Diverse Berichte

Geologie.

Physikalische Geologie.

A. Fleischer: Beiträge zur Theorie der Gebirgsbildungen und vulcanischer Erscheinungen. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **55**. 56—68. 1903.)

Eine Erklärung der Entstehung der Faltengebirge durch tangentialen Schub infolge der allmählichen Abkühlung der Erde ist nach Ansicht des Verf.'s nur möglich, wenn der Contractionscoëfficient der Abkühlung für die tieferen Schichten grösser ist als für die oberen; unter Übertragung des Contractionscoëfficienten für Glas ($\frac{1}{1115}$—$\frac{1}{1427}$ für die Temperatur 0—100°) auf die Gesteine der oberen Theile der Erdrinde und unter Berücksichtigung des Umstandes, dass die tieferen Theile erheblich reicher an schweren Metallen mit einem grösseren Contractionscoëfficienten (für Gusseisen $\frac{1}{901}$) sind, kommt Verf. in dieser Hinsicht zu dem Ergebniss: „Es dürften also bei der Abkühlung um eine gleiche Zahl von Graden die unteren Schichten, soweit sie fest sind, sich stärker zusammenziehen als die oberen."

Andererseits folgert Verf. aus den bekannten Nies-Wiedemann'schen Angaben über Ausdehnung vieler Metalle (und einiger Silicate, unter diesen nach Schlüssen des Verf.'s auch der Feldspath) bei langsamem Erstarren aus Schmelzfluss, dass „die durch Abkühlung bedingte Schwindung des Erdkerns mindestens compensirt werde durch Ausdehnung des flüssigen Erdinnern beim langsamen Erkalten". Da im Erdinnern „das metallische Eisen als Gusseisen resp. entsprechend mit Kohlenstoff verbunden vorhanden ist", hat Verf. Versuche mit Gusseisen angestellt, die zu der Angabe führen, dass geschmolzenes Eisen bei der Bildung des grauen Eisens sich um $2\frac{1}{2}$ % ausdehnt. Aus diesen gegen die Faltungstheorie sprechenden Verhältnissen folgert er, dass „dadurch ältere Ansichten über Gebirgsbildung und vulcanische Erscheinungen wieder zu Ehren gelangen dürften".

Als Ursache der Lavaergüsse nimmt Verf. im Anschluss an Stübel Ausdehnung des Magmas beim Erstarren an und schreibt eindringendem Wasser eine erhebliche Rolle für die vulcanische Thätig-

keit zu, besonders als „wesentlichste Ursache der furchtbaren Verheerungen, welche scheinbar erloschene Vulcane beim Beginn erneuter Thätigkeit verursachen“.

Auf Einzelheiten und eigenartige, theilweise mit unserem geologischen Wissen (nicht nur unseren Vorstellungen) in Widerspruch stehende Anschauungen des Verf.'s kann das Referat nicht näher eingehen. **Milch.**

---

1. **Tempest Anderson and John S. Flett:** Report on the eruptions of the Soufrière, in St. Vincent, in 1902, and on a visit to Montagne Pelée, in Martinique. Part I. (Phil. Transact. Roy. Soc. London. Series A. **200.** 353—533. Mit 19 Taf. 1903.)

2. **E. O. Hovey:** Martinique and St. Vincent; a preliminary report upon the eruptions of 1902. (Bull. Am. Mus. of Nat. Hist. **16.** 333—372. 1902. Mit 19 Taf.)

3. —: Martinique and St. Vincent revisited. (The Amer. Mus. Journ. **3.** No. 4. July 1903. 41—55. Mit 6 Taf.)

4. —: The new cone of Mont Pelé and the gorge of the Rivière blanche, Martinique. (Amer. Journ. of Science. (4.) **16.** 269—281. 1903. Mit 4 Taf.)

5. —: Mont Pelé from May to October 1903. (Science. N. S. **18.** No. 463. 633—634. 1903.)

6. —: The 1902—1903 eruptions of Mont Pelé, Martinique and the Soufrière, St. Vincent. (Compt. rend. **9.** Congr. géol. intern. de Vienne. 1903. 707—738. Wien 1904. Mit 11 Taf.)

„Wohl kein Naturereigniss ist in so kurzer Zeit so ausgiebig studirt, photographirt und beschrieben worden, wie die Eruptionen, welche diese schönen Inseln im Jahre 1902 heimsuchten,“ sagt Hovey über die Antillenausbrüche; in der That vermag er jetzt allein 72 in den Vereinigten Staaten erschienene Publicationen über diesen Gegenstand aufzuzählen, wobei die „ganz populären“ vielleicht nicht einmal mitgerechnet sind. In einem Referat über die vorstehenden Arbeiten wird es sich nicht ganz vermeiden lassen, manches zu wiederholen, was schon K. Sapper gesehen und im Centralbl. f. Min. 1903 und in dies. Jahrb. 1904. II. 1—70 beschrieben hat. Besonders wegen der allgemeinen geologisch-topographischen Verhältnisse der Inseln kann auf dessen Arbeiten verwiesen werden.

I. St. Vincent. Der thätige Vulcan im Norden der Insel, die Soufrière, gehört dem Typus Somma-Vesuv an. Seine Somma liegt nördlich von den beiden Kratern, dem sogen. „alten“ und dem „neuen Krater“ und ist 1233 m hoch. Der viel grössere alte Krater war der Schauplatz der letzten Eruption; er ist tief eingesenkt in einen breit kuppenförmigen, von der Somma her ziemlich flach aufsteigenden Berg. Sein Rand war gegen W. und S. am niedrigsten, gegen N. am höchsten (1120 m) und durchschnittlich 1000 m hoch. Ungefähr 3 km südlich des Kraters beginnen die beiden Hauptthäler des nördlichen Inseltheils, das OW. verlaufende Wallibu-Thal und der etwa WO. gerichtete Rabaka Dry River.

Dieselben trennen den Vulcanstock der Soufrière von dem südlicher gelegenen Morne Garu und haben bei den Eruptionen eine mehrfach zu erwähnende Rolle gespielt. Vor dem Ausbruch war der Vulcan bis zum Gipfel mit tropischem Waldwuchs dicht bedeckt. In dem grossen Krater lag, 585 m ü. d. M., ein opalfarbiger, rings in Urwald eingebetteter See, berühmt und nicht selten besucht wegen seiner hohen Anmuth. Der Krater selbst hatte einen grösseren Durchmesser von etwa 1,5 km und war elliptisch. Durch den Ausbruch vom 7. Mai 1902 ist die ganze Vegetation über ein Gebiet von 118 qkm im Umkreis um die Soufrière vernichtet worden, so dass die Structur des Vulcans skeletartig blossgelegt war, soweit jetzt nicht mächtige Massen von Auswurfsproducten dieselbe wenigstens anfänglich verhüllten. Im Laufe der späteren Eruptionen, besonders im März 1903, ist dann nach Sapper sogar der Kratersee völlig verschwunden und der Kraterboden hat sich so weit mit jungen Auswürflingen bedeckt, dass er jetzt etwa 30 m höher liegt als der ehemalige Seespiegel.

Anderson und Flett beschreiben unter Wiedergabe der gleichzeitigen Schilderungen die Soufrière-Ausbrüche von 1718 und 1812. Seit letzterem Jahre hatte der Krater geschlummert, wenn man von kleinen Regungen im Jahre 1814 und 1880 absieht. Die Ereignisse im Mai 1902 werden von den beiden Autoren, welche Anfangs Juni desselben Jahres die Insel besuchten, auf Grund eingehender Erkundigungen mit grosser Ausführlichkeit beschrieben und kritisch gedeutet. Letzteres geschieht an der Hand der Berichte von Augenzeugen und der noch sichtbaren Spuren der Katastrophe. Kürzer und mehr zusammenfassend ist die Darstellung Hovey's (2). Im Frühjahre 1901 ereigneten sich im nördlichsten Theile der Insel so zahlreiche Erdbeben, dass die wohl durch alte Traditionen furchtsamen caribischen Eingeborenen baten, in andere Wohnstätten übergesiedelt zu werden — eine Bitte, welche von den sorgloseren Weissen nicht beachtet wurde. In der zweiten Hälfte des April 1902, ungefähr um dieselbe Zeit, als sich am Mont Pelé die ersten Anzeichen der kommenden Eruption einstellten und in Guatemala ein heftiges Erdbeben stattfand, steigerte sich auch in der Umgebung der Soufrière die seismische Thätigkeit so weit, dass kleine Felsabstürze, Erdschlipfe u. s. w. eintraten. Die ersten Anzeichen für ein Wiedererwachen des Vulcans bestanden in Feuerschein und Dampfwolken über dem Krater am 6. Mai Mittags. Um dieselbe Zeit war der Kratersee noch vorhanden, in dessen Mitte sich augenscheinlich ein Kegel gebildet hatte. Da der See mindestens 160 m tief gewesen war, so ergiebt sich, dass die Katastrophe selbst nicht sehr plötzlich eingetreten sein kann. Die Entleerung des Kratersees erfolgte gleichfalls nicht plötzlich, wenn auch die Hauptmasse des Wassers erst am Mittag des 7. Mai über den südlichen Kraterrand gehoben worden ist und von dort durch die Thäler des Wallibu und des Dry River in 10—12 m hohen, heissen Schlammfluthen abfloss. Damit trat die Soufrière in den Zustand der höchsten Thätigkeit ein. Um die Macht derselben nicht zu überschätzen, mag von vornherein darauf hingewiesen werden, dass scheinbar nicht einmal die Form des Kraters durch sie eine wesentliche Änderung erfahren

hat. Ungefähr um 2 Uhr Mittags brach das Hauptereigniss der Eruption ein: durch die beiden genannten Thäler stürmten grosse Massen von Staub, Asche und Lapilli zu Thal und zugleich fegte eine Wolke von rothglühender Asche sammt bis zu faustgrossen Steinen vom Krater ausgehend über den ganzen nördlichen Inseltheil. Sie erschien Anfangs als ein dunkelrother Vorhang, eilte wahrscheinlich mit orkanartiger Geschwindigkeit über den Berghang herab, bewegte sich aber schon in der wenige Kilometer vom Krater entfernten Küstenregion nur mit etwa 13 m in der Secunde, d. i. so schnell wie etwas heftigerer Wind. Sie war glühendheiss, versengte alle Vegetation und entwurzelte in den dem Krater benachbarten Zonen sogar die mächtigsten Bäume, während dieselben weiter unten nur grösstentheils entlaubt wurden. Wer sich nicht in dicht verschlossenen Räumen aufhielt, wurde versengt und durch Einathmung der heissen Gase und besonders des Staubes getödtet. Die furchtbaren elektrischen Entladungen steckten gleichwohl kaum ein Haus in Brand und tödteten nur sehr wenig Personen. Drei Minuten hatten genügt, um 1600 Menschen zu vernichten oder so schwer zu schädigen, dass sie bald darauf starben. Als Todesursachen werden genannt: 1. Erstickung durch heisse, staubbeladene Luft; 2. Verbrennung durch heisse Lapilli und Asche; 3. Steinschlag; 4. Nervenerschütterung (nervous shock); 5. Verbrennung durch Dampf allein und 6. jedenfalls sehr untergeordnet Blitzschlag. Eine wichtige Rolle als giftiges Gas soll Schwefelwasserstoff oder schwefelige Säure gespielt haben; es liegen aber keine bestimmten Beobachtungen in dieser Hinsicht vor. Schon an der Küste war die Wucht der Aschenwolke nur noch so gering, dass der Ostwind die aus grosser Höhe niederfallenden Steine wieder landeinwärts blasen konnte. Von besonderen den Ausbruch der „schwarzen Wolke“ begleitenden Erscheinungen wird erwähnt, dass zugleich das Barometer plötzlich gestiegen sein soll und dass die Detonationen des Kraters auf der Insel selbst als ein ununterbrochenes Brüllen, auf Barbados, St. Lucia und Trinidad dagegen wie eine Kanonade von wohl unterscheidbaren Schüssen sich angehört haben sollen. Eine andere bemerkenswerthe Thatsache besteht darin, dass in unmittelbarer Nähe des Kraters das Getöse durchaus nicht so heftig war, dass etwa ein Sprechender seine Stimme besonders hätte erheben müssen, um sich verständlich zu machen, während die Eruption bis nach Barbados, d. s. 160 km von St. Vincent und bis nach dem Orinoco, 420 km südlich davon, deutlich zu vernehmen war. [Ähnliches wird bekanntlich auch von den Eruptionen des Cotopaxi berichtet. Ref.] Wesentlich ist, dass sich während der ganzen Ausbruchsperiode kein Lavastrom ergossen hat; ebenso verdient erwähnt zu werden, dass im Allgemeinen der Aschenfall ein trockener, nicht von Wolkenbrüchen begleitet war. Das Meer war ruhig und in dem nicht betroffenen Gebiete die Luft heiter. Erhebliche Bodensenkungen fanden nicht statt. Nur an der Westküste versank durch allmähliches Abrutschen und Abbröckeln ein etwa 200 m breiter Küstenstreifen ins Meer.

Nach Allem gehört der Soufrière-Ausbruch vom 6./7. Mai 1902 nicht zu den gewaltigsten. Er ist aber besonders merkwürdig wegen der Er-

scheinungen, zu welchen offenbar die plötzliche Entladung grosser Mengen zertrümmerten Gesteins und zerspratzter Lava führte. Nach der Auffassung der beiden englischen Berichterstatter sollen die schwereren Massen über die niedrigsten Stellen des Kraterrands nach S. und durch die benachbarten Thäler zur Tiefe gestürzt sein. Die leichteren wären über die nördlich gelegene Somma gehoben worden und gleichfalls nach fast allen Richtungen bergabwärts gestürmt. Demnach unterscheiden Anderson und Flett, wie schon vorher gesagt, die Aschenlawine von der gluthheissen Staub- und Aschenwolke. Erstere hat im Beginn der Katastrophe die Hauptmasse des losen Materials zur Tiefe gebracht, und im Bereich der beiden grossen Thäler sollen ungefähr $\frac{9}{10}$ der gesammten Auswurfsproducte liegen. Dass die Förderung der lawinenartig durch die Thäler geflossenen losen Massen eine sehr plötzliche und stürmische gewesen sein muss, folgern Anderson und Flett daraus, dass das Material ohne Schichtung wild durcheinander liegt und noch lange Zeit eine sehr hohe Hitze bewahrte, was nicht möglich gewesen wäre, wenn es allmählich aufgeschüttet worden wäre. „Geologische Beobachtungen gewährten keinen hinreichenden Aufschluss über die ursprüngliche Form und den Weg der Entladung und wie gross ihre Geschwindigkeit war, als sie den Krater verliess; aber zu der Zeit, als sie die darunter liegenden Thäler erreichte, war sie ein rasender Strom von Sand, Steinen und heissen Gasen, die auf den Thalböden dahinschossen, indem sie sich leicht jeder Änderung ihrer Configuration anpassten, zu schwer, um eine einigermaassen grössere Erhebung zu ersteigen, indessen hinwegfegend über die Oberfläche der kleineren Bergriegel, um allmählich in den tiefen Einschnitten hinter denselben zur Ruhe zu kommen. In den Thälern des Wallibu und des Rabaka Dry River erfüllte die Masse die gesammte Thalfurche, und wo ihre Energie zu Ende war, liegt sie geschichtet mit unregelmässig gerundeter Oberfläche, wie Gletscher von weissem Sand.“ (Anderson und Flett.) Übrigens giebt es über die Aschenlawine keine Berichte von Augenzeugen; diejenigen, welche sie gesehen haben könnten, sind zu Grunde gegangen.

Die heisse Staubwolke hat nur wenig Material abgelagert. Wie gesagt, scheint ihre Geschwindigkeit bei ihrem Vordringen nach den tiefer gelegenen Theilen ausserordentlich rasch abgenommen zu haben: an Orten, die etwa 1,5 km von einander entfernt waren, soll sie an dem oberen eine solche von 40—50, an dem unteren 13—18 m in der Secunde gehabt haben. Bemerkenswerth bleibt auch, dass die Leute, welche die Wolke kommen sahen, noch Zeit hatten, Thür und Fenster dicht abzuschliessen. Ihre Gewalt war also im Küstengebiet nur eine geringe, ihre Hitze nahm nach unten sehr rasch ab. Anderson und Flett erklären das mit der raschen Ausdehnung des nach allen Seiten sich ausbreitenden Gases, der Abnahme des Berggefälles und dem Gewicht der im Gas suspendirten Staub- und Aschenpartikelchen. Von der Aschenlawine unterschied sich die heisse Wolke auch dadurch, dass sie an den Bergabhängen in die Höhe zu stürmen vermochte. „Der Gluthwind ist nicht nur eine Erscheinungsweise der grossen schwarzen Wolke, er hat auch eine sehr nahe

Beziehung zu der Sandlawine. In ihm walteten die Gase bedeutend vor, er hatte eine gewisse Beweglichkeit, die Macht, Hindernisse zu überwinden, ein Bestreben, sich seitlich auszudehnen, welches die Lawine scheinbar nicht besass. Wir können sagen, dass er über den Boden stürmte wie ein Strom von schwerem Gas; die Lawine glich einer zähen, schweren Flüssigkeit. Der Gasstrom, welcher in die Thäler auf der Südseite der Soufrière niederfegte, war zu schwer, um an der steilen Bergwand des Morne Garu senkrecht emporzusteigen. Er zerriss in zwei Theile, von denen je einer schief über die Schultern des Berges hinwegfuhr, indem er den Wald niederriss und die Baumstämme so vor sich niederlegte, dass damit sein Weg bezeichnet war. Die Lawine dagegen bog, als sie jene Thäler erreicht hatte, beiderseits fast rechtwinkelig zu ihrem früheren Lauf ab und floss dieselben entlang, indem sie sich an die Thalwege hielt, stieg aber nicht an den gegenüberliegenden Abhängen empor. Abgesehen davon giebt es kaum Anzeichen dafür, dass der Gluthwind die Fähigkeit besass, in die Höhe zu steigen; es scheint in der That, als sei er so schwer, so überlastet mit Staub gewesen, dass er längs der Thalsenkungen wie ein Sturzbach von Wasser niederfloss. Dies wird durch die Wahrnehmung derjenigen bewiesen, welche sahen, wie die schwarze Wolke sich zu einer tintenschwarzen Masse längs der Schluchten der Westseite des Berges ergoss." (Anderson und Flett.)

Nach der Eruption hatten die im Wallibu-Thale und im Rabaka Dry River liegenden Auswurfsmassen Mächtigkeiten von 60, bezw. bis zu 200 Fuss. Dieselben waren noch Anfangs Juni schon in ganz geringer Tiefe unter der Oberfläche so heiss, dass sie dampften, wo etwas Wasser in sie eindrang, und scheinen überhaupt innerlich noch rothglühend gewesen zu sein. Die Folge hiervon waren mächtige Dampfexplosionen an solchen Stellen, wo grössere Wassermengen plötzlich von obenher Zutritt gewannen oder solche glühende Massen in das Wasser stürzten; sie führten zur Entstehung kraterartiger Gebilde, und die aus ihnen hervorgetriebenen aschebeladenen Dampfmassen erreichten Höhen von 600 m. Geysirartige Schlammfontainen wurden da und dort emporgeschleudert.

Wie im Jahre 1812 so machte sich auch diesmal die Eruption der Soufrière unter sämmtlichen benachbarten Inseln auf Barbados am meisten bemerkbar; die dort innerhalb 12 Stunden gefallene, durch den von W. nach O. gerichteten Oberwind zugetragene Asche betrug etwa 16 t pro acre (= 4050 qm), oder 1 700 000 t auf der ganzen Insel. Die gesammte Verbreitung des Aschenfalls dürfte einem elliptischen Gebiet mit einem mindestens 3000 km langen, von Jamaica bis etwa 1400 km östlich von St. Vincent sich erstreckenden grössten Durchmesser entsprechen. Wahrscheinlich aber ist der Bereich des Aschenfalls nach O. zu noch sehr viel grösser gewesen.

Vom 8.—15. Mai war die Thätigkeit der Soufrière eine verhältnissmässig geringfügige, sie ruhte am 16. und 17., und die Bevölkerung begann sich wieder zu beruhigen, als am 18. Mai der Vulcan plötzlich wieder erwachte und sich scheinbar dieselben Vorgänge wie am 7. Mai, wenn

auch in sehr viel kleinerem Maassstabe, wiederholten. Es herrschte dann wieder Ruhe bis Ende August; am 3.—4. September und am 15.—16. October sind wieder heisse Aschenstürme über die Nordküste niedergegangen, und am 22. März 1903 fand abermals eine heftige Eruption statt, die zunichte machte, was Natur und menschlicher Fleiss neuerdings an Vegetation geschaffen hatten. Mit den Veränderungen, welche sich bis Mitte 1903 an dem Vulcan und im Krater zugetragen hatten, beschäftigt sich die unter 3. genannte Arbeit Hovey's.

Während aller Eruptionen war weitaus der grösste Theil der Insel fast ganz unbeschädigt geblieben. Bald nach denselben haben die tropischen Regen schnell den grössten Theil der Auswurfsmassen entfernt. Die Gewalt dieser Eruption wird am deutlichsten aus den zahlreichen Bildern, welche der Arbeit Anderson's und Flett und theilweise denjenigen Hovey's beigegeben sind. Nach Letzterem sind allein aus dem wenige Kilometer langen Thal des Wallibu-Flusses nicht weniger als 5 500 000 cbm Material weggeführt worden.

II. Martinique. Durch die späteren Eruptionen des Mont Pelé, welche am 9. Juli 1902 einsetzten, sind Anderson und Flett verhindert worden, ihre geplanten Studien an diesem Vulcan auszuführen, und ihr Aufenthalt auf Martinique wurde durch dieselben seines Erfolges beraubt. Um so ausführlicher sind die Berichte Hovey's. Es mag übrigens auch hier wieder auf Sapper's Aufsätze[1] verwiesen werden.

Der Mont Pelé, nach Sapper der einzige junge Stratovulcan der Insel, nimmt den nördlichen Theil Martiniques ein. Er hatte im Jahre 1851 seine letzte unbedeutende Eruption gehabt; vor der Mai-Eruption 1902 war er 1350 m hoch, und sein Gipfel ist 7 km von St. Pierre entfernt. Das bei letzterer Stadt mündende Roxelane-Thal entspricht topographisch dem Wallibu- oder dem Rabaka-Thal auf St. Vincent, indem es den Vulcan vom übrigen Inselkörper trennt. Das tiefe, an der Südwestseite des Berges herabziehende Thal der Rivière Blanche betrachtet Hovey als eine durch vulcanische Kräfte entstandene Spalte. Hinter ihrem obersten Ende, im NO. überragt von dem Gipfel des Berges, dem Morne Lacroix, befand sich der in seinem grössten Durchmesser von NO.—SW. etwa 800 m weite Krater, dessen Boden 700 m ü. d. M. lag und einen kleinen See, den Étang sec, enthielt. Seit dem Jahre 1900 waren in dem Krater Fumarolen bemerkbar, welche im März 1902 so an Intensität zugenommen hatten, dass sie auch in St. Pierre sichtbar wurden. Durch eine enge Schlucht stand der Krater mit der Rivière Blanche in Verbindung; durch die letztere gingen die verderblichen Ausbruchswolken nieder, welche das Thal allmählich mit Aschen, Staub, Lapilli und Felsblöcken auffüllten. Sie hat auch dem Gluthwind die Richtung gewiesen, welcher am 8. Mai 1902 St. Pierre vernichtete. Während der ersten Ausbruchsperiode vom 8.—26. Mai 1902 wurde ein Areal von 83 qkm verwüstet, das durch die Eruption

[1] Sapper, Ein Besuch von Martinique. Centralbl. f. Min. etc. 1903. p. 337—358. — Die vulcanischen Kleinen Antillen und die Ausbrüche der Jahre 1902 und 1903. Dies. Jahrb. 1904. II. 1.

vom 30. August desselben Jahres um weitere 35 qkm zunahm. Die Zone völliger Vernichtung alles Lebens, welche die erste Gluthwolke am 8. Mai zur Folge hatte, besitzt die Gestalt eines Kreissectors, der sich am Krater unter einem Winkel von 55° gegen S. öffnet, einen Radius von mindestens 10 km besitzt und weit über die Rivière Blanche hinausgreift, welche ungefähr die westliche Begrenzung desselben bildet. Das letztere Areal beträgt 23 qkm. Durch die fortdauernden Eruptionen ist der Krater an der West- und Nordwestseite fast ganz aufgefüllt worden; es bildete sich dort ein neuer Kegel; durch Abbrüche des Randes hat er sich andererseits gegen S. und SW. erheblich erweitert. Auch am Mont Pelé hat sich während der ganzen Eruptionsepoche keine Lava ergossen.

Die erwähnte Fumarolenbildung am Étang sec und das Ausströmen von Schwefelwasserstoff, welches im März 1902 die Anwohner belästigte, waren wohl die ersten Anzeichen der Eruption. Am 23. April setzte diese mit dem Ausbruch von Aschen und Lapilli ein, die am 5. Mai schon in solcher Masse im Krater aufgehäuft waren, dass sie den Abfluss des Étang sec verhinderten, weshalb derselbe endlich als Schlammfluss durch die Rivière Blanche gewaltsam zum Erguss kam und eine Zuckerfabrik sammt den Inwohnern vernichtete. Von der Gewalt solcher intermittirender Schlammströme, wie sie längs verschiedener Flussläufe zu wiederholten Malen herabkamen, giebt Hovey eine Darstellung. Blöcke von mehreren Fuss Durchmesser, ja ein gewaltiger Auswürfling von 9 m Länge, 6,6 m Höhe und 7,2 m Breite sind durch die Rivière Blanche nach der Küste transportirt worden. Die von verschiedenen Seiten behaupteten „Schlammkrater“ existirten nicht; auch die als Fumarolen gedeuteten Dampfausströmungen der Rivière Blanche waren keine solchen, sondern nur secundäre Wasserdampfbildungen infolge Einsickerns von Wasser in die heissen Massen von Auswürflingen. Die Eruptionen des Mont Pelé geschahen wie diejenigen von St. Vincent nicht ganz plötzlich, sondern waren längere Zeit hindurch vorbereitet; auch sie gehören, was die dadurch herbeigeführten Veränderungon des Berges anlangt, nicht zu den grossartigsten, und es ist vor Allem unrichtig, wenn sie als eine „Maarexplosion“ bezeichnet worden sind.

Die Einzelheiten der Zerstörung von St. Pierre durch einen plötzlichen Gluthsturm um 7 h 50 am. des 8. Mai, wobei ungefähr 30 000 Menschen umkamen, sind bekannt. Dieser Explosion folgte eine grössere Zahl zwischen dem 8. und 19. und eine sehr heftige am 20. Mai, die durch die heftigste am 6. Juni noch übertroffen wurden. Eine weitere Eruption hatte am 9. Juli und 30. August statt. In der Stadt hatte sich schliesslich eine 3—4 m tiefe Aschenschicht angehäuft, wiewohl durch vorhergehende Regengüsse schon wieder viel von dem lockeren Material weggeführt worden war. Die Wucht der niederbrausenden Gluthwolken war eine ungeheure. Durch dieselbe wurden bekanntlich die dem Vulcan zugekehrten Mauern niedergefegt und die gusseiserne, 3,5 m hohe Marienstatue Notre Dame de la Garde, welche auf einer Anhöhe über der Stadt errichtet war, wurde 15 m weit vom Sockel nach der dem Krater abgewandten Richtung ge-

schleudert. Durch die niedersausenden Steine wurde die centimeterdicke Wand eiserner Tanks wie von Artilleriefeuer durchbohrt und zerfetzt. Einer der grössten ausgeschleuderten Blöcke war 13 m lang, solche von 4—5 m Durchmesser waren häufig. Diese grossen Auswürflinge waren wohl glühend, als sie den Krater verliessen, indessen nicht geschmolzen. Echte „Brodkrustenbomben" erreichten im Durchschnitt nur 0,7 m. Über Wesen und Wirkung jener Gluthwolken hat übrigens K. Sapper im Centralbl. f. Min. etc. 1903. p. 350—358 eine so ausführliche Schilderung gegeben, dass hier nicht näher auf sie eingegangen zu werden braucht. Sie hatten häufig eine Geschwindigkeit von 80—100 km in der Stunde, und diejenige vom 8. Mai 1902, welche in weniger als 3 Minuten den 7 km langen Weg bis St. Pierre zurücklegte, muss nahe dem Krater eine solche von über 140 km, d. i. mindestens 39 m in der Secunde, besessen haben. Ursprünglich nahmen sie im Allgemeinen ihren Weg durch die Rivière Blanche, über deren mindestens 100 m hohe Seitenwände sie, wie am 8. Mai, überquollen. Als aber dieselbe durch die fortwährende Ablagerung von Auswürflingen in ihrem oberen Theil fast ausgefüllt, in ihrem unteren Abschnitt gänzlich verwischt worden und dort an ihre Stelle ein Plateau getreten war, verlor die Rivière Blanche diese ihre Bedeutung, und die Gluthwolken nahmen andere Wege, wie z. B. am 30. August über das südwestlich vom Krater gelegene Dorf Morne Rouge. Bemerkenswerth ist die erodirende Wirkung der niedergehenden Ausbruchswolken, über welche Hovey berichtet: so war die Oberfläche eines Bergrückens, der sich gerade in der Richtung der Schlucht befindet, welche den Krater mit der Rivière Blanche verbindet und durch welche die Gluthwolken hervorbrachen, wie durch ein riesenhaftes Sandgebläse ausgehöhlt.

Durch die Intensität der Gluthstürme in den vom Krater entfernteren Gebieten unterscheiden sich die Ausbrüche von St. Vincent und Martinique. Es liegt zunächst nahe, diesen Unterschied darauf zurückzuführen, dass auf Martinique den niedergehenden Gas- und Staubmassen nur ein Weg, nämlich die Rivière Blanche, geboten war, während sich auf der anderen Insel die Energie radial vertheilte. Gleichwohl meinen Anderson und Flett, dass die während der Explosionen entwickelten Energien in der Soufrière grösser gewesen seien als am Mont Pelé und dass zwischen den Anfangsgeschwindigkeiten der Gluthstürme grosse Unterschiede nicht bestanden haben. Ein ausführlicheres Capitel widmen Anderson und Flett einem Vergleich zwischen den Eruptionen beider Vulcane; Ref. verweist hier auf dasselbe, glaubt aber nicht weiter auf dasselbe eingehen zu müssen, soweit darin gewisse Unterschiede aufgestellt werden, welche nach Hovey's Darstellung nicht zu bestehen scheinen. Eine völlige Klärung werden wohl die definitiven Berichte Lacroix' erwarten lassen. Die viel grössere Häufigkeit der im Verlaufe der Eruptionsepoche hundertfach sich wiederholenden Ausbruchswolken ist ein Hauptmerkmal der Ausbrüche des Mont Pelé. Im Übrigen bildeten die Gluthstürme bei beiden Eruptionspunkten ein neues, hier zum erstenmal beobachtetes oder doch wenigstens beschriebenes Moment vulcanischer Thätigkeit. Anderson und Flett schlagen

vor, diese Art von Ausbrüchen als „Peléanische Eruptionen“ zu bezeichnen [pelé heisst bekanntlich „kahl“; „peléanisch“ ist also so schön gebildet, wie es etwa das Wort „kahleanisch“ wäre. Ref.]. „Eruptionen vom peléanischen Typus sind gekennzeichnet durch eine oder mehrere Entladungen von glühendem Sand, die über die Abhänge des Berges in Form einer Lawine von heissem Sand, begleitet von einer grossen, schwarzen, mit Staub beladenen Gaswolke niederstürzen, welch letztere mit sehr hoher Geschwindigkeit über das Land fegt, indem sie Alles vernichtet, was ihr in den Weg kommt.“ Über die Entstehung der Gluthwolken sagen Anderson und Flett Folgendes: „In dem Krater bestand geschmolzenes Magma, worin eine beträchtliche Menge kleiner Krystalle in einer Flüssigkeit schwammen, die enorme Massen von Dampf enthielt. Als es in den Schlund des Vulcans emporstieg, gestattete die Abnahme des Druckes den Gasen, sich auszudehnen und sich von der Flüssigkeit zu trennen, in welcher sie festgehalten waren. Früher oder später ward die Cohäsion der letzteren überwunden, und aus der schaumigen Masse wurde eine Wolke von Partikeln, die zwar meist fest, z. Th. aber vielleicht auch flüssig und allseitig von Hüllen sich ausdehnender Gase umgeben waren, und die ursprüngliche Mischung der Bestandtheile blieb so eine vollständige. Um jedes Staubkörnchen gab es ein Häutchen von Gas, das bereit war, sich in enormem Maasse auszudehnen, sobald es an die freie Luft kam. Der Betrag der Ausdehnung, deren diese Gase fähig waren, ist fast unglaublich gross. Der kleine schwarze Wolkenballen, den wir am 9. Juli hervortreten sahen, war in wenigen Minuten eine grosse schwarze Masse, welche mehr als eine square mile (2,6 qkm) bedeckte.“ Die Verf. glauben gesehen zu haben, wie jene kleine schwarze Wolke anfänglich am Kraterrande kurze Zeit verweilte und dann mit zunehmender Geschwindigkeit über den Abhang herabstürzte. Die treibende Kraft im Krater soll nur dazu genügen, die vorhin geschilderte Masse bis an den Rand zu heben, von wo sie dann vermöge der Schwerkraft herabstürzt; die Staubkörnchen können dabei zunächst unmöglich auf dem Boden liegen bleiben, denn sie werden sofort wieder durch die sich ausdehnenden Gase in die Höhe gerissen, bis sie eine schützende Vertiefung erreichen oder die Kraft der Gasausdehnung nachlässt. Die Geschwindigkeit der Gluthwolke soll nach Anderson und Flett während des Sturzes über den Bergabhang zunehmen und erst, wenn die See oder flacheres Land erreicht wird, wieder abnehmen. Das Gewicht der Gas-Staubmischung allein ist die treibende Kraft bei ihrem Sturz in die Tiefe; die Erscheinung soll nur einer Lawine, nicht aber den etwa aus einem Geschütz hervorschiessenden Gasmassen vergleichbar sein. Mit einer Explosion hätte sie nichts zu thun. Innerhalb der herabstürzenden Wolke findet bald eine Sonderung in Leichtes und Schweres statt, so dass schliesslich eine sich ausbreitende glühende Staub- und Gaswolke die Aschen-, Sand- und Steinlawine begleitet und umhüllt. Mit dem Hinweis auf die grosse Menge sich ausdehnender Gase, welche diese Wolken und Lawinen enthielten, suchen Anderson und Flett den Einwurf zu entkräften, dass sich dieselben mit so enormer Geschwindigkeit über Abhänge von einer

durchschnittlichen Neigung von nur 12—15° bewegten, auf welchen sonst Lawinen überhaupt nicht zu Stande kommen. Wegen dieses Gasgehalts sollen sie aber noch leichter beweglich gewesen sein als Wasser.

Die Entstehung der Gluthwolken und, um Anderson's und Flett's Bezeichnung hier beizubehalten, der „Lawinen" ist von anderen Seiten in verschiedener Weise erklärt worden. So hat man sie für den Mont Pelé, wo sie jedenfalls am grossartigsten und auffälligsten aufgetreten sind, für die directe Folge schief abwärts gerichteter Explosionen gehalten [1]. Anderson und Flett geben zwar zu, dass an der Nordseite des Mont Pelé-Kraters Spalten auftreten, durch welche Explosionen stattgehabt haben könnten, glaubt aber aus mehreren Gründen nicht an eine Bedeutung derselben. Jaggar und Hovey meinen, dass die Wucht der vorher aus dem Krater emporgeschleuderten und wieder niederstürzenden Massen zusammen mit dem Anprall der gegen sie von unten her geschleuderten Auswürflinge eine schräg nach abwärts gerichtete Bewegung ergeben mussten, deren Richtung durch den auf dem Gipfel des Vulcans herrschenden Wind bedingt sei. Auf die Explosion selbst führt auch Hovey in seiner letzten Arbeit den Gluthwind in erster Linie zurück, während er sich bezüglich der Fortbewegung der Massen scheinbar an Anderson und Flett anschliesst. In ähnlicher Weise hat sich auch Sapper geäussert.

[In der von Anderson und Flett gegebenen Erklärung besteht nach meiner Ansicht eine Unwahrscheinlichkeit darin, dass die expansiven Gase erst dann zur völligen Ausdehnung gekommen sein sollen, als vermöge seiner Schwere das zerstäubte Magma über den Kraterrand hin ausgetreten war. Die Hypothese giebt keine Aufklärung darüber, weshalb die Ausdehnung der Gase, welche schon beim Austritt des Magmas aus der Tiefe wirksam gewesen war, gewissermaassen in zwei Zeitabschnitten und noch dazu in der zweiten Phase heftiger und explosionsartiger sich geäussert haben soll als in der ersten. Nimmt man aber an, dass die Anfangsgeschwindigkeit der Gluthwolken bedingt war durch eine vertical gerichtete Explosion, so wird man immer nach einer zweiten Componente suchen müssen, vermöge deren eine Abwärtsbewegung resultiren könnte. Eine solche mag manchmal in dem Widerstand der über dem Krater schwebenden oder sinkenden Stoffe gegeben gewesen sein, an denen die von unten hervorbrechenden Gase und Auswürflinge reflectirt wurden. Die Masse des durch wiederholt sich folgende Ausbrüche in der Schwebe gehaltenen Materials könnte sogar eine sehr beträchtliche gewesen sein. (Der Vorgang könnte vielleicht mit dem bekannten Spiel der Glaskugeln über dem Springbrunnen verglichen werden.) Ref.]

Der besonders von amerikanischen Beobachtern ausgesprochene Gedanke, dass die Gluthwolken ihre orkanartige Gewalt der Explosion brennbarer Gase verdankten, wird von Anderson und Flett als ganz unbegründet abgewiesen.

---

[1] Auch Ref. hatte solche für am wahrscheinlichsten gehalten. Globus. 82. 130. 1902.

Im Verlauf der Eruptionen hat der Mont Pelé seine Gestalt verändert; dieses geschah hauptsächlich dadurch, dass sich in dem alten Krater ein Kegel bildete, der zuletzt die Form einer kolossalen Felsnadel von 1585 m absoluter Höhe annahm. Die Entstehung derselben ist die merkmürdigste, man kann wohl sagen eine denkwürdige Begebenheit im Laufe der letzten Antillenausbrüche. Die Entstehungsgeschichte dieses Gebildes verdient festgehalten zu werden. Sie verlief nach Hovey (6) ungefähr folgendermaassen:

27. April 1902. Ein 10 m hoher, oben 15 m breiter Kegel im alten Krater, ca. 700 m ü. d. M.

21.—22. Mai. Der Kegel, scheinbar aus Auswurfsproducten gebildet, war 100—150 m hoch; er erhob sich bereits am

1. Juni 500 m über dem Kraterboden. Bis zum October dürfte derselbe wenig an Höhe zugenommen haben, doch hatte die Bildung der Felsnadel bis dahin höchst wahrscheinlich noch nicht begonnen. Erst am

10. October wurden die Anfänge einer solchen bemerkt und von Lacroix als eine solide Felsmasse gedeutet.

8. November. Höhe der Felsnadel 100 m, } über der Höhe des Krater-
26. November. „ „ „ 324 m } randes.

Das durchschnittliche Wachsthum während dieser Zeit betrug also 12,4 m täglich; es erfolgte nicht ganz gleichmässig und wurde zeitweise durch gelegentliche Höhenverluste sogar aufgehoben.

26. November bis 3. Januar 1903. Grössere Theile der Nadel bröckelten ab oder wurden durch die Explosionen entfernt, was eine Veränderung der Gestalt und einen Höhenverlust von 104 m mit sich brachte. Gleichwohl fand eine weitere Hebung statt, so dass endlich

Ende März 1903 die Felsnadel 1568 m,

30. Mai ihre grösste Höhe von 1585 m, d. i. 385 m über dem alten Kraterrand oder fast 900 m über dem ehemaligen Kraterboden erreicht hatte! In der Nacht desselben Datums verlor sie 50 m, im Verlauf weiterer Eruptionen war sie bis Anfang August 1903 um 200 m niedriger geworden.

Die Gestalt des Gebildes war ursprünglich wohl die eines breiten, oben gezackten Kegels, später etwa prismatisch-säulenförmig und zuletzt die eines beinahe überhängenden, breiten, aber sehr scharfen Felszahnes. Die Arbeiten 4 und 6 bringen prächtige Photographien desselben; der „Conus“ ist im Übrigen den Lesern des Centralblattes schon hinreichend durch Sapper's Schilderung bekannt.

Nach Hovey besteht die Felsnadel aus glasigem, ja sogar bimssteinartigem Hypersthenandesit [oder wohl Hypersthen-Augit-Andesit, dem Gestein der jetzigen Eruptionen. Ref.] und hat eine massige Structur. Sie ist nach allen Richtungen von Spalten durchzogen, aus denen zeitweilig Gase hervorbrechen. Ein Krater fehlt. Die hauptsächlichsten Gasexplosionen

fanden am südwestlichen Abhang gegen die Rivière Blanche zu statt. Zur Zeit heftiger Ausbrüche glühte die ganze Masse auf. „Alle Überlegungen führen zu dem Schlusse, dass der Conus und die benachbarte Felsnadel aus Lava bestehen, die erst jüngst verfestigt und in ihrer ganzen Masse zu ihrer überragenden Stellung emporgepresst worden ist, indem die Zähigkeit des unvollkommen geschmolzenen Andesits genügte, um die Bildung eines Lavastroms zu verhindern.“ Die bimssteinartige Beschaffenheit der Masse verringerte deren Gewicht und erleichterte die Emporpressung. Aus den Zeichnungen und Abbildungen Hovey's lässt sich erkennen, dass die im Krater des Mont Pelé emporgestiegene Masse aus zwei Teilen besteht, nämlich aus einem südwestlichen, dessen Höhe lange nicht so rasch zunahm wie diejenige der nordwestlich gelegenen, ihn überragenden Nadel. Nach Hovey wurde auf jener Seite die sich hebende Masse fortwährend durch leichte Eruptionen wieder erniedrigt, während der nordwestliche Theil seine Hebung ziemlich ungehindert fortsetzen konnte: das Endergebniss war allerdings nicht eine domförmige Kuppe, wie sie sonst hätte entstehen müssen, sondern die absonderliche Gestalt der Nadel. Nach den letzten Nachrichten hat die Hebung des Kegels noch nicht nachgelassen, doch nur mehr vorübergehend zur Ausbildung einer Felsnadel geführt, welche die frühere Höhe nicht mehr erreichte. Hovey vergleicht die zuletzt besprochene Erscheinung mit der Bildung der Lavakuppe von Santorin im Jahre 1866 und glaubt auch auf anderen Antilleninseln (Guadeloupe und Saba) ähnliche Gebilde beobachtet zu haben.

In der Abhandlung von Anderson und Flett sind einige Schlusscapitel den gelegentlich der Antillenausbrüche beobachteten Störungen der Atmosphäre und des Meeres gewidmet und endlich die vulcanischen Ereignisse in Centralamerika und auf den Antillen während des ersten Halbjahres 1902 zusammengestellt. **Bergeat.**

G. C. Curtis: Secondary Phenomena of West Indian Volcanic Eruptions of 1902. (Journ. of Geology. 11. 199—215. 12 Fig. Chicago 1903.)

Nach Aufzählung der als secundäre Phänomene bei den westindischen Eruptionen von 1902 beobachteten Erscheinungen begründet Verf. seine Überzeugung, dass die den Eruptionen in diesem Gebiet vorangehenden und sie begleitenden Schlammströme hervorgerufen seien durch Emporpressung und Herausschleudern des Inhaltes der Kraterseen infolge von vulcanischen Vorgängen; diese Wassermassen, begleitet von gleichzeitigen Auswürflingen, haben sich dann mit den älteren lockeren Massen der Vulcane zu Schlammströmen vermischt, so dass diese Ströme gewissermaassen primäre und secundäre Erscheinungen gleichzeitig darstellen. Hingegen sind typisch secundär die zahllosen Dampf- und Schlammeruptionen in den Flussthälern, die oft fälschlich als primäre Nebenkratere angesprochen wurden, von denen einer sogar die Zerstörung von St. Pierre verschuldet haben sollte. Die Sohle aller ge-

wöhnlich trockenen Flussthäler ist durch die Eruption bedeckt von heissen vulcanischen Auswürflingen von gewaltigen Blöcken bis zu feinstem Staub, die Hitze der Blöcke wird bewahrt durch die Lagen von feinem Staub. Vor der Eruption war das Flussbett bedeckt von Alluvionen; in diese sanken an einzelnen Stellen die Blöcke durch ihre Schwere ein und bildeten Orte erhöhter Temperatur. Wenn sich nun die Thäler mit Wasser füllten, drang Wasser auch bis zu diesen Centren ein und der sich entwickelnde Dampf schuf sich bei genügender Spannung einen Ausweg durch die darüber liegenden Massen; durch den Canal dringt von Neuem Wasser ein und es entwickelte sich ein Geysir, dessen Dampf- und Wassereruptionen von festen losen Massen begleitet wurden, die einen Kegel um die Ausbruchsstelle aufschütteten. Auf Martinique und St. Vincent wurden derartige Kegel bis zu 40′ Höhe und 160′ Durchmesser beobachtet. **Milch.**

J. M. Arreola: The Recent Eruptions of Colima. (Journ. of Geology. 11. 749—761. 8 Fig. Chicago 1903.)

F. Starr giebt eine Übersetzung der Abhandlung des Pater J. M. Arreola über die Thätigkeit des Vulcans Colima in der Sierra de Tapalpa (Canton 9 des Staates Jalisco, Mexico) im Februar und März 1903. Nachdem im März 1892 eine grosse Eruption stattgefunden hatte, entsandte der Vulcan von 1893—1898 andauernd schwache Rauchwolken, zeitweilig begleitet von schwachen Eruptionen in Zwischenräumen von einer Woche; es folgte von 1898—1899 eine Periode gesteigerter Thätigkeit mit zahlreichen kleinen Eruptionen, oft 8 in zwei Stunden, die sich 1899—1902 in regelmässigen, drei bis vier Stunden auseinander liegenden Eruptionen, von Sandfällen begleitet, fortsetzte. Anfang 1903 wurden die Zwischenräume länger; am 15. Februar begann dann eine Periode heftiger Eruptionen, die sich durch Donner und starken Aschenauswurf zu erkennen gaben. Lava hat der Vulcan bei diesen Eruptionen ebensowenig gefördert wie bei früheren; auch die grösseren ausgeworfenen Steine und Sande machen nicht den Eindruck, als ob sie direct dem Magma entstammen, sondern scheinen schon in verfestigtem Zustand, verändert durch die Hitze und die dem Krater entströmenden Gase, herausgeschleudert worden zu sein. Verf. nimmt an, dass die das Emporsteigen der Lava bedingende Kraft nicht gross genug ist, um die Höhe des Berges (3960 m) zu überwinden und daher nur die heissen, auf ihrer Oberfläche schwimmenden Schlacken aus dem Krater herausgelangen. **Milch.**

Petrographie.

G. B. Trener: Über das Vorkommen von Vanadium, Chrom und Molybdän in Silicatgesteinen. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1903. 66.)

Titel eines Vortrages, dessen Inhalt in einer später erscheinenden Beschreibung des Cima d'Asta-Gebietes enthalten sein wird. **Milch.**

A. Rzehak: Barytführende Septarien im Alttertiär der Umgebung von Saybusch in Westgalizien. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1903. 85—87.)

In einem alttertiären rothen Thon von Obszar (östlich von Saybusch) treten von schwarzen Manganoxyden oder Hydroxyden umrandete Septarien auf, bestehend aus einem festen, dichten, manganhaltigen Sphärosiderit, deren Kluftflächen von grauen, metallisch glänzenden Häutchen von Wad überzogen werden und deren Klüfte von krystallinischem, weissem bis nahezu farblosem Baryt ausgefüllt sind. Die Spaltungsrichtungen sind in allen Verzweigungen der Klüfte gleich orientirt, so dass die ganze, bisweilen 2 cm Dicke übersteigende Ausfüllung eines Kluftsystems als ein einziges Individuum angesprochen werden muss. Jünger als der Baryt ist auf diesem aufsitzender gelblicher Ankerit, der Spuren von Mangan, aber gar kein Magnesium enthält. **Milch.**

H. Bücking: Über Porphyroidschiefer und verwandte Gesteine des Hinter-Taunus. (Ber. d. Senckenb. Naturf. Gesellsch. Frankfurt a. M. 1903. 155—170. 3 Taf.)

Die Gesteine sind von A. v. Reinach in den Unter-Coblenz-Schichten zwischen Rhein und Wetterau gesammelt; sie besitzen eine Mächtigkeit von selten über $\frac{1}{2}$ m. Gleichalterige Porphyroide jener Gegend wurden als solche von E. Kaiser, Angelbis, Holzapfel auf den Blättern Ems, Schaumburg, Limburg, Rettert, Girod und Dachsenhausen verzeichnet.

Es soll durch mikroskopische Untersuchung über die petrographischen Beziehungen entschieden werden. Zwei Typen werden aufgestellt.

1. Chaussée zwischen Usingen und Eschbach: Gemenge von gleichzeitig sedimentirtem Thon und Tuff, das später geschiefert wurde. Der Tuff gehört vielleicht einem Quarzkeratophyr zu, ähnlich dem, der anscheinend dem Sericitgneiss vom Gipfel bei Rambach und von der Leichtweisshöhle bei Wiesbaden und südlich von Neurod zu Grunde liegt. Dieser, den aus Quarzporphyren hervorgegangenen Sericitgneissen von Mammolshain, Neuenhain und Eppenhain ähnlich, weist durch Natronreichthum auf (dynamometamorphe) Keratophyre resp. Quarzkeratophyre hin.

2. Unweit der Klingenmühle bei Usingen, dann am Fussweg von Usingen nach Wernborn, oberhalb der Schlappmühle im Usa-Thal, Buchwald bei Dreisberg, Nordabhang des Kolbenbergs und bei Mauloff. Dachschieferähnlich, mit saussurit- und pinitartig zersetzten Feldspath- und Quarzfragmenten, sowie Fossilien der Porphyroidstufe des Unter-Coblenz.

Die Feldspathe leitet Bücking von Keratophyren ab.

Aschenstructur, von W. Frank angegeben, fand sich nur in einem einzigen Falle.

Es schliesst sich eine Untersuchung der mit den Porphyroiden verknüpften Feldspathgrauwacken an, die für echte psammitische Sedimente, wohl aus recht verschiedenen Gesteinen entstanden, erklärt

werden [im Gegensatz zu den in situ gebildeten Klastoporphyroiden bedingt hier Flusstransport eine grössere Mannigfaltigkeit der Gemengtheile. Ref.]. **A. Johnsen.**

H. Credner und E. Danzig: Die neueren Anschauungen über die genetischen Verhältnisse des Granulitgebirges. (Aus: Section Geringswalde—Ringethal. 44—48. 1903.)

Neue Beobachtungen, besonders an den grossartigen Aufschlüssen der Chemnitzthalbahn, veranlassten die Verf. zur Aufgabe der früheren Ansicht von der sedimentären Entstehung der Granulitformation und der Zugehörigkeit der auf sie folgenden Schiefersysteme zum Archaicum. Die grosse Rolle, welche die Granulite von massig-körnigem, also granitischem Gepräge gegenüber den plattig-schieferigen spielen, sowie die Beschaffenheit der überlagernden Schiefer führte zur Auffassung der Granulitformation als eines Lakkolithen von flachgeböschter, elliptisch-kuppelförmiger Gestalt, der unter einem bei seiner Intrusion aufgewölbten Dache von altpalaeozoischen Schiefergesteinen sich verfestigte. Unter dem Drucke der das Dach bildenden Gesteine nahmen die obersten Theile des Lakkolithen eine der hangenden Grenzfläche im Allgemeinen parallele Absonderung an; diese von ausgezeichneter Parallelstructur beherrschten Complexe erfuhren durch Pressung und Reibung an dem Dache starke Windungen, Biegungen und Knickungen, die somit auf primäre Fluidalphänomene, nicht auf secundäre dynamometamorphe Quetschungsvorgänge zurückgeführt werden. Im Gegensatz zu diesen an die obersten Theile gebundenen Structuren herrschen in den centralen Partien des Lakkolithen massige Absonderungsformen und nicht selten rein granitisch-körnige Structur. Als basische Differenzirungsproducte erscheinen die innig mit dem eigentlichen Granulit verflochtenen Pyroxengranulite, das Urgestein der Serpentine und die an der hangenden Grenze des Granulits entwickelten Gabbros.

Auf die ihm zunächst liegenden Schichtencomplexe der palaeozoischen Formationen wirkte der Granulit nicht nur umkrystallisirend, sondern auch feldspathisirend; der Feldspath, hauptsächlich Kalifeldspath, findet sich nicht nur in einzelnen Körnern, sondern in granitisch-körniger Verwachsung mit Quarz schmitz- und linsenförmige, sowie trumartige Aggregate bildend. (Diese Zone wurde bisher als Stufe der Gneissglimmerschiefer bezeichnet.) Gefördert wurde die Imprägnation der Contactschiefer durch Injection grosser zusammenhängender Massen von granitischem Magma in Form von Lagergängen, die unter dem Druck ihres Hangenden und Liegenden Parallelstructur und Flaserung annahmen: Lagergranite und Granitgneisse der innersten Contactzone.

An Stellen, an denen das Deckgebirge besonders tief in das Granitmagma hineinreichte oder wo Schollen in das Magma einsanken, bildeten

sich ausser besonders innig verwebten und verflochtenen „Gneissglimmerschiefern“ durch Einschmelzung von Schiefermaterial Cordierit- und Granatgneisse und sogar Feldspath-Quarz-Cordierit- oder Feldspath-Quarz-Granatgemenge von massiger oder flammig-strähniger Beschaffenheit.

Die zweite Zone des Contacthofes besitzt zwar auch vollkommen krystallinen Habitus, doch fehlt ihr die Imprägnation mit granitischem Material; sie besteht wesentlich aus Muscovitschiefern mit strahligen Aggregaten von zersetztem Andalusit (Garben- und Fruchtschiefer). Diabase, Diabastuffe, Kalksteine, Kieselschiefer und Alaunschiefer sind im Bereich des Granulit-Contacthofes (an der südöstlichen Flanke des Lakkolithen) in körnige Amphibolite, Amphibolschiefer, krystalline Kalksteine, graphitische Quarzitschiefer oder graphitische Phyllite umgewandelt.

Jünger als die Granulite sind die Mittweidaer Granite.

Es erhält somit die bisher für alle Sectionen des Granulitgebietes zur Anwendung gelangte Farbenerklärung folgende Bedeutung:

I. **Granulitformation = Glieder der Granulitlakkolithen.**

gk = körnig-massige Granulite,
g = plattig-schieferige Granulite,
gp und ap = dichte und körnige Pyroxen-Amphibol-Granatgesteine,
sp und spb = Granat- und Bronzitserpentin.
gb und gba = Gabbro- und Amphibolschiefer (Gruppe des Flasergabbros).

II. **Glimmerschieferformation = Contacthof des Granulitlakkolithen.**

a) Stufe der Gneissglimmerschiefer = innere Contactzone.

gn und gg = Biotitgneiss und Gneissglimmerschiefer,
c und gnc = körnig-massige und flaserig-strähnige cordieritführende, granitische und gneissige Gesteine,
gng = körnig-massige und schieferig-flaserige Granatgesteine.

b) Stufe der hellen Glimmerschiefer (Muscovitschiefer) = äussere Contactzone.

gs = Garbenschiefer,
fs = Fruchtschiefer.

III. **Phyllitformation = hangendste Complexe der äusseren Contactzone.**

Milch.

H. Credner: Über die erzgebirgische Gneissformation und die sächsische Granulitformation. (IX. Congrès Géologique International, Procès verbal de la Quatrième Séance Générale. 115, 116. Wien 1903.)

1. Der Vortragende theilt mit, dass es R. Beck und C. Gäbert gelungen ist, die Scheidung der erzgebirgischen Gneissformation

in Eruptivgneisse und Sedimentgneisse kartographisch durchzuführen. Die den grösseren Theil des nordöstlichen Erzgebirges aufbauenden Eruptivgneisse sind durch schrittweise Übergänge mit normalen Graniten verknüpft, ihre Flaserung und Streckung ist nicht auf dynamometamorphe Beeinflussung zurückzuführen, sondern auf „eine primäre, d. h. Erstarrungserscheinung". Viel spärlicher sind die Sedimentgneisse verbreitet; sie schliessen sich meist randlich an die Massive der archäischen Eruptivgneisse an und sind gegenüber diesen monotonen Gebilden durch grössere Mannigfaltigkeit und besonders durch ihre Wechsellagerung mit krystallinen Kalksteinen, Quarziten und z. Th. Gerölle führenden archäischen Grauwacken charakterisirt.

2. Über die sächsische Granulitformation vergl. das vorangehende Referat. **Milch.**

K. Hinterlechner: Über den Granit und die Gneisse aus der Umgebung und westlich von Deutschbrod in Böhmen. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1903. 79—81.)

Der Vortrag enthält vorläufige Berichte über:

1. Zweiglimmergranit von Lipnitz, an der Grenze in Biotitgranit übergehend.

2. Ein vorläufig als Cordieritgneiss bezeichnetes Gestein, aufgebaut aus Biotit, Quarz, Kalifeldspath, Plagioklas (Labradorit und Bytownit), wechselnde Mengen von Cordierit etc.; die Gemengtheile sind nicht verzahnt, Quarz nicht undulös, die Structur erinnert vielmehr an die Bienenwabenstructur der sächsischen Contactgesteine.

3. Linsen- und bohnenförmige Einlagerungen von Quarz und Sillimanit, scharf gegen den „Cordieritgneiss" abgegrenzt und so eingelagert, dass ihre Schieferung mit der des Gneisses einen stets gleichen Winkel von 30° bildet; möglicherweise Gerölle in einem durch den Granit metamorphosirten alten Sediment. **Milch.**

F. E. Suess: Vorläufiger Bericht über die geologische Aufnahme im südlichen Theile der Brünner Eruptivmasse. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1903. 381—389.)

Der südliche Theil der Brünner Eruptivmasse tritt 20 km breit von Norden in das Kartenblatt Brünn und zieht sich, an Breite abnehmend, bis zur südlichen Ecke des Kartenblattes; ihr Ende erreicht sie in geringer Entfernung weiter südlich.

Das Hauptgestein bezeichnet Verf. als grobkörnigen bis mittelkörnigen Granitit, trotz der von ihm angegebenen Zusammensetzung: „recht reich an Plagioklas, mit ziemlich viel Quarz, relativ wenig Glimmer und recht spärlichem Orthoklas", der nur in grobkörnigeren glimmerarmen Varietäten von pegmatitischem Habitus am Südwestende der Masse häufiger wird. Hornblende fehlt in der Regel, „bildet aber durch ihr stellenweises

Auftreten Übergänge zum Amphibolgranitit und zum Diorit". Der Diorit enthält noch reichlicher Plagioklas (etwas basischer als im Granit), meistens Quarz als wesentlichen Gemengtheil und grüne Hornblende, $\frac{1}{3}$—$\frac{1}{2}$ des Gesteins ausmachend; sehr grobkörnige basische Ausscheidungen bestehen ausschliesslich aus Hornblende. Sehr feinkörniger dunkler Glimmerdiorit und Quarzglimmerdiorit findet sich als Ausscheidung im Granit. Die Diorite sind keine besondere Intrusion, sondern Spaltungsproducte des Hauptmagmas; beide Gesteine haben recht ähnliche Erscheinungsweise und die gleichen accessorischen Bestandtheile, unter diesen auffallend grosse Körner von Apatit und recht grosse Skelette von Titanit.

Der Diorit bildet im Norden ein grösseres zusammenhängendes Gebiet und findet sich ausserdem in zahlreichen Stellen im Granit, hier oft durchsetzt von Adern und Gängen von grauem plagioklasreichem „Granit".

Mit der grossen Störungszone an der Boskowitzer Furche, welche die Eruptivmasse westlich begrenzt, hängt die weitgehende Zertrümmerung der Masse zusammen, die von 1—2 m mächtigen Quetschzonen von Chloritschiefer und Sericitschiefer durchsetzt und an der Westseite in ein gneissartig schieferiges chloritreiches Gestein umgewandelt ist.

Basischere Producte der Differenzirung sind die Hornblendite von Schöllschitz, fast ausschliesslich aus licht gefärbten, aber stark pleochroitischen Hornblendesäulchen bestehend (c lebhaft grün, etwas bläulich, b grünlichgelb, a fast farblos, c : c = 15—18°), in Chloritschiefer übergehend, und der Serpentin westlich von Mödritz, aufgebaut aus umgewandeltem Olivin, sehr viel Augit mit Diallagstructur und wenig rhombischem Pyroxen. Zweifelhaft bleibt vorläufig die Stellung gewisser, bisher als dioritische Schiefer bezeichneter Gesteine vom Spielberge und Franzensberge bei Brünn etc., die sich als stellenweise stark dynamisch veränderte Uralitdiabase erwiesen und möglicherweise unterdevonische Ergüsse sind.

Gesteine, die den Namen Syenit verdienen, hat Verf. nirgends gefunden.

Der Granit enthält als Einschluss Schollen eines biotitreichen feinschuppigen Gneisses von der gleichen Beschaffenheit, wie das Gestein anstehend östlich von der Eruptivmasse aus der Lössdecke hervortritt; dieses Gestein, in das der „Granit" eingedrungen ist, wird im Anstehenden wie in den Schollen von Aplit-Granit-Dioritgängen durchsetzt. In geringerer Ausdehnung finden sich im Granit Einschlüsse von Kalksilicathornfelsen und krystallinischen Kalken, gleichfalls von Apliten und Pegmatiten durchzogen und bisweilen nussgrosse braune Granaten enthaltend (südöstlich von Neslowitz).

Auf die zahlreichen Gänge von Granit, grobkörnigem und feinkörnigem Diorit, Syenitporphyr, Aplit, Pegmatit, die selteneren aus der Minette-Kersantitreihe geht Verf. nicht näher ein, betont aber das Fehlen der turmalinführenden Pegmatite, die in der Gefolgschaft der Amphibol-

granite und Granitite im Urgebirge westlich von der Boskowitzer Furche sehr weit verbreitet sind. Wie die Eruptivgesteine östlich und westlich dieser Furche, sind auch die Gneisse, in welche sie eingedrungen sind, durchaus verschieden, ein Beweis für den verschiedenen Aufbau der beiden Gebiete und die hohe Bedeutung dieser Bruchlinie. **Milch.**

V. Rosický: Über den Basalt von der Burg Trosky. (Abh. d. böhm. Akad. 1903. No. 7. 5 p. Böhmisch.)

Der von der bekannten Burgruine Trosky gekrönte Berg zwischen Jičín und Turnau wird z. Th. als aus Basalt, z. Th. aus Melaphyr bestehend angegeben; Bořický beschreibt einen „augitarmen Plagioklasmelaphyr" von dortselbst.

Verf. überzeugte sich an dem Originalmateriale Bořický's im Böhmischen Museum, dass hier eine Verwechselung von Schliffen vorliegt und fand an Ort und Stelle die ganze Kuppe aus Basalt zusammengesetzt. Es ist ein augitreicher Feldspathbasalt; als Einsprenglinge treten Olivin und Augit auf; die Grundmasse besteht in dem Gesteine aus dem Steinbruch auf dem Abhange nur aus Augit, nicht lamellirtem mesostatischem Plagioklas und Glas, während sie in den Proben aus den Felsen des Gipfels auch zahlreiche Labradoritlamellen enthält. Secundär sind im Basalt Analcim, Natrolith und Opal entstanden. Allothigene Quarzkörner sind von einem durch partielle magmatische Resorption entstandenen Saume umgeben, der innen aus grünlichem Glase, aussen aus grünlichem bis farblosem Pyroxen besteht. **Fr. Slavik.**

G. Rüetschi: Zur Kenntniss des Rofna-Gesteines, ein Beitrag zur Gesteinsmetamorphose. Mit 1 Kartenskizze des Rofna-Gebietes in 1 : 104 000 u. 1 Tafel. Dissert. Lausanne 1903. 40 p. (Eclog. geol. Hevetiae. 8. 5—45. 1903.)

Über das Alter des Rofna-Gesteines (Gebirgsstock der Rofna-Schlucht im Schamser-Thal) lässt sich nichts Sicheres ermitteln. Der im Westen, Norden und Osten anstossende Zellendolomit (? triadisch) zeigt keine Contacterscheinungen, an den südlich angrenzenden Amphiboliten und Eklogiten sind solche schon infolge überlagernder Trümmerhaufen nicht zu constatiren.

Es werden folgende Typen aufgestellt:

A. Hinter Bärenburg, bei Ausserferrera und östlich von der Strasse zwischen Ausserferrera und Canicül. Das Gestein gehört nach mineralischer wie chemischer Zusammensetzung in die Gruppe Granit-Quarzporphyr. Auf Grund der Structur wird es als Granitporphyr oder als höher gelegene Facies einer in der Tiefe wurzelnden Granitmasse ausgesprochen. Die Analysen des Gesteines ergeben im Durchschnitt: SiO_2 70,25, TiO_2 0,43, Al_2O_3 14,01, Fe_2O_3 1,12, FeO 1,59, MnO 0,08, CaO 0,86, MgO 0,94, K_2O 5,97, Na_2O 2,63, P_2O_5 0,19, H_2O 1,35; Sa. 99,42.

B. Randlich an A auftretend: Granitaplit, geschiefert. Analysen ergaben im Durchschnitt: SiO_2 73,88, TiO_2 Spuren, Al_2O_3 13,86, Fe_2O_3 1,10, FeO 0,66, CaO 0,41, MgO 0,17, K_2O 6,14, Na_2O 2,70, H_2O 0,76; Sa. 99,68.

C. Alptobel u. a. Orte, ebenfalls randlich an A. Lamprophyrisches Gestein; es zeigt die dynamometamorphen Wirkungen am deutlichsten, auch da, wo es linsenförmig in centralen Gebieten auftritt, ist es geschiefert. U. d. M.: undulös auslöschende Orthoklas-Schmitzen und Biotit; für secundär werden erklärt: Quarz, Titanit, Magnetit, Rutil, Calcit. Die panidiomorphe Structur der Minetten ist vollständig verwischt. Chemische Zusammensetzung: SiO_2 57,36, TiO_2 1,10, Al_2O_3 14,07, Fe_2O_3 4,11, FeO 1,82, CaO 4,63, MgO 4,94, K_2O 6,56, Na_2O 2,25, H_2O 3,06; Sa. 99,90.

Das Rofna-Massiv erscheint somit als ein mächtiger Gangstock, dessen centrale Partien einem Granitporphyr und dessen randliche Spaltungsproducte einem Granitaplit und einer Minette entsprechen.

D. Mechanisch beeinflusste Granitporphyre.

1. Gneissähnlicher Granitporphyr. Die Gesteine sind undeutlich geschiefert und drängen sich zwischen die deutlich massigen und die eigentlichen Gneissvarietäten. Die grossen Quarze und Feldspathe sind hier meist in Aggregate verwandelt, seltener z. Th. erhalten und von kataklastischem Mörtel umgeben. Unter den Feldspatheinsprenglingen herrscht frischer Orthoklas gegenüber Mikroklin, Mikroperthit und Oligoklas-Albit vor; an Stelle des letzteren treten meist Quarzaggregate und Paragonitblättchen. Der chemische Bestand entspricht dem des obigen Granitporphyrs bis auf einen etwas höheren Ca-Gehalt, welcher den (unter Ca-Zufuhr erfolgten) Neubildungen von Calcit und Epidot zuzuschreiben ist.

2. Gneissiger Granitporphyr, z. B. bei Mulin westlich von Andeer. Flaserig; die Quarze durchweg in Aggregate aufgelöst, die Grundmasse ist hier — im Gegensatz zu 1 — infolge der überhandnehmenden Trümmerzonen und Mosaikfelder nicht mehr von diesen Neubildungen zu unterscheiden. Chemisch wie A.

E. „Taspinit", Pic la Tschera und Alp Cess und Taspin, als randliche Hülle des Rofna-Gesteines „concordant" angelagert an die grobkörnigen Gneissvarietäten am Nordwest-, Nord- und Ostrande; es ist grobkörnig-krystallin bis breccienartig, ähnlich einem gepressten Granit. Grosse Orthoklase (selten Plagioklase) und kleine graue Quarzkörner mit randlicher Kataklase und undulöser Auslöschung, eingebettet in hellgrünen kleinschuppigen Glimmer. Neubildung von Albit, Titanit, Pyrit und Calcit. Es scheint sich um ein granitisches Tiefengestein zu handeln, die chemische Zusammensetzung entspricht derjenigen eines Gotthard-Granites. Neben diesem Gestein treten Conglomerate von Rofna-Gesteinen und Sedimenten auf, die vom Zellendolomit überlagert werden. **A. Johnsen.**

Duparc (Archives des Sciences physiques et naturelles. IV. periode. 15. 1903. 2 p.) theilt in der Sitzung vom 5. März 1903 der „Société de physique et d'histoire naturelle de Genève" die von E. Bourcart bisher

ausgeführten Analysen des Wassers und Schlammes von Schweizer Gebirgsseen mit. Die sehr geringe Fe-Menge wurde colorimetrisch als Rhodaneisen in ätherischer Lösung, die organische Substanz nach MARIGNAC bestimmt.

Analysenresultate in Milligrammen:

	Lac Taney	Lac Champey	Lac Noir	Lac d'Amsoldingen	Lac de Lauenen
Trockener Rückstand	118,9	26,9	270,5	201,7	306,3
SiO_2	3,0	3,9	1,9	6,0	3,2
Fe_2O_3	0,14	0,06	0,07	0,09	0,07
Al_2O_3	0,96	0,29	1,23	0,41	0,33
CaO	55,8	7,5	111,0	92,7	115,8
MgO	5,18	0,61	10,08	5,76	13,18
K_2O	1,2	1,3	1,23	2,2	1,5
Na_2O	1,4	3,1	2,3	4,8	2,3
Cl	0,94	2,82	1,24	3,53	0,30
SO_3	5,8	2,7	85,5	5,42	102,2
CO_2	96,4	13,2	61,5	134,3	57,26
Organische Substanz	2,5	0,37	0,36	0,66	0,24

Die CO_2-Ziffern entsprechen der gebundenen CO_2. **A. Johnsen.**

J. Parkinson: The Geology of the Tintagel and Davidstow District (Northern Cornwall). (Quart. Journ. Geol. Soc. **59**. 408—428. London 1903. Pl. XXV. Karte.)

In der vorliegenden Arbeit ist ein lange wenig beachtetes Devongebiet von Cornwall genau untersucht und im Maassstabe von einem Zoll zu einer (englischen) Meile kartographisch dargestellt. Verf. unterscheidet von unten nach oben: die Slaughterbridge-Schichten, Penpethy-Schichten, Hallwell Cottage-Schichten, untere blauschwarze Thonschiefer, vulcanisches System, obere blauschwarze Thonschiefer, Tredorn-Schichten und Lesnewth-Thonschiefer. Ausserdem treten intrusive „Grünsteine" auf, die mit GÜMBEL's Epidioriten verglichen werden. Es hätte keinen Zweck an dieser Stelle, die sehr zahlreichen für die locale Geologie, Petrographie und die kartographische Darstellung wichtigen Einzelbeobachtungen wiederzugeben. Bemerkt sei, dass das „vulcanische System" den besten Leithorizont lieferte und dass seine Gesteine z. Th. unseren deutschen Schalsteinen sehr ähnlich sein sollen. Für die Slaughterbridge-Schichten sucht Verf. den Nachweis zu bringen, dass sie an einigen Stellen durch oberflächlich nicht nachweisbare Tiefengesteine contactmetamorph verändert seien. So heisst es z. B. wörtlich: „Zusammen mit diesen Flecken treten zahlreiche kleinere von orangegelber Farbe auf, welche keine bestimmten (definite) mikroskopischen Charaktere zeigen und von den grösseren Flecken, wenn sie von ihnen umschlossen sind, nicht deutlich unterschieden scheinen. Es ist wenig zweifelhaft, dass sie beginnenden (!) Staurolith (incipient staurolite) re-

präsentiren." Ref. ist der Meinung, dass derartige Bestimmungen und darauf gestützte weittragende Schlüsse besser nicht mitgetheilt würden.

Rein mineralogisch sei das Auftreten von Orthitkernen in Epidotkrystallen einzelner basischer Eruptivgesteine der „Volcanic series" erwähnt.

Die sedimentären Gesteine tragen meist etwa den Charakter der Ardennenphyllite. Von Versteinerungen fanden sich neu nur *Atrypa* cf. *flabellata*, *Posidonomya* sp. und *Spiriferina Verneuili*.

Wilhelm Salomon.

Karl Fred. Kolderup: Die Labradorfelse des westlichen Norwegens. II. Die Labradorfelse und die mit denselben verwandten Gesteine in dem Bergensgebiete. (Bergens Museums Aarbog. 1903. No. 12. 1—129. Mit 1 Karte, 2 Taf. u. 25 Textfig.)

Über den ersten Theil dieser wichtigen Abhandlung (und über einige daran sich anschliessende Arbeiten) ist in dies. Jahrb. 1899. I. -445- ff. referirt worden. Er ist 1897 erschienen und behandelt die Labradorfelse der Gegend von Ekersund und Soggendal. Der vorliegende zweite Theil beschäftigt sich mit den entsprechenden Gesteinen der Umgegend von Bergen. Er beginnt mit einigen historischen Mittheilungen und giebt dann eine Übersicht über die geologischen Verhältnisse in dem Bergens-Gebiet. Diese sind auch auf der Karte (Maassstab 1 : 200000) dargestellt, deren ungefähre Mitte die Stadt Bergen einnimmt und die sich von da aus über ein Gebiet von ca. 30 km nach Osten, nach Westen und nach Süden und von ca. 70 km nach Norden erstreckt.

Die Gesteinsmassen in dieser Gegend sind in eigenthümlicher Weise bogenförmig angeordnet um die im Süden von Bergen gelegene kreisförmige Lyderhorn-Halbinsel. Nur die im Westen vorliegenden Inseln nehmen eine Sonderstellung ein; sie sind durch eine Verwerfung von dem eigentlichen Bergensbogen abgetrennt. Verf. giebt eine Erklärung von dieser Bogenbildung durch die Annahme, dass Druckkräfte erst in einer Richtung wirkten und Falten hervorbrachten, sodann solche unter einem schiefen Winkel zu der ersten Richtung, die diese Falten in die gegenwärtige Stellung brachten.

Die Schichtenreihe beginnt im Osten mit Gneiss und untergeordnetem Glimmerschiefer. Dann folgen silurische Ablagerungen, die aber z. Th. noch unsicher sind und die sich in einem zweiten engeren Bogen, der durch Bergen hindurchgeht, wiederholen. Zwischen diesen beiden Silurbögen liegen die Gneisse der centralen Gneisszone von anderer Beschaffenheit als die schon erwähnten; über ihre Stellung konnte ebenfalls noch keine Sicherheit gewonnen werden. In diesem und z. Th. in dem äusseren Silurbogen bilden die Labradorfelse und die Saussuritgabbros grössere Massive, während andere Eruptivgesteine, Gabbros, Norite, Eklogite, Mangerite, Serpentine und Glimmersyenite kleinere Räume einnehmen. Granite finden sich gangförmig im Silur und im Labradorfels. Sämmtliche Gesteine sind mehr oder weniger gepresst und dadurch verändert.

Die Labradorfelse.

Sie bilden einen langen und breiten zusammenhängenden inneren und einen schmäleren kürzeren äusseren Bogen; zwischen beiden ist noch ein drittes unbedeutendes Vorkommen bekannt. Wie durchgehends im Ekersundgebiet, so ist auch hier die Oberfläche der Labradorfelse vielfach unfruchtbar, nackt und kahl. Sie bilden aber doch stellenweise, ohne dass der Grund dafür bekannt wäre, einen verhältnissmässig fruchtbaren Boden. Die Gesteine haben ein sehr verschiedenartiges Aussehen, was theils mit der mineralogischen Zusammensetzung, theils mit der (körnigen, flaserigen etc.) Structur zusammenhängt.

a) Die mineralogische Zusammensetzung. Verf. unterscheidet von den primären Mineralbestandtheilen die secundären, durch Druckmetamorphose entstandenen. Von den primären sind Plagioklas, Pyroxen und z. Th. Granat wesentlich, Ilmenit und Magnetit (mit Titanmagnetit) sind gleichfalls stets vorhanden, aber nur in geringer Menge. Apatit fehlt auch nie, ist aber noch spärlicher. Pyrit, Biotit (tiefbraun und stark pleochroitisch) und braune Hornblende sind accessorisch. Secundär sind: Rutil, hellgrüne, schwach pleochroitische Hornblende, Granat z. Th., hellbrauner, schwach pleochroitischer und unregelmässig begrenzter Biotit, Chlorit, Muscovit und Paragonit, Epidot, Zoisit und Quarz.

Plagioklas ist der überwiegende Gemengtheil, doch selten der alleinige. Zuweilen tritt er etwas in den Hintergrund, namentlich in den local sehr verbreiteten basischen Ausscheidungen, die vorwiegend aus einem Hornblende- resp. Augitmineral neben Granat bestehen. Er ist meist Labradorit und zwar häufig saurer, im Durchschnitt $Ab_1 An_2$; doch findet sich auch Andesin und Bytownit, ersterer, aber niemals letzterer, zuweilen als herrschender Feldspath. Diese Resultate stimmen mit den in anderen Labradorfelsgebieten erhaltenen (Volhynien, Canada etc.), daher wurde keine neue Analyse gemacht und die Bestimmung hauptsächlich nur auf optischem Wege ausgeführt. Eine Tabelle stellt die chemische Zusammensetzung sämmtlicher bisher untersuchten Feldspathe aus derartigen Gesteinen aller Länder zusammen. Darnach ist die mittlere Zusammensetzung der amerikanischen und volhynischen Feldspathe ungefähr $Ab_1 An_1$. Diese sind also bei den norwegischen Labradorfelsen basischer als bei den amerikanischen und volhynischen. Die Farbe ist weiss, selten röthlich oder dunkelviolett; Einschlüsse sind nicht vorhanden. Die Begrenzung ist unregelmässig. Zwillingslamellirung fehlt nicht selten, namentlich in basischen pyroxenreichen Partien. Häufig ist Zwillingsbildung nach dem Periklin-, selten nach dem Bavenoer Gesetz; erstere ist wohl die Folge von Druck. Dieser hat auf die Feldspathe überhaupt stark eingewirkt und alle möglichen Erscheinungen bis zur völligen Zertrümmerung und Ausbildung einer wohlentwickelten Mörtelstructur hervorgebracht. In vielen Fällen ist auch eine Saussuritisirung des Feldspaths zu beobachten.

Monokliner Pyroxen. Es ist ein Diallag, der in manchen Bergen'schen Labradorfelsen so an Menge zunimmt, dass man sie fast

Gabbro nennen muss. Die Farbe ist grün und braun. Oft sind zahlreiche Interpositionen vorhanden und manchmal zeigt sich ein lebhafter metallischer Schiller. Auslöschungsschiefe bis 40°. Eine Analyse siehe No. XIII der Tabelle am Schlusse dieses Referats. Bemerkenswerth und eigenartig ist die verhältnissmässig grosse Menge von TiO_2 und von $MgAl_2SiO_6$ und $MgFe_2SiO_6$. Häufig ist der Diallag randlich in Hornblende umgewandelt und manchmal ist diese Umwandlung bis in die Mitte fortgeschritten. Es hat sich dabei glaukophanähnliche Hornblende, Aktinolith, Epidot, Quarz und etwas Kalkspath, sowie eine kleine Menge Eisenerz gebildet.

Rhombischer Pyroxen. Er begleitet zuweilen den monoklinen Pyroxen, ist aber doch seltener und selten mit jenem parallel verwachsen. Pleochroismus entsprechend der Zugehörigkeit zum Hypersthen stark, und wie in canadischen Anorthositen, a roth, b gelblichgrün, c grün; $a > b > c$. Begrenzung unregelmässig. Geht ebenfalls in Hornblende über.

Granat. Ist im Bergengebiet als primärer Gemengtheil eines der verbreitetsten Mineralien, während er im Ekersundgebiete sehr selten vorkommt. Er bildet besonders einen Bestandtheil dunkler, linsenförmiger, basischer Massen und fehlt nur in dünnschieferigen, talkführenden Grenzzonen. Farbe hellroth bis rothbraun, isotrop und ohne Einschlüsse, z. Th. in blaugrüne Hornblende verwandelt. Eine Analyse siehe No. XIV der Tabelle.

Hornblende. Braune, stark pleochroitische Hornblende ist sehr selten und vielleicht primär. Häufiger ist die hellgrünlichblaue und wenig pleochroitische Hornblende, die durch Umwandlung aus Pyroxen entstanden ist. Sie ist zuweilen so mit Biotit verwachsen, dass es scheint, als wäre letzterer aus ihr hervorgegangen.

Biotit ist seltener und wesentlich nur in den stark umgewandelten Gesteinsvarietäten vorhanden. Er bildet bald grössere Aggregate, deren Urmineral nicht mehr zu erkennen ist, bald sind es einzelne unregelmässige Lappen, die aus Hornblende entstanden zu sein scheinen. Neben diesem hellrothbraunen, wenig pleochroitischen, secundären Biotit findet sich auch dunkelbraunrother, stark pleochroitischer, wahrscheinlich etwas TiO_2 enthaltender primärer.

Talk findet sich nur in der Grenzfacies; Chlorit ist aus Biotit, Muscovit und Paragonit aus Plagioklas entstanden. Epidot tritt in den saussuritisirten Labradorfelsen auf, theils in Verbindung mit Feldspath, theils mit Hornblende; Zoisit begleitet ihn und ist in manchen Gesteinstypen in Menge vorhanden. Mit beiden letzteren Gemengtheilen stellt sich auch Albit und Quarz ein, die nie primär sind. Grüner Spinell, zuweilen mit deutlicher oktaëdrischer Spaltbarkeit in einem Ilmenitpyroxenit ist sehr selten und nur in pyroxenreicheren Ausscheidungen in etwas grösserer Menge vorhanden, Pyrit begleitet die Eisenerze und ist älter als diese. Ilmenit, Magnetit und Titanomagnetit fehlen selten, bilden aber meist kleine Körner, nur da und dort findet grössere Concentration statt. Der nicht häufige Rutil ist meist mit Ilmenit verbunden und aus ihm entstanden; selten im Granat.

b) Chemische Zusammensetzung. Diese ändert sich mit der mineralogischen und weicht von der der Ekersund'schen Gesteine etwas ab, die sich von den Bergen'schen durchgehends durch einen geringeren Gehalt von dunkeln Mineralien unterscheiden. Die Analysen I—IV der Tabelle geben die Zusammensetzung von 4 Labradorfelsen des Bergen'schen Gebiets. Von diesen repräsentirt III (Labradorfels von Skouge) ungefähr die Durchschnittszusammensetzung des Labradorfelsmagmas im Bergensgebiet. I. Fast nur aus einem violetten Plagioklas bestehend, entspricht fast genau der Andesitmischung $Ab_4 An_3$. II. Ein Gemenge von Saussurit und Talk, giebt weniger genau die Labradoritmischung $Ab_2 An_3$. Die Gesteine III und IV nähern sich den Gabbros, sind aber durch einen höheren Gehalt an $Al_2 O_3$ und Alkalien von diesen verschieden. Zum Vergleich hat Verf. alle ihm bekannt gewordenen Anorthositanalysen in einer Tabelle zusammengestellt.

Bezüglich des Namens Anorthosit bemerkt er, dass er ihn als Gruppennamen der verschiedenen Plagioklasgesteine, die leukokrate Glieder der Diorit- und Gabbrofamilie sind, aufgefasst wissen will auch für die norwegischen, bisher als Labradorfelsen genannten Gesteine und dass in dieser Gruppe dann weiter Andesitfelse, Labradorfelse, Bytownitfelse etc. speciell zu unterscheiden sind.

c) Structur. Die charakteristische und ursprüngliche eugranitischkörnige Structur der Anorthosite ist im Bergengebiet seltener als im Ekersundgebiet. Die Korngrösse ist sehr verschieden. Zwischen den körnigen Gesteinen ohne ausgesprochene Druckwirkungen und den durch Druck vollkommen schieferigen Gesteinen sind alle möglichen Übergänge zu beobachten. Besonders verbreitet ist die linsen- und streifenförmige Anordnung der dunkeln Bestandtheile, wodurch das Gestein eine mehr oder weniger ausgeprägte Parallelstructur annimmt. An der Hand zahlreicher Abbildungen werden die verschiedenen Structurformen im Einzelnen ausführlich besprochen, was im Original nachgesehen werden muss. Verf. vertritt die Ansicht, dass die Parallel- und die Linsenstructur nicht erst in den völlig erstarrten Gesteinen eingetreten ist, sondern durch Druck auf das noch flüssige Magma zu Stande kam, wobei die Entstehung von Mineralien und Mineralkernen von hohem specifischem Gewicht und durch Zertrümmerung schon ausgeschiedener Krystalle nicht selten Protoklasstructur bewirkt wurde. Der Druck dauerte aber nach der Erstarrung fort und lieferte zahlreiche kataklastische Gesteine, in denen der Plagioklas zermalmt und der Pyroxen in hellgrünblaue Hornblende verwandelt wurde. In einigen Fällen scheint eine vollständige Neubildung von Mineralien und häufig eine deutliche Saussuritisirung stattgefunden zu haben, was an einzelnen typischen Beispielen speciell beschrieben wird. Die Reihenfolge der zuerst auskrystallisirten Mineralien ist: 1. Eisenkies, 2. Apatit, 3. Ilmenit und Titanomagnetit. Hornblende und Biotit bilden oft Kränze um die Erze und sind also jünger. Die Reihenfolge von Plagioklas und Augit ist nicht immer dieselbe. Der primäre Granat ist wohl z. Th. etwas älter als diese, seine Ausbildung setzte sich aber noch während derjenigen dieser letzteren Gemengtheile fort.

d) Pyroxenitische Ausscheidungen in den Labradorfelsen. Linsen- oder flammenförmige Ausscheidungen treten in grosser Zahl auf, namentlich in den centralen Partien des grossen Massivs; sie sind als ursprüngliche Bildungen anzusehen. In diesen Differentiationsproducten ist der Pyroxen meist ein Diallag und vielfach in Hornblende umgewandelt, zuweilen der einzige oder jedenfalls der bei weitem vorwiegende Bestandtheil. In anderen Fällen tritt Granat in Menge auf und bildet sogar manchmal die Hauptmasse. Zuweilen kommt etwas Schwefelkies, Ilmenit, Biotit und saussuritisirter Feldspath etc. dazu. Die Structur ist körnig und Druckwirkungen sind meist wenig zu beobachten. Manchmal ist die Anordnung centrisch; die Granate bilden einen scharf abgegrenzten Mantel um einen aus Pyroxen bestehenden Kern. Analysen dieser beiden Mineralien siehe Tabelle XIII und XIV. Manchmal beobachtet man auch scharf nach den Seiten abgegrenzte Pyroxenitgänge mit etwas Bronzit und streifig eingelagerten Granaten; sie sind als Differentiationsproducte und letzte Nachschübe bei der Eruption des Labradorfelsmagmas zu betrachten.

e) Titaneisenerzausscheidungen in den Labradorfelsen. Solche, und zwar sowohl von Ilmenit, als auch von Titanomagnetit treten, wie im Lofoten- und Ekersundgebiet, auch bei Bergen auf. Neben den Differentiationsvorgängen, die die Fe-Mg-Silicate (Pyroxen und Granat) zur Ausscheidung brachten, liefen solche her, bei denen sich die Eisenerze bildeten. Da auch der dritte Hauptbestandtheil der Labradorfelsen, der Feldspath, mehrfach für sich allein auftritt, so scheint es, als gingen die Spaltungsvorgänge in der Richtung, dass jedes Mineral, resp. jede Mineralgruppe (Eisenerze, Eisenmagnesiasilicate und Kalknatronthonerdesilicate) von den anderen getrennt zur Ausbildung gelangen, was mit den Ansichten von Vogt übereinstimmt. Im Bergensgebiete sind grössere und zahlreichere Erzausscheidungen vorhanden als im Ekersundgebiete, aber die Massen sind dort nicht so rein wie hier. Die Ausscheidung der Eisenerze hat bei Bergen nicht so rein stattgefunden, sie sind da stets mit Magnesiasilicaten, z. Th. auch mit Feldspath gemengt und man hat es statt mit reinen Ilmenititen mit Ilmenitpyroxeniten, Ilmenitnoriten, Ilmenitgabbros etc. zu thun. Die Zusammensetzung dieser Ilmenitschlieren ist sehr mannigfaltig und vielfach haben sie regionalmetamorphe Umwandlungen erlitten, wodurch der Pyroxen in Hornblende überging etc. Ein localer Reichthum an Apatit ist bei einem so basischen Gestein auffallend. Auch spinellführende Concentrationsproducte sind in den Labradorfelsen beobachtet.

f) Granitgänge und Gneisseinschlüsse in den Labradorfelsen. Es werden hier einige bis 0,55 m mächtige und bis 10 m lange, aus Orthoklas, Quarz, Glimmer und etwas Granat bestehende, parallel der Bänderung des Labradorfelsens gestreckte Granitgänge aus der Gegend von Alverströmmen besprochen, die an den Salbändern durch Anhäufung von Biotit etwas basischer werden (siehe unten p. - 398 -). Auch Einschlüsse des den Labradorfels umgebenden Gneisses kommen in diesem vor.

g) Einige Bemerkungen über die Verhältnisse an den Grenzen. Die Grenzen können nur an wenigen Orten beobachtet werden.

An einzelnen Stellen hat eine Zerbröckelung der Gneisse stattgefunden. An anderen Orten beobachtet man auf der Grenze einen grünlichen Schiefer, der wesentlich aus Plagioklas und Orthoklas mit unregelmässigen Streifen von Chlorit und Epidot besteht. An der Ostseite des Gebietes scheint die Labradorfelseruption ein völliges Umkrystallisiren des benachbarten Gneisses bewirkt zu haben und der Gneiss mit Labradorfelsmagma durchtränkt worden zu sein.

Eklogite.

Mit diesem Namen bezeichnet Verf. Gesteine von der mineralogischen Zusammensetzung der lagerhaften Eklogite, die aber hier mit dem Labradorfels genetisch verknüpft sind, indem sie ohne scharfe Grenzen in ihm liegen oder als Grenzfacies gegen den Gneiss auftreten, allerdings da und dort auch lagerartig im Gneiss. Die Mineralgemengtheile sind nicht überall genau dieselben, wohl aber ist dies mit der eugranitischen Structur der Fall, selbst wenn das Nebengestein ausgesprochene Parallelstructur besitzt. Hauptgemengtheile sind Pyroxen (wohl überall Omphacit), Hornblende (blaugrün und glaukophanähnlich) und Granat; unwesentlich: Biotit, Rutil, Eisenerze und Apatit; accessorisch: Muscovit, Plagioklas, Zoisit, Epidot und Schwefelkies. Die chemische Zusammensetzung giebt die Analyse VI der Tabelle; sie nimmt in mancher Beziehung eine Sonderstellung ein, zeigt auch Abweichungen von derjenigen der granatreichen pyroxenitischen Ausscheidungen. Jedenfalls sieht man, dass es berechtigt sein muss, dieses Gestein von Gabbrogesteinen abzuleiten.

Serpentine.

Serpentinkuppen fallen durch ihre rothe Verwitterungsfarbe an der Oberfläche auf. Es sind dichte dunkelgrüne Gesteine, theils massig, theils schieferig, meist von Chrysotilschnüren durchzogen. Der Serpentin ist manchmal eine selbständige Bildung im Labradorfels, scharf von diesem abgegrenzt, öfters auch eine Grenzfacies zwischen Labradorfels und Saussuritgabbro; auch liegt er zuweilen als Intrusivmasse im Gneiss oder im Silurschiefer. Die Zusammensetzung giebt Analyse VII der Tabelle. Nach der mikroskopischen Untersuchung sind einige dieser Serpentine aus Pyroxeniten (Diallagiten), andere aus Peridotiten und Saussuritgabbro entstanden. Die verschiedenen Serpentinvorkommen werden dann, z. Th. an der Hand von Abbildungen und Kartenskizzen einzeln mehr oder weniger eingehend beschrieben. An manchen Stellen ist der Serpentin mit Topfstein verbunden, der auch wohl technische Bedeutung gewinnen kann.

Norite und Noritgabbros.

Sie bilden kleine Massive und z. Th. linsenförmige Gänge, die an die mittlere Gneisszone gebunden sind. Sie treten in Spalten auf, die ungefähr in der Fortsetzung des grossen Saussuritgabbromassivs (siehe p. -396-) liegen. Doch können innerhalb des Labradorfelses auch noritische Concentrationsproducte entstehen. Am südlichen Ende des Litlandsees steht eine Kiesmasse mit dem Norit in Verbindung, die in der Litlandsgrube abgebaut wird. Es

ist Eisenkies, Kupferkies und namentlich nickelhaltiger Magnetkies, die in dieser Reihenfolge entstanden zu sein scheinen. Pyroxen ist mehrmals dem Magnetkies eingewachsen. Grosse monokline Pyroxene sind poikilitisch mit parallel orientirten Plagioklaskörnern durchsetzt und Ähnliches ist bei dem rhombischen Pyroxen der Fall. Sonst sind Biotit, wenig schmutzig-grüne Hornblende, selbständige Plagioklasindividuen und einige chloritische Zersetzungsproducte vorhanden. Das Gestein kann als ein Pyrrhotinnorit bezeichnet werden. Der Noritgabbro der Grube ist eugranitisch-körnig und besteht aus: Erz, monoklinem und rhombischem Pyroxen, Hornblende, Biotit und Plagioklas. In der Nähe kommt auch Saussuritgabbro vor, der von feinkörnigen Saussuritgabbroadern durchsetzt ist. Noch an mehreren Stellen zwischen Litland und Nonaas kommt Pyrrhotinnorit vor. Bei Nonaas ist der Erzbringer eine klumpenförmige Masse von Gabbronorit oder Pyroxenit. Verf. stellt zu den Gabbronoriten auch die von Reusch Diorit genannten Gesteine zwischen Takvam und Ramslo, die mit den Gabbronoriten des Ekersundgebietes vollkommen übereinstimmen, und die bei Takvam aus Eisenerz, Zirkon, viel Apatit, meist rhombischen Pyroxen, Hornblende, Biotit, Chlorit und Plagioklas bestehen. Ein etwas abweichendes, ebenfalls von Reusch Diorit genanntes dunkles Gestein von Romslo ist nach der Ansicht des Verf.'s ein saussuritisirter Norit oder Noritgabbro.

Die Saussuritgabbros.

Diese haben ihre Hauptverbreitung im Gulfjeld, östlich von Bergen, von wo sich eine mehrere Kilometer breite Zone bis Strönen, südlich von Bergen, erstreckt; es ist die Grünsteinkette Naumann's. Auf diesen bezieht sich Verf. bezüglich des nördlichen Theils, auf Reusch bezüglich des südlichen Theils dieser Kette. Er ist aber der Ansicht, dass die von Reusch für echt sedimentär gehaltenen Saussuritgabbros ebenfalls eruptiv sind, und dass das Gestein eine deutliche Parallelstructur angenommen hat, da das Magma während der Faltung der umgebenden Silur- und Gneissschichten aufgepresst und injicirt worden ist. Auch echte Saussuritgabbrogänge kommen zuweilen vor, deren Gestein mit dem Hauptgestein beinahe identisch ist. Der südwestliche Ausläufer des Gebietes besteht aus schieferigen Gesteinen, die Reusch als Dioritschiefer, Verf. als Saussuritgabbroschiefer bezeichnet, die aber eine sehr starke Umänderung erlitten haben. Nach Verf.'s Untersuchungen giebt es im Ganzen 4 Haupttypen: 1. Echten Saussurit- oder Zoisitgabbro ohne Druckwirkungen. 2. Flaserige bis dünnschieferige Saussuritgabbroschiefer oder Zoisitamphibolschiefer. 3. Unveränderte Olivingabbros. 4. Serpentinisirte Olivingabbros und Peridotite. Die beiden ersten Typen wiegen weitaus vor. Als Grenzfacies beobachtet man zuweilen Strahlfelsschiefer und gangförmig findet man ein malchitisches Gestein. Die echten Saussuritgabbros haben meist ihre ursprüngliche eugranitische Structur behalten, aber der Diallag ist in Hornblende, der Plagioklas in Saussurit, d. h. in ein buntes Gemenge von meist herrschendem Zoisit mit Epidot, Albit und Quarz übergegangen, neben denen man noch etwas Talk, Rutil, Eisenerz und z. Th. Pyrit findet. Von diesen Gesteinen

zu den Saussuritgabbroschiefern giebt es alle möglichen Übergänge, indem durch den Druck die Hornblende sich randlich auffasert und der Saussurit eine Verschiebung erleidet, so dass die ursprüngliche Structur allmählich verschwindet. Die Saussuritbildung selbst scheint nicht nothwendig in Verbindung mit Druckmetamorphose zu stehen. Fast unveränderte Olivingabbros kommen im Süden des Gebietes vor. Die Analyse eines solchen siehe No. V der Tabelle. Nach dieser berechnet Verf. eine Zusammensetzung aus 55 % Plagioklas $Ab_1 An_2$, $\frac{1}{3}$ % Pyrit, $\frac{2}{3}$ % Ilmenit, 1 % Apatit und 43 % Olivin, Diallag und Hornblende. Das Gestein ist im Vergleich mit anderen Saussuritgabbros sehr CaO-reich, vielleicht wegen seines Zusammenhangs mit dem CaO-reichen Labradorfels. Unmöglich ist es, festzustellen, ob das Hauptgestein des Saussuritgabbrogebietes ursprünglich ein Olivingabbro war oder ob die olivinreichen Glieder nur als Facies der südlichen Grenze aufzufassen sind. Nahe der südlichen Grenze treten auch dünne Gänge von Olivingabbro und Peridotit, sehr ähnlich den Hauptgesteinen der Gegend auf, ebenso in der Südwestecke des Saussuritgabbrogebietes einige Pegmatitgänge.

Mangerite und verwandte monzonitische Gesteine.

Wie im Ekersund und åuf den Lofoten treten auch im Bergensgebiete zusammen mit den Labradorfelsen saurere Gesteine mit einem Perthitfeldspath auf, die einen Übergang zu den Orthoklasgesteinen bilden und früher Monzonite, Banatite und Adamellite genannt wurden. Das Hauptverbreitungsgebiet ist bei Manger nördlich von Bergen, wo die Gesteine früher für Gneiss gehalten worden waren. Bei Manger sieht man in dem körnigen Gemenge Feldspath, z. Th. Plagioklas, meist Mikroperthit (Analyse XII der Tabelle), der nach der Berechnung als eine Mischung von Orthoklas und einem sauren Andesin anzusehen ist, Pyroxen, z. Th. rhombisch, vielfach in Umwandlung zu Hornblende, Biotit, am häufigsten Kränze um Erzkörner bildend, ferner Apatit, Zirkon und zuweilen etwas Granitquarz. Zirkon fehlt im Labradorfels. Häufig bemerkt man keine Druckwirkung, nie ist diese so stark wie im Labradorfels, woraus auf ein geringeres Alter der Mangerite geschlossen wird. Die Zusammensetzung giebt Analyse VIII, die zeigt, dass das Gestein kein typischer Monzonit ist, sondern einen Übergang von diesem zu den Gabbros bildet. In dem grauen Gestein sind Mikroperthit und Pyroxen die wesentlichen Gemengtheile; infolge von geringer Druckwirkung ist der letztere zuweilen durch Hornblende- und Biotitaggregate ersetzt. Zuweilen findet man einen hohen Gehalt an dunkeln Mineralien, ähnlich wie in den Pyroxeniten. Mehrere kleine Adern führen ein dem Hauptgestein sehr ähnliches. Einen schmalen Gang bildet der Mangerit bei Hartveit auf Osterö in der centralen Gneisszone. Er ist nicht gepresst, während dies mit dem umgebenden Gneiss in hohem Maasse der Fall ist.

Die Natronsyenite.

Sie bilden Ganggesteine in der centralen Gneisszone, die stets parallel der Streichrichtung des Gneisses verlaufen. Die etwas wechselnde minera-

logische Zusammensetzung zeigt Zirkon, Apatit, Eisenkies, Magnetit und Ilmenit, Hornblende wie in den Labradorfelsen, durch Umwandlung aus Pyroxen entstanden; Biotit, ebenfalls durch Umwandlung von Hornblende gebildet; Epidot, Plagioklas und in überwiegender Menge Mikroperthit. Analyse siehe No. IX. Das ursprüngliche Gestein ist vielleicht ein Augitsyenit gewesen. Es zeigt eine grosse Übereinstimmung in der Zusammensetzung mit gewissen Laurvikiten des Christianiagebietes und auch in Adirondacks findet man Augitsyenite mit Labradorfelsen zusammen. Man kann eine auf Differentiationsvorgänge zurückzuführende continuirliche Reihe mit zunehmendem SiO_2-Gehalt vom typischen Labradorfels mittlerer Zusammensetzung (50,22 SiO_2) bis zum quarzführenden Augitsyenit mit 68,50 SiO_2 aufstellen, an die sich als letztes Glied der Birkremit (Hypersthengranit von Birkrem im Ekersundgebiete) mit 73,47 SiO_2 anschliessen würde, der allerdings im Bergensgebiete noch nicht beobachtet ist.

Die Granite.

Sie bilden in nicht oder doch nur schwach metamorphosirtem Zustand Gänge im umgewandelten silurischen Schiefer und in den erwähnten Eruptivgesteinen (siehe oben p. - 394 -). Die Farbe ist roth oder weiss. Analyse siehe No. X und XI der Tabelle. Es sind die zuletzt emporgepressten Massen. Der Granit von Prestun Saeter auf Osterö nördlich von Bergen enthält mit Epidot verwachsenen Orthit. Sein Plagioklas ist als Andesin zu betrachten. Die verschiedenen Vorkommen werden einzeln beschrieben.

Kurze Uebersicht über die Differentiationsvorgänge.

Über die verschiedenen Differentiationsvorgänge, die sich im Bergensgebiete abgespielt haben, sind schon oben einige Mittheilungen gemacht worden. Verf. hat hierüber sich an zahlreichen Stellen eingehend ausgesprochen, eine endgültige Klärung dieser wichtigen Frage ist aber meist noch nicht möglich. Um jedoch übersichtlich zu zeigen, welche Bestandtheile in den hier betrachteten Gesteinsgruppen angereichert sind, hat Verf. folgende Zusammenstellung gemacht:

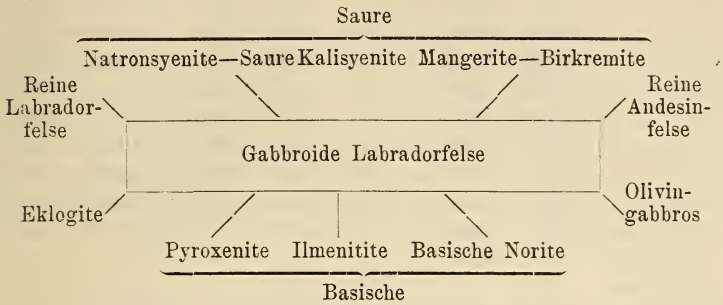
Leukokrate.

Syenite	$SiO_2 + R_2O$
Monzonitreihe	„ $+ Na_2O$
Andesinfelse (reine)	„ + „ $+ Al_2O_3$
Labradorfelse (reine)	„ + „ + „ $+ CaO$.

Melanokrate.

Saussuritgabbros	$CaO + MgO$
Eklogite	„ + „ $+ (FeO + Fe_2O_3)$
Pyroxenite (Serpentine)	„ + „ + „
Norite	„ + „
Ilmenite	„ $+ TiO_2$.

Die Stellung dieser verschiedenen Gesteine zu dem Hauptmagma ist aus folgendem Schema ersichtlich:



Die Zusammengehörigkeit und das Alter der beschriebenen Gesteine.

Verf. ist nicht der Meinung, dass die hier behandelten Eruptivgesteine schon erstarrt waren, als sich die silurischen Bergensschiefer falteten, und dass sie mit diesen zusammen in die jetzige Lage gepresst worden sind. Er vertritt, wie schon oben bemerkt, die Ansicht, dass die Eruptionen erst während der Faltung der Schiefer erfolgten und dass die Eruptivmassen diese Pression und Faltung z. Th. mitmachten. Da Mangerite ohne Druckstructur zwischen druckschieferigen Labradorfelsen liegen, müssen sie etwas jünger sein als letztere. Einige der Eruptivgesteine durchbrachen die z. Th. dem Obersilur angehörigen Schiefer, sind also jünger als diese. Dies sind besonders die Saussuritgabbros und die weissen Granite.

In der folgenden Tabelle sind die im vorstehenden erwähnten Analysen zusammengestellt.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
SiO_2 . . .	57,34	52,80	50,22	49,68	45,47	46,97	38,21
TiO_2 . . .	0,40	—	0,25	0,23	0,18	1,48	—
Al_2O_3 . . .	24,90	28,57	22,74	20,86	19,32	9,99	3,25
Fe_2O_5 . . .	1,10	0,19	3,32	1,02	0,50	0,97	3,56
FeO	0,94	0,43	3,62	5,52	4,22	10,54	4,66
MgO . . .	0,25	0,27	4,51	6,50	10,09	11,54	37,60
CaO	7,99	12,17	10,35	10,77	16,70	14,46	—
Na_2O . . .	5,37	4,82	3,25	3,46	2,32	3,17	1,40
K_2O	1,23	0,56	1,21	1,38	0,64	0,28	Sp.
P_2O_5 . . .	Sp.	—	—	—	0,35	0,20	—
S	0,40	0,24	0,25	0,26	0,21	0,71	—
Glühverlust.	0,33	—	0,26	0,53	—	—	11,75
MnO . . .	—	—	—	—	—	—	Sp.
	100,25	100,05	99,98	100,21	100,00	100,31	100,43

	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	XIII.	XIV.
SiO_2 . . .	47,34	56,31	65,06	68,69	63,60	48,11	42,21
TiO_2 . . .	Sp.	0,73	0,83	0,31	—	0,97	13,55
Al_2O_3 . . .	19,60	20,35	19,41	17,12	20,50	7,53	12,91
Fe_2O_5 . . .	7,15	2,78	1,80	0,88	0,71	8,18	15,52
FeO	6,82	3,49	1,06	0,41	0,33	5,38	8,91
MgO . . .	4,54	1,49	0,47	0,39	0,16	12,97	6,91
CaO	8,00	3,76	2,94	1,91	2,52	15,10	0,21
Na_2O . . .	3,68	6,01	6,30	7,03	5,51	1,60	—
K_2O	1,67	4,12	1,69	3,82	6,57	0,30	—
P_2O_5 . . .	0,65	0,50	—	—	—	—	—
S	0,43	0,54	—	—	—	—	—
Glühverlust .	—	—	0,57	0,56	—	—	—
MnO . . .	Sp.	Sp.	0,16 BaO	0,40 BaO	—	Sp.	Sp.
	99,88	100,08	100,29	101,52	99,90	100,14	100,22

I. Grob- bis mittelkörniger, nicht metamorphosirter Andesinfels. Fosse, nördlich von Alvaerströmmen.

II. Feinkörniger, dünnschieferiger Labradorfels, völlig saussuritisirt und mit grünem Talk in dünnen Streifen. Rösseland auf Holsenö.

III. Saussuritisirter Labradorfels mit vielen grünen Hornblendeflecken. Skouge, Lindaas.

IV. Granat- und diallagreiche Labradorfelsvarietät ohne metamorphe Erscheinungen. Saebö auf Radö.

V. Olivingabbro. Skeie pr. Os.

VI. Eklogit aus Landsvik, Holsenö.

VII. Grüner, dichter Serpentin. Rödholmen bei Lindaas.

VIII. Normalkörniger Mangerit. Kalsaas bei Manger.

IX. Natronreicher Glimmersyenit. Tunaes am Sörfjord.

X. Weisser Granit aus einem Granitgang im Labradorfels. Skougsnöien bei Lindaas.

XI. Rother Granit aus einem Granitgang in den umgewandelten silurischen Schiefern bei Prestun Saeter, nördlich von Brudvik auf der Insel Osterö.

XII. Mikroperthit aus einem sauren Mangerit (Banatit). Kalsaas bei Manger.

XIII. Diallag aus Labradorfels von Alvaerströmmen.

XIV. Granat aus Labradorfels von Alvaerströmmen.

Alle diese Analysen sind von Lilefjord ausgeführt, mit Ausnahme der beiden Granitanalysen (X und XI), die von Schei stammen, sowie der Serpentinanalyse (VII), die von Leivestad herrührt. Alle stellen das Mittel aus zwei Doppelbestimmungen dar. **Max Bauer.**

Véra Dervis: Sur les laccolithes du flanc nord de la chaîne du Caucase. (Compt. rend. des séances de l'acad. des sciences. Paris. **26**. 1. 1903. 1—3.)

Verf. macht eine vorläufige Mittheilung über die Lakkolithe aus der Umgegend von Piatigorsk (Kaukasus). Es sind 17 kleine Kuppen, die z. Th. durch Erosion freigelegt, z. Th. noch von gehobenen Senon- und Tertiärschichten bedeckt sind. Nach dem mikroskopischen Befund scheint es sich um trachytische und liparitische Gesteine zu handeln. Die Senonschichten sind mehr oder weniger metamorphosirt: die Kalke marmorisirt und mit kleinen gelben Granaten ausgestattet, die Thone gefleckt durch Glimmeranhäufungen, die Sandsteine dagegen unbeeinflusst.

A. Johnsen.

E. Manasse: Rocce della Colonia Eritrea raccolte a Sud di Aràfali. Alla memoria d. Ant. d'Achiardi. 157—173. Pisa 1903. (Centralbl. f. Min. etc. 1904. 55.)

Aus dem Gebiet von Aràfali, südlich von Massaua, hat A. Marini folgende Gesteine mitgebracht, welche eine wesentliche Ergänzung der von Baldacci gezeichneten geologischen Karte der Erythräischen Colonie ermöglichen. 1. Normaler, ziemlich grobkörniger, poröser Feldspathbasalt von Mte. Sollè, wo er zwischen zwei Tuffbänken lagert. 2. Feinkörniger, durch Plagioklase etwas porphyrischer Basalt von den Monti Gamarò in der Gegend Haaràle. Dies Gestein ist kugelig abgesondert, holokrystallin mit Intersertalstructur. 3. Aus dem Krater des ruhenden Vulcans bei den Monti Dagàro ein Glasbasalt, schlackig, mit grossen glasigen Plagioklastafeln, grünen Augiten und Calcit neben Zeolithen in den Hohlräumen. Der Habitus ist ein trachydoleritischer, der SiO_2-Gehalt mit 50,25 % deutet aber auf Limburgite. 4. Sphärolithischer Felsoliparit von den Monti Sollè mit zahlreichen Sphärolithen in der Grundmasse. 5. Liparitobsidian mit Anorthit, Anorthoklas und Augiteinsprenglingen, bimssteinartig und von 72,5 % SiO_2. — Neben diesen jüngeren Gesteinen haben wir allerlei ältere, deren Zusammenhang aus der Arbeit nicht hervorgeht. Dahin gehören: 6. Mikroklinpegmatit von Sardè-Laè. 7. Glimmer-Hornblendesyenite mit Sillimanit aus der Gegend Eelò. Das Gestein ist grobkörnig, hypidiomorph holokrystallin und durch den in Syeniten keineswegs häufigen Sillimanit charakterisirt. Von Gneissen fanden sich 8. Hornblendegneiss nordwestlich von Derràule-Laè, 9. Hornblende-Epidotgneiss im Westen des Mte. Alluma, 10. Zweiglimmergneiss mit Turmalin am Zusammenfluss von Maharallè und Abaha, 11. Biotitgneiss am Bache Eelò, 12. Biotit-Epidotgneiss am linken Ufer des Baches Abahà oberhalb Salamànta-Laè, endlich 13. Graphit-Biotitschiefer mit Granat und Turmalin ebenfalls bei den vorigen Orten. Das Gestein ist recht eigenthümlich in seiner Zusammensetzung. — Alle genannten Felsarten sind mikroskopisch ganz genau beschrieben, bieten aber sonst nichts Auffallendes.

Deecke.

P. Aloisi: Rocce della Penisola di Buri (Colonia Eritrea). Alla memoria d. Ant. d'Achiardi. 97—105. Pisa 1903. (Centralbl. f. Min. etc. 1904. 55.)

Im Südosten von Massaua zwischen dem Golf von Zula und dem Südcanal von Massaua liegt eine sumpfige, bis dahin geologisch unerforschte Halbinsel, die Marini im Auftrage des militärgeographischen Instituts bereist hat. Dabei wurden die folgenden Gesteine gesammelt, und zwar ergiebt sich, dass Granit überall vorkommt, in der Mitte ausschliesslich, dass im Norden und Süden jüngere Gesteine durchbrechen (Liparite, Basalte), aber in diesen Zonen auch ältere Ergussgesteine, wie Quarzporphyre und Diabase, vorhanden sind. Beschrieben sind: 1. Mikroklinpegmatit vom Mte. Guligolá (Regione Saicàlada). 2. Mehrere Liparite vom Mte. Gheluale, Pozzo Laerima, Passo Galigolà und Follocli, die untereinander ähnlich sind und den Gesteinen von Agordat gleichen. Sie enthalten 74 % SiO_2, zahlreiche Sanidineinsprenglinge, vereinzelt solche von Quarz, der dafür reichlich in der Grundmasse auftritt, sind rauh, meist stark zersetzt, so dass das basische Mineral (Biotit) in der Regel in Limonit oder Hämatit übergegangen ist. 3. Mikrofelsitische Quarzporphyre vom Mte. Gheluale, Mte. Durèli und Pozzo Laerima, in denen als einzige Einsprenglinge idiomorphe Quarze vertreten sind. Die Grundmasse ist mikrofelsitisch, mit deutlichen Glaspartien und mit kleinen Quarzkörnern versehen. Es scheinen ältere Gesteine. 4. Der Diabas vom Mte. Gheluale ist dicht, oft variolithisch und lässt im Schliffe kleine Labradoritleisten und allotriomorphen uralitisirten Augit erkennen. 5. Der Basalt von Asandado gehört zu den Plagioklasbasalten, ist frisch, dicht und mit grösseren Olivinkörnern versehen. **Deecke.**

P. Aloisi: Rocce dell' isola Dissei (Colonia Eritrea). (Atti Soc. Toscana di Sc. nat. Proc. verb. 14. No. 2. 52—56. 17. Januar 1904. Pisa.)

Auf der Insel Dissei im Golfe von Zula in der italienischen Colonie sollten Gneisse und krystalline Schiefer neben vulcanischen Gesteinen vorkommen. Die vulcanischen Massen sind früher beschrieben, nun folgt die Untersuchung eines undeutlich geschichteten mittelkörnigen Biotitgneisses und dreier Handstücke eines Mikroklinpegmatits, in dem Epidot und Granat in wechselnder Menge als accessorische Bestandtheile auftreten. **Deecke.**

T. L. Watson: On the Occurrence of Aplite, Pegmatite and Tourmaline Bunches in the Stone Mountain Granite of Georgia. (Journ. of Geology. 10. 186—193. 2 Taf. Chicago 1902.)

Verf. beschreibt in dem Granit des Stone Mountain, 16 miles östlich von Atlanta (Georgia), häufige Pegmatite, gewöhnlich feldspathreich, aber auch in reine Quarzgänge übergehend, die nicht selten

Glimmer, Granat, Turmalin in der Mitte des Ganges angereichert enthalten, während die Seiten nur aus Feldspath und Quarz bestehen; ferner spärliche Aplite, bisweilen Salbänder pegmatitischer Gänge darstellend und scharf gegen Granit wie Pegmatit abgegrenzt. Das Verhältniss des Aplits zum Granit geht aus den Analysen, sowie aus dem berechneten Aufbau aus den einzelnen Componenten hervor.

	Aplit	Granit
SiO^2	74,30	72,56
TiO^2	nicht vorh.	—
Al^2O^3	14,73	14,81
Fe^2O^3 / FeO	0,78 (als Fe^2O^3 best.)	0,85 (als FeO best.)
MnO	Spur	—
MgO	Spur	0,20
CaO	0,90	1,19
Na^2O	4,61	4,94
K^2O	4,52	5,30
Glühverl.	0,21	0,70
P^2O^5	Spur	—
Summe	100,05	100,55
Anal.:	Watson.	Packard.

Hieraus ergiebt sich:

Kalifeldspath	26,69	31,14
Natronfeldspath	38,77	41,95
Kalkfeldspath	4,45	2,50
Quarz	28,30	21,09

Im Granit ziemlich gleichmässig vertheilt finden sich durch ihre Farbe von dem grauen Hauptgestein deutlich verschiedene weisse, nur aus Quarz und Feldspath bestehende Massen mit einem Centrum von schwarzen, subparallel bis radial angeordneten Turmalinsäulchen; die Durchschnitte dieser gegen den Granit scharf begrenzten Partien wechseln von roh rechteckig bis kreisförmig, ihre Grösse geht bis zu mehreren Zoll und ist von der Menge der das Centrum bildenden Turmaline direct abhängig. Der Turmalin ist besonders eng mit dem Feldspath verbunden, wie die mikroskopische Untersuchung lehrt, so dass die Structur geradezu poikilitisch erscheint; offenbar liegt Einwirkung von Fumarolen vor, die reich an Borsäure waren und speciell den Feldspath und Glimmer angegriffen haben. **Milch.**

J. H. Ogilvie: An Analcite-Bearing Camptonite from New Mexico. (Journ. of Geology. **10.** 500—507. 4 Fig. Chicago 1902.)

Verf. beschreibt als Analcim-Camptonit eine in die Kreideschichten eingedrungene, durch Erosion in ihrem oberen Theil entblösste

Intrusivmasse, 4 miles nordöstlich von Las Vegas, New Mexico, gelegen, am Ostfusse der Rocky Mountains, aber zu den Great Plains gehörig. Das Gestein enthält in einer mittelkörnigen grauen Grundmasse für das unbewaffnete Auge grosse Einsprenglinge von Augit und Hornblende. U. d. M. ergiebt sich folgende Zusammensetzung: Einsprenglinge: Augit (idiomorph, blassgrünlichviolett, Zwillinge ausser nach (100) auch nach (101) und (122)), Hornblende (in gleicher Menge und Grösse wie Augit, basaltisch, a hellroth, b und c tiefbraun), spärlicher brauner Biotit in Fetzen; die Grundmasse besteht in der Hauptmasse aus Leisten eines sehr basischen Plagioklases, deren Zwischenräume erfüllt werden von einem farblosen, isotropen, als Analcim angesprochenen Mineral, das bei der Frische des Gesteins zweifellos primär ist. In geringer Menge führt die Grundmasse auch Augit von der gleichen Beschaffenheit wie die Einsprenglinge; ausserdem enthält das Gestein Magnetit und Ilmenit reichlich in grossen Krystallen, sowie Apatit. Die Bauschanalyse ergab: SiO^2 44,48, TiO^2 0,57, Al^2O^3 20,43, Fe^2O^3 9,72, FeO 2,18, MgO 5,51, CaO 10,35, Na^2O 3,61, K^2O 1,59, Glühverl. 3,21; Sa. 101,65.

Für die Deutung der farblosen, isotropen Substanz als Analcim spricht unter Berücksichtigung der sehr basischen Natur des Plagioklases der Natrongehalt der Bauschanalyse sowie die Grobkörnigkeit des Gesteins, welche die Anwesenheit von Glas ausschliesst (?) und schliesslich die Frische des Gesteins. **Milch.**

B. K. Emerson: Holyokeite, a Purely Feldspathic Diabase from the Trias of Massachusetts. (Journ. of Geology. 10. 508—512. Chicago 1902.)

Bruchstücke eines dichten, weissen Eruptivgesteins, die dem Sandstein eingeschaltet in einer Agglomeratschicht wenige Fuss über der grossen Holyoke Trapmasse am Ostfusse des Mount Tom (Three River Counties, Massachusetts) liegen, hatte Verf. früher als „white trap" bezeichnet; eine mikroskopische Untersuchung ergab, dass sie aus einem ophitischen Netzwerk sehr kleiner Plagioklasnadeln mit Plagioklaseinsprenglingen bestehen und dass jede Andeutung farbiger Gemengtheile resp. an ihre Stelle getretener Zersetzungsproducte durchaus fehlt. Die von Hillebrand ausgeführte Analyse ergab: SiO^2 53,83, TiO^2 0,86, ZrO^2 0,02, Al^2O^3 16,36, $F^2O^3 + FeO$ (incl. des als $FeCuS^2$ und FeS^2 vorhandenen Eisens) 0,89, MnO Spur, MgO 0,13, CaO 9,81, Na^2O 7,89, K^2O 1,58, H^2O (bei 100°) 0,15, H^2O (über 100°) 0,36, CO^2 7,47, P^2O^5 0,11, S 0,17, Cu 0,14 (BaO, SrO, Li^2O nicht vorhanden); Sa. 99,77. Nach Abzug der hieraus berechneten Carbonate (Kalkspath 16,42, Dolomit 0,52) des Kalifeldspaths 9,41, des Ilmenits 1,63, des Apatits 0,23, des Kupferkieses 0,40 und des Eisenkieses 0,06 bleiben 70,25 Albit, auf den auch die nur in einem Fall mögliche Bestimmung an einem Einsprengling im Dünnschliff hinwies. Verf. nimmt an, dass der Kalk zum grössten Theil im Anorthit-Molekel vorhanden war und dieses mit den

Albitmolekeln zusammen verschiedene Plagioklase gebildet habe; auf diese Weise könne der „Holyokeït“ als leukokrate Grenzform der Diabasfamilie betrachtet werden. **Milch.**

E. H. Nutter and W. B. Barber: On some Glaucophane and Associated Schists in the Coast Range of California. (Journ. of Geology. **10**. 738—744. Chicago 1902.)

Die Untersuchung zahlreicher Aufschlüsse in der Coast Range (Californien), welche die durch blauen Amphibol charakterisirten sogen. Glaukophanschiefer in Beziehung zu anderen Gesteinen zeigen, führt Verf. zu folgenden Ergebnissen:

Die Golden Gate oder Franciscan series liegen discordant über den eigentlichen Glaukophanschiefern; da die basischen Eruptivgesteine (Fourchit und Peridotit) auch in die Golden Gate series eindringen und in ihnen nur schwache Contactwirkungen hervorbringen, so sind die mächtigen Glaukophanschiefercomplexe nicht auf Contactmetamorphose, hervorgerufen durch diese Eruptivgesteine, zurückzuführen, wie es Ransome (dies. Jahrb. 1896. I. -263- bis -266-) thut. Sie sind offenbar in ihrer heutigen Entwickelung älter als diese Eruptivgesteine, worauf Einschlüsse von Aktinolithschiefern von der gleichen Beschaffenheit wie in den Glaukophanschiefercomplexen in den Eruptivgesteinen hindeuten; nach Ansicht der Verf. liegen in ihnen sowohl metamorphe Sedimente wie auch metamorphe Tuffe und Eruptivgesteine von verschiedenem Alter vor. Verf. führen die Umwandlung dieser Gesteine nach dem Vorgange von C. R. van Hise (kurze Bemerkung in der dies. Jahrb. 1901. I. -218- bis -221- ref. Abhandl.) auf dynamische Einflüsse zurück. **Milch.**

W. H. Hobbs: The Mapping of the Crystalline Schists. (Studies for Students.) Part I: Methods. (Journ. of Geology. **10**. 780—792. 1. Taf. 1 Fig. Chicago 1902.) Part II: Basal Assumptions. (Ibid. 858—890. 11 Fig.)

Der erste Theil der für Studirende bestimmten, als Einführung in das Kartiren von krystallinen Schiefern aufgebauter Gebiete gedachten Abhandlung betont zunächst die Nothwendigkeit, auf geologischen Karten die thatsächlichen Beobachtungen an Aufschlüssen so anzugeben, dass man in der Karte jederzeit diese von den nur angenommenen Verhältnissen unterscheiden kann; sodann werden die für die Kartirung wichtigen und demgemäss festzustellenden Eigenschaften der krystallinen Schiefer besprochen und schliesslich Regeln für die Construction der geologischen Grenzen gegeben. Im zweiten Theil wird zunächst unter besonderer Berücksichtigung der amerikanischen Literatur das Verhalten der Gesteine gegen Druck geschildert und dann sehr ausführlich die Bedeutung und das Aufsuchen von Verwerfungen auf Grund der geologischen und topographischen

Verhältnisse eines Gebietes besprochen, deren Wichtigkeit für den geologischen Bau nach Ansicht des Verf.'s in der amerikanischen Geologie im Gegensatze zur europäischen bisher vielfach unterschätzt wurde. **Milch.**

M. L. Fuller: Etching of Quarz in the Interior of Conglomerates. (Journ. of Geology. **10.** 816—821. 3 Fig. Chicago 1902.)

Beobachtungen an einem Aufschluss des Pottsville-Conglomerates bei Blossburg (Tioga County, Pa.) zeigen, dass wenigstens in diesem Falle die Ätzung der Quarze nicht eine Oberflächenerscheinung ist, sondern dass die Ätzung nach völliger Verfestigung des Gesteins und nach Bedeckung mit anderen Gesteinen stattgefunden hat. Hierfür spricht das Auftreten von Ätzungserscheinungen längs Structurflächen des Gesteins resp. unabhängig von diesen nur in der unmittelbaren Nähe von fossilen Pflanzenresten, sowie das Fehlen von Ätzungserscheinungen an den übrigen Geröllen, auch wenn sie jetzt an der Oberfläche resp. in Ackererde liegen. Hervorgerufen wurde die Ätzung durch organische Säuren, welche sich aus den dem Gestein eingebetteten Pflanzenresten entwickelten. **Milch.**

J. H. Perry: Notes on the Geology of Mount Kearsarge, New Hampshire. (Journ. of Geology. **11.** 403—412. 2 Fig. Chicago 1903.)

Mount Kearsarge oder Pequawket im südlichen Abschnitt der White Mountains in New Hampshire, wenige miles nördlich von North Conway gelegen, besteht in seinem unteren Theil aus dem sogen. Conway-Granit, einem normalen, durchaus körnigen, an dunklen Gemengtheilen armen, röthlichen, grobkörnigen Biotitgranit, dessen Kalifeldspath kleine, bisweilen krystallographisch begrenzte Quarzkörnchen einschliesst (Anal. I); bei der Verwitterung wird zunächst der Biotit und der Plagioklas angegriffen und das Gestein zerfällt in kleine, wesentlich aus Kalifeldspath und Quarz bestehende Brocken und feinen Staub, in dem Quarzkörner liegen; eine Durchschnittsprobe dieser grösseren Brocken [also nicht der gesammten Verwitterungsproducte des Gesteins. Ref.] zeigte die unter II mitgetheilte Zusammensetzung.

	I.	II.
SiO^2	73,01	70,18
Al^2O^3	13,73	15,13
Fe^2O^3	0,44	0,68
FeO	1,48	1,54
MnO	0,09	0,13
MgO	0,01	—
CaO	0,94	0,84
Na^2O	3,50	2,67
K^2O	5,62	8,93
Verlust bei 110°	0,05	0,10
Glühverlust	0,18	0,22
Summe	99,05	100,42
Spec. Gew.	2,624	

Als Einschlüsse eines älteren Granites werden feinkörnige biotitreiche und daher graue Massen bezeichnet.

Der Granit geht allmählich nach oben in ein typisch porphyrisches Gestein über, das Einsprenglinge von röthlichem Kalifeldspath resp. weissem Feldspath mit röthlichem Mantel und von Quarz in einer Grundmasse von röthlichem Feldspath und Quarz mit dunklem Glimmer und bisweilen Hornblende enthält und das als „Granitporphyr" bezeichnet wird; weiter nach oben stellt sich dann zunächst rother, dann grauer „Quarzporphyr" ein. Die chemische Zusammensetzung des Quarzporphyrs (Anal. III—VI) und die allmählichen Übergänge vom Granit an, die sich besonders im Thal des Cedar-Baches im unteren Theil des nur durch den Saco River getrennten Moat Mountain gut beobachten assen, beweisen, dass Erstarrungsproducte nur eines einzigen Magmas vorliegen. Die Quarzporphyre enthalten massenhaft Bruchstücke der durchbrochenen Gesteine, besonders von Phyllit, aber auch von Glimmerschiefer, Gneiss, Muscovitgranit etc., so dass sie geradezu in eine Eruptivbreccie übergehen.

	III.	IV.	V.	VI.
SiO^2	78,37	75,38	72,25	73,33
Al^2O^3	10,85	11,85	13,40	12,95
Fe^2O^3	1,33	1,78	1,10	0,98
FeO	0,44	0,88	1,53	1,66
MnO	0,06	0,10	0,11	0,13
MgO	—	—	—	—
CaO	0,40	0,33	0,74	0,98
Na^2O	2,68	3,68	4,27	3,46
K^2O	5,52	5,37	5,56	5,61
Verlust bei 110°	0,04	0,15	0,10	0,11
Verl. bei Rothgluth	0,59	0,50	0.31	0,30
Summe	100,28	100,02	99,37	99,51
Spec. Gew.	2,614	2,62	2,643	2,64

III. Rother, grobkörniger Quarzporphyr, wenig feinkörnige Grundmasse zwischen den grossen rothen Feldspathen; Südabhang des Mount Kearsarge, von 1350′ Höhe.

IV. Blaugrauer Quarzporphyr, feinkörnige Grundmasse mit Quarz in Anedern und rothem Feldspath in Krystallen als Einsprenglinge; Südabhang des Mount Kearsarge, von 1550′ Höhe.

V. Dunkelgrauer Quarzporphyr; Gipfel des Mount Kearsarge.

VI. Dunkelgrauer Quarzporphyr, sehr reich an Quarzkrystalleinsprenglingen; Ostabhang des Mount Kearsarge, von appr. 2000′ Höhe.

Milch.

Th. T. Read: Nodular-Bearing Schists near Pearl, Colorado. (Journ. of Geol. 11. 493—497. 2 Fig. Chicago 1903.)

Verf. beschreibt aus der Umgegend von Pearl (Larimer County, Col., 2 miles südlich von der Grenze zwischen Colorado und Wyoming, 8400′ hoch):

1. das Auftreten von Ceylanit in 5—25 mm grossen Oktaëdern, in grobkörnigen, die Schiefer durchsetzenden Pegmatiten, die bisweilen Kupfererze enthalten, speciell in ganz aus Quarz bestehenden Partien dieser Pegmatite. Die Spinelle enthalten stets Quarzeinschlüsse in sehr grosser Menge;

2. dunkle basische Gänge, die ein anderes Schiefergebiet durchsetzen und Kupferkies nach der Tiefe zu zunehmend enthalten, obwohl der Erzgehalt primär zu sein scheint;

3. eine in diesem Gebiet auftretende Schieferzone mit ellipsoidischen Knoten von mehr oder weniger zersetztem Cordierit, 1—4 Zoll in der grössten Axe messend;

4. intensiv gefaltete Biotitschiefer zwischen beiden Schiefergebieten; eine Quarzlinse bildet in einem 6 Zoll dicken Gesteinsstück 12 übereinanderliegende parallele Falten. **Milch.**

F. A. Wilder: The Age and Origin of the Gypsum of Central Iowa. (Journ. of Geology. 11. 723—748. 3 Fig. Chicago 1903.)

In Webster County, Iowa, tritt bei Fort Dodge ein 15 miles langes und 6 miles breites, 10—30′ dickes Gypslager auf, discordant auf den Coal Measures und concordant überlagert von rothen Schiefern und Sandsteinen. Positive Anzeichen für das Alter des Gypses fehlen; Verf. gelangt nach Prüfung der klimatisch-geologischen Verhältnisse dieses Gebietes im Allgemeinen und der zur ältesten Kreidezeit und im frühesten Eocän herrschenden Verhältnisse im Besonderen zu der Überzeugung, dass der Gyps nicht, wie es bisweilen geschieht, als Bildung der untersten Kreide oder des Eocäns angesprochen werden kann, sondern dem Perm zuzurechnen ist. Es wird angenommen, dass der sehr reine Gyps sich in einem seichten, mit dem offenen Meer nur durch eine flache Strasse in Verbindung stehenden Busen durch Verdunstung gebildet hat; der Umstand, dass im Liegenden resp. in den Gypsschichten selbst kohlensaurer Kalk fast völlig fehlt, veranlasst Verf. zu der Annahme, dass eine von der gegenwärtigen Zusammensetzung abweichende Beschaffenheit des Meerwassers auf Grund der in gemischten Lösungen möglichen complicirten Lösungs- und Umsetzungsverhältnisse einen Niederschlag von Gyps vor Absatz des $CaCO^3$ gestattet hat. **Milch.**

Franc D. Adams: The Monteregian Hills — a canadian petrographical province. (Journ. of Geology. 11. No. 4. 1903. 239—282. Mit 7 Fig.)

In der Provinz Quebec liegt zwischen den Laurentischen Hochländern im NW. und den Appalachischen Erhebungen im SO. eine flache Ebene, unterpalaeozoische Schichten von Glacial bedeckt. In ihr erheben sich acht Hügel in auffallend linearer Anordnung. Ihre Höhen betragen 770—1600 Fuss. Sie scheinen petrographisch und geologisch eine ge-

schlossene Gruppe zu bilden; Logan, Hunt, Harrington, Lacroix, Dresser, Leroy haben sich bereits mit einem Theil jener Gruppe, die Verf. „Monteregian Hills“ nennt, befasst.

Petrographie. Jede der acht Erhebungen besteht z. Th. aus Essexit (Amphibol und Pyroxen in wechselndem Verhältniss, Olivin mehr oder weniger); dazu tritt im Mt. Johnson Alkalisyenit (Pulaskit), Nephelinsyenit, Sodalithsyenit, der Reihe nach ineinander übergehend. Mt. Shefford birgt ebenfalls Pulaskit, nach Dresser auch Nordmarkit, Mt. Brome Laurvikit, Mt. Royal, Yamaska und Beloeil Nephelinsyenit, im Beloeil verknüpft mit Sodalithsyenit.

Eine Anzahl von Gängen durchsetzt z. Th. jene Intrusivstöcke, z. Th. die benachbarten Sedimente. Es sind Bostonite, Tinguáite, Sölvsbergite, Camptonite, Fourchite, Monchiquite, Alnöite.

Structur und Ursprung. Mt. Royal: Essexit ist die erste Bildung; er wurde durchbrochen von Nephelinsyenit, der auch einzelne Ausläufer in ihn hineinsendet und Bruchstücke desselben umschliesst [ebendasselbe Altersverhältniss zeigt sich am Rongstock und allen bisher bekannten Stellen. Ref.]. Mt. Shefford verhält sich nach Dresser ebenso.

Im Mt. Johnson geht der Essexit nach der Peripherie hin in Pulaskit allmählich über. Mt. Beloeil zeigt nach Leroy ähnliche Verhältnisse. Es liegen hier also offenbar in Essexit und Syeniten Differentiationsproducte vor. Mt. Shefford und Brome sind nach Dresser „unbedeckte Lakkolithe“, Mt. Johnson wird vom Verf. als echter „neck“ aufgefasst, während Buchan von denudirtem Lakkolith spricht. Die angrenzenden Sedimente sind nicht im Geringsten gehoben, auch nicht die in Hornfels verwandelten Thonschiefer. Die Intrusion erfolgte nach Ablagerung des Unterdevons.

Mt. Johnson. Der untere Abhang ist mit Geschieben bedeckt, die aus Gneissen des Laurentischen Hochlandes und plutonischen Gesteinen der Monteregian Hills selbst bestehen; beim Aufstieg stösst man dann zuerst auf gleichförmigen dunklen Hornstein, darauf auf Pulaskit, schliesslich auf Essexit, der nach dem Gipfel hin feinkörniger, pyroxenreicher und olivinhaltig wird. Die Übergänge erfolgen allmählich.

Essexit. Structur holokrystallin, fluidal durch Parallelstellung der grösseren Plagioklasleisten und Amphibolsäulen, welche einsprenglingsartig hervortreten. Die Grundmasse besteht aus kleineren Plagioklasen (selten etwas Orthoklas), Hornblende, Pyroxen, Biotit, Olivin, Nephelin, Sodalith, Apatit, Magnetit, Titanit. Die Hornblende zeigt auf ⟨010⟩ 20° Auslöschungsschiefe; Pleochroismus: a hellgelblichbraun, b tiefbraun, c sehr tiefbraun. Die Analyse ergab 38,63 SiO_2, 5,03 TiO_2, 11,97 Al_2O_3, 3,90 Fe_2O_3, 11,52 FeO, 0,73 MnO, 10,20 MgO, 12,81 CaO, 3,14 Na_2O, 1,49 K_2O, 0,33 H_2O; Sa. 99,75. Die Hornblende sowie der tiefbraune Biotit sind oft poikilitisch mit Plagioklas verwachsen. Letzterer variirt zwischen saurem Labradorit und Oligoklas, meist ist er Andesin. Der Nephelin ist frisch oder auch gieseckitisch.

Die Analyse des olivinfreien (I) und die des olivinhaltigen (II) Essexit ergaben:

	I.	II.
SiO_2	48,85	48,69
TiO_2	2,47	2,71
Al_2O_3	19,38	17,91
Fe_2O_3	4,29	3,09
FeO	4,94	6,41
MnO	0,19	0,15
$NiO + CoO$	—	0,05
MgO	2,00	3,06
CaO	7,98	7,30
BaO	—	0,08
Na_2O	5,44	5,95
K_2O	1,91	2,56
H_2O	0,68	0,95
P_2O_5	1.23	1,11
	99,36	100,02

Pulaskit. Ein Theil der Feldspathe ist einsprenglingsartig; Grundmasse: fluidal geordnete Feldspathleistchen, Biotit, Amphibol, Nephelin, Sodalith, Apatit, Magnetit, Titanit. Die dunklen Gemengtheile genau wie im Essexit, doch sehr spärlich. Der Einsprenglingsfeldspath ist Mikroklin, Mikroperthit und wohl zu einem kleinen Theil Anorthoklas, die Leistchen der Grundmasse sind mikroperthitisch, aber ein wenig saurer als die Einsprenglinge.

Die Analyse des Gesteins ergab: SiO_2 57,44, TiO_2 1,97, Al_2O_3 19,43, Fe_2O_3 1,69, FeO 2,70, MnO 0,25, MgO 1,16, CaO 2,66, Na_2O 6,48, K_2O 4,28, H_2O 1,03, P_2O_5 0,60; Sa. 99,69.

Grenzfacies zwischen Essexit und Pulaskit. Dunkelgrau, wie der Pulaskit, mit sehr grossen Einsprenglingen von den beim Pulaskit erwähnten Feldspathen und Oligoklas; unter den dunklen Gemengtheilen tritt die Hornblende mehr hervor als im Essexit. Der Übergang in Essexit erfolgt allmählicher als der in Pulaskit.

Unvollständige Analyse: SiO_2 50,40, TiO_2 1,17, Al_2O_3 nicht bestimmt, $Fe_2O_3 + FeO$ 5,58 (als FeO bestimmt), MnO 0,77, CaO 6,77, Na_2O 6,24, K_2O 2,56, P_2O_5 0,09.

Einige einen Fuss breite Gänge repräsentiren dunklen, feinkörnigen Camptonit (mit basaltischer Hornblende und Augit), andere Tinguáit oder wahrscheinlicher Sölvsbergit, der sich durch Limonitpseudomorphosen — wohl nach Arfvedsonit oder Ägirin — auszeichnet.

Zum Schluss wird der Mt. Johnson, besonders wegen der verticalen Fluidalrichtung, für einen typischen „neck“ erklärt, in der Gestalt ähnlich Branco's Vulcanembryonen; ein denudirter Lakkolith würde zu oberst mehr horizontale Fluidalrichtung aufweisen. [Die Annahme eines Lakkolithen liesse sich hier überhaupt weder durch die Gestalt noch sonstwie begründen; die vom Verf. Eingangs betonte — freilich wohl sehr problematische — Linearanordnung der Erhebungen liess vielleicht ein anderes Schlussresultat als die Neck-Auffassung erwarten. Ref.] **A. Johnsen.**

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

O. A. Derby: Notes on Brazilian Gold Ores. (Eng. and Min. Journ. **5.** 1902; Zeitschr. f. prakt. Geol. **11.** 111—113. 1903.)

Besonders interessant ist die Aufstellung des Typus der berühmten Morro-Velho-Grube:

1. Beträchtliche Mächtigkeit bei linsen- oder stockartigem Querschnitt der Lagerstätte.

2. Bemerkenswerthe Beständigkeit in der Gestalt der Mineralzusammensetzung und dem Goldgehalt.

3. Vorwiegen von Carbonaten in der Gangmasse und des Magnetkieses bei den Sulfiden.

4. Gegenwart von Feldspath in der Gangmasse.

5. Gegenwart von freiem Kohlenstoff, entweder fein vertheilt im ganzen Gang oder auf gewisse Zonen concentrirt.

6. Gegenwart von Mutterlauge in der Gangmasse, die Alles oder fast Alles noch in Lösung enthält, was die Gangmasse zusammensetzt, und in einer zweiten Krystallisation alle die für jene charakteristischen Mineralien ausscheidet.

7. Abwesenheit aller Eruptivgesteine sowohl im Gang wie im Nebengestein. **A. Sachs.**

J. Lowag: Die Vorkommen von silberhaltigem Bleiglanz, Kobalt- und Nickelerz bei Pressnitz im böhmischen Erzgebirge. (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. **51.** 1903. No. 39.)

Der Aufsatz weist auf die im Titel näher bezeichneten Erzvorkommen hin, welche einem im Glimmerschiefer aufsetzenden, wesentlich südnördlichem Gangsystem angehören, welches in die südöstliche Fortsetzung der grossen Erzzone Geyer—Annaberg—Buchholz—Weipert fällt. Auch Zinnerzgänge, sowie Eisen- und Manganerze treten im Gebiete von Pressnitz auf. In dieser Gegend wurde schon zu Beginn des 16. Jahrhunderts lebhafter Bergbau betrieben; im Jahre 1884 unternommene Wiedergewältigungsversuche verliefen indessen resultatlos. **Katzer.**

L. Duparc: Les gisements platinifères de l'Oural. (Arch. Sc. phys. et nat. (4.) **15.** 1—40. Genève 1903.)

Die wichtigsten Centren finden sich zwischen dem 58. und 60. Breitengrade bei Nischne Tagilsk und besonders in den Bezirken Bissersk und Goroblagodat. Das primäre Vorkommen gehört Peridotiten, Gabbrodioriten, Syenitgneissen und Porphyriten, am häufigsten den erstgenannten an. Die abbauwürdigen Lagerstätten sind stets secundär, es sind posttertiäre Alluvionen. Das Platin ist hier stets von Chromeisen und Magnetit begleitet. Vermischt ist es mit Os, Ir, Pd, Rh, vielfach mit Au, weniger mit Cu, meist mit Fe. Der Gehalt der Seifen ist sehr verschieden, nimmt

aber im Allgemeinen immer mehr ab, was sich in verschiedenen Industriezweigen fühlbar machen wird, da der Ural 95 % des gesammten Platins liefert.

[Über die Geologie des Platins vergl. Vogt, dies. Jahrb. 1904. I. -237—238-. Ref.] **A. Sachs.**

O. Trüstedt: Über die Erzlagerstätten von Pitkäranta. (Compt. rend. du congrès des naturalistes et médecins du nord tenu à Helsingfors du 7 au 12 juillet 1902; Zeitschr. f. prakt. Geol. 11. 1903. 317.)

Die genauere Erforschung hat ergeben, dass die Erzvorkommnisse (Magneteisen, Kupfer- und Zinnerz) auf eine 2—5 km breite Zone um das Rapakiwi-Massiv beschränkt sind und hier in allen Kalkstein- resp. Kalksilicat-Niveaus vorkommen, so dass sämmtliche Erzlagerstätten (auch die des Eisens) als pneumatolytische Contactbildungen des Rapakiwi-Granites gedeutet werden müssen. **A. Sachs.**

Th. Wiese: Die nutzbaren Eisensteinlagerstätten — insbesondere das Vorkommen von oolithischem Rotheisenstein — im Wesergebirge bei Minden. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 11. 217—230. 1903.)

Während früher im Wesergebirge nur Thoneisensteine gewonnen wurden, ist heute die Gewinnung von Rotheisenstein in den Vordergrund getreten. Die jurassischen Rotheisensteine heben sich scharf gegen ihr Hangendes und Liegendes ab, zwischen welchen sie völlig concordant eingelagert sind: sobald aber der Eisenstein an Mächtigkeit abnimmt, während der noch bleibende, schmäler werdende Streifen dieselbe Zusammensetzung behält, tritt an seine Stelle oolithischer blauer Kalkstein. Der Eisengehalt im Flötze beträgt bis 40 %, das Hangende und Liegende enthält nur 5 % Fe. Die in Rede stehenden Oolithe sind eine echte Meeresbildung, die Erklärung der Eisensteinlagerstätten im Wesergebirge als sedimentäre Bildung mit gleichzeitiger Eisenzufuhr dürfte die geringsten Schwierigkeiten bieten. **A. Sachs.**

J. Hörhager: Das Eisensteinvorkommen bei Neumarkt in Obersteier. (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. **51.** 1903. No. 25, 26.)

Es handelt sich um Magneteisensteine, die mit Eisenglanz innig verwachsen sind und in der von Nord nach Süd verlaufenden Neumarkter Glimmerschiefermulde sowohl im Ost- als im Westflügel anscheinend nur im Contact mit den auflagernden Kalksteinen auftreten. Die Erze sind schon vor Jahrhunderten abgebaut worden, aber nur unvollständig, so dass die übriggelassenen Mengen vielleicht in der Zukunft noch Bedeutung erlangen werden. **Katzer.**

A. Zsigmondy: Über den schwedischen Eisenerzbergbau. (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. **51**. 1903. No. 21, 22. Mit 3 Taf.)

Die Abhandlung bespricht auf Grund eigener Besichtigungen des Verf.'s die schwedischen Eisenerzgruben Dannemora, Grängesberg, Norberg und Persberg. Die geologischen Verhältnisse der Lagerstätten werden nur flüchtig behandelt, die montantechnischen jedoch eingehend dargelegt. Die Tafeln enthalten unter anderen Figuren auch ein Profil des Grängesberger Magnetit- und Hämatitvorkommens, sowie anschauliche Bilder aus den Gruben Grängesberg, Gellivara, Dannemora und Persberg. **Katzer.**

F. Poech: Die Eisenindustrie auf der Insel Elba. (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. **51**. 1903. No. 27.)

Die sehr instructive Abhandlung schildert hauptsächlich die bergwirthschaftlichen Verhältnisse der reichen Eisenerzlagerstätten auf Elba, welche den bei weitem grössten Theil der Eisenerzproduction Italiens liefern. Diese betrug im Jahre 1901 insgesammt 2 322 990 q, wovon auf Elba nicht weniger als 2 162 300 q entfielen. Ein Theil dieser Erze wurde bis vor Kurzem in Porto Vecchio auf dem Elba gegenüber liegenden Festland bei Piombino verhüttet. Erst im Jahre 1902 wurde mit der Verhüttung der Erze in zwei modernen Hochöfen in Porto Ferrajo auf Elba selbst begonnen, welche Hochofenanlage für Italien grosse wirthschaftliche Bedeutung besitzt, da sie beiläufig zwei Drittel des Roheisenbedarfs des Landes zu decken vermag.

Die geologischen Verhältnisse, unter welchen die bekanntlich fast ausschliesslich hämatitischen Eisenerze auf Elba auftreten, werden nach den Werken von B. Lotti (vergl. dies. Jahrb. 1887. II. -90-) und A. Fabri (Relazione sulle miniere di ferro dell' isola d'Elba. Roma 1887) beschrieben und durch ein Kärtchen und zwei Profile erläutert. **Katzer.**

T. G. Bonney: The Magnetite-Mines near Cogue. (Quart. Journ. Geol. Soc. **59**. 55—63. London 1903.)

Die angeblich bereits den Römern bekannten Magnetitlagerstätten von Cogne (Piemont) befinden sich hoch über Cogne an der Ruine Blanche und werden wegen ihrer ungünstigen Lage zur Zeit nicht ausgebeutet. Das sie umgebende Gebirge besteht aus Kalkglimmerschiefern, Hornblendeschiefern und Serpentinen. Nach Jervis bildet der Magnetit einen Lagergang zwischen gelblichweissem Kalkstein und den Talkschiefern der Zone der „pietre verdi". Verf. wendet dagegen ein, dass diese letztere überhaupt kein bestimmter geologischer Horizont ist, sondern aus metamorphen Eruptivgesteinen besteht. Er zeigt, dass die Magnetitmassen zwar gegen die Kalkglimmerschiefer, nicht aber gegen den Serpentin scharf abgesetzt sind und in diesen letzteren, wenn auch ziemlich rasch, übergehen. Auch die mikroskopische Untersuchung ergab dasselbe Resultat. Was die Herkunft des Magnetites betrifft, so scheint eine pneumatolytische Umwand-

lung des Serpentins in Magnetitfels ausgeschlossen. Verf. nimmt daher an, dass sich der Magnetit schon in der Tiefe in dem ursprünglich peridotitischen Magma ausgeschieden hatte und dass er dann bei der Intrusion in gewaltigen, vielleicht z. Th. wieder randlich aufgelösten Fragmenten emporgetragen worden sei. Auch das Uifak-Eisen wird zum Vergleiche herangezogen und ihm eine ähnliche Herkunft zugeschrieben.

Wilhelm Salomon.

J. H. L. Vogt: Die regional-metamorphosirten Eisenerzlager im nördlichen Norwegen (Dunderlandsthal u. s. w.). (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1903. 11. 24—28, 59—65.)

Die regional-metamorphosirten — hauptsächlich dem Cambrium und Silur angehörenden — Schiefer und Kalksteine in Nordlands Amt (65—69° n. Br.) zerfallen nach Vogt's Untersuchungen in 3 Hauptabtheilungen:

1. (am ältesten) eine Glimmerschiefer-Marmor-Gruppe,
2. eine jüngere Gneiss-Gruppe,
3. die Sulitelma-Schiefer-Gruppe.

In dem mittleren und oberen Theile der Glimmerschiefer-Marmor-Gruppe in unmittelbarer Nähe mächtiger Kalksteine oder Dolomite, aber von diesen fast stets durch zwischenlagernde Glimmerschiefer getrennt, treten die Erzlager auf, von meist beträchtlicher Länge (1—2 km) und mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 3—10 m. Das Erz besteht aus einem feinen Gemenge von Eisenglanz-Magnetit und Quarz mit verschiedenen Silicaten. Der Eisengehalt ist ziemlich niedrig (meist 40 % Eisen), der Mangangehalt meist verschwindend klein, an den Vorkommen des nördlichen Theiles des Gebietes dagegen in der Regel höher; der Phosphorgehalt beträgt an den meisten Vorkommen 0,2 % P (= ca. 1 % Apatit); der Schwefelgehalt ist gering; Titansäure fehlt. Die Erze sind als ein chemisches Sediment aufzufassen. Neben dem Vorkommen von Dunderlandsthal bietet namentlich das des Ofot-Feldes — besonders seit Fertigstellung der Ofot-Bahn — wirthschaftliches Interesse.

A. Sachs.

J. H. L. Vogt: Über den Export von Schwefelkies und Eisenerz aus norwegischen Häfen. (Zeitschr. f. Elektrochemie. 1903. No. 43. 856—857.)

Der Export von Schwefelkies von Norwegen, namentlich von den Bergwerken Sulitelma, Röros, Bosmo, Killingdal, Meldal, Ytterö u. s. w., ist in den letzten Jahren auf ein wenig mehr als 100000 t jährlich gestiegen und wird in den nächstfolgenden Jahren wahrscheinlich noch etwas wachsen. Der norwegische Kies hat in dem fehlenden Arsengehalt einen bedeutenden Vorzug vor dem spanisch-portugiesischen (Huelva). Der Eisenerz-Export von norwegischen Häfen wird schon 1905 zu etwa 2 Mill. Tonnen steigen (von Narwik [die Ofot-Bahn!] etwa $1\frac{1}{4}$ Mill., von Dunderland etwa $\frac{3}{4}$ Mill., dann auch etwas von anderen Localitäten), und

wird voraussichtlich binnen einigen Jahren sehr stark wachsen. Das Thomaserz geht vorzugsweise nach Deutschland, das Bessemererz namentlich nach England. [Vergl. Weiskopf, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1904. 94—97. Ref.] A. Sachs.

G. Henriksen: On the Iron Ore Deposits in Syd-Varanger (Finmarken-Norway) and relative geological problems. Grondahl & Son, Christiania 1903. 8 p.

Das Erz ist, wie in Dunderland, schieferig, und wird hier in abwechselnden Lagen von Magnetit, Hornblende und Quarz gebildet. Hämatit und Kalk fehlen. Das Erz ist frei von Phosphor, Titan und Schwefel. Die Eisenerzlager in Syd-Varanger sind nach Ansicht des Verf.'s durch Compression von Gabbros entstanden, die zusammen mit anderen Gesteinen, besonders grauen Gneissen, kilometerweit hier verfolgbar sind. Hornblende und Quarzit sind die Differentiationsproducte, an deren Grenzen vornehmlich die Erzanreicherung stattfand. Die Wirkungen des Druckes sind in Syd-Varanger mehr local, während in Dunderland die Differentiirung durch Druck allgemein ist, was bei Dunderland die Fortsetzung des Erzes in beträchtliche Tiefe erhoffen lässt. Verf. führt zahlreiche Lagerstätten an, deren Genese er sich der von Syd-Varanger und Dunderland analog denkt. A. Sachs.

L. Mrazec und L. Duparc: Über die Brauneisensteinlagerstätten des Bergrevieres von Kisel im Ural (Kreis Solikamsk des Perm'schen Gouvernements). (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. 51. 1903. No. 51, 52.)

Die mit einem Situationskärtchen und 9 Profilen ausgestattete Abhandlung zerfällt in vier Hauptabschnitte.

Im ersten wird unter Anlehnung an die bezüglichen Untersuchungen Krasnopolsky's (vergl. dies. Jahrb. 1894. I. -319-) eine Übersicht des geologischen Aufbaues des erzführenden Gebietes gegeben. Dasselbe gehört dem Palaeozoicum vom Permcarbon bis herab zum unteren Devon an und umfasst von West nach Ost wesentlich eine Carbon-Antiklinale, die nach den Orten Gubacha-Kisel benannt wird, eine Carbon-Synklinale, bezeichnet nach der Grube und dem Dorfe Artemiewka, und schliesslich eine Devon-Antiklinale: den Sattel des Severnej log. In der mittleren Artemiewka-Carbon-Synklinale und in dem östlichen Severnej log-Devonsattel treten Brauneisensteine auf.

Der zweite Abschnitt befasst sich eingehend mit der Brauneisensteinlagerstätte der Artemiewka-Synklinale. Das Erz tritt — entgegen Krasnopolsky's Annahme, dass es in den oberen Horizonten der Carbonsandsteine vorkäme — ausschliesslich im unteren Bergkalk auf und ist auf den ausgewalzten Theil der Synklinale beschränkt. Es bildet im Kalk eine Reihe von Linsen und Nestern, welche, in der Längsrichtung auskeilend, miteinander kettenförmig zusammenhängen. Die reichste Partie des Erz-

zuges ist ca. 7 km lang; das Tiefenanhalten beträgt im Mittel 40, zuweilen aber bis 200 m und die Mächtigkeit durchschnittlich 12 m. Das Erz ist zumeist derb, jedoch auch erdig und cavernös. Die Zusammensetzung aller drei Abarten ist aber ziemlich dieselbe mit 46—57 % Eisen, 9—10 (ausnahmsweise auch bis 20) % Kieselsäure und nicht über 0,12 % Phosphor oder Schwefel. Stellenweise wird der Erzkörper bei geringerer Mächtigkeit lager- bis flötzförmig. Bezüglich der Genesis der Lagerstätte gelangen die Verf. zum Ergebniss, dass das Brauneisenerz ein Niederschlag aus eisenhaltigen, nahe an der Tagesoberfläche circulirenden Wässern sei. Während die nicht kalkführenden Gesteine nur theilweise imprägnirt wurden, sei in den Kalken das Eisen aus der Lösung vollständig ausgeschieden und als Brauneisen abgesetzt worden. Diese Absätze seien dann später grösstentheils umgelagert worden.

Im dritten Abschnitt werden die devonischen Eisenerze besprochen. Es sind oolithische Brauneisensteine, welche in Form von Lagerlinsen, die von weissen und bunten Thonen begleitet werden, in den beiden mitteldevonischen Flügeln der Severnej log-Antiklinale auftreten. Die Abbaufähigkeit der meist nur 1 m mächtigen Erze ist beschränkt. Bezüglich der Entstehung derselben glauben die Verf., dass diese Devoneisenerze noch weniger als die Carbonerze als Zersetzungsrelicte von Kalken oder Schiefern aufgefasst werden können, sondern dass sie litorale Bildungen seien, deren Absatz zu Beginn der Entwickelung der mitteldevonischen Korallenkalke stattgefunden habe.

Der vierte Abschnitt behandelt kurz die im Grubenbezirke von Kisel auftretenden Sumpferze, die auf compactem carbonischen Quarzsandstein aufliegen und quartären Ursprungs sind. **Katzer.**

J. Samojloff: Die Turjiterze Russlands. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **11.** 301—302. 1903.)

Der Turjit entspricht der Formel $2Fe^2O^3 . H^2O$. Verf. bespricht das Vorkommen dieses Erzes in Russland und meint, dass eine eingehendere Bekanntschaft mit der Verbreitung des Turjits, den man jetzt nicht nur mit Limonit, sondern auch mit Göthit und Hämatit verwechsle, zur Überzeugung führen dürfte, dass dieses Mineral in der That ein selbständiges bestimmtes Eisenoxydhydrat darstellt. **A. Sachs.**

Th. v. Górecki: Die Magneteisenerzlagerstätten der Hütte „Nikolajewski Zawod" im Gouvernement Irkuck (Westsibirien). (Zeitschr. f. prakt. Geol. **11.** 148—155. 1903.)

Die in Rede stehenden Magneteisenerzlagerstätten sind immer an die Nähe von Olivindiabasen gebunden, finden sich aber stets nur in den effusiven Partien des Eruptivgesteins, in den Tuffen und Breccien. Nach Ansicht des Verf.'s sind die Lagerstätten als Spaltenausfüllungen anzusehen, sie verdanken ihre Entstehung Thermalwässern, welche als

Enderscheinung einer früheren regen vulcanischen Thätigkeit in dieser Region aufzufassen sind. Die Genesis dieser Lagerstätten ist somit durch die Ascension erklärt. Die Gänge selbst können als „Infiltrationsgänge“ bezeichnet werden. **A. Sachs.**

Geologische Karten.

Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Lieferung 107. Blatt Oliva, Danzig, Praust, Weichselmünde, Nickelswalde, Trutenau, Käsemark. Bearbeitet von O. Zeise, A. Jentzsch, W. Wolff, B. Kühn. Berlin 1903.

Lieferung 107 der preussischen geologischen Karte umfasst das interessante Gebiet eines wesentlichen Theiles des Weichseldeltas mit seiner westlichen Höhenumrandung (Blatt Oliva, Danzig, Praust).

Die Hochfläche ist reich gegliedert; ihre mittlere Höhe ist 100 m, westwärts steigt sie zu dem Hochlande von Purmallen an, in welchem die höchste Erhebung, der bekannte Thurmberg mit 331 m Höhe liegt. Im Westen und Süden schliesst sich ihr typische abflusslose Grundmoränelandschaft an, mit vielen, theils wasser-, theils torferfüllten Senken und Söllen. Eine Anzahl von Thälern und Thälchen, die sich vielfach stark verästeln, durchfurcht das Gelände. Die Höhenlandschaft wird vorzugsweise vom oberen Geschiebemergel, stellenweise durch Geschiebesand vertreten, gebildet, der sich von dem pommerellischen Hochlande bis zur Weichselniederung herabzieht. Tertiär tritt auch mehrfach zu Tage.

Endmoränen, Thalsande und Thalterrassen sind wohlentwickelt.

Die Aufschüttung von Thalsand bis zu bedeutender Höhe unmittelbar an der heutigen Danziger Bucht wird so erklärt, dass der Weichselthalgletscher noch längere Zeit bestand, als das Land westlich und südlich bereits eisfrei war. Die Annahme, dass das Leba-Rheda-Thal einstmals dem Unterlauf des Weichsel-Urstromes gedient habe, wird durch den Mangel eines gleichsinnigen Gefälles dieses Thales erschwert; Keilhack nimmt zur Erklärung eine postglaciale Krustenbewegung an, die den früher gleichsinnig nach W. geneigten Thalboden verbogen habe; danach wäre die Danziger Bucht eine dementsprechende muldenförmige Einsenkung.

Am Aufbau des Gebietes betheiligen sich ausser dem Quartär Kreide und Tertiär.

Die Kreideformation zeigt öfters an ihrer Oberfläche eine zum Tertiär gerechnete Grundschicht, die wesentlich aus Kreidematerial besteht. Die Senon-Kreide, in verschiedenen Tiefbohrungen gefunden, fast überall in dem gleichen Niveau (88—102 m ü. M.) angetroffen, ist also sehr schwach bewegt; auch die auf den Höhen erbohrte Kreide hat angenähert das gleiche Niveau, weshalb eine Erklärung der Entstehung der Weichsel-Deltasenke durch tektonische Vorgänge ausgeschlossen erscheint. Die Kreideformation stellt ein ausgezeichnetes Grundwasserniveau dar, reichliches, unter hohem Druck stehendes Süsswasser fliesst hier.

Das Gestein ist ein harter, glaukonitreicher Mergel, bezw. kalkreicher Grünsand mit Knollen harter Kreide, ferner Phosphoritknollen, dem in der Tiefe glaukonitarmer hellgrauer Kalk oder Mergel folgt, ebenfalls mit Knollen „todter Kreide".

Das ideale Gesammtprofil der Kreide an der Weichselmündung ist:

20 m Grünsandmergel, über
15 „ weisser Kreide mit Glaukonitkörnchen und Knollen harter Kreide,
3 „ grauer Kreidemergel,
1 „ grauer, sandiger, glaukonitreicher Kreidemergel.

Das Tertiär besteht hier aus Miocän und Oligocän und setzt den Kern des Hochlandes zusammen, hier und da zu Tage tretend und in vielen Bohrungen erschlossen. Das heutige Relief spiegelt in grossen Zügen das des Tertiärgebirges wieder.

Zum (marinen) Oligocän gehören Glaukonitsande, oft bernsteinführend, und glaukonitischer Thon, sowie Phosphoritknollen; vielleicht gehört es zum unteren Oligocän. Das Oligocän der Danziger Gegend ist ausgezeichnet durch seine Führung an Radiolarien. Z. Th. tritt das Oligocän auch in grossen Diluvialschollen auf.

Das Miocän (Braunkohlenformation) besteht aus kalkfreien Quarzsanden, Thon und zuweilen Braunkohle. Im miocänen Braunkohlensande finden sich auch Kieselhölzer.

Bisweilen sind die Schichten stark gefaltet; das dem Gebirge eigene Streichen ist wahrscheinlich SW.—NO., häufig sind aber diluviale Schichtenstörungen. Im Weichsel-Delta ist die Mächtigkeit des Tertiärs z. Th. gering, bisweilen fehlt es ganz (infolge diluvialer Erosion).

Das Diluvium erscheint in der Hochfläche in wechselnder Mächtigkeit, theilweise wird es sehr mächtig (bei Grenzlau über 108 m, bei Hoch-Kelpin 141 m).

„Jedenfalls fand das vorrückende letzte Inlandeis in unserem Gebiete eine der heutigen bereits ähnliche Oberflächengestaltung vor, der es sich im Allgemeinen mit seinem Moränenmaterial anschmiegte, die Höhen wie die Thalungen gleichmässig in zusammenhängender Decke auskleidend (Blatt Oliva)." Nirgends konnten echte interglaciale Bildungen nachgewiesen werden (Mergelsand mit Nordseefauna bei Domachau, Blatt Prangenau, ist präglacial). Die Eintheilung in oberes und unteres Diluvium wird als eine nur künstliche anerkannt (Oliva, Prangenau p. 12).

Auf der Danziger Hochfläche sind für die Annahme einer dreifachen Vergletscherung keine Beweise zu finden; vielmehr ist mit der Möglichkeit zu rechnen, „dass es sich in der Hauptsache um Ablagerungen einer und derselben Vereisung handelt, die Oscillationen unterworfen gewesen ist".

Die fluvioglacialen Bildungen überwiegen bei weitem (vergl. Tabelle Blatt Danzig p. 20). Mehrfach sind grossartige Schichtstörungen zu beobachten (Blatt Danzig p. 22).

Das untere Diluvium besteht aus Geschiebemergel, Thonmergel, Sand und Grand, sowie Mergelsand. Der Thonmergel, Bänderthon, wird z. Th.

sehr mächtig, seine Schichten liegen entweder völlig horizontal, oder zeigen starke Stauchungen. Eine gefaltete Scholle nebst Fetzen von Braunkohlenbildungen fand sich bei Adlerhorst; hier Yoldienthon mit unterlagerndem Valvatensand (analog mit Elbing).

Locale Anhäufung von todter Kreide, Phosphoriten und Kieselhölzern im Grand deutet auf in der Nähe anstehendes Kreidegebirge. In den unteren Sanden hat die Kalkauslaugung bisweilen zur Bildung von Sandstein Veranlassung gegeben, interessant sind die neugebildeten Platten und bis zu 2 m langen Säulen von Sandstein bei Schidlitz (Danzig p. 24).

Das obere Diluvium besteht aus Geschiebemergel, Sand und Grand der Hochfläche, Mergelsand, Thonmergel (oberer Thon), Thalsand und -grand.

Die Mächtigkeit des oberen Geschiebemergels ist verschieden, bis zu 8 m ansteigend. Bei Bölkau und Löblau sind endmoränenartige Blockpackungen.

In der grossen, auf Blatt Oliva erkennbaren Thalsandfläche sind zwei Terrassen zu unterscheiden, die untere steigt von S. nach N. von 5 zu 25 m Meereshöhe, die mittlere hat dort 40 m Höhe und erreicht südlich Oliva sogar 60 m. Die Terrassen im Radaune-Thal liegen in verschiedenen Höhen, es sind dort 3 unterschieden, auf einigen findet sich Kalktuffbildung.

Im Delta ist das Diluvium z. Th. bis mit bedeutender Mächtigkeit erbohrt. Das Diluvium beider Gebiete ist im Wesentlichen gleichen Alters; der obere Geschiebemergel scheint sich einst von der Höhe zur Bucht gesenkt zu haben, und unter die Alluvionen des Weichsel-Deltas hinabzutauchen oder später erodirt zu sein. Die alluviale Niederung „dürfte am Schluss der Diluvialzeit als eine weite sandige Depression schon vorgebildet sein“.

Das Alluvium der Höhen und der Niederung ist nach Entstehung, Zusammensetzung und Mächtigkeit sehr verschieden. Auf der Höhe nur limnischer oder fluviatiler Bildung und von wechselnder, im Allgemeinen nur geringer Mächtigkeit, hat das der Weichselniederung bedeutendere Mächtigkeit und zeigt neben den Bildungen des süssen Wassers auch solche durch Meereseinbrüche hervorgerufene. (Die mittlere Mächtigkeit beträgt auf Blatt Weichselmünde 20 m, die maximale 30 m.)

Die Alluvialbildungen sind: Torf, Moorerde, Moormergel; Meeres- und Flusssand bezw. -grand; Flugsand und Dünen; Wiesenthon und -lehm; Schlick; Wiesenkalk, Kalktuff; Ortstein; Diatomeenerde; Abrutsch- und Abschlämmmassen.

Schlick stellt die Absätze der Flüsse und deren Überfluthungen dar; im normalen Zustand ist er ein mit feinstem Sand gemengter Thon mit humosen Beimischungen; durch Überwiegen des Sandes resp. Thones geht er in sehr sandigen resp. sehr thonigen Schlick über.

Der z. Th. marin umgelagerte Flusssand der Danziger Nehrung bildet ebenso wie der Strandsand eine reiche Fundstätte für Bernstein.

Arktische Pflanzen fanden sich am Grunde von Torfmooren.

In den tieferen Schichten des Alluviums sind besonders im Süden nirgends marine Fossilien bekannt, wohl aber Süsswasserbildungen in be-

trächtlicher Tiefe; die diluviale Oberfläche muss danach zum Beginne der Alluvialzeit über dem Meeresspiegel (und zwar mindestens 20 m) gelegen haben.

Im Norden (Blatt Nickelswalde) findet sich im tieferen Untergrund des jüngeren Alluviums überall ein durch *Cardium* u. a. bezeichneter Meeressand unter Land- resp. Süsswasseralluvium. Es war daher dieses nördliche Gebiet noch in jungalluvialer Zeit Meer. Ein Profil vom Weichseldurchstich zeigt unter dem Meeressand Torf unter dem Meeresspiegel, z. Th. durch die Last der Dünen etwas herabgedrückt (Blatt Nickelswalde p. 23).

Die alluviale Senkung wird langsam und stätig gewesen sein. Hierbei fanden Stromverlegungen statt, alte Thäler vertorften und wurden später von Neuem übersandet oder überschlickt; gelegentliche Meereseinbrüche schalteten zwischen die Süsswasserbildungen auch marine Sedimente ein.

Von bestimmendem Einfluss auf die Bodenverhältnisse waren auch die verschiedenen Deichbrüche. Erst das Eingreifen des Menschen setzte der Sedimentation ein Ziel.

Die Dünen spielen als Scheide des festen Landes gegen das Meer eine hervorragende Rolle. Bei Weichselmünde wird der Dünengürtel über 2 km breit und steigt bis 24 m, auf Blatt Nickelswalde zu 34 m an.

Bemerkenswerth ist ein 6 km langer Sandrücken inmitten des Schlickbodens bei Zünder (Blatt Käsemark) als durchragende alte Binnendüne.

In besonderem Abschnitt sind die Tiefbohrungen angegeben.

Einen breiten Raum der Hefte nehmen die Mittheilungen über Bodenbeschaffenheit und -untersuchungen ein.

In kurzen Zügen wird auch die Geschichte der Weichselmündung mitgetheilt. Die Taf. I giebt die Veränderungen der Weichselmündung, die Veränderungen im Mündungsgebiete der alten Danziger Weichsel in den letzten drei Jahrhunderten. **E. Geinitz.**

Geologische Beschreibung einzelner Ländertheile.

B. Lotti: Il Casentino è una Valle anticlinale? (Boll. Soc. Geol. Ital. **22**. 97—100. Roma 1903.)

Das obere, Casentino genannte Arno-Thal ist Gegenstand einer Controverse zwischen Bonnarelli und Lotti. Jener hält es für eine Antiklinale, dieser für ein Synklinalthal und demgemäss fällt die Deutung der im Kerne liegenden, Inoceramen führenden Schichten verschieden aus. In diesem kleinen Aufsatze beleuchtet Verf. diese Frage und vertheidigt seine Ansicht mit einigen, hier nicht interessirenden localen Details.

Deecke.

T. Taramelli: Di alcune condizioni tectoniche nella Lombardia occidentale. (Boll. Soc. Geol. Ital. **21**. (1902.) CXVII—CXXVIII. Roma 1903.)

Dieser Vortrag ist die Anzeige einer neuen geologischen Karte über das Dreiseengebiet zwischen dem Lago d'Orta und der oberen Val Brembana. Starke Faltungen und Verschiebungen greifen mannigfach ineinander und es werden die Synklinalen und Antiklinalen, die Brüche ohne Gleitung und die mit grossen Verschiebungen aufgezählt. Am Schlusse haben wir eine Tabelle von Beobachtungen über Streichen und Fallen. Um sich ein richtiges Bild zu machen, muss man aber das Erscheinen der Karte abwarten. **Deecke.**

R. Bellini: Ancora sulla geologia dell' isola di Capri. (Boll. Soc. Geol. Ital. **21**. (1902.) 571—576. Roma 1903.)

Als Ergänzung zu einer früheren Arbeit (dies. Jahrb. 1903. I. -277-) macht Verf. folgende Angaben: Die neue Krupp'sche Strasse hat geneigte Schichten vulcanischen Tuffs erschlossen, die marin sein sollen, also gehoben sein müssen, die ferner nicht überall gleich hoch liegen, so dass die verschiedenen Theile der Insel verschieden starke Hebung erlitten haben. Verf. nimmt viermaliges Aufsteigen an; diesen vier Phasen entsprechen ebensoviel Reihen von Grotten, die aber nicht untereinander parallel sind, also ebenfalls local wechselndes Auftauchen bezeugen. Die Anwesenheit von Damhirsch und Bär beweist, dass die Insel einmal an der Sorrentiner Halbinsel landfest war, und zwar im älteren Quartär. **Deecke.**

R. Meli: Brevi notizie sulle rocce che si riscontrano nell' Abruzzo lungo il percorso dell' antico Via Valeria, nel tratto Arsoli—Carsoli—Sante Marie—Tagliacozzo—Avezzano—Forca Caruso—Collarmele. (Boll. Soc. Geol. Ital. **23**. XXX—XXXV. Roma 1904.)

Bei einer Wanderung von Rom nach Solmona hat Verf. vor Jahren längs der alten Via Valeria die Sedimentgesteine gesammelt. Es handelt sich in den Abruzzen um Kalke mit Rudisten (Kreide), solche mit *Pecten* (Eocän) und um Sandsteine jünger als die Kalke. Erst in neuester Zeit sind diese Sandsteine zu gliedern gewesen. Man kann einen unteren obereocänen Theil und einen oberen, grünlichen, glaukonit- und kalkhaltigen Theil von miocänem Alter unterscheiden. **Deecke.**

R. Meli: Sulla costituzione geologica del Monte Palatino in Roma. (Boll. Soc. Geol. Ital. **22**. (1903.) 498—522. Roma 1904.)

Der Palatin in Rom ist neu vermessen, im Maassstabe 1 : 500. Dabei hat Verf. auch eine geologische Aufnahme gemacht, die durch die am Forum und in der Gegend der Scala Caci gegen den Circus Maximus angestellten Ausgrabungen begünstigt wurde. Was wir aus früheren Zeiten wissen, ist, wie die mehrere Seiten lange Literaturübersicht zeigt, sehr wenig; nur Brocchi wusste schon, dass terrestrisch-fluviatile Sande unter

vulcanischem Tuff liegen, der die Hauptmasse des Hügels bildet. Die Höhe des letzten ist 51 m ü. d. M. Die fluviatilen Sande und Kiese ruhen wahrscheinlich auf marinem Pliocän, das vielleicht durch ein Bohrloch erschlossen werden kann, gehen unter dem Berge durch und tragen eine Reihe von vulcanischen Tuffen, nämlich von unten nach oben: 1. Körniger, lockerer Tuff von grünlichgrauer Farbe, 2,30 m mächtig; 2. thoniges, gelbliches Tuffmaterial, 1,20 m dick; 3. Flusssande und Schotter mit vulcanischem Detritus und Knochentrümmern, 0,40 m; 4. gelbe Sande mit Sanidinfragmenten, 0,60 m, an der Roma quadrata erschlossen; 5. rothbrauner oder gelbgeflammter Steintuff, 7 m dick, die Unterlage aller römischen Kaiserbauten bildend. Da dieselben Schichten am Capitol, Quirinal, Esquilin wiederkehren, ist die isolirte Form von Palatin und Capitol auf Erosion zurückzuführen. **Deecke.**

A. Verri: Problemi orogenici dell' Umbria. (Boll. Soc. Geol. Ital. **22**. (1903.) 449—460. Roma 1904.)

Die unvermittelt aus der Tertiärhülle aufragenden mesozoischen Kalkklötze haben schon mehrfach die Aufmerksamkeit erregt und allerlei Erklärungsversuche veranlasst. Verf. hatte diese Kalke erst für Riffe, dann für Schollen einer mächtigen einheitlichen mesozoischen Tafel gehalten. Der erste Erklärungsversuch scheitert an dem Fehlen von Breccien und Riffstructur, der zweite an dem Vorhandensein zweier grosser Transgressionen, die eine ähnliche Lagerung schon in der mittleren Kreide und Juraformation vermuthen lassen. Verf. hat sich nun abermals diesem Problem zugewandt. Es ist vielfach noch nicht bewiesen, dass diese beiden Lücken wirklich bestehen; denn über dem oberen Lias sind allmählich an einer Menge von Stellen, so neuerdings auch in Umbrien an der Quelle Caldarelle bei Terni Schichten mit Ammoniten des unteren Doggers bekannt geworden (*Phylloceras tatricum* Pusch, *Ph. ultramontanum* Zitt.). Ferner hat Verf. ein Profil quer durch die Ketten der Valle Umbra und Val Nerina aufgenommen, das neben Muldenbildung auch Überschiebung des mittleren Muldenschenkel zeigt. Dieser Bau kommt so zu Stande, dass zwischen zwei Antiklinalen eine flache, weite Mulde entsteht; diese bricht in der Mitte durch eine schief liegende Verwerfung und auf dieser als Gleitfläche schiebt sich der eine Theil empor, während der andere sich staucht. In der ursprünglichen Mulde bilden sich so zwei kleinere Synklinalen und ein mittlerer, durch Überschiebung entstandener Grat. Die Tiefen werden von Tertiär erfüllt, die drei Grate ragen als Insel oder Kalkklötze aus der jüngeren Umgebung heraus. Dies entspricht dem Bau der Valle Umbra. **Deecke.**

A. Harker: The Overthrust Torridonian Rocks of the Isle of Rum, and the Associated Gneisses. (Quart. Journ. Geol. Soc. **59**. 189—216. Pl. XIV. London 1903.)

Die geologischen Verhältnisse der Insel Rum sind seit Macculloch's Zeiten nie mehr eingehend behandelt worden. Doch haben Judd und A. Geikie eine Reihe von wichtigen Beobachtungen darüber veröffentlicht. Die vorliegende Arbeit verdankt ihre Entstehung der Neukartirung der ganzen Insel durch den Verf. für die geologische Landesanstalt von Schottland. Sie ist von einer Übersichtskarte im Maassstabe von einem Zoll zu einer englischen Meile begleitet.

Die nördliche Hälfte von Rum besteht aus einem niedrigen, im Maximum beinahe 1000 Fuss Höhe erreichenden Moorgebiete, während der etwas grössere südliche Theil Gebirgscharakter mit Höhen bis zu 2659 Fuss aufweist. Das nördliche Gebiet und ein schmaler Streifen längs der SO.-Küste wird von Torridon-Sandsteinen und -Schieferthonen gebildet. Der Rest der Insel besteht aus tertiären Tiefengesteinen, die, wie schon Macculloch beobachtete, wenigstens in dem östlichen Theile auf den geschichteten Gesteinen aufliegen.

Die Torridonschichten bestehen aus einem gleichförmigen System von scheinbar 9000 Fuss Mächtigkeit erreichenden Sandsteinen, unter denen im Osten noch etwa anscheinend 1400 Fuss mächtige Schieferthone liegen. Das Fallen des ganzen Systems ist mit etwa 20—33° nach NW. oder WNW. gerichtet. Indessen zeigen sich bei genauerer Untersuchung in diesem Complexe zahlreiche Störungen, complicirte Faltungen in kleinem Maassstabe, geneigte und auch verticale Verwerfungen, mit Zerdrückung und Zertrümmerung des den Verschiebungsflächen benachbarten Materiales verbunden.

Die Torridonschichten sind ferner auch von zahlreichen Intrusionen von Peridotit, Gabbro und Basalt durchzogen. Die ersteren beiden haben fast stets eine nur ganz kurz angedeutete Metamorphose hervorgerufen, die letzteren nur selten. Dagegen sind Resorptionen häufig in beträchtlichem Maasse von dem Basalt vollzogen worden.

Was das Alter der Intrusionen betrifft, so hält es Verf. auf Grund von zahlreichen Analogien mit der benachbarten Insel Skye für ungemein wahrscheinlich, dass sie dem Tertiär angehören.

Im NW. der Insel befindet sich an der Küste eine Fläche von ungefähr $\frac{2}{3}$ einer englischen Quadratmeile, in der die Torridonsandsteine von einer überschobenen Masse noch ganz bedeckt sind. Sie wird von einem hügeligen Moorland gebildet, das den Namen Monad Dubh führt. Diese Überschiebungsmasse, die auch in einem Profil dargestellt ist, besteht von unten nach oben: 1. aus einer dünnen Lage von zerdrücktem cambrischen (Durness-) Kalkstein mit Kieselknollen, der mit Sandsteinfragmenten vermischt ist; 2. aus einer Sandsteinreibungsbreccie und 3. aus einem durch vollständige mechanische Zerreibung von Sandsteinen entstandenen, schiefrigen Gestein, für das der Lapworth'sche Name „Mylonit" gebraucht wird. No. 2 soll eigentlich besser den Namen Reibungsconglomerat verdienen, da die darin enthaltenen Fragmente mehr oder weniger gerundet sind und das Aussehen von Geröllen haben. Auch Kalksteinfragmente kommen darin vor. Die Mächtigkeit von 2. beträgt 100—150, die von 3. 70—80 Fuss.

Aus der Zunahme der mechanischen Zerstörung nach oben und aus der geringen Einwirkung der Überschiebung auf die unterlagernden Torridonsandsteine schliesst Verf., dass über dem Mylonit noch eine zweite, nicht mehr erhaltene Überschiebungsfläche von grösserer Bedeutung vorhanden war. Das Material der überschobenen Masse soll vermuthlich von SO. hergekommen sein.

In viel grösserer Ausdehnung sind überschobene Massen im centralen Theil der Insel und von da an der NO.- und O.-Seite des gebirgigen Theils erhalten. Gewöhnlich sind die älteren Torridonschieferthone auf die jüngeren Sandsteine hinaufgeschoben. Dabei sind die Schieferthone hochgradig im Zickzack gefaltet. Reibungsbreccien sind auch hier stellenweise stark entwickelt; aber cambrische Kalksteine scheinen fast ganz zu fehlen. Nur bei Glen Dibidil fand A. Geikie einmal etwas Kalkstein. Die Überschiebungsfläche besitzt eine höchst unregelmässige Form. Sie ist wellig, ja, wie sich Verf. geradezu ausdrückt, in kühne Curven geworfen und entspricht viel weniger dem landläufigen Begriffe der Überschiebung, als dem nun auch im centralen Europa durch die schweizerischen und französischen Geologen bekannt gewordenen Terminus der „charriages". Dabei sind die Verhältnisse dadurch noch besonders complicirt, dass, während die beschriebenen grossartigen Störungen im Palaeozoicum stattfanden, im Tertiär noch gewaltige Massen von Tiefengesteinen in die dislocirten Massen intrudirten und kleinere Dislocationen entstanden. Die Eruptivgesteine wählten als Intrusionsniveau dabei mit Vorliebe ungefähr die Hauptüberschiebungsfläche, halten sich aber gewöhnlich noch eine Kleinigkeit darüber. Sie metamorphosirten sowohl die unter der Überschiebungsfläche relativ wenig mechanisch beeinflussten Schichten, wie die überschobenen Massen darüber und selbst die am stärksten zermalmten Reibungsbreccien. Es kann hier kein Zweifel daran bestehen, dass die dynamischen Deformationen viel älter sind als die Contactmetamorphose. Letztere ist in der Arbeit übrigens nur ganz andeutungsweise beschrieben.

Unter diesen Umständen ist der Verlauf des auf der Karte eingetragenen Ausstreichens der Überschiebungsfläche sehr unregelmässig.

Der zweite Theil der Arbeit behandelt das Auftreten und die Entstehung eigenthümlicher Gesteine von makroskopisch vollständig gneissartigem Gepräge, welche im centralen und südöstlichen Theile der Insel vorkommen und direct als „Gneisse" bezeichnet werden. Sie bilden linsenförmige Körper von nicht sehr grosser Ausdehnung, indem sie gewöhnlich noch nicht ein Viertel einer englischen Meile in der Länge erreichen. Sie treten meist in den am stärksten mechanisch beeinflussten Torridonschichten auf, haben diese hochgradig metamorphosirt und sind jünger als die grossen palaeozoischen Störungen. An einer Stelle liess sich mit Sicherheit der Nachweis führen, dass sie Apophysen in den tertiären Gabbro entsenden, während sie an anderen Stellen in den ebenfalls tertiären Granit ohne scharfe Grenzen übergehen. Sie müssen also selbst tertiäres Alter haben. Ihre auffällige lagenweise verschiedene Zusammensetzung erklärt Verf. durch Resorption von älteren basischen tertiären Tiefen-

gesteinen. Er bezieht sich dabei auf analoge Beobachtungen von A. Geikie und Teall über gebänderte Gabbros von Skye. Die auf Rum vorhandenen älteren und basischeren Tiefengesteine sind: 1. „die ultrabasische Gruppe, die Peridotite, Olivin-Anorthitgesteine, Enstatit-Anorthitgesteine und viele andere Varietäten umfasst"; 2. die Gabbros. Die Parallelstructur der Gneisse wird wiederholt als Fluctuationsstructur bezeichnet und wegen des Auftretens der Gneisslinsen an Stellen starker Störungen in palaeozoischer und tertiärer Zeit mit den tertiären Krustenbewegungen in einer nicht näher beschriebenen Weise in Beziehung gebracht. Dieser letztere Theil der interessanten Arbeit ist wohl der angreifbarste. Hinsichtlich weiterer Einzelheiten muss auf das Original verwiesen werden.

Wilhelm Salomon.

M. Blanckenhorn: Über das Vorkommen von Phosphaten, Asphaltkalk, Asphalt und Petroleum in Palästina und Ägypten. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1903. August.)

—: Die Mineralschätze Palästinas. (Mitth. u. Nachr. d. deutsch. Palästina-Vereins. Leipzig 1902. No. 5 [erschienen October 1903].)

Die cenomanen Dolomite am steilen Westufer des Todten Meeres zeichnen sich mehrfach durch Gehalt an hygroskopischen Salzen ($ClNa$, $MgSO_4$, $MgCl_2$, $CaCl_2$, KCl) aus, die auf ehemalige oder noch vorhandene grössere Salzlager im Cenoman hinweisen, durch deren Auslaugung der Salzreichthum des heutigen Todten Meeres erklärt werden kann.

Das mittlere Senon oder Campanien führt in Palästina wie in Ägypten Phosphate, in Palästina auch Asphaltkalke.

Kreidephosphatbänke, d. h. Bonebeds mit Fischknochen und Koprolithen, die local bis zu 47 % dreibasisches Kalkphosphat enthalten, erscheinen im höheren Campanien, den dort relativ jüngsten Kreideschichten, im Wechsel mit Bitumenkalk, Stinkkalk und Feuersteinbändern in der Wüste Juda östlich Jerusalem und Bethlehem. Ein Vorkommen hochprocentigen Phosphats von apatitähnlicher Zusammensetzung mit 83 % Tricalciumphosphat wurde vom Verf. im Ostjordanland entdeckt.

In Ägypten sind Kreidephosphate von 13—61 % Gehalt an Tricalciumphosphat im gleichen geologischen Horizont durch die Aufnahmen der Geological Survey bekannt geworden, und zwar an 5 Plätzen der Arabischen Wüste und in der Libyschen Oase Dahle.

Der Bitumengehalt der Asphaltkalke Palästinas steigt bei dem besten Vorkommen Nebi Musa bis zu 25 %. Dies Gestein würde sich technisch wohl zu Stampfasphalt eignen.

Reiner Asphalt tritt theils aus dem Wasser des Todten Meeres an dessen Oberfläche, theils quillt er aus Ritzen der östlichen und westlichen Steilgehänge heraus, endlich zeigt er sich als Bindemittel von diluvialem Geröll und Sand.

Erdöl wurde bisher sicher nur an vereinzelten, bloss mit Schiffen zugänglichen steilen Uferpartien beobachtet. Der eigentliche Entstehungs-

herd des reinen Asphalts und Erdöls am Todten Meere dürfte in den Bitumenkalken des Campanien zu suchen sein.

Im Gegensatz dazu ist das ägyptische Erdöl vom Gebel Sēt am Westufer des Suesgolfs jüngerer Entstehung. Es bildet sich in den fossilen und recenten Korallenriffen und Küstenablagerungen durch Zersetzung thierischer Leichen unter Anwesenheit von Salzwasser. Diese alte Hypothese von O. Fraas wurde neuerdings Seitens der ägyptischen Landesgeologen bestätigt. **Blanckenhorn.**

R. Fourtau et D. E. Pachundaki: Sur la constitution géologique des environs d'Alexandrie. (C. R. Acad. Sc. **135**. 596—597. 13 octobre 1902.)

An der ägyptischen Küste bei Alexandria werden von den Verf. folgende jüngere Ablagerungen unterschieden:

1. Der härtere „Kalk von Mex" setzt die etwa $\frac{1}{2}$ km von der Küste entfernte Höhenkette zwischen dem Araber-Golf und der alexandrinischen Vorstadt Gabbari zusammen; bei Mex wird er als Baustein für Alexandria gebrochen. Aus ihm werden an Petrefacten namhaft gemacht: *Pectunculus* sp., *Arca* sp., *Cardita trapezia*, *Nassa* sp., *Bittium reticulatum*, *Rissoa similis*. Sein Alter wird in Übereinstimmung mit Blanckenhorn's Ansicht als oberpliocän—unterdiluvial aufgefasst.

2. Muscheltuff mit reicher, aber schlecht erhaltener mariner Fauna nimmt bis Abukir hin die Meeresküste selbst ein und bildet auch den Untergrund von Alexandria und Ramleh. Alter: frühquartär.

3. Sandstein und Kalksand mit Landschnecken, besonders *Helix vestalis*, *H. mexensis*, *Rumina decollata*, gemischt mit einigen bei Stürmen ausgeworfenen marinen Formen als Dünenbildung über den beiden älteren Ablagerungen. Alter: spätquartär. **M. Blanckenhorn.**

R. Fourtau: Sur la faune échinitique du golfe de Suez. (C. R. Acad. Sc. **136**. 1101—1103. 4 mai 1903.)

Vergleichende Studien über die fossile und gegenwärtige Seeigel-Fauna des Sues-Golfs führten den Verf. neuerdings zu Schlüssen über die Entstehungsgeschichte des Golfs und seiner Fauna, die seinen eigenen früheren diesbezüglichen Angaben theilweise widersprechen, dagegen den schon vorher von Blanckenhorn auf anderem Wege gewonnenen und 1901, später 1902, aufs Bestimmteste ausgesprochenen Resultaten sich nähern.

1. Erst gegen das Ende des Pliocäns stürzte der Erythräische Graben ein und drangen die Gewässer des Indischen Oceans ein mit der Fauna des Oberpliocäns: *Pecten Vasseli* (früher von Fourtau und Depéret dem Miocän zugerechnet), *Temnopleurus toreumaticus*, *Laganum depressum*.

2. Ein wenig später mit Beginn des Quartärs fand eine vorübergehende Verbindung mit den Mittelmeergewässern statt, welche die Einwanderung einiger Formen, wie *Pecten erythraeensis* (als Abkömmling oder Varietät von *benedictus*), *Ostrea cucullata* (= *O. Forskali*) zur Folge hatte.

3. In der folgenden Phase der Hebung wanderte ein Theil der indischen Fauna wieder in den Indischen Ocean zurück und die übrige Fauna unterlag unter dem Einfluss der localen Verhältnisse einigen Modificationen.

4. Die Öffnung des Canals von Sues hat auf die Seeigelfauna des Golfs bisher keinen Einfluss ausgeübt.

Früher hatten Fourtau und Depéret den Horizont der *Ostrea pseudocrassissima* Fuchs und *Pecten Vasseli* Fuchs irrthümlich für oberstes Miocän, entsprechend dem algerischen Sahélien, angesehen. Genauere Studien am Aushub des Suescanals bei Kilometer 152 führten Fourtau zu dem Schluss, dass diese beiden Faunen nicht gleichzeitig waren. Die Sande mit *Ostrea crassissima* und einer anderen, von *O. digitalina* des Miocäns sich ableitenden Austernart repräsentiren eine mediterrane Ablagerung des Mittelpliocäns (gleichzeitig also mit der mediterranen *Clypeaster-Cucullata*-Stufe des unteren Nilthals). Dem im Oberpliocän folgenden Einbruch des Rothen Meeres und Vordringen der indischen Gewässer entsprechen die Mergel mit *Pecten Vasseli* und *Temnopleurus toreumaticus*. Mit dem Ende des Pliocäns erfolgte dann die vorübergehende Vereinigung des Rothen mit dem Mittelmeer und der Absatz von thonigen Sanden mit *Ostrea cucullata*. In diese Zeit erst fällt die Einwanderung einiger pliocänen Mediterranformen, so auch des *Pecten erythraeensis*, der von *P. benedictus* abstammt. **M. Blanckenhorn.**

J. B. Scrivenor: Notes on the geology of Patagonia. (Quart. Journ. Geol. Soc. **59**. 160—179. 1903. 1 Karte.)

1. Beschreibung der Schichtenfolge der patagonischen Formation bei Entrance Point (Rio Santa Cruz) und eines Profils am Monte Leon, wo über marinen Schichten der genannten Formation ästuarische Bildungen mit Pflanzenresten und weiter terrestrische Ablagerungen mit Wirbelthierresten (Santa Cruz-Formation) folgen, in denen aber noch Bänke mit *Ostrea ingens* vorkommen. — Bemerkenswerth ist das Vorkommen von frischem Hypersthen und Plagioklas in den Sandsteinen der patagonischen Formation. Sie müssen sich von andesitischen Tuffen oder Laven herleiten, deren Bildungszeit mit der der Sandsteine zusammenfiel oder ihr voraufging.

2. Bei Port St. Helena tritt ein mächtiger Quarzporphyrgang in tertiären Schichten auf [? Ref.]. Dasselbe Gestein findet sich im Thal des Chico (Chubut).

3. In den Moränen am Lago Buenos Aires hat Verf. Geschiebe von folgenden Gesteinen gefunden: Biotit- und Hornblendegranit, Quarzglimmerdiorit, Gabbro, Hornblendepikrit, Quarzporphyr, Liparit, Trachyt, Olivinbasalt, saure Tuffe. Hypersthenandesite, die man nach der Beschaffenheit der tertiären Sedimente erwarten sollte, fehlen, sind also vielleicht älter als der Granit und der Porphyr, die nach Ablagerung der Santa Cruz-Schichten und vor Bildung der Geröllformation emporgedrungen sein dürften.

4. Basaltströme sind im Thal des Rio Chico de Santa Cruz, in der Gegend der Seen Colhuapé und Musters, im Thal des Senguerr und am Lago Buenos Aires weit verbreitet. Ihre Ausbruchsstellen liegen vielleicht auf einer N.—S. gerichteten Linie am Ostfuss der Cordillere. Über ihr Alter lässt sich nur sagen, dass sie älter als die grossen Querthäler der Cordillere und die Vereisung jener Gegend sind.

5. Die Gerölle der Tehuelche-Geröllformation sind meist Quarzporphyr, seltener Breccien, Tuffe, Rhyolith, Biotitgranit und Gneiss. Sie sind vollkommen gerundet und zeigen nie Glacialschrammen. Dass ihre Grösse gegen die Cordillere hin zunähme, hat Verf. nicht beobachten können. Hervorzuheben ist das absolute Fehlen von Basaltgeröllen. Verf. stellt sich die Entstehung dieser Ablagerung folgendermaassen vor: Die Gletscher häuften an den Quellen der patagonischen Flüsse Moränen an, deren Material dann durch die Ströme fächertörmig nach Osten ausgebreitet wurde. Die Meeresküste lag damals viel weiter westlich als heute, vielleicht noch westlich von den Basaltströmen. In dem Meere, das die Gerölle einschichtete und das allmählich nach Osten zurückwich, haben wohl Quarzporphyrinseln gelegen, von denen wenigstens z. Th. die vielen Quarzporphyrgerölle stammen.

6. Der Lago Buenos Aires liegt in einem gewaltigen Querthal der Cordillere, dessen Entstehung auf tektonische Ursachen zurückzuführen ist. Früher lag der Spiegel des Sees, wie alte Strandlinien beweisen, etwa 700′ höher und der See fand damals seinen Abfluss nach Osten zum Atlantischen Ocean.

7. Die oft von Terrassen begleiteten Thäler der patagonischen Ströme besitzen Dimensionen, die zu der Grösse der jetzt in ihnen fliessenden Gewässer in keinem Verhältniss stehen. Die Abnahme der Wassermenge ist auf Verminderung der Niederschläge, Flussverlegungen und Verlegungen der Wasserscheide zurückzuführen. Tektonischen Ursprungs sind diese Flussthäler keinesfalls. **Otto Wilckens.**

Devonische Formation.

John Clarke: Percé, a brief sketch of its geology. (Report of the New York state palaeontologist for 1903. Albany 1904.) Mit mehreren landschaftl. Bildern und Profilen, einer topogr. u. geolog. Karte.

Der Wunsch, die ältesten Devonbildungen auch ausserhalb der Grenzen des Staates New York kennen zu lernen, führte den Verf. nach dem genannten, im äussersten Osten der Halbinsel Gaspé (an der St. Lorenz-Bai in Canada) gelegenen Orte, der, durch ungewöhnliche landschaftliche Reize ausgezeichnet, einem jeden die furchtbare zerstörende Gewalt der Brandung vor Augen führt. Ein flacher, 300′ breiter Meeresarm trennt hier vom hohen Felsgestade einen gigantischen Block, der als hohe Insel 1500′ ins Meer hineinragt und wegen des an einer Stelle ausgewaschenen Felsthores den Namen Rocher oder Rock Percé erhalten hat.

Die geologische Karte zeigt, dass die Haupterhebung des benachbarten Festlandes, der bis 1400′ aufsteigende Mt. Sainte Anne, aus einer breiten Masse von rothen Conglomeraten, Sandstein und Kalken des sogen. Gaspé-Sandsteins, einer Ablagerung von Old Red-artigem Charakter, gebildet wird, an die sich im Norden und Osten mehrere kleine Kalkschollen anlehnen. So der Mt. Joli zwischen Percé und der Küste, die südlich davon gelegene Masse des Cap Cañon und die Insel Percé selbst. Alle diese Kalkschollen sind aber von der Masse des Mt. St. Anne durch grosse Verwerfungen getrennt und bestehen aus älterem Gestein als der genannte Berg, da sie theils, wie der Mt. Joli und Cap Cañon, von untersilurischem (Trenton-) Alter sind, theils, wie die senkrecht stehenden Kalkbänke der Insel Percé, dem ältesten Devon angehören.

Letzteres beweisen deutlich die Fossilaufsammlungen des Verf., nach denen die Fauna des Percé-Kalks ein Gemenge von Arten der Helderberg- und Oriskany-Schichten von New York mit solchen des bekannten canadischen Gaspé-Sandsteins bildet. Etwas älter sind wahrscheinlich die im Nordwesten der Insel Percé und des Mt. Joli liegenden grauen Schiefer vom Cap Barré, in denen sich neben *Spirifer modestus* Hall, einer Helderberg-Form, eine (in einem Holzschnitt dargestellte) Art der merkwürdigen Trilobitengattung *Dicranurus* gefunden hat, die ausser im Staate New York, wo sie die tiefsten Horizonte des Helderbergian charakterisirt, nur noch aus Böhmen bekannt ist, wo sie der Barrande'schen Stufe G^1 angehört.

Aus den rothen Schichten des Mt. St. Anne kennt man schon seit längerer Zeit Fische und Pflanzen des Old Red. In den Conglomeraten kommen aber auch Geschiebe mit silurischen Versteinerungen und solchen des Percé-Kalks vor. Verf. vermuthet, dass die fraglich mächtige Schichtenfolge nicht nur das jüngere Devon vertritt, sondern noch ins Carbon hineinragt.

Eine prächtige farbige Ansicht der Percé-Klippe bildet einen besonderen Schmuck der interessanten Arbeit. **Kayser.**

Juraformation.

M. Cossmann: Note sur l'Infralias de la Vendée et des Deux-Sèvres (Suite). (Bull. Soc. géol. France. (4.) **3**. 497. 1904. Mit 3 Taf.)

In einer vorhergehenden Arbeit beschrieb Verf. die Gastropoden des Infralias der Vendée und Chartron fügte stratigraphische Bemerkungen über die Fundstätten hinzu. Die vorliegende Arbeit vervollständigt die erstere durch die Beschreibung der Zweischaler, berücksichtigt aber ausserdem auch die Fauna der Localität Sainte-Pézenne bei Niort (Deux-Sèvres). Hier sind die Versteinerungen nicht in Taschen von rothem kieseligen Sand enthalten, wie in der Vendée, sondern in Schichten von vorwiegend kalkiger Natur. Fast alle Formen von Sainte-Pézenne kommen auch im Hettangien der Vendée vor, so dass man nicht

zögern kann, die Ablagerung von Sainte-Pézenne trotz abweichender Beschaffenheit des Gesteins dem Hettangien zuzuzählen. Folgende Arten sind beschrieben und auf 3 Tafeln abgebildet: *Ostrea anomala* Terq., *Plicatula* cf. *Baylei* Terq., *Pl. obsoleta* n. sp., *Chlamys* cf. *aequiplicata* Terq., *Chl.* cf. *dispar* Terq., *Chl. Chartroni* n. sp., *Lima vendaeensis* n. sp., *Avicula Dunkeri* Terq., *Gervilleia rhombica* n. sp., *G. Hagenowi* Dunk., *G. falciformis* n. sp., *Mytilus Chartroni* n. sp., *Modiola rustica* Terq., *M. deflexicardo* n. sp., *Parallelodon Chartroni* n. sp., *P. hettangiense* Terq., *Leda vendaeensis* n. sp., *Cardinia ovum* Martin, *C. lucinaeformis* n. sp., *Opis alata* n. sp., *Astarte Chartroni* n. sp., *Isocyprina pulla* n. sp., *Cyprina Boonei* n. sp., *Trapezium laevigatum* Terq., *Tr. occidentale* n. sp., *Cardium Philippianum* Dunk., *C. Chartroni* n. sp., *Dentilucina lunulicava* n. sp., *D. tenuilineata* n. sp., *Arcomya tenuitesta* n. sp.

Für eine Gruppe der Gattung *Gervilleia*, und zwar die zweite Gruppe Frech's, wird die neue Bezeichnung *Cultriopsis* (Typ.: *G. cultellus* Cossm.) aufgestellt. Während Frech die Aufstellung neuer Namen für die von ihm richtig unterschiedenen und gekennzeichneten Gruppen der Gattung *Gervilleia* für überflüssig hielt, erscheinen solche Namen dem Verf. für erspriesslich. Für die erste Gruppe wäre der Name *Gervilleia* festzuhalten, für die vierte und vielleicht auch die dritte der Name *Gervilliopsis* Conrad.

Ausser den von Cossmann beschriebenen Zweischalern enthält die Hettangien-Fauna noch eine von H. Douvillé als *Terebratula punctata* Sow. var. *lata* bestimmte Brachiopodenart[1] und mehrere Echiniden, eine Crustaceenform und einige Korallen. Die von J. Lambert bearbeiteten Echiniden, und zwar: *Acrosalenia Chartroni* n. sp., *Pseudodiadema primaevum* n. sp., *Hessotiara minor* n. sp., *Palaeopedina*? sp., entbehren nicht eines gewissen Interesses. Drei Arten gehören zu den Tiarinae, von denen bisher nur im Charmouthien und im Toarcien Vertreter bekannt waren. Davon zeigt *Acrosalenia* alle Gattungsmerkmale bereits in voller Entwickelung, während die Pseudodiademinen nahe der Abzweigung dieser Gruppe zu stehen scheinen. **V. Uhlig.**

C. Renz: Neue Beiträge zur Geologie der Insel Corfu. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. No. 5. 1903. 10.)

Neuere Untersuchungen auf Corfu ergaben eine ziemlich ausgedehnte Verbreitung liassischer Ablagerungen als ältestes Glied der Schichtenfolge dieser Insel. Am benachbarten Festlande wurden am Cap Scala (Albanien) Ammoniten des untersten Dogger (*Simoceras* cf. *scissum* Ben., *Hammatoceras* sp., *Oppelia* sp., *Phylloceras* sp.) gesammelt, das erste Vorkommen

---

[1] Die im Texte erwähnte *Terebratula grestensis* stammt nicht, wie Douvillé angiebt, aus den Kössener Schichten (Rhät), sondern aus den Grestener Schichten (Unterlias). Ref.

dieser Art im südlichen Theile der Balkan-Halbinsel. Über dem Lias und Dogger liegen fossilfreie Plattenkalke mit Hornsteinknollen (Vigläs-Kalke) und darüber Rudisten-Kalke der Oberkreide. Die Plattenkalke sind also jurassisch bis untercretaceisch, und nicht eocän, wie De Stefani annahm. Im harten weissen Kalk von Peleka kommen mittelliassische Brachiopoden, darunter auch *Koninckina Geyeri* Bittn., vor, dieselbe Art, die Philippson in Epirus entdeckt hat. Mit dem Kalk von Peleka ist der ammoniten- und brachiopodenführende Kalk der Insel Vido ident, der von Hornsteinen mit *Posidonomya Bronni* und Aptychen (Oberlias) überlagert wird.

V. Uhlig.

G. Bonarelli: Miscellanea di note geologiche e paleontologiche per l'anno 1902. II. Prospetto cronologico del Giura italiano. (Boll. Soc. geol. Italiana. **22**. 434. Roma 1904.)

Verf. stellt in einer übersichtlichen Tabelle die italienischen Juraablagerungen nach ihren geologischen Altersbeziehungen zusammen und spricht sich namentlich über die Bedeutung und den stratigraphischen Umfang der Aptychenschiefer näher aus. Handelt es sich hierbei auch wesentlich um bereits bekannte Thatsachen, wird doch diese Zusammenstellung Manchem recht willkommen sein. V. Uhlig.

Kreideformation.

B. v. Rehbinder: Fauna und Alter der cretaceischen Sandsteine in der Umgebung des Salzsees Baskuntschak. (Mém. du Comité géologique. **12**. 1902. 4 Taf.)

Bei der Anlage von Steinbrüchen für die Baskuntschaker Eisenbahn wurden in der Nähe des Salzsees Baskuntschak (Astrachaner Steppe) von kaspischen Sedimenten überdeckte Sandsteine blossgelegt. Die Sandsteine sind mit Kalk cementirt, im frischen Zustande fest und weiss oder weisslichgrau, im verwitterten locker und von gelblicher Färbung. Sie lagern in der ganzen Umgebung des Gross-Bogdo-Berges. An Versteinerungen wurden 3 Bivalven: *Anomia refulgens*, *Exogyra* sp. (cf. *flabellata* Goldf.), *Corbula* aff. *incurvata* v. Koenen und 12 Gastropoden gefunden. Verf. bestätigt die vom Ref. ausgesprochene Identität von *Nerita ovoides* Fraas (non Gein.) mit *N. fluctuoides* Whitf. sp., betrachtet jedoch *Natica acuminata* Whitf. als Varietät der *N. fluctuoides*, nicht als eine besondere Art. [Ref., der gelegentlich seiner Bearbeitung syrischer Gastropoden (dies. Jahrb. 1901. I. -488-) diese Frage auch erwogen hatte, hat auf Grund dessen, dass diese beiden Formen bisher nur auf ihren jeweiligen bestimmten Horizont beschränkt gefunden sind, Whitfield beigestimmt, sie getrennt und möchte noch jetzt an dieser Auffassung festhalten. Bei seiner Einstellung der beiden Arten zur Gattung *Neridomus* leitete ihn insbesondere die Gestaltung der Innenlippe, welche bei *Nerita* abgeflacht,

gerade und gezähnt ist, während sie bei *Neridomus* nur verdickt ist und dem Verlaufe der Aussenwand des vorletzten Umganges sich anschmiegt.] Daran schliessen sich *Fossarus neritopsoides* Blanckenhorn sp., *Natica ornata* Fraas sp. und *Turritella baskuntschakensis* n. sp. (die einer in der Kreide seltenen Gruppe angehört). Eine eingehende Untersuchung widmet Verf. der Gattung *Glauconia* [darin, dass Giebel als ihr Autor anzusehen sei, tritt Ref. dem Verf. bei]. Es wird gezeigt, dass die Abweichungen in der Ausbildung des unteren Theiles des äusseren Mundsaumes keine grosse systematische Bedeutung haben, die etwa zur Aufstellung von Untergattungen Anlass geben könnten, und dass ferner die Beziehungen zu den Cerithiiden und Melaniiden viel geringere als zu den Turritelliden sind, so dass also wenigstens vorläufig, solange die Abstammung der Glauconien noch nicht bekannt ist, denselben ihre Stellung in dieser Familie beibehalten werden muss. Die Beziehungen sind so enge, dass die tertiäre *Turritella (Proto) cathedralis* mit grosser Wahrscheinlichkeit für einen tertiären und mit noch mehr Recht *T. (Torcula) exoleta* Lam. für einen recenten Nachkommen der Glauconien gehalten werden kann. Synonyme von *Glauconia strombiformis* Schloth. sp. sind *Cerithium Heeri* Pict. et Renev., *Turritella Lorieri* Vil., *Cassiope Picteti* Coqu., *Melania tricarinata* Dk. und *M. laginensis* Struckm., dagegen ist *Glauconia Lujani* Vern. sp. durchaus von dieser Art verschieden. Es ist noch hervorzuheben, dass hinsichtlich des bei *Glauconia* auftretenden Nabels Verf. feststellen konnte, dass bei *Turritella exoleta* ein enger, aber deutlicher und tiefer Nabel vorkommt. Weiter werden angeführt *Glauconia* aff. *Renauxiana* d'Orb. sp., *Odostomopsis abeihensis* Blanckenhorn sp., mit welcher Art *O. Whitfieldi* J. Böhm ident ist, *Nerinea astrachanica* n. sp., die *N. forojuliensis* Pirona und *N. Noetlingi* J. Böhm nahe steht, *Cerithium Cornuelianum* d'Orb, mit dem *C. Valeriae* Vern. et Lor. ident ist, *C. Phillipsi* Lequ., in dessen Synonymie *Turritella Charpentieri* Pict. et Renev. wie *Cerithium Forbesianum* d'Orb. gehören, *? Cerithium* sp. und *Trochactaeon truncatum* Stol.

Was das Alter dieser Ablagerung anbetrifft, so kommen *Nerita fluctuoides*, *Fossarus neritopsoides*, *Natica ornata* und *Odostomopsis abeihensis* im Trigoniensandstein von Abeih in Mittelsyrien vor und finden sich *Glauconia strombiformis*, *Cerithium Cornuelianum*, *C. Phillipsi* und *Anomia refulgens* im Trigonienkalke von Nordost-Spanien, als deren Typus die Fauna von Utrillas dienen kann, wieder. Es sei hervorgehoben, dass die letzterwähnten 4 Arten ausser in Spanien auch anderweitig, und zwar in sehr verschiedenen Horizonten aufgefunden worden sind, jedoch in den zu den asiatischen passendsten Varietäten nur in dieser Ablagerung Spaniens vorkommen. Indem das Alter dieser beiden Horizonte eingehend discutirt wird, kommt Verf. für die Fauna des Baskuntschak-Sandsteins zu dem Schluss, dass es am wahrscheinlichsten in den Zeitraum vom Barrêmien bis incl. Cenoman fällt. **Joh. Böhm.**

Tertiärformation.

W. Deecke: Über ein reichliches Vorkommen von Tertiärgesteinen im Diluvialkies bei Polzin, Hinterpommern. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1904. **5**. 53.)

Aus zahlreichen Knollen von eisenschüssigem Sandstein sammelte Verf. ausser verschiedenen anderen 28 Arten sicher bestimmter Mollusken, alles Arten des mitteloligocänen Stettiner Sandes; dieser wurde auch in Cöslin von 57,85—68,25 m Tiefe unter z. Th. groben Quarzsanden und Glimmerthon erbohrt. Der Septarienthon [? Ref.] ist dort 37,45 m mächtig. In den dortigen Kiesgruben finden sich häufig auch dunkelbraune sandreiche Eisensteinknollen mit einem Kern von hellem Sand oder dunklem Thon, welche dem Oberoligocän angehören dürften. **von Koenen.**

Fr. Roman: Contribution à l'étude des bassins lacustres de l'Éocène et de l'Oligocène du Languedoc. (Bull. Soc. géol. de France. (4.) **3**. 546—616. 1904.)

Durch eine Anzahl postoligocäner Verwerfungen ist das Eocän und Oligocän des Languedoc in eine Anzahl von Südwesten nach Nordosten gestreckter Becken zerlegt worden, welche nach ihren Schichtenfolgen und Fossilien eingehend geschildert werden, z. Th. unter Beifügung von Textfiguren mit Querprofilen. Dann folgt eine Schilderung der einzelnen Etagen des Tertiärgebirges: über der obersten Kreide, dem Kalk von Rognac, den unteren Thonen von Vitrolles und Cengle, dem Marmorkalk von Vitrolles mit *Physa montensis,* der obere rothe Thon, welcher als unterstes Tertiär von den Kalken mit *Physa prisca,* dem Kalk von Langesse, mit *Limnaea obliqua* und rothen Mergeln ohne Fossilien überlagert wird. Diese Kalke keilen sich aber vielfach aus, und es bleiben dann bei Lunel, Montpellier etc. nur bunte Thone und Sande übrig, die nicht specieller zu gliedern sind. Ausser den *Physa* und der Flora von St. Gely-du-Fesc ist nur ein Zahn-Bruchstück von *Lophiodon* in dem Untereocän gefunden.

Das Mitteleocän (Lutétien) besteht in der Provence aus 2 Horizonten von Süsswasserkalken, von welchen der obere durch *Planorbis pseudoammonius* bezeichnet wird, erhält aber westlich vom Hérault-Thal durch das Einbrechen des Nummuliten-Meeres Einlagerungen von Molassen, Sandsteinen und Conglomeraten. Die Fauna besteht ausser den Wirbelthieren von Issel aus Land- und Süsswasserformen, welche z. Th. abgebildet werden. Das Bartonien fehlt in der Provence, ist aber bei St. Mammert durch rothe Kalksandsteine und Kalke mit *Lophiodon rhinocerodes, Limnaea longiscata* etc. vertreten. Dazu rechnet Verf. auch die Kalke mit *Planorbis mammertensis* und die Lignite von Coulondres; im Castrais wurden von Vasseur 3 Kalkhorizonte, durch Molasse getrennt, unterschieden. Die Fauna des Bartonien wird aufgeführt und als neue Arten werden beschrieben und abgebildet: *Planorbis mammertensis, Pl. Vasseuri, Dactylius robiacensis*, *Glandina costellata* var. *mammertensis*, *Strophostoma prae-*

globosum; dann folgt eine Übersicht der Wirbelthiere und ihrer Aufeinanderfolge.

Vom Ludien ist im Becken von Aix nur der oberste Theil durch die Kalke von St. Pont und Luynes mit *Planorbis crassus* vertreten, während im Becken von Apt grüne Mergel und kohlige Schichten mit *Palaeotherium magnum* etc. auftreten, welche nach Norden in rothe, conglomeratische Schichten, bei Carpentras mit Gyps, übergehen. Die Wirbelthierfauna ist von Euzet, Saint-Hippolyte-de-Caton, Sommières etc. bekannt, stellenweise begleitet von *Limnaea longiscata, Strophostoma globosum* etc., besonders bei Mas-Saint-Puelles mit reicherer Fauna. Diese wird besprochen und in Textfiguren abgebildet. Die Wirbelthierfauna des unteren und des oberen Ludien folgt; die letztere stimmt ganz mit der des Pariser Gypses überein.

Das Sannoisien erreicht grosse Mächtigkeit und Verbreitung und beginnt bei Aix mit rothen Thonen und Conglomeraten, welche oben *Cainotherium* und *Aceratherium* enthalten. In der Gegend von Beaucaire finden sich Bänke von Süsswasserkalken, bedeckt von Meeresmolasse des Burdigalien. Im Becken von Sommières schieben sich zwischen die mächtigen Kalke Sandsteine mit *Cinnamomum* und oben auch lignitische Schichten mit *Anoplotherium* und *Palaeotherium* (bei Célas und Barjac) ein. Bei Sommières besteht das obere Sannoisien aus Conglomeraten, und das Sannoisien liegt transgredirend über dem älteren Tertiär resp. der Kreide. Genauer wird die übrigens recht arme Fauna des unteren, mittleren und oberen Sannoisien beschrieben und das Vorkommen von Wirbelthierresten.

Das Stampien und Aquitanien enthält im Becken von Sommières Kalke mit *Limnaea aequalis* und *Helix* etc., oben mit Conglomeraten. Dem Aquitanien entsprechen wohl die weissen Mergel mit *Aceratherium.*

von Koenen.

A. Peyrot: Les faluns de la Touraine. (Soc. de Géographie de Tours. 1901. **18**. 53.)

Es werden die verschiedenen Aufschlüsse in den Miocänsanden der Gegend von Tours beschrieben, ihre Stellung zum unteren Helvétien erörtert, ihre Bildung besprochen und endlich die Literatur angeführt.

von Koenen.

Léon Janet: Note sur la position stratigraphique, la nature et le mode de formation de la roche du Breuillet (Seine-et-Oise). (Bull. Soc. géol. de France. (4.) **3**. 622. 1904.)

Bei Breuillet (Seine-et-Oise) liegt über der „Argile plastique" ein hartes, kieseliges Gestein mit Quarzkörnern, welches sonst oft in Geröllen vorkommt und zuletzt von Dollfus zum Sparnacien gestellt wurde. Zwei Bohrlöcher bestätigen jetzt diese Ansicht. Es wird dann eine Analyse mitgetheilt und die Art der Entstehung erörtert. **von Koenen.**

Ch. Depéret: Sur l'âge des graviers du Belvedere. (Bull. Soc. géol. de France. (4.) **3**. 631. 1904.)

Es wird ausgeführt, dass bei Wien eine Terrasse von grauem Schotter mit *Elephas primigenius, Rhinoceros tichorhinus* etc. 15—20 m über der Donau liegt, 60 m über dieser sandige, z. Th. eisenschüssige Schotter mit einer dünnen Lössdecke, und nur einen unbestimmbaren *Elephas*-Knochen. Das Schloss Belvedere liegt auf dieser Terrasse, giebt aber den Namen auch einer höheren Terrasse, welche sich auf dem Laaerberg bis zu 100 m über der Donau erhebt und aus stark zersetzten Gesteinen besteht, Quarzite in einem dichten, eisenschüssigen Thon, die mit der vorhergehenden zusammen als Belvedere-Schotter und Lagerstätte des *Hipparion gracile, Dinotherium* etc. bezeichnet worden sind. Diese Arten stammen aber nach Mittheilungen von Schaffer aus den darunter liegenden Congerien-Sanden, welche stark durch die Terrassen-Schotter ausgewaschen sind. Diese wären daher pliocän [auch sonst verbreitete Ansicht. Ref.], während die Belvedere-Terrasse noch jünger ist. **von Koenen.**

Clement Reid: On a probable eocene outlier off the Cornish coast. (Quart. Journ. Geol. Soc. **60**. 113. 1904.)

Im südwestlichen Cornwall finden sich in der Nachbarschaft von Penzance wenig abgeriebene Feuersteine nebst Kreidekieseln und einzelnen palaeozoischen Geröllen. Dieses Vorkommen erklärt Verf. durch einen Fluss der Eocänzeit zwischen St. Ives Bay und Mounts Bay, dessen Thal später von pliocänen Bildungen bedeckt wurde. **von Koenen.**

Ad. Guébhard: L'âge pliocène de la Brêche du Broc. (Bull. Soc. géol. de France. (4.) **3**. 667.)

Am Eingange des Dorfes Carros liegen über den sandigen Mergeln des Helvétien die Breccien (besser Conglomerate von z. Th. noch eckigen Juragesteinen), welche nach oben kaum fossilisirte Austern und Lithophagen in den zerbohrten Geröllen enthalten. Diese Breccien sind auf der geologischen Karte Blatt Nizza als Miocän bezeichnet, während er schon früher sie für Pliocän erklärt hatte auf Grund ihrer Fauna. Da sie durch die Nord-Süd-Faltungen mit betroffen worden sind, ist deren Alter somit recht jung. **von Koenen.**

N. Andrusow: Geologische Untersuchungen auf der Halbinsel Taman. (Materialien zur Geologie Russlands. **21**. Lief. 2. 255—377. Mit Karte u. 7 Taf. St. Petersburg 1904.)

Die ältesten Ablagerungen der Halbinsel Taman sind die Splialis-Thone, die Verf. zum Horizont des Kalksteines von Tschokrack (Mittelmiocän) rechnet. Verf. theilt die sarmatischen Schichten von Taman in

vier Abtheilungen. Die unteren sarmatischen Ablagerungen bestehen aus schwarzem Schieferthone mit Zwischenschichten von Kieselmergel. Die mittleren sarmatischen Schichten, in denen *Cryptomactra pes anseris* als Leitfossil auftritt, bestehen ebenso hauptsächlich aus Thon und Mergel mit dünnen Zwischenschichten eines feinporösen travertinähnlichen Kalksteines. In den oberen Horizonten der sarmatischen Ablagerungen sind besonders hellfarbige, leichte Thone entwickelt, die oft Reste von Diatomeen enthalten.

Die mäotischen Ablagerungen auf der Halbinsel Taman bestehen auch aus Thon mit dünnen Zwischenschichten von Muschelsand. Die unterste von diesen ist der Horizont mit *Congeria ponticapaea.*

In den mäotischen Thonen ebenso wie in den oberen sarmatischen finden sich Reste von Diatomeen.

Die pontischen Ablagerungen sind durch *Valenciennesia*-Thone repräsentirt, deren Mächtigkeit stellenweise 120 m übersteigt.

Mitten in diesen mächtigen Schichten liegt als dünne Zwischenlage eine Muschelbreccie mit *Congeria subrhomboidea* Andrusow.

Die auf den pontischen Ablagerungen liegenden Eisenerzschichten des Horizontes von Kamyschburun bestehen theilweise aus bohnenförmigem braunen Eisenerz, theilweise aus Thon und Sandablagerungen.

Die noch höher liegenden mächtigen Bänke von weissen und gelben Sanden rechnet Verf. noch zu dem Pliocän, vorläufig nur aus stratigraphischen Gründen.

Zu den Quartärablagerungen der Halbinsel Taman gehören lössähnliche Thone, die eine gemeinsame Decke bilden, und die marinen Muschelbreccien, in denen Vertreter der Mittelmeerfauna mit Arten des Kaspischen Meeres vermischt sind.

Das Fehlen irgend welcher Lücke in der Lagerung der neogenen Schichten auf der Halbinsel Taman und das Vorherrschen der feinen thonigen Sedimente bringt Verf. zu dem Schluss, dass die Halbinsel von Taman in der ganzen Neogenzeit von dem Meere bedeckt blieb, das hier eine grössere Tiefe erreichte als auf der benachbarten Halbinsel Kertsch, auf dem Nordkaukasus und in Südrussland.

In dem palaeontologischen Theil dieser Arbeit sind die neuen Arten *Leda Prendeli* und *Neritina oxytropida* beschrieben und abgebildet. **N. Sokolow.**

Quartärformation.

Aug. Schulz: Das Schicksal der Alpenvergletscherung nach dem Höhepunkte der letzten Eiszeit. (Centralbl. f. Min. etc. 1904. 266—275.)

—, Die Wandlungen des Klimas, der Flora, der Fauna und der Bevölkerung der Alpen und ihrer Umgebung vom Beginne der letzten Eiszeit bis zur jüngeren Steinzeit. (Zeitschr. f. Naturw. 77. 41—70. 1904.)

Aug. Schulz: Über Briquet's xerothermische Periode. (Deutsch. Bot. Ges. Berichte. **22**. (4.) 235—247. 1904.)

—, Über die Entwickelungsgeschichte der gegenwärtigen Flora und Pflanzendecke Schwedens. (Ebenda. 133—143.)

Auf Grund ausgedehnter Untersuchungen über die Entwickelungsgeschichte der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke des nördlichen Europas ist A. Schulz zu dem Ergebniss gelangt, dass in Mitteleuropa lange nach dem Höhepunkt der (letzten) Vereisung zwei Zeitabschnitte folgten, während welcher die Sommer viel kühler und feuchter, die Alpengletscher daher viel grösser waren als in der Gegenwart; es sind seine „kühlen Perioden" (deren erste intensiver war als die zweite). Diesen kühlen Perioden gingen „heisse Perioden" voraus, eine erste und eine zweite, in denen während eines langen Zeitraumes der Umfang der Alpengletscher wesentlich kleiner war als gegenwärtig.

Im Höhepunkt des „trockensten Abschnittes der ersten heissen Periode" muss in den südlichen Gegenden Mitteleuropas nördlich der Alpen ein continentales Klima geherrscht haben, welches dem heute im südwestlichen oder sogar im südöstlichen europäischen Russland herrschenden entsprach; ausgedehnte Steppen waren damals in diesen Gegenden Mitteleuropas vorhanden und von diesen Steppen erstreckten sich bis tief in die Alpen hinein waldarme, steppenartige Striche. Ein grosser Theil der heutigen Alpengletscher existirte damals gar nicht, die übrigen waren wesentlich kleiner als gegenwärtig. Während der vor und nach dem trockensten Abschnitt fallenden „warmen Abschnitte" besassen die Alpengletscher ebenfalls einen geringeren Umfang als heute.

Schulz corrigirt darnach die Ansichten von Briquet, Penck und Brückner, sowie Andersson:

Briquet nimmt an, dass auf die (einzige) Glacialperiode eine „xerothermische" Periode gefolgt sei, deren Klima trockener und wärmer war als das der Gegenwart, und darauf eine durch regenreicheres und kühleres Klima und eine sehr grosse Ausdehnung des Waldes charakterisirte „Waldperiode", die noch heute nicht ihr Ende erreicht hat. Die xerothermische Periode war nach Briquet die (einzige) Zeit der Lössbildung und des Vorkommens ausgeprägter Steppenthiere im westlichen Europa.

Penck und Brückner meinen, dass seit dem Ausgange des „Bühlstadiums" im Umkreise der Alpen bis heute ununterbrochen ein westeuropäisch-oceanisches Klima geherrscht habe; der Rückzug der Alpengletscher ging seit jener Zeit nicht einheitlich vor sich, sondern wurde durch eine Anzahl Halte und neue Vorstösse unterbrochen.

Andersson theilt den im südlichen Schweden seit dem Beginne des Abschmelzens des letzten Inlandeises verflossenen Zeitraum in eine Zeit der Dryas-, der Birken-, der Kiefern-, der Eichen- sowie der Buchen- und Fichten-Flora. Während der Zeit der Eichenflora war das Klima Schwedens eine Zeit lang wärmer als gegenwärtig; es war dies der wärmste Abschnitt der Postglacialzeit. Bis zu diesem Abschnitte nahm die Wärme in Schweden

Alpengletscher: Maximum der letzten Alpenvergletscherung (Würm-Eiszeit) während derselben Oscillation (Laufenschwankung).				
Post-Würmzeit: Rückzug d. Alpengletscher (Achenschwankung).				
1. Vorstoss (Bühlvorstoss).				*Ancylus*-Zeit.
Rückzug.	1. heisse Periode.	1. warmer Abschnitt (während des Höhepunktes desselben in den gegenwärtig wärmsten Gegenden des nördlich der Alpen gelegenen Theiles Mitteleuropas, Klima zuerst dem heute in den unteren Rhonegegenden herrschend. Klima sehr ähnl., dann v. ostmediterran. Charakter). Trockenster Abschnitt: Gletscher ganz bedeutend geringer als heute (betr. Klima vergl. oben). 2. warmer Abschnitt: Klima ähnlich dem des 1. warmen Abschnitts.	Eichenzeit Andersson's.	*Ancylus*-See stark austrocknend, Ostsee-Inseln landverbunden, breite Landbrücke zwischen der heutigen Küste des schwedischen Festlandes und der gegenüberliegenden russischen und deutschen Festlandsküste. Zwischen Kiefern- und Eichenzeit Andersson's muss eine lange Zwischenzeit liegen, mit Unterbrechung der Torf- und Tuffablagerungen (entsprech. dem 1. warmen Abschnitt u. dem trockensten Abschnitt der 1. heissen Periode).
2. Vorstoss (Gschnitz-Vorstoss).	1. kühle Periode	Die Gletscher vergrössern sich schnell und erreichen grösseren Umfang als heute; Klima der niedrigen Striche des centralen Mitteleuropas ähnlich dem heutigen im südwestlichen Norwegen und westlichen Irland.		Höhepunkt der 1. kühlen Periode = Maximum der *Litorina*-Senkung der Ostsee. (Kurz vor diesen Zeitpunkt fällt nach Andersson der wärmste Abschnitt der Postglacialzeit Schwedens.) Die Schichten, welche nach Andersson in diesem wärmsten Abschnitt des Postglacials gebildet wurden, stammen wenigstens der Hauptsache nach aus der Zeit zwischen dem trockensten Abschnitt der 1. heissen Periode und dem der 2. heissen Periode, die meisten derselben wahrscheinlich aus dem ersten Theil der 1. kühlen Periode.

Rückzug.	2. heisse Periode.	1. warmer Abschnitt: Klima nicht so warm wie in dem entsprechenden Abschnitt der 1. heissen Periode. Alpenvergletscherung vielleicht geringer als gegenwärtig. Während des Höhepunktes des trockensten Abschnittes Klima nur in den gegenwärtig trockensten und heissesten Strichen Mitteleuropas dem der heutigen südwest-russischen Steppen ähnlich; der Umfang der Gletscher verkleinert sich, wenn auch nicht in dem Maasse wie in der 1. heissen Periode, doch werden sie kleiner als die gegenwärtigen. Die Ansiedler des trockensten Abschnittes der 1. heissen Periode, die während der 1. kühlen Periode einen grossen Theil ihres Gebietes verloren hatten, breiten sich von Neuem aus. 2. warmer Abschnitt (ebenso wie im 1. warmen Abschnitt).	Eichenzeit Andersson's.	Während des trockensten Abschnittes der 2. heissen Periode verkleinert sich die Ostsee nicht unbedeutend; während des Höhepunktes dieses Abschnittes wahrscheinlich Oeland mit dem Festlande, und Gotland, Fårö sowie Gotska Sandö untereinander verbunden. Unterbrechung der Ablagerungen.
3. Vorstoss (Daunvorstoss).	2. kühle Periode.	Klima wärmer und trockener als in der 1. kühlen Periode, im Höhepunkt in den niederen Gegenden des centralen Mitteldeutschland etwa dem gegenwärtigen im norddeutschen Tiefland gleichend.	Buchen-Fichtenzeit Andersson's.	
Rückzug der Gegenwart.	Jetztzeit.	Vom Höhepunkt der 2. kühlen Periode nahm die Sommerwärme und die Winterkälte zu, die Niederschläge aber ab, bis das Klima Mitteleuropas schliesslich den heutigen Charakter annahm.		

continuirlich zu; seit demselben hat sich das Klima Schwedens wieder andauernd bis zur Gegenwart verschlechtert.

Die Auffassung von A. Schulz lässt sich in vorstehender Tabelle zur Darstellung bringen. **E. Geinitz.**

E. Kaiser: Die Ausbildung des Rheinthales zwischen Neuwieder Becken und Bonn-Kölner Bucht. (Verhandlungen des XIV. Deutschen Geographentages zu Köln 1903. p. 206—215.)

Nach einigen kurzen einleitenden Bemerkungen über Tektonik und Oberflächengestaltung des Rheinthales zwischen dem Neuwieder Becken und der Bonn-Kölner Bucht und seiner Umgebung behandelt Verf. diejenigen geologischen Gebilde und Vorgänge, welche die heutige Oberflächengestaltung des bezeichneten Gebietes bedingen, und zwar insbesondere die Rheinterrassen und ihre Bildung. Drei Rheinterrassen lassen sich durch das ganze in Betracht gezogene Gebiet verfolgen. Die oberste und breiteste derselben, die von Philippson so genannte Hauptterrasse, liegt mit ihrer Unterkante im Allgemeinen bei 180 m Meereshöhe oder 130 m über dem heutigen Rheinspiegel. Die zweitoberste der durch das ganze Gebiet zu verfolgenden Terrassen, welche Verf. als Mittelterrasse bezeichnet, liegt mit ihrer Unterkante im Mittel bei 70 m Meereshöhe, während sich die unterste der durch das ganze Gebiet zu verfolgenden Terrassen, welche der Verf. als Niederterrasse bezeichnet, nur wenig über das heutige Überschwemmungsgebiet des Rheins erhebt. Zwischen der Haupt- und der Mittelterrasse schieben sich stellenweise noch weitere Terrassen ein. An manchen Stellen findet sich eine orographisch meist nicht deutlich hervortretende Terrasse zwischen 210 und 270 m Meereshöhe, deren Schotter im oberen Theile des Gebietes höher liegen als die der Hauptterrasse, sich im unteren Theile des Gebietes aber unter das Niveau der sie hier überlagernden Schotter der Hauptterrasse hinabsenken. Die Schotter dieser höchsten Terrasse unterscheiden sich von denen aller anderen Terrassen dadurch, dass in ihnen Eruptivgesteine des Lahn- und Nahethales vollständig fehlen. Die Hauptmasse der höchstgelegenen Schotter besteht neben Quarzen aus Kieseloolithen von noch unbekannter Herkunft. Je höher die einzelnen Terrassen liegen, um so grösser ist ihr Gefälle.

Die Zeit der Bildung des in der Umgebung des behandelten Theiles des Rheinthales bis zu etwas über 300 m Meereshöhe ansteigenden Lösses verlegt Verf. in die Zeit zwischen der Bildung der Mittelterrasse und der der Niederterrasse. Den Versuch einer Parallelisirung der von ihm unterschiedenen Terrassen mit den Flussterrassen anderer Gebiete hält Verf. zur Zeit für verfrüht; die von ihm angewandten Ausdrücke „Mittelterrasse“ und „Niederterrasse“ sollen keine Ansicht über die Altersbeziehungen der von ihm so genannten Terrassen zu Terrassen anderer Gebiete zum Ausdruck bringen. **Wüst.**

Ewald Wüst: Weitere Beobachtungen über fossilführende pleistocäne Flussablagerungen im unteren Unstrutgebiete. I. (Zeitschr. f. Naturwiss. **77**. 71—80. 1904.)

Verf. giebt zunächst einen kurzen Überblick über die 8 bisher aus dem unteren Unstrutgebiete, d. h. dem Unstrutgebiete von der Sachsenburger Pforte bis zur Unstrutmündung, beschriebenen fossilführenden pleistocänen Flussablagerungen. Darauf beschreibt er einen Unstrutkies mit *Corbicula fluminalis* Müll. sp. von Carsdorf, der mit dem von ihm früher beschriebenen fossilreicheren Unstrutkiese mit *Corbicula fluminalis* Müll. sp. von Bottendorf gleichaltrig sein kann. Schliesslich beschreibt er einen fossilreichen Unstrutkies aus dem Unstrutriethe bei Bahnhof Heldrungen, der nicht, wie E. Kayser bei der geologischen Aufnahme von Blatt Artern angenommen hatte, alluvial sein kann, da er Reste von *Helix (Vallonia) tenuilabris* Al. Br., *Pupa (Sphyradium) columella* Benz., *Pupa (Vertigo) parcedentata* Al. Br. und *Rhinoceros* sp. (wahrscheinlich *Rh. antiquitatis* Blumenb.) enthält. **Wüst.**

H. Stille: Zur Geschichte des Almethales südwestlich Paderborn. (Sonderabdr. a. d. Jahrb. d. Kgl. preuss. geol. Landesanst. f. 1903. **24**. Heft 2. 234—253. Berlin 1904.)

Verf. unterscheidet im Diluvium am Unterlaufe der Alme:

1. „präglaciale Kiese", welche weder nordisches noch palaeozoisches, dem Gebiete des Oberlaufes der heutigen Alme entstammendes Gesteinsmaterial enthalten;
2. glacialen Geschiebelehm;
3. „postglaciale Kiese", welche sowohl nordisches als auch palaeozoisches, dem Gebiete des Oberlaufes der heutigen Alme entstammendes Gesteinsmaterial enthalten;
4. „lehmiges Postglacial", welches hauptsächlich aus Sanden und sandigen Lehmen besteht.

Aus dem Fehlen palaeozoischen Gesteinsmateriales in den „präglacialen Kiesen" schliesst Verf., „dass die Alme in ihrem heutigen Oberlaufe in altdiluvialer Zeit noch nicht bis in das palaeozoische Gebirge im Liegenden der Kreide eingeschnitten war, dass vielmehr die 80 m und mehr betragende Erodirung im Palaeozoicum in eine jüngere Zeit fällt," während die Alme in ihrem Unterlaufe ihr Bett schon fast bis zur heutigen Tiefe erodirt hatte. Die „präglacialen Kiese", die „postglacialen Kiese" und das „lehmige Postglacial" wurden nach dem Verf. je in einer Periode der Accumulation, die als „rückschreitende Accumulation" durch die Accumulation glacialer, fluvioglacialer oder fluviatiler Bildungen in den Gebieten weiter flussabwärts bei Wewer und Paderborn bedingt war, abgelagert. Die Ablagerung der „präglacialen Kiese" „dürfte vielleicht mit dem Heranrücken des Inlandeises und der dadurch bewirkten Stauung der Alme thalabwärts nach dem Gesetze der rückschreitenden Accumulation in Zusammenhang stehen, und diese Schotter wären damit den tieferen Lagen des Geschiebemergels etwas weiter nördlich gleichaltrig." **Wüst.**

Martin Kříž: Beiträge zur Kenntniss der Quartärzeit in Mähren. Steinitz 1903. 8°. 559 p. 180 Illustr.

Das umfangreiche Werk ist gewissermaassen nur eine geringe Umarbeitung der Tagebücher, welche Verf. bei seinen Untersuchungen des Löss und der Höhlen geführt hat, und enthält daher eine Fülle von Details, die den Überblick wesentlich erschweren, was um so mehr zu bedauern ist, als das mährische Höhlengebiet bis jetzt das einzige ist, über welches eine einheitliche Darstellung der geologischen, palaeontologischen und anthropologischen Verhältnisse vorliegt. Es wäre sehr zu wünschen, wenn auch über andere Höhlengebiete ähnliche Monographien entständen, was freilich bei manchen, wie dem fränkischen, heutzutage nicht mehr möglich ist, da der Höhleninhalt planlos ausgebeutet und in alle Welt verschleppt wurde.

Im ersten Abschnitt behandelt Verf. den Lösshügel Hradisko in Předmost bei Prerau, welcher deshalb so grosse Berühmtheit erlangt hat, weil hier der sicherste Beweis zu erbringen war, dass der Mensch mit dem Mammuth nicht nur gleichzeitig gelebt, sondern dieses Thier auch gejagt und mit dessen Fleische fast ausschliesslich sich genährt hat.

Die Ausgrabungen auf diesem Hügel erstreckten sich auf einen Raum von 1718,5 Quadratmetern, von denen 1342 auf die drei Culturschichten treffen und erforderten das Durchsuchen von 4736 cbm. Die Mammuthreste finden sich in dem 8 m mächtigen Löss bis zu 1 m unter der Oberfläche, die überwiegende Mehrzahl, fast einer wirklichen Heerde entsprechend, ist in der Culturschicht, jedoch kommen pleistocäne Thierreste auch noch in den Sanden der Bečwa vor, welche den Löss unterlagern. Der Löss bildete sich aus verwittertem Tertiärsand und Tegel und wurde durch äolische Wirkungen an seine jetzige Stelle gebracht, und zwar geschah dies sowohl vor als während der Glacialzeit.

Der Mensch bewohnte den Lösshügel nur im Sommer und auch da nur vorübergehend, im Winter lebte er in den Höhlen. Seine Nahrung bestand in Fleisch, das auf Asche gebraten wurde, Geschirre waren ihm noch unbekannt, einige Schüsselchen aus Sandstein sind eher als Lampen zu deuten. Die Steinwerkzeuge haben noch ganz primitive Form. Aus Knochen und Geweihen von Renthier wurden Ahlen, Dolche, Nadeln und Glättbeine angefertigt, manche dieser Geräthe wurden auch aus Elfenbein gemacht. Doch hatte der Mensch schon damals einen gewissen Kunstsinn, wie die linearen Ornamente auf Stosszähnen und Rippen von Mammuth zeigen.

Von menschlichen Überresten kamen in diesem Lösshügel zum Vorschein der Schädel nebst Schulterblatt und Becken eines jugendlichen Individuums, an dessen Stirne noch ein Eisfuchszahn angedrückt war. Der Schädel ist nahezu dolichocephal und die Orbitalränder springen ziemlich weit vor. Auch zwei Unterkiefer und zwei Unterschenkel wurden gefunden. An dem einen Unterkiefer sind die Muskelansätze viel stärker entwickelt als bei den neolithischen und recenten Kiefern. Der Kiefer aus der Culturschicht zeigt keine inferioren Merkmale. Spuren von Cannibalismus waren weder an den vielen Schädelfragmenten, noch auch an den ausserdem aus-

gegrabenen Extremitätenknochen zu beobachten. Die offenbar begrabenen Knochen wurden wohl von Eisfuchsen verschleppt. Zwischen der obersten palaeolithischen Lage und den neolithischen Schichten hatte sich eine Lössschicht von 1 m Dicke gebildet. Der neolithische Mensch hat hier Wohngruben angelegt. Auf die neolithische Schicht folgte nach oben noch ein Gräberfeld, das etwa 1000 Jahre v. Chr. benutzt wurde.

Die Lössfauna besteht aus Mammuth, überaus häufigen *Rhinoceros tichorhinus*, Höhlenbär, beide sehr selten; Eisfuchs, Schneehase, beide häufig; Moschusochse, Halsbandlemming, selten; Renthier, ebenfalls relativ selten; Moor- und Schneehuhn, beide spärlich; Höhlenlöwe und Hyäne Leopard, Steinbock, Wisent, Elen, alle sehr selten; Pferd ebenfalls ziemlich spärlich; Wolf sehr häufig. Die Überreste von Pferd, Auerochs und Höhlenbär gehen durch das ganze, 20 m mächtige Lösslager hindurch.

Das ausgedehnte Höhlengebiet wurde ebenfalls überaus sorgfältig untersucht. Die Höhlen liegen in dem 40 km langen Devonkalkzuge nördlich von Brünn und bilden drei Gruppen:

1. Die Höhlen von Sloup — Kulna — Ostrow, Wilimowitz und des Punkwatales, Macocha.

2. Die von Jedownitz, Kiritein — Výpustek — Babitz (Josephsthal), Býčiskála und Rička (Zwittawathal).

3. Die im Hadekerbachthal bei Ochoz und Mokra.

Sie haben meist nur hydrographisches Interesse, die von Sloup und die Kostelikhöhle bei Ochoz zeichnen sich durch Tropfsteinbildungen aus, während die Macocha durch ihre Lage in einem tiefen Felskessel berühmt ist. In fast allen diesen Höhlen sieht man herabgestürzte Brocken von Devonkalk, und zwar kommen solche in allen Niveaus vor. Am Boden der Höhlen trifft man nicht selten Sande und Gerölle von Grauwacke, die durch Wasser in die Höhlen transportirt worden sind und niemals Thierreste einschliessen. Wohl aber enthält der von oben, durch Spalten in die Höhlen gefallene und mit Kalkbrocken vermischte Löss nicht selten Thierknochen. Endlich finden sich manchmal Lehme in den Höhlen, die sich aus angestautem Wasser abgesetzt haben.

In einer der grössten Höhlen, Kulna genannt, ist das Profil von oben nach unten:

Kalkblöcke mit schwarzem Lehm vermischt . . .	1,2 m.
Kalkbrocken mit gelbem Lehm	2,8 „
Grauwackengerölle	2,0 „

Die Thierknochen zeigen eine sehr verschiedene Erhaltung und sehr verschiedene Farbe, ohne dass es jedoch, wie Verf. meint, möglich wäre, hieraus einen Schluss auf das geologische Alter zu ziehen, was Ref. jedoch entschieden bestreiten muss. Dagegen hat Verf. sicher recht, wenn er das Vorkommen von aufgeschlagenen Knochen durchaus nicht immer auf die Thätigkeit des Menschen zurückführt, denn sie können auch durch herabgefallene Steine zertrümmert worden sein.

Von der ersten Höhlengruppe ist die Nichts- und Tropfsteingrotte reich an Höhlenbär, und daneben findet sich auch Hyäne, Löwe und Wolf.

Ebenso verhält es sich mit den alten Grotten und der Šošůwkahöhle, und zwar finden sich die Thierreste in allen Höhlenräumen. Die letzteren Höhlen haben auch Pferd und *Rhinoceros* geliefert. In der Kulna stiess man unter der 1—1½ m mächtigen schwarzen Erde auf ungestörten Höhlenlehm. Die schwarze Schicht enthielt Reste von Hausthieren, Rind, Schaf, Ziege, Schwein, Hund und Katze — nebst *Mus rattus, decumanus, Phasianus, Numida meleagris,* Pferd, Ur, *Bison*, Elenthier, Edelhirsch, Reh, Wildschwein, Fuchs, Wolf, Luchs, Wildkatze, Marder, Iltis, Wiesel, Dachs, Fischotter, Ziesel, Hamster, Biber, Wasserratte, und drei *Arvicola — arvalis, agrestis, glareolus* —, Igel, Maulwurf, Spitzmäusen — *Sorex vulgaris, pygmaeus* und *Crossopus fodiens* —, *Rhinolophus, Vespertilio* und Auer- und Birkhahn.

Im diluvialen Lehm fanden sich: Mammuth, *Rhinoceros tichorhinus,* Höhlenbär, Hyäne, Löwe, Eisfuchs, Vielfrass, Ren, Schneehase, Pfeifhase, Halsbandlemming, ferner *Arvicola gregalis, nivalis, ratticeps, Cricetus phaeus,* und *Lagopus albus* und *alpinus.* Die Steppennager reichen nur in eine Tiefe von 3 m, während Mammuth, *Rhinoceros,* Ren, Höhlenbär und Hyäne bis auf den manchmal erst in 16 m Tiefe anstehenden Felsboden hinabgehen.

Die Reste der Hausthiere sind auf die schwarze Schicht beschränkt, welche sich aus vermoderter Vegetation gebildet hat.

In der Vypustekhöhle waren alle Räume mit postdiluvialen Sinterdecken ausgekleidet, unter welchen gelber Lehm mit zahlreichen Thierresten sich befindet. Von den hier gefundenen Nagern sind erwähnenswerth *Arvicola amphibius, Cricetus frumentarius, Myoxus glis* und *Sciurus vulgaris.*

Die grosse Bycískalahöhle war zwar nicht von Thieren bewohnt, wohl aber vom pleistocänen Menschen, der hier Feuerstätten hinterliess, in welcher Knochen von Ren, Pferd und Schneehuhn vorkommen.

Von der dritten Höhlengruppe enthielt die Kostelik eine schwarze und eine gelbe Schicht, die kleine Švédův stůl lieferte sehr viele diluviale Thierreste. In der Kostelik war die diluviale Schicht 1,7 m mächtig und die alluviale 1,5 m. Die Švédův stůl war reich an Mammuth, Ur, Elenthier, Edelhirsch, *Rhinoceros,* Höhlenbär, Hyäne, Löwe und Leopard, die Kostelik hingegen an Eisfuchs und Schneehase, die Kulnicka an *Lagopus albus,* Pferd und Wolf. In der Švédův fanden sich auch Steinbock und Gemse, Steppennager lieferte die Kostelik und die Kulnicka, in der letzteren kam auch *Saiga, Spermophilus* und *Bufo* zum Vorschein. Die Kostelik enthielt von Hausthieren Rind, Schaf, Ziege und Schwein.

Die Slouper Höhlen waren weder von diluvialen, noch auch von alluvialen Menschen bewohnt, dagegen enthielt die Kulna mächtige Aschenschichten. Häufig waren hier Artefacte aus Renthiergeweihen, Pfeilspitzen aus Elfenbein und Schnitzereien auf Knochen und Elfenbein, jedoch bestehen sie hier nur in Linienornamenten und sind überhaupt primitiver als die aus der Kostelik und jene von Predmost. Ausserdem kamen in der Kulna auch rothe Schminke und als Schmuck dienende Dentalien zum

Vorschein. Von den bis zu 16 m mächtigen Lehmmassen der Kulna enthalten nur die vier obersten Meter Spuren des Menschen, während die Thierreste bis auf den Felsboden hinabgehen. Die Thonscherben des neolithischen Menschen reichen nur bis zur gelben Schicht. Die Artefacte dieses jüngeren Menschen bestehen aus Werkzeugen, welche aus Hausthierknochen gefertigt wurden, aus durchlochten und geschliffenen Steinwerkzeugen und aus Spinnwirteln.

In der Výpustek selbst hat nur der neolithische Mensch gelebt, aber in den Nebenräumen dieser Höhle trifft man Breccien, welche Asche und Feuersteine neben Zähnen von Höhlenbär und *Rhinoceros* enthalten. In der Byciskala fand Verf. in der Nordhalle eine Feuerstätte mit Knochen von Pferd, Ur, Ren, Schneehase und Schneehuhn nebst Feuersteinen, und zwar 2 m über dem Felsboden und etwas über 1 m unter der Oberfläche. Auch in der Südhalle hat der Renthiermensch gelebt. Die hier sehr häufigen Feuersteine scheinen von oben her abgeschwemmt zu sein, denn viele kommen auch in dem Walde oder der Höhle vor. Die Höhle diente in der Bronzezeit und auch noch später als Zufluchtstätte.

Das Nämliche gilt auch von der Kostelikhöhle. Sie ist jedoch deshalb besonders wichtig, weil hier der palaeolithische Mensch sehr zahlreiche und hübsche Schnitzereien auf Renthiergeweihen und Pferdeknochen, sowie Lämpchen aus Sandstein hinterlassen hat.

Sehr eingehend beschäftigt sich Verf. mit der Herkunft des palaeolithischen Menschen. Bei seinen innigen Beziehungen zur diluvialen Thierwelt wird es überaus wahrscheinlich, dass auch der Mensch mit derselben eingewandert ist, und da, wie Verf. beweisen zu können glaubt, die diluviale Thierwelt von Norden gekommen ist, trägt er auch kein Bedenken, die Heimath dieses Menschen im Norden, und zwar in dem circumpolaren Gebiete zu suchen. Verf. bespricht zu diesem Zweck eingehend die verwandtschaftlichen Verhältnisse von Schneehase, Eisfuchs, Schneehuhn, Renthier, Mammuth, *Rhinoceros tichorhinus*, Wildpferd, Urochse, *Bison* und *Moschus*-Ochse mit fossilen Formen. — Ref. muss hier bemerken, dass die Palaeontologie über die Abstammung gerade dieser Thiere sehr wenig Aufschluss giebt, denn gerade die pliocänen Formen, die doch hier in erster Linie in Betracht kämen, sind noch viel zu wenig bekannt. Auch wäre es sehr wohl möglich, dass sich jene Thiere dem arktischen Klima erst im Pleistocän angepasst haben und in Wirklichkeit doch von südlicheren europäischen und asiatischen Formen abstammen, für manche, wie Mammuth und *Rhinoceros*, ist dies sogar absolut sicher. Immerhin kann es wohl zutreffen, dass der Mensch der Renthierzeit wirklich, wie Verf. meint, mit den genannten Thieren aus Sibirien gekommen ist.

Der palaeolithische Mensch ist verschieden von dem neolithischen, doch können sich Überreste des ersteren Stammes in gebirgigen Gegenden erhalten haben, während der grössere Theil sich nach Norden zurückzog. Die Finnen scheinen mit dem palaeolithischen Menschen verwandt zu sein, denn sie haben keine Ausdrücke für Ackerbau und Keramik und auch keine eigenen Namen für die Hausthierarten.

Der zeitliche Abstand zwischen dem palaeolithischen und dem neolithischen Menschen scheint nicht sehr bedeutend zu sein. Der letztere stammt aus Asien und hat von dort die Hausthiere mitgebracht. Sowohl Rind, Schaf, Ziege, als auch Schwein und Hund lassen sich nicht ohne Zwischenformen von ihren wild lebenden Verwandten des Diluviums ableiten. Das neolithische Volk ist mit den Kelten identisch.

M. Schlosser.

G. Maas: Über präglaciale marine Ablagerungen im östlichen Norddeutschland. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1904. 21.)

Bei Ostrometzko, Inowrazlaw, Thorn, sowie bei Bromberg, Schneidemühl, Belgard, Crone, Tuchel u. a. O. fanden sich kalkfreie oder -arme, feldspathfreie Sande mit *Cardium edule, Cyprina, Tellina baltica, Ostrea, Mytilus edulis, Nassa reticulata,* z. Th. mit beiden Schalen und Farbenspuren. Die Lagerung ist theils unmittelbar auf Miocänthon als Anstehendes, theils in Form von Schollen in dem unteren Geschiebemergel im unmittelbaren Hangenden des Miocäns, so dass die Ablagerungen als präglacial anzusehen sind. **E. Geinitz.**

W. Wolff: Bemerkungen zu de Geer's neuer Stellung zur Frage der zweiten Vereisung. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1904. 49.)

Es wird daran erinnert, dass in Deutschland eine einheitliche „baltische Endmoräne" nicht existirt und dass die sogen. „Nordseefauna" von West- und Ostpreussen nicht als sicher interglacial gelten kann; die einzelnen Fundorte werden besprochen und Wolff meint, dass man wohl für West- und Ostpreussen von einem marinen Interglacial absehen muss.

E. Geinitz.

F. Wahnschaffe: Die glacialen Störungen in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Stettin. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1904. 24.)

Unter Berücksichtigung und Kritik der Arbeiten von Frech und Deecke giebt Verf. neue Beobachtungen und Abbildungen der genannten Aufschlüsse. **E. Geinitz.**

O. v. Linstow: Neuere Beobachtungen aus dem Fläming und seinem südwestlich gelegenen Vorlande. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **56**. 1904. 99—121.)

Im oberen Sande fehlen stellenweise Kalkgeschiebe ganz (Rüdersdorfer Schaumkalk mit der neuen *Gervillia spinosa* fand sich verschleppt). Von einiger Bedeutung sind Funde von schwarzen Kieselschiefern im oberen Sande, welche nicht nordischen, sondern heimischen Ursprungs sind. Das Alter dieser gemischten Schotter (in denen auch Milchquarze auftreten)

lässt sich nach einer Anzahl von Bohrungen in Cöthen dahin bestimmen, dass nach Ablagerung der tieferen Grundmoräne eine Vermischung von nordischem und einheimischem Material eingetreten ist. Theils liegt das gemischte Diluvium zwischen einem braunen und (durch Tertiärmaterial gefärbten) dunkelgrauen Geschiebemergel, theils fehlt es hierzwischen, wobei dann die obere und untere Bauk eine einheitliche Grundmoräne bilden, theils lagert es direct auf dem Flötzgebirge.

Oberer Geschiebemergel ist jetzt auf dem Fläming nachgewiesen theils oberflächlich, theils unter oberem Sande als zusammenhängende Ablagerung. Bemerkenswerth ist seine in jenem Gebiete constante geringe Mächtigkeit.

Weiter nach Süden aber erreicht er wieder grössere Mächtigkeit (am Elbufer 8—12 m). Auch südlich der Elbe, bei Raguhn, tritt der obere Geschiebemergel auf, z. Th. in zwei durch wenig mächtigen, milchquarzführenden Kies getrennten Bänken. Vielleicht ist hier im Süden aller Geschiebemergel als directe Fortsetzung des oberen anzusehen. „Damit würde zugleich die Theorie von der bisher angenommenen grösseren Verbreitung der sogen. Haupteiszeit wenigstens in dem näher besprochenen Gebiete stark erschüttert werden.“

Eine Bohrung in Jüterbog zeigt sehr schön die durch Oscillation des Eisrandes hervorgerufene Zersplitterung der Grundmoräne in mehrere (8) Bänke:

6	m	gelbe, glimmerreiche Sande,
1	„	gelber Geschiebemergel,
8	„	Sand und Kies,
1	„	grauer Geschiebemergel,
11	„	Sand,
0,5	„	Geschiebemergel,
8,5	„	Sand,
10	„	Geschiebemergel,
1	„	Sand,
4	„	thoniger Geschiebemergel,
4	„	Sand,
1	„	thoniger Geschiebemergel,
4	„	Sand,
6	„	Geschiebemergel,
4	„	Thonmergel,
16,8	„	Sande,
0,3	„	Geschiebemergel,
2,2	„	Sande.

Verf. legt die Unmöglichkeit dar, durch petrographische Unterschiede auf eine bestimmte Eiszeit hinzuweisen.

Im Anschluss an diese constatirten Randverschiebungen des Eises, die sich auch weiter beim Abschmelzen wiederholten, bemerkt Verf., dass dies fortwährende Vorrücken und Wiederabschmelzen jedenfalls sehr lange Zeit beansprucht haben muss, lang genug, um ein Nachrücken der Thier-

und Pflanzenwelt zu ermöglichen. Bei seinem Wiedervorrücken konnte das Eis dann solche vor dem Eisrande liegende Ablagerung mit Moräne bedecken und das Bild eines typischen Interglacials entstehen.

In weiterer Übereinstimmung mit den Auseinandersetzungen des Ref. über die Einheitlichkeit der Eiszeit betont Verf. noch den Mangel an zusammenhängenden flächenhaft auftretenden Interglacialschichten gegenüber den zwischen dem unteren und oberen Geschiebemergel liegenden, z. Th. gleichalterigen Bildungen, wie Sand, Thon u. a. Verf. sagt: „Man darf die einzelnen Phasen der Eiszeit nicht in ein starres System von verschiedenen Eiszeiten mit regelmässig sie ablösenden Interglacialzeiten bringen; es können gleichzeitig im Süden interglaciale oder einheimisch-fluviatile und im Norden glaciale Bildungen zur Ablagerung kommen".

Nur an zwei Stellen ist ein Geschiebemergel getroffen, der nach der bisherigen Auffassung als Grundmoräne einer älteren Vereisung gedeutet werden kann, nämlich bei Zeuden:

6	m	oberer Sand,
—20	„	oberer Geschiebemergel,
—23	„	unterer Thonmergel,
—35	„	unterer Sand,
—39	„	unterer Geschiebemergel,
—53	„	unterer Sand.

Dieser untere Geschiebemergel ist schwarzbraun, sehr thonig, arm an Geschieben, aufgearbeitetes Tertiär.

Endmoränen sind an drei Stellen nachgewiesen, Schichten tertiären Alters an mehrfachen Stellen. **E. Geinitz.**

J. Ebert: Die Entwickelung des Bodenreliefs von Vorpommern und Rügen, sowie den angrenzenden Gebieten der Uckermark und Mecklenburgs während der letzten diluvialen Vereisung. I. Theil. (VIII. Jahresber. Geogr. Ges. Greifswald. 1904. 107 p. 16 Taf.)

Der erste Theil der wichtigen Arbeit behandelt die Gestaltung des Bodens durch die Thätigkeit des Inlandeises. Ausser den „Hauptendmoränen" (z. B. der baltischen) giebt es noch weniger bedeutende „Zwischenmoränen" (z. B. Ramelow-Friedland) und endmoränenartige „Randmoränen" Bezüglich der Frage, aus welchen Theilen des Inlandeises der Moränenschutt hervorgegangen ist, wird darauf hingewiesen, dass die bedeutendste Moräne die „Innenmoräne" ist; man hat also inglacialen und subglacialen Geschiebemergel zu unterscheiden. Gegenüber dem ziemlich constanten Mergel der Grundmoränenebene wechselt derjenige der Moränenhügel nicht unerheblich: es giebt solche mit bedeutendem Thongehalt und solche, in denen die sandigen Elemente vorherrschen. Der Geschiebekies resp. die Blockpackung ist ein dem inglacialen Mergel äquivalentes und gleichzeitiges Gebilde (das Inglacial deckt sich nicht mit dem Geröllglacial, wie Martin meint). — Während in den Åsar die gewöhnliche Lagerung „supra-

morän" ist (neben welcher auch „intermoräne" vorkommt), ist sie bei den Staumoränen und Stauåsar „inframorän".

I. Bodenformen, erzeugt durch fluvioglaciale und glaciale Accumulation und durch glaciale Aufpressung: A. Die Randrücken der Grundmoränenlandschaft. 1. Geröllsandbildungen und deren Entstehung. Åsar, Rollsteinfelder und Kames.

„Als das Inlandeis Vorpommern und Rügen auf seinem Rückzuge passirte, entstand unter dem Eise eine sanftwellige Grundmoränenebene, welcher durch die Tätigkeit der Schmelzwasser Sande, Grande, Kiese und Thone aufgelagert wurden. Höhenbildend tritt von den fluviatilen Bildungen nur das Geröllglacial auf, das bald unregelmässige Hügel, bald ebenmässig gestaltete Kuppen und wallartige Rücken bildet. Es sind dies die Åsar und Kames."

Zunächst bespricht Verf. das Verhalten der Åsar, hauptsächlich auf Grund der ausländischen Literatur. Die Hauptmasse der Åsar kann aus geschichtetem wie ungeschichtetem Geröllglacial bestehen, ein fast nie fehlendes Element ist noch das Geschiebeglacial; vom Geröllås lässt sich das „Gemengås" unterscheiden, bei Aufstauchung älterer Bildungen durch Eisdruck entsteht das „Stauås". Bei einer Packung von Kugeln mit leeren Zwischenräumen entsteht die „diakene" Schichtung. Für die Lagerung des Geröllmaterials werden verschiedene Typen aufgestellt. Die Decklage der Åsar, wenn sie vorhanden, besteht aus Geschiebe- oder Schwemmsand.

In dem untersuchten Gebiet sind 9 Åsar zu beobachten, die sich zu 4 von NO. nach SW. laufenden Zügen gruppiren lassen.

Die Rollsteinfelder gehen theilweise aus den Åsar durch Verflachung, Auflösung oder Einebnung der Rücken hervor und fallen bald steil oder terrassenförmig, bald sanft gegen die Grundmoränenebene ab. Ihr Material variirt von grobem Kies bis Sand. der auch thonig werden kann. Die Lagerung weicht in vielen Fällen von derjenigen der Åsar ab und ergibt 3 Typen. Einen abweichenden Bau haben die das Ås begleitenden „Geröllsandfelder". Åsdeltas sind nicht bekannt.

Die Kames lassen ihrem Auftreten nach (entweder innerhalb oder ausserhalb der Åsentwickelung) zwei im Bau gleiche Typen unterscheiden: Die „Radialkames" liegen ganz in der Radial-Rückenlandschaft und laufen den Åsar und Drumlins parallel, die „Marginalkames" liegen in der marginalen Rückenlandschaft, sind aber doch genetisch mit der marginalen Rückenlandschaft verbunden und finden oft in Geröllendmoränen ihre Fortsetzung. **E. Geinitz.**

R. Struck: Der baltische Höhenrücken in Holstein. Ein Beitrag zur Geographie und Geologie Holsteins. (Mitth. Geogr. Ges. Lübeck. **19.** 1904. 95 p. 11 Taf. 1 Karte.)

Struck hatte schon früher die Verbindung zwischen den mecklenburgischen und holsteinischen Endmoränen nachweisen können, in vorliegender Arbeit giebt er die weiteren Resultate seiner eifrigen Unter-

suchungen besonders in dem Gebiete der sogen. holsteinischen Schweiz bekannt. Elf wohlgelungene photographische Bilder und eine Übersichtskarte dienen zum leichteren Verständniss.

Nach ihm umfasst die holsteinische Seenplatte oder der baltische Höhenrücken im weiteren Sinne sowohl die seenreiche Hügellandschaft des Ostens als auch die seenarmen ebenen Heidesandgebiete des Westens. Während Wahnschaffe die Hügellandschaft Ostholsteins (holsteinische Schweiz) zur Grundmoränenlandschaft rechnete, bezeichnet Struck sie (ebenso wie Salisbury) als Endmoränenlandschaft. Zu den Merkmalen der Endmoränen gehört nicht nur das zug- und wallartige Vorkommen von Geschiebepackungen, sondern die Endmoränen können auch aus der ausgewaschenen Grundmoräne oder aus von ihr gelieferten Sanden, Granden, Kiesen oder Thon bestehen; ferner ist erkannt, dass der sogen. Korallen- oder Bryozoen-Sand nicht als Kennzeichen für ältere Moränenbildungen angesehen werden darf, sondern auch aus der „letzten" Vereisung stammen kann; dasselbe gilt auch von den Kalkgeschieben. Dadurch konnten manche von Gottsche als älter angesehene Endmoränen in die jüngeren eingereiht werden. Die holsteinischen Endmoränen unterscheiden sich in ihrer inneren und äusseren Ausbildungsweise nicht von denen der übrigen Theile des baltischen Höhenrückens.

Von besonderer Wichtigkeit ist der Nachweis, dass der Endmoränenzug der ostholsteinischen Hügellandschaft zwischen Eider und Neustädter Bucht nicht eine einzige Stillstandslage markirt, sondern eine ganze Reihe von solchen. Struck hat eine Menge von parallelen Bogen und Bogentheilen nachgewiesen und auf der Karte eingezeichnet, deren Detailbild hier zu verfolgen ohne Beilage der Karte zu weit führen würde.

Nur einige allgemein wichtige Ergebnisse seien hervorgehoben: In der Fortsetzung der mecklenburgischen „südlichen Hauptendmoräne" liegt die Bodenschwelle Stocksee—Damsdorf—Tarbeck; der Grimmelsberg bei Tarbeck gehört zu dieser Staumoräne. Bei Eutin fanden sich in der Endmoräne aufgepresste Schichten mit Torfschollen, als Beweis, dass hier ein Moor während der Abschmelzperiode gebildet war und durch erneutes Vorrücken des Gletschers gestört wurde. Die Localmoräne mit obersenonem Grünsandstein bei Silbeck gehört zu einem dortigen Endmoränenzug. An der Bildung des Plöner Sees sind sechs Einzelbecken betheiligt, die Schmelzwässer der einzelnen Staffeln mussten theilweise Zerstörung der einzelnen Staffeln verursachen, das Becken diente lange Zeit einem grossen Theile der ostholsteinischen Schmelzwässer zum Durchzug und die Abflussstelle war sehr eingeengt, daher konnte sich auch durch Evorsion die tiefe Einsenkung von 60,5 m bilden. Terrassen an den Ufern deuten darauf, dass der Plöner See einmal stark aufgestaut war und ein gewaltiger Stausee dort lag. Bei Silbeck finden sich in einer Terrasse Sande mit Süsswasserconchylien. Der Hornheimer Riegel südlich der Kieler Föhrde ist nicht nur das Product glacialer Stauchung, sondern auch fluvioglacialer und glacialer Accumulation. Auch nördlich der Theilstrecke Lütjenburg—Dobbersdorfer See liegen Endmoränenzüge bis ins Land Oldenburg hinein.

In einer derselben liegt der Fundort Stöfs mit seinen zertrümmerten Austernbankschichten als secundäre Lagerstätte.

Alle diese Staffeln legen sich dicht aneinander und verschmelzen z. Th. miteinander. Sie werden nicht von Grundmoränenlandschaft getrennt, sondern bilden eine Gesammtheit von Endmoränenlandschaft.

Da alle eine Endmoräne der letzten Vereisung zusammensetzenden Bildungen zum oberen Diluvium zu rechnen sind, die ostholsteinischen Endmoränen aber die grösste bisher angenommene Mächtigkeit des oberen Diluviums überschreiten, wird man für die Mächtigkeit des oberen Diluviums in Ostholstein auch weit höhere Zahlen annehmen müssen [hier finden wir eine Bestätigung der früher vom Ref. ausgesprochenen gleichen Behauptung].

Abgesehen von kleineren sandrähnlichen Gebieten sind grössere Geschiebesandgebiete innerhalb der Hügellandschaft nicht entwickelt. Die Schmelzwässer flossen unter Benützung der zwischen den Staffeln befindlichen Mulden und Rinnen oder nach Durchbrechung bezw. Überwindung vorliegender Staffeln mittelst Aufstau nach Süden zur Elbe und nach Westen zur Nordsee ab.

Nahezu alle grösseren Seen Ostholsteins sind Endmoränenstauseen oder aus solchen durch die Einwirkung der sie durchströmenden Schmelzwässer hervorgegangen. Grundmoränenseen sind nicht vorhanden; ausschliesslich auf Evorsion sind wohl nur einige wenige Becken zurückzuführen. Auch die Kieler Föhrde ist aus einer Anzahl von Endmoränenstauseen hervorgegangen, die bei der späteren Senkung durch die Einwirkung des Meeres zu einem grösseren Becken vereinigt wurden.

Die westlich von der Hügel-(Endmoränen-)Landschaft belegene Heidesandlandschaft Holsteins enthält auch noch einige gleichalterige Endmoränen. Von diesen ist besonders bemerkenswerth Blankenese, die ebenso wie Tarbeck und Stöfs Austernbänke auf secundärer Lagerstätte enthält.

Das Heidesandgebiet entbehrt der Seen. Dagegen sind in grosser Menge Moore, ehemalige Seen, vorhanden. Es besteht somit nach der Auffassung Struck's der baltische Höhenrücken in Holstein aus einer seenreichen Endmoränenlandschaft und einer seenarmen, im Allgemeinen flachen Geschiebelandschaft, die durch inselartig aus ihr aufragende Endmoränengebiete gegliedert wird.

Verf. spricht die Vermuthung aus, dass auch in anderen Theilen des baltischen Höhenrückens statt der Grundmoränenlandschaft vorherrschender Endmoränentypus entwickelt sei; diese Verallgemeinerung bedarf freilich erst der Bestätigung und ist für manche Gebiete sicher abzuweisen. [Statt des Ausdrucks Grundmoränenlandschaft wird sich wohl nach den Ausführungen Holst's über die Innenmoränen der Name Moränenebene empfehlen (vergl. Geinitz, Quartär Nordeuropas. p. 298).]

Wenn Verf. in gleichem Sinne auch den mecklenburgischen Höhenrücken auffasst, so meint er auch, dass die dortigen von dem nördlichen Rande der Seenplatte nach NO. gerichteten Thäler (Warnow, Recknitz, Malchiner und Tollense-See) anfänglich nach SW., zur Elbe Abfluss hatten;

ihre circusartigen Thalbeginne erklärt er durch Evorsion der Schmelzwässer bei dem Widerstand der hier rasch ansteigenden Höhenrücken (?).

In einem Anhang wird über eine oberdiluviale fossilführende Ablagerung im oberen Trave-Thale bei Lockfeld gesprochen, welche folgendes Profil zeigt:

1—1,5 m geschichtete, bryozoenhaltige Spathsande,
1,5 „ geschichtete, thonige, Süsswasserconchylien führende Mergelsande,
2—3 „ schichtige Bryozoensande und Grande,
ca. 1 „ Geschiebemergel.

Der fossilführende Mergelsand wurde während der letzten Abschmelzperiode in der Nähe des Eisrandes in einer Mulde abgesetzt, ähnlich wie bei Schlutup.

Eine zweite Anmerkung erwähnt Endmoränen der (?) Hauptvereisung innerhalb der Porta westfalica, bei Eisbergen, und beschäftigt sich mit der Frage: Wohin nahmen zur Zeit der Maximalvereisung die aufgestauten Flüsse Norddeutschlands sowie die Schmelzwässer ihren Abfluss? Verf. weist an einigen Beispielen nach, dass dieser Abfluss nach dem Rhein und nach der Donau ging, im Bereich der Elbe z. Th. nach Böhmen, bei der Saale z. Th. zur Werra. **E. Geinitz.**

K. Keilhack: Geologische Beobachtungen während des Baues der Brandenburgischen Städtebahn. (Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. f. 1903. **24.** 1—21. Mit 3 Taf.)

Ein Profil bei Rhinow ergiebt eine Umdeutung der Altersverhältnisse im Havelland, indem das bisherige „untere“ Diluvium zum guten Theil als jungglacial angesehen werden muss. Die Rhinower Insel ist kein Erosionsrest, sondern das heutige Relief des Havellandes existirte schon während der letzten Eiszeit. Weiter werden instructive Profile gegeben, die z. Th. Berichtigungen früherer Anschauungen ergeben; hervorgehoben seien die Profile von Talton bei Hohennauen, von glacialen Schichtenstauchungen, besonders im Bänderthon von Kirstenhof, Deltaschichtung von Sanden auf Talton, Geschiebemergelgerölle in Kies. Ein Mineralmoor enthält freie Schwefelsäure. **E. Geinitz.**

C. A. Weber: Über *Litorina*- und *Praelitorina*-Bildungen der Kieler Föhrde. (Engler's Bot. Jb. **35.** 1904. 54 p.)

In der Kieler Föhrde findet sich unter einer 0,5—2 m starken Lage von recenter Moorerde Meereslebertorf und darunter Süsswassertorfarten, die auf bryozoenreichem Sand ruhen. Ein Profil vor der Schwentinemündung war folgendes:

Wasser von	0 —4 m
schlammige Moorerde	4 —4,7 „
meerischer Lebertorf, unten mit Brackwasserbildungen	4,7—8 „
Süsswassertorf	8 —9 „
geschiebereicher Bryozoensand; auf dessen Oberfläche zahlreiche Artefacte der älteren neolithischen Cultur	9 — ? „

Der obere Theil des Lebertorfs gehört einer Küstenbildung an, wo der Salzgehalt höher als gegenwärtig war (2—3%). Unter ihm folgt ein Muddetorf im Wechsel mit Leber- und *Hypnum*-Torf; dann ein Niedermoor, Bruchwaldtorf, als Erzeugniss eines ausgedehnten, sehr sumpfigen Erlenbruchwaldes. Derselbe ruht unmittelbar auf der Kulturschicht und dem Bryozoensande, doch sind streckenweise zwischengeschoben Farn- und *Sphagnum*-Torf.

Auch an anderen Stellen der Kieler Föhrde sind submarine Süsswasserschichten (z. Th. auch mit prähistorischen Wohnplätzen) nachgewiesen; ein Profil am Ellerbecker Strande zeigte Folgendes:

Wasser von	0 — 4,5	m
schlammige schwarze Moorerde, unten allmählich in Lebertorf übergehend	4,5 — 6,5	„
gelber Meerlebertorf	6,5 —11,5	„
Scorpidium-Torf	11,5 —11,56	„
Cladium-Torf	11,56—12,36	„
Moostorf	12,36—14,1	„
Kalkmudde	14,1 —15,0	„
bryozoenreicher Geschiebesand	15,0 — ?	„

Hier bestand also in der älteren Föhrenzeit ein süsses Gewässer, das durch Kalkabscheidung und Sandeintreiben aufgefüllt wurde; darauf bildete sich darüber eine tiefe *Hypnum*-Wiese, die zum Beginn der Eichenzeit einem *Cladietum* wich. Dann wurden die Verhältnisse wieder nässer und siedelte sich eine *Scorpidium*-Wiese an; ziemlich unvermittelt erfolgte darauf der Meereseinbruch. Die heutige Kieler Föhrde war also (wahrscheinlich zur *Ancylus*-Zeit) eine Anzahl von Süsswasserseen, ihr Boden lag mindestens 14,1 m höher als jetzt; als er so weit gesunken war, dass er noch 7,5 m höher als jetzt lag, erfolgte der Eintritt des salzigen Wassers; längere Zeit vor diesem Ereigniss bestanden an manchen Stellen der inneren Föhrde menschliche Wohnstätten der älteren neolithischen Cultur; sie wurden schon verlassen, als das Land noch 8,5—9 m höher lag als jetzt, weil da eine Überfluthung durch Süsswasser (also noch nicht durch das *Litorina*-Meer!) begann. Um diese Zeit waren die herrschenden Waldbäume die Eiche und die Schwarzerle, daneben waren Föhre, Weissbirke und Winterlinde vorhanden, vielleicht auch schon Apfel und Hasel. Der Übergang vom Süss- zu Salzwasser fällt hier mit dem Höhepunkte der Eichenzeit zusammen. Erst als das Wasser seinen höchsten Salzgehalt angenommen hatte, erfolgte die Einwanderung der Buche.

Eine Verwerfung um 9 m an der Schwentinemündung ist ihrer Ursache nach nicht sicher bestimmbar.

(Die Arbeit erweitert trefflich die Abhandlung des Ref. über das Land Mecklenburg vor 3000 Jahren. Rostock, 1903.) **E. Geinitz.**

M. Beyle: Über ein altes Torfmoor im hohen Elbufer vor Schulau. (Verh. d. Ver. naturw. Unters. Hamburg. **11**. 7 p.)

Das oft beschriebene Torflager vom Schulauer Ufer zeigte eine 20—25 cm starke Schicht, die stark zusammengepresst ist, und Birkenreste enthält; der darüber und darunter liegende Torf war locker und stark mit Sand vermischt. Auch ein zweites Lager in der Nachbarschaft zeigte ähnliche Verhältnisse, nur ist hier der überlagernde „Geschiebesand" nicht so mächtig wie im ersten Lager, wo er 1,5 m mächtig ist. 41 Pflanzen- und 8 Thierreste werden aus dem Torf mitgetheilt. Aus ihnen ergiebt sich, dass das Klima zur Bildungszeit nicht wesentlich von dem heutigen verschieden war; allerdings ist ein kleiner Unterschied zu bemerken, z. B. waren *Najas marina* und *Cladium mariscus* früher weiter nach Westen hin verbreitet als heute. **E. Geinitz.**

G. Müller und **C. A. Weber**: Über eine frühdiluviale und vorglaciale Flora bei Lüneburg. (Abh. preuss. geol. Landesanst. Heft 40. 1904. Berlin. 19 p. 1. Theil.)

Am Pieper'schen Kalkbruch zu Lüneburg fand sich ein Torfflötz, dessen Lagerung nicht mehr die ursprüngliche ist, sein Streichen verläuft mit dem der Trias- und Kreideschichten annähernd WSW.—ONO., mit 20° Einfallen. Es wurde folgendes Profil festgestellt:

1.	Geschiebeführender Sand	0,50 m
2.	Geschiebefreier Sand	5,00 „
3.	Thoniger Glimmersand mit Torfpartikelchen	0,70 „
3a.	An der Basis gröberer Sand mit schwachem Thongehalt	0,06 „
4.	Feinsand, durchsetzt mit Torf- und Sandschmitzen	0,90 „
5.	Torfflötz	1,10 „
6.	Sohlband mit Bleisand	ca. 0,20 „
7.	Ortstein	0,40—0,50 „

darunter feinkörniger grauer Quarzsand unsicheren Alters, kalkfrei.

Die Lüneburger Grundmoräne wird als die ältere der zwei vom Verf. angenommenen Haupteiszeiten angesehen.

Weber beschreibt die fossilführenden Schichten 4 und 5 als

4d	torfhaltigen Feinsand.	
5c	*Sphagnum*-Torf, oben stark verwittert und mit staubfeinem Quarzsand zunehmend gemischt	0,5 m
5b	*Polytrichium-Sphagnum*-Torf	0,3 „
5a	Waldtorf	0,3 „

a) Im Waldtorf fanden sich drei Brandlagen von feuerverkohltem Waldmoder und Holzkohlen. In dem Waldtorf herrscht die *Omorica*-artige Fichte vor.

In dem folgenden Torf finden sich auch in verschiedenen Horizonten Bänke von Waldtorf. Die Torfbänke im oberen torfhaltigen Feinsand sind

vorherrschend aus *Sphagnum* entstanden, in der sandigen Hauptmasse trat die Zwergbirke reichlich hervor, auch feuerverkohlte Fichtenreste.

Von jeder Schicht sind die ermittelten Pflanzen mitgetheilt.

E. Geinitz.

H. Menzel: Beiträge zur Kenntniss der Quartärbildungen im südlichen Hannover. I. Die Interglacialschichten von Wallensen in der Hilsmulde. (Jahrb. d. preuss. geol. Landesanst. **24**. 254—290. 1904. Mit 1 Taf.)

Concordant auf Braunkohle (deren Alter noch nicht feststeht) lagert:

1. Grundmoräne von durchschnittlich 4—6 m Mächtigkeit, deren Geschiebeführung (Triasgesteine inmitten der Juraketten) den Weg anzeigt, den der zungenförmige Eisstrom genommen hat. Kamesartige Rücken und Blockpackung finden sich ausserdem.

2. Auf die Grundmoräne folgen 2—4 m kalkreiche Feinsande, oben bisweilen durch eingelagerte thonige Schichten zu dem folgenden Bänderthon den Übergang vermittelnd; als Absatz eines Sees unmittelbar nach dem Abschmelzen des Eises aufzufassen.

3. Theilweise folgt darauf kalkreicher Bänderthon, mit Resten von Fischen, Süsswassermollusken und einigen Pflanzen, als locale Ausfüllung der grössten Tiefen des ehemaligen Seebeckens.

4. In ziemlich raschem Wechsel folgen darauf wieder sandige Schichten, deren Material von verwittertem Hilssandstein stammt; z. Th. auch Schotterstreifen; die Sande sind in einzelnen Lagen ganz erfüllt von Süsswasserconchylien; daneben kommen auch einige Landschnecken vor, von denen die diluviale *Pupa columella* zu bemerken ist. Pflanzenreste stammen von Sumpf- und Wasserpflanzen.

5. Im südlichen Theil des Aufschlusses gehen diese sandigen Schichten in sandige Torfe über, in denen Hölzer, Blätter und Früchte von Laubbäumen auftreten, daneben hat sich die Conchylienfauna geändert und die Landschnecken werden zahlreicher.

Diese Schichten, die concordant übereinander lagern, sind später in ihrer Lagerung gestört und discordant lagern sich die Alluvialschichten darüber, nämlich

6. Torf mit Säugethierresten und

7. Alluvionen der Saale und jüngster Gehängeschutt.

Die diluvialen Schichten sind zusammen mit der Braunkohle in gleichem Sinne gestört, z. Th. aufgerichtet und verworfen, z. Th. auch fein gefaltet; discordant und von der Verwerfung nicht mehr betroffen legen sich die Torfe, sowie die jüngeren Schichten darüber. Die Störungen werden als tektonischer Art angesehen und in die Zeit des Interglacial 2 verlegt. Die Conchyliensande und die sandigen Torfe werden als „interglacial“ bezeichnet, weil sie „gleichaltrig sind und gleichartig gebildet wurden wie die interglacialen Ablagerungen in den Gebieten der mehrmaligen Vereisung“.

Die thierischen Reste der Ablagerung werden noch speciell behandelt, in einem Anhange zwei neue Arten von *Valvata, V. Andreaei* und *V. Geyeri.*

Sie entsprechen einem gemässigten Klima, einige weitere Formen deuten auf ein kälteres Klima, sie sind wohl Überbleibsel aus der vorhergehenden Glacialzeit. **E. Geinitz.**

H. G. Jonker: Bijdragen tot de Kennis der Sedimentaire Zwerfsteenen in Nederland. I. De Honsrug in de Prov. Groningen. 1. Inleiding. Cambrische en ondersilurische Zwerfsteenen. Groningen 1904. LVII u. 91 p.

Verf. will durch seine Beschreibung der Groninger sedimentären Erratica eine Übersicht geben von dem gegenwärtigen Stand der Kenntniss und der Frage näher treten, ob dieselben über die Stromrichtung des nordeuropäischen Inlandeises Aufschluss geben können. Er kam zu folgenden Resultaten: 1. Die Mehrzahl der Groninger Erratica trägt einen ostbaltischen Charakter. 2. Der weitere Verlauf des Eisstromes konnte nicht näher bestimmt werden, weil fast alle Geschiebe von einem bestimmt westbaltischen Charakter nur durch Einzelfunde vertreten sind. 3. Der Ursprung dieses Eisstromes ist noch nicht mit Sicherheit zu bestimmen.

Zunächst wird die Literatur zusammengestellt, dann eine Übersicht über die einzelnen Arbeiten gegeben und das Material der Sammlungen, Vergleichsmaterial und Methode der Untersuchung erörtert.

Sodann finden sich folgende Geschiebe beschrieben: Cambrium: Rother Sandstein mit Wellenspuren, *Scolithus*-Sandstein, Sandstein mit discordanter Parallelstructur, Arkose u. a., Mergelkalk der *Oelandicus*-Zone, *Tessini*-Sandstein u. a., *Obolus*-Sandstein. Untersilur: Glaukonitkalk, *Limbata*-Kalk, Vaginatenkalk, grauer *Platyurus*-Kalk, Echinosphäritenkalk u. a. (B_1—C_1); Kucker'scher Kalk, Backsteinkalk, älterer *Cyclocrinus*-Kalk, *Coelosphaeridium*-Kalk, Jewe'scher Kalk, Kalkstein der Kegel'schen Zone u. a. (C_2—D_3); Wesenbergkalk, *Cyclocrinus*-Kalk, Ostseekalk (E); weisser und grauer Lyckholmkalk, Palaeoporellenkalk, *Leptaena*-Kalk (F).

E. Geinitz.

J. Lorié: Beschrijvning van eenige nieuwe Grondboringen. V. (Verh. K. Akad. Wetensch. Amsterdam. **10.** (5.) 1904. 21 p. 2 Taf.; Meded. Geol. Nederl. 32.)

A. Schleuse bei Sas van Gent: Feiner Seesand auf Feinsand mit Süsswasserschnecken in der Tiefe von — 6,8 bis — 6,2 m, eine Landsenkung andeutend. B. Terneuzen: 25 m tiefe Bohrung, in — 16,9 bis 24,4 m miocäne Conchylien auf secundärer Lagerstätte, unten Tertiärgerölle. Eine 135 m tiefe Bohrung bei der Stahlfabrik fand bei — 16,5 m Mitteloligocän (Pliocän fehlt), die darüber liegenden Schichten mögen Flandrien sein. C. Brielle: 90 m tief; die Resultate werden mit Rotterdam u. a. verglichen (z. Th. umgelagertes Diluvium); der Salzgehalt nimmt mit der Tiefe erheblich zu. D. Heusden: 30 m tief, keine scharfe Grenze zwischen Alluvium und Sanddiluvium. E. Groningen: 53 m tief, fand bis — 9,1 m Geschiebelehm; in den unteren Partien wie anderwärts zwei Grobsandablagerungen, durch eine feine getrennt.

Am Schluss wird die Annahme von Dubois widerlegt, die für den Hondsrug eine von NW., d. i. aus Schottland gegangene Eisbewegung angab. Die Profiltafel erläutert die einzelnen Bohrergebnisse.

E. Geinitz.

V. Nordmann: En Klump sammenkittede Molluskaller fra Havbunden ved Läsö. Kopenhagen 1904. 8 p. Separatabdr.

Grosse Muschelconcretionen finden sich nicht selten am Grunde der Ostsee. Eine solche Concretion mit ihrer verschiedenen Fauna (arktisch, boreal, lusitanisch) in den verschiedenen Stellen repräsentirt im Wesentlichen die Reihenfolge der Molluskenfauna seit der letzten arktischen Periode und kann gewissermaassen als ein Profil der spät- und postglacialen Zeit angesehen werden. E. Geinitz.

G. Capeder: Sulla struttura dell' anfiteatro morenico di Rivoli in rapporto alle diverse fasi glaciali. (Boll. soc. Geol. Ital. **23**. 4—18. Roma 1904.)

Verf. hat seine Aufmerksamkeit darauf gerichtet, ob in dem Moränengebiet von Rivoli am Ausgange der Dora Riparia und des Sanzone sich ebenfalls mehrere deutlich getrennte Vereisungen erkennen lassen. Das Resultat der Untersuchung ist, dass wirklich wie an den übrigen oberitalischen Moränenkränzen drei Vereisungen und zwei Interglacialzeiten zu unterscheiden sind; von diesen war die zweite Vereisung die bedeutendste und die erste Zwischenzeit durch ein feuchtes, die zweite durch ein trockenes Klima ausgezeichnet. Das älteste Diluvium ist oft fest verkittet, z. Th. ferrettisirt, aber nur selten, besonders in dem Durchbruchsthal der Dora erschlossen. Wichtig ist, dass wir Löss auf der zweiten Moräne haben und ihn thalaufwärts bis unter die dritte verfolgen können. Capeder hält an der äolischen Natur dieses Sedimentes fest und meint, der ganze Mantel, der auch die Hügel bei Turin überzieht, sei durch Nordwestwind in Trockenzeiten von dem Moränengebiet dorthin geweht worden. Er beruft sich dabei auf die Verbreitung des interglacialen „Lehm", der noch jetzt im Moränengebiet vorhanden und so fein staubförmig ist, dass bei Trockenheit der Wind mächtige Staubwolken aufwirbelt und in die Ebene hinaustreibt. Deecke.

G. E. H. Barrett-Hamilton: Traces of Past Glacial Action in the Orange River Colony, South Afrika. (Nature 8. Jan. 1903. **67**. 223.)

Bei Brit Koppje, einer Farm 3 Meilen östlich von Vredefort Road Station, 50 Meilen nördlich von Kroonstad, in der Orange River Colony, sind die Felsen sehr deutlich geglättet und gerundet. Die Erscheinung, welche sehr an diejenige des vom Eise bearbeiteten Gesteins von Prieska (Kapcolonie) erinnert, kann kaum einem anderen Agens als Eiswirkung zugeschrieben werden. Otto Wilckens.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Jahr/Year: 1904

Band/Volume: 1904_2

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: Diverse Berichte 1368-1457