

Petrographie.

Allgemeines

(einschl. Untersuchungsmethoden).

- Berek, M.: Ein zum Gebrauch am Polarisationsmikroskop geeigneter elliptischer Kompensator. (Cbl. f. Min. 1930. A. 508—511.)
- Reinhard, M.: Universaldrehtischmethoden. Einführung in die kristalloptischen Grundbegriffe und die Plagioklasbestimmung. (Basel, B. WEPF & Co., 1930. 120 S. 49 Abb. 5 Taf.) — Vgl. Bespr. Cbl. f. Min. usw. 1931. A. 270—271.
- Mellis, Otto: Ein bequemer Kreuztisch für FEDOROW-Mikroskope. (Cbl. f. Min. usw. 1930. A. 396—399.)
- Nikitin, W. W.: Die orientierte Lage des Präparates auf dem FEDOROW-schen Universaltischehen. (Cbl. f. Min. usw. 1930. A. 473—476.)
- Farnham, C. Mason: Determination of the Opaque Minerals. (Mc. Graw-Hill Publishing Co., London 1931. 236 S. Preis 17½ sh.) — Vgl. Bespr. Cbl. f. Min. usw. 1931. A. 271—272.

S. J. Shand: The study of rocks. (London, Thomas Murby & Co., 1931. 224 S. Preis 6 sh.)

Diese für den Gebrauch vornehmlich der Studierenden bestimmte Zusammenfassung hebt sich vorteilhaft aus vielen anderen ähnlichen heraus.

Ganz der persönlichen Einstellung des Verf.'s entsprechend, nimmt die Darstellung der Eruptivgesteine die Hälfte des Umfanges, die der Sedimentgesteine etwas mehr als ein Viertel ein, während nahezu der Rest den metamorphen Gesteinen gewidmet ist. Kurze Abschnitte über Feld- und Laboratoriumsuntersuchungen, dann eine allerdings sehr knappe Anleitung zur Gesteinsanalyse, mehrfache Hinweise auf die von den Studierenden als Ergänzung zu lesenden Werke und ein Register vervollständigen das Buch.

Der die Eruptivgesteine behandelnde Teil zeigt zweifellos einen hohen Grad der Durcharbeitung, auch viele neue und anregende Gedanken. Die verschiedenen Klassifikationsversuche der neuesten Zeit werden besprochen, am eingehendsten das vom Verf. aufgestellte System. Diesem entsprechend werden auch die Gesteine im einzelnen gegliedert und besprochen (vgl. hierzu

auch das Buch von S. J. SHAND, *Eruptive Rocks*, London 1927). Dieser die Eruptivgesteine behandelnde Teil zeigt bei selbstverständlich stark subjektiver Einstellung ein hohes Niveau und erhebt sich über viele andere Darstellungen ähnlichen Umfangs.

Das gleiche ist von dem die Sedimentgesteine behandelnden Teile des Buches nicht zu sagen. Angaben wie die, daß die Entstehung der Sedimente völlig aufgeklärt sei, und die, daß keine Entstehungshypothesen die Nomenklatur der Sedimente beeinflussen, zeigen, daß Verf. die große Wichtigkeit moderner sediment-petrogenetischer Untersuchungen noch nicht erkannt hat. Das angewandte System weicht damit kaum von den älteren ab.

Die Darstellung der metamorphen Gesteine zeigt wieder ein stärkeres Eingehen auf die modernen Forschungsergebnisse und entwickelt wiederum eigene Gedanken.

Erfreulich ist, daß hier in einem englischen Lehrbuch der Petrographie die Grundlagen, welche deutsche Forscher zu der modernen Entwicklung der Petrographie aufgebaut haben, hervorgehoben werden (vgl. hierzu auch das folgende Referat). Auch darin weicht dies Buch von anderen Büchern in englischer Sprache vorteilhaft ab.

Erich Kaiser.

Albert Johannsen: *A descriptive petrography of the igneous rocks. Vol. I: Introduction, Textures, Classifications and Glossary.* (267 S. Mit 145 Fig., 1 Titelbild. Chicago, The University of Chicago Press, 1931. Preis 4.50 \$.)

Dies Buch bietet in gewisser Beziehung eine Parallele zu dem in dem vorhergehenden Referat besprochenen, nur sind alle Fragen bei dem sehr viel größeren Format dieses Werkes sehr viel eingehender behandelt. Der bis jetzt vorliegende erste Band enthält zunächst, unter Beifügung guter Mikrophotographien, Übersichten über verschiedene Texturen und Strukturen der Eruptivgesteine, viele Angaben über die Entwicklung der einzelnen Ausscheidungen aus der Glasmasse über Kristalliten, Mikrolithen usw. bis zu den kristallisierten Gesteinsbestandteilen. Der Hauptinhalt zeigt sich in der Darstellung der verschiedenen Klassifikationsversuche, wobei Verf. weit ausholt und seine Angaben, wie immer, reichlich durch Anführung der Originalliteratur belegt. Mit bewundernswerter Objektivität stellt er die verschiedenen Systeme dar und läßt dazu auch noch seine Darstellung mehrfach von den Autoren — z. B. S. J. SHAND und F. VON WOLFF — besonders überprüfen.

Ausgehend von dem näher erläuterten Gesichtspunkte, daß ein für den Feldgebrauch brauchbares System allen denen, welche mit Gesteinen zu tun haben, geboten werden müsse, wird das von CROSS, IDDINGS, PIRSSON and WASHINGTON (C.I.P.W.) 1919 empfohlene System besonders hervorgehoben (vgl. *Journ. Geol.* 1902. 10. 637—642. — *Ref. Cbl. Min.* 1903. 677 bis 697).

Nachdem von den chemischen Klassifikationen die älteren kurz, die Formeln von J. ROTH und TH. SCHEERER ausführlicher dargelegt sind, werden dann die Einteilungen von A. OSANN, C. I. P. W. (vgl. oben das Feldsystem; hier aber das Normativ-System), HOMMEL, NIGGLI, VON WOLFF dargelegt.

Sodann werden die qualitativen mineralogischen Klassifikationen von WERNER und von LEONHARD ab über ZIRKEL, ROSENBUSCH u. a. bis zu VOGT, die quantitativen mineralogischen Klassifikationen von IDDIGS, LINCOLN, SHAND, HOLMES, HODGE und endlich in einem besonderen Kapitel das System des Verf.'s behandelt (über dieses vgl. die Ref. dies. Jb. 1922. I. 193; 1923. I. 45). Für die besondere Eigenart des Verf.'s in der Darstellung des ganzen Buches ist es überaus bezeichnend, wenn Verf. die Übersicht über sein eigenes System mit folgenden Worten aus FRITZ REUTER's Gedicht „Dat heit ick anführen“ einführt:

„So vel is wohr: wer't mag, dei mag't

Un wer't nich mag, dei mag't ja woll nich moegen“¹.

Nicht mehr als bei den anderen Systemen wird auch hier Eindringlichkeit durch die gewählten Worte und die bildliche Darstellung erreicht.

Der zweite Band soll nun die Gruppierung der Gesteine nach der besonderen Klassifikation des Verf.'s bringen. Nach dessen Erscheinen wird sich Gelegenheit bieten, auf diese Klassifikation nochmals besonders einzugehen.

Verf. legt mit Recht ganz besonderen Wert darauf, gute und klare Begriffsbestimmungen der gebrauchten petrographischen Ausdrücke festzulegen. Das geht schon aus dem Texte hervor; aber noch mehr aus dem 75 Seiten langen *Anhang* 1, „miscellaneous definitions“, in welchem über sehr viele petrographische und geologische Begriffe die sprachliche Herleitung, die Begriffsbestimmungen und bibliographischen Daten über die erste Einführung mitgeteilt werden. Auf diesen Abschnitt sei mit ganz besonderem Nachdrucke und dankbar hingewiesen!

Verf. sucht — den Schüler sehr richtig verstehend — diesen für diese und jene, in der Entwicklung der Petrographie bedeutsame Persönlichkeit dadurch einzunehmen, daß er nicht nur biographische Angaben, sondern auch dessen Bild bringt, dies im Unterrichte oft unterschätzte psychologische Moment richtig ausnutzend. So sehen wir im Titelbilde A. G. WERNER, K. C. VON LEONHARD, H. ROSENBUSCH, F. ZIRKEL, dann später im Texte F. LOEWINSON-LESSING, A. OSANN, W. CROSS, J. P. IDDIGS, L. V. PIRSSON, H. S. WASHINGTON, P. NIGGLI, F. VON WOLFF, J. H. L. VOGT, S. J. SHAND.

Für eine weitere Auflage sei dringend empfohlen, daß auch biographische Daten und Bild des Verf.'s selbst beigebracht werden.

Die gegebene Aufzählung lehrt, daß Verf. dieses Buches es sich besonders angelegen sein läßt, die historische Entwicklung petrographischer Erkenntnis

¹ Ich weiche in der Schreibweise von der ab, die Verf. wählte, und nehme die aus einer mir vorliegenden Ausgabe REUTER'scher Werke (Läuschen un Rimels I). Wer den vollen Humor dieser Worte, welche Verf. der Einführung seines eigenen Systems voransetzt, verstehen will, dem empfehle ich dringend, das REUTER'sche Gedicht nachzuschlagen. Es freut einen ganz besonders, wie Verf. nicht nur in diesem besonderen Fall, sondern auch bei anderen einführenden Worten die ernste Darstellung durch humorvolle Worte zu begleiten sucht. E. K.

immer wieder in den Vordergrund zu setzen. Das zeigt sich noch mehr, als in dem in dem vorhergehenden Referate besprochenen Buche von S. J. SHAND, in den Literaturangaben, die, wenn auch englische Quellen in den Vordergrund gestellt sind, doch immer wieder die deutschen Arbeiten hervorheben. [Es wäre sehr wünschenswert, wenn sich dies als Gebrauch in anderen englischen Büchern ausbilden würde, wo ein Eingehen auf die deutschen Quellen zumeist fehlt, während doch der Deutsche stets bestrebt war und noch ist, die Mitarbeit anderer Völker an dem Fortschritte unserer Wissenschaften anzuerkennen. E. K.]

Im ganzen müssen wir diese objektive und vielseitige Darstellung voll anerkennen und der Hoffnung Ausdruck geben, daß auch der zweite Teil bald herauskomme.

Erich Kaiser.

K. H. Scheumann: Zwei Hilfsapparaturen für das petrographische Mikroskop. (Min. u. petrogr. Mitt. 41. 1931. 180—187. Mit 2 Textfig.)

Beschrieben wird ein selbstregistrierendes Tischmikrometer, das eine große Vereinfachung der ROSIWAL'sschen Indikatrixmessung von Dünnschliffen gestattet. Der Additionsvorgang wird mechanisch (SCHAUD'sches Verfahren) für 6 Komponenten getrennt durchgeführt. Die Gesamtanteile dieser 6 verschiedenen Komponenten werden durch Ablesen der Anfangs- und EndEinstellung an den Meßschrauben unter Vermeidung von Zwischenablösungen ermittelt. — Der dabei verwendete neue Mikroskoptypus wird wiedergegeben und erläutert.

Chudoba.

Kołaczkowska, M.: Études microscopiques de plagioclases provenant des andésites de Wżar tenant compte de quelques nouvelles méthodes d'examen. (Zs. Krist. 72. 1929. 58—106. Mit 115 Textfig. und 7 Taf.) — Vgl. Ref. ds. Jb. 1930. I. 319.

W. Jäger: Die Trennung fester Phasen in schweren Flüssigkeiten und Schmelzen mit Hilfe der Zentrifuge. (Glückauf 1930. 66. 661—668.)

Die mechanische Zerlegung von Phasengemischen in die einzelnen Bestandteile, die durch ihre spezifischen Gewichte gekennzeichnet sind, ist an bestimmte Korngrößen gebunden; werden diese unterschritten, so wird die Trennung infolge des Auftretens von Oberflächenwirkungen ungenau oder unmöglich. Diese Fehlerquellen werden restlos beseitigt, wenn man die Schwerkraft durch die Zentrifugalkraft ersetzt, wodurch sich unabhängig von den Korngrößen eine mengenmäßige Phasenanalyse in schweren Flüssigkeiten und Schmelzen erreichen läßt. Die hierzu vorgeschlagenen Trennungsgefäße und Verfahren werden kritisch behandelt und durch planmäßige Untersuchungen erläutert. Dabei ergibt sich, daß die Zentrifugalanalyse für Wissenschaft und Praxis von großer Bedeutung ist, neue Erkenntnisse vermittelt und sich in höchstem Maße dem Grundsatz der Wirtschaftlichkeit einordnet.

H. Schneiderhöhn.

Washington, Henry S.: The chemical analysis of rocks. (4 ed. London 1930. Chapman & Hall Ltd. 296 S. Preis 20 sh.)

Cissarz, Arnold: Der Einfluß der im Analysengang abgeschiedenen Kieselsäure auf die Bestimmung geringster Metallgehalte in Gesteinen. (Cbl. f. Min. usw. 1930. A. 328—330.)

C. Plonait und A. Eisenack: Laboratoriumsgeräte aus Bernstein. („Die chemische Fabrik“. 3. 1930.) 422.

A. EISENACK suchte für die Herauspräparation der Chitinskelette von Graptolithen aus Kieselkalken und für die Herauslösung des Tones aus Kalkgesteinen nach durchsichtigen, flußsäurebeständigen Gefäßen und stellte dabei zusammen mit C. PLONAIT fest, daß Gefäße aus klarem Preßbernstein sich ausgezeichnet für die erwähnten Zwecke eignen. Reagenzgläser, Becher, Schalen usw., welche aus diesem Material verhältnismäßig billig herzustellen sind und nunmehr nach D. R. G. M. 111 296 von den Staatlichen Bernsteinwerken Königsberg Pr. hergestellt und vertrieben werden, zeigen sich sowohl gegen konzentrierte Flußsäure als auch gegen 50%ige Kalilauge bei Wasserbadtemperatur vollkommen beständig. Selbst bei vierwöchentlicher Behandlung war keine Gewichtsabnahme festzustellen, dagegen fand bei Flußsäure eine geringfügige Gewichtszunahme durch Aufnahme der Säure in das Harz statt. Dieses störte aber bei den Versuchen in keiner Weise, zumal sich die Durchsichtigkeit des Materials nicht veränderte. Eine Abdichtung der Reaktionsflüssigkeit vor Beginn der Erwärmung durch eine aufgegoßene dünne Schicht Paraffinöl oder besser geschmolzenes Paraffin ließ auch ein vollkommen geruchloses Arbeiten mit den Gefäßen bei Wasserbadtemperatur zu, da hierdurch das Abrauchen der Flußsäure verhindert wird.

K. Andréé.

Johannsen, Albert: The average chemical composition of various rock-types. (Dies. Jb. Beil.-Bd. 64. A. [Festband BRAUNS.] 1931. 505—516.)

Emich, Friedrich: Mikrochemisches Praktikum. Eine Anleitung zur Ausführung der wichtigsten mikrochemischen Handgriffe, Reaktionen und Bestimmungen mit Ausnahme der quantitativen organischen Mikroanalyse. Zweite Aufl. Mit einem Abschnitt über Tüpfelanalyse von FRITZ FEIGL. (München, J. F. Bergmann, 1931. XII + 167 S. 83 Abb.) — Vgl. Bespr. Cbl. f. Min. usw. 1931. A. 334—335.

Marc, Robert — Hermann Jung: Die physikalische Chemie in ihrer Anwendung auf Probleme der Mineralogie, Petrographie und Geologie. Zweite Aufl. der Vorlesungen über die chemische Gleichgewichtslehre von ROBERT MARC, neu bearbeitet von HERMANN JUNG. (Jena, Verlag von G. Fischer, 1930.) — Vgl. Bespr. Cbl. f. Min. usw. 1930. A. 478—479.

Schmidt, Walter: Kritisches zu SANDER'S Gefügekunde der Gesteine. (Cbl. f. Min. usw. 1931. B. 23—27.)

Sander, Bruno: Über Beziehungen der Gefügekunde der Gesteine zu G. BECKER und zur Materialphysik. (Ebenda. 137—146.)

Fr. Ulrich: Petrographische Sammlungen der staatlichen Bergbaudirektion in Bányaská Štiavnica (Schemnitz). (Časopis pro mineralogii a geologii I. Sep. S. 1—6. 2 Fig. Čechisch, Prag 1925.)

Der Artikel informiert über petrographische und montanistische Sammlungen, welche bei der staatl. Bergdirektion in Schemnitz (Slowakei) errichtet wurden.

Fr. Ulrich.

Eruptivgesteine.

Beljankin, D.: Über chemische Anomalien in Feldspaten. (CBI. f. Min. usw. 1931. A. 356—364.)

Tröger, E.: Zur Sippenteilung magmatischer Gesteine. (Dies. Jb. Beil.-Bd. 62. A. 1931. 249—330. 10 Abb.)

P. Niggli: W. HOMMEL's systematische Petrographie auf genetischer Grundlage. II. (Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. 8. 1. H. 357—373.)

In diesem zweiten Teil seines Referates (vgl. dies. Jb. 1930. II. 1—2) gibt der Berichterstatter zunächst einen größeren Abschnitt aus dem Kapitel: „Die Differentiationsvorgänge im Magma und die Entstehung der Gesteine“ im Wortlaut wieder. Die bereits im 1. Bd. S. 64 ff. aufgestellten Ansichten über Verlauf und Wirkungsweise der fraktionierten Kristallisation werden hier näher ausgeführt, um die Tatsache von Gesteinskomplexen einerseits mit basischer, andererseits von solchen mit saurer Randfazies sowie die Theorie von der para- bzw. orthogenen Klasse zu erklären. Wesentlich für die Entscheidung, ob die Entwicklung in der einen oder der anderen Richtung erfolgt, ist die Art der Intrusion und das sich daraus ergebende Verhalten der im Magma vorhandenen Gase. Auf Grund seiner in der Praxis des Hüttenwesens an Silikatschmelzen gewonnenen Erfahrungen tritt HOMMEL mit wichtigen Gründen der Ansicht von der in allen Fällen gegebenen Notwendigkeit des Absinkens der im Magma ausgeschiedenen, schwereren Gemengteile entgegen. Es folgen Beispiele aus verschiedenen Gesteinsprovinzen für orthogene, paragene und schließlich auch für komplexe Differentiationssysteme mit ihren Untergruppen in der HOMMEL'schen Klassifikation. Als Beispiele für solche komplexe Systeme [d. i. solche, bei denen paragene (Alkali-) und orthogene (Kalk-Alkali-) Gesteine miteinander auftreten] werden die Vorkommen von Monzoni und Predazzo angeführt. Die Tatsache des Bestehens solcher Komplexe aber und die von HOMMEL im Gegensatz zu ROSENBUSCH betonten allmählichen Übergänge zwischen den beiden extremen Reihen bilden für ersteren den besten Beweis für das Vorhandensein eines gemeinsamen Ausgangs-Magmas. An Hand von Kurven in der HOMMEL'schen Tetraederprojektion wird sodann nochmals der Differentiationsverlauf der einzelnen Gesteinsreihen kurz besprochen. Auch die Tatsache, daß die rhombischen Pyroxene wesentlich auf die Kalk-Alkali-Gesteine beschränkt sind, läßt sich zwanglos aus den Grundannahmen herleiten.

H. Schumann.

Paul Niggli: Prinzipielle Bemerkungen zum Problem der magmatischen Differentiation. (International Geological Congress. C. R. of the 15. Session, S. Africa. 1929. 2. Pretoria 1930. 3—8.)

Nach einer Erörterung des heutigen Standes der Untersuchung und Zusammenfassung in bezug auf das Problem der magmatischen Differentiation kommt Verf. für die Weiterarbeit zu folgenden Vorschlägen:

1. Der Methode der Beschreibung magmatischer Provinzen (in räumlichem und zeitlichem Sinne) muß man besondere Sorgfalt angedeihen lassen. Um Vergleiche zu ermöglichen, müßte man sich bei der Darstellung gewisser grundlegender Erscheinungen auf eine Norm einigen, wozu, wie z. B. hinsichtlich der chemischen Berechnung und der Konstruktion von Differentiationsdiagrammen, mehrfache Vorschläge vorliegen.

2. Dem theoretischen und experimentellem Studium der Faktoren, die zu Gleichgewichtsverschiebungen in Schmelzen führen, sowie den in einem Magmaherd von Ort zu Ort variablen Faktoren ist besondere Aufmerksamkeit zu schenken, ohne daß man von vornherein nach scheinbarer Wichtigkeit oder Unwichtigkeit gliedern wolle.

„Die erste Phase der wissenschaftlich begründeten Lehre von der magmatischen Differentiation, die im wesentlichen von den experimentellen Befunden der Kristallisation in trockenen Schmelzen ausging, ist bis zu einem gewissen Grade als abgeschlossen zu betrachten; es gilt in klarer Weise die nächste, weit schwierigere Phase der Forschung zu organisieren.“

Erich Kaiser.

Coleman, A. P., E. S. More and T. L. Walker: The Sudbury Nickel Intrusive. (Intern. Geological Congress. C. R. of the 15. Session, S. Africa. 1929. 2. Pretoria 1930. 13.)

H. A. Powers: The relation of chemical composition to texture of groundmass in siliceous lavas. (Journ. of Geol. 37. 1929. 268—271.)

50 Analysen kieselsäurereicher Laven, die in der Literatur angeführt werden, werden in bezug auf den Zusammenhang zwischen chemischer Zusammensetzung, Grundmassenstruktur und Art der Einsprenglinge untersucht. Es wurde gefunden, daß die Menge der überschüssigen Kieselsäure die Art der Grundmasse bestimmt. Gesteine mit mehr als 26 % Quarz in der Norm zeigen rhyolithische Struktur, Gesteine mit weniger als 26 % normativen Quarzes haben trachytische Struktur. Trotzdem die meisten Gesteine eine beträchtliche Annäherung in ihrer Zusammensetzung an Vogt's Anchi-Eutektikum zeigten, konnte doch festgestellt werden, daß die vorhandenen Einsprenglinge oft nicht die waren, die in einer Schmelze dieser Art zu erwarten wären.

Cissarz.

A. Fersmann: Zur Geochemie der Granitpegmatite. (Min. u. petrogr. Mitt. 41. 1931. 200—213.)

Die Granitpegmatitlösungen bestehen in geochemischer Hinsicht aus etwa 63 Elementen, von denen 20—25, höchstens 30 eine wichtige Rolle

spielen und als typomorphe Elemente der Granitpegmatitprozesse betrachtet werden können. O, Si, Al, K und Na bilden hierbei mit 98 % die Hauptbestandteile der Granitpegmatite. Recht auffallend ist bei den Pegmatit-elementen das Vorherrschen der Atome von ungerader Zahl der Atomnummer und des Atomgewichts, besonders vom Typus $42 + 3$. Charakteristisch ist weiter für die Granitpegmatitlösungen das Vorherrschen der Oxyde mit ungerader Zahl der Sauerstoffatome und besonders der Sesquioxyde R_2O , auch R_2O_3 und R_2O . Diese Erscheinung wirkt ihrerseits auf die Kristallgitter und somit auf die Bildung besonderer Kristallarten. Das Vorherrschen von Kristalltypen mit dreizähligen Achsen, besonders von trigonalem, rhomboedrischem Typus oder von hexagonaler oder regulärer Form, wird auch tatsächlich beobachtet. Diese Tatsachen und Beobachtungen werden als eine gesetzmäßige geochemische Wirkung der Atomtypen auf den Aufbau der Pegmatite gedeutet.

Die Zahl der Mineralien, welche in den einzelnen mineralreicheren Pegmatitgängen oder Pegmatiten bestimmter Typen einer Gegend beobachtet werden, ist ziemlich konstant und variiert wenig um die Zahl 25. Es besteht eine ganz bestimmte Abhängigkeit der Zahl der Mineralien von der Zahl der Elemente, welche durch das mineralogische Phasengesetz von V. M. GOLDSCHMIDT erklärt werden kann. Es zeigt sich, daß die Pegmatite als ungefähr geschlossene physikalisch-chemische Komplexe anzusehen sind (besonders im Gebiete der fluiden Zweiphasensysteme), deren Bildung in erster Linie durch ein Temperatursinken bestimmt wird. Beim Fortschreiten des Pegmatitprozesses entsteht eine Reihe von Gleichgewichten, wobei die Zahl der Mineralien im Niederschlag steigt und die Zahl der Komponenten in der Lösung fällt. Diese Erscheinung verursacht nach demselben mineralogischen Phasengesetz, daß die Restlösung der weiteren Etappen des Prozesses das Gleichgewicht mit den früher ausgeschiedenen festen Phasen verliert und daß der Niederschlag neuer Verbindungen nur gleichzeitig mit einer Zerstörung der vorher gebildeten einhergehen kann.

Die „Replacement-Theorie“ der amerikanischen Schule bekommt durch diese theoretischen Angaben ihre Erklärung und der Verdrängungsvorgang wird somit als eine theoretisch bedingte Folgerung des Pegmatitprozesses betrachtet.

Das mineralogische Phasengesetz hat eine Anwendung nicht nur auf die statischen Gleichgewichte (Metamorphose, Salzkomplexe usw.), sondern kann in umgeänderter Form auch auf die dynamischen Vorgänge der geschlossenen Komplexe angewendet werden (Pegmatite, magmatische und postmagmatische Gesteinsbildung usw.).

Die Anwendung der mineralogischen Phasenregel bestimmt die Zahl der Mineralien eines Pegmatitkomplexes, die Anwendung des Gesetzes von VAN'T HOFF (von den Doppelverbindungen) verringert die Zahl der möglichen Mineralkombinationen, die endgültig wahrscheinlich nur durch die Energieverhältnisse der betreffenden Kristallgitter reguliert werden.

Besonders lehrreich ist die Anwendung der mineralogischen Phasenregel und des Gesetzes der Doppelverbindungen auf die Granit-Kontaktpegmatite, da dieselben durch diese Gesetze auf rein theoretischem Wege aufgeklärt

und klassifiziert werden können. Man erhält aber nur eine schematische Darstellung, da der Pegmatitprozeß viel komplizierter vor sich geht, als er in den vom Verf. angegebenen Beispielen beschrieben worden ist. **Chudoba.**

F. Loewinson-Lessing and **O. Vorobjeva:** Contribution to the knowledge of orbicular structures in igneous rocks. (C. R. Acad. Sci. de l'URSS. 1929. A. 351—356. Englisch.)

Verf. untersuchten die sphärischen Aggregationsformen im Hypersthen-Gabbro eines unbekanntes Ortes (aus der Sammlung von Chruščev), im Granit von Vasastaden (bei Stockholm) und im Korsit von Korsika. Nach den Messungen der Sphäroide mit dem HIRSCHWALD-Okular wurde es klar, daß sie sich der Zusammensetzung nach von der Grundmasse des Gesteins nicht unterscheiden.

Die Ursache der Entstehung dieser Sphäroide sehen Verf. in der periodischen Abkühlung des plutonischen Magmas. Nachdem die erste Portion des Magmas schon abgekühlt ist, zerspaltet es unter dem Druck des neu zuströmenden Magmas, wird durch dasselbe zementiert und teils resorbiert.

Verf. bereiteten Würfel und Parallelepipede aus einem Gemenge von Dinitrobenzen und Acetanilid, tauchten dieselben in die Schmelze von einer ebensolchen Zusammensetzung und erhielten Sphäroide.

O. Schubnikowa.

Kristalline Schiefer (Metamorphose).

Wenk, Franz: Untersuchungen über zufällige Verteilung im Vergleich mit gesetzmäßiger Regelung von Gesteinen. (Cbl. Min. 1930. A. 435-447.)

Mügge, O.: Bewegungen von Porphyroblasten in Phylliten und ihre Messung. (Dies. Jb. Beil.-Bd. 61. A. 1930. 469—510. Mit 5 Taf.)

Rüger, L.: Über „Faserkieselknollen“ (Sillimanitquarzite) aus den Biotitgneisen des Mt. Arbino (Tessin) und ihre Deutung als Gerölle. (Cbl. Min. 1931. B. 488—493.)

Alois Kieslinger: Gebogene Steine. (Umschau. 35. 1931. 436.)

Es werden einige Abbildungen, namentlich von Marmorplatten, gegeben, welche eine bruchlose Umformung erlitten haben. Es handelt sich hierbei nicht um Deformationen, die unter ungewöhnlichem hohen Druck zustandekommen, wie an Falten infolge gebirgsbildender Bewegungen, sondern um viel geringere Drucke, die auch öfter wieder zurückgehen, wenn die Lage des Gesteins geändert wird. Solche Durchbiegungen, die unter dem Einfluß der Schwerkraft zustandekommen, sind gar nicht so selten. Viel stärker arbeitet die Wärme. Bei jedem Erwärmungsakt bleibt ein winziger Rest von Längenänderung und damit auch von Durchbiegung zurück. Durch vielfache Erwärmungen summieren sich diese Reste zu den großen Krümmungsbeträgen, die beobachtet wurden. Es ist somit verständlich, daß derartige Erscheinungen nur an verhältnismäßig alten Platten zu beobachten sind. Nun führt Verf. an, daß die Biegung in der Hauptsache eine Folge der ungleichmäßigen Erwärmung ist. Gegen die Schwerkraft kann nur eine sehr ungleichmäßige und dabei sehr rasche Erwärmung aufkommen.

M. Henglein.

Radioaktivität der Gesteine und Gewässer.

H. Hirschi: Radioaktivität der wichtigsten Granitmassen des Gotthardmassivs. (Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. 8. 2. H. 318—320.)

Gewissermaßen als Ergänzung zu den Messungen von J. JOLY an den vom Gotthardtunnel angeschnittenen Gesteinen wurden nun auch an fünf benachbarten Graniten Messungen vorgenommen und die gewonnenen Zahlen diskutiert. Für den Gamsbodengranit ergibt sich ein höheres Alter, was mit früheren Folgerungen aus geologischen Beobachtungen übereinstimmt.

H. Schumann.

H. Hirschi: Radioaktivität des Albtal- und Schloßberg-Granits des südlichen Schwarzwaldes. (Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. 8. 2. H. 321—322.)

Von den beiden im Titel genannten, petrographisch durch die Arbeit von S. K. RAY näher untersuchten Granittypen werden die Ra-Th-Meßresultate geboten und in Vergleich gesetzt mit denjenigen des Aar- und Gotthardgranits, mit denen sie einige Ähnlichkeit zeigen.

H. Schumann.

H. Hirschi: Radioaktivität der Tiefsee-Sedimente. (Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. 8. 1. H. 261.)

Der durch verschiedene Messungen erwiesene, relativ hohe Ra-Gehalt der Tiefsee-Sedimente wird mit deren Küstenferne erklärt. Der in einem gewissen Widerspruch zu dieser Auffassung stehende geringe Ra-Gehalt des Meerwassers ist nur scheinbar, da die bisherige Meßmethodik ihn nicht vollständig zu erfassen vermag. Messungen verschieden alter, fossiler Tiefsee-Sedimente würden vielleicht Aufklärung bringen können über die chemische Form, in der sich das Ra im Meerwasser niederschlägt.

H. Schumann.

Wilhelm Salomon - Calvi: Radiumreiche Erdölsolen und das Problem der Herkunft ihres Radiums. (Sitz-Ber. d. Heidelberger Ak. d. Wiss. Math.-nat. Kl. 1931. 2. Abh. 12 S.)

Die Frage nach der Herkunft des Radiums in der reichsten deutschen Radiumquelle in Heidelberg wurde vom Verf. früher (vgl. dies. Jb. 1928. II. 539) dahin beantwortet, daß das Radium aus dem anliegenden Granit stamme. Nachdem nunmehr aus Rußland eine ganze Reihe von Erdölsolen bekannt wurden, die z. T. fast das Hundertfache an Radium enthielten wie die Heidelberger Quelle, wird der frühere Standpunkt als unwahrscheinlich abgelehnt, da ein Radiumgehalt typisch für Erdölsole zu sein scheint. In den Gasquellen nordamerikanischer Erdölgebiete konnten außerdem erhebliche Mengen Helium nachgewiesen werden. Allerdings liefern auch Quellen aus Nichterdölgebieten merkliche Mengen Helium.

Ist nun ein Ra-Gehalt charakteristisch für die Erdölsolen, so liegt es nahe, die Herkunft des Radiums in den Organismen zu suchen, die das Petroleum liefern. Tatsächlich hat VERNADSKY 1926 bereits in den Lemna-Arten

der Seen von Peterhof und Kiew einen wesentlich höheren Gehalt an Ra festgestellt als in dem Wasser der Seen. Da außerdem auch für andere Pflanzenarten eine Aufspeicherung von Radium nunmehr nachgewiesen ist, so können Erdölsolen von geringerem Alter als einige 10 000 Jahre noch heute primäres Radium dieser Art enthalten. Selbst das Helium der Quellen erheblich höheren Alters kann bequem als durch Umwandlung des Radiums der Erdölsolen gedeutet werden. Bei älteren Solen kann ein Ra-Gehalt allerdings wegen der geringen Halbwertszeit des Radiums nicht mehr als primär angenommen werden. Es stehen dann zur Erklärung des tatsächlichen Ra-Gehaltes heute zwei Wege offen — Aufnahme des Radiums aus anliegenden Gesteinen oder Entstehung des Radiums aus Uran I oder Thorium, die primär in den erdölbildenden Organismen vorhanden gewesen sein müssen. Die zweite Erklärung befriedigt mehr, obwohl ein sicherer Nachweis des Urans und Thoriums in solchen Organismen fehlt und auch die Erdölsolen selbst noch heute etwas von diesen beiden Elementen aufweisen müßten. Hier fehlen noch die nötigen Untersuchungen.

Hans Himmel.

Petrographisch-tektonisches Grenzgebiet.

H. und E. Cloos: Die Quellkuppe des Drachenfels am Rhein. Ihre Tektonik und Bildungsweise. (Zs. Vulkanologie. 11. 1928. 33—40. Mit 1 Karte, 2 Taf. und 2 Textfig.)

Das Parallelgefüge der bekannten Sanidintafeln und der nicht selten scheibenförmigen Schiefereinschlüsse ist durch die ganze Kuppe des Drachenfels verteilt. Mit Bandmaß, Handkompaß und Klinometer wurden 215 Messungen der Sanidinanordnungen vermessen und zur Konstruktion eines Kartenbildes verwendet. Von einer regelmäßigen, etwa halbkugelförmigen Auftreibung unterscheidet sich die Drachenfelskuppel durch: 1. ovalen Umriß, 2. ovale Form des Scheitels, 3. exzentrische, stark nach O verschobene Lage des Scheitels und durch 4. ungleichförmige Krümmung der Schalenflächen. Als weitere Besonderheiten kommen hinzu des Überhängen (Überkippung, Überquellung) gegen NW und der Anbau „am Steinchen“ auf der Südwestseite. Die längere Achse des ovalen Grundrisses streicht nordwestlich.

Ein System ebener und großer Klüfte verläuft radial zum Gesamtkörper, also ungefähr senkrecht zum Kontakt. Mit am auffälligsten sind periphere Klüfte, welche das Gestein parallel zu den steilen Außenwänden des Kegels in dünne Platten zerlegen. Die Bankung folgt nicht nur ausnahmsweise oder nur zufällig dem inneren primären Parallelgefüge, sondern wird durch die heutige Felsoberfläche bestimmt.

Durch Konstruktion verschiedener Profile bei parallelem Verlauf der Schalenflächen resultiert, daß über dem heutigen Gipfel des Drachenfels noch etwa 80 m Trachyt vorhanden waren. Auf der Nordwest-, Nord- und Nordnordostseite verjüngt sich die Kuppel nach der Tiefe. Es ist anzunehmen, daß bei tieferer Entblößung auch an den übrigen Stellen eine Verjüngung eintreten würde. Die Masse gleicht vermutlich einer Keule, deren Stiel, nur wenig enger als der Kopf, unterhalb des heutigen Scheitels schräg gegen WSW in die Tiefe setzt.

In zwei Fällen ist das Nebengestein (Devon und Tertiär) als aufwärts geschleppt nachgewiesen. Über dem Rheinspiegel gerechnet, reicht das Nebengestein auf der Westseite bis zum unteren Fünftel, auf der Ostseite bis zu $\frac{4}{5}$ des Berges hinauf.

Trotz Schalenbaues ist der Drachenfelskegel im engeren Sinne keine Quellkuppe. Es wird als möglich dahingestellt, daß der Weg des Aufstieges außer durch tektonische Zerspaltung durch vorangehende Explosion gebahnt wurde. Zum Schluß werden Beziehungen zur Granittektonik erörtert.

Chudoba.

H. und E. Cloos: Das Strömungsbild der Wolkenburg im Siebengebirge. (Zs. Vulkanologie. 11. 1928. 93—95. Mit 1 Karte, 1 Taf. und 1 Textfig.)

Die Untersuchung und Aufnahme des Strömungsbildes des Andesitkegels der Wolkenburg konnte mit Hilfe der kleinen schwarzen Hornblendenadeln durchgeführt werden. Strömungsflächen und damit ein vollständiges Bild der wahren Bewegung wurde aber erst durch Berücksichtigung der eingeschlossenen und mitbewegten Schollen devonischer Tonschiefer erhalten.

Nach den Vermessungen fehlt ein Scheitel. Die Stromflächen sind oben offen und nicht gewölbt. Sie formen elliptische Zylinder, die steil nach N einfallen und eine Stelle unweit der Südostecke exzentrisch umschließen. Die Grenze gegen das Nebengestein, die bisher an keiner Stelle bekannt war, wird aus dem Verlauf der Strömungslinien indirekt ermittelt.

Chudoba.

Regionale Petrographie.

Finland.

L. H. Borgström: Das Granitgebiet von Onas. (Papers from the Mineralogical and Geological Institution of the University of Helsinki [Helsingfors]. Nr. 74. 1—7. Helsingfors 1931.)

Der Onasgranit bildet im Schärenhof und am angrenzenden Festlande südlich von Borgå in Südfinnland ein einheitliches Gebiet, welches beinahe 30 km in der Länge mißt und etwa 270 km² umfaßt. Er durchdringt mit scharfen Kontakten, gelegentlich mit schönen Eruptivbreccien an den Grenzen, den sehr gemischten Felsgrund Südfinnlands, auch die jüngeren Granite desselben. Der Onasgranit ist rötlichbraun, richtungslos struiert, grobkörnig (die Feldspatkristalle messen 1,5—2,5 cm), kaum porphyrisch. Äußerlich, und in der Neigung zum Zerfall ins Grus, aber nicht in den Idiomorphieverhältnissen der Minerale ähnelt er dem Rapakivi. Von SEDERHOLM wird der Onasgranit zusammen mit den ähnlich auftretenden Graniten von Obbnäs, Bodom, Mosshaga, Åva, Lemland und Peipohja in seine dritte Gruppe gerechnet, die im Alter zwischen den Hangögraniten und dem Rapakivi stehen. Verf. weist aber darauf hin, daß das Verhältnis des Onasgranits zum Rapakivi nicht durch unmittelbaren Kontakt festzustellen ist, wie es nur mit dem Lemlandsgranit der Fall ist. Eine Analyse (von A. E. SANDELIN) des Onasgranits von der Südspitze der Onasinsel zeigt die folgende Zusammensetzung: SiO₂ 73,78, TiO₂ 0,24, ZrO₂ 0,08, Al₂O₃ 11,52, Fe₂O₃ 1,35, FeO 2,37, MnO 0,06, MgO Spur, CaO 0,92, K₂O 6,49, Na₂O 2,50, BaO 0,13, P₂O₅ 0,05, S Spur, H₂O 0,66, Summe 100,15.

Eskola.

Pentti Eskola and Th. G. Sahlstein: On a strophylite-bearing nephelite syenite gneiss found as a boulder in Kiihtelysvaara, eastern Finland. (Bulletin de la Commission géologique de Finlande No. 92, Comptes rendus de la Société géologique de Finlande, S. 77—88.)

Während Prospektierungsarbeiten fand der erstgenannte Verf. 1920 im Dorfe Heinävaara vom Kirchspiel Kiihtelysvaara in Ostfinnland ein Gestein, welches in ganz Zentral-

finnland nicht anstehend anzutreffen ist. Das Gestein (A) und ein aus demselben separierter Alkali amphibol (B) wurden von Dr L. LOKKA analysiert:

	A.	B.	Mineralogische Zusammensetzung:
SiO ₂ . . .	55,31	49,12	Nephelin 34,27
TiO ₂ . . .	1,18	2,07	Plagioklas (Ab ₉₈) 27,92
ZrO ₂ . . .	0,31	—	Kalifeldspat 17,15
Al ₂ O ₃ . . .	19,56	4,56	Amphibol 13,86
Fe ₂ O ₃ . . .	1,92	7,68	Aegirin 0,14
FeO . . .	3,37	16,70	Astrophyllit 2,30
MnO . . .	0,28	0,51	Katapleitähnliches Mineral 0,90
MgO . . .	0,76	5,63	Titanit 1,01
CaO . . .	1,53	2,84	Cancrinit 0,18
BaO . . .	0,06	—	Apatit 0,45
SrO . . .	0,00	—	98,18
Na ₂ O . . .	10,32	8,24	
K ₂ O . . .	4,67	1,81	
P ₂ O ₇ . . .	0,19	—	
F . . .	0,33	—	
Cl . . .	0,00	—	
H ₂ O + . . .	0,55	} 1,10	
H ₂ O — . . .	0,09		
	100,09	100,26	
Spez. Gew.	2,78	3,3	

Wie aus der Analyse und der berechneten mineralogischen Zusammensetzung ersichtlich, ist das Gestein extrem alkalisch; sein nächstes Gegenstück ist der Katapleitsyenit von Norra Kärr, Schweden, wovon es sich chemisch durch einen niedrigeren ZrO₂- und höheren TiO₂-Gehalt und mineralogisch durch das Auftreten des Titanits und Astrophyllits statt des Eudialyts und Zurücktreten des Katapleitminerals unterscheidet.

Der Alkali amphibol gehört zu den sog. normalsymmetrischen Amphibolen und zeigt einen kleinen Achsenwinkel mit negativem optischen Charakter. Schnitte // (010) haben die merkwürdige Eigenschaft, daß sie sogar im monochromatischen Licht nicht vollständig auslöschen, sondern nur ein Intensitätsminimum zeigen. Über diese Erscheinung ist in einem anderen Aufsatz berichtet worden. Wegen dieses anomalen Verhaltens konnte der Auslöschungswinkel $c \wedge \alpha$ nicht genau gemessen werden; er ist $c : a$ 20—25°. Pleochroismus ist stark: α schmutziggrün, β = hellgrünlichbraun, γ schwarz, Absorption $\gamma > \alpha > \beta$. Nach der Immersionsmethode wurde bestimmt: $\alpha = 1,670 \pm 0,010$; $\gamma = 1,682 \pm 0,010$, $\gamma - \beta = c : a$ 0,002.

Das katapleitähnliche Mineral kommt als tafelförmige hexagonale Kristalle vor und zeigt eine schwache Doppelbrechung, $\gamma' - \alpha' = c : a$ 0,004 bis 0,005 und eine Lichtbrechung zwischen 1,603 und 1,619. Die höchste Interferenzfarbe tritt zur Erscheinung in den schmalen Längsschnitten, während die Tafelseiten einen positiven Achsenwinkel von einigen Graden zeigen. Das Mineral konnte nicht separiert werden, und die Untersuchung

ist nicht erschöpfend; die bestimmten Eigenschaften stimmen nicht ganz mit denen des Katapleiiits überein, besonders scheint die Doppelbrechung viel niedriger zu sein. Aber äußerlich ähnelt es dem Katapleiiit mehr als irgend einem anderen Mineral, und auch in der chemischen Zusammensetzung (Zr-Gehalt usw.) muß es damit ähnlich sein, warum es als „ein katapleiiit-ähnliches Mineral“ bezeichnet wurde. — Die übrigen Minerale zeigen nichts Ungewöhnliches. Sporadisch wurde in einem Dünnschliff noch Sodalith angetroffen.

Strukturell ist das Gestein ein Nephelinsyenitgneis, d. h. granoblastisch (oder protoblastisch) und etwas schiefrig, wie in manchen alkalinen intrusiven oder extrusiven Schloten (Almunge, Norra Kärr, Katzenbuckel, Monteregian Hills).

Die Herkunft des Geschiebes ist ganz unbekannt. Von Gesteinsvorkommen von alkalinischem Charakter am nächsten liegen die von HACKMAN beschriebenen Camptonitgänge im Kirchspiel Kaavi etwa 100 km nordwestlich von der Fundstelle, aber da sind keine Nephelingesteine angetroffen worden. Ferner sind die von GEIJER entdeckten Alnöitgänge bei Luleå und Kalix in Schweden, etwa 400 km NW von Kiithelysvaara. Der Fund beweist, daß noch unbekannte Alkaligesteine in Fennoskandia existieren.

Eskola.

Belgien.

Légende Générale de la Carte Géologique Détaillée de la Belgique. (Annales des mines de Belgique. 1929. 30. 1. Lieferung. 38—80.)

Es wird eine allgemeine Erläuterung zur geologischen Karte von Belgien gegeben, die im Jahre 1927 noch einmal gründlich revidiert wurde. Da der Boden Belgiens zum größten Teile aus Sedimenten besteht und nur zu einem geringen Teile aus Eruptiven, werden zunächst die Sedimente und dann nacheinander die Eruptivgesteine und die nutzbaren Lagerstätten beschrieben. Von den Sedimenten wird jede Formation, Stufe und Unterstufe, die Art ihres Auftretens, Fossilführung und die Art ihrer Ausbildung usw. erörtert.

Die magmatischen Gesteine gehören dem Gédinien, Silur und Cambrium an, und zwar werden genannt: Quarzporphyr, Diorit, Diabas, Porphyrit Eurit, Rhyolith, Porphyroide, Keratophyr-Tuff, Granit, Kersantit.

Die nutzbaren Lagerstätten werden gleichzeitig mit den Sedimenten beschrieben.

Fr. Buschendorf.

Deutsches Reich.

Chudoba, Karl: Über seltener Mineraleneinschlüsse in Effusivgesteinen.

a) Zinkblendeeinschluß im Basalt vom Hühnerberg bei Ittenbach und Molybdänglanz vom Ölberg (Siebengebirge). b) Phillipsitzwillinge in einem schiefrigen Nephelinsyeniteinschluß des Phonoliths von Oberschaffhausen. (Cbl. Min. usw. 1930. A. 342—349.)

— Über die Feldspäte der Einschlüsse im Basalt des Dächelsberges und über den „Sanidinanorthoklas“ vom Drachenfels. (Cbl. Min. usw. 1930. A. 145—153.)

- O b e n a u e r , Kurt: Über die Aragonite aus Drusenräumen niederrheinischer Basalte. (Dies. Jb. Beil.-Bd. 64. A. [Festband BRAUNS.] 1931. 437—442.)
- C h u d o b a , Karl: Über die Feldspäte der „Sanidinite“ aus dem Laacher Seegebiet. (Dies. Jb. Beil.-Bd. 64. A. [Festband BRAUNS.] 1931. 443 bis 475.)
- A h r e n s , Wilhelm: Altersfolge und Kennzeichnung der verschiedenen Trachyttuffe des Laacher Seegebietes. (Dies. Jb. Beil.-Bd. 64. A. [Festband BRAUNS.] 1931. 517—547.)

W. Ahrens: Geologische Skizze des Vulkangebietes des Laacher Sees. (Jb. Preuß. Geol. L.-A. 1930. 51. Mit 1 Textfig. und 2 Tafeln.)

Die Ausführungen sind eine kurze geologische und petrographische Erläuterung zu einer geologischen Übersichtskarte des Laacher Seegebietes, welche vom Verf. neu aufgenommen wurde und welche im Maßstabe 1 : 100 000 der Abhandlung beigegeben ist. **Chudoba.**

- L e h m a n n , E.: Beiträge zur Kenntnis der varistischen Gesteins- und Mineralprovinz im Lahn—Dillgebiet. 1. Ein Profil aus dem Schachtquerschlag der 250 m-Sohle der Grube Königszug bei Oberschedl. (Dies. Jb. Beil.-Bd. 64. A. [Festband BRAUNS.] 1931. 549—592. Mit 11 Taf.)
- K l e m m , G.: Über den Hornblendebasalt von Mittelehern im Odenwald. (Dies. Jb. Beil.-Bd. 64. A. [Festband BRAUNS.] 1931. 593—601. Mit 1 Taf.)
- R a m d o h r , Paul: Zinkblende als Einschluß in Basalt. (Dies. Jb. Beil.-Bd. 64. A. [Festband BRAUNS.] 1931. 681—690. Mit 1 Taf.)

Klemm, G.: Bemerkungen über die Granite der Böllsteiner Höhe im Odenwald. (Notizbl. d. V. f. Erdk. u. d. hess. geol. L.-A. Darmstadt, 5. F., 12, 1930. 10—21.)

Verf. wendet sich in mehrfacher Hinsicht gegen die Arbeit von D. KORN, Tektonische und gefügeanalytische Untersuchungen im Grundgebirge des Böllsteiner Odenwaldes. (Dies. Jb. Beil.-Bd. 62. Abt. B. 1929. 171—234.)

1. Der Hornblendegranit wird als Bestandteil des Böllsteiner Massivs angesehen und die von KORN angegebene westliche Grenze des Massivs verworfen. 2. Im Gegensatz zu KORN beharrt Verf. bei seiner Ansicht, daß die beiden Böllsteiner Granite altersverschieden seien. Er beweist dies dadurch, daß er zeigt, daß sie verschiedene Oberflächenformen geben, daß an mehreren Stellen der ältere Granit vom jüngeren zerstückelt und eingeschmolzen ist, daß in der petrographischen und chemischen Beschaffenheit scharfe Gegensätze bestehen. 3. Der Diorit von Rohrbach muß als schiefrieger Amphibolit, der ziemlich stark von Granit injiziert ist, bezeichnet werden. 4. Die „Gabbros“ der Böllsteiner Höhe sind keine Gabbros, auch keine gabbroiden Lamprophyre, wie Verf. sie früher bezeichnete, sondern Schollen ophitischer Diabase, die denen aus der Gegend von Rondorf und Darmstadt nahestehen. **W. Flörke.**

H e e r m a n n , O.: Granitmylonite des Schwarzwaldes und ihre Stellung im Bewegungsbild des oberrheinischen Varistikum. (Cbl. Min. usw. 1930. B. 97—110.)

- Müllbauer, F.: Die Pegmatit- und Kontaktlagerstätte am Wimhof bei Vilshofen a. d. D. in Bayern. (Cbl. Min. usw. 1930. A. 96—112.)
- Drescher, F. K.: Zur Genese der Diorite von Fürstenstein (Bayrischer Wald). (Dies. Jb. Beil.-Bd. 60. A. 1930. 445—530. Mit 6 Taf., 20 Fig.)
- Hegemann, Friedrich: Mineralogische und petrographische Untersuchungen im Diorit-Gebiet von Roßbach, Oberpfalz. (Dies. Jb. Beil.-Bd. 62. A. 1931. 197—248. Mit 4 Abb., 8 Tab.)
- Mikroskopische, chemische und tektonische Untersuchungen zur Genesis der Diorite bei Krottental, Oberpfalz. (Cbl. Min. usw. 1931. A. 369 bis 389. 401—418.)

K. Holler: Über ein Hauynlimburgit-Vorkommen in der nördlichen Rhön. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. geol. L.-A. Darmstadt, 5. F. 12, 1929. 177—184.),

Verf. beschreibt vom Öhsenberg bei Vacha Hauynlimburgit, Hauyn-Nephelinlimburgit, Nephelinlimburgit, Limburgit, Hauynnephelinbasalt und Nephelinbasalt. Diese Gesteine sind Differentiate eines nephelinbasaltischen Magmas der Natronreihe. Im Schlot findet sich in dem zentralen Teil Nephelinlimburgit, in den Randzonen Limburgit. Die andern Gesteine finden sich im ausgeflossenen Magma seitlich des eigentlichen Schlotes. Die Frage, woher das SO_4 des Hauyns stammt, ob primär aus dem Magma oder aus Fremdmaterial, konnte nicht entschieden werden.

W. Flörke.

O. H. Erdmannsdörffer: Über Zoisitligoklaspegmatit und seine Beziehung zu anorthositischen Magmen. (Sitz.-Ber. d. Heidelberger Ak. d. Wiss. Math. nat. Kl. 1931. 4. Abh. 9 S.)

Zum ersten Male wird das Zoisitvorkommen vom Weißenstein bei Stammbach im Fichtelgebirge näher untersucht. Das Muttergestein, eine pegmatitartige Gangmasse, die den Eklogit durchsetzt, besteht aus Zoisit, Muscovit, Plagioklas, Quarz und wenig Granat. Der Zoisit bildet lange Prismen. Zur optischen Untersuchung wurde ein Prisma mit $30^\circ 16'$ hergestellt.

λ	α	β	γ
579—578	1,7025	—	1,7063
546	1,7039	1,7052	1,7084
436	1,7063	—	1,7154

Am Totalreflektometer wurde bestimmt $\gamma_{\text{Na}} = 1,706$. Dispersion $v > \rho$. Die optische Achsenebene liegt in der vollkommenen Spaltebene, $2V = 26^\circ 36'$.

Der Plagioklas ist ein Oligoklas mit An_{13-16} . Verzwillingung vorwiegend nach dem Periklingesetz. $2V$ zwischen 83° und 90° . Muscovit findet sich als dicke Kristallindividuen, die auch Zoisitsäulchen umschließen, und als Blättchen in regelmäßiger Verwachsung mit Zoisit. Erstere zeigen Achsenebene // (010), $2E = 68-70^\circ$, $\rho > v$, $\gamma - \alpha = 0,029$, $\beta\gamma > 1,582 < 1,585$. Im zweiten Fall liegt (001) des Muscovit den Spaltflächen des Zoisit auf, wobei a des Muscovit häufig parallel a des Zoisits, ebenso die beiden b (Aufstellung des Zoisit nach GOSSNER, Spaltfläche = 100).

Ausscheidungsfolge: Zoisit-Muscovit, Granat, Plagioklas, Quarz. Das Nebengestein ist ein Granatamphibolit, der den Eklogitkern des Weißensteins randlich umhüllt. Die Grenzen zwischen beiden sind nicht scharf. Die Mineralzusammensetzung der Pegmatite als Durchschnittsvolumenwert ergibt 6,7 Quarz, 52,8 Plagioklas, 37,5 Zoisit, 3,0 Muscovit, woraus sich als Gewichtsprocente errechnen: 6,1 Quarz, 48,1 Plagioklas, 42,9 Zoisit, 2,9 Muscovit. Ein Vergleich der Analysen der folgenden Tabelle zeigt, daß der Zoisitoligoklaspegmatit gut mit den anorthositischen Gesteinen übereinstimmt.

	1.	2.	3.	4.
SiO ₂	56,2	57,34	54,62	—
TiO ₂	—	0,40	—	—
Al ₂ O ₃	24,2	24,90	26,50	—
Fe ₂ O ₃	1,7	1,10	0,76	—
FeO	—	0,94	0,56	—
MgO	Spur	0,25	0,74	—
CaO	11,5	7,99	9,88	—
Na ₂ O	4,7	5,37	4,50	—
K ₂ O	0,8	1,23	1,23	—
H ₂ O	0,9	0,33	0,91	—
	100,0	99,85	99,70	—

si	168	186	163	145
al	42	47	46,5	47
fm	9	6,5	6,5	7
c	34	27,5	31,5	33
alk	15	19	15,5	12
k	0,04	0,13	0,14	0,12
mg	0	0,20	0,51	0,45
qz	+ 8	+ 10	+ 1	— 3

1. Zoisitoligoklaspegmatit, Weißenstein (berechnete Durchschnittszusammensetzung).

2. Andesinfels, Fosse auf Radö bei Bergen (+ 0,4 S.).

3. Anorthosit („Norit“), Mt. Marcy, N. Y.

4. Typus der Anorthositmagmen nach NIGGLI, Gesteinsprovinzen 1923. 140.

Genetisch wird vom Verf. das Gestein als eine unter besonderen Verhältnissen erstarrte magmatische Bildung aufgefaßt, während gezeigt wird, daß eine Bildung als Sekretionsprodukt oder ein Kontaktpegmatit nicht in Frage kommt. Anorthosit ist bislang im Fichtelgebirge nicht bekannt geworden. Der vorliegende Zoisitoligoklaspegmatit verhält sich zum Anorthosit wie der Helsinkit zum Granit, da auch er relativ höheren Gehalt an Wasser hat. Die Kristallisation des Zoisitoligoklaspegmatites schließt sich zeitlich an die der Amphibolite an und fand bei niedrigerer Temperatur statt, die sich nicht genau angeben läßt.

Hans Himmel.

- Tröger, E.: Chemismus und provinzielle Verhältnisse der variskischen Gesteine Mitteldeutschlands. (Dies. Jb. Beil.-Bd. 60. A. 1930. 1—110. Mit 64 Tab., 52 Fig., 2 Taf.)
- Puzicha, Karl: Die magnetischen Granite von Schierke im Harz. (CBL. Min. usw. 1931. B. 1—6.)

G. Fischer: Weitere Untersuchungen über Gesteine der metamorphen Zone von Wippra. 2. Martitoolithe aus den Ottrelithschiefern. 3. Die Lochschiefer von Greifenhagen als Produkte einer obercarbonischen Oxydationsmetasomatose. (Jb. Preuß. Geol. L.-A. 51. 1930. 95—105. Mit 3 Tafeln.)

An der Basis der grauen Ottrelithschiefer der metamorphen Gesteine der Wipprazone wurden Punktschieferlagen angetroffen, welche nur wenige Zentimeter mächtig sind und die als Eisenerzoolithe erkannt wurden. Die Oolithe bestehen aus einzelnen Ooiden, die bald mehr, bald weniger dicht gedrängt in einer phyllitischen Tonschiefermasse schwimmen. Sie sind aus mehrfach wechselnden opaken und durchsichtigen Lagen zusammengesetzt. Letztere bestehen aus Quarz und Sericit. Die opaken Erze sind Eisenglanz, wobei es sich nach den beobachteten Kristallformen um Pseudomorphosen nach Eisencarbonat oder Magnetit handelt. Die geologische Wahrscheinlichkeit spricht für letzteres Mineral. Für die Genesis der Oolithe ist charakteristisch, daß sie in einem rein sedimentären Schichtpaket ohne irgendwelche Tuff- oder Effusivgesteinsbeimengung auftreten.

Auf der Straße zwischen Gräfenstuhl und Greifenhagen, knapp südlich des Stockbachtals, wurden bunte, massige Felsen angetroffen, die Kiesel-schiefer ähnlich sind, aber bei näherer Betrachtung allerfeinste Fältelung, Schieferung und Streckung wie ein Tonschiefer erkennen lassen. Als Ergebnis der mikroskopischen Untersuchung wird festgestellt, daß es sich um ehemalige Phyllite handelt, welche durch Verwitterungsvorgänge in einer vergangenen geologischen Epoche so tiefgreifend in ihrem Mineralbestand und ihrem Chemismus verändert worden sind, daß man bei ihnen von einer eigenen „Verwitterungsmetamorphose“ sprechen kann. Eine Beschreibung der verschiedenen Typen und der Prozesse der Umwandlung, besonders der der Verkieselung, wird wiedergegeben. Die metasomatische Umwandlung ist charakterisiert durch die Zerstörung der Glimmer und Ersetzung durch kaolinähnliche Körper, sowie durch Imprägnation mit Roteisen und Kieselsäure. Die Art des Vorkommens schließt thermale Einwirkung als Ursache aus. Es dürfte sich um Reste alter Verwitterungsvorgänge einer früheren geologischen Epoche handeln. Hierbei wird der obercarbonische Verwitterungszyklus als Erzeuger der Oxydationsmetasomatose angesprochen.

Chudoba.

Otto Weg: Die zwischengebirgische Prasinitischolle bei Hainichen—Berbersdorf. (Abhandlung d. Sächs. Geol. Landesamts. H. 11. 1931. 140 S. mit 16 Taf.)

Die erzgebirgische Provinz Sachsens enthält zwei große Kernanlagen: das Erzgebirge und das Granulitgebirge. In dem Gebietsstreifen zwischen

beiden liegt zusammen mit der Frankenberger Gneisscholle der Grünschieferkomplex von Sachsenberg und Hainichen—Berbersdorf. Dieser Komplex bildet den Gegenstand der Arbeit, und zwar hinsichtlich 1. seiner Auflagerung auf dem granulitgebirgischen Schiefermantel, 2. seiner mineralfaziellen Entwicklung, 3. seiner mechanischen Formung, 4. seiner Gesteinsassoziation und 5. seiner petrologischen Ableitung.

Hinsichtlich der Auflagerung der Hainicher Scholle ergab sich, daß das Liegende eine Zone heterogener Zusammensetzung und stärkster Verschupung darstellt. Hierin fanden sich, außer den schon früher beschriebenen granulitgebirgischen Randgesteinen mit ihren faziesfremden Begleitern und kalkreichen Assoziationen, zahlreiche Vorkommen wenig veränderten Paläozoicums z. T. in normaler sächsischer Fazies, ferner Glieder der Grünschiefercholle selbst. Vereinzelt fand sich ein größeres linsenförmiges Vorkommen eines mylonitischen Granitfragments als vollkommen fremd eingeschoben in epizonale Gesteine. Als unmittelbare Basis der geschlossen austreichenden Grünschiefermasse wurde eine polymikte Gleitmasse in einem höchst charakteristischen Bewegungshorizont nachgewiesen. Bezüglich des Altersverhältnisses zwischen der Aufschiebung der Grünschiefercholle und den Intrusionen des Berbersdorfer Granits konnte aus der Entwicklung der Hornfelsfazies in den verschuppten Massen der Liegendzone geschlossen werden, daß diese Dislokationen schon vor dem Emporsteigen des Granits einsetzten; aus der unregelmäßigen Verbreitung der Überprägung mit Hornfelsfazies, sowie aus der mehrfach nachgewiesenen Mylonitisierung des Granits am Rande seines Massivs wurde andererseits geschlossen, daß die betreffenden tektonischen Bewegungen in ihren letzten Phasen noch während der Intrusion andauerten.

Alle Glieder der Grünschiefer—Quarzalbitschiefer-Gruppe selbst sind weitgehend in die „prasinitische Mineralfazies“ eingeformt. Sie wurden bisher bei der geologischen Aufnahme als Epidot-Amphibolite oder Grünschiefer bezeichnet. Es gelang, aus den basischen Gliedern mehrere ältere Fazies und Faziesübergänge herauszugliedern, nämlich a) aus magmatogenen Relikten eine eruptive Fazies, die einem normalen Diabas entspricht, neben der stärker leukokrate Ausgangstypen angenommen werden müssen, b) aus in relikthischen Strukturpartien auftretenden braunen und grünen Hornblenden eine amphibolitische Fazies. Aus stärker verbreiteten Gesteinspartien folgt eine andere amphibolitische Fazies, die besonders in ihrer Feldspatumwandlung bereits einen Übergang zur prasinitischen Fazies (charakterisiert durch Epidot neben Hornblende) darstellt.

Die Prasinitfazies wurde für das aufgenommene Gebiet in eine i. e. S. prasinitische und eine chloritprasinitische Fazies-Unterabteilung gegliedert. Es ließ sich feststellen, daß weiterhin die Prasinitfazies abgelöst wird durch die „Greenschistfazies“ ESKOLA'S [1921], in welcher aber im untersuchten Gebiet Epidot fehlt, dagegen Hornblende (Aktinolith) noch stabil ist; diese Fazies ist vorwiegend im Gebiet der Grünschieferbreccien entwickelt.

Die Diskussion über die chemische Natur des für die Prasinitfazies charakteristischen Amphibols ergab, daß eine Alkalihornblende nicht vorliegt. Es wurde auf ein dem Barroisit nahestehendes, sehr eisenreiches Übergangsglied zwischen gemeiner Hornblende und Glaukophan geschlossen. Die

Tendenz dieser Hornblende, im Verlauf der faziellen Entwicklung der Gesteine aktinolithreicher zu werden, wurde besonders deutlich in der chlorit-prasinischen Stufe.

Hinsichtlich der tektonischen Fazies mußten zwei zeit- und artverschiedene Deformationsprozesse unterschieden werden:

a) Das Lagengefüge und das Bänderungsphänomen der Prasinite und Grünschiefer hat als Ursache homogene parallele Durchbewegung, wie sie für die Epizone charakteristisch ist.

b) Die brecciöse Ausbildung von kakiritischem Typus, die sich den im ersten Deformationsakt metamorph gewordenen Gesteinen aufprägt und die besonders in den oberen Horizonten entwickelt, nicht aber auf diese beschränkt ist, ist wahrscheinlich auf spätere Dislokationen unter geringer Bedeckung zurückzuführen.

Für die mit den Prasiniten auftretenden, vom Verf. Quarz-Albitschiefer genannten hellen, felsoblastischen Gesteine ließ sich eine Anordnung in streichenden Zügen nicht bestätigen; vielmehr ergab sich vorwiegend eine Einschaltung von Blöcken und Schalen des Quarz-Albitschiefers in die eigentlichen Prasinite, die sich als Verknetung bis zu mikroskopischen Dimensionen verfolgen läßt (gebänderte Ultramylonite).

Die chemische Untersuchung machte den genetischen Zusammenhang der Prasinite mit den Quarz-Albitschiefern wahrscheinlich. Die zur Klärung dieser Verwandtschaft und Herkunft durchgeführten Analysen sind in der folgenden Analysentabelle zusammengestellt.

Analysentabelle.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO ₂	75,36	74,24	73,60	71,54	70,41	70,20
TiO ₂	0,42	0,18	0,42	0,40	0,25	0,24
Al ₂ O ₃	12,25	13,54	10,95	12,81	15,27	19,43
Fe ₂ O ₃	0,48	0,56	3,77	1,52	0,18	1,47
FeO	2,02	2,04	2,95	4,14	3,95	0,37
MnO	0,12	0,05	0,09	0,07	0,28	0,01
MgO	0,45	1,46	0,69	1,06	0,60	0,88
CaO	1,39	2,31	1,04	1,19	2,57	0,40
Na ₂ O	4,43	3,65	4,34	5,61	3,68	1,11
K ₂ O	1,60	1,23	0,58	0,28	1,87	5,08
H ₂ O +	1,12	1,02	1,21	1,17	0,56	0,65
H ₂ O —	0,05	0,16	0,12	0,08	0,07	0,07
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,26	0,04	0,11	0,04
CO ₂	0,16	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00
Summe	99,90	100,49	100,02	99,91	100,01	99,95

	7.	8.	9.	10.	11.	12.
SiO ₂	66,54	64,79	55,08	52,72	51,02	47,5
TiO ₂	0,76	0,97	1,74	2,06	1,26	2,1
Al ₂ O ₃	15,30	14,67	15,22	14,09	14,33	17,4
Fe ₂ O ₃	1,23	2,04	5,06	6,10	3,23	3,7
FeO	2,66	3,17	7,13	7,97	10,73	5,7
MnO	0,04	0,07	0,06	0,14	0,19	0,2
MgO	2,10	2,19	4,02	3,99	6,38	7,0
CaO	2,66	2,97	3,52	5,89	6,42	13,0
Na ₂ O	4,12	3,12	5,62	4,84	4,17	2,2
K ₂ O	2,79	3,74	0,61	0,66	0,98	0,9
H ₂ O +	1,67	0,89	1,29	1,02	1,04	0,3
H ₂ O —	0,58	0,13	0,46	0,15	0,08	—
P ₂ O ₅	0,38	0,36	0,28	0,12	Spuren	—
CO ₂	Spur	0,67	0,30	0,08	0,00	—
Summe	100,83	99,78	100,39	99,83	99,83	100,0

1. Quarzkeratophyr, Steinbruch westsüdwestlich von der Höhe 341 (Analytiker L. MÖSER).
2. Dunkler streifiger Quarz-Albitschiefer, Klinge, im Bachtäälchen westnordwestlich der Niederen Klinge (L. MÖSER).
3. Blastotrachytischer Quarz-Albitschiefer, Kaltofen a, Prallstelle links der Großen Striegis (L. MÖSER).
4. Dunkler, stark verquarzter Quarz-Albitschiefer wie a.
5. Mit Quarz durchaderter Quarz-Albitschiefer, Wattenfabrik (L. MÖSER).
6. Porphyroid der Glimmerschieferzone, Juchhöh (J. JAKOB).
7. Mikroklinporphyr, Neumühle a (L. MÖSER).
8. Wie 7.
9. Quarz-Albitschiefer, Reitersprung (L. MÖSER).
10. Amphibolit, mittelkörnig, Rabenstein (L. MÖSER).
11. Amphibolit, Kratzmühle b (N. SAHLBOM).
12. Diabas, ophitischer, Pahlberg (rekonstruierte Analyse).

In der prasinitischen Serie sind intermediäre Typen vorhanden, wenn sie auch nicht in allen Fällen von solchen basischen bzw. sauren Typen unterschieden werden können, welche durch Angleichung, mechanische Vermengung oder Stoffaustausch intermediären Charakter erhalten haben. Andererseits hat die Metamorphose (Quarzzufuhr, Aktinolithisierung) nachträglich die Typen gesondert und den extremen Spaltungsprodukten angenähert. Aus der Verteilung der Typen zwischen den möglichen basischen und sauren Extremwerten geht hervor, daß die Extremwerte in den meisten Fällen nicht vorliegen, sondern höchstens angenähert erreicht werden; so zeigen z. B. die sauren Glieder nicht immer Keratophyrcharakter, und die amphibolitischen Gesteine von Kratzmühle sind noch mit Dioriten vergleichbar.

Das Hauptgestein dieser metamorphen Serie hat Diabas- bis Porphyritcharakter. Den Quarz-Albitschiefern wird effusiver, und zwar keratophyrischer

Charakter zugesprochen. Dafür sprechen: Natronvormacht, vereinzelte Reste von Alkalihornblenden und Biotiteinsprenglinge, noch erkennbare (stark deformierte) Quarzeinsprenglinge neben Albiteinsprenglingen bei hiataler Struktur, ferner der Diabascharakter des Hauptgesteins. Verwandtschaft mit den varistischen Ophiolithreihen Sachsens ließ sich nicht feststellen. Gute Übereinstimmung zeigen einzelne Typen mit Gesteinen der Euler Zone in der böhmischen Masse.

Mineralfaziesfolge, tektonische Fazies und Chemismus des Prasinitkomplexes deuten auf eine beträchtliche Horizontalkomponente der älteren tektonischen Bewegungen und auf spätere Massenbewegungen, die dem Anschein nach gegen das Erzgebirge gerichtet waren, hin. **Chudoba.**

F. Schuck: Über Pegmatite des Mitweidaer Granits und ihre Drusenminerale. (Abh. d. math.-phys. Kl. d. Sächs. Ak. d. Wiss. 41, 3. 1—26. Mit 14 Textfig. und 2 Taf.)

Der Mittweidaer Granit enthält am Eichberg bei Neudörfchen zahlreiche pegmatitische Schlieren zwischen wenigen Millimetern und fast einem halben Meter Größe. Der charakteristische hellrote Pegmatit enthält vorherrschend körnig-massig angeordnete rötliche Feldspate oder sperrig durcheinandergreifende Feldspatscheite bis zu 12 cm Länge ohne erkennbare Kristallform. Rauchgrauer Quarz füllt die Zwischenräume aus oder durchwächst die Feldspäte randlich. Vereinzelt tritt Calcit auf. Die Verteilung der Kristallnester läßt keine Gesetzmäßigkeit erkennen; die Hohlräume passen sich der Form und Größe der Schlieren an, in denen sie liegen.

Charakteristische Konzentrationsunterschiede sind schon durch das Auftreten der Glimmer angedeutet. Wichtig für das Gesamtbild ist die verschiedene Beteiligung von Quarz und Feldspat. Die quantitativ verschiedene Mineralmischung unterscheidet die pegmatitischen Partien scharf von der eigentlichen recht gleichmäßig zusammengesetzten Granitmasse. Die quarzarmen, feldspatreichen Pegmatite sind Zwitterprodukte von pegmatitischen Kristallfragmenten und normaler Granitmasse.

Die verschiedenen Quarz-Feldspat-Verhältnisse in den beobachtbaren zwei Pegmatitvarietäten werden auf eine unter dem Einfluß verdünnender Stoffkomponenten stärker heraustretende Teilfraktionierung zurückgeführt, in dem die Restlauge von dem zuerst ausgeschiedenen Feldspat durch Bewegungen des Magmas getrennt wurde.

Nach Darlegungen über allgemeine Bildungsbedingungen wird eine morphologische Beschreibung der herrschenden Drusenminerale gegeben.

Chudoba.

R. Schreiter: Neue Beobachtungen am Diabas, Kugelporphyrstein und Basalt bei Tharandt. (Sitzber. u. Abh. Naturwiss. Ges. Isis. Dresden 1929, 71—77.)

An der Straße Tharandt—Hintergersdorf findet sich gegenüber dem Kalkofen am Straßenknie eine Reibungsbreccie, bestehend aus Tonschiefer- und Porphyrmaterial. Weiter oben sind im Diabassteinbruch Aufschlüsse, die Einlagerungen von Diabas und Hornblendeschiefer im Tonschieferuntergrund zeigen. Der Diabas ist dynamometamorph in Hornblende-

schiefer umgewandelt. Zahlreiche Rusceln und Harnische weisen auf einen intensiven Gebirgsdruck hin. Die Tonschiefer sind teilweise in spilositähnliche Gesteine umgebildet, wohl infolge Kontaktmetamorphose der Diabase, die wohl auch als die Ursache der adinolähnlichen Umbildung der Tonschiefer gegenüber dem Kalkwerk Tharandt in Betracht kommt. Im ersten auflässigen Bruch treten Quarz und Oligoklas inmitten von Tonschiefer und Diabas auf. Einmal verkittet der Feldspat gewissermaßen eine Tonschieferbreccie, das andere Mal tritt er als Trümmer mit oder ohne Quarz im Diabas auf.

Felsitische Bänder und Agglomerate treten im Kugelpechsteingebiet von Spechthausen auf. In den felsitähnlichen Bändern liegen Felsitkugeln vorgebildet. Als Agglomerate werden die innerhalb einer bräunlichen, felsitischen Grundmasse schwimmenden, unregelmäßig begrenzten rötlichen felsitischen Einschlüsse von sehr verschiedener Größe bezeichnet. U. d. M. zeigen sie den gleichen Befund wie die Felsitkugeln des Pechsteins, nur daß sie weniger gut abgerundet und randlich ohne Eisenoxydhydratsaum sind. Verf. nimmt für die Bildung ein kurzes Zeitintervall zwischen aufeinanderfolgenden Ergüssen an [siehe auch CBl. 1930. A. 56].

Nordwestlich Tharandt zeigt der Bruch am Aschenhübel einen nephelinarmen, in Gestalt einer Quellkuppe zutage tretenden Basalt, der Einschlüsse entweder aus dem Grundgebirge oder als sekundäre im Basalt auf Klüften und in Drusen vorkommende Gebilde enthält. Zur ersten Gruppe gehören Porphyreinschlüsse, randlich oder völlig verglast, mehr oder weniger gefrittete Sandsteineinschlüsse, ein wallnußgroßes Stück gediegen Eisen und Magnetkies. Das Eisen scheint verschollen zu sein. Erzmikroskopische Untersuchungen des Magnetkieses auf fein verteiltes Eisen im Basalt befriedigten den Verf. nicht völlig. Natrolith und Phillipsit sind im Basalt des Aschenhübels reichlich. Peperinartige, z. T. mit größeren Augiten bespickte, oft von Natrolith durchzogene Basalttuffe an der Nordostseite des Landberges unterscheiden sich von dem an der Nordseite des Aschenhübels anstehenden, lockeren und zersetzten Gesteinsmaterial in wesentlichen Punkten. Am Aschenhübel fehlt die Schichtung; die Zersetzungs Vorgänge haben hier intensiv gewirkt und Verf. nimmt einen postvulkanischen Prozeß an, namentlich eine Gasdurchtränkung.

M. Henglein.

Schreiter, R.: Neue Funde im Gebiet des Kugelpechsteins von Spechthausen. (CBl. Min. etc. 1930. A. 56—60.)

— Wie ist der Kugelpechstein von Spechthausen entstanden? (CBl. Min. etc. 1931. B. 85—100.)

— Der Pechstein von Mohorn. (Ebenda. 322—325.)

— Ein neuer Aufschluß am Kontakt von Gneis und Granit bei Naundorf im Erzgebirge. (Ebenda. 347—355.)

Ernst Stecher: Die Porphyrbomben von Chemnitz und seiner Umgebung. (Sonderabdruck a. d. 23. Ber. d. Naturw. Ges. zu Chemnitz. 1931. 6 S. Mit 5 Taf.)

— Paläovulkanische Bomben basischer Magmen. (Ebenda. 16 S. Sonderabdruck.)

Ernst Stecher: Paläovulkanische Bomben. (Chemnitz 1931. Verlag der Naturw. Ges. zu Chemnitz. — In Kommission bei Max Weg in Leipzig. — 41 S. Mit 11 Taf.)

Verf. hatte sich schon lange insbesondere mit den Porphyrbomben der Umgebung von Chemnitz beschäftigt und darüber mehrfach berichtet (vgl. die Referate dies. Jb. 1919. Ref. 51; 1926. I. A. 80; 1929. II. 386). In der erstgenannten Arbeit hat Verf. nun unter Beifügung ausgezeichneter Abbildungen weitere Funde näher beschrieben, so zunächst eine an beiden Enden ausgeschwänzte, „bipolare“ Bombe von Wüstenbrand, dann „Porphyrkugeln“ von „Zum heiteren Blick“ bei Hüttenmühle bei Hohenstein, von Augustusburg und Fürth in Sachsen, von Neukirch in Schlesien. Um das massenhafte Auftreten der Porphyrbomben zu erklären, weist Verf. u. a. auf die „pillow lava“ der englischen Literatur hin. Hier übersieht er aber augenscheinlich nur einen kleinen Teil der Literatur, so daß der Vergleich wenig glücklich wird. Denn der größte Teil der „pillow lava“-Bänke mit ihren Mächtigkeiten von vielen hundert Metern kann eben nicht durch Bombenbildung erklärt werden.

Verf. hat dann in der zweiten Arbeit zum Vergleiche Bomben alter basischer Magmen herangezogen. Bei diesen basischen Magmen bestand die Möglichkeit leichter Verwechslung mit primärer kugelförmiger Absonderung und mit kugelförmiger Verwitterung, welche beiden Erscheinungen besprochen werden. [Gerade bei der primären kugelförmigen Absonderung hätte eingehender der „pillow lava“ gedacht werden müssen.] Verf. unterscheidet e c h t e B o m b e n, die aus flüssig ausgeworfenem reinen Magma bestehen, und U m h ü l l u n g s b o m b e n, „die entweder einen exogenen, dem Magma fremden Kern oder einen endogenen Kern von intratellurisch ausgeschiedenen Mineralien oder alter fester Lava enthalten und gewissermaßen als Fremdkörper, bald mit, bald ohne neue Lavahülle ausgeworfen worden sind“. Für diese Fälle führt er nun unter Anziehung einer reichhaltigen Literatur Beispiele an.

In der dritten Veröffentlichung hat Verf. dann endlich alles von ihm über paläovulkanische Bomben bisher Veröffentlichte nochmals gesichtet, zusammengefaßt und erweitert. Die den einzelnen Berichten beigegebenen Abbildungen sind dieser, sozusagen zweiten Auflage seiner Untersuchungen über paläovulkanische Bomben wiederum beigelegt. Reiche Literaturnachweise lassen auch auf die vom Verf. angezogenen Arbeiten anderer Forscher zurückgreifen. Wenn man hierbei sieht, daß die Fülle der aus anderen Ländern bekannt gewordenen Vorkommen und die darüber vorhandene Literatur recht knapp angeführt sind, so muß man dies dem Umstande zuschreiben, daß ihm eben die entsprechende Literatur nicht zur Verfügung stand. Jedenfalls müssen wir Verf. dankbar sein, daß er seine langjährigen Untersuchungen in übersichtlicher Form und den neueren Erfahrungen entsprechend umgewandelt wiedergegeben hat.

Es ist ganz unmöglich, auf die vielen Einzelangaben hier einzugehen.

Erich Kaiser.

Schulze, Ernst Gerhard: Über bisher unbekannte Eruptivgesteinsvorkommen im sächsischen Elbsandsteingebirge. (Cbl. Min. etc. 1930. A. 380—387.)

Beger, P. J.: Optische Messungen am Titanaugit vom Löbauer Berge. (Dies. Jb. Beil.-Bd. 64. A. [Festband BRAUNS.] 1931. 71—106.)

G. Klemm: Untersuchungen über die Nebengesteine der Erzlagerstätten von Kupferberg im Riesengebirge. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. geol. Landesanst. Darmstadt. 5. F. 12. 1929. 70—89.)

An der innersudetischen Hauptverwerfung sind die vorculmischen Gesteine des Untersuchungsgebietes aus fast nordsüdlicher in fast westöstliche Richtung geschleppt, wobei sie stark gefaltet und in sich zerbrochen wurden. Später wurden die Gesteine von dem carbonischen Riesengebirgsgranit kontaktmetamorph verändert. Dadurch kam völlige Umkristallisation zu Glimmerschiefern, Andalusit- und Cordieritschiefern und -Hornfelsen, Quarzschiefen, schieferigen Amphibolit- und Kalksilikathornfelsen sowie zu Grünschiefern zustande. Die südlich der Hauptverwerfung liegenden Schichtgesteine sind durch zahlreiche Übergänge untereinander verbunden. Die Glimmerschiefer und die Andalusit und Cordierit führenden Schiefer finden sich in vielfacher Wechsellagerung, so daß die Andalusitschiefer sicher nicht an den unmittelbaren Kontakt gebunden sind.

W. Flörke.

Britische Inseln.

Rohleder, Herbert P. T.: Ergebnisse geologisch-petrographischer Untersuchungen im Granitmassiv des Mourne-Gebirges (Grafschaft Down, Nordirland). (Dies. Jb. Beil.-Bd. 59. A. 1929. 297—314. Mit 6 Abb.)

— Der tertiäre Vulkanismus in Nordirland. (Geologische Charakterbilder, herausgeg. v. K. ANDRÉE. 37. Verlag Gebrüder Bornträger, Berlin 1930.)

— Vgl. Ref. in diesem Bande S. 664.

R. W. Pocock: The age of the Midland basalts. (Q. J. G. S. London. 87. 1931. 1—12. Mit 1 Karte.)

Th. Robertson: The origin of the Etruria marl. (Q. J. G. S. London. 87. 1931. 13—29. Mit 1 Taf. u. 2 Textabb.)

In der Hangendpartie des mittleren produktiven Carbons von South Staffordshire finden sich Einschaltungen von Basalt, so bei Kinlet, Shatterford, Clee Hills u. a. O. Diese Basalte können nicht mit den nicht einmal petrographisch besonders nahestehenden tertiären Magmen Schottlands und Nordirlands in Zusammenhang gebracht werden, alle geologischen Befunde sprechen vielmehr für ihre extrusive Bildung zur Carbonzeit. Petrographische Beziehungen können eher zu den Basalten von Shropshire angenommen werden. Im Yorkian bis Staffordian erfolgten tektonische Bewegungen im Bereiche einer WSW—ONO-Zone, woran die Basaltvorkommen räumlich und zeitlich geknüpft erscheinen. Auf die Untersuchungen des zweiten Verf.'s wird verwiesen, die pyroklastische Äquivalente der Basaltvorkommen behandeln.

Die Etruria-Mergel liegen an der Basis des Staffordian über dem Yorkian als rote oder purpurfarbene, auch wohl gelbe, grünliche und graue Tone. Sie enthalten kleine Konkretionen von bisweilen konzentrisch oder radial struiertem Eisenstein und zersetzte Ergußgesteinsbrocken. Der Eisengehalt beträgt 8—10 %. 30 % der Bestandteile des Sedimentes können auf basaltischen Ursprung angerechnet werden, wie die mikroskopische und chemische Untersuchung lehrt. Zur Bildungszeit der Etruria-Mergel wurden die Basalte der Midlands denudiert und lieferten ihre Denudationsprodukte an benachbarte Beckenräume ab, in denen sich die Etruria-Mergel am mächtigsten entwickelt finden. Es findet ein fazieller Übergang statt in die sog. Espley-Gesteine, körnige bis konglomeratische Bildungen, deren grobe Trümmer von Quarziten, Llandovery-Sandstein usw. herrühren. **Wetzels.**

S. I. Tomkeieff: The volcanic complex of Calton Hill (Derbyshire). (Q. J. G. S. London. 84. 1928. 703—718. Mit 4 Textabb.)

Die dem Kohlenkalk zuzuordnende effusive Serie setzt sich zusammen aus Tuffen, Agglomeraten und basaltischer Blasenlava, deren Blasenräume Chloritfüllung erhalten haben. Einschlüsse von Peridotit erweisen sich als in der Tiefe konsolidierte ältere Magmapartien, die nachträglich durch den Vulkanschlot emporgefördert wurden während der letzten Phase der vulkanischen Aktivität. Letztere wird charakterisiert durch intrusiven Analcim-Basalt, der wohl gleichalterig mit zahlreichen anderen Basaltvorkommen in Derbyshire ist und eine Art von Zederbaum-Lakkolithen innerhalb der Lava-Tuff-Serie bildet.

Analysen:

	Zersetzte Blasenlava	Analcim- Basalt	Peridotit- Einschluß
SiO ₂	42,82	43,94	45,52
TiO ₂	2,16	2,03	—
Al ₂ O ₃	26,37	15,44	7,50
Fe ₂ O ₃	6,94	3,90	—
FeO	1,96	8,25	7,92
CaO	3,82	10,56	3,85
MgO	1,89	9,64	33,62
MnO	—	Spur	0,37
Na ₂ O	0,35	2,81	Spur
K ₂ O	0,72	1,34	Spur
P ₂ O ₅	—	—	—
CO ₂	2,82	—	—
H ₂ O +	3,46	2,33	1,45
H ₂ O —	7,10	0,19	0,11
Summe	100,41	100,43	100,51

Wetzels.

S. R. Nockolds: The Dhoon (Isle of Man) granite: a study in contamination. (Min. Mag. 22. 1931. No. 133. 494-509.)

Der Dhoon-Granit bildet eine buckelartige Intrusion auf der Insel Man von etwa $1\frac{1}{4}$ Meilen ostwestlicher und $\frac{1}{2}$ Meile nordsüdlicher Erstreckung. Er ist in die Lonan Flags, die einen Teil der Manx-Schiefer ausmachen, intrudiert.

Es lassen sich in diesem Granit zwei Typen unterscheiden:

Typus A ist feinkörnig grau mit kleinen Phenokristallen von Plagioklas der Zusammensetzung $Ab_{65}An_5$. Die Plagioklase zeigen starke Umwandlung zu Zoisit, hellem Glimmer, Chlorit und Quarz. Diese Umwandlung hat schon vor Beginn der Verfestigung stattgefunden, denn die Phenokristalle sind von einem Saum frischen Materiales gleicher kristallographischer Orientierung umgeben. Aus der Analyse ergibt sich, daß die Feldspäte ursprünglich basischer waren und albitisiert wurden. Etwa 25—40 % der Phenokristalle bestehen aus meist gereckten Quarzen. Eigentümlich ist das Auftreten des Biotites. Er findet sich unregelmäßig im Gestein verteilt in Klumpen. Zirkon tritt mit pleochroitischen Höfen auf. Auch um Zoisit sind gelegentlich dunkle Höfe zu beobachten. Die Biotite lassen fast stets Einschlüsse von Zoisit, Titanit, Epidot, Klinozoisit und Granat erkennen. In ihrer unmittelbaren Nähe finden sich reichlich Apatitnadeln. Es ist schon daraus zu schließen, daß von dem granitischen Magma ein anderes Gestein aufgenommen wurde.

Typus B unterscheidet sich durch seine körnige Struktur vom ersten Typus. Er kann als Biotit-Granodiorit bezeichnet werden, während der Typus A als Biotit-Granodiorit-Porphyr anzusprechen ist. Typus B enthält noch reichlicher als Typus A Einschlüsse eines dunkeln Gesteins. An einer Stelle ist auch zu beobachten, wie Typus B ganz allmählich in Typus A übergeht. Es wird nun angenommen, daß Typus B der Überrest einer etwas früheren Intrusion ist, die in noch heißem Zustande von einer weiteren Intrusion eingeholt wurde.

In den oberen Teilen ist der Granit reicher an Kieselsäure, die Verteilung des Glimmers dagegen ist völlig unregelmäßig. Die Analyse eines Granites vom Typus A ist unter 3 in der Tabelle gegeben. Als Norm wurde bestimmt:

Quarz	34,23	Korund	1,43
Orthoklas	12,23	Pyrit	1,08
Albit	29,34	Magnetit	0,70
Anorthit	14,46	Ilmenit	0,46
Hypersthen	$\left\{ \begin{array}{l} FeSiO_3 \quad 3,04 \\ MgSiO_3 \quad 2,20 \end{array} \right.$	Apatit	0,34
		Wasser	0,80

Als modaler Mineralbestand wurde festgestellt:

Quarz	36,42	Pyrit	1,08
Orthoklas	6,67	Magnetit	0,70
Plagioklas ($Ab_{67}An_{33}$)	43,80	Ilmenit	0,46
Biotit	10,64	Apatit	0,34

Die Einschlüsse, die sich reichlich im Gestein finden, lassen sich in drei Gruppen einordnen:

1. Einschlüsse aus den Lonan Flags stammend.
2. Sedimentäre Einschlüsse in größerer Tiefe. Sie sind selten.
3. Einschlüsse von Erstarrungsgesteinen. Sie sind am häufigsten und wichtigsten. Ihre Farbe ist schwarz bis braun. U. d. M. erkennt man, daß es sich um Rekrystallisationen handelt. Es treten auf Biotit, Zoisit, weißer Glimmer, Albit, Spnen, Ilmenit, Granat, etwas Epidot und Klinozoisit. An manchen Einschlüssen läßt sich feststellen, wie Albit den weißen Glimmer, vermutlich also Paragonit, verdrängt. Aus den Mineralumbildungen geht hervor, daß das Magma reich an flüchtigen Komponenten gewesen sein muß. In vielen Fällen ist das Material der Einschlüsse bis auf die Biotitknollen von dem Magma absorbiert worden.

Von dem aufgenommenen Gestein läßt sich sagen, daß es reich an Eisen und Magnesium, insbesondere auch an Ilmenit gewesen sein muß. Es war ferner reich an Kalk und arm an Quarz. Deshalb kommen Sedimente, also auch die Lonan Flags, nicht in Frage.

Es finden sich nun in der Gegend Grünsteingänge, die von Quarzporphyrgängen geschnitten werden und dabei eine thermale Metamorphose durchgemacht haben, so daß ihr Mineralbestand der gleiche wurde wie bei den Einschlüssen im Granit. Die in Frage kommenden Quarzporphyre verlaufen vom Granit ausgehend gegen die Küste zu. Es läßt sich daraus schließen, daß die Einschlüsse von einem dem Grünstein ähnlichen Gestein herrühren. Um die chemischen Verhältnisse vergleichen zu können, sind in der Tabelle die Analysen gegeben von: 1. Grünstein, 2. einem Einschluß, 3. dem Granit A und 4. dem Quarzporphyr aus einem der Gänge (W. H. und F. HERDSMAN anal.):

	1.	2.	3.	4.
SiO ₂	45,70	50,70	71,20	75,40
Al ₂ O ₃	16,92	23,40	14,73	13,05
Fe ₂ O ₃	0,90	1,77	0,41	0,51
FeO	8,44	5,02	2,39	0,70
MgO	9,41	2,35	0,89	0,49
CaO	10,42	3,80	3,06	0,72
Na ₂ O	1,81	4,45	3,50	3,92
K ₂ O	1,02	4,38	2,12	3,87
H ₂ O +	3,00	2,40	0,80	1,00
H ₂ O —	0,30	0,10	0,20	0,20
CO ₂	—	—	—	—
TiO ₂	1,80	1,14	0,18	0,18
P ₂ O ₅	Spur	0,08	0,12	0,07
MnO	0,36	0,18	Spur	—
S	Spur	0,29	0,30	Spur
Summe	100,08	100,06	99,90	100,11

Man erkennt aus den Analysen, daß die Einschlüsse nicht etwa ein Übergangsglied bilden und man muß daher annehmen, daß bestimmte selek-

tive Reaktionen stattgefunden haben. Es haben wohl die Einschlüsse an den Granit Ferrooxyd, Magnesia und Kalk abgegeben und dafür Kali, Natron und Tonerde aufgenommen zur Bildung insbesondere des Biotites, der als Restklumpen manchmal allein noch von den Einschlüssen übrig blieb. Es werden ähnliche Verhältnisse von anderen Vorkommen angeführt.

Die Ursache der selektiven Reaktionen wird in den flüchtigen Komponenten des Magmas gesucht, was durch die Mineralneubildungen bestätigt wird; z. B. Apatit. Bevorzugt war unter diesen Bedingungen Biotit. Ebenso war Zoisit stabiler als Anorthit. Der an das Magma abgegebene Kalk führte in diesem zur Bildung sehr kalkreicher Plagioklase. Als aber die Restlösung reicher an Natron wurde, konnten die Plagioklase ihr Gleichgewicht nicht so rasch einstellen und Natron ersetzte den Kalk, der nun als Zoisit austrat. Nach Herstellung des Gleichgewichtes setzte sich dann schließlich um die Plagioklase herum ein Saum von Albit ab.

Der Dhoon-Granit ist demnach ein Mischgestein, das entstanden ist aus einem Alkali-Granit-Magma, das basisches Eruptivgestein absorbiert hat. Dieses basische Gestein hat zuvor eine kinetische Metamorphose durchgemacht und befand sich ungefähr an der Stelle des heutigen Granites.

Hans Himmel.

Frankreich.

André Démay: Sur les transformations hercyniennes d'origine dynamique et magmatique dans les Cevennes et dans le massif des Maures. (Intern. Geological Congress. C. R. of the 15. Session, S. Africa. 2. 1929. Pretoria 1930. 14—17.)

Die Gesamtheit des Kristallins (crystallophyllien) beider Gebiete gehört Paragneisen an, selbst die Augengneise. Nur die Granitgneise der autochthonen Unterlage und der Decke von Pouyardière in den Cevennen können als magmatische Orthogneise angesehen werden. Die Paragneise der Cevennen gehören meso- und katametamorphen Zonen an. In den Maures ist die epimetamorphe Zone durch Phyllite gekennzeichnet. Die Aufeinanderlagerung Orthogneise, katametamorphe und mesometamorphe Zonen ist oft durch tektonische Umlagerung umgekehrt.

Posttektonisch sind die Granulite der Cevennen und die Granitporphyre des Massivs von Maures.

Diese Gesteine zeigen nicht die Zertrümmerung und metasomatische Umwandlung der einzelnen Bestandteile in den durchbrochenen Gesteinen.

Tektonischen Ursprung (durch die Überschiebungen bedingt) haben die geschieferten Gesteine, die verschiedenartigen Mylonite, Aphanite, Augengneis mit umgelagertem Feldspat, falsche Breccien und falsche Arkosen. Die letzteren treten grobkörnig in den Cevennen, feinkörnig, aus der Schieferung des Gneises hervorgegangen, im Massiv von Maures auf, wo man diese Gesteine mit Kohlensandsteinen verwechseln kann.

Die Eruptiva sind an keinem Punkte durch rein dynamische Vorgänge in kristalline Schiefer umgewandelt.

[Vgl. auch die Referate über weitere Arbeiten des Verf.'s in dies. Jb. 1930. II. 317, 532.]

Erich Kaiser.

Albert Michel-Lévy: Sur les conditions de dépôt des conglomérats de Perrier (Puy-de-Dôme). (C. R. 192. 1931. 1043.)

Die Konglomerate von Perrier bestehen größtenteils aus vulkanischen Gesteinen, Bimsstein und Aschen. Sie stammen vom Mont Dore und wurden bisher als durch Gletscher transportierte Massen, von anderen als Reste schmieriger Abflüsse aufgefaßt. Verf. hat die einzelnen Proben von der südlichen Flanke des Plateaus von Sailles untersucht, die in geringer Entfernung der Eruptionszentren als Konglomerate abgelagert sind. Die feinsten Teile sind aus Resten eines Glases zusammengesetzt, und zwar aus Sanidin, der von Quarz und sauren Plagioklasen, sowie von wenig schwarzem Glimmer, brauner Hornblende, Augit und Magnetit begleitet wird. Sie scheinen aus perlitischen Explosionen von Rhyolithen und Trachyten hervorgegangen zu sein.

Weniger feine Teile bestehen neben isolierten Kristallen aus perlitischem Pechstein, Rhyolith, Trachyt, Phonolith, Andesinlabradorit, Basalt, Gneis, Mikrogranit und Diorit. In den feinen Partien kommen vollkommen intakte Diatomeen und solche als Bruchstücke in inniger Mischung mit den vulkanischen Aschen vor. HÉRIBAUT hat die Existenz von Diatomeen bei Perrier schon 1902 festgestellt, und zwar über oligocänen Kalken. Es handelte sich um Diatomeenerde, die in fluviatilen Alluvionen an der Basis des Hügels von Perrier vorkommt. Verf. hat ein abweichendes Phänomen festgestellt, nämlich eine innige Vermengung von Aschen und vulkanischen Produkten mit Diatomeenresten durch die ganze Mächtigkeit der Konglomerate hindurch ohne jede Schichtung. Verf. glaubt, daß sich die Diatomeen in den Kraterseen angehäuft haben.

Den feinen Massen der vulkanischen Bimssteinkonglomerate ist das alluviale Niveau mit dicken Basaltstücken gegenüberzustellen. Der Basalt bildet eine Schnur auf halber Höhe des Hügels von Perrier. Der Dünnschliff zeigt zahlreiche Quarze, vom Gneis stammend, begleitet von abgerolltem Andesit, Basalt u. a. Das Ganze ist durch Calcit in großen kristallinen Individuen zementiert. Das ist ein alluviales Produkt, das aus einer Erosion auf der Oberfläche der vulkanischen Gesteine, sowie am Sockel des Vulkans stammt. Die Thermalwässer erklären die rasche Bildung des Calcitzements.

M. Henglein.

Yang Kieh: Sur la zone disloquée située au nord de la Chaîne de la Marche. (C. R. 192. 1931. 971.)

Das Gebirge von Marche ist vom Plateau der kristallinen Schiefer von Agurande durch eine WSW—ONO gerichtete dislozierte Zone getrennt. Die Länge beträgt etwa 120 km und die Breite schwankt von einem Ort zum andern zwischen einigen 100 m und etwa 10 km. Die Gesteine, welche diese Zone einnehmen, sind entweder zerbrochen oder ausgewalzt.

Die westliche Grenze der zerbrochenen Gesteine beginnt an der Grenze der Departements Haute-Vienne und la Creuse, südöstlich Saint-Sulpice-les-Feuilles, wo die Bedeckung der metamorphen Gesteine wegerodiert ist und ihre daruntergelegenen Muscovitgranite die tektonische Zerrüttung auf-

weisen. Zahlreiche Bande kristalliner Gesteine mit Schieferstruktur sind in diesem Granitmassiv eingeklemmt und erstrecken sich weiter westlich. Wirkliche Mylonite treten erst vom Meridian von Vareilles—la Souterraine ab auf. Die charakteristischen Typen zeigen sich bei Montlebeau und Villeaugoux und in der Gegend westlich Saint-Aignan. Von dieser Gemeinde an gegen O bedeckt die metamorphe Serie ganz die Granite. Die Schieferung dieser geschichteten Gesteine verbirgt die Zermalmung, so daß nur dieses Phänomen über der Granitzone am südlichen Ausgang der Stadt sich findet. Im Niveau von Saint-Léger rückt das granitische zermalmte Band 1500 m gegen N vor und nimmt dann W—O-Richtung ein. Bei Saint-Sulpice-le-Dunois finden sich die ersten Amphibolite von teilweise dioritischer Fazies, welche den Granit und Gneis trennen. Dieses Amphibolitband verschwindet östlich des Dörfchens Villemallard. Nichtsdestoweniger finden sich aber hier noch große Breccienblöcke, pegmatitisch und in dem zermalmten Gneis eingestreut. Die Amphibolite erscheinen wieder zwischen Le Poirier und Le Gluzeau mit 800 m Breite und verlängern sich bis südlich Bonnat. In diesem Sektor sind sowohl die Granite als auch die Amphibolite und Gneise von der Zermalmung ergriffen. Von Bonnat ist besonders die Gneispartie zermalmt und kommt beim Plateau von Aigurande in direkten Kontakt mit den zerriebenen Graniten von Marche, denen nordwestlich Monteil ein Granit mit Amphibol und Allanit eingeschaltet ist.

Östlich des Meridians von Pont de Gat findet man zuerst die Westgrenze der Amphibolgesteine von Chatelus-Clugnat. Die Zermalmung erscheint besser an den beiden Grenzen des Massives der beiden letzteren in den Gneisen und Graniten.

Für die gegen O stark verbreiterte dislozierte Zone schlägt Verf. den Namen Zone von Boussac vor. Sie erstreckt sich westlich dieser Stadt bis in das Tal des Cher. Außer langen Bändern grüner Gesteine gibt es noch Gneise vom Typus des Tiefenmetamorphismus, Granitbänder und Gneisgranite, die manchmal Amphibol enthalten.

Im Süden ist die Zerrüttungszone durch das Granitmassiv von Pierres-Jaumâtres unterbrochen. Bei Lavaufanche aber finden sich zuerst granitische Mylonite und gegen O zermalmter Gneis. Von Treignat an folgen die letzten Amphibolite, dann Diorite und Gabbros. An der Grenze der grünen Gesteine gegen die Granite treten Mylonitbänder auf. Nördlich Saint-Martinien findet sich eine Zone aus von Muscovitgranit und Gneis abgeleiteten Myloniten.

M. Henglein.

H. Douvillé: Les roches éruptives du Pic de Rébenacq. (C. R. 192. 1931. 121.)

Der Pic von Rébenacq besteht außer den Kreideschichten auch aus Eruptivgesteinen, die zur Gruppe der *Theralithe* gehören und sich den Beronditen von Madagaskar nähern. Verf. hat sie in eine Serie von 6 Gängen eingeteilt von derselben Richtung wie die Schichten. Ein Vorkommen bildet einen Lakkolithen oder Lagergang, der von VIENNOT auf der Außenseite der Kalke entdeckt wurde. Es ist ein hartes, schwarzes Gestein mit Intersertaltextur, das an die Ophite erinnert und sich gegen O auf etwa 50 m

fortsetzt und hier sehr zersetzt und körnig ist. Die Intersertaltextur in der Höhe zeigt eine rasche Verfestigung des Gesteins an, während die langsamere Auskristallisation an der Basis eine viel grobkörnigere Ausbildung hervorrief. Neuerdings hat CASTÉRAS noch mehrere zutage tretende Vorkommen dieses Eruptivgesteins von derselben Ausbildung gefunden, das direkt auf den bedoulichen Schieferungen liegt. An der Wegekreuzung 9 von Ballongue zeigt sich das Gestein als eine 3 m mächtige Ader inmitten des unteren Lias. Das zersetzte, gelbe Gestein läßt noch die intersertale Textur erkennen und findet sich noch an zwei weiteren Stellen. Bei der Ferme Carrère, wo die schwarzen Kalke des Gargasien erscheinen mit *Terebratula subsella* und *Exogyra tombecki*, erscheint wieder das Eruptivgestein, sehr zersetzt und körnig auf etwa 100 m im Straßengraben. Es handelt sich hier um den Lakkolith in seiner normalen Lage. Der vom Verf. mit Gang 2 bezeichnete Gang ist also mit dem Lakkolith (Gang 6) verbunden.

Weiter gegen O findet sich im Jura ein kleines Bündel von Theralithgängen mit Intersertaltextur bei Carrère und Bourdet (Gang 3), dann von neuem vor der Ferme Carrère ein wichtiger Gang von ungefähr 8 m Mächtigkeit eines zersetzten Gesteins (Gang 4), den man im N verfolgen kann in der Ebene bis zum Ausgangspunkt, also zum Lakkolithen. Drei zutage austretende Stellen des Ganges 1 liegen am Weg nach Laruns und gehören wohl einem Gang an, der ebenfalls ein Theralith ist.

Es handelt sich also hier um Lagergänge, die verschiedenen Kreidehorizonten in der Zeit vom Aptien bis zum Cenoman eingeschaltet und von jurassischen Gängen genährt wurden. Es gibt hier nur eine untere Grenze der Eruptionen. Sie haben wahrscheinlich vor dem Turon aufgehört. Auch finden sich in der Kreide Triastone eingeschaltet, die infolge ihrer Plastizität tektonischen Kräften nachgaben.

M. Henglein.

Iberische Halbinsel.

C. Burri: Zur Petrographie der Natronsyenite von Alter Pedroso (Provinz Alemtejo, Portugal) und ihrer basischen Differentiate. (Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. 8. 2. H. 374—437.)

Das in der Literatur schon mehrfach genannte Vorkommen von Natronsyeniten innerhalb eines kleinen Gabbro-Massivs südlich des portugiesischen Städtchens Alter do Chão erfuhr durch den Verfasser eine eingehende petrographische Beschreibung mit vielen, wertvollen Detail-Angaben. Den eigentlichen Gegenstand der Arbeit bildet die nähere Gliederung der syenitischen Gesteine, die den Diallag-Gabbro durchbrechen. Letzterer steht in Zusammenhang mit einem erkundlich interessanten Titanomagnetitvorkommen. Die geologischen Altersbeziehungen sind noch unsicher. Die syenitischen Typen setzen Kalifeldspäte, Albit, Analcim sowie Osannit und Ägirin in wechselndem Mengenverhältnis zusammen. Die ausführlich geschilderten klastischen Erscheinungen, von denen der später gebildete Albit, z. T. auch der Ägirin verschont bleiben, werden im Gegensatz zu LACROIX als protoklastisch gedeutet. Wichtig erscheint die Beobachtung, daß sich der An-

Gehalt der Plagioklase mit sinkender Kieselsäure-Menge nicht ändert, was dann jedoch durch die chemischen Verhältnisse erklärt wird. Mineralogisch auffallend ist die mehrfach angeführte Paragenese von Orthoklas und Mikroklin. Die Verdrängung der großen Osannite durch Hämatit-Aggregate innerhalb der Pegmatite geschah auf pneumatolytischem Wege. Aus den chemischen Betrachtungen, die sich auf Analysen stützen, welche, soweit sie nicht aus der vorausgehenden Literatur stammen, von J. DE QUERVAÏN und J. JAKOB beigesteuert wurden, folgt das hochinteressante Ergebnis, daß sich alle angeführten Natrongesteine als einfache Zwischenglieder einer geradlinigen Mischungsreihe: Osannit \longleftrightarrow Alkalifeldspat auffassen lassen. Ein graphischer Vergleich mit zwei ähnlichen Gesteinsprovinzen (Evisa und Rockall) zeigt die Sonderstellung des Vorkommens von Alter Pedroso in bezug auf das Kieselsäure-Sättigungsverhältnis. **H. Schumann.**

Italien.

Cornelius, H. P. und E. Dittler: Zur Kenntnis des Sapphirinvorkommens von Alpe Brasciadege in Val Codera (Italien, Prov. Sondrio). (Dies. Jb. Beil.-Bd. 59. A. 1929. 27—64. Mit 4 Abb.)

A. Rittmann: Geologie der Insel Ischia. (Ergänzungsband VI zur Zeitschrift für Vulkanologie. 265 Seiten mit 12 Lichtdrucktafeln, 2 mehrfarbigen Karten und 55 Textfiguren. Verlag Dietrich Reimer/Ernst Vohsen, Berlin 1930. Preis RM. 38.—.)

Das Werk ist eine umfangreiche geologisch-petrographische Monographie der Insel Ischia. Alte und viele neue Beobachtungen und Untersuchungen, welche im Auftrag des Vulkaninstituts Immanuel FRIEDLÄNDER ausgeführt wurden, sind in diesem Buche zusammengetragen.

Weiten Raum nimmt die topographisch-geologische Beschreibung der einzelnen Vulkane ein, von denen die höchste Erhebung Ischias, der Monte Epomeo (789 m ü. d. M.), besonderes Interesse beansprucht. Das eingehende Studium, insbesondere der tektonischen Verhältnisse, zeigt, daß die bisherigen Anschauungen über den Monte Epomeo unhaltbar sind. Der Epomeo ist kein vulkanischer Kegel und der Gipfel zeigt auch nichts, was einem Krater ähnlich wäre, sondern er ist als eine horstartig gehobene, nach SO gekippte und von Staffelbrüchen umgebene Scholle aufzufassen. Da der größte Teil Ischias vom Epomeo-Horst eingenommen wird, dessen postglaziale Hebung durch die oberflächennahe Intrusion eines Lakkolithen verursacht wurde, ist die Geologie des Epomeo im wesentlichen die der Insel selbst.

Die Tektonik Ischias ist auf zwei Ursachen zurückzuführen: Die tektonischen Großformen werden durch das Nachsinken des Batholithdaches bedingt, dem das ganze Campanische Becken seine Entstehung verdankt. Die lokale Tektonik dagegen findet ihren Ausdruck im Epomeohorst, der infolge magmatischer Hebung durch die ischianische Lakkolithintrusion und deren Folgeerscheinungen entstanden ist. Auf den Verwerfungen werden gegen 50 Ausbruchspunkte angeführt, bei denen es zur Bildung der ver-

schiedenartigsten Vulkanbauten kam. Sie werden in übersichtlicher und klarer, oft in genetischer Entwicklung zur Darstellung gebracht. In einer Zusammenfassung wird die außerordentliche Mannigfaltigkeit der vulkanischen Gebilde Ischias wiedergegeben, welche zugleich als eine Systematik auf genetischer Grundlage betrachtet werden kann. Neben monogenen Vulkanen werden pseudopolygene und polygene aufgeführt, wobei jeweils zwischen solchen explosiver, sowie solchen explosiver und effusiver Natur unterschieden wird.

Der tektonischen Aufnahme ist die Feststellung mehrfacher Bruchlinien zu verdanken. Die tyrrhenische Bruchlinie, welche die Zweiteilung Ischias bedingt, stellt hierbei eine tektonische Hauptlinie des Campanischen Beckens dar.

Die ergiebigen Fossilfunde in tonigen Aschentuffiten, Bimssteintuffen und Breccien erweisen, daß die Fossilien dem älteren und jüngeren Pleistocän angehören. Frühere Autoren bestimmten Pliocän, manche ein noch höheres Alter.

Die Zusammenstellung der historischen Ausbrüche und Erdbeben läßt erkennen, daß besonders letztere für die Insel von außerordentlicher Bedeutung sind. Die Beben Ischias sind lokal eng begrenzt, auf das vom Verfasser vermutete Gebiet der Bruchzonen beschränkt und daher als tektonische Beben und nicht als stecken gebliebene Eruptionen zu deuten.

In einer ausführlichen Tabelle ist weiter die Entstehungsgeschichte der Insel veranschaulicht. Im petrographischen Teil wird hervorgehoben, daß bis vor wenigen Jahren von Ischia nur Trachyte bekannt waren. Während der geologischen Aufnahme fand Verf. jedoch eine Reihe neuer Gesteinstypen, die teils in Form von Gängen und kleinen Strömen auftreten, teils als Auswürflinge im Tuff und in den Breccien vorkommen. Zu dem bekannten Vulsinit des Arso gesellen sich die basischeren Vulsinite des S. Michele-Kraters und die bereits als Trachyandesite und Trachybasalte zu bezeichnenden Gesteine der Krater von Molara, Cava Nocelle und Vateliero und die Gänge der Grotta di Terra und des Porticello. Ein Analcimgauteit-Gang wurde im unteren Scarrupata-Tuff gefunden. Außer diesen anstehenden Gesteinen lieferten die Auswürflinge ein reichhaltiges petrographisches Material. Besonders häufig sind unter den Plutoniten die verschiedensten Sanidinite, Syenite und deren porphyrische Ausbildungsformen. Daneben kommen auch Gesteine von pyroxenitischem, gabbroidem und essexitischem Habitus vor. Ischia, „das Paradies der Trachyte“, ist also in petrographischer Hinsicht viel reichhaltiger, als bisher angenommen wurde.

Diese Gesteine und plutonischen Auswürflinge erfahren vom Verf. eine gründliche petrographische Bearbeitung, wobei 24 neue Analysen die Differentiation des ischianischen Magmas nach der basischen Seite hin zu verfolgen erlauben. Räumlich läßt sich hierbei die Gesetzmäßigkeit erkennen, daß die historischen Laven Ischias um so basischer werden, je näher sie bei der tyrrhenischen Bruchlinie zum Durchbruch kamen. Verf. sieht den lateralen Wechsel der geförderten Laven durch eine vertikale, gravitative Differentiation des Magmenherdes verursacht, d. h. die Verschiedenheit der historischen Laven ist auf die Verschiedenheit des Niveaus des Magmenherdes zurückzuführen, aus denen sie stammen.

Formation an wie die bekannten grünen Tuffe vom M. Epomeo der Insel Ischia. Die Eruptionsstelle für dieses Material muß in der Nähe dieser Insel gesucht werden, denn die charakteristischen Einsprenglinge von Feldspat und die kleinen trachytischen Bomben kommen im Überschuß auf Ischia vor. Sie fehlen in den kontinentalen Tuffen. Die grüne Farbe ist durch ein Glaukonitmineral und nicht durch irgendwelche atmosphärische Verwitterung verursacht. Die Gegenwart dieses Minerals mit nicht geschichteten und sie bedeckenden Tuffaschen bekräftigt die Hypothese der submarinen Formation des Epomeo-Tuffes.

Die mineralogische Zusammensetzung und der Chemismus des Epomeo-Tuffes und der eingeschlossenen Blöcke sprechen für ein leucitsyenitisches Magma.

Chudoba.

Koehlin, R.: Über ein Mineral aus der Olivengruppe vom Vesuv. (Cbl. Min. usw. 1930. A. 375—380.)

Bernaer, F.: Zur Kenntnis der Brotkrustenbomben von Vulcano. (Dies. Jb. Beil.-Bd. 64. A. [Festband BRAUNS.] 1931. 629—647. Mit 3 Taf.)

W. Airoidi: Sull'età delle eruzione andesitiche dell'Isola di Capraia. (Atti R. Acc. Naz. Lincei. 11. 1930. 416.)

Der Andesit enthält einen beinahe einachsigen Glimmer, stark pleochroitisch, ng = braun, np = gelb, teilweise baueritisiert, häufig als Katzengold. Magnetitkörnchen sind öfter darin eingeschlossen. Ferner Phenokristalle eines Plagioklases, Albitzwillinge nach dem Karlsbader Gesetz und Periklin. Der Plagioklas ist Ab_5An_4 bis Ab_1An_1 . Basaltische Hornblende ist stark pleochroitisch, ng = braun, nm = grün, np = gelb bis braun und gewöhnlicher Augit.

M. Henglein.

Franco, S. di: Ricerche petrografiche sull'ave dell'Etna. (Atti della Accademia Gioenia di scienze naturali in Catania. [5.] 17. Catania 1930. Mem. 2. 120 S. Mit 6 Taf.)

S. di Franco: La lava dell'eruzione dell'Etna del 1928. (Atti Reale Acc. Naz. Lincei. 11. 1930. 212.)

Mehrere Krater in verschiedenen Höhen ü. d. M. sandten Lava von dunkelgrauer Farbe aus, von der Verf. 7 Typen unterschied:

1. Lava ohne Phenokristalle. 2. Lava reich an großen Phenokristallen von Plagioklas. 3. Lava mit Phenokristallen von Plagioklas und Augit. 4. Lava mit häufigen Phenokristallen von Augit und Olivin. 5. Lava, reich an Augiten. 6. Solche, sehr reich an Olivin. 7. Lava mit Hornblende.

Der Plagioklas ist ein Labradorit und ein basischer Andesin. Accessorische Mineralien sind Hämatit und Apatit.

Analysen des Andesinbasalts: 1. Eruption 1669. 2. 1910 und 3. 1928.

	1.	2.	3.
SiO ₂	49,21	49,15	48,52
TiO ₂	1,74	1,89	1,96
Al ₂ O ₃	17,18	16,11	16,86
Fe ₂ O ₃	3,15	3,50	2,97
FeO	6,94	7,53	7,54
MnO	0,08	0,11	0,09
MgO	5,89	4,79	4,93
CaO	10,07	9,95	10,03
Na ₂ O	4,13	4,71	4,88
K ₂ O	1,15	1,73	1,83
P ₂ O ₅	0,52	0,63	0,53
H ₂ O	0,09	0,07	0,05
Summe	100,15	99,97	100,19

Es werden Diagramme nach OSANN und NIGGLI aufgestellt und mit andern Gesteinen verglichen. Nach dem NIGGLI'schen Diagramm führen die Analysen auf den essexitischen und theralitischen Gabbro von Cantal.

M. Henglein.

E. Lengyel: Die rezenten Lavatypen des Ätna. (Földtani Közlöny. [Geologische Mitteilungen.] 59. Budapest 1930. 92—101.)

Auf der Hand der vorhandenen Analysen hat Verf. auf Grund der NIGGLI'schen Werte festgestellt, daß das Gestein der Eruption des Ätna im November 1928 am Ende einer eine zunehmende Basizität zeigenden Serie der Laven als basischstes Glied derselben steht.

A. Vendl.

Schweiz.

Erdmannsdörffer, O. H.: Zur Petrographie des Silvrettakristallins. (Dies. Jb. Beil.-Bd. 64. A. [Festband BRAUNS.] 1931. 603—613.)

N. Oulianoff: Contribution à la connaissance des calcaires des massifs hercyniens des Alpes occidentales. (Bull. Soc. Vaudoise Sc. nat. 56. 221. Lausanne 1928. 633—638.)

Im Massiv der Arpille, einem Teilstück des Aiguilles-Rouges-Massives, finden sich als Einlagerungen in Orthogneisen Kalklinsen vorcarbonischen, aber weiter nicht bestimmbar Alters. Die Kalke sind kontaktmetamorph umgewandelt und reichlich mit aplitisch-pegmatitischem Material injiziert worden. In diesen Kalken fand Verf. neben Carbonaten folgende Mineralien: Quarz, sauren Plagioklas (Albit-Oligoklas), Orthoklas, Mikroklin, Granat, Pyroxen (Diopsid, Diallag, Enstatit), Amphibole (Tremolit, Hornblende), Wollastonit, Vesuvian, Titanit, Phlogopit, Biotit, Chlorite, Epidot, Zoisit, Orthit, Skapolith, Prehnit, Zirkon, Apatit, Graphit, Eisenglanz, Pyrit, Sericit, Kaolin, Limonit. Der Diopsid ist oft randlich von Tremolitnadeln umsäumt, Verf. spricht von einer „Tremolitisation“, während der Plagioklas oft eine Umwandlung in Prehnit zeigt.

M. Reinhard.

Böhmische Masse und ihre Randgebiete.

- Hibsch, J. E.: Richtigstellung betr. die chemischen Analysen des Essexits von Rongstock und des „Andesin“ vom Kelchberge im Böhmischem Mittelgebirge. (Cbl. Min. usw. 1931. A. 330—331.)
- Stark M.: Petrographisch-geologische Fragen um Pfraumberg-Haid. (Beitrag zur Bildungsgeschichte des Felsbaues des nördlichen Böhmer Waldes und seines Vorlandes.) (Dies. Jb. 61. A. 1930. 321—402.)
- Preclik, Karl: Zur Genesis moldanubischer Gesteinstypen I. (Cbl. Min. usw. 1930. A. 61—78.)

M. Stark: Umwandlungsvorgänge in Gesteinen des Böhmer Waldes. (Lotos. Prag 1928. 1—77. Mit 12 Textfig.)

Vom südöstlichen bis nordwestlichen Böhmer Wald findet oftmals ein Durchtränken der alten kristallinen Gesteinsmassen durch granitische Magmen statt. Verf. verweist in zahlreichen Beispielen auf die weitgehende Verwatzung und Verknetung mancher Gesteine. Besonderes Augenmerk ist hierbei den Bewegungsflächen heterogener Gesteinskomplexe zugewendet, wie den mit Biotit und Quarzlamellen, aber auch mit Sillimanit belegten Schieferungsflächen mancher Granulite.

Neben kataklastischer Metamorphose ist auch Um- und Neukristallisation in vielen Gebieten durch die Temperatursteigerung des empordringenden Magmas festzustellen, so daß stellenweise Kontaktfelse zur Bildung kamen. Polymetamorphe Gesteine werden nachgewiesen. Für viele kristalline Schiefer ist hierbei notwendigerweise ein jüngeres als archaisches Alter anzunehmen, da sie sowohl umgewandelte Eruptivgesteine als auch Sedimente darstellen. Auch den Umwandlungsvorgängen in Amphiboliten ist Raum gegeben, ebenso den rein dynamometamorphen Veränderungen an verschiedenen Gesteinen.

Chudoba.

J. V. Kašpar: Spessartit von Nezabudice bei Křivokláts. (Věstník St. geol. ústavu R. Č. S. 6. Heft 3. 1930. Sep. 1—12. Mit 2 Taf. Čechisch, französische Zusammenfassung.)

Verf. beschreibt in der vorliegenden Mitteilung einen Spessartitgang aus dem Gebiet der algonkischen Schiefer bei Nezabudice an dem Berounka-Flusse in Mittelböhmen, welcher durch seine hydrothermale Umwandlung beachtenswert erscheint. Das Gestein besteht aus Magnetit, Titanomagnetit, Apatit, Pyroxen, Amphibol, Feldspat (Albit-Orthoklas), ferner aus sekundären Bildungen Epidot, Chlorit, Calcit, Quarz. Auffallend ist ihre Verteilung im Gestein, wo man z. T. epidotisierte, z. T. chloritisierte Partien findet. Es wird versucht, an Hand von quantitativen Messungen eine Stoffbilanz bei den hydrothermalen Prozessen zu geben. [Manche dabei gemachten Annahmen scheinen dem Ref. nicht genügend durch faktische Beobachtungen unterstützt zu sein, als feste Tatsache ist ein Import von Kali zu konstatieren.]

Fr. Ulrich.

Jos. Kratochvíl-Al. Orlov: Über Gabbrodiorite und Granodiorite aus dem Gebiet zwischen Kamýk und Milín (Moldaugebiet). (Sborník Stát. geol. ústavu Českoslov. republiky IX. 1930. 189—216. Mit 2 Textfig. und 2 Taf. Čechisch, französische Zusammenfassung. Praha.)

Die Arbeit bringt petrographische und chemische Beschreibung der Gesteine der mittelböhmischen Eruptivmasse in ihrem südwestlichen Teile zwischen Milín bei Pířbram und Kamýk a. d. Moldau. Das Gebiet wird durch verschiedene basische Eruptiva der gabbrodioritischen Fazies gebildet, welche in verschiedener Form als kleinere oder größere Komplexe im vorwaltenden saueren Granodiorit auftreten. Größere Massen dieser Gesteine werden von Jablonec, Obory und Kaliřtř, Dolní Hbity, Nepřejov, Kačín und Draha erwähnt. Ihre quantitative Zusammensetzung variiert recht stark ebenso wie ihr äußeres Aussehen, doch können sie im allgemeinen als Amphibol-Gabbrodiorite bezeichnet werden. Es werden mehrere Typen ausführlich beschrieben: porphyrischer Typ, gleichmäßig körniger, feinkörniger Typ, ferner einige Ganggesteine, darunter auch Malchite und Beerbachite. Sie führen als Hauptbestandteile einen diopsidischen Pyroxen, grünen, manchmal auch braunen Amphibol, Plagioklase (Labrador \rightarrow Albitoligoklas), Biotit (selten), Orthoklas und Quarz. Von den Nebengemengteilen wurden konstatiert Apatit, Zirkon, Orthit, Magnetit, Titanit, sekundär auch Epidot, Sericit, Chlorit, Prehnit, Talk. Man kann einen ziemlich scharfen Unterschied in der Kristallisation der basischeren und der saueren Bestandteile konstatieren, welche der Reihe entspricht: Pyroxen (evtl. auch Olivin?) \rightarrow basischer Plagioklas \rightarrow Amphibol \pm Plagioklase \rightarrow ... jüngerer Amphibol (evtl. durch seine Umwandlung gebildeter Biotit, Epidot usw.) \rightarrow saure Plagioklase \rightarrow Orthoklas \rightarrow Quarz. Die Analyse einer porphyrischen graugrünlichen Abart von Kačín hat ergeben:

SiO₂ 48,61, TiO₂ 0,50, Al₂O₃ 19,67, Fe₂O₃ 1,33, FeO 6,13, MnO 0,14, MgO 5,98, CaO 14,85, K₂O 0,49, Na₂O 1,59, P₂O₅ 0,18, H₂O (+) 0,55, H₂O (— 105°) 0,06, Σ 99,98. Die Berechnung nach OSANN und NIGGLI ergibt die Zugehörigkeit zu den gabbroiden Magmen, aber mit Rücksicht zu den engen Beziehungen des analysierten Gesteines zu den etwas saueren Gesteinen der Umgebung wird das Gestein als Gabbrodiorit bezeichnet. Bei der Beschreibung der Ganggesteine werden aplitische Gänge, Gabbrodiorit-Porphyrite, Minetten und Spessartite u. a. erwähnt. Die saueren Granodiorite bestehen aus Andesin, Biotit, \pm Amphibol, Orthoklas, Quarz, Apatit, Zirkon. Die Analyse einer Probe aus dem Steinbruch in Dolní Hbity ergab:

SiO₂ 68,53, TiO₂ 0,25, Al₂O₃ 15,29, Fe₂O₃ 1,08, FeO 3,35, MnO 0,05, MgO 1,32, CaO 3,57, K₂O 2,95, Na₂O 3,31, P₂O₅ 0,32, H₂O (+ 105°) 0,31, H₂O (— 105°) 0,04, Σ 100,37. Sie wird sowohl nach der Methode von OSANN als auch nach NIGGLI berechnet und mit anderen bisher publizierten Analysen der Eruptivgesteine des mittelböhmischen Massivs verglichen. Die Dichte beider analysierten Gesteine wird nicht angegeben.

Fr. Ulrich.

Al. Orlov: Serpentin von Mladotice bei Ronov a. d. Doubravka. (Sborník Stát. geol. ústavů R. Č. S. 9. 1930. 83—107. Mit 1 Taf. Čechisch, franz. Zusammenfassung. Praha.)

Verf. beschreibt ein Vorkommen von Serpentin aus dem Kristallinikum bei Ronov a. d. Doubravka (Mittelböhmen) und weitere sekundäre Mineralien, welche in dieser Assoziation vorkommen. Man kann in dem studierten Gesteine verschiedene Stadien der Umwandlung konstatieren. Es finden sich noch Reste von Olivin und rhombischen sowie monoklinen Pyroxenen und zahlreiche Übergangsstadien zum reinen Serpentin. Unter diesen Bildungen wird als sehr häufig α -Serpentin von Tertsch angetroffen, dagegen wird die Selbständigkeit anderer in der Literatur unterschiedenen Abarten angezweifelt. Von den weiteren sekundären Mineralien werden Chlorite (Sheridanit evtl. Leuchtenbergit, Delessit, Pennin), Talk, Anthophyllit, Aktinolith, endlich „Bastit“-Pseudomorphosen beschrieben.

Fr. Ulrich.

Vojt. Rosický: Zwei Andesite aus der Umgebung von Nezdence (Südostmähren). (Zprávy komise na přírodovědecký výzkum Moravy a Slezska, odd. mineralog. č. 4. Brno 1930. Čechisch, franz. Zusammenfassung. Sep. 1—39. Mit 1 Textfig. u. 1 Taf.)

Die Arbeit bringt petrographische Beschreibung zweier Gesteine aus der Provinz der tertiären Eruptiva in Südostmähren, welche schon öfters zum Gegenstand mineralogischer und geologischer Studien geworden ist. Nach der erschöpfenden Übersicht der bisherigen Literatur wird zuerst Andesit von Nezdence geschildert, welcher durch einen Steinbruch aufgeschlossen ist. Das Gestein, welches grau gefärbt und durch zahlreiche Drusenräume sowie durch grobkörnige, amphibolhaltige Einschlüsse auffällig ist, besitzt die Dichte 2,615 und nach mikroskopischer Untersuchung besteht aus Plagioklas (Andesin-Labradorit in Zwillingen nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz mittels der Universal-Methode bestimmt), gelbgrüner Augit, Amphibol, Ilmenit (leukoxenisiert), Pyrit, Apatit, in der Grundmasse auch Orthoklas, die grobkörnigen Einschlüsse, welche einem dioritischen Gestein nahestehen, enthalten grünen Amphibol, Pyroxen, Biotit, Plagioklas und spärlichen Quarz. Die Analyse einer Andesitprobe, ausgeführt von J. VYSLOUŽIL, hat ergeben: SiO_2 53,47, Al_2O_3 16,75, Fe_2O_3 5,10, FeO 1,68, MnO 0,36, MgO 1,71, CaO 6,23, Na_2O 7,15, K_2O 2,38, P_2O_5 0,13, H_2O (— 105°) 0,73, H_2O (+ 105°) 0,83, CO_2 2,56, Σ 99,08. Leider ist sie unvollständig und läßt sich nicht befriedigend berechnen, wie Verf. selbst betont und die Ursache in der starken hydrothermalen Umwandlung des Gesteines sieht, wovon auch der hohe Carbonatgehalt deutlich zeugt. Die interessante Mineralparagenese der Drusenräume, bestehend aus Baryt, Tridymit, Cristoballit, Siderit, Ferrocaltit, Molybdänit, Pyrit und magnetischem Erz wurde bereits früher beschrieben (Die Drusenminerale des Andesites von Nezdence, Festschrift V. GOLDSCHMIDT, Heidelberg 1928), neu ist die Analyse eines schwach gelblich gefärbten Carbonats, ausgeführt von J. VYSLOUŽIL mit folgendem Resultat:

MnO 0,06, FeO 0,90, CaO 53,50, MgO 0,43, unlösl. Rückstand 3,80, Rest auf H.CO₂.

Basaltandesit von Skalky, c^o 479 bei Komna ist schwarzgrau gefärbt, feinkörnig mit porphyrischen Einsprenglingen, besitzt die Dichte 2,790 und besteht aus basischem Plagioklas (75—97 An), welcher nach dem Karlsbader und Albitgesetz verzwillingt ist, ferner aus Basaltaugit, Antigorit pseudomorphosen nach Olivin, in der Grundmasse dann neben dem leistenförmigen Feldspat und Pyroxen aus Magnetit und rhomboedrischem Carbonat. In den Drusenräumen dieses Gesteines findet man wieder zahlreiche Minerale, welche hauptsächlich den Carbonaten, und zwar dem Dolomit, Ankerit und Ferrocaltit angehören. Die Analyse des letzteren, ausgeführt von J. VYSLOUŽIL, ergab: CaO 54,45, FeO 1,38, MnO 0,62, MgO 0,08, unlöslicher Rückstand 0,64, Σ 57,17, die Dichte 2,748. Eine grünlich gefärbte Varietät wurde durch J. KOKTA analysiert mit dem Resultat (Mitte von zwei Bestimm.): CaO 49,85, FeO 3,19, MnO 0,09, MgO Spur, unlöslicher Rückstand 5,63, Σ 58,76, die Dichte 2,758. Ferner wurden ziemlich zahlreiche Aragonitkristalle gefunden, an denen goniometrisch die Formen $k(011)$, $\epsilon(0.13.1)$, $(0.17.1)$, $\rho(0.20.1)$, $\eta(0.24.1)$, $\gamma(881)$, $\Theta(10.10.1)$, $(13.13.1)$, $\delta(14.14.1)$, $(16.16.1)$, $(18.18.1)$, $\pi(24.24.1)$, ferner $m(110)$, $b(010)$ nachgewiesen worden sind. Barytin tafelförmigen Kristallen mit $c(001)$, $m(110)$, $b(010)$. Chemische Analyse des Basaltandesits von Skalky, ausgeführt von Ing. J. VYSLOUŽIL, hat ergeben: SiO₂ 46,31, Al₂O₃ 18,17, Fe₂O₃ 1,45, FeO 7,25, MnO 0,67, CaO 10,45, MgO 3,76, Na₂O 5,59, K₂O 1,32, P₂O₅ 0,12, H₂O (—105°) 1,14, H₂O (+105°) 1,29, CO₂ 2,44, Σ 99,93. Auch diese Analyse ist nur schwer berechenbar aus demselben Grunde wie das Gestein von Nezdence. Verfi. macht auf den hohen Gehalt an Alkalien aufmerksam und weist auf ähnliche Beispiele aus der Literatur hin. [Die Analysen sind übrigens unvollständig, es fehlt z. B. die Bestimmung von TiO₂, trotzdem Ilmenit anwesend ist. Anm. d. Ref.]

Weitere chemische Untersuchungen an frischerem Material, falls es erreichbar sein wird, müssen die Frage klären, ob das Eruptivgebiet um Bánov zu den innerkarpathischen Andesiten, oder zu den Teschenit-Pikritgesteinen einzureihen ist.

Fr. Ulrich.

J. Gränzer: Tertiäre vulkanische Gesteine in der Umgebung von Reichenberg in Böhmen. (Mitt. des Vereines der Naturfreunde in Reichenberg. 51. 1929. 12—27.)

Beschreibung einzelner vulkanischer Gesteinstypen zahlreicher, allerdings oft sehr unbedeutender Vorkommnisse. Beobachtet wurden: Feldspat-, Melilith- und Nephelinbasalte, Limburgite und Phonolithe. Vom Rollberg bei Niemes werden im Anhang auch Hauynteophrit, tephritischer Feldspatbasalt, sowie Phonolith erwähnt.

Bemerkenswert ist es, daß die Basalte im Reichenberger Gebiet in der Streichrichtung des böhmischen Mittelgebirges liegen.

Chudoba.

Ostalpen.

- Angel, Franz: Um Tilisuna. Vergleichend gesteinskundliche Studie. (Dies. Jb. Beil.-Bd. 62. A. 1931. 385—422. Mit 2 Taf.)
- Stark, M.: Über Pseudomorphosen im Grünschiefer des Großglockner und über Formermittlung aus dem Gesteinsgewebe nicht herauslösbarer Komponenten. (Cbl. f. Min. 1930. A. 481—492.)
- Angel, Franz: Gesteine vom südlichen Großvenediger. (Dies. Jb. Beil.-Bd. 60. 1929. 223—272.)

Franz Angel: Gesteinskundliche und geologische Beobachtungen in Osttirol. Venediger Abschnitt der Hohen Tauern. (Mitteil. Naturwiss. Ver. f. Steiermark. 66. 1929. 55—63. Mit 1 Profiltafel.)

Der Hauptinhalt dieser Arbeit liegt in den beigegebenen sehr detaillierten Profilen (1 : 25 000 bis 1 : 3000), welche die Aufnahmeergebnisse des Verf.'s zum Ausdruck bringen. Diese lassen sich im Rahmen eines Referates nicht kurz wiedergeben. Die Einteilung und Abtrennung der Gesteine erfolgte nach der von SCHWINNER gegebenen und vom Verf. ergänzten Seriengliederung. [Vgl. hierzu besonders: SCHWINNER, Die Niederen Tauern, Geol. Rundschau. 14. 1923. 26—56. 155—163; Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser, Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. 133. 1927. 333—382; Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen, Geol. Rundschau. 20. 1929. Heft 3 u. 4/5.] Diese Serien sind durch bestimmte Gesteinsvergesellschaftungen gekennzeichnet, normalerweise auch in verschiedenen Tiefenstufen entwickelt, was die Unterscheidung erleichtert. Auf der anderen Seite erscheinen sie örtlich unvollständig und tektonisch gemischt. Diese Mischung ist vielfach mit einer Angleichung, einem Umbau der Metamorphose durch Tiefendiaphthorese und Diaphthorese verknüpft. Ferner werden durch (verschieden alte) magmatische Stoffzufuhren neue Gesteinsarten gebildet. Echte Kontaktmetamorphose findet sich nur am Rieserferner Tonalit. Die 14 Profile betreffen hauptsächlich die südlichen Abhänge des Venediger Stockes gegen das Virgental, einige reichen aber auch gegen N in das Krimmler Tal.

Kieslinger.

Leo Waldmann: Ein cordieritreicher Kinzigit vom Rieserferner Tonalit in Osttirol. Moldanubisches und ostalpinisches Grundgebirge. (Mitteilungen Geol. Ges. Wien. 22. 1929. 1—15.)

Die Tonalitmasse der Rieserferner steckt in stark gefalteten kristallinen Gesteinen (Schiefergneisen mit Einlagerungen von Marmoren, Graphitschiefern und -Quarziten, Kinzigit- und Sillimanitgneisen, Amphiboliten usw.). Diese Gesteine sind polymetamorph, und zwar haben sie (eine oder mehrere) altkristalline, d. i. voralpidische Metamorphosen, die Kontaktmetamorphose durch Tonalit und endlich Diaphthorese durch jüngere alpidische Bewegungen erfahren. Abgesehen von der letzteren, sind die Gesteine durchaus mit den moldanubischen der Böhmisches Masse zu vergleichen. Aus dieser mannigfachen Serie wird nun vom Verf. der Kinzigit sehr eingehend petrographisch

beschrieben (Cordierit, Andalusit, Spinell, Korund, Staurolith, Biotit, Granat, Ilmenit, Rutil, Apatit, Zirkon, in den tonalitaplitischen Adern noch Plagioklas, Quarz, Turmalin). Auf Grund der Wachstumsbeziehungen der Mineralien wird nun der Polymetamorphismus des Kinzigits vom Verf. in folgende Phasen aufgelöst:

1. Ausgangsgestein kieselsäurearm: Korund — Al_2SiO_5 (Disthen?) — und rutilhaltig.

2. Zufuhr von Fe- und Si-Verbindungen: Bildung von Ti-Erz, Spinell, Staurolith, Granat. Wohl während einer Intrusion basischer Gesteine.

3. Hochgradige Durchbewegung unter hoher Temperatur mit überdauernder Umkristallisation und Alkalizufuhr: nadeliger Sillimanit, älterer Biotit. Intrusion der Antholzer Granitgneise (?), die Durchbewegung überdauernd.

4. Thermische Kontaktmetamorphose: a) Cordierit; b) Abnehmende Temperatur: Andalusit; aplitische Aderung. c) Autopneumatolyse der aplitischen Adern: jüngerer Biotit. Intrusion des Rieserferner Tonalits.

Anhangsweise wird ein Vergleich zwischen dem ostalpinen und dem moldanubischen Grundgebirge gezogen. Beide sind polymetamorph. Im moldanubischen Waldviertel liegen vermutlich etwas tiefere Teile des Grundgebirges vor als im alpinen Altkristallin; demzufolge ist in jenem die Intrusionstektonik besser entwickelt als in diesem, herrscht das jüngere „Sillimanit-Stadium“ vor, gegenüber dem „Staurolith-Disthen-Stadium“, das in den Alpen überwiegt. Das alpine Kristallin hat besonders weitgehende Übereinstimmung mit dem moravischen Altkristallin, der Münchberger Deckscholle und den Gesteinen des Künischen Gebirges, wo sie nicht allzu sehr von den Graniten durchdrungen sind.

Kieslinger.

Franz Angel: Gesteine der Kreuzeckgruppe (Kärnten). (Mitteil. Naturw. Ver. f. Steiermark. 67. 1930. 7—35.)

Aus dieser Gebirgsgruppe (südlicher Altkristallin — Rahmen der Hohen Tauern) werden eine Reihe von Gesteinen eingehend petrographisch beschrieben und genetisch gedeutet. Die zahlreichen Einzelheiten entziehen sich einer referierenden Wiedergabe. Unter den Ortho-Gesteinen wird ein Granodiorit als echtes Tiefengestein beschrieben, da sich spätere metam. Einflüsse nur spurenweise dem Gestein aufprägten. Dagegen ist ein Orthogneis (zwischen Polinik-Gipfel und -Hütte) nach der magmatischen Erstarrung noch einer Metamorphose in erster Tiefenstufe unterlegen. Auch das pegmatitische Ganggefüge wurde vielfach nicht metamorph im eigentlichen Sinne, sondern ist „paratektonisch“ kristallisiert (mit Mylonitisierung, die während der Kristallisation wieder ausgeheilt werden kann); einige Pegmatite sind aber auch vollständig vergneist worden. Neben ihnen findet sich auch ein tonalitisches Ganggefüge, dessen Intrusivkern aber im Kreuzeckgebiet bis jetzt noch nicht aufgefunden wurde. Auch diese Tonalitporphyre weisen teils Erstarrungsstruktur, teils metamorphe Umkristallisation auf (daneben auch eine als metasomatisch gedeutete Pseudomorphose von Chlorit + Magnetit nach Hornblende). Das femische Ende der Differentiationsreihe ist durch Malchit und Spessartit vertreten.

Die met. basischen Eruptiva erscheinen in der Hauptsache als Angehörige der Eklogit-Familie, die heute in der Form von verschiedenen Amphiboliten vorliegen. Die rückschreitende Umbildung bei späteren tektonischen Ergebnissen hat sich z. T. noch unter so schweren p. t. Bedingungen abgespielt, daß „Tiefendiaphthorese“ (BECKE - F. E. SUESS - KIESLINGER) entstand. Neben den sicheren Eklogitabkömmlingen finden sich aber auch gewöhnliche Plagioklasamphibolite, die also nicht auf dem Umweg über das Eklogitstadium entstanden, sondern unmittelbar aus dem Gabbro-Stadium hervorgegangen sind.

Von metam. Sedimenten wird eine Reihe von Glimmerschiefern in zweitstufiger Metamorphose mit allen Übergängen bis zu Diaphthoriten und Ultramyloniten beschrieben. Ein Teil von ihnen ist stark gefeldspatet. Anhangsweise wird die Vermutung ausgesprochen, daß die „Zentralgranite“ der Hohen Tauern (Verf. will sie nicht als kristalline Schiefer anerkennen) Intrusionen allerjüngsten Alters sind.

Kieslinger.

H. P. Cornellus: Vorkommen von Hornblendegabbro in der steirischen Grauwackenzone. (Verhandl. Geol. Bundesanstalt Wien. 1930. 149—160. Mit 1 Kartenskizze.)

Südwestlich der Hohen Veitsch wurde in drei Vorkommen ein Hornblendegabbro entdeckt, der in vielfacher Hinsicht bemerkenswert ist. Zunächst durch seine petrographische Beschaffenheit; er ist gänzlich ummineralisiert, jedoch unter vollkommener Erhaltung seiner ursprünglichen ophitischen Struktur. Die Feldspate sind durch Pseudomorphosen von Epidot ersetzt, die dunklen primären Hornblenden durch sekundäre blaßgrüne, wobei ein Teil des Fe in Titanit übergeht. Ferner Umwandlungen von Ilmenit in Titanit und von Biotit in Chlorit. Das Gestein weist keinerlei Schieferung auf. Von Differentiationsprodukten fand sich ein Ganggestein, das seiner Zusammensetzung nach als Unakit (Helsinkit) zu bezeichnen ist, das

	Mol.-Zahlen	Mol.-%		NIGGLI-Werte
SiO ₂	45,98	769	51,0	si 109,2
TiO ₂	3,67	53	3,5	al 20,6
Al ₂ O ₃	14,69	145	9,6	fm 44,2
Fe ₂ O ₃	3,41	22	1,4	c 28,7
FeO	7,10	99	6,6	alk 6,5
MnO	0,11	2	0,1	k 0,15
CaO	11,78	202	13,4	mg 0,52
MgO	7,07	167	11,1	ti 7,5
K ₂ O	0,69	7	0,5	p 0,3
Na ₂ O	2,34	39	2,6	s ₂ 0,1
H ₂ O über 105°	1,84	108	—	h 14,6
H ₂ O unter 105°	0,56			qz 3,8
CO ₂	0,13	—	—	c : fm 0,65
P ₂ O ₅	0,24	2	0,1	
S ₂	0,06	1	FeS ₂ 0,1	
	99,67		100,0	

den gleichen Mineralbestand primär enthält, wie er sich im Gabbro als Ergebnis der Umwandlung einstellt. Die Veränderungen des Gabbro sind genetisch nicht eindeutig zu bestimmen: entweder ein mit der Intrusion selbst noch zusammenhängender Vorgang oder aber eine leichte Metamorphose oberster Tiefenstufe, die ohne Durchbewegung erfolgt ist.

Die Altersstellung des Gabbro läßt sich daraus erschließen, daß Bruchstücke von ihm in einer Breccie vorkommen, die aus anderen Gründen an die Basis der Trias zu stellen ist. Daraus, daß diese Bruchstücke vererzt sind, läßt sich vielleicht ein Anhaltspunkt für das umstrittene Alter der Vererzung in der Grauwackenzone erhalten. Anhangsweise wird ein ähnliches Gestein aus der Semmeringgegend beschrieben, sowie vom Analytiker (K. FABICH) Einzelheiten über seine Methoden gebracht. Analyse (anal. FABICH) des Gabbro (s. S. 816).

Kieslinger.

Thurner, Andreas: Versuch einer Gliederung der kristallinen Paraschiefer an der Hand der kristallinen Gesteine von Innerkrems bei Gmünd in Kärnten. (CBL. f. Min. etc. 1929. A. 151—166.)

Angel, Franz: Der Windbacher Typus floititischer Amphibolite. (CBL. f. Min. etc. 1930. A. 124—139.)

— Pigmentierte Apatite aus Intrusivgesteinen der Schladminger Tauern (Preintaler Hütte und Kotalpe). (CBL. f. Min. etc. 1930. A. 371—375.)

— Über gabbroide Kerne aus den Hochlantsch-Diabasen. (CBL. f. Min. etc. 1931. A. 154—161.)

— und Franz Heritsch: Das Alter der Zentralgneise der Hohen Tauern. (CBL. f. Min. etc. 1931. B. 516—527.)

Heritsch, Haymo: Vorläufiger Bericht über die Minerale der Lieserschluft bei Spittal an der Drau. (CBL. f. Min. etc. 1931. A. 364—367.)

Franz Angel: Notizen zur Morphologie des Antigorites. (Mitt. Naturw. Ver. f. Steiermark. 67. 1930. 1—6. Mit 1 Taf.)

Aus dem Serpentin von Grieserhof bei Hirt (südlich von Friesach) in Kärnten und aus dem von Zederhaus im Lungau wird eine neue Form des Antigorits als „Mottenflügelform“ beschrieben, welche der „Fächerform“ (die z. B. in den Staubachit-Serpentinen vorkommt) gegenübergestellt wird. Die praktische Bedeutung dieser Unterscheidung liegt darin, daß die eigentümlich blätterig-wolkige Zierwirkung gewisser Serpentine, wie eben z. B. der beschriebenen von Zederhaus und Hirt, durch die „Mottenflügelform“ des A. hervorgerufen wird, sofern diese nicht zu klein ist. Anhangsweise werden noch die rotglänzenden Flecken des Hirter Serpentin erwähnt, die aus Anhäufungen von Eisenglanzblättchen und Pyrit bestehen. **Kieslinger.**

Angel, F.: Stubachit und Stubachit-Serpentin vom Ganoz (bei Kals in Osttirol). Ein Beitrag zum chemischen und physiographischen Studium von Serpentinmineralien. (Zeitschr. f. Kristallographie. 72. 1929. 1—41. Mit 7 Textabb. und 1 Taf.)

Clar, E.: Über die Geologie des Serpentinstockes von Kraubath und seiner Umgebung. (Mittteil. Naturwiss. Ver. f. Steiermark. 64/65. Graz 1929. 178—214. Mit 2 Taf.)

Franz Angel: Über Plagioklasfüllungen und ihre genetische Bedeutung. (Mitteil. Naturwiss. Ver. f. Steiermark. 67. 1930. 36—52.)

Unter „gefüllten Feldspaten“ versteht Verf. jene Plagioklase metamorpher Gesteine, die eine Anhäufung winziger Fremdkörper, Angehörigen der Zoisit- und Glimmergruppe, als Kern umschließen oder gänzlich von ihnen erfüllt sind. Der bekannteste Fall ist die Saussuritisierung, doch ist dieser Begriff mit „Füllung“ nicht identisch, sondern es ist die Saussuritisierung nur ein Sonderfall der Füllung. Solche gefüllte Plagioklase finden sich in Para- und Orthogneisen, aber auch in metamorphen basischen Eruptiven gabbroider Herkunft. Die Füllungsmineralien sind: Zoisit α , Klinozoisit, Epidot. — Alkaliglimmer, Biotit und Orthochlorite. — Gemeine bis barroisitische Hornblenden. — Hellroter bis farbloser Granat. — Quarz — Kalkspat — Disthen.

Das Wirtsm Mineral bezeichnet Verf. als „Grundplagioklas“. Sie gehören dem sauren Ende der Mischungsreihe an (bis 33 % An). In Albitnähe besteht die Fülle aus Klinozoisit und Muscovit, bei den basischen Oligoklasen wird das erste Mineral durch Zoisit ersetzt.

Morphologisch-genetisch werden drei Arten von Füllungen unterschieden:

1. Gefüllte Plagioklase „als Folge einer magmatischen Ausscheidungsfolge“, d. h. die Fülle solcher Plagioklase (in den Tauern-Zentralgraniten und Tonaliten) steht in strenger Abhängigkeit von dem Zonenbau, bei normaler Zonenfolge (An \rightarrow Ab) sind die basischeren Kerne am dichtesten gefüllt, die Randzonen oft ganz klar. Auch basische Rekurrenzen werden schön abgebildet.

2. „Gefüllte Plagioklasaugen“. Komplizierte Zwillingstöcke, deren Füllung sich im Gegensatz zu der ersten Gruppe nicht an die Grenzen der Einzelindividuen hält.

3. „Plagioklas-Aggregatfüllung“, Körnerballen von Albit, die zwischen zahlreichen Splittern dunkler Gemengteile (Hornblende, Biotit, Almandin, Epidot, Chlorit) wachsen; die eigentliche, neugebildete Fülle besteht aus Klinozoisit, Muscovit, Quarz.

Die beiden ersten Fälle werden als „echte Fülle“ zusammengefaßt; es sind die bekannten Entmischungsercheinungen. Der dritte Fall stellt die Verheilung eines mylonitischen Gemenges dar, entbehrt daher einer chemischen Gesetzmäßigkeit. Die dunklen Gemengteile (Hornblende, Biotit, Granat ...) sind nur mechanisch eingeknetet. „Falsche Fülle ist ein Anzeichen voralbitischer Durchbewegung.“

Die Entstehung der „echten Fülle“ wird durch Umsetzungsgleichungen erörtert. Es ist Zufuhr von K_2O , H_2O und CO_2 (als K_2CO_3) nötig. Der Umbau der klaren Plagioklase in gefüllte ist mit einer Volumersparnis verbunden. Auf Grund der Umsetzungsgleichungen wurden Tabellen entworfen, die es gestatten, aus den (Volum-) Mengen der Einschlüsse den Chemismus des vormaligen Plagioklases zu finden (auf ca. 5 % genau). Die Mengen der Einschlüsse werden nach dem Rosiwal-Verfahren im Dünnschliff ausgezählt.

Kieslinger.

- Vardabasso, S.: Il problema geologico di Predazzo in un secolo di ricerche (con alcune osservazioni sull'origine e la distribuzione della rocce eruttive in generale). Con bibliografia. (Atti Acad. Veneto-Trentino-Istria. 12—13. Padova 1922.)
- Nuovi riavvenimenti di materiali piroclastici nei dintorni di Moena e loro importanza per la interpretazione tettonica della regione. (Atti R. Istituto Veneto. 83. Venezia 1924.)
 - Risultati di nuove ricerche sopra il territorio eruttivo di Predazzo e Monzoni. (Boll. Soc. Geol. Ital. 43. 1924.)
 - Di un incluso calcareo a minerali di contatto nella monzonite di Predazzo. (Atti Acc. Veneto-Trentino-Istria. 15. Padova 1924.)
 - Sulla tettonica della Piattaforma porfirica atesina fra Bolzano e Trento. (Ibid. 16. Padova 1925.)
 - I diatremi del Làtemar (sopra un a particolare manifestazione vulcanica nel Trias delle Dolomiti del Trentino). (Ibid. 19. Padova 1928.)
 - La linea della Vallarsa (Brantental). Nuovo contributo alla conoscenza della tettonica della piattaforma porfirica atesina. (Ibid. 19. Padova 1928.)
 - I lamprofiri della Provincia Petrografica di Predazzo. (Annali R. Scuola d'Ingegneria. 4. Padova 1928.)
 - Escursioni geologiche attraverso le Dolomiti di Fiemme. (Ibid. 4. Padova 1928.)
- Piaz, G. Dal: Guida delle escursioni (attraverso il territorio di Predazzo). 33. Congresso della Soc. Geol. Ital. (in collaborazione con R. FARIANI e S. VARDABASSO). Padova 1920.
- Relazione della Commissione giudicatrice del concorso a premio sul tema (svolto da S. VARDABASSO): Sull'origine e l'età delle masse intrusive delle Alpi orientali in relazione alla struttura ed alla formazione delle catene montuose. (Att. R. Inst. Veneto. 85. Venezia 1926. 123—126.)

Silvio Vardabasso: Rapporti fra attività magmatica e vicende tettoniche nella provincia petrografica di Predazzo (Trentino, Italia). (Intern. Geological Congr. C. R. of the 15. Session, S. Africa 1929. 2. Pretoria 1930. 49—64. Englische Zusammenfassung.)

Die triassischen Effusiva der Dolomiten (Augit-Plagioklas-Porphyr, Augit-Andesit-Melaphyr, Diabas und Tuffe) mit ihrer vielfachen tektonischen Beanspruchung werden in scharfen Gegensatz gesetzt gegenüber den Intrusiven (Monzonit und Verwandte, Syenit, Granit, Nephelingsgesteine und Lamprophyre) mit ihren geringen Störungen.

Die tertiären Monzonite zeigen in ihrer Zusammensetzung nur geringen Unterschied gegenüber den triassischen Porphyriten.

Die permischen Quarzporphyre sollen im besonderen nicht nur die Differentiation des alpinen Zyklus, sondern auch schon die Eruptionen der ladinischen Tuffe von Predazzo beeinflusst haben.

Die permischen Porphyre sollen wahrscheinlich wieder aufgeschmolzen sein (Palingenese) zu den tertiären Graniten. Das in den Graniten nur in

geringer Menge enthaltene Alkali sei in dem Magmarückstand besonders konzentriert worden, woraus Verf. die Nephelingesteine, die Essexite und die camptonitischen Lamprophyre erklärt.

Verf. unterscheidet in der petrographischen Provinz von Predazzo:

1. Monzonit mit der Reihe Quarzmonzonit (Predazzo) bis Olivinmonzonit (Monzoni), mit Syenitmonzoniten, Dioriten, Theralithen und Gabbros, mit Pyroxeniten, Plagioklasiten und Wehliten, mit ihren Apliten und Lamprophyren.

2. Alkalisyenite, mit zugehörigen Gesteinen, ihren Apliten und Porphyren, mit Gauteit und Bostonit.

3. Granit mit seinem Pegmatit und pneumatolytischen Mineralassoziationen.

4. Nephelingesteine mit Nephelinsyenitporphyr, Tinguait, Essexit, camptonitischen Lamprophyren.

Die Nephelingesteine von Predazzo scheinen aus dem monzonitischen Magma infolge besonderer tektonischer Bewegungen als Reaktion auf permische Quarzporphyrschollen gebildet zu sein. **Erich Kaiser.**

Ungarisches Becken und seine Randgebiete.

Mauritz, B.: Die Zeolithminerale der Basalte des Plattensee-Gebietes in Ungarn. (Dies. Jb. Beil.-Bd. 64. A. [Festband BRAUNS.] 1931. 477—494.)

Papp, F. — R. Reichert: Über die Granite bei Mórágý. (Földtani Közlöny. [Geologische Mitteilungen.] 59. Budapest 1930. 35—41. Ungar. — Bereits erschienen im CBl. Min. etc. 1930. Abt. A. 166—172.)

B. Mauritz — H. F. Harwood: Der Basalt des Szent György-Berges in der Balatongegend (Plattensee-Gebiet). (Mathematische und naturwissenschaftliche Berichte aus Ungarn. 37. Budapest 1930. 1—31. Mit 3 Taf.)

Die Basaltdecke des Szent György-Berges ist infolge zweier scharf getrennten Ergüssen entstanden. Zuunterst liegt über den pontischen Schichten der Basalttuff, darauf folgt die 10—15 m mächtige untere Basaltdecke mit dicksäuliger und dünnbankiger Absonderung. Darüber liegt scharf geschieden die heller gefärbte obere Decke mit dünnsäuliger Absonderung; die dünnen Säulen laufen kuppelförmig gegen die Spitze zu. Zuoberst folgt der schlackig poröse Basalt.

Das Gestein der unteren Lavadecke ist ein doleritischer Feldspatbasalt, mit wenig Feldspateinsprenglingen (Labrador). Als Einsprenglinge erscheinen noch: Olivin-, Augit- und Titaneisenindividuen. Die Grundmasse besteht aus Feldspat, Augit, etwas Apatit und wenig Magnetit. Sehr charakteristisch ist das massenhafte Auftreten des Titaneisens meistens in den bekannten zerhackten Formen, seltener in tafeligen Kriställchen, und zwar stellenweise reichlich aufgehäuft. Im Gestein der oberen Decke beschränken sich die Gemengteile auf die Grundmasse, nur die Olivine bilden Einsprenglinge. Die Grundmasse ist bedeutend feinkörniger als im vorigen Gestein und besteht

hauptsächlich aus Plagioklastäfelchen (Labrador), Augitkörnchen und Erzkörnchen; die letzteren bestehen größtenteils aus Magnetit. Titaneisen kommt nur spärlicher vor. Folgende neue Analysen wurden mitgeteilt:

	1.	2.	3.
SiO ₂	48,73	47,79	48,80
Al ₂ O ₃	15,78	15,78	17,80
Fe ₂ O ₃	2,89	1,74	3,72
FeO	6,47	7,24	3,99
MgO	7,09	7,67	7,07
CaO	8,93	8,50	8,55
Na ₂ O	4,08	3,35	3,85
K ₂ O	1,04	2,15	0,98
H ₂ O +	1,33	1,49	1,21
H ₂ O —	0,45	0,82	1,07
CO ₂	0,00	0,66	0,00
TiO ₂	2,44	1,99	2,33
ZrO ₂	Sp.	0,00	Sp.
P ₂ O ₅	0,83	0,69	0,68
Cl	0,00	0,04	0,00
S	0,01	0,01	Sp.
MnO	0,16	0,16	0,13
SrO	—	0,03	0,03
BaO	0,08	0,06	0,06
Li ₂ O	Sp.	Sp.	Sp.
V ₂ O ₃	0,05	0,04	0,03
Cr ₂ O ₃	0,017	0,014	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00
Summe	100,37	100,22	100,30

Analytiker: H. F. HARWOOD.

1. Szent György-Berg, untere Decke.
2. Szent György-Berg, obere Decke.
3. Szent György-Berg, Gang im liegenden Basalttuff.

Die zwei ersten Analysen weisen auf essexitgabbroide Magmen. Die letzte Analyse zeigt auf eine Mittelstellung zwischen den essexitgabbroiden und gabbrodioritischen Magmen. Ein Vergleich mit den Analysen anderer ungarischer Basalte — besonders auf Grund der OSANN'schen und NIGGLI'schen Zahlen — hat die Blutsverwandschaft der basaltischen Gesteine des Plattenseegebietes mit denen des Neograder Gebietes festgestellt. Zwar findet man in den Gesteinen des Plattenseegebietes keinen Nephelin, doch ergab die chemische Untersuchung, daß diese Gesteine ebenfalls Übergänge zwischen den pazifischen und atlantischen Gesteinen darstellen.

A. Vendl.

A. Vendl: Petrographische Untersuchung der paläolithischen Absplisse aus der Höhle Bődöspeszt. (Mathematische und naturwissenschaftliche Berichte aus Ungarn. 37. Budapest 1930. 32—50. Mit 1 Taf.)

Die systematischen Ausgrabungen der Höhle Búdöspeszt (Stinkofen) im Bükkgebirge sind durch O. KADIĆ ausgeführt worden. In den pleistocänen Bildungen des Solutréens der Höhle wurden zwei Kulturschichten festgestellt voll mit paläolithischen Abspalmen. Darunter fanden sich auch mehrere gut bearbeitete Steingeräte.

Laut des Verf.'s petrographischen Untersuchungen bestehen die Abspalme aus folgenden Mineralien und Gesteinen: Chalcedon, Hornstein, Quarzit, Milchquarz, Tonschiefer (Wetzschiefer). Der größte Teil besteht aus Chalcedonvarietäten von verschiedener Ausbildung. Dieses Material kommt in der sarmatischen Stufe am Avasberge neben Miskole (also nicht weit von der Höhle) reichlich vor. Die verschiedenen Chalcedone sind durch eine sehr feinkörnige Aggregatstruktur und schwache Schichtung, ferner durch die Anwesenheit von Pyrit gekennzeichnet. Aus dem letzteren ist oft Limonit, eventuell Hämatit entstanden und dadurch wurden einzelne Chalcedone teilweise gelblich, bräunlich oder rötlich gefärbt.

Die Hornsteine spielten eine etwas geringere Rolle in der Steinindustrie der Höhle. Die ursprünglichen Lagerstätten der Hornsteine waren vorwiegend die Gesteine des Carbons im Bükkgebirge. Sie bestehen aus einem Feinquarzemenge (Chalcedon), teilweise mit faserigem Chalcedon. Auch das Vorkommen von scharfen Calcitkristallen ist sehr charakteristisch. Oft zeigt der größte Teil des Feinquarzemenges eine feinkugelige Struktur. Die Calcitkristalle sind oft scharf idiomorph, seltener xenomorph ausgebildet; manchmal sind sie ziemlich gleichmäßig zwischen den Quarzkörnchen verteilt. Aus einstigen Pyritindividuen wurde Leininit gebildet. Selten sind auch unveränderte Pyrite zu beobachten.

Unter dem Namen der Quarzite sind etwas gepreßte, derbe Quarzvarietäten von verschiedener Struktur zusammengefaßt worden. Sie bestehen entweder aus ziemlich gleich großen Quarzkörnchen, welche unmittelbar miteinander in Berührung stehen, oder aber in einer Masse von kleinen Quarzkörnchen liegen größere Quarzindividuen eingebettet. Die größeren Quarzkörner sind meistens in einer Richtung etwas gestreckt. Die undulös-fleckige Auslöschung geht in Streifen vor sich, ungefähr parallel zur Längsrichtung des Quarzes im Schnitt. Die Milchquarze sind derb und sie bestehen aus verschieden großen Quarzindividuen. Die Tonschiefervarietät ist manchen Wetzschiefen ähnlich.

Quarzit, Milchquarz und Tonschiefervarietäten sind in beschränkter Menge aufgearbeitet worden. Diese dürften teilweise aus den carbonischen Gesteinen, teilweise aus den mediterranen Bildungen, eventuell auch in der Form von Bachgeröllen, stammen.

A. Vendl.

S. v. Szentpétery: Oligoklasgesteine der Gegend von Szarvaskö. (Math. u. naturwiss. Anz. der Ungar. Akad. d. Wiss. 47. Budapest 1930. 432—465. Mit 1 Taf. Ungarisch, mit kurzem deutschem Auszug.)

Im südlichen Teile des Bükkgebirges bei Szarvaskö (bekannt durch das Vorkommen von Wehrlit) liegt ein gabbroidales Gebiet. Diabas und Gabbro sind die vorherrschenden Gesteine. Der dichte Spilitdiabas geht nach unten

in körnigen Ophitdiabas über, ferner durch den Gabbrodiabas in Gabbro. Die größte Mannigfaltigkeit der Gesteine wurde durch die eigentliche Differentiation herbeigeführt. Das Ergebnis der Differentiation war der ultrabasische Peridotitrand (Wehrlit) mit verschiedenen Übergängen, ferner sind schlierige Bildungen und ein ansehnliches leukokrates Ganggefüge entstanden.

Die Gesteine mit Oligoklas kommen in Schlieren (Oligoklasit) und Gängen (Oligoklaspegmatit und Oligoklasaplit) von sehr unbedeutenden Dimensionen vor. Geologisch spielen sie keine Rolle. Diese Gesteine bestehen überwiegend aus Feldspat (70—80 %), und zwar hauptsächlich aus Oligoklas (Ab_{66} — Ab_{85}). Seltener kommen auch Albit und in den basischeren Typen Andesin vor. Die farbigen Gemengteile treten in den saueren Typen sehr zurück. Titanomagnetit und Ilmenit sind immer vorhanden, der Biotit, selten der Augit und der Amphibol kommen in kleinen Mengen vor. Turmalin, Fluorit, Calcit (primär) sind selten beobachtet worden, vorwiegend in Apliten und Pegmatiten. Auch Granat und Pyrit sind spärlich verbreitet.

Folgende Analysen sind mitgeteilt worden:

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
SiO ₂	63,55	59,45	65,20	64,70	58,66	59,01	56,71
TiO ₂ . . .	0,84	1,34	0,44	0,21	0,90	1,42	2,04
Al ₂ O ₃ . . .	18,46	19,61	19,36	19,08	19,79	14,74	15,41
Fe ₂ O ₃ . . .	1,69	2,11	0,26	1,51	2,50	3,52	1,63
FeO	2,28	3,45	0,77	0,52	4,39	5,14	7,93
MnO . . .	0,14	Sp.	n. b.	n. b.	0,11	0,05	Sp.
MgO . . .	0,52	1,12	0,55	0,30	0,95	1,56	0,30
CaO	3,15	2,73	3,57	5,13	1,08	3,92	4,45
						SrO 0,02	
Na ₂ O . . .	8,05	8,11	8,76	8,16	9,12	6,01	7,71
K ₂ O	0,42	0,75	0,30	0,33	0,30	0,12	Sp.
H ₂ O + . .	0,80	1,19	0,73	0,44	1,65	3,17	2,80
H ₂ O — . .	0,18	0,18	0,14	n. b.	0,20	0,22	0,31
P ₂ O ₅ . . .	0,05	0,34	Sp.	n. b.	0,37	0,37	Sp.
						S 0,10	
Summe	100,13	100,38	100,08	100,38	100,11	99,37	99,29

I. Oligoklasit, Ujhatárvölgy. Anal.: E. E. POLNER.

II. Oligoklasit, Tóbérc. Anal.: E. POLNER.

III. Oligoklasaplit, Tóbérc. Anal.: E. POLNER.

IV. Oligoklasaplit, Ujhatárvölgy. Anal.: K. EMSZT.

V. Oligoklaspegmatit, Ujhatárvölgy. Anal.: K. EMSZT.

VI. Granitporphyrischer Oligoklasit, Agrárbánya. Anal.: K. EMSZT.

VII. Oligoklasit, Ujhatárvölgy. Anal.: K. EMSZT.

Auf Grund der Werte von OSANN, NIGGLI und BECKE wird der Chemismus dieser Gesteine diskutiert.

A. Vendl.

Karpthen.

Szádeczky, J. v.: Assimilationserscheinungen in dem Harghitzage der Ostkarpathen. (Intern. Geological Congress. C. R. of the 15. Session, South Africa. 1929. 2. Pretoria 1930. 434—436.)

Streckeisen, A.: Über das Nephelinsyenitmassiv von Ditro (Rumänien). (Dies. Jb. Beil.-Bd. 64. A. [Festband BRAUNS.] 1931. 615—628. Mit 1 Taf.)

M. G. Filipescu: Zăcământul de talc de la Cerișor (Jud. Huniedoara). (Die Talklagerstätte von Cerișor, Jud. Huniedoara.) Nur rumänisch. Mit geologischer Skizze und Profilen. (Dări de seamă [Sitz.ber.] Inst. Geol. al Rom. 15. 1926/27. Bukarest 1930. 92—99.)

Beschreibung der Talklagerstätte von Cerișor westlich von Huniedoara, in der Poiana Ruscă. Sie ist an den kristallinen Dolomit von Huniedoara gebunden, über dessen stratigraphische Stellung die Meinungen auseinandergehen (Devon, Perm oder Trias), und bildet darin eine konkordante Einlagerung von 6—8 m Mächtigkeit, die E—W streicht und 30—40° S einfällt, und die sich auf 4—5 km, aus der südlichen Umgebung des Dorfes Cerișor bis nördlich vom Dorfe Lelești verfolgen läßt.

Der Talk bildet mehrere, z. T. sehr reine Lagen, die durch kalkige und dolomitische Lagen getrennt werden. Er tritt in dichten, specksteinartigen Massen auf, die aus schuppenförmigen Aggregaten bestehen. Die einzelnen Schuppen besitzen positive Hauptzone und eine Doppelbrechung von 0,050; sie sind zweiaxig negativ mit einem sehr kleinen, etwas wechselnden Achsenwinkel. Spez. Gew. = 2,86. Härte = 1½. Chemische Zusammensetzung (Analyse von E. ZAMFIRESCU): SiO₂ 61,83, Al₂O₃ 0,26, Fe₂O₃ 0,22, FeO 0,15, MnO —, MgO 31,50, CaO 0,18, Na₂O Spur, H₂O (—180°) 4,71, CO₂ 0,06, org. Substanzen —; Summe 100,01. Außerdem wird auch eine chemische Analyse des kristallinen Dolomits gegeben.

Der Kalk verdankt seine Entstehung einer Umwandlung des Dolomits, die durch Silifizierung, Anreicherung von Mg gegenüber Ca und Hydratation erfolgt sein dürfte und die auf die Wirksamkeit aufsteigender, kieselreicher Lösungen zurückgeführt wird.

Die Lagerstätte wird mit einigen Unterbrechungen seit 1913 ausgebeutet. Die sichtbare Reserve beträgt 34 000 Tonnen.

A. Streckeisen.

O. Schmidt: Cercetări geologice în ramificațiunile nord-estice ale Munților Făgăraș. (Geologische Untersuchungen in den nordöstlichen Ausläufern der Făgărașschen Berge.) Nur rumänisch. Dări de seamă [Sitz.ber.] Inst. Geol. al Rom. 15. 1926/27. Bukarest 1930. 15—20.)

Vorläufige Mitteilung über die geologische und petrographische Beschaffenheit der nordöstlichen Ausläufer der Südkarpathen. Das allgemeine Streichen der kristallinen Schiefer ist ENE (mehr im W) bis NNE (mehr im E). Zwischen dem Tal der Bârsa bei Zernești und dem Nordrand der Südkarpathen unterscheidet Verf. von S nach N folgende Zonen:

1. Zone der gefeldspateten Glimmerschiefer: sericit- und chloritführende Glimmerschiefer mit kleinen Feldspatporphyroblasten, stellenweise mit Einlagerungen von Injektionsgneisen. Auf dieser Zone lagert im S das Mesozoicum des Königsteins (Piatra Craiului).

2. Zone des Holbaver Gneises. Charakteristisch sind grobkörnige Augengneise („Holbaver Gneise“), die Ähnlichkeit mit Cozia- und Cumpanagneis zeigen; außerdem treten Plagioklasgneise, Amphibolite und Glimmerschiefer (teilweise granatführend) auf.

3. Ciuta-Serie. Sie besteht aus sericitisch-chloritischen Schiefern, weißen quarzitischen Schiefern, Glimmerschiefern und enthält Einlagerungen von wenig metamorphen Sedimenten (Konglomerate, Sandsteine, Kalke, Dolomite, tonige und kohlige Schiefer), die als Perm und Untertrias (Verrucano) gedeutet werden.

4. Zone der Strâmba-Gneise. Feinschiefrige diaphthoritische Glimmerschiefer und Gneise, worunter auch Augengneise.

Zone 1 und 2 fallen steil gegen NNW, Zone 3 und 4 weniger steil gegen NW.

In der Zone der Holbaver Gneise tritt auf 9 km Länge und 1 km Breite massivartig ein massiger Granodiorit auf; er führt reichlich Aplitgänge und enthält viele Schiefereneinschlüsse. In den umgebenden kristallinen Schiefern treten viele und mannigfaltige Gänge auf (Quarzporphyre, Granitporphyre, Syenitporphyre, Aplite), die vorwiegend nordöstliches Streichen besitzen und vom Granodiorit-Massiv ausstrahlen.

Unabhängig vom Granodiorit finden sich in der Zone der Holbaver Gneise auch Diabas- und Melaphyrgänge.

A. Streckeisen.

J. Szadeczky: *Asupra vârstei eruptivului dela Vlădeasa.* (Über das Alter der Eruptivgesteine des Vlădeasa-Stockes in West-Siebenbürgen). (Dări de seamă [Sitz.ber.] Inst. Geol. al Rom. 15. 1926/27. Bukarest 1930. 30—33.)

Gegenüber einer Darstellung von St. MATEESCU, der die rhyolithischen und dacitischen Eruptionen des Vlădeasa-Stockes für jünger als Obereocän-Unteroligocän hält, verteidigt Verf. das Oberkreide-Alter dieser Eruptionen.

A. Streckeisen.

J. Szadeczky: *Petrografia și vârsta rocilor cristaline din regiunea Borsec.* (Petrographie und Alter der kristallinen Schiefer der Gegend von Borsec, Ostkarpathen.) Nur rumänisch. (Dări de seamă [Sitz.ber.] Inst. Geol. al Rom. 15. 1926/27. Bukarest 1930. 34—42.)

Verf. beschreibt die kristallinen Gesteine der Gegend von Borsec, vor allem kristalline Kalke und Dolomite, schwarze Quarzite und Graphitschiefer, sowie Porphyroide. Er hält die Gesteine für mesozoisch und glaubt, daß sie ihren metamorphen Charakter durch die alpine Faltung (vorwiegend in der Unterkreidezeit) erhalten haben.

[Die beschriebenen Gesteine gehören sämtlich zur sog. II. Gruppe der Ostkarpathen (Tulghes-Serie), die durch I. ATANASIU eine eingehende Beschreibung erfahren hat (siehe dies. Jb. 1931. II. 255—258). Die kristallinen Kalke und Dolomite von Borsec sind den Chloritschiefern eingelagert und

mit ihnen gefaltet. Weiter im SO (Tulgheş, Hăghimaş) treten aber völlig unmetamorphe mesozoische Sedimente (Trias bis Kreide) transgressiv über den kristallinen Schiefen auf. Für ein mesozoisches Alter der Gesteine von Borsec bestehen somit gar keine Anhaltspunkte. Ref.]

A. Streckeisen.

J. Szadeczky: Munții ascunși din Transilvania de Est. (Die verborgenen Gebirge von Ost-Siebenbürgen.) Nur rumänisch. (Dări de seamă [Sitz.ber.] Inst. Geol. al Rom. 15. 1926/27. Budapest 1930. 42—51.)

Verf. hat die sarmatischen Konglomerate von Ost-Siebenbürgen (Gegend von Odorhei, Gurghiu-Tal, Mureş-Tal, Gegend von Sărmășel) auf die Natur ihrer Komponenten untersucht. Diese polygenen Konglomerate enthalten mannigfaltige kristalline und mesozoische Gesteine, jedoch keine jungen Ergußgesteine (Andesite, Dacite), woraus hervorgeht, daß deren Eruptionen pliocän sind.

Verf. hält die polygenen Konglomerate, die meist auf Antiklinalen zutage treten, für Reste autochthoner Gebirge, die durch orogene Kräfte zerstört worden seien, während in den Synklinalen diese Gebirge in die Tiefe versunken sein sollen.

A. Streckeisen.

M. Savul: Nota asupra diabazelor dela Niculițel. (Über die Diabase von Niculițel, Dobrogea.) Nur rumänisch. (Dări de seamă [Sitz.ber.] Inst. Geol. al Rom. 15. 1926/27. Bukarest 1930. 184—192.)

Geologische und petrographische Beschreibung der Diabase von Niculițel, südlich von Isaccea (Dobrogea). Die Diabase treten in Wechsellagerung mit grauen kompakten Kalken der mittleren Trias auf; diese sind randlich metamorphosiert; auch enthalten die Diabase Kalkeinschlüsse. Zuweilen finden sich in den Kalken auch konkordante Einlagerungen von pyroklastischem Material. Über den Diabasen folgen Sandsteine (obere Trias oder Lias), die keine Diabaslagen mehr enthalten und auch keine kontaktliche Einwirkung zeigen.

Die Diabase sind meist feinkörnig und aphanitisch; zuweilen treten variolitische Varietäten auf. Sie besitzen ophitische Struktur. Der Plagioklas (Andesin-Labrador) ist meist saussuritisiert; er ist idiomorph gegenüber Augit. Der Augit tritt nur in einer Generation auf; häufig ist er in Chlorit (Delessit, meist sphärolithisch), Ilmenit und Leukoxen umgewandelt. Außerdem tritt Pennin auf, der eine jüngere Bildung darstellt.

Chemische Zusammensetzung (Analyse des Verf.'s): SiO_2 45,01, TiO_2 1,86, Al_2O_3 16,62, Fe_2O_3 2,87, FeO 6,17, MnO Spur, MgO 6,59, Na_2O 2,95, K_2O 1,41, H_2O (+ 110°) 3,00, H_2O (— 100 °) 0,39, P_2O_5 0,45, CO_2 1,92; Summe 100,82. Spez. Gew. 2,93. Außerdem wird eine ältere Analyse angegeben.

Die postvulkanischen, hydrothermalen Wirkungen beschränken sich auf die Bildung von Quarz-Epidot-Gängen, die oft gut entwickelte Kristalle von Quarz, seltener solche von Epidot aufweisen.

A. Streckeisen.

J. Szadeczky: Munții vulcanici Hărghita-Călimani. (Die Vulkankette Hărghita-Călimani.) Nur rumänisch. (Dări de seamă [Sitz.ber.] Inst. Geol. al Rom. 16. 1927/28. Bukarest 1930. 52—68.)

Verf. teilt Feldbeobachtungen mit und beschreibt die aufgesammelten Gesteine. Im mittleren Teil der Härghitta treten basische Pyroxen-Andesite auf, die häufig auch Olivin führen und als Basaltandesite beschrieben werden. Die chemische Analyse eines solchen Gesteins, ausgeführt von B. RUISSKA, ergab folgende Werte: Basaltandesit von der Mündung des Sälard-Baches, Mureş-Tal: SiO₂ 53,32, TiO₂ 0,21, Al₂O₃ 18,92, Fe₂O₃ 7,87, FeO 2,60, MnO Spur, MgO 3,50, CaO 8,30, Na₂O 3,08, K₂O 1,04, H₂O 1,07; Summe 99,89. si 144, al 30, fm 36, c 24, alk 10, k 0,18, mg 0,39, c/fm 0,66.

Im südlichen Teil der Härghitta treten saurere Gesteine auf (Andesite mit Hornblende und Augit, Andesite mit Biotit und Hornblende); ebenfalls im Călimani-Gebirge.

Verf. ist der Ansicht, daß das ursprüngliche Magma basaltandesitischer Zusammensetzung gewesen sei, und daß die saureren Gesteine als Assimilationsprodukte gedeutet werden müßten.

A. Streckeisen.

Th. Kräutner: *Geologia regiunii cursului superior al Bistriței Aurii, Văii Tiboului și Cărlibabei.* (Die Geologie des Oberlaufes der Goldenen Bistritz, des Tibou- und Cărlibaba-Tales.) Nur rumänisch. (Dări de seamă ale Sedințelor. Institutul Geologic al României. 15. 1926/27. București 1930.)

Der nördliche Teil des Bistrița-Gebirges wird im Flußgebiet der Goldenen Bistritz von kristallinen Schiefen der II. Gruppe (Sericit-Chlorit-schiefer, schwarze Quarzite, kristalline Kalke) gebildet. An der Bretilla (bei Tibou) erscheinen Granatglimmerschiefer, Biotitgneise und Amphibolite (I. Gruppe), welche hier in einer kleinen Antiklinale zutage treten. Am Außenrand des kristallinen Massivs finden sich rote Augengneise (Rărăugneise).

Nach einer kurzen Beschreibung des NE-Endes der mesozoischen Randmulde wird dargelegt, daß das Bistrița-Gebirge im Raum des Tibou- und Cărlibaba-Tales infolge einer axialen Depression des Kristallins, welche durch quer zum Streichen verlaufende Brüche noch akzentuiert wird, sowohl von SW, dem Siebenbürgischen Becken her, als auch von NE, der Flyschzone aus, von jüngeren Bildungen, welche golförmig in das Kristallin eingreifen, transgressiv bedeckt wird. Die Transgression beginnt vom Siebenbürgischen Becken her mit dem Cenoman (Fazies mit *Ezoggyra columba*), darauf folgen rote Schiefer (Eocän?) und mitteleocäne Nummulitenkalke. (Bassin Bistrița-Tibou.) Von NE, also von der Flyschzone her, transgrediert besonders das Aptien und bildet das Becken von Lucina—Bobeika. Die beiden Becken sind durch einen 4—8 km breiten Streifen von Kristallin voneinander getrennt.

Ref. d. Verf.

St. Cantuniari: *Contribuțiuni la cunoașterea geologiei Banatului: I. Studii geologice în regiunea Călnic—Lupac—Vodnic.* (Beiträge zur Geologie des Banats: I. Die Gegend Călnic—Lupac—Vodnic.) Nur rumänisch. (Dări de seamă [Sitz.ber.] Inst. Geol. al Rom. 16. 1927/28. 72—82. Bukarest 1930.)

St. Cantunlari: II. Studii geo-tectonice în regiunea Moniom—Reșița—Vodnic. (Geologische Studien in der Gegend Moniom—Reșița—Vodnic.) Nur rumänisch. Mit einer farbigen Kartenskizze. (Dări de seamă [Sitz.ber.] Inst. Geol. al Rom. 17. 1928/29. 140—150. Bukarest 1930.)

Auf eine kurze Übersicht über die bisherige Literatur folgt eine Beschreibung der im mittleren Banat (Gegend westlich von Reșița) auftretenden Formationen (kristalline Schiefer, Carbon, Perm, etwas Jura und Kreide, Pliocän). Im W ist das Carbon von den kristallinen Schiefen randlich überschoben, wobei auch eine kleine Überschiebungsklippe (Tâlva Mare) gebildet wurde.

A. Streckeisen.

M. G. Filipescu: Notă asupra unui tuf vulcanic, asemănător tufului dacitic, în stratele meoțiene dela Vâlcănești, Jud. Prahova. (Mitteilung über einen dacituffähnlichen vulkanischen Tuff aus der mäotischen Stufe von Vâlcănești, Jud. Prahova.) Nur rumänisch. (Dări de seamă [Sitz.ber.] Inst. Geol. al Rom. 17. 1928/29. 41—51. Bukarest 1930.)

Verf. fand in der subkarpathischen Zone der Prahova-Gegend einen Vulkantuff, den er in einer Mächtigkeit von 10—15 cm auf 300 m verfolgen konnte, und der dem sandig-mergeligen Neritinen-Hydrobien-Horizont der mäotischen Stufe eingelagert ist. Das weiße bis hellgraue Gestein besteht aus einer isotropen bis kryptokristallinen Masse mit Fragmenten von Plagioklas (Andesin-Labrador), Sanidin (?), Quarz (??), grüner Hornblende, brauner Hornblende, Biotit und Magnetit. Seine chemische Zusammensetzung (Analyse von E. ZAMFIRESCU) beträgt: SiO_2 53,28, Al_2O_3 21,25, Fe_2O_3 4,14, FeO 0,32, MnO —, MgO 0,92, CaO 13,23, Na_2O 1,59, K_2O 0,78, H_2O 14,36, CO_2 —; Summe 99,97.

In Analogie zu den Dacittuffen, die sich in der gleichen Gegend in der miocänen Salzformation finden, stellt Verf. auch den vorliegenden Tuff zu den Dacittuffen, obwohl er nach seiner Zusammensetzung eher zu den Andesittuffen gehört. Zum Vergleich wird die Analyse eines miocänen Dacittuffs angegeben (E. ZAMFIRESCU): SiO_2 61,71, Al_2O_3 13,89, Fe_2O_3 2,86, FeO 0,35, MnO Spur, MgO 0,94, CaO 3,28, Na_2O 1,96, K_2O 1,29, H_2O 13,64, CO_2 —; Summe 99,92.

Es handelt sich um einen primären, nicht umgelagerten Tuff, der vermutlich aus der Härghitta (Siebenbürgen) stammt. Am Schluß folgt eine Zusammenstellung der Literatur über die tertiären Tuffe Rumäniens.

A. Streckeisen.

A. Streckeisen: Tufuri daciene în Jud. Prahova. (Dacische Tuffe im Jud. Prahova.) Nur rumänisch. (Dări de seamă [Sitz.ber.] Inst. Geol. al Rom. 17. 1928/29. 150—151. Bukarest 1930.)

Beschreibung einiger Tuffe, die von P. KELTERBORN in der dacischen Stufe der Südkarpathen (Gegend von Ceptura) aufgefunden worden sind. Es handelt sich um Andesittuffe; sie bestehen aus einer isotropen Masse mit Aschenstruktur und Kristallfragmenten von basischem Plagioklas, brauner

Hornblende und Augit. Die Tuffe sind primär, nicht umgelagert. Das Vorhandensein dieser Tuffe zeigt, daß die vulkanische Tätigkeit der Härghitta-Gruppe bis ins Obere Pliocän angedauert hat. **A. Streckeisen.**

A. Streckeisen; Observațiuni geologice în Carpații Meridionali între Valea Oltului și Valea Jiului. (Geologische Beobachtungen in den Südkarpathen zwischen Olt- und Jiu-Tal.) Nur rumänisch. (Dări de seamă [Sitz.ber.] Inst. Geol. al Rom. 17. 1928/29. 69—80. Bukarest 1930.)

Im untersuchten Gebiet lassen sich nach ihrer petrographischen Fazies zwei Gruppen von kristallinen Schiefen unterscheiden:

1. Lotru-Kristallin (I. Gruppe MRAZEC's). Besteht vorwiegend aus Gneisen und Glimmerschiefern mit Einlagerungen von Amphiboliten und ist häufig aplitisch und pegmatitisch injiziert; sehr charakteristisch sind grobkörnige Glimmerpegmatite. Die Gesteine dieser Gruppe sind meist sehr frisch, besitzen grobes Korn und rein kristalloblastische Strukturen.

2. Parângu-Kristallin (II. Gruppe MRAZEC's). Vorwiegend sind granitische Gesteine, die oft stark verschiefert sind, und dioritische Gesteine, die als Amphibolite vorliegen; mehr untergeordnet erscheinen quarzitische, sericitische und chloritische Schiefer. Die Gesteine dieser Gruppe sind oft stark verwittert; Katakklase und Mylonitisierung ist sehr verbreitet.

Die beiden altkristallinen Gruppen werden getrennt durch den „subgetischen Sedimentkomplex“. Er besteht hauptsächlich aus verschieferten, teilweise rekristallisierten Kalken (Tithon?) und aus einer Phyllitserie (Schela-Formation), die den Bündner Schiefen der Alpen ähnlich ist und bisher bald als Permocarbon, bald als Lias betrachtet wurde. In dieser treten Serpentine auf (Ophiolithe). Der ganze Komplex wird unter Vorbehalt als mesozoisch aufgefaßt; er ist stark tektonisch beansprucht.

Auf eine knappe geologische Beschreibung folgt die tektonische Interpretation. Die Auffassung von MURGOCI, wonach das Lotru-Kristallin als Getische Decke über das Parângu-Kristallin („Autochthon“) überschoben ist, hat sich vollinhaltlich bestätigt (vgl. X. Int. Geol. Congr. Stockholm). Das Alter der Überschiebung fällt nach MURGOCI zwischen Neocom und Cenoman.

Auf eine Parallelisierung mit den Decken der Alpen wird grundsätzlich verzichtet, da es fraglich erscheint, ob tektonische Einheiten im Streichen auf so weite Erstreckung anhalten. Es wird lediglich in petrographisch-fazieller Beziehung auf die Ähnlichkeit zwischen Lotru-Kristallin und Oberostalpin, zwischen Parângu-Kristallin und Unterostalpin, zwischen dem subgetischen Sedimentkomplex und der Aroser Schuppenzone aufmerksam gemacht, was durch ähnliche Stellung im tektonischen Bauplan begründet ist.

A. Streckeisen.

A. Streckeisen: Profilul dela Vai de Ei (Carpații Meridionali, Jud. Gorj). (Das Profil von Vai de Ei, Jud. Gorj, Südkarpathen.) Nur rumänisch. (Dări de seamă [Sitz.ber.] Inst. Geol. al Rom. 17. 1928/29. 93—97. Bukarest 1930.)

Besprechung der geologischen Verhältnisse am Südrand der Südkarpathen westlich vom Jiu-Tal. Die auf dem Granit des Autochthons liegende Sedimentserie enthält eine Granitlamelle eingeschaltet, so daß keine stratigraphische Folge besteht. Über den mesozoischen Sedimenten folgt die Überschiebung der Getischen Decke mit etwas verwitterten Gneisen und Glimmerschiefern. Anschließend wird die stratigraphische Stellung der verschiedenen Glieder der Sedimentserie erörtert.

A. Streckeisen.

O. Schmidt: Scurtă expunere asupra rezultatelor cercetărilor geologice făcute în regiunile cristaline ale Carpaților Meridionali. (Kurze Übersicht über die Resultate von geologischen Untersuchungen in den Südkarpathen.) Nur rumänisch. (Dări de seamă [Sitz.ber.] Inst. Geol. al Rom. 17. 1928/29. 80—89. Bukarest 1930.)

Bericht über geologische Beobachtungen in den Südkarpathen, vor allem in der Gegend des Olt-Durchbruchs und am Ostende der Făgărascher Berge.

Das Lotru-Kristallin, das westlich vom Olt-Tal die ganze Breite der Karpathen einnimmt und sehr charakteristisch ausgebildet ist, erreicht das Olt-Tal selbst nicht. An der Überschiebungslinie der Valea lui Stan bei Brezoiu sinkt das Lotru-Kristallin gegen O unter den Cozia-Gneis in die Tiefe.

Vom Olt-Tal an gegen O bestehen die Karpathen nach Verf. aus zwei kristallinen Serien, dem Leaota-Kristallin im S, dem Făgărascher Kristallin im N. Das Făgărascher Kristallin scheint von N her über das Leaota-Kristallin überschoben zu sein (Mylonitbreccie bei Bahnhof Cornet im Olt-Tal, Überschiebung am Ostende der Făgărascher Berge bei Zernești und Poiana Mărului).

Das Leaota-Kristallin besteht aus diaphthoritischen Chlorit-Muscovit-Schiefern, die häufig kleine Plagioklas-Porphyroblasten enthalten (gefeldspatete Glimmerschiefer). Häufig finden sich Einschaltungen von grobfaserigen Augengneisen, die besonders im W, in der Gegend des Olt-Tales, geradezu dominieren (Cozia-Gneis). [Es bleibt abzuwarten, ob Cozia-Gneis und Leaota-Kristallin der gleichen petrographisch-tektonischen Einheit angehören, oder ob sie verschiedenen Einheiten entsprechen. Ref.]

Das Făgărascher Kristallin enthält sehr mannigfaltige Gesteine (kleinfaserige Orthogneise, Hornfelsgneise, Amphibolite, Glimmerschiefer (teilweise granatführend), Chlorit- und Sericit-Phyllite, kristalline Kalke usw.). Der Grad der Metamorphose nimmt von S gegen N ab, so daß der Nordrand der Karpathen von phyllitischen Gesteinen eingenommen wird. Den Südrand des Făgărascher Kristallins bilden Orthogneise: der Cumpana-Gneis im W, der Holbaver Gneis im O.

Es folgen Bemerkungen über die Metamorphose. Die beiden besprochenen kristallinen Serien sind polymetamorph; ihre Metamorphose ist im wesentlichen vormesozoisch.

A. Streckeisen.

Th. Kräutner: Geologische Beobachtungen in der mesozoischen Randmulde der Bukowina mit besonderer Berücksichtigung des Raräu-Gebietes. Deutsch und rumänisch. (Anuarul [Jahrbuch] Inst. Geol. al Rom. **14**. 1929. Bukarest 1931. Mit Karte und Profiltafel und 10 Taf.)

Das Kristallin des Bistrița-Gebirges besteht aus Sericit-Chlorit-Schiefern mit kristallinen Kalken und enthält linsenförmige Einlagerungen von rotem Augengneis (Raräu-Gneis), die von einer schmalen Kontakthülle umgeben sind. Auf dem Kristallin, das im wesentlichen der II. Gruppe der Ostkarpathen angehört, folgt die mesozoische „Randmulde“ (UHLIG); sie enthält Verrucano, Triasdolomite, Dogger, Jaspis-Schichten (Callovien-Oxfordien), Tithonkalke und Unterkreide (bis Aptien). Die Lagerung ist muldenförmig; das Innere der Mulde wird von Aptien eingenommen; der Außenflügel ist in Schuppenstruktur ausgebildet. Neben zahlreichen Riffkalkklippen treten im Aptien auch viele Blöcke von Triaskalken in Hallstätter Fazies und von Liaskalken in Adnether Fazies auf, die in der Umgebung nirgends anstehen; sie werden als Reste einer höheren Decke gedeutet (Siebenbürgische Decke UHLIG's), die während der mittelcretacischen Gebirgsbildung der Erosion zum Opfer fiel.

A. Streckeisen.

Asien.

Heritsch, Haymo: Der phonolitoide Trachyt E/43 vom Kamm Kapu Kaja-Kalé (Anatolien). (CBL. Min. 1930. A. 499—501.)

Angel, Franz: Aus der Gesteinswelt Anatoliens. (Dies. Jb. Beil.-Bd. **62**. A. 1931. 57—162.)

Rietz, T. A. du: Contributions to the Petrography of Kamchatka. (Geolog. För. i Stockholm Förh. **46**. 1924. 418—438.)

Polovinkina, J.: Geological route explorations along the Ussoi, Maly and Bolshoi Amalat, Zipi and Vitun rivers (according to A. A. DEMIN's materials). (Trans. of the Geological and Prospecting Service of USSR. **32**. Leningrad 1931. 1—74. Mit 1 Karte.)

Svitalsky, N. and J. Polovinkina: Geological explorations in the systems of the rivers Zypi and Muia in Transbaikalia. (Ibidem. 75—200.)

S. F. Maskovzev and P. Tchourin: Materials to the Geology and Petrography of North Kamtchatka. (Ibidem. **59**. Leningrad 1931. 63 S.)

Mesozoisch: „pyroxen hornblendite“, Gabbro und doleritische Basalte. Tertiär: Andesite, Feldspatbasalte, Dacite. **Erich Kaiser.**

Scheibener, Edmund: Die Petrographie der Residenz von Bantam nebst einer Karte im Maßstabe von 1 : 200 000, einer Übersichtskarte und 2 Taf. (Meded. v. h. Alg. Proefstat. v. d. Landbouw. No. 18. Weltevreden 1925. 1—152.)

P. Esenwein: Verdere onderzoekingen van eruptiefgesteenten van Paloeweh. (Weitere Untersuchungen von Eruptivgesteinen von Paloeweh.) (De Mijning. **12**. Bandoeng 1931. 116—118.)

Verf. bezweifelte unlängst die Richtigkeit der KEMMERLING'schen Hypothese, nach der Floresgesteine rückenförmig die Unterlage der Insel Paloeweh bilden sollten. In einem Referat über die Arbeit von ESENWEIN (vgl. Ref. dies. Jb. 1931. II. 264—266) berief sich alsdann KEMMERLING auf eine Sammlung von Gesteinsproben, worunter viele basische Einschlüsse und grüne Globigerinenkalke, die vor allem am Strand von Oewa gesammelt sein sollten. Diese zur Zeit der Bearbeitung der Paloeweh-Gesteine durch Verf. vermißte Gesteinsserie wurde unterdessen gefunden und von ihm untersucht. Es zeigt sich, daß die Andesite dieser Insel in der Tat keinen Biotit enthalten, daß dieses Mineral vielmehr von den früheren Bearbeitern offenbar mit der in einzelnen Proben vorhandenen, stark pleochroitischen (oxydierten) Hornblende verwechselt worden war. Von Paloeweh sind außer den normalen Ergußgesteinen der Kalkalkaloihe (Basalten, Andesiten und sauren Andesiten) bisher nur grobkörnige basische Hornblendegabbro-Einschlüsse (bezw. metamorphe Produkte davon) darin bekannt, die als lokale primäre basische Differentiate der Paloeweh-Magmen anzusehen sind. Der Befund an diesen Einschlüssen läßt auf selbständige Produkte dieser Magmen schließen, die mit den Gabbro- und Noritmassiven von Flores nichts zu tun haben.

Was den Globigerinenkalk betrifft, so befindet sich davon wohl eine Probe in genannter Sammlung, es handelt sich aber um ein ausgesprochenes Geröll, das keine Bestandteile enthält, die auf einen aus der Tiefe mitgebrachten Einschluß in basaltischer oder andesitischer Lava deuten könnten. Wahrscheinlich liegt ortsfremdes, möglicherweise durch Menschenhand von Flores mitgebrachtes Material vor, eine Möglichkeit, die KEMMERLING selbst schon erwogen hatte.

F. Musper.

W. de Haan & O. Ecklund: Jonge diabazen. (Junge Diabase.) (De Mijning. 12. Bandoeng 1931. 87—89. Mit 1 Kartenskizze und 6 Photos.)

Die bei Soeliki (Padanger Hochlande, Westsumatra) vorkommenden, von VERBEEK als „Diabase und verwandte Gesteine“ bezeichneten Effusiva hatte dieser als tertiiär angesehen. v. STEIGER (1922) und TERPSTRA (1926) haben dem bereits widersprochen. Verf. bringen hier weitere Beispiele für das jugendliche Alter dieser Ergußgesteine, die nicht allein alttertiäre Sedimente durchsetzen und überdecken, sondern (am Bt. Batoe Poetih) selbst ein Netzwerk in der altnoogenen „Mergelsandstein-Stufe“ (VERBEEK) bilden. Das Alter dieser „Diabase“ wäre demnach vermutlich jungnoogen, „vielleicht sogar altquartär“. Sie zeigen auch nicht die Druckerscheinungen, die man bei Gesteinen, welche der mesozoischen Faltung unterworfen gewesen wären, erwarten sollte. Verf. suchen zu zeigen, daß jene Eruptiva unter dem Einfluß von Pajakkräften aufstiegen, die aus SSW bis SW kamen. In der Ebene von Pajakombo sehen sie einen Grabenbruch, an dessen Südwestrand der Sago-Vulkan entstanden ist.

Über die petrographische Natur der behandelten „Diabase“ ist ein weiterer Aufsatz in Aussicht gestellt.

F. Musper.

Afrika.

Schürmann, E.: Über das Alter einiger Eruptivgesteine der östlichen Arabischen Wüste Ägyptens. (Cbl. Min. 1931. A. 161—166.)

H. P. T. Rohleder und **C. Stansfield Hitchen**: Vulkanologische Beobachtungen länges der Bahnlinie Adis—Abeba—Djibouti. (Zs. Vulkanologie. 12. 1929/30. 269—289. Mit 1 Textfig. und 3 Taf.)

Den Feldbeobachtungen in unmittelbarer Nachbarschaft oben angeführter Bahnlinie sind mikroskopische Untersuchungen einiger Gesteine beigelegt. Von acht Gesteinsproben wurden Analysen (I—VIII) durchgeführt.

Analysetabelle.

Analytiker: C. STANSFIELD HITCHEN, Imperial College of Science and Technology, London.

	I.	II.	III.	IV.
SiO ₂	45,59	63,13	71,91	51,11
TiO ₂	14,23	15,72	11,44	10,03
FeO	9,33	1,77	2,76	— ¹
Fe ₂ O ₃	3,33	2,50	2,67	6,99
MgO	8,72	0,81	0,18	1,25
CaO	10,96	1,72	0,21	6,36
Na ₂ O	2,17	4,55	4,38	5,20
K ₂ O	0,72	4,09	4,63	6,19
TiO ₂	2,16	1,14	0,41	0,50
H ₂ O (frei)	0,60	1,00	0,53	1,07
H ₂ O (gebunden)	1,82	3,03	0,65	2,83
CO ₂	—	—	—	5,28
P ₂ O ₅	0,42	0,26	0,04	0,13
MnO	0,20	0,21	0,14	0,24
S	0,01	0,01	Sp.	SO ₃ = 1,82
BaO	0,02	0,11	—	0,05
Cl	Sp.	Sp.	Sp.	0,19
F	—	—	—	—
V ₂ O ₅	0,05	0,01	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—
NiO	—	—	—	—
C	—	—	—	1,19
Summe	100,33	100,06	99,95	100,43
				— O ₂ = 0,04
				100,39

¹ Eine Bestimmung von FeO wurde durch das Vorhandensein einer ansehnlichen Menge Kohlenstoff unmöglich gemacht. Der sekundären Natur des Gesteins wegen wurde Schwefel in Form von SO₂ bestimmt.

	V.	VI.	VII.	VIII.
SiO ₂	68,69	70,99	71,37	71,63
TiO ₂	9,98	9,18	10,87	11,31
FeO	0,68	4,67	2,37	3,56
Fe ₂ O ₃	8,52	3,15	3,87	2,41
MgO	0,03	0,19	0,27	0,02
CaO	0,76	0,71	0,38	0,41
Na ₂ O	5,84	6,07	3,90	5,61
K ₂ O	4,23	4,24	4,29	4,56
TiO ₂	0,40	0,38	0,41	0,36
H ₂ O (frei)	0,04	0,02	1,07	—
H ₂ O (gebunden)	0,20	0,22	0,86	0,25
CO ₂	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,07	0,28	0,15	0,07
MnO	0,14	0,25	0,09	0,20
SSO ₃ =	0,01	0,02	0,01
	0,10			
BaO	0,06	0,01	—	—
Cl	0,02	Sp.	Sp.	Sp.
F	—	—	—	—
V ₂ O ₃	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—
NiO	—	—	—	—
C	—	—	—	—
Summe	99,76	100,37	99,92	100,40

Sie entstammen folgenden Lokalitäten:

- I. Olivinführender Plagioklasbasalt, Georgenkirche, Adis Abeba.
- II. Alkali-Trachyt, unweit der Britischen Gesandtschaft in Adis Abeba.
- III. Pantellerit, unweit des amerikanischen Hospitals, Adis Abeba.
- IV. Kieseliger Absatz in der Lavahöhle bei Metahara.
- V. Oberfläche des Lavastromes am Fuße des Fantale bei Metahara. (Pantelleritische Zusammensetzung.)
- VI. Hauptlavastrom des Fantale (Pantellerit) auf halber Höhe.
- VII. Pantellerit, unterhalb der Deutschen Gesandtschaft in Adis Abeba.
- VIII. Obsidianbombe (pantelleritische Zusammensetzung), Spalte bei Modjo.

Die Gesteine sind typische Vertreter einer atlantischen Sippe. Zum Vergleich werden einige ältere Analysen wiedergegeben, die von Gesteinen dieses Gebietes vorliegen.

Chudoba.

N. R. Junner: The Norite of Sierra Leone, British West Africa. With chemical analyses by H. F. HARDWOOD. (Intern. Geological Congress. C. R. of the 15. Session, South Africa. 1929. 2. Pretoria 1930. 417—433.)

Anschließend an die Darstellung von F. DIXEY (vgl. die Referate dies. Jb. 1923. II. 356. 1924. II. 387) werden die Intrusionsverhältnisse und die

Textur der Gabbromasse, die einzelnen Gesteine in chemischer, mikroskopischer und lagerstättenkundlicher Hinsicht, wie im Vergleich mit anderen ähnlichen Vorkommen, eingehend besprochen. Die hier aufgeführten Analysen von H. F. HARDWOOD, ausgenommen 259 und 344.

An verwertbaren Mineralien wurden Ilmenit, titanhaltiges Eisenerz in durchhaltenden Bändern im tieferen Teile der Intrusion, sowie Platin gefunden.

	A	B	C	D
Fe ₂ O ₃	25,06	76,92 ¹	—	Pt 87,0
FeO	28,02	—	—	OsJr 1,3
TiO ₂	42,34	15,70	46,81	Pd 2,0
V ₂ O ₅	0,38	0,69	—	Fe 9,9
Cr ₂ O ₃	0,00	4,36	0,29	

A. Ilmenit, bei Hastings.

B. Titanhaltiges Eisenerz, Mt. Aureol, Freetown.

C. Platinführendes, schwarzes Sandkonzentrat, Big Water bei York Pass.

D. Alluvial Platin. Big Water bei York Pass Forest Guard barracks.

	304	290	259	286	344	316	393	315
SiO ₂	51,67	49,52	44,45	40,24	37,83	77,38	50,58	46,35
Al ₂ O ₃	26,31	12,81	14,45	1,50	2,28	11,83	16,88	11,98
Fe ₂ O ₃	1,23	1,65	1,05	2,30	1,80	0,76	2,79	4,76
FeO	1,85	5,66	14,13	19,78	24,69	0,30	6,02	12,13
MgO	1,31	12,33	16,93	30,11	31,81	0,08	6,89	5,33
CaO	12,37	15,32	6,37	4,33	0,89	0,60	13,26	10,13
Na ₂ O	3,55	1,10	1,88	0,04	—	2,40	2,45	2,42
K ₂ O	0,40	0,14	0,34	0,06	—	6,00	0,13	0,95
H ₂ O +	0,50	0,55	0,35	0,51	0,09	0,35	0,40	0,95
H ₂ O —	0,50	0,55	0,35	0,51	0,09	0,08	0,11	0,20
CO ₂	0,18	0,16	—	0,63	—	0,00	0,05	0,77
TiO ₂	0,51	0,73	0,07	0,30	0,18	0,18	0,62	3,45
ZrO ₂	0,00	0,00	—	0,00	—	0,01	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	Spur	—	Spur	—	0,01	Spur	0,44
Cl	—	—	—	—	—	Spur	Spur	Spur
S	0,01	0,01	—	0,01	—	0,01	0,01	0,02
MnO	0,04	0,15	0,17	0,32	—	Spur	0,15	0,47
SrO	0,01	Spur	0,00	0,00	—	0,00	Spur	Spur
BaO	Spur	0,00	0,00	0,00	—	0,04	Spur	0,05
Li ₂ O	Spur	0,00	—	0,00	—	Spur	0,00	0,00
V ₂ O ₅	0,03	0,04	Spur	0,03	—	0,01	0,06	0,05
Cr ₂ O ₃	Spur	0,18	0,00	0,015	—	0,00	0,02	Spur
NiO	0,00	Spur	0,04	0,05	0,06	0,00	0,00	0,00
	100,10	100,41	100,32	100,41	99,74 ²	100,04	100,42	100,45
Spez. Gew.	2,72	3,16	3,12	3,43	3,43	2,60	2,90	3,01

¹ Alles Eisen als Fe₂O₃ berechnet.

² so im Original.

Quarz	1,99	—	—	—	39,0	0,28	0,69	
Orthoklas	2,34	0,83	2,2	0,33	35,45	0,78	5,62	
Albit	30,04	9,28	15,8	0,31	20,29	20,71	20,45	
Anorthit	54,73	30,04	29,9	3,84	2,99	34,82	19,11	
Korund	—	—	—	—	0,29	—	—	
Diopsid	{ CaSiO ₃	2,30	18,77	0,8	5,67	—	12,80	10,89
	{ MgSiO ₃	1,44	13,51	0,3	3,62	—	8,17	5,31
	{ FeSiO ₃	0,71	3,56	0,5	1,67	—	3,80	5,39
Hypersthen	{ MgSiO ₃	1,81	11,25	0,2	8,54	0,20	8,98	7,96
	{ FeSiO ₃	0,89	2,29	0,3	3,39	—	4,19	8,08
Olivin	{ Mg ₂ SiO ₄	—	4,16	29,3	44,10	—	—	—
	{ Fe ₂ SiO ₄	—	1,20	19,0	22,37	—	—	—
Magnetit	1,78	2,38	1,6	3,33	0,43	4,05	6,90	
Hämatit	—	—	—	—	0,47	—	—	
Ilmenit	0,97	1,38	0,1	0,56	0,33	1,17	6,55	
Pyrit	0,02	0,02	—	0,02	0,02	0,02	0,04	
Apatit	—	—	—	0,03	0,02	0,00	1,0	
Calcit	0,41	0,36	—	1,43	—	0,11	1,75	
Zirkon	—	—	—	—	0,02	0,00	—	
Wasser	0,63	0,61	0,4	0,68	0,43	0,51	1,15	
Summe	100,06	100,32	100,4	100,35	100,00	100,39	100,89	
	Labradorose	Auvergnose		Kakoulimose	Alaskose	Auvergnose	Camp-tonose	

304. Anorthosit, Big Water bei York Pass Forest Guard barracks.

290. Olivingabbro, Waldweg von Bangbahal nach Toke.

259. Troktolith, zwischen Regent und Sussex. Anal. L. S. THEOBALD.

286. Hypersthenperidotit, Baw Baw nach Nr. 2.

344. Dunit, zw. Bura Town und Kent. Anal. L. S. THEOBALD.

316. Mikropegmatit, Big Water bei York Pass Forest Guard barracks.

393. Beerbachit, Lumley Road Station.

315. Dolerit, Big Water bei York Pass Forest Guard barracks.

Die Quelle des nur in Seifen beobachteten Platins ist unbekannt; jedoch waren zur Zeit der Untersuchung noch keine systematischen Untersuchungen durchgeführt.

In bezug auf die Genesis sei folgendes hier wiedergegeben: Auf dem Festlande ist mit etwa 500 qkm nur ein Teil der ganzen Intrusion zugänglich. Auch Liegendes wie Hangendes sind unbekannt. Ähnliche Intrusionen kommen in weiterer Umgebung vor, lineare Erstreckung parallel der Küste zeigend.

Die verschiedenen Gesteine zeigen eine schichtähnliche Anordnung (primäre Bänderung). Die Gesteine in dem unteren Teile sind, hauptsächlich olivinreiche Troktolithe, nur wenig basischer als die hangenden Gesteine.

Die ältesten und verbreitetsten Gesteine sind gut gebänderte, mittelkörnige Troktolithe und normale wie olivinführende Gabbros und Norite.

In diese noch heißen Gesteine sollen dann — in geringerer Ausdehnung — grobkörnige Gabbros und Norite, mit Peridotit, wenig Dunit und Gabbropegmatit eingedrungen sein. Die meisten grobkörnigen Intrusionen kommen in der Bänderung des ältesten Gesteines konkordanten, linsenförmigen Körpern vor, hauptsächlich in dem oberen Teil des Gesamtkörpers.

Konzentrisch wie radial verlaufende Abkühlungsspalten sind mit Beerbachit, Dolerit und Mikropegmatit ausgefüllt, wobei der letztere, in geringem Umfange vorkommend, auch das letztgebildete Gestein ist, als letzter saurer Differentiationsrest ausgepreßt.

Alle Gesteine sind verhältnismäßig recht frisch.

Erich Kaiser.

A. Lacroix: Les minéraux de la syénite néphélinique à Aegyryne du nord de l'île Kassa. Les diverses phases pneumatolytiques des syénites néphéliniques de l'archipel de Los. (C. R. 192. 1931. 1932.)

Schon 1911 hat Verf. im äußersten N der Insel Kassa einen Nephelinsyenit festgestellt, dessen chemische Zusammensetzung sehr analog dem der Insel Rouma ist; jedoch schließt er keine seltenen Mineralien ein. In der Verlängerung der Spitze von Kassa hat Verf. diesen Syenit in großen Blöcken inmitten der tropischen Vegetation vorgefunden. Er besteht aus Natronfeldspat und Nephelin, beide grau, sowie aus den farbigen Mineralien Akmit und Arfvedsonit. Die Umwandlung von Amphibol in gelben Akmit ist leicht zu erkennen. Außerdem kommen wenig Pyrochlor, Lavenit und rosa Fluorit vor. Er bildet Differentiationsschlieren mit sehr feinem oder gröberem Korn. In den Teilen, die kaum 10—30 cm im Durchmesser haben, befinden sich Astrophyllit und Eukolit. Dieser schließt Katapleitkristalle ein, die vielleicht primär sind und von Cancrinit begleitet, der hier dieselbe Rolle spielt wie der Losit von Rouma. Der Sodalith ist weniger häufig. Doch hat Verf. einen blauen Kristall von 4 cm Durchmesser beobachtet. Der Sodalith besitzt starke Fluoreszenz. An zwei Fundorten wurde Villiaumit in den Pegmatiten mit foyaitischer Struktur festgestellt, der miarolithische Hohlräume ausfüllt, welche hier von großer Ausdehnung sind und Spaltwürfel von 2 cm Länge bilden.

Der Villiaumit von Kassa ist nicht wie der von Rouma karminrot, sondern weinrot. Er ist nicht fluoreszierend. Nur wenn an den Rändern sich die Farbe in rosa mildert, erscheint eine Fluoreszenz von rotem Feuer. In Geoden findet sich dieselbe Varietät in Oktaedern mit Würfel. Der Villiaumit hüllt auch manchmal die anderen Mineralien ein, auch Pyrit und Bleiglanz. In einer Geode fand sich auch Serandit mit den Formen (101), (100), (010), in einer anderen treten Mesotypkristalle auf, die mit Rhomboedern von Dialogit bedeckt sind, die wiederum Pyrophanit umgeben oder tragen. Mesotyp, Dialogit und Pyrophanit sind gleichalterig. Eine ausführliche Besprechung des neuen Minerals Serandit folgt in dies. Jb. 1932. I.

Hier und dort finden sich im normalen Syenit Zonen von höchstens 1 cbm, wo das Gestein schwarz geworden ist, ein wenig matt und mit zahlreichen Körnern oder Würfeln von Pyrit besetzt. Darin sind Mesotypkristalle

bis 15 cm Länge und in Hohlräumen Analcim, bedeckt mit Stilpnomelan oder schönen Mesotypkristallen. Der Mesotyp ist stets jünger als Analcim. Seine Formen sind verschieden. Die großen Flächen (010) erinnern an Stilbit. Die drei unterschiedenen Arten von Mesotyp haben die Dichten 2,245, 2,243 und 2,248. Der mit diesen Zeolithen vorkommende Pyrit bildete sich am Ende der Analcimauskristallisation und vor dem Mesotyp.

Diese verschiedenen Beobachtungen führten den Verf. zu einigen allgemeinen Betrachtungen. Verf. hat bereits bei den Pegmatiten von Madagaskar zwei aufeinanderfolgende Phasen der Pneumatolyse am Ende ihrer Bildung festgestellt. Die eine nannte er die konstruktive, weil sie ohne Hiatus die Kristallisation des Gesteins fortsetzt, aber ohne Vermehrung der Rolle der Mineralisatoren und der löslichen Salze des Magmas. Diese Phase ist charakterisiert durch die Zunahme an Natronmineralien. Albit herrscht vor; der Glimmer ist Lepidolith; die Eisenturmalinkristalle sind in den Drusen mit andern rot oder rosa durch die mangangefärbten Mineralien, wozu auch der Beryll gehört.

In den Nephelin-Pegmatiten von Rouma zeigt sich das Charakteristische dieser Phase in der Gegenwart der Zeolithe (Analcim und Mesotyp), von Eukolit, Serandit und auf Kassa von Serandit, Dialogit und Pyrophanit. Außer den Zeolithen sind alle reich an Mangan. Es ist unbestreitbar, daß die Zeolithe, welche mit den anderen Mineralien gleichzeitig kristallisierten, primär sind. Sie schließen in der Tat intakte Kristalle von Nephelin ein. Der Villiaumit schließt diese Phase ab. Es findet sich aber auf Kassa nicht in denselben Drusen wie die Manganmineralien und ist bei Rouma der Begleiter von Serandit und Eukolit.

Auf diese konstruktive Phase folgt in den Granitpegmatiten von Madagaskar die vom Verf. als destruktiv bezeichnete Phase, weil, ohne Zweifel an eine wenig höhere Temperatur gebunden, alle Mineralien angegriffen sind durch die letzten Flüssigkeiten, die in Hohlräumen des unvollständig erstarrten Gesteins zirkulierten. Auf Kassa ist diese Phase durch die Entstehung einer neuen Zeolithgeneration charakterisiert, nur von Pyrit begleitet. Der Kalifeldspat des Syenits ist verschwunden und in Albit umgewandelt. Dieser wiederum, ebenso wie Nephelin und Sodalith auf dem Wege der Epigenisation durch Analcim, verwandelt sich in Mesotyp. Nur einige Reste von sehr korrodiertem Akmit schwimmen innerhalb dieser Hydratmineralien.

Diese letzte zeolithische Phase vergleicht Verf. mit der von BRÖGGER in den Nephelinsyeniten von Langsundfjord beschriebenen. Verf. hat nach Apophyllit auf den Los-Inseln gesucht, der in den Syeniten Norwegens so häufig ist, aber ihn bisher noch nicht gefunden. **M. Henglein.**

N. Kouriaty: Les gisements de serpentines et de chromites au Togo. (C. R. 192. 1931. 1669.)

Verf. hat die alte Gneisfastebene, die sich im N von Tsévie bis Sokodé erstreckt, sich im O bis Dahome verlängert und im W durch die Gebirgskette von Togo begrenzt wird, besucht und im einzelnen näher untersucht.

Die letztere wird gebildet von metamorphen Gesteinen, die jünger als die Gneise sind, nämlich von Tonschiefern, Glimmerschiefern, Quarziten, die in der Richtung N 10° bis 40° O gefaltet sind. Die Oberfläche der Gneiseneplain ist nahezu eben; sie erhebt sich allmählich gegen N bis zu 450 m Höhe in der Gegend von Sokodé. Im westlichen Teil schließen sich isolierte Massive an.

Der größere Teil der Festebene besteht aus Para- und Orthogneisen, alkalisch, kalkalkalisch, oft mit Amphibol und in einem besonderen Fall auch mit Skapolith. Sie sind in derselben Richtung gefaltet wie die Schichten der Gebirge von Togo. Diese Gneise enthalten Intrusionen von Mikrodioriten und sind mit kristallinen Kalken mit Zoisit, Epidot und Granat vergesellschaftet. Hier und dort beobachtet man granitische und pegmatitische Adern. In dieser kristallinphyllitischen Zone, vom Agou-Gebirge ausgehend, beobachtet man in Richtung NNO—SSW Peridotitintrusionen, Gabbros und Norite. Die fortschreitende Umwandlung dieser Gesteine in kristalline Schiefer hat eine reiche Serie von Eklogiten, Orthoamphiboliten und Orthopyroxeniten geliefert, teils mit, teils ohne Feldspate, Granaten, Epidoten und Serpentin.

30 km südwestlich des ersteren Fundorts, beim Mont Djetî (schon von KOERT und H. ARSANDAUX entdeckt), 30—40 km westlich der Eisenbahnstation Khra und im O des Kpéto-Flusses setzt ein Serpentinvorkommen das 350 m hohe Ahito-Gebirge zusammen. An der Basis der Westseite des Gebirges, auf dem linken Ufer des Kpéto, findet man eine Menge von Chromitblöcken, die im Durchschnitt 10—20 cm Durchmesser haben. Einige Blöcke des Gipfels erreichen 0,5 cbm. Andere Fundorte von Serpentin finden sich bei Moliendo, Adakpé, Aupométo (Cercle de Palimé) und Goudéwé (Cercle d'Atakpamé). Der Serpentin von Goudéwé enthält Chromit. Die Serpentine durchbohren einen Gneiskomplex, der Orthoamphibolite, Granatgesteine mit Epidot und Schiefer mit Klinochlor einschließt.

Der Orthoamphibolit mit Klinozoisit im O des Ahito-Gebirges ist ein hochmelanokrates Gestein, das aus Hornblende und Klinozoisit mit granoblastischer Struktur gebildet wird.

Der Gabbro ist an der Serpentinengrenze häufig in Eklogit umgewandelt (wie bei Moliendo). Durch seine Struktur und Zusammensetzung ist dieses Gestein verschieden. Durch Vermehrung der Granaten geht es in Granatfels (am Ahito) über, wo Augit und Amphibol verschwinden und durch ein Gemisch von Chlorit (Ripidolit) und Epidot ersetzt werden. Der Epidot bildet Kristalle verschiedener Größen, die unregelmäßig zwischen den Granatkristallen verteilt sind. Inmitten der Chloritschiefer, im Hohlweg östlich des Ahito-Berges, tritt der Serpentin in Form sehr aufgerichteter Schichten auf, um gegen O wiederum die Oberfläche zu bedecken. Diese Serpentine sind massiv oder schieferig, von blaugrüner bis gelbgrüner Färbung und an der Oberfläche verändert. Sie bestehen aus Antigorit und enthalten sekundären Amphibol. Äderchen von Xylotil durchschneiden ihn und man bemerkt in der Masse mikroskopische Hohlräume von rhomboedrischer Form, ausgefüllt mit einem Mineral aus der Gruppe des Antigorits (Pseudomorphose von Giobertit), aus zerstörtem Olivin entstanden.

Durch mechanische Einwirkung sind die Serpentine von verschiedener Struktur. Ihre Veränderung an der Oberfläche zeigt sich durch die Gegenwart von Talk, von Aktinolithkristallen und gelben Quarzstücken, die Reste von Amphibol, Talk und eisenhaltigen Produkten einschließen.

Der infolge Segregation des peridotitischen Magmas entstandene Chromit ist körnig, braun oder schwarz moiriert, von metallischem Glanz und mit einem grünen oder rotvioletten Chlorit (Kotschubeyit) vergesellschaftet. Mikroskopisch lassen sich zwei Varietäten unterscheiden: die eine mit dicken Bestandteilen, durchsichtig in der Mitte, braunrot, schwarz opak an den Grenzen, die andere mit kleinen ganz schwarz opaken Elementen. Wahrscheinlich ist die Veränderung der Farbe auf eine Anreicherung an Ferrioxyd zurückzuführen.

Analysen von F. RAOULT:

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO ₂ . . .	39,36	0,74	2,92	5,54	3,64	39,08
Al ₂ O ₃ . . .	16,38	21,10	16,04	17,15	24,61	2,10
Fe ₂ O ₃ . . .	3,86	3,77	4,52	7,28	4,92	6,21
Cr ₂ O ₃ . . .	0,05	47,62	49,88	44,66	39,14	0,29
FeO . . .	10,61	10,05	10,99	7,37	10,63	2,99
MnO . . .	0,19	Spur	0,04	0,05	Spur	0,12
MgO . . .	12,36	15,95	14,70	16,19	15,03	37,23
CaO . . .	11,08	0,26	0,22	0,56	0,62	—
Na ₂ O . . .	1,71	Spur	Spur	Spur	Spur	0,06
K ₂ O . . .	0,30	"	"	"	"	0,11
TiO ₂ . . .	1,42	0,16	0,41	0,39	0,44	0,09
P ₂ O ₅ . . .	0,08	—	—	—	—	—
H ₂ O + . . .	2,18	0,29	0,66	1,50	1,37	11,87
H ₂ O — . . .	0,17	0,23	0,17	—	—	0,12
Summe	100,03	100,17	100,55	100,69	100,40	100,31
	+ 0,06 Cl,	0,22 SO ₃				+ 0,04 NiO

1. Orthoamphibolit mit Klinozoisit; östlich des Ahito-Berges und seiner Basis.
2. Chromit, linkes Bachufer nahe dem Ahito-Berg.
3. „ Gipfel des Ahito-Berges, nach Lostrennung von der Gangmasse.
4. „ Gipfel des Ahito-Berges, nicht von der Gangmasse getrennt.
5. „ Goudéwé (Cercle d'Atakpamé), gereinigt.
6. Serpentin, Ayagbé (Cercle d'Atakpamé).

Aus Analyse 3 ergibt sich nach Abzug von SiO₂, CaO und MnO die Formel (Cr, Al, Fe)₂O₃, (Mg, Fe)O.

M. Henglein.

Cloos, H.: Alter und Verband der jungen Granite in Südwestafrika. (Intern. Geological Congress. C. R. of the 15. Session, South Africa. 1929. 2. Pretoria 1930. 437.) — Vgl. hierzu:
— Die jungen Plateaugranite in Südwestafrika. (Cbl. Min. 1929. A. 370-371.)

- Cloos, H. und Karl Chudoba: Der Brandberg — Bau, Bildung und Gestalt der jungen Plutone in Südwestafrika. I. Geologischer Teil. (Mit 13 Abb. u. 12 Taf.) II. Die petrographischen Merkmale der Brandberggesteine. (Mit 2 Abb. u. 2 Taf.) (Dies. Jb. Beil.-Bd. 66. B. 1—130.)
- Chudoba, Karl: Über umgekehrte Zonenfolge zonar gebauter Plagioklase im Melaphyr des Brandberges (Südwestafrika) und über gleichzeitige Antiperthit- und Perthitzonen der Albite des Brandberg-Kerngranits. (Cbl. Min. 1930. A. 273—278.)
- „Brandbergit“, ein neues aplitisches Gestein aus dem Brandberg (Südwestafrika). (Cbl. Min. 1930. A. 389—395.)

Hans Schneiderhöhn: Mineralische Bodenschätze im südlichen Afrika. Mit Beiträgen über: Die Diamantlagerstätten Südafrikas von ERICH KAISER und: Die Kohlenvorkommen Südafrikas von PAUL KUKUK. (111 S. Mit 114 Fig. Berlin W 10. NEM-Verlag 1931. Preis RM. 18.—.)

Dieses Werk enthält zahlreiche Angaben zur regionalen Petrographie Südafrikas, weshalb darauf auch an dieser Stelle hingewiesen sei. Namentlich für die Fragen der Platinlagerstätten des Bushveld-Intrusivkörpers, dessen Chemismus und Differentiation, wie zur Frage des Auftretens der Diamanten im Kimberlitmagma werden besondere die Petrographie berührende Gedanken erwogen. Aber auch die Lagerstätten Südwesafrikas, Südafrikas und Rhodesiens gaben zu mannigfachen petrographischen Bemerkungen Veranlassung. Eine kurze Besprechung befindet sich auf S. 565 dieses Bandes im Abschnitte Lagerstättenlehre. **Erich Kaiser.**

E. Reuning: Differentiation der Karroo-Eruptiva im südlichen Kaokofeld, Südwestafrika. (Intern. Geological Congress. C. R. of the 15. Session, S. Africa. 1929. 2. Pretoria 1930. 28—36.)

Im Anschluß an seine Untersuchungen über die Entwicklung der Karroo-Formation im südlichen Kaokofeld (dies. Jb. Beil.-Bd. 52. B. 94—114) bespricht Verf. nun die chemischen Analysen, welche von Dr. L. MÖSER-Gießen an dem vom Verf. selbst gesammelten Materiale angefertigt wurden. Daneben werden die NIGGLI-Werte und -Diagramme zugefügt.

Der Beginn der Eruptionen liegt im südlichen Kaokofelde — in gewissem Gegensatze zum übrigen Südafrika — schon im oberen Dwyka. Nachdem die Tuffe in ihren Auswürflingen, soweit diese der Tiefe entstammen, olivinreiche Melaphyre (zwischen 1 und 2) geliefert hatten, wird der eruptive Zyklus eingeleitet von basischen Magmen (blasigen Melaphyren, 6, 7 der Analysen, zu gabbrodioritischen Magmen der Kalkalkalireihe zu stellen). Die nächsthöheren Decken (8, 9) zeigen geringere Blasigkeit, dichtere und feinkörnig intersertale Melaphyre.— Eine darauf folgende saure Effusivphase zeigt durchweg bis zu den höchsten Decken porphyrische Gesteine (10—15), von denen die Gesteine 10—12 zu den normalgranitischen der Kalkalkalireihe mit Neigung zu den tasnagranitischen der Kalireihe, 13—14 zu den quarzdioritischen der Kalkalkalireihe zu

verweisen sind. 10—14 lassen noch eine gewisse Verwandtschaft mit den basischen Melaphyrmagmen erkennen. Die oberste erhaltene Porphyrydecke (15) zeigt eine Zwischenstellung zwischen den yosemitischen Gesteinen der Kalkkalkalireihe und den rapakiwitischen der Kalireihe, aber immerhin am Ende der ganzen Deckenergüsse noch ein granitisches Magma. — Nachdem schon ein ganzer Teil der vorher gebildeten Decken und der liegenden Sedimente abgetragen war, quollen im Doroskrater in seitlichen Kanälen und in Gängen basische Magmen (4, 5) empor, dichte, feinkörnige Melaphyre, die mit den Dorosgabbros und den weitverbreiteten sog. Gangdiabasen enge Verwandtschaft besitzen. Sie gehören zu normalgabbroiden Magmen der Kalkkalkalireihe. „Diese Strommelaphyre und die sog. Gangdiabase, die höchstwahrscheinlich einer ruhigen Effusivphase angehören, erscheinen verhältnismäßig spät am Schlusse des ganzen Karoo-Eruptionszyklus.“ — In dem Doroskrater, der eben die Decken des südlichen Kaokofeldes geliefert hat, stehen basische, grobkörnige Gesteine in ringförmiger Anordnung an, von denen der äußere Ring von einem Olivingabbro (1, hornblendit-pyroxenit-peridotitische Magmen der Kalkkalkalireihe), der innere Ring (2) von einem Gabbro, der zu den pyroxenit-hornblendit-gabbroiden Magmen der Kalkkalkalireihe zu stellen ist. Aus den schlierigen Teilen dieses Gesteines sind ganz zum Schluß Ganggesteine von geringer Ausdehnung und Mächtigkeit ausgequetscht worden, von denen ein Ägirinbostonit (3) näher untersucht wurde und nun — bei sonst gleichmäßiger Zugehörigkeit zur Kalkkalkalireihe — eine gelegentliche Neigung zur Kalireihe andeutet.

Verglichen mit diesen Gesteinen des südlichen Kaokofeldes wurden zunächst Gesteine von Kap Cross (KC_1 — KC_3), die alle Kalkalkalimagnen angehören. Die von H. Cloos beschriebenen Gesteine des Erongo (Beitr. z. geol. Erf. d. Deutsch. Schutzgeb. 17. Berlin 1919) werden eingehender in bezug auf ihren Chemismus diskutiert. Hier steht der Erongogranit E_4 dem jüngeren Granit von Cap Cross sehr nahe, ist nur kalireicher und neigt noch mehr den rapakiwitischen Magmen der Kalireihe zu. Wenn Verf. sagt: „Da diese Granite jünger sind als die Melaphyre, so muß ihnen zunächst ein oberkarrooisches (Stormberg-) Alter zugeschrieben werden. Somit gehören sie zu den jüngsten bekannten Graniten“, so hätte er diese Angaben besser nur auf Südafrika und auf den Chemismus beschränkt.

Es ist sehr erfreulich, daß hier über ein enger begrenztes Gebiet Südafrikas eine Darstellung des Chemismus der Eruptiva und der Differentiation gegeben wird. Es sollten auch andere Gebiete in ähnlicher Weise bearbeitet werden. Hier werden nur die neueren Analysen wiedergegeben.

1.—15. südliches Kaokofeld.

1. Olivingabbro, Doros-Krater, äußerer Ring.
2. Gabbro, Doros-Krater, innerer Ring.
3. Ägirinbostonit, Doros-Krater. Ganggesteine. Letzte Auspressung, vielleicht durch Wechselwirkung von dolomitischen Kalken und Abfolgen des granitischen Magmas der Porphyryphase verursacht.
4. Strom-Melaphyr, Strom der jüngsten Effusivphase.
5. Strom-Melaphyr, Strom der jüngsten Effusivphase.

	1.	2.	4.	5.	6.	7.	7.	8.	9.
SiO ₃	42,64	48,42	62,75	46,16	47,56	50,87	53,48	56,13	55,59
TiO ₂	1,30	2,40	0,70	0,83	1,34	1,72	2,48	1,67	1,89
Al ₂ O ₃	5,68	14,24	15,75	15,02	14,82	16,63	9,24	13,17	11,23
Fe ₂ O ₃	4,87	3,84	6,98	3,96	2,70	8,33	9,28	7,79	10,32
FeO	12,02	5,66	0,43	7,77	9,50	2,77	2,61	5,09	3,66
MnO	0,21	0,15	0,08	0,14	0,07	0,07	0,18	0,10	0,12
MgO	23,17	6,48	0,99	10,79	8,83	5,29	7,24	2,77	3,56
CaO	6,93	13,95	2,78	11,03	10,86	6,30	7,30	5,28	6,97
Na ₂ O	1,63	3,25	8,06	2,12	2,52	4,37	2,18	2,68	2,47
K ₂ O	0,25	0,96	0,25	0,20	0,57	1,00	0,99	2,12	1,22
H ₂ O +	0,63	0,77	0,61	1,53	0,88	1,84	2,12	2,00	1,49
H ₂ O —	0,05	0,05	0,35	0,20	0,25	0,64	2,88	0,83	1,09
P ₂ O ₅	0,22	0,10	0,08	0,16	0,18	0,24	0,24	0,23	0,26
CO ₂	0,08	0,08	0,14	0,32	0,25	—	—	0,55	—
S	—	—	—	—	—	0,08	—	—	—
CuO	—	0,02	0,06	0,02	0,02	0,04	0,11	0,06	0,06
Summe	99,68	100,37	100,01	100,25	100,35	100,19	100,33	100,47	99,93

	10.	11.	12.	13.	14.	15.	KC ₁	KC ₂	KC ₃
SiO ₂	67,79	67,27	66,27	65,25	66,38	68,18	49,70	50,65	73,42
TiO ₂	1,00	1,14	1,11	1,18	0,97	0,97	0,36	0,91	0,52
Al ₂ O ₃	10,77	12,07	11,93	11,98	12,32	15,08	17,15	16,04	13,14
Fe ₂ O ₃	6,81	6,25	7,16	6,58	2,24	5,20	2,37	8,08	2,26
FeO	0,78	1,30	1,22	1,65	4,54	0,22	6,19	2,83	0,52
MnO	0,10	0,12	0,08	0,08	0,07	0,12	0,16	0,12	0,03
MgO	0,76	0,82	1,24	1,02	1,65	0,28	11,42	8,71	0,28
CaO	1,64	2,01	2,11	3,83	2,95	1,59	9,85	9,63	0,75
Na ₂ O	3,64	2,49	2,29	2,84	2,85	3,04	1,46	1,46	3,24
K ₂ O	4,55	4,06	3,92	1,62	2,74	3,97	0,65	0,98	4,99
H ₂ O +	1,37	1,29	1,29	3,04	2,60	1,52	0,75	0,60	0,72
H ₂ O —	0,44	0,67	0,97	0,80	0,14	0,05	0,26	0,10	0,29
P ₂ O ₅	0,18	0,25	0,29	0,24	0,22	0,23	Sp.	0,04	0,09
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	Sp.	—
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CuO	0,02	0,02	0,02	0,07	0,05	0,02	0,06	0,05	0,04
Summe	99,85	99,76	99,90	100,18	99,72	100,47	100,38	100,20	100,29

6. Melaphyr, Decke über Hauptsandstein (wahrscheinlich gleich „Cave Sandstone“ Südafrikas).

7. Melaphyr, Atsab-Profil, 612—644 m ü. d. M.

8. Melaphyr, Atsab-Profil, 647—692 m ü. d. M.

9. Melaphyr, Maams-Horizont, etwa zwischen Nr. 7 und 8.
 10. Orthoklasporphyr, Atsab-Profil, 697—731 m ü. d. M.
 11. Orthoklasporphyr, Atsab-Profil, 731—815 m ü. d. M.
 12. Orthoklasporphyr, Khuab, etwa Nr. 11 entsprechend.
 13. Orthoklasporphyr, Atsab-Profil, 825—854 m ü. d. M.
 14. Orthoklasaugitporphyr, Atsab-Profil, 854—869 m ü. d. M.
 15. Orthoklasporphyr, Khuab, oberste Decke, 1123—1350 m ü. d. M.
- | | | |
|---------------------------------|---|--|
| KC ₁ Gabbro | } | von Kap Cross, an der Küste nördlich von Swakopmund. |
| KC ₂ Melaphyr | | |
| KC ₃ Jüngerer Granit | | |

Erich Kaiser.

E. Reuning: Differentiationen und Differentiationsprobleme südafrikanischer Gesteinsmagmen. (Intern. Geological Congress. C. R. of the 15. Session, South Africa. 1929. 2. Pretoria 1930. 37—48.)

Unter Beigabe reichen Zahlenmaterials an Analysen, in NIGGLI'sche Werte umgerechnet, und Beifügung von Diagrammen gibt hier Verf. einen sehr willkommenen Überblick über den Chemismus südafrikanischer Gesteinsmagmen. Verwertet sind die vom Verf. gegebenen und zusammengetragenen Analysen aus dem Bushveld Intrusivkörper (ds. Jb. Beil.-Bd. 56. A. 631—664) und aus dem Kaokofelde Südwestafrikas (vgl. S. 841 ds. Heftes), die von S. J. SHAND von den Alkaligesteinen Südafrikas (vgl. Referate ds. Jb. 1927 I. A. 238, 243 und dieses Heft S. 847 und S. 852) beigebrachten Analysen, die von R. A. DALY gegebenen Analysen (vgl. Referat ds. Jb. 1931. II. S. 270—276), die von P. A. WAGNER von Kimberliten und Melilithbasalten gegebenen Analysen (The Diamond Fields of Southern Africa, Johannesburg 1914), sowie von A. L. DU TOIT (The Geology of South Africa 1926), vom Berichtstatter (Die Diamantenwüste Südwestafrikas, Berlin 1926), von A. L. HALL aus dem Bushveld (vgl. S. 845 dieses Heftes) und aus dem Vredefort-Granit-Dom (vgl. S. 847 dieses Heftes) veröffentlichten Analysen.

[Wenn damit auch schon eine überaus stattliche Zahl von Analysen von den Intrusiv- und Effusivgesteinen Südafrikas vorliegt, so ist diese Zahl doch noch recht klein gegenüber der überaus großen Verbreitung vulkanischer Gesteine in Südafrika. Noch mehr wird aber für einzelne vulkanotektonische Einheiten die Zahl der vorliegenden Analysen zu klein, um einen vollen Überblick zu erlangen. Der südafrikanische Block mit seiner Reichhaltigkeit an vulkanischen Geschehnissen verdiente eine weitere Beachtung, zum Ziele, die petrochemischen Erscheinungen und damit die Differentiationsvorgänge mit den tektonischen Geschehnissen in Beziehung zu bringen. Die vorliegenden Untersuchungen von E. REUNING bringen uns ein gutes Stück weiter. Ref.]

Es ist unmöglich, alle einzelnen Zahlenwerte hier wiederzugeben.

Von den Gesteinen „des Normalfalls der Differentiation“ liegen nur wenig Analysen vor. Wichtiger sind die „Sonderfälle der Differentiation“:

1. „Bushveld Igneous Complex“. Verf. gibt in den von ihm nach den Analysen gezeichneten Diagrammen weitere Beweise für seine schon

früher gegebene Auffassung, daß die Differentiation der großen Bushveld-masse nicht an Ort und Stelle, sondern bereits in tieferliegenden Magma-massen stattgefunden haben müsse (vgl. die Ausführungen des Verf.'s in dies. Jb. Beil.-Bd. 56. A. 631—664.)

2. Die Gesteine der *Pilansberge* im Bushveld (vgl. auch das Referat auf S. 847 dieses Heftes) zeigen ebenfalls in dem Differentiationsdiagramm den krummlinigen Verlauf einer anormalen Differentiation, die wieder durch die Einschmelzung von dolomitischen Kalken beeinflußt sein soll.

3. *Kimberlite* und *Melilithbasalte* zeigen wohlumschlossene Einheiten. Sie sind nach dem für solche basischen Gesteine recht hohen *K* zu den Kaligesteinen zu rechnen [was bisher nicht so beachtet wurde, aber nach dem geologischen Verbands zu erwarten war]. Demgegenüber sind die *Melilithbasalte* zu den *theralithgabbroiden* Magmen der *Natronreihe* zu rechnen, so daß „man sie als besondere Differentiate betrachten muß, die wahrscheinlich aber demselben Eruptionszyklus angehören“.

Verf. weist endlich noch in einem besonderen Abschnitte darauf hin, daß schon der Probenahme des zur Analyse bestimmten Materials größere Aufmerksamkeit geschenkt werden müsse. Wie bei der Ziehung von Erzproben, so solle man auch bei der Entnahme des Materiales für die Gesteinsanalyse eine systematische Probenahme aus einem Haufwerk kleingeschlagener, möglichst frischer Gesteinsstücke und die Entnahme einer Serie von Proben über einen weiten Durchschnittsquerschnitt vornehmen. [Für die Erkenntnis des Durchschnittschemismus des Vorkommens ist dies selbstverständlich. Ist aber für die Erkenntnis der Differentiationsvorgänge nicht viel wichtiger die Anfertigung vieler Analysen an kleinen, nicht gemischten Proben?]

Erich Kaiser.

A. L. Hall: The Bushveld Igneous Complex with special reference to the Eastern Transvaal. (Intern. Geological Congr., Guide Book, 15 Session, South Africa 1929. Excursion C 19.)

Der mit dem Bushveld-Eruptivkörper so gut vertraute Verf., der darüber bereits mannigfache Schriften veröffentlicht hat, gibt hier einen kurzen klaren Überblick über Aufbau und Entstehung dieser großen geologischen Einheit. Ohne auf die vielen Einzelheiten einzugehen (21 Analysen werden angeführt), sei hier ein Überblick wiedergegeben, wie sich Verf. die Entstehung denkt.

Nach Absatz des Liegenden, der Pretoria-Schichten, traten in der Zeit der Rooiberg-Schichten in kurzen Intervallen der Sedimentation von Schiefer und Quarziten heftigere Eruptionen von sauren Laven ein, welche zur Bildung von Felsiten führten. Sie wurden von Tuffen und Granophyren, diese als Intrusionsäquivalent der Felsite, begleitet. Die Eruptionszentren sind unbekannt. Diese Gesteine werden als das saure Teilmagma eines gewaltigen tiefgelagerten Primärmagmas aufgefaßt, dessen Auftriebskraft die Kruste auf weite Erstreckung in einen Zustand der Spannung setzt. — Nach Bildung des Rooiberg-, aber vor Absatz der Basalkonglomerate des Waterberg-Systems trat eine weitere, stärkere Spannung ein, die einmal N—S verlief

und zur Bildung des Großen Ganges („Great Dyke“) von Südrhodesien führte (vgl. ds. Jb. 1927. I. A. 260. 1927. I. B. 234). Eine andere Schwächezone, nahezu rechtwinklig zu der ersteren, folgte einer älteren Schwächelinie parallel den Schichtflächen älterer Ablagerungen. Hier kam es zwischen dem Dach der Pretoriaschichten und der Basis der Rooiberg-Schichten zu der „Ersten Intrusion“ oder der „Norit-Phase“; diese wird als das basische Teilagma der intratellurischen Differentiation desselben, bei den Rooiberg-Schichten vorher erwähnten Muttermagmas aufgefaßt.

Diese gewaltige Lagergang-(sill-)artige Masse führte zu einem Absinken des Liegenden bis zu einer lopolithartigen (vgl. ds. Jb. 1923. I. 42, GROUT) Form. In dem Noritkörper soll dann eine fortgesetzte, vornehmlich gravitative Differentiation zu der so weit gehenden Pseudostratifikation parallel zu der Unterlage geführt haben. [Andersartige Auffassung von E. REUNING (vgl. S. 844/845 dies. Heft)]. Die schweren Bestandteile seien zu dem jeweils kritischen Horizonte der Differentiation abgesunken, in welchen dann auch die Metallsulfide mit ihrem gelösten Platin gelangt seien. Weiteres Absinken würde wahrscheinlich durch besondere physikalische Bedingungen, wie die Viskosität, verhindert. Deshalb werden die schwersten Bestandteile nicht an der Basis des Lopolithen gefunden. Innerhalb des [allerdings wenig klaren] kritischen Horizontes der Differentiation seien dann noch kleinere Umlagerungen erfolgt, die dann zur Sonderung und intensiven Verknüpfung von Anorthositen mit überbasischen Diällagorititen führten. — Nahe der Sohlfläche führte Assimilation sedimentären Materials zu weiteren Änderungen. — Zusammen mit der Noritintrusion wurde das Liegende mit den vielfachen Lagergängen von „Doleriten“ durchsetzt. [Die z. T. übereinstimmende, z. T. aber wesentlich abweichende Auffassung von R. A. DALY ist auf S. 308—311 dieses Bandes wiedergegeben worden.]

Die Schwierigkeit, auf Grund des Gravitationsprinzipes hoch in dem Hauptkörper der Norite noch Magnetitbänder zu erklären, verführt zu der weiteren Annahme mehrerer aufeinanderfolgender Noritintrusionen, welche Auffassung E. REUNING noch weitergehend vertritt.

Nach Verfestigung des Norites sei der Bushveld-Granit in der „späteren Intrusivphase“ in Lagergängen, stockartigen Massen oder Gängen durch die Norite wie durch die Felsite und Quarzite der Rooiberg-Schichten durchgedrungen.

Wahrscheinlich sehr viel später, vielleicht erst nach Beginn der Zeit der Waterberg-Schichten setzte die alkaline Phase ein. Sie führte zur Auspressung des großen Natrongranitdomes im Gebiete von Vredefort [vgl. S. 847 dieses Heftes], auch zur Pilandsberg-Masse [S. 847 dieses Heftes] und den kleineren Alkaligesteinsdurchbrüchen von Franspoort, Leeufontein, Sekukuniland [vgl. ds. Jb. 1927. I. A. 238—243. 1927. II. A. 60; dieses Heft S. 847 und S. 852].

[Dieser kurze Auszug aus HALL's Exkursionsführer zeigt uns Wege zur Deutung dieser gewaltigen Masse. Aber von einer voll befriedigenden Deutung sind wir noch weit entfernt. Referent, der 1927 und 1929 Teile des Bushvelds besuchen durfte, kann sich aus allen bisher gegebenen Deutungen, auch wenn er die Ansichten von P. A. WAGNER (zusammengefaßt

in: *The Platinum Deposits and Mines of South Africa*, London 1929. Bespr. CBl. f. Min. 1930. A. 205), R. A. DALY und E. REUNING berücksichtigt, noch kein ihn voll befriedigendes Bild über den ganzen Intrusions- und Differentiationsmechanismus dieser gewaltigen Masse machen. — H. SCHNEIDERHÖHN hat übrigens in ähnlicher Weise die Auffassung von A. L. HALL wiedergegeben und weitere Einzelheiten mitgeteilt. Man vergleiche sein Werk: *Mineralische Bodenschätze im südlichen Afrika*, Berlin 1931. Bespr. in diesem Bande S. 565 und S. 841.]

Erich Kaiser.

A. L. Hall: *The Vredefort Granite Dome in the Northern Orange Free State and the Southern Transvaal*. (Intern. Geological Congress. 15. Session, South Africa 1929. Guide Book, Excursion C 15.)

Verf. gibt hier einen Überblick über diesen interessanten Eruptivkörper, den er mit MOLENGRAAFF 1925 eingehend behandelt hat (vgl. Ref. ds. Jb. 1927. I. A. 245—256). Hierzu benutzt er dann auch die Ergebnisse der eingehenden Kartierung von L. T. NEL (*The geology of the country around Vredefort. An Explanation of the Geological Map 1 : 63 360*. Pretoria 1929).

Erich Kaiser.

S. J. Shand: *The Geology of Pilansberg (Pilaan's Berg) in the Western Transvaal: A study of Alkaline Rocks and Ring-Intrusions*. (Trans. of the Geol. Soc. of S. Africa 1928. 31. 97—158. Mit 4 Taf. mit einer Karte des Gebietes in 1 : 63 000.)

Die Alkaligesteine dieses Gebietes sind zuerst durch G. A. F. MOLENGRAAFF bekannt geworden und dann näher untersucht worden von H. A. BROUWER (vgl. ds. Jb. 1912. II. Ref. 66, 67; 1913. II. Ref. 242—253; 1914. I. Ref. 246; 1914. II. Ref. 413; 1923. II. Ref. 360—362; CBl. f. Min. 1911. 129) und W. A. HUMPHREY. Verf. hat nun eine eingehendere Untersuchung dieses kleinen, sich etwa 500 m über die Fastebene des Bushveldes erhebenden, etwa 600 qkm umfassenden Gebirges vorgenommen. Er weist darauf hin, daß die übliche Bezeichnungsweise Pilansberg unrichtig sei, die aber bei ihrer schon weitgehenden Einbürgerung kaum mehr auszurotten ist.

Der Pilansberg besteht aus zwei ringförmigen Bergrücken, die durch eine Talung getrennt sind, ein inneres Tiefland umgeben und von Quertalungen durchsetzt sind, durch welche die z. T. durchdauernde Entwässerung erfolgt, und welche das Bergland zugänglicher machen.

Die Topographie des Berglandes spiegelt die geologischen Verhältnisse des Untergrundes wieder. Wir verstehen dies am besten, wenn wir der ganz zusammengepreßten Erklärung der genetischen Verhältnisse folgen, die Verf. gibt. Nachdem der Norit und rote Granit des Bushveld-Eruptivkörpers (vgl. die Arbeit von A. L. HALL, Ref. S. 845 dieses Heftes) ihren Platz erhalten hätten, sei noch ein Rest unverfestigten granitischen Magmas in der Tiefe, ungefähr an der Basis der Transvaal-Schichten, zurückgeblieben. Dieses Restmagma, das reich an flüchtigen Bestandteilen gewesen sei, trat in Wechselwirkung mit den mächtigen Kalk- und Dolomitlagern an der Basis des Transvaal-Systems. Das gab [man denke an die Erklärung der

Alkaligesteine durch R. A. DALY] Veranlassung zum örtlichen Auftrieb von hochalkalischen Schmelzen, die sich z. T. in den anderen Vorkommen von Alkaligesteinen im Bushveld Transvaals [vgl. besonders die Arbeiten von S. J. SHAND selbst, Ref. ds. Jb. 1927. I. A. 238—243, 1927. II. A. 60; dieses Heft S. 852], z. T. im Pilansberg selbst zeigen. Die letztere Extrusion erfolgte an der Kreuzungsstelle von NNW-Verwerfungen mit der Achse des Bushveld-Troges. Zuerst hätten sich einige Vulkane gebildet, deren Auswürflinge zusammen einen dicken Tuffmantel bildeten. In den Fuß dieses Mantels wurde das empordringende Magma gepreßt, wo es sich über der Oberfläche des Norites ausbreitete und einen dicken Foyaitkuchen zwischen Norit und Tuffen bildete. Die Ringstruktur wurde gebildet durch das Zurücksacken des Scheitels des Kuchens in das noch flüssige Innere und das Heraufquellen des Foyaitringes um diese Einsenkung. Während HUMPHREY den Pilansberg mit dem Vesuv, mit einer zentralen Förderesse und davon radial abfallenden Lava- und Tuffmassen verglich, kommt SHAND zum Vergleich mit einer Gruppe kleinerer Gipfel, etwa den Phlegräischen Feldern, mit einer in der Mitte entwickelten Caldera. [In der SHAND'schen Darstellung bleibt noch wenig verständlich das Verhältnis dieser Alkaligesteine zu dem Bushveld-Eruptivkörper. Wie auch A. L. HALL (vgl. S. 845 dieses Heftes) einen engen Zusammenhang mit den großen Vorgängen zur Differentiation in jener gewaltigen Esse annimmt, so auch S. J. SHAND. A. L. HALL spricht direkt davon, daß seine alkaline Phase schon bald nach Beginn der Waterberg-Zeit einsetzte. Was nun aber zum mindesten den Pilansberg betrifft, so liegt die Ausbruchszeit zweifellos sehr viel später. Die Ausbruchsstelle befindet sich ungefähr an der Stelle, wo die Grenze zwischen Norit und rotem Granit die relativ junge Denudationsfläche schneidet. An der Stelle, wo heute die Eruptiva des Pilansberg sitzen, mußte zur Zeit des Ausbruches die ganze Masse der roten Granite, z. T. sogar eines Teiles der Norite, aber sicher auch das Dach von Rooiberg- und Waterbergsschichten wie anderes Deckgebirge abgetragen sein. Damit kann der Ausbruch des Pilansberges nicht gleich nach Beginn der Waterberg-Zeit erfolgt sein, da ja doch die Abtragung eines so mächtigen Deckgebirges geraume Zeit erfordert haben muß. Nach den ganzen morphologischen Verhältnissen (Ref. besuchte das Gebiet 1927) erhält man den Eindruck, daß die Eruptionszeit wahrscheinlich kurz vor die Ausbildung oder an den Beginn der Ausarbeitung der Fastebene des Bushveldes fällt.]

Die heutigen Oberflächenformen haben sich dabei eng an die Struktur des Untergrundes angelehnt. [Nicht erwähnt wird von S. J. SHAND, daß die große Fastebene des Bushveldes in den Pilansberg zurückschneidet, daß morphologische und geologische Begrenzung des Pilansberges nicht zusammenfallen, worauf P. A. WAGNER den Ref. aufmerksam machte. Das ist wichtig, um etwaigen wiederum zu weitgehenden Behauptungen entgegenzutreten, daß etwa die Vulkangruppe des Pilansberges erst der Fastebene des Bushveldes aufgesetzt sei.]

Über die petrographischen Verhältnisse sei hier folgendes bemerkt. Es treten auf in der Ringstruktur:

1. Der Kern wird gebildet von grobkörnigem rotem Foyait, mit Liebeneritpseudomorphosen nach Nephelin; umgeben von 2 Lappen roten Syenites.

2. Ein geschlossener erster Ring von weißem oder grauem Foyait, mit völlig frischem Nephelin.

3. Ein geschlossener Ring von grüngefärbtem Foyaitporphyr, mit frischem Nephelin.

4. Ein weiterer Ring von weißem Foyait.

5. Ein nicht geschlossener Ring von rotem Syenit.

Als Tinguait und Mikrofoyait bezeichnet Verf. im Pilansberg die wesentlich feinkörnige Fazies des grünen Foyaites, dem sie in mineralogischer Hinsicht direkt entsprechen. Ihre Struktur ist allgemein aplitisch, nicht selten trachytisch. Die dichtere Fazies ist grün, matt und zeigt eine dicke braunweiße Verwitterungsrinde. Ägirin ist in Nadeln und haarförmigen Aggregaten vorhanden. Das wäre Tinguait im Sinne von ROSENBUSCH. Die weniger dichten Gesteine sind grau, weil die Ägirine in dickeren Nadeln und Prismen auftreten. Dies Gestein ist der Mikrofoyait. Es ist aber unmöglich, Tinguait und Mikrofoyait scharf voneinander zu trennen.

1. Roter „Syenit vom Umptek-Typus“, Eleventh Poort, Olievenfontein, Pilansberg; Anal. W. P. DE KOCK. Pulaskose I, 5, 2, 3.

2. Eudialytreicher Foyait, Buffelskloof, Pilansberg; Anal. S. J. SHAND. Lardalose. II, 6, 1, 4. Dr. VAN DER LINGEN (Kapstadt) fand spektroskopisch nur Spuren von Ce, La und Y, auch keine merkbare Radioaktivität.

Berechnete mineralische Zusammensetzung:

Feldspat (Ab_6Or_6)	57 Gew.-Proz.
Nephelin	22
Ägirin (Ac_3Di_4)	10
Eudialyt	8
Sodalith	2
Magnetit	1

Farbindex (19).

Gemessen mit Mikrometer:

Eudialyt	9 Vol.-Proz.
Ägirin	10
Sodalith (vielleicht mit etwas Analcim)	4

3. Grauer Mikrofoyait:

Anal. W. P. DE KOCK, Judithose II, 6, 1, 3.

Orthoklas	32 Gew.-Proz.
Albit	10
Nephelin (+ etwas Kalinephelin)	23
Sodalith (+ Nosean)	3,4
Eudialyt	4,2
Molengraffit und Pektolith	2,5
Akmitischer Pyroxen	23

	1.	2.	3.
SiO ₂	57,77	55,50	52,56
TiO ₂	1,20	0,30	0,71
ZrO ₂	—	1,16	0,63
Al ₂ O ₃	18,08	19,87	17,11
Fe ₂ O ₃	0,78	3,34	7,70
FeO	4,69	0,76	1,31
MnO	0,22	0,60	0,12
MgO	1,00	0,28	0,42
CaO	2,27	1,63	3,71
BaO	—	—	0,07
Na ₂ O	5,53	9,91	9,01
K ₂ O	5,26	5,41	5,80
H ₂ O +	1,51	0,94	1,48
H ₂ O —	0,29	0,24	0,14
Cl	—	0,31	0,17
CO ₂	0,42	—	—
SO ₃	—	0,00	0,19
P ₂ O ₅	0,21	0,00	Spur
F	1	—	1
Seltene Erden . .	—	0,00	0,00
Summe	99,23	100,25	101,13
		0,07	0,04
		100,18	101,09

Typisch grüner Tinguait dieser Bezeichnungsweise bildet ein eigenartiges Ringsystem, welches dem grünen Foyait (3) auf der Süd- und Ostseite des Berges folgt. Ähnlicher Tinguait und aplitischer Mikrofoyait bilden eine dicke Extrusivmasse auf der obersten Spitze. Mikrofoyait tritt mehrfach im Foyait auf.

Auf dem Foyait—Syenit-Ringsystem liegt die „vulkanische Serie“, die aus Felsiten, Phonolith und Porphyren besteht.

Neben Laven und Tuffen, welche wahrscheinlich älter sind als alle Intrusiva, die an der Ringstruktur teilnehmen, treten Laven auf, welche gleich alt sind, wie ein Teil der Foyaite, sodann feinkörnige Gesteine, welche in den vorgenannten intrusiv aufsetzen, sodann Breccien verschiedenen Alters. Die Laven bestehen aus roten oder grauen nicht oder nur schwach porphyrischen Felsiten oder auch aus stark porphyrischen Felsiten und endlich aus Tinguait. Während HUMPHREY allgemein ein Abfallen der Tuffe und Laven radial vom Zentrum des Berges fort angab, beweist SHAND, daß innerhalb des Ringes grünen Foyaites (siehe oben) mit 6—8 km Radius die Tuffe und Laven nach dem Zentrum hin einfallen, während in den anderen Teilen des Berges ein regelmäßiges Einfallen nicht zu beobachten ist. Auch hat HUMPHREY die Mächtigkeit dieses vulkanischen Mantels mit bis zu 500 m Dicke weit überschätzt. An dem höchsten Punkt erreicht die Decke 250 m, an anderen hohen Punkten kaum 100 m Mächtigkeit.

¹ vorhanden, nicht bestimmt.

Die großen im westlichen Teile des Bushveldes in NW-Richtung streichenden Gänge setzen nicht durch den Pilansberg hindurch.

In den Foyaiten treten mehrfach Einschlüsse von „Dolerit“ auf, welche einmal den Doleriten der Pretoria-Schichten, andererseits den Karroo-Doleriten ähneln.

Über neuere Analysen berichten die Ziffern auf S. 850. Dazu kommen dann die bereits von H. A. BROUWER veröffentlichten. SHAND gibt noch Analysen eines Liebenerit und eines Mikroklin. Eine nähere Zusammenstellung der bisher vorliegenden Analysen zeigt, daß die „eukristallinen“ Gesteine vom Pilansberg alle einem chemischen Typ angehören, daß mit fortschreitendem Ausbruch der Na_2O -Gehalt und damit gleichzeitig der Farbindex höher werden:

	Roter Syenit	Weißer Foyait	Grüner Foyait	Lujaurit
$\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$. . .	1,05	1,83	3,34	4,28
Farbindex . . .	10	19	36	52

Andererseits zeigt ein Vergleich des weißen Foyaites als des am Pilansberg vorwaltenden Gesteines mit den Foyaiten von Leeuwfontein, Franspoort, Leeuwkraal und dem Granitberg in Südwestafrika, daß chemisch eine sehr große Übereinstimmung vorliegt.

Aber trotz aller Untersuchungen bleibt wieder eine ungelöste Frage, auch hier die immer wieder auftretende „Platzfrage“. Wenn es sich bei dem Pilansberg um eine gleichmäßig stockförmige Masse handele, wenn entsprechend dem eingenommenen Raume an der heutigen Denudationsoberfläche ein Zylinder von 28 km Durchmesser und 5—10 km Höhe entfernt sein soll, so sucht man nach dem entfernten Norit- und Granitmaterial dieses Zylinders. Verf. lehnt diesen Weg zur Erklärung ab. Die Platzfrage ist für ihn viel leichter gelöst, wenn man viele einzelne kleine Adern, Spalten und Spältchen annehme, die zur Speisung des Foyaitlakkolithen zwischen Tuffmantel und Noritunterlage geführt hätten. Dann hätte nur der oberste Teil entfernt sein müssen, was günstigere Verhältnisse für die Menge des zu suchenden Tuffes liefere. [Ist damit dann aber die Frage gelöst, wenn man dem pilzhutartig über dem Zufuhrkanal sich ausbreitenden Lakkolithen nicht einen dicken Stil, sondern ein vielfach verästeltes Wurzelwerk gibt? Ist dann die Ringform noch so leicht erklärbar? Sollte der von der Halbinsel Ardnamurchan Schottlands kürzlich beschriebene ringförmige Bau noch viel großartigeren Maßstabes (Memoirs of the Geological Survey, Scotland. Edinburgh 1930) nicht vielleicht auch einiges Licht auf die Erklärung des Pilansberges werfen? — Die von SHAND gegebene Erklärung des Stiles berührt aber auch die oben angeschnittene Frage nach dem Ausbruchsalter, über das sich SHAND leider nicht äußert. Eine sehr alte Vulkanruine kann der Pilansberg nach allem Vorgetragenen nicht sein. Und damit wird es dann auch schwierig, diese Alkaligesteine auf einen nicht verfestigten Rest der großen Bushveld-Intrusion zurückzuführen. Aber trotz aller Beanstandungen, die uns hier und da entgegenreten, müssen wir Verf. recht dankbar sein, daß er uns in der ihm eigenen gründlichen Art ein so genaues Detailbild ge-

liefert und damit sehr viel zur Klärung der Frage nach Herkunft und Eigenschaften der Alkaligesteine Südafrikas beigetragen hat. Ref.]

Erich Kaiser.

S. J. Shand: The Granite-Syenite-Limestone Complex of Palabora, Eastern Transvaal and the Associated Apatite Deposits. (Trans. Geol. Soc. of S.-Africa. 34. 1931. 81—105.)

Palabora liegt direkt nördlich des Zusammenflusses von Selati und Olifants River im sog. Low Veld Transvaals (Nordostteil von Transvaal), also schon im Tieflande östlich des großen Steilabfalles der Drakensberge. Die eigenartigen Gesteine von hier sind zuerst bekannt geworden durch E. COHEN (Tscherm. Mitt. 14. 1895).

Das schon im Bereiche der starken Niederschläge des Indischen Ozeans liegende Gebiet ist dicht mit Busch bedeckt, zeigt außerdem starke Oberflächenverkrustung (calcrete) und läßt deshalb nur einen recht lückenhaften Einblick in die Zusammensetzung des Untergrundes zu.

Zwei Granitintrusionen verschiedenen Alters, jede mit zugehöriger Ganggefölschaft, treten auf, sodann Pyroxenite und Shonkinite, in welchen Linsen und unregelmäßige Körper eines nahezu reinen Apatits sowie Gänge („reefs“) eines Diopsid-Apatit-Phlogopit-Pegmatites aufsetzen. An mehreren Stellen sieht man schmale Syenitabrisse zwischen dem Granit und dem Pyroxenit-Shonkinit. Die Beziehungen des Pyroxenits zu einem auftretenden Kalkstein sind durch Oberflächenkalk verschleiert. Als jüngstes Gestein treten „Dolerite“ auf, die in den schmalen Gangtrümmern im Granit in einen dichten, schwarzen Diabas übergehen.

Der auftretende normale Granit ist ein sehr helles Gestein (Analyse I, S. 854) mit nur 2—3 % Biotit. — Die Randfazies dieses Granites führt, an Stelle des Biotits, Pyroxen. — Die gangförmigen Granite innerhalb des Shonkinits bei der Guide-Kupfergrube führen große Pyroxene in einer granulitischen Quarz-Feldspat-Grundmasse. Buntkupfererz und Kupferkies innerhalb des Shonkinits scheinen durch das Granitmagma zugeführt zu sein. Doch ist anzunehmen, daß diese Granite eine Differentiation aus dem Shonkinit darstellen.

Der Syenit von Camp Kopje (Analyse II) zeigt hypidiomorphes Gefüge, als Hauptbestandteil Mikroclin, dann als Pyroxen einen eisenreichen Diopsid, der einen guten Anteil Ägirinmolekül enthält, und einen Alkali-Amphibol, mit einigen Eigenschaften von Arfvedsonit, weiter Titanit, Apatit, gelegentlich Biotit. — Mehrere Syenite von anderen Fundstellen werden näher beschrieben.

Der Shonkinit der Guide-Kupfergrube (Analyse III; errechnet, siehe unten) ist völlig frisch auf den Halden zu sammeln. Er besteht aus idiomorphen grünen Pyroxenprismen, eingeschlossen in poikilitischen Tafeln von Feldspat, wenigen Biotittafeln, zurücktretend Titanit, Apatit, Buntkupfererz, Kupferkies. Die Erze sind nicht gleichmäßig verteilt, sondern sind in Flecken angehäuft, bilden aber einen primären Gesteinsbestandteil. Die schweren Bestandteile Pyroxen, Apatit, Titanit, mit Bromoform ab-

getrennt, machen 63 % aus. Pyroxen, der weniger als 1 % eingeschlossene Bruchstücke von Apatit, Titanit und Calcit enthielt, ergab ein spezifisches Gewicht von 2,582 und Analyse B. Spezifisches Gewicht des ganzen Gesteins 3,13—3,16.

	A.	B.
	Pyroxen	Feldspat
SiO ₂	51,94	63,18
Al ₂ O ₃	1,44	18,18
Fe ₂ O ₃	1,98	1,02
FeO	6,10	—
MnO	0,17	—
MgO	13,56	0,03
CaO	23,95	0,74
BaO	—	0,51
Na ₂ O	0,40	0,07
K ₂ O	0,17	15,90
H ₂ O	0,32	0,36
TiO ₂	0,20	—
P ₂ O ₅	0,07	—
SrO	0,01	—
Summe	100,31	99,99

Daraus ergab sich der Pyroxen als ein Diopsid der Zusammensetzung CaSiO₃ 49, MgSiO₃ 34, (Fe, Mn)SiO₃ 11½, Akmit 2,7, (Fe, Al)₂O₃ 2,5 in Form wohl des TSCHERMAK'schen Silikates MgAl₂SiO₆ oder des WAHL'schen Silikates CaAl₂SiO₆.

Farblos bis schwach oder leuchtend grün im Dünnschliff. Die tiefer gefärbten Teile deutlich pleochroitisch von leuchtend grün zu gelbgrün. Auslöschungswinkel auf Schnitt parallel (010) 39—45°.

Der Feldspat hat folgende Molekularzusammensetzung: Orthoklas 90,07, Eisenorthoklas 3,68, Albit 1,05, Anorthit 3,06, Celsian 1,12, Verunreinigung (Diopsid) 0,33, Wasser 0,36. Sehr auffallend sind der sehr hohe Kali- und der sehr geringe Natrongehalt, womit diese Analyse aus allen in HINTZE's Handbuch gesammelten Analysen herausfällt. Dieser Feldspat ähnelt dem grünen Mikroklin vom Pilansberg (vgl. S. 851 dieses Heftes); nur fehlt bei dem hier besprochenen Feldspat die grüne Farbe. Deshalb zieht Verf. die früher geäußerte Auffassung zurück, daß die grüne Farbe im Mikroklin (Amazonenstein) durch einen Eisenorthoklas verursacht sei.

Die Zusammensetzung des Gesteins wird zu 35 Gew.-% Mikroklin, 61 Diopsid, 3 Apatit, 1 Titanit, Glimmer usw. geschätzt. Daraus errechnen sich dann die unter III gegebenen Ziffern.

Shonkinit und Syenit finden sich in dünnen Adern im kristallinen Kalke. Sie sollen „zweifello“ die Shonkinitbildung durch Reaktion an Ort und Stelle beweisen.

Pyroxenite, fast ganz aus Diopsid bestehend, gehen in Pyroxen-Apatit-Gesteine über. Der Apatit ist z. T. in Diopsid eingeschlossen, bildet aber meist eine körnige Grundmasse, in welche der Diopsid eingebettet

	I.	II.	III.
SiO ₂	73,65	62,80	55,0
TiO ₂	0,17	0,26	0,2
P ₂ O ₅	0,02	0,56	1,2
Al ₂ O ₃	14,40	12,12	7,0
Fe ₂ O ₃	0,31	2,93	1,5
FeO	0,51	1,45	3,7
MnO	0,004	0,06	0,1
MgO	0,10	3,62	8,1
CaO	0,97	4,23	16,7
SrO	0,00	0,00	—
BaO	0,06	0,09	0,2
Na ₂ O	4,46	2,58	0,3
K ₂ O	5,00	8,87	5,6
H ₂ O —	0,27	0,30	—
H ₂ O +	0,19	0,11	0,3
Summe .	100,11	99,98	99,9

Quarz	27	Quarz	5,40
Mikroklin	—	Orthoklas	52,82
Mikroperthit	35	Celsian	0,37
Oligoklas	35	Albit	12,05
Biotit	2	Akmit	8,32
Titanit	1/2	Na ₂ SiO ₃	0,12
Apatit	1/2	CaSiO ₃	6,84
Granat		MgSiO ₃	9,0
Erz		FeSiO ₃	2,77
		Apatit	1,34
		Titanit	0,59

Liparose
I, 4, 1, 3

Highwoodose
II, 5, 1, 2

Salfemane
Subrang orendase
III, 5, 1, 1
an der Grenze zu
Dofemane
subrang venanzase
IV, 1, 3, 2

Analysen I und II von S. J. SHAND.
III errechnet (s. Text).

ist. Reine Apatitgesteine enthalten nur noch wenig Diopsid oder Phlogopit. Technische Analysen dieses Gesteines (s. u.) zeigen 90—96 % Apatit. Verf. hält das Vorkommen für ausbeutbar und vergleicht es mit den Vorkommen von Jumilla und der Kola-Halbinsel.

Unlöslich in Königswasser . . .	0,9	7,8
(Fe, Al) ₂ O ₃ , weniger als . . .	0,5	1,5
CO ₂	0,1	0,1
F (berechnet)	3,5	3,3
P ₂ O ₅	39,9	36,4
CaO	52,3	50,1

An Hand eines Differentiationsdiagrammes von den Graniten über Syenit, Shonkinit zu den reinen Diopsidgesteinen setzt Verf. auseinander, daß drei verschiedene Prozesse eine Rolle spielen. Zunächst habe Assimilation von Quarz zu einer Neutralisation der freien Kieselsäure des Granits geführt. Die weitere Zunahme an Kalk und Magnesia in den Shonkiniten und Diopsidgesteinen beruhe auf einem Absinken und Anreichern an Diopsid aus einem SiO_2 -reicheren, wahrscheinlich syenitischen Magma. Endlich zeige sich ein Ausstoßen von Albit und dadurch Konzentration an Orthoklas. Damit fügt Verf. zu seinen früheren Beispielen (vgl. die auf S. 847 besprochene Arbeit und die dort weiter angegebene Literatur) für die DALY'sche Hypothese der Entstehung von Alkaligesteinen ein weiteres sehr schönes hinzu.

Erich Kaiser.

L. Thornton: Notes on assimilation and differentiation in a dolerite sheet near Marandellas, S. Rhodesia. (Trans. of the geol. soc. of S. Africa. 33. 1930. 31—47.)

Auf der Revolt-Farm, 11 km nördlich von Marandellas, setzt nahezu horizontal eine gangartige Masse (sheet like) von Diabas (Karoo-Dolerit) mit 50 Fuß Mächtigkeit in einem leukokraten Granite auf, der nahe der Diabasintrusion eine mehr oder weniger starke Umwandlung erlitten hat. Die granitische Struktur soll in der Nähe der Intrusion völlig verwischt sein. Hybride Gesteine seien am Kontakt durch Zufuhr von Hornblende und Feldspat entstanden. Der obere Teil der Doleritintrusion bestehe aus mikropegmatitischem Dolerit, der örtlich unterlagert werde von einer Peridotitmasse als Hangendem einer dünnen Zone von Olivindolerit an der Basis der Intrusion.

Ein Magma mit intratellurischen Olivinausscheidungen sei in einen ausgesprochen sauren Granit eingedrungen. Eine Randzone habe stellenweise zur raschen Abkühlung und Ausbildung stark basischer Gesteine geführt. Mit fortschreitender Intrusion seien aber weitere Assimilationsreaktionen eingetreten. In weiterer Entfernung habe Hitze unter Bildung eines Mikropegmatites allein gewirkt. Näher aber habe auch Übergang von Substanz zur Ausbildung hybrider Gesteine geführt. Mikropegmatitische Ausbildung des Dolerites sei zurückzuführen auf eine Entfernung der Olivinausscheidungen durch Gravitationsdifferentiation, bzw. auf Aufschmelzung von Quarz aus dem Granit.

Zur Deutung der ganzen Vorgänge nimmt Verf. zwei Schmelzen an, von denen die eine teilweise differenziert war und Olivinkristalle mitbrachte, die andere aber aus einer nur mit wenig Flüssigkeit versetzten nahezu festen von Fe—Mg-Kristallen bestand. Diese beiden „Magmen“ seien das Ergebnis einer Teildifferentiation vor der Intrusion.

F. P. MENNELL beschrieb schon ähnliche Erscheinungen aus Südrhodesien (vgl. Ref. ds. Jb. 1914. II. 63).

E. Kaiser.

F. Dixey: The Karroo of the Lower Shire-Zambezi Area. (Intern. Geological Congress. C. R. of the 15. Session, South Africa. 1929. 2. Pretoria 1930. 120—142.)

An dieser Stelle braucht nur der vulkanischen Gesteine des Unteren Shire-Zambezi-Gebietes gedacht zu werden. (Vgl. auch F. DIXEY and W. CAMPBELL SMITH, Ausz. dies. Jb. 1930. II. 601—602.) Mächtigkeit etwa 1500 m, bestehend aus einer tieferen Basaltserie, denen dann Rhyolithe und eine obere Basaltserie folgen, wie man sie auf der ganzen Abdachung des südafrikanischen Hochplateaus, besonders an der Lebombo-Kette findet (vgl. auch A. L. DU TOIT, Ref. dies. Jb. 1930. II. 317—319).

Die ersten Basaltlaven (bis 30 m dick!) müssen in ein Wüstengebiet ausgeflossen sein. Zwischenlagerung von Sandsteinen, roten Aschen und Tuffen. Petrographisch stimmen sie mit den entsprechenden Laven Südafrikas überein. Schlackenagglomerate treten auch in dem behandelten Gebiete nur bis etwa 300 m über der Basis auf. Zentraleruptionen sollen deshalb in der älteren Eruptionszeit eingetreten und erst später durch Spaltenausflüsse ersetzt worden sein. Mikroskopisch: Augitlabradoritbasalte von körnig holokristallinen, fast blasenlosen Typen bis zu porphyritischen, hochblasigen und weithin glasigen Typen. Weniger basische Gesteine nähern sich Augitandesit, Augitenstatitandesit und Tholeyit.

Rhyolithe als Laven und Tuffe zeigen sich einmal den Karroo-Basalten zwischengelagert, andererseits als Injektionen, welche von hydrothermalen Exhalationen begleitet wurden, die zur Bildung kieseliger und kalkiger Gesteine führten. Die Injektionen sind an die Aufwölbung der Karroo gebunden, die bald nach Ende der Lavenausflüsse einsetzte. Die Rhyolithlaven sind gewöhnlich porphyritisch, blasig, felsitisch bis mikrokristallin, obgleich auch einige glasige Vorkommen beobachtet wurden. Feldspatreiche Gesteine neigen Trachyten zu. Die rhyolithischen Intrusionen zeigen sich je weiter nach der Basis, um so häufiger als unregelmäßige Spalten- und Schlotausfüllungen, sowohl glasig, obsidianartig, wie feibändrig. Die intrusiven Rhyolithe sind ausgezeichnet durch die große Zahl von fremden Einschlüssen aus dem Nebengestein, welche dem Gestein ein agglomeratisches Aussehen geben. Außerdem gehen die glasigen Gesteine in mehr kryptokristalline und mikrokristalline über. Solche Intrusiva sind an verschiedenen Orten auf eine Erstreckung von 800 km Länge nachgewiesen.

Erich Kaiser.

F. Dixey: A provisional correlation of the Karroo North of the Zambesi. (Intern. Geological Congress. C. R. of the 15. Session, South Africa. 1929. 2. Pretoria 1930. 143—160.)

An dieser Stelle sei nur darauf hingewiesen, daß diese Arbeit auch einen Überblick über die Verbreitung der Laven (Basalte, Rhyolithe) vom Stormberg-Alter enthält, begleitet von einer allerdings in kleinem Maßstabe gehaltenen Karte, welche die Verbreitung dieser Laven vom Somaliland bis zum Kaplande zeigt.

Während diese Laven in Südafrika und Südrhodesien zusammenhängende Flächen bedeckten, sind sie weiter nordwärts, wenn sie auch stellenweise größere Ausdehnung haben, voneinander getrennten Ausbrüchen zuzuschreiben. Weiter zeigt sich durch die ganzen nördlichen Gebiete bis in das Somaliland die Einschaltung einer sauren Phase zwischen eine liegende und hangende basische. (Vgl. vorstehendes Referat.)

Erich Kaiser.

A. Borges et F. Mouta: Sur l'existence et distribution du Karroo dans l'Angola. (Ibidem. 186—209.) [Vgl. auch das Ref. dies. Jb. 1930. III. 364—365.]

P. Fourmarier: Le système du Karroo au Kongo Belge. (Ibidem. 169—178.)

E. O. Teale: A Consideration of the term Tanganyika System with special reference to Ujiji and Uha Regions. (Ibidem. 210—221.)

F. P. Mennell: The Karroo System in East and Central Africa. (Ibidem. 263—287.)

Die hier angeführten Arbeiten enthalten — neben vielen Einzelangaben über das Karroo-System — mehr oder weniger ausführliche Mitteilungen über das Auftreten von Stormberg-Effusiven und entsprechenden Intrusiven über das Auftreten von Stormberg-Effusiven und entsprechenden Intrusiven meist basaltischer Natur in den einzelnen Gebieten. Die letztgenannte Arbeit zeigt auf einer Karte in allgemeinen Zügen das Auftreten basaltischer Laven in dem oberen Karroo-System an.

Erich Kaiser.

Elliane Basse: Age des coulées basaltiques interstratifiées dans le crétacé de la bordure sédimentaire de Madagascar. (C. R. 192. 1931. 887.)

Verf. stellte das Alter der Basaltdecken fest, die sich auf Tausenden von Quadratkilometern ausdehnen. Die Ergüsse sind in Prismen zerlegt, häufig senkrecht zur Oberfläche, selten in divergierende Bündel gruppiert. Gegen die Basis ist die Breite der Prismen etwa 1 m, die sich gegen die oberen Enden auf 10 oder 20 cm reduzieren. Zwischen Fiherenana und Mangoky hat Verf. schon früher zwei basaltische Niveaus in der Kreide festgestellt.

Das untere Niveau, zwischen Sedimente des Turon und Santonien eingeschaltet, entspricht einem einzigen Erguß, welcher die Oberfläche des Massivs von Manamana, den Gipfel von Vohidroy und die Verdachung der Gebirge Jandandy und Ambilany bildet. In einen schrägen Rand, sich nach SW zuspitzend, nimmt diese Decke auf der Nordseite von Analavelona ihr Ende und ist bei Mikoboka verschwunden.

Das obere Niveau enthält sechs übereinander gelegene Ergüsse, von denen die vier höchsten je etwa 15 m Mächtigkeit, die beiden unteren nur 2—3 m besitzen. Diese ruhen auf grauen mergeligen Sandsteinen, welche eine reiche Fauna des Santonien einschließen. Die Basaltoberfläche ist manchmal von grauen Sandsteinen bedeckt, die leicht mergelig und hier nicht fossilführend sind, aber reich an marinen Organismen längs Sakondry. Dann folgen fossilführende Kalke des Maestrichtien. Übrigens scheint die Basaltoberfläche weggefegt worden zu sein während der Ablagerung der braunen Kalke, welche sie jetzt verstopfen. In der Nähe findet sich mit Basaltgeröllen eine Fauna des Maestrichtien (*Pachydiscus neubergicus*, *P. gollevillensis*). Im SW Madagaskars haben die vulkanischen Ergüsse sonach im Coniacien und Campanien stattgefunden. Es werden dann paläogeographische Vergleiche mit anderen Gegenden Madagaskars angestellt. Wie die Ergüsse bei Vohidroy, Jandandy und Manamana bilden sie auch am Kap Saint-

André in der Provinz Maintirano (Ref. dies. Jb. 1931. III. 543) das untere Niveau und sind im Coniacien entstanden, während im S von Fiherenana eine Fauna desselben Alters mit *Barroisiceras haberfellneri* blühte.

Das obere Niveau, welches Verf. bis zur Höhe von Ankozoabo verfolgen konnte, setzt sich nicht in die Provinz Maintirano hinein fort. Eingeschaltet zwischen dem Santonien und unteren Maestrichtien hat die vulkanische Tätigkeit im Campanien stattgefunden.

Bisher wurden die beiden Niveaus nur isoliert beobachtet: das erste in der Gegend des Kap Saint-André, das zweite südlich Onilahy, wo es schwer ist, es mit Genauigkeit zu bestimmen. Verf. konnte nunmehr mit Genauigkeit beide Niveaus in dem durchforschten Gebiet feststellen und die Chronologie der basaltischen cretacischen Decken aufklären.

M. Henglein.

Nordamerika.

Ch. H. Behre: Geologic Factors in the Development of the Eastern Pennsylvania Slate Belt. (Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers. **76.** 1928. 393—412.)

Enthält stratigraphisch-petrographische Einzelheiten über den genannten Distrikt. Im Anschluß hieran behandelt Verf. technische Fragen, die den Einfluß der Spaltbarkeit und Mächtigkeit der Schiefer usw. auf ihre verschiedene Gewinnbarkeit betreffen.

Fr. Buschendorf.

T. Quirke: The structures and batholiths of French River area. (Journ. of Geol. **37.** 1929. 683—693.)

Das Gebiet um die Mündung des French River stellt ein Verbindungsglied zwischen dem eigentlichen Hurongebiet und den Gebieten östlich der Georgian Bay, die Grenville und laurentische Gesteine führen, vor. Die großen Strukturen dieser Gebiete sind im French River-Gebiet durch eine besonders große Falte verknüpft. Diese Falte ist fächerförmig mit dem Scheitel nach N, wohin Antiklinalen, Synklinalen und Verwerfungen zusammenlaufen.

Die Batholithe stimmen in der Struktur mit den Gneisen des Gebietes überein und scheinen sehr enge strukturelle Beziehungen zu diesen zu haben. Die Gneise sind sedimentären Ursprungs. Sie scheinen zusammen mit den Batholithen die Bedingungen zu zeigen, die während starkem Diastrophismus in großen Tiefen herrschen. In jedem Falle fügen sich die Batholithen der Struktur der Gneise ein. Diese bilden die vorherrschende Struktur im ganzen Gebiete.

Die Gesteine der Batholithe sind: Nephelinsyenit, Syenit, Diorit und Granit. Analysen der Gneise und der Intrusivgesteine werden angeführt, es fehlen jedoch nähere petrographische Beschreibungen.

Cissarz.

Victor T. Allen: Altered Tuffs in the Ordovician of Minnesota. (Journ. of Geol. **37.** 1929. 239—248.)

Nahe der Basis des Decorah-Schiefers in Minnesota findet sich eine dünne Bank eines umgewandelten Tuffes. Das Gestein besteht hauptsächlich

aus Montmorillonit mit Bimssteintextur, der sich aus vulkanischem Glas unter Erhaltung der Struktur gebildet hat. Daneben findet sich Sanidin, Quarz, Biotit, Epidot, Zirkon, Pyrit und Magnetit. Das Material unterscheidet sich sowohl chemisch als auch petrographisch von den benachbarten Schiefen. Es entspricht den ordovicischen Bentoniten von Kentucky und Tennessee, mit denen es verknüpft ist. Der Schiefer der St. Peter—Plateville-Übergangszone stellt ein normales ordovicisches Sediment vor. Er zeigt keine Anzeichen vulkanischen Ursprungs.

Einige Analysen des Tuffmaterials und des Schiefers werden angeführt.

Cissarz.

F. F. Grout: The Saganaga granit of Minnesota—Ontario. (Journ. of Geol. 37. 1929. 562—591.)

Der Saganaga-Granitbatholith liegt ungefähr 30—40 Meilen nördlich des Oberen Sees. Er dringt in den Keewatin-Grünstein ein und verändert diesen kontaktmetamorph in Hornblendeschiefer. Im Nordosten grenzt der Saganagagranit an einen älteren Granitgneis, der bisher als Teil des Batholithen aufgefaßt wurde. Die Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung und im Mineralbestand der beiden Körper sind jedoch so groß, daß der Gneis nicht eine frühe Phase des Granits vorstellen kann. Das Alter der Intrusion des Saganagagranits ist spätlaurontisch.

85—90 % der ganzen Masse des Batholithen besteht aus Hornblendegranit, 6 % stellt eine granitische Randphase, 3 % eine syenitische Randphase, 1 % einen Shonkinit vor. Ein Hornblendit ist älter als der Shonkinit und beide sind älter als der Syenit und der Granit.

Der Zentralgranit enthält im Mittel ungefähr 28 % Quarz, 25 % Orthoklas, 35 % sauren Plagioklas, 8% Hornblende und deren Zerstellungsprodukte. Die Quarze zeichnen sich durch besondere Größe aus.

Der Granit der Randphase führt mehr dunkle Gemengteile, weniger Quarz und ist natronreicher als der Zentralgranit. Er führt ca. 40 % Oligoklas, 25 % Orthoklas oder Mikroklin, 20 % Quarz und 10 % dunkle Gemengteile, meist Hornblende, aber doch mehr Biotit als der Zentralgranit. In einem großen Teil der Randzone tritt Quarz so stark zurück, daß das Gestein als Syenit zu bezeichnen ist. Quarz kann ganz verschwinden und die dunklen Gemengteile können bis zu 30 % ansteigen. An verschiedenen Stellen der Randzone finden sich sehr dunkle Gesteine, die viel Hornblende und wenig Quarz und Feldspat enthalten. Diese Gesteine gehen von Syenit über Shonkinit in Hornblendit über.

Gänge. Den Saganagagranit durchziehen schmale Aplit- und Pegmatitgänge, Gänge von jüngeren Diabasen und eine Anzahl von Lamprophyrgängen (Kersantite und andere) von beträchtlichem Ausmaß. Auch in dem umgebenden Grünstein und im Gneis finden sich zahlreiche Gänge, die mit dem Granit in Zusammenhang stehen: Granitporphyr mit denselben strukturellen Eigenschaften, wie der Zentralgranit, Granitgänge mit Hornblende und Biotit, Syenitgänge, Shonkinitgänge, Dioritgänge, Aplit- und Porphyre, welche letztere die erstgenannten durchsetzen.

Verf. nimmt an, daß das Magma zunächst basaltische Zusammensetzung hatte. Aus diesem Ausgangsmagma bildeten sich dann durch Differentiation

der Reihe nach Hornblendit, vielleicht etwas Diorit, Shonkinit, Syenit, Granit und die jüngeren Gänge. Zahlreiche Analysen lassen erkennen, daß Kalium im Verhältnis zu Natrium mit steigendem SiO_2 -Gehalt nach der Mitte des Zentralgranits hin ansteigt. Die Gesteine und deren Differentiationsverlauf ähneln denen von Giants Range außerordentlich. **Cissarz.**

G. E. Goodspeed: The mode of origin of a Reaktion Porphyry dike at Cornucopia, Oregon. (Journ. of Geol. 37. 1929. 158—176.)

In dem Gebiet drang am Ende des Jura oder im Beginn der Kreide eine stockförmige Masse von Granodiorit in enggefaltete metamorphosierte Sedimente und Laven ein. Er schloß eckige Bruchstücke des Daches ein, die teils hier verändert wurden, teils im Magma aufgeschmolzen wurden. Die syntektische Schmelze wurde in eine Spalte gepreßt und erstarrte hier als „Reaktionsporphyr“.

Die Bruchstücke des Daches wurden weitgehend verändert. Aus der Hornblende entstanden große Einsprenglinge von Plagioklas, die deutliche Zonarstruktur mit einer sehr kalkreichen Zone im Kontakt mit den dunklen Gemengteilen und einer sehr natronreichen äußeren Grenze zeigen. CaO und Al_2O_3 der Hornblende verbanden sich mit Na_2O , Al_2O_3 und SiO_2 des Magmas unter Bildung der Plagioklase, wobei etwas Eisen frei wurde oder sich an der Biotitbildung beteiligte. Die Grundmasse der Xenolithe wurde feiner.

Der Biotit des Quarzdiorites wurde bei der Aufnahme des fremden Materials durch Hornblende ersetzt. Reagierte weiteres Material mit dem Magma, fand wieder Biotitbildung statt.

Der Reaktionsporphyr bildet einen zwei Fuß mächtigen Gang in der Breccie. Er hat porphyrische Struktur mit Einsprenglingen von Plagioklas, Hornblende, Biotit, selten Quarz. 15 % des Gesteins sind Einsprenglinge. Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus Feldspat, Quarz, Biotit und Hornblende mit etwas Apatit, Magnetit, Eisenglanz, Kaolin, Chlorit und Brauneisen.

Das Material der Xenolithe und des Porphyrganges zeigt große Ähnlichkeit im Mineralbestand und in den Mengenverhältnissen. Die Feldspäte sind dieselben. Im Gang sind einzelne albitische Randzonen verschwunden und der Labrador zeigt beginnende Resorption. Texturell unterscheidet sich das Gangmaterial durch Fließtextur.

Die Kristallisation des Magmas folgte im allgemeinen dem Bowen'schen Reaktionsprinzip. Die Feldspäte sind zunächst kalkig, werden dann Na-reicher. Biotit bildet sich nach Hornblende. Infolge der Aufnahme des fremden Materials wird allerdings etwas Biotit von Hornblende verdrängt.

Ähnliche Erscheinungen in kleinerem Ausmaß wurden in einer früheren Arbeit schon beschrieben (vgl. Ref. dies. Jb. 1929. II. 151). **Cissarz.**

C. W. Sanders jr.: A composite Stock at Snowbank Lake in northeastern Minnesota. (Journ. of Geol. 37. 1929. 133—149.)

Eine Intrusionsmasse mit einer Anzahl verschiedener Differentiationsprodukte drang in untermittel(?)-huronische Konglomerate und Schiefer ein. Die Sedimente wurden im Kontakt in Glimmerschiefer, lokal in Gneise meta-

morphosiert. Die Intrusion ist algomischen Alters. Diabase des Keewenawan durchsetzen die Sedimente und die Intrusivmassen.

Folgende Intrusionsfolge wurde beobachtet:

I. Erste algomische Intrusion.

Wahrscheinlich ein Gang von Augitsyenitporphyr*.

II. Stockförmige Intrusion. Der Snowbank-Syenit wird vom Round Lake-Syenit intrudiert. Beide Intrusionen liegen kurz hintereinander.

Pyroxensyenite.

a) Diopsid-Syenit,

b) Augit-Syenit,

c) Augit-Ägirin-Syenit*.

+ Quarz → Nordmarkit* (örtliche saure Randphase).

Biotit-Hornblendesyenit

+ Quarz → Granit (örtliche saure Randphase).

Sonderphasen (Segregationen und basische Randzonen).

a) Syenitporphyr des Boot-Island-Typs,

b) Ägirin-Augit-Allanit-Syenit*,

c) Magnetit-Augit-Quarz-Diorit*,

d) Augit-Hornblende-Biotit-Diorit*,

e) Poikilitischer Syenit (Basswood-Typ), Shonkinit nahestehend,

f) Shonkinit*.

III. Jüngste algomische Intrusion.

Hornblendegranit*.

Hornblende-Biotit-Granit (lokale Randzone).

Von den mit * versehenen Gesteinen werden Analysen angeführt.

Alle Gesteine sind Differentiationsprodukte desselben Magmas. Eine Teilung des Differentiationsverlaufs fand bei den syenitischen Gesteinen zum Alkalisyenit auf der einen Seite und Granit auf der anderen Seite statt. Assimilation ist nach der Auffassung des Verf.'s die Ursache dieses Differentiationsverlaufs nicht, sondern gewöhnliche gravitative Differentiation wird als Ursache angenommen.

Vergleiche mit ähnlichen Intrusionsgebieten werden angestellt. Das Intrusionsgebiet soll magmatisch mit dem Vermilion-Granitbatholith (vielleicht dem Giants Range-Batholith), dem Kekequabic-Granitstock, dem Linden-Syenitstock und dem Pooh Bah-Malignitstock verknüpft sein.

Cissarz.

E. S. Larsen and J. T. Pardee: The stock of alkaline rocks near Libby, Montana. (Journ. of Geol. 37. 1929. S. 97—112.)

Ein Stock von Alkaligesteinen wird aus dem Gebiet 7 Meilen nördlich von Libby, Montana, beschrieben. Ältestes und wichtigstes Gestein ist ein Pyroxenit. Ein Nephelinsyenit ist etwas jünger und kleine Gänge von Granit stellen die jüngsten Intrusionen vor. Alle Gesteine haben starke hydrothermale Umwandlungen erlitten.

Der Pyroxenit ist äußerst bröckelig und schwankt in seiner Zusammensetzung zwischen reinem Augitfels und nahezu reinem Biotitfels. Fluorapatit ist meist zwischen 7 und 10 % am Aufbau beteiligt, kann aber

auch, besonders in den biotitreichen Arten mehr zurücktreten. Mikroklin-Mikroperthit ist in den biotitreichen Gesteinen in geringer Menge vorhanden. Manche Pyroxenite führen wenig Titanit, einzelne allerdings bis zu 40%. Magnetit oder Ilmenit ist in den meisten biotitarmeren Gesteinen zwischen 3 und 12% vorhanden. Brauner Granat ist selten accessorischer Gemengteil pyroxenreicher Typen. Die Hauptmenge des Augits stellt einen Diopsid mit wenig Ägirinmolekül und ca. 10% Hedenbergitmolekül vor. Dunkelgrüne Randzonen sind reicher an Hedenbergitmolekül. Eine Analyse eines pyroxenreichen Gesteins wird angeführt.

Der Nephelinsyenit ist fein- bis grobkörnig, porphyrisch (seriate porphyritic), und besteht hauptsächlich aus Nephelin, Albit und Mikroklin in nahezu gleichen Mengen, führt ferner geringe Mengen von Ägirin, sehr wenig Magnetit und Apatit neben den sekundären Mineralien Flußspat, Cancrinit, Natrolith und anderen Zeolithen. Nephelin bildet die Zwischenmasse zwischen den übrigen Gemengteilen. Ägirin führt 75% Ägirinmolekül. Eine Analyse des Gesteins wird gegeben.

Der Syenit ist meist stark zersetzt, wechselt stark in der Struktur und beträchtlich im Mineralgehalt. Er stellt wahrscheinlich mehrere unabhängige Intrusionskörper vor.

Die Granitgänge enthalten Mikroklin mit etwas Albitverwachsung, Quarz, Albit, Diopsid-Ägirin und sehr wenig Apatit, Flußspat, Magnetit.

Ebenso wurde ein schmaler Gang von Quarz-Monzonitporphyr gefunden. Er besteht zur Hälfte aus Einsprenglingen von Oligoklas mit etwas Orthoklas und Hornblende. Die Grundmasse besteht aus Quarz, Orthoklas und etwas Albit.

Fast alle Gesteine zeigen weitgehende hydrothermale Umwandlungen. Die hauptsächlichsten hydrothermal gebildeten Mineralien sind: Weißer Glimmer, Vermiculit, Ägirin und Ägirindiopsid (beide teilweise vanadinhaltig), faserige Hornblenden, lokal Titanit, Albit, Zeolithe, Cancrinit, Mikroklin, Quarz, Kalkspat, Strontianit, Cölestin, Kupferkies, Pyrit, Bleiglanz, Zinkblende. Vermiculit ist das Hauptmineral der hydrothermalen Umwandlungen. Er ersetzt Biotit in den biotitreichen Teilen des Pyroxenites vollkommen.

Jüngere Quarzgänge durchschneiden den Pyroxenit. Sie bestehen hauptsächlich aus Quarz; Zonen in der Nähe der Gangwände enthalten neben Quarz größere Mengen vanadinhaltigen Ägirin, Mikroklin, Strontianit, Cölestin, Pyrit und Kupferkies mit wenig Flußspat, Bleiglanz und Zinkblende. Der Vd-haltige Ägirin tritt in langen, schwarzen Nadeln, die manchmal zu radialstrahligen Sphärolithen angeordnet sind, innerhalb der anderen Mineralien auf. In schmalen Gängen sitzt der Ägirin randlich senkrecht auf den Wänden und tritt hier zusammen mit Mikroklin, Cölestin und Strontianit auf, während der mittlere Teil des Gängchens von den Sulfiden eingenommen wird. Die Altersfolge der Gangmineralien ist: Ägirin, Mikroklin, Strontianit und Cölestin; Pyrit und Kupferkies; Quarz mit wenig Bleiglanz und Zinkblende; Quarz. Der Pyroxenit ist an beiden Seiten der Gängchen weitgehend in faserige Hornblende, die Aktinolith und Glauko-

phan nahesteht, umgewandelt worden. Biotit ist in diesen Zonen meist noch frisch, Apatit, Granat und Magnetit wurden nicht angegriffen. Die faserige Hornblende wird teilweise technisch gewonnen. **Cissarz.**

John E. Wolf: Mount Monadnock, Vermont — A Syenite Hill. (Journ. of Geol. 37. 1929. 1—16.)

Mount Monadnock, Vermont, ist der nördlichste Alkalisyenitstock von Neuengland und stellt die südliche Fortsetzung der Monteregian Hills von Kanada vor. Er besteht aus Quarz-Nordmarkit mit einer inneren älteren Masse von Essexit mit Bostonit- und Camptonitgängen. Die Gesteine stellen Intrusionen in Glimmerschiefer und Glimmerquarzite paläozoischen Alters vor. Das Alter der Intrusion ist vielleicht carbonisch.

Die in den verschiedenen Gesteinen enthaltenen Mineralien, besonders die Hornblenden, werden optisch und chemisch untersucht und hieraus auf die Verwandtschaftsverhältnisse der Gesteine geschlossen.

Das Hauptgestein des Gebietes ist ein mittelkörniger Alkalisyenit zwischen Quarz-Nordmarkit und Granit mit 69 % SiO_2 und 10 % Alkalien. Es führt groben Mikroperthit, Anorthoklas, manchmal Mikroklin, Albit-Oligoklas, Hornblende, Biotit, Allanit, Magnetit, Apatit, manchmal Flußspat. Die Struktur ist porphyrisch.

Der Essexit ist wenig älter, mittelkörnig mit gleichen Gehalten an Labrador (AbAn), Biotit, Hornblende, Augit und sichtbarem Titanit. Die Struktur ist ophitisch.

An jüngeren Gängen tritt Quarz-Bostonit auf, der stark zersetzt ist und ursprünglich aus einer innigen Albit-Orthoklasverwachsung mit wenig Quarz bestand. Ferner sind Aplite vorhanden. Camptonite sind die jüngsten Gänge. Sie bestehen aus Einsprenglingen von Biotit und barvekitischer Hornblende und einer Grundmasse von Plagioklas (Labrador bis basischer Andesin oder Oligoklas).

Alle Gesteine sind Differentiationsprodukte desselben Magmas. Je eine neue Analyse des Syenits und des Essexites, ferner Analysen der Hornblenden werden angeführt.

Im Kontakt zwischen dem Syenit und den Sedimenten findet sich ein Mischgestein zwischen beiden Gesteinen. Der Syenit hat hier besonders Biotit aufgenommen. **Cissarz.**

H. Hirschl: Dumortierit - Andalusitgesteine des Rochester-Distrikts (Nevada). (Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. 7. 45—53.)

Mikroskopische Untersuchungen durch Verf. an den von A. KNOPF beschriebenen Andalusit-Dumortierit-Gesteinen ergaben, daß der A. in einer ersten Phase der granitischen Intrusion in die trachytischen Tufflager von Lincoln Hill entstanden sei. Durch späteres Eindringen borhaltiger Lösungen wurde er unter Neubildung von Quarz, Sericit und feinverfilztem Dumortierit resorbiert. Der D. findet sich in blauer und roter Varietät, die wahrscheinlich zu verschiedenen Zeiten gebildet wurden. Der Autor beschreibt sodann

ein zweites Vorkommen eines D.-A.-Gesteins, NW von Lincoln Hill, wo es sich um eine veränderte porphyrische Gangmasse in einem sericitischen Schiefer handelt. Beide Vorkommen sind Beispiele für Kontakt-Metamorphismus.

H. Schumann.

H. Hirschi: Thor mineral aus Lithiumpegmatit von Camp Harding bei Embudo, New Mexico. (Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. 8. 260.)

Verf. gibt eine kurze Beschreibung eines von ihm am genannten Ort aufgefundenen Minerals mit 32,35 % Th. Die Stärke der Ra-Aktivität wurde gemessen. Nähere chemische Angaben werden durch Prof. JAKOB-Zürich erfolgen.

H. Schumann.

C. Croneis and M. Billings: New areas of alkaline igneous rocks in central Arkansas. (Journ. of Geol. 37. 1929. 542—561.)

Zwei vulkanische Schloten und eine Anzahl von Eruptivgängen, die kürzlich in Zentralarkansas gefunden wurden, werden beschrieben. Sie sind bemerkenswert wegen der Art der Alkaligesteine, die sie enthalten und wegen der großen Mächtigkeit der intrudierten Sedimente (15 000—25 000 Fuß).

Die Gänge sind teils Monchiquite, teils Ouachitite. In den Monchiquitgängen liegen Einsprenglinge von Biotit, Olivin, Augit, Apatit und gelegentlich Hornblende in einer Grundmasse, die hauptsächlich aus Calcit besteht. Der Ouachitit unterscheidet sich vom Monchiquit vorwiegend durch das völlige Fehlen von Olivin oder dessen Zersetzungsprodukten. Außer Gängen von Monchiquit und Ouachitit finden sich noch stark zersetzte Gänge, die vielleicht Bentoniten entsprechen.

Die O p p e l o - B r e c c i e enthält gerundete Bruchstücke von Eruptivgesteinen und Nebengestein in einer feinen Grundmasse mit einzelnen Kristallen. Die Bruchstücke des Nebengesteins sind Schiefer und Sandsteine. Die Bruchstücke von Eruptivgestein bestehen aus Ouachitit, gleich dem der Gänge, aus Alkalisyenit mit Alkalifeldspat und Accessorien, wie Ägirin, Biotit, Granat, Pyrit und Analcim, aus Ägiringranit, der Albiteinsprenglinge in einer Grundmasse von Orthoklas, Quarz und Ägirin führt. Die Grundmasse der Breccie besteht aus einem zermahlenden Gesteinsmaterial, das nicht näher bestimmbar ist und teilweise in Kalkspat und Kaolin umgewandelt ist. Die Grundmasse enthält ferner zahlreiche Kristalle, vorwiegend von Biotit, untergeordneter von Augit, Apatit und Feldspat.

Die B r a z i l B r a n c h - B r e c c i e führt im Gegensatz zu der O p p e l o - B r e c c i e vorwiegend eckige Bruchstücke. Unter den Nebengesteinsbruchstücken herrscht Schiefer vor Sandstein vor. Bei dem Eruptivmaterial tritt Ouachitit mehr zurück. Er führt hier etwas Granat. Ferner findet sich Nephelin-Ägirinsyenit mit Albit, Orthoklas und Ägirin, accessorisch Hornblende, Titanit, Analcim, Nephelin und Apatit, Biotitshonkinit mit vorherrschendem Biotit und geringen Mengen kaolinisiertem Orthoklas und grüner Hornblende, accessorischem Apatit und Magnetit. Die Grundmasse der Breccie unterscheidet sich wesentlich von der der erstgenannten Breccie. Sie besteht vorwiegend aus Kalkspat, führt aber etwas Chlorit und Granat,

ferner Kristalle von brauner Hornblende, Ägirin-Augit, Magnetit und Apatit. Verf. nehmen an, daß die Grundmasse einen umgewandelten Ouachitit vorstellt.

Es wird vermutet, daß die Breccien zum mittelcretacischen Vulkanismus in Arkansas gehören und mit den Alkaligesteinen der Fourche Mountains, Magnet Cove etc. genetisch zusammenhängen. **Cissarz.**

C. Burri: Petrographische Beschreibung einiger von IMMANUEL FRIEDLÄNDER in Mexiko gesammelter vulkanischer Gesteine. (Zs. Vulkanologie. 13. 1930. 165—192. Mit 7 Textfig.)

Es handelt sich um ein regionalpetrographisches Neuland. Deshalb wird eine eingehende petrographische Beschreibung und chemische Untersuchung der aufgesammelten Gesteinsproben, die keine außergewöhnlichen Typen darstellen, wiedergegeben.

A. Gesteine des Tequila (NNW der Stadt Guadalajara im Staate Jalisco). Vorwiegend wurden Andesite untersucht (Analysen 1—3) und Obsidian (Analyse 4).

1. Pyroxenandesit (Dacitoid), Campamento.
2. Pyroxenandesit (Dacitoid), Gipfel der Tetilla.
3. Pyroxenandesit (Dacitoid), Artesischer Brunnen der Estanzuela.
4. Obsidian, NW der Estanzuela.

Der chemischen Zusammensetzung nach entsprechen die analysierten Andesite eigentlich Daciten, zeigen aber nur den Mineralbestand von Andesiten. Nach dem Vorschlag von A. LACROIX werden diese Gesteinstypen als Dacitoide bezeichnet. Der tatsächliche Kieselsäureüberschuß bleibt in der Glasbasis verborgen. Der Chemismus des Obsidians fällt unter das alkali-granitische Magma NIGGLI's. Es existiert ein Alkaliüberschuß über die Tonerde ($al < alk$). Damit ist eine erhebliche Annäherung an die Alkalirhyolithen gegeben.

Nach diesen Ergebnissen kann der Tequila nicht mehr, wie bisher, als rhyolithischer Vulkan bezeichnet werden, sondern sein Charakter muß als andesitisch-rhyolithisch präzisiert werden.

B. Gesteine des Pic von Orizaba (Citlalpetl = Sternberg), 5679 m ü. d. M., ca. 100 W von Vera Cruz. Es ist ein Vulkankegel von ausgezeichneter Regelmäßigkeit und im Pliocän entstanden.

Unterschieden werden:

1. Basaltische Gesteine mit ophitischer Struktur. Analyse 5 = Feldspatbasalt, neue Lava, E-Abhang bei 4250 ist in diese Gruppe gehörig.
2. Pyroxenandesitische Gesteine von hemikristalliner Struktur mit mikrofelsitischer bis glasiger Grundmasse. Analyse 6 = Pyroxenandesit (Dacitoid), junge Lava, NE-Abhang.
3. Pyroxenamphibolandesitische Gesteine. Analyse 7 = Pyroxenhornblendeandesit (Dacitoid), großer Lavastrom bei der Cueva.
4. Rhyolithische Gesteine, z. T. mit vereinzelt Feldspat- oder Biotiteinsprenglingen. Analyse 8 = Vitrophyrischer Rhyolith, Ojo de Agua Salada.

Das resultierende Differentiationsdiagramm gleicht dem des Tequila. C. Gesteine des Colima, 3800 m ü. d. M., 19° 29' n. Br. und 103° 43' w. L. Im Gegensatz zum Tequila und zum Pic von Orizaba ist der Colima petrographisch nicht unbekannt. Die zur Untersuchung gekommenen Gesteinsproben waren mit Ausnahme eines Auswürflings Hypersthen-Augit-Andesite. Dieser ist eine in Tiefengesteinsfazies erstarrte Partie des quarz-dioritischen Magmas, eine „enclave homoeogène“ im Sinne von Lacroix.

Zusammenstellung der neuen Analysen.

Analytiker J. JAKOB, Zürich.

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO ₂	62,60	62,80	60,00	75,60	50,02
Al ₂ O ₃	16,23	15,28	14,55	12,01	15,22
Fe ₂ O ₃	1,47	2,46	3,20	1,44	4,81
FeO	3,88	3,07	3,90	0,92	6,59
MnO	0,06	0,07	0,10	0,00	0,12
MgO	2,81	2,95	2,70	0,00	5,44
CaO	5,77	5,17	5,45	0,00	8,70
Na ₂ O	3,50	3,25	4,02	4,30	3,16
K ₂ O	2,40	3,19	3,26	5,32	2,51
H ₂ O +	0,30	0,53	0,94	0,40	0,61
H ₂ O —	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
TiO ₂	0,91	1,04	1,64	0,10	2,01
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,06	0,00	0,55
Summe	99,96	99,95	99,86	100,09	99,74

	6.	7.	8.	9.	10.
SiO ₂	61,91	62,47	74,71	60,40	61,30
Al ₂ O ₃	17,51	16,75	13,28	17,06	16,04
Fe ₂ O ₃	2,60	2,87	0,92	3,78	3,44
FeO	2,48	1,99	0,50	2,55	2,38
MnO	0,06	0,06	Sp.	0,08	0,10
MgO	2,12	2,32	0,02	3,29	4,30
CaO	5,10	5,06	0,63	5,89	5,52
Na ₂ O	4,70	4,80	4,28	3,59	3,44
K ₂ O	2,54	2,68	4,87	1,86	2,38
H ₂ O +	0,30	0,37	0,38	0,40	0,38
H ₂ O —	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,78	0,79	0,29	0,84	0,76
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,02	0,07	0,06
Summe	100,15	100,21	99,90	99,81	100,10

Zwei der Colima-Gesteine wurden der chemischen Analyse unterworfen:

Analyse 9 = Pyroxenandesit (Dacitoid), Laguna Catalosa.

Analyse 10 = Pyroxenandesit (Dacitoid), Barranco de la Mine.

Die NIGGLI-Werte aller bisherigen und der neuen Analyse lassen eine geringe Variationsbreite der Colimagesteine erkennen. Sie stellen einen Ausschnitt aus einer typischen pazifischen Differentiationsserie dar.

Im weiteren wird eine erste Übersicht über die provinziellen Verhältnisse der jungtertiär-rezenten vulkanischen Gesteine von Mexiko gegeben. Das Diagramm zeigt in typischer Weise den Kurvenverlauf, wie er für eine sehr große Anzahl pazifischer Provinzen von den verschiedensten Orten her bekannt ist. Die Projektionswerte der neu untersuchten Gesteine fügen sich sehr gut ein. In bezug auf den normativen Feldspatgehalt besteht bei den neu analysierten Gesteinsproben nur die Tendenz zu höherem normativen Orthoklasgehalt.

Chudoba.

Pazifisches Gebiet.

A. Lacroix: Les phonolites néphéliniques et leucitiques de l'île Ua-Pou (Archipel des Marquises). (C. R. 192. 1931. 1162.)

Verf. hat bereits einen Phonolith von der Insel Ua-Pou, südlich von Nuka Hiva beschrieben (Ref. dies. Jb. 1930. II. 618). Fünf Bergspitzen bilden ein Amphitheater; ein enges Tal führt zum Meere in nordwestlicher Richtung bis zum Dorf Hakahetau. Eine sechste Bergspitze, der Tamaka, der von den anderen etwas entfernt ist, beherrscht das Dorf Hakatao an der Nordostküste der Insel. Nach den Angaben der Eingeborenen besteht der Tamaka aus einem hellklingenden Gestein, das von einem anderen Aussehen als das der fünf anderen Berge ist. Verf. besitzt davon kein Handstück.

Die Phonolithe haben einen gewundenen Bruch, sind kompakt und von grünlicher oder gelber Farbe. Mit bloßem Auge lassen sich nur einige Phenokristalle von Sanidin von 1—2 mm Größe erkennen, sowie noch kleinere Kristalle von Nephelin. Alle enthalten dieselben Mineralien, haben aber verschiedene Strukturen. Vorherrschend sind stets Sanidin und Nephelin, hier und dort Spuren von Hornblende, teilweise resorbiert, Pyroxene mit 7—12 % Anteil und wenig Analcim. Die Grundmasse ist im allgemeinen sehr feinkörnig. Der Pyroxen ist Ägirin oder Ägirinaugit, manchmal kaum gefärbt. Am Poutetainui ist der Ägirin dunkelgrün und stark pleochroitisch. Skelettformen schließen häufig hexagonale Prismen von Nephelin ein. Gewisse Teile des Gesteins bestehen nur aus Feldspat oder Nephelin.

Am Poumaka sind die Ägirinkristalle dicker und regelmäßiger, schließen keinen Nephelin ein und bilden Penokristalle. Ein Phonolith mit hellgrüner Grundmasse wird mit der Zeit weiß und zeigt kugelige oder ellipsoidische dunkelgrüne Flecken. Sie sind durch hohen Pyroxengehalt charakterisiert, gruppiert oder verteilt parallelen Bändern folgend. Die Struktur ist sehr verschiedenartig, manchmal auch Rosetten. Ein hellgrüner homogener Phonolith hat weniger Nephelin; dieser wird ersetzt durch eine Anzahl trapezoidrischer ungefärbter oder kugeligere Kristalle, von denen die einen oder anderen radialgelegte Pyroxenkristallite einschließen. Das Mineral ist von kubischer Symmetrie und epigenetisch durch sehr kleine Blättchen eines unbekanntes Minerals von mittlerer Brechung etwa 1,54. Es ist unangreifbar

von Säuren. Es handelt sich um Orthosit, abgeformt durch wenig Analcim, um eine Pseudomorphose nach Leucit. Aus diesem Leucitphonolith bestehen auch Eruptivbreccien, die öfter in den Hohlräumen Analcim enthalten, die Nadeln von Christianit abformen. Nur eines der untersuchten Stücke ist völlig frei von Nephelin. Es ist von gelber Farbe und feinkristallin. Es enthält Anorthoklas mit Karlsbader Zwillingen und solchen nach dem Albitgesetz; die Grundmasse besteht aus Sanidin, begleitet von Prismen und Körnern eines goldgelben Augits. Letzterer ist stark pleochroitisch und doppelbrechend und erinnert an den akmitischen Augit. Das Gestein enthält auch Analcim, Magnetit und Pyroxen. Verf. hält das Gestein für einen Leucitphonolith, der durch Autopneumatolyse verändert wurde.

Analysen von F. RAOULT:

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO ₂	54,74	54,64	55,20	54,88	52,78	54,08
Al ₂ O ₃	22,01	22,02	22,27	21,13	21,86	21,00
Fe ₂ O ₃	2,72	2,62	2,45	1,67	2,07	4,20
FeO	1,26	1,44	0,60	1,80	2,20	0,24
MnO	0,19	0,29	0,24	0,19	0,22	0,21
MgO	0,11	0,20	0,57	0,16	0,14	0,15
CaO	1,62	1,16	0,96	1,44	2,56	2,34
Na ₂ O	9,76	10,01	10,62	9,82	8,57	7,00
K ₂ O	5,53	4,85	4,96	5,70	5,88	6,21
TiO ₂	0,41	0,10	0,24	0,41	0,58	0,61
P ₂ O ₅	0,19	0,07	0,06	0,08	0,07	0,10
H ₂ O (+)	0,91	1,42	1,62	2,44	1,85	2,19
H ₂ O (—)	0,14	1,08	0,44	0,45	1,00	1,47
Cl	0,33	0,14	0,13	0,09	0,13	0,19
Summe	99,92	100,04	100,36	100,34	99,91	99,99
				mit 0,8 SO ₃		
Nephelin	27,6	27,7	30,8	29,2	27,6	16,19

1. Nephelinphonolith von Hakahetau.
2. „ „ Poutetainni.
3. „ „ Hakahetau.
4. „ „ Poumaka.
5. Nephelinitischer und leucitischer Phonolith von Hakahetau.
6. Leucitphonolith.

Der Leucit erscheint in den kalireichsten Typen. Immerhin ist das Verhältnis von Kali zu Natron ein schwaches für ein Leucitgestein. Das Vorkommen von Leucit in einer Lava des Pazifik ist eine bemerkenswerte Tatsache, die noch nicht beachtet wurde. Der Gehalt an Nephelin liegt zwischen 28 und 31 %, an Orthoklas zwischen 29 und 35 %. Die Typen 3 u. 4 sind hyperalkalisch. Ein Gehalt von 4,45—8,34 % Anorthit ist durch Zeolithbildung beeinflusst.

Die beschriebenen Phonolithe enthalten Einschlüsse basaltischer Laven und sind somit jünger als diese schwarzen Gesteine. Verf. hat auf den Mar-

quisen schon früher festgestellt, daß die Trachyte jünger sind als die meisten Basalte. Verf. hält es für möglich, daß diese Phonolithe ziemlich jung sind, zumal die Bergspitzen große Ähnlichkeit mit dem Mont Pelée haben. Wahrscheinlich sind sie durch denselben Mechanismus gebildet und nicht durch die Erosion zerstört worden. Die Namen Poumaka und Poutetainui erinnern ebenfalls an junge vulkanische Tätigkeit.

Die Insel Ua-Pou bildet ein ausgesprochenes Eruptivzentrum, das durch ein besonderes Magma genährt wurde. Der Phonolith ist kein zufälliges Produkt, wie man wegen des Gegensatzes zu den anderen Marquisengesteinen angenommen hat, sondern spielt eine wichtige Rolle in der Zusammensetzung der Insel. Verf. gibt noch zwei Analysen der basaltischen Gesteine, die den Phonolith begleiten: 1. Tephritoid. 2. Labradorbasalt β' :

	1.	2.
SiO ₂	48,06	44,82
Al ₂ O ₃	17,98	13,06
Fe ₂ O ₃	3,91	3,23
FeO	4,61	8,97
MgO	2,42	8,15
CaO	7,54	11,74
Na ₂ O	5,49	2,17
K ₂ O	2,84	1,39
TiO ₂	2,74	3,80
P ₂ O ₅	0,86	0,48
H ₂ O (+)	2,22	1,41
H ₂ O (—)	1,14	0,87
MnO	0,22	0,16
Summe	100,03	100,25
Anorthit	37	57
Nephelin	10,58	1,35
Σb	26,41	50,94

Auch diese Gesteine enthalten Nephelin. Das Ganze erinnert an die Magmenzusammensetzung von Tahiti. **M. Henglein.**

Atlantisches Gebiet.

Report on the Geological Collections made during the voyage of the South Atlantic and Weddell Sea in 1921—1922. [London, British Museum Natural History 1930. XII + 161 S. 12 Textabb., 2 Taf. Preis 12 s 6 d geb.]

I. Introduction (S. 1—3, Abb. 1). Die Expedition auf dem Schiffe Quest, die unter der Leitung von Sir ERNST SHAKLETON stand, erlitt durch den Tod ihres Führers (5. Jan. 1922) eine Programmänderung. Gleichwohl konnte der Geologe der Expedition, GEORGE VIBERT DOUGLAS, Beobachtungen machen und Materialien sammeln, die in dem vorliegenden, vom Britischen Museum herausgegebenen Bande teils von ihm selbst, teils von anderen bearbeitet sind.

II. GEORGE VIBERT DOUGLAS: Topography and Geology of South Georgia. With a Note on *Dadoxylon* (*Araucarioxylon*) from the Bay of Isles by WILLIAM THOMAS GORDON. (S. 4—27. Abb. 2—11. Taf. I.) Siehe das Ref. dies. Jb. 1930.

III. G. W. TYRRELL: The Petrography and Geology of South Georgia. (S. 28—54. Abb. 12.) Siehe das Ref. dies. Jb. 1930.

IV. CECIL EDGAR TILLEY: Petrographical Notes on Rocks from Elephant Island, South Shetlands. (S. 55—62. Abb. 13—15.)

An der NW-Küste der Elefantinsel, an der Minstret-Bay, kommen dunkel- bis bleigraue, gefaltete und von Quarzadern durchzogene Quarzphyllite vor, die reich an Pyrit und Kalkcarbonat sind. Sie gleichen den Gesteinen von der NO-Küste der Insel, die von WORDIE und TYRRELL beschrieben sind. Am Lookout-Hafen (Südspitze der Insel) wurden teils anstehende, teils erratische metamorphe Gesteine gesammelt: Granathornblendalbitschiefer, amphibolitführende Marmore und Paraamphibolite. Die ersteren führen z. T. viel Quarz und Chlorit. Ihren stofflichen Bestand zeigt Analyse I. Die Marmore sind gebändert: Lagen von Quarz wechseln mit solchen aus Calcit oder Calcitlagen mit solchen, die neben Calcit viel Amphibol enthalten. Weitere Gemengteile sind Granat, Epidot, Biotit, Chlorit, Albit. Die Paraamphibolite sind Epidotalbithornblendeschiefer, die Sphen, Pyrit, Calcit und Apatit führen. Den stofflichen Bestand gibt Analyse II.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
SiO ₂	71,80	45,10	46,31	49,30	48,10	57,10	50,64
Al ₂ O ₃	11,87	14,76	17,36	18,85	19,39	21,05	21,75
Fe ₂ O ₃	2,21	4,50	3,27	4,37	8,02	1,76	0,19
FeO	2,30	9,87	8,12	5,80	3,03	2,01	5,93
MgO	1,94	5,95	4,64	3,95	2,91	1,20	2,56
CaO	3,02	11,59	9,74	7,66	4,61	4,13	6,88
Na ₂ O	3,27	2,55	3,67	3,89	4,81	5,03	5,27
K ₂ O	1,02	0,47	2,79	2,65	2,56	5,33	3,73
H ₂ O	1,77	0,36	0,29	0,75	3,95	1,40	0,75
TiO ₂	Spur	2,51	3,64	2,02	2,60	1,11	2,50
P ₂ O ₅	0,16	0,21	—	0,64	—	—	—
MnO	0,45	0,26	0,17	Spur	0,13	0,11	0,07
S	0,08	0,23	—	—	—	—	—
SO ₂	—	0,20	—	—	—	—W	—
CO ₂	—	1,38	—	—	—	—	—
	99,89	99,94	100,00	99,96	100,11	100,21	100,27

Dem chemischen Charakter nach läßt sich das Gestein I mit einem Prasinitgneis aus der Val de Bagne und einem Oligoklasgranit von Orijärvi (Finnland), Gestein II mit einem Eklogit aus dem Tessin vergleichen. Gleichwohl kann es sich nicht um Gesteine eruptiver Natur handeln, vielmehr muß ihr Ausgangsmaterial in unreinen Kalksteinen gesucht werden.

V. GEORGE VIBERT DOUGLAS and W. CAMPBELL SMITH: *Zavodovskii Island, and Notes on Rock Fragments dredged in the Weddell Sea.* (S. 63—66. Abb. 16.)

Die Zavodovskii-Insel ist die nördlichste der Traversey-Inseln in der Süd-Sandwich-Gruppe. Nachrichten über sie werden v. BELLINGSHAUSEN, LARSEN und FILCHNER verdankt. Die Expedition konnte nicht landen. Die Insel erhebt sich mit einem Kliff von mehr als 10 m Höhe aus dem Meere. Die an ihm endigenden Lavaströme scheinen aus kompaktem Säulenbasalt zu bestehen. Darüber liegt rote Asche und dann Fladenlava. Der Austritt von blauen Dämpfen wurde an der Ostküste beobachtet. Kleine Gesteinsbrocken, die von der Insel gedredht wurden, erwiesen sich als glasige Basalte mit oder ohne Olivin, holokristallin-porphyrische Basalte und Basaltglas, wie es in Palagonittuffen von Sizilien und den Kerguelen bekannt ist.

Nördlich des Punktes „Ross' Landrichtung? 10. Febr. 1843“ (südlich der Süd-Orkneys) im Weddellmeer wurden aus 1758 Faden Tiefe gedredht: schwarzer, kalkiger Tonschiefer mit Quarzkörnchen und sekundärem Glimmer, sehr feinkörniger, blaßroter Quarzit mit kalkigem Bindemittel, weißer glimmeriger Quarzit, dunkle Grauwacke mit viel eckigen Quarzkörnern und Glimmer, zwei Granite mit viel Mikroklin, Biotitgranit, Hornblendebiotitgneis von der Zusammensetzung eines Quarzdiorits, Diabas, feinkörniger Biotit-Norit mit sehr viel Hypersthen, Basaltglas mit viel Olivin.

VI. G. VIBERT DOUGLAS: *Topography and Geology of the Tristan da Cunha Group.* (S. 67—71. Abb. 17—19.)

Die Tristan da Cunha-Gruppe besteht aus 5 Inseln. Die Hauptinsel ist vulkanisch, hat ungefähr den Umriß eines Sechsecks und gipfelt in einem Aschenkegel von etwa 1830 m Höhe, dessen Krater von einem See erfüllt ist. An der Nordseite der Insel findet sich eine Lavaebene, auf der eine Siedlung angelegt ist. Ihr sind mehrere erloschene Kraterberge aufgesetzt, deren höchster etwa 69 m hoch ist, während kleinere nur etwa 15 m erreichen. Die Inaccessible-Insel besitzt eine Caldera, deren SO-Wall von der Küste zerschnitten wird. Sie öffnet sich gegen NO. In ihr steht ein Zentralkegel aus roten basaltischen Schlacken von etwa 450 m Höhe ü. d. M. Die Nightingale-Insel, die südlichste der Gruppe, zeigt im Innern eine Depression, die wohl als Krater aufzufassen ist. Die nördlich gelegenen kleinen Mittel- und Stoltenhoff-Inseln sind flach, aber von Steilküsten umgeben, die letztgenannte sogar von solchen von 60 m Höhe, so daß eine Landung unmöglich ist. Wahrscheinlich reichten die von der Nightingale-Insel ausgehenden Trachytströme über die Mittel- bis zur Stoltenhoff-Insel und das Meer hat die trennenden Kanäle erzeugt. In den Kliffs der Nightingale-Insel finden sich zahllose Brandungshöhlen.

VII. W. CAMPBELL SMITH: *Petrography of the Tristan da Cunha Group* (S. 72—87.)

Die von DOUGLAS auf Tristan da Cunha gesammelten Gesteine sind tephritische Trachybasalte von schiefergrauer bis schwärzlicher Farbe. Zum Teil sind sie durch kleine, teilweise absorbierte Kristalle einer tiefbraunen Hornblende gekennzeichnet. Olivin tritt sehr zurück. Die Grundmasse ist sehr feinkörnig. Der stoffliche Bestand (Anal. III) gleicht dem

eines trachytoiden Trachydolerits vom Kilimandscharo und dem eines Basalts vom Diana's Peak auf St. Helena. Andere Laven sind porphyrische Olivinbasalte. Von den Insulanern erhielt DOUGLAS von der Swain-Bay stammende grobkörnige Einschlüsse, die vornehmlich aus basaltischer Hornblende bestehen, daneben aus Apatit, Magnetit, Pyroxen, Labradorit, Olivin. Von demselben Fundort stammt Basaltglas. In *accessible Island* lieferte die gleichen Trachybasalte und Olivinbasalte wie Tristan da Cunha, außer den Mugeariten, in deren Feldspatgrundmasse Körner von Olivin, Augit und Magnetit liegen. Sie enthalten ähnliche Einschlüsse wie die von Tristan da Cunha beschriebenen. Über den stofflichen Bestand geben die Analysen IV und V Auskunft. Auf der *Nightingale-Isel* sammelte DOUGLAS Trachyandsite vom Typus der siebengebirgischen. Ihre mineralogische Zusammensetzung gleicht auffallend der des Stenzelbergandesits. Auch in diesen Gesteinen kommen Plagioklase, basaltische Hornblenden und Apatite vor, die als Einschlüsse aufzufassen sind. Sie sind identisch mit den Mineralien der grobkörnigen Einschlüsse von der Swain-Bay (Tristan da Cunha). Die *Mittelinsel* lieferte Trachyttuff, biotitführenden Alkalitrachyt, tephritischen Trachyt (Anal. VI) und Trachybasalte (Anal. VII). Der stoffliche Bestand des tephritischen Trachyts läßt sich mit dem des trachytischen Phonoliths vergleichen, den BÜCKING vom Linzberg (Rhön) beschrieben hat. Ein Analcimtephrit fand sich als Einschluß in Agglomeraten. Endlich sind Hornblendebasalte (Alkalibasalte OSANN's) zu verzeichnen.

VIII. W. CAMPBELL SMITH: *Diego Alvarez or Gough Island*. (S. 88—104. Abb. 20.)

Die Insel liegt in 40° 20' s. Br. Sie wird von Basalt- und Trachytdecken aufgebaut, in die eine Masse von Alkalitrachyt intrudiert ist, deren Auftreten an das der Natrontrachyt- und Phonolithmassen auf St. Helena erinnert. Sie bildet die Erhebung, die als „The Apostle“, „Gough's Monument“ oder „Hags Tooth“ bezeichnet wird (692 m). Die höchste Erhebung der Insel ist der Mt. Rowett (888 m).

Der Alkalitrachyt ist z. T. ein olivinführender Ägirintrachyt, der einem phonolitoiden Kenit aus der Kenyakolonie (Ostafrika) sehr ähnlich ist, z. T. solcher vom Lonza-Typus (mit gelbem Augit), z. T. Sodalithtrachyt, z. T. Biotittrachyt. Unter den Trachybasalten lassen sich trachytoide Typen und Essexitporphyrite im Sinne FINCKH's unterscheiden. Letztere kommen als Gänge und Ströme vor. Gangbildend finden sich olivinarme Basalte, die mit solchen von St. Helena, aber auch mit dem Mugearit der Mittelinsel (Tristan da Cunha-Gruppe) Ähnlichkeit haben, ferner mit dem Plagioklasbasalt von Terceira (Azoren), der von ESENWEIN beschrieben ist. Mugearite treten in Form von Laven auf. Analysen von Gesteinen der Gough-Insel (VIII Biotitalkalitrachyt, IX, X Ägirintrachyt, XI trachytoider Trachybasalt, XII, XIII Trachybasalt (Essexitporphyrit), XIV olivinarmer Basalt.

IX. W. CAMPBELL SMITH: *Notes on the Rocks collected on St. Helena* (S. 105—107.)

Die von DOUGLAS gesammelten Gesteine sind Phonolithe, ein phonolithischer Trachyt und ein Nephelinbasanit.

	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	XIII.	XIV.	XV.
SiO ₂	63,84	62,40	60,74	55,80	54,85	48,85	49,49	44,25
Al ₂ O ₃	18,46	18,37	17,72	17,53	16,92	14,39	16,47	2,65
Fe ₂ O ₃	1,54	1,83	3,19	1,24	3,14	1,04	4,12	1,13
FeO	1,79	2,64	2,41	5,87	3,92	8,54	6,00	7,11
MgO	0,78	0,66	0,51	2,52	2,70	7,49	3,53	41,07
CaO	2,45	2,30	1,67	5,57	6,96	8,88	8,88	1,07
Na ₂ O	7,25	7,00	6,02	7,28	5,25	3,56	3,31	1,32
K ₂ O	3,08	4,05	6,03	2,98	2,55	1,77	2,43	0,13
H ₂ O	0,49	0,49	1,10	0,32	1,88	1,19	1,59	0,83
TiO ₂	—	Sp.	0,73	Sp.	1,03	3,37	3,76	0,25
MnO	—	0,17	0,17	Sp.	Sp.	0,24	0,17	0,09
P ₂ O ₅	0,24	0,07	0,00	0,79	0,78	0,63	Sp.	—
	99,92	99,98	100,55	99,90	100,06	99,95	100,08	100,20 ¹

X. W. CAMPBELL SMITH: Notes on the Rocks collected on Ascension Island. (S. 108—116.)

Wie von St. Helena, so gibt es auch von Ascension eine ausführliche geologisch-petrographische Beschreibung von DALY, so daß die von DOUGLAS gesammelten Gesteine hier nur kurz charakterisiert werden. Es sind Comendite, Obsidian, pantelleritischer Trachyt, porphyrischer Natrontrachyt, Ägirindioptidtrachyt, Katophorittrachyt, Trachybasalt?, Olivinbasalt, endlich Auswürflinge von Olivingabbro, Hornblendegranit und einem Biotit und barkevikitische Hornblende führenden, essexitischen Gestein.

XI. GERALD M. PART: Report on the Rocks collected from St. Vincent, Cape Verde Islands. (S. 117—125. Abb. 21.)

Gänge an einer Steilküste südöstlich vom Aiveira da Areia Branca sind Camptonite, Monchiquite, Analcimbasalte und Phonolith. Der Monte Vianna lieferte glasige Nephelinbasanite und Phonolith, die Lokalität „Haydens Retreat“ porphyrische Nephelinbasanite. Außerdem wurden zwei durch vulkanischen Detritus verunreinigte Kalksteine gesammelt.

XII. HENRY S. WASHINGTON: The Petrology of St. Paul's Rocks (Atlantic). (S. 126—144. Abb. 24. Taf. II.)

Die St. Paulsfelsen liegen in 0° 55' 28" n. Br. und bilden vier Inselchen, deren höchste etwa 20 m hoch aufragt. Sie sind schon von DARWIN, dann der CHALLENGER, der Quest-, neuerdings auch von der deutschen Meteor-Expedition besucht. Das Gestein der Felsen ist ein wehrilitischer Dunit von schwach grünlich-schwarzer Farbe und schwachem Wachsglanz. Das spez. Gew. ist 3,271. Fast ausschließlicher Gemengteil ist Olivin, ferner findet sich etwas Jadeit und Aktinolith als Überzug über diesem, endlich Picotit. Serpentin ist wenig vorhanden. Den stofflichen Bestand zeigt Analyse XV.

Überblickt man die Natur derjenigen Gesteine, die die vulkanischen ozeanischen Inseln aufbauen, so zeigt es sich, daß der Aufbau der St. Paulsfelsen ausschließlich aus Dunit ein Unikum darstellt. Dieser Dunit kann einerseits entweder ein kristalliner Schiefer oder ein Tiefengestein, das durch

¹ Einschließlich 0,10 Cr₂O₃.

mechanische Einrichtungen eine Veränderung seiner ursprünglichen Textur erlitten hat, andererseits eine Lava eines submarinen Vulkans sein. Für das erstere sprechen die Bänderung und Schieferigkeit, Schlierenbildung und Schieferigkeit, die vielen Risse, die Anwesenheit von Jadeit und Aktinolith, die von BOWEN auseinandergesetzten Gründe, daß ein reines Olivinmagma keinen Lavastrom bilden kann. Für die Lavanatur des Dunit kann man geltend machen: Alle Eruptiva der ozeanischen Inseln sind Ergußgesteine. Tiefengesteine treten nur als Einschlüsse auf. Die St. Paulsfelsen sind für einen Einschluß zu groß. Ist der Dunit ein Intrusiv- oder metamorphes Gestein, so muß er der Erdkruste unter dem Ozean angehören; es ist undenkbar, daß irgendein tektonischer Vorgang eine solche Nadelspitze so hoch getrieben hat. Ebenso wenig können die Felsen ein Überrest einer ehemaligen Landmasse, einer „Atlantis“, gewesen sein. Die feinkörnige, aphanitische Textur des Gesteines spricht für Lavanatur, die schlierige Beschaffenheit kann Fluidaltextur sein. LACROIX gibt von Réunion einen Dunitstrom, ZIRKEL von Island Decken von reinen Olivingesteinen an. Somit spricht die petrographische Beschaffenheit des Dunit für einen etwas metamorphen Peridotit, seine geographische Position für Lava. Letztere aber doch nur in bedingtem Maße. Die St. Paulsfelsen liegen nämlich auf der mittelatlantischen Schwelle am Nordende der „Tizard-Tiefe“ auf dem kurzen „Verbindungsrücken“ zwischen dem nördlichen Delphinrücken und dem südlichen „Challengerücken“. Nicht weit von den St. Paulsfelsen ist eine Lücke in dem „Verbindungsrücken“. Nach E. RUDOLPH ist die „seismische Zone des St. Paulsfelsens“ besonders reich an übermarinem Leben. So kann man die St. Paulsfelsen doch als einen gehobenen oder emporgepreßten Teil der mittelatlantischen Schwelle betrachten, um so mehr, als DALY auf Ascension Wehrliteinschlüsse in Trachyttuff gefunden hat. MEINESZ' Schweremessungen im Bereich der mittelatlantischen Schwelle in 25° n. Br. sprechen ebenfalls für die Gegenwart besonders schwerer Gesteine.

In Überzügen und als Spaltenfüllungen tritt auf dem St. Paulsfelsen ein Guanoprodukt auf. Die Untersuchung der vorliegenden Proben ergab, daß es sich um Dahllit handelt, dem die Formel $3 \text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8 \cdot \text{Ca}([\text{OH}]_2\text{CO}_3)$ zukommt.

XIII. MIß A. VIBERT DOUGLAS: Deep-Sea Deposits and Dredgings. (S. 145—156. Abb. 25, 26.)

Die Expedition gewann 14 Bodenproben aus der Tiefsee (Meeresboden ab 100 Faden), darunter 3 Globigerinenschlamme und 11 Diatomeenschlamme. Die Proben von letzteren stammen aus einer Zone zwischen 64° und 69° 18' s. Br. MURRAY's Karte der Meeresablagerungen erfährt dadurch gewisse Berichtigungen, vollends die von H. PIRIE, der die Südgrenze des Diatomeenschlammes zwischen den 59. und 60. Breitengrad legt. Aus zwei Proben gibt Verf. je ein kleines Geröll von Ägiringranit an. Diese Bestimmung erscheint W. CAMPBELL SMITH (S. 66) nicht zuverlässig. ONO von Tristan da Cunha enthielt die Bodenprobe ein Stückchen Arkos. Es wurden ferner zwei Dredschzüge ausgeführt. Über die dabei gewonnenen Gesteinsfragmente ist in Abschnitt V berichtet.

Otto Wilckens.