau in der östlichen Fortsetzung von WEGNERS Münsterländischer Endmoräne, und würde im Falle seiner Zugehörigkeit zu ihr als Staumoräne anzusprechen sein.

Herr **HAACK** bemerkte darauf folgendes:

Bei den vorjährigen Aufnahmen auf Blatt Iburg lernte ich die vom Herrn Vortragenden erwähnten Sand- und Kieskuppen am Osning zwischen Iburg und Hilter kennen, und schließe mich voll und ganz der Auffassung des Herrn Vortragenden an. Bei Gelegenheit der Begehung des Buntsandsteins in der weiteren Umgebung von Osnabrück stieß ich aber noch auf Spuren einer weiter rückwärts liegenden Eisrandlage, die nördlich von dieser Stadt verläuft. Es sind dies einmal mächtige, fast allseits steilgeböschte kuppige Kies- und Sandhügel, wie sie am Piesberg, besonders schön am Westhang, auftreten, andererseits beträchtliche Blockbestreuungen auf Buntsandsteinhügeln nordwestlich vom Piesberg und südwestlich von Icker. Diese Eisrandlage würde rund 20 km nördlich vom Endmoränenzug am Osning verlaufen. Es liegt nahe, sie mit den Endmoränen an der Porta Westfalica in Verbindung zu bringen, deren Fortsetzung nach Ansicht des Herrn Vortragenden ja in westlicher Richtung zu vermuten ist.

Herr **GRUPE** macht bei der Diskussion folgende Ausführungen: Herr **BÄRTLING** wies in seinem Vortrage auch auf die ostwärts folgenden Endmoränen des Wesertals, Leinetals und Harzrandes hin, und deutete die Möglichkeit an, daß diese vielleicht mit den rheinisch-westfälischen Endmoränen ein und derselben Rückzugsstaffel der Hauptvereisung angehören könnten. Nun glaube ich aber durch meine Untersuchungen gezeigt zu haben, daß diese glazialen Aufschüttungen des Randgebietes der Vereisung

in Niedersachsen, die übrigens nur im Wesertal und vielleicht z. T. auch im Leinetal (zwischen Freden und Alfeld) als echte Endmoränen anzusprechen sind, nicht einer, sondern zwei verschiedenen Vereisungen, der ältesten und vorletzten, angehören. Das geht aus ihrem Verhalten gegenüber der — der sog. Hauptvereisung zeitlich entsprechenden — Mittleren Flußterrasse des Wesersystems deutlich hervor. Während nämlich die Endmoränen des Wesertals bei Hameln, Kleinenbremen und Steinbergen — die Verhältnisse an der Porta-Endmoräne sind in dieser Hinsicht noch nicht völlig geklärt — in unmittelbare Verbindung mit der genannten Terrasse treten, sich mit ihr verzahnen und schließlich sie überlagern, sind die glazialen Kiese und Sande des Leinetals bei Freden und Alfeld und des Harzrandes im Gebiet zwischen Hildesheim, Gandersheim und Goslar als vor Aufschüttung der Mittleren Terrasse stark denudierte ältere Bildung anzusehen, aus der die Terrasse durch Umlagerung ihre nordischen Bestandteile aufgenommen hat; erst der die altglazialen Kiese und Terrasse gleichmäßig bedeckende Geschiebemergel stellt eine Ablagerung der zweiten Vereisung dar. Daß es sich dabei um zwei selbständige Vereisungen und nicht nur um zwei Etappen ein und derselben Vereisung handelt, glaube ich aus dem Umstande schließen zu dürfen, daß die Terrasse an der Basis ihrer nicht unbeträchtlichen Aufschüttung bei Höxter im Wesertal ein Torflager mit gemäßigter Flora und Fauna führt. Als östliche Fortsetzung der rheinisch-westfälischen Endmoränen möchte ich also zunächst nur diejenigen des Wesertals ansehen.

Herr K. SCHLOSSMACHER spricht über

Einige nichtmetamorphe paläovulkanische Eruptivgesteine aus dem Vordertaunus.

Die Grünschiefer am Südrande des rechtsrheinischen Taunus, die L. MILCH¹⁾, von einem Diabasvorkommen bei Raumental im Rheingau ausgehend, als dynamometamorphe Diabase gedeutet hat, zeigen teilweise, besonders in den sericitreichen, Aktinolith oder ein blaues Amphibolmineral führenden Ausbildungsformen einen derartig von dynamometamorphen Diabasäquivalenten abweichenden Mineralbestand und, wie auch schon L. MILCH hervorhebt, derartig

¹⁾ L. MILCH: Die Diabasschiefer des Taunus. Inaug.-Diss. Berlin 1889.

von Diabas abweichende chemische Verhältnisse, daß die Ableitung von Diabasen in bezug auf ihre Überzeugungskraft auf Schwierigkeiten stößt und die Möglichkeit nicht ausgeschlossen erscheint, daß auch noch andere Gesteine als Ausgangsmaterial für diesen Teil der Grünschiefer in Betracht kommen können. Dem systematischen Absuchen des Gebiets, wie es die Neuaufnahme der Taunusblätter durch Herrn A. LEPPLA mit sich brachte, und dem jahrelangen Suchen des Verfassers ist es nun gelungen, eine Reihe von Vorkommen aufzufinden, in denen noch recht gut erhaltene, d. h. verhältnismäßig wenig metamorphe Eruptivgesteine vorliegen, die in ihrem Mineralbestand und ihren chemischen Verhältnissen weitaus besser zu den genannten Schiefeln als Ausgangsmaterial passen, als die Diabase von Rauental. Die Fundstellen dieser Gesteine (es sind acht Vorkommen) liegen am ganzen rechtsrheinischen Taunusrande zerstreut, zwei auf Blatt Eltville (Walluftal und nordnordöstlich von Hallgarten), eine auf Blatt Wehen-Platte (südlich Naurod), eine auf Blatt Königstein (Rossert) und drei auf Blatt Homburg (Hühnerberg und östlich Kirdorf). Die Gesteine sind nach Mineralbestand und Struktur als Trachyte und Trachyandesite paläovulkanischen Alters, also als Keratophyre und Keratophyrporphyrite zu bezeichnen. Makroskopisch sind es graue, dichte bis feinkörnige Gesteine, die vereinzelte Feldspalteinsprenglinge erkennen lassen. Unter dem Mikr. zeigen sie eine meist trachytische Grundmasse von Albit, der den Hauptteil dieser Grundmasse ausmacht. Von femischen Gemengteilen ist nichts mehr erhalten, ihre Umwandlungsprodukte finden sich zwischen den Grundmassfeldspäten eingeklemmt in Form von kleinsten Eisenerzkörnchen (Magnet Eisen und Eisenglanz) und Chlorit, neben dem spärlich Sericit auftritt. Bei den basischen Typen (K. P.) ist neben oder an Stelle des Chlorits auch Epidot in kleinen, aber nicht sehr zahlreichen Körnchen vorhanden. Stellenweise läßt sich beobachten, daß in demselben Gesteinsvorkommen nebeneinander zwei verschiedene Ausbildungsformen in den Umwandlungsprodukten der femischen Gemengteile auftreten können, indem sich einmal nur Chlorit mit spärlichem Epidot oder ganz ohne solchen findet, das andere Mal nur Epidot mit nur wenig oder ohne Chlorit; beide Mineralien scheinen sich also abwechseln zu können. Von Feldspalteinsprenglingen kommt Orthoklas ausschließlich nur in dem Gestein vom Rabenstein östlich Kirdorf bei Hom-

burg vor, er tritt dort teils in primärer, teils in sekundärer (Entmischungs-) Verwachsung mit Albit auf; etwas Orthoklas findet sich außerdem neben Albiteinsprenglingen in dem Gestein des Walluftals. Alle übrigen Vorkommen führen nur Albite als Einsprenglinge, die nach der Untersuchung auf dem FEDOROWSchen Universalmikroskop einen ganz geringen Anorthitgehalt haben. Von Interesse ist die Feststellung der Zwillingengesetze, die an diesen Einsprenglingsalbiten auftreten, es wurden neben Karlsbader und Albitgesetz noch häufig Zwillinge nach dem Manebacher Gesetz und in zwei Fällen auch nach dem Gesetz von la Roc Tourné²⁾ beobachtet. In dem Gestein vom Rabenstein bei Kirdorf treten neben den Feldspateinsprenglingen noch Pseudomorphosen in Einsprenglingsform auf, die nach ihrer Form (prismatische und hexagonale neben octogonalen Schnitten) und Mineralausfüllung (reichlich Eisenerz) ehemaligen femischen Einsprenglingen, und zwar Hornblenden neben Augiten zugeschrieben werden müssen. Über die Natur dieser Hornblenden und Augite und des femischen Grundmassenanteils läßt sich leider aus dem mikroskopischen Befund und auch aus den Analysen nichts mehr aussagen. Die Verwitterung und schwache Anzeichen von Metamorphose haben alle Spuren verwischt.

Die Analysen der Gesteine zeigen im allgemeinen trachytischen Charakter, bei geringem (0,75—2,35%) Kalkgehalt ist die Summe der Alkalien (8,38—10,88%) hoch. Kali tritt nur in dem, Orthoklas als Einsprenglinge führenden Gestein vom Rabenstein in ungefähr gleicher Zahl wie Natron auf, sonst herrscht Natron durchaus vor. Die Zahl für Kieselsäure beträgt bei den beiden orthoklasführenden Gesteinen etwa 65%, bei den übrigen rund 55%. Magnesia ist in geringer Menge (0,40—3,58%), Eisen in teilweise recht beträchtlichen Mengen (Fe_2O_3 3,98—10,84%, FeO 0,64 bis 2,54%) vorhanden. Titansäure wurde in einer Menge von 0,70—1,24% und Phosphorsäure von 0,12—0,34% gefunden.

Eine ausführliche Schilderung dieser Gesteine behält sich der Verfasser für einen Aufsatz im Jahrbuch der Geologischen Landesanstalt vor.

Die Niederschrift wird verlesen und genehmigt.

V. W. O.

POMPECKJ.

JANENSCH.

BÄRTLING.

²⁾ Vgl. SCHLOSSMACHER, Centralbl. f. Min., Jahrg. 1920.

Bericht der Sitzung vom 4. Februar 1920.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung mit der Mitteilung von dem Ableben der Herren:

Geheimer Bergrat Prof. Dr. G. BERENDT, Abteilungsdirigent der Preuß. Geologischen Landesanstalt a. D. in Schreiberhau,

Unterstaatssekretär a. D. v. ELTERLEIN, Exz., in Hannover,

Geheimer Hofrat Professor Dr. FRANZ TOULA in Wien, und

Geologe Dr. FRITZ HERRMANN in Berlin.

Die Anwesenden erheben sich zu Ehren der Verstorbenen. Herr K. KEILHACK gibt ein Lebensbild des heimgegangenen ältesten Mitgliedes der Gesellschaft, Herrn G. BERENDT.

Der Vorsitzende legt die als Geschenk eingegangenen Druckschriften vor.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Herr stud. geol. WALTER KAUNHOWEN, Berlin-Pankow, Pestalozzistr. 4, vorgeschlagen von den Herren KAUNHOWEN, JANENSCH und POMPECKJ,

Herr stud. geol. WALTER RETTSCHLAG, Bernau (Mark), Börnickerstr. 16,

Herr stud. geol. ERICH STACH, Berlin-Pankow, Wolankstr. 117, beide vorgeschlagen von den Herren DIETRICH, JANENSCH und POMPECKJ,

Herr stud. geol. ARNOLD CISSARZ, Frankfurt a. M., Finkenhofstr. 29, vorgeschlagen von den Herren BORN, J. NAUMANN und R. RICHTER,

Herr Dr. phil. FRITZ GOEBEL aus Witten (Ruhr), zurzeit Broistedt bei Braunschweig, vorgeschlagen von den Herren BURRE, F. HERRMANN und KEGEL,

Frau HANNI MÖLLER (an Stelle ihres verstorbenen Gatten), Berlin W 9, Königin-Augusta-Str. 6, vorgeschlagen von den Herren BÄRTLING, DIENST und PICARD,

Herr Dipl.-Bergingenieur GEORG HARTWIG, Niederschönhausen bei Berlin, Blankenburger Str. 70, vorgeschlagen von den Herren KEILHACK, KRAUSE und PICARD,

- Herr konz. Markscheider Dr. W. KÖPLITZ, Herne, Hotel Meinhardt, vorgeschlagen von den Herren FREMDLING, Oberste BRINK und TH. WEGNER,
Herr konz. Markscheider HEINRICH LAUFHÜTTE in Recklinghausen, Reitzensteinstr. 21,
Herr konz. Markscheider GUSTAV FRICKE in Gerthe bei Bochum,
Herr Oberbergamtsmarkscheider ANTON HAMM in Dortmund, Wallrabestr. 13,
Herr Oberbergamtsmarkscheider FERDINAND POHL-SCHMIDT in Dortmund, Liebigstr. 10,
Herr konz. Markscheider KARL STEIN, Gelsenkirchen II, Grillostr. 69,
Herr konz. Markscheider ALLISAT, Mülheim (Ruhr), Umlandstr. 58, sämtlich vorgeschlagen von den Herren FREMDLING, Oberste BRINK und BÄRTLING,
Herr Dr. phil. SCHINDEWOLF, Assistent am Geologisch-palaeontologischen Institut der Universität in Marburg, vorgeschlagen von den Herren BLANKENHORN, OPPENHEIM und WEDEKIND.

Herr WILH. WOLFF sprach über

Das Alter der vulkanischen Formation am Nordende des Bosporus.

In seiner Arbeit über die „Grundzüge der Geologie des Bosporus“ (Veröffentl. d. Instit. f. Meereskunde an d. Univers. Berlin, Neue Folge A, Heft 4, Sept. 1919) bespricht WALTHER PENCK u. a. die jüngeren Eruptivgesteine, die in Gangform das Devon am Bosporus durchschwärmen, und vermutet für sie ein unter- bis mitteltertiäres Alter. Er setzt sie in Beziehung zu den bei Schile, östlich vom Bosporus, an der Schwarzmeerküste „in Schichten der Kreide und des Eocäns aufsetzenden andesitischen Massen“, von denen er sodann sagt, sie seien „jünger als Nummulitenschichten und älter als Neogen“ und gehörten zum gleichen System wie die andesitischen Lavamassen am Südrand des Golfs von Isnid; diese wiederum sollen in ursächlichem Zusammenhang mit tektonischen Linien stehen, „deren Anlage vermutlich ins Oligocän zurückreicht“. Das ist, wie man sieht, ein recht labiles Gleichgewicht von Altersbeziehungen. Im Ganzen knüpft W. PENCK an die älteren Autoren an, die seit TCHIHATCHEFS Zeiten die Bosporus-eruptive für tertiär ansehen.

Indessen finden sich schon in der älteren Literatur Nachrichten, die zu dieser Auffassung nicht passen. TCHIHATCHEF selbst führt eine Beobachtung des französischen Forschungsreisenden HOMMAIRE DE HELL²⁾ an, daß in der Nähe von Kilia am Schwarzen Meer, einige Meilen westlich des Bosphorus, zwischen Laven der dort mächtig ausgedehnten Andesitformation Kalksandstein mit Kreidefossilien vorkäme. Er sucht diese ihm unbequeme Beobachtung auf eine Etikettenverwechslung der Belegstücke zurückzuführen, obwohl sich unter dem HELLSchen Material, das VISQUENEL bekannt gab, auch eine kleine Profilskizze des Fundorts befand. Bestärkt mag TCHIHATCHEF in seiner Anzweiflung des Vorkommens durch den Umstand sein, daß es VISQUENEL nicht gelang, dasselbe wiederzufinden. HELL selbst war schon zur Zeit jener Veröffentlichung tot.

Im Sommer 1918 habe ich gelegentlich einer Aufnahme des Braunkohlenbeckens von Ajasma—Bekleme erneut nach der fossilführenden Kreide von Kilia gesucht. Da mir aber nur das kurze Zitat TCHIHATCHEFS ohne VISQUENELS Ortsbeschreibung zur Hand war, vermochte ich sie ebenfalls nicht zu finden. Dagegen stieß ich, der Herkunft eines nicht devonischen Kalksteins nachgehend, der im Dorfe Demirdjiköi, 2½ km südöstlich von Kilia, zum Bau eines Hauses verwendet wurde, auf fossilführende Kalkeinlagerungen in den vulkanischen Tuffen am Wege von Jerliköi nach Kilia, ungefähr 500 m von ersterem Landgut entfernt. Die Fauna bestand aus Zweischalern und Brachiopoden. Einmal auf diese Einlagerungen aufmerksam geworden, fand ich sie nun auch bei Skombriköi und ganz besonders an der Ostseite des Kum-Dere nördlich des Weges von Skombriköi nach Domusdere (Gümüşdere). An dieser letzteren Stelle sind Mergel- und Kalksteinlagen den Tuffen ganz regelmäßig eingefügt. Ich fand in ihnen zahlreiche winzige Seeigel, ferner Brachiopoden und Gastropoden, und vor allen Dingen zwei Bruchstücke von Belemniten. Leider ist mein ganzes Material auf dem Transport durch Ungarn geraubt worden. Ich kann also, da eine Fossilbestimmung nicht stattgefunden hat, nur erklären, daß die vulkanische Formation dieser Gegend älter als tertiär sein muß. D'ARCHIAC

1) P. DE TCHIHATCHEF. Le Bosphore et Constantinople, Paris 1854.

2) VISQUENEL. Sur le voyage de Constantinople à Hispahan, par HOMMAIRE DE HELL. Bulletin de la Soc. géol. de France, t. 2, 2^{ème} série, 1849/50, Paris 1850, S. 504.

bestimmte aus HELLS Belegstücken den *Pecten quadricostatus* Sow. und eine *Exogyra*, ähnlich der *E. plicata* GOLDF., und leitete daraus ein senones Alter ab; es scheint mir zweckmäßig, diese Altersbestimmung einstweilen beizubehalten.

Man käme dann zu einer Vereinigung der vulkanischen Formation am Nordende des Bosporus mit der großen Kreidzone, die an der kleinasiatischen Schwarzmeerküste entlang streicht und nach FLIEGELS³⁾ Untersuchung schon in der Umrandung der Kohlengegend von Eregli aus Andesit, Tuff und fossilführenden Meeressedimenten besteht. Am Bosporus treten nur die nichtvulkanischen Sedimente stark gegen die vulkanischen zurück.

Der Raum, den diese Zone auf thrazischer Seite einnimmt, ist durch Verwerfungen gegen das alte Devongebirge abgegrenzt. Von Kilia westwärts legen sich außerdem tertiäre Schichten auf die vulkanische Formation, die aber weit über Kissir Kaja, Ajasma und Bekleme hinaus als Liegendes des Tertiärs nachweisbar ist und, wie schon VISQUENEL beobachtet hat, beim Kap Kara Burun bei Derkos Brandungsgerölle in das dortige marine Tertiär (nach VISQUENEL Eocän) abgegeben hat. Offenbar hat die vulkanische Formation in alter Zeit das Devon der Umgebung von Konstantinopel weithin bedeckt und ist erst durch Erosion davon beseitigt. Die von W. PENCK besprochenen Eruptivgänge im Devon sind die zu den vormaligen Decken gehörigen Spaltenfüllungen. Der großen, annähernd der Küste parallelen Verwerfung ist die Erhaltung desjenigen Deckenteils zu verdanken, der auf dem zum Schwarzen Meere abgesenkten Devonstreifen heute noch ruht.

Herr G. FLIEGEL berichtet

„Über kretazische Deckenergüsse im Pontischen
Küstengebirge Kleinasien“.

Als ich in der Februarsitzung des vergangenen Jahres an dieser Stelle „Über Karbon und Dyas in Kleinasien — nach eigenen Reisen“¹⁾ sprach, habe ich Gelegenheit genommen, mich auch mit einigen Worten über die das Steinkohlenbecken von Eregli allseitig begrenzenden Kreide-

³⁾ G. FLIEGEL, Über Karbon und Dyas in Kleinasien. Diese Zeitschr., Bd. 71, 1919, Monatsber. 1—4, S. 3.

¹⁾ Diese Zeitschr., Bd. 71, 1919, B., S. 2.

ablagerungen zu äußern. Ich sagte damals: „Im Westen grenzen die Karbonschichten an jüngere Bildungen, an eine flach liegende, aus Andesit und vulkanischen Tuffen bestehende Decke, die im Hinterlande von Eregli weit verbreitet ist und sich allem Anschein nach um das ganze Karbonbecken bis hin zum unteren Filiasfluß herumschlingt. Diese Decke hat senones Alter, denn ich fand in ihren Tuffen unter eifriger Mitwirkung von Herrn Bergreferendar SCHRÖDTER — meines Reisebegleiters, des Herrn Dr. SEITZ, hatte ich einleitend gedacht — reiche Faunen mit *Inoceramus balticus* und *Ananchytes ovata*; auch ist sie stellenweise von senonen Mergeln überdeckt.“

Es lag außerhalb des Rahmens jenes Vortrages, des näheren auf die stratigraphischen Verhältnisse der Kreide des pontischen Küstengebietes und auf die allgemeinere Bedeutung der dort nachgewiesenen kretazischen Andesitdecken einzugehen. Die heutigen Mitteilungen von Herrn WOLFF sind für aber ein willkommener Anlaß, etwas mehr darüber zu sagen, und das um so mehr, als die Frage für erhebliche Gebiete Kleinasiens von Belang ist.

Dafür müssen wir uns zunächst darüber klar sein, welche gewaltige Ausdehnung im Oberflächenbilde Anatoliens vulkanische Massenergüsse haben. Sie prägen sich im Trockengebiet des Landesinnern als besonderer Landschaftstyp mit ihren schroffen dunklen Felswänden, den steinbesäten, kahlen Hängen, der Wasserarmut, der bis zur Trostlosigkeit gesteigerten, an die Felswüste gemahnenden Vegetationsarmut aus. Ungeheuerliche Ausdehnung haben sie in den östlichen Teilen des Landes, in Armenien, indem zahlreiche Decken von gewaltiger Ausdehnung sich von der Küste des Schwarzen Meeres bis zum Wan-See und weiter südwärts bis nach Diarbekr und Urfa erstrecken. Die Deckenergüsse zwischen Trapezunt und Erzerum erreichen 1400 m. Mächtigkeit, und FRECH spricht von einem der gewaltigsten Eruptivgebiete der Erde. Ein zweites, im Vergleich hierzu bescheidenes Deckengebiet ist die Umgebung des Erdjias, des Mons Argæus der Alten. Er ist zwar als vereinzelter, in die Region des ewigen Schnees aufragender Vulkanberg der inneren Hochfläche Kleinasiens aufgesetzt, gehört aber einer aus massigem Andesit, aus Laven und Tuffen bestehenden, viele Hunderte von Metern mächtigen vulkanischen Decke an, deren ununterbrochene Erstreckung ich nach meinen wiederholten Querungen auf etwa 160 km in Nordost-, auf 100 km in Nordwestrichtung angeben kann.

Nördlich von Angora haben wir das von LEONHARD eingehend beschriebene, von MILCH petrographisch bearbeitete Galatische Andesitgebiet²⁾, das etwa halb so groß wie das vorgenannte sein mag. Sehr ausgedehnte, zusammenhängende vulkanische Flächen weist noch der Nordwesten Kleinasiens bis an die Dardanellen und das Marmarameer heran auf. Die Teile des Landes, welche völlig frei von solchen Eruptivdecken sind, sind recht beschränkt.

Für den Forscher sind alle diese, ganz überwiegend andesitischen Massenergüsse eine sehr unerfreuliche Erscheinung, denn sie verhüllen die Schichtgesteine, sie machen jede Stratigraphie und damit auch die Erschließung des Gebirgsbaues unmöglich. Um so mehr wird man ihr Alter und damit ihre stratigraphische Stellung zu ergründen suchen.

LEONHARD sagt von der galatischen Andesitmasse, daß sie jünger als Mitteleocän und älter als Obermiocän sei, und PHILIPPSON³⁾ hat das tertiäre Alter der Decken seines weiten westanatolischen Forschungsgebietes dargelegt.

Ich will im folgenden das Alter der Massenergüsse im Pontischen Küstengebirge behandeln. Dabei ist es mir überaus schmerzlich, in der Darstellung fast ganz auf meine Tagebücher angewiesen zu sein und keinerlei Belegmaterial vorweisen zu können; alle meine reichen Sammlungen aus dem Jahre 1918, die ich noch vor dem Zusammenbruch nach Deutschland in Marsch gesetzt hatte, sind nahe bei Budapest meuternden ungarischen Soldaten in die Hände und damit der Revolution zum Opfer gefallen. —

Die den Golf von Ereğli nach Norden abschließende und vor den gefürchteten Nordwinden 'schützende Halbinsel — vermöge dieser Halbinsel ist Ereğli einer der ganz wenigen Naturhäfen der anatolischen Nordküste — ist, wie wir bei einem Ritt quer über die Wurzel dieser Halbinsel, von Ereğli nach Burundjuk (siehe die KIEPERTSche Karte, Blatt Zafaramboli, A 3!), sahen, in der Hauptsache aus massigem, vielfach wunderbar großkugelig verwitterndem

²⁾ R. LEONHARD: Geologische Skizze des Galatischen Andesitgebietes. Neues Jahrb. f. Min., B. B. 16, 1903, S. 99. — L. MILCH: Die Ergußgesteine des Galatischen Andesitgebietes. Ebenda, S. 111. — R. LEONHARD: Paphlagonia, S. 180. Berlin 1915.

³⁾ A. PHILIPPSON: Vgl. neben zahlreichen Einzelangaben in seinen „Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien“ die Schlußfolgerungen im Handbuch der regionalen Geologie, Kleinasien, S. 22, 1918.

Andesit aufgebaut. Diese Decke setzt sich, wie ich später beim Marsch aus dem Inneren ins Kohlenbecken zur Grube Kandilly feststellte, nach Osten in die mächtige vulkanische Masse des Belen Dagh fort, der außer aus massigem Andesit aus grobkörnigem Andesittuff und immer wiederkehrendem, kornlosem, feinschichtigem Tonstein, dem „Argillolite“ RALLIS, also wohl auch einem vulkanischen Tuff, besteht. Der ganze, mächtige Gebirgsrücken überragt weithin die Gegend und begrenzt die von Eregli nach Osten sich ins Land hinein erstreckende Senke nach Norden.

Eregli selbst liegt, wenigstens zum Teil, ebenfalls auf Andesit, und es war mir gleich bei der Ankunft hochinteressant, unter der Führung des damals dort im Manganerzbergbau tätigen Bergreferendars SCHRÖDTER den Burgberg kennenzulernen, dessen Sockel aus massigem, klotzig abgesondertem und vielfach kugelig verwitterndem Andesit besteht. Eingeschaltet sind weniger feste, mehrere Meter starke Lagen eines körnigen Tuffs, die durch weit in den Berg hineinführende flache, offenbar künstlich geschaffene Höhlungen besonders kenntlich sind. Da die Schichten mit einer Neigung von weniger als 20° gegen das Meer hin einfallen, die liegende Begrenzung eben ist, und der massige Andesit ein festes Dach bildet, dienen sie als Schafställe. Bei der griechischen Bevölkerung der Herkulesstadt sind sie der sagenhafte Eingang zur Unterwelt. Das Hangende der vulkanischen Decke und damit der Rücken des langgestreckten Berges, auf dem sich die mächtigen, aber sonst kaum bemerkenswerten Ruinen der Burg erheben, wird von einem festen, dünnplattigen, lichten Mergel von auffällig rötlicher Farbe gebildet; Versteinerungen waren in ihm nicht zu finden.

In dem flachen Hügelland der Senke von Eregli selbst steht der Andesit und andesitische Tuffe im Untergrund, wie es scheint, allgemein an. Die Manganerzgrube Kepez, 5 km nach Südosten landeinwärts von Eregli, nahe an der Straße nach Devrek gelegen (die KIEPERTSche Karte versagt hier völlig), befindet sich, wie auch mehrere andere, dort während des Krieges in Betrieb genommene Manganerzgewinnungen im Hügelland dieser Senke, dort, wo die Andesitberge des südlichen Randes wieder stärker ansteigen. Das mehrere Meter mächtige Manganerzlager nimmt hier, wie auch sonst in dem Gebiet — ohne daß ich darauf jetzt des näheren eingehe —, eine durchaus gesetzmäßige Position an der Grenze von massigem Andesit und Andesittuff ein.

Es liegt dem Andesit auf und wird von Tuff überlagert, der zumeist völlig zu rotem, fettem Ton verwittert ist, aber die porphyrische Struktur in einzelnen Lagen immer wieder sehr schön erkennen läßt. Daneben findet sich stellenweise der Tuff auch so gut wie unverwittert. Das Erzlager ist ausgezeichnet geschichtet, der ursprünglich fein verteilte Erzgehalt des Tuffs ist nahe seiner Basis angereichert und so bauwürdig geworden. Über dem Tuff stellt sich an der Grube Kepez derselbe rosafarbene dünnplattige Mergel, wie auf dem Burgberg von Eregli ein, ein Horizont, den ich kurzweg Burgbergschichten genannt habe. Alle Schichten fallen mit geringer Neigung gemeinsam nach dem Inneren der Senke zu ein.

An dem etwas weiter landeinwärts gelegenen Manganerz-vorkommen Bojalük ist das Erzlager und mit ihm der massige Andesit von hellem, unverwittertem Tuff, in dem Herr SEITZ einen Seeigel fand, und von den Burgbergschichten überlagert.

Nördlich von Kepez, also inmitten der Senke von Eregli, treten sodann flach geneigte Sandsteine mit kiesigen und grobkiesigen Bänken und mit eingeschalteten Tuffstreifen auf. Sie bilden das höhere Hangende der bisher beschriebenen Schichten und führen eine reiche Fauna mit *Inoceramus balticus*, gehören also dem Senon an. Ebenso fand sich Fauna in einem plattigen, körnigen Tuff und in einem plattigen, lichten Mergel, beide nahe beieinander an der Wasserscheide dort, wo die Straße nach Deverek zum Gylydsch Su hinabführt, endlich eine besonders reiche Senonfauna in 13 km Luftlinie von Eregli im Straßeneinschnitt hinter Suliman Bey in einem wunderbar kugelig verwittertem Andesittuff. Gleich dahinter, immer am Wege nach Deverek der KIEPERTSchen Karte, tritt Andesit auf, der über Kzylydsche Punar, wo die Senke aushebt, anhält. Er wird unvermittelt von weißem, fast feuersteinfreiem Kreidemergel mit einer besonders an Inoceramen und Seeigeln reichen Senonfauna — *Ananchytes ovata* und *Inoceramus balticus* habe ich im Tagebuch vermerkt — abgelöst. Der Weg ist bei der Querung dieses in weiter Fläche verbreiteten Senons allmählich bis zu 290 m angestiegen. Beim Abstieg stellt sich wiederum Fauna in vulkanischem Tuff und weiterhin bis Abdul Melek, 35 km Weges von Eregli, ein wiederholter tektonisch bedingter Wechsel von Kreidemergel und Andesit ein. In der weiteren Umgebung dieses Ortes liegt die Schreibkreide überall in lappenartigen Resten auf der Andesitdecke.

Das Ergebnis fasse ich dahin zusammen, daß im Hinterland von Eregli in großer Flächenausdehnung eine mächtige vulkanische Decke verbreitet ist, deren Glieder Andesit und Andesittuffe sind. Der Tuff führt an einer Reihe von Stellen eine senone Fauna. Im Hangenden treten außerdem normale senone Sedimente, besonders Kreidemergel, mit reichen Faunen auf⁴⁾. Die Lagerung ist flach und steht in Gegensatz zu den in dem weiteren Gebiet, speziell im Kohlenbecken von Heraklea, entwickelten Schichten der Unteren Kreide, die gefaltet und meist steil gestellt ist. Auch durch die Lagerung ist also das Alter der vulkanischen Decke nach unten festgelegt. Sie ist, weil von der Faltung nicht betroffen, jünger als die Unterkreide.

Daß diese vulkanische Decke weit nach Osten entlang dem Südrande des Kohlenbeckens von Heraklea zu verfolgen und am unteren Filiasflusse, also am Ostende des Beckens, wieder zu finden ist, wo sie ebenfalls in naher Berührung mit senonen Kreidemergeln steht, deutet auf eine allgemeinere Verbreitung der Erscheinung hin.

Der Gegensatz zwischen flach liegendem Senon und gefalteter und steil stehender Unterkreide ist auch sonst im Pontischen Küstengebirge verbreitet. Er läßt sich kurz dahin festlegen, die Diskordanz zwischen Unter-

⁴⁾ Die Angabe bei PHILIPPSON (Handbuch der regionalen Geologie, Kleinasien, S. 14 u. 63) und ebenso bei LEONHARD (Paphlagonia, S. 174), daß bei Eregli die Obere Kreide aus Flyschsandstein mit *Inoceramus* und *Neithea quadricostata*, konkordant auf der Unterkreide, bestehe, befindet sich hiermit nur in scheinbarem Widerspruch. Sie beruht auf einer Mitteilung von DOUVILLÉ (Sur la constitution géologique des environs d'Héraclée. Comptes rendues Acad. sc. Paris, 122, 1896), der dort die Schichtenfolge der Kreide im Deckgebirge des Steinkohlenbeckens auf Grund der von RALLI gesammelten Faunen beschreibt. Das jüngste Glied dieser im wesentlichen zur Unteren Kreide gehörenden Schichtfolge ist nach den angeführten beiden Versteinerungen „peut-être déjà“ als Cenoman anzusprechen; dieses demnach noch fragliche Cenoman befindet sich in Konkordanz mit der Unteren Kreide. Darüber erst würde die von mir festgestellte innerkretazische Diskordanz folgen, und speziell bei Eregli selbst, also westlich vom Kohlenbecken, besteht die Kreide neben untergeordneten Sandsteinen aus Kreidemergeln des Senons nebst mächtigen andesitischen Deckenergüssen und den dazugehörenden Tuffen. Die versteinerungsreichen, schwebend gelagerten Sandsteine bei TCHIHATCHEF, Asie Mineure, Géologie II, S. 72, scheinen ebenfalls Senon zu sein.

und Oberkreide fällt viel mehr ins Auge als diejenige zwischen Steinkohlengebirge und Unterkreide. Ein schönes Beispiel hierfür bietet die Küstenkette bei Amasra, 100 km östlich von Eregli: Unmittelbar am Meer steht über dem Sandstein des Produktiven Karbons halbkristalliner, klotziger Kalk, mit zahlreichen, großen Muscheldurchschnitten, an, wohl sicher Requienienkalk; jedenfalls paßt er nach allen meinen anatolischen Erfahrungen in die jüngere Kreide einfach nicht hinein. Zudem befindet sich im Geologischen Landesmuseum in Berlin eine schöne, sorgfältig bezettelte Fauna von Amasra, die allem Anschein nach von dem bisher einzigen wissenschaftlichen Besucher des Gebiets, von SCHLEHAN⁵⁾, herrührt, und die eine typische Urgonfauna ist. Das Fallen wechselt, es ist teils see-, teils landwärts gerichtet. Daneben treten blaue, dunkle, sandige Tonmergel auf, die sehr an die Marnes du Midi des Beckens von Zonguldak⁶⁾ erinnern und dort eine Fauna des Albien führen. Diese danach nicht wohl anders denn als Untere Kreide aufzufassenden Schichten werden beim weiteren Anstieg von darüber hinweggreifenden, wesentlich flacher gelagerten, nur ausnahmsweise bis zu 30° einfallenden Konglomeraten und sodann von grauen Mergeln und knolligen Kalken der Gosaukreide überdeckt. Es folgen, wie die vorangegangenen Ablagerungen der Oberen Kreide flach landwärts fallend, blaßrote Kreidemergel gleich denen des Burgberges von Eregli. Ein der Küste paralleler Bruch scheidet diese Schichtenfolge von der darüber als Kamm aufragenden, steilwandigen Trachytdecke mit ihren prächtigen Einsprenglingen von Sanidin. Beim Abstieg auf der Südseite des Kammes nach Bartin treten Kreidemergel wiederholt im Hangenden von Trachyt und Trachytlava auf, wobei die Wiederholung keine Wechsellagerung sein dürfte, sondern wohl durch Staffelbrüche hervorgerufen ist. Bestimmt gehört auch hier eine vulkanische Decke der Oberen Kreide an.

Noch weiter östlich habe ich gleiches nicht wieder beobachtet, obwohl ich das Pontische Küstengebirge bis hin nach Sinob wiederholt gequert habe. Vulkanische Decken

⁵⁾ SCHLEHAN: Versuch einer geognostischen Beschreibung der Gegend zwischen Amasry und Tyrla-asy an der Nordküste von Kleinasien. Diese Zeitschr., 4, 1852, S. 96.

⁶⁾ G. RALLI: Le Bassin houiller d'Héraclée. Annales de la Société géologique de Belgique, 23, 1895/1896, S. 151.

haben hier sehr viel bescheidenere Verbreitung. Jedenfalls muß dahingestellt bleiben, ob der Hornblendebasalt von Sinob, der die kleine, mit dem Land durch eine schmale Nehrung verbundene tafelartige Halbinsel im Osten der Stadt aufbaut und von einem wohl jungtertiären, flachliegenden Kalk überdeckt ist, wirklich kretazisch ist, wie man früher in falscher Deutung der jungtertiären Deckschicht gemeint hat⁷⁾. Es sei hinzugefügt, daß die große, so auffällig ins Meer vorgeschobene Sinobhalbinsel keine der Abtragung durch die Meeresbrandung entgangene vulkanische Decke ist, als welche sie die geologischen Karten darstellen, sondern eine aus den gleichen, schwebend gelagerten Kalken bestehende, ins Meer nicht hinabgesunkene Scholle. Sie hebt sich als flaches Hügelland auch morphologisch prächtig von der hoch aufragenden Küstenskette des Pontischen Gebirges ab. Der Randbruch des Gebirges fällt also hier ausnahmsweise einmal nicht mit der Küste zusammen, sondern scheidet die vorgelagerte jungtertiäre Tafel von dem gefalteten Kreidegebirge.

Aus dem nach Osten sich anschließenden ostpontischen Gebiet, d. h. aus dem Gebirge jenseits der Mündung des Jeschil Yrmak, aus dem Küstengebiet von Ordu, Kerasunt und Trapezunt liegen uns nun, besonders durch die Reise von KOSSMAT⁸⁾, eine Reihe weiterer wichtiger Beobachtungen vor:

Es ist bekannt, daß zwischen Trapezunt und Erzerum an der Nordabdachung des Pontischen Gebirges Augit- und Hornblendeandesite in mächtigen Decken, wechsellagernd mit vulkanischen Tuffen, mit Mergeln und unreinen Kalken, nach der See zu fallend, auftreten, während granitische und dioritische Gesteine die Kammregion aufbauen. Solche basische Laven beobachtete auch KOSSMAT in den verschiedensten Teilen der Nordabdachung des Küstengebirges, daneben saure Deckengesteine (Dazite) in den tieferen Teilen der Schichtfolge. Dazu fand er versteinierungführende Oberkreideschichten in verschiedenen Gebieten innerhalb der Eruptivmassen. Zudem treten nach ihm in den Gerölllagen der Oberen Kreide Gerölle von Augitandesiten und

⁷⁾ Vgl. hierzu: D. BRAUNS: Sinope. Zeitschr. allgem. Erdkunde, N. F. 2, 1857, S. 27—33. — TCHIHATCHEF: Asie Mineure, Géologie I, S. 114—117.

⁸⁾ F. KOSSMAT: Geologische Untersuchungen in den Erzdistrikten des Vilajets Trapezunt, Kleinasien. Mitteil. d. geolog. Gesellsch., Wien, Bd. 3, 1910, S. 214.

Daziten auf, anderseits wurden vererzte Schollen von Requiienkalk schwimmend in der Eruptivdecke gefunden, so daß damit das Alter der vulkanischen Ausbrüche auch nach unten zu, ihr Beginn in der jüngeren Kreidezeit mit ziemlicher Sicherheit festgelegt erscheint.

FRECH, der sich seinerzeit lebhaft für das tertiäre Alter der Gesamtheit der vulkanischen Erscheinungen des ostpontischen Gebietes eingesetzt hatte, weil bei Ordu versteinungsreiche, senone Kreidemergel an der Basis der vulkanischen Deckenserie auftreten, und weil dort anderswo eocäner Flysch mit vulkanischen Tuffen wechsellagert, sieht in den von KOSSMAT nachgewiesenen kretazischen Eruptionen nur geringfügige Vorläufer, deren „Unerheblichkeit nicht dem geringsten Zweifel unterliegt“⁹⁾.

Ich bin weit entfernt, für das ostpontische Gebiet oder überhaupt für Anatolien bestreiten zu wollen, daß ein großer und vielleicht sogar der Hauptteil der vulkanischen Mäassenergüsse sich in der Tertiärzeit abgespielt hat; eine nach-eocäne Andesitdecke habe ich selbst von Amassia beschrieben¹⁰⁾. Wenn wir aber die Erscheinungen des ostpontischen Gebietes im Zusammenhang mit den im vorstehenden angeführten neuen Beobachtungen betrachten, so kann man meines Erachtens nicht gut anders, als in den vulkanischen Decken der Oberen Kreidezeit doch eine allgemeinere und bedeutsamere Erscheinung erblicken: Vom Bosphorus bis über Trapezunt hinaus sehen wir an zahlreichen Stellen, immer wieder dort, wo vulkanische Decken mit Kreideschichten in Berührung treten, die Decken von Senon überlagert. Es sind untermeerische Ausbrüche aus der Zeit während oder bald nach der jungkretazischen Transgression. Zweifelhafte ist bei dieser Sachlage nur das eine, ob diese ältere Ausbruchszeit auf eine große Ostwestzone, entlang dem heutigen Pontus, beschränkt war, oder ob sie nicht vielmehr auch für das übrige Anatolien in der Weise Geltung hat, daß den tertiären vulkanischen Ausbrüchen in weiten Gebieten eine vulkanische Periode der Oberkreidezeit vorgegangen ist. Von einer generellen Entstehung der ana-

⁹⁾ F. FRECH: Geologie Kleinasiens. Diese Zeitschr., 69, 1916, A., S. 301.

¹⁰⁾ G. FLIEGEL: Über Karbon und Dyas in Kleinasien A. a. O., S. 11.

tolischen Massenausbrüche im Tertiär kann in Zukunft nicht mehr die Rede sein, und überall dort, wo sich das tertiäre Alter nicht aus dem Schichtverband ergibt, muß die Möglichkeit eines kretazischen Alters geprüft und ins Auge gefaßt werden.

An der Besprechung der beiden Vorträge beteiligen sich die Herren OPPENHEIM, POMPECKJ und die beiden Vortragenden.

Herr OPPENHEIM betont, daß es durchaus noch nicht ausgemacht sei, ob der Flußlauf, der Dardanellen und Bosphorus geschaffen hat, im Südwesten, also im Bereich der Ägäis, oder im Nordosten aus dem Gebiet des Pontus seinen Ursprung genommen habe. Der erste Bearbeiter dieser Frage, v. HOEF¹⁾, hat sogar letztere Eventualität ausschließlich ins Auge gefaßt, und in neuerer Zeit haben sich PHILIPPSON²⁾ und CVIJCIC³⁾ mehr oder weniger entschieden auf denselben Standpunkt gestellt, im Gegensatz z. B. zu R. HÖRNES⁴⁾, welcher mehr für den Abfluß vom ägäischen Festlande her eingetreten ist. Nun ist in neuester Zeit durch sehr überraschende Funde im südlichen Mazedonien, über welche teils schon berichtet wurde, teils noch zu berichten sein wird, das Gewicht der Gründe, welche gegen die Ableitung des alten Flußlaufs von Südwesten her sprechen, zweifellos sehr bedeutend verstärkt worden. Es läßt sich nachweisen, daß ein Meer von verhältnismäßig bedeutender Tiefe, ganz normalem Salzgehalt und der bekannten mediterranen Fauna noch während des Pliocäns in diesem nördlichen Teil des ägäischen Bereichs vorhanden war, und da auch im Süden das Mittelmeer ziemlich weit in die ägäische Landmasse eindringt und diese sich außerdem aller Wahrscheinlichkeit nach in verhältnismäßig geringer Höhe befand, so erscheint es, zum mindesten gesagt, sehr unwahrscheinlich, daß ein hier entspringender Fluß seine Abwässerung bis zum Pontus hindurchführte unter so starker Erosion in seinem Unterlauf.

1) K. E. A. v. HOFF, Geschichte der durch Überlieferung nachgewiesenen natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche, I, 1822, S. 105—144.

2) Bosphorus und Hellespont. HETTNER'S Geographische Zeitschrift, IV, 1898, S. 16—26.

3) Grundlinien der Geographie und Geologie von Mazedonien und Altserbien. PETERMANN'S Geographische Mitteilungen, Ergänzungsheft 162, S. 374—392.

4) Die Bildung des Bosphorus und der Dardanellen. Sitzungsber. Wiener Akad. M. N. A. CXVIII, 1, S. 693—758.

Herr OPPENHEIM ist gern bereit, die Folgerungen der Herren WOLFF und FLIEGEL anzuerkennen und mit ihnen den soeben besprochenen eruptiven Vorkommnissen bei Konstantinopel und im nordwestlichen Kleinasien ein kretazeisches Alter zuzuweisen; für das ostpontische Gebirge steht im übrigen schon PHILIPPSON⁵⁾ auf diesem Boden. Es muß aber betont werden, daß diese Resultate nicht zu stark verallgemeinert werden dürfen. PHILIPPSON hat auf seinen Reisen mit Sicherheit nachgewiesen und dies a. a. O. zusammenfassend betont, daß ein großer Teil der Trachyte und Andesite Kleinasiens während des Neogens hervorgezogen sind; die kleinen Vulkane der Katakakumene bei Kula sind wie diejenigen Südlykaoniens quartär und die Tätigkeit des Argaios reicht sogar bis in die historische Gegenwart hinein.

Sehr interessant ist es, daß Herr FLIEGEL Gelegenheit gehabt hat, im Tertiär von Sinope zu sammeln. Das genaue Alter dieses Fundpunktes ist noch immer ungewiß, trotzdem schon aus der Mitte des verflorbenen Jahrhundert Mitteilungen von W. J. HAMILTON⁶⁾ wie von BRAUNS⁷⁾ darüber vorliegen. Aus diesen sich teilweise widerstreitenden⁸⁾ Daten ist es aber unmöglich, sich ein klares Bild darüber zu machen, welches Alter das dortige Tertiär besitzt und welche Faunenelemente es einschließt, und so hat dann auch ANDRUSSOW⁹⁾ sich über diesen Punkt meist ziemlich unbestimmt geäußert und allem Anschein nach keine Materialien von dort in Händen gehabt, trotzdem man dies bei der verhältnismäßigen Zugänglichkeit des Ortes¹⁰⁾ a priori

⁵⁾ Kleinasien. Handbuch der regionalen Geologie, I, 2, 1918, Seite 22.

⁶⁾ Observations on the Geology of Asia minor, referring more particularly to portions of Galatia, Pontus and Paphlagonia, Quat. Journ. V, 1849, S. 362 ff.; vgl. S. 375.

⁷⁾ Über Sinope, Zeitschr. f. allgem. Erdkunde, N. F. 24, 1857, S. 27—34.

⁸⁾ HAMILTON spricht bei Sinope von der Araalo-Caspian-Formation mit Cyrenen und Cardien, BRAUNS von einer Schicht von „Astreen“, was wohl die Folge eines hier besonders ärgerlichen Druckfehlers sein dürfte und wofür wohl „Ostreen“ gesetzt werden muß.

⁹⁾ Vgl. z. B. „Die südrussischen Neogenablagerungen“, eine kurze Übersicht, Verh. k. mineralog. Ges. zu St. Petersburg, II, 36, 1899, S. 160.

¹⁰⁾ Die gleichen Tertiärablagerungen sollen übrigens nach HAMILTON a. a. O. auch weiter östlich im Westen von Trapezunt bei Platani auftreten.

hätte erwarten sollen. Die Aufklärung dieses Punktes ist wichtig für die Geschichte des Schwarzen Meeres und für den Umfang, welchen es in einer gegebenen Zeitperiode nach Süden erreicht hat.

Herr H. HESS VON WICHENDORFF spricht sodann
**Über den Nachweis von Spuren alter Flußläufe in Höhlen
im westlichen Thüringer Wald.**

Die Höhlenforschung hat bisher vorwiegend diluvialpaläontologischen und vorgeschichtlichen Zwecken gedient. Auf rein geologischem Gebiete sind die Höhlen bisher auffallend vernachlässigt worden. Aber gerade die Höhlen scheinen berufen, dem Geologen in manchen Fragen wichtige Nachweise und Erkenntnisse zu liefern, besonders da, wo die Erosion im Gebirge inzwischen ganze Schichtenglieder zerstört hat und nur noch die Höhlen mit ihren alten Flußschottern und Kiesen von ihrem ehemaligen Vorhandensein sicheres Zeugnis ablegen. Es handelt sich hier nicht um abgeschlossene Untersuchungen über den Verlauf präglazialer und diluvialer Flüsse Thüringens, vielmehr nur um eine Anregung, bei derartigen Arbeiten besonders auch die Aufschlüsse in den Höhlen heranzuziehen.

Am Nordabhang des nordwestlichen Thüringer Waldes erhebt sich unweit von Bad Thal bei dem in einer Meereshöhe von etwa 340 m gelegenen Dorfe Seebach das hohe bewaldete Bergmassiv der Wartberge, steil ansteigend bis zu einer Höhe von 554 m. Schon von weitem gesehen offenbart sich der isolierte Bergstock der Wartberge als eines jener charakteristischen Zechstein-Dolomitriffe, die den Thüringer Wald im Norden und Süden umsäumen. Dicht unter dem östlichen als Gr. Wartberg bezeichneten, an dieser Stelle etwa 525 m hohen Gipfel des Tafelberges liegt der Eingang zu einer schon im Mittelalter bekannten Höhle, im Volksmunde das „Backofenloch“ genannt. Das Höhlenmundloch befindet sich am Steilabhang des Wartbergs nach Seebach zu ungefähr in 500 m Meereshöhe. Bereits der erste runde Vorraum der Höhle zeigt an den Wänden drei tiefausgekolkte, durch Wasser geglättete Hohlkehlen als Erosionsrinnen übereinander, die dem ganzen Höhlengang entlanglaufen bis zur großen Schlotte, die den Mittelpunkt der Höhle und überhaupt die Ursache zu ihrer Bildung darstellt. Noch deutlicher weist die den Wandhohlkehlen gleichartige, vielgewundene, dem Höhlengang in

allen Windungen folgende tiefausgestrudelte Deckenrinne auf ihren unmittelbaren Zusammenhang mit der großen Schlotte hin. Die große Schlotte, die an der Decke der Höhle ihre Mündung besitzt und in gewundenem Verlauf nach oben bis zur Oberfläche des Tafelbergs hinaufreicht, ist auf einer deutlich sichtbaren, weitklaffenden Kluft oder offenen Spalte entstanden, welche die Höhle quer kreuzt. Sie zeigt die Spuren einer gewaltigen Ausstrudelung durch die auf der Spalte herabstürzenden Gewässer und gleicht vollkommen denselben Bildungen in vielen anderen Thüringer Höhlen. Von der ursprünglich etwa 25 m hohen Schlotte aus erkennt man deutlich die Vorgänge, die zur Erosion der etagenförmig übereinanderliegenden, den Wänden entlanglaufenden Hohlkehlen und der gewundenen Deckenrinne geführt haben; sie sind durch aus der Schlotte herabstrudelnde Wassermengen in kreisförmiger Strudelbewegung ausgewaschen worden, wobei, wie Klüfte auf der Sohle der Höhle und auf ihnen nach unten zu sich hinabziehende Schlotten zeigen, die Wasser schließlich in tiefer gelegenen, heute noch unzugänglichen Höhlenräumen verschwanden.

Bei größeren Aufgrabungen, die der Vortragende in den mächtigen Ablagerungen von Höhlenlehm namentlich im hinteren Teil der Höhle ausführte, fanden sich sehr zahlreiche zoll- bis kopfgroße Gerölle und Geschiebe von weißem und rotem Sandstein in dem Höhlenlehm eingebettet, dessen petrographische Beschaffenheit und Gehalt an Tongallen unzweifelhaften Buntsandstein erkennen ließen. Die kleineren, härteren roten Buntsandsteingerölle zeigen sämtlich die typische Gestalt flacher Flußschotter, während die größeren mürberen weißen Sandstein-Geschiebe seltener die ursprüngliche Gerölleform noch aufweisen. Das Vorkommen echter Buntsandstein-Flußschotter in einer Höhle inmitten eines gegen 100 m hohen Zechstein-Dolomitriffes ist um so merkwürdiger, als dasselbe alleinstehend nach allen Seiten abfällt, und heute keine Spur einer Buntsandsteindecke mehr aufzuweisen hat, die längst der Erosion anheimgefallen ist. Da bereits früher die Bedeutung der großen Schlotte für die Erosion und Entstehung der ganzen Höhle erkannt worden war, lag der Gedanke nahe, daß auch die Buntsandsteinschotter auf dem Wege durch die große Schlotte in das Höhleninnere gelangt seien. Bei näherer Besichtigung der unteren Wände der großen Schlotte gelang es denn auch, ganze Lagen durch Tropfsteinkalk versinterter Konglomerate von Flußschottern und Flußsanden darin nachzuweisen. Neben Bunt-

sandsteinschottern sind in diesem versinterten Schlottenkonglomerat noch heute stark abgerollte Chalcedongerölle aus dem Buntsandstein und zahlreiche typische, sehr harte weißgebleichte Porphyngerölle vom Typus des nahegelegenen Meisensteins neben zahlreichen kleinen Bohnerzkügelchen enthalten. Es steht mithin außer Zweifel, daß die gemischten Buntsandsteinschotter und Porphyngerölle durch die große Schlotte in die „Backofenloch“-Höhle bei Seebach gelangt sind. Die Entstehung dieser Ablagerungen ist einfach zu erklären. Zu einer Zeit, wo nahe der Höhe des Wartbergs und noch weiter gebirgaufwärts die Buntsandsteindecke noch erhalten war, bestand hier ein starker Gebirgsfluß, der Buntsandstein- und Porphyngerölle aus der Gegend des jetzigen Meisensteins mit sich führte und ablagerte. An der Stelle, wo sich heute die große Schlotte befindet, versank ein Teil der Gebirgswässer auf der hier vorhandenen offenen Kluft in die Tiefe und strudelte hier zunächst die große Schlotte und dann die ganze „Backofenloch“-Höhle aus sowie deren noch tiefer gelegene, bisher noch unerschlossenen Hohlräume. Dabei riß er natürlich zahlreiche Schotter und Schlammassen mit in die Tiefe, die heute als Höhlenlehm noch vorhanden sind.

Derartige Flußschwinden zeigen an denjenigen Stellen, wo der Felsuntergrund ihres Flußbettes zerklüftet ist, heutigen Tages noch viele Gebirgsflüsse am Nord- und Südabhang des Thüringer Waldes; sie gehören zu den ganz allgemeinen geologischen Erscheinungen des Gebiets.

Recht wahrscheinlich steht mit demselben Flußlauf, welcher die „Backofenloch“-Höhle geschaffen hat, die Entstehung der Hörselberg-Höhle, der sog. „Venusgrotte“ am Gr. Hörselberg in Verbindung. Die Venusgrotte liegt unmittelbar an der oberen Felskante des steilen Hörselberggrates unweit oberhalb des sog. Jesusbrunnleins im oberen Teil des Zapfengrundes bei Schönau. Die Hörselberge bestehen aus flach nach Norden zu geneigten dünngeschichteten Muschelkalk-Schichten. Der Eingang der Höhle ist in diesen Schichten nur wenige Meter unter der Bergoberfläche gelegen. In der nur 15 m langen Höhle lassen sich drei Schlotten feststellen. Diese sind, wie der Augenschein lehrt, auf größeren einander gleichgerichteten Querspalten und Klüften entstanden. Die Schlotten der Venusgrotte zeigen ausgezeichnet die Abhängigkeit solcher Gebilde von vorher vorhandenen Spalten und sind in ihrer vorzüglichen Ausbildung ein Musterbeispiel für die strudelnde

Erosionstätigkeit des Wassers auf offenen Klüften. Auch hier ist, wie im „Backofenloch“ bei Seebach, die Entstehung der ganzen Höhle von den Schloten aus erfolgt. Rundliche Auslaugungsformen und Höhlenkanäle mit Hohlkehlen zeigen in der ganzen Höhle an, daß der eigentliche Höhlengang lediglich durch Ausstrudlung von den Schloten her unter teilweiser Benutzung einer Querkluft entstanden ist. Die Oberfläche des Hörselbergs liegt an der Stelle, wo die hintere Hauptschlotte zu Tage ausgeht, etwa 450 m über dem Meeresspiegel, d. h. 195 m über dem kaum 1½ km entfernten Hörseltale, das hier in 255 m Meereshöhe sich befindet.

Auch die Hörselberg-Höhle, die so außerordentlich hoch über dem heutigen Tale liegt, ist als Flußschwinde (Schwalgloch) eines ehemaligen Gebirgsflusses anzusehen, denn auf der Höhe des Hörselberges finden sich trotz der starken Erosion noch heute zahlreiche Porphyrr-Flußgerölle als Reste eines ehemaligen Flusses, der unter ganz anderen orographischen und hydrographischen Verhältnissen, als wie sie heute herrschen, von der Höhe des Thüringer Waldes kommend über den Kamm der damals noch nicht erodierten Hörselberge dahinflöß. Die Porphyrschotter auf der Höhe des Hörselberges sind außer dem Vortragenden bereits früher von G. v. BRAUSE und E. PHILIPPI beobachtet worden.

Die beiden mitgeteilten Beobachtungen ergeben mit Sicherheit, daß zur Zeit der Entstehung beider Höhlen der Flußlauf, der zu ihrer Bildung Ursache wurde, unmittelbar von der Höhe des Thüringer Waldes über die Wartberge und den Kamm des Hörselbergs hinwegfloß. Zu jener Zeit kann also unmöglich schon die heutige Bodengestaltung mit ihren tiefen Zwischen-Einsenkungen bis beinahe 200 m Höhenunterschied in der Richtung des Flußlaufs bestanden haben, vielmehr hatte der Fluß von den Wartbergen bis zum Hörselberg ein gleichmäßiges Gefälle von 525 m auf 450 m Meereshöhe. Diese Betrachtungen bieten nun die Möglichkeit, einmal die alten präoligocänen und diluvialen Flußsysteme, von denen wir größere Spuren auch im nördlichen Vorlande des Thüringer Waldes finden, noch eingehender wie bisher, vor allem in ihren Ursprungsgebieten im Gebirge festzustellen, sodann weitere Altersbeziehungen derselben nachzuweisen, ferner Beobachtungen über die allmähliche Entwicklung und die verhältnismäßigen Entstehungszeiten der heutigen orographischen Verhältnisse aus den älteren einfacheren Geländeformen zu verfolgen und

schließlich sogar durch Zusammenfassung aller dieser und weiterer neuer sich ergebender Gesichtspunkte das geologische Alter¹⁾ dieser z. T. recht alten Höhlen festzustellen.

Der Bericht wird verlesen und genehmigt. Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v.	w.	o.
POMPECKJ.	JANENSCH.	BÄRTLING.

Bericht der Sitzung vom 3. März 1920.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende verliest ein Schreiben des Herrn ALBERT HEIM, in dem er für das ihm übersandte Glückwunschsreiben zu der 50 jährigen Wiederkehr seines Eintritts in die Gesellschaft seinen Dank ausspricht.

¹⁾ Das Alter der Höhlen im westlichen Thüringer Wald ist im allgemeinen sehr verschieden. Eine kleine eingestürzte Höhle am Wege von Mühle Wittgenstein nach Kittelsthal weist einen alten Höhlenfluß von etwa 5 m Breite mit versinterten typischen Erbstromflußkiesen etwa 20 m über dem heutigen Erbstrom auf. Dieses übrigens vom Verfasser bereits früher erwähnte Vorkommen (H. HESS v. WICHENDORFF, Die Tropfsteinhöhle im Zechstein-Bryozoenriff bei Thal in Thüringen und ihre genetischen Beziehungen zu den dortigen Schwerspatgängen, Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. für 1909, Bd. XXX, S. 567—575) ist bedeutend jünger als die beiden in vorliegender Arbeit besprochenen Höhlen. Es gehört einer diluvialen Terrasse des heutigen Erbstromtales an, das damals also bereits wesentlich in nahezu heutiger Gestalt bestand. Diese Höhle bei der Mühle Wittgenstein ist wohl sicher jungdiluvial, wie auch ihre geringe Meereshöhe (310 m) andeutet.

Ebenso ist die sog. Altensteiner Höhle am Fuß des hohen Zechsteinriffes von Altenstein am Südabhang des Thüringer Waldes mit ihren auffälligen Granitsandablagerungen, die durch den noch heute vorhandenen starken Höhlenfluß aus den höher nach dem Kamm des Gebirges zu gelegenen Granitmassiven herbeigeführt wurden, diluvialen Alters, wie sich aus den zahlreichen Resten & s Höhlenbären ergibt, die in den den Granitsand begleitenden Höhlenlehmablagerungen auftreten.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Herr Markscheider EMIL FLENDER in Dorsten,
Herr Markscheider OTTO SCHELLHASE in Reckling-
hausen,

Herr Markscheider KARL HÖLLING in Gladbeck,
Herr Markscheider HEINRICH FAUST in Derne i. Westf.,
Herr Markscheider JULIUS MÜLLER in Buer-Scholven,
Herr Markscheider WALDEMAR THEES in Bottrop
i. Westf.,

Herr Markscheider EGON CLUTE-SIMON in Vacha
(Rhön),

Herr Markscheider ADOLF LORENZ in Dillenburg,
Herr Oberbergamtsmarkscheider KARL WAGNER in
Bonn,

Herr Bergwerksdirektor Bergrat HEINRICH TEGELER
in Recklinghausen,

Herr Bergrevierbeamter Bergrat KARL DOBBELSTEIN
in Bochum,

Herr Bergrat EUGEN KLEINE in Dortmund,

Herr Bergrat L. KIRCHER in Herne,

Herr Bergassessor a. D., Dr.-Ing., Dr. phil. HEINRICH
WESTERMANN in Dortmund,

Herr Bergwerksdirektor und Bergassessor a. D.,
FRIEDRICH WALKHOFF in Cappenberg b. Lünen
a. d. Lippe,

Herr Studienrat Professor EDGAR WEINERT in Dort-
mund,

vorgeschlagen von den Herren FREMDLING, KRUSCH
und BÄRTLING.

Herr Bergrevierbeamter RICHARD MAURER in Han-
nover-Döhren,

Herr Hüttendirektor Bergrat FRIEDRICH FISCHER in
Clausthal,

Herr Berginspektor PAUL SCHULZE in Clausthal,

Herr Bergdirektor Bergrat ALWIN VOLLHARDT in
Lehesten i. Thür.,

Herr Direktor der Landwirtsch. Schule BERNHARD
THÉREMIN in Trebnitz i. Schl.,

Herr stellvertr. Direktor der Deutschen Bank, Berg-
assessor a. D. MAX POHL in Berlin W 8,

Herr Landwirtschaftslehrer KURT CZYGAN in Leipzig-R.,

Herr Studienrat Prof. Dr. AUGUST SCHLICKUM in Köln,

- Herr Hilfsschullehrer WILHELM LEDERBOGEN in
Aschersleben,
Herr Seminarlehrer, Korresp. d. Geol. Landesanst.
LUDWIG KRETZSCHMAR in Bütow, Bez. Köslin,
Herr Oberlehrer Prof. Dr. PAUL MICHAEL in Weimar,
Herr Studienrat Dr. phil. HERMANN FOERSTER in Groß-
Strehlitz (O.-S.),
Herr Rektor JOHANNES LIESER in Remscheid,
Herr Mittelschullehrer BERNHARD KLETT, Mühlhausen
i. Thür.,
Herr Oberlehrer Prof. Dr. GUSTAV DITTRICH in Bres-
lau 16,
Herr Gymnasialprofessor a. D. MAX BALLERSTEDT in
Bückerburg,
Herr Prof. Dr. phil. EDMUND LIEBETRAU in Essen,
Städtisches Museum, Adr.: Prof. Dr. ZICKGRAF, in
Bielefeld,
Herr Fabrikant WILHELM ALTHOFF in Bielefeld,
Herr Kaufmann und Bankier WILHELM ZIMMER in
Löwenberg i. Schl.,
Herr Oberbergamtsmarkscheider BRUNO SCHOLZ in
Halle a. S.,
Herr Oberbergamtsmarkscheider BRUNO FISCHER in
Halle a. S.,
Herr Markscheider ERNST HOHMANN in Bernburg,
Herr Dipl.-Bergingenieur STANISLAUS GRABIANOWSKI
in Kattowitz (O.-S.),
Herr Prof. Dr. WALTER SCHULTZ in Kassel,
Herr Berginspektor JOHANNES ROTHMALER in Siegen,
Herr Bergassessor, Hilfsarbeiter im Handels-
ministerium WILLIBALD NIMPTSCH in Berlin W 30,
vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, PICARD
und BÄRTLING.
Herr Bergwerksdirektor a. D. MAX BREDENBRUCH
in Hannover,
Herr Bergassessor Dr. CARL BRETZ in Dortmund,
Herr Bergassessor GERHARD BENTZ in Crefeld-Bochum.
vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, BARSCH
und BÄRTLING.
Herr Betriebsassistent, Dipl.-Bergingenieur OTTO
WINTER in Unterröblingen a. See,

- Herr Bergwerksdirektor Dipl.-Ingenieur **EMIL NIEHOFF**
in Frankfurt a. O.,
vorgeschlagen von den Herren **DAMMER**, **BARSCH** und
BÄRTLING.
- Herr Hauptlehrer **FRANZ KRÖNNER** in Bad Reichenhall,
vorgeschlagen von den Herren **FREMDLING**, **BÖHM**
und **BÄRTLING**.
- Herr Oberlehrer Dr. phil. **LUDWIG SCHAUB** in Witten
(Ruhr), vorgeschlagen von den Herren **OVERHOFF**,
OBERSTE BRINK und **BÄRTLING**.
- Herr Lehrer **EDUARD LUX** in Ohrdruf i. Thür., vor-
geschlagen von den Herren **KRUSCH**, **ZIMMERMANN I**
und **BÄRTLING**.
- Herr konz. Markscheider, Bergbauinspektor **REINHARD**
REEH in Dillenburg, vorgeschlagen von den Herren
FREMDLING, **DENCKMANN** und **BÄRTLING**.
- Herr Lehrer **ERNST ZIMMERMANN** in Schwelm, vor-
geschlagen von den Herren **ZIMMERMANN II**, **KRUSCH**
und **BÄRTLING**.
- Herr Stadtbauingenieur **WILHELM ZELTER** in Unter-
barmen, vorgeschlagen von den Herren **KRUSCH**,
PAECKELMANN und **BÄRTLING**.
- Herr konz. Markscheider **FELIX DECKER** in Dortmund,
Herr konz. Markscheider **JOHANNES MÖLLER** in Essen
(Ruhr),
vorgeschlagen von den Herren **FREMDLING**, **OBERSTE**
BRINK und **BÄRTLING**.
- Herr Dr. **STOCKFISCH**, Chemiker an der Preuß. Geol-
Landesanstalt, in Berlin, vorgeschlagen von den
Herren **P. G. KRAUSE**, **DIENST** und **PICARD**.
- Herr konz. Markscheider **KARL WURM** in Heessen
bei Hamm i. Westf., vorgeschlagen von den Herren
FREMDLING, **BRÜCK** und **BÄRTLING**.
- Herr Dr. der Naturwissenschaften, Direktor der geolo-
gischen Landesuntersuchung von Catalonien, Prof.
der Geologie an der Ackerbauschule und der Uni-
versität in Barcelona M. **FAURA I SANS**, vorge-
schlagen von den Herren **BEYSCHLAG**, **POMPECKJ**
und **KRUSCH**.

Der Vorsitzende legt die als Geschenk eingegangene
Literatur vor.

Herr **ERICH KAISER** berichtete über:

Studien während des Krieges in Südwestafrika.

Bei Kriegsausbruch befand ich mich auf einer von Herrn Bezirksgeologen a. D. Dr. **HEINRICH LOTZ** angeregten, von der Deutschen Diamanten-Gesellschaft m. b. H. und der Pomona Diamanten-Gesellschaft unterstützten Studienreise in Deutschsüdwestafrika zur Untersuchung der eigenartigen Alkaligesteine der südlichen Namib. Der unfreiwillig verlängerte Aufenthalt ermöglichte es, die Studien, unter steter, weitgehendster Beihilfe und Mitwirkung der genannten Gesellschaften, sehr zu erweitern und vor allem auch auf die Erscheinungen des ariden Klimas auszudehnen, deren Untersuchung im einzelnen bei meiner Ausreise nicht beabsichtigt gewesen war.

Unter Benutzung vorhandener älterer Aufnahmen wurde eine topographische Höhengschichtenkarte in 1:25 000 mit Höhenlinien von 10, zum Teil 5 m Abstand angefertigt. Diese Karte umfaßt das südliche Diamantengebiet und einige angrenzende Teile und ist für die Erkenntnis der Hohlformen des ariden Klimas, für die vielen großen und kleinen besonderen Formen der Wüste wichtig. Das ungefähr 900 qkm große Gebiet wurde unter Mitwirkung von Herrn Dipl.-Bergingenieur Dr. W. **BEETZ**, der die Arbeiten nach meiner Abreise noch fortsetzte, geologisch aufgenommen. Viele Ritze in die weitere Umgebung vervollständigten die Untersuchungen in der Küstenwüste. Sowohl der Aufenthalt im Innern 1914—15 während der dortigen Kriegereignisse wie mehrfache Reisen in späteren Jahren brachten vielfache Erfahrungen zur Erkenntnis der Ablagerungen im ariden Klima wie auch zur Lokalgeologie der einzelnen Gebiete.

Aus den vielseitigen Ergebnissen kann hier nur einzelnes herausgegriffen werden. Vieles kann in seiner vollen Bedeutung auch erst dann verstanden werden, wenn einmal die gesamten Karten gedruckt vorgelegt und zusammenfassende Darstellungen der Einzelbeobachtungen mit einer Auswahl aus den vielen aufgenommenen Bildern gegeben werden können. Da andererseits die umfangreichen Aufsammlungen noch nicht nach Deutschland gelangen konnten und bei ihrer Bearbeitung eine vielfache Erweiterung der Erfahrungen versprechen, so dürfen auch diese Mitteilungen nur als vorläufige angesehen werden.

Die beigefügte Tabelle gibt zunächst eine zusammenfassende Darstellung der im Bereiche des geologisch auf-

Zeitlich und räumlich wechselnd

<p>Postmiocän</p>	<p>Weite flächenhafte Eindeckungen durch äolische, fluviatile und Schichtfluvvorgänge in der inneren Namib: Flächenamib, Insolatation und chemische Verwitterung stark. Dedation gering, Fluvio-äride Absätze regional weit verbreitet</p>	<p>Vorwiegend Erosion in der näheren der Küste gelegenen Wannenamib, eingeleitet und befördert durch chemische Verwitterung und geringere Insolatation. Korrasionswirkung auf alle Gesteine. Wechselnd lokale oder regionale äolische Aufschüttungen. Erosionswirkungen und fluvio-äride Absätze mit Zusammenschwemmung der Rückstände chemischer und mechanischer Verwitterung nur lokal Ausbildung von Hohlformen Wirkung von Wind vorwiegend</p>	<p>Kurze Erosionsrinnen (Schluchten) in einer Küstenzone mit Ausräumung aller Rückstände chemischer Verwitterung</p>	<p>Wechsel der Flächen- und Wannenamib zu einander bedingt durch positive und negative Strandverschiebungen, wodurch Hohlformen der Wannenamib unter den Meeresspiegel untertauchen</p>
<p>Miocän</p>	<p>Pomona-schichten Äride Eindeckungen über die ganze Namib, heute in Tafelbergen als Inselberge (Zeugen) und im Sockel der Flächenamib erhalten. Regionale Krustenbildungen: Verkalkungen (Flächenkalk) und Verkieselungen</p>	<p>Fluvio-äride Absätze in Hohlformen, in Binnenbecken (Fauna von Eilsabethfelder, Gamachab), in Erosionsrinnen und Dolinen</p>	<p>Marine Ablagerungen, (Strandfazies), Fauna von Bogenfels-Buntfeldschub</p>	
<p>Prämiocän</p>	<p>Älteste äride Eindeckungen in Verknüpfung mit Eruptivgesteinen (nur an einer Stelle nachgewiesen)</p>	<p>Senken, Kessel, Dolinen auf prämiocäner Landoberfläche</p>		
<p>Alter unbekannt, vielleicht jung-mesozoisch</p>	<p>Ansbrüche von Alkali-gesteinen zeitlich zusammengehörend</p>	<p>Phonolithe, Phonolithporphyre, Klinghardtite, Phonolithuffe Syenit, Syenitporphyr, Elaeolithsyenit (durch Assimilation in Alkaligranit! übergehend), Essexit, Therialith</p>		
<p>Jüngerer Schieferhorizont (RANGHE) ? Kambrium</p>	<p>Basiskonglomerat Unterer Dolomit bzw. Mergel, nur lokal</p>	<p>Hauptdolomit, bündrige Dolomite Arkose-Quarzit — Schiefer-Ausbildung mit Karbonatgesteinen</p>		<p>Zumeist nur flache Faltung Geringe Metamorphose</p>
<p>Kristallines Grundgebirge</p>	<p>Gneisse verschiedenster Ausbildung (darunter weit verbreitete Augengneisse), Glimmerschiefer, Amphibolite, Chloritschiefer in räumlich, wohl auch zeitlich getrennten Ausbildungen, die ein Gneiss- und ein (Chlorit-)Schiefergebiet trennen lassen. Weit verbreitete Injektionsgneisse mit prachvollen, pyramatisch gefalteten Arteriten und Migmattiten; mit mindestens zwei verschiedenen alten Granit Gabbro-Injektionen (Alkalikalkgesteinen) und zugehöriger Ganggefölschicht</p>			

*+

genommenen und des näher benachbarten Gebietes unterscheidbaren Schichtenglieder bzw. geologisch wichtigen Vorgänge. Der Vergleich mit den früheren zusammenfassenden Darstellungen über das Gebiet¹⁾ ergibt mannigfache Fortschritte der Erkenntnis.

Ich muß mich hier darauf beschränken, einige wenige Punkte aus dieser Tabelle näher zu besprechen. An anderer Stelle habe ich einen zusammenfassenden Bericht²⁾ über die wichtigeren in Südwestafrika ausgeführten Arbeiten gegeben, der ebenso wie ein Bericht über die Wasserbewegung³⁾ mehrfache Ergänzungen zu diesen Mitteilungen enthält.

I. Assimilationserscheinungen an den Elaeolithsyeniten des Granitberg in der südlichen Namib.

Die in der südlichen Namib auftretenden jüngeren Eruptivgesteine gehören zu der großen petrographischen Provinz von Alkaligesteinen Südafrikas, von der wir leider noch keine zusammenfassende Darstellung besitzen. Ihr Alter läßt sich vorläufig nur aus dem Vergleiche mit anderen Vorkommen ähnlicher Gesteine in Süd- und Westafrika mutmaßen. Der Einblick in den Aufbau der einzelnen Vorkommen wird durch das Auftreten in einem Wüstengebiet sehr erleichtert, wenn auch oft gerade an den wichtigsten Beobachtungspunkten eine Verschleierung durch die Hohlformausfüllungen und die Eindeckungen des ariden Klimas eintritt.

Neben dem Elaeolithsyenitstock am Granitberg wurden noch mehrere andere Syenitvorkommen aufgefunden. Weite Verbreitung zeigten essexitisch-theralithische Gesteine. Alle

¹⁾ P. RANGE, Geologie des deutschen Namalandes. Beitr. z. geol. Erforschung der deutschen Schutzgebiete, H. 2. Berlin 1912. — Beiträge und Ergänzungen zur Landeskunde des deutschen Namalandes. Abhandlungen des Hamburgischen Kolonialinstituts, 30. Hamburg 1914. — H. LOTZ in: H. LOTZ, J. BÖHM, W. WEISSERMEL, Geologische und paläontologische Beiträge zur Kenntnis der Lüderitzbuchter Diamantablagerungen. Beiträge zur geol. Erforschung der deutschen Schutzgebiete, H. 5. Berlin 1913. — P. A. WAGNER, The Geology and Mineral Industry of South West Africa. Union of South Africa. Mines Department. Geological Survey, Memoir Nr. 7. Pretoria 1916.

²⁾ E. KAISER, Bericht über mineralogische und geologische Studien während des Krieges in Südwestafrika. Abhandlungen der Gießener Hochschulgesellschaft, 2. Gießen 1920.

³⁾ E. KAISER und W. BEETZ, Die Wassererschließung in der südlichen Namib Südwestafrikas (Ein Beitrag zur Frage der Wasserbewegung und Wassererschließung in ariden Gebieten), Zeitschr. f. prakt. Geologie, 1919, 27, S. 165—178 und 183—198.

diese, die ?kambrischen Schichten durchbrechenden Gesteine stehen im Gegensatze zu den älteren, vorkambrischen, granitisch-gabbroiden Gesteinen, die Alkalikalkgesteinen zugehören. Dieser Gegensatz einer älteren pazifischen gegenüber einer jüngeren atlantischen Sippe herrscht hier wie in ganz Südafrika.

Am interessantesten sind die Verhältnisse am Granitberge (75 km südlich von Lüderitzbucht), dessen Gestein als Elaeolithsyenit von P. A. WAGNER und mir, unabhängig von einander, ungefähr gleichzeitig bestimmt wurde. Es waren mir damals (1909) zusammen mit typischen Elaeolithsyeniten eigenartige Gesteine zugegangen, die ich am Handstücke und im Dünnschliffe nur als Elaeolithsyenitporphyre bestimmen konnte. Die genauere geologische Kartierung des Granitberg in 1:5000 zeigte aber neben diesen als Elaeolithsyenitporphyre angesprochenen Gesteinen noch andere, vom Normaltypus des dortigen Elaeolithsyenites abweichende Gesteine, die nicht durch Differentiation des elaeolithsyenitischen Magmas erklärt werden konnten. Es handelt sich vielmehr um die Aufnahme, Assimilation festen Nebengesteins und sich durch diese Aufschmelzung bildende hybride Gesteine⁴⁾.

Eine besonders lehrreiche Aufschmelzungszone wurde am Rande des Elaeolithsyenitstockes beobachtet. (Nur die wichtigeren Beobachtungen können hier mitgeteilt werden, die nach der mikroskopischen Untersuchung des gesammelten, aber noch nicht zugänglichen Materiales ergänzt werden müssen.) Das Nebengestein ist, unbekümmert um seine petrographische Zusammensetzung, in viele kleine und große Schollen aufgelöst, durchsetzt von vielen Adern und Trümmern der Eruptivmasse. Das Magma durchsetzt dabei das Nebengestein in vielen Quertrümmern und -adern, greift aber auch in lagergangartigen Apophysen in das Nebengestein ein. Es ist ein sehr großer Wechsel vorhanden. Die Verhältnisse ließen sich nur in einzelnen Skizzen festhalten, dagegen nicht, selbst bei der gewählten Kartierung in 1:5000

⁴⁾ Ich fasse hier hybride Gesteine nicht in dem engeren, von R. A. DALY (Igneous rocks and their Origin, New York 1914) und von F. VON WOLFF (Vulkanismus, 1, S. 169) angewandten Sinne, sondern in dem weiteren Sinne anderer Forscher auf, wie z. B. A. HARKER (The Natural History of igneous rocks, London 1909, S. 337), und O. H. ERDMANNSDÖRFFER (Fortschritte der Mineralogie, 1916, 5, S. 185). Zu hybriden Gesteinen rechne ich alle die Eruptivgesteine, die durch die Aufnahme fremden Materials verändert sind, mag dieses selbst nun eruptiver oder sedimentärer Herkunft sein.

festlegen. Die einzelnen Schollen sind dabei mehr oder weniger vom Magma aufgeschmolzen. Diese Zone macht den Eindruck einer unregelmäßigen Breccie, die vom syenitischen Magma durchtränkt wurde. Dabei handelt es sich aber nicht um eine vorgebildete Breccie, sondern um eine Zertrümmerung des Nebengesteins durch den Intrusionsvorgang selbst. Stockeinwärts von einer schmalen, aber unregelmäßig lappig in das Nebengestein eindringenden Zone mit vielen, wenig umgewandelten Einschlüssen zeigt sich zunächst eine Zone mit stärker resorbiertem Nebengestein. Auf diese folgt eine Zone mit einem veränderten Eruptivgestein, das gegenüber der Hauptmasse unseres Stockes wesentlich abweicht. — Neben dieser randlichen Zone zeigen sich auch im Innern des Stockes große eingeschlossene Schlieren mit einer der Hauptmasse gegenüber abweichenden Zusammensetzung. Darunter treten die mir schon vor meiner Reise bekannt gewordenen, Elaeolithsyenitporphyren ähnelnden Gesteine auf. — So zeigen sich sowohl am Salbande wie im Innern des Stockes veränderte Gesteine, eben hybride Gesteine, deren Entzifferung Schwierigkeiten bereitet und zu Trugschlüssen führt, wenn man nur die Handstücke prüft, wie ich es vor der Reise nur ausführen konnte. Erst die Untersuchung des geologischen Verbandes ergab die Erklärung für die wechselnden Eigenschaften dieser durch Aufnahme von Nebengestein veränderten Syenite. Die endogene Randzone erreicht in ihrer horizontalen Ausdehnung auf der heutigen Denudationsoberfläche oft nur wenige Meter, dann aber auch mehr und übersteigt 100 m kaum. Jedoch ist die lückenlose Beobachtung nicht überall möglich, vor allem die horizontale Ausdehnung oft schwer feststellbar, da der innere Teil dieser endogenen Randzone einem starken Angriffe unterliegt. Dieser Teil ist oft intensiv chemisch verwittert, deshalb infolge Deflation fortgeführt. Es hat sich eine Rinne gebildet, die mit einem durch die Faktoren ariden Klimas zugeführten Schutte ausgefüllt ist.

Nun ist ein wesentlicher Gegensatz an den verschiedenen Grenzen dadurch hervorgerufen, daß die heutige Denudationsfläche uns das Magma an einer Stelle in den Schichtverband eingedrungen zeigt, an der kristalline Schichten von ?kambrischen Schichten überlagert werden. Der Kontakt des Syenites gegenüber den kristallinen Schieferen am Südhange des Granitberg ist leider fast ganz durch mächtigen Flugsand verhüllt. Einzelne aus dem Flugsande herausragende Rippen und niedrige Rücken deuten darauf hin, daß dieser Kontakt

sehr stark durch spätere Verkieselungen verändert ist. Diese gehören nicht zu den Erzeugnissen der verschiedenen Phasen vulkanischer Tätigkeit, sondern hängen mit den jugendlichen Verkieselungen unseres Trockengebiets zusammen. Sehr häufig ist besonders der Syenit selbst verkieselt, als Folge der Undurchlässigkeit der kristallinen Schiefer gegenüber den Lösungen im Untergrunde. Die so entstandenen verkieselten Gesteine konnten hier nur kurz erwähnt werden, da sie mit der hier behandelten Frage nichts zu tun haben. — Wichtiger aber für uns sind die Grenzflächen der magmatischen Injektionen gegen die ?kambrischen Schichten. Durchbrochen und beeinflußt sind sowohl tiefere Horizonte, Sandsteine (Quarzite und Arkosen), wie höhere, Dolomite, und beiden eingelagerte schiefrige Gesteine, auch Karbonatschiefer, dünnbankige bis dünnschichtige, bändrige, meist dolomitische Gesteine mit wechselnd mächtigen Schieferzwischenlagen. Während im Westen quarzitische Gesteine verändert sind, erfolgte im Osten die Einwirkung auf zumeist dolomitische Karbonatgesteine mit ihren Schiefereinlagerungen. Diese Karbonatgesteine sind meist nur wenig metamorphosiert, zeigen nur eine Marmorisierung; an anderen Stellen treten aber mehrere Kontaktminerale hinzu. In einem lokal engbegrenzten Gebiete sind diese Kontaktgesteine, unter gleichzeitiger Metamorphose, intensiv gestaucht, zu fein gefältelten, eozoonartige Struktur zeigenden Gesteinen umgewandelt. Die Sandsteine und Quarzite sind ebenfalls umgewandelt, zeigen aber, wie bei anderen Syenitstöcken der südlichen Namib zumeist nur eine schmale Zone von Hornfelsen, die noch mikroskopisch zu untersuchen sind.

Wichtiger für diese Darstellung als die exogenen Kontakterscheinungen sind die endogenen Einwirkungen auf das Magma selbst. Sehen wir schon allgemein eine Veränderung der Gesteine in der Nähe des Kontaktes und an kleinen und größeren eingeschlossenen Schollen, so muß je nach dem durchbrochenen Nebengestein von einer verschiedenartigen endogenen Kontaktzone berichtet werden können.

An der Grenze gegen die tiefere Stufe unseres ?Kambriums, gegen die Sandsteine und Arkosen, sehen wir eine Abnahme der Feldspatvertreter, ein Übergehen in Syenite und endlich sogar in quarzführende, dann aber völlig nephelinfreie Gesteine, in helle Alkaligranite(1), bei denen es ein müßiger Streit sein würde, ob man sie als Quarzsyenite oder direkt als Granite bezeichnen will. Der petrographische Wechsel in den auftretenden Gesteinen ist sehr

groß, so daß man nur in einzelnen Bändern oder Schlieren am Rande des Massivs, in einzelnen, die exogene Kontaktzone durchsetzenden Trümmern und in Apophysen oder in kleinen stockartigen Erweiterungen einheitliche Gesteine antrifft. Typische Alkaligranite treten am weitesten verbreitet in lagergangartigen Apophysen im Nebengesteine auf. Sonst zeigt sich ein Unterschied fast von Trum zu Trum, ja in der einzelnen Apophyse. Also auch hier in der endogenen Kontaktzone ein großer Wechsel in der petrographischen Zusammensetzung auf kleine Entfernungen hin, wobei aber betont werden muß, daß es sich nicht nur um aplitische und porphyrische Randausbildung handelt, sondern daß viele der Adern, Trümer und Apophysen mit einem mittelkörnigen syenitischen Gestein angefüllt sind, das der Struktur nach kaum, wohl aber der chemischen Zusammensetzung nach von dem Gesteine im Innern des Massivs abweicht. — Im Gegensatze zu diesem Kontakte gegen die Sandsteine (Quarzite und Arkosen) ist die Ausbildung innerhalb des Massivs gegen die höhere Stufe des ?Kambriums, die vorwiegend dolomitisch ausgebildet ist, ganz anders gestaltet. Hier waltet der Elaeolith als Gemengteil besonders vor. Die Gesteine werden grobkörnig und die einzelnen mehr oder weniger schmalen Trümer und Apophysen gehen bis in grobpegmatitische Elaeolithsyenite über, mit bis mehrere Zentimeter großen Elaeolithen und oft zahlreichen selteneren Mineralien. Diese grobpegmatitische Ausbildung, die sich in den feinsten Adern kreuz und quer in die Dolomite fortsetzt, ist wohl zu beachten. Sie steht im Gegensatz zu vielen anderen Angaben, die immer wieder nur von einer aplitischen, ja dichten, höchstens porphyrischen Ausbildung am Salbande der Elaeolithsyenite wie auch anderer Tiefengesteine berichten. Wegen dieser mir bekannten Angaben und der mir z. B. aus dem Kristianiagebiet wie aus dem Monzonitgebiet persönlich bekannten Verhältnisse der Ausbildung solch dichter Randfazies an Syeniten waren mir die ersten Beobachtungen über diese grobpegmatitische Ausbildung am Kontakte gegen die Dolomite am Granitberg schon 1915 sehr aufgefallen. Diese Beobachtungen gaben dann auch die Veranlassung, gerade der randlichen Ausbildung des Elaeolithsyenits am Granitberg in der Namib besondere Beachtung zu schenken. Leider stand mir draußen keine auf ähnliche Verhältnisse Bezug nehmende Spezialliteratur zur Verfügung. — Daß auch die übrigen Gemengteile des Syenites in den beiden petrographischen Ausbildungs-

formen dieses inneren Kontaktes an den verschiedenartig zusammengesetzten Nebengesteinen wesentliche Unterschiede zeigen, ist selbstverständlich. — Wo schiefrige Nebengesteine auf das Magma einwirkten, gaben sie zu wieder anderen Gesteinen der inneren Kontaktzone Veranlassung. Die gesammelten, wohl im Laufe dieses Jahres eintreffenden Gesteinsproben müssen erst mikroskopisch untersucht werden, bis über die gesamten, interessanten Aufschmelzungserscheinungen berichtet werden kann.

Die petrographische Ausbildung im Innern des Stockes zeigt auch, wie oben schon berührt, wesentliche Unterschiede. Am auffälligsten waren zunächst dunkle Bänder, von denen eben, als wesentlich abweichend, von den Herren Dr. REUNING und KLINGHARDT gesammelt, vor dem Kriege Handstücke mir vorgelegt worden waren. Die nähere Verfolgung dieser dunklen Bänder zeigte, daß sie im allgemeinen süd-nördlich durch den Stock verlaufen, damit, wenn auch nicht genau, so doch im allgemeinen dem Hauptstreichen der ?kanbrischen Horizonte in der weiteren Umgebung des Stockes folgen. Hie und da mag man wohl ein Handstück schlagen, das als Syenitporphyr oder als Elaeolithsyenitporphyr zu bezeichnen ist. Aber das schon in geringer Entfernung davon geschlagene Stück zeigt einen wesentlichen Gegensatz. Große Teile dieser dunklen Bänder sind arm an hellen Gemengteilen, zeigen ein Vorwalten der dunklen Bestandteile, oft reichliche augitische Mineralien, die dann auch als grobporphyrische Ausscheidungen in der mehr oder weniger dunklen, meist graugrünen Grundmasse liegen. Selbst ein Übergang in theralithische Gesteine ist zu beobachten, aber immer mit porphyrischer Struktur. Kann man so im einzelnen wohl ein Handstück mit einem anerkannten Gesteinsnamen belegen, so gelingt eine solche Zuteilung, eine Unterbringung im petrographischen System für größere dieser basischen Schlieren nicht wegen ihres großen Wechsels, wegen der Unzahl eingeschlossener Bruchstücke kleinerer und größerer, fremdartiger, aber eine sedimentäre Herkunft fast nie verratender Einschlüsse. Leichter ist es, mit einem petrographischen Namen einige helle Schlieren zu belegen, die innerhalb des Elaeolithsyenitstockes auftreten. Der größte Teil der Gesteine dieser helleren Schlieren innerhalb des Stockes ist Pulaskiten oder Übergängen von diesen zu den Elaeolithsyeniten zuzurechnen. Ein anderer, kleiner Teil der hellen Schlieren führt geringen Quarzgehalt und steht Nordmarkiten nahe. — Die innerhalb des Elaeolithsyenit-

stockes auftretenden hellen und dunklen Schlieren sind in Anwendung der am Salbande beobachteten Erscheinungen am ehesten erklärbar durch eingeschlossene große Schollen des Nebengesteins oder entsprechen Grenzflächen des unregelmäßige Umgrenzung zeigenden Stockes. Diese Grenzflächen selbst sind oft durch die heutige Denudationsfläche nicht angeschnitten, sondern endeten über derselben oder enden in dem noch nicht entblößten Untergrunde unter der heutigen Denudationsfläche. Diese Auffassung über die Schlieren innerhalb des Stockes wird bei späterer Vorlage der geologischen Kartenaufnahme durch den innerhalb des Stockes beobachteten Ausbiß von Nebengestein näher belegt werden, an dem sich sowohl eine endogene als auch exogene Kontaktzone in der gleichen Weise wie am Salbande des ganzen Massivs zeigt. — Die innere Kontaktzone und die Trümer in der äußeren Kontaktzone zeigen, wenn auch nicht gleiche, so doch ähnliche petrographische Wechsel wie die Schlieren in dem Massive selbst. Auf der einen Seite dunkle basische Gesteine, auf der anderen helle saure Gesteine bis zu quarzführenden hin. Diese Gesteine der inneren Kontaktzone und der Schlieren treten damit in scharfen Gegensatz zu den mannigfachen typischen Ganggesteinen, die sowohl das Massiv, die Kontaktzone, wie die weitere Umgebung des Stockes durchsetzen.

Fassen wir die wichtigsten Punkte zusammen, auf die es bei dieser allgemeinen, vorläufigen Darstellung ankommt: Die Begrenzung des Elaeolithsyenitmassivs ist sehr unscharf infolge der starken Auflockerung und Durchtrümerung des Nebengesteins. Dieses ist kontaktmetamorph beeinflusst. Eine innere Kontaktzone zeigt sich innerhalb des Stockes gegen die Grenzen hin. Diese endogene Kontaktzone zeigt eine wesentliche Abhängigkeit vom Nebengestein, die nicht durch eine Einwirkung des petrographisch verschieden ausgebildeten Nebengesteins auf die Differentiation im Magma, sondern nur durch die Aufschmelzung des Nebengesteins erklärbar ist. Mehrere saure und basische Schlieren im Elaeolithsyenitmassiv sind auf eingeschmolzene Schollen von Nebengestein zurückzuführen. —

Man kann bei einzelnen Apophysen und kleinen stockartigen Erweiterungen derselben einen konkordanten Injektionsverband beobachten und gerade in diesen die Ausscheidung von quarzführenden Gesteinen nachweisen. Sie zeigen sich im kleinen als lakkolith- oder phakolithartige

Intrusionen in dem Schichtverbande des Nebengesteins unseres Elaeolithsyenitmassivs. Ist weiter auch die Grenzfläche im einzelnen nicht festzulegen, kann man nur von einer Grenzzone sprechen, so kann man doch das Verhalten dieser Grenzzone zu dem Nebengesteine feststellen. Eine Parallelität der Grenzzone des Eruptivgesteins mit den Texturlinien des ausgesprochen schichtigen Nebengesteins ist nicht nachweisbar. Vielmehr verläuft die Grenzzone des Intrusivkörpers in völlig durchgreifender Lagerung. Es ist aber nicht möglich, den Intrusivkörper mit den Liegendkörpern im Sinne von DALY zu vereinigen, auf welche Frage ich aber erst bei Vorlage der geologischen Kartenaufnahme eingehen kann.

Es handelt sich bei dem kleinen, hier vorläufig noch als Stock aufgefaßten Vorkommen am Granitberg zweifellos zunächst um eine lokale Beobachtung, aus der selbstverständlich nur mit Vorsicht allgemeinere Schlüsse abgeleitet werden dürfen, die ich hier nur andeute. Die Beobachtungen können zunächst noch nicht als eine Stütze für oder gegen die vielen, z. T. widerspruchsvollen Ausführungen über die Assimilationserscheinungen der Magmen im großen benutzt werden. Aber sie geben uns doch Winke für die Erklärung des Mechanismus einiger Tiefeninjektionen und für die Deutung hierbei sich bildender Gesteine. Denn trotz der Verschleierung durch Flugsand und Schutt an einzelnen Stellen liegen die Verhältnisse so klar, wie man sie an anderen Orten in anderen Klimaverhältnissen nicht entziffern kann, wo eine tiefgründige chemische Verwitterung und eine dichte Vegetation den Einblick erschweren. Um Andeutungen über die Verwertung der Beobachtungen schon jetzt zu geben, sei zunächst auf einzelne Vergleichsbeispiele an Elaeolithsyeniten hingewiesen, wobei ich betone, daß ich hier keinerlei Vollständigkeit überhaupt nur anstreben kann, auch nicht bis auf die älteren Darstellungen, wie z. B. von MICHEL LEVY, zurückgreifen will, deren Angaben ja an vielen Stellen zu finden sind. Das muß späteren ausführlichen Darstellungen überlassen bleiben, wenn die gesammelten Handstücke bearbeitet sind, und alle Beobachtungen wie die Ergebnisse mikroskopischer und chemischer Untersuchungen mit anderen Vorkommen verglichen werden können.

Ähnliche Übergänge von elaeolithsyenitischen Gesteinen zu sauren, selbst quarzführenden Gesteinen sind auch schon von anderen Punkten beschrieben worden, so aus dem

Cnoc-na-Sroine-Massiv in Nordschottland⁵⁾ und von Alnö⁶⁾. Es ist nicht angängig, alle die sauren Schlieren mit ROSENBUSCH⁷⁾ als „eine notwendige Folge der bei der Gesteinskristallisation herrschenden Gesetze“ aufzufassen. Liest man weiter die Angaben von ROSENBUSCH, die er über theralithische Gesteine zusammengefaßt hat⁸⁾, so kommt man schon nach diesen Angaben dazu, daß eine große Zahl dieser Theralithvorkommen entweder nur als besondere Differentiationsprodukte des Syenitmagmas oder aber eben wieder nur als Aufschmelzungserscheinungen aufgefaßt werden können⁹⁾.

Am weitgehendsten sind bisher derartige Aufschmelzungserscheinungen von Intrusivmagmen bisher von

⁵⁾ Vgl. J. HORNE and J. J. H. TEALL, On Borolanite — an Igneous Rock, intrusive in the Cambrian Limestone of Assynt. Transact. of the Royal Society of Edinburgh, 1895, **37**, S. 163—178. — S. I. SHAND, Über Borolanit und die Gesteine des Cnoc-na-sroine-Massivs in Nordschottland, N. Jahrb. f. Min., 1906, Beil., Bd. **22**, S. 413—453. — On Borolanite and its associates in Assynt. Transact. of the Edinburgh Geological Society, 1910, **9**, S. 202—215 und 376—416.

⁶⁾ A. G. HÖGBOM, Über das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alnö. Geol. För. i Stockholm Förhandlingar, 1895, **17**, S. 100 bis 160 und 214—256; vgl. auch DALY, Igneous rocks and their origin. New York 1914, S. 419.

⁷⁾ H. ROSENBUSCH, Mikroskopische Physiographie, 4. Aufl., Stuttgart 1908, II, 1, S. 245.

⁸⁾ H. ROSENBUSCH, Mikroskopische Physiographie, 4. Aufl., Stuttgart 1908, II, 1, S. 427 u. ff.

⁹⁾ In diesem Zusammenhang möchte ich darauf hinweisen, daß ich in der Serra de Monchique im südlichen Portugal (N. Jhrb. f. Min., 1914, Beil., Bd. 39, S. 225—267) dem Vorkommen am Granitberg in der Namib Südwestafrikas ähnliche basische neben sauren Schlieren fand. Ich wies schon damals darauf hin, daß diese Schlieren essexitische, theralithische und shonkinitische Teile enthalten, zu denen einige weniger verbreitete monzonitische Glieder hinzutreten. Faßte ich damals diese basischen Schlieren als Spaltprodukte des syenitischen Magmas auf, so machte ich aber schon damals darauf aufmerksam, daß diese Schlieren „sich besonders reichlich an der Grenze des Elaeolithsyenitmassivs finden, daß sie bei Corte Grande an eine eingeschlossene Schieferscholle gebunden sind, und daß endlich an anderen Stellen die Kontaktgrenze in der Nähe dieser basischen Schlieren gelegen hat oder liegt“. Ich betonte auch, „daß diese Schlieren basischer Gesteine sich in die allgemeinen Struktureigentümlichkeiten der Serra de Monchique einordnen“, d. h. daß sie dem eigenartig gestreckten Injektionsverband des dortigen Intrusivkörpers folgen. Ich kann nach den Beobachtungen in Südwestafrika auch diese Schlieren in der Serra de Monchique nicht mehr als Spaltprodukte allein auffassen, sondern muß auch für sie eine intensive Assimilation annehmen.

DALY verwertet worden, der gerade für die Alkaligesteine eine ganz besonders starke Aufschmelzung annimmt, ja deren petrographische Ausbildung im wesentlichen auf Aufschmelzungserscheinungen zurückführt. Es würde meine Darstellung also zunächst nur ein weiteres Beispiel für die allgemeinen Auffassungen von DALY sein und auch den von O. H. ERDMANNSDÖRFFER¹⁰⁾ besprochenen ähnlichen Vorkommen anzureihen sein. Meine Beobachtungen zeigen aber darüber hinaus noch Einzelheiten, die gerade bei dem Widerspruche, den die Assimilation durch BRÖGGER¹¹⁾ erfahren hat, besonders besprochen werden mußten. BRÖGGER geht dabei von dem Gedanken aus, „daß die Relationen eines bestimmten Tiefengesteins einerseits zu seinem Gangfolge und andererseits zu seinen Grenzfaziesbildungen, jedenfalls in beiden Fällen (Erklärung durch Differentiation oder Assimilation) auf analoge Prozesse zurückgeführt werden müssen“. Er lehnt unter eingehender Besprechung aller bis dahin geäußerten gegenteiligen Ansichten mit Rücksicht auf die auch hier von mir nicht zu leugnenden, „tatsächlich nachgewiesenen, gesetzmäßigen Beziehungen zwischen den verschiedenen Tiefengesteinen und ihrer Gangfolge“, die Assimilation ab und sagt: „Man müßte dann wohl annehmen, daß irgendwo in der Welt ein nephelinsyenitisches Magma auch durch saure Nebengesteine (Quarzite, Sandsteine usw.) aufgepreßt gewesen sein könnte und dabei infolge der Assimilationshypothese auch saure Gangbegleiter im Gefolge haben müßte“¹²⁾. Ich glaube schon mit der Darstellung der Feldbeobachtungen, die ich erst in späterer Zeit ergänzen kann, gezeigt zu haben, daß dieser von BRÖGGER verlangte Fall am Granitberge vorliegt. Es ist mißlich, jetzt schon alle bekannten Fälle über die Randfazies der Elaeolithsyenite zu besprechen, ehe ich die ge-

¹⁰⁾ O. H. ERDMANNSDÖRFFER, Über Einschlüsse und Resorptionsvorgänge in Eruptivgesteinen, Fortschr. d. Mineralogie, 1916, 5, S. 173—209.

¹¹⁾ W. C. BRÖGGER, Die Eruptivgesteine des Kristianiagebiets, III. Das Gangfolge des Laurdalits. Kristiania Videnskabselskabets Skrifter, I. Math. Naturv.-Klasse, 1897, Nr. 6, S. 229 und 230.

¹²⁾ Auch J. BARRELL (Geology of the Marysville Mining District, Montana. Professional Paper, United States Geological Survey, Nr. 57, Washington 1907) macht ähnliche Einwendungen: „Marginal assimilation, if a method of invasion, should show certain relations between the form of the intrusion and the chemical nature of the walls, since sandstones, shales and limestones are neither equally soluble nor fusible.“

naueren petrographischen Einzelangaben machen kann. Aber die angeführten Beobachtungen von anderen und mir dürften schon zur Genüge andeuten, daß die Erscheinungen der Randfazies aller Elaeolithsyenitvorkommen nicht in der gleichen Weise benützt werden dürfen, ja, daß wir wenigstens für einen Teil nicht ohne die Annahme einer mehr oder weniger starken Assimilation auskommen.

Damit würden meine Untersuchungen im Sinne des DALYSchen „magmatic stoping“¹³⁾ (früher als „overhead stoping“ bezeichnet) verwertet werden können. Denn alle Beobachtungen sprechen dafür, daß der Mechanismus der Intrusion des Elaeolithsyenits am Granitberg nur bei Beachtung der starken Aufschmelzung erklärt werden kann. Der Aufbau der äußeren Kontaktzone mit seiner intensiven Durchtrümerung des Nebengesteins¹⁴⁾, die innere Kontaktzone mit ihren nur durch Assimilation erklärbaren Gesteinen, das immer stärkere Aufschmelzen der Schollen von Nebengestein bei weiterer Entfernung von der Grenzzone, die dadurch im Elaeolithsyenit auftretenden verschiedenartigen Schlieren und die durchgreifende Lagerung gegenüber dem Nebengestein lassen kaum eine andere Deutung zu, als daß das Magma in diesem Falle sich seinen Platz eben im wesentlichen selbst geschaffen habe. Auch hierauf werde ich später noch näher einzugehen haben.

Es ist aber nicht zu leugnen, daß neben dieser Assimilation eine starke Differentiation des Magmas eintrat. Denn ich muß auch hier die normale

¹³⁾ R. A. DALY, *Igneous rocks and their origin*, New York 1914, S. 194.

¹⁴⁾ Ich bin mir wohl bewußt, daß eine starke Durchtrümerung des Nebengesteins am Kontakt größerer Massen längst bekannt, beschrieben oder abgebildet worden ist. Ich erwähne nur Angaben von BRÖGGER (*Zeitschr. f. Krist.*, **16**, 73), DALY (*Am. Journ. of science*, 1903, (4) **16**, *Igneous rocks and their origin*, New York 1914. und andere Arbeiten), DEECKE (*Geologie von Baden*, Berlin 1916, S. 146), KLEMM (*Führer bei geologischen Exkursionen im Odenwald*, Berlin 1910, und andere Schriften), LEPSIUS (*Geologie von Deutschland*, **2**, S. 194), SALOMON (*Die Adamellogruppe*, *Abh. d. geol. Reichsanst.*, Wien 1908, **31**, S. 92), STRESS (*Antlitz der Erde*, **III 2**, S. 634 u. ff.), THÜRACH (*Abh. d. bad. geol. Landesanst.*, 1897, **3**, S. 637), WILCKENS (*Ber. d. nieder-rhein. geol. Ver.*, 1908, S. 4). Diese Liste läßt sich zweifellos noch sehr vermehren. Bei vielen dieser Darstellungen vermißt man aber ein Eingehen auf die Resorption in diesen Randzonen. Viele Forscher leugnen direkt eine Assimilation, während andere, wie z. B. STRESS, gerade auf deren Bedeutung hinweisen.

Ganggefölschaft (s. Tabelle S. 51) auf Differentiationsvorgänge zurückföhren. Sowohl eine große Mannigfaltigkeit wie eine große Zahl von Gängen bzw. Gangschwärmen tritt auf, die z. T. auf sehr weite Erstreckung die Umgebung durchsetzen. Aber diese Ganggefölschaft läßt sich sehr gut trennen von den vielen Apophysen in der äußeren Grenzzone. Diese Gänge durchsetzen das Elaeolithsyenitmassiv, innere und äußere Grenzzone und damit auch die vielen Apophysen, deren Inhalt durch Aufschmelzung wesentlich veränderte Teile des Massivs darstellt. Ich muß mich hier darauf beschränken, anzudeuten, daß ich so nicht nur an dem Granitberg, sondern auch an anderen Syenitvorkommen der Namib Südwestafrikas den Nachweis föhren konnte, daß Assimilation und Differentiation von einander zu trennen sind, daß wir in einer älteren Phase des Eindringens vulkanischen Magmas eine intensive, meist unregelmäßige Durchtrümerung des näher benachbarten Nebengesteins mit dem Magma selbst oder aus ihm durch Assimilation umgewandelten Gesteinen sehen. In einer jüngerer Phase setzt dann die Spaltung in tieferen Teilen des Magmas ein. Eruptivmassiv und weitere Umgebung werden von der normalen Ganggefölschaft durchsetzt. Also einer Assimilation folgte eine Differentiation. Das ist auch schon von anderen angeführt worden, deren Äußerungen ich allerdings bei meinen Arbeiten, bei denen mir immer wieder auch die notwendigerer Literatur fehlte, nicht kannte. Ich erwähne nur SUESS¹⁵⁾, NIGGLI¹⁶⁾ und ERDMANNSDÖRFFER¹⁷⁾, auch hier eine weitergehende Besprechung für später aufhebend.

Im Sinne von DALY¹⁸⁾ könnte man endlich noch in diesem besonderen, allerdings räumlich beschränkten Falle gerade die grobpegmatitische Ausbildung am Kontakte gegen die Dolomite benutzen für die Erklärung der Genesis elaeolithsyenitischer Gesteine nur durch Aufschmelzung von Karbonatgesteinen. Aber trotz dieses scheinbaren Beweises für ein kleines Gebiet, kann ich mich nach meiner Kenntnis

15) E. SUESS, Antlitz der Erde, III. 2, S. 641.

16) P. NIGGLI, Probleme der magmatischen Differentiation, Chemie der Erde, 1915, 1.

17) O. H. ERDMANNSDÖRFFER, Über Einschlüsse und Resorptionsvorgänge in Eruptivgesteinen, Fortschr. d. Mineralogie, 1916, 5, S. 201.

18) R. A. DALY, Igneous rocks and their origin, New York 1914, und viele Einzelschriften desselben Verfassers.

elaeolithsyenitischer Gesteine an anderen Stöcken der Namib wie in den verschiedensten anderen Gebieten der zweifellos sehr anregenden Annahme von DALY nicht anschließen.

II. Zur Kenntnis der Hohlformen, Eindeckungen, Ausfüllungen und Aufschüttungen der Trockengebiete.

An anderer Stelle sind die auch in dem Vortrage näher auseinandergesetzten Vorgänge der Ausbildung verschiedener Landschaftsformen in der Namib Südwestafrikas besprochen worden.¹⁹⁾ Diese verschiedenen Landschaftsformen kommen schon in der Einteilung der Tabelle auf Seite 51 in den postmiocänen Vorgängen zum Ausdruck. Wir wollen diese drei Landschaftsformen kurz betrachten und daran anschließen eine allgemeine Darstellung der in diesen Formen zum Absatz kommenden Ablagerungen.

1. Die Küstenzone mit ihren vielen kleinen, meist recht kurzen, scharf eingeschnittenen Erosionsschluchten. Sie sind ebenso wie die umgebenden Gehänge ausgezeichnet durch die Ausräumung aller gebildeten Rückstände chemischer Verwitterung. Tau spielt eine große Rolle, ebenso wie die Nebelschauer, die sich bei Westwind auf die küstennahe Zone ergießen, im einzelnen mit unmerklichen, in der Gesamtwirkung aber doch recht fühlbaren Niederschlägen. In den verschiedenartigen Gesteinen zeigt sich eine völlig wechselnde Ausbildungsform der Erosionswirkungen, so daß neben der verschiedenen Brandungswirkung auch durch diese Erosionswirkung eine Ausbildung verschiedenartiger Formen der Küste selbst wie der Küstenzone entsteht. Aber es ist wohl zu beachten, daß diese Erosionswirkungen nie tief landeinwärts zu verfolgen sind.

2. Die Wannenamib tritt in einem oft nur wenige Kilometer, im größten Teile aber 10—15 km tief landeinwärts reichenden Streifen auf, der sich aus der Gegend von Chamais bis nördlich von Lüderitzbucht (etwa 160 km an der Küste entlang) erstreckt. Es sind Anzeichen dafür vorhanden, daß sie auch noch weiter nördlich ausgebildet ist, daß aber die entstandenen Hohlformen dort durch die äolischen Aufschüttungen in dem großen Dünenmeere verdeckt sind. Aber die Formen des Festlandes wie z. B. gegenüber Itschabo und bei Hottentottenbucht, bis wohin ich das Gebiet

¹⁹⁾ E. KAISER, Bericht über mineralogische und geologische Studien während des Krieges in Südwestafrika. Abhandlungen der Gießener Hochschulgesellschaft, Gießen 1920, II.

kennen gelernt habe, aber auch die Darstellungen des Gebiets weiter nördlich, wie z. B. von REUNING²⁰⁾, weisen darauf hin, daß die Faktoren zur Ausbildung einer Wannenslandschaft auch noch weiter nach Norden tätig gewesen sind.

Diese Wannennamib ist bedingt durch das Vorwalten der Deflation, die in der reinen Wüste eine sehr große, manchmal unterschätzte Rolle spielt. Die Deflation wird eingeleitet durch chemische Verwitterung, die nach allem nicht nur in unserer Küstenwüste sehr tiefgründig namentlich in die für Wasser durchlässigen Gesteine eingreift.²¹⁾ Alle durch chemische Verwitterung gelockerten Verwitterungserzeugnisse, wie die bei den gelegentlich sehr starken Regengüssen in Pfannen (Vleys)²¹⁾ zusammengeschwemmten Massen werden von dem Winde ausgeblasen, meist vollständig bis auf den Untergrund, zuweilen aber unter Zurücklassung von mehr oder weniger mächtigen Rückständen. Diese können namentlich durch eine gröbere Gesteinspackung mit einer Panzerung versehen und damit zunächst der weiteren Abtragung gegenüber geschützt werden. Die ?kambrischen Gesteine des Untergrundes der Namib sind sehr viel stärker durchlässig und damit leichter angreifbar als die kristallinen Schiefer. Die ?kambrischen Schichten liegen nun zumeist in S-N gestreckten Mulden, die infolge von Spezialfaltung von den Hauptmulden auf der heutigen Denudationsfläche zum großen Teil getrennt erscheinen. Der chemische Angriff auf die Gesteine bei den gelegentlich starken Regengüssen und der darauffolgenden Wasserbewegung in den Gesteinen und die schon während der Austrocknung einsetzende Abhebung der gelockerten Bestandteile durch den Wind, die Deflation, haben nun an Stelle dieser Mulden eine Reihe von Hohlformen gesetzt. Sie entsprechen den Faltungsercheinungen als einfache langgestreckte Wannens, als Doppelwannens, als Hauptwanne mit einer oder mehreren Nebenwannens, als längere Rinnen mit (in kristallinen Schiefers) gerundeten oder (im Bereiche der kambrischen Quarzite und Dolomite) scharfkantigen und zackigen Kämmen zwischen den Wannens und Rinnen. Ich hebe besonders hervor, daß man ohne den WALTERSchen Begriff der Deflation in den Wüstengebieten nicht auskommt, daß man die Deflation scharf von der auch hier wirkenden

²⁰⁾ E. REUNING, Eine Reise längs der Küste Lüderitzbucht—Swakopmund. Mitt. a. d. deutschen Schutzgebieten, 1913, 26, S. 118—126.

²¹⁾ Vgl. den S. 52 Anm. 3 angegebenen Bericht.

Korrasion trennen muß. Die Abhebung der durch die Vorgänge chemischer Verwitterung, auch wohl durch eine in der Wannennamib meist nicht auffallende Insolation gelockerten Bestandteile zeigt uns einen ganz anderen Vorgang an als die schleifende und wetzende Wirkung der gelockerten und durch den Wind bewegten Massen auf den Untergrund, die Korrasion. Wie J. WALTHER sehr richtig sagt, ist es müßig, darüber zu streiten, ob in dem einen Falle Deflation oder Korrasion die Form gestaltet hat. Wenn auch in vielen Fällen beide zusammenwirken, so können wir sie nicht nur dem Vorgange, sondern auch der Wirkung nach vielfach sehr gut voneinander unterscheiden. Alle meine Beobachtungen zwingen mich dazu, J. WALTHER²²⁾ vollkommen beizupflichten, daß der Vorgang der Abhebung der durch andere Vorgänge gelockerten Bestandteile für die reine Wüste der wichtigste Denudationsvorgang ist und deshalb mit einem besonderen Namen, Deflation, belegt werden muß. Die großen Hohlformen der Namib verdanken ihre Entstehung in erster Linie der abhebenden Tätigkeit der Deflation. Die vielen Kleinformen, als Windkanter, Windschliffe, Grate, Rippen, Windstiche, Windrillen, Windfurchen, manche Pilzfelsen und Baldachine usw., sind zumeist fast ganz auf reine Korrasion zurückzuführen. Andere Formen endlich, wie einzelne Pilzfelsen, Baldachine, Bröckellöcher, Felsentaschen, Wabenstrukturen u. a., sind wiederum mehr durch rein chemische Verwitterung mit ihr gegenüber zurücktretender Deflation zu erklären. So spielen, wie ich hier nur andeute, die verschiedenen Ursachen der Ausgestaltung von Trockengebieten eine wechselnde Rolle. Aber alle diese Vorgänge sind als solche wohl zu unterscheiden. Chemische Verwitterung, Insolation, Deflation, Korrasion sind als Ursachen der Erscheinungen nicht nur der Wüstengebiete allein, sondern im allgemeinen auch der gesamten Trockengebiete sehr wohl von einander zu unterscheiden. Hinzu kommt entweder stellenweise oder über große Gebiete ausgedehnt die Tätigkeit des rinnenden, des fließenden und des in Flächen-spülung (Schichtfluten) wirkenden Wassers sowohl in den Trockengebieten im allgemeinen, als auch in den extrem ariden Gebieten, den Wüsten.

In der Wannennamib, dem Gebiete ausgesprochenster Wüste, spielt die Deflation die hervorragendste Rolle. Sie

²²⁾ J. WALTHER, Gesetz der Wüstenbildung, 2. Aufl., Leipzig, 1912, S. 166.

schafft die vielen Hohlformen, räumt die Mulden ?kambrischer Schichten aus. Eine flächenhafte Wirkung der Deflation allein habe ich nicht beobachtet, kann mir auch die Ausbildung von großen Flächen durch Deflation allein nur in dem ganz besonderen Fall eines regional weitverbreiteten, einheitlich zusammengesetzten und chemisch auf große Strecken gleichmäßig verwitternden Gesteins denken.

Die Korrasion wirkt ausschleifend, schafft nicht nur kleine Rinnen und Rillen, sondern auch größere Schluchten und Talfurchen. Dies kommt besonders schön in einheitlich zusammengesetzten Dolomiten zum Ausdruck, wie in dem massigen Hauptdolomit des ?Kambriums. In ihnen sind an vielen Stellen, unbekümmert um die Schichtung, längere talartige, aber fast ganz geradlinig nach der Windrichtung verlaufende Rinnen, oft in einer großen Zahl nebeneinander, eingegraben. Die zwischen den Rinnen gebildeten Rücken werden aber auch umgestaltet und in einzelne in der Windrichtung gestreckte Kuppen zerlegt, mit einer breiten, dem Winde zugekehrten und einer flach abfallenden Seite im Windschatten. Unterhöhlungen an der breiten Stirnseite, mannigfache Hohlfurchen am Gehänge in der Windrichtung, das Herausarbeiten aller Härteunterschiede, wie der feinsten Quarztrümer, sind nur Einzelercheinungen in dieser rastlosen Arbeit der unzähligen Sandkörner. Die Schluchten sind bei fortdauernder Korrasion frei und zeigen auch in ihrer Sohle den festen Fels oder aber sind, bei längerem Stillstand der Windausfurchung, mit feinem oder grobem Schutt mehr oder weniger ausgefüllt. Folgt Zeiten stärkerer Windabtragung eine längere Zeit der Zufuhr von Abtragungsprodukten aus anderen Gebieten, so füllen sich die Rinnen mehr und mehr mit Flugsand aus, der zunächst sehr leicht beweglich ist, aber gerade in der südlichen Namib infolge der Grundfeuchtigkeit²³⁾ eine erheblichere Vegetation erhalten und dadurch festgelegt werden kann. Gerade auf diesen vegetationsreicheren Flugsandmassen kann dann neuer zugewehrter Staub und Sand weiter festgehalten und damit immer mehr aufgeschüttet werden. Dann sinken die Rücken mehr und mehr in dem Flugsand unter und zuletzt ragen nur noch einzelne Kuppen aus einer mit Flugsand völlig verdeckten Landschaft hervor.²⁴⁾ Man wolle daraus aber

²³⁾ Vgl. hierzu die Ausführungen in Zeitschr. f. prakt. Geol., 1919, 27, S. 170—173.

²⁴⁾ Abbildungen in dem S. 64 Anm. 19 angeführten Bericht.

nicht etwa schließen, daß sich solche Dolomittuppenlandschaften auf weite Strecken hin fortsetzen. Denn wie erneut an einem Punkt ansetzende Deflation den ganzen Flugsand durch Deflation wieder fortschaffen kann, so zeigen sich in nahe benachbarten Gebieten Abtragung und Aufschüttung nebeneinander tätig, je nach den Windverhältnissen zeitlich und räumlich wechselnd. — Wirkt die Korrasion in der Ausbildung der eigenartigen Dolomittuppenlandschaften in den massigen Dolomiten, so zeigt sich eine andere Einwirkung auch in den übrigen Untergrundgesteinen unseres Gebietes. Ich führe nur einiges an, um die wechselvolle Ausgestaltung gerade der Wannennamib anzudeuten; Bändrige Gesteine werden nach ihren Härteunterschieden ausgegast und ausgefurcht. Härtere Adern, Gänge, Konkretionen und unregelmäßige Durchtrümerungen, wie sie namentlich in den oft vorhandenen Verkieselungszonen auftreten, werden herausgearbeitet und geben zu ganz eigenartigen Gestaltungen Veranlassung. Körnige Gesteine werden zuerst nach den Härteunterschieden der einzelnen Bestandteile angegriffen. Von den Windstichen an der Spitze der Blöcke gehen dann an den Seiten der Blöcke Windrillen und Windfurchen aus, die unbekümmert um die einzelnen Gesteinsgemengteile an den Blöcken entlang ziehen. Nur ganz winzige Erhebungen zeigen an den Rillen und Furchen einzelne Quarzkörner des gemengten Gesteins an, die nicht ganz so rasch wie die übrigen Bestandteile abgetragen wurden. Die Fülle der Gestaltungsformen an der Oberfläche durch die Korrasion kann in einem kurzen Berichte nicht wiedergegeben werden.

Ich fasse noch einmal die Unterschiede von Deflation und Korrasion kurz zusammen. Die Deflation hebt die durch andere Vorgänge gelockerten Massen ab. Die Korrasion schleift, sticht, schrammt, gräbt, furcht aus mit den durch andere Vorgänge gelockerten feinen Körnern, die zum größten Teil aus Quarz bestehen. Deflation und Insolation schaffen die Bestandteile für die Korrasion. Jede dieser Ursachen kann bei der Ausgestaltung einer begrenzten Oberfläche für sich allein tätig sein. Beide wirken auch nicht selten gemeinsam.

Es wird sich bei der Verarbeitung meiner Beobachtungen noch manche Gelegenheit finden, auf diese Vorgänge und ihre Wirkungen zurückzukommen.

3. Die Flächenamib zeigt gegenüber der Wannennamib die — eben flächenhaft — weit ausgedehnte Mit-

wirkung des Wassers bei der Ausbildung weiter Eindedckungen. Alle Hohlformen sind mehr oder weniger ausgefüllt und zuletzt, abgesehen von den höheren Berg Rücken und den Anstiegen zu der inneren Hochfläche, völlig verschwunden. Alles erscheint nicht nur, sondern ist eingeebnet. Denn wenn wir die Unterkante dieser flächenhaften Eindedckungen freilegen könnten, so würden wir einen Untergrund mit vielfachen Erhebungen und Hohlformen, vielleicht auch typische Erosionstäler oder aride Ausfurchungen, ja vielleicht wieder Reste einer im wesentlichen durch Deflation entstandenen Wannenlandschaft feststellen können. Da gerade diese großen Schutteindedckungen sehr oft gute Wassersammler sind, so wird man bei nahe benachbarten Bohrungen oft erhebliche Unterschiede finden müssen²⁵⁾. Dabei muß in diesen großen Eindedckungen, der Entstehung entsprechend, eine sehr große Mannigfaltigkeit der Ablagerung zu beobachten sein. Aber die Oberfläche erscheint einheitlich. Große, Hunderte, oft auch Tausende von Quadratkilometern umfassende Schuttkegel lehnen sich an die höheren Gebirgsstöcke und die Anstiege zur inneren Hochfläche Südafrikas an und machen bei ihrer ganz flachen Böschung den Eindruck von Fastebenen, die erst in weiter Entfernung, oft erst am Horizont die höheren Bergzüge oder hie und da zerstreut die Reste von einzelnen Inselbergen als Zeugen erkennen lassen. Wie Inseln liegen sie in der in ihrem eigenen Schutt ertrinkenden Landschaft²⁶⁾. Nicht das Wasser allein schafft diese großen flächenhaften Eindedckungen, sondern vor allem die Windausfüllung aller gebildeten Hohlformen, Rinnen und Senken durch Deflation an einzelnen Stellen und der Absatz der fortgeführten Produkte in den Vertiefungen bedingt erst die völlige Ein ebnung dieser Landschaften. Die durch den Wind zugeführten lockeren Bestandteile würden aber immer wieder fortgeführt, die Furchen freigelegt werden, wenn nicht die Wasserbewegung in diesen Schuttmassen gerade bei den feinkörnigeren Bestandteilen in der Nähe der Oberfläche Krustenbildungen, vor allem Verkalkungen, hervorriefe, wodurch eine Verfestigung an der Oberfläche der Eindedckungen erfolgt. Neue Wolkenbrüche können gerade wegen dieser Krusten nicht von neuem ausgraben, sondern müssen als Schichtfluten,

²⁵⁾ Vgl. P. RANGE, Ergebnisse von Bohrungen in Deutsch-südwestafrika; Beitr. z. geolog. Erforschung der deutsch. Schutzgebiete, Heft 11, Berlin 1915.

²⁶⁾ Abbildung in dem Anm. 19, S. 64 angeführten Bericht.

als Flächenspülungen über die Fläche hinweg ziehen, hin und her pendelnd, seitlich nicht beschränkt durch vorgebildete Grenzen für das Bett der abziehenden Wassermassen. Auch die Insolation wirkt in diesen inneren Teilen der Namib kräftiger. Alle Gesteinsbruchstücke, ob klein oder groß, werden namentlich am Abhange der aus diesen Flächen hervorragenden Gebirgsstöcke, unbekümmert um die Gesteinszusammensetzung, zersprengt und liefern so gerade am Abhange der Gebirgsstöcke und am Anstiege zur inneren Hochfläche immer neuen groben und feinen Schutt zur Fortbewegung durch die Schichtfluten und zur Verstärkung der Eindeckungen. — So wirken die verschiedenen Folgeerscheinungen des Trockengebiets ineinander, nacheinander und durcheinander bei diesen flächenhaften Eindeckungen der Flächennamib, wie bei den vielen mächtigen Schuttflächen im Innern von Südafrika, wie auch wohl in anderen Trockengebieten. Zur Wirkung des Wassers kommt die Wirkung des Windes, die Deflation, geringer die Korrasion, dann aber recht stark die Wirkung der Sonne, die Insolation, und endlich, immer wieder tätig, die chemische Verwitterung. So sehen wir in den großen flächenhaften Eindeckungen die Wirkungen verschiedener Folgeerscheinungen eines Trockengebiets.

Durch die Verlegung der Erosionsbasis einer so verschütteten Landschaft kann natürlich das Bild von neuem verändert werden. Selbst die mächtigsten Krusten können dann der bei den gelegentlichen Regengüssen immer wieder erneut einsetzenden rückwärtsschreitenden Erosion nicht widerstehen. Infolge der unregelmäßigen Zusammensetzung der Schuttablagerungen bildet sich ein unregelmäßiges Erosionssystem aus, das zum Schluß beeinflusst wird von der Ausbildung des Untergrundes unter dem Schutte. Wo aber die Schuttablagerungen einmal gleichmäßig zusammengesetzt sind, da bildet sich auch ein ziemlich regelmäßiges Erosionssystem aus. Infolge der Unregelmäßigkeit der Niederschläge können aber die Erosionswirkungen wieder verdeckt, eingedeckt werden durch neuen Schutt, dann verkrustet werden, so daß nach längerer Zeit einsetzende neue größere Niederschläge die Erosionsarbeit an anderen Stellen erst wieder neu ansetzen müssen. Auch hierdurch wird die Vielgestaltigkeit dieser ariden Eindeckungen vergrößert.

Unstatthaft ist es, in diesen Eindeckungen die Wirkungen einer vergangenen Pluvialperiode zu sehen. Noch heute bilden die jetzt wirksamen Ursachen ariden Klimas entweder weit-

anhaltende flächenhafte Eindeckungen in dem Gebiete der Flächennamib und in den inneren Trockengebieten Südafrikas oder kurze Ausfüllungen in den Hohlformen der Wannennamib, worauf ich nachher näher eingehe.

Daß die Flächennamib einst sehr viel größere Gebiete überdeckte, das zeigt sich in den Resten der Flächennamib, die man im Gebiet der Wannennamib als einzelne, die Wannen überragende Tafelberge beobachtet. Sie führen auf ihrer Spitze die Ablagerungen größerer Eindeckungen, deren Verfolgung bis zu den marinen Ablagerungen bei Bogenfels-Buntfeldschuh das bereits tertiäre Alter dieser Eindeckungen nachwies.

4. Übergänge der Flächen in die Wannennamib. Es ist an anderer Stelle²⁷⁾ bei der Entwicklungsgeschichte der heutigen Landoberfläche dargelegt worden, daß die Wannennamib in einem Teile der vorher von flächenhaften Eindeckungen überzogenen Gebiete bis in deren Untergrund eingegraben worden ist. Die Ursachen der flächenhaften Eindeckungen sind allmählich zurückgedrängt worden und haben allmählich reiner Deflation Platz gemacht. Aber dieses Zurückdrängen der anderen Ursachen ist nicht stetig gewesen, sondern die Ursachen flächenhafter Eindeckungen sind wieder zeitweise oder nur örtlich in das Gebiet der Wannennamib eingedrungen. Sie schütteten dort wieder einzelne Schuttkegel auf, die später wieder durch Denudationsvorgänge (zumeist nur Deflation) zerschnitten wurden, sich in den Hohlformen der Wannennamib als Schuttflächen über dem Wammentiefsten erhoben. Nach ihrer Zerschneidung bilden sie Terrassenreste, ältere und jüngere Schuttstufen als Ausfüllung der Hohlformen.

Die Grenze vorwiegender Deflation und damit die Begrenzung der Wannennamib wandert ständig hin und her. Ein von Deflation betroffenes Gebiet kann wieder durch rinnendes und in Schichtfluten in die Hohlformen sich ausbreitendes Wasser, wie durch Flächenspülung in der inneren Namib umgestaltet und immer von neuem wechselnd von ähnlichen Schwankungen betroffen werden. Dieses Wandern kann sich mehrfach wiederholen, so daß mehrfache Schuttstufen am Gehänge entstehen. Es scheint allerdings unmöglich, durch eine Gleichstellung der Schuttstufen in den einzelnen Hohlformen Altersstufen dieser flu-

²⁷⁾ Vgl. den Anm. 19, S. 64 angeführten Bericht.

vio-ariden Ausfüllungen festzustellen und durch die Zahl der Schuttstufen in den Hohlformen etwa auf ein so und so oftmaliges Einwandern flächenhafter Eindeckungen in das Gebiet der Wannennamib zu schließen.

Dieses Schwanken der Grenze vorwiegender Deflation ist abhängig von den allgemeinen klimatischen Vorgängen. Die Deflation herrscht heute in dem oben (S. 64) angegebenen Küstenstreifen vor, während weiter landeinwärts die Gebiete der Flächennamib liegen, die in der nördlichen Namib, z. B. in der Gegend von Swakopmund, an die Küste herantritt. Daß der Küstenstreifen südlich von Lüderitzbucht uns die Deflation in so überzeugend schöner Weise zeigt, hängt mit den gleichmäßig durch einen großen Teil des Jahres hindurch wehenden starken Südwinden zusammen. Eine Verschiebung der Küstenlinie haben wir aber aus mehreren Gründen anzunehmen. Untergetauchte Teile der Wannenslandschaft (Buchten bei Lüderitzbucht, Boots- bucht, Elisabethbucht, Prinzenbucht, Dreimasterbucht und andere) wie der ganze Verlauf der Küstenlinie, dann zum Teil oder ganz verlandete Buchten und über dem heutigen Meeresspiegel liegende Strandterrassen zeigen uns positive und negative Strandverschiebungen an²⁸⁾. Diese Verschiebungen der Küstenlinie bedingten ein Wandern der klimatischen Einwirkungen im Innern und damit eine Verlegung der Grenze von Wannens- zu Flächennamib, die mit dem Wechsel in der Richtung der Strandverschiebungen ständig hin und her wanderte.

5. Zu diesen ariden und fluvio-ariden Eindeckungen und Absätzen und den fluvio-ariden Ausfüllungen kommen endlich auch noch die zum Teil regional weit verbreiteten **Aufschüttungen** durch Flugsand, Sandwehen, Wanderdünen, Barchane und Dünenmeere, durch Schutt der verschiedensten Korngrößen in den verschiedensten Lagerungsformen als Schuttleisten, Schuttrinnen, Schuttzungen, Schuttflächen, Schuttkegel usw. Die Wirkung des Windes, der Insolation und der eigenen Schwerkraft kommen bei ihrer Entstehung, Wanderung, Neuabsatz und Fortführung in erster Linie in Betracht. Auf die Bedeutung dieser einzelnen **Aufschüttungen**,

²⁸⁾ Vgl. dazu auch die schönen „Vergleichende Küstenstudien“ von H. LOTZ in H. LOTZ, J. BÖHM und W. WEISSERMEL, Geolog. u. palaeontol. Beitr. z. Kenntnis der Lüderitzbuchter Diamantablagerungen; Beitr. z. geolog. Erforsch. d. deutschen Schutzgebiete, Heft 5, Berlin 1913.

ihre Entstehung, Verbreitung und Veränderung möchte ich an dieser Stelle nicht eingehen. Einzelne weitere Angaben findet man in dem schon angeführten Bericht (S. 64 Anm. 19.).

III. Kalkkrusten.

Eine besondere Bedeutung hat die Verfolgung aller dieser Vorgänge nicht nur lokal für die Entwicklungsgeschichte der Landoberfläche unseres Gebietes, sondern für den Vergleich mit anderen Gebieten und für die Deutung älterer Ablagerungen, wie es uns vor kurzem Herr HARRASSOWITZ in der Sitzung der Geologischen Vereinigung vom 27. 3. 20 schilderte. Ich möchte hier vor allem auf das im Vorhergehenden angedeutete, immer wieder hervortretende Widerspiel der in Trockengebieten tätigen Faktoren hinweisen. Zeigt sich so ein Kampf zwischen den verschiedenen Faktoren um die Vorherrschaft an der einen Grenze, so gilt ähnliches auch an den anderen Grenzen der verschiedenen Teile der Trockengebiete. Wir wollen hier aber nur die Grenze gegen die Gebiete reiner Deflation ins Auge fassen. Die Wannenlandschaft ist ein Gebiet anderer Ablagerungen als die Flächenlandschaft. Andererseits ist ein Teil der Wannenlandschaft ein Gebiet vorwiegender oder reiner Abtragung. So können wir schon allein in der Wannenlandschaft Abtragungs- und Ablagerungsgebiete unterscheiden. Ganz im allgemeinen können in den Gebieten extrem-ariden Klimas Abtragungs- und Ablagerungsgebiete miteinander wechseln. Das zeigt uns das spätestens im Miocän beginnende Wandern der Grenze von Wannen- zur Flächenentwicklung der Landschaft unseres Trockengebiets, andererseits das Vorscheben von Stücken jüngerer flächenhafter Aufschüttung in die durch Deflation ausgehöhlten Wannen hinein. Aber nicht nur, wie im großen die vorherrschende Abtragung durch Deflation gegen die flächenhaften Eindeckungen vordringt und vor ihnen zurückweicht, so wechselt auch die rein aride Aufschüttung des Schuttes und des Flugsandes gegenüber der völligen Deflation aller lockeren Aufschüttungen innerhalb kurzer Zeiträume. Ja, innerhalb eines Jahres kann man sehen, wie zeitweise eine Auflagerung des Flugsandes, zeitweise eine völlige Ausräumung durch den Wind erfolgt. Das stete Wandern der Flugsandmassen und Wanderdünen zeigt eine weitere, stete Veränderung der Ablagerungsgebiete.

Nun können unter dem Einflusse der Niederschläge und der chemischen Verwitterung einzelne Stadien in diesem Wechsel festgehalten werden. Einsickernde und wieder aufsteigende Lösungen bedingen eine Wanderung aus der Luft zugeführter und aus der chemischen Verwitterung hervorgehender Salze. Mannigfacher Austausch vollzieht sich bei dieser Wasserbewegung. Andererseits bringt das aus einem längeren Kreislauf durch die Gesteine wieder nach der Oberfläche zurückkehrende, an Feuchtigkeitshorizonten²⁹⁾ austretende Wasser eine Menge Salze mit. Dieses Wasser verdunstet in der Nähe der Feuchtigkeitshorizonte oder tritt aus diesen in die Verdunstungspfannen über, wo es allmählich völlig, oft aber wegen der großen Menge dort befindlicher hygroskopischer Salze nie vollständig verdampft. Daraus ergeben sich viele Stellen, an denen lokal ständig oder regional zeitweise die in dem austretenden Wasser befindlichen Salze ausgeschieden werden. Dadurch wird eine lokale oder regionale Verkrustung bedingt, die aus den verschiedenartigsten Salzen gebildet sein kann. Auf alle diese verschiedenartigen Salzausscheidungen einzugehen, ist hier nicht möglich. Die größte Bedeutung haben die Kalkkrusten, die sich heute noch bilden, aber zeitweise eine stärkere Ausbildung erfahren haben. Es sind die Wüsten- oder Steppenkalke, die von so vielen Forschern bereits geschildert worden sind, die ich als Flächenkalk wegen ihrer großen, oben schon berührten Bedeutung für die Verfestigung der flächenhaften Eindeckungen bezeichne. An anderen Stellen, wo sie dem Austritt aus Grundwasserträgern entstammen und auch oft eine andersartige Beschaffenheit annehmen, möchte ich sie als Kalksinter bezeichnen. Dieser zeigt oft eine äußerst reine Beschaffenheit, ist, namentlich auf Klüften nahe der Oberfläche, frei von Staub und Sand, enthält nur geringe, färbende Beimengungen und geht in Kalkonyx über. Es ist später eine genauere Darstellung der petrographischen Ausbildung dieser weit verbreiteten und wichtigen Ausscheidungen der Flächenkalke und Kalksinter nachzuholen. Es sei hier nur bemerkt, daß gerade die Kalkkrusten, die Flächenkalke sehr verschieden ausgebildet sind, je nach dem Gesteine, auf oder in dem sie sich bildeten, je nach der Entfernung von der Oberfläche. Sie sind augenscheinlich in ihrer Ausbildung auch abhängig von der Art und Menge des Lösungsmittels, aus dem sie sich abschieden.

²⁹⁾ Vgl. hierzu die S. 52, Anm. 3 angeführte Mitteilung.

Für die Zwecke dieser Darstellung genügt es, auf die Art des Auftretens hinzuweisen. Man darf nicht annehmen, daß sie, wie es mehrfach angegeben wird, die Oberfläche eines extrem-ariden Gebietes, einer reinen Wüste, vollständig überziehen. Im Gegenteil: Weite Strecken des reinsten Trockengebietes sind heute frei von jeglicher Verkrustung. Ja, die großen Gebiete mit Sandwehen und die Dünenmeere sind nur in längeren, windstillen oder windarmen Zeiten nach Niederschlägen mit einer dünnen Kruste überzogen, die aber zumeist schon in der nächsten Windperiode wieder zerschnitten wird. Aber sie können weit verbreitet ebenso wie lokal begrenzt auftreten. Haben wir nun eine Periode stärkerer Verkrustung mit Flächenkalk (Steppen- oder Wüstenkalk), so werden diese Kalkkrusten auf der zeitigen Landoberfläche die verschiedenartigsten Gesteinsglieder jüngerer und älterer Aufschüttungen, Ausfüllungen und Eindeckungen, wie verschiedenster gerade entblöster Untergrundgesteine treffen. Werden auch die Oberflächen vieler Gesteine besonders überkrustet, so bilden sich die Hauptkrusten in den porösen Gesteinen innerhalb derselben, verkitten die gröberen und feineren Schutt- und Sandbestandteile entweder lagenweise oder konkretionär oder füllen Poren und Hohlräume aus. Ist aber die Zeit dieser Krustenbildungen vorüber, aber auch schon während derselben, setzen chemische Verwitterung, Insolation, Deflation, Korrasion, fluvio-aride wie rein aride Abtragung und Ablagerung wieder ein. Eine neue Landoberfläche nach einer gewissen Zeit zeigt dann stellenweise die ältere Kalkkruste noch an der neuen Oberfläche erhalten, an anderen Stellen mit neuen Ablagerungen verschiedenartigster Entstehung überdeckt, an weiteren Stellen durch aride und fluvio-aride Einwirkung oft weitgehend zerschnitten. Eine neue Kalkkrustenbildung verstärkt an den einen Stellen die ältere Kruste, während an anderen jüngere Ablagerungen, an weiteren aber ältere Ablagerungen, die unter der älteren Kalkkruste lagerten, mit der neuen Kalkkruste überdeckt werden. Der Vorgang wiederholt sich unter dem steten Widerspiele der Faktoren ariden Klimas so und so oft. Stellenweise dauert er längere Zeiten gleichmäßig durch, an anderen Stellen wandert die lokale Krustenbildung mit dem Verschieben der Feuchtigkeitshorizonte durch Denudation oder Aufschüttung von Ort zu Ort.

Man beachte, daß in den Gebieten extrem-ariden Klimas Ablagerung und Abtragung lokal, aber zuweilen auch

regional, stets miteinander wechseln, daß wir hier von reinen Ablagerungsgebieten nicht sprechen können. Es ergibt sich, daß ein Querschnitt durch ein Gebiet extrem-ariden Klimas der heutigen wie fossiler Ablagerungen uns in den Eindeckungen, Ausfüllungen und Aufschüttungen ein wirres Durcheinander verschieden alter, verschieden entstandener und verschieden zusammengesetzter Gesteine gibt. Infolgedessen können die Kalkkrusten, wenn sie nicht zufällig, was aber kaum sicher nachzuweisen ist, nur einer Zeit entstammen, keinen einheitlichen Leithorizont liefern. Selbst paläontologische Daten werden für fossile Ablagerungen nur selten sichere Ergebnisse zeitigen, da es sich um Landfaunen handelt, die ja in den extrem-ariden Gebieten nur eine geringe Variabilität aufweisen. Zeigt sich so aus der Beobachtung der heutigen Vorgänge und aus der deduktiven Ableitung eines Aufschüttungsgebietes am Rande gegen ein rein arides Abtragungsgebiet (Beispiel: Flächen- zu Wannennamib) die große Schwierigkeit der zeitlichen Deutung der einzelnen Ablagerungsreste, so wird die entsprechende Deutung in ähnlichen Grenzgebieten fossiler Wüsten noch sehr viel schwieriger sein. Einfacher liegen die Verhältnisse, wenn man in die reinen Aufschüttungsgebiete hinübertritt, doch sollen diese hier nicht näher besprochen werden, da sie eine ganz besonders eingehende Behandlung unter Berücksichtigung der weit zerstreuten Literatur verdienen.

Die Kalkkrusten sind auf weite Strecken verkieselt worden. Die Hauptverkieselung muß gegen Ende des Tertiärs eingetreten sein. Dem entsprechen die Quarzite auf den Tafelbergen, die als Reste einer einst weiteren Ausdehnung der Flächennamib über die Wannennamib hervorragen. Die eingehende Beschreibung dieser Verkieselung, die sich in wesentlichen Punkten von der von PASSARGE³⁰⁾ und KALKOWSKY³¹⁾ beschriebenen Verkieselung ähnlicher Schichten in der Kalahari unterscheidet, kann ebenfalls erst später gegeben werden.

An der Besprechung beteiligen sich die Herren RANGE, PHILIPP, POMPECKJ und der Vortragende.

³⁰⁾ S. PASSARGE, Die Kalahari, Berlin 1904.

³¹⁾ E. KALKOWSKY, Die Verkieselung der Gesteine in der nördlichen Kalahari; Abhandl. d. naturw. Ges. Isis, Dresden 1901, S. 55—107.

Herr G. BERG spricht über:

Struktur und Entstehung der lothringischen Minetteerze.¹⁾

Ellipsodische schalige Brauneisenerz-Oolithe in Kalkgrundmasse, das ist die einfachste und häufigste Ausbildung des Minetteerzes. Jedes Oolithkorn hat einen Kern, der durch Umkrustung mit Eisenerz gerundet und offensichtlich auf ein bestimmtes Gewicht gebracht wird. Die Oolithschalen setzen sich also nicht in einer bestimmten Dicke ab, sondern so, daß große Kerne nur eine dünne Schale, kleine Kerne hundertfache Umkrustung zeigen, und daß im Endergebnis alle Körnchen ungefähr gleiche Größe erhalten.

Die Kerne der Oolithe bestehen sehr häufig aus Trümmern älterer, früher gebildeter und dann wieder zerstörter Oolithkörner. Zwischen den Eisensteinkörnchen liegen vielfach Muschelsplitterchen und organogene Kalkgeröllchen, deren Mikrostrukturen durch Einwanderung von Eisenerz oft auf das Prächtigeste herauspräpariert sind.

Außer Eisenoxydhydrat setzten sich Krusten von Eisensilikat um die flottierenden Körnchen ab. Stellenweise bestehen sogar die ganzen Oolithe aus konzentrisch schaligen Eisensilikathäuten von gelbgrüner Farbe.

In vielen Minettevorkommen sind die fertig gebildeten Oolithe nicht unmittelbar in die feinkristalline Kalkgrundmasse eingebettet, sondern sie werden girlandenartig umwunden von isotroper oder nur streifenweise schwach doppelbrechender, kolloidaler, dunkelgrüner Silikatmasse. Diese setzte sich erst ab, als die Oolithkörner schon am Boden lagen, denn sie fehlt an den Auflagerungsflächen und Berührungspunkten der Körner.

Bekanntlich haben die vielfachen kopf- bis rumpfgroßen kalkigen Einlagerungen, wie wir sie z. B. besonders im Grauen Lager finden, keine spitz linsenförmigen, sondern gerundete und oft sogar eigenartig buchtige Querschnitte. Es hat dies seinen Grund darin, daß an den schmalen Spitzen zwischen über- und unterlagerndem Erz der Kalk durch Eisenerz ersetzt und verdrängt wird. Aus der Nachbarschaft wandert das kolloidale Eisensilikat in die kalkige Linse ein, bildet aber in diesem Fall nicht Girlanden, sondern siedelt sich unregelmäßig nesterweise im Kalk an.

¹⁾ Der Inhalt des Vortrages wird ausführlich in den Abhandlungen der Geol. Ges. veröffentlicht werden.

Durch Umsetzung zwischen dem Kalkkarbonat und dem Eisenoxydhydrat entsteht bei Gegenwart kohlenensäurehaltiger Sickerwasser Eisenkarbonat, welches die Oolithe von außen nach innen fortschreitend ersetzt, oft aber auch unregelmäßig wie eine krankhafte Wucherung in die Oolithkörner vordringt.

Verschiedentlich, zumal im Grauen Lager hat man die Neubildung von Magneteisenerz beobachten können. Dieses bildet sich nur auf Kosten des kolloidalen Eisenoxydulsilikats und setzt sich daher als feiner Bart staubfeiner Magnetitkriställchen auf der Oberfläche der Oolithkörner an.

Schwefelkies durchwuchert vielfach in Nestchen und Körnchen zumal die untersten Lager. Geringe Mengen von Pyrit bilden zarte dendritähnliche Nestchen zwischen und zum Teil auch in den Oolithkörnern. Größere Mengen nehmen Würfelform oder die Form von Knollen mit kristalliner Oberfläche an. Hier und da wird auch ein Oolithkorn durch Pyrit verdrängt, wobei dann das Sulfid undeutlich noch die Schalenstruktur seines Ursprungsminerals erkennen läßt.

Nahe am Ausstrich hat eine der Ortssteinbildung analoge Ferretisierung stattgefunden, wobei die Oolithkörner durch formlose sekundäre Brauneisensteinmassen verkittet wurden.

Zur Erörterung des Vortrags spricht Herr MESTWERDT.

Der Bericht wird verlesen und genehmigt.

v. w. o.

POMPECKJ.

JANENSCH.

BÄRTLING.

Neueingänge der Bibliothek.

- BÄRTLING, R.: Verbreitung und praktische Bedeutung der Erdbrandgesteine. S.-A. aus: Diese Zeitschr., Bd. 71, Jahrg. 1919, Monatsber. 5—7. Berlin 1919.
- Grundzüge der Kriegsgeologie. S.-A. aus: w. v., Bd. 68, Jahrg. 1916, Monatsber. 4—6. Berlin 1916.
- Schwerspat, Cölestin. S.-A. aus: Die nutzbaren Mineralien, Bd. II. Verlag von FERDINAND ENKE, Stuttgart.
- Glimmer. S.-A. aus: w. v.
- BLUMER, E.: Entwurf einer Übersicht der Erdöllagerstätten. S.-A. aus: HEIM-Festschrift, Vierteljahresschrift d. Naturf. Ges. in Zürich, Bd. 54, 1919. Zürich 1919.
- BRANDES, TH.: Die varistischen Züge im geologischen Bau Mitteldeutschlands. (Ein Beitrag zur Kenntnis der Struktur und Paläogeographie des zentralen Deutschlands.) S.-A. aus: Neues Jahrb. f. Min., Beil., Bd. 43. Stuttgart 1919.
- GOEBEL, FR.: Eine geologische Kartierung im mazedonisch-albanischen Grenzgebiet beiderseits des Ochrida-Sees. S.-A. aus: Berichte der mathem.-physikal. Klasse d. sächs. Akademie d. Wissenschaften zu Leipzig, Bd. 71, Mai 1919. Leipzig 1919.
- JENTZSCH, A.: Über rechts- und linksläufige Seen. S.-A. aus: Abhandl. d. Preuß. Geolog. Landesanst., N. F., Heft 83, Berlin 1919.
- Geologischer Führer durch die Umgegend Thorn's. Selbstverlag des Städt. Museums, Thorn 1919.
- KIRSTE, E.: Die geologische Literatur des Herzogtums Sachsen-Altenburg. S.-A. aus: Mitteil. aus dem Osterlande, N. F., Bd. XIV, 1910. Altenburg 1910.
- Die Graptolithen des Altenburger Ostkreises. S.-A. aus: w. v., Bd. XVI. Altenburg 1919.
- KLÜPFEL, W.: Zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläogeographie des Amberger Kreidegebiets. S.-A. aus: Zentralbl. Min., Jahrg. 1919, Nr. 19 u. 20. Stuttgart 1919.
- KRUSCH, P.: Die Wirkung der Friedensbedingungen auf die Erz- und Kohlenversorgung Deutschlands. S.-A. aus: Metall und Erz, Bd. XVI (N. F. VII), Jahrg. 1919, H. 20. Halle 1919.
- PENCK, W.: Hauptzüge im Bau des Südrandes der Puna de Atacama (Cordilleren Nordwestargentinien). S.-A. aus: Neues Jahrb. f. Min., Beil., Bd. 38. Stuttgart 1914.
- Der Anteil deutscher Wissenschaft an der geologischen Erforschung Argentinien. S.-A. aus: Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin 1915.
- Aufgaben der Geologie in der Türkei und ihre Förderung während des Krieges. S.-A. aus: Naturw. Wochenschr., N. F., Bd. 18, Nr. 35. Jena 1919.
- QUIRING, H.: Die Geschichte des Goldbergbaus bei Goldberg in Schlesien und der Versuche seiner Wiederaufnahme bis zum Jahre 1740. S.-A.: Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Preuß. Staate, 1919. Berlin 1919.

- QUIRING, H.: Die stratigraphische Lage der Schichten mit *Newberria caiqua* A. und V. in der Nordosthälfte der Eifelkalkmulde von Soetenich. S.-A. aus: Verhandl. d. Naturhistor. Vereins d. preuß. Rheinlande u. Westfalens, Jahrg. 71, 1914, Bonn 1915.
- Zur Tektonik von Rumpfschollengebirgen. S.-A. aus: Diese Zeitschr., Bd. 71, Jahrg. 1919, Mon.-Ber. 5-7, Berlin 1919.
 - Über das Manganeisenvorkommen von Macskamezö (Masca) in Siebenbürgen. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. 27, Heft 9, Berlin 1919.
 - Über Verlauf und Entstehung von Querstörungen in Faltengebirgen. Nach Beispielen aus dem rhein.-westfäl. Steinkohlegebirge. S.-A. aus: Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen, Bd. 67, Jahrg. 1919, Berlin 1919.
- PENCK, W.: Grundzüge der Geologie des Bosphorus. Veröffentlichungen des Instituts f. Meereskunde a. d. Universität Berlin, N. F., A., Geographisch-naturwissenschaftl. Reihe, Heft 4, Berlin 1919.
- SCHNEIDER, O.: Die geologischen Ausflüge der staatlichen Hauptstelle f. d. naturwissensch. Unterricht in den Sommern 1917 u. 1918. Eine Schilderung ihres Verlaufs nebst wissenschaftlichen Ausblicken. S.-A. aus: Mitteil. d. Preuß. Hauptstelle f. d. naturwissenschaftl. Unterricht, Heft 3, Leipzig 1920.
- WICHMANN, R.: El estado actual de Monte Hermoso. S.-A. aus: Physis, A. II, Febr. 1916. Buenos Aires 1916.
- Las capas con dinosaurios en la costa sur del Rio Negro frente a General Roca. S.-A. aus: w. v., agosto 1916.
 - Estudios geológicos e hidrogeológicos en la región comprendida entre Boca del Rio Negro, San Antonio y Choelechoel. Contribución conocimiento geológico de la República Argentina, A. XIII, núm. 3. Buenos Aires 1918.
 - Sobre la construcción geológica del territorio del Rio Negro y la región vecina especialmente de la parte oriental entre el Rio Negro y Valcheta. Sociedad Argentina de ciencias naturales. De la primera reunión nacional: Tucuman 1916. Buenos Aires 1918.
 - Geología e hidrogeología de Bahía Blanca y sus alrededores. Mapa geológico-económico de la República Argentina, sección 35, hoja M. Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, sección Geología, Mineralogía y Minería, A. XIII, 1. Buenos Aires 1918.
 - Contribución a la Geología de la región comprendida entre el Rio Negro y Arroyo Valcheta. Wie vor, A. XIII, 4. Buenos Aires 1919.
 - Investigaciones hidrogeológicas en Puerto Deseado y sus alrededores con motivo de la provisión de Agua al Citado Pueblo. Ministerio de Agricultura de la Nación, Dirección general de Minas, Geología e Hidrología, Boletín Nr. 20, Ser. B. Buenos Aires 1919.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft](#)

Jahr/Year: 1920

Band/Volume: [72](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Monatsberichte der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1-80](#)