

Diverse Berichte

Geologie.

Physikalische Geologie.

G. Mercalli: La grande eruzione vesuviana dell' Apoile 1906. (Rossegna Nazionale fasc. 1. Novembre 1906. Firenze. 21 p.)

In dem ersten Heft dieser neuen Zeitschrift gibt Verf. in Form eines auf dem Congresso dei Naturalisti Italiani zu Mailand im September 1906 gehaltenen Vortrags eine gedrängte Schilderung des Vesuvausbruchs. Es sind die allbekanntesten Erscheinungen in übersichtlicher Weise besprochen. **MERCALLI** meint, die Eruption habe sich sehr lange vorbereitet, nie zuvor sei die Lava bis 1335 m, wie im März 1906 gestiegen, Gasspannung und Schmelzung seien daher abnorm gesteigert gewesen. In dem Lavaerguß ähnelt dieser Ausbruch dem von 1872, in der großen Masse des ausgeblasenen Materials denen von 1779, 1794 und 1822; aber er blieb weit hinter dem von 1879 zurück. Besondere Aufmerksamkeit ist den Aschenlawinen gewidmet, die ja ein sehr bezeichnendes, neues, modellierendes Phänomen waren, dem Schlammregen Ende April und Mai und den damit verbundenen Schlammuren, ferner der Salz-(NaCl)-Ausscheidung. Das Wasser und Salz stammt nach **MERCALLI** aus dem Meere. **Deecke.**

A. Lacroix: Les conglomérats des explosions volcaniennes du Vésuve, leurs minéraux, leur comparaison avec les conglomérats trachytiques du Mont-Dore. (Compt. rend. 142. 1020—1022. 1906.)

Die vulkanischen Wolken des jüngsten Vesuvausbruchs ließen zuweilen große Mengen von festem Material die Abhänge des Vesuv hinabrollen. Jene Massen liegen vielfach als Breccien vor. Diese erreichen selten 1 m Durchmesser und bestehen aus eckigen oder gerundeten Fragmenten von verschiedener Größe, die in feinerem durch Regen verkitteten Material stecken. Sie ähneln den Blöcken des Mont Pelé und führen wie diese mannigfaltiges rezentes und altes Material, besonders aber letzteres; selten sind Stücke von metamorphem Kalk. Alle Stücke sind mit Alkalichloriden und Alkalisulfaten imprägniert. Als Drusenminerale

findet man außerordentlich häufig — ähnlich wie in den durch SCACCHI beschriebenen Exemplaren von 1822 und 1872 — Hornblende, Pyroxene, Biotit, Mikrosommit, Leucit, Sanidin, Apatit, Titanit, Hämatit, Magnetit u. a., wahrscheinlich auch Breislakit und Marialit.

Diese Konglomerate metamorpher Gesteine ähneln nun sehr den Andesit- und Trachyt-Konglomeraten der Auvergne, aus denen sich z. B. das Massiv des Mont Dore im Zentrum zum großen Teil aufbaut. Es wird sich also wohl wie im letzteren Fall so auch im ersteren um Produkte heftiger Eruptionen handeln, welche den zentralen Vulkankegel zerrissen; die Eruptionswolken waren entweder von der Art der „vesuvischen“ oder der „peleïschen“ Wolken; jedenfalls ist der Transport in niedergehenden Wolken wohl wahrscheinlicher als derjenige der Hinausschleuderung durch die Luft auf große Entfernungen hin.

Johnsen.

A. Lacroix: Les avalanches sèches et les torrents boueux de l'éruption récente du Vésuve. (Compt. rend. 142. 1244—1249. 1906.)

Verf. teilt einige im April 1906 am Vesuv gemachte Beobachtungen über Aschenfall und Schlammströme mit.

Johnsen.

A. Lacroix: Sur l'éruption du Vésuve et en particulier sur les phénomènes explosifs. (Compt. rend. 142. 941—944. 1906.)

Verf. betrachtet die vulkanischen Erscheinungen des Vesuv vom April 1906 als Paroxysmen einer bereits im Mai 1905 begonnenen Ausbruchperiode. Nach Angabe einiger Beobachtungen über die derzeitigen Aschenregen und Lavaströme werden die Dampfvolken einer Betrachtung unterzogen. LACROIX will die aufsteigenden, mit Aschen und Lapilli beladenen Wolken des Vesuv nicht prinzipiell von den am Pelé beobachteten „nuées ardentes“, die er allgemein als „peleïsche“ Wolken bezeichnet, getrennt wissen; im einen Fall werden die festen Bestandteile von den leichten Dämpfen und Gasen in die Höhe mitgerissen, im anderen umgekehrt die letzteren von den reichlicheren Bomben und Lapilli talwärts gedrückt.

Johnsen.

St. Meunier: Sur l'origine vésuvienne du brouillard sec observé à Paris dans la matinée du mercredi 11 Avril 1906. (Compt. rend. 142. 938. 1906.)

Am 11. April 1906 verbreitete sich ein feiner gelber Staub über Paris; Verf. fing einen Teil des letzteren mittels glyzerinbestrichener Platten auf. Neben organischen Partikeln und Ruß lag ein sehr feines Pulver vor, das durchaus der Vesuvasche von 1822 glich und offenbar von den Vesuvausbrüchen des Frühjahrs 1906 herrührte.

Johnsen.

H. Tertsch: Mineralogische Bemerkungen zum Vesuviaschenfall, niedergegangen in Triest am 19. April 1906. (Min. u. petr. Mitt. 25. 541—550. 1906.)

Verf. beschreibt die Eigenschaften der in den Aschen vom Vesuvausbruch 1906 enthaltenen Minerale von Neapel und vergleicht damit jene des Triester Aschenfalls. Letztere unterscheiden sich nur durch die etwas geringere Größe (0,2 mm als Maximum gegen 0,3 mm beim Vesuv, nur Glimmerblättchen erreichen auch bei Triest einen Durchmesser von fast 0,4). Bruchstücke sind im allgemeinen größer als ganz erhaltene Kristalle. Bei Pyroxen sind sie im allgemeinen splittrig, nur bei Hornblende und Biotit sind Spaltblättchen erhalten. Abscheuerungen durch den Windtransport ließen sich an der Glashülle eines Leucits nachweisen. Die Untersuchung geschah bei Einbettung in Nelkenöl. Im folgenden sind, da die meisten Minerale die bekannten Eigenschaften aufweisen, nur bemerkenswerte Bestimmungen im Referat wiedergegeben.

1. Leucit. Der häufigste Gemengteil. Radiale Einlagerungen eines bräunlichen Pyroxens treten auf, mitunter auch Hämatit. Randlich tritt ein isotropes, orangefarbenes Umwandlungsprodukt auf.

2. Plagioklas. Merkwürdig ist die Verschiedenheit der Staubeinschlüsse zwischen Zwillingslamellen desselben Bruchstückes. Nach den optischen Eigenschaften wurde Anorthit und ein Feldspat $Ab_5 An_{95}$ mit Hülle von $Ab_{50} An_{44}$ bestimmt.

3. Apatit. Als Einschluß in anderen Mineralien und als selbständige dicksäulige Kristalle, in einem Falle mit $(10\bar{1}1)$, getrübt durch Blasen und parallel einer Prismenfläche gelagerte pleochroitische ($\epsilon =$ rötlichbraun, $\omega =$ hellgelb) Blättchen von Eisenglanz.

4. Olivin nicht sicher nachgewiesen.

5. Pyroxen. Dreierlei Gattungen. a) Diopsidischer Pyroxen. Kleine Kriställchen zeigten (100) , (110) , (010) , $(\bar{1}11)$. $\gamma = \alpha$ lichtflaschengrün, $\beta =$ moosgrün. $2V_\gamma = 51^\circ$, $\rho - \nu 2^\circ$, die B-Axe stärker dispergiert. b) Brauner Pyroxen. γ ist etwas dunkler braun gefärbt. $c : \gamma = 56^\circ$ für Rot, 58° für Blau, im Kern; 62° resp. 64° in der Hülle. Es scheint sich um einen Ägirinaugit zu handeln. c) Ägirin. Ein grasgrünes, stark pleochroitisches Stengelchen wurde in den Neapler Aschen beobachtet. Übergänge existieren zwischen den einzelnen Typen.

6. Amphibol. Braune Hornblende, auf dem Spaltblättchen $c : \gamma = 12^\circ$.

7. Biotit. Seine Blättchen erreichen in den Triester Proben einen Durchmesser von 0,396 mm. Randlich zeigen sie eine Umwandlung in ein stark doppelbrechendes Mineral, α desselben steht radial. Es sind zweierlei Biotite zu unterscheiden: eine braune Varietät mit kleinerem Achsenwinkel (von 0° bis $2V_\alpha = 26^\circ 26'$ ($2E = 43^\circ$) für Rot, $2V = 30^\circ 48'$ für Blau) und eine orangerote mit deutlichem Pleochroismus durch die Spaltfläche $\gamma =$ orangerot, $\beta =$ heller nelkenbraun; $2V = 42^\circ$ für Rot ($2E = 70^\circ$), 48° (scil. 81°) für Blau.

8. An Erzen sind Hämatit (in fast allen Gemengteilen eingeschlossen), Magnetit und (unsicher) Ilmenit vertreten.

9. Glas, reichlich vorhanden, ohne besonders aufzufallen, meist anderen Mineralien, besonders Leucit anhaftend. Größere Klumpen fast undurchsichtig.

C. Hlawatsch.

F. Bassani e A. Galdieri: Sui vetri forati di Ottajano nella eruzione vesuviana dell' Aprile 1906. (Rend. R. Accad. delle Sc. Fis. e Mat. di Napoli. 1907. Fasc. 5—7.)

Bei dem Ausbruch des Vesuv 1906 sind in Ottajano zahlreiche Fenster zerbrochen worden, aber nicht an der dem Vesuv zugewandten Seite der Häuser, sondern auf der NO.-Seite, und manche dieser Fenster zeigten scharfe, kreisrunde oder elliptische Löcher. Die beiden Verf. haben dies dadurch erklärt, daß in der verhängnisvollen Nacht ein kräftiger NO.-Wind wehte, der die Lapilli von ihrer Bahn ablenkte und schief gegen die Fenster trieb. Diese in zwei früheren Artikeln ausgesprochene Meinung ist von SABATINI, GALLI, DE LUISE bestritten worden, und dieser Artikel, der das ganze Tatsachenmaterial noch einmal wiederholt, fertigt nun alle anderen Hypothesen ab. SABATINI hatte bemängelt, daß man keine Lapilli im Innern der Zimmer gefunden hätte, auch das herausgeschlagene Stück Glas fehle. Da wird nun nachgewiesen, daß beides im Zimmer gelegen habe. GALLI hatte nach seinen Beobachtungen über einen Hagelwirbelwind zu Velletri 1906 gemeint, der Wind allein sei imstande, solche Löcher auszublasen. Das wird dadurch widerlegt, daß ein so kräftiger Wind überhaupt nicht geweht habe. DE LUISE sagt, daß vielleicht elektrische Vorgänge die Ursache seien, aber diese sind nur in der Aschenpinie selbst beobachtet. Also bleibt die von den Verf. vertretene Ansicht immer noch die wahrscheinlichste. Sie denken sich, daß ein schief von oben anprallender Stein eine solche Geschwindigkeit besessen habe, daß sich die Erschütterung nicht über die ganze Scheibe fortgepflanzt habe, sondern nur einen Kegel betroffen habe, dessen Spitze die Aufschlagstelle war. Die Basis des Kegels lag nach innen und die Randsprünge nahmen den Umriß dieser Kegel an, so daß ein rundliches Stück herausgeschlagen wurde. Die Sprünge nicht radialer Natur laufen nach vorn.

Deecke.

F. Zambonini: Sulla galena formatasi nell' ultima eruzione vesuviana dell' aprile 1906. (Atti R. Accad. d. Lincei. 1906. (5.) Rendic. 15. 2. 19. Aug. 235—238.)

Auf den Schlacken des Kraterrandes am Vesuv hat sich nach der letzten Eruption ein dunkelgraues, metallisch glänzendes Mineral gefunden, mit kubischer Spaltung, von der Härte 2,5, mit Kristallen von skelettartigem oder zerhacktem Wachstum, meistens Würfeln, die nach der vierzähligen Achse verlängert waren. Es ist Bleiglanz, der in Körnern aus den Sommablöcken schon bekannt ist, hier aber als Sublimationsprodukt

auftritt und daher den künstlichen, derart erhaltenen Hüttenprodukten gleicht. Wahrscheinlich erfolgte seine Bildung analog der des Tenorit und Hämatit, in diesem Falle so, daß $\text{PbCl}_2 + \text{H}_2\text{S}$ lieferten $\text{PbS} + 2\text{HCl}$. Begleitet wird dies Mineral von Pyrit. Deecke.

P. Moderni: Alcune osservazioni geologiche sul Vulcano Laziale e specialmente sul Monte Cavo. (Atti R. Accad. dei Lincei. 1906. (5.). Rendic. cl. sc. fis., mat. e nat. 15. Sem. 1. 22. April. 462—469.)

Verf. bringt einige neue Beobachtungen zur Geschichte der Albaner Berge und verbessert in vielen Punkten die Angaben SABATINI's. Der Mte. Cavo ist ein selbständiger Vulkankegel, der dem zweiten inneren Kraterwall aufgesetzt ist, also jünger sein müßte als dieser. Er hat unter sich einen oder zwei ältere kleinere Kegel begraben. Dies ergibt sich aus der Lage und dem Fallen der Lapilli- und Aschenschichten. Zwei kleine Eruptionskegel, die zwischen Mte. Cavo und Nemisee liegen, müssen ebenfalls jung sein und nicht, wie SABATINI meint, der zweiten Periode zugehören; denn ihre Ströme sind in den zur dritten Phase zu zählenden Nemisee hinabgeflossen. — Peperinbildung ist nach den Beobachtungen des Verf.'s immer wiedergekehrt. Dies Gestein liegt im Campo di Annibale, in der Valle Molara etc., so daß es nicht, wie manche behaupteten, ein ausschließliches Produkt der Phase sein kann, in welcher Lago di Nemi und Lago di Albano entstanden. Deecke.

G. de Lorenzo: La basi dei vulcani Vulture ed Etna. (Compt. rend. du X. Congrès géolog. internat. Mexique 1906. 6 p. 1 Taf.)

Die Vulkane Vulture und Ätna stehen im Gegensatze zu den Liparen und den Phlegräischen Feldern auf der Außenseite des Apenninenbogens und sind seit langem dem Festlande einverleibt. Sie sind dort gelegen, wo die Apenninenfaltung an anderen fremden Massen zum Stehen gelangte, wo zwischen den bewegten älteren Gesteinen und dem plateauartigen Vorlande sich eine Zone von Flysch hinzieht, wo eine Geosynklinale durch mächtige Konglomeratmassen ausgefüllt und durch energische Faltung und Hebung ca. 1000 m über das altpliocäne Meer aufstieg. So ist die Basis beider Vulkane sehr ähnlich; diese selbst haben sich aber recht verschieden verhalten. Deecke.

A. Lacroix: Sur la constitution minéralogique du dôme récent de la Montagne Pelée. (Compt. rend. 144. 170. 1907.)

Neuerdings möglich gewordene Aufsammlungen an den Abhängen des „Dôme“ haben ergeben, daß an seiner Basis, wie schon früher vermutet, allerdings die wenigst kristallinen und an Tridymit zugleich sehr armen, von Quarz freien Gesteine herrschen, daß das Gipfelgestein aber nur z. T.

dem mikrolithen- und tridymitreichen, z. T. dagegen dem Quarz führenden Typus angehört. Der letztere Typus ist auch nicht auf die Stelle der früheren großen Nadel beschränkt, sondern regellos verteilt, so daß der Quarz vielfach in nur geringer Tiefe, unter einem nur dünnen Mantel der anderen Typen gebildet sein muß. Die Quarz führenden Gesteine machen etwa $\frac{1}{3}$ aller gesammelten Proben aus und es gibt alle Übergänge zwischen Quarzreichen und Quarzfreien.

O. Mügge.

S. Kusakabe: Modulus of Elasticity of Rocks and Velocities of seismic Waves with a Hint to the Frequency of After-Shocks. (Publ. Earthquake Investigation Committee in foreign Languages. No. 17. 48 p. 14 Taf. Tōkyō 1904.)

In Ergänzung der früheren Untersuchungen (dies. Jahrb. 1906. I. -199-) sollte namentlich ermittelt werden, ob der Elastizitätsmodul von Gesteinen einigermaßen konstant ist oder wie er mit der Kraft, Zahl usw. der Stöße variiert. Die Ermittlung geschah durch Biegung, und zwar wurde besonderer Wert darauf gelegt, das Verhalten der Probestücke bei abwechselndem Hin- und Herbiegen zu beobachten, auch die Belastung langsam zu variieren. Der Apparat ist genau beschrieben und der Gang der Berechnung dargelegt.

Es ergab sich bald, daß auch beim Biegen, und zwar, auch wenn die Belastung nur wenige Prozent der Festigkeit ausmachte, alsbald große Abweichungen von Hooke's Gesetz auftraten; elastische Nachwirkungen machten sich sehr bemerklich, so daß der Elastizitätsmodul in hohem Maße von früheren Beanspruchungen abhängig erschien. Bei der Biegung nimmt der Elastizitätsmodul zunächst bis zu einem Minimum ab und steigt dann wieder, bis Bruch eintritt; beim Hin- und Herbiegen variiert er für jede Biegung, wenn ihre Amplitude wechselt, und zwar nimmt er mit wechselnder Amplitude ab, dabei ist die Variation für kleine Amplituden größer als für große. Befindet sich das Versuchsstück bereits in gespanntem Zustande, so fällt der Elastizitätsmodul größer aus. Damit hängt es zusammen, daß er für känozoische Gesteine geringer ist als für archaische, während der Betrag der elastischen Nachwirkung von ersteren nach letzteren hin abnimmt.

Für die Geschwindigkeit seismischer Wellen werden daraus folgende Schlüsse gezogen: sie nimmt ab mit wachsender Amplitude der Wellen, und zwar für kleine Amplituden stärker als für große; sie nimmt auch ab von archaischen zu känozoischen Gesteinen. Längs Gängen alter Gesteine ist sie ein Maximum, solche Gänge können einen Erdbebenschatten werfen. Känozoische Gesteine leiten die Wellen schlechter als ältere, so daß die Kurven gleicher Häufigkeit für Nachbeben beim Eintritt in Gebiete archaischer Gesteine stark vordringen, beim Eintritt in känozoische zurückweichen müssen. Da dies beim Mino-Owari-Beben von 1892 tatsächlich der Fall war, muß man schließen, daß diese seismischen Wellen im wesentlichen in den oberflächlichen Schichten fortgepflanzt werden. Aus

der für die Häufigkeit der Erdbeben abgeleiteten Formel folgt, daß sie größer ist für langsam entstehende als für plötzlich hereinbrechende Beben. Nach vorläufigen Versuchen mit Sandstein nimmt der Elastizitätsmodul um ca. 0,5 % für 1° Temperaturerhöhung ab, erreicht aber bei ca. 9° ein Maximum. Wenn dies auch für andere Gesteine gilt, muß die Geschwindigkeit der Wellen in der Tiefe abnehmen (wenn alle anderen Faktoren konstant bleiben).

O. Mügge.

Milne: Modern progress in Seismology. (Proc. R. Soc. 77. 1906. 365—376. 1 Taf.)

Die Arbeit bringt einen kurzen Überblick über die geschichtliche Entwicklung der modernen Erdbebenkunde, aus dem folgende Punkte hervorgehoben sein mögen:

1880 wurde die Seismological Society of Japan gegründet. Ihre erste Tat war die Konstruktion von Instrumenten, die nicht nur die Stärke, sondern auch die Form der Erdbebenbewegungen aufzuzeichnen gestatteten. Es zeigte sich sofort, daß nicht, wie man bis dahin angenommen hatte, die Bewegung nur in einer Richtung stattfindet, sondern daß die Erdbebenbewegung sehr rasch zwischen den verschiedensten Richtungen wechselt. Außerdem schrumpfte das bisher auf Zoll geschätzte Ausmaß der Bewegung auf Bruchteile eines Zolles (1—2 mm) zusammen. Dabei fand man auch, daß Ausmaß und Heftigkeit der Bewegung innerhalb weniger 100 Fuß Entfernung außerordentlich wechseln könne.

Ergebnisse von großer praktischer Bedeutung zeitigte die in Tokio ausgeführte bewegliche Plattform, auf der Modelle von Mauerwerk-, von Holz- und Metallkonstruktion ausgeführt wurden, um ihre Widerstandsfähigkeit gegen die Erdbebenbewegung zu studieren. Die seismologische Organisation Japans ist seither ohne Unterbrechung weiter ausgebildet worden, sie verfügt heute über 1500 Beobachtungsstationen, die im Jahre etwa 1000—2000 Erdbeben japanischen Ursprungs zur Beobachtung bringen. Die Verarbeitung der so gewonnenen Resultate zeitigte das geologisch wichtige Ergebnis, daß durch die größte Erdbebenhäufigkeit und -stärke jene Gegenden ausgezeichnet sind, in denen neue Hebungen oder Senkungen des Geländes stattgefunden haben. Ein Gebiet, das eine ungewöhnlich große Erschütterung erlitten hat, wird von Nachbeben heimgesucht, deren Anzahl und Dauer mit der Intensität des Hauptstoßes zunimmt.

Der Organisation der Erdbebenbeobachtung in Japan ist eine solche über die ganze Erde hin gefolgt. Den wesentlichen Ausgangspunkt bilden die Arbeiten von REBEUR-PASCHWITZ, der bei den Beobachtungen mit seinem Horizontalpendel fand, daß dasselbe Erdbebenbewegungen auch dann registrierte, wenn der Herd derselben Tausende von Kilometern entfernt war.

Gegenwärtig verfügt die Organisation der British Association über 40 gleichmäßig ausgestattete Stationen. In Japan, Italien, Österreich, Deutschland, Rußland und den Vereinigten Staaten arbeiten außerdem Instrumente von abweichendem Typus. Die Beobachtungen der großen Erdbebenwellen, die von Zeit zu Zeit auf allen Stationen gemacht werden, beweisen, daß die ursprüngliche Erschütterung ausgegangen sein muß von einer großen Fläche. HARBOE und OLDHAM konnten nachweisen, daß bei großen Erdbeben oft Zehntausende, ja Hunderttausende von Quadratmiles gleichzeitig in Bewegung geraten. Auch in erhebliche Tiefen der Erdkruste reicht diese Bewegung hinein; denn auf der Beobachtungsstation am Pzribram, die sich 1150 m tief befindet, weichen die Aufzeichnungen kaum von den an der Oberfläche gewonnenen ab.

Die großen Erdbebenwellen haben eine Geschwindigkeit, die mit ziemlicher Genauigkeit konstant bleibt und etwa 3 km pro Sekunde beträgt. Es beweist das, daß sie sich in einem annähernd homogenen Mittel fortpflanzen. Diesen großen Wellen gehen an entfernten Stationen Erschütterungen voraus, welche sich offenbar durch das Innere des Erdballes längs der Sehne mit einer Geschwindigkeit von etwa 10 km pro Sekunde fortgepflanzt haben. Diese hohe und nahezu gleichmäßige Geschwindigkeit greift nur Platz für Wege, die einen Betrag von 30 Grad überschreiten, Sehnen, die nicht tiefer als 30 Miles unter die Erdoberfläche hinabsteigen, werden mit einer Geschwindigkeit durchheilt, die diejenige nicht übersteigt, welche für Kompressionswellen in den Gesteinen der Erdoberfläche zu erwarten ist. Dieses dürfte also die größte Tiefe sein, in der man Materiale erwarten dürfte, die ähnliche physikalische Eigenschaften haben wie jene an der Erdoberfläche. Unter dieser Grenze scheint das Innere unseres Planeten schnell zu einem gleichmäßigen Kern von hoher Starrheit überzugehen.

Ein weiteres Ergebnis, vielleicht das geologisch wichtigste, ist die Tatsache, daß jene Gegenden, in denen vor verhältnismäßig kurzer Zeit geologische Veränderungen in großem Umfange Platz griffen, die hauptsächlichsten, wenn nicht ausschließlichen Ausgangsgebiete der großen Erdbeben sind. Es werden so 10 verschiedene Erdbebendistrikte unterschieden, deren genauere Abgrenzung durch die speziellen Arbeiten von MILNE selbst, von MONTESSUS DE BALLORE und anderen allgemein bekannt sein dürfte.

Für die zeitliche Verteilung der Erdbeben lassen sich Gesetze vorläufig nicht erkennen, die an Evidenz und Bedeutung dem über die räumliche Verteilung Gesagten gleichkämen. Das einzige — nach des Ref. Ansicht auch nicht ganz einwandfreie Ergebnis in dieser Hinsicht ist das folgende:

Es zeigt sich, daß, wenn die Kurve, die der wandernde Erdpol beschreibt, ihre Richtung stark wechselt, die Heftigkeit der Erdbeben zunimmt.

Über den Verlauf eines einzelnen Bebens wird das Folgende ausgeführt: In der Nähe des Gebietes heftigster Erschütterung zeigt sich das Phänomen der sogen. Erdbeben-Echos; es wiederholen sich in kurzen Zwischen-

räumen die einzelnen Bewegungsphasen in sehr ähnlicher Weise. Ein großes Beben kann auf diese Weise 3 oder 4 Stunden dauern, es bildet eine Reihe von Erschütterungen, deren jede wenige Minuten dauert, die voneinander geschieden sind durch annähernd gleich lange Ruhepausen. Das Ganze hat eine auffallende Ähnlichkeit mit der Erscheinung der Schwebungen bei musikalischen Tönen. Ein Erdbeben, das an seinem Ursprungsort eine Dauer von etwa 1 Stunde hat, erscheint bei den Antipoden etwa 90 oder 100 Minuten später mit einer schwachen Bewegung, die nur wenige Minuten anhält und es zeigt sich dabei, daß die langen Wellen die längste Lebensdauer haben. Eine merkwürdige Tatsache ist, daß in jenen Gegenden Bewegungen registriert werden können, die in einer Entfernung von 90 Grad nicht zu bemerken waren. Eine Begleiterscheinung starker Erdbeben sind Sekundärbeben („Relais-Beben“), die gleichsam die Antwort bilden auf ein in einer sehr großen Entfernung stattfindendes Erregungsbeben.

Allen Seismologen unliebsam bekannt ist die Erscheinung der Tremors oder mikroseismischen Bewegungen, die sich wohl allgemein auf meteorologische Ursachen werden zurückführen lassen. Außer diesen Tremors findet fast überall eine langsame gegenseitige Verschiebung zwischen der Richtung des Lotes und der Erdoberfläche statt. Diese Bewegung kann jahrelang in demselben Sinn verlaufen. Es zeigt sich aber, daß in wechselndem Sinn auch der wechselnde Barometerdruck die wechselnde Durchfeuchtung des Grund und Bodens, künstliche Belastung der Nachbarschaft durch Neubauten usw. auf diese Verschiebung einwirken. In ähnlichem Sinne wirkt die nach Stärke und Richtung wechselnde Bestrahlung durch die Sonne, so daß sich an klaren Tagen eine tägliche Neigungswelle ausbildet. Diese Bewegungen sind noch gut bemerkbar in einem Raume, der sich 13 englische Fuß unter der Erdoberfläche befindet, während sie in Tiefen von 50—100 Fuß nicht mehr nachweisbar sind.

v. d. Borne.

F. de Montessus de Ballore: Sur les prétendues lois de répartition mensuelle des tremblements de terre. (Compt. rend. 143. 146—147. 1906.)

Verf. hat aus 81 einzelnen Erdbebenkatalogen für Breiten über 45° resp. unter 45°, sowie für das Halbjahr Okt.—März bzw. April—Sept. folgende prozentualen Verhältnisse zwischen wahrgenommenen und seismometrisch verzeichneten Stößen aufgestellt:

| Breite | Okt.—März | April—Sept. |
|---------------------|-----------|-------------|
| über 45° | 90 % | 10 % |
| unter 45° | 47 „ | 49 „ |

Da man nun einerseits einen leichten Stoß viel besser bemerkt, wenn man sich zu Haus und in Ruhe befindet als draußen und in Tätigkeit, andererseits in den höheren Breiten das kalte Halbjahr mehr oder weniger zu Haus und in Ruhe verbringt, während in südlicheren Gebieten die

Bedingungen das ganze Jahr über annähernd gleich sind, so ergibt sich daraus die scheinbar größere Frequenz im Winter der höheren Breiten. In Wirklichkeit ist also die Erdbebenhäufigkeit von der Jahreszeit unabhängig. Johnsen.

J. Brunhes: Sur les contradictions de l'érosion glaciaire. (Compt. rend. 142. 1234—1235. 1906.)

Seit PENCK seine bekannten Studien, betr. „Übertiefung“ alpiner Täler durch Gletscher veröffentlichte, haben sich die Beobachtungen, Messungen, Bohrungen und topographischen Aufnahmen in dieser Richtung gehäuft. Die Gletscher wurden früher als konservierende geologische Faktoren angesehen, jetzt dagegen als kräftige Agentien topographischer Modellierung. Manche Tatsachen sind jedoch mit letzterer Auffassung schwer vereinbar.

Am besten und häufigsten ergibt sich die Rolle der Gletscher als „Übertiefer“ aus der Existenz von „Mündungsstufen“, wie man sie in den alpinen Tälern von Inn, Rhein, Rhône, Isère, Etsch u. a. Flüssen findet. Andererseits jedoch sind die alten Gletschertäler durch Hervorragungen und Bückel, ja durch förmliche Felsenbarrieren versperrt, die sich der Gletscher begnügt, ein wenig abzuhobeln, wie z. B. die Kalkbank unterhalb St. Moritz (Wallis) oder der berühmte Kirchet des Aartales.

Was wird aus der Kraft zu übertiefen, wenn der Gletscher kaum imstande ist, lockeres Gesteinsmaterial wegzufegen, das mindestens seit der letzten großen Vereisung ihm im Wege liegt? Mit Recht sagt der amerikanische Geograph DAVIS, daß die Erosionsmethoden der Gletscher noch nicht vollkommen verstanden seien. Johnsen.

J. Brunhes: Sur une explication nouvelle du surcreusement glaciaire. (Compt. rend. 142. 1299—1301. 1906.)

Entgegen der Ansicht, daß die Tätigkeit der Gletscher lediglich in Transport und in Absatz von Gesteinsmaterial bestehe, zeigen die Töpfe des Luzerner Gletschergartens und andere Erscheinungen, daß eine stark erodierende Wirkung vorhanden ist. Das beweisen auch die vor der Gletscherstirn gelegenen Gebiete, die uns Erosionsformen nach Art derjenigen von Flüssen und Regenwässern zeigen, wie z. B. die Lutschenschlucht, die der untere Grindelwaldgletscher noch in der Mitte des vorigen Jahrhunderts in ausgedehntem Maße einnahm. Besonders lehrreich aber ist die so häufige und sich so genau wiederholende Form der Rundhöcker, die zu beiden Seiten je eine abwärts verlaufende Furche erkennen lassen. Wenn man diese Buckel vor der Stirn des Durand-, des Moming-, des Übeltal- und des Aletschgletschers, sowie diejenigen, die das in zwei Arme geteilte Eis der äußersten Zunge des oberen Grindelwaldgletschers und des Jägigletschers (Zußfuß des Aletschgletschers) umfaßt,

einer Prüfung unterzieht, so erkennt man, daß zu beiden Seiten der Gletscher eine viel stärkere Erosion im Gange ist als in der Mitte längs seinem Stromstrich. Aus einer Reihe von Übergangsformen ergibt sich, daß die „Iselberge“ genannten Buckel, welche die alten Glazialtäler auszeichnen, sowie selbst die Felsenbarren alle dem gleichen Typus angehören wie jene Rundhöcker. Die U-Form der Gletschertäler beruht demnach auf der Tätigkeit zweier (oder auch manchmal mehrerer) Bäche, die seitlich neben oder unter dem Gletscher hinfließen.

Johnsen.

A. Chevallier: Courants marins profonds dans l'Atlantique Nord. (Compt. rend. 142. 116—117. 1906.)

Auf Grund der Ergebnisse der Reise des Fürsten von Monaco im Jahre 1904 ermittelt Verf. nach der Methode von THOULET für die Schicht von 25—300 m Tiefe des nördlichen Atlantik folgendes: Die Meereszirkulation ist in der Nähe der Oberfläche merklich stärker als in den Tiefen, wo sie bis auf Null fällt. Ganz benachbarte Strömungen von einer und derselben Tiefe können sehr verschiedene Richtungen einhalten. In dem Gebiet zwischen den Azoren und den Canaren befolgen die oberflächlichen Strömungen eine Richtung, die mit der dort beobachteten tropischen und äquatorialen identisch ist; diese Übereinstimmung kennzeichnet die Genauigkeit der THOULET'schen Berechnungsmethode, die, wenn die Strömungsverhältnisse einer Anzahl von Punkten bekannt sind, die Basis zu bestimmen gestattet, auf der sich die Strömung hinbewegt.

Johnsen.

J. Thoulet et A. Chevallier: Sur la circulation océanique. (Compt. rend. 142. 245—246. 1906.)

Die Verf. setzen nochmals kurz die THOULET'sche Methode auseinander, nach der man auf Grund der chemischen Zusammensetzung und der an Ort und Stelle herrschenden Dichte einiger in verschiedenen Tiefen unter 3 Punkten des Meeresspiegels entnommener Wasserproben die Zirkulation ermitteln kann. Es ergibt sich, daß die Meeresströme im Gegensatz zu den Kontinentalströmen sich ganz allgemein nach oben hin bewegen, wie man es am Golfstrom ja auch unmittelbar festgestellt hat. Im übrigen würde die Kenntnis der kombinierten Gesetze von Meeresverdampfung (am Äquator besonders stark) und von Süßwasserzufluß (in höheren Breiten besonders stark), sowie von Schnee, Regen etc. und deren geographischer Verteilung unseren Einblick in den Mechanismus der Meeresströmungen bedeutend vertiefen.

Johnsen.

R. Legendre: Sur la teneur en acide carbonique de l'air marin. (Compt. rend. 143. 526—528. 1906.)

An Kohlensäurebestimmungen der Meeresluft scheinen bisher nur folgende vorzuliegen:

| | | |
|---|----------------|-----------------|
| 1847 LÉVY — Von Havre bis zu den Antillen . . . | 0,338—0,5771 % | CO ₂ |
| 1873 SCHULZE — An der Ostseeküste | 0,225—0,344 | „ „ |
| 1884 MÜNTZ und AUBIN — Von Cap Horn bis Cap Verde | 0,249—0,277 | „ „ |

Verf. versucht nun gleichzeitig auf dem Kontinent und auf dem Meer Bestimmungen auszuführen. Da der CO₂-Gehalt der Meeresluft kaum durch Einatmung und Ausatmung beeinflusst wird, so läßt sich hier SCHLÖSING's Theorie prüfen, welche dauerndes Gleichgewicht zwischen Luft — CO₂ und gelösten Bicarbonaten behauptet.

Benützt wurde der mit 1%iger NaOH beschickte Aspirator von LÉVY und PÉCOUL; der verwendete Apparat gestattete leider nur jedesmal 5,5 l Luft zu benutzen, weshalb die Bestimmungen mit einem Fehler von $\pm 2,71$ CO₂ pro 100 m³ Luft behaftet sein können.

Als Mittel von 14 an der bretagnischen Küste ausgeführten und gut übereinstimmenden Messungen ergab sich 33,5 l CO₂ pro 100 m³ Luft. Dieser Wert ist nur wenig größer als der vom Montsouris-Observatorium in Paris gefundene und schien unabhängig von der Windrichtung zu sein.

Es soll künftig durch genauere Bestimmungen festgestellt werden, ob der CO₂-Gehalt der Meeresluft so konstant ist, wie man es von demjenigen der Kontinentalatmosphäre bereits mit Sicherheit weiß.

Johnsen.

J. Thoulet: Sur la lithologie océanographique des mers anciennes. (Compt. rend. 144. 1075. 1907.)

Jede Region des Meeresbodens enthält außer den großen Massen von Kalk, Quarz, Ton etc. in kleinen Mengen auch gewisse, nur für dieses Gebiet charakteristische seltene Minerale, die, obwohl sie meist von nur mikroskopischen Dimensionen sind, doch manchmal Eigentümlichkeiten der Sedimentbildung verraten. Dies gilt auch für die Sedimente der geologischen Vorzeit, deren einzelne Bänke man nach Verf. so, z. B. in Bohrerproben, wiedererkennen kann.

O. Mügge.

R. Nasini e M. G. Levi: Sulla radioattività della sorgente di Fiuggi presso Anticoli. (Atti R. Accad. d. Lincei. 1906. (5.) Rendic. cl. sc. fis., mat. e nat. 15. Sem. 1. 18. März. 307, 308.)

Die berühmte Quelle von Fiuggi bei Anticoli hat ein Wasser, das die Hälfte der Radioaktivität des Gasteiner Wassers besitzt; sie ist die stärkste derartige Therme in Italien.

Deecke.

Petrographie.

G. B. Trener: Bemerkungen zur Diffusion fester Metalle in feste kristallinische Gesteine. (Verh. geol. Reichsanst. 1905. 366—370, 372.)

Diese Notiz ist eine Entgegnung auf Einwürfe, die einem Vortrage, dessen wesentlicher Inhalt obigem Titel entsprach, gemacht wurden. Verf. verspricht eine Publikation über dieses Thema. Der Vortrag erläuterte die Behauptung von der Diffusion fester Stoffe an einem Beispiel aus der Kontaktzone des Presanello-Tonalites, wo Kohlenstoff in Quarzit diffundiert sein soll.

C. Hlawatsch.

M. Stark: Zusammenhang des Brechungsexponenten natürlicher Gläser mit ihrem Chemismus. (Min. u. petr. Mitt. 23. 536—550. 1905.)

Verf. bestimmte mittels der Immersionsmethode (Beobachtung der BECKE'schen Lichtlinie) unter Verwendung von Gemengen von Alkohol und Benzol, Benzol und Monobromnaphthalin, in einem Falle auch Jodmethylen, den Brechungsexponenten an 133 Gesteinsgläsern. Der Brechungsexponent der verwendeten Flüssigkeit wurde teils mit dem BERTRAND'schen Refraktometer, teils als lineare Funktion der zur Flüssigkeit mit bekanntem Index zugefügten Tropfen eines der Endglieder bestimmt. Wie zu erwarten, nähert sich der Brechungsexponent in den sauren Gläsern am meisten dem einer selbständigen Form der Kieselsäure, er wächst mit zunehmendem Gehalt an Al_2O_3 , Fe (Fe_2O_3 und FeO), MgO etc.

Es ist ein Diagramm eingefügt, bei dem als Abszisse der SiO_2 -Gehalt, als Ordinate der Brechungsexponent aufgetragen ist. In der folgenden Wiedergabe der Bestimmungen wurden nur solche referiert, die in dieses Diagramm aufgenommen sind (siehe nebenstehende Tabelle).

An einigen wenigen wurde der Brechungsexponent aus der Zusammensetzung nach der GLADSTONE'schen Regel $\frac{n-1}{D} = \text{konst.}$ berechnet und mit dem beobachteten Werte verglichen.

1. Obsidian, Class Cliffs (s. No. 4):

Berechnet 1,487, beobachtet 1,486.

2. Obsidian, Insel Lipari (s. No. 17):

Berechnet 1,4903, beobachtet 1,489.

3. Pélés Haar (s. No. 130):

Berechnet 1,551, beobachtet 1,594.

Diese schlechte Übereinstimmung wird auf eine durch winzige Gaseinschlüsse verursachte falsche Bestimmung der Dichte zurückgeführt. Verwendet man den Durchschnitt der beiden COHEN'schen Bestimmungen No. 5 und 7 (2,73 und 2,98), so ergibt sich berechnet $n = 1,591$.

C. Hlawatsch.

Auswahl aus den Bestimmungen.

(Wenn mehrere Analysen zitiert sind, wurde das Mittel verwendet.)

| No. | Gestein und Fundort | Zitat | n |
|-----------------|---|---|------------|
| 4 | Obsidian, Class Cliffs | WASHINGTON, Chem. Anal. of ign. rocks. 1903. p. 127, 149, 175 | 1,486 |
| 6 | Obsidian, grauschwarz, Navajas Jalisco, Mexico | Ebenda p. 151, 155 | 1,487 |
| 17 ¹ | Obsidian, grau, Liparische Inseln | BERGEAT, Abh. d. k. bayr. Akad. 20. 1. Abt. p. 263 | 1,489 |
| 48 | Bimsstein, weiß, ebendaher | Ebenda p. 265 | 1,5 |
| 60 | Perlstein, Schemnitz, Hliniker Tal | ROTH, Gesteinsanalysen No. 8 und 14 | 1,5 |
| 66 | Bimsstein, Varö, Lofoten | H. BÄCKSTRÖM, Bih. Sv. Vet. Akad. Handl. 16. No. 5. p. 25. 1890 | 1,503 |
| 67 | Bimsstein, Santorin Erde | ROTH, Gesteinsanal. p. 11, 12 | 1,503 |
| 74 | Obsidian, schwarz, Rhyolithuff, Pinguinbai, St. Paul | ROTH, Beitr. z. Petrogr. d. pluton. Gest. 1869. p. 89. An. 8. | 1,506 |
| 83 | Obsidian, Pic von Teneriffa, schwarzbraun | ROTH, II. p. 296 | 1,517 |
| 85 | Bimsstein, Neu-Britannien | COHEN, dies. Jahrb. 1880. II. - 74 - | 1,52 |
| 90' | Bimsstein, Galopagos Indefatigable | WASHINGTON, s. oben No. 4, eig. Bestimmg. 67,36 SiO ₂ , 14,38 Al ₂ O ₃ , 6,94 Fe ₂ O ₃ | 1,527 |
| 90 | Derselbe, gegläht | | 1,523 |
| 99 | Bimsstein, braun, Shoal Point, Spitzbergen | BÄCKSTRÖM, s. No. 66. p. 31 | 1,527 |
| 100 | Bimsstein, Rombletakegel, Teneriffe | s. No. 83 | 1,528 |
| 104' | Bimsstein, Ustica | Autor, s. folgendes Referat | 1,530 |
| 104 | Derselbe, gegläht | " " " " | 1,529 |
| 107 | Bimsstein, andesitisch, Fischerhalbinsel | s. No. 66 | 1,530 |
| 118 | Bimssteinartige Schlacke, schwarz, Tempelbai, Spitzbergen | BÄCKSTRÖM, s. No. 66 | 1,555 |
| 121 | Tachylit, Bobenhausen im Vogelsgebirge | ROTH, Gesteinsanal. p. 41 2a und II. p. 367 | 1,56—1,577 |
| 125 | Tachylit, Dransfeld bei Göttingen | ROTH, II. p. 367 | 1,565—1,59 |
| 127 | Tachylit, blauschwarz, Bobenhausen | s. No. 121 | 1,57—1,592 |
| 128 | Sideromelan, Morfall Island | Keine Analyse, als einziges Beispiel aufgenommen | 1,562—1,64 |
| 130 | Pélé's Haar, Kilauea | COHEN, dies. Jahrb. 1880. II. p. 41 | 1,594 ca. |
| 132 | Sordawalit, Sordawala | DANA, System of Min. 1868. p. 244 | 1,6 ca. |
| 133 | Pélé's Haar, Kilauea | SILLIMAN, dies. Jahrb. 1880. II. p. 76. SiO ₂ = 39,74 | 1,67 |

Notiz: Um 1,608 liegen die Brechungsexponenten von Aknitschmelzen

¹ Moldawit 1,495.

H. Credner: Die Genesis des sächsischen Granulitgebirges. Renunziationsprogramm. Leipzig 1906. 4^o. 15 p. [Vergl. Centralbl. f. Min. etc. 1907. p. 513.]

In ausgezeichnet knapper und übersichtlicher Weise werden hier die allgemeinen Ergebnisse der neueren Untersuchungen über das sächsische Granulitgebirge zusammengefaßt. Da die Einzelheiten, die zu der Neuauffassung geführt haben, meist schon bekannt sind (vergl. u. a. die Erläuterungen zur sächsischen geologischen Spezialkarte, Blätter Mittweida—Taura, Geringswalde—Ringetal, Waldheim—Böhringen), sollen hier nur die Hauptdaten für die geologische Entwicklungsgeschichte dieses „tellerförmig denudierten Lakkolithgebirges“ angeführt werden.

„Jüngste Devonzeit: Eruption des Granulitlakkolithes, asymmetrische Aufwölbung und gleichzeitige Kontaktmetamorphose der altpaläozoischen Schichtenkomplexe zu einer sich an dessen Konturen anschmiegenden kuppelförmigen Kontaktkappe.

Älteste Culmzeit: Beginn der Abtragung dieses Schieferdaches und Verwendung der hierbei gewonnenen und zerkleinerten kontaktmetamorphenen Schiefer zum Aufbau des culmischen Grundkonglomerates.

Von da ab durch die carbonische und permische Periode hindurch Fortsetzung der Denudation des Mittelgebirges, wobei die Scheitelfläche des Granulitkernes erreicht und tiefergelegt und auch dessen Gesteinsmaterial zum Aufbau der Konglomerate der produktiven Steinkohlenformation und des Rotliegenden herangezogen wird.“

O. H. Erdmannsdörffer.

M. Voigt: Die basischen Eruptivgesteinsgänge des Lausitzer Granitgebietes. Leipziger Dissertation. Weida i. Thür. 1906. 49. p. 2 Taf.

Unter den basischen Eruptivgesteinen, welche in Hunderten von Gängen mit sehr verschiedener Mächtigkeit (wenige Zentimeter bis fast 120 m) den Lausitzer Granit durchsetzen, fanden sich:

1. Norit und Olivinnorit, mit die mächtigsten Gänge bildend, körnig oder ophitisch, an den Salbändern gern porphyrisch mit Einsprenglingen von Hypersthen; außer diesem enthalten die Gesteine Labradorit (oft braun bestäubt) und Biotit, Eisenerz, Apatit, manchmal Olivin, monoklinen Augit, Quarz meist in mikropegmatitischer Verwachsung mit Feldspat. Durch Überhandnehmen des Augits entstehen hypersthenführende und schließlich reine Diabase und Olivindiabase.

2. Diabas und Olivindiabas, grobkörnig bis basaltähnlich dicht, mit Labradorit und Augit, z. T. Olivin, Hypersthen, Hornblende, Biotit; körnig oder ophitisch oder porphyrisch. Die Gesteine gehen durch Überhandnehmen von Biotit oder Hornblende in Biotit- resp. Hornblendediabase über.

3. Biotitdiabas, nur in wenigen Gängen, mittelkörnig bis dicht, führt Biotit, diopsidähnlichen Augit, Olivin, Plagioklas, gelegentlich grünlichbraune Hornblende, ist erzarm und stets körnig struiert.

4. Hornblendediabas, bestehend aus Plagioklas (Oligoklas bis Bytownit, die basischen automorph, die sauren als Füllmasse in demselben Gestein), dazu bald diopsidähnlicher Augit und grünlichbraune Hornblende, bald Titanaugit und rotbrauner, barkevikitartiger Amphibol ($c : c = \text{ca. } 12^\circ$), Olivin, Biotit; körnig, am Salband porphyrisch, nie ophitisch. Sie gehen z. T. in Diorit, z. T. in Camptonit über.

5. Diorit, mittelkörnig bis aphanitisch, stets mit diopsidähnlichem Augit neben grünlichbrauner Hornblende und basischem Plagioklas, oft mit Biotit, z. T. mit Quarz in mikropegmatitischer Verwachsung mit Feldspat.

6. Camptonit, nur in schmalen Gängen, tiefschwarz und basaltähnlich dicht mit spärlichen Augit- oder Hornblendeeinsprenglingen. Das Gestein besteht aus Labradorit, Titanaugit, barkevikitischer Hornblende, Olivin, Biotit.

Norite werden von Biotit- und Olivindiabasen durchsetzt, letztere von Hornblendediabasen und Camptonit.

| | I. | II. | III. | IV. | V. | VI. | VII. |
|---------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Si O ₂ . . . | 50,22 | 50,19 | 50,19 | 46,52 | 45,32 | 49,44 | 42,58 |
| Ti O ₂ . . . | 1,85 | 1,72 | 1,06 | 1,90 | 1,15 | 1,40 | 3,49 |
| Al ₂ O ₃ . . . | 14,96 | 13,93 | 16,00 | 15,02 | 13,23 | 15,38 | 14,68 |
| Fe ₂ O ₃ . . . | 2,54 | 2,13 | 5,07 | 4,05 | 3,71 | 7,26 | 5,96 |
| Fe O | 10,31 | 9,68 | 5,81 | 5,91 | 5,82 | 5,07 | 11,29 |
| Mn O | 0,09 | 0,37 | — | 0,52 | 0,08 | 0,11 | 0,13 |
| Ca O | 7,90 | 7,29 | 10,87 | 8,85 | 9,05 | 7,75 | 10,10 |
| Mg O | 7,16 | 10,13 | 5,55 | 11,85 | 15,24 | 8,14 | 6,32 |
| K ₂ O | 0,58 | 0,31 | 0,46 | 0,49 | 2,13 | 0,44 | 0,64 |
| Na ₂ O | 3,92 | 3,84 | 3,44 | 4,01 | 3,34 | 3,51 | 3,39 |
| P ₂ O ₅ | 0,08 | 0,11 | — | 0,24 | 0,25 | 0,14 | 0,22 |
| H ₂ O | 0,73 | 0,82 | 2,38 | 1,13 | 1,43 | 2,02 | 1,55 |
| | 100,34 | 100,54 | 100,83 | 100,49 | 100,75 | 100,66 | 100,35 |

I. Norit; Steinigt-Wolmsdorf. II. Olivinnorit; Gerstenberg bei Lobendau. III. Diabas; Niedergrund bei Warnsdorf. IV. Olivindiabas; Belmsdorf. V. Biotitdiabas; Ober-Lichtenau. VI. Diorit; Dürrenersdorf. VII. Camptonit; Golenz.

[Somit finden sich auch unter den Lausitzer „Diabasgesteinen“ neben Gliedern der gabbro-peridotitischen Reihe solche von essexitischem resp. theralithischem Charakter, wie dies ERDMANNSDÖRFFER für die Diabase des Harzes und des rheinischen Schiefergebirges, FINCKH für die ostthüringischen zeigte; s. Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1907. No. 2.]

Reinisch.

F. Cornu: Enallogene Einschlüsse aus dem Nephelinbasalt von Jakuben in Böhmen. (Min. u. petr. Mitt. 24. 143—145. 1905.)

Im Nephelinbasalt des Kahlen Berges bei Jakuben a. Elbe, der von zahlreichen Monchiquit- und Gauteitgängen durchsetzt wird, finden sich Einschlüsse von verglastem Sandstein (Buchit) und zeolithisiertem Tonmergel. Erstere sind grauweiß, grün und violett gefleckt, muschelartig brechend. Die zerborstenen Quarzkörner zeigen randlich eine Glasrinde, in der sich namentlich an der Quarzgrenze Mikrolithen eines farblosen Pyroxens befinden, besonders in den grünen Partien. An Stelle des Glases tritt bisweilen eine feinfaserige Substanz auf, die Verf. nach ihrer hohen Licht- und Doppelbrechung und der Orientierung $\gamma =$ der Längsrichtung als wahrscheinlich Sillimanit bestimmt. Diese bildet auch sphärolithische Gebilde. Cordierit ist stellenweise in scharfen, farblosen Kriställchen, mit Felderteilung, vorhanden.

Die Tonmergeleinschlüsse sind dunkelgraugrün und bestehen der Hauptsache nach aus eisblumenartigen Aggregaten von Natrolith (γ' in der Richtung der Fasern). Reste der Foraminiferengehäuse heben sich durch größere Reinheit der Ausfüllungssubstanz ab, die Natrolithindividuen der Umgebung setzen sich in die Gehäuse fort. Pyroxenkörnchen bilden selten Erfüllung oder Umrahmung von solchen Gehäusen, stellenweise treten Scharen von Mikrolithen des Pyroxens im Zeolith auf. Calcit, allotriomorph, ist nur spärlich vorhanden. Der Einschluß selbst ist von einem Kranz größerer, senkrecht zur Begrenzungsfläche gestellter, farbloser Pyroxene umgeben.

C. Hlawatsch.

A. Pelikan: Cordierithornfels aus dem Kontakthofe von Rican, südöstlich von Prag. (Min. u. petr. Mitt. 24. 187—190. 1905.)

In dem von KATZER näher beschriebenen Gebiet fand Verf. Blöcke von Cordieritgesteinen, deren einer in sehr fein kristallinischer Grundmasse von Quarz, Orthoklas, wenig Plagioklas, Biotit, Muscovit (ersterer mit Siebstruktur, letzterer in Zügen hauptsächlich in der Nähe der Cordieriteinsprenglinge angesammelt), Andalusit, unregelmäßigen Lamellen von Pennin (wahrscheinlich), wenig Apatit, Pyrit und Magnetit größere schwarze Drillingsindividuen von Cordierit, teils spindelförmig, seltener in deutlichen Kristallen zeigt. Ein anderer hat gröberes Korn, der Cordierit tritt aber zurück, die Drillingsbildung ist weniger deutlich. Die verwitterte Oberfläche läßt Anzeichen einer Schichtung erkennen. Das Grundaggregat zeigt Pflasterstruktur. Die erstere Modifikation wurde analysiert, die gegebenen Zahlen sind das Mittel aus drei Analysen: SiO_2 56,52, Al_2O_3 23,38, Fe_2O_3 8,02, MgO 3,26, CaO 1,89, Na_2O 0,97, K_2O 3,72, P_2O_5 0,70, Glühverlust 1,98; Sa. 100,44. Aus der Ähnlichkeit der Analyse mit jener eines Ton-

schiefers von Danville (ROSENBUSCH, Elemente der Gesteinslehre. p. 442. No. 16) und der Dicke der Lagen im zweiten Block (1—10 cm) schließt Verf. auf einen dünnspaltigen, einem Tonschiefer nahestehenden Sandstein als Muttergestein.

C. Hlawatsch.

J. E. HIBSCH: Die salischen Gesteine der Ganggefolgschaft des Essexit im böhmischen Mittelgebirge. (Min. u. petr. Mitt. 24. 299—308. 1905.)

Die essexitischen Gesteinskörper des böhmischen Mittelgebirges werden von einer großen Anzahl Gänge diaschister Ganggesteine durchsetzt, die örtlich, stofflich und zeitlich von den ersteren abhängig sind. Die geringere Anzahl derselben sind salisch oder leukokrat. Zu ihnen gehören die Gauteite und Bostonite des Gebietes.

Erstere werden charakterisiert als porphyrische Gesteine, die bei dichter, etwas poröser, rauher Grundmasse vorzugsweise aus leisten- und tafelförmigem Alkalifeldspat (in geringerer Menge Kalknatronfeldspat), Einsprenglinge von Hornblende, Augit und tafeligem Kalknatronfeldspat aufweisen. Struktur intersertal. An der Grundmasse beteiligen sich ferner in untergeordneter Menge die dunklen Gemengteile (inkl. Biotit und Magnetit), ferner eine in gelbe Körnchen und Blättchen umgewandelte Glasbasis. Akzessorisch treten hinzu Sodalithminerale (bei zunehmender Menge desselben wird das Gestein zum Sodalithgauteit), Titanit und Apatit. Durch Zunahme der dunklen Gemengteile in der Grundmasse und Vermehrung der Einsprenglinge bilden sich Übergänge zu Camptonit und Monchiquit, durch Abnahme derselben und durch Auftreten von Sanidin als Einsprenglinge solche zu den Bostoniten. Bei letzteren ist die Grundmasse holokristallin. Von Bostoniten werden die Analysen I, II, von H. F. HANUSCH ausgeführt, gegeben und mit den Analysen des Gauteits von Mühlörzen, des Maenait, Osloporphyrs, Bostonits, Olivin-Gabbro-Diabas der norwegischen Eruptivgebiete und des Essexits von Rongstock verglichen. Die Analyse des Gauteits von Mühlörzen siehe unter III.

Auf Grund dieser Analysen wird der geringe Unterschied zwischen Gauteit und Bostonit hervorgehoben und deren Zusammengehörigkeit betont, resp. letztere der Gauteitgruppe eingereiht. Die Bostonite des böhmischen Mittelgebirges werden ferner verglichen mit den Maenaiten und Osloporphyren von Norwegen und den echten Bostoniten als Gliedern der Ganggefolgschaft der foyaitischen Magmen mit größerem Alkali- und SiO_2 -Gehalt, kleinerem Kalkgehalt gegenübergestellt, das Auftreten des Gauteits in Verbindung mit essexitischen Gesteinen in Böhmen, Predazzo, Celebes und Montana (U. St.) hervorgehoben.

In einem Schlußabsatz wird die Sonderbenennung solcher Gesteine gegen die eine weitgehende Spezifizierung bekämpfende Richtung, namentlich gegen E. WEINSCHENK, verteidigt.

- I. Bostonit vom Ziegenberg bei Nestersitz.
 II. Bostonit vom Königsbachtal bei Nestersitz.
 III. Gauteit von Mühlörzen.

| | I. | II. | III. ¹ |
|--|-------|--------|-------------------|
| Si O ₂ | 55,80 | 53,23 | 54,15 |
| Ti O ₂ | 1,07 | 2,10 | Spur |
| Al ₂ O ₃ | 17,65 | 16,11 | 18,25 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,61 | 2,77 | 3,62 |
| Fe O | 0,85 | 3,99 | 2,09 |
| Mn O | 0,56 | 0,37 | — |
| Mg O | 1,19 | 2,12 | 2,56 |
| Ca O | 4,50 | 5,34 | 4,89 |
| Na ₂ O | 4,63 | 6,35 | 4,43 |
| K ₂ O | 3,61 | 3,80 | 6,56 |
| P ₂ O ₅ | 0,59 | 0,76 | 0,41 |
| Cl | 0,12 | Spur | — |
| CO ₂ | 0,14 | 1,51 | — |
| H ₂ O chem. geb. . . | 2,53 | 2,32 | 3,69 |
| H ₂ O hygrosk. . . | 1,58 | — | — |
| Glühverlust. . . | — | — | — |
| Summe | 99,43 | 100,77 | 100,65 |
| D | 2,434 | 2,621 | 2,632 |

C. Hlawatsch.

W. Bergt: Das Gabbromassiv im bayrisch-böhmischen Grenzgebirge. 2. Der böhmische Teil des Gabbromassivs. (Sitz.-Ber. preuß. Akad. d. Wiss. 1906. 432—442.)

Verf. berichtet über seine Untersuchungen in dem böhmischen Anteil des Gabbromassivs im bayrisch-böhmischen Grenzgebirge, die sich an seine Forschungen im bayrischen Gebiet anschließen.

Die in Betracht kommenden Gesteine greifen, von SW. her sich ausdehnend, in einer Breite von 17 km nach Böhmen über, verbreitern sich auf 22 km und werden dann durch eine keilförmig von Norden her eindringende Phyllitpartie, die den Marktflecken Neumark trägt, in zwei Züge zerlegt, deren breiter östlicher Zug sich 30 km lang bis nach Merklin erstreckt, während der schmalere westliche erst in einer (in der Luftlinie genommenen) Entfernung von 90 km von der bayrischen Grenze im Karlsbader Gebirge endet.

Während die älteren Forscher in den diese Masse zusammensetzenden Gesteinen, der „Hornblendeformation“, sedimentäre Gebilde erblickten (v. LIDL, HOCHSTETTER), wurde später der Nachweis erbracht, daß eruptives Material in großem Maßstabe in ihr enthalten ist, so von PATTON für die aus Peridotit entstandenen Serpentine und Amphibolgesteine von Marienbad

¹ OSANN'sche Charakterzahlen für Gauteit: s 62 a = 7,5 c = 2 f = 10,6.

(dies. Jahrb. 1889. II. -286-), von MARTIN für den Gabbro von Ronsperg und Teile der Bahnstrecke Marienbad—Karlsbad (dies. Jahrb. 1903. I. -237—242-) Pelikan für den Gabbro von Wischkowitz (dies. Jahrb. 1904. I. -48-). Aus den Untersuchungen des Verf.'s ergibt sich, daß die ganze Masse eruptiv ist, wie auch F. KATZER und besonders FR. E. SUESS (Bau und Bild Österreichs) annehmen, und daß diese nicht aus Hornblendegesteinen, sondern aus Gabbrogesteinen besteht.

Typischer Gabbro findet sich sowohl grob- als mittelkörnig in weiter Verbreitung, ebenso klein- bis feinkörniger Gabbro, frischer schwarzer Olivin-gabbro ist häufig, seltener Norit (Gegend von Neumark). Dichte dunkelfarbige Augitgesteine gleichen vollständig den sächsischen Pyroxengranuliten und sind in diesem reinen Gabbrogebiet mit allen Übergängen in Gabbro, bei vollständiger Abwesenheit des normalen Granulits sehr verbreitet (Felsmassen am Fußweg von Hirschau nach Neumark, Gegend von Neumark, Umgegend von Ronsperg etc.); sie zeigen, daß auch der sächsische Pyroxengranulit „zum Gabbro gehört, nichts anderes als ein Gabbro ist.“

In anderen Gabbrogesteinen ist der Augit ganz oder teilweise, primär oder sekundär, durch Hornblende vertreten, so daß „Hornblende-diallagabbro, Hornblendegabbro, Uralitgabbro“ voliegen. Die Beziehungen der besonders im südlichen Teil des Gebietes stark entwickelten flaserigen und schieferigen Hornblende- und Uralitgabbros sind noch nicht genügend erforscht; „aus den bisherigen Untersuchungen und Beobachtungen scheint wenigstens hervorzugehen: Erscheinungen, die rein mechanisch, durch Druck auf das starre Gestein hervorgebracht wurden, sind rein örtlich in beschränktestem Masse vorhanden. Zu ihnen gehören aber nicht die Flaser- und Schieferstruktur der in Betracht kommenden Gesteine. Diese Strukturen machen in ihren mikroskopischen Einzelheiten so sehr den Eindruck der Ungestörtheit, der Ursprünglichkeit, daß man geneigt ist, sie als erstarrte Flußbewegungen oder als Wirkungen eines noch vor der Erstarrung tätigen Druckes anzusehen.“

Mitten im Gabbrogebiet finden sich Schollen kontaktmetamorpher Sedimente; die Angabe der älteren Literatur, daß die „Hornblendegesteine“ (Gabbromassiv) in die Phyllite übergehen, erklärt sich durch die Tatsache, daß die Sedimente Gang- und Lagerdiabase sowie Tuffe, die in Grünschiefer etc. umgewandelt sind, enthalten.

Milch.

A. Siegmund: Ein neues Vorkommen von Basalttuff in der Oststeiermark. (Min. u. petr. Mitt. 23. 401—405. 1904.)

Es wird ein Vorkommen von Tuff an der Straße zwischen Lindegg bei Fürstenfeld und Jobst beschrieben. In einem Zement von Augit und Olivinkörnern und Sideromelanropfen gemengt mit Quarz und Muskovit, welche letztere Mineralien einer Sandsteinschicht entstammen, liegen hanfkorn- bis walnußgroße, limburgitische Lapilli. Diese enthalten spärlich

auch Plagioklasleisten (Labrador) und braune Hornblende. Sie sind stark porös, die Poren gestreckt und parallel geordnet. Dieser Tuff stimmt petrographisch mit dem von Hohenwart und dem Kindsbergkogel bei Klöch überein, er liegt auf der nördlichen Fortsetzung der Spalte, der die Tuffe der Stadtberge bei Fürstenfeld und die Tuffkuppen des Haßberges, Wienerberges und Kapfensteins angehören. Er ist der am weitesten nordwestlich liegende Eruptionspunkt. In einer längeren Fußnote vergleicht der Autor die oststeirischen Basalte mit den westungarischen Basaltkuppen und betont ihre Ähnlichkeit. Von Interesse ist die Aufzählung der 10 Vulkanreihen (von West nach Ost:)

1. Auersberg—Gnas. T.¹ (Vielleicht gehört hierzu auch der Basalt von Wildon.)
2. Riegersburg—Klöcherkuppen—Radein. T. B. S.
3. Lindegg—Kapfenstein. T.
4. Stein bei Fürstenfeld—Neuhaus in Ungarn. T.
5. Kho—Fidisch—Güssing. T.
6. Tatika—Szigliget. B. T. In der n. Fortsetzung Pullendorf und Kobersdorf.
7. Sitke, Kis Somlyó hegy etc. — Fonyód hegy. T. B. S.
8. Köveshegy—Kopasztető. T. B. Somlyó hegy.
9. Magasi hegy—Boglar hegy. T. B. S.
10. Sági hegy Somlyó hegy—Tihany. T. B. S.

Kurzen Nebenspalten dürften die Vorkommen von Felzbach (Kalvarienberg) Bertlstein, Wasenegg und Beilstein angehören.

C. Hlawatsch.

A. Siegmund: Graphit im Granulit bei Pöchlarn. (Min. u. petr. Mitt. 23. 406—409. 1904.)

In den äußeren Partien einer den Flanken parallel gebankten Granulitkuppe bei Ornding, $2\frac{1}{2}$ km östlich von Pöchlarn, tritt Graphit in kleinen Schüppchen, als seltener Nebengemengteil, z. T. lagenförmig geordnet auf. Seine Natur als Graphit wurde physikalisch wie chemisch (mit rauchender Salpetersäure und chlorsaurem Kali behandelt, bläht er sich auf) bestimmt. In den tiefen Teilen tritt Kohlenstoff aber auch staubförmig (Graphitoid) als Überzug der Mikropertlite, Quarze und Granaten auf, die Schüppchen bilden manchenmal einen Überzug auf den Schichtflächen. Die teils verästelten, teils ellipsoidischen kohlenstoffführenden Partien gruppieren sich zu größeren dendritischen Formen, ohne daß die einzelnen Partien miteinander in Verbindung ständen. Verf. betont ausdrücklich ihre Verschiedenheit von Mangandendriten. Der Graphit ist oft in den Sprüngen und Spaltrissen der obigen Gemengteile, also später ausgeschieden. Stellenweise schwillt er auch zu Nestern an. Den vorigen ähnliche Graphitpartien finden sich auch im Granulit an der Straße von Winden nach

¹ T. bedeutet Tuff, B. Basaltberge, S. Säuerlinge.

Erlauf, 2,3 km südlich von Pöchlarn. Kugelige Graphitnester in Granulit werden auch in TSCHERMAK's Lehrbuch der Mineralogie. 5. Aufl. p. 535 von Tscherschanka bei Miask erwähnt. Die WEINSCHENK'sche Theorie von der Entstehung des Graphits läßt sich auf die Vorkommen von Pöchlarn nicht anwenden.

C. Hlawatsch.

A. Siegmünd: Über den Amphibolgranit bei Winden in Niederösterreich. (Min. u. petr. Mitt. 23. 410—412. 1904.)

2 km westlich von Melk befindet sich beim Dorfe Winden an der Donau eine Kuppe, die aus Amphibolgranit besteht. Die wesentlichsten Bestandteile sind Andesin und gemeine grüne Hornblende in Bruchstücken, in geringerer Menge Orthoklas (mit Mörtelstruktur) und Quarz. Akzessorisch Apatit, Titanit, Zirkon.

Durch Zurücktreten von Orthoklas und Quarz bilden sich Übergänge zu Diorit durch Vorwalten des ersteren zu Syenit, stellenweise finden sich auch hornblendereiche, an Amphibolite erinnernde Partien. In randlichen Teilen tritt Biotit für Hornblende ein, das Gestein zeigt Schieferung. Diese und die kataklastischen Erscheinungen sieht Verf. als Folge einer Pressung des Granits an den Gesteinen, die jetzt in der Dislokationsfurche der Donau versunken liegen, an.

C. Hlawatsch.

J. Schiller: Über den Gabbro aus dem Flysch bei Višegrad in Bosnien und die Verteilung von Fe und Mg in Olivin und rhombischem Pyroxen enthaltenden Gesteinen. (Min. u. petr. Mitt. 24. 309—320. 1905.)

Ein Gabbro, der aus einem Steinbruche im Rzav-Tale (Nebenfluß der Drina) ca. 3 km oberhalb von Višegrad gesammelt wurde, bestand aus Plagioklas¹ (Bytownit von ca. 87% An), Olivin (mit Achsenwinkel nahe 90°; Maschenstruktur bei Umwandlung in Serpentin), Diallag, Hypersthen (optisch —) und Magnetit. Bastit tritt an der Grenze von serpentiniertem Olivin und rhombischem Pyroxen auf. Bemerkenswert ist die Reihenfolge der Ausscheidung, indem Plagioklas teilweise älter als Olivin, entschieden aber älter als die Pyroxene, die er poikilitisch durchwächst, ist; der Magnetit erscheint als letztes Erstarrungsprodukt. Das Korn des Gesteines ist mittelgroß, die Farbe schwarzgrau.

Um die Frage bezüglich der Verteilung des Fe-Gehaltes zwischen Olivin und rhombischem Pyroxen zu behandeln, wurde der Olivin und der rhombische Pyroxen der Olivinbomben von Kapfenstein, der Ausscheidungen des Basaltes vom Stempel bei Marburg², des Dolerites von Ziegenhain³,

¹ Verf. fand dabei, daß die Bestimmungsmethoden nach BECKE besser übereinstimmende Werte geben als die nach MICHEL-LÉVY.

² M. BAUER, dies. Jahrb. 1891. II. 182—187.

³ Derselbe, Sitz.-Ber. d. preuß. Akad. d. Wiss. 46. 1900. 15. — C. v. JOHN, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1902. 52. 141.

ferner des Gabbroeinschlusses im Basalt von Schluckenau und Tilaits¹ vom Tilaufelsen teils chemisch, teils optisch untersucht.

Die Resultate sind folgende:

| | Molekularprocente der Eisenverdingung | |
|---|---|---|
| | von Olivin (Fe ₂ SiO ₄) | von rhombischem Pyroxen (FeSiO ₃ , MgFe ₂ SiO ₆) |
| Olivinbomben vom Kapfenstein | 10—12* ² | 10* |
| Olivinfelseinschlüsse im Basalt vom Stempel | 9—10* | 11½* |
| Pyroxenit von Tilai | ca. 12 | >15 |
| Gabbroeinschluß im Basalt von Schluckenau | 21 | 29 |
| Tilait von Tilai | ca. 12 | >54 |
| Dolerit von Ziegenhain | 7½ | 20 |
| Gabbro von Bosnien | ca. 12 | >15 |

Daraus ergibt sich, daß in feldspatfreien Ausscheidungen der Gehalt an FeO-Silikat bei beiden Mineralien nicht stark verschieden ist, bei feldspatreicheren jedoch ist der Olivin MgO-reicher als der rhombische Pyroxen.

Analysen:

| | I. | II. | III. | IV. |
|--|-------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 40,77 | 40,68 | 54,39 | 57,19 |
| TiO ₂ | — | — | 0,12 | — |
| Al ₂ O ₃ | 1,03 | — | 1,89 | 0,70 |
| Fe ₂ O ₃ | — | — | 2,49 | — |
| FeO | 9,25 | 9,19 | 4,52 | 7,46 |
| MnO | — | — | 0,21 | 0,35 |
| MgO | 48,56 | 49,58 | 34,88 | 32,67 |
| CaO | — | 0,02 | 0,05 | 1,30 |
| NiO | — | 0,50 | — | — |
| CuO | — | 0,08 | — | — |
| H ₂ O | — | — | 1,71 | 0,63 |
| | 99,61 | 100,05 | 100,26 | 100,30 |

- I. Olivin von Kapfenstein (anal. Verf. 2V = 90,5°).
- II. Olivin aus dem Basalte von Stempel (anal. M. BAUER).
- III. Rhombischer Pyroxen vom Kapfenstein (anal. GRETE BECKE 2V_γ = 83° 34').
- IV. Rhombischer Pyroxen aus dem Basalte von Stempel (anal. M. BAUER). C. Hlawatsch.

¹ DUPARC et PEARCE, Rech. geol. et petrogr. sur l'Oural du Nord. 2. Genève 1905. 412, 414.

² Die mit * bezeichneten Bestimmungen sind durch Analyse gewonnen, die übrigen optisch.

F. v. Kerner: Diabas bei Sinj. (Verh. geol. Reichsanst. 1905. 363—366.)

Verf. gibt das Auftreten zahlreicher Vorkommen eines Eruptivgesteines in der Triasgegend von Sinj in Dalmatien an. Das Eruptivgestein wurde von HINTERLECHNER als Diabas bestimmt und dabei ausdrücklich auch die Diabasstruktur erwähnt, während TSCHERMAK und KISPATIČ Gesteine von Verlicca und Knin als Diorite erkannt hatten.

C. Hlawatsch.

P. Waindziok: Petrographische Untersuchungen an Gneisen des St. Gotthard. Inaug.-Diss. Zürich 1906. 55 p. 1 Karte.

Die Arbeit gibt eine eingehende Beschreibung der zwischen Hospenthal und der Tremolaschlucht an der Gotthardstraße anstehenden Gesteine, also in einem Querschnitt durch das ganze Gotthardmassiv. Von Nord nach Süd werden folgende Gesteinskomplexe unterschieden: Sericitschiefer bei Hospenthal, Gurschengneis, Gamsbodengneis, Guspisgneis, Fibbiagneis, Tremolagranit, Soresciagneis.

Als Eruptivgesteine werden erkannt der Fibbiagneis, der Gamsbodengneis und der Tremolagranit.

Diese Eruptivgesteine sind „Zwischenglieder zwischen ursprünglichen Alkaligraniten und Kalkalkaligraniten und entstammen wohl insgesamt ein und demselben Herde“.

WAINDZIOK sieht den Fibbiagneis als dem Stammagma wahrscheinlich am nächsten stehenden an. Er wird als ein sehr saurer, angenähert aplitischer, Na-reicher, wesentlich kataklastisch metamorphosierter Granit geschildert und in die Gruppe der Alkalifeldspatgneise gestellt.

Der Gamsbodengneis steht dem Fibbiagneis chemisch sehr nahe, zeigt aber intensivere mechanische und auch mineralogische Umbildung, die zu einer Mischung von kristalloblastischer und kataklastischer Struktur führen.

Der Tremolagranit wird als aplitische Randfazies des Fibbiagrants bezeichnet. Er hat einen nach dem Kontakt hin wachsenden Granatgehalt. An der Grenze gegen das Nebengestein wurde auch pegmatitische Ausbildung beobachtet (p. 7 u. 16).

Im allgemeinen läßt sich von Süd nach Nord ein allmählicher Übergang von Granit zu typischerem Gneis (Gamsbodengneis) erkennen.

Aus den mikroskopischen Beschreibungen mag besonders die eingehende Darstellung der Perthite hervorgehoben werden, deren Entstehung teils der Entmischung durch dynamische Vorgänge, teils der Infiltration zugeschrieben wird.

Die Eruptivmassen werden von einer großen Zahl leukokrater und melanokrater Gänge durchbrochen, von denen die melanokraten an Dimensionen und Zahl die größeren sind. Die Schizzolithe wurden als

Derivate eines granitodioritischen Magmas erkannt. Daneben kommen in geringerer Zahl auch ungespaltene Gänge vor (Quarzdioritporphyrite).

Die Sericitschiefer und der Gurschengneis sind zu den Sedimenten zu zählen (Psammitgneise).

Der Guspisgneis und der Soresciagneis werden als Injektionsgneise bezeichnet und als ursprüngliche Psammit betrachtet, in die reichlich eruptives Material meist aplitischer Natur injiziert ist.

Die Metamorphose kommt bei den Graniten wesentlich in mechanischer, bei den ursprünglichen Sedimenten mehr in chemisch-mineralogischer Umgestaltung der Gesteinsgemengteile zum Ausdruck.

Chemische Zusammensetzung der beschriebenen Gesteine:

1. Fibbiagneis, granitische Varietät (Sellabrücke).
2. Fibbiagneis, gneisige Varietät.
3. Tremolagranit.
4. Zentraler Gamsbodengneis.
5. Metamorphosierter Kersantit im Fibbiagneis, $\frac{3}{4}$ km nördlich des Hospizes.
6. Metamorpher Kersantit im Fibbiagneis, $\frac{1}{2}$ km südlich vom Hospiz.
7. Ganggestein südlich vom Lucendrosee bei P. 2083, in Fibbiagneis.
8. Ganggestein südöstlich von Lucendrosee im Fibbiagneis.
9. Ganggestein vom oberen Ende der Tremolaschlucht im Tremolagranit.
10. Ganggestein im Soresciagneis, Val Tremola.
11. Aplit vom oberen Ende der Tremolaschlucht.
12. Quarzdioritporphyrit im Gamsbodengneis, Mätteli.
13. Sericitschiefer, ob Hospenthal.
14. Gurschengneis.
15. Injizierter Guspisgneis.
16. Injektionsfreier Guspisgneis.
17. Soresciagneis.

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. |
|--|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 71,57 | 71,91 | 73,23 | 73,62 | 52,83 | 56,95 | 52,77 | 56,35 | 46,80 |
| TiO ₂ | — | — | — | 0,33 | 0,79 | 0,59 | 1,21 | 1,31 | 1,47 |
| Al ₂ O ₃ | 16,91 | 16,65 | 11,46 | 12,96 | 17,28 | 17,70 | 16,15 | 13,09 | 14,90 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,47 | 0,23 | 2,44 | 2,25 | 1,69 | 2,73 | 3,85 | 3,77 | 2,42 |
| FeO | 0,78 | 3,05 | 1,15 | 0,75 | 5,70 | 4,22 | 5,27 | 4,32 | 9,19 |
| CaO | 1,22 | 1,68 | 0,51 | 1,81 | 6,37 | 6,58 | 2,20 | 6,57 | 11,67 |
| MgO | 0,46 | 0,88 | 0,63 | 0,45 | 5,35 | 4,80 | 7,14 | 5,56 | 7,24 |
| K ₂ O | 3,79 | 2,73 | 5,33 | 3,92 | 4,46 | 3,33 | 5,43 | 3,82 | 2,79 |
| Na ₂ O | 5,56 | 4,07 | 4,12 | 3,24 | 2,12 | 2,93 | 3,93 | 3,95 | 2,82 |
| H ₂ O unter 110° | } 0,29 | } 0,39 | { 0,14 | } 0,08 | } 0,26 | } 0,29 | } 0,21 | } 0,09 | } 0,12 |
| H ₂ O über 110° | | | | | | | | | |
| S | — | — | — | — | 0,17 | — | — | — | — |
| | 101,05 | 101,59 | 99,45 | 100,09 | 99,89 | 101,73 | 99,67 | 99,73 | 100,41 |

| | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 50,70 | 74,16 | 61,23 | 71,77 | 70,93 | 69,22 | 49,70 | 63,40 |
| TiO ₂ | 1,76 | — | 0,78 | 1,00 | 0,90 | 0,30 | 0,58 | 0,96 |
| Al ₂ O ₃ | 16,85 | 13,73 | 16,96 | 11,88 | 11,75 | 13,55 | 19,72 | 18,77 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,22 | 0,48 | 1,80 | 1,45 | 1,01 | 1,58 | 2,38 | 0,72 |
| FeO | 7,95 | 0,29 | 4,16 | 3,52 | 3,94 | 2,20 | 6,96 | 3,83 |
| CaO | 9,57 | 0,93 | 4,60 | 0,85 | 1,54 | 2,34 | 3,77 | 2,03 |
| MgO | 6,78 | 0,13 | 2,18 | 1,44 | 1,68 | 1,01 | 6,01 | 1,51 |
| K ₂ O | 1,13 | 5,65 | 3,37 | 4,41 | 3,41 | 4,52 | 3,65 | 6,16 |
| Na ₂ O | 3,27 | 3,55 | 3,27 | 0,93 | 2,72 | 4,17 | 6,13 | 1,18 |
| H ₂ O unter 110° | 0,19 | 0,07 | 0,26 | 0,09 | 0,08 | 0,23 | 0,48 | 0,32 |
| H ₂ O über 110° | 0,48 | 0,42 | 0,61 | 2,46 | 1,23 | 1,13 | 1,45 | 1,43 |
| P ₂ O ₅ | — | — | 0,66 | — | — | — | — | — |
| | 99,90 | 99,41 | 99,82 | 99,80 | 99,19 | 100,25 | 100,83 | 100,31 |

H. Preiswerk.

U. Grubenmann: Über einige schweizerische Glaukophangesteine. Festschr. z. 70. Geburtstage von H. ROSENBUSCH. 1906.

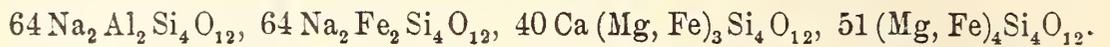
Nach einem Überblick über die neuesten Forschungen an Glaukophangesteinen beschreibt Verf. vier verschiedene Glaukophangesteinstypen, die zwischen Lourtier und Fionnay im Bagnethal im Wallis anstehen als Einlagerungen in den „Casannaschiefern“, die seinerzeit von DUPARC beschrieben worden sind.

1. Carbonatreiche Glaukophangesteine.
2. Chlorit-Epidot-Glaukophangesteine.
3. Glaukophan-Muskovitschiefer.
4. Glaukophangneis.

1. Das fast richtungslos gefügte, nur sehr grobschieferige Gestein enthält in kristalloblastischem Gemenge folgende Mineralien: Calcit, Muscovit, Chlorit, Epidot, Lawsonit?, Glaukophan, Albit, Erze, Rutil, Titanit, Apatit. Da sowohl Struktur als Textur ohne Relikte sind, kann nur die chemische Zusammensetzung (Analyse siehe unten) Anhaltspunkte liefern für den ursprünglichen Charakter der Gesteine. Der ca. 80 % betragende silikatische Anteil wurde auf OSANN'S Typenformel umgerechnet und mit Nephelinbasanit vergleichbar gefunden. Verf. hält daher das ganze Gestein für eine Mischung von carbonatischen Sedimenten und eruptivem Material theralitischer Natur.

2. Wenig schieferige, z. T. ganz massige Gesteine mit qualitativ gleicher Mineralzusammensetzung wie sub 1., jedoch mit zurücktretendem Carbonat und Muscovit, dagegen reichlichem Albit mit poikiloblastischer Struktur. Die chemische Zusammensetzung (Analyse unten) weist auf Zugehörigkeit zu den *g*-Magmen (OSANN). Das Gestein wird als ursprünglicher Nephelintephrituff mit geringer carbonatischer Beimengung angesprochen.

3. Unterscheidet sich von 2. durch Muscovitreichtum; in chemischer Beziehung nur wenig. Aus diesem Gestein wurde der Glaukophan analysiert (siehe unten) und folgende Formel gefunden:



Die Zusammensetzung steht der des Crossits nahe.

4. Schuppigschieferiges Gestein mit reichlicher Kataklaste. Starkes Vorherrschen von Sandquarz, Albit und Muscovit über die übrigen Gemengteile, die die der Gesteine 1—3 sind. Daneben noch Granat, Turmalin und Orthit. Die chemische Zusammensetzung läßt den Verf. als ursprüngliches Gestein basanitischen Tuff mit sandig-toniger Verunreinigung vermuten.

Verf. gelangt zu folgendem Schluß: „Die Glaukophangesteine des Bagnetales sind in nicht allzu großer Tiefe der Erdrinde unter Streß umkristallisierte Eruptivgesteine theralitischer Natur oder Tuffe derselben, welche letztere z. T. mit sedimentärem Material von einerseits kalkiger, andererseits kieselig-toniger Natur mehr oder weniger vermischt waren.“

Die Bildung von Glaukophangesteinen aus Gabbrogesteinen findet nach der Ansicht des Verf.'s dann statt, wenn der ursprüngliche Pyroxen einen Gehalt an Natronaugit isomorph beigemischt enthält.

An die Glaukophangesteine des Wallis schließen sich eng einige Erratica aus dem Kanton Bern an.

Analysen.

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. |
|--|-------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|
| Si O ₂ | 33,40 | 45,96 | 47,66 | 47,95 | 52,76 | 61,68 | 46,25 | 44,31 |
| Ti O ₂ | 5,54 | 4,68 | 4,26 | 4,28 | 0,94 | 1,34 | 3,52 | 6,38 |
| Al ₂ O ₃ | 8,36 | 12,77 | 12,12 | 14,10 | 6,80 | 17,28 | 12,72 | 12,68 |
| Fe ₂ O ₃ | 7,82 | 6,00 | 5,12 | 8,59 | 10,38 | 2,77 | 4,30 | 9,83 |
| Fe O | 7,37 | 8,14 | 7,90 | 4,95 | 8,45 | 3,96 | 9,04 | 8,72 |
| Ca O | 13,99 | 5,99 | 7,55 | 4,38 | 2,25 | 0,91 | 6,59 | 9,54 |
| Mg O | 7,84 | 4,87 | 6,06 | 4,24 | 9,38 | 1,90 | 8,42 | 3,42 |
| K ₂ O | 1,16 | 0,98 | 1,83 | 4,12 | 1,11 | 3,94 | 0,86 | 0,82 |
| Na ₂ O | 1,98 | 6,06 | 4,57 | 3,97 | 7,20 | 3,23 | 4,58 | 3,60 |
| H ₂ O unter 100° | 0,10 | 0,07 | 0,07 | 0,08 | 0,08 | 0,08 | 0,14 | 0,02 |
| Glühverlust . . | 3,40 | 3,42 | 3,24 | 3,29 | 0,44 | 3,00 | 3,56 | 0,94 |
| CO ₂ | 8,80 | 1,37 | — | — | — | — | — | — |
| Sa. | 99,76 | 100,31 | 100,38 | 99,95 | 99,79 | 100,18 | 99,98 | 100,26 |

1. Carbonatreiches Glaukophangestein, südöstlich Lourtier.
2. Chlorit-Epidot-Glaukophangestein, etwas carbonathaltig, südöstlich von Lourtier.
3. Desgl., massig, östlich der Brücke von Granches neues.
4. Glaukophan-Muscovitschiefer von Lavintzie.
5. Glaukophan von Lavintzie.
6. Glaukophangneis von Fionnay.
7. Glaukophan-Chloritschiefer von Langnau (Emmental).
8. Glaukophan-Eklogit von Lüscherz am Bieler See.

H. Preiswerk.

L. Duparc: L'age du granit alpin. (Arch. sc. phys. et nat. mars 1906. 297—312.)

Verf. wendet sich gegen einige Ausführungen von C. G. S. SANDBERG (Études géologiques sur le massif de la Pierre à Voir [Bas-Valais] Thèse. Fac. des Sc. Paris 1905), der aus der Art der Metamorphose von Casanna-schiefern, Bündnerschiefern und Triasquarziten seines Aufnahmegebietes zum Schlusse kommt, daß der Alpengranit der westlichen Alpen oligocänes Alter habe. DUPARC weist nach, daß die Behauptungen SANDBERG's über die alpinen Carbonkonglomerate, die Verf. seinerzeit beschrieben hat (L. DUPARC et E. RITTER, Les formations du carbonifère et les quartzites du trias dans la région NW. de la première zone alpine. Mém. de la soc. de phys. de Genève 1894), sowie über die zum Infralias gerechneten „poudingues de l'Amone“ im Val Ferret völlig gegenstandslos seien, und daß diese Konglomeratschichten nach wie vor gegen ein oligocänes Alter des Alpengranits sprechen.

H. Preiswerk.

Deprat: Les roches alcalines des environs d'Evisa (Corse). (Compt. rend. 142. 169—171. 1906.)

Die Riebeckit- und Ägiringesteine von Evisa auf Korsika müssen auf ursprünglich sehr saure Magmen zurückgeführt werden, die allmählich an Kieselsäure verarmten und sich an Alkali anreicherten. Der mineralische und chemische Bestand soll künftig genauer beschrieben werden. Das Alter der Gesteine scheint vorcarbonisch zu sein. Einige Einschlüsse zeigten Hornfelsnatur und beträchtlichen Gehalt an kontaktmetamorphem Riebeckit und einem ebenfalls kontaktmetamorphen grünen Na-reichen Amphibol.

Johnsen.

Deprat: Sur l'existence en Corse de porphyres quartzifères alcalins et sur un remarquable gisement d'Orthose. (Compt. rend. 143. 753. 1906.)

Es wurde festgestellt, daß die Alkaligranite nördlich von Evisa ein großes Massiv von 27 : 13 km bilden und nicht allein von Granuliten und Mikrogranuliten, sondern auch von Gängen begleitet werden, deren „mikrofelsitische“ Grundmasse aus einem (primären) höchst feinkörnigen Quarz-Feldspat-Gemenge besteht. Sie finden sich im nördlichen Teil des Massivs in einem Nebental des Fango und sind unter den granitischen Injektionsmassen des Gebietes die jüngsten. Die Gänge erreichen höchstens 50 cm Mächtigkeit, heben sich durch ihre dunkle Farbe vom rötlichen Granit scharf ab und ähneln den Groruditen. In der Grundmasse liegen Einsprenglinge von Quarz und Anorthoklas und reichlich Mikrolithe von Ägirin und zuweilen feine Nadelchen von Riebeckit, z. T. in paralleler Verwachsung mit ersterem.

In der Nähe des Dorfes Partinello bei Vico finden sich in sehr zeretztem Mikrogranulit bis 7 cm große Kristalle von Orthoklas, ausgezeichnet durch große Frische und glatte Flächen. Habitus und Zwillingsbildung sind die gewöhnlichen.

O. Mügge.

J. Bergeron: Sur l'origine de la serpentine de la série cristallophyllienne de l'Aveyron et du Gard. (Compt. rend. 144, 983. 1907.)

Die Serpentinmassive des Aveyron stehen alle in Beziehung zu Granitmassiven; im Tale von Mendagon beobachtete Verf. nun, daß sich in dem dortigen cambrischen dolomitischen Kalk in der Nähe des Granits neben Lagen von Tremolit und Talk auch solche von bastitartigem, durch kohlenartige Substanz z. T. dunkel gefärbte Serpentine einstellen, und er nimmt an, daß hier einige Kalklagen den granitischen Fumarolen besonders leicht zugänglich waren und letztere sich von ihnen aus hier und da auch in den Kalk hinein verbreiteten, so daß zuweilen eozoonähnliche Maschenstruktur entstehen konnte. Wo der Kalk völlig durch Serpentin ersetzt ist, war er vielleicht besonders magnesiareich.

O. Mügge.

F. W. Voit: Über das Vorkommen von Kimberlit in Gängen und Vulkanembryonen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 382—384. 1906.)

Verf. bemerkt resümierend: „Die Protrusion der Kimberlite fand statt in einem geologischen Horizont, d. i. nachdem die Karoo zur Sedimentation gelangt war, aber in zwei verschiedenen Perioden. Die Kimberlitgänge wurden erst gebildet und dann fanden auf ihnen jüngere Protrusionen statt, welche die pipes bildeten. Die Kimberlitgänge erstarrten in bestehenden Hohlräumen ohne besonderen Druck, der Kimberlit in den pipes mußte sich seinen Weg gewaltsam schaffen und erstarrte unter hohem Druck. Die Kimberlitpipes sind Vulkanembryonen, die nicht zum Ausbruch gelangten, sondern im Innern der Erdkruste stecken blieben.“

A. Sachs.

R. Scheibe: Der Blue ground des deutschen Südwestafrika im Vergleich mit dem des englischen Südafrika. (Festrede. Programm d. k. Bergakademie zu Berlin. 18 p. 1906.)

Der südafrikanische Blue ground ist in der Hauptsache eine dunkle, grünliche, serpentinarartige Masse, bestehend aus Olivin, Magnesiaglimmer, Augit (Diopsid, Enstatit und häufig in Bastit umgewandelter Bronzit), eisenreicher Magnesiaton-Granat mit wesentlichem Chromgehalt und Titan-eisen; Zirkon fehlt selten; Magneteisen, Chromeisen, Spinell treten zurück; grüne Hornblende ist selten und Apatit nur mikroskopisch wahrnehmbar. Ferner ist er reich an Einschlüssen verschiedener Gesteine, unter denen

sich Gesteine der Peridotit- und Pyroxenitfamilie befinden. Die einsprenglingsartigen Minerale sind fast nie von Kristallflächen begrenzt, sondern fast stets gut gerundet. U. d. M. besteht die Hauptmasse aus Olivinkörnchen, zwischen denen als eigentliche Grundmasse ein perowskitführendes Aggregat von Serpentineilchen sich hindurchzieht. Dagegen tritt in Kristallform dort, wo er vorhanden ist, der Diamant auf, von dem allerdings selbst in den reichsten Partien der Kimberley-Grube nur 1 g in 1 cbm Gestein vorkommt. Er ist an Gestalt und Farbe in den verschiedenen Gruben verschieden; in vielen Blue ground-Gruben aber ist er gar nicht oder doch nur in ganz geringen, unabbauwürdigen Mengen vorhanden.

Unter den im Blue ground eingeschlossenen Gesteinskörpern (boulders) sind besonders wichtig den Pyroxeniten nahestehende Gesteine (aus Augit, Glimmer, Granat, Olivin bestehend), in denen ebenfalls Diamanten vorkommen. Sie sind nach ihrer Zusammensetzung nicht Trümmer fremder Gesteine, sondern, ähnlich den basaltischen Olivinknollen, in der Tiefe gebildete Urausscheidungen aus dem Blue ground-Magma. Es besteht danach wenigstens die Möglichkeit, daß in jedem Blue ground, der dem südafrikanischen ähnlich ist, Diamanten enthalten sein können.

Das geologische Auftreten des Blue ground in Schloten und damit in Verbindung stehenden Gängen und Spalten weist auf eruptive Entstehung hin und, da bei den am wenigsten veränderten Teilen aus der Kimberley-Grube die Grundmasse nicht klastisch ausgebildet ist und die Rundung der mineralischen Einsprenglinge durch chemische Korrosion erzeugt sein kann, so darf wenigstens ein Teil des Blue ground nicht als Tuff, sondern als Erstarrungsgestein angesehen werden, nämlich als eine Eruptivbreccie aus der Reihe der sehr basischen glimmer- und augitführenden Olivingesteine, die am richtigsten als grobkörniger, olivinreicher Pikrit oder Pikritporphyrat bezeichnet wird.

Aus dem deutschen Südwestafrika sind von Gibeon und der Farm Mukerop bei Bersaba Gesteine bekannt geworden, die dem Blue ground gleichen. Das Gestein von Mukerop besteht aus feinkörnigem bis dichtem kalkhaltigem Bindemittel mit eingesprengten Mineralen (Magnesiaglimmer, aus serpentinisierter Masse bestehenden Pseudomorphosen nach Olivin, Granat, Augit, Bronzit, Titaneisen; seltener sind Zirkon und Spinell, und Gesteinsstücke (Glimmeraugitfels, Glimmerolivinfels und Granataugitolivinfels etc.). U. d. M. zeigte sich das Gestein mit Kalkspat durchtränkt, so daß dieses ein Cäment mit Serpentineilchen und Chlorit bildet, in dem die Einsprenglinge liegen. Nach dieser Zusammensetzung ist das Gestein von Mukerop als Lherzolith oder Pikrit oder besser Pikritporphyrat anzusprechen. Abweichend vom Blue ground ist die Häufigkeit des Spinells und Apatits.

Das Vorkommen von Gibeon stimmt am meisten mit dem Blue ground von Kimberley überein und ist wahrscheinlich ein porphyrischer Pikrit. Auch dieses Gestein enthält aus fremden Gesteinseinschlüssen solche, die als magmatische Urausscheidungen gelten müssen und aus Enstatit, Augit, Olivin, Granat und Biotit, z. T. auch aus Diallag, Bronzit und Titaneisen

bestehen, mithin zwischen Pyroxenit und Lherzolith stehen. Die dritte Grundmasse des Gibeongesteines besteht aus einem Gewebe von Serpentinfasern, in dem Perowskitkörner, Biotit, Magnetisen und Apatit liegen. Einsprenglinge sind Olivin und Biotit, Pyrop, Augit, chromhaltiger Diopsid, Diallag, Enstatit, Titan- und Magnetisenerz. Diamanten sind bisher in Südwestafrika noch nicht gefunden worden; ihr Vorkommen ist aber bei der großen Ähnlichkeit des südwestafrikanischen mit dem südafrikanischen Blue ground nicht ausgeschlossen.

F. Wieggers.

W. H. Hobbs: On two new occurrences of the „Cortlandt Series“ of rocks within the State of Connecticut. (ROSENBUSCH-Festschrift. 1906. 25—48. Mit 1 Taf. u. 3 Textfig.)

Die „Cortlandt Series“ am Hudson wurde auf Grund ihrer Zusammensetzung, Struktur und Einschlüsse, sowie wegen deutlicher Kontaktmetamorphose des umgebenden Gesteins vor 20 Jahren durch G. H. WILLIAMS im Gegensatz zu DANA für ein Intrusivgestein von sehr ungewöhnlicher Art erklärt; es handelt sich um Norite, Gabbros, Diorite und Alkaligranite einerseits, Pikrite, Cortlandtite und Pyroxenite andererseits; diese nehmen etwa 25 Quadratmeilen Areal ein. KEMP beschrieb ähnliche, jedoch hypersthenfreie Gesteine unmittelbar westlich von Peeks Kill, N. Y., als Rosetown-Series. Verf. entdeckte zwei verwandte Vorkommen im westlichen Connecticut; das bedeutendere liegt in der Umgegend des Prospect Hill, 5 Meilen westlich von Litchfield, das andere tritt in langem, schmalem Streifen nordnordwestlich von Danbury auf. Ersteres Vorkommen wird genauer petrographisch beschrieben.

Gabbro-Typen.

Hornblende-Biotit-Gabbro.

SiO₂ 50,46, Al₂O₃ 19,65, Fe₂O₃ 1,66, FeO 5,15, MgO 5,31, CaO 9,66, Na₂O 3,15, K₂O 1,57, H₂O — 0,74, H₂O + 1,14, TiO₂ 1,18, ZrO₂ ? Spuren, CO₂ —, P₂O₅ 0,18, S ? Spuren, MnO 0,15, BaO 0,09, SrO 0,03, Li₂O ? Spuren, Cu ? Spuren; Sa. 100,12.

Basischer Hypersthen-Gabbro.

Norit-Typus.

Hornblende-Biotit-Diallag-Norit.

SiO₂ 49,28, Al₂O₃ 15,76, FeO₃ 1,86, FeO 6,94, MgO 8,21, CaO 10,51, Na₂O 2,58, K₂O 0,76, H₂O — 0,47, H₂O + 1,10, TiO₂ 0,87, ZrO₂ ? Spuren, CO₂ 0,36, P₂O₅ 0,11, SO₃ —, Cl ?, F ?, Cr₂O₃ 0,03, NiO 0,09, MnO 0,20, BaO ? Spuren, Sr —, Li₂O —, FeS₂ 0,99, CuFeS 0,13, V₂O₅ wahrscheinlich ein wenig; Sa. 100,25.

Norit.

Grobkörniger basischer Norit.

Grobkörniger Hornblende-Norit.

Olivin-Hypersthen-Gabbro-Typus.

Labrador 21,6, Diallag 23,4, Olivin 18,1, Hypersthen 20,4, Grüne Hornblende 10,5, Magnetkies 2, Ilmenit 4.

Diorit-Typen.

Hypersthen-Diorit.

Andesin 41,50, Biotit 49,49, Hypersthen 8,34, Apatit 0,66.

Mittelkörniger Hornblende-Biotit-Diorit.

Hornblende-Diorit.

SiO₂ 47,97, Al₂O₃ 17,41, Fe₂O₃ 2,06, FeO 9,09, MgO 5,93, CaO 9,12, Na₂O 3,08, K₂O 0,85, H₂O — 0,30, H₂O + 1,11, TiO₂ 2,10, CO₂ 0,43, P₂O₅ 0,37, MnO 0,10; Sa. 99,92.

Feinkörniger Biotit-Hornblende-Diorit.

Andesin 45, Hornblende 25, Biotit 23, Magnetit 5, Apatit 2.

Peridotit-Typus.

Cortlandtit.

Braune Hornblende 43, Diallag 40, Hypersthen 10, Olivin 5, Erz 2.

SiO₂ 47,87, Al₂O₃ 6,09, Fe₂O₃ 1,40, FeO 8,14, MgO 16,33, CaO 14,49, Na₂O 0,87, K₂O 0,55, H₂O — 0,26, H₂O + 1,07, TiO₂ 1,20, ZrO₂ ?Spuren, CO₂ 0,75, P₂O₅ 0,07, Cr₂O₃ 0,25, NiO 0,04, MnO 0,20, BaO —, SrO —, Li₂O —, FeS₂ 0,51, CuFeS 0,07, V₂O₅ ein wenig; Sa. 100,16.

Pyroxenit-Typen.

Hornblendit.

SiO₂ 38,02, Al₂O₃ 14,64, Fe₂O₃ 5,69, FeO 10,33, MgO 10,26, CaO 9,11, Na₂O 1,90, K₂O 1,66, H₂O — 0,74, H₂O + 2,35, TiO₂ 4,84, CO₂ —, P₂O₅ 0,09, MnO 0,12; Sa. 99,75.

Diallagit.

Granodiorit-Typen.

Porphyritischer Biotit-Granodiorit, Dioritgabbro, grobkörniger Gabbro, Hornblende-Granodiorit, grobkörniger Tremolit-Diorit, Quarzdiorit.

Deutliche Kontakterscheinungen sind nicht vorhanden.

Mögliche Ursachen der Differenzierungen:

1. Magmatische Differenzierung einer einzigen homogenen Masse (Annahme von WILLIAMS).
2. Verschiedene gleichzeitige Intrusionen vermischten sich längs ihrer Grenzen oder es wurden neue Massen in frühere intrudiert.
3. Verschiedene Magmen vermischten sich vollkommen.
4. Es sind mehrere der drei obigen Möglichkeiten zugleich verwirklicht.

Für 1. spricht die Abwesenheit scharfer Kontakte zwischen den zahlreichen Typen, für 2. die Einschlüsse von eckigen Fragmenten (1 Zoll bis 1 Fuß Durchmesser) von Gabbro in feinkörnigem Diorit. Wesentlich erscheint auch, daß Granodiorit und grobkörniger Diorit große, ganz getrennte Areale einnehmen.

Die im allgemeinen seltenen Glieder Gabbro, Norit, Peridotit und Pyroxenit entsprechen nach Verf. der ursprünglichen „Cortlandt-Series“: sie entstanden durch Differenzierung eines einzigen Magmas, das längs den wechselseitigen Grenzen von Granit, Granodiorit und Diorit intrudiert wurde, welche letztere sich einst bis zu einem gewissen Grade gemischt

haben mögen; in jenes Magma wurde später feinkörniger Diorit intrudiert. Die extreme Differenzierung jenes gabbroiden Magmas wurde vielleicht noch durch Einschmelzung granitischer und dioritischer Massen gefördert.

Johnsen.

E. O. Hovey: The Geology of the Guaynopita District Chihuahua. A contribution to the knowledge of the structure of the Western Sierra Madre of Mexico. (ROSENBUSCH-Festschrift. 1906. 77—95. Mit 2 Taf. u. 7 Textfig.)

Das große Zentralplateau von Mexiko hat ungefähr die Form eines schiefen von NW. nach SO. gestreckten Parallelogramms. Die östliche Seite dieser gehobenen Partie wird durch die Sierra Madre Oriental markiert, die westliche durch die Sierra Madre Occidental. Die südliche Seite ist ein kompliziertes System von Gebirgsketten, die das Gebiet von Osten her bis südwestlich von der Stadt Mexiko durchqueren. Hier erheben sich einige der größten Vulkane der Welt. Im Norden geht das mexikanische Plateau in jenes der westlichen Vereinigten Staaten über. Die geologische Karte von Mexiko von 1889 zeigt an der Nordseite viele schmale Streifen von NW.—SO. streichendem cretaceischen Kalk, der aus dem hangenden Tertiär hervortritt; dementsprechend nehmen einige mexikanische Geologen an, daß die Grenzen des Plateaus durch Strukturlinien, Brüche und Verwerfungen bestimmt werden. Die Hochebene steigt von 1220 m bei Ciudad Juarez bis 2250 m bei Mexiko an. Die Oberfläche ist von unzähligen „Bolsons“ bedeckt, deren Abflüsse infolge des Wüstenklimas den Ozean nicht erreichen; auch sind hochgelegene Bassins vorhanden, deren einige den abflußlosen Charakter von Bolsons besitzen, während ihn andere durch die rückwärtsschreitende Erosion der Quellwässer verloren haben. Die meisten Gebirge der Hochebene bestehen aus Vulkanen oder sind sonstwie eruptiven Charakters, Lavaströme wechseln über weite Gebiete hin mit Aschenlagen. Die Entstehung der „Bolsons“ ist die, daß sich zwischen den Eruptionszentren direkt oder infolge der an den Gehängen wirkenden Schwerkraft bei aridem Klima kesselförmige Täler bilden mußten, die weiterhin mehr und mehr mit Schutt angefüllt wurden. Jene „buried mountains“ bedecken zu Hunderten das nördliche Mexiko und die südwestlichen Staaten.

Die südwestliche Hälfte des Plateaus schließt die westliche Sierra Madre ein und ist höher, massiver und geologisch interessanter als die andere; sie ist zum großen Teil bisher noch nicht untersucht worden. Das Cañon des Aros, dem im Norden große Aschen- und Lavamassen von Dacit, Liparit und Basalt vorgelagert sind, befindet sich im anfänglichen Stadium und ist V-förmig. Die Erosion des Hauptflusses ist derjenigen der Nebenflüsse stark vorausgeeilt, so daß steile Talhänge entstanden; im Strombett stehen Andesit, Granit und Kalkstein an, in welchen sich Strudellöcher befinden. Das älteste Gestein von Guaynopita ist ein blaugrauer feinkristalliner Kalk, der südöstlich unter 42° bis

steil oder gar überkippt einfällt; er ist stark gefaltet und dynamometamorphosiert und schließt glimmerreiche Lagen ein. Die Fossilien sind spärlich und stark deformiert, sie scheinen cretaceisch zu sein. Kalk von diesem Alter ist bereits mehrfach auf CASTILLO's Karte verzeichnet. Weiter steht am Aros River Gneis an, in den der tonige Kalk in der Mitte einer Antiklinale überzugehen scheint. Die Mächtigkeit der Kreideschichten beträgt über 300 m. Hier und da sind Kalk wie Gneis von Granit durchbrochen, der im Kontakt feinkörniger ist. Weiter stromaufwärts finden sich Schichten von andesitischer Breccie, unter welcher sich Granit befindet. Ungefähr 120 km südlich von Guaynopita lagern im Cañon des Moris in weiter Verbreitung alte Konglomerate und Sandsteine aus andesitischem Material — vielleicht obiger Breccie äquivalent. Jüngere Effusivmassen repräsentieren Dacit- und Liparit-Aschen und -Ströme, stellenweise von Basalt überflossen. Südlich von Guaynopita Peak scheinen andesitische Breccien zu fehlen, der Granit bildet das direkte Liegende, der Liparit das direkte Hangende des Kalkes, der im Granitkontakt marmorisiert und serpentiniert ist; liegt die Grenze der Schichtung parallel, so ist die Metamorphose bis auf 5 m bemerkbar, bei senkrechter Orientierung auf weniger, auch ist sie längs den Apophysen schwächer als längs der Hauptintrusivmasse. Verf. möchte im Gegensatz zu anderen das Granitmagma nicht als die unterirdische Quelle der sauren Eruptionen ansehen. Granit und Kalk werden von Diabasporphyritgängen mehrfach durchsetzt, die bis 4 m Dicke erreichen. Die Kontaktphänomene sind geringfügig; eine Anreicherung von Bleiglanz und Kupferkies an den Ganggrenzen wird auf spätere Infiltrationen zurückgeführt. Quarzadern von bis 18 cm Dicke können im Kalk und im Granit kilometerweit verfolgt werden; sie führen etwas gold- und silberhaltiges Kupfererz, Kupferkies und Fahlerz, sowie Eisenglanz, Pyrit, Limonit, Malachit und Azurit. Es scheint längs den Spalten eine langdauernde Fumarolen- und Thermal-Tätigkeit geherrscht zu haben. Die Quarzadern sind z. T. von Porphyritgängen durchsetzt, die also jünger als die Faltung des Kalkes, die Intrusion des Granites und die Bildung der Quarzadern sind.

Johnsen.

R. Reinisch: Petrographische Beschreibung der Gaußberg-Gesteine. (Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903. 2. 75—87. Taf. VIII. 9 Textfig. Berlin 1906.)

Die Gesteine, die Verf. vom Gaußberg untersucht hat, sind Leucitbasalt mit interessanten magmatischen Ausscheidungen und Leucitbasalttuff. Ersteres besteht aus Leucit, Augit, Olivin, Anomit, Eisenerz, Apatit und Glasbasis, die jedoch nicht immer sämtlich vorhanden sind; durch das Fehlen einiger Komponenten sind verschiedene Basaltvarietäten zustande gekommen. Man kann an dem Gaußberg-Basalt von der Oberfläche der Lava nach dem Innern zu unterscheiden: 1. Basalt sehr glasreich, ohne Anomit, ohne Eisenerz; 2. Basalt glasreich, mit Anomit, ohne Eisenerz;

3. Basalt glasreich, mit Anomit und Titaneisenerz; 4. Basalt glasarm, wenig und kleine Anomitschüppchen, zahlreiche Magnetitkörnchen; letzterer bildet als anomitarmer Leucitbasalt das Hauptgestein des Berges. Die chemische Analyse der vier Varietäten, des Mittels aus ihnen (5) und der Glasrinde der Blasenräume (6) ergab:

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. |
|--------------------------------------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|
| SiO ² . . . | 50,53 | 51,43 | 49,60 | 51,20 | 50,69 | 48,71 |
| TiO ² . . . | 0,80 | 1,12 | 1,01 | 1,23 | 1,04 | 1,34 |
| Al ² O ³ . . . | 14,62 | 14,88 | 14,30 | 14,47 | 14,55 | 13,26 |
| Fe ² O ³ . . . | 6,82 | 6,30 | 6,91 | 6,76 | 6,69 | 7,35 |
| FeO . . . | 2,88 | 3,14 | 3,05 | 2,94 | 3,00 | 6,02 |
| CaO . . . | 5,00 | 5,01 | 5,45 | 4,81 | 5,07 | 4,65 |
| MgO . . . | 6,16 | 6,67 | 6,54 | 6,19 | 6,39 | 5,89 |
| K ² O . . . | 8,32 | 9,22 | 8,78 | 9,50 | 8,95 | 9,96 |
| Na ² O . . . | 1,70 | 1,83 | 1,97 | 2,01 | 1,88 | 2,10 |
| P ² O ⁵ . . . | 0,62 | 0,51 | 0,59 | 0,70 | 0,51 | 0,36 |
| H ² O . . . | 0,90 | 0,74 | 0,93 | 0,86 | 0,86 | 1,02 |
| | 99,35 | 100,85 | 99,63 | 100,66 | 99,72 | 100,66 |

Chemisch ist die Glaskruste auf der Oberfläche der Lava von derjenigen der Blasenräume kaum verschieden, wohl aber mineralogisch; während in letzterer Olivin völlig fehlt, Anomit vorwaltet, Augit nur in Mikrolithen und Leucit in Achsenskeletten vorhanden ist, fehlt der Glaskruste auf der Lava der Anomit ganz, dafür aber ist der Olivin reichlich vorhanden.

Unter den magmatischen Ausscheidungen finden sich außer Olivin-knollen (1) auch entgegengesetzte Spaltungsprodukte, nämlich Augit-Leucitknollen (3) und olivinreiche Leucit-Augitknollen (2), deren chemische Analyse folgendes ergab:

| | 1. | 2. | 3. |
|--|-------|--------|-------|
| SiO ² | 47,52 | 47,77 | 50,08 |
| Al ³ O ³ | 1,18 | 8,18 | 15,48 |
| Cr ² O ³ | 0,21 | — | — |
| Fe ² O ³ | 1,19 | 4,20 | 2,16 |
| FeO | 9,48 | 6,13 | 5,04 |
| CaO | 0,61 | 14,15 | 5,51 |
| MgO | 39,20 | 12,03 | 4,65 |
| K ² O | 0,42 | 7,53 | 14,37 |
| Na ² O | | 0,61 | 2,62 |
| | 99,81 | 100,60 | 99,91 |

Außerdem finden sich im Basalt fremde Gesteinseinschlüsse von Pyroxen-Quarz-Feldspatgesteinen, die Verf. als Ortho-Pyroxengneise auffaßt. — Der Leucitbasalttuff kommt in zwei etwas voneinander abweichenden Formen vor.

F. Wiegers.

E. Gourdon: Les roches microlithiques de la Terre de Graham recueillies par l'expédition antarctique du Dr. CHARCOT. (Compt. rend. 143. 178—180. 1906.)

Auf Grahamsland wurden gelegentlich der antarktischen Expedition von Dr. CHARCOT einige Aufsammlungen von Eruptivgesteinen gemacht, von denen die einen sehr zersetzt und wahrscheinlich recht alt sind, während die anderen anscheinend rezente Effusivgesteine darstellen, obwohl vulkanische Tätigkeit an Ort und Stelle nirgends beobachtet wurde; liegt doch nur wenig nördlich von dem betreffenden Gebiet die echt vulkanische, noch durch Fumarolentätigkeit ausgezeichnete Insel Decepcion.

Hornblendeandesit: Hellgraue Gesteine mit Einsprenglingen von schwarzem Amphibol, Orthoklas und Andesin; letzterer ist oft in Calcit umgewandelt; die Grundmasse baut sich aus Mikrolithen von Orthoklas (Karlsbader Zwillinge), Oligoklas (Albitzwillinge) und etwas Hornblende sowie aus wenig Glas auf. Das Gestein bildet auf der Insel Wandel anscheinend einen Gang im Diorit und tritt auch auf den Inseln Anvers und Wiencke auf; auf der Insel Lund bildet es Gänge im Diorit.

Analyse: $\text{SiO}_2 = 63,5$, $\text{TiO}_2 = 9,7$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 17,2$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2,7$, $\text{FeO} = 1,9$, $\text{MgO} = 1,2$, $\text{CaO} = 3,0$, $\text{Na}_2\text{O} = 5,5$, $\text{K}_2\text{O} = 3,2$. Die Summe ist nicht angegeben, dieselbe beträgt nach Obigem = 107,9 [wahrscheinlich ist die TiO_2 -Ziffer verdruckt. Ref.].

Labradorporphyrit. Dichte, feste, graue Gesteine mit Einsprenglingen von Labrador und Augit. Die Grundmasse besteht aus Mikrolithen von Augit und Labrador sowie aus wenig Glas; die Gesteine treten auf den Inseln Wiencke und Wandel auf sowie auf den Inselgruppen, die dem Grahamsland vorgelagert sind.

Basalt tritt als dunkelgraues kompaktes Gestein auf Wiencke auf; u. d. M. bemerkt man Einsprenglinge von Labrador, Olivin und Augit und als Grundmassekomponenten Mikrolithe von Labrador sowie Körner von Pyroxen und von Magnetit.

Analyse: $\text{SiO}_2 = 43,3$, $\text{TiO}_2 = 1,9$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15,4$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1,7$, $\text{FeO} = 10,3$, $\text{MgO} = 9,6$, $\text{CaO} = 9,3$, $\text{Na}_2\text{O} = 3,7$, $\text{K}_2\text{O} = 1,4$. [Also Sa. = 96,6. Ref.] Johnsen.

E. Gourdon: Sur un microgranulite alcalin recueilli sur la terre de Graham par l'expédition antarctique du Dr. CHARCOT. (Compt. rend. 144. 1224. 1907.)

Das wahrscheinlich gangförmige (aber nicht anstehend gefundene) Gestein stammt von der Insel Wandel. Es ist porphyrisch durch Orthoklas mit Flecken von Anorthoklas, Quarz, Ägirinaugit und eine grünblaue Hornblende mit schwacher Doppelbrechung, spitzer negativer Bisektrix annähernd senkrecht $\{100\}$, kleinem Achsenwinkel bei starker Dispersion und Absorption $\gamma = \beta > \alpha$; am Rand zuweilen mit Riebeckit. Die mikrograni-

tische Grundmasse besteht aus Quarz, Orthoklas, Albit, Ägirinaugit und demselben blauen Riebeckit wie oben. Zusammensetzung: 73,25 SiO₂, 12,60 Al₂O₃, 0,34 Fe₂O₃, 2,65 FeO, 0,51 MgO, Spuren CaO, 5,37 Na₂O, 3,95 K₂O, Spuren TiO₂, 0,75 Glühverlust. (Sa. 99,42.) O. Mügge.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

D. W. Johnson: The Scope of Applied Geology and its Place in the Technical School. (Econ. Geol. 1. 243—256. 1906.)

Der Lehrer der praktischen Geologie muß mit der reinen geologischen Wissenschaft und mit den kaufmännischen Interessen Fühlung haben. Er muß die Probleme der kaufmännischen Welt kennen, und dieselben durch die Wissenschaft zu lösen suchen. Die Paläontologie ist meist eine reine Wissenschaft. Legt man aber mit Hilfe der Paläontologie einen bestimmten Erz- oder Wasserhorizont fest, so wird sie ein Teil der praktischen Geologie. Der praktische Geologe findet Verwendung beim Aufsuchen von Erzen, von Baumaterialien, Wasserhorizonten etc., beim Bauen von Tunneln, Kanälen, Dämmen, Wasseranlagen und anderen Dingen.

O. Stutzer.

J. L. Stewart: Ore-deposits and Industrial Supremacy. (Econ. Geol. 1. 257—264. 1906.)

Verf. berichtet über den Einfluß der Lagerstätten auf die wirtschaftliche und politische Stellung der einzelnen Kulturländer. O. Stutzer.

J. F. Kemp: The Problem of the Metalliferous Veins. (Econ. Geol. 1. 207—232. 1906.)

Für die Abbauwürdigkeit einer Erzlagerstätte kommen in Betracht: Geographische Lage, Metallbegleiter und ein gewisser Mindest-Metallgehalt des Erzes. Letzterer ist für Fe = 35—65 %; Cu = 2—10 %; Pb = 7—50 %; Zn = 25—60 %; Ag = $\frac{1}{12}$ — $\frac{1}{150}$ %; Au = $\frac{1}{300}$ — $\frac{1}{6000}$ %; Sn = 1—3 %; Al = 30 %; Ni = 2—5 %; Mg = 50 %; Cr = 40 %. Die Erzgänge entstehen meist als Ausfüllung von Spalten durch eruptive, warme, juvenile Gewässer. Durch Änderung in Druck und Temperatur und Mischung mit vadosem Wasser fallen die Metalle aus. Die sekundäre Anreicherung der Erze findet durch vadoses Wasser statt.

O. Stutzer.

H. Barvir: Über die Möglichkeit der Aufsuchung nutzbarer Erzlagerstätten mittels einer photographischen Aufnahme ihrer elektrischen Ausstrahlung. (Sitz. böhm. Ges. d. Wiss. 23. Febr. 1906; Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 1906. 236—237.)

Nach Beobachtungen von K. ZENGER findet eine elektrische Ausstrahlung aus den obersten Partien unserer Erdkruste, besonders unter gewissen Umständen, ziemlich stark statt. Verf. meint nun, daß man eine solche Ausstrahlung an Stellen, wo bessere Leiter der Elektrizität in größerer Menge und nahe der Erdoberfläche vorkommen, in stärkerem Maße erwarten könne, als an jenen, wo schlechte Elektrizitätsleiter sich befinden, und weiterhin, daß ein größerer Unterschied in der Intensität einer solchen Ausstrahlung sich wohl auch an einer entsprechenden Photographie wahrnehmen lasse.

A. Sachs.

A. Lodin: Observation sur le mode de formation des amas blendeux encaissés dans les terrains stratifiés. (Compt. rend. 141. 1905. 339—340.)

Zur Erklärung von solchen Erzlagern, die sich augenscheinlich nicht gleichzeitig mit dem umgebenden Gestein gebildet haben, beansprucht man entweder aufsteigende Quellen oder absteigendes atmosphärisches Wasser, das den Erzinhalt der durchsickerten Schichten auflöst und in tieferen Niveaus absetzt. Ein sehr lehrreiches Lager von Zinkblende beobachtete Verf. in der Gegend von Saint-Laurent-le-Minier (Gardi). Mergel von etwa 15 m Mächtigkeit bergen an der Stelle einer Faltenbiegung ein Zinkblendelager, während ein zweites solches an der Grenze zwischen dem Mergel und dem liegenden Kalk auftritt und in den letzteren apophysenartig eindringt. Ein dunkles, kompaktes, feinkörniges Mergelhandstück, mehrere 100 m von dem Erzlager entfernt geschlagen, ließ keine Blende erkennen, zeigte aber H_2S -Reaktion und ergab 2,28 % Zn. Das entspricht einem Zn-Gehalt des Mergelhorizonts von nicht weniger als 8000 Tonnen pro Hektar Oberfläche. Die bloße Konzentration des an eine relativ geringe Horizontalausdehnung gebundenen Erzes vermochte obiges Lager zu liefern. Johnsen.

J. H. L. Vogt: Om relationen mellem størrelsen af eruptivfelterne og størrelsen af de i eller ved samme optraedende malmudsondringer. (Norges geol. unders. aarbog for 1905. 3. 1—20.)

Für die durch magmatische Differentiation entstandenen Erzlagerstätten (Titaneisenerz, Chromit, Nickel-Magnetkies und Kieslagerstätten vom Typus Rörös-Sulitjelma) ergibt sich eine gewisse Beziehung — doch keine mathematische Proportionalität — zwischen der Größe der Eruption und der Größe der in ihnen auftretenden Erzaussonderungen. Dies muß darauf beruhen, daß die in einem Eruptivmagma vorhandene Gesamtqualität von

aufgelösten Metallverbindungen von der Kubikmasse des Magmas abhängig war. Die Größe der Erzaussonderungen beruht daneben auch auf anderen Faktoren, nämlich auf der Intensität der magmatischen Differentiationsprozesse.

A. Sachs.

R. Beck: Über die Beziehungen zwischen Erzgängen und Pegmatiten. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 1906. 71—73.)

Verf. schildert zunächst unsere gegenwärtige Auffassung vom Wesen der Pegmatite, wie sie namentlich den Untersuchungen von BRÖGGER, TEALL, ROSENBUSCH, WEINSCHENK, GRUBENMANN, ARRHENIUS, VOGT und E. SUESS zu danken ist. Es wird jetzt allgemein angenommen, daß Pegmatite, die in Verbindung mit plutonischen Massen entweder als isolierte Partien oder als wirkliche Gänge vorkommen, nicht mehr als eigentliche Ausscheidungen des Magmas aufzufassen sind, sondern daß sie unter hohem Druck aus den überhitzten wässerigen Lösungen auskristallisierten, welche nach der Verfestigung des Magmas zurückblieben, so daß zwischen solchen pegmatitbildenden Lösungen und den sogen. juvenilen Thermalwässern von E. SUESS nur ein gradueller Unterschied besteht. Diese Annahme wirft auf die Entstehung einer Anzahl von Erzgängen helleres Licht. Verf. wendet sie auf Zinnerzlagertstätten, turmalinführende Kupfererzlagertstätten, gewisse Kobalt-Nickellagerstätten und gewisse Goldquarzgänge an.

A. Sachs.

J. F. Kemp: Ore-deposits at the Contacts of Intrusive Rocks and Limestones; and their Significance as Regards the General Formation of Veins. (Econ. Geol. 2. 1907. 1—13.)

Über die Bildung der Kontaktmineralien am Kontakte zwischen Kalkstein und einem Intrusivgesteine herrschen zwei verschiedene Ansichten. Die einen nehmen Stoffzufuhr vom Eruptivgesteine an, die anderen sprechen von bloßer Umkristallisation. Zur genaueren Untersuchung dieser Fragen analysierte Verf. und LINDGREN mehrere Granaten vom Kontakte und Stücke möglichst reinen Kalksteines aus der Nähe des Kontaktes. Die verschiedenen Analysen ergaben für den Kalkstein sehr wenig Kieselsäure und wenig Eisen, für den Granat aber die Zusammensetzung eines Kalk-Eisengranates (Andradit), für dessen Bildung Stoffzufuhr von seiten des Eruptivgesteins her am wahrscheinlichsten ist. Bei den meisten bekannten Kontaktlagerstätten tritt das Erz gerade am Kontakte zwischen Kalkstein und dem Eruptivgesteine auf. Es müßte ein merkwürdiger Zufall sein, wenn das Eruptivgestein so oft an der Grenze von Kalkstein und schon vorhandenen Erzen, z. B. Limonit- oder Sideritlagern auftrete und diese Eisenerze in Magnetite umwandelte. Zudem sind Granatfels und Magnetit stets dicht. Bei einer bloßen Umkristallisierung unter Verdrängung von vorhandener Kohlensäure etc. wäre eine poröse Struktur des Gesteins zu erwarten. Verf. kommt also zu dem Schlusse, daß bei der

Kontaktmetamorphose stets eine Stoffzufuhr vom Eruptivgestein aus stattgefunden hat.

Diese Stoffzufuhr soll auf wässrigem und gasförmigem Wege erfolgt sein. War kein Kalkstein sondern Gneis, Granite etc. Nebengestein, so sammelten sich die Gase, Dämpfe und Gewässer auf Spalten und Klüften, setzten hier in Gängen ihre Mineralien ab und kamen als Quellen an die Erdoberfläche.

O. Stutzer.

J. A. Dresser: Copper Deposits of the Eastern Townships of Quebec. (Econ. Geol. 1. 445—453. 1906.)

In den Eastern Townships sind seit 1841 Kupfererzlagerstätten bekannt. Es treten hier folgende drei verschiedene Lagerstättentypen auf:

1. Kupferkies mit etwas Kupferglanz und Bornit, daneben auch mit Pyrit, tritt als linsenförmige Lagerstätte in den ältesten Gesteinen der Gegend, in Porphyren auf. Gangmasse ist, wenn vorhanden, Quarz, bisweilen Calcit.
2. Kupferkies, Bornit und Kupferglanz tritt als unregelmäßige Lagerstätte in cambrisch-silurischen Sedimentgesteinen auf. Gangmasse: Calcit.
3. Am Kontakt zwischen cambrisch-silurischen Gesteinen und intrusiven Diabasen (Serpentinen) findet sich Kupferkies in Magnetkies, mit etwas Pyrit.

Verf. bespricht nur Erze der ersten Gruppe. In drei nordoststreichenden, annähernd parallelen Zonen kommt das Erz in veränderten vulkanischen Gesteinen vor. Selten durchbrechen die Erzmassen die Schieferung. Die Grenze zum Nebengestein ist meist nicht scharf. Verf. nimmt an, daß das Erz ursprünglich im Eruptivgestein vorhanden war, später durch Wasser gelöst und auf Flächen und Rissen, die bei dem Faltungsprozeß sich bildeten, wieder abgesetzt wurde. Der Gehalt an Cu beträgt 4—5%. Außerdem kommt etwas Silber und Gold vor. In den oberen Teufen hat eine Anreicherung des Kupfer- und besonders des Goldgehalts stattgefunden.

O. Stutzer.

A. E. Barlow: On the Origin and Relations of the Nickel and Copper Deposits of Sudbury, Ontario, Canada. (Econ. Geol. 1. 454—466, 545—553. 1906.)

Verf. gibt zunächst einen geschichtlichen Überblick über die „Sudbury-Literatur“, und speziell über die verschiedenen Anschauungen, die sich die betreffenden Autoren über die Entstehung dieser Nickelerz-lagerstätte gemacht haben.

Im zweiten Teile der Arbeit folgt eine genaue petrographische Beschreibung der eruptiven Nebengesteine der Lagerstätte. Wir finden basische und saure Gesteine. Zu ersteren gehören Norite und Diorite, zu letzteren Granite mit Gneisstruktur und besonders Mikropegmatite.

Der Norit wird bisweilen als Quarz-Hypersthen-Gabbro bezeichnet. Mikroskopische Untersuchungen zeigen bei den basischen Gesteinen eine diabasähnliche, ophitische Struktur. Rhombischer Pyroxen, Enstatit und Hypersthen herrschen vor. Daneben etwas Diallag, primäre und sekundäre Hornblende, primärer Biotit, Labrador und Quarz, der aber meist in Verbindung mit Plagioklas als feiner Mikropegmatit auftritt. Von Nebengemengteilen ist Apatit, Magnetit, Zirkon, Pyrit, Magnetkies und Kupferkies beobachtet. Die Sulfide sind bisweilen deutlich primären Ursprungs und am frühesten aus dem Magma auskristallisiert. An einzelnen Stellen, die keine Spuren eines Druckes, oder einer hydrochemischen Umwandlung aufweisen, treten die Sulfide bisweilen in großer Menge auf, und sind dann mit frischem Enstatit und klarem Plagioklas verwachsen. Man könnte solche Gesteine Magnetkies-Norite benennen. Saure Gesteine von granitischer Zusammensetzung und vorherrschender Gneisstruktur können genetisch nicht von den basischen getrennt werden. Sie gehen ohne scharfe Grenze ineinander über. Es folgen 6 Gesteinsanalysen von Handstücken der „Blizard mine“, die diesen allmählichen Übergang näher erläutern.

Von Erzen kommt hauptsächlich Magnetkies (meist Fe_8S_9) und dann Kupferkies vor. Nickel ist meist in der Form von Pentlandit ($\text{Ni} + \text{Fe}$)S dem Magnetkies mechanisch beigemischt. Außerdem findet man im Erze Magnetit, Hornblende, Aktinolith, Serpentin, Chlorit, selten Quarz, Calcit, Dolomit, sehr selten Turmalin, Molybdänglanz und Apatit. Es folgt dann eine Mitteilung über Nickel und Kupfergehalt in Erzen verschiedener Gruben. Im Durchschnitt schwankt der Gehalt an Nickel zwischen 2,25% und 5,50%. In kleinen ausgesuchten Stücken kann man bis zu 30% Ni feststellen. Das Verhältnis von Kobalt zu Nickel ist gleich 1:40 oder 50. Der in der Hütte gewonnene Nickel-Kupferstein mit 80% Ni und Cu enthält 0,15 oz (à 31,1 g) Gold auf die Tonne à 2000 lbs. (= 907,2 kg) berechnet; ferner 2,5–5,3 oz Silber pro Tonne und ca. 0,44 oz Platin pro Tonne.

Die Form der Lagerstätte ist unregelmäßig, oval oder schotenförmig. Die Richtung ihrer Längsachse stimmt überein mit der Richtung der Schieferung des Nebengesteines. Eine scharfe Grenze zum Nebengestein fehlt meist, da das Nebengestein weithin mit Kies imprägniert ist. Es folgen dann noch einige Mitteilungen über die Verbreitung und Tiefe des eisernen Hutes, sowie über die Tiefe der einzelnen Gruben.

O. Stutzer.

D. H. Browne: Notes on the Origin of the Sudbury Ores. (Econ. Geol. 1. 467–475. 1906.)

Verf. prüft vom Standpunkte des Metallurgen die beiden Theorien, die augenblicklich über die Entstehung der Nickelerzlagerstätten vom Typus Sudbury herrschen. Die einen Geologen sehen das Erz als magmatische

Ausscheidung in einem Eruptivgesteine an. Sie begründen ihre Ansicht durch den schrittweisen Übergang von Erz in Gestein, wobei man Erz mit wenig Gestein und Gestein mit wenig Erz findet. Außerdem zeigen sich unter dem Mikroskope wenige, sekundär veränderte Mineralien. Die anderen Geologen denken an Absatz aus wässriger Lösung. Sie nehmen hierbei einen ursprünglichen Nickelgehalt der Diorite an und eine spätere Konzentration dieser Sulfide durch Wasser an geeigneten Stellen. Ihre Ansicht begründen sie besonders durch mikroskopische Beobachtungen, nach denen Sulfide in Silikate eingedrungen sind.

Die Beobachtungen vom Standpunkt des Metallurgen sprechen alle für eine magmatische Ausscheidung des Erzes. Man findet sekundäre Mineralien wie Malachit, Cuprit, Nickelsilikate etc. nur höchst selten. Wir sehen keine Drusen. Die Lagerstätte ist trocken und das vorhandene Grubenwasser wirkt fast gar nicht zersetzend auf das Erz. Auch der eiserne Hut geht nicht tief. Gangähnliche Erzmassen treten sehr selten auf und müssen durch ein kurzes Wandern der sich schon gescharten Sulfide und des Gesteines aufgefaßt werden.

Viele Beobachtungen des Verf.'s haben festgestellt, daß der Cu-Gehalt bei der Lagerstätte nach außen zunimmt, während nach dem Innern des Noritmassivs hin der Ni-Gehalt zu und der Cu-Gehalt abnimmt. Durch Analysen von Bohrkernen wird diese Tatsache näher erläutert. Es ähnelt dies dem Verhalten der Sulfide im Nickelkupferstein. Nickel konzentriert sich auch hier in der Mitte, während Kupfer nach außen wandert.

Auch Analysen des im Erz vorhandenen Gesteines sprechen für magmatische Ausscheidung, da durch spätere Zufuhr auf wässrigem Wege viele Bestandteile des Norits hätten verschwinden müssen.

Die Eruptivgesteine bei Sudbury sind nach ihrem Schmelzpunkt angeordnet. Zu äußerst die sauren Granite, in der Mitte die basischen Diorite. Zwischen Granit und Diorit findet man meist die Sulfide. Hier treten auch die bekannten Breccien oder „Konglomerate“ auf. Dieselben sprechen jedoch nicht gegen eine magmatische Entstehung. In einer langsam sich abkühlenden Masse können Minerale und Metalle sich nach SORET'S Prinzip angeordnet haben. Ist nun der Druck des Lösungsmittels groß, so können gewisse Minerale zerbrochen und ihre Teile durch Sulfide imprägniert und verkittet sein, wie man es bei einzelnen mikroskopischen Präparaten sieht.

Nach Ansicht des Verf.'s hat die Theorie einer magmatischen Entstehung des Sudbury-Erzes die meiste Wahrscheinlichkeit für sich.

O. Stutzer.

W. H. Weed and T. L. Watson: The Virginia Copper Deposits. (Econ. Geol. 1. 309—330, 1906.)

Im Virgilina-Distrikt finden sich in einem präcambrischen Grünsteine Kupfererze. Struktur, mineralogische Zusammensetzung und chemische

Analyse des Grünsteins lassen auf einen ehemaligen Andesit schließen, der mit klastischen vulkanischen Massen verbunden ist. Das Erz findet sich meist in Quarzgängen, die mehr oder weniger parallel sind und N. 5—10° O. streichen. Diese meist linsenförmigen Gänge sind teilweise der Schichtung parallel, teilweise durchkreuzen sie dieselbe. Die Erze bestehen aus Kupferglanz und Buntkupfererz. An der Oberfläche tritt auch Cuprit und Malachit als Zersetzungsprodukt der ursprünglichen Sulfide auf; ebenso hier und da etwas gediegen Kupfer. Pyrit und Kupferkies fehlen meist. Gangmasse ist Quarz, selten etwas Calcit und Epidot.

In der „Blue Ridge Region“ ist das Kupfererz an Gesteine der Basaltreihe gebunden. Man findet hier einen älteren Diabas und einen jüngeren stark epidotisierten Basalt. Diese Gesteine werden von jüngerem Syenit und anderen Eruptivgesteinen begrenzt. Am Fuße des Gebirges folgen gefaltete cambrisch-silurische Sedimentgesteine. Der dunkelgraugrüne Syenit ist ein grobkörniger Hypersthen-Akerit, bestehend aus Orthoklas, Plagioklas, rhombischem und monoklinem Pyroxen, dann Quarz, Mikroklin, Eisenerz, Apatit und Zirkon, sowie Epidot, Chlorit und Sericit. Das Erz tritt nur dort auf, wo das Gestein zerbrochen und durch hydrochemische Prozesse epidotisiert ist. Es besteht hauptsächlich aus Cuprit und gediegen Kupfer, mit etwas Azurit und Malachit. Gediegen Kupfer findet man oft als Kern im Cuprit. Verf. erklärt sich die Entstehung des Erzes durch sekundäre Konzentration eines ursprünglich im Basalt feinverteilt gewesenen Kupfergehaltes. Nach der Tiefe zu nimmt das Erz ab. Vom jüngeren Syenit aus soll das Erz nicht eingeführt sein, da in der Nähe des Kontaktes keine besondere Anreicherung zu sehen ist.

In der „Southwest Virginia Region“ (Gossan Lead) tritt das Erz in einem Glimmerschiefer auf, der stellenweise etwas Granat führt. Durchsetzt wird dieser Schiefer von Dioritgängen. In der Nähe finden sich Hornblende-Syenite und Sandsteine. Das Erz besteht aus Magnetkies und zerstreuten Partikeln von Kupferkies. Schieferbruchstücke, gerundet oder eckig liegen im Kies. Das Erz zeigt keine Schichtung und Schieferung, und muß erst nach der Metamorphose der Nebengesteine eingedrungen sein. Andere Mineralien als Magnetkies und Kupferkies sind äußerst selten und werden dann stets von den Sulfiden eingeschlossen. Bei einzelnen Granaten ist der Kies in die Sprünge, bei Glimmer und Calcit bisweilen parallel den Spaltrissen eingedrungen.

Die hier vorkommenden roten triassischen Sandsteine enthalten auch Kupfer, jedoch zu wenig, um abbauwürdig zu sein. O. Stutzer.

Br. Baumgärtel: Bemerkungen zur Arbeit „Zur Kenntnis der Kieslagerstätten zwischen Klingental und Graslitz im westlichen Erzgebirge“ von Dr. OTTO MANN in Dresden. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 1906. 150—151.)

Verf. wendet sich gegen einige Bemerkungen, die MANN in der genannten Abhandlung (Abh. naturw. Ges. Isis. Dresden 1905. Heft 2. 86—99) an einen Aufsatz von BAUMGÄRTEL (Zeitschr. f. prakt. Geol. 13. 1905. 353—358) geknüpft hatte.

A. Sachs.

Br. Wetzig: Beiträge zur Kenntnis der Huelvaner Kieslagerstätten. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 1906. 173—186.)

Verf. veröffentlicht die während eines 25jährigen Aufenthaltes in der Provinz Huelva gemachten Beobachtungen und gesammelten Skizzen. Die Meinungsverschiedenheit über die Entstehung der Kieslager überhaupt und dieses berühmten Vorkommens insbesondere ist bekannt. KLOCKMANN nimmt eine sedimentäre Entstehungsweise an, GONZALO y TARIN und VOGT vertreten die Theorie einer Bildung durch Spaltenausfüllung. Verf. kommt auf Grund seiner Schilderung von dem Aufbau und der Zusammensetzung der Huelvaner Kieslager zu dem Resultate, daß sie als sedimentäre Gebilde zu betrachten sind. Das wichtigste Argument hierfür scheint ihm in der Tatsache zu liegen, daß hier alle möglichen Abstufungen von reinem Kieslager zu mehr oder weniger von Kies imprägnierten und weiterhin zu erzleeren Schiefen bestehen. Auch das Fehlen all der Merkmale, welche gangartige Bildungen begleiten, verbietet in den Huelvaner Kieslagern Spaltenausfüllungen zu erblicken. Ebenso die Form: „Die ausnahmslose Schichtung der Kiesbänke und Linsen parallel der Schichtung der Schiefer, ihre auskeilende Wechsellagerung mit denselben, ihr fast flözartiges Auftreten in Aznalcollar, zuletzt ihr Auftreten in Form von Lagerzügen vermögen wir uns nur durch sedimentäre Ablagerung zu erklären.“

Dasselbe gilt für die dortigen Manganerzlagerstätten. Auch sie sind sedimentären Ursprunges: Mangancarbonat und Silikat bilden die protogenen Lagerstätten, der oberflächlich auftretende Jaspis und Brauneisen sind sekundäre Umwandlungsgebilde.

A. Sachs.

H. Preiswerk: Die Kieslagerstätten von Aznalcollar (Provinz Sevilla). (Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 1906. 261—263.)

Verf. knüpft an die Arbeit von B. WETZIG (s. vorhergehendes Ref.) an. Er faßt im Gegensatze zu WETZIG die Lagerstätte von Aznalcollar als epigenetisch auf. „Die Arbeit von WETZIG ist sehr zu begrüßen, da sie eine Reihe neuer interessanter Beobachtungen bringt. Indessen erscheint mir keines der vorgebrachten Argumente stichhaltig für die sedimentäre Entstehung der Kieslager. Sowohl die Bänderung der Erze als auch die allmählichen Übergänge vom kompakten Erz zu weniger stark imprägniertem und taubem Nebengestein hatte ich mehrfach Gelegenheit an typisch epigenetischen Kieslagern zu konstatieren.“ Weiterhin hält Verf. einen epigenetischen Zusammenhang zwischen den dortigen

Erzen und den sie begleitenden Porphyren für wahrscheinlich: „Die petrographische Untersuchung der letzteren hat gezeigt, daß es z. T. sehr saure Granophyre sind mit 76,55 % SiO_2 , z. T. aber auch Quarzdioritporphyrit mit nur 62,2 % SiO_2 . Also auch hier weisen die die Kieslager begleitenden Eruptivgesteine an Kieselsäuregehalt stark differierende Typen auf, ein Faktum, das weiter dafür spricht, auch für Aznalcollar die begleitenden Eruptivmassen als die Erzbringer anzusehen. Nur ist in Aznalcollar die Abhängigkeit der Erze von den Eruptivgesteinen räumlich — die Erzmassen liegen z. T. auch zwischen den sauren und den basischeren Eruptivkörpern — nicht so übersichtlich, da hier nicht in einem oberflächlich aufgeschlossenen Massiv die Spaltungserscheinungen sichtbar sind, sondern tiefmagmatische Spaltung vorliegt, die stofflich im einzelnen einheitliche, aber unter sich differierende Eruptivkörper geliefert hat.“

A. Sachs.

M. R. Campbell: Hypothesis to Account for the Transformation of Vegetable Matter into the Different Varieties of Coal. (Econ. Geol. 1. 26—33. 1905.)

Verf. schließt seine Abhandlung mit folgendem Resumé:

Die Umwandlung des Torfes in Lignit, des Lignites in bitumenreiche Kohle und der bitumenreichen Kohle in Anthracit ist der Prozeß einer durch Hitze hervorgerufenen fraktionierten Destillation. Die Hitze kann lokal mit großer Intensität, z. B. bei Vulkanen wirken, oder unmerklich langsam in einer langen Zeit. Der Prozeß kann im letzteren Falle beschleunigt oder verzögert werden durch Porosität oder Undurchlässigkeit der Gesteine, die dann die freiwerdenden Gase abziehen lassen oder zurückhalten. Die Porosität kann auf grobkörnigem Gesteine und auf Spalten beruhen. Bei großen Lagerstätten kommt nur letzterer Fall in Betracht. Die Hauptbedingung für den Kohlenmetamorphismus ist demnach das Vorhandensein von Fugen oder Bruchspalten. Sind diese vorhanden, so ist die Kohle im hohen Grade carbonisiert.

O. Stutzer.

Synthese der Gesteine.

O. Doelter: Die Theorie der Silikatschmelzen und ihre Anwendung auf die Gesteine. (Min. u. petr. Mitt. 25. 206—210. 1906.)

In diesem Vortrage gibt Verf. eine kurze Übersicht über die wesentlichsten Resultate seiner Versuche.

Zunächst betont er die Schwierigkeiten bei der Bestimmung der Schmelzpunkte, indem einige der Minerale, wie die Alkalifeldspate, ein großes Intervall zwischen Beginn der Schmelzung und vollkommener Verflüssigung zeigen. Verf. möchte den Schmelzpunkt nicht als den Moment

der Verflüssigung, sondern als den Eintritt der amorphen Phase definieren, welche beiden Punkte oft stark verschieden sind. Er hält die optische Methode für genauer als die thermische, da zu letzterer große Substanzmengen und stetes Rühren erforderlich sind, letzteres läßt sich bei Silikaten schwer durchführen. Außerdem geht die Absorption der Schmelzwärme auch nicht plötzlich vor sich. Er ist ferner der Ansicht, daß man bei langsam ansteigender Temperatur niedrigere Werte erhalten wird und hält daher die hohen, von DAY und ALLEN gefundenen Werte für nicht richtig. Eine Kombination beider Methoden war bis jetzt noch nicht durchführbar. Bezüglich der Schmelzpunkte von Gemischen wendet er sich gegen die starke Betonung der Rolle der eutektischen Punkte, indem er auf den Einfluß von Viskosität, Stabilität, Kristallisationsvermögen und -geschwindigkeit (die BAKHUIS-ROOZEBOOM'schen Gesetze gelten nur bei großen Werten der letzteren), Dissoziation und Eintreten chemischer Reaktionen hinweist. Gemenge schmelzen oft erst bei dem Schmelzpunkt der leichter flüssig werdenden Komponente¹. Ferner hat auch die Unterkühlung einen bedeutenden Einfluß.

C. Hlawatsch.

Topographische Geologie.

Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lief. 129. Creuzburg, Treffurt i. Th., Mihla (Berka v. d. Hainich), Schmalkalden. Bearbeitet durch K. v. SEEBACH, W. FRANTZEN, J. G. BORNEMANN, E. NAUMANN und H. BÜCKING.

Die ersten drei Blätter schließen sich unmittelbar an die in dies. Jahrb. 1906. II. -229- besprochenen Lieferungen 112 und 128 an und seien zunächst behandelt. Sie gehören dem thüringisch-hessischen Grenzgebiete an, indem sie einerseits noch zum Hainich zu ziehen sind (Bl. Mihla und z. T. Treffurt) und zum großen Teile östlich der als Grenze geltenden Werra liegen (Bl. Treffurt und Creuzburg), anderseits aber in die beiden letztgenannten die östlichen Ausläufer des hessischen Buntsandstein- und (in der Fortsetzung des Ringgau) Muschelkalkberglandes fallen.

Die Formationen, die am Aufbau der Schichten sich beteiligen, sind: Zechstein, Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper, Lias, Diluvium und Alluvium.

Von Eruptivgesteinen ist der Basalt vertreten. Das Vorkommen des Zechsteins ist nur ein ganz vereinzelt, und zwar findet er sich auf den Blättern Creuzburg und Mihla lediglich als eingequetschte Schollen im Bereiche der Störungszonen. Auf dem erstgenannten Blatte zeigt das Vorkommen von *Turbo helycinus* und *Schizodus truncatus*, daß die dolomitischen Kalksteine und Kalkschiefer der mittleren Abteilung des

¹ Nur bei Gemengen von Albit und Nephelin fand Verf. einen niedrigeren Schmelzpunkt des Gemenges gegenüber beiden Komponenten.

Formationsgliedern angehören. Der oberen Stufe sind dagegen Plattendolomit und obere Letten auf der Sektion Mihla zuzurechnen.

Gemäß dem oben Gesagten erfährt der Buntsandstein seine Hauptverbreitung auf dem Blatte Treffurt. In der Südwestecke der südlich davon gelegenen Sektion Creuzburg bezeichnet er die auf das Perm des endigenden Thüringer Waldes folgenden Schichten, während er im Bereiche des Blattes Mihla an der oben angegebenen Lagerungsart des Zechsteins teilnimmt. Der untere Buntsandstein zeichnet sich wie anderwärts durch z. T. tonige Beschaffenheit und rote Töne aus. Rogensteine wurden nicht beobachtet, wenn auch einzelne braune Tupfen im Sandstein zuweilen daran erinnern. Von Fossilien fand sich *Estheria Germari*. Wichtig zur Bestimmung der Mächtigkeit des unteren Buntsandsteins ist eine Kalitiefbohrung auf dem Nachbarblatte Eschwege, die bis zum Kupferschiefer und Zechsteinkonglomerat niedergebracht wurde. Die Mächtigkeit des unteren Buntsandsteins betrug dabei ungefähr 300 m. Auffallend grobkörnige, 1—2 m mächtige Sandsteine bezeichnen auf den Sektionen Treffurt und Creuzburg das liegende Glied des mittleren Buntsandsteins, der 150 m mächtig werden mag. Hiervon fallen auf den die Grenze gegen den Röt bildenden *Chirotherium*-Sandstein 8—10 m. Ein genaues Profil in demselben wird von Wanfried (Bl. Treffurt) angegeben. Karneol und Chalcedon sind hier sehr häufig; durch plötzliche Zunahme grauer und gelber Letten und Aufnahme von tonigen Gesteinen und Gips vollzieht sich ein vollkommener Übergang zum Röt. Dieser ist besonders reich an dem eben genannten Gestein und — im Gegensatze zu den Vorkommen des östlichen Thüringens — auffallend fossilarm.

Im mittleren Muschelkalk fallen, wie schon früher erwähnt, sehr massige Zellenkalke auf, die schwer von denen des Zechsteins zu unterscheiden sind. Bemerkenswert sind auch harte, z. T. oolithische Bänke mit Hornsteinlinsen, die ca. 2 m unter dem Trochitenkalk liegen und den Übergang zu diesem vermitteln. Den Nodosenschichten, der oberen Abteilung des oberen Muschelkalkes, fehlt im allgemeinen die Einlagerung der sogen. *Cycloides*-Bank, dagegen sind allenthalben die Ceratiten für die Gliederung von Wichtigkeit, indem in den unteren Nodosenschichten mehr die kleinen Abarten des *C. nodosus* typ., in der mittleren, vielleicht der *Cycloides*-Bank, entsprechenden Abteilung häufiger *C. spinosus* und in den obersten Lagen die großen Formen des *C. semipartitus*, *C. intermedius* und *C. dorsoplanus* häufiger werden. Zunahme des Ton- und Sandgehaltes leitet zum Keuper über, der mit Kastendolomiten beginnt. Seine untere Abteilung, der Kohlenkeuper, ist am besten und vollständigsten auf dem Blatte Mihla entwickelt. Er besteht aus zwei Abteilungen, dem Kohlenkeuper im engeren Sinne und dem Grenzdolomit. Ersterer baut sich von unten nach oben auf aus dem unteren Letten mit *Anoplophora*-Schiefer und dem pflanzenführenden Hauptgestein.

Mittlerer und oberer Keuper sind auf dem Blatte Creuzburg in ziemlicher Ausdehnung vorhanden. Die erstere Stufe gliedert sich hier folgendermaßen:

| | Blatt Creuzburg | Südthüringen |
|-----------------|--|--|
| km ₅ | Steinmergelkeuper | Stufen km ₄₋₉ (km ₄ z. T.) |
| km ₄ | Vorwiegend rote Mergel mit Gipsresiduen | Stufe km ₄ untere Schichten unter ζ |
| | Lehrbergschicht | |
| km ₃ | Bunte Mergel („Rote Wand“ in Württemberg) | Berggipsstufe, Freihungerschicht |
| km ₂ | Schilfsandstein | |
| km ₁ | Estheriensichten Bunte Mergel mit Quarzbreccien (sogen. Gipsresiduen) | Bunte Mergel mit Steinmergeln und Gips |
| | Liegendes: Grenzdolomit | |

Der obere Keuper (Rhät) gliedert sich in Rhätsandstein und *Taeniodon*-Schiefer. Der erste beginnt z. T. mit einem Bonebed und bildet eine 14--20 m mächtige Zone von hellen Sandsteinbänken. Häufig finden sich auf den Schichtflächen Wellenfurchen, Tongallen und Netzleisten. Außer dem Leitfossil *T. Ewaldi* wurden in der letztgenannten Zone noch beobachtet: *Avicula contorta*, *Pleurophorus elongatus*, *Taeniodon praecursor*, *Anatina praecursor*, *Modiola minima* und *Tornatella fragilis*.

Wie mittlerer und oberer Keuper, so ist auch der untere Lias auf das Gebiet der Grabenversenkung beschränkt, deren jüngste Schichten er darstellt. Es wurden drei Abteilungen ausgeschieden: lu₁, Pylonoten-, Cardinien- und Angulatenschichten, meist sandig entwickelt; lu₂, mergelig-kalkige Arietenschichten; lu₃, *Planicosta*-Schichten mit zahlreichen Foraminiferen.

Die wichtigsten Elemente des tektonischen Baues der vorliegenden und benachbarten Blätter sind, von NO. vorgehend nach SW., folgende, wobei Einzelheiten in den Erläuterungen nachzusehen sind.

1. Die Langensalza—Mühlhäuser Keupermulde,
2. der von oberem Muschelkalk gebildete Sattel des Hainich,
3. die große Störungszone Saalfeld—Arnstadt—Gotha—SW.-Hang des Hainich—Eichenberg im Leinegraben,
4. die Mulde Siechenköpfchen—Adolfsburg bei Treffurt,
5. der Sattel Frankenroda—Heldrastein,
6. die breite Störungszone Eisenach—Creuzburg—Netra (Keuper-Lias-senke).

Den hydrologischen Verhältnissen ist in den Erläuterungen zu Blatt Creuzburg ein besonderer Abschnitt gewidmet.

Als tertiäres Eruptivgestein erscheinen im unteren Wellenkalk am Bahnhof Hörschel zwei Gänge von Limburgit. Das Vorkommen wird

durch eine gute photographische Reproduktion erläutert. Die diluvialen Schotter des Werratales treten in drei Terrassen auf.

Das Blatt Schmalkalden wird in seinem nordöstlichen Teile von dem aus Glimmerschiefer, Granit, Rotliegenden, Zechstein und mannigfachen Eruptivgesteinen bestehenden alten Gebirge gebildet. Gegen dieses setzt sich das Buntsandsteinvorland scharf ab.

Der Biotit-Glimmerschiefer — oder wie man ihn seines Feldspatgehalts wegen auch bezeichnen kann — der glimmerreiche schieferige Gneis geht allenthalben in normalen Gneis über und enthält verschiedentlich quarzische Gesteine und Amphibolite. Diskordant liegen auf dem Glimmerschiefer die jüngeren Sedimente.

Das untere Rotliegende wird durch die Gehrener Schichten gebildet, Sandsteine, Arkosen, Schiefertone, unbedeutende Steinkohlenflöze nebst eingelagerten Eruptivgesteinsdecken von Glimmerporphyrit, Quarzporphyr und Melaphyr. Die Goldlauterer Schichten des mittleren Rotliegenden ruhen wegen des Fehlens der Manebacher Schichten diskordant auf den Gehrener Schichten und bestehen aus Konglomeraten, groben Arkosen, Sandsteinen und Schiefertönen. Gegenüber diesen Ablagerungen sind die Oberhöfener Schichten durch meist rote Farbe gekennzeichnet. Hier schalten sich zwischen mannigfache Lagen von Schiefertönen, Sandsteinen, Arkosen und Tuffen mächtige Porphyregüsse ein.

Der untere Zechstein setzt sich zusammen aus Zechsteinkonglomerat, Kupferschiefer und eigentlichem Zechstein. Im mittleren Zechstein sind Bryozoenriffe bemerkenswert, während die obere Abteilung von gipsführenden Letten und Plattendolomit mit *Schizodus* und *Gervilleia* gebildet wird.

Der Zechstein enthält an verschiedenen Stellen wichtige Eisenerze, deren Auftreten in engem Zusammenhange mit den Randspalten des Gebirges steht.

Die Grenze des unteren Buntsandsteins (Bröckelschiefer und feinkörnige Sandsteine) gegen den mittleren wurde dort gelegt, wo gröbere Sandsteine mit kieseligem Bindemittel beginnen. Das Vorkommen dieser Abteilung nebst Röt und unterem Muschelkalk ist auf Störungszonen beschränkt.

Biotitgranit (Granitit) erscheint als Trusenthaler und Kleinschmalkaldener Massiv. Von Wichtigkeit ist die Beobachtung, daß der Granit Apophysen und vielerorts Einschlüsse dieses Gesteins beherbergt. Andererseits wird er bei Kleinschmalkalden vom Unterrotliegenden bedeckt, das wiederum Granitgerölle enthält. Da an anderen Stellen des Thüringer Waldes noch culmische Sedimente granitkontaktmetamorphe Erscheinungen zeigen, muß man das untere Obercarbon als die Zeit der Intrusion ansehen.

Der Granit von Kleinschmalkalden ist gleichkörnig, während der des Trusetales durch große Orthoklaskristalle porphyrtig ausgebildet ist. Durch basische, glimmerreiche Abarten und plagioklas- und hornblende-führende Gesteine gehen die Granitite an einzelnen Stellen in dioritartige Gesteine über. Mit den gleichkörnigen Varietäten des Granits zusammen

finden sich auch Gesteine, die infolge paralleler Anordnung der Glimmerblättchen Ähnlichkeit mit Schuppengneis erhalten. Spaltungen des Granitmagma dürften z. T. hierfür, dann für die basischen und sauern Schlieren und aplitischen Trümmer die Ursache gewesen sein.

Bei den Eruptivgesteinsgängen aus dem Rotliegenden kann man zwischen solchen, die nur aus einem Gesteine bestehen (einfache Gänge) und anderen, die sich aus zwei oder drei Gesteinen in regelmäßiger Anordnung zusammensetzen (gemischte Gänge), unterscheiden. Die erstgenannten werden aus Granitporphyr und Syenitporphyr oder aus Granitporphyr und Kersantit gebildet, während die dreifach gemischten Gänge Granitporphyr, Syenitporphyr und Kersantit führen. Die Gesteine sind derart angeordnet, daß das an Kieselsäure reichere Gestein die Mitte des Ganges einnimmt, während die kieselsäureärmeren Gesteine an den Salbändern liegen. Die Vorkommen sind vorzüglich aufgeschlossen. Mit Nachdruck wird darauf hingewiesen, daß die gemischten Gänge nicht durch ein späteres Aufreißen einer bereits mit einem Eruptivgestein gefüllten Gangspalte und durch eine wiederholte Injektion mit einem anderen Magma, sondern lediglich durch Saigerung eines Magmas entstanden sind. Interessant ist die Beobachtung, daß die dreifach gemischten Gänge zunächst in aus zwei Bestandteilen gemischte und diese in einfache übergehen. Auch findet man in einem Granitporphyr Einschlüsse eines Kersantits, der anderorts dessen Salbänder bildet. Wiederum führen diese letztgenannten Einschlüsse rotumrandete Orthoklaskristalle eingesprengt, wie sie dem Granitporphyr eigentümlich sind. Dies soll noch im einzelnen geklärt und besonders die Frage untersucht werden, ob die einfachen Gänge in der Tat nach der Spaltung des Magmas aufgetreten sind und somit ein geringeres Alter besitzen als die zusammengesetzten.

Die Zeit aller dieser Bildungen ist in das Rotliegende zu verlegen; sie stellen die den rotliegenden Eruptivdecken und Lagern zugehörigen Ganggesteine dar.

Von nutzbaren Stoffen finden sich: Eisen- und Kupfererz, Braunstein, Steinsalz und Braunkohle, sowie zum Bauen und als Mühlsteine brauchbare Stoffe.

Karl Walther.

H. Eisele: Das Übergangsgebirge bei Baden-Baden, Ebersteinburg, Gaggenau und Sulzbach und seine Kontaktmetamorphose durch das Nordschwarzwälder Granitmassiv. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 59. 131—214. Taf. VII, 1 Profil, 1 Karte im Text. 1907. — Inaug.-Diss. Tübingen.)

Verf. hat die paläozoischen Schiefer des Übergangsgebirges von Baden-Baden, Ebersteinburg und Gaggenau, sowie die als kristalline Schiefer vom Typus der Gneisglimmerschiefer und Glimmerschiefer beschriebenen und als archaisch aufgefaßten Gesteine bei Gaggenau („Großer Wald“ und Amalienberg) und bei Sulzbach näher untersucht. Die Beobachtungen im

Gelände und die Resultate der mikroskopischen Untersuchung der Gesteine teilt er in der vorliegenden Arbeit mit.

Er stellt fest, daß die „kristallinen Schieferkomplexe“ von Gaggenau und Sulzbach kontaktmetamorphe Gesteine darstellen, die mit der Partie in Baden-Baden und den südlichsten zutage tretenden (d. h. hangendsten) Schichten im Eberbachtale die innere Zone eines Kontakthofes bilden. In der äußeren Zone dieses Kontaktes, zu der die Gebiete nordnordwestlich von Ebersteinburg und vom Dreisbachtale gehören, findet ein allmählicher Übergang der metamorphen Gesteine in das unbeeinflusste Gestein statt.

Das Übergangsgebirge besteht aus drei zusammengehörigen, im petrographischen Habitus jedoch verschiedenen Typen von Gesteinen. 1. Der erste Typus besteht aus Grauwackentonschiefern und Tonschiefern mit konkordant dazwischengelagerten Grünschiefern und dichten, diabasartigen Gesteinen. 2. Mit diesen in gleichartiger Lagerung verbunden sind typische Knotenschiefer, die mit Biotithornschiefern wechsellagern oder in solche übergehen. Das Vorkommen von Epidot bedingt die Varietät der „epidotführenden Biotithornschiefer“. Ferner kommen vor Muscovithornschiefer und Biotit-Turmalinhornschiefer. Quarzite dieser Gruppe zeigen mikrokristallinen Charakter. Die Gesteine dieser Gruppen bilden die äußere Zone des Kontakthofes. 3. Der dritte Typus wird von hochkristallinen Gesteinen gebildet: Granatführende Hornfelse, granat- und andalusit- (resp. disthen- oder andalusit- und disthen-)führende Glimmerquarzhornfelse, hochkristalline Glimmer- und Granatfleckschiefer, Quarzhornfelse sind für die innere Zone des Kontakthofes bezeichnend. Äußerlich besitzen sie oft den Habitus von Gneisglimmerschiefern und Glimmerschiefern.

Zwischen den nicht kontaktmetamorph veränderten Gesteinen und denen des äußeren Kontakthofes, sowie zwischen letzteren und denen der inneren Kontaktzone sind Übergänge nachweisbar. Die drei Gesteinsgruppen halten im allgemeinen eine bestimmte regionale Streichrichtung ein. Wie sich nun die Gesteine der zweiten und dritten Gruppe bezüglich ihrer Struktur und mineralischen Zusammensetzung mit Sicherheit als Eruptivkontaktbildungen erweisen, so deutet auch der regionale Zusammenhang gegenüber den nicht kontaktmetamorphen Gesteinen darauf hin, daß in dem Übergangsgebirge von Baden-Baden, Ebersteinburg, Gaggenau und Sulzbach sich eine in allen möglichen Übergängen bis zur höchsten Kristallinität sich steigernde Kontaktmetamorphose betätigt, die von dem Murgtalmassiv oder Nordschwarzwälder Granitmassiv ausgegangen ist.

Die Deutung der Gesteine ist dadurch schwierig gemacht, daß sehr intensive Beeinflussungen stattgefunden haben. Eine präkontaktmetamorphe Pressung fällt mit der Auffaltung des Übergangsgebirges zusammen. Eine postkontaktmetamorphe Pressung ist hauptsächlich im Gebiet der hochkristallinen Gesteine zu erkennen und bekundet sich auch in der Beeinflussung der Granite.

Die präkontaktmetamorphe Pressung bedingte eine tiefgehende dynamometamorphe Umformung des Übergangsgebirges, welche

besonders in dem vom Kontakt unbeeinflussten Teile des Übergangsgebirges studiert werden konnte und welche die Bildung von Diabasschiefern (untere Schindelklamm) bedingte. Je nach dem Grade der dynamometamorphen Wirkung weisen die Diabasschiefer typische Mineralkombinationen auf. Die verschiedenen Stadien der Druckmetamorphose sind charakterisiert durch die Führung von I. Uralit und Epidot; II. Aktinolith, Chlorit und Epidot; III. Chlorit.

In der äußeren und inneren Zone des Kontakthofes ist die dynamometamorphe Beeinflussung durch die spätere Kontaktmetamorphose verwischt.

Durch die postkontaktmetamorphe Pressung erlangten die hochkristallinen Gesteine nicht nur ihre schieferige Struktur, sondern wurden auch in ihrer mineralischen Zusammensetzung beeinflusst. So wandelte sich der für kontaktmetamorphe Gesteine so charakteristische Andalusit in den bestandfähigeren Disthen um. Diese letzte Pressung ist vielleicht mit daran schuld, daß die für das gesamte Übergangsgebirge sonst ziemlich konstante Streichrichtung in den hochkristallinen Komplexen Schwankungen erkennen läßt.

Im Bereich des Übergangsgebirges wurden als Vertreter der Ganggefölschaft des granito-dioritischen Magmas Pegmatit am Silberücken bei Sulzbach, Granophyr im oberen Schindelbachtal und Ker-santit aus den Haberäckern (bei Ebersteinburg) erkannt. Aus der kontaktmetamorphen Diabaszone des oberen Eberbachtals und der Haber-äcker beschreibt Verf. einen Anthophyllitschiefer, der als metamorpher Diabastuff aufzufassen ist.

Ew. Schütze.

K. Endriss: Die Donauversinkung. Der Begriff „Donauversinkung“ und der Weg zur Hebung der Wasserwirtschaft an der oberen Donau und an der Aach. (Neues Tagblatt. Stuttgart. 25. Sept. 1907.)

Fast alljährlich in den letzten 30 Jahren (im Sommer 1907 wiederum) ist unterhalb Immendingen eine vollständige Unterbrechung des Donaulaufes eingetreten, so daß man im Donaubett mehrere Kilometer weit gegen Möhringen marschieren kann. Die „Schwarzwalddonau“ endet mit einer sekundlichen Wassermenge von 1–3 cbm ihren oberirdischen Lauf, nachdem sie bereits bei Hüfingen, Neidingen (ersteres oberhalb, letzteres unterhalb Donaueschingen) und Immendingen etwa 2 Sek.-cbm an den Untergrund abgegeben hat. Bekanntlich wurde der Austritt der Donau in der Aachquelle schon 1877 durch den Nachweis festgestellt, daß an der Hauptversickerungsstelle eingeführte 200 Zentner Kochsalz nach etwa 20 Stunden und während einer Dauer von 70 Stunden nahezu vollständig in der Aachquelle wieder hervorkamen. Kommt ein stärkeres Wasser vom Schwarzwald her, so können 12–30 Sek.-cbm von der Aachdonau aufgenommen werden. Nach Eintritt der Unterbrechung des Donaulaufs fördert die Aachquelle noch 6 Wochen lang 6 Sek.-cbm,

2 Sek.-cbm mehr Wasser als die Schwarzwalddonau bringt, bis sie plötzlich innerhalb weniger Tage auf 4 cbm sinkt. Diese Angaben entnimmt ENDRISS den ihm zur Einsicht vorliegenden, im Auftrag der Württ. Regierung von Baurat GUGENHAN ausgeführten Messungen. Es ist zu hoffen, daß die verdienstvollen Arbeiten fortgesetzt werden; dann können sie die Grundlage für wichtige Schlußfolgerungen abgeben. ENDRISS schließt „direkt“ auf das Vorhandensein eines gewaltigen Hohlraums von mindestens 7 000 000 cbm. Die Albdonau bildet sich von Möhringen ab neu durch den von Thalheim kommenden Krähenbach. Bei Tuttlingen, wo sie die Elte mit dem Faulenbach aufnimmt, beläuft sich die sekundliche Wassermenge auf $\frac{1}{4}$ cbm, bei Beuron kaum auf 1 cbm. Daß die Donau auch noch auf diesem Weg Wasser verliert, war schon QUENSTEDT bekannt. Etwa 30 km unterhalb der Hauptversickerungsstelle, da wo sie unterhalb Fridingen in großem Bogen nach Süden läuft, an der Stelle, wo sie wieder gen Nordosten umbiegt, verliert sie an sichtbaren Einzügen wieder etwa 100 Sek.-l. Durch einen von der Württ. Ministerialabteilung für Straßen- und Wasserbau im August 1907 ausgeführten Färbeversuch ist nun erwiesen worden, daß auch der Fridinger Wasserverlust der Aachquelle zugute kommt. (Die Färbung im Aachtopf zeigte sich erst nach $8\frac{1}{2}$ Tagen.)

Für die Versinkungen im obersten Donaugebiet bei Hüfingen und Neidingen nimmt ENDRISS an, daß sie zu den südlichen benachbarten rheinischen Tälern gerichtet seien. Bei der ersteren hat aber schon VOGELGESANG eine Verbindung mit den Quellen der Donau als möglich bezeichnet. Sie erscheint um so wahrscheinlicher, als der Donaueschinger Talgrund bis zu 15 m Tiefe mit Kies und Geröllen erfüllt ist; aus solcher Tiefe aber kommen die Quellen. Auch in diesem Fall sollte der die Meinungs-differenzen endgültig schlichtende Versuch nicht zu lange auf sich warten lassen.

Mit Recht ruft ENDRISS den Aachinteressenten zu, daß die Pflege und Bewirtschaftung der Donauversinkung ihre fährnehmste Aufgabe sein sollte. Zu schweren Katastrophen könnte die Tatsache führen, daß die tägliche Ausfuhr der Aachquelle an gelöstem Kalkstein $8\frac{1}{2}$ cbm beträgt. Um zur Trockenzeit dem Donaubett zwischen Immendingen und Tuttlingen Wasser zu erhalten, wird vorgeschlagen, einen Teil der Schwarzwalddonau umzuleiten, der dann bei Fridingen der Aachquelle wieder zufließen würde. Merkwürdig ist der weitere Plan einer Abdichtung des Flußbetts durch niedere, Mineralien absondernde Organismen. F. Haag.

K. Endriss: Zwei Aktenstücke über die Donauversinkung. (Schwäb. Merkur. 18. Jan. 1908. Sonntagsbeilage.)

Im November 1904 wurde von der Stadt Tuttlingen ein Färbeversuch mit 5 kg Fluorescin zur Prüfung der Frage ausgeführt, wo das im Untergrunde von Tuttlingen etwa 9—10 m unter dem Donauspiegel zirkulierende Wasser wieder zum Austritt gelange. Die Untersuchung des Wassers im Aachtopfe blieb trotz der sorgfältigsten Prüfung ohne sicheres Ergebnis.

Die von Eigeltingen (im Stockachgebiet), Stockach und von Beuron eingeholten Erkundigungen ergaben, daß an diesen Orten von den aufgestellten Wächtern keine Färbung des Wassers beobachtet worden ist. Das Nichterscheinen des Fluoresceins im Aachtopf ist nach ENDRISS bedingt durch einen großen Wasserreichtum des zwischen Tuttlingen und Aach befindlichen Gebirgs; auch könnte das Fluorescein von Bakterien absorbiert worden sein.

Das zweite Aktenstück ist eine an das K. Württ. Ministerium des Innern unterm 15. März 1905 gerichtete Eingabe, in welcher auf die Notwendigkeit einer Pflege der Donauversinkung hingewiesen und zur Fortsetzung der Untersuchungen aufgefordert wird. „In Anbetracht, daß bei Niederwasser immer noch etwa 2000 Sek.-l versinken und sehr wahrscheinlich etwa 100 m tief dort hinabverfallen, so könnten hier ganz bedeutende Wasserkräfte vorhanden sein.“

F. Haag.

K. Endriss: Für Württembergs Scholle. Stuttgart 1906.

Die Aufsätze sind einem „das Vaterland über Alles liebenden Herzen entsprungen“ und wollen von diesem Gesichtspunkte aus beurteilt werden.

Der erste „Zur Erhaltung des Namens Württemberg an seiner geschichtlichen Heimstätte“ wird wohl mit seinem Vorschlag, dem Rotenberg seinen ursprünglichen Namen Württemberg wieder beizulegen, Anklang finden. Besser wäre wohl Wirtenberg, ähnlich Hohenberg. Die älteste Schreibweise Wirteneberc (neben Wirtenberc und Wirtinisberk) wird nach dem Vorgang von Archivdirektor v. SCHNEIDER als „Berg der Wirten“ (Berg des Wirto) gedeutet. Die Auffassung Wirtenberg = Runder Berg (wirt = rund, in Wirtel erhalten) dürfte aber noch nicht als abgetan zu betrachten sein.

Im zweiten Aufsatz „Zum Schutz der Kohlensäuregasvorkommen in Württemberg“ wird ausgeführt, daß das aus einem neuen Bohrloch austretende Gas die Ergiebigkeit der alten Austrittsstelle beeinträchtigen werde. Tatsächlich sind auch durch eine das Recht des Grundeigentümers in Anspruch nehmende Konkurrenz ältere Kohlensäurebestände zu Grund gerichtet worden. Es werden daher besondere gesetzliche Bestimmungen über die Ausbeutung der Kohlensäure gefordert.

3. „Zur Erforschung, Pflege und Bewirtschaftung der Donauversinkung.“ Bekanntlich wurde im Jahre 1877 durch Hofrat KNOP in Karlsruhe festgestellt, daß 200 Zentner Kochsalz, welche an der Hauptversickerungsstelle eingeführt worden waren, in der Zeit, von 16—90 Stunden nahezu vollständig in der Aachquelle zum Austritt gelangten. Er hat auch vorausgesagt, daß die Spalten immer mehr Donauwasser verschlingen müssen. Dies zeigt sich bereits. Während früher äußerst selten, nur in außerordentlich trockenen Jahren eine vollständige Austrocknung des Donaubetts unterhalb des Versickerungsgebiets stattfand, ist dies in den letzten 2 Jahrzehnten mit Ausnahme der Jahrgänge 1888, 1896 und 1901 jedes Jahr erfolgt; in 3 Jahren hat die Trockenlegung des Donaugrundes oberhalb

Möhringen jedesmal fast ein halbes Jahr gewährt. Dagegen hat sich im Aachgebiet eine Überfülle von Wasser eingestellt. Im Jahre 1901 wurde auf das Gesuch, oberhalb der Hauptversickerungsstelle die geringe Menge von 250 Sek.-l zu entnehmen (2000 fließen bei niederstem Wasserstand der Aachquelle zu, wozu noch 2000 aus dem Berg kommen), von den Aachinteressenten die Entschädigung von 500 000 Mk. verlangt, auf welche Forderung nicht eingegangen werden konnte. Es wird nun die Frage in Anregung gebracht, ob es nicht möglich wäre, das mit großem Gefäll in die Tiefe sinkende Wasser durch Einbauung von Turbinen nutzbar zu machen. Einer planmäßigen Erforschung hätte sich die Pflege und Bewirtschaftung der Donauversinkung anzuschließen.

4. „Zur Nutzbarmachung der schwäbischen Geologie.“ Der im Jahre 1900 im Schwäbischen Merkur erschienene, hier wieder abgedruckte Artikel verlangt eine geologische Landesanstalt für Württemberg, die mittlerweile unter Prof. SAUER's Leitung ins Leben getreten ist.

F. Haag.

Stratigraphie.

Quartärformation.

J. Elbert: Die Entwicklung des Bodenreliefs von Vorpommern und Rügen sowie den angrenzenden Gebieten der Uckermark und Mecklenburgs während der letzten diluvialen Vereisung. II. Teil. (Jahresber. geogr. Ges. Greifswald. 10. 61—222. 3 Taf. 1 geol. Karte. 1906.)

Der an theoretischen Erörterungen reiche Inhalt der Arbeit (mit einigen der Hauptsätze) ist folgender.

Geröllsandbildungen: Geschichte der Ästheorien. Mechanik der Eisbewegung und deren Beziehungen zum Eisschwund. (Die innere Abschmelzung des Inlandeises geht vor allem in einer Zone vor sich, die zwischen der schwellenden Randzone und dem jenseits hiervon gelegenen Nährgebiete liegt, der sogen. „Einschmelzzone“. In ihr liegt die Grenze zwischen der vertikal abwärts gerichteten Bewegung des Nährgebietes und der aufwärts gerichteten der Randzone.) Über die Existenzbedingungen submarginaler Schmelzwasserströme. (Die Quelle dieser Ströme liegt in der Einschmelzzone des Inlandeises und ihr Lauf unter der schwellenden Randzone. Im allgemeinen konvergieren beim vorrückenden Eise die Bewegungsfäden des Eisrandes und waltet damit unter demselben eine Akkumulation vor, beim zurückgehenden divergieren sie und es tritt subglaziale Erosion ein.) Beobachtungen über Schmelzwasserströme und deren Ablagerungen am rezenten Inlandeise. Der Einfluß der Schmelzungs Vorgänge beim Inlandeise auf die Wasserhaltung der Schmelzwasserströme. (Subglaziale Schmelzwasserflüsse von längerer Lebensdauer können nur

beim Rückzuge oder beim Stillstande des Eisrandes auftreten.) Über die Beziehungen der Morphologie der Äsarbildungen zur Tätigkeit submarginaler Schmelzwasserströme: Theorie der Wasserbewegung, die Erosionstätigkeit der Schmelzwasserströme und deren Beeinflussung durch die Bewegungserscheinungen des Eises, die Akkumulationstätigkeit der Schmelzwasserströme. Die Einflüsse der glazialen Akkumulation und Bewegungsvorgänge auf die fluvioglaziale Tätigkeit der Schmelzwasserströme. (Stauchungserscheinung und Mergelablagerung kann durch Aufsitzen des Eises möglich werden, die eigentlichen Ursachen der Störungen der fluvioglazialen Ablagerungen beruhen jedoch meist auf Geschwindigkeitsschwankungen.)

Geschiebelehmbildungen: Drumlins und andere Geschiebehügel. (Gestalt und Bau der Drumlins erklären sich aus den Erscheinungen des Seitendruckes, entstanden durch eine Rückzugshemmung.)

Die Marginalrücken der Grundmoränenlandschaft: Geröllrandmoränen, Staumoränen, Geröllsand- und Geschiebestreifen. Die Entwicklungsgeschichte der Endmoräne. (Bei jeder normalen Stillstandslage lassen sich 2 Phasen der Eisbewegung unterscheiden: 1. Beschleunigung derselben und mit ihr eine Abnahme der Divergenz der Bewegungslinien. 2. Verzögerung derselben und Zunahme der Divergenz. Die Endmoränenbildung findet in den Erscheinungen der steigenden und fallenden Divergenz und Konvergenz der Bewegungsfäden durch die eintretenden Geschwindigkeitsänderungen eine naturgemäße Deutung). Auf einer glazial-morphologischen Übersichtskarte sind die einzelnen beschriebenen Gebiete ersichtlich.

E. Geinitz.

J. Elbert: Die Landverluste an den Küsten Rügens und Hiddensees, ihre Ursachen und ihre Verhinderung. (Jahresber. geogr. Ges. Greifswald. 10. 1—28. 1 Karte. 1907.)

—: Über die Standfestigkeit des Leuchtturms auf Hiddensee. (Jahresber. geogr. Ges. Greifswald. 10. 28—42. 3 Taf. 1 Karte. 1907.)

Verf. nimmt drei Eiszeiten an: am Ende der zweiten erfolgten vielfache tektonische Störungen der Ablagerungen. Vorpommern und Rügen ist als das nördliche Vorland des baltischen Höhenrückens in 6 Stufen streifenweise abgebrochen; der innere Bau zeigt Schuppenstruktur, die 6 Schollenstreifen sind durch zahlreiche senkrecht zur Längsrichtung verlaufende oder von einem Punkt radial ausgehende Sprünge quer gegliedert und zerstückelt.

Der Dornbusch ist von NW.—SO.-Spaltsystemen beherrscht, wobei 6 Hauptspalten nachgewiesen wurden, die sich äußerlich durch grabenartige Furchen, Talmulden, kessel- und wannenförmige Senken und Trichter zu erkennen geben. Die Insel ist das Produkt einer Hebung um ca. 60 m während der Eis- und Interglazialzeit.

In der zweiten Abhandlung werden auf 3 Tafeln die Profile und Konstruktionen gegeben, welche Bilder von sehr rasch wechselnden Verwerfungen und Überschiebungen zeigen.

Bei den dortigen Steilufem lassen sich 4 Formen unterscheiden, Kreideufer, Mergel-, Sand- und gemischtes Ufer. Die für künstliche Akkumulation wichtigen Küstenversetzungen werden des näheren erörtert.

E. Geinitz.

A. Schmidt: Die Leba und ihr Ost-West-Tal, geographisch-geologisch geschildert. (Schriften d. Naturf.-Ges. Danzig. N. F. 12. 1906. 1—32. 2 K. 1906.)

Nach dem geographisch-hydrologischen Teil wird im geologischen Teil unter Benutzung der vorhandenen Literatur ein orientierter Überblick gegeben. Das Leba-Rheda-Tal stellt die älteste Weichselmündung dar: eine Emporwölbung des Bodens dieses Urstromtales bei Kl. Boschpol unterbrach das ursprünglich gleichsinnige Gefälle und der postglaziale Einbruch der Danziger Bucht führte die Weichsel früher zur Ostsee als auf dem älteren Wege, worauf sich dann das heutige Flußsystem entwickelte.

E. Geinitz.

A. Bellmer: Untersuchungen an Seen und Söllen Neuvorpommerns und Rügens. (Jahresber. geogr. Ges. Greifswald. 10. 463—502. 1 Taf. 1907.)

Vermessung von 14 Seen und 26 Söllen. Letztere sind meist oval, nur wenige kreisförmig, ihre Tiefe nur gering, sie stellen flache Wannen dar. Zur Frage ihrer Entstehung nimmt Verf. keine Stellung.

E. Geinitz.

P. Lehmann: Wanderungen und Studien in Deutschlands größtem binnenländischen Dünengebiet. (Jahresber. geogr. Ges. Greifswald. 10. 351—381. 1907.)

In dem sandigen Zwischenstromland zwischen Warthe und Netze erstreckt sich auf einem 362 qkm großen Gebiet die Dünenlandschaft; ihre überaus reiche Dünenentwicklung wird im einzelnen beschrieben und durch Kartenausschnitte erläutert, auch die Einwirkung des Menschen betont; der Sand ist feinkörnig, sein Ursprung im Zwischenstromland selbst zu suchen; die Masse des hier vom Wind umgelagerten Sandes wird zu 600 000 000 cbm geschätzt.

E. Geinitz.

F. Schucht: Geologische Beobachtungen im Hümmling. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 27. 1906. 301—340. 1 Karte.)

Das auffällige NO.—SW.-Streichen der Höhenzüge führt zu der Annahme, daß dasselbe der allgemeinen Bewegungsrichtung des Inlandeises in diesen Gegenden entspricht, daß das Inlandeis diese Reliefgestaltung bewirkte.

A. Präglazial sind 1. kalkfreie grünlichgraue, glaukonitische Tone von Harrenstätte; 2. mächtige fossilfreie Torfe. Tone, Schluffe und Grände (? Fluvial). Bei Altenberge liegen Torfschollen in Geschiebesand, der darunter liegende Ton zeigt Stauchungen, eine 76 m tiefe Bohrung fand zu oberst 1,5 m Talgeschiebesand, darunter präglaziale Tone, Sande, Kiese und Gerölle mit nach oben verringerter Korngröße und oben Entkalkung; ein kleines Granitstückchen läßt an die Möglichkeit denken, daß auch im Präglazial bereits glaziale Schmelzwasser nordisches Material hierher verfrachtet habe. Eine Tiefbohrung bei Werlte (80 m) ergab 11,5 m glaziales Diluvium mit einem 8 m mächtigen Geschiebelehm, dessen Liegendes ein 0,5 m mächtiger präglazialer Flachmoortorf bildet und darunter eine Schichtenreihe von Sanden, Kiesen und Geröllen ohne skandinavisches Material, auch von unten nach oben an Korngrößen abnehmen. 3. Bis auf einige weitere unsichere Vorkommnisse von Torf lagert im Hümmling das glaziale Diluvium unmittelbar auf z. T. mächtigen präglazialen Sanden und Kiesen. 4. Der „Börgerwalder Ton“, 5. ? Diatomeenerde von Emen. — Auch im weiteren Gebiet der mittleren und unteren Ems tritt das Präglaziale Fluvial auf, als Aufschüttung der den deutschen Mittelgebirgen entströmenden Flüsse. Das Ablagerungsgebiet des Fluvials ist während eines langen Zeitraumes Festland gewesen, ehe die Hauptvereisung dies Gebiet erreichte.

B. Die Gliederung des glazialen Diluviums im Bereich des Hümmlings ist folgende:

I. Höhendiluvium:

- d) Unterer Sand, Kies, Ton. Verschüttungsprodukte des Eises.
- c) Geschiebemergel bzw. -Lehm und dessen Umlagerungsfazies. Subglazialer Geschiebesand und Kies. Grundmoräne.
- b) Geschiebedecksand, inglazialer Geschiebesand. Innenmoräne.

II. Taldiluvium:

- a) Talsand, Talgeschiebesand.

Für das Höhendiluvium kommen vier Typen als besonders charakteristisch in Betracht: 1. Geschiebedecksand über Geschiebelehm über Unterem Sand bzw. Präglazial. 2. Geschiebedecksand über lehm- und eisenstreifigem Geschiebesand (Umlagerungsfazies) über Unterem Sand bzw. Präglazial. 3. Geschiebesand über Unterem Sand bzw. Präglazial, wobei ersterer neben Inglazial auch Subglazial enthalten kann. 4. Steinbestreuung — als letzter Aufbereitungsrest des In- oder Subglazials — über Unterem Sand bzw. Präglazial.

C. Das Bodenrelief und seine Entstehung.

Sämtliche Höhenzüge des Hümmlings sind durch Grund- und Innenmoräne aufgebaut; „Geschiebeäsar MARTIN'S sind als Randrücken zu bezeichnen. Die Reliefgestaltung des Hümmlings war durch Abschmelzwässer des vordringenden Eises bereits vorgebildet und wurde vollendet während der Abschmelzperiode. Die Höhenzüge lösten sich dort, wo sie schmale Rücken bildeten, häufig in bald zusammenhängende, bald vereinzelte Kieskuppen (Kames) auf. Auch die Dammer Berge sind vermutlich

keine Gerölläsar. Die Ems hat bereits in präglazialer Zeit tiefe Täler gebildet.

D. Das Alluvium der Ems und Hase besteht vorwiegend aus Flußsanden, in geringerem Grade auch aus Schlick und Torf; die alluvialen Täler des Hümmlings selbst sind fast ausschließlich mit Moorbildungen ausgefüllt. Zum Schluß geht Verf. noch auf prä- bzw. frühhistorische Denkmäler ein.

E. Geinitz.

H. Schröder und J. Stoller: Diluviale marine und Süßwasserschichten bei Uetersen-Schulau. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 27. 1907. 455—527. Mit 3 Tafeln.)

A. Tertiär. Die beiden Tiefbohrungen in Glinde und Schulau fanden die Oberkante des Miocäns in — 44 resp. — 80,5 m und zwar 88 m Glimmer-ton, darunter Braunkohlensand.

B. Quartär. Zwei Grundmoränen, eine obere und untere, beide von sehr differenter Mächtigkeit, mit Zwischenschichten von Sanden, fossilführenden Tonen und Torf; vom Alluvium Dünensande, Moore und Schlick.

Der Untere Geschiebemergel bildet das Elbufer und den Geestrand und hat auch einige Oberflächenverbreitung; er zeigt oft einen Wechsel mit Kies- und Sandschichten in ziemlicher Unbeständigkeit. Die Sande im Liegenden des Oberen Geschiebemergels sind Spatsande von verschiedener, oft rasch wechselnder Mächtigkeit (von 1—12 m), in den oberen Partien mit fluviatiler Struktur. Die obere Grundmoräne erreicht eine namhafte Oberflächenverbreitung; Verf. glauben den Nachweis einer ehemaligen lückenlosen Eisbedeckung des ganzen Gebietes zur Zeit der Ablagerung der oberen Grundmoräne erbracht zu haben. Die petrographische Beschaffenheit wechselt sehr: sandiger bis sehr sandiger Geschiebemergel, Geschiebesand aus ersterem hervorgehend: auch die Mächtigkeit wechselt (zwischen 0,4 und 2 m). Die Geschiebeführung beider Grundmoränen ist die gleiche, beide Mergel haben also ihre Geschiebe aus denselben Ursprungsgebieten erhalten!

Von besonderem Interesse ist die spezielle Beschreibung der fossilführenden Diluvialschichten bei Glinde, Wedel und Wittenbergen.

Bei Glinde ist in 8 Gruben (z. T. im Alluvialgebiet) ein Ton aufgeschlossen, welcher marine gemäßigte Fauna besonders in seinen unteren Teilen enthält, sein Liegendes ist muschelführender Sand; im Ton auch *Cervus elaphus*. In Senken seiner unregelmäßigen Oberfläche ist „diluvialer“ Torf von der Kategorie der Flachmoore (Seggen- wie Bruchwaldtorf) abgelagert, auch wohl in zwei durch Sand getrennten Lagen, nicht sehr mächtig. Seine Pflanzenreste weisen auf ein relativ feuchtes gemäßigttes Klima hin (in einem Aufschluß Anzeichen für Eintritt kälteren Klimas gegen Ende dieser Periode). Auf den Torf folgt Sand, unten humos, 1—2,2 m, darüber legt sich mehrfach eine Decke von „normaler Grundmoräne“, selten bis 3 m anschwellend, sonst nur 0,5 m oder sich auskeilend; meist sehr sandiger Geschiebelehm resp. Geschiebesand oder bloß

Blockbedeckung. Darüber z. T. Decksand; an anderen Stellen folgt ein jüngerer Torf und Schlick, an noch anderen Dünensand.

Eine Tiefbohrung wies bei — 43 m NN. auf Miocän eine 0,5 m dicke Bank von ? Geschiebemergel und 17,5 m fluvioglaziale Sande und Grande (mit viel Tertiärmaterial) nach, dann eine 1,5 m starke Bank von grauem Geschiebemergel, auf welche 6 m Bänderton und 12,7 m meist kalkfreie Sande folgen, zu oberst muschelhaltig, als Liegendes des unten Schalreste führenden Tonmergels resp. Tones. „Die fossilführenden Ablagerungen werden von glazialen Bildungen, sogar von einer typischen Grundmoräne [der 1,5 m starken Geschiebemergelbank) unterlagert und werden „von einer Grundmoräne, also zweifellos glazialen Bildung überlagert“.

Auch bei Wedel wurde Torf über Ton, bedeckt von sehr sandigem Geschiebelehm resp. blockreichem kiesigen Lehm und schwach lehmigen Sand (oberer Grundmoräne) nachgewiesen. Eine Bohrung fand unter 1,5 m sandigem Geschiebelehm 2,5 m humosen Sand, dann Torf und Ton von 4,8—17,3 m Sand und Kies; darunter noch 0,2 sandigen grauen Geschiebemergel angeschnitten.

Das Schulauer Torflager füllt eine flache Mulde aus, der 0,2—1,0 m mächtige Torf wird bedeckt von 0,6—1,5 m Spatsand, dieser wird „von der oberen Grundmoräne überlagert“, nämlich durchschnittlich 1,5—2,0 m mächtigem Geschiebesand resp. sandigem bis kiesigem Geschiebelehm; dieser Kies zeigt im östlichen Teil starkes Durcheinander von kiesigen und sandiglehmigen Partien; östlich und westlich des Torflagers keilt er sich in einen nur wenig Dezimeter mächtigen Geschiebesand aus. Im Liegenden des Torfes kommt 0,5 m Spatsand und untere Grundmoräne.

Die von verschiedenen Stellen entnommenen Pflanzenproben ergeben eine ziemlich reiche Flora gemäßigten Klimas (vielleicht entsprechend den Verhältnissen der Niederungen und Tiefebenen).

Eine Tiefbohrung am Geestrande traf in — 80,5 m NN. Miocän, bedeckt von 95,5 m Geschiebemergel in 5 Bänken wechselnd mit Sanden und Granden. Ein Anhaltspunkt für eine ältere Interglazialzeit ergab sich nicht.

Die Schlußfolgerungen werden wie folgt zusammengefaßt: Der gemäßigste Charakter der Fauna und Flora von Uetersen-Schulau steht fest. Die Überlagerung und Unterlagerung dieser durch Grundmoräne ist durch Tagesaufschlüsse und Tiefbohrungen sicher gestellt. Die Lagerungsverhältnisse sind klar. Die einwandfreie Basis für die Annahme zweier Vergletscherungen und einer sie trennenden Interglazialzeit ist damit vorhanden“. [Ob die sandige Geschiebelehm-, Geschiebesand- oder Blockbedeckung der „Interglazialschichten“ wirklich als „Grundmoräne“ einer selbständigen Vergletscherung zu deuten ist, bedarf nach Ansicht des Ref. wohl noch weiterer Begründung.]

E. Geinitz.

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: 1908

Band/Volume: [1908](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Diverse Berichte 1042-1101](#)