

Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen
herausgegeben von

R. Brauns, **E. Hennig**, **E. Kaiser**, **J. F. Pompeckj**
in Bonn in Tübingen in München in Berlin
O. Weigel in Marburg a. L.

Referate.

II. Allgemeine Geologie, Petrographie, Lagerstättenlehre.

Redaktion: E. Kaiser.

Jahrgang 1928.

Erstes Heft



STUTT GART 1928

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele) G. m. b. H.

Wir bitten alle Beiträge, die zu Teil I der Referatenbände gehören, sowie alle Beiträge aus dem Gebiete der Allgemeinen und Speziellen Mineralogie, Chalkographie etc. für die Beilagebände und das Centralblatt bis zur Rückkehr von Herrn Professor Weigel (Ende 1928) an Herrn Geheimrat Brauns, Mineralogisches Institut der Universität Bonn einzusenden; ebenso alle Beiträge zu Teil II der Referatenbände aus dem Gebiete der Allgemeinen Geologie, Petrographie und Lagerstättenlehre an Herrn Geheimrat Kaiser, Institut für Allgemeine Geologie an der Universität München 2, C. 7, Neuhauserstr. 51; alle Beiträge zu Teil III aus dem Gebiete der Historischen und Regionalen Geologie an Herrn Professor Hennig Geologisches Institut der Univ. Tübingen und alle Beiträge zu Teil III aus dem Gebiete der Paläontologie an Herrn Geheimrat Pompeckj, Geolog.-Paläontolog. Institut der Univ. Berlin, N., Invalidenstr. 43 einzuschicken.

Ferner bitten wir alle Anfragen, Wünsche und Beschwerden über Redaktion allgemein an Herrn Geheimrat Brauns zu richten.

Redaktion und Verlag.

Beilage-Band LVI Abt. A Heft 2.

Mit Taf. VI—IX und 24 Textfiguren.

- Cissarz, A.: Uebergangslagerstätten innerhalb der intrusivmagmatischen Abfolge.
Teil I: Zinn-Wolfram- und Molybdänformationen. (Mit 7 Tafeln im Text und 12 Textfiguren.) 90 S.
- Ernst, E.: Die Kristallformen des Wolfbergits (Chalkostibit, Guejarit, Cu Sb S_2). (Mit 2 Textfiguren.) 41 S.
- Frebold, G.: Ueber einige Mineralien der Enargitgruppe und ihre paragenetischen Verhältnisse in der Kupfererzlagerstätte von Mancayan auf Luzon (Philippinen). (Mit 2 Textfiguren.) 18 S.
- Kalb, G. und W. Witteborg: Die Vizinalfiguren der Rhomboederflächen des β -Quarzes. (Mit Taf. VI und VII und 1 Textfigur.) 8 S.
- Bernauer, F.: Ueber die sogen. „rhythmische Kristallisation“. (Mit Taf. VIII und IX und 9 Textfiguren.) 15 S.

Petrographie.

Allgemeines.

P. Niggli: Tabellen zum makroskopischen Gesteinsbestimmen. Zürich 1927. 68 p. Autographiert. (Zu beziehen vom Hauswart des Mineralog.-petrograph. Instituts der Eidgen. Techn. Hochschule in Zürich, Sonneggstr. 5. Preis Mk. 2.50 portofrei.)

Die Einleitung besagt, daß die Tabellen aus kleineren Zusammenstellungen hervorgegangen sind, die von U. GRUBENMANN in den Übungen zum „Makroskopischen Gesteinsbestimmen“ benutzt wurden. Die Zusammenstellung enthält auch Tabellen, die zum mikroskopischen Gesteinsbestimmen wie in den Vorlesungen benutzt werden können. Wenn auch, wie Verf. sagt, die Tabellen ihrer Entstehung entsprechend „nicht mehr logisch aufgebaut sind“, so ist doch so vielerlei in übersichtlicher Darstellung und auch für Anfänger, auch für den die Petrographie nur als Hilfsfach gebrauchende Studierenden anderer Fächer, so leicht faßbar dargestellt, daß diese autographierten Tabellen recht gut auch anderwärts gebraucht werden können.

Von den einzelnen Tabellen seien hervorgehoben: Bestimmungstabelle wichtiger gesteinsbildender Mineralien. Struktur, Textur der Gesteine. Häufigste Erstarrungsgesteine; alkalische Ergußgesteine. Chemische Zusammensetzung wichtiger Magmen. Übersicht der Eruptivgesteine. Mineralumwandlungen. Metamorphe Gesteine, auch nach ihrem Ursprung. Gang der Verwitterung. Mechanische Sedimente. Ausscheidungssedimente. Veranschaulichung der chem. Beziehungen zwischen den Gesteinen der Kalk-Alkali-, Natron- und Kalireihe. Ausführliche tabellarische Übersicht der Eruptivgesteine. Haupteinteilung der Minerallagerstätten. Berechnung von Molekularzahlen. Haupttypen von Eruptivgesteinsmagmen. Hauptminerale der Eruptivgesteine. Seltenerer Stoffe, die sich in den magmatischen Rückstandslösungen anreichern, sowie zugehörige Mineralausfällungen. Schematisches Bild einer Kontaktmetamorphose wie einer alpinen Dislokationsmetamorphose usw.

Erich Kaiser.

Eruptivgesteine.

Lehmann, E.: Über magmatische Reaktionen. (N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. LIV. A. 165—204.)

Tschirwinsky, P.: Anchi-stöchiometrische Typen der Biotitgranite nach ihrem theoretischen Feldspatgemisch geordnet. (N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. LIII. A. 209—228.)

P. Niggli: Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen auf Grund der Molekularwerte. (Schweiz. Min. Petr. Mitt. VII. 1927. 116—133.)

Wenn auch die Berechnung eines normativen Mineralbestands von großer Bedeutung ist, so eignet sich derselbe doch nicht für eine chemische Klassifikation der Magmen. Hier scheinen nicht gewichtsprozentische, sondern molekulare Verhältnisse am Platze zu sein. Deshalb wurden die Molekularwerte: si, al, fm, c, alk, k, mg eingeführt, die sowohl die einzelnen Magmentypen charakterisieren wie auch die Differentiationsverläufe bequem übersehen lassen. In dieser neuen, wichtigen Arbeit zeigt Verf., daß die Molekularwerte aber auch gestatten, über die normative Zusammensetzung eines Gesteines genauere Angaben zu machen.

1. Die Zusammensetzung der normativen Feldspäte.

Das Verhältnis Kalifeldspat : Alkalifeldspat : Gesamtfeldspat berechnet sich unter Zugrundelegung gewöhnlicher Verhältnisse (kein Alkaliüberschuß, kein Tonerdeüberschuß, Alkalien und Kalk in höchst silifizierten Molekeln gesättigt) als $k=2 \text{ alk} : 2 \text{ alk} : \text{al} + \text{alk}$. Hieraus bilden wir die zwei Größen

$$x = k = \frac{\text{Kalifeldspat}}{\text{Alkalifeldspat}} = \frac{\text{or}}{\text{ab} + \text{or}}$$

$$y = \frac{2 \text{ alk}}{\text{al} + \text{alk}} = \frac{\text{Alkalifeldspat}}{\text{Gesamtfeldspat}} = \frac{\text{or} + \text{ab}}{\text{or} + \text{ab} + \text{an}}$$

die wir in einem rechtwinkligen Koordinatensystem (Fig. 1) auftragen. (Bei Tonerdeüberschuß, d. h. $c < \text{al} - \text{alk}$, muß $\text{al} + \text{alk}$ durch $c + 2 \text{ alk}$ ersetzt werden; bei Alkaliüberschuß, d. h. $\text{al} < \text{alk}$, wird y größer als 1.)

Für konstantes Verhältnis Kalifeldspat : Plagioklas bzw. Kalifeldspat : Gesamtfeldspat ergeben sich Kurven $xy = C$; es sind gleichseitige Hyperbeln mit x - und y -Achse als Asymptoten. Für konstantes $\text{ab} : \text{an}$, d. h. konstante Plagioklaszusammensetzung, erhalten wir Kurven $(1-x) \cdot \frac{y}{1-y} = C'$;

es sind wiederum gleichseitige Hyperbeln, die durch den Punkt $x = 1, y = 1$ gehen und deren Scheitel in $x = 1 + C', y = 0$ liegen. Die beiden Hyperbelscharen bilden ein Netz, in dem sich die gesuchten Verhältnisse bequem ablesen lassen.

Bei $\text{alk} > \text{al}$ wird der Alkaliüberschuß als Ägirin formuliert. Wäre nur Aegirin vorhanden, so würde $y = 2$. Man erhält somit das Verhältnis

von Natronfeldspat zu Kalifeldspat, d. h. die nur für die Feldspäte maßgebende k' -Zahl durch Verschieben des im oberen Quadrat befindlichen Punktes von $y = 2$ weg.

Eine Darstellung der verschiedenen Magmentypen ergibt gute Übereinstimmung zwischen normativem und modalem Mineralbestand. Für den

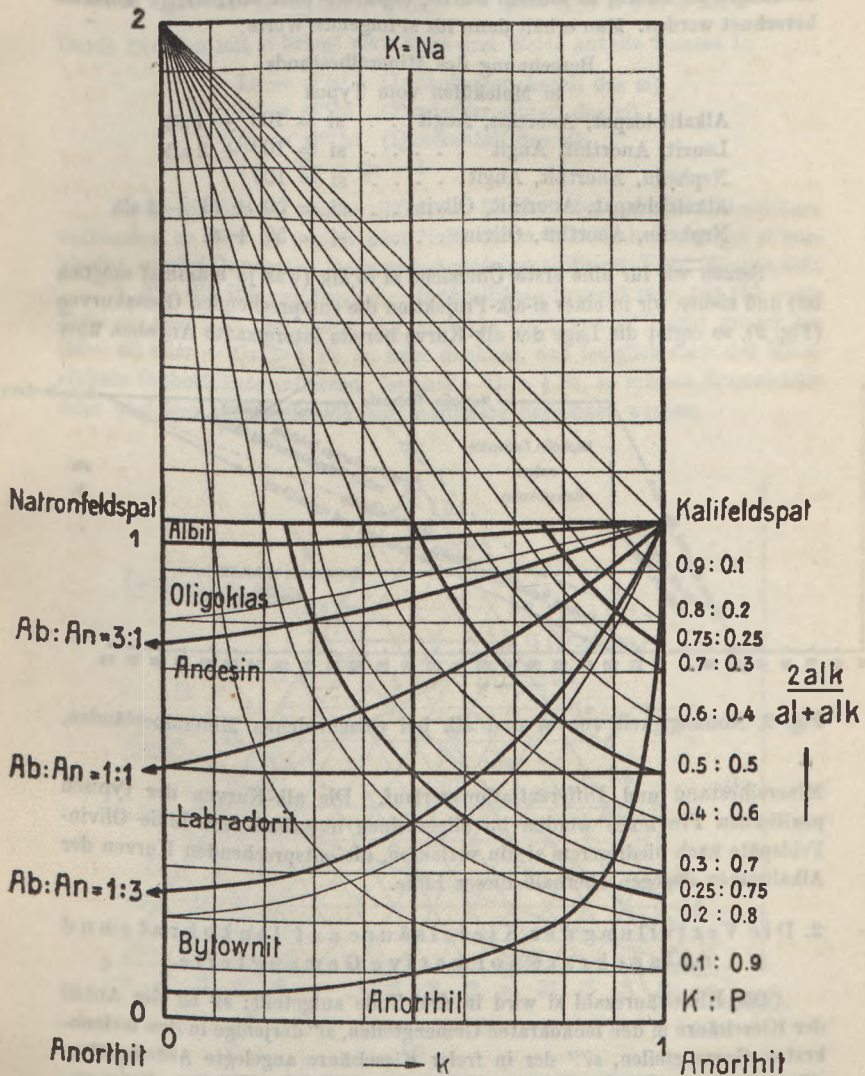


Fig. 1. x-y-Diagramm mit eingezeichneten Kurven für die normative Plagioklaszusammensetzung und für das Verhältnis Kalifeldspat: Plagioklas.

normativen Kalifeldspatgehalt gilt folgendes: ein Gehalt unter $\frac{1}{3}$ des Gesamtfeldspats tritt im modalen Mineralbestand gewöhnlich nicht auf; erreicht der Gehalt $\frac{1}{3}$, so sprechen wir bereits von eigentlichem Kalifeldspatgestein; nur bei sehr wenigen Gesteinen berechnet sich mehr Kalifeldspat als Plagioklas.

Ist der Kieselsäuregehalt zu niedrig, um lauter höchst silifizierte Verbindungen zu bilden, so müssen leucit-, nephelin- oder olivinartige Moleküle berechnet werden. Man erhält dann für si folgende Werte:

Berechnung des Mineralbestands
in Molekülen vom Typus

Alkalifeldspat, Anorthit, Augit . .	si = 100 + 4 alk
Leucit, Anorthit, Augit	si = 100 + 2 alk
Nephelin, Anorthit, Augit. . . .	si = 100
Alkalifeldspat, Anorthit, Olivin . .	si = 50 + al + 4 alk
Nephelin, Anorthit, Olivin	si = 50 + al

Setzen wir für eine erste Übersicht $al = alk$ (was ja maximal möglich ist) und ziehen wir in einer si-alk-Projektion die entsprechenden Grenzkurven (Fig. 2), so ergibt die Lage der alk-Kurve bereits interessante Angaben über

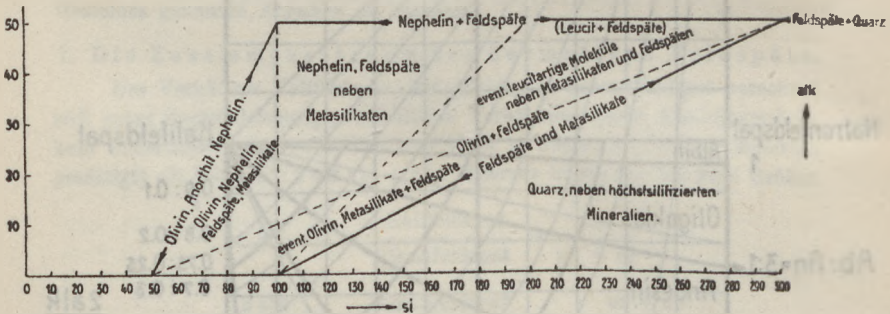


Fig. 2. Abhängigkeit von si und alk bei verschiedenen Mineralbeständen.

Mineralbestand und Differentiationsverlauf. Die alk-Kurven der typisch pazifischen Provinzen werden im allgemeinen unterhalb der Linie Olivin-Feldspäte nach niedrigerem si hin verlaufen, die entsprechenden Kurven der Alkalireihen dagegen oberhalb dieser Linie.

2. Die Verteilung der Kieselsäure auf leukokrate und melanokrate normative Gemengteile.

Die Kieselsäurezahl si wird in drei Teile aufgeteilt: si' ist der Anteil der Kieselsäure in den leukokraten Gemengteilen, si'' derjenige in den melanokraten Gemengteilen, si''' der in freier Kieselsäure angelegte Anteil; si' + si'' + si''' = si. Bei der Berechnung ist stets die höchstsilifizierte Form zurunde gelegt worden; si' wird repräsentiert durch Feldspäte (Kalifeldspat, Albit, Anorthit), si'' durch Metasilikate von Ca, Mg und Fe sowie Aegirin-

molekül, si''' durch Quarz. Eine einfache Rechnung zeigt, daß sich diese drei Größen folgendermaßen in den Molekularwerten ausdrücken lassen:

Kein Alkaliüberschuß $al > alk$	Alkaliüberschuß $al < alk$
$si' = 2 al + 4 alk$	$6 al$
$si'' = 100 - 2 al$	$100 - 3 al + alk$
$si''' = si - (100 + 4 alk)$	$si - (100 + 3 al + alk)$

Durch Division mit si bringt man diese drei Werte auf die Summe 1:

$$Ls = si'/si \quad (\text{Leukokrater Anteil des } si)$$

$$Fs = si''/si \quad (\text{Femischer Anteil des } si)$$

$$Qs = si'''/si \quad (\text{Quarzanteil des } si)$$

$$Ls + Fs + Qs = 1$$

Ist für die Bildung höchst silifizierter Molekelarten genügend Kieselsäure vorhanden, so wird Qs positiv oder Null. Ist in Wirklichkeit weniger si vorhanden, so wird Qs negativ. Dann treten niedriger silifizierte Verbindungen auf:

1. Für die Bildung femischer Orthosilikate braucht man nur $(50 - al)$ Teile si , also $\frac{1}{2} Fs$. Ist daher der absolute Wert von si''' nicht größer als $(50 - al)$ oder $-Qs \geq \frac{1}{2} Fs$, so wäre denkbar, daß lediglich statt der Metasilikate Orthosilikate auftreten. Ist aber $-Qs > \frac{1}{2} Fs$, so müssen Erzmoleküle oder niedriger silifizierte Alkalialumosilikate berechnet werden.

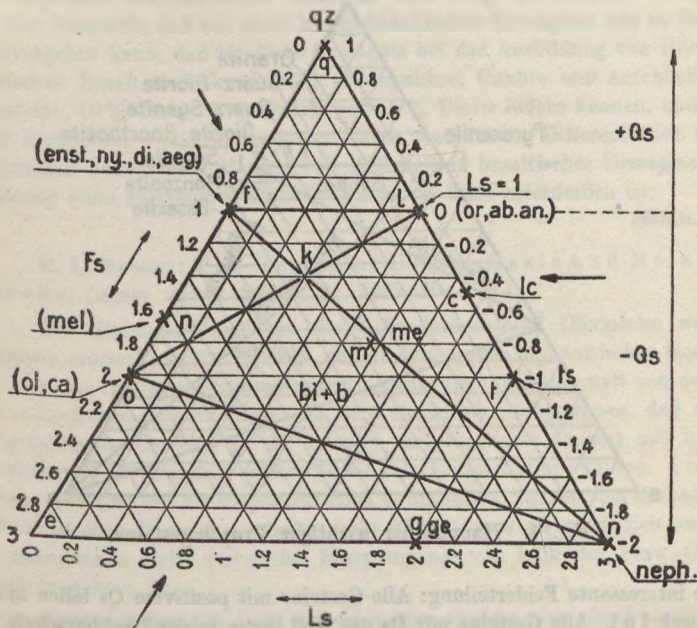


Fig. 3. Gesamtdreieck $Ls - Fs - \pm Qs$.

(Die Zahlen beziehen sich auf die durch Pfeile gekennzeichneten Richtungen, links Fs , rechts Qs , unten Ls .)

2. Bei der Berechnung von Nephelin braucht man (bei $al \geq alk$) 4 alk Teile si weniger als zur Bildung von Alkalifeldspäten (bei $al < alk$ braucht man 4 al Teile si). Ist daher $-Q_s \leq 4 alk/si$ bzw. $4 al/si$, so kann der negative Wert lediglich durch das Auftreten nephelinartiger statt feldspatartiger Molekelarten bedingt sein.

Die Projektionswerte der wichtigsten Mineralien sind:

		LS	FS	Qs
Quarz	q	—	—	+ 1
Kalifeldspat, Albit, Anorthit	l	1	—	—
Enstatit, Hypersthen, Diopsid, Aegirin	f	—	1	—
Olivin, Ca-Orthosilikat	o	—	2	- 1
Leucit und Analcim	c	1,5	—	- 0,5
TSCHERMAK'sches Molekül	t	2	—	- 1
Nephelin	n	3	—	- 2
Biotit	b	1,2	0,9	- 1,1

Die drei Werte LS, FS und Qs werden in einem OSANN'schen Dreieck projiziert (Fig. 3). LS und FS gehen von 0 bis 3, Qs von - 2 bis + 1. Durch Verbindung der Projektionspunkte der wichtigsten Mineralien ergibt sich

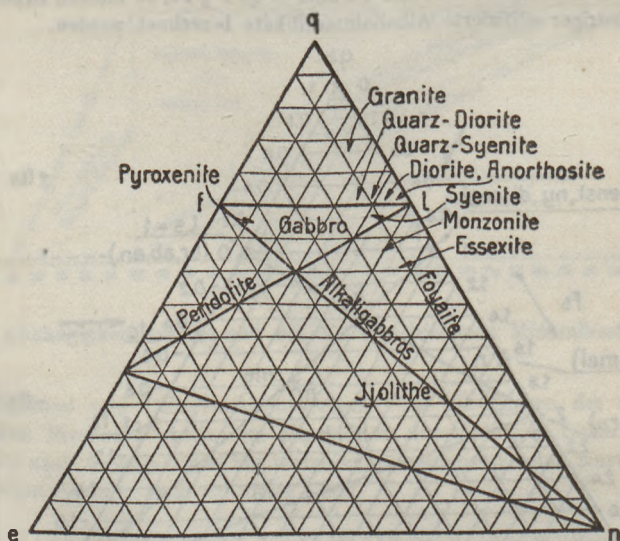


Fig. 4. Hauptfelder wichtiger Eruptivgesteine.

eine interessante Felderteilung: Alle Gesteine mit positivem Qs fallen in das Dreieck f q l. Alle Gesteine mit Qs um Null liegen in der Nachbarschaft der Linie f l. Fällt ein Gestein in das Dreieck f l o, so kann der Kieselsäureunterschuss nur durch Bildung olivinartiger Moleküle erzeugt sein. Fällt das Gestein in das Dreieck l o n, so müssen niedrig silifizierte Alumosilikate auftreten.

Im Dreieck fln können die Alumosilikate die einzigen niedrig silifizierten Verbindungen sein. Im Dreieck fkl können entweder nur nephelinartige oder nur olivinartige Molekülararten für den Kieselsäureunterschuß verantwortlich gemacht werden. Im Dreieck kon müssen sowohl olivinartige als auch nephelinartige Verbindungen auftreten. In allen Fällen gibt die Lage gegenüber den Mineralpunkten nähere Auskunft über die möglichen molekularen Mengenverhältnisse des si-Anteils.

Die Magmen der Kalkalkalireihe (Fig. 4) liegen im allgemeinen im Dreieck qlo, da Feldspatvertreter fehlen. Das Feld lon enthält die relativ si-armen Magmen der Kali- und Natron-Reihe, wobei normalerweise die Magmen der Natronreihe weiter gegen die n-Ecke auftreten als diejenigen der Kalireihe. Die neue Projektionsart, deren Werte aus den Molekularwerten auf sehr einfache Weise hervorgehen, eignet sich daher sehr gut zur Untersuchung von Differentiationsverhältnissen.

A. Streckelsen.

F. F. Grout: The Use of Calculations in Petrology: A Study for Students (Journ. of Geol. 34. 1926. 512—558. 11 Fig.).

Die wesentlich für Studenten als Anleitung zu richtiger Bewertung zahlenmäßiger Beobachtungen und zu ihrer rechnerischen Verwertung bestimmte Abhandlung enthält außerdem wertvolle Zusammenstellungen fast ausschließlich amerikanischer Literatur und einige interessante Beispiele, so den Nachweis, daß aus einer Menge basaltischen Urmagmas nur $\frac{1}{10}$ Granit hervorgehen kann, daß 100 Teile Urmagma bei der Ausbildung von Gliedern zwischen Basalt und Granit 80% Olivingabbro, Gabbro und anschließende Gesteine, 10% Diorit, 5% Quarzdiorit, 5% Diorit liefern können, und daß zur Entstehung von Alkaligesteinen durch syntektische Differentiation (Einschmelzen bedeutender Mengen von Kalkstein in basaltisches Urmagma) die Bildung eines kalkreichen Differentiats in der Tiefe erforderlich ist.

Milch.

N. L. Bowen: The Origin of Ultra-Basic and Related Rocks. (Amer. Journ. Science 14. 1927. 89—108.)

Die Bildungsbedingungen der Labradorfelse und Olivinfelse werden kritisch erörtert. Es wird gezeigt, daß die homogenen, aphanitischen Gesteine immer eine chemische Zusammensetzung aufweisen, die sehr weit von der der ultra-basischen Gesteine liegt. Es wird statistisch nachgewiesen, daß einige abgeschreckte Gesteine (z. B. Basalte und besonders Laven) mit hohem normativen Olivinegehalt immer Olivin als Einsprenglinge führen. Porphyrische Gesteine mit einer aphanitischen Grundmasse können sich deshalb der ultrabasischen Zusammensetzung mehr nähern, was aber lediglich auf das Vorhandensein vieler und großer Einsprenglinge von Labrador, bzw. Olivin, zurückzuführen ist.

Demnach hat also kein abgeschrecktes Gestein eine ultrabasische Zusammensetzung, und infolgedessen wird behauptet, daß kein Magma in seiner Zusammensetzung den ultrabasischen Gesteinen entspricht. Sie müssen einer lokalen Ansammlung von entweder Labrador- oder Olivinkristallen (die nicht

wieder aufgeschmolzen worden sind) seine Entstehung verdanken. Wenn aber eine solche Anreicherung der Einsprenglinge in der Lava einen gewissen Betrag überschritten hat, besteht keine Möglichkeit für die Bildung eines Lavaflusses, indem die für das Fließen der Lava erforderliche Flüssigkeitsmenge fehlt, und wenn eine noch größere Ansammlung erfolgt, so verschwindet auch die Möglichkeit einer Gangbildung. Deshalb kommen Labrador- und Olivinfelse nicht als Ergußgesteine vor.

Tom. Barth.

T. C. Phemister: Evidence of Assimilation and Assimilation Processes. (Journ. of Geol. 34. 1926. 653—656.)

G. W. Bain: Evidence of Assimilation and Assimilation Processes. (Ebenda. 657—670. 2 Fig.)

1. T. C. PHEMISTER wendet sich nochmals (vgl. dies. Jahrb. 1926. II. 257) gegen G. W. BAIN's Erklärungsversuch der „Norit-Mikropegmatitmasse von Sudbury“ (dies. Jahrb. 1926. II. 257 ff.) und seine Vorstellung von der Entstehung der gegenwärtigen Beschaffenheit durch Annahme einer weitgehenden Assimilation des Nebengesteins. Die geologische Grundlage für den Deutungsversuch G. W. BAIN's, die „mysterious absence“ von Sedimenten auf einer Seite der Eruptivmasse, die auf der anderen Seite vorhanden sind, läßt sich geologisch nach C. W. KNIGHT und A. P. COLEMAN ohne eine derartige Annahme erklären; auch hält er die Grundlagen der ganzen Rechnung BAIN's, die Annahme, die Gesamtmasse sei gleichalterig, ursprünglich gleichmäßig und von der Zusammensetzung der schnell abgekühlten Randgesteine gewesen, für nicht erwiesen und sachlich unrichtig.

2. G. W. BAIN betont gegenüber den vorstehenden und vorangegangenen Einwänden (dies. Jahrb. 1926. II. 257 ff.) die Schwierigkeit der geologischen Deutung nach COLEMAN und KNIGHT und führt aus, daß Assimilation in seinem Sinne nicht durch massenhafte Einschlüsse, fremdartige Minerale und hybride Gesteine gekennzeichnet sein könne, sondern im Gegenteil eine Reaktion zwischen Magma und älterem Gestein bedeute, wobei das feste Gestein vollständig im Schmelzfluß aufgelöst wird und der Schmelzfluß lange genug flüssig bleibt, um eine Verteilung der eingeschmolzenen Massen und somit Aufhebung der Einschlußgestalt zu ermöglichen. Für eine Rechnung, die die Unmöglichkeit der Bildung der verschiedenen Gesteinsteile der Eruptivmasse von Sudbury nur durch Differentiation zeigen sollen, muß auf das Original verwiesen werden, ebenso für Beispiele von gewaltiger Assimilation in anderen Gebieten.

Milch.

R. C. Emmons: Concerning Inclusions in Igneous Masses. (Journ. of Geol. 34. 1926. 422—428.)

Verf. beschreibt aus praeauronischem Granit in Ontario mehrere bis zu $\frac{1}{2}$ mile im Durchmesser erreichende, an hornblendereichen Einschlüssen sehr reiche Partien, die im Gegensatz zu dem an Quarz armen Granit sehr reich an pegmatitischen Granit und Pegmatit sind; in dem mittleren, an Einschlüssen reichsten Teil herrschen derartige Gebilde und das Gestein wird örtlich geradezu pegmatitisch. Den zunehmenden Quarzgehalt führt Verf.

auf Reaktionen der Einschlüsse auf das Magma zurück, entsprechend den BOWEN'schen Reaktionsreihen, und schreibt den Einschlüssen eine Förderung der gravitativen Differentiation im Sinne von BOWEN's Anschauungen über die Einwirkung von Einschlüssen auf das Magma (dies. Jahrb. 1924. II. 214 ff.) zu. Milch.

Tom. Barth: Sagvandite, a Magnesite bearing igneous Rock. (Norsk geologisk tidsskrift. 9. 1926. H. 3—4. 271—303. Englisch.)

Der Sagvandit wurde bisher als sedimentär aufgefaßt, vom Verf. zum ersten Mal als eruptiv erkannt. Sein Vorkommen, und zwar am Balsfjord in Troms (Norwegen) wurde von KARL PETTERSEN entdeckt (1883) und beschrieben, später von H. REUSCH kurz erwähnt. H. ROSENBUSCH gab die erste petrographische Beschreibung des Gesteins, mit Analysen seiner Hauptgemengteile: Bronzit und Magnesit (N. Jb. f. Min. 1884. I. 195). —

Das Gestein bildet zwei kleine Kuppen mit Durchmessern 50—100 m, ist von wenig metamorphosierten, kambro-silurischen Sedimentgesteinen umgeben und liegt in der Nähe der östlichen (oder südöstlichen) Grenze der kaledonischen Eruptiva, welche der Küste des nördlichen Norwegens entlang verbreitet sind. Die Glieder der kambro-silurischen Sedimentserie sind nach Alter geordnet wie folgt: I. Balsfjordgruppe: a) grüne Chloritschiefer, Glimmerschiefer etc., b) Konglomerate, c) Sandsteine. II. Tromsö-Glimmerschiefergruppe: a) Quarzite, b) Glimmerschiefer mit Kalksteinen. — Östlich ist diese Serie von präkambrischen Gesteinen begrenzt.

Der Sagvandit führt Bronzit (89,9 %), Magnesit (9,2 %) und Talk (0,9 %) neben kleinen Mengen von idiomorphem Picotit (und Schwefelkies). Das Gestein ist typisch massenförmig mit etwas feinkörnigerer Grenzzone. Am frühesten wurde der Picotit ausgeschieden. Bronzit und Magnesit sind teilweise miteinander gleichzeitig auskristallisiert, das Verhältnis Mg : Fe beträgt für alle beide etwa 9 : 1 (vgl. ROSENBUSCH, l. c.). Der Talk ($\gamma = 1,589$, $\beta \leq 1,589$, $\alpha = 1,538$. $2V = 9-42^\circ$) wurde als primär erkannt und ist das jüngste Mineral des Gesteins. Die unter I angeführte chemische Zusammensetzung des Sagvandites wurde auf Grundlage der Mineralanalysen von ROSENBUSCH (l. c.) nach ROSIWAŁ bestimmt.

	I	II	III
Si O ₂	49,9	54,6	47,5
Al ₂ O ₃ }	1,8	4,6	2,4
Fe ₂ O ₃ }			
Fe O	8,2	6,8	9,5
Mg O	35,1	30,0	39,2
Ca O	—	2,5	0,6
Alkali	—	0,4	0,4
C O ₂	5,1	?	—

Das im Talk enthaltene Wasser beträgt weniger als 0,05%, der Gehalt an Cr₂ O₃ des Gesteins wird geringer als 0,5% sein. (Unter II und III sind die Analysen von Bronzilit und Olivinknolle angeführt — s. unten.)

Der Sagvandit wird von den ältesten Gesteinen der Balsfjordgruppe umgeben, die an der Grenze gegen den Sagvandit völlig umkristallisiert sind. Die Mächtigkeit der umkristallisierten Gesteine beträgt wenige Meter. Nach der Bildung des Sagvandites und seiner Kontaktgesteine haben wahrscheinlich keine weiteren tektonischen Störungen stattgefunden.

Das nicht umkristallisierte Nebengestein des Sagvandites ist ein chloritführender, muscovitreicher Quarz-Muscovit-Schiefer (angenähert 50% Quarz + 50% Muscovit) mit vielen kleinen, gelbbraunen Turmalinindividuen (wahrscheinlich Mg-reich und von Quarz und Muscovit poikilitisch durchlöchert). Das umkristallisierte Äquivalent des Glimmerschiefers wird als ein etwaiger Glimmerdiorit bezeichnet, mit Biotit und Muscovit in einer Quarz-Andesin-Grundmasse (angenähert 40% Quarz + 40% Andesin + 20% Biotit). Der Turmalin ist hier verschwunden, wahrscheinlich in Glimmer umgewandelt. Außer den genannten Mineralien finden sich geringe Mengen kleiner Granatkörnchen und größere Mengen von linsenförmigen Schwefelkieskörnern. Somit ist die Umwandlung unter Zufuhr von CaO , Na_2O , MgO (Bildung von Andesin und Biotit) neben Eisen und Schwefel vor sich gegangen (S. 275—278). Dies umkristallisierte Gestein entspricht dem äußeren Kontakthof des Sagvandites, der durch metasomatische Tätigkeit von Lösungen gebildet wurde.

Der innere Kontakthof ist durch pneumatolytische Tätigkeit charakterisiert und hat eine Mächtigkeit von wenigen Millimetern bis $\frac{1}{4}$ m. In der Grenzzone des Sagvandites selbst ist Magnesit und Schwefelkies angereichert, die äußerste Randfazies besteht fast völlig aus Magnesit; der Sagvandit kann unscharf an die Gesteine des inneren Kontakthofes grenzen, von welchen drei Haupttypen unterschieden werden:

A. Dicht an der Grenze kommt ein Gestein mit 70—80% Magnesit und daneben an der Stelle des Bronzites hauptsächlich mit einem eigentümlichen Prochlorit (oder Amesit?: opt. +, $2E$ ca. 30° , mittlere Doppelbrechung ca. 0,015, β ca. 1,605, γ' farblos, $\beta' = \alpha'$ schwachgrün, γ der c-Achse parallel) vor. An der Stelle dieses Gesteins kann Magnesit-Pennin-Gestein auftreten (Pennin[?]: farblos, opt. +). Außer Chlorit und Magnesit finden sich in der Zone A: Phlogopit (im Dünnschliff farblos, einachsig, opt. +, hohe Doppelbrechung, β 1,615) als sehr kleine Individuen, Spinelle und sulphidische Erze (Schwefelkies, Magnetkies, Kupferkies). Der Picotit des Sagvandites scheint in dieser Zone nicht stabil zu sein, kommt selten vor und ist teilweise immer in Schwefelkies umgewandelt. Es sieht so aus, als ob der schon auskristallisierte Picotit von dem noch flüssigen Magnesitmagma in die Kontaktzone hineingetragen sei. In der Kontaktzone tritt aber grüner, durchsichtiger Spinell, anscheinend Pleonast, recht reichlich auf.

B. Entweder dicht an der Grenze oder außerhalb der chloritführenden Zone findet sich ein Gestein, das außer Magnesit noch Granat und Hornblende führt. An vielen Stellen ist irgendeine dieser Komponenten angereichert, indem größere Partien, die ausschließlich aus Magnesit bzw. Granat oder Hornblende bestehen, vorkommen.

C. Die Hornblende ist oft besonders angereichert, und zwar vorzugsweise in den äußersten Teilen des inneren Kontakthofes. Nach den optischen Konstanten zu urteilen (schwacher Pleochroismus, $\beta > \gamma > \alpha$, γ' schwach graubraun, β schwach braun, α' farblos, Doppelbrechung sehr stark, $2V$ ca. 90° , $c : \gamma$ ca. 24° ; negativ am äußersten Rande; in der Nähe der Grenze gegen den benachbarten Schiefer zeigt die Hornblende etwas abweichende optische Eigenschaften: $2V$ groß, deutlich negativ, γ' hellbraun, β' hell grünlichbraun, α' farblos). Nach diesen optischen Eigenschaften ist die Hornblende Kalkarm, aus Grünerit-Cumingtonit-Substanz bestehend. Das Hornblendegestein ist oft von skapolithführenden Magnesitadern durchsetzt. Der Skapolith zeigt ungewöhnliche optische Verhältnisse ($\omega = 1,561$, $\varepsilon = 1,541$) neben großem Wassergehalt (1,96%). Wahrscheinlich kommt ihm eine chlorhaltige, eine kohlenstoffhaltige und eine (vorläufig hypothetische) hydroxylhaltige Komponente zu (p. 291).

Der Chlorit der Zone A ist wahrscheinlich in der spätmagmatischen Phase des Sagvandites durch Einwirkung von dessen Mutterlauge auf den Magnesit gebildet; die Zone ist selbst somit etwa als eine sekundär umgewandelte Grenzfazies zu bezeichnen und mit den übrigen Kontaktzonen nicht direkt vergleichbar. — Die innere hornblendeführende Zone ist viel reicher an Eisen und Wasser und etwas reicher an Kalk als der Sagvandit, die äußere Hornblendezone ist viel kalk-, tonerde- und eisenreicher.

Im Magma des Sagvandites müssen u. a. beträchtliche Mengen von Na_2O , CaO , Al_2O_3 und S vorhanden gewesen sein, wenn auch diese Substanzen im Gestein selbst nicht auskristallisierten. Sie drangen ins Nebengestein ein, woselbst sie gefällt wurden, und zwar ist dies in den verschiedenartigen physikalischen Bedingungen im Magma einerseits und im Nebengestein andererseits begründet. — Den Sagvandit mit den Kontaktgesteinen vergleichend, erkennt man nach außen hin eine allmähliche Zunahme von Al_2O_3 , FeO und CaO neben Abnahme von MgO . Analoge Zu- und Abnahmen der betreffenden Komponenten liegen in den gewöhnlichen Eruptionsreihen der Tiefgesteine vor. — Betreffs der untergeordneten, chemischen Komponenten läßt sich sagen, daß der Sagvandit chromreicher als sein Nebengestein ist. Der Platingehalt wurde nach einer von G. LUNDE ausgearbeiteten mikrochemischen Methode bestimmt (s. Zeitschr. anorg. Chem.) und ist im Sagvandite ungewöhnlich hoch, nämlich 0,73 g per Tonne. Im inneren (hornblendereichen) Kontakthof ist er aber noch höher: 1,22 g, während im äußeren Kontakthof weniger als 0,01 g vorgefunden wurde. Der Platingehalt wurde somit im flüchtigen Anteil des Magmas (Wasserdampf, Kohlendioxyd, Alkalien, Schwefel und Chlor, eventuell Ferrochlorid und Platinchloriden) angereichert. Man hat im inneren Kontakthof ein Beispiel pneumatolytischer Anreicherung von Platin.

Die magmatische Herkunft des Sagvandites wird bewiesen durch: sein geologisches Auftreten, seine petrographischen Eigenschaften, die Metamorphose seiner Nebengesteine und seinen großen Platingehalt; weiter (nach den Untersuchungen von V. M. GOLDSCHMIDT) durch großen Ni-Gehalt der Erzminerale. Seine chemische Zusammen-

setzung (s. oben) ist von denjenigen aller bisher bekannten Tiefengesteinen verschieden. Vom Magnesitgehalt abgesehen ist sie jedoch denjenigen des Bronzitites von Neu-Kaledonien (LACROIX) und der Olivinknolle aus Basalt von Kaiser-Wilhelm-II.-Land, Antarktis (WASHINGTON) sehr ähnlich (s. I und II oben). — Unter den magmatischen Haupttypen stehen dem Sagvandit die Dunite am nächsten (viel Mg O, wenig $Al_2 O_3$ und Ca O). — Der Sagvandit wurde in einem frühen Stadium der magmatischen Entwicklung gebildet, nämlich als sich der Bronzit mit der Flüssigkeit im Gleichgewicht befand (vgl. die Reaktionsserien von BOWEN). Daraus, daß der Magnesit mit dem Bronzite gleichzeitig kristallisierte, geht hervor, daß, wenn ein Magma Kohlensäure enthält, Magnesit frühzeitig abgeschieden werden muß. Es kann ebenfalls behauptet werden, daß Enstatit und Magnesit (bzw. Bronzit und Breunerit) im Silikat-Carbonat-Magma die gleiche Löslichkeit besitzen. Das Sagvanditmagma enthielt unzweifelhaft viel Ca O (s. oben); das Gestein ist $CaCO_3$ -frei: Calcit war somit löslicher als Magnesit. Der Vergleich mit anderen Gesteinen zeigt, daß Calcit einer späteren Phase der magmatischen Entwicklung gehört.

Der Sagvandit ist ein neues Beispiel eines Tiefengesteins mit primärem Carbonatmineral. Den Magnesit als durch „Replacement“ entstanden zu erklären (vgl. die Ausführungen BOWEN's über das Auftreten von Calcit im Fengebiete, Am. J. Sc. 1924) scheint geologisch ausgeschlossen zu sein: die Nebengesteine der kleinen Sagvanditkuppen sind ja völlig magnesitfrei.

Ein hoher Calcitgehalt in Tiefengesteinen wird gewöhnlich als durch magmatische Assimilation von Kalkstein entstanden erklärt. Die Annahme einer Assimilation von Magnesit wird hier von den geologischen Verhältnissen nicht wahrscheinlich gemacht, lieber möchte eine Assimilation von Dolomit aus den Gesteinen der „Dividal-Gruppe“ (p. 299) stattgefunden haben, und zwar in der Weise, daß gabbroides oder peridotitisches Magma kaledonischen Alters durch die genannten Gesteine drang und in den Gesteinen der Balsfjord-Gruppe (s. oben) als Sagvandit auskristallisierte (benachbarte kaledonische Gabbrogesteine finden sich auf der Halbinsel Lyngen). Dies steht mit dem obenerwähnten hohen Ca O-Gehalt des Sagvanditmagmas in gutem Einklang (p. 299).

Nach BOWEN kann ein Magma, das in bezug auf irgendein Mitglied einer Reaktionsserie gesättigt ist, höhere Glieder derselben Serie nicht auflösen, wohl aber mit ihnen reagieren und sie in dasjenige Mitglied umwandeln, welches sich mit dem Magma im Gleichgewicht befindet. — Wenn somit ein Magma wie das Sagvanditmagma, mit rhombischem Pyroxen gesättigt Dolomitgesteine durchsetzt und Dolomit vom Magma eingeschlossen wird, so wird das Ca O des Dolomites ohne weiteres assimiliert werden können. Hierdurch wird Wärme verbraucht und etwas Bronzit abgeschieden. Das Magma wird aber das Mg O nicht direkt assimilieren, sondern kann nur damit reagieren unter Bildung von $MgSiO_3$, welches sofort abgeschieden wird. — Somit findet eine stetige Anreicherung von Ca O und CO_2 in der Mutterlauge statt unter stetiger Ausscheidung von $MgSiO_3$ (bzw. $[Mg, Fe]SiO_3$), solange die Temperatur hinreichend hoch und an Substanz genug vorhanden ist. Endlich wird das Magma an CO_2 gesättigt: $MgCO_3$ wird abgeschieden.

Das Sagvanditmagma könnte aber als in einer etwas anderen Weise entstanden gedacht werden: Die Sedimentgesteine, welche vom Magma durchsetzt wurden, enthielten neben Carbonaten unzweifelhaft auch freies Kohlendioxyd, durch regionale Metamorphose während der kaledonischen Faltung freigemacht. Das Magma enthält starke Basen (MgO , Na_2O), welche eine Absorption von Kohlensäure herbeiführen. Für derartige Absorptionsprozesse wird nach dem Vorschlag von V. M. GOLDSCHMIDT die Bezeichnung „Antipneumatolyse“ aufgestellt. (Als weiteres Beispiel der Antipneumatolyse wird die von V. M. GOLDSCHMIDT vermutete Wasserabsorption aus Tonsedimenten unter Bildung von wasserhaltigen Magmen in vielen Geosynklinalen erwähnt.) — Wenn ein olivinführendes Magma genügend CO_2 absorbiert, so wird nicht Olivin, sondern rhombischer Pyroxen auskristallisiert; die erhöhte Konzentration von CO_2 wird ein Auskristallisieren von Magnesit hervorrufen: aus dem olivinführenden Magma wird Sagvandit gebildet (vgl. die Zusammensetzung der Olivinknolle oben).

Jedenfalls hat das Sagvanditmagma unzweifelhaft Kohlendioxyd enthalten. — Eine CO_2 -Assimilation bewirkt an sich eine Abscheidung von Kristallen aus dem Magma, wahrscheinlich ist aber die Abscheidung hauptsächlich in Abkühlung begründet. — Für dieses Magma muß man annehmen, daß sowohl feste, flüssige, wie gasförmige Phasen vorhanden waren. Durch sinkende Temperatur wird in einem solchen, an flüchtigen Anteilen reichen Magma ein retrogrades Sieden hervorgerufen.

Betreffs der verschiedenen Phasen läßt sich sagen: Die feste Phase war während der ganzen Verfestigungsprozesse beinahe konstant (90 % $MgSiO_3$, 10 % $MgCO_3$). Die flüssige Phase dagegen unterlag einer stetigen Änderung mit Anreicherung von CaO , Al_2O_3 etc., sowie Anreicherung von flüchtigen Anteilen. Wenn aber das Sieden anfängt, wird diejenige Komponente, welche die größte Dampfspannung aufweist, nämlich CO_2 , destillieren. Der große Druck der überliegenden Gesteine hat wahrscheinlich eine zunehmende Anreicherung von H_2O in der Lösung herbeigerufen, bis zuletzt eine wässrige Restlösung, welche sich über ihrer kritischen Temperatur befand, übrig blieb, um gasförmig in das Nebengestein hineinzudrängen, wo ihre nicht flüchtigen Anteile abgeschieden wurden. Diese Lösung verursachte die Bildung von Chlorit und die metasomatische Umwandlung der Nebengesteine.

Olaf Anton Broch.

C. N. Fenner: The Katmai Magmatic Province. (Journ. of Geol. 34. 1926. 673—772. 15 Fig.)

Die Abhandlung zerfällt in zwei Teile, eine hauptsächlich petrographische Untersuchung der Produkte der großen Eruption des Katmai von 1912 und anschließend einiger älterer vulkanischen Produkte des Gebietes, und eine durch diese Untersuchung angeregte Erörterung des Differentiationsproblems mit besonderer Berücksichtigung der Frage nach der Stellung der Gravitationsdifferentiation.

1. Historisch begann die vulkanische Tätigkeit, zu der die Eruption von 1912 gehört, im frühen Tertiär in erheblich größerem Umfange; die gegenwärtige Tätigkeit ist beschränkt auf einen schmalen Streifen, in dem die tätigen Vulkane nahezu linear in einer der nahen Steilküste von Shelikof Strait annähernd parallelen, 75 miles langen Linie angeordnet sind. Das Gebirge, in dem sie auftreten, besteht wesentlich aus horizontalen und flach liegenden Sedimenten, teilweise von Lavaströmen überdeckt, die wahrscheinlich den Abtrag der Sedimente verhindert haben, vielfach wohl auch dort, wo sie ihm jetzt selbst zum Opfer gefallen sind. (Über die vulkanische Tätigkeit vgl. dies Jahrb. 1924. I. 72 ff.)

Petrographisch bieten die untersuchten Gesteine keine besonderen Eigentümlichkeiten; die Laven bewegen sich von Olivinbasalt über Hypersthen-Andesite und Hypersthen-Augit-Andesite und Dacite bis zu kieselsäurereichen Natronlipariten der jüngsten Eruption; eine bestimmte Tendenz etwa zur Ausbildung immer basischer oder immer saurer werdender Formen ist nicht erkennbar.

Folgende Gesteine wurden analysiert (in der Reihenfolge des Verf.'s; an letzter Stelle steht ein nach Ansicht des Verf.'s unmittelbar nach der Auskristallisation durch magmatische Gase verändertes Gestein. Die 6 bzw. 7 Gesteine vom Katmai sind durch K, die 3 vom Mt. Mageik durch M bezeichnet).

Analysentabelle.

	1	2 K	3	4	5 K	6 K	7 K
Si O ₂ . . .	54,10	54,29	55,44	56,12	57,85	57,76	59,28
Ti O ₃ . . .	0,89	0,92	0,63	0,91	1,08	1,07	0,70
Al ₂ O ₃ . . .	17,59	17,08	17,67	17,67	16,47	16,06	16,73
Fe ₂ O ₃ . . .	3,07	3,62	3,07	6,37	2,09	4,30	2,13
Fe O . . .	4,94	5,23	4,74	1,63	6,51	4,51	4,59
Mn O . . .	0,12	0,18	0,12	0,14	0,12	0,14	0,11
Mg O . . .	5,15	4,46	4,22	3,72	3,07	2,82	4,14
Ca O . . .	8,70	8,94	8,31	7,10	7,12	6,91	7,37
Ba O . . .	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,07
Na ₂ O . . .	3,35	3,16	3,15	3,71	3,90	3,51	3,17
K ₂ O . . .	0,95	0,46	0,55	1,10	1,00	0,68	1,33
H ₂ O + . . .	0,56	0,90	1,39	0,59	0,39	0,72	0,21
H ₂ O - . . .	0,13	0,30	0,11	0,15	0,11	0,76	0,10
P ₂ O ₅ . . .	0,40	0,09	0,20	0,40	0,23	0,60	0,15
Cl	0,06	0,04	n. best.	0,08	0,06	0,05	0,02
S O ₃	0,07	—	0,10	0,10	—	0,09	0,06
S	—	0,38	—	—	0,09	—	—
CO ₂	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.
Sa.	100,11	100,08	99,72	99,81	100,12	100,00	100,16
- O	—	0,19	—	—	0,04	—	—
	—	99,89	—	—	100,08	—	—

Analysetabelle.

	8	9	10 M	11 M	12	13 M
Si O ₂	59,11	58,66	62,97	63,82	63,72	64,12
Ti O ₂	0,77	0,54	0,67	0,68	0,67	0,67
Al ₂ O ₃	16,71	16,20	15,67	16,04	15,87	15,69
Fe ₂ O ₃	1,01	3,07	2,27	2,34	2,26	3,80
Fe O	4,92	2,74	3,64	3,41	3,57	1,94
Mn O	0,10	0,08	0,11	0,11	0,12	0,10
Mg O	3,71	3,79	2,75	2,52	2,49	2,55
Ca O	6,36	6,22	5,64	5,31	5,33	5,53
Ba O	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03
Na ₂ O	3,65	3,44	3,62	3,83	3,69	3,67
K ₂ O	1,12	1,29	1,55	1,78	1,74	1,86
H ₂ O +	1,63	2,42	0,40	0,23	0,18	0,05
H ₂ O —	0,09	0,81	0,19	0,03	0,06	0,02
P ₂ O ₅	0,36	0,35	0,25	0,25	0,22	0,29
Cl	0,10	0,05	0,05	0,08	0,12	0,01
S O ₂	0,09	0,09	0,09	0,10	0,17	0,10
S	—	—	—	—	—	—
C O ₂	0,15	0,37	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.
Sa.	99,90	100,15	99,89	100,56	100,23	100,43
— O	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—

1. Olivinbasalt, wahrscheinlich aus dem Stiel eines älteren Vulkans.
2. Pyroxenandesit, graue lose Brocken vom Südrand des Katmai-Kraters: Plagioklas (Bytownit) und sehr wenig Pyroxeneinsprenglinge in pilotaxitischer Grundmasse, deren Plagioklas Andesin-Labradorit-Zusammensetzung haben.
3. Hornblendeandesitporphyr-Gang vom Gipfel des Berges südlich vom Ostende des Naknek Lake, 4700' hoch, nach der Stärke der Erosion wohl tertiär.
4. Gestein vom Vulkan Knife Peak, 100' unter dem Gipfel anstehend.
5. Pyroxenandesit, Cannon des Katmai River (NW-Seite seines engsten Teiles), tiefster Teil eines säulig abgesonderten, basaltähnlichen Lavastromes, jünger als eine (wohl örtlich beschränkte und frühe) Vergletscherung.
6. Lavablock vom Boden des Katmai-Kraters.
7. Grauer porphyrischer Andesit, vom oberen Teil großer Lavastrome des Katmai, nahe am Rande des Katmai Cannon, Südseite des Katmai, in 2250' Höhe.

Analyseentabelle.

	14	15 K	16	17 K	18 K	19 K
Si O ₂	65,51	65,59	66,81	71,22	76,63	49,01
Ti O ₂	0,56	0,85	0,51	0,37	0,17	0,84
Al ₂ O ₃	15,79 ¹	15,32	14,66	13,82	12,31	17,22
Fe ₂ O ₃	1,71	1,33	2,00	0,79	0,46	5,17
Fe O	3,50	4,09	2,71	1,66	0,96	3,68
Mn O	0,07	0,13	0,07	0,05	0,04	0,18
Mg O	2,15	1,35	1,90	0,65	0,00	6,27
Ca O	4,88	4,09	4,48	2,49	1,01	8,14
Ba O	n. best.	0,06	0,06	0,06	0,07	0,04
Na ₂ O	4,03	4,59	3,85	4,24	4,15	2,31
K ₂ O	1,64	1,67	1,95	2,54	3,05	0,16
H ₂ O +	} 0,01	0,48	0,11	1,64	0,87	1,56
H ₂ O —		0,04	0,06	0,01	0,25	4,71
P ₂ O ₅	n. best.	0,43	0,29	0,11	0,05	0,14
Cl	n. best.	0,10	0,07	0,13	0,23	0,08
S O ₂	n. best.	0,08	0,12	0,05	—	0,14
S	n. best.	—	—	—	0,01	—
CO ₂	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	0,08
Sa.	99,85	100,20	99,65	99,83	100,16	99,73
— O	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—

8. Hornblendequarzdiorit, in jurassische Schiefer und Sandsteine nahe dem unteren Ende des Cannon des Katmai River intrudiert, die Sedimente leicht metamorphosiert, offenbar ziemlich alt.
9. Hornblendeandesitporphyrit, grünlichgrau, aus den Sedimenten der östlichen Flanke des Valley of Ten Thousand Smokes spornartig aus den Sedimenten hervorragend, wahrscheinlich zu einem größeren, nördlicher gelegenen Lakkolithen gehörend.
10. Boden des Kraters des Vulkans Mageik, Klippe an der Südseite.
11. Lavabrocken aus der Endmoräne des nördlichen Abhanges des Vulkans Mageik (siehe auch 13).
12. Lavastrom nahe am Gipfelkrater des Mt. Martin, Südostseite,
13. Siehe 11.

¹ Einschließlich P₂ O₅.

14. Nordabhang des ^vFalling Mountain, einer etwas isolierten Erhebung (1500') westlich vom Mount Katmai und südlich vom Valley of Ten Thousand Smokes. Der Berg besteht aus einem einzigen Gestein von Effusivhabitus, doch ist die Mächtigkeit und Gleichförmigkeit des Gesteins überraschend. Auf Grund der Erosion wohl alt.
15. Schwarzer Andesit, säulenförmig abgesonderter Strom vom Südabhang des Katmai.
16. Hornblendebiotitquarzdiorit, kleiner Block, Auswürfling der Novarupta am Baked Mountain.
17. Lavabrocken vom Südrand des Katmai-Kraters, grau, Einsprenglinge von Plagioklas ($Ab^{70}An^{30}$ mit oszillatorischen Zonen (s. u.), Quarz (gerundet), Hypersthen, Augit, Erz in nahezu farbloser, glasiger Grundmasse mit $n = 1,490-1,495$).
18. Bimsstein vom Katmai (Ausbruch von 1912) aus der untersten Bimssteinschicht 7 miles südlich vom Krater, durch Einschmelzung nicht verunreinigt und daher wohl die ursprüngliche Zusammensetzung der Lava darstellend. Die Zusammensetzung stimmt vollkommen mit der des von MARTIN 1912 gesammelten und von STEIGER analysierten Bimsstein überein (Tabellen von WASHINGTON, p. 92, Nr. 6).

Die anhangsweise zugefügte Analyse 19 eines Blockes vom Boden des Katmai-Kraters bezieht sich auf das offenbar basischste Gestein der ganzen Reihe, einen an Olivin sehr reichen Basalt; da der Olivin gänzlich in Chlorit umgewandelt, der Plagioklas vollständig frisch ist, hält ihn Verf., wie oben erwähnt, für ein sogleich nach seiner Verfestigung durch magmatische Gase autogen umgewandeltes Gestein und schließt ihn von weiterer Besprechung aus. [Ganz entsprechend umgewandelte Gesteine wurden von ALASCHEWSKI und dem Ref. aus schlesischen Melaphyren beschrieben (dies. Jahrb. 1926. A. II. 408 ff.) und sind inzwischen als typische Verwitterungsgebilde in schlesischen Gabbrogesteinen gefunden worden.]

Die der Menge nach herrschenden Andesite (grau, braun, rotbraun, rötlichgrau, ganz dunkel bis hell) enthalten als Einsprenglinge Augit (schwach pleochroitisch: α blaßgelb, γ blaßgrün) und Hypersthen (stärker pleochroitisch: α rötlichbraun, β blaßgelb, γ blaßgrün, optisch negativ, großer Achsenwinkel), makroskopisch kaum zu unterscheiden; nicht selten wird ein Hypersthenkern von einer Augitschale umgeben. Hypersthen findet sich auch in Daciten des Gebietes, was gegen die Annahme einer Entstehung dieser verschiedenen Gesteine durch Gravitationsdifferentiation angeführt wird.

Im Gegensatz zu der andesitischen Natur der älteren Laven steht die ausgesprochen liparitische Natur der vulkanischen Produkte von 1912. Ein Variationsdiagramm dieser 18 Erstarrungsgesteine des Katmai-Gebietes, aufgestellt unter Weglassung der leicht flüchtigen Bestandteile und mit Berechnung des Rests auf 100% (wobei FeO auf Fe_2O_3 um-



gerechnet wurde), zeigt einen eigentümlichen Verlauf; nach steigendem Si O_2 -Gehalt der Analysen ordnen sich die Werte für die Oxyde längs geraden Linien an, die Alkalien mit Si O_2 steigend, die übrigen fallend. Andere Gesteine Alaskas außerhalb des Katmai-Gebietes, in das Katmai-Diagramm eingetragen, passen nur zum geringen Teil auf die geraden Linien dieses Diagramms, doch sind noch zu wenig Gesteine analysiert (6 aus WASHINGTON'S Tabellen, 4 von FENNER, in der Analysentabelle II die Nummern 20—23), so daß sich noch kein sicheres Bild ergibt.

Tabelle II.

	20	21	22	23
Si O_2	56,57	59,81	68,86	67,21
Ti O_2	0,84	0,53	0,34	0,43
$\text{Al}_2 \text{O}_3$	18,57	18,03	15,38	16,10
$\text{Fe}_2 \text{O}_3$	4,99	3,94	1,97	3,38
Fe O	1,67	0,87	1,14	0,63
Mn O	0,12	0,18	0,12	0,11
Mg O	2,18	1,37	0,85	1,43
Ca O	7,70	6,51	3,73	4,32
Ba O	0,02	0,20	0,03	0,07
$\text{Na}_2 \text{O}$	3,44	4,46	4,10	4,06
$\text{K}_2 \text{O}$	0,96	3,12	2,40	2,29
$\text{H}_2 \text{O} +$	0,80	0,08	0,33	0,11
$\text{H}_2 \text{O} -$	1,61	0,16	0,13	0,03
$\text{P}_2 \text{O}_5$	0,44	0,38	0,35	0,20
Cl	0,04	0,31	0,10	0,08
S O_3	0,09	0,20	0,22	0,06
S	—	—	—	—
C O_2	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.
Sa.	100,04	100,15	100,05	100,51

20. Andesit, Kukak-Bay, Shelikoff Straits, Alaska.

31. Hornblendeandesit, Bogoslof Island, Beringmeer.

22. Gestein eines Hügels, 2 miles südlich vom Gipfel des Mount Peulik (Vulkan an der Südküste des Becharof Lake, 60—65 miles südwestlich vom Mount Katmai).

23. Wie 22.

2. In der Geradlinigkeit des Variationsdiagramms der Katmaiprovinz erblickt Verf. — hier beginnt der zweite Teil der Abhandlung, die im Original nicht streng vom ersten Teil getrennt ist — einen Grund gegen Gravitationsdifferentiation im behandelten Gebiet. Verf. hält es für unmöglich, eine Vorstellung von dem Zustande multipler Systeme mit leicht

flüchtigen Substanzen zu gewinnen, da derartige, dem Wechsel von Druck, Temperatur und Konzentration unterworfenen Systeme sich in ständig wechselndem innerem Gleichgewicht befinden müssen; von der mineralogischen Zusammensetzung der Tiefen- und Ergußgesteine ausgehend, erkennt er als Unterschied der unter Druck, mithin bei Anwesenheit erheblicher Mengen von flüchtigen Bestandteilen verfestigten Gesteine gegenüber den Ergußgesteinen die Neigung an, Orthosilikate (Olivin) und chemisch nahe stehende Minerale [Glimmer und Amphibole (?) zusammengefaßt als silicia-deficient minerals] zu bevorzugen und selbst in Gebieten mit einigen Prozent Si O_2 -Überschuß entstehen zu lassen — von diesen plutonischen Vorgängen geben Ergüsse abnormer Laven Kunde, bei denen die normale Entwicklung durch Extrusion unterbrochen wurde: quarzführende Olivindazite vom Mount Shasta, Californien (IDDINGS) und von Martinique (LACROIX), Olivindacitpechstein von Rauthaskritha, östl. Island (HAWKES, Dies. Jahrb. 1926 A. I. 294 ff.) [vgl. auch BOWEN und ANDERSEN, Dies. Jahrb. 1915. II. -15- ff.]. Normale Ergußgesteine bevorzugen, dem geringeren Gehalt an leichtflüchtigen Stoffen in dem Schmelzfluß entsprechend, die Bildung von Metasilikaten; wenn für die Differentiation überhaupt oder zum großen Teil Absinken der schweren Kristalle maßgebend wäre, müßte in den Variationsdiagrammen ein Unterschied zwischen Glimmer-Hornblendegesteinen und Pyroxengesteinen zum Ausdruck kommen, während für die Katmai-Provinz sich im Diagramm keine Andeutung einer Richtungsänderung geltend macht.

Gegen Gravitationsdifferentiation im Katmaigebiet führt Verf. ferner den zonaren Bau der Plagioklaseinsprenglinge an, in denen kalkreichere und kalkärmere Zonen vielfach (in einem Andesitstrom in einem Cannon nahe beim Südfuß des Katmai wurden 40—50 abwechselnde Zonen gezählt) miteinander wechseln. Übersättigung durch schnelle Abkühlung kann nicht in Frage kommen. — Verf. sucht die Ursache mehr in wiederholten Nachschüben des Originalmagmas in das intratellurische Reservoir, in dem das sich differenzierende Magma sich befindet, dessen fortschreitende Tendenz durch diese Nachschübe immer wieder eine Rückbildung nach der primären Zusammensetzung hin erfährt. Erklärbar wäre dieser Zonenwechsel auch durch die Annahme eines Empordringens basischer Differenziate in saurere. Auch Veränderungen durch Entweichen leicht flüchtiger Bestandteile als Ursache wären denkbar. Jedenfalls ist aber langes Schweben der Kristalle in Schmelzfluß nötig, ein Verhalten, das der Annahme von Gravitationsdifferentiation widerspricht. Einen ähnlichen geradlinigen Verlauf zeigen die Analysen von San Franciscan Volcanic Field, Arizona (dies. Jahrb. 1921. I. 55 ff.) und von dem Lassen Peak-Gebiet (dies. Jahrb. 1927. I. 117 ff.), während die jungen Gesteine von Mull nach ihrer chemischen Natur keine bestimmte Anordnung erkennen lassen und die Palisade-Diabase (dies. Jahrb. 1910. II. 62 ff.) mit ihrer 10' dicken olivinreichen Lage an ihrer unteren Grenze nur einen Antagonismus zwischen Magnesia und Eisen erkennen lassen.

Der kritischen Besprechung der Gravitationsdifferen-

tiation schiebt Verf. die Erklärung voraus, daß er mit BOWEN und älteren Forschern im Absinken schwerer Kristalle eine wichtige Ursache der Differentiation erblickt, aber nur eine neben anderen, die vielfach die Wirkung der Gravitationsdifferentiation zurücktreten lassen; er kommt zu dem auch vom Ref. stets vertretenen Standpunkt: „that differentiation is to be ascribed to a complexity of processes, of which one or another may prevail in a given case. Several of these have been recognized; there may be others still unknown“ (715).

Besonders wichtig erscheinen dem Verf. für stoffliche Veränderungen des Magmas selbst und des Nebengesteins Stofftransport durch leicht flüchtige Bestandteile und Assimilation des Nebengesteins im Anschluß an DALY; hierfür beruft er sich auf bekannte Vorkommen und die Versuche, sie genetisch zu erklären: Kontakterscheinungen in den Pyrenäen, Mineralbildung in den Vesuviuswürflingen (LACROIX), Sublimationen in Vulkanen, ferner die Gesteine von Skye (HARKER), Haliburton-Bancroft-Gebiet (ADAMS und BARLOW) und besonders den Sudburytypus, die Vergesellschaftung von gabbroiden und den eigentümlichen granophyrischen Gesteinen, die er mit DALY durch Assimilation quarzitischer, durch flüchtige Stoffe aus dem Magma durchtränkter Gesteine erklärt. [Der genannte Abschnitt (715—738) ist reich an Literaturangaben.] Als Wärmequelle für die Assimilation, deren Fehlen besonders von HARKER betont wurde, nimmt er die in das Nebengestein aus dem Magma eindringenden flüchtigen Bestandteile an und glaubt auch, daß die flüchtigen Stoffe im Magma selbst bei Störungen des Gleichgewichts (durch Druckveränderungen und andere Ursachen) esotherm chemische Reaktionen hervorrufen können.

Als Beleg für vorläufig schwer zu erklärende Wärmequellen führt Verf. aus dem von ihm studierten Katmai-Gebiet Erscheinungen von dem parasitären Kegel des Vulkans Novarupta an: der weiße Ryolith erscheint gebändert durch angeschmolzene und schlierig ausgezogene Einschlüsse von dunklem Andesit. Andere gebleichte weißliche oder hell schwefelgelbe, etwas bröckelige Einschlüsse eines andesitischen oder feinkörnigen dioritischen Gesteins enthalten Feldspateinsprenglinge und entsprechende Grundmassegemengteile in großer Zahl, deren äußere Schalen zonar striert und verzwilligt sind, während ihr Inneres aus Glas besteht. Die chemische Zusammensetzung eines solchen Einschlusses ergab: Si O₂ 78,00, Ti O₂ 0,86, Al₂ O₃ 7,18, Fe₂ O₃ 0,25, Fe O 0,31, Mn O 0,01, Mg O 0,34, Ca O 2,14, Ba O 0,00, Na₂ O 2,08, K₂ O 0,56, H₂ O₊ 2,35, H₂ O₋ 4,90, P₂ O₅ 0,10, Cl 0,77, S O₂ 0,05, Sa 99,90; Verf. glaubt, daß hier Gebilde vorliegen, die älter sind als der Ausbruch des Novarupta, und die der Einwirkung konzentrierter Gase besonders ausgesetzt waren. Die chemische Zusammensetzung deutet auf Entfernung von nicht flüchtigen Bestandteilen durch Gase; ganz allgemein erblickt Verf. in der Fähigkeit der Gase, solche Stoffe mit sich zu führen und in dem hierdurch bewirkten Transport entsprechender Stoffe aus tieferen Teilen eines Magmabassins in höhere eine wichtige Ursache der Differentiation. Für die gewaltigen Mengen von Gasen bei vulkanischen Vorgängen weist Verf. auf

die Untersuchung von PERRET über die Vesuveruption von 1906 (dies. Jahrb. 1925 A. II. 252), für die IMM. FRIEDLÄNDER unter der Annahme einer 20-stündigen Gasentweichung, einer Geschwindigkeit von 500 m/sec. und einer Öffnung von 500 m Durchmesser eine Gasmenge berechnet, die im flüssigen Zustande 1,75 km³ entsprechen würde, während die Gesamtförderung an festem Material nur 0,25 km³ erreicht hat.

Unter Bezugnahme auf L. V. PIRSSON (dies. Jahrb. 1906 II. 373 ff.) betont Verf. weiterhin das häufige Fehlen jedes Anzeichens für Gravitationsdifferentiation und macht darauf aufmerksam, daß auch im Fall des Palisade-Diabases nach Entstehung der tieferen olivinreichen Lagen in der überlagernden, undifferenzierten, mehrere Hundert Fuß mächtigen und sich offenbar langsam abkühlenden Hauptmasse kein Anzeichen für Gravitationsdifferentiation anzutreffen ist. Die Beendigung der Differentiation des Palisade-Diabases mit dem Aufhören des Absinkens der Kristalle läßt für die Differentiation der Katmai-Serie andere Ursachen als maßgebend erscheinen.

Sodann wendet sich Verf. gegen die bekannte Auffassung BOWEN's, die in basischen Gesteinen auftretenden Granophyrpartien seien auf Anreicherung von Si O₂ infolge von Auskristallisation und Absinken von Olivin zurückzuführen, und gegen die grundsätzliche Bedeutung dieses Vorganges für Gesteinsdifferentiation. Selbst falls er die Entstehung der mikrogranitischen Massen auf dem von BOWEN angegebenen Wege zugeben wolle, bezweifelt er ihre quantitative Bedeutung, da nach der Angabe von LEVIS der Palisade-Diabas im ganzen mehr Quarz als Olivin führt, Quarz also auch ohne Absinken des Olivin aufgetreten wäre, hält aber weder allgemein primäre Entstehung schichtgranitischer Verwachsungen noch im besonderen ihre Auffassung als Eutektikum für erwiesen und weist auf die verschiedenen, aber hinsichtlich der nicht primären Entstehung übereinstimmenden Erklärungen durch SEDERHOLM (dies. Jahrb. 1922 I. 183ff.) und andere hin. Anschließend bespricht er allgemein das Verhältnis des Mutterlaugenrestes, hält die Auffassung der Grundmasse bzw. des Glases als einer normalen Mutterlauge zunächst wegen der mannigfachen Einflüsse besonders der flüchtigen Bestandteile während der Kristallisation nicht für richtig und weist auf Beispiele hin, in denen Gläser der Grundmasse im Gegenteil reich an Eisen, arm an Si O₂ und M₂ O₃ sind (NEWTON und TEALL, dies. Jahrb. 1898 II. 255, H. S. WASHINGTON, Deccan Traps, Santorin). Auch der zuletzt von E. V. SHANNON studierte intrusive Diabas von Goose Creek, Loudoun County, Virginia, enthält, bisweilen unregelmäßig verteilt, in der Regel jedoch gangartig mit paralleler Begrenzung einen sehr grobkörnigen Diabaspegmatit in das normale Gestein intrudiert, ohne daß chemisch ein deutlicher Unterschied zwischen beiden Gebilden zu erkennen wäre, so daß keine Differentiation durch Absinken von Kristallen stattgefunden haben kann — offenbar liegt ein Beispiel von filter-pressing (im Sinne HARKER's) vor, indem an flüchtigen Bestandteilen reiche und dadurch flüssig gebliebene, chemisch aber nicht abweichende Magmareste in Spalten des gleichen erstarrten Gesteins hineingepreßt wurden.

Ein letzter Abschnitt behandelt Folgerungen aus BOWEN'S Albit-Anorthit-Diopsid-Diagramm, die sich ergeben, auch wenn man von den von BOWEN nicht berücksichtigten flüchtigen Stoffen absieht. Gegen die von BOWEN aus diesem Diagramm erschlossene Herleitung granitischer Magmen aus basaltischen macht Verf. zunächst die sehr geringen Mengen saurer, mit Graniten und Rhyolithen chemisch-mineralogisch tatsächlich übereinstimmender Restmagmen geltend, die sich aus dem BOWEN'schen Diagramm ergeben müssen und die mit den Verhältnissen in der Natur nicht übereinstimmen, ferner das Fehlen oder doch sehr starke Zurücktreten von Übergangsgliedern (von dioritischer Zusammensetzung) in Massen, die basische und saure Differentiate enthalten. Sodann berechnet er die aus dem BOWEN'schen Diagramm sich ergebenden Variationswerte für SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO und Na_2O für das flüssige Restmagma an verschiedenen Punkten, die für eine bestimmte, beliebig gewählte Zusammensetzung D im Diopsidfelde (An 8%, Ab 21%, Di 71%) bis zur Erstarrung des Restes im Punkte L (Albit-Diopsid-Eutektikum) beim Wandern des darstellenden Punktes von D über E bis zum Erreichen der die beiden Eutektika Albit-Diopsid und Diopsid-Anorthit verbindenden Feldergrenze in F und dem weiteren Verlauf längs dieser bis L sich ergeben, und trägt die Werte für SiO_2 als Abszisse, die der übrigen Bestandteile als Ordinate auf. Die vier Linien zeigen sämtlich beim Erreichen der Feldergrenze, in Punkt F, einen scharfen Knick, der für ausschließlich gravitative Differentiation charakteristisch ist; bei gestörtem Verlauf, nicht völligem Absinken aller Kristalle, gilt dies natürlich auch für den flüssigen Anteil, aber nicht für die aus schwebenden Kristallen und Schmelze erstarrten Gesteine, die ein unregelmäßiges Variationsdiagramm ergeben müssen, wie es das Diagramm des Palisade-Diabases tatsächlich zeigt. In Fällen, in denen jedoch die für jeden chemischen Bestandteil im Variationsdiagramm gefundenen Linien einen ungebrochenen Verlauf zeigen (Katmai, Lassen Peak, San Franziscan Volcanic Field) erscheint Differentiation als Folge von Absinken von Kristallen ausgeschlossen.

Wenn nun der ungebrochene Verlauf gegen Gravitationsdifferentiation spricht, so bereitet der für das Katmaigebiet und die anderen oben genannten Gebiete festgestellte gerade Verlauf der Linien des Variationsdiagramms theoretisch noch erhebliche Schwierigkeiten. Geradlinig müßten die Linien bei Zugrundelegung der alten BUNSEN'schen Hypothese sein, die aber Verf. aus geologischen Gründen ablehnt, ebenso wie die Erklärung des geradlinigen Verlaufs durch Abwanderung eines gleichmäßig zusammengesetzten sauren Anteils. Denkt man sich aber die Veränderung der komplexen schmelzflüssigen Lösung durch Abwanderung von leichtflüchtigen und durch sie in Gasform übergeführten, an sich schwerer flüchtigen Bestandteilen verursacht, so würde der entweichende Anteil seine Zusammensetzung zwar ändern, aber der jeweilige Zustand mit dem unmittelbar vorangegangenen und dem folgenden durch unmerkliche Übergänge verbunden sein, und auf diesem Wege würde sich auch ein Variationsdiagramm ergeben, dessen Linien in der Regel keinen Bruch aufweisen könnten. Schwierig

zu erklären bleibt aber auch bei dieser Annahme der geradlinige Verlauf statt der zu erwartenden Krümmung der Linien.

Jedenfalls ist das Problem noch nicht gelöst; die bisher angegebenen Ursachen spielen in verschiedenen Fällen eine ihrer Wichtigkeit nach ganz verschiedene Rolle, andere Ursachen sind wohl noch unbekannt, jedenfalls gibt es für die Erklärung der Differentiation keine Universalhypothese. (In diesem letzten Satz, dem Ergebnis der Untersuchung, stellt Ref. mit Genugtuung eine vollständige Übereinstimmung mit seiner wiederholt ausgesprochenen Überzeugung fest, vgl. Über das Problem der Differentiation der Erstarrungsgesteine. Geol. Rundsch. 14. 318—341.) **Milch.**

A. K. Wells: The Nomenclature of Rocks. (Geol. Mag. 61. 1924. 324—327.)

Verf. nimmt zu der vielerörterten Frage der petrographischen Nomenklatur Stellung und vertritt eine Ansicht, die in vielem mit derjenigen des „Britischen Komitees zur petrographischen Namengebung“ vom Jahre 1921 übereinstimmt. Er macht vornehmlich zwei Übelstände verantwortlich: den Mangel an einem einheitlichen System der Klassifikation und übertriebene Kürze des Namens. „Würden“, so fragt er, „Chemiker es zulassen, daß ihre ellenlangen, beschreibenden Namen durch kürzere ersetzt würden, die den Namen des Entdeckers oder den Entdeckungsort der Substanz wiedergeben?“

Als Beispiel besonderer Vernachlässigung gibt er den Namen „Mugearit“ an. Von HARKER nach den Vorkommen auf Skye ein auffallendes Vorherrschendes von Alkali-Feldspäten, vornehmlich Oligoklas mit etwas Orthoklas, Zurücktreten der femischen Mineralien, wobei Augit hinter Olivin zurücktritt. Akzessorisch herrscht Apatit vor, daneben tritt etwas braune Hornblende und Biotit auf. Texturell ist der Mugearit trachytisch mit deutlich ausgeprägten Fluidal-Erscheinungen. Auch auf anderen Hebrideninseln tritt das Gestein auf und dann stets als Lagergang, also intrusiv; das Alter ist Tertiär. Im Midland Valley von Schottland treten Mugearite carbonischen Alters und als Ergußgesteine auf. Dr. H. H. THOMAS beschreibt den gleichen Gesteinstyp von Skomer Island, wo sie in normale Olivin-Basalte übergehen. So ergibt sich einerseits verschiedenes geologisches Alter (ordovicisch, carbonisch und tertiär), andererseits verschiedene Form des Auftretens (intrusiv und extrusiv) für einen und denselben Gesteinstyp, für den Verf. den Sammelnamen „Oligoklas-Basalt“ vorschlägt, wobei aber betont werden muß, daß die Namen „Mugearit“ und „Oligoklas-Basalt“ sich nicht decken, letzterer vielmehr ein weitergehender Begriff ist.

Verf. läßt auch für die Laven Derbyshires den SARGENT'schen Namen „Spilit“ fallen und gliedert sie, da sie den gleichen Mineralbestand wie die Mugearite haben, in seine Oligoklas-Basalte ein. Auch hier treten sie in Verbindung mit Olivin-Basalten als typische Ergußgesteine auf.

Verf. regt den schon mehrfach ausgesprochenen Gedanken von neuem an, sich der weitverbreiteten und eindeutig definierten Gruppennamen zu bedienen, in Verbindung mit der Bezeichnung „... Typ“, wobei diesem Wort der charakteristische Lokalitätsname vorgesetzt werden soll.

In einem später zugefügten Anhang weist Verf. darauf hin, daß WASHINGTON ähnliche Ansichten ausgesprochen habe. Er schlägt die Trennung andesitischer Gesteine von Basalten auf Grund der Verhältniszahl von salischen und femischen Gemengteilen vor. Eine weitere Unterscheidung ergibt sich aus der näheren Bezeichnung des Plagioklases: d. h. Oligoklas-Andesit, Andesin-Andesit, Labradorit-Andesit, Oligoklas-Basalt, Andesin-Basalt und Labradorit-Basalt.

H. P. T. Rohleder.

E. H. Davison: On some Cornish Veinstones illustrating the close connexion between Igneous Intrusion and Deep Vein Filling. (Geolog. Mag. 61. 1924. 225 bis 227.)

Verf. vertritt den Standpunkt, daß genetisch zwischen der Intrusion und den in den tieferen Horizonten gelegenen erzführenden Gängen kein Unterschied besteht. Beide sind magmatische Ausscheidungen und die abweichende Beschaffenheit durch Differentiation bedingt. Verf. weist dies in 24 Fällen für saure Gesteine Cornwalls und die ihnen folgende erzführende Ganggefölgenschaft nach.

Am deutlichsten sind die Verwandtschaftsbeziehungen in den Fällen, wo die Gangausfüllung mit Material zweifellos magmatischer Herkunft eng verwachsen ist. Auch hierfür werden 8 Beispiele angeführt.

Die Phasengliederung der intrusiven Vorgänge Cornwalls ist nach Verf.:

1. Intrusion von saurem Magma, das als Granit erstarrt.
2. Zurückbleiben von Rest-Magma, welches noch fast alle flüchtigen Bestandteile enthält.

Bei der Erstarrung bildet dies:

- | | |
|--|--|
| a) Pegmatit | b) Aplit |
| reich an flüchtigen Substanzen und Wasser mit einigen Erzen. | arm an flüchtigen Substanzen und Wasser. |
3. Das nunmehr zurückbleibende Magma ist sehr reich an flüchtigen Substanzen, Erz und Wasser.

Bei der Erstarrung bilden sich Erzgänge. H. P. T. Rohleder.

W. Salomon: Kugelförmige Absonderung. (Sitz.-Ber. Heidelberger Ak. Wiss., Math.-nat. Kl. 1926. 2. Abh.)

Verf. knüpft an seine kritische Behandlung der IDDINGS'schen Studie (J. P. IDDINGS, The columnar structure in the igneous rock on Orange Mountain, N. J., Am. Journ. Science. 31. 1886. 321 u. f.) im Jahre 1910 an (Adamello-gruppe, Teil II. Abh. Wiener geol. Reichsanst. 21. 1910. 523), wo er zeigte, daß die Anordnung der Kontraktionsklüfte in Laven wie in Tiefengesteinen nur indirekt von der Form und Lage der abkühlenden Grenzflächen, unmittelbar aber von der Lage der isothermalen Flächen innerhalb der Gesteinsmasse abhängt.

Die primäre kugelförmige Absonderung der Erstarrungsgesteine kann nur auf Schrumpfung beruhen. Wie paßt diese Absonderungsform zu dem Gesetz der anderen, daß die Risse parallel oder senkrecht zu den isothermalen Flächen stehen? Die Kugelschrumpfung ist nicht im festen Zustand des Gesteins eingetreten, sondern während des Übergangs vom flüssigen in den festen Zustand. Die im festen Zustand entstehenden Absonderungsklüfte müssen also jünger sein als die Kugeln. Sie sollten diese also auch schneiden können. Es ist dem Verf. erwünscht, wenn von Fachgenossen festgestellt werden könnte, ob das tatsächlich vorkommt. **M. Henglein.**

Duparc, L. et A. Borloz: Sur l'existence du quartz libre en présence de plagioclases basiques. (C. R. Soc. phys. et hist. nat. Genève. 41. 1924. 13—14.)

Duparc, L.: Sur l'origine de l'épidote dans certains granites. (C. R. Soc. phys. et hist. nat. Genève. 38. 1921. 100—102.)

Sedimentgesteine.

Born, A.: Die Herkunft der kristallinen Komponenten des rheinischen Obercarbon. (N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. LVIII. B. [Pompeckj-Festband] 101—112.)

Gevers, T. W.: Der Muschelkalk am Nordwestrande der Böhmisches Masse. (N. Jahrb. f. Min. etc., Beil.-Bd. LVI. B. 243—436.)

Déverin, L.: Analyse minéralogique de quelques sédiments arénacés. (Bull. Soc. Vaudoise Sc. nat. 53. 1920. 1—21.)

Bigot, A. P.: Sur quelques silices anhydres renfermant des argiles. Composition des ocres. (Compt. rend. 184. 381—383.)

P. G. H. Boswell: On the distribution of purple zircon in British sedimentary rocks. (Min. Mag. 21. No. 118. 1927. 310—317.)

Verf. gibt eine Zusammenstellung aller Vorkommen von purpurfarbenem Zirkon in den Sedimenten Großbritanniens. Wenn auch in allen Schichten auftretend, erscheint diese Varietät doch am häufigsten im Carbon, Perm, Buntsandstein und im unteren Grünsand. Überall kann man feststellen, daß sich dieser Zirkon da am häufigsten findet, wo sich die Sedimente aus Mineralien von regional-metamorphen Gesteinen zusammensetzen. Beim Erhitzen auf 300° verschwand die Farbe und kehrte als blaßrot wieder nach Bestrahlung mit β - und γ -Strahlen während 166 Stunden.

Hans Himmel.

J. T. McCormack: Experiments on the Dehydration of Gypsum. (Journ. of Geol. 74. 1926. 429—433.)

Die Beobachtung, daß im Staate New York Gipslager in der Tiefe von einigen Hunderten Fuß fast ganz in Anhydrit übergehen, und die hieraus sich ergebende Frage, ob primär Anhydrit sich abgesetzt habe oder ob primärer Gips durch Druck eine Entwässerung erfahren habe, veranlaßten Verf. zu

Versuchen über Entwässerung von Gips durch Druck. Innerhalb der Zeit der Versuche, eine halbe Stunde bis fünf Tage, war bei Drucken von 600 pounds bis 316 000 pounds auf den square inch bei 20° C keine Entwässerung nachzuweisen; auch bei 100° hatten Drucke bis 1000 pounds keine Wirkung. Erwärmung auf 100° und 120° ergaben bei Druck von einer Atmosphäre in 5 Tagen kein konstantes Gewicht, Erwärmung auf 150° bewirkte in der gleichen Zeit vollständige Entwässerung. Die nicht nachweisbare Wirkung des Druckes bei kurzer Dauer ist, wie Verf. hervorhebt, kein Beweis gegen eine Wirkung in geologischen Zeiträumen.

Milch.

R. C. Reed: Aragonite Concretions from the Kettleman Hills, California. (Journ. of Geol. **34**. 1926. 829—833. 2 Fig.)

In einer dünnen Lage feinen Sandes unmittelbar unter einem marine Versteinerungen führenden Kalkstein (Tertiär) finden sich am Süden der Kettleman Hills (im NW der Kern County) Aragonitkonkretionen bis zu 6 inches im Durchmesser, oft mit löcherigem Inneren; die Wände der Löcher und die Oberfläche sind mit kleinen Aragonitkristallen besetzt, im übrigen bestehen die größeren Konkretionen aus dichtem Aragonit, während die kleineren vielfach von einer hohlen Mitte ausgehenden radialen Bau zeigen. Verf. hält ihre Bildung für gleichalterig mit den sie umschließenden Schichten und erklärt ihre Entstehung durch Einwirkung von Ammoniumcarbonat auf im Meerwasser enthaltenes Calciumsulfat.

Milch.

L. Berg: Über die Bodentheorie der Lößbildung. (Mittel. Geograph. Inst. der Univ. Leningrad. Liefg. 6. 1926. [Russisch.]

Verf. vertritt schon seit über einem Jahrzehnt die autochthone Entstehung des Lösses und sieht vor allem Beweise seiner Auffassung in den Untersuchungen von GEDROIZ und GANSEN, nach denen die Böden der trockenen Klimate, die mit Calcium gesättigt sind, zu der Bildung grobdisperser und mürber Aggregate neigen. Demnach wären die strukturellen Eigentümlichkeiten des Lösses als rein klimatische Erscheinung zu werten. Im folgenden setzt sich Verf. mit der äolischen Hypothese der Lößbildung auseinander und versucht, ihre Widersprüche in Beziehung auf Lagerung und Verbreitung des russischen Lösses aufzuzeigen. Die Argumente dürften für den westeuropäischen Geologen kaum beweisend sein und auch in Rußland begegnen sie z. T. berechtigtem Widerspruch. Dort scheint die Meinungsdivergenz z. T. in dem Fehlen einer scharfen begrifflichen Umschreibung des Terminus „Löß“ begründet zu sein.

Bubnoff.

E. Steldtman: Faceted Sandstone Pebbles of the North River near Lexington, Virginia. (Journ. of Geol. **34**. 1926. 836—839. 1 Fig.)

Verf. wendet sich gegen die Neigung, die Fazettierung von Geröllen auf besondere Sedimentationsbedingungen zurückzuführen, und beschreibt Sandsteingerölle aus dem North River bei Lexington, Virginia, die im allgemeinen durch Wassertransport gerundet, deutlich eine oder mehrere Fazetten auf-

wiesen. Es zeigt sich, daß die fazettierte Oberfläche kompakter und mehr quarzitisch entwickelt ist, als die gerundete Gesteinsmasse: es sind durch kieselige Substanz verkittete Bruchflächen, im anstehenden Sandstein gebildet und durch Wassertransport in Bruchstücken des Sandsteins mehr oder weniger herauspräpariert und bei weiterem Transport mehr oder weniger entfernt.

Miloh.

P. B. Stookdale: The Stratigraphic Significance of Solution in Rocks. (Journ. of Geol. 34. 1926. 399—414. 7 Fig.)

Verf. geht von einer älteren Arbeit aus, in der er die Entstehung von Styolithen durch verschiedene Löslichkeit in einem gehärteten, an sich leicht löslichen Gestein von einer Trennungsfäche aus unter Druck erklärt; die widerstandsfähigeren Teile werden in die durch Lösung von der Fläche aus entstandenen Hohlräume hineingepreßt, und die Lösung von der Fläche aus muß eine Schicht erfaßt haben, deren Mächtigkeit mindestens der Länge der Styolithen entspricht. Unter dieser Annahme für mehrere amerikanische Kalke und Marmore angestellte Berechnungen styolithenführender Kalkschichten ergeben eine Fortführung von mindestens $12\frac{1}{2}$ —34 % der ursprünglichen Gesteinsmasse; die Mächtigkeit derartiger Ablagerungen war mithin vor der Lösung erheblich größer als sie jetzt gemessen wird. Auf entsprechende Lösungsvorgänge von Spalten aus können vielfach Tonlagen zwischen Kalcken als unlösliche Restbestände zurückgeführt werden; ein derartiger Wechsel der Gesteinsbeschaffenheit beweist mithin keineswegs immer eine plötzliche Änderung der Ablagerungsbedingungen.

Miloh.

T. L. Walker and W. Gerrie: Influence of hot natural brines on dolomitization. (Univ. of Toronto Studies. Geol. Ser. No. 24. Contrib. to Canad. Min. 1927. 33—36.)

Es wurde versucht, die Beziehung zwischen Zeit und Dolomitisierung organischer Kalke unter dem Einfluß des Seewassers zu gewinnen. Die interessanten Versuchsergebnisse mit sechs verschiedenen Kalken sind genau mitgeteilt. Es zeigt sich, daß bei normaler Temperatur und einer Einwirkung von 14 Tagen nur *Heliophyllum halli* wesentliche Mengen von Mg aufgenommen hatte. Anders bei 97° C; hier ist die Aufnahme von Mg bei allen Substanzen beträchtlich. Vielleicht herrschen in der Natur doch auch ähnliche Bedingungen?

Hans Himmel.

H. Klähn: Über Süßwasserdolomite. (Monatsber. d. Deutsch. geol. Ges. 1926. Nr. 8—10. 212—215.)

Während das Mg im Salzwasser vor allem als Chlorid und Sulfat auftritt, kommt es im Süßwasser als Carbonat vor.

Wässer, die nur mit Dolomit in Berührung kommen (die folgenden Angaben beziehen sich auf Quellwässer im Dolomitgebiet von Streitberg in Franken), lösen CaCO_2 und MgCO_2 im Verhältnis 43 : 57, Wässer, die mit Dolomit und Kalk in Berührung kommen, im Verhältnis 58—74 : 42—26.

Bei Versuchen, die sich mit der Frage beschäftigen, von welchen Faktoren die Zusammensetzung von Wässern abhängig sei, die nur mit Dolomit, die nur mit Kalk und die mit Dolomit und Kalk in Berührung kommen, stellte sich als Hauptresultat heraus, daß Kalk CaCO_3 und MgCO_3 in einem für das Mg sehr vorteilhaften Maße abgibt. Alles scheint dafür zu sprechen, daß das MgCO_3 gegenüber dem CaCO_3 viel leichter löslich ist

Noch eine andere Frage legte sich Verf. vor: von welchen Faktoren ist die Zusammensetzung der Ausscheidungen, welche sich in den Wässern bilden, deren Zusammensetzung etwa derjenigen der Dolomite entspricht, abhängig? Er kommt zu folgenden Ergebnissen. Im fließenden Wasser wird Kalk zuerst organogen durch Pflanzen ausgeschieden, worauf weiter durch Adsorption Kalk auskristallisiert. Die geringe Menge von Magnesiumcarbonat wird vielleicht von den Kalkspatkryställchen adsorbiert. Im stehenden Wasser zeigt sich, daß Charen imstande sind, MgCO_3 aufzunehmen. Auf diese Weise könnten organogene dolomitische Kalke, vielleicht auch Dolomite entstehen.

W. Eder.

L. M. Parsons: Dolomitization in the Carboniferous Limestone of the Midlands. (Geolog. Mag. 59. 1922. 51—63 u. 104—117.)

Dieser Arbeit über Dolomitvorkommen im Kohlenkalk Mittelenglands (Central Derbyshire), die sich an frühere, ähnliche Arbeiten des Verf.'s in Leicestershire anschließt, liegt eine Kartierung im Maßstab 6 Inches = 1 Meile (1 : 10 560) zugrunde. So bildet ein wesentlicher Teil des Inhalts eine Erläuterung hierzu von mehr lokal-stratigraphischem Interesse. Drei Kartenskizzen, mehrere Diagramme, Tabellen über Korngröße und chemische Zusammensetzung, sowie Mikrophotographien vervollkommen die Untersuchungen, die sich auf die Gebiete:

- I. zwischen Gratton Dale und Cromford,
- II. „ Gratton und Long Dale,
- III. „ Parwich Moor und Wirksworth,

erstrecken.

In allen Fällen glaubt Verf., daß die Dolomitisierung erst nach der Sedimentation — teilweise jedoch unmittelbar nach dieser — auf metasomatischem Wege hervorgerufen wurde, wobei es sich nicht entscheiden läßt, ob diese in den verschiedenen Gebieten zu gleicher Zeit stattfand, vielmehr anzunehmen ist, daß die Dolomitisierung in verschiedenen Perioden vor sich ging. In der Umgebung von Harborough ließ sich nachweisen, daß die Umwandlung in Dolomit den intensiven tektonischen Störungen dieses Gebietes voranging.

Magnesiumhaltiges Grundwasser hat die Metasomatose verursacht. Der Ursprung des Magnesiumgehaltes läßt sich mit Sicherheit nicht feststellen, wobei man jedoch an die ziemlich weit entfernt gelegenen Zechstein-Dolomit-Vorkommen (Permian Magnesian Limestone) denken kann.

Wo der Dolomit mit den liegenden carbonischen Laven in Berührung kommt, sind Kontakterscheinungen nicht feststellbar. Es ist aber anzunehmen, daß der Dolomitierungsakt letztere verdrängt hat.

Die spätere Dolomitisierung hat gewisse Horizonte innerhalb des Muttergesteins (eines feinkörnigen, aus winzigen Organismen bestehenden Kalkes) bevorzugt, so daß letzteres im Hangenden und Liegenden mitunter völlig unverändert geblieben ist. So beweist die scheinbare Einlagerung innerhalb unveränderten Muttergesteins keineswegs syngenetische Entstehung. Dort, wo die Grenzen zwischen Dolomit und Muttergestein erschlossen waren, stellten diese sich als relativ scharf heraus. In der Umgebung von Winster tritt der Dolomit als sog. „Tors“ auch morphologisch im Landschaftsbilde hervor.

Der Dolomit zeigt allotriomorph entwickelte Kristalle von wechselnder Korngröße (0,009—1 mm), wobei die Metasomatose zu einer Kornvergrößerung geführt hat. Der Magnesiumgehalt wechselt und erreicht ein Maximum in der Umgebung von Harborough und Matlock Bay. Auch Porosität und spezifisches Gewicht sind verschieden. Je größer der Magnesiumgehalt, desto größer die Porosität. Letztere wird — nach dem Verf. — einerseits durch Kontraktion während der Metasomatose, andererseits durch spätere Auslaugung bedingt.

Abschließend findet sich eine kurze vergleichende Übersicht des vom Verf. früher bearbeiteten Leicestershire-Dolomites.

H. P. T. Rohleder.

P. Dahms †: Ambra und Bernstein. (Schriften der Naturforschenden Gesellschaft zu Danzig. 17. 1926. 15—29. 1 Abb.)

Die nachgelassene Arbeit des bekannten Bernsteinforschers behandelt mit großer Belesenheit die vielfache Konfusion, welche in der antiken und mittelalterlichen Literatur durch die häufige Verwechslung von grauer Ambra (= Konkremente aus dem Darm des Pottwals, *Physeter macrocephalus* L., grauer Amber, ambre gris der Franzosen), Bernstein (= gelber Amber, ambre jaune der Franzosen), dem Walrat (= Fettmasse aus dem Schädel des Pottwals. = weißer Amber), dem Gagat (= Jett, ambre noir der Franzosen) und zuletzt dem Kopal entstanden ist, der bei den Arabern des Mittelalters ebenfalls die Bezeichnung „anbar“ trug. In der Tat bestehen zwischen diesen sehr verschiedenartigen Stoffen gewisse Übereinstimmungen, so teilweise in den Fundorten (Meeresküsten), im äußeren Aussehen, in der Dufterzeugung usw., so daß diese Verwechslungen in einer Zeit, in welcher die Chemie noch nicht weit genug vorgeschritten war, nicht wundernehmen kann. Bei dem Schwanken der in Frage kommenden Begriffe ist Verf. daher mit Recht sehr skeptisch gegenüber manchen älteren Angaben über Handelsbeziehungen, die aus Literaturangaben über Vorkommen oder Handel mit solchen Dingen abgeleitet worden sind. Nur die untersuchbaren Objekte selbst können bei sicherem Fundort sichere diesbezügliche Auskünfte geben.

Eingeleitet wird der Aufsatz mit interessanten Bemerkungen über den resistenten Schaum der südlichen Ostseeküsten und die Zersetzungsprozesse,

welche die auf dem Strande verfaulende Tangtrift erfassen und irisierende Ölhäutchen erzeugen. (Allerdings wird man sich, worauf Ref. aufmerksam machen möchte, hüten müssen, mit den ebenso irisierenden Eisenhydroxydhäutchen zu verwechseln!) Die Bildung von Bernstein und den anderen obengenannten, vielfach mit ihm verwechselten Körpern ist von antiken Schriftstellern öfter mit dieser Schaumbildung in Verbindung gebracht worden (vgl. auch „Meerschaum“, der wiederum dem weißen, „knochigen Bernstein“ ähnlich sieht!).

Es ist anzunehmen, daß Verf. selbst die Abhandlung vor dem Druck noch umgearbeitet haben würde. Tatsächlich ist sie mit dem Durcheinandergehen der verschiedensten Mitteilungen über die vielfach verwechselten, jetzt doch aber sicher unterscheidbaren Körper und dem vielfachen Hin- und Herspringen von einem zum andern wenig übersichtlich und nur schwer lesbar.

K. Andréé, Königsberg i. Pr.

Karl C. Berz: Über die Natur und Bildungsweise der marinen Eisensilikate, insbesondere der chamositischen Substanzen. (Fortschritte der Geol. u. Pal. Hrsg. von SOERGEL. Heft 11. Berlin 1926. 157 p.)

Das Buch ist geeignet, eine wichtige Lücke unserer immer noch ziemlich unvollständigen Kenntnisse der Entstehungsweise mariner Sedimente auszufüllen. Es behandelt die physikalischen Eigenschaften und die chemische Zusammensetzung des Chamosits und Glaukonits, das Vorkommen des Chamosits im Gestein und marine Gesteine mit verschiedenartigen Eisensilikat-substanzen. Ein großer Abschnitt ist der Bildung der marinen Eisensilikat-mineralien im Meer gewidmet. Hier werden die bisherigen Theorien über ihre Genese, die Ausgangsstoffe für die Bildung, das Fehlen in Süßwasserablagerungen, die Einwirkung des Meerwassers auf terrigenen Detritus, die Lösungszufuhr ins Meer und Abscheidungen in der Brackwasserzone, Umsetzungen in Blau- und Rotschlick, die Bildungsweise der marinen Eisensilikate und der Oolithe und die Entstehungsweise der Ablagerungen, die Eisensilikate enthalten, behandelt. Recht wichtig ist auch am Schluß eine Betrachtung, betitelt: „Allgemeine Gesichtspunkte über marine Sedimentation, insbesondere über die Entstehung von mangan- und bitumenhaltigen Sedimenten.“ Hier wird betont, daß außer der Stoffzufuhr auch die Stoffabfuhr durch Strömungen ein wichtiger Faktor ist. Bei der Stoffumlagerung am Meeresboden tritt die zersetzende und auslösende Wirkung des Meerwassers in Erscheinung, es entstehen auch abweichende Konzentrationsverhältnisse. Da auf diese Weise auch organische Schlickbestandteile mit sauerstoffhaltigem Meerwasser in Berührung kommen können, kommt es unter Verbrauch von Sauerstoff zu einem Abbau, bei dem Ammoniak und Kohlendioxyd entstehen.

Die Rückführung von Einfachschwefeleisen und Eisencarbonat in oxydisches Eisen bei der Aufwirbelung von Schlickmassen führt zur Entstehung von Eisensilikat-substanzen. Es ergibt sich eine ganze Reihe wichtiger Beziehungen. So kann Phosphat und Mangan nachträglich ange-

reichert werden. Für die Konservierung von Bitumen in marinen Sedimenten hält Verf. das Fehlen aller nachträglichen Umlagerungen für wichtig. Bei Umlagerungen können u. U. die organischen Bestandteile restlos ausgemerzt werden. Diffusionsvorgänge und Mikroorganismen können weiteren Sauerstoff in das Sediment eintragen. Die schnellen Schwankungen des Gehaltes anorganischer Substanz entsprechen ganz den örtlichen und lagenweisen Schwankungen des Posidonieschiefers in Schwaben. Wichtig ist die Darstellung der ausgleichenden Wirkung der Brackwasserzonen zwischen dem Süßwasser der Flüsse und dem Salzgehalt des Meerwassers. In ihr werden die meisten gelösten Salze niedergeschlagen, ohne das Meer zu erreichen.

Joh. Weigelt.

G. Calsow: Über das Verhältnis zwischen Kaolinen und Tonen. (Chemie der Erde, Z. d. chem. Min., Petr., Geol. u. Bodenk. 2. 1926. 415—441.)

Verf. geht von der Literatur der letzten 2—3 Jahrzehnte aus und stellt fest, daß die wichtigsten wissenschaftlichen Probleme die Fragen nach dem Aggregatzustand und dem Verhältnis zwischen Ton zu Kaolin bilden, welche man durch drei verschiedene Untersuchungsarten zu klären versuchte. Einmal durch das Studium der Entwässerungsverhältnisse, durch die Klarstellung der thermischen Vorgänge und endlich Feststellung der Beziehung zwischen Säurelöslichkeit und Erhitzungsgrad.

Verf. hat nun seine Untersuchungen über das Verhältnis zwischen Ton und Kaolin mit einem Tensi-Eudiometer nach HÜTTIG durchgeführt. Für die Untersuchung wurden acht verschiedene Tone herangezogen. Kaolin Zettlitz (aus Karlsbader Granit), Kaolin Kemmlitz (einer der besten deutschen Kaoline), Kaolin Pomeisel (nordwestböhmisches Tertiär), Kaolin Caldos (Brasilien), Kapselton Halle, Montmorillonit (Frankreich, Dép. de la Vienne, zur Allophangruppe gehörig), Rohbleicherde Tiefenbach (Landshut i. Bayern, sog. Magelsdorfer Weiß, auch kurz Weißerde; siehe auch dies. Jahrb. Beil., Bd. LIV. Abt. B. 1926. 326 usf.), präparierte Bleicherde „Alsil B“. Es wurden hiemit tonige Substanzen gewählt, welche keine organischen Verunreinigungen führen und die möglichst typisch für einzelne Begriffe wie Kaolin, Halloysit (Allophangruppe) und Montmorillonit sind. Von den Vorkommen werden die wichtigsten geologischen Angaben gemacht und chemische Analysen ausgeführt, die z. T. mit Literaturanalysen verglichen werden. Wasserbestimmungen durch Trocknen im Trockenschrank, sowie direkte Wasserbestimmungen nach der Methode BRUSH-PENFIELD wurden durchgeführt. Zur genauen Untersuchung des Wassergehaltes wurde aber eine spezielle Form des von G. F. HÜTTIG (Z. f. anorg. Chem. 114. 1920. 161) konstruierten und beschriebenen Tensi-Eudiometers benutzt. Prinzip, Apparatur und deren Eichung, sowie Ausführung der Versuche werden den durch Kurven veranschaulichten Ergebnissen vorangestellt. Die Apparatur ermöglicht einen fraktionierten Abbau des Wassers aus der zu untersuchenden Substanz, bei gleichem Druck und variabler Temperatur (isobarer Abbau). Dieser isobare Abbau wird graphisch für jede Probe dargestellt, wobei die Abszisse die Temperatur, die Ordinate den jeweiligen Wassergehalt in Prozent angibt. — Die Versuche

zeigen für die reinen Kaoline einen einfachen, gleich bleibenden Kurventyp, der besagt, daß bis unterhalb 420° die Wasserabgabe gering ist (ca. 1 %), während von 420° ab eine kontinuierliche Wasserabgabe erfolgt, welche das Gestein seines Wassergehaltes bis zu etwa 2 % herunter beraubt, so daß bei 450° die Hauptmenge entwichen ist. Der geringe Rest verflüchtigt sich dann bei höheren Temperaturen. Demgegenüber zeigen die unreinen Tone einen unruhigen Verlauf der Kurve mit meist vier Wendepunkten, wodurch die Wasserabgabe als unstetig, inhomogen charakterisiert ist. Meist wird bei diesem Typ der größte Teil des Wassers, bis auf etwa 3 % der Gesamtmenge, schon bei etwa 100° abgegeben; dann folgen Temperaturgebiete schwächerer und stärkerer Abgabe.

M. Storz.

G. Linck und G. Calsow: Betrachtungen zur Arbeit von G. CALSOW über das Verhältnis zwischen Kaolinen und Tonen. (Chemie der Erde usf. 2. 1926. 442—445.)

Die Arbeit bildet eine Ergänzung zu der vorherigen. Nach VAN BEMMELN bilden die Tone ein Gemenge von Kaolin mit anderen wasserhaltigen Tonerdesilikaten, wobei der erstere kristalliner, die zweiten amorpher Natur sind. Der Unterschied muß sich in den, in vorausgehender Arbeit untersuchten Entwässerungskurven zeigen. Der Kaolin gibt die reine Hydratkurve, der Ton die aus dem Gel- und Hydrattyp kombinierte. Wichtig ist der Versuch, in die Nomenklatur Ordnung zu bringen. Als Kaolin wird das Mineral von der Zusammensetzung $H_4Al_2Si_2O_9$ bezeichnet, das aus diesem bestehende Gestein hingegen als Kaolinit (vgl. Sylvinit—Sylvinit, Amphibol—Amphibolit usw.). Die Tone sind wechselnde Mischungen zwischen diesem bestimmten Hydrat und den amorphen Kolloiden. In den Mengenverhältnissen dieser beiden Anteile ist der Unterschied der Entwässerungskurven zwischen Kaoliniten und den Tonen begründet. Diese Unterschiede, quantitativ bestimmt, erlauben daher, den Kaolingehalt eines Kaolinites oder Tones zu berechnen, wenn man die Wassermenge, die zwischen 400° und 450° entweicht, dem Kaolin selbst zuschreibt. So zeigt der Kaolin Zettlitz bei 400° 12,1 % Wasser, der reine Kaolin aber 13,9 %, so daß in ersterem höchstens 87 % Kaolin enthalten sein können, wohingegen die Berechnung des aus der Bausch-analyse bestimmten Wassers zu einem Kaolingehalt von 93,2 % führen würde. Bei dem Kapselton Halle ergibt sich nach der vorliegenden Eudiometerbestimmung ein Kaolingehalt von 51,8 %, während deren Analyse 62,65 % Kaolin ergeben würde. Die Methode führt also zu Kurven, welche einen außerordentlich guten Einblick in die Zusammensetzung toniger Gesteine geben. Ich halte diese Methode für alle Fragen auf diesem Gebiete, auch für technisch-praktische, für sehr wertvoll, denn der Wassergehalt tonartiger Produkte bestimmt nicht nur die mineralogische, chemische Zusammensetzung, sondern ebenso die physikalischen Eigenschaften der Kaoline und Tone.

M. Storz.

E. L. Mertz: Metoder til Undersøgelse af Lerets fysiske Egenskaber. (Danmarks geologiske Undersøgelse. 2. Række. No. 44. Kopenhagen 1926.)

Die Arbeit gibt zunächst eine Zusammenstellung über die mechanische Analyse, allerdings ohne Berücksichtigung der Fortschritte der letzten Jahre. Von den physikalischen Eigenschaften des Tones werden Plastizität und Kohäsion näher behandelt, unter Zugrundelegung der Methoden und Arbeiten **ATTERBERG** und **PUCHNER** und der Untersuchungen von **S. JOHANSSON** (Die Festigkeit der Bodenarten bei verschiedenem Wassergehalt, Sveriges geologiska Undersökning, Arsbok 7, Stockholm 1913; deutsch), sowie der geotechnischen Untersuchungsmethoden der Tone der geotechnischen Kommission Schwedens. Den letzteren schließen sich eigene Untersuchungen an, welche besonders die Abhängigkeit von Plastizität und Wassergehalt zu ermitteln trachten. Der Unterschied zwischen fetten und mageren Tönen kommt hierbei gut zum Ausdruck. Untersuchungstechnisch bringt die Arbeit nichts Neues, sie bietet lediglich eine Ergänzung an untersuchten Proben zu den Arbeiten von **S. JOHANSSON** und der schwedischen geotechnischen Kommission. Eine englisch abgefaßte Zusammenfassung erleichtert das Studium.

M. Storz.

R. Gallay: Contribution à l'étude de la coagulation de l'argile. (Librairie Payot et Cie., Lausanne 1925. Preis Frs. 3.—.)

—: Beitrag zur Kenntnis der Tonkoagulation, deutsch von **E. CRASEMANN**. (Kolloidchem. Beihefte. 21. Heft 7—12.)

Diese und die im folgenden Referat besprochene Arbeit von **P. TUORILA** sind Arbeiten aus dem agrikulturchemischen Laboratorium der Eidg. Techn. Hochschule Zürich und verdanken ihre Entstehung der Anregung von Prof. **Dr. G. WIEGNER**. Sie geben einen weitgehenden Einblick in das verwickelte Problem der Koagulation von Suspensionen und Suspensions-Kolloiden durch Elektrolyte.

Eine eingehende Diskussion der angewandten Untersuchungsmethoden wird vorangestellt. So die Anwendung der Schlämmanalyse nach **WIEGNER** für die Erkennung der Flockungsvorgänge, der Ultramikroskopie und der Viskosimetrie. Experimentell erforscht werden der Einfluß des Dispersitätsgrades und der Dispersitätskonzentration auf den Koagulationsverlauf, sowie die Einwirkung des Basenaustausches hierbei. Endlich wurde Klarheit über den Einfluß der Hydratation bei den Flockungsvorgängen zu erlangen gesucht. Zahlreiche Figuren, Diagramme und Tabellen geben eine Übersicht über die erhaltenen Ergebnisse.

M. Storz.

P. Tuorila: Über die rasche und langsame Koagulation von polydispersen Systemen. (Kolloidchem. Beihefte. 22. Heft 6—12.)

Die hier vorliegende Arbeit der Schule **WIEGNER** ist noch weitgehender und ausholender als die obige. Sie befaßt sich mit den theoretischen Vorgängen bei der Koagulation, die dann an mehreren experimentellen Untersuchungsreihen geprüft werden. Experimentiert wird vor allem mit Goldsolen, aber auch mit Kaolin- und Tonsuspensionen. Von letzteren interessiert die rasche und langsame Koagulation und deren Abhängigkeit vom Dis-

persitätsgrad. Neue Untersuchungsmethoden werden vorgeführt, so eine neue ultramikroskopische Beobachtung, eine neue kolorimetrische Methode, letztere wohl allerdings nur anwendbar bei dem scharfen Farbumschlag der Goldsole.

Beide Untersuchungen sind grundlegend für die verwickelten Vorgänge bei der Sedimentation und daher auch für die allgemeine Geologie beachtenswert, besonders für die Absätze feinklastischer, toniger Natur.

M. Storz.

W. Petrascheck und **B. Wilser**: Über den Wassergehalt und die Verfestigung von Tongesteinen. (Berg- und Hüttenmänn. Jahrb. 74. Heft 2.)

Die Kohlen und die sie begleitenden Sedimentgesteine zeigen, daß die Qualität, das heißt der Grad der Inkohlung, der organischen Substanz und die Verfestigung der Sedimente in Abhängigkeit zueinander stehen. Für die Kohlen gilt: Je edler die Kohle, desto härter auch das Nebengestein. Das Brennstoffverhältnis der Kohlen (Verhältnis Koks zu flüchtigen Bestandteilen) gibt daher einen Maßstab für die niedersten Stadien der Metamorphose der Kohlen, wobei hauptsächlich jene Vorkommen eine Ausnahme bilden, welche nach ihrer Entstehung mit Salzwasser in Berührung kamen. Die Untersuchung sollte nun zeigen, ob bei Tongesteinen, die in Zusammenhang mit verschiedenen stark veränderten Kohlen stehen, eine derartige graduelle Veränderung ebenfalls erkennbar ist. Die Tongesteine stehen nur unter einem sehr geringen Einfluß der Zementation auf die Verfestigung. Wassergehalt und Verfestigungsgrad der Tongesteine stehen im umgekehrten Verhältnis zueinander. Es wurde daher der Wasserverlust der Tongesteine bei verschiedenen Temperaturen untersucht und dieser mit dem Brennstoffverhältnis jeweils benachbarter Kohlen verglichen. Eine große Anzahl von Vorkommen wurde auf diese Weise bearbeitet. Plastische Tone mit lignitischer oder erdiger Braunkohle; nichtplastische Tone aus schwach gefalteten Schichten mit Glanzbraun- oder Flammkohlen; milde Schiefertone, mäßig gefaltet mit geringem Deckgebirge und eingelagerten Flamm- und Gasflammkohlen; Schichten starker Faltung unter mächtigem Deckgebirge mit Magerkohlen und endlich sehr stark gefaltete Ablagerungen mit Anthrazit. Auch innerhalb einer gleichen Schichtenfolge wurden verschiedene Proben untersucht, um den Einfluß der Lokaltektonek (Faltenbogen und Flügel) auf den Wassergehalt der Tone festzustellen. Aus den Untersuchungen und Tabellen geht hervor, daß der Wasserverlust bei 210° und 310° in der Regel klein ist, wenig unterschiedlich und daher zur Charakteristik der Tongesteine wenig beiträgt. Hingegen bieten nach Ansicht der Verf. die bei 110° gewonnenen Zahlen eine Basis zur Charakteristik des Grades der Metamorphose der Tongesteine. Ritzhärte und spezifisches Gewicht werden als weitere Kriterien zur Beurteilung der Metamorphose herangezogen.

M. Storz.

Harrassowitz, H.: Pyritletten im Buntsandstein Ostthüringens. (Centralbl. f. Min. etc. 1927. B. 345—357.)

R. Seemann: Beitrag zur Petrographie des oberen Buntsandsteins und unteren Muschelkalks bei Freudenstadt. (Diss. Tübingen 1917.)

Die einzelnen Horizonte des oberen Buntsandsteins und des Wellengebirges werden einer genauen petrographischen Untersuchung unterzogen (Dünnschliffe, Schlammpräparate, chemische Analysen). Als umfassenderes Ergebnis wird festgestellt, „daß der Gehalt an Mg O im Vergleich zum Gehalt an Ca O bei den Mergeln und Tonen stets höher ist als bei den Dolomiten. Es ist ferner durchaus wahrscheinlich, daß die Tone und Mergel bei der Diagenese einen Teil ihres primären Magnesiumgehalts an die carbonatreichen Lagen abgaben.“ Die Herkunft des primären Dolomitgehalts und der Magnesiumsilikate in den tonreichen Lagen des Wellengebirges wird darauf zurückgeführt, daß die Mg-haltigen Mineralien in der Wüstenperiode des Buntsandsteins vollständig zerstört und als feinsten Ton oder gelöstes Carbonat in das vordringende Muschelkalkmeer durch Wind und Wasser verfrachtet wurden. Dafür spricht vor allem das fast völlige Fehlen von Augit und Hornblende. In bezug auf das terrigene Material der Gesteine wird ferner festgestellt, daß von unten nach oben eine gewisse Abnahme der Korngröße der Mineralien sowie eine Auslese stattfindet, die selteneren (Rutil, Biotit, Granat, Feldspat) verschwinden ganz, die häufigeren (Zirkon, Turmalin) werden zugunsten des Quarzes seltener.

Eine Gliederung der Ablagerungen nach petrographischem Charakter ergibt sich in folgender Weise:

1. Röt: terrigene Sandsteine und Tone.

Grenze Röt—Wellengebirge: Dolomitische Mergel als chemischer Niederschlag.

2. mu_1 und mu_2 : terrigene und organogene Dolomite und Mergel.

3. mu_3 : terrigene und organogene Kalke und Mergel.

Grenze mu/mm : Dolomit als chemischer Niederschlag.

Diese petrographische Dreiteilung wird in einer Dreiecksprojektion dargestellt.

Auf Grund der sedimentpetrographischen Untersuchungen wird eine Deutung der Ablagerungen versucht. Das Material des oberen Buntsandsteins ist fast ausschließlich terrigen und durch Wasserkraft transportiert. Das feine Tonmaterial setzte sich zuletzt als „Röttone“ ab. Das Auftreten dolomitischer Einlagerungen im oberen Teil des Röts zeigen den langsam sich vollziehenden Fazieswechsel. Das Wellengebirge zeigt endlich marine Bildungsverhältnisse an. Die einzelnen Horizonte bestehen aus terrigenem Material und organischem Zerreibsel, die in ihrem gegenseitigen Verhältnis wechseln.

M. Frank.

C. W. Correns: Beiträge zur Petrographie und Genesis der Lydite (Kieselschiefer). (Mitt. Abt. f. Gesteins- etc. Unters. d. preuß. geol. Ld. 1. 1926. 18—38. 1 Taf.)

Es werden zunächst die für sedimentäre Kiesergesteine gebräuchlichen Ausdrücke erläutert und definiert (Lydite, kieselige Schiefer, Kieselschiefer,

Wetzschiefer, Hornsteine, Adinole). Dann wird das Vorkommen, die makro- und mikroskopischen Eigenschaften von silurischen, culmischen und oberdevonischen Lyditen mitgeteilt und auf Unterschiede, z. B. in der Art und Verteilung der kohligten Substanz, im Kalkgehalt, in der Farbe usw. hingewiesen. Die von TARR aufgestellte Behauptung, daß durch Ausflocken der Kieselsäure des Flußwassers im Meer reine Kieselsedimente entstehen können, glaubt Verf. auf Grund von Flockungsversuchen widerlegen zu können.

Die Entstehung der Lydite denkt sich Verf. in einem ungenügend durchlüfteten Meeresteil, in den nur ganz geringe Mengen von klastischem Material gelangten. Kalk fehlte, weil nicht kalkhaltiges Plankton, sondern Kieselplankton das Meer ganz oder fast ganz besiedelte. Dessen Schalen wurden durch die Verwesungsprodukte organischer Substanz in Kieselsäuregel übergeführt, ähnlich wie man Diatomeen durch Ammoniak gelatinieren kann. Je mehr Zersetzung stattfand, um so weniger Bitumenrest also erhalten ist, um so weniger und um so größere Radiolarien blieben übrig. — Die Kalkspatrhomboeder der Lydite konnten in einer Kiesalgallerte entstehen, wie experimentell nachgewiesen wurde. Die oberdevonischen Lydite werden als nicht voll zur Entwicklung gekommen gedeutet. Die mitteldevonischen erreichten wahrscheinlich nur das Stadium der kieseligen Schiefer. Zum Schluß wird eine Tabelle der makro- und mikroskopischen Eigenschaften der verschiedenen Lydite nach genetischen Gesichtspunkten gegeben.

H. Schnelderhöhn.

E. Kraus: Zur Bedeutung der fossilen Tiefseesedimente. (Geologisches Archiv. 4. 1926. 45—47.)

An Hand der Besprechung der neuesten über diese Frage vorliegenden Literatur (Gliederung von G. STEINMANN u. a.) werden die Gründe für die relative Seltenheit echter Tiefseesedimente in den Meeren mit fossil erhaltenen Resten besprochen. Der normale Gang der Kontinentbildung aus ozeanisch-geosynklinalem Zustand heraus ist sehr verwickelt und meist durch mehrere unvollkommene Stabilisierungsperioden gebirgsbildender Art gekennzeichnet. Die Frage der Zwischenmeere (E. DACQUÉ) und der Wasserbilanz, also auch der Möglichkeit sehr starken, wiederholten Wasseranstiegs, wird kurz behandelt.

E. Kraus.

G. A. F. Molengraaff: Mangaanknollen in mesozoische diepzee-afzettingen van Nederlandsch-Timor, met een voorloopige mededeeling van L. F. DE BEAUFORT over: Fossielen van cretacäische ouderdom in die afzettingen. (Kon. Ak. v. Wet. te Amsterdam. 29. No. 5. 1921. 677—692. Mit 3 Textfig. u. 2 Taf.)

Vom ostindischen Archipel sind Tiefseeabsätze, die fast ganz mit dem heutigen Tiefseeschlamm übereinstimmen, aus Borneo von mesozoischem, wahrscheinlich präcretacischem, aus Rotti teilweise von jurassischem und aus Timor bisher von triadischem und jurassischem Alter bekannt geworden.

Die von Timor früher beschriebenen, aus Tiefseeabsätzen stammenden Manganknollen zeigten keinen oder nur undeutlichen konzentrischen Bau

und schlossen keine Fossilien ein. Die glücklichen Funde von H. G. JONKER 1916 am Noil Tobe bei Niki Niki im mittleren Timor ergänzen diese Lücke. Der dortige gelbe und rote bis schokoladebraune Tiefseeton liegt mit 3 m Mächtigkeit konkordant oder scheinbar konkordant einem dünnplattigen Kalk mit Halobien (Trias) auf und führt in reicher Zahl und unregelmäßiger Verbreitung Manganknollen von Erbsengröße bis 10 cm Durchmesser.

Der rote Tiefseeton von Noil Tobe zeichnet sich durch geringe diagenetische Veränderung aus: er fühlt sich fettig an, ist weich und verhält sich plastisch. Ein Vergleich der Analysen läßt eine beinahe vollkommen übereinstimmende Zusammensetzung dieses Tones mit dem miocänen Tiefseeton vom Mt. Hillaby auf Barbados erkennen, während diese fossilen Tiefseetone sich von rezente durch unterscheiden, daß sie etwas weniger Fe, Kalk und Alkalien, dagegen mehr Kieselsäure enthalten, was auf diagenetische Vorgänge zurückzuführen ist. Das mikroskopische Bild des roten Tiefseetons von Timor zeigt nach Untersuchungen von H. A. BROUWER eine feine Tonmasse mit einzelnen Fragmenten von Plagioklas, von glasreichen vulkanischen Gesteinen, vereinzelt Radiolarienresten, sowie sehr spärlichen Quarzkörnchen; die letzteren sind nach Verf. terrigener Herkunft und in den Tiefseeton verschleppt worden, was nicht weiter auffällt, da im Mesozoicum das Gebiet von Timor vermutlich nicht sehr weit von Land entfernt war.

Die Manganknollen finden sich bei Noil Tobe in 2 Typen; sie sind von schwarzer bis braunschwarzer Farbe, ihre übrigen Eigenschaften lassen sich in folgender Tabelle wiedergeben:

Type	Form	Innerer Bau	Spez. Gewicht	Härte	Oberfläche	Zahl der untersucht. Stücke
I	sphärisch od. ellipsoidisch, selten zylindrisch (durch Zusammenwachsen mehrerer Individuen)	konzentrisch-schalig, oft mit Mn-freiem Kern; bisweilen radialstrahlig	$\pm 1,7$ (wegen großer Porosität)	geringer als 2	warzig, fein	90
II	breit u. flach, bzw. kugelförmig	dicht und homogen	4,2	6	glatt	2

Ein untersuchter Kern besteht aus größtenteils in amorphe Kieselsäure umgewandeltem Radiolarienhornstein. Radiolarien lassen sich auch in der Mangansubstanz nachweisen.

Die chemische Zusammensetzung der rezenten Tiefseeknollen ist eine sehr verschiedene, wie aus einer beigegebenen Tabelle ersichtlich ist, die auch

das Ergebnis der Analyse der beiden, übrigens sowohl von den rezenten Knollen als untereinander stark abweichenden Knollentypen von Timor enthält. Type I kann als Wad mit großem Fe- und Si O₂-Gehalt bezeichnet werden.

Die Knollen der zweiten Type sind nicht näher untersucht, da sie möglicherweise nicht aus dem roten Tiefseeton stammen; sie gleichen völlig den jurassischen, radiolarienreichen Manganknollen von Soea Lain auf Rotti und den vermutlich triadischem Tiefseeton entstammenden von Somoholle auf Timor.

Die Fossilien des roten Tiefseetons und der Manganknollen sind unterdessen von L. F. DE BEAUFORT bearbeitet worden und haben sich als obercretacisch erwiesen (siehe Ref. dies. Jahrb. 1924. I. 2. 236). Es folgen also bei Noil Tobe obercretacische Schichten direkt auf triadische. Die Frage, ob es sich um einen tektonischen Kontakt zweier Formationen handelt oder ob der manganknollenführende rote Tiefseeton von Noil Tobe ununterbrochenen Tiefseeabsatz von obertriadischer bis obercretacischer Zeit darstellt, wird vorläufig noch offen gelassen.

F. Musper.

E. C. Jul. Mohr: Sedimenten van de Java-Zee. (Handelingen v. h. Eerste Nederl.-Ind. Natuurwet. Congres te Batavia 3—6 Oct. 1919. Weltevreden 1920. 219—223.)

Die Untersuchung von 80 Grundproben aus der Java-See hatte u. a. die folgenden Ergebnisse:

Toniger Grund bildet drei größere Verbreitungsbezirke: im SO und N von Madoera, südlich Borneo und ein bogenförmiges Vorkommen um Westjava; feiner, kalkreicher Sand fand sich längs Javas Küste nur in einer schmalen Zone, dafür reichlich längs Borneo, Sumatra und der übrigen Gebiete mit Granitgebirgen und alten Schiefeln. Glaukonit ist stellenweise häufig, meist nicht weit von der Küste. Eisenkonkretionen sind verbreitet, doch nicht in oder in der Nähe von tonigem Grund, so nördlich Madoera; hier und längs der Nordküste Javas enthalten die tieferen Tonproben Plagioklas, der sonst in der Java-See fehlt. Der Seeboden längs Bangka ist reich an Kaolin und an Eisenkonkretionen von zelligen, wohl auf dem Land in Sandboden gebildeten Formen. Verf. hält daher dieses Gebiet für ertrunkenes Land, während die Beschaffenheit der Grundproben nördlich Java nicht für eine alte Landoberfläche in diesem Gebiet zu sprechen scheint.

F. Musper.

Kurt Fiege (Essen): Die paläontologischen Grundlagen der geologischen Zeitmessung. (Naturwiss. Monatsh. 24. 1926. 77—91.)

So manche Schichtengruppe kann nur mit Hilfe petrographischer Gesichtspunkte geschildert werden. Geologische Ereignisse modifizieren den Schichtwechsel von Randmeeren gleichsinnig und gleichzeitig, so wie das KLÜPFEL, FREBOLD und BRINCKMANN festgestellt haben. Andererseits ist es gelungen, früher nur petrographisch gegliederte Schichtserien durch

Zonenfossilien einzuteilen, und es ist zweifellos, daß der petrographische Wechsel, verursacht durch orogenetische Vorgänge, die vertikale Verbreitung der Zonenfossilien willkürlich begrenzt, so daß selten die ganze Biozone, die der absoluten Lebensdauer der Tierformen entspricht, beobachtet werden kann. Im Zusammenhang mit dieser engen Verknüpfung sediment-petrographischer und paläontologischer Fragestellung ist die Arbeit von FIEGE sehr willkommen, der den Begriff der „Zone“, die Vergleichung ganzer Faunen, die Zeitrechnung nach Einzelfossilien, die Biozone, den Horizont oder Teilzone, die Lokalformen, das Absterben und die petrographische Gliederung behandelt.

Joh. Weigelt.

Kristalline Schiefer (Metamorphose).

C. E. Tilley: The Facies Classification of Metamorphic Rocks. (Geol. Mag. 61. 1924. 167—171.)

Der Wechsel im Mineralbestand metamorpher Gesteine ist eine Funktion von ursprünglicher Zusammensetzung und Grad der Metamorphose, bezw. Druck und Temperatur.

Dies bildet auch die Grundlage der GRUBENMANN'schen Einteilung der kristallinen Schiefer, indem 12 Gruppen die Zusammensetzung und die Dreiteilung nach der Tiefe hin, Epi-, Meso- und Kata-, den Grad der Metamorphose zergliedern. Nach Verf. ist letztere keineswegs ausreichend.

Nun hat ESKOLA die Abstufungen im Grad der Metamorphose durch seine „metamorphe Fazies“ zu erweitern versucht, „welche eine durch bestimmte Kombinationen von Mineralien charakterisierte Gesteinsgruppe bezeichnen soll, die unter den Entstehungsbedingungen in völligem Gleichgewicht miteinander standen“. Die quantitative und qualitative Mineralzusammensetzung von Gesteinen einer bestimmten Fazies weicht graduell entsprechend dem Wechsel in der chemischen Beschaffenheit der Gesteine voneinander ab. ESKOLA unterscheidet Hornfels-, Sanidinit-, Grünschiefer-, Amphibolit- und Eklogit-Fazies, wobei die Grünschiefer-Fazies einen relativ niedrigen Grad, die Eklogit-Stufe dagegen eine hochgradige metamorphe Fazies darstellt.

Gesteine der gleichen Fazies sind gleichgradig metamorph, nach Verf. „isofacial“ oder „isogradic“. Sie sind also Gesteine, die unter nah verwandten physikalischen Bedingungen (Temperatur und Druck) entstanden sind.

Die Folge der Zonen ist durch das Auftreten eines besonderen Minerals gekennzeichnet (z. B. Chlorit, Biotit, Granat, Staurolith, Disthen, Sillimanit). Eine Linie, die Punkte gleicher Temperatur und Drucks miteinander verbindet, bezeichnet Verf. als Isograd.

Jede Mineralvergesellschaftung, bei welcher ein Mineral seine Entstehung aus einem anderen heraus zeigt, muß auf Instabilität im Gleichgewichtszustand zurückgeführt werden. Dieses Abweichen vom Gleichgewichtszustand ist — wie bereits von BECKE betont — gar nicht selten und viel häufiger, als ESKOLA anzunehmen scheint. **H. P. T. Rohleder.**

C. E. Tilley: Some mineralogical transformations in crystalline schists. (Min. Mag. 21. 1926. No. 113. 34—46.)

Verf. weist vor allem darauf hin, daß es unbedingt nötig ist, reichliches und einwandfreies Analysenmaterial von kristallinen Schiefen und deren Mineralien zu beschaffen, um in den komplizierten Chemismus ihrer Bildung einige Klarheit zu bringen. Leider sind auch seine Ausführungen nur auf wenige verfügbare Analysen beschränkt.

In der isochemischen Gesteinsreihe der Pelite, die insbesondere besprochen wird, ist es nötig, zunächst die Entstehungsbedingungen der Indexminerale der einzelnen Zonen zu erforschen, z. B. von Biotit, von Almandin bzw. Spessartin, von Staurolith bzw. Cyanit und von Sillimanit. Bei der Bearbeitung von Sedimentanalysen muß man darauf achten, daß SiO_2 eine recht passive Rolle bei der Metamorphose spielt, und man graphisch am besten in einem Diagramm mit Al_2O_3 , Alkalien und $\text{MgO} + \text{FeO}$ als Eckpunkten arbeitet.

In ein Dreiecksdiagramm Kaolin — (Orthoklas + Albit) — (Serpentin + Eisenerze) ist das Konzentrationsfeld der Schiefer eingezeichnet. Es zeigt sich, daß nur die Hälfte des Feldes im Gebiet normaler pelitischer Sedimente liegt und daß deshalb entweder ein beträchtlicher Gehalt an Feldspat angenommen werden muß, oder daß die TSCHERMAK'sche Muscovitformel nicht der chemischen Zusammensetzung der Muscovite entspricht, was noch durch das Muscovitfeld in dem Diagramm erhärtet wird. Daß auch die TSCHERMAK'sche Auffassung der Biotite nicht haltbar ist, zeigt das gleiche Diagramm.

Weitere Diagramme zeigen die Konzentrationsfelder von Chloritoid-schiefern und Granatglimmerschiefern, sowie von Chlorit und Almandin in Peliten. Die Chloritoidfelse und Staurolithfelse gehören einer anderen isochemischen Serie an als die pelitischen Glimmerschiefer. Für die Granate, besonders den Almandin, wird die Entstehung aus Chlorit und Biotit, evtl. auch Eisenerzen dargelegt. Die übliche Gleichung Biotit + Quarz = Almandin + Orthoklas will Verf. nicht als typisch für die eigentliche Almandinzone gelten lassen.

Hans Himmel.

C. E. Tilley: On garnet in pelitic contact-zones. (Min. Mag. 1926. 21. No. 113. 47—50.)

Almandin ist typisch für dynamometamorph beanspruchte Sedimente; in den pelitischen Kontaktzonen dagegen tritt er nur in vereinzelten Fällen auf. In vielen Kontaktzonen fehlt er völlig, so im Christiania- und Comrie-Kontakt. In Großbritannien findet er sich dagegen in fünf Kontaktgebieten. Es wird gezeigt, daß Almandin unter den Bedingungen der Kontaktzonen instabil ist — er geht vor allem in Cordierit über. Von den pelitischen Streßzonen weiß man, daß ein Gehalt des Sedimentes an MnO die Bildung von Granat (Almandin mit beigemengtem Spessartin) begünstigt, und es wird an Hand einiger Analysen wahrscheinlich gemacht, daß ein Gehalt an MnO dafür verantwortlich ist, daß auch in den Kontaktzonen Almandin auftritt. So entspricht die Analyse eines Granathornfelsdes des Leinster-Granitkontaktes einem Granat mit den Atomprozenten $\text{Fe}_{40}\text{Mn}_{40}\text{Mg}_{10}\text{Ca}_{10}$; die Granatanalyse

eines Granat-Sillimanitfelsens von Knocknairling Hill, New Galloway ergab $\text{Fe}_{62} \text{Mn}_{26} \text{Mg}_7 \text{Ca}_5$ und eine solche von Grainsgill $\text{Fe}_{70} \text{Mn}_{14}$. Gleichzeitig zeigen die Granatfelse von Galloway einen Reichtum an hellem Kaliglimmer, Quarz, Sillimanit und Biotit, während Cordierit viel seltener und Kalifeldspat nur akzessorisch ist. Anders die granatfreien Kontakthöfe, wie z. B. im Christianiagebiet, wo Cordierit und Kalifeldspat vorherrschen, während heller Glimmer viel seltener ist. Anscheinend spielt hier der Wassergehalt der Gesteine eine Rolle.

Hans Himmel.

N. Smirnof: Recherches sur l'albitisation des roches éruptives. (Archives Sc. phys. et nat. Genève. 37. 1914. 512—528.)

Verf. untersuchte eine Reihe metamorpher Gesteine aus dem Ural und von Südrußland, um über die Neubildung von Albit Aufschluß zu erhalten. Folgende Analysen sind der Arbeit entnommen:

	1.	2.	3.	4.
Si O_2	58,20	42,04	50,67	40,16
$\text{Al}_2 \text{O}_3$	13,57	21,13	20,90	21,70
$\text{Fe}_2 \text{O}_3$	5,00	4,11	3,33	11,11
Fe O	—	5,23	5,90	—
Ca O	2,40	21,90	16,00	12,61
Mg O	10,32	4,34	0,79	10,58
$\text{K}_2 \text{O}$	3,10	0,53	0,79	0,16
$\text{Na}_2 \text{O}$	5,75	1,59	2,68	2,24
$\text{H}_2 \text{O}$ (— 110°) . . .	0,21	0,21	0,36	0,15
$\text{H}_2 \text{O}$ (+ 110°) . .	1,02	0,20	0,18	1,34
CO_2	0,63	0,31	0,16	—
Summe	100,20	101,59	101,76	110,05

	5.	6.	7.	8.
Si O_2	54,41	59,12	61,63	51,63
$\text{Al}_2 \text{O}_3$	15,57	19,27	17,53	23,09
$\text{Fe}_2 \text{O}_3$	1,31	0,23	3,97	4,29
Fe O	8,56	7,06	2,85	6,00
Ca O	12,87	9,55	7,28	6,19
Mg O	1,06	0,49	1,50	0,55
$\text{K}_2 \text{O}$	1,43	0,80	0,91	0,84
$\text{Na}_2 \text{O}$	3,58	4,01	3,85	5,13
$\text{H}_2 \text{O}$ (— 110°) . .	0,26	} 0,52	0,20	0,16
$\text{H}_2 \text{O}$ (+ 110°) . .	1,12		1,06	2,18
CO_2	0,73		0,15	0,93
Summe	100,90	101,05	100,93	100,99

1. Albit-Chloritischiefer (dynamometamorpher Diorit), Silbermine Serebriany, Chaitanskaia Datcha, Centralural.
2. und 3. Albit-Epidot-Amphibolit (metamorpher Gabbro), Mine Topkoi, Chaitanskaia Datcha, Centralural.

4. Albit-Aktinolith-Amphibolit (metamorpher Gabbro), Stulinsky.
5. Albit-Epidot-Amphibolit (ursprünglich Diorit), Polininsky.
6. id. (Hornblendeporphyr), Tchesnokowsky.
7. Porphyrit, Kamenskaia Datcha, östlicher Ural.
8. Albit-Epidotschiefer (ursprünglich Diabasporphyrit), *ibid.*

M. Reinhard.

Regionale Petrographie.

Finnland.

Viktor Hackman: Das Gebiet der Alkaligesteine von Kuolajärvi in Nordfinnland. (Bulletin de la commission geologique de Finlande. No. 72. Helsingfors. Febr. 1925. 62 p. 12 Tab. 6 Fig. 1 Taf.)

Die Untersuchung von Alkaligesteinen (Cancrinit-syenit, Ijolith, Nephelinporphyr, Alnöit etc.) führt zu Vergleichen mit dem Fen- und dem Alnögebiet, zur Prüfung der Carbonatfrage, sowie von DALY's Hypothese über die Bildung der Alkaligesteine durch syntektische Vorgänge.

Auftreten: Über das Alter der Alkaligesteine von Kuolajärvi ergibt sich, daß sie den tektonisch umformenden Perioden folgen; sie sind wie die Nephelinsyenite von Kola hysterotektonisch (devonisch bis postdevonisch). Die Alkaligesteine ziehen sich östlich wahrscheinlich ein weites Stück nach Karelien hinein und hängen nach S vermutlich mit dem Ijolith von Iivaara zusammen. Das Zentrum des Gebietes (See Vuorijärvi) ist der Hauptsache nach mit Moränenschutt bedeckt. Die beschriebenen Gesteine sind nur z. T. oberflächlich aufgeschlossen (Schlucht Pyhäkuru). Die Arbeit basiert zum größten Teile auf Blockmaterial.

1. Grundgebirge: Die älteren Gesteine, die ihrerseits wieder von Metabasiten durchzogen sind, sind Gneisgranite, verknüpft mit basischeren Typen. Sie erleiden durch die Alkaligesteine eine metasomatische Beeinflussung. Der Gneisgranit (mikroklinführender Oligoklasgneisgranit) von Vuorijärvi hat die Zusammensetzung: Oligoklas 43, Mikroklin 19, Quarz 31, Biotit 5, Magnetit 0,7, Akz. 1,3 (Oligoklas im Mittel An_{16} , gelegentlich auch bis zu An_{20}). Verknüpft mit dem Gneisgranit sind ein Quarzdiorit (mit Oligoklas 63,4, Quarz 10,0, Biotit 12,7, Hornblende 11,8, Apatit 1,0, Akz. 1,1) und ein Quarzgabbrodiorit (Niskavaara) mit Andesin 52,2, Quarz 11,3, braune Hornblende 16,5, Augit 8,3, Ägirin 8,8, Biotit 1,8, Arfvedsonit, Titanit, Apatit je 0,3, Magnetit 0,2. Dieser ist schon stark metasomatisch imprägniert mit Alkaligesteinsmineralien; namentlich der Ägirin tritt in Formen auf, die ihn als späteres Produkt einer erneuten Magmazufuhr erkennen lassen. — Ein granatführender Quarzgabbrodiorit (Matonenäke) zeigt Andesin 35,7, Quarz 7,7, braune Hornblende 23,7, Arfvedsonit 1,1, Diopsid 18,0, Granat 10,9, Magnetit 1,8, Apatit 1,1. — Quarzgabbro (Pijhäkuru), die am meisten basische der Gneisgranitmagmentypen, deutlich parallelschiefrig, zeigt folgende Mineralzusammen-

setzung: Labradorit 40,4, braune Hornblende 25,0, Diopsid 27,0 Quarz 3,7, Zirkon 1,4, Granat 1,0, Titanit 0,7, Eisenerz 0,8. — Aus den quantitativen Mineralberechnungen sind die approximativen chemischen Zusammensetzungen berechnet worden (Gneisgranit mit 73,6 Si O₂, 1,3 Ca O, 4,5 Na₂ O, 3,7 K₂ O; yosemitisch; Quarzsyenit: tonalitisch. Die Gabbros mit etwa 53 Si O₂, 9—14 Ca O und 4,4—4,6 Alkalien bei starker Natronvormacht ossipitisch).

2. Fenitisierung des Grundgebirges. Das Auftreten von Alkalihornblenden und Ägirin usw., die Verteilung dieser Komponenten längs Spalten und Rissen und die Entwicklung von hornfelsartigen Strukturen weisen auf Kontaktmetamorphose und metasomatische Imprägnationen durch das Alkalimagma hin (Fenitisierung). Als Übergangstypen erscheinen ein Quarz-oligoklasfenit und (von den basischen Typen abgeleitet) monozonitartiger Ägirinaugit-Diorit, ägirinaugithaltiger Quarzdiorit usw. Vollkommen den Gesteinen des Fengebietes entsprechen die Endtypen: Ägirinfenit mit Parallelstruktur entsprechend der ehemaligen Schieferigkeit, zusammengesetzt aus Feldspat (vorwiegend mikroperthitische Verwachsungen von Anorthoklas 43,4 und Albit 31,9, dazu reiner Albit 0,7, Ägirin 18,7, Calcit (xenomorph) 2,6, Magnetit, Titanit, Apatit 2,7. Von diesen wird unterschieden Ägirinaugitfenit, der gegen den vorigen mehr einzelnen Albit und mehr Pyroxen enthält (Ägirinaugit 44,7, Anorthoklas Ab 7,60, Or 33), 29,7, Albit 23,8, Titanit 1,8.

3. Kalksteinkontaktmetamorphose und Metasomatose (Blockmaterial). Der vorliegende, ohne Zweifel sedimentogene Kalkstein war bei dem Durchbruch der Alkalimagma schon metamorph. Er ist schwach dolomitisch (ca. 2 % bei Tuomivaara), enthält an anderen Orten etwas dunkelgraurot gefärbten Albit, Quarz, Apatit, Lepidomelan, Chondrodit. Bei Eintritt stärkerer alkalischer Stoffzufuhr verschwindet die Schieferigkeit, Mineralien der Nephelingesteine wandern ein, so daß allmählich die Struktur eines massigen Eruptivgesteines entsteht mit der mineralischen Zusammensetzung: Calcit, Olivin (granophyrisch mit Calcit), Gehlenit, Ägirinaugit, Nephelin-Cancrinit, Glimmer (Manganophyll). Genetisch wichtig ist die Beobachtung, daß Alnöite (Blöcke bei Niskavaara) mit Kalksteinassimilationen in Beziehung zu stehen scheinen. Die Fundstücke haben zahlreiche Einsprenglinge (namentlich Glimmer) und zeigen die mikroskopischen Gemengteile: Olivin-Chondrodit, Glimmer, Magnetit, Gehlenit, Perowskit, Tremolit, Calcit — auf stark basischen Charakter des Alkalimagma (Jacupirangit) schließt Verf. auch aus der starken Imprägnation des Kalksteines mit Eisenerzen. Die Zusammensetzung solcher metasomatischer Erze ergab Magnetit 46, Forsterit, Chondrodit, Serpentin 21,7, Gehlenit 11,8, Calcit 11,0, Akz. (Glimmer, Apatit, Perowskit, Pyrit) 9,7. Der hohe Gehalt an Ti O₂ (2,54 bis 22,8 an ziemlich reinem Erz von ca. 70 Magnetit) zeigt die Intensität der Zufuhr.

4. Die Alkaligesteine selbst. Ijolith mit Ijolithpegmatit (Niskavaara) mit Ägirinaugit 51,5 bis 41, Nephelin 41,0 bis 30,4, Cancrinit bis 17,2 (im Pegmatit), Apatit 4,5 bis 3,1, Titanit 3,0 bis 0,3, Ma-

gnetit (im Pegmatit 8,0). Der Ijolith ist dunkelgrau fein- und gleichkörnig, der Pegmatit rot- und graufleckig, grob bis pegmatitisch, charakteristisch ist hier synantetischer Biotit, Magnetit umrandend gegen Pyroxen. — **Cancrinit** **syenit** (vom Ylimmäinenlampi), feinkörnig, Orthoklas und Anorthoklas 43,5, Nephelin 13,21, Cancrinit 26,8, Ägirin 16,5 (Sundell). Die Struktur des Gesteines ist charakteristisch pandiomorph und von subparalleler Anordnung trachytoider Art (Fluktuation). Das Gestein hat kaum abyssischen Habitus.

Nephelinporphyr (Ijolithporphyr) mit Einsprenglingen von Nephelin, Pyroxen und Biotit in einer Grundmasse aus Nephelin (zersetzt), Pyroxennadeln, etwas Plagioklas (stark zeolitisiert), Cancrinit, Apatit, Titanit, Melanit. Das Gestein ist identisch mit **RAMSAY'S** „porphyrischem Melilithgestein“ (Kuojalävi-Arbeit). Die Pyroxeneinsprenglinge zeigen häufig unregelmäßige Zonarstrukturen; Ägirin hüllt auch ganze Pyroxenaggregate ein.

Melteigitischer Nephelinporphyr mit viel Ägirinaugit und Nephelin als Füllmasse; häufig Körner von Melanit (Umwandlung in Titanit).

Vitrophyrischer Nephelinporphyr mit viel Glas, Nephelinkörnern, Ägirinaugit hier älter als Melanit, Titanit, Pyrit.

Nephelinbasalt (**Monchiquit?**), aphanitische Grundmasse mit Diopsid als Einsprengling.

5. Für die Beurteilung der Frage nach der Entstehung von **Carbonatiten** (Rauhaugite, Sövite, Dankjermite, Ringite usw.) ist wichtig, daß Verf. im Gegensatz zu der **BRÖGGER'S**chen Auffassung über Fen und der **HÖGBOM'S**chen über Alnö die Herkunft des hier assimilierten Kalkes als ursprünglich sedimentogen anerkennen muß. Das Carbonatitmagma entsteht durch Einschmelzung und Pneumatolyse. Für die Nachprüfung der **DALY'S**chen Theorie besteht zwar die „field association“ von Kalkstein und Alkaligesteinen, sonst aber kein direkter Beweis für die Anwendbarkeit der Theorie. Gegen sie spricht, daß die Alkaligesteine ein Gneis-Granitgebiet durchbrechen, dessen Gesteine wohl kaum durch Kalksteine unterteuft sind.

Scheumann.

Aarne Laitakari: Über einige Albitepidotgesteine von Südfinnland. (Bull. de la comm. géol. de Finlande. No. 51. Helsingfors, Jan. 1918.)

Verf. führt in dieser Arbeit (13 p., 5 Abb., 2 Analysen) den neuen Gesteinstypus „Helsinki“ ein. Verwandte Typen wurden schon früher von **E. MÄCKINEN** und **H. VÄYRYNEN** beobachtet; Ähnlichkeit besteht auch zu einem aplitischen Epidotsyenit vom **Sviatoy Noss** (**P. ESKOLA**). Die hier beschriebenen Helsinki (Suursaari, Jackarby, Pusula, Helsinki = Helsingfors) mit großer gegenseitiger Ähnlichkeit stehen chemisch wie mineralogisch den **Natronsyeniten** von Oulainen nahe, unterscheiden sich jedoch von ihnen durch geringeres FeO und ungewöhnlich kleinen K_2O -Gehalt; die Menge des Epidots ist mit 25—30 % wesentlich höher als in den Syeniten (15—16 %).

1. **Zusammensetzung:** Unter den Komponenten ist der Albit idiomorph, tafelförmig, praktisch frei von Anorthit, der Epidot füllt die Räume zwischen den Albittafeln aus, ist aber zu einem sehr kleinen Teil gelegentlich auch älter als der Albit, namentlich in den feinkörnigen H.-Adern. Charakteristisch für Helsinkite ist die rotbraune Farbe des Epidots, die sie von allen ähnlichen Gesteinen unterscheidet. Der Epidot ist idiomorph gegenüber Quarz; Mikroklin und Quarz haben niemals idiomorphe Begrenzung.

Über die mineralische Zusammensetzung (Helsinkit, Suursaari: Na-Syenit, Oulainen) liegen folgende Berechnungen vor: Albit 65 (67), Kalifeldspate 2 (11), Epidot 30,9 (15,4), Quarz 0,7 (0), Chlorit 0 (4,4), Akz. 1,5 (2,5) (dabei Apatit, Titanit, Magnetit). — Die angegebene Analyse¹ verweist den Helsinkit nach C. I. P. W. I, 5, 3, 5 (x); der Na-Syenit: I, 5, 2, 4 (Laurvikos).

2. Die genetische Definition gibt Verf. im Einklang mit MÄCKINEN und ESKOLA. Danach ist das Vorkommen des Helsinkits vermutlich immer gangförmig (so erweislich bei Kusula und Helsingfors, sonst Blockmaterial). Die Helsinkite sind den Pegmatiten ähnliche Ausbildungen, kristallisiert aus Restlösungen mit beträchtlichem Wassergehalt. Kritisch ist für sie daher die Kombination Albit + Epidot an Stelle von Plagioklas.

Scheumann.

Adolf A. Th. Metzger: Die jatulischen Bildungen von Suojärvi in Ostfinnland. (Bull. de la comm. géol. de Finlande. No. 64. Helsingfors, Jan. 1924. 86 p. 39 Fig. 1 Taf. 1 Karte.)

Verf. beschreibt namentlich die präcambrischen (jatulischen) Gesteine der Suojärvisynklinale, die zwischen dem Ladoga- und Onegasee liegt. Ergliedert drei Stufen aus: Eojatul (kontinentale Quarzitformation), Mesojatul (Transgression, marine Dolomitformation), Neojatul (terrigena Pelitformationen), alles konkordant übereinander; postjatulisch folgt darauf durchgreifend Metagabbro.

1. Das Liegende der jatulischen Formationen ist ein als archaisch bezeichneter Granitgneis. Das gut umkristallisierte, in Quetschzonen auch kataklastisch struierte Gestein zeigt im großen und ganzen das Gepräge des westschwedischen Järgneises. Seine metamorphe Umprägung ist alt, die jatulische Faltung hat auf ihn nur wenig Einfluß gehabt.

2. Die jatulischen Ablagerungen beginnen diskordant als Quarzitformation (Eojatul), die am besten am Strande des Salonjärvi aufgeschlossen ist. Die liegende Gruppe, Bodenschiefer (ca. 20 m), mittelkörnige, zuweilen grobkörnige, selten feinkörnige Gesteine mit undeutlicher Schichtung, sind entstanden durch sedimentäre Zusammenbackung der durch Verwitterungsvorgänge getrennten Granitkomponenten zu einer neuen regellosen Masse, bei der größere Bruchstücke in feinkörnigen Grusen liegen. Die Bodenschiefer sind ein in situ auf der alten subjatulischen Kontinental-

¹ LAITAKARI'S Analyse: Si O₂ 58,10, Al₂ O₃ 21,10, Fe₂ O₃ 3,07, Fe O 0,21, Mg O 0,88, Ca O 7,12, Na₂ O 7,71, K₂ O 0,19, Ti O₂ 0,11, H₂ O 0,95. S.: 99,54.

fläche entstandenes Verwitterungssediment. Die Ablagerung ist lokal bis zu 30 m mächtig. Über dem Bodenschiefer folgt Quarzitkonglomerat, das nach oben durch Wechsellagerung mit Quarziten allmählich in reine Quarzite (verkieselte Sandsteine) übergeht (ca. 800 m). Die Quarzite zeigen häufig Diagonalschichtung, sie sind hauptsächlich äolischer, z. T. aber auch fluviatiler Entstehung auf einer sinkenden Kontinentalscholle (Transgression).

3. Die (mesojatulische) Dolomitformation ist reicher gegliedert; die untere Abteilung ist rein dolomitisch (400 m), die obere (20 m) enthält eingelagerte Hämatitführende Schlamm- und Quarzitgesteine, gelegentlich auch wieder hangende Dolomitmalksteine. Lagergänge von Metagabbro kommen in enger Verbindung mit den Hämatitgesteinen vor. Der Dolomit ist dicht geschichtet und von schwach rötlicher, manchmal von hellerer Farbe, selten porös oder dunkelrot. Er führt „Carelozoon“, ein als organisch neu beschriebenes Fossil. — Verf. diskutiert ausführlich die Entstehung dieser Dolomite. Die Hämatitführenden Gesteine sind zunächst Tonsteine, weich, von schwachem Seidenglanz, gelegentlich mit Wellenfurchen, meist von Hämatit durchstreut; ferner Quarzit in kleinen schwachen Bänken mit wechselnden Strukturen, aber von deutlich sedimentärer Ableitung. Die Hämatitlager sind von wechselnder Mächtigkeit, enthalten bis 50 % Fe. Verf. betrachtet auch den Hämatit als Trümmersediment, die ganze Serie als eisenreiche Ton- und Quarzablagerungen einer Flachsee (Submergenzphase mit arid-tropischem Klima — Lateritbildung, Riffkalke.)

Die (neojatulische) Pelitformation (200 m) besteht aus marinem sedimentärem Mergel und Schlammsteinen, die in gewissen Teilen Anreicherungen von kohligter Substanz enthalten (Schungitische Mittelgruppe). Reiner Schungit kommt nur in Geschieben vor, aber Übergänge zeigen, daß er der Pelitformation angehört. — Die Pelitgesteine sind sehr gleichförmig hellgrüne bis gelbe Mergel, graue bis grünbläuliche Schlammsteine; verfolgbare Unterhorizonte fehlen. Zugemischt ist manchmal etwas Carbonat und etwas Eisenkies.

4. Die durchgreifenden (postjatulischen) Gabbrogesteine sind ziemlich stark umgewandelt, die Strukturen (ophitisch) in der Regel erhalten. Das Hauptgestein wird als Uralit-Saussuritgabbro bezeichnet, das in der mesojatulischen Gruppe beobachtete Lagergestein ist noch weiter umgewandelt (Chlorit, Serpentin, Albit, Klinoisit, Calcit, Hämatit). Die Kontaktwirkungen sind gering. —

Verf. vergleicht schließlich die jatulischen Serien mit der Dalslandsformation Schwedens und präcambrischen Formationen Nordamerikas (Animikieformation, Huron).

Scheumann.

Benj. Frosterus: Über die cambrischen Sedimente der karelischen Landenge. (Bull. de la comm. géol. de Finlande. No. 75. Helsingfors, Okt. 1925. 1 Fig. 9 Tab. 52 p.)

Verf. behandelt das Auftreten cambrischer Tone auf der karelischen Landenge und vergleicht diese in ihrer Entstehung und ihrem Verhalten mit anderen Tönen.

Aufbau und Gliederung: Die bei Kiviniemi vorkommenden Moränen liegen überall auf einem mächtigen Lager von cambrischen Tonen, das sich bei der glazialen Erosion in seinen oberflächlichen Partien mit dem Liegenden der Moräne vermischt. Das Liegende des Kiviniemilagers ist nicht sicher bestimmt. Die Bohrungen ergaben 18 m Ton und darunter grobsteinige konglomeratische Granitbrockenlager. Dieses Profil gleicht dem Bohrprofil von Petersburg, das 18—20 m Ton und darunter ein Gruslager von 10—12 m aufweist. Es ist zweifellos, daß die cambrische Formation mit diesen Gliedern nach Abrasion der präcambrischen (jotnischen) Sedimente direkt auf dem archaischen Grundgebirge liegt. — Weiter nach N zu (Nordküste der Finnischen Bucht) wird dieser Ton noch von einem höherliegenden Horizont überlagert, der aus sandig-tonigen Wechsellagerungen besteht und von einem groben Gruslager von Rapakivischutt (Moräne) bedeckt wird. — Die obere tonige Feinsandserie wird ebenfalls als cambrisch aufgefaßt, sie wäre bei Kiviniemi durch die glaziale Eruption vollkommen beseitigt. Ohne eine Entscheidung zu fällen, vergleicht Verf. diesen Horizont mit dem Eophyton-Sandstein der baltischen Küste. — Der Ton ist im ganzen Lager homogen blaugrau oder grünlichgrau, ziemlich hart und fest, so daß er nur schwer zu bohren ist. Er besteht aus Schlammteilchen mit deutlicher Feinschichtung und lagert durchaus horizontal. In wenigstens vier übereinanderliegenden Zonen kommen Phosphoritknollen vor (Phosphatgehalt zwischen 14 und 33,5 %). Verf. betrachtet danach das Kiviniemilager als eine Ablagerungsserie von littoralem Typ im Gegensatz zu den mehr sandigen Tonablagerungen der oberen Horizonte der eocambrischen Formation, die mehr einer marinen Bildung zu entsprechen scheinen.

Eine eluviale Veränderung zeigt das Tonlager überall dort, wo es direkt von der Moräne oder deren toniger Bodenbreccie bedeckt wird. Es entwickelt sich ein oberer Grenzhorizont bis zu einigen Metern Tiefe, der fleckig gefärbt ist mit abwechselnd grauen und grünschwarzen und stark braunroten rostigen Partien ohne Schichtung, aber von zahlreichen in verschiedenen Richtungen sich kreuzenden rostigen Sprüngen durchzogen. An der Sohle dieses oberen Grundwasserhorizontes ist der Ton oft stark schieferig und hellbraun gefärbt; die oberflächlichen Veränderungen sind durch die Ausfällung von Eisenlösungen aus dem Grundwasser charakterisiert.

Zusammensetzung und physikalisch-chemische Eigenschaften: Der Ton besteht u. d. M. aus meßbaren Mineralkörnern (Quarz, Feldspat, Glimmer), etwas Melnikowit und einer u. d. M. nicht mehr analysierbaren flockigen Substanz (Quarz 14, Feldspat 12, Glimmer 10, Schwefeleisen 5, Tonbestandteile 59). Das Kaolinverhältnis des Tones, berechnet nach der Segerformel, ergibt für die cambrischen Tone den Typ $8-12 \text{ Si O}_2 : 2-4 \text{ R}_2 \text{ O}_3 : 1 \text{ R O}$. Dieser Typ ist durch größere Mengen kaolinartiger Substanz gekennzeichnet, als sie quartäre Tone zu haben pflegen. In bezug auf seinen Feinheitsgrad gehört der cambrische Ton, wie die wichtigsten glazialen Tone, der „M O“-Gruppe an (vorwiegende Teilchengröße 0,1—0,002 mm). Er ist recht gut formbar nach Wasserbehandlung. Der

im Wasser feinverteilte Schlamm wird im Gegensatz zu anderen Tonen von gleicher Formbarkeit im Wasser rasch niedergeschlagen. Durch analytische und vergleichende Untersuchungen zeigt Verf., daß der cambrische Tonschlamm durch seinen hohen Elektrolytgehalt ausgezeichnet ist, der durch die Alterung der koagulierten Tonteile festgehalten wird, sich aber durch Kneten im Wasser verringern ließ. Der reiche Kaolin- als auch der starke Elektrolytgehalt hat bei der angenommenen Tonentstehung in vergleichsweise seichtem Wasser die symmetrische Struktur (im Sinne SAURAMO'S) erzeugt, indem gröbere und feinere Teile unausgesetzt in gleicher Weise zur Ausfällung gebracht wurden, so daß keinerlei Schichtung entstand. Bezeichnenderweise ist der Ton in ziemlich gleichmäßiger Weise durch ein schwarzgrünes Eisenbisulfid ohne metallischen Glanz und Farbe (Melnikowit) durchsetzt. Im Anschluß an DOSS'SCHE Überlegungen findet Verf., daß der cambrische Tonschlamm in mehr oder weniger abgeschlossenen Buchten nahe dem Festlande abgesetzt ist und daß die Veränderungen, die dieses uralte Sediment betroffen haben, nur so geringe waren, daß das schließliche Endglied eines gröber dispersen Eisenbisulfides noch nicht erreicht wurde.

Scheumann.

Britische Inseln.

A. Brammall and H. F. Harwood: The occurrence of a goldbearing pegmatite on Dartmoor. (Min. Mag. 20. No. 105. London 1924. 201—211. Mit 2 Textfig.)

Am Bittleford Down bei Widecombe kommen lose Blöcke eines hornblendereichen und glimmerfreien Pegmatites vor, der durch einen Gehalt an Gold und Silber bemerkenswert ist. Anstehend konnte das Gestein nicht aufgefunden werden, indessen tritt dort ein in dem normalen Granit der Gegend intrusiver Ganggranit auf, der wie der Pegmatit genauer beschrieben wird. Auch auf das Altersverhältnis dieser beiden Gesteine zu dem Hauptgranit wird näher eingegangen.

Gold kommt in dem Pegmatit in kleinen Körnchen oder Blättchen vor, die bis 1 mm Größe erreichen, eingebettet in Feldspat und Quarz. Silber wurde in gediegenem Zustande nicht nachgewiesen, und es ist ungewiß, in welcher Weise es in dem Gestein enthalten ist, teilweise jedenfalls in Legierung mit Gold. Proben ergaben einen Goldgehalt von 0,0001—0,0014 % Gold und 0,0002—0,0023 % Silber; stets überwiegt Silber.

K. Busz.

A. Brammall and H. F. Harwood: Tourmalinization in the Dartmoor granit. (Min. Mag. 20. No. 109. London 1925. 319—330. Mit 10 Textfig.)

Bei dem Granit von Dartmoor werden vier Eruptionsstufen unterschieden, die aufeinanderfolgend relativ basisches bis völlig saures Gestein förderten. Im Zusammenhang hiermit steht die Zunahme des Gehaltes an Turmalin und die Wirkung der Autopneumatolyse vor der völligen Erstarrung des Gesteins. Es werden nun die Arten des Auftretens und der vermutlichen Entstehung des Turmalins untersucht. Das Magma des ältesten und am

meisten basischen Typus des Granites war im wesentlichen frei von flüchtigen Bestandteilen, die zur Bildung von Turmalin hätten führen können.

Die folgenden und mehr und mehr sauren Typen enthielten die flüchtigen Bestandteile in zunehmendem Maße, und in den Produkten der letzten Intrusionen war die Konzentration so stark, daß eine mehr oder weniger erhebliche Pneumatolyse schon vor der völligen Erstarrung des Gesteins eintrat, wobei sich Turmalin auf Kosten teils des Biotits, teils des Feldspates bildete. Während dieser Phase war der Granit des östlichen Dartmoor-Massives starken Spannungen ausgesetzt, die zu Spaltbildungen führten, auf denen Gase und Lösungen aus der Tiefe empordringen konnten. Die Spalten und Risse wurden dann mit Turmalinmasse, Quarz oder Erzen ausgefüllt.

Der Turmalin kann seiner Entstehung nach folgendermaßen klassifiziert werden:

1. Vor der Erstarrung des Granites:

a) primär, pyrogen;

b) sekundär, Feldspat oder Biotit ersetzend, etc.

2. Nach der Erstarrung des Granites: sekundär, wie oben unter b.

Der größte Teil des Turmalines ist sekundärer Entstehung.

K. Busz.

P. K. Ghosh: Petrology of the Bodmin Moor-granite (eastern part), Cornwall. (Min. Mag. 21. 1927. 285—309.)

Verf. gibt eine ausführliche petrographische Beschreibung des Bodmin Moor-Granites in Cornwall. Es lassen sich drei Altersfolgen von Granit unterscheiden: 1. der älteste lakkolithische „Normalgranit“, sehr grobkörnig, mit Biotit und Muscovit und etwas Turmalin; 2. der jüngere „Godaver-Granit“, mittelkörnig, mit weniger Biotit und mehr Turmalin; 3. der jüngste „feine Granit“, feinkörnig, mit noch weniger Biotit, dagegen größerem Reichtum an Turmalin. Dazu kommen jeweils eine Gefolgschaft von Schizolithen und Mineralgängen. Bei dem Normalgranit zeigt eine lokale Abart eine weitgehende Verdrängung des Orthoklases durch Plagioklas (Albitisierung), wobei $K_2O : Na_2O = 4,26 : 4,31$. Im feinkörnigen Granit findet sich Topas. Dazu kommen noch drei Phasen späterer Veränderung 1. durch hydrothermale Einflüsse, 2. durch Fluoritisierung und Topasierung und 3. durch Turmalinisierung. Ferner finden sich Einschlüsse von Sedimentgesteinen und Erstarrungsgesteinen. Erstere, die Hornfelse, sind genauer beschrieben und z. T. abgebildet. Bei den Biotit-Hornfelsen hat eine Reaktion zwischen dem Al_2O_3 -reichen Einschuß und dem Granit stattgehabt, die eine Bildung von Plagioklas + Biotit zur Folge hatte. So geht vom Rande des Einschlusses eine Plagioklaszone aus, deren einzelne Kristalle in den Granit hineinragen und hier die Biotitkristalle in eine zur Wachstumsrichtung senkrechte Stellung pressen. Die übrigen beschriebenen Hornfelse zeigen Andalusit, Sillimanit, Spinell, Korund und Cordierit und sind weniger von dem Magma beeinflusst worden. Zu beachten ist auch hier, daß Cordierit vor allem da auftritt, wo Biotit zurücktritt, d. h. bei größerem Biotitgehalt fehlt Cordierit.

Acht chemische Analysen zeigen u. a. die Zunahme des Si O_2 -Gehaltes mit geringerem Alter.

Hans Himmel.

Frederlok Walker: The Occurrence of Zinc in the Ballochulish Granodiorite. (Geol. Mag. 62. 1925. 367—368.)

Nur ganz geringe Spuren von Zink (weniger als 0,01 %) wurden nach verschiedenen ergebnislosen Versuchen in diesem schottischen Tiefengestein mit Sicherheit festgestellt.

Man nimmt an, daß der Zinkgehalt dem Magnetit entstammt.

H. P. T. Rohleder.

W. G. Shannon: The Petrography and Correlation of the Igneous Rocks of the Torquay Promontory. (Geol. Mag. 61. 1924. 193—210.)

Die hier behandelten Gesteine betreffen im Unter-, Mittel- und Oberdevon eingeschaltete Intrusiva und Extrusiva des Torquay-Vorgebirges (Devonshire).

Die explosive Phase zeigt Tuffe in verschiedenen Horizonten von verschiedener Korngröße, z. T. mit typischen Lapilli, z. T. glasis ausgebildet und von Calcit zementiert. Vorkommen von gelbgefärbten, palagonitartigen Tuffen lassen auf basisches Magma schließen.

Die intrusive Phase besteht aus albitreichen und olivinarmen Doleriten mit hellen Adern, welche fast ausschließlich aus Albit bestehen. Auf den Flanken der Intrusivmasse machen sich metasomatische Wirkungen geltend.

Das einzige Ergußgestein ist ein Spilit, wahrscheinlich oberdevonischen Alters. — Hierzu kommen ein Natron-Porphyr und Augit-Lamprophyr bei Babbacombe.

Zwischen extrusiver und intrusiver vulkanischer Tätigkeit soll ein großer Altersunterschied bestehen, da letztere in postculmische Zeit verlegt wird. Ihnen folgen tektonische Vorgänge großen Ausmaßes.

	I.	II.	III.
Si O ₂	46,73	54,77	58,47
Al ₂ O ₃	18,73	12,65	16,11
Fe O	10,14	11,08	6,90
Mg O	3,56	6,85	1,58
Ca O	8,62	4,42	0,94
Na ₂ O	3,54	5,08	4,34
K ₂ O	0,88	1,62	5,18
Ti O ₂	2,74	1,42	1,18
P ₂ O ₅	0,37	0,76	0,27
H ₂ O	3,31	1,36	2,08
Etc.	1,35	—	3,24
	99,97	100,01	100,29.

I. Albit—Dolerit, Trusham Station, Radley.

II. Albit—Dolerit, Blackhead, Torquay, Rosiwal An.

III. Albit—Dolerit, feldspatreiche Varietät, Trusham Station, Radley.

H. P. T. Rohleder.

S. W. Wooldridge: and **H. W. Cornes:** A system of basic intrusions at the northern end of the Island of Sark. (Geol. Mag. 60. 1923. 500—505.)

Vorkommen gang- und domförmiger basischer Intrusivkörper auf der Nordseite der Kanalinsel Sark erinnern an solche, die durch HARKER von der Insel Muck bekannt geworden sind.

Die Gänge gehören allem Anschein nach zwei verschiedenen Altersphasen an und sind fraglos jünger als die metamorphen Gesteine, welche auf dem größeren Teil der Insel Sark den Gneis überlagern.

Petrographisch lassen sich diese Gesteine am besten als recht unfrische primären Biotit führende Dolerite bezeichnen, in einem Falle (einem besonders mächtigen Gang) handelt es sich um einen relativ basischen Granophyr, dem Markfieldit oder Granodolerit-Typus ähnlich. (Einsprenglinge von Plagioklas in mikropegmatitischer Grundmasse von Plagioklas-Chlorit — von ehemaligem Biotit stammend — und Aktinolith.)

Bemerkenswert ist, daß das Nebengestein, der dioritische Gneis, sich den Intrusionen gegenüber als äußerst widerständig erweist, da er bis auf sporadische, gekrümmt verlaufende Klüfte gar keine gesetzmäßigen Absonderungsflächen zeigt. Von diesen Klüften zeigen die Intrusivkörper denn auch deutliche Abhängigkeit.

H. P. T. Rohleder.

D. Balsillie: Notes on the doleritic intrusions of East Fife. (Geol. Mag. 59. 1922. 442—452.)

Die in vorliegender Arbeit untersuchten basischen Intrusivgesteine von Ost-Fife gehören zu den in Zentralschottland weit verbreiteten Quarz- und Olivindoleriten (Teschenite mit einbegriffen).

I. Die Quarzdolerite. Makroskopisch dunkle, dichte und grobkörnige Gesteine mit rosa gefärbtem Feldspat, Einsprenglingen und für sie typischem Pyrit oder Markasit.

Mikroskopisch: Kalknatron-Feldspäte (bis Labradorit oder Bytownit), Orthoklas zurücktretend, ein bis zwei monokline Pyroxene, Enstatit, Augit und Hypersthen. Grundmasse häufig pegmatitisch aus Feldspäten oder Feldspat und Quarz bestehend. Akzessorisch: Hornblende, Biotit, Erz und Apatit.

Ophitstruktur ist selten.

„Blaue“ und „rote“ Adern von ähnlichem Mineralbestand treten in dem Gestein auf. Chemisch zeigen sie größeren Gehalt an Kieselsäure und Alkalien und Zurücktreten von Kalk, Magnesium und Eisen. Wie FLETT zeigte, gehören sie der gleichen Intrusionsphase wie ihr Nebengestein an.

Die Quarzdolerite, deren Intrusivkörper z. T. bedeutende Größe erreichen, sind westlich der Linie Guard Bridge (an der Mündung des Flusses Eden) bis Leven (Firth of Forth) verbreitet, östlich dieser Linie überwiegen:

II. Die Olivindolerite, aus Feldspat, monoklinem Pyroxen, Olivin und wechselnder Menge von Magnetit, Ilmenit, Apatit, Analcim und anderen Zeolithen bestehend.

a) Der Gathercauld-Typ: Feldspäte, Plagioklas von Labradorit (mit 60—65 % Anorthit) über Andesin zu Oligoklas und Oligoklas-Albit. Labradorit vom Pyroxen eingeschlossen, die später ausgeschiedenen Feldspäte

sind saurer. Der Pyroxen ist rötlich oder bräunlich, Olivin ist reichlich vorhanden, idiomorph. Akzessorisch: Biotitfetzen, Erz, Apatit, Analcim, sowie andere Zeolithe. Typische Ophitstruktur.

b) Kilbrackmont- und Baldutho-Typ. Keine Ophitstruktur, sondern porphyrisch. Größere Olivinkristalle im Netzwerk von Feldspatleisten und Pyroxenen, welche letztere kleine, idiomorphe Prismen bilden. Auch hier akzessorisch Biotit, Erz, Apatit und Analcim. Mitunter Fluidalstruktur. Feldspäte: Labrador-Andesin-Oligoklas.

Oberhalb von Laddeddie wird das Gestein allmählich zu einem porphyrischen Olivinbasalt, woraus man auf die Zugehörigkeit dieser Olivindolerite zu den in der Umgebung auftretenden Schlotbasalten schließen kann. Es ist wahrscheinlich, daß die Olivindolerite Ost-Fifes lediglich die Wurzelzone der vulkanischen Oberflächenergüsse darstellen, welche hierselbst zur Unter-carbonzeit stattfanden.

Gesteinsvorkommen dreier Intrusivmassen (Crossgate, Radernie und Lathones) zeigen geringe Abweichungen von den bereits beschriebenen Typen. Das Crossgate-Gestein ähnelt durch seinen purpurfarbigen Pyroxen den Tescheniten. Diese „Diabase“ mögen durch ihren Reichtum an Alkalien zu den Essexiten in Beziehung gebracht werden.

c) Spalefield- und Kingask-Typ. Dieses Gestein, bereits durch FLETT bekannt, ist eines der typischen schottischen Teschenite. Reichtum an Analcim, purpurfarbige Pyroxene und stark gefärbte Hornblende. Außerdem Kalknatronfeldspat und reichlich Apatit. Der Analcim ist vorwiegend sekundär, Olivin teilweise sehr frisch.

Das Gestein von Kingask ist weder ein typischer Teschenit noch Pikrit, aber mit beiden verwandt. Mikroskopisch zeigt er reichlich Olivin (serpentinisiert), Analcim, braun- bis purpurfarbigen Pyroxen, Apatit, Magnetit, Biotit, und Zeolithe. Dort wo das Gestein mit den benachbarten Sedimenten in Kontakt kommt, wird es biotitreicher und nimmt einen mehr teschenitähnlichen Charakter an.

H. P. T. Rohleder.

Alfred Richardson: The marginal features of a basic dyke at Peldar Tor, Charnwood Forest. (Geol. Mag. 58. 1921. 170—177.)

Im NW von Charnwood Forest (Grafschaft Leicester) ist ein basischer Gang in Porphyroid intrudiert.

Chemische Zusammensetzung

a) des Porphyroid. T. G. BONNEY und E. HILL hielten das Gestein für einen Dacit, doch zeigt die chemische Analyse (I—IV) einen zu hohen Eisengehalt und zu geringen Alkaligehalt. In jedem Fall wäre es ein basisches Glied dieser Gruppe. Der wechselnde Kieselsäuregehalt ist durch lokale Anreicherung der Quarzeinsprenglinge zu erklären;

b) des Ganges. Der Gang zeigt einen basischeren Kern und saureren Rand, welcher letzterer wohl durch geringfügige Assimilierung des Nebengesteins zu erklären ist.

Die Zusammensetzung entspricht — wie bereits von BONNEY erwähnt — einem Dolerit. Analyse V entstammt der Randpartie, VI der Mitte, VII vergleicht Zusammensetzung mit dem Quarzdolerit von Whin Sill, Cauldron Point.

Petrographie

a) des Porphyroid. Dieses Gestein wurde bereits von BONNEY beschrieben: Einsprenglinge, korrodierte Quarze, Plagioklase, Aggregate von Epidotkörnern pseudomorph nach einem femischen Mineral (Pyroxen?). Grundmasse enthält zweite Generation von Feldspäten (saurer als die Einsprenglinge);

b) des Ganggesteins. Holokristallin von mittlerem Korn, unfrisch, Quarz, Chloritfetzen Magnetit einschließend, kaolinisierte Pseudomorphosen nach Feldspat (mitunter kleine Epidotkörner einschließend), Hämatit, Leukoxen und Calcit.

Quarz ist überwiegend sekundär, der ursprüngliche Bestand war relativ gering. Einmal wurden Pseudomorphosen nach Olivin festgestellt. Die Randfazies des Ganges ist feinkörnig.

Der Kontakt wird durch ein dünnes Band von Eisenoxyd gekennzeichnet. Unmittelbar am Kontakt sind die Feldspatleisten parallel zu letzteren fluidal striiert. Am Salband zeigt der Gang auf beiden Seiten „Schieferung“, aus wechselnden Lagen von Gang- und Nebengestein bestehend, wofür Verf. drei mögliche Erklärungen abgibt.

Da der Gang am Kontakt mit triassischen Mergeln plötzlich abbricht, dürfte er sicher prätriassisches Alter besitzen. Trotz äußerlicher Ähnlichkeit mit carbonischen Doleriten hält Verf. das Ganggestein für präcambrisch.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Si O ₂	61,28	65,14	67,96	66,32	52,21	50,43	51,22
Al ₂ O ₃	16,11	16,13	14,87	13,69	16,09	14,44	14,06
Fe ₂ O ₃	7,22	5,37	10,60	8,54	13,00	12,80	4,32
Fe O	—	—	—	—	—	—	8,73
Mg O	4,19	2,19	1,10	2,09	4,15	4,35	4,42
Ca O	6,33	5,16	1,69	2,59	5,44	11,12	8,33
Na ₂ O	0,99	1,56	5,07	} 4,50	} 3,09	} 1,04	} 1,25 2,55
K ₂ O	3,84	1,75	Spur				
P ₂ O ₅	—	—	Spur	0,75	0,40	0,45	—
Mn O	Spur	—	Spur	—	—	—	—
Ti O ₂	—	—	—	—	—	—	2,42
Glühverlust	—	2,14	—	2,05	5,00	5,00	2,37
	99,96	99,44	101,29	100,53	99,38	99,63	99,67
Spez. Gew.	—	—	—	—	2,77	2,81	—

I. Porphyroid, Peldar Tor Quarry, Whitwick.

II. Porphyroid, Forest Rock Quarry, Whitwick.

III. Porphyroid, Peldar Tor (1882).

IV. Porphyroid, Peldar Tor.

V. Greenstone Dyke, Peldar Tor Quarry, Whitwick. (Randfazies.)

VI. Greenstone Dyke, Peldar Tor Quarry, Whitwick. (Mitte des Ganges.)

VII. Quarz-Dolerit, Whin Sill, Cauldron Point.

H. P. T. Rohleder.

Henry B. Milner: Petrological notes on a porphyry from the „Seven Stones“, Scilly Islands. (Geol. Magazine. 62. 1925. 224—226.)

Die Proben dieses Gesteines wurden unter großen Schwierigkeiten von einem den Scilly-Inseln vorgelagerten, auch bei Ebbe fast gänzlich vom Meer bedeckten Riff (unter 50° 2' 33" n. Br. und 6° 7' 40" w. L.) erhalten. Unter einer $\frac{1}{2}$ Inch dicken Verwitterungsrinde erinnert das frische Gestein, makroskopisch mit Quarz-, Feldspat- und Pyrit-Einsprenglingen in einer feineren Grundmasse, an die Granitporphyre des benachbarten Lands End, besonders den „Long Rock“ Elvan.

Mikroskopisch zeigen sich teils idiomorphe, teils randlich korrodierte Quarzeinsprenglinge mit Einschlüssen von Apatit, Zirkon, Turmalin, Biotit, Flüssigkeit und Grundmasse. Als Einsprenglinge auch Orthoklas — z. T. in Muscovit umgewandelt und kaolinisiert — mit Einschlüssen von Apatit und Biotit, letzterer stark chloritisiert. Rutil, Leukoxen, Pinit und Limonit. Grundmasse, mikrogranitisch struiert: Quarz, Orthoklas, Biotit, Muscovit, Chloritsubstanz, Apatit, Turmalin, Ilmenit. Der Pyrit — bis zu 3 mm Größe — ist sekundärer Entstehung.

Verf. hält das Vorkommen für einen zum Scilly Island-Granit gehöriges Ganggestein.

H. P. T. Rohleder.

A. G. MacGregor and F. R. Ennos: The Traprain Law Phonolite. — Part. I: Nepheline, Analcite, Sodalite and Olivine in the Traprain Law Phonolite. A. G. MAC GREGOR. — Part. II: Analysis of the Traprain Law Phonolite. F. R. ENNOS. (Geol. Mag. 59. 1922. 514—523.)

Im Gegensatz zur bisherigen Annahme, daß alle isotropen Mineralien aus Analcim bestanden, wurde bei dieser Untersuchung auch Sodalith festgestellt. Soweit Verf. bekannt, ist das einzige andere sodalithführende Gesteinsvorkommen auf den britischen Inseln der von Dr. SHAND beschriebene „Assyntit“ von Assynt (schottische Grafschaft Sutherland). Es erhebt nun allerdings die Frage, inwieweit auch andere schottische Gesteine in Wirklichkeit Sodalith führen.

Der Traprain Law Phonolith ist von petrographisch-historischer Bedeutung, als er das zweite nephelinführende „paläovulkanische“ Gesteinsvorkommen war, damit beweisend, daß es keine prinzipielle Unterscheidung zwischen „paläo-“ und „neovulkanischen“ Gesteinen gibt.

Die optischen Eigenschaften der einzelnen Mineralien werden genau beschrieben und zwar Nephelin, Sodalith, Analcim und Olivin (außer dem bereits bekannten grünen Augit).

Die chemischen Analysen des Gesteins zeigt Tab. A, wobei I. die neue (F. R. ENNOS), II. die alte (J. H. PLAYER) und III. die Teilanalyse von W. POLLARD darstellt.

Tab. B zeigt die Verteilung der einzelnen Mineralien im Gestein I.

Tab. A.			
	I.	II.	III.
Si O ₂	56,89	56,8	—
Ti O ₂	0,33	0,5	—
Al ₂ O ₃	19,11	19,7	—
Fe ₂ O ₃	2,04	2,2	—
Cr ₂ O ₃	0,00	—	—
Fe O	3,44	3,5	—
Mn O	0,18	0,2	—
(Co Ni) O	0,00	—	—
Ca O	2,15	2,2	—
Ba O	0,01	—	—
Mg O	0,35	0,4	—
K ₂ O	6,35	7,1	6,41
Na ₂ O	6,88	4,3	6,79
Li ₂ O	0,00	—	—
H ₂ O —	0,54	} 2,5 ¹	—
H ₂ O +	1,68		
P ₂ O ₅	0,15	—	—
Fe S ₂	0,17	—	—
S O ₃	Spur	—	—
C O ₂	0,00	—	—
Cl	0,22	—	—
	<hr/>	<hr/>	
	100,49	99,4	
— O für Cl	0,05	—	
	<hr/>	<hr/>	
	100,44	99,4	

Tab. B.	
Orthoklas	37,58
Albit	20,07
Anorthit	3,19
Nephelin	4,23
Analcim.	20,50
Sodalith.	2,71
Diopsid	5,69
Olivin.	1,80
Magnetit	2,97
Ilmenit	0,62
Chlor-Apatit	0,35
Pyrit	0,17
Wasser	0,54
	<hr/>
	100,42

¹ Glühverlust.

M. Lintock: On the Zeolites and associated Minerals from the Tertiary Lavas around Ben More, Mull. (Transactions of the Royal Soc. of Edinburgh. 51. 1—33. M. 3 Taf.)

Die Insel Mull besteht aus verschiedenen Basaltdecken, die von saureren Intrusionen („Granophyren“) durchsetzt werden. Die vorliegenden Untersuchungen beschäftigen sich mit der Mineralgesellschaft in den Gasblasen der Basalte und ihrer Abhängigkeit von den Granophyrstöcken.

Nach dem Verf. waren die basischen Magmen, die zu den Olivinbasalten erstarrten, sehr reich an Gasen, was sich namentlich in der enormen Zahl und Größe ihrer Blasen (bis 10—15 cm) zeigt. Unmittelbar im Anschluß an die Erstarrung spielten sich in und in der Umgebung der Blasen pneumato-lytische bis hydrothermale Prozesse ab, die zu einer Umgestaltung des ursprünglichen Mineralbestandes des Gesteins führten und in den Hohlräumen folgende Neubildungen hervorriefen:

1. Eine grobkörnige, pegmatitähnliche Lage von Albit, Augit, Magnetit und Chlorit.
2. Albit.
3. Epidot. In einigen Fällen wurde auch Granat als Erstausscheidung
4. Prehnit. beobachtet. Unter den Zeolithen finden sich auch
5. Skolezit Thomsonit und Heulandit.

Albit und Epidot zeigen häufig Korrosionen. Sie werden offenbar durch die jüngeren wasserhaltigen Mineralien 4 und 5 verdrängt. Da Calcit nur sehr selten, Eisenhydroxyde überhaupt nicht auftreten, ist wohl sicher, daß diese Mineralbildungen nicht einer „Verwitterung“ ihre Entstehung verdanken. Die Seltenheit Na-haltiger Zeolithe läßt vermuten, daß die Mineralbildung bei verhältnismäßig hoher Temperatur verlief. Die Folge der Mineralien scheint durch allmählich fallende Temperatur bedingt zu sein, was sich in der zunehmenden Hydratisierung der Silikatmoleküle zeigt.

In der Nähe des Granophyrstockes ist die Sukzession der Mineralien in den Blasen vollständig geändert: Skolezit ist in Prehnit umgewandelt, der über Epidot schließlich zu Granat wird. Thomsonit zerfällt in Albit + Prehnit, der ebenfalls in Granat überzugehen strebt. An Stelle der Chlorite sind Hornblenden und Augite getreten. Der Titangehalt der ursprünglichen Augite und Eisenoxyde hat zur Entstehung von Titanit Anlaß geboten. Alle diese Umwandlungen sind infolge der Größe der Blasen meist nicht vollständig, so daß die Verdrängung der Zeolithe durch wasserärmere bis freie Mineralien im Schlicke unmittelbar studiert werden kann.

Diese Verhältnisse liefern den Beweis, daß die ursprüngliche Füllung der Blasen mit Zeolithen schon abgeschlossen war bei der Intrusion des Granophyrs. Die durch diesen verursachte Umwandlung ist wesentlich eine Thermometamorphose.

Im speziellen Teil der Arbeit gibt Verf. eine Beschreibung der einzelnen Mineralien der verschiedenen Fundpunkte in mineralogisch-kristallographischer Hinsicht, sowie chemische Analysen:

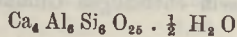
Skolezit von An Gearna:

Si O ₂	46,10
Al ₂ O ₃	25,05
Fe ₂ O ₃	0,55
Ca O	14,17
Mg O	0,32
K ₂ O	0,03
Na ₂ O	Spur
H ₂ O — 105°	0,13
H ₂ O +	13,78
Summe	100,13

Epidot vom Nordende des An Gearna, rosa gefärbt, zeigt die Kombination von (100), (001), (101), (010), (111). Analytiker E. G. RADLEY, Labor. des Geol. Survey:

Si O ₂	38,69
Ti O ₂	0,12
Al ₂ O ₃	28,54
Fe ₂ O ₃	6,97
Fe O	0,22
Mn O	0,29
(Co, Ni) O	0,00
Ca O	23,78
Mg O	0,49
K ₂ O	0,03
Na ₂ O	Spur
Li ₂ O	Spur
H ₂ O —	0,09
H ₂ O +	0,99
Summe	100,21

Die Analyse gibt bei Umrechnung des Fe₂ O₃ in Al₂ O₃ und des Eisen- und Manganoxyduls in Ca O die Formel:



woran besonders der niedrige Gehalt an Wasser auffällig ist.

Die rosa Farbe des Epidots wird vom Verf. auf den Mn-Gehalt zurückgeführt. Vom mineralchemischen Standpunkt aus erscheint es mir bedauerlich, daß es anscheinend nicht möglich war, auch die optischen Eigenschaften dieses Epidots ebenso quantitativ zu bestimmen wie seine chemische Zusammensetzung.

Granat von An Gearna, weingelb, Rhombendodekaeder in Kombination mit Ikositetraeder. Analytiker E. G. RADLEY:

Si O ₂	37,66
Ti O ₂	0,12
Al ₂ O ₃	21,84
Fe ₂ O ₃	4,07
Fe O	0,34
Mn O	0,53
(Co, Ni) O	0,00
Ca O	33,06
Mg O	0,45
K ₂ O	0,75
Na ₂ O	1,17
Li ₂ O	0,00
H ₂ O —	0,00
H ₂ O +	0,20
Summe	100,19

Spez. Gew. = 3,61 bei 7° C.

Der Granat ist also ein typischer Kalk-Aluminium-Granat.

Georg Fischer.

Gerald M. Part: Notes on the ordovician lavas of the Mynydd Prescelly, North Pembrokeshire. (Geol. Mag. 59. 1922. 310—323.)

Zu dem spärlich vorliegenden Material über diesen Teil der Grafschaft Pembrokeshire (Wales), von dem nur eine Arbeit J. PARKINSON's erwähnenswert ist, liefert Verf. einen Beitrag, indem er neue Gesteinstypen untersucht, und zwar:

I. Verkieselte Rhyolithe und rhyolithische Tuffe (östlich von Rosebush).

II. Felsite oder Natronrhyolithe vom Greenway-Typus (Cnw-y-felin, New Inn und Syfynwy Valley, sowie in Steinbrüchen auf den Goetty Mt., den Syfynwy Falls und Bernards Well Mt.), hellfarbige Gesteine, die u. d. M. Einsprenglinge von Natronorthoklas und Albit, in einer Grundmasse von Quarz, fluidalangeordnete Albiteilen, sowie Chlorit, Apatit, sekundärem Titanit und gelegentlichem Magnetit zeigen. Vereinzelt Pseudomorphosen von Pyrit und Limonit nach Magnetit und solche von Chloritsubstanz nach Hornblende (?) oder Augit (?). Pleochroitische Höfe im Chlorit weisen auf das mögliche Vorhandensein ehemaligen Glimmers hin. In einem Fall große Zirkone.

Eine abweichende Varietät an der Ostseite von Banc-Du (vielleicht gleichen Ursprungs) zeigt: Quarz, Muscovit, etwas Limonit in chloritischer Grundmasse.

Ein geschichtetes Gesteinsvorkommen von grauer Farbe, $\frac{3}{4}$ Meilen nördlich von Rosebush, mit Einsprenglingen von Natronorthoklas, Albit und unregelmäßigen Chloritflecken in einer ursprünglich glasigen, jetzt fein- bis gröberkörnigen Grundmasse erwies sich als Tuff.

III. Natronrhyolithe vom Craig-y-cwm-Typus: Eingelagert zwischen den Schiefen von Craig-y-cwm, ein hellgraues Gestein mit weißen Flecken, mikroskopisch Einsprenglinge von Natronorthoklas und Albit in einer fluidalstruierten Grundmasse von kleinen Quarzkörnern, Chlorit, Titanit, Feldspatmikrolithen sowie Apatit und Limonit zeigend.

Ein dunkelgraues Gestein bei Pantmaenog zeigt ähnliche Zusammensetzung wie III., die Grundmasse ist jedoch grobkörniger.

IV. Die Gruppe der Natrontrachyte, die im Tal zwischen Cnw und Prescelly Top auftreten, unfrischer als die Rhyolithe sind, durch starken Epidot und Chloritgehalt grüne Farbe und, feinkörnig struiert, oft Fluidalstruktur besitzen, zeigen u. d. M. Einsprenglinge von Natronorthoklas und Albit, Epidotpseudomorphosen nach Pyroxen und Quarz, in einer Grundmasse von Feldspatleisten, zwischengeklemmtem Chlorit, Epidot von wechselnder Menge, Titanitkörnern, sowie etwas Quarz. Rundliche Hohlräume sind mit Quarz erfüllt.

V. „Keratophyr“ von Foel Trigarn.

Ein graugrünes Gestein, feinkörnig, sehr hart, splitterig brechend, völlig dicht, aber porös verwitternd.

Mikroskopisch: Natronorthoklas und Plagioklas, Mikrolithe, Chlorit, Titanit (aus Ilmenit hervorgegangen?), Epidot, etwas Quarz, sowie ungewöhnlich reich an Apatit. Einsprenglinge selten, und zwar: Natronorthoklas und Albit; mitunter Hohlräume von Quarz und Limonit erfüllt. Typische Trachytstruktur. Das Gestein ähnelt den Kalkbostoniten oder Keratophyren von Abercastle, ist jedoch reicher an Orthoklas, Chlorit, Eisenerz und durch die Menge von Apatitnadeln ausgezeichnet.

Nach PARKINSON ist das Alter der Carn Alw-Rhyolithe Unteres Llandeilo oder Arenig, die basischen Gesteine sind etwas älter, doch ist diese Altersfestlegung keineswegs sicher.

Die chemische Zusammensetzung gibt beiliegende Tabelle:

	I.	II.	III.	IV.
Si O ₂	72,11	79,64	58,57	55,38
Ti O ₂	—	0,50	2,17	0,90
Al ₂ O ₃	13,89	11,44	18,60	18,34
Fe ₂ O ₃	—	0,11	1,92	1,13
Fe O	—	0,30	4,77	5,86
Mg O	—	0,15	0,94	3,47
Ca O	0,63	0,71	0,99	3,25
K ₂ O	2,42	0,38	3,30	0,22
Na ₂ O	6,36	6,40	5,52	7,12
H ₂ O —	—	0,16	0,50	0,48
H ₂ O +	—	0,30	2,19	2,39
C O ₂	—	0,02	0,04	2,20
P ₂ O ₅	—	0,08	0,45	Spur
Anderer Bestandteile n. best.		0,08	0,25	—
	95,41	100,27 ¹	100,21 ²	100,74 ³

Im Original ¹ 100,29, ² 100,11, ³ 100,54.

I. Natron-Rhyolith, Cnwe-y-felin, westlich von Rosebush.

II. „ „ in der Nähe von The Table, Skomer, Pembrokeshire.

III. Natron-Trachyt, Northcliff, Skomer, Pembrokeshire.

IV. Kalk-Bostonit, Longhouse, Abercastle, Pembrokeshire.

II. ist auch im Original falsch, bei III. sollte es statt $\text{Si O}_2 = 58,57$ 58,47 und bei IV. statt $\text{C O}_2 = 2,20$ 2,00 heißen.

H. P. T. Rohleder.

H. C. Sargent: An analcite bearing tuff in the carboniferous Limestone of Derbyshire. (Geol. Mag. 62. 1925. 462—463.)

Entgegen der bisherigen Annahme, daß die Erstarrungstemperatur submariner Lavaströme eine zu hohe sei, um die Auskristallisation von Zeolithen zu ermöglichen, wurden solche (Analcim) zum ersten Male in einem vulkanischen Tuff carbonischen Alters bei Ravensdale Cottages, Cressbrook Dale, Derbyshire festgestellt.

H. P. T. Rohleder.

H. H. Read: The contaminated Gabbro of Eastern Saphook near old Meldrum in Aberdeenshire. (Geol. Mag. 58. 1921. 177—183.)

Die vorliegende Arbeit behandelt eine Gesteinsgruppe Aberdeenshires, die durch eine Vermischung von sedimentärem Material mit gabbroidem Magma hervorgegangen ist, deren Hauptvertreter Cordierit-Norit ist, die aber mit allen hiervon petrographisch abweichenden, jedoch genetisch gleichartigen Typen als „Contaminated Gabbro“ zusammengefaßt werden.

Bis 1914 waren nur zwei derartige Vorkommen bekannt: Cordierit-Norit von Le Pallet, Loire inferieure (A. LACROIX) und von Minnesota (A. N. WINCHELL).

1914 wurden dann durch W. R. WATT die ersten Analoga in Schottland bekannt, bis heute sind sie in den Huntly-, Inch- und Arnage-Massiven nachgewiesen worden, und Verf. glaubt an eine noch weit größere Verbreitung innerhalb der jüngeren Intrusiva NO-Schottlands.

Um Eastern Saphook (am äußersten Ende des Inch-Massivs) erscheinen diese Mischgesteine als Randfazies des Intrusivkörpers. Das echte plutonische Gestein ist ein feinkörniger, grauer Hypersthen-Gabbro (Labradorit, Hypersthen, Augit, Magnetit).

Um Eastern Saphook verliert das Gestein seinen gleichartigen, petrographischen Charakter, zeigt alle möglichen textuellen und mineralogischen Abnormitäten. In Hornfels umgewandelte Sedimentbrocken finden sich Einschlüsse in diesem Mischgestein.

Anzeichen der Umwandlung sind:

1. Das Vorhandensein und die skelettäre Anordnung des Biotits, der immer in der Nähe der Eisenoxydkörner ist.

II. Das Vorhandensein versprenkelten Quarzes, der häufig Flecken und Punkte innerhalb des Feldspats bildet und dann granophyrische und mikropegmatitische Verwachsungen bedingt.

III. Die purpur bis graue Farbe des Hypersthens.

IV. Die Tendenz des Hypersthens, sich in Körnern anzureichern und nicht in homogenen Kristalldurchschnitten. Eine spurenhafte Orientierung von Feldspat und Hypersthen ist vorhanden, die auf Bewegung während der Erstarrungsphase hindeutet.

Bei weiterem Divergieren vom Urgabbro nimmt das Gestein mehr und mehr Eigenschaften des Sedimentes an. Die Menge von Quarz nimmt zu, Cordierit tritt auf.

Der Mineralbefund ist der folgende:

Hypersthen-Gabbro.	Contaminated Gabbro.
Labradorit, Hypersthen, Augit, Magnetit.	Labradorit, Hypersthen, Augit, Magnetit, Biotit, Quarz, Orthoklas, Mikroklin, Andesin, Granat, Turmalin, Cordierit, Sillimanit, Spinell.

Das Huntly-Massiv, jüngeren Alters, zeigt diese Mischgesteine an zahlreichen Lokalitäten, vornehmlich im Randbereich. Bereits WATT unterschied zwei Stadien: Cordierit-Norite und Granat-Labradorit-Biotit-Gesteine.

Das ursprüngliche Magma ist hier ein feinkörniger, blauer Norit, ophitisch oder körnig struiert. Der Mineralbefund ist:

Ursprünglicher Norit.	Contaminated Gabbro.
Bytownit, Hypersthen, Augit, Olivin, Hornblende, Biotit, Magnetit, Apatit, Zirkon.	Cordierit, Granat, Hypersthen, Labradorit, Andesin, Orthoklas, Biotit, Spinell, Sillimanit, Magnetit, Quarz, Rutil, Zirkon.

Generell führt nach WINCHELL:

- I. Aufnahme von tonigem Sediment zur Bildung von Cordierit-Norit.
- II. „ „ kieselssäurereichem Sediment und Quarziten zur Bildung von Quarz-Gabbro.
- III. „ „ kalireichem Gestein zur Bildung von Orthoklas-Gabbro.

Tabellarisch werden zum Schluß die vier bekannten Vorkommen dieser Mischgesteine gegenübergestellt.

Saphook	Huntly	LePallet	Minnesota
Labradorit,	Labradorit,	—	Labradorit,
Andesin,	Andesin,	Saurer Andesin,	Andesin (selten)
Orthoklas,	Orthoklas,	—	—
Mikroklin,	—	—	—
Hypersthen,	Hypersthen,	Hypersthen,	Bronzit-Enstatit,
Biotit,	Biotit,	Biotit,	—
Cordierit	Cordierit	Cordierit	Cordierit
mit Höfen,	mit Höfen,	mit Höfen,	ohne Höfe,
Granat,	Granat,	Almandin,	Kein Granat,

Saphook	Huntly	Le Pallet	Minnesota
Quarz,	Quarz,	Quarz,	Quarz,
—	—	Staurolith?	Staurolith,
—	—	Graphit,	Graphit,
Spinell (selten),	Spinell (häufig),	Spinell (häufig),	Spinell (selten),
Sillimanit,	Sillimanit,	Sillimanit,	Kein Sillimanit.

H. P. T. Rohleder.

S. W. Wooldridge and G. M. Stockley: The Petrology of Sark (with analyses by G. M. STOCKLEY). (Geol. Mag. 62. 1925. 241—252.)

Vertikal übereinander gelagert finden sich auf dieser östlich von Guernsey gelegenen Kanalinsel (49° 27' n. Br., 2° 22' w. L.)

4. Glimmerschiefer und Granulite,
3. Hornblendeschiefer und Amphibolite,
2. ein metamorpher Gesteinskomplex magmatischen Ursprungs von hornblenditischer und aplitischer Zusammensetzung,
1. leicht geschieferte dioritische und granitische Gesteine,

außerdem zahlreiche Ganggesteine jüngeren Alters (Lamprophyre, Porphyrite, Dolerite) von untergeordneter Bedeutung.

Die Gesteine von Sark sind weit älter als die relativ unveränderten präcambrischen Gesteine von Jersey. Sie finden Analoga in den metamorphen Gesteinen von Lizard und Start Point (SW-England), in den green schists von Anglesey (Kanal-Inseln), in den Jerbourg schists Guernseys (Kanal-Inseln), schließlich in den Hornblende- und Glimmerschiefern von Runan-Pontrieux-Plouha (Nord-Bretagne). Demnach würde das Gebiet vulkanischer Tätigkeit einen OW-Gürtel von 200 Meilen Breite darstellen. Will man nicht annehmen, daß die drei Distrikte (SW-England, Kanal-Inseln, NW-Frankreich) getrennte Herde darstellen, so liegt der Gedanke an Spalten-eruptionen nahe, wie dies bereits FLETT für die Lizardgesteine angenommen hat.

H. P. T. Rohleder.

H. B. Cronshaw: The Connemara Serpentine Rocks. (Geol. Mag. 60. 1923. 467—471.)

Die in der britischen Marmor-Industrie wohlbekannten schönen Serpentin-Gesteine von Connemara (Südwest-Irland) zerfallen in Ophicalcite und serpentinierte basische Intrusivgesteine.

I. Der Serpentin der Ophicalcite entstammt dem Forsterit und Tremolit. Das ursprüngliche Gestein war ein feinkristalliner, lokal dolomitischer Kalk, der durch den Akt der Metamorphose entdolomitisiert wurde, gefolgt von der durch Wasserdampf bewirkten Hydrolyse der Magnesiumsilikate, Vorgänge, die auf den Einfluß der gewaltigen Granitintrusion von Galway zurückzuführen sind. Die Ophicalcite erscheinen als linsenförmige Einschaltungen in den Quarziten, Glimmer- und Hornblendeschiefern längs der vielfach unterbrochenen Zone des daselbst ziemlich sporadisch auftretenden kristallinen Kalkes.

Diese Serpentinegesteine bestehen aus Calcit, Serpentin, Tremolit und Phlogopit. Der Serpentin zeigt alle Übergänge von gelbgrünen, durchsichtigen bis schwarzen, opaken Varietäten. Auch texturell sind große Verschiedenheiten vorhanden.

Akzessorisch treten in den Ophicalciten brauner und weißer Glimmer, Apatit, Titanit, Pyrit und Magnetit auf.

Bei Derryclare tritt Serpentin mit nicht unwesentlichen sekundären Umwandlungerscheinungen auf:

	Normaler Serpentin	Umgewandelter Serpentin
Si O ₂	41,91	42,44
Al ₂ O ₃	1,02	4,01
Fe ₂ O ₃	0,98	1,63
Ca O	0,51	1,07
Mg O	41,70	36,86
H ₂ O	14,34	14,71
	100,46	100,72

Verf. erklärt diese Umwandlungen durch Verwitterungseinflüsse mooriger Wässer.

II. Die serpentinführenden basischen Intrusiva treten als rundliche Massive innerhalb der sauren und intermediären (präcambrischen?) Orthogneise auf, bestehen vorwiegend aus grobkörnigen, dunkelgrünen Varietäten (Diallag, Bastit, Hornblende, Serpentin nach Olivin, Klinoisit, Biotit, Erz und undefinierbare Pseudomorphosen nach Feldspat).

Eingeschaltet in den sedimentären, metamorphen Gesteinen finden sich längliche Massen von feinkörnigen, unfrischen talk- und serpentinführenden Gesteinen von lokal etwas abweichender Beschaffenheit, die im wesentlichen aus Tremolit, Enstatit, Antophyllit, Chlorit, Magnetit, grünem Spinell und Carbonaten bestehen.

H. P. T. Rohleder.

George Horace Plymen: On the occurrence of pre-cambrian shale in Guernsey. (Geol. Mag. 59. 1922. 468—469.)

Bereits 1886 wurden Sedimentgesteine im SW Guernseys (Kanal-Insel) von C. NOWRY erwähnt. Prof. T. G. BONNY untersuchte das gleiche Gebiet im Jahre 1910, nachdem er bereits 1888 „schieferige Diabase“ von dort beschrieben hatte, eine Ansicht, die auch E. HILL schon 1884 ausgesprochen hatte.

Nach mikroskopischer Untersuchung hielt BONNY diese Gesteine für grobkörnige Sandsteine: Rundliche Quarze, Plagioklase und dunkelbraune, fast opake Körner von Eisenoxyd, in einer Matrix aus einem Mosaik von Quarz, Feldspat und etwas Glimmer.

Obwohl als präcambrisch betrachtet, ähnelt dies Gestein keineswegs den präcambrischen Schiefertönen Jerseys, doch mag der augenscheinliche petrographische Unterschied durch lokale Metamorphose verursacht und dies Vorkommen daher wohl das Äquivalent einer quarzreichen Grauwacke

sein, die mit typischen Tongesteinen (wechsellagernd in den Sedimenten Jerseys und den „Phyllades de St. Lo.“ (Normandie) auftreten.

Im Jahre 1920 entdeckte Verf. ein neues Vorkommen auf Guernsey (SSE von Fort Penzerie) und zwar ein feinkörniges Tongestein, in allem Äußeren ein völliges Analogon zu den Jersey-Schiefertonen.

Ein grüner, satinartiger Schimmer ist auf den Schichtflächen sichtbar. Dieses geringfügige Vorkommen ist nach Verf. durch Absinken an einer Verwerfungsfläche erhalten geblieben.

Die von BONNY hervorgehobene Tatsache, daß der „Diabas“ sowohl in Sedimente als auch benachbarten Gneis eindringt, und daß alle drei von den „roten Gängen“ (präcambrischem Aplit überall auf den Kanalinseln auftretend) durchschnitten werden, dürfte das präcambrische Alter beweisen.

H. P. T. Rohleder.

Albert Heard: Note on the Llywdmor Bâch Granophyre. (Geol. Mag. 59. 1922. 358—359.)

Die Untersuchungen erstrecken sich auf ein etwa 3 Meilen langes und $\frac{1}{2}$ Meile breites, annähernd NNE—SSW streichendes Intrusivvorkommen an der Westseite des Llywdmor Bâch (Wales), dessen Inneres aus einem Granophyr und dessen Randpartie aus normalem Granit besteht.

I. Der Granophyr zeigt makroskopisch ein fleckiges Aussehen, dunkle Aggregate in einer rosagefärbten Grundmasse. In den leukokraten Partien erkennt man Feldspateinsprenglinge innerhalb des rosagefärbten Mikropegmatits.

Mikroskopisch zeigen sich idiomorphe Plagioklase (Albit-Oligoklas), z. T. in Sericit umgewandelt. Diese Einsprenglinge werden von mikroperthitischem Feldspat umgeben (dessen Zusammensetzung etwa Anorthoklas entspricht). Dieser wiederum wird von Mikropegmatit umgeben.

Quarz erscheint in der Zwischenmasse und in granophyrischen Verwachsungen mit Feldspat. Vielfach enthält er Einschlüsse von Gas, Amphibolnadeln und Albitkristallen.

Das Gros der femischen Bestandteile ist in Gruppen angeordnet: Farbloser Augit ist vielfach in faserigen uralitischen Amphibol umgewandelt. Chlorit, längliche idiomorph begrenzte Prismen von Uralit und Bastit, wohl Pseudomorphosen nach rhombischen Pyroxenen. Außerdem reichlich Apatit, Magnet Eisen, Titaneisen und Epidot.

II. Der Granit. Im Handstück von grauer Farbe, unfrischer als I, und die dunklen Gemengteile gleichmäßiger verteilt.

Mikroskopisch große Mengen von primärem Quarz, in ihm früh ausgeschiedene Mineralien eingeschlossen, besonders Amphibolnadeln. Idiomorphe Feldspäte von gleicher Zusammensetzung wie I. Granophyrstruktur fehlt, desgleichen Augit, wie überhaupt femische Bestandteile gegenüber I stark zurücktreten und gleichmäßiger verteilt sind. Diese bestehen aus Uralit, Chlorit und sekundärem Glimmer.

Beide Gesteinstypen gehören dem gleichen Massiv an und verdanken dem gleichen Intrusionsakt ihre Entstehung. Der Mikropegmatit ist entschieden basischer als der Granit.

Verf. hält den Llwydmor Bâch-Granophyr für ein hybrides Gestein, das aus der Mischung eines primär sauren Magmas mit fremdem basischen Material hervorging.

H. P. T. Rohleder.

Norman L. Silvester: The igneous complex of Y Foel Fras, Caernarvonshire. (Geol. Mag. 59. 1922. 134—139.)

Y Foel Fras ist die höchste Erhebung (3091 Fuß) der hufeisenförmigen Berggruppe, welche den Oberlauf des Aber-Flusses (Cwm yr Afon Goch, Grafschaft Caernarvonshire) umgibt. Die NW-Grenze besteht aus einem etwa 3 Meilen langen, NE—SW sich erstreckenden Vorkommen eines augitreichen Granophyrs, das seiner bedeutenden Kontaktwirkungen auf die benachbarten Schiefer wegen intrusiver Natur sein dürfte. Den Afon-Bach aufwärts verfolgend, wird dieser Granophyr zunächst grobkörniger, nimmt dann ein fleckiges Aussehen an, um schließlich feinkörnig und mehr homogen (mit vereinzelt fleckenmäßig angeordneten gröberen Partien) zu werden. In der Nähe des SO-Randes wird das Gestein schieferig, eine Bestätigung der HARKER'schen Annahme, daß die tektonischen Bewegungen zur Bala-Zeit von südöstlicher Richtung kamen. Dementsprechend sind keine Schieferungserscheinungen am NW-Rand zu finden.

Südöstlich des Granophyrs tauchen geschieferte andesitische Lockerprodukte auf, deren Kontakte mit dem Granophyr zwar nicht erschlossen sind, die aber im Streichen mit letzteren Gesteinen parallel verlaufen. Diese Lockerprodukte sind sehr stark verwittert und lassen nur Feldspateinsprenglinge erkennen.

Den Cwm yr Afon Goch weiter flußaufwärts verfolgend, werden die geschieferten Lockerprodukte von massigen andesitischen Lavaströmen überlagert, die selbst Einlagerungen von geschieferten andesitischen Lockermassen zeigen. Der Andesit ist dunkelgrau, mit vielen deutlichen Plagioklaseinsprenglingen. Das erste Verwitterungsstadium ist grünlich mit weißen Feldspateinsprenglingen, ein späteres pseudoschlackig, hellgrau mit violetter Schimmer. Diese Massen werden nach etwa einer Meile von weiteren andesitischen Extrusiven, in welchen Lockerprodukte vorherrschen, überlagert. Sie bilden die höhergelegenen NW-Hänge und den Gipfel von Foel Fras, welche letzterer durch zunehmende Schieferung nach SO hin wieder größere Zeichen tektonischer Beanspruchung erkennen läßt. Bisher ist es noch nicht geglückt, die einzelnen Lavaströme durch ihre petrographischen Eigenschaften im Felde zu unterscheiden.

Die Nähe des Ausbruchpunktes westlich von Bera Bâch erhellt aus der Anhäufung von groben Lockermassen, von denen einzelne Trümmer feinkörnigen Andesites bis zu $2\frac{1}{2}$ Fuß Durchmesser erreichen. Die Zwischenräume werden von feineren Lockerprodukten erfüllt und das zementierende Material bildet ein weicher, dunkler und fossilfreier Schiefer.

Nach HARKER wird dieses ganze Gebiet von der Schlotausfüllung eines riesigen Vulkanes gebildet, welcher sich auf der Stelle eines älteren Schlotes befindet und z. T. aus den Trümmern desselben aufgebaut ist. Diese Schlotausfüllung erwies sich gegenüber späteren Erdbewegungen als Stabilitätszentrum.

Am östlichen Ende dieses Gebietes (südlich von L. Anafon) finden sich rhyolithische Lavaströme mit Lockerprodukten innerhalb der Andesite eingeschaltet, deren Mächtigkeit nach NO zunimmt, aber nach SW bald auskeilt (zwischen Foel Fras und Llwydmor). Es scheint, als ob die Umgebung von Llyn Anafon zwischen zwei Ausbruchspunkten gelegen ist, deren einer andesitische Laven und der andere (nach O gelegene) gleichzeitig saureres Material ergoß. Lockermassen, aus den Bruchstücken beider Gesteine bestehend, finden sich am Westufer des Llyn Anafon.

Das Vorhandensein der Aber-Llanbedr-Verwerfung wird einmal durch die Tatsache wahrscheinlich gemacht, daß 500 yards unterhalb des Anafon-Sees Rhyolithe gegen gestörte Schiefer verworfen sind, andererseits durch das Vorkommen von Verwerfungsbreccien, die hieselbst und am NO-Ende des Granophyr-Lakkolithen auftreten.

H. P. T. Rohleder.

Herbert P. T. Rohleder: Die technisch verwertbaren Magmagesteine Nord-Irlands. (Stein-Industrie. 22. 1927. 232.)

Es werden aufgeführt, mehr oder weniger reichlich vorkommend, als Ergänzung zu einem kurzen Beitrag über Kohlen- und Eisenerzvorkommen in Nord-Irland (Stahl und Eisen 1927, Nr. 15):

A. Tiefengesteine.

1. Newry-Granit-Massiv. 2. Mourne-Granit-Massiv.

Gegenüber dem Granit des Mourne-Gebirges zeigt der des Newry-Massivs eine deutliche Streckung der Mineralkomponenten, die dem Granit im Castlewellan-Distrikt ein gneisartiges Aussehen verleiht. In Mineraldrusen des Mourne-Granits finden sich Beryll, Smaragd und Topas.

3. Kalifeldspat in den Pegmatiten der Granitmassive.
4. Intrusive Dolerite tertiären Alters im Küstenbereich der Grafschaften Antrim und Down.

B. Ganggesteine.

1. „Porfido verde“ von Green Harbour, Co. Down. Große, weiße Plagioklase liegen in einer dichten dunkelgrünen Grundmasse.
2. Diabas von Rostrevor, Co. Down.
3. Quarzporphyrgänge (Eurite), Glasdrumman, Co. Down.

C. Ergußgesteine.

1. Basalt, Plateau von Antrim; tertiäre Basaltdecke. Plagioklas, Augit, Erz mit oder ohne Olivin und Zeolithen.
2. Rhyolith im Tardree-Distrikt, Mid-Antrim; enthält Tridymit.

D. Locker- und Umwandlungsprodukte.

1. Basalttuff von Carrick a raide und Rhyolithtuff von Tardree.
2. Bauxit und Laterit, Co. Antrim, als subaërische Umwandlungsprodukte der tertiären Ergußgesteine. Es werden 2 Analysen gegeben, 1. von Leminagh More, 2. von Clegnagh (Mem. Geol. Surv. Ireland; Mines and Minerals. 1922. 24):

	1.	2.
Si O ₂	14,60	18,50
Al ₂ O ₃	33,70	46,48
Fe ₂ O ₃	2,40	2,32
Ti O ₂	10,20	3,70
Ca O	5,62	0,73
Mg O	0,68	0,29
Na ₂ O)	2,39	1,44
K ₂ O)		
H ₂ O —	3,51	4,40
H ₂ O +	26,34	22,68
	99,44	100,54

M. Henglein.

Böhmisches Masse und ihre Randgebiete.

J. E. Hilsch: Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Böhmisches Mittelgebirges und der unmittelbar angrenzenden Gebiete. (Zugleich ein allgemeinverständlicher geologischer Führer.) (Tetschen a. d. Elbe, im Selbstverlage des „Freier Lehrerverein des politischen Bezirkes Tetschen“. 1926. 8°. 143 p. 1 Karte. 17 Textbilder. 2 Taf. u. 16 Tab.)

Der im Jahre 1925 im obigen Verlag erschienenen geologischen Karte des Böhmisches Mittelgebirges im Maßstabe 1 : 100 000 folgten nun die Erläuterungen, welche in gut ausgestatteter Buchform vorliegen. Da das Buch nicht nur für den Fachmann, als vielmehr für weitere interessierte Kreise bestimmt ist, werden in der Einleitung die grundlegenden Begriffe der Petrographie und Geologie kurz erläutert. Nach Besprechung der wichtigsten geologischen Geschehnisse im Kartengebiet und der Beschreibung der einzelnen geologischen Einheiten ist der Bildung des Mittelgebirgsgrabens im Oberoligozän und den damit im Zusammenhang stehenden großen vulkanischen Ausbrüchen weitester Raum gegeben. Von diesen tertiären, der atlantischen Sippe zugehörigen Erstarrungsgesteinen nehmen die basaltischen mehr als 73 % der Masse der Erstarrungsgesteine des Böhmisches Mittelgebirges ein, u. a. Feldspathbasalte, tephritische Basalte, Nephelinbasalte, Leucitbasalte, pikritische Leucitbasalte usw. Im weiteren folgt die Besprechung der tephritischen Gesteinsreihe mit ihren oberflächlichen Ergüssen, des Essexits und seines Ganggefölges und der anderen Ganggesteine des Böhmisches Mittelgebirges (Camptonit, Monchiquit, Mondhaldeit, Bostonit, Gaunteit usw.). Der Sodalithsyenit von Großprießen und von anderen Orten, sein Ganggefölge, wie Hauymonchiquite, Sodalithbostonit usf. und auch die in geringen Mengen vorkommenden, das Gebiet aber charakterisierenden Phonolithe und Trachyte finden übersichtliche und klare Darstellung. Der Schluß des Buches ist dann den Vorgängen der Quartärzeit gewidmet.

Das Buch gibt somit zum erstenmal eine zusammenfassende Darstellung eingehenderer Art über das Böhmisches Mittelgebirge, das durch J. E. HILSCH'S

Untersuchungen zu einem klassischen Gebiet wurde. Dem Fachmann willkommen ist die am Ende des Buches in 16 Tabellen vorliegende Zusammenstellung aller bisher erschienenen Gesteins- und Mineralanalysen des Böhmisches Mittelgebirges. Von den 123 Gesteinsanalysen verteilen sich auf die Zeiträume

	vor 1880	4 Analysen,
	zwischen 1880—1890	14 „
	„ 1890—1900	33 „
	„ 1900—1910	33 „
	„ 1910—1920	32 „
	„ 1920—1925	7 „

Bei den Analysen sind nicht nur die Gewichtsprozentage angegeben, sondern auch die Molekularquotienten zur Berechnung der Analysen ($\times 100$).

Die beigegebene geologische Karte verschafft, obgleich durch die Einzeichnung und Eintragung allzuvieler Details in ihrer Klarheit bedroht, dennoch einen guten Überblick des Gebiets zwischen Leitmeritz und Tetschen einerseits, Milieschau und Böhmisches-Leipa andererseits.

Das landschaftlich schöne Böhmisches Mittelgebirge selbst ist im Buche durch zahlreiche, wohlgeungene Bilder festgehalten, besonders jene Stätten, die durch Hibsch's Arbeiten weit über die Grenzen des engeren Heimatlandes bekannt wurden. U. a. findet sich der bekannte Borschen bei Bilin, der Sperlingstein bei Tichlowitz und der durch seinen Essexit berühmte Rongstock abgebildet.

Der Herausgeber des Buches „Freier Lehrerverein des politischen Bezirkes Tetschen“ hat den Erläuterungen ein treffliches Bild und einen kurzen Lebensabriß, sowie ein Verzeichnis sämtlicher Arbeiten des Verf.'s vorausgeschickt. Aus diesem Lebensabriß, sowie aus Hibsch's Arbeiten, nicht zuletzt des vorliegenden Buches, geht hervor, daß für J. E. Hibsch seine Heimat die Wurzel seiner unermüdlichen Betätigung gewesen und daß sowohl in fachwissenschaftlichen, als auch in volkstümlichen Kreisen der Name Hibsch's unzertrennlich mit seinem Lebenswerk, der Erforschung des Böhmisches Mittelgebirges, verknüpft sein wird. **M. Chudoba.**

Schauberg, Gerda: Biotit in tertiären Eruptivgesteinen Böhmens. (Centralbl. f. Min. etc. 1927. A. 89—105.)

Jar. Koutek: Über den Granit von Mrákotín. (Rožpravy Čes. Akad. XXXIV. Kl. II. Nr. 8. Sep. 1—18. 2 Textfig. u. 2 Taf. Čechisch, franz. Resumé im Bull. intern. de l'Ac. des sci. de la Bohême. 1925. Prag.)

Nach einer kurzen Übersicht der geologischen Verhältnisse der Umgebung von Mrákotín bei Telč (SW-Mähren) teilt Verf. die Ergebnisse mikroskopischer und chemischer Untersuchung sowie der granotektonischen Messungen nach der Cloos'schen Methode mit, welche er in der Umgebung der erwähnten Stadt an der östlichen Grenze des zentralen Granitmassivs des

böhmisch-mährischen Hochlandes ausgeführt hat. Es ist ein Zweiglimmergranit, als dessen Bestandteile folgende Mineralien festgestellt wurden: Orthoklas, Mikroklin, Oligoklas (Perthit, Myrmekit), Biotit, Muscovit, Quarz, Andalusit, Cordierit, Sillimanit, Titanit, Apatit, Zirkon, Magnetit, Pyrit, sekundär gebildeter Pennin und Muscovit (Sericit). Die Anwesenheit der Al_2O_3 -reichen Minerale Andalusit, Sillimanit und Cordierit wird als Folge der Resorption von cordieritischen Paragneisen erklärt, wofür auch zahlreiche Migmatite zeugen, welche an der Grenze beider Gesteine in der beschriebenen Gegend verbreitet sind. Die Übersättigung des granitischen Magmas an Al_2O_3 gibt sich auch bei der Berechnung der chemischen Analyse kund, welche V. VESELÝ ausgeführt hat: SiO_2 73,62, TiO_2 0,18, Al_2O_3 14,06, Fe_2O_3 0,33, FeO 1,08, MnO 0,02, CaO 1,03, MgO 0,40, K_2O 5,15, Na_2O 3,24, H_2O geb. 0,34, H_2O hydr. 0,53, P_2O_5 0,30, S 0,02, Cl Spuren, Σ 100,30. Die Berechnung nach OSANN ergibt: $s = 81,00$, $A = 7,05$, $C = 1,21$, $T[Al_2O_3 - (KNa)_2O - CaO] = 0,83$, $F = 2,48$, $n = 4,88$, $k = 1,72$. Formel $c_{81} a_{19,5} c_{3,5} f_7 n_5$. $SAlF = 25,5 : 2,94 : 0,92$; $AlCAlk = 15,5 : 3 : 11,5$, $NK = 7$, $MC = 1,4$. Im weiteren werden basische Einschlüsse sowie aplitische Fazies des Granits beschrieben, die Silbererzgänge von Dobrá Voda kurz erwähnt und die Ergebnisse der granotektonischen Messungen nach Cloos mitgeteilt. Sie beweisen die Existenz eines nach N 8 orientierten Gebirgsdruckes, welcher sich im ganzen zentralen Granitmassiv während und kurz nach seiner Intrusion gegen Ende des variskischen Orogens deutlich kundgibt.

F. Ulrich.

Vojt. Rosický: Gabbro von Zelezné bei Tišnov und seine Begleitgesteine. (Sborník Stát. geolog. ústavu Českoslov. republiky. 6. 1926. Sep. 1—28. 2 Taf. Čechisch mit franz. Resumé.)

Die Abhandlung beschäftigt sich mit einem Gabbrovorkommen von West-Mähren, welches in der früheren Literatur (FOETTERLE, v. TAUSCH, MAKOWSKY und RZEHAk u. a.) unter verschiedenen Namen (Olivindiabas, Proterobas etc.) schon erwähnt wurde. Verf. beschreibt die mineralogische Zusammensetzung des Gesteines (Hypersthen und Diabas, eisenreicher Olivin mit Kelyphit, Erze und basische Feldspäte — Labrador, Bytownit) sowie die Struktur, welche seine Benennung rechtfertigt; im weiteren weist er nach, daß es sich um kein primäres Vorkommen handelt, sondern daß die Gabbroblöcke allothigenen Ursprunges sind und auf ihre jetzige Fundstelle wahrscheinlich in der Diluvialzeit durch einen mächtigen Wasserstrom transportiert wurden. Dann wird noch die mikroskopisch-petrographische Charakteristik der Gesteine gegeben, welche in der Umgebung dieses früher technisch ausgewerteten Gabbrovorkommens auftreten. Es handelt sich um Ortho- und Paraschiefer, sowie um kristalline Kalksteine, welche von einigen stark dynamometamorphosierten Eruptivgängen durchbrochen sind.

F. Ulrich.

Karl Ph. Relsinger: Zwei Gabbroanalysen aus dem Sázavatale. (Sborník Stát. geolog. ústavu Českoslov. republiky. 5. 1. 1925—317; deutsch mit čechischer Zusammenfassung. Prag 1925.)

Vorliegende Arbeit bringt die Resultate der mikroskopischen und chemischen Untersuchung zweier basischer Spaltungsprodukte des mittelböhmischen „Granit“-Massivs, welche am nordöstl. Rande dieses mächtigen Eruptivzuges in der Umgebung von Stříbrná Skalice (Silber-Skalitz) auftreten.

I. Hornblendebytownitgabbro von Stříbrná Skalice bildet einen mehrere Meter mächtigen Gang im Diorit und ist dabei durch ziemlich starken Wechsel in Struktur und Zusammensetzung gekennzeichnet, so daß eine Randfazies vorhanden ist. Das normale Gestein, welches das spez. Gewicht 2,87 besitzt, besteht aus Bytownit, grüner Hornblende nebenspärlichen Resten von uralitisiertem Pyroxen, seltenem braunen Biotit, ganz kleiner Menge von Titanit, Apatit, Pyrit und sekundärem Calcit. Das Gestein zeigt im Dünnschliff Spuren eines starken Gebirgsdruckes, so daß bei manchen Bestandteilen Kataklyse vorhanden ist. Chemische Analyse ergab:

Si O₂ 50,01, Ti O₂ 0,03, Al₂ O₃ 19,08, Fe₂ O₃ 0,95, Fe O 5,02, Mn O 0,13, Ca O 14,02, Mg O 7,55, Na₂ O 1,34, K₂ O 0,49, P₂ O₅ 0,16, H₂ O hydr. 0,20, H₂ O chem. geb. 0,97, S O₂ 0,33, C O₂ 0,10, Σ 100,38.

Die Diskussion nach LOEWINSON-LESSING, OSANN und NIGGLI zeigt nahe Verwandtschaft mit mehreren identisch genannten Gesteinen in der Literatur. OSANN'sche Formel lautet: s = 53,11, A = 1,70, C = 10,22, F = 23,04.

	a ₁ c ₂ f ₁₄ n ₈ m _{5,2} k _{1,22}
S Al F	16 : 4 : 10
Al C Alk	12 : 16 : 2
N K	8,1
M C	4,3

II. Gabbroporphyrith aus dem Sázavatal. Das beschriebene Gestein tritt besonders hervor unter den verschiedenen Differentiationsprodukten eines dioritgabbroiden Magmas, welche gangförmig im Tale des Seradov-Baches auftreten, der in den Sázava-Fluß südwestlich von Stříbrná Skalice einmündet. Das porphyrisch struierte Gestein enthält als Hauptgemengteile Amphibol und Plagioklas, als Nebengemengteile treten Biotit, Pyrit, Apatit, Epidot und Titanit auf. Plagioklase der Einsprenglinge gehören dem Anorthit an, während in der Grundmasse Andesin-Labradorit vorhanden ist. Durch Zurücktreten dunkler Gemengteile sowie Erscheinen saurer Plagioklase geht das Gestein in verschiedene dioritische Abarten über. Durch chemische Analyse des Gabbroporphyriths von einer Dichte 2,965 wurde gefunden: Si O₂ 45,45, Ti O₂ 0,17, Al₂ O₃ 18,83, Fe₂ O₃ 1,34, Fe O 10,68, Mn O 0,16, Ca O 10,69, Mg O 5,73, K₂ O 1,66, Na₂ O 2,43, H₂ O hydr. 0,13, H₂ O chem. geb. 1,38, S O₂ 0,31, C O₂ 0,34, P₂ O₅ 0,39, Σ 100,19.

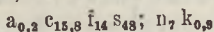
Zum Schluß bestätigt Verf. die Ansicht A. ONDŘEJ's, welcher einige Amphibolite des mittleren Sázavatal's untersucht hat und sie als gepreßte dioritische Eruptiva deutete.

F. Ullrich.

Josef Kratochvíl: Über das Gabbrovorkommen von Moravany bei Čáslav. (Sitz.-Ber. d. königl. böhm. Ges. d. Wissensch. Kl. II. 1926. Čechisch, franz. Resumé. Sep. 1—36. 3 Taf. Prag.)

Es wird ein sehr interessantes Gabbrovorkommen beschrieben, welches bei Moravany in der Umgebung von Čáslav am westlichen Rande des Zelezné hory-(Eisen-)Gebirges in Mittelböhmen auftritt. Trotzdem es sich um ein räumlich ganz beschränktes Massiv handelt, konnte eine große strukturelle Mannigfaltigkeit konstatiert werden. Verf. beschreibt mikroskopisch drei verschiedene Fazies des Gesteines, welche durch allmähliche Übergänge miteinander verbunden sind. Besonders merkwürdig sind die schönen Koronite, sowie reichliches Vorkommen von verschiedenen „synantetischen Mineralen“ von SEDERHOLM, welche ausführlich geschildert und durch 12 Mikrophotographien auch abgebildet werden. Die Koronite enthalten Olivin, Spinell, Pleonast, Enstatit, Hypersthen, Diallag, Granat, verschiedene Abarten von Amphibol, selten auch Wollastonit und Anthophyllit. Als weitere Mineralien der studierten Gesteine werden Erze (Magnetit, Ilmenit, Rutil), Apatit, Bytownit, Labradorit, Quarz, Chaledon, Biotit, Titanit und Zoisit mit Klinozoisit und Epidot angeführt. Die chemische Analyse der überwiegenden Fazies — ausgeführt von V. VESELY — ergab folgende Zusammensetzung: Si O₂ 43,37, Ti O₂ 0,15, Al₂ O₃ 27,80, Fe₂ O₃ 1,52, Cr₂ O₃ 0,03, Fe O 4,84, Mn O 0,09, Ca O 15,65, Ba O Spuren, Mg O 5,23, K₂ O 0,08, Na₂ O 0,13, H₂ O hygroskop. 0,16, H₂ O chem. geb. 1,28, P₂ O₅ Spuren, S 0,02, Cl 0,03, Summe 100,38.

Die Analyse wird nach dem Vorgang von OSANN diskutiert: s = 47,96, A = 0,2, C = 17,89, F = 15,86.



S AlF = 14,4 : 5,44 : 10,14; AlC Alk = 14,73 : 15,11 : 0,16, NK = 2,33, MC = 0,46. Die gefundene Formel entspricht der Benennung, wie auch aus dem Vergleich mit einigen in der Literatur beschriebenen Beispielen ersichtlich ist. Zum Schluß werden die wahrscheinlichen Bildungsbedingungen des Gesteines besprochen und die möglichen Ursachen der Koronitstruktur sowie der mannigfaltigen „synantetischen“ Verwachsungen diskutiert.

F. Uirloh.

Jar. Koutek: Beitrag zur Kenntnis der hornsteinführenden jurassischen Kalke der „Stránská skála“ bei Brno. (Věstník Stát. geolog. ústavu Českoslov. republiky. 2. 1926. Sep. 1—11. 2 Fig. im Text, Čechisch, franz. Resumé. Prag.)

Es wird die Petrographie der jurassischen Kalke geschildert, welche an „Stránská skála“ bei Brno (Brünn) auftreten und dem mittleren Lusitanien (Zone *Pelloceras bicristatum*) angehören. Auf Grund des petrographischen Charakters der zugänglichen Schichten werden zwei Abteilungen in dem Horizont unterschieden.

Die untere besteht aus pseudobrecciossem Kalkstein, welcher neben zahlreichen Organismenresten benthonischen Charakters (Foraminiferen, Bryozoa, Ostracoden, Crinoidea, Monactinelliden, Tetractinelliden etc.) auch Hornsteine führt, welche aus kryptokristallinem Chaledon gebildet werden und durch Metasomatose des Kalksteins von der Kieselsäure, welche aus Spongienresten konzentriert wurde, entstanden sind.

Die obere Abteilung, welche von der unteren durch eine Crinoidenbank getrennt ist, enthält viel mehr von terrigenem Material und ihre Hornsteine sind durch charakteristische zonare Bänderung gekennzeichnet, deren Entstehung im weiteren diskutiert wird.

F. Ulrich.

F. Slavík: Über „pillow-lavas“ (Wulstdiabase) des böhmischen Algonkiums. (Časopis Národ. musea. 1927. Sep. 1—8. Čechisch. Prag 1927.)

In Fortsetzung seiner früheren Arbeiten über splitische Ergußgesteine Böhmens teilt Verf. einige neue Daten mit über „pillow lavas“ (Wulstdiabase), welche unter den splitischen Effusionen Mittelböhmens ziemlich stark vertreten sind. Nach einer Aufzählung der Lokalitäten, wo dieselben bis jetzt festgestellt wurden, wird über die Resultate der chemischen Untersuchung berichtet, welche V. VESELÝ ausgeführt hat. Die mittelböhmischen „pillow lavas“ bestehen der Hauptsache nach aus größeren oder kleineren lose zusammenhängenden Blöcken, welche durch eine Zwischenmasse zusammengekittet sind. Chemische Analysen haben eine starke Differentiation des gabbroiden Magmas während der Bildung von „pillow lavas“ (Wulstdiabase) gezeigt. Das untersuchte Material stammt von V o d o c h o d y bei Prag und von der Grube B a r r é bei Kladno her. Glasige Zwischenmasse der Polsterlava von Vodochody besitzt eine Lichtbrechung von 1,60—1,65, während die eingeschlossenen Blöcke dem feinkörnigen Spilit entsprechen.

	I. Barré bei Kladno	II. Vodochody (Blöcke = Polster)	III. Vodochody (Glasige Zwischenmasse)
Si O ₂	52,09 %	52,59 %	35,40 %
Ti O ₂	1,16	1,34	1,48
Al ₂ O ₃	12,62	13,70	9,88
Fe ₂ O ₃	0,05	0,44	2,40
Cr ₂ O ₃	0,02	0,03	Spur
Fe O	9,52	10,09	22,62
Mn O	0,20	0,08	0,18
Mg O	7,54	6,43	12,34
Ca O	9,90	7,72	5,60
Na ₂ O	3,28	4,15	0,43
K ₂ O	0,21	0,93	0,32
P ₂ O ₅	1,28	0,34	1,47
S	0,09	0,04	0,02
Cl	0,05	0,03	0,05
C O ₂	—	Spuren	0,42
H ₂ O (+ 105°)	1,97	1,82	6,88
H ₄ O (— 105°)	0,20	0,20	0,65
Org. Substanz	0,08	0,04	0,03
Σ	100,26	99,97	100,17

Wie man sieht, sind die Analysen des normalen feinkörnigen Spilits aus der Grube B a r r é bei Kladno und der eingeschlossenen Blöcke („Polster“) des Wulstdiabases von V o d o c h o d y fast identisch und der mittleren Zusammensetzung der Diabase nahe entsprechend, wie sie z. B. von R. A. DALY (1914) berechnet worden ist. Dagegen besitzt die glasige Zwischenmasse der „Polsterlava“ von V o d o c h o d y eine bedeutend basischere Zusammensetzung, welche große Annäherung an gewisse pikritische Gesteine zeigt. Gleichzeitig ist der hohe Fe O-Gehalt auffallend, welcher nur von seltenen ultrafemischen Gesteinen übertroffen wird. **F. Ulrich.**

O. Pacák: Die Eruptivgesteine im nördlichen Fußgebiet der mährischen Beskiden. (Rozpravy Čes. Akad. 1926. Čechisch. 1—232. 2 Taf., 1 Karte. 13 Fig. im Text. Französischer Auszug im Bull. intern. de l'Ac. des Sci. de la Bohême 1926.)

In dieser umfangreichen Arbeit berichtet Verf. über die Ergebnisse seiner Untersuchung der Eruptivgesteine, welche im nordöstlichen Mähren am Fuße der Beskiden auftreten und mit ähnlichen Vorkommen Schlesiens und Westgaliziens unter dem Namen der Teschenite und Pikrite in der Literatur bekannt sind. Nach der historischen Uebersicht der bisherigen Literatur und Angaben über das eigene Untersuchungsmaterial folgt ein Abschnitt (p. 11—63) über die Physiographie der beobachteten Minerale. Es werden ausführlich beschrieben: Olivin, Pyroxene, Amphibole, Biotit, Nephelin, Feldspäte, Zeolithe, Prehnit, Pektolith, Apatit, Perowskit, Magnetit, Ilmenit, Titanit, Pyrit, Hämatit, Chromit, Limonit, Wad, Quarz, Chlorite, Seladonit, Carbonate und Glasbasis.

Olivin, welcher in mehreren Gesteinstypen vertreten ist, kommt teilweise idiomorph entwickelt mit den Flächen (010), (110), (021), (101) vor und hat sonst normale Eigenschaften, γ wurde zu 1,703, β zu 1,683 bestimmt. Größtenteils ist er schon umgewandelt, und zwar es entsteht dabei entweder Serpentin (Antigorit) mit intermediären Stadien, welche als Villarsit, resp. Iddingsit bezeichnet werden, oder Seladonit, teilweise wurde Olivin auch metasomatisch durch Calcit verdrängt. Als weitere Minerale dieser Assoziation wurden Magnetit mit Pyrit, Quarz und Phillipsit beobachtet.

Pyroxene sind durch die Reihe Diabasaugit—Titanaugit und Ägirinaugit—Ägirin vertreten. Ihre Physiographie wird ausführlich beschrieben, ebenso die Umwandlungsprodukte, welche dem Chlorit mit Leukoxen (Titanit), eventuell dem Seladonit angehören. Von den Amphibolen kommen die Glieder der Reihe Barkevikit—gemeiner brauner Amphibol als Hauptgemengteile in mehreren Gesteinstypen vor. Sie sind säulen- bis nadelförmig entwickelt (es wurden Durchschnitte beobachtet, deren Länge $100 \times$ größer war als die Breite), zeigen intensiven Pleochroismus mit $\gamma \leq \beta$ (dunkelbraun bis rotbraun), $> \alpha$ (lichtbraun), die Lichtbrechung steigt bei einzelnen Gliedern von 1,66 bis 1,71. Auslöschungsschiefe wurde 10° — 20° gemessen, die Dispersion regel-

mäßig $\nu > \rho$. Als Umwandlungsprodukte werden Chlorit und Leukoxen angeführt, in einem Falle wird ein farbloser Amphibol als beginnendes Stadium der Umwandlung beschrieben.

Biotit ist ziemlich Ti-reich, stark pleochroitisch, $\beta = \gamma$ wurde zu 1,649 (Christhübl bei Zenklava) resp. 1,665 (Lahmberg bei Zilina) bestimmt. Teilweise wurde auch die Anwesenheit von Anomit konstatiert. Ebenso wie die Amphibole weist er durch die Art seines Vorkommens auf flüchtige Bestandteile, welche bei der Bildung dieser Minerale zur Geltung gekommen sind. —

Nephelin, dessen von ROSENBUSCH angegebene Vorkommen in den subbeskidischen Eruptivgesteinen durch viele Autoren mehrfach bestritten worden waren, wurde unzweifelhaft vom Verf. im Material d. H. WEIGEL nachgewiesen, welches von Kriegshübl bei Šenov (Schönau) her stammt; außerdem hat Ref. unzweifelhafte Nephelinpseudomorphosen in einem Fuess'schen Dünnschliff des Teschenits von Bohušovice (Boguschowitz) festgestellt (es dürfte wahrscheinlich aus demselben Material stammen, von welchem ROSENBUSCH in der IV. Aufl. seiner Physiographie vom Jahre 1907/08 gelegentlich seines Streites mit ZIRKEL-ROHRBACH spricht und als Fundort irrthümlicherweise Bluschowitz angibt). Nachträglich wurden auch einige Nephelinpseudomorphosen in dem Material von Perná und Čertův mlýn, südlich von Nový Jičín (Neutitschein) beobachtet.

Feldspäte sind durch die Reihe Albit—Labradorbytownit, weiter durch Anorthoklas vertreten. Orthoklas wurde nicht mit Sicherheit identifiziert, es wurde aber ein deutlicher K-Gehalt in den basischen Plagioklasen nachgewiesen.

Unter den Zeolithen, welche in den studierten Eruptivgesteinen auftreten, wurde Analcim, Natrolith, Apophyllit, Thomsonit, Phillipsit, Hydronephelit (Ranit) und Mesolith identifiziert. Analcim, teilweise auch Natrolith und Apophyllit werden größtenteils als primäre Bestandteile der betreffenden Eruptivgesteine gedeutet, deren Entstehung ebenso wie diejenige des Ägirins an die Assimilation der kalkspathaltigen Sedimente der unteren Kreide durch das durchdringende Magma geknüpft ist. Analcim, welcher von den Zeolithen am zahlreichsten vertreten ist, kommt teilweise kristallisiert in (100) und (211) vor und seine Lichtbrechung an verschiedenen Vorkommen wurde zu 1,486—1,493 bestimmt. Teilweise dehydratisierte Individuen besitzen im allgemeinen höhere Lichtbrechung, ebenso beim Natrolith, welcher als primärer Bestandteil einiger Teschenite von Perná, Čertův mlýn und Prostřední Bludovice angeführt wird. Apophyllit wurde als gesteinsbildendes Mineral in einem pikritischen Mandelstein bei Libhošť beobachtet; die Lichtbrechung für ω wurde zu 1,5358 bestimmt. Für Calciothomsonit, welcher mit Analcim, Natrolith und Calcit in Prostřední Bludovice (Teschen, Schlesien) beobachtet wurde, beträgt die Lichtbrechung für $\alpha = 1,530$, $\beta = 1,5325$, $\gamma = 1,5437$ (Na?), $\rho < \nu$, $2E = 74^{\circ} 26'$; optisch positiv, opt. Achsenebene in (001).

Prehnit wurde als Bestandteil der Teschenite von Čertův mlýn, Kriegshübl bei Šenov und in den pikritischen Mandelsteinen bei Libhošť beobachtet. Lichtbrechungsindizes: $\alpha = 1,616$, $\beta = 1,627$, $\gamma = 1,649$.

Pektolith bildet bis 15 mm mächtige Gänge im Pikrit von Libhošť. Apatit ist sehr reichlich vertreten; an einem Kristall von Tichá wurde $\omega = 1,642$, $\epsilon = 1,639$ bestimmt. Es werden ausführlich seine Gaseinschlüsse sowie Korrosionserscheinungen beschrieben. Perowskit wurde nur einmal im Nephelinteschinit von Kriegshübl (Bannerbrünnel) bei Šenov festgestellt. Chloritische Minerale sind teilweise als sekundäre Bildungen in Pseudomorphosen nach Pyroxen, seltener Amphibol, teilweise auf den Rissen anderer Minerale und mit Calcit und den Zeolithen in der Ausfüllungsmasse verbreitet. Sie gehören hauptsächlich dem Pennin an. Außerdem wurde oft ein dem Seladonit nahestehendes Mineral beobachtet, dessen Zusammensetzung nach der von V. VESELÝ ausgeführten Analyse die folgende ist: SiO_2 73,84, TiO_2 0,20, Al_2O_3 8,52, Fe_2O_3 2,84, FeO 1,38, CaO 1,83, MgO 1,94, K_2O 2,88, Na_2O 0,16, H_2O (-105°) 3,02, H_2O ($+105^\circ$) 2,74, CO_2 1,00, Σ 100,35. Durch die Anwesenheit solcher seladonitähnlichen Substanzen wird der K_2O -Gehalt mancher studierten Gesteine erklärt, welche sonst keine K-haltigen Minerale führen. Ein Teil dieser chloritischen Bildungen wird als primär gedeutet. Sehr ausführlich wird über das Auftreten der Carbonate, besonders von Calcit, in den untersuchten Gesteinen berichtet. Das letzterwähnte Mineral ist besonders stark verbreitet, und zwar als Ausfüllung der Blasenräume der Mandelsteine; es bildet echte Gänge in den Eruptivgesteinen, kommt zusammen mit den Zeolithen an den Gesteinsklüften vor, ein Teil wird direkt als „allothigen primäre“ Komponente der Eruptivgesteine gedeutet, endlich entsteht er als ganz sekundäres Mineral durch Zersetzung der Pyroxene, Amphibole und trikl. Feldspäte. In einigen Vorkommen wurde ein kleiner Sr-Gehalt gefunden. Spärlicher wurde Dolomit und Ankerit konstatiert. Glasige Mesostasis spielt nach den Untersuchungen des Verf.'s eine weit untergeordnetere Rolle, als man nach den bisherigen Angaben von ROSENBUSCH, TSCHERMAK, MÖHL, ROHRBACH u. a. urteilen würde.

Im folgenden Abschnitt (p. 64—193) werden weit und breit einzelne Gesteinsvorkommen beschrieben. Sie sind in einer von Jos. KLVAŇA zusammengestellten Karte eingetragen, welche ebenfalls abgedruckt ist. Wichtig ist die Einteilung der studierten Eruptivgesteine, welche hier angeführt werden möge:

Es werden fünf Gruppen unterschieden, welche nach der Struktur und mineralogischen Zusammensetzung weiter gegliedert werden. I. In der ersten Gruppe sind Eruptivgesteine zusammengefaßt, welche 50—30 % Olivin enthalten, während die lichten Gemengteile höchstens durch 5 % vertreten sind. Der Rest wird in der 1. Abteilung durch Pyroxen, in der 2. Abteilung durch Pyroxen + Amphibol, in der 3. Abteilung dieser Gruppe durch Pyroxen + Amphibol + Biotit repräsentiert. Je nachdem hierhergehörige Gesteine massige Struktur zeigen oder porphyrisch entwickelt sind, werden sie als Peridotite resp. Pikrite bezeichnet (die Ein-

schränkung des Begriffes „Pikrit“ ausschließlich für porphyrisch entwickelte Gesteine wird im Text näher begründet).

II. In der zweiten Gruppe werden Gesteine zusammengefaßt, deren Olivin-gehalt kleiner als 25 % (durchschnittlich 10—15 %; er kann aber bis auf Null herabsinken) ist und welche sonst nur unbedeutende Mengen von Feldspäten und Zeolithen neben weit überwiegendem Pyroxen (Diabas-, Titan-, Ägirinaugit) führen. Je nachdem derselbe nur allein oder mit Amphibol (Barkevikit), eventuell mit Biotit anwesend ist, werden wieder 3 Abteilungen unterschieden. Nach der Struktur werden sie wieder als Teschenit-Peridotit resp. Teschenit-Pikrit bezeichnet. [Diese Benennung steht mit den Richtlinien der petrographischen Nomenklatur im Widerspruch. Nach der Ansicht des Ref. ist nur die Bezeichnung Pyroxenit, resp. Pyroxenitporphyrit als der Wahrheit entsprechend zu wählen, eventuell Alkalipyroxenit, resp. Alkalipyroxenitporphyrit, zur Markierung der charakteristischen Natur des Hauptminerals.]

III. Gruppe umfaßt Gesteine, welche neben kleiner Olivinmenge mehr als 10 % Plagioklas + Analcim und vorherrschende dunkle Gemengteile führen. Je nachdem darunter Pyroxen + Biotit, Pyroxen + Amphibol, oder Pyroxen + Amphibol + Biotit vertreten sind, werden 3 Abteilungen unterschieden und hierhergehörige Gesteine als Olivinteschentit bezeichnet.

In der IV. Gruppe sind Gesteine vereinigt, welche neben ganz untergeordneter Olivinmenge hauptsächlich aus Plagioklas nebst Analcim bestehen. Dunkle Gemengteile sind in der 1. Abteilung durch Pyroxen ± Biotit, in der 2. Abteilung durch Pyroxen + Amphibol, in der 3. Abteilung durch Pyroxen + Amphibol + Biotit vertreten. Sie werden Analcim-Teschentite genannt. Als kleine Untergruppe werden Teschenitpyroxenite ausgeschieden, welche der Beschreibung nach Übergangsglieder zu den vorigen Gruppen darstellen.

V. Gruppe enthält Gesteine, deren lichte Gemengteile zum Nephelin, Alkalifeldspat (Anorthoklas und Albit) sowie zu den Zeolithen gehören. Dunkle Gemengteile sind dieselben wie in der vorigen Gruppe. Diese Gesteine werden als Nephelinteschentit bezeichnet und sind wieder durch zahlreiche Übergänge mit den vorigen Gruppen verbunden.

Im Schlußkapitel (p. 194—219) werden die wichtigsten Ergebnisse zusammengefaßt. Es wird darauf hingewiesen, daß die studierten Eruptivgesteine eine charakteristische petrographische Provinz darstellen und aus einem gemeinsamen Magmabassin herkommen. Bezüglich der geologischen Lagerung hat die Arbeit im Verhältnis zu den früheren Beobachtungen nichts Neues geliefert. In einem selbständigen Abschnitt werden die vorliegenden chemischen Analysen diskutiert, welche auch schon früher bei den einzelnen Vorkommen mitgeteilt wurden. Äußerst wertvoll zu diesem Zweck sind acht neue Analysen, welche V. VESELY ausgeführt hat.

Nr. der Analyse	Si O ₂	Ti O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe O	Mn O	Ni O
I.	39,38	1,73	7,64	4,97	0,19	7,23	0,17	0,12
II.	39,78	2,39	8,41	4,47	0,11	8,12	0,15	0,07
III.	31,28	4,01	10,65	10,23	—	7,66	0,24	—
IV.	40,20	2,48	8,04	4,23	0,05	9,66	0,15	0,09
V.	43,30	2,10	10,71	2,88	0,04	8,65	0,13	0,04
VI.	39,52	2,75	9,36	3,74	0,03	7,39	0,17	—
VII.	41,42	3,14	15,07	6,40	—	7,93	0,20	—
VIII.	42,46	2,24	19,18	3,83	—	6,85	0,19	—

Nr. der Analyse	Ca O	Mg O	Ba O	K ₂ O	Na ₂ O	+H ₂ O	-H ₂ O	P ₂ O ₅
I.	8,62	22,05	—	1,12	0,43	4,93	0,95	0,44
II.	9,92	19,02	—	0,74	1,66	3,42	1,01	0,48
III.	13,74	7,30	—	2,11	2,22	1,82	0,75	5,04
IV.	13,23	11,28	—	1,58	2,00	2,45	0,70	0,81
V.	11,90	12,63	—	1,21	2,17	2,77	0,70	0,59
VI.	16,94	8,64	—	1,63	1,49	3,01	0,97	1,36
VII.	10,16	4,82	—	1,98	4,00	2,73	0,27	1,57
VIII.	10,23	2,63	0,02	3,13	4,38	3,35	0,59	0,78

Nr. der Analyse	S	Cl	F	C O ₂		Σ	Dichte
I.	0,07	0,03	—	—	—	100,07	2,96
II.	0,11	0,04	—	Spur	—	99,90	3,04
III.	0,25	0,13	0,06	2,83	100,32 — O = Cl ₂ 0,03	100,29	3,01
IV.	0,14	0,07	—	2,79	—	99,95	2,97
V.	0,08	0,03	—	0,18	—	100,11	2,96
VI.	0,08	0,07	—	3,07	—	100,22	2,92
VII.	0,37	0,05	0,10	—	100,21 — O = F ₂ 0,04	100,17	2,88
VIII.	0,04	0,06	0,08	—	—	100,04	2,80

I. Peridotit von Staříč (enthält ca. 30 % Olivin, 25 % Titanaugit, 20 % Barkevikit, 5 % Titanbiotit, 20 % Chlorit und akzessorische Minerale).

II. Pikrit von Kamenná Hurka bei Pířbor (Olivin 30 %, Titanaugit 60 %, Mesostasis 10 %).

III. Eruptivgestein von Tichá [Differentiationsprodukt der II. Gruppe], bestehend aus 20 % Pyroxen, 35 % Barkevikit, 20 % Titanbiotit, 10 % Ilmenit + Magnetit, 10 % Apatit, 10 % Mesostasis (Calcit, Plagioklas, Analcim).

IV. Alkalipyroxenit (Teschenit-Peridotit nach dem Verf.) von Žilina (10 % Olivin, 40 % Pyroxen, 25 % Amphibol, 10—15 % Titanbiotit, 10 % chloritisch-zeolithisch-carbonatische Grundmasse).

V. Olivin-Teschenit von Rybí (10 % Olivin, 30 % Titanaugit + Ägirinaugit, 30 % Amphibol, 30 % Andesin + Analcim + Calcit).

VI. Teschenit-Pyroxenit von Prchalov (ca. 75 % Titanaugit, 5 % Barkevikit, 20 % Analcim + Albit).

VII. Analcim-Teschenit von Paskov (40 % Titan- + Ägirinaugit + Barkevikit, 60 % Plagioklas + Analcim).

VIII. Nephelin-Teschenit von Čertův mlýn bei Nový Jičín [Neutitschein] ($\frac{1}{3}$ Titanaugit + Ägirinaugit + Barkevikit, $\frac{2}{3}$ Nephelin-Natroolith + Anorthoklas).

Für diese sowie auch für zwei ältere von C. F. EICHLEITER ausgeführte Analysen wurden die OSANN'schen Werte berechnet und auch graphisch dargestellt. Die Eigentümlichkeiten einzelner Analysen werden kurz besprochen und im Anschluß daran wird die mineralogische Zusammensetzung erörtert. In zwei folgenden Abschnitten wird über die Struktur und magmatische Differentiation berichtet. Neben der gravitativen Sonderung und der pneumatolytischen Differentiation spielt die Syntexis des Magmas mit den Kreidesedimenten nach der Ansicht des Verf.'s die größte Rolle. Die Altersverhältnisse einzelner Gesteinstypen sowie ihre stratigraphisch-geologische Zugehörigkeit konnten nicht mit Sicherheit bestimmt werden. Es wird ein Vergleich der subbeskidischen Eruptivgesteine mit denjenigen des Böhmisches Mittelgebirges und der südamerikanischen Anden nach dem Vorgang von BECKE durchgeführt, welcher deutlich den hybriden Charakter der studierten Gesteine hervortreten läßt. Im letzten Abschnitt wird versucht, den alkalischen Charakter der subbeskidischen Eruptivgesteine mit Hilfe DALY's syntektischer Theorie abzuleiten. Die angeführten Gründe scheinen aber dem Referenten wenig überzeugend, so daß die endgültige Lösung des Problems wohl den künftigen Untersuchungen vorbehalten bleibt.

F. Ulrich.

Jar. Koutek: Itabirit und Limonitlager bei Jakubov unweit von Moravské Budějovice. (Časopis Moravského musea zem. 22. Brno 1926. Sep. 1—6. Čechisch. Franz. Resumé.)

Verf. beschreibt ein Vorkommen von Itabirit im Cordieritgneise westlich von Moravské Budějovice (Mährisch Budweis) in Westmähren, durch dessen Verwitterung ein kleines Limonitlager entstanden ist, welches durch neuere Schürfarbeiten entdeckt wurde. F. Ulrich.

Allgemeine Geologie.

Allgemeines.

- Topographic instructions** of the United States Geological Survey. (U. S. Geol. Surv. Bull. 788. 1926. A. Administration. 1—44. B. Triangulation. 45—87. C. Transit Traverse. 88—116. D. Leveling. 117—160.)
- Lugeon, M.:** Evaluation approximative d'un temps géologique. (Bull. Soc. Vaudoise. Sc. nat. 54. 1922. 79—80.)
- Stevens, A.:** A preliminary study of the World Geometry of Structure Lines. (Trans. geol. soc. of Glasgow 1925/26. 17. 440—463.)

F. E. Wright: Polarization of Light Reflected from Rough Surfaces with Special Reference to Light Reflected by the Moon. (Proc. National Acad. Science. 13. 535—540. 1927.)

Durch Studium der Polarisationserscheinungen des vom Mond reflektierten Sonnenlichtes konnte gezeigt werden, daß die Oberfläche des Mondes größtenteils aus Gesteinen folgender Art besteht: Kieselsäurereiche Bimssteine, Pulver von durchsichtigen Substanzen, Quarzporphyre und vielleicht Trachyte und Granite.

Tom. Barth.

H. Pickering: The Separation of the Continents by Fission. (Geol. Mag. 61. 1924. 31—34.)

Bereits im Jahre 1907 hat Verf. seine Anschauungen über die Abtrennung der Kontinente veröffentlicht, nämlich den Zusammenhang zwischen letzterer und der Entstehung des Mondes. Das Becken des Pazifischen Ozeans ist die Narbe selbst, während das des Atlantischen Ozeans jenen Trennungsspalt darstellt, der durch das Auseinanderreißen des noch übrig bleibenden irdischen Festlandes bedingt wurde. Nach seiner Berechnung soll dieser Vorgang vor etwa sieben Milliarden (seven thousand million) Jahren stattgefunden haben, doch bedeutet diese Zahl einen Maximalwert. Jedenfalls ist soviel sicher, daß die Erdrinde zur Entstehungszeit des Mondes völlig erstarrt war. Damals (1907) verlegte Verf. den Geburtsort des Mondes 1000 Meilen nordöstlich von Neuseeland. Inzwischen hat er diese Angabe dahin revidiert, daß die Nordspitze Neuseelands selbst diesen letzten Berührungspunkt zwischen Mond und Erdoberfläche darstellt. Dreiviertel

der damaligen Erdoberfläche — bis zu einer Tiefe von 35 Meilen — wurde als Trümmermasse fortgeschleppt. Neuseeland selbst blieb gerade noch verschont. Durch diesen gewaltsamen, plötzlichen Akt der Losreißung einer so gewaltigen irdischen Scholle zerspaltete der übrigbleibende Rest in mehreren Richtungen, eine Annahme, die durch das auffällige Aneinanderpassen der beiden atlantischen Küsten bestätigt wird.

WEGENER hat nach Verf. dessen Idee dahingehend modifiziert, daß der Akt der Lostrennung nicht zu archaischer Zeit, sondern erst in der späteren Kreide- oder früheren Tertiärzeit stattfand. Daß zu jener Erdepoche große Veränderungen im Anlitz der Erde stattfanden, gibt Verf. zu, doch ist er überzeugt, daß eine Katastrophe von solchem Ausmaße alles Tier- und Pflanzenleben restlos vernichtet haben würde. Selbst wenn man mit WEGENER den Zeitpunkt der Verschiebung der Kontinente nach W hin in eine so späte Erdepoche verlegt, so bleibt nach Verf. auch dann als einzig denkbare Ursache der Mond, und die Tatsache, daß zu jener Epoche die Kontinente in festem Gestein — lediglich von den Weltmeeren bedeckt — verankert lagen und nicht wie zur Entstehungszeit des Mondes in flüssigem Magma, spricht gegen die WEGENER'sche Theorie. Auch andere, vornehmlich astronomische Gesichtspunkte werden gegen die WEGENER'sche Auffassung angeführt.

Abschließend bringt Verf. noch einige Bemerkungen zum Problem der Permischen Vereisung. Nach ihm ist es durchaus möglich, daß die Sonne während der mehreren Milliarden Jahre seit der Selbstständigkeit der Erde als Planet verschiedene jener zahlreichen im Weltenraum verteilten Nebelflecke passierte, wodurch mit Leichtigkeit 20—30 % des Sonnenlichts und der Sonnenwärme absorbiert worden sein können. Ein solcher Betrag würde ausreichend sein, um alle beobachteten Phänomene der Eiszeit zu erklären.

H. P. T. Rohleder.

R. Wavre: Sur le mouvement de deux sphères concentriques, à propos d'une hypothèse géologique. (Archives Sc. phys. et nat. Genève. 7. 1925. 133—145.)

R. Wavre: Sur la force qui tendrait à rapprocher un continent de l'équateur. (ibid. 163—186.)

R. Berner: Sur la grandeur de la force qui tendrait à rapprocher un continent de l'équateur. (ibid. 247—264.)

Die drei Arbeiten behandeln mathematisch das Problem der Kontinentverschiebungen.

M. Reinhard.

Geophysik.

Allgemeines.

B. Gutenberg: Lehrbuch der Geophysik. (Liefg. 4. 609—796. Mit 48 Textfig. Verlag von Gebr. Borntraeger, Berlin 1927. — Besprechung von Liefg. 1—3 vgl. Centralbl. f. Min. etc. 1926. B. 561—562; dies. Jahrb. 1927. B. I. 21—22, 317—318.)

Von der 4. Lieferung sind für den Geologen noch der Schluß der GUTENBERG'schen Ausführungen über die Verwendung von elastischen Wellen zur Erforschung der obersten Erdschichten (Kap. 56, 31 p.) sowie die weiteren kurzen Darlegungen desselben Autors betreffs einiger anderer physikalischer Aufschlußmethoden und der gemeinsamen Verwertung der Ergebnisse verschiedener Methoden (Kap. 57, 5 p.) von Bedeutung. So werden u. a. noch Hinweise auf Radioaktivitätsmessungen gegeben und auch die Versuche mit der Wünschelrute berührt. Für diese letzteren Versuche wird mit der Möglichkeit irgendwelcher (elektrischer oder radioaktiver?) Einwirkungen des Untergrundes auf den durch unbewußte Autosuggestion hierfür besonders empfindlich gewordenen Rutengänger gerechnet.

Die dann folgenden drei Abschnitte befassen sich mit der Atmosphäre und liegen somit dem geologischen Interesse ferner. Von berufenster Seite werden hier im Abschnitt XIII (32 p.) der Aufbau der Atmosphäre (L. WEICKMANN), im Abschnitt XIV die Optik der Atmosphäre und zwar in einem ersten Teil (44 p.) die atmosphärischen Strahlungsvorgänge mit besonderer Berücksichtigung ihrer Abhängigkeit von der Lufttrübung (F. LINKE) und in einem zweiten Teil (37 p.) die atmosphärische Strahlenbrechung und die optischen Erscheinungen in Wolken (A. WEGENER) sowie schließlich im Abschnitt XV (67 p.) die elektrischen Vorgänge in der Atmosphäre (H. BENDORF) behandelt.

E. Tams.

R. Ambronn: Methoden der angewandten Geophysik. 258 p. Mit 84 Abbildg. Dresden und Leipzig, Th. Steinkopff 1926.

Die Unmöglichkeit, oft über Vorkommen oder Ausdehnung besonders gesuchter Bodenschätze durch unmittelbare anschauungsmäßige Beobachtung Aufschluß zu erhalten, hat zur Folge gehabt, daß die geophysikalischen Methoden derart ausgearbeitet wurden, daß die Gesteine, die eine genügende Fernwirkung besitzen, nachgewiesen werden können. Verf. hat in seinem Buche wohl fast alle wichtigen Arbeiten, die in zahlreichen Zeitschriften weit zerstreut sind, zusammengefaßt.

Einleitend wird ein historischer Überblick über die einzelnen Methoden und eine Besprechung der Anwendungsmöglichkeiten, denen bei der speziellen Abhandlung einer Methode besondere Sorgfalt gewidmet ist, gegeben. Die einzelnen Kapitel der verschiedenen Methoden sind so aufgebaut, daß zunächst die physikalischen Grundlagen besprochen werden, sodann die einzelnen Apparate in ihrer Entwicklung und Auswertung diskutiert werden und schließlich die geologischen Anwendungen untersucht werden. Im ersten Kapitel wird die Methode der Drehwage behandelt. Die Anwendung der Schwermessungen zum besonderen Studium der Massenverteilung an Erdkruste und Erdinnern veranlaßt eine kurze Besprechung der Isostasie. Das zweite Kapitel befaßt sich mit den magnetischen Methoden für geophysikalische Aufschlußarbeiten, bei denen besonders untersucht werden muß, ob lokale Anomalien in der magnetischen Kraftverteilung ihren Ursprung in magnetischen Massen oder in Erdstromfeldern haben, wobei einmal die Lage magnetischer Gesteinsschichten und im anderen

Fälle die Verteilung verschieden elektrisch leitender Schichten nachgewiesen wird. Sehr interessant sind die Ausführungen über die Verwertbarkeit radioaktiver und luftelektrischer Messungen für geophysikalische Aufschlüsse. Trotz der zahlreichen Literatur sind die Methoden nicht immer zuverlässig, besonders durch die ganz geringe Tiefenwirkung radioaktiver Strahlung. Im folgenden bespricht Verf. Methoden, die die Fortpflanzung und Ausbreitung von Energieströmen elektrischer, elektromotorischer und elastischer Natur benutzen, um Aufschluß über den Bau der Erdkruste zu erhalten. Benutzt werden sowohl natürliche wie auch künstliche Erregungsquellen.

Abschließend bespricht Verf. die Temperaturverteilung im Erdinnern und geht auf die geophysikalische Verwertung von Temperaturmessungen in Bohrlöchern, Tunneln, Bergwerken und Quellen kurz ein. Den meisten Kapiteln sind Tabellen der speziellen Gesteinskonstanten — die allerdings nicht immer einwandfrei verwandt werden können und teilweise auf unsicheren Untersuchungen und Bestimmungen beruhen — beigegeben, wodurch die einzelnen Methoden in ihrer Anwendungsmöglichkeit gut erläutert und geklärt werden und durch Beigabe von ermittelten Aufnahmen geophysikalischer Natur plastisch bedeutend vertieft und erweitert werden.

Von Wert ist auch das Literaturverzeichnis, das einen sehr guten Quellennachweis gibt und zugleich die Sorgfalt dartut, mit der Verf. das Buch geschrieben hat, wobei ein jedes Kapitel zahlreiche Probleme aufdeckt, die oft nur von geologischer oder petrographischer Seite gelöst werden können.

So führt uns dies Werk, das zum ersten Male eine sorgfältige Zusammenfassung der heute so wichtigen Schürftechnik gibt, gut in das Gebiet ein. Verf. hat es sehr gut verstanden, die Zusammenarbeit der verschiedenen wissenschaftlichen Disziplinen unter sich und zusammen mit der Praxis darzutun.

A. Geller.

R. Krahnann: Die Anwendbarkeit der geophysikalischen Lagerstättenuntersuchungsverfahren, insbesondere der elektrischen und magnetischen Methoden. (Abh. z. prakt. Geol. u. Bergwirtschaftslehre. 3. Halle 1926. 40 p.)

Die zusammenfassenden Werke über geophysikalische Lagerstättenuntersuchungsmethoden mehren sich beträchtlich. Das vorliegende geht aus Vorträgen des Verf.'s beim internationalen Bohrtechnikerkongreß 1926 hervor und ist demnach praktisch und allgemeinverständlich eingestellt, ohne wesentlich Neues zu bringen. Praktisch in bezug auf Anwendungsmöglichkeit und Ergebnisse haben sich bis jetzt von den acht gebräuchlichen Untersuchungsverfahren die vier folgenden als die erfolgreichsten erwiesen: 1. die Schwerkraft-, Dichte- oder Gravitationsmessungen, 2. die magnetischen Messungen, 3. die Untersuchungen der elektrischen Leit- und Widerstandsfähigkeit, 4. die seismischen Messungen der Fortpflanzung von Erschütterungswellen.

Die „elektrische Schürfmethode“ wird am eingehendsten erläutert. Sie beruht auf dem verschiedenen Widerstand, den die verschiedenen Boden-

schichten, Gesteine und Mineralien dem Durchgang eines künstlich erzeugten und dem Erdreich zugeführten elektrischen Stromes entgegenzusetzen. Als „bisher bewährteste“ Apparatur wird die der „Ellbof“ beschrieben, d. h. der „Abteilung für elektrische Bodenforschung“ der Firma Piepmeyer in Kassel. Ausführliche Erörterung mit zahlreichen Abbildungen und Beispielen von erfolgreich durchgeführten Untersuchungen in Erz- und besonders Ölgebieten. Ähnlich ausführlich beschrieben wird die magnetische Methode, die auf den verschiedenen magnetischen Eigenschaften der Gesteine fußt. Abbildungen der Lokalvariometer der „Askania-Werke“, Berlin und mit ihnen aufgenommene Isanomalkarten aus Salz- und Erzgebieten folgen. Diese Methode ist vor allem brauchbar zur Erforschung von Eisenerzlagerstätten, von Einlagerungen basischer Eruptivgesteine, wie z. B. des Muttergesteins der in Transvaal neu entdeckten Platinlagerstätten u. a. m.

Grundlagen und Anwendungserfahrungen über Schwerkraft-Untersuchungen und seismische Methoden (elastische Bodenwellen) stehen dem Verf. ferner. Über geothermische und Radioaktivitäts-Untersuchungen sind allgemein bis jetzt nur unzureichende Ergebnisse erzielt. Ziel und Erfolg der geophysikalischen Methoden liegen im Hinweis auf Vorhandensein und Ausdehnung von Lagerstätten, nicht etwa in nutzbarer Inhaltsberechnung. Die Verfahren ergänzen sich gegenseitig und bieten zusammen neue Hilfsmittel, die Zusammensetzung der äußersten Erdkruste zu ergründen, besonders für die Bedürfnisse des Berg- und Tiefbaues, im wesentlichen darauf abzielend, kostspielige und unproduktive Probeschürfungen zu vermeiden. Schematische Anwendungsgrenzen für die einzelnen Methoden lassen sich nicht ziehen, weil die geologische Mannigfaltigkeit jedes Gebietes alles schematische Vorgehen vereitelt.

J. L. Willner.

Iswestija Instituta Prikladnoi Geofisiki. (Bull. of the Inst. of Pract. Geoph. No. 1. Leningrad 1925. 284 p. Mit Textabb. u. Taf. [Russ. 14 Aufsätze, z. T. mit engl. Überblick.])

In diesem Bande veröffentlicht das neue Institut die Ergebnisse seiner ersten Arbeiten. Das Institut wurde errichtet auf Anregung des 1923 gestorbenen Professors am Berginstitut W. J. BAUMAN. Mit einem von BAHURIN verfaßten Nachruf auf BAUMAN, der den Lehrstuhl für Markscheiderwesen inne hatte und eine erfolgreiche Tätigkeit ausgeübt hatte, beginnt der Band.

D. Mushketov: The Organisation and Purposes of the Institute of Practical Geophysics.

Überblick über die Entwicklung der angewandten Geophysik, über die durch die Errichtung des Institutes zu erwartenden Vorteile, über Einrichtung und Organisation des Institutes und die Tätigkeit von BAUMAN. Die Aufgaben sind nicht nur praktischer, sondern auch theoretischer Art: es sollen neue Verfahren ausgearbeitet werden und es soll die Anwendung der älteren und neuen Methoden praktisch ausprobiert werden.

J. Bahurlin: The magnetic field of a magnetized ellipsoid from the point of view of magnetometric studies.

Untersuchungen über die Frage, in welcher Weise die Ergebnisse magnetometrischer Messungen für die Feststellung der Form und Lage von Erzkörpern nutzbar zu machen sind. Es ergab sich, daß nur durch Vergleich mit dem magnetischen Feld einer einigermaßen regelmäßigen, dem Erzkörper ähnlichen Form Erfolge zu erzielen sind. Demgemäß werden die Lager mit unendlich langen elliptischen Zylindern, die Stöcke mit Ellipsoiden verglichen. Jedoch sind die Formeln für flaches Ellipsoid und elliptischen Zylinder zu kompliziert für praktischen Gebrauch. Trotzdem gelang es, eine theoretische Basis für die Unterscheidung verschiedener Erzkörper zu geben, sowie für Feststellung ihrer Umrisse und Tiefe.

J. Bahurlin: The activity of the magnetic department of the I. P. G. in summer 1924.

Bericht über die im N des Erzdistriktes von Krivoj Rog ausgeführten Untersuchungen. Gegenüber früheren Untersuchungen ergab sich eine um 12 km weiter nach N sich erstreckende Zone großer Anomalien. Tiefe und Mächtigkeit der Erzlager konnten festgestellt werden.

L. Bogojavlensky: On the principles of radiometric surveying and its applications.

Darlegung dieser Methode, die bei allen radioaktiven Substanzen angewandt werden kann. In zwei Fällen, im Altai und Kaukasus, konnte damit die unterirdische Entnahmestelle für Thermalwässer genau bestimmt werden.

L. Bogojavlensky: A concise survey of radiometrical explorations of the I. P. G. in 1924.

Bericht über Untersuchungen in Pjatigorsk (Kaukasus) und im Maikop-Ölfeld.

A. Petrowsky: The theory of earth's current measurements.

A. Petrowsky: Natural electric fields produced by ore.

A. Petrowsky: Electrometric methods in ore prospecting and experimental investigations at Ridder's mine during summer 1924.

Theoretische und Feld-Untersuchungen (im Altai).

Die Art der möglichen Methoden wird besprochen, daran schließt sich eine eingehende Beschreibung der Feldarbeiten und der Auswertung der Messungen, mit zahlreichen Abbildungen.

A. Petrowsky: Radio in ore prospecting.

Beschreibung der bis jetzt ausgearbeiteten fünf Methoden, die für praktische Zwecke in Betracht kommen.

P. Nikiforov: Physical principles of the gravitational method of prospecting.

Verf. gibt eine ausführliche (105 p., 18 Abb.) Beschreibung dieser Methode, die zuerst Eötvös ausgearbeitet hat, beschreibt einen neu konstruierten Variometer und untersucht die auf dieses Instrument einwirkenden Kräfte. Geodätische und physikalische Bedeutung von P, Q, R und S wird dargelegt, dann werden Normalwerte, örtliche Effekte und Störungen behandelt. Die Resultate der Beobachtungen werden interpretiert und für reguläre geometrische Körper ausgewertet.

P. Nikiforov: Preliminary report on gravimetric expedition for the study of platinum deposits in the Urals in 1924.

Die Expedition hatte die Aufgabe, die Grenzen des Dunitmassivs, das Problem seiner Form (Lakkolith oder Batholith?), Chromitnester im Dunit festzustellen. Es ergab sich ferner während der Aufnahmen die Notwendigkeit, die Dichte des Dunits zu bestimmen. Es ergab sich als mittlere Dichte 2,63, was auf Serpentinisierung in den oberen Teilen zurückzuführen ist, gegenüber der angenommenen Dichte von 2,95—3,1. Zwecks Nachprüfung dieser Annahme wurden entsprechende gravimetrische Messungen ausgeführt, deren Auswertung möglicherweise die normale Dichte des Dunits festzustellen erlaubt.

Es folgen Angaben über Zusammensetzung und Ausrüstung der Expedition, Arbeitsplan und Art der Ausführung. Die endgültigen Ergebnisse werden später veröffentlicht.

J. Cherepennikow: Some determinations of radioactivity of natural gases in the region of Baku.

R. Prokopow: On gases of mud volcanoes.

Kurze Mitteilungen, aus denen sich ergibt, daß die Gase aus ziemlich tiefliegenden Schichten stammen.

Aus der vorstehenden Inhaltsangabe des ersten Bandes der *Iswestija* des I. P. G. ergibt sich, wie vielseitig der Aufgabenkreis des neuen Institutes heute schon ist und wie intensiv in den verschiedenen Richtungen schon gearbeitet wird, so daß wir den weiteren Veröffentlichungen des I. P. G. mit großem Interesse entgegensehen dürfen.

Leuchs.

J. Koenigsberger: Zur geophysikalischen gravimetrischen Landesuntersuchung und über die Tiefenlage der störenden Massen. (*Zs. prakt. Geol.* 35. 1927. 65—70.)

Verf. zeigt, daß die gravimetrischen und erdmagnetischen Methoden für die Landesuntersuchung in erster Linie in Frage kommen. Er zeigt an Hand einfacher mathematisch-geophysikalischer Betrachtungen, daß die geophysikalische Landesaufnahme äußerst interessante Ergebnisse für die

theoretische Geologie liefern kann, daß sie hauptsächlich Aufschluß gibt über die Struktur der Schollen der Erdkruste, daß sie den Tiefgang mancher tektonischer Linien beweist.

In einigen Fällen wird diese Landesaufnahme indirekt und in großen Zügen auch zur Entdeckung nutzbarer Lagerstätten beitragen können.

M. Henglein.

H. Mothes: Dickenmessungen von Gletschereis mit seismischen Methoden. (Geol. Rundschau 1926. 17. 397—400.)

Die Messungen wurden am Hintereisferner in den Ötztaler Alpen ausgeführt. Die Erschütterungswellen wurden mit Sicherheitssprengstoff Dynamon Nr. 1 in Mengen von 25 g bis über 2000 g bei Entfernungen von 25 bis 2000 m erzeugt. Zur Aufnahme dienten ein Vertikalseismograph mit optischer Registrierung und ein Mikrophonseismograph mit Galvanometer. Der Vertikalseismograph bewährte sich besser. Die gewonnenen Werte stimmten mit den von HESS durch Bohrungen ermittelten überein. **W. Eder.**

Curt Teichert: Erdmagnetische Messungen im östlichen Samland. (Weitere Beiträge zum Problem der erdmagnetischen Störungen in Ostpreußen.) (Schriften d. Phys.-ökonom. Ges. z. Königsberg i. Pr. 65. 1926. 66—95. 4 Textfig.)

Um der Ursache der ostpreußischen erdmagnetischen Störungen nachzuspüren, hatte FR. ERRULAT es unternommen, das westliche Samland mit einem möglichst engmaschigen Netz von Stationen zu überziehen, um dann diese Aufnahme nach und nach auf ganz Ostpreußen auszudehnen. ERRULAT selbst hat inzwischen seine Messungen im nordöstlichen Ostpreußen und im Gebiete des Freistaates Danzig weitergeführt, und in dem vorletzt genannten Gebiete hat sich auch die Preußische Geologische Landesanstalt mit gleichen Messungen betätigt. Inzwischen wurde nun zur Ergänzung der ERRULAT'schen Vermessung des westlichen Samlandes vom Verf. das östliche Samland untersucht. Gemessen wurde an 50 Stationen. Die Resultate wurden auf 3 Kärtchen eingetragen, welche die Linien gleicher Horizontalintensität, gleicher Vertikalintensität und gleicher Störungen der Vertikal-komponente von 200 zu 200 γ (nicht 2008, wie p. 77 in der Unterschrift zu Fig. 4 fälschlich gesetzt und bei der Korrektur übersehen wurde) wiedergeben und mit den Linien gleicher westlicher Deklination des 4. Kärtchens verglichen werden. Verf. beschreibt eingehend seine Messungsmethode, die Lage seiner Stationen und die Konstruktion der erwähnten 3 Kärtchen und versucht, seine diesbezüglichen Ergebnisse mit den leider nur durch eine unzureichende Anzahl von Bohrungen unterstützten bisherigen Kenntnissen über den geologischen Bau des Untergrundes in Einklang zu bringen. Den Zweifel von HERMANN REICH an der Reellität der ERRULAT'schen Messungen im westlichen Samland kann Verf. leicht mit dem Hinweis widerlegen, daß die von ihm gewonnenen Kurvenbilder sich genau an diejenigen von ERRULAT anschließen. Gleichwohl drückt sich Verf. vorsichtiger als der letztere bei seiner Deutung aus. „Beziehungen zwischen Störungen und Diluvium sind mit einiger

Wahrscheinlichkeit in Rechnung zu setzen, doch sind auch Beziehungen zum tieferen Untergrund ganz zweifellos vorhanden.“ REICH's Annahme von Magnetitlagerstätten im Untergrunde von Ostpreußen müßte durch Tiefbohrungen nachgeprüft werden. **K. Andréé, Königsberg i. Pr.**

Geochemie.

Allgemeines.

V. M. Goldschmidt: Probleme und Methoden der Geochemie. (GERLAND's Beiträge zur Geophysik. 15. Heft 1. 1926. 38—50.)

Diesem sehr klaren und anregenden Einblick in die geochemischen Arbeitsgebiete gemäß handelt es sich in dieser jungen Wissenschaft wesentlich darum, einerseits die quantitative chemische Beschaffenheit des Erdkörpers und andererseits die Verteilung der einzelnen Elemente auf seine verschiedenen Sphären zu ermitteln.

Entsprechend einer ersten großen Trennung des Erdballs in flüssige Schmelze und Dampfhülle und dann weiter auf Grund wesentlich chemischer Eigenschaften einsetzender Sonderung in nur beschränkt untereinander mischbare Schmelzflüsse, nämlich Eisenschmelze, Sulfidschmelze und Silikatschmelze, spricht man zweckmäßig von siderophilen, chalkophilen, lithophilen und atmophilen Elementen, je nachdem diese hauptsächlich der Eisen- oder der Sulfid- oder der Silikatschmelze oder der Dampfhülle angehören. Neue Stoffsonderungen nach vorherrschenden kristallochemischen Verwandtschaften waren mit dem dann eintretenden Kristallisationsprozeß verbunden, der namentlich in der Silikathülle die festen Gesteine entstehen ließ; und bis in die Gegenwart hinein finden sekundäre stoffliche Umsetzungen statt, die wesentlich auf den Wechselwirkungen zwischen der erstarrten Lithosphäre, der Atmo- und Hydrosphäre und speziell auch der Biosphäre (dem Schauplatz der lebenden Materie) beruhen.

Die Elemente mit durch 2 teilbarer Atomnummer (Kernladungszahl) sind häufiger als die mit ungerader Nummer (ODDO-HARKINS'sche Regel) und die Elemente mit niedrigem Atomgewicht (niedriger Kernladungszahl) sind häufiger als die mit hohem Atomgewicht. Es gibt aber auch sog. abundante Elemente, d. h. solche, die viel häufiger vorkommen, als es diesen beiden Gesetzen entspricht, wie z. B. Eisen und Nickel, und sog. defiziente Elemente, welche seltener auftreten, als es nach diesen Regeln zu erwarten ist, z. B. Lithium, Beryllium und Bor. Naturgemäß erweist sich die Lithosphäre als der für die Geochemie wichtigste und ergiebigste Forschungsbezirk des Erdkörpers. **E. Tams.**

Th. de Fellenberg et Gulbrand Lunde: Contribution à la géochimie de l'Iode. (Norsk Geologisk Tidsskrift. 9. 1926. 48.)

Die Jodbestimmungen wurden durch Anschluß der Mineralien in jodfreier Kalilauge und Konzentrieren des Jods durch mehrmalige alkoholische Extraktion ausgeführt. Es wurde gefunden:

Jod- und Bromgehalte von Mineralien und Gesteinen.

	Jod mg im kg	Brom mg im kg
Gesteine.		
Granit, Fredrikshald	0,20	2
Larvikit, Larvik	0,30	—
Labradorfels, Ekersund	0,23	—
Obsidian, Island	0,32	—
Basalt, Dattenberg bei Linz a. Rhein	0,31	8
Mineralien.		
Marmor, Carrara	0,55	—
Marmor, Velfjorden, Nordland	0,07	—
Titaneisen, Blaa fjell, Ekersund	0,77	—
Hypersthen, Soggedal, Ekersund-Gebiet	0,94	8
Labrador, „ „ „	0,44	20
Biotit, Kragerö	0,50	5
Hornblende, Kragerö	0,16	10
Skapolith, Risør	0,23	—
Sodalith, Brevik	0,90	< 2
Phlogopit, Bamle, Ödegaarden	0,63	—
Apatit, gelb, „ „	0,18	—
Mikroclinperthit, Halvorsrød, Raade, Östfold	0,37	5
Albit, „ „ „	0,15	2
Muscovit, „ „ „	0,69	—
Flußspat, „ „ „	0,55	—
Rauchquarz, „ „ „	0,33	< 2

Fehlergrenze: Bei Jod 0,05 mg, bei Brom 1 mg.

Der Jodgehalt scheint sich nicht mit dem zunehmenden Grad der Differenzierung der Eruptivgesteine nach der einen oder anderen Richtung hin zu ändern. Es läßt sich nicht sagen, in welcher Form das Jod im Gestein vorliegt. In den Eruptivgesteinen sind 0,2—0,3 mg per kg vorhanden, in den gesteinsbildenden Mineralien etwas größere Mengen, was die Verff. darauf zurückführen, daß es sich in den meisten Fällen um größere Mineralstufen handelt, die wahrscheinlich aus pegmatitischen Restlösungen gebildet waren. Sie nehmen an, daß in diesen Lösungen eine selektive Anreicherung an Jodverbindungen stattgefunden hat. — Die Glimmerminerale zeigen einen konstanten Jodgehalt von etwa 0,6—0,7 mg per kg. Die Jodmengen der Mineralien stehen in keiner Beziehung zum Chlorgehalt. Es konnte auch keine Beziehung zwischen Jod- und Brom-Gehalt gefunden werden. Das Jod scheint demnach den anderen Halogenen nicht zu folgen.

Tom. Barth.

Gulbrand Lunde: Om forekomsten og fordelingen av jod i naturen, og dets betydning for det organiske liv. (Über das Vorkommen und die Verteilung des Jods in der Natur und seine Bedeutung für das organische Leben.) („Naturen“. 1927. 65—74.)

Es wird eine zusammenfassende Übersicht über das Vorkommen des Jods gegeben, wobei besonders das Vorkommen in Meerwasser und Süßwässern und deren Organismen erwähnt wird. Es wird darauf hingewiesen, daß die Sedimente größere Jodmengen als die Eruptivgesteine enthalten. Auf die Bedeutung der Joduntersuchungen für die Kropffrage wird kurz eingegangen.

Tom. Barth.

A. Brun: Contribution à la connaissance de l'échalaizon volcanique. (Archives Sc. phys. et nat. Genève. 44. 1917. 5—18.)

Verf. weist in diesem Artikel hauptsächlich auf die weite Verbreitung der drei Elemente Bor, Lithium und Thallium in verschiedenen vulkanischen Produkten hin.

M. Reinhard.

A. Brun: Quelques recherches sur le Volcanisme. L'évolution des oxydes du fer. (Archives Sc. phys. et nat. Genève. 6. 1924. 244—263.)

Vulkanismus.

Sapper, Karl: Vulkankunde. 424 p. m. 32 Textfig., 30 Taf. u. 4 farb. Karten. Stuttgart (J. Engelhorn's Nachf.) 1927. (Bespr. Centralbl. f. Min. etc. 1927. B. 552.)

Ebert, A.: Über den Mechanismus der vulkanischen Erscheinungen. (N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. LVIII. B. [Pompeckj-Festband.] 615—626.)

Karl Sapper: Beiträge zur Geographie der tätigen Vulkane. (Zeitschr. f. Vulkanologie. 3. 1916/17. 65—197. Mit 10 Taf.)

In der Einleitung werden die Begriffe „Vulkan“, „tätiger Vulkan“ und „Ausbruch“ erörtert, aus deren Unbestimmtheit sich naturgemäß Unsicherheiten hinsichtlich der Zahl und geographischen Verteilung der in geschichtlicher Zeit tätigen Vulkane ergeben.

Das 1. Kapitel behandelt die zahlenmäßige Verteilung der in geschichtlicher Zeit tätigen Vulkane. Die Vulkandichte der Gesamterde beträgt im Mittel 8,4 Vulkane auf 10 000 000 qkm. Die Vulkandichte ist im ganzen größer in den niedrigen Breiten und nimmt nach den Polen hin ab, doch erfolgt die Abnahme nicht gleichmäßig, sondern unter mehrfachem Wechsel vulkanarmer und vulkanreicher Breitenzonen.

Im 2. Kapitel wird die Vulkandichte im Verhältnis zur Größe des jeweiligen Vulkangebietes untersucht und zwar im Verhältnis zur Längserstreckung desselben (Vulkananordnungsdichte). Ihr Mittelwert aus den verschiedenen Vulkangebieten ergibt sich zu 1 : 135, den Maximalwert von

1 : 25 besitzen das südisländische und das ostisländische Vulkangebiet im Bereich der atlantisch-indischen Erdhälfte bzw. die Vulkanzone der Gazelle-Halbinsel im Bereich der pazifischen Erdhälfte.

Das 3. Kapitel weist auf Erscheinungen hin, die den einzelnen Vulkangebieten eine gewisse Individualität verleihen: Gleichzeitigkeit der Ausbrüche innerhalb eines Vulkangebietes, regelmäßiger Wechsel der Tätigkeit in den verschiedenen Teilen eines solchen, Abhängigkeitsbeziehungen zwischen den benachbarten Vulkangebieten.

Das 4. Kapitel befaßt sich mit der Tätigkeitsfrequenz (Häufigkeit der Tätigkeitsäußerungen). Eine Statistik der Tätigkeitseinheiten, d. h. der Zahl der Jahre mit nachgewiesener Tätigkeit, in den verschiedenen Vulkangebieten und für größere Zeiteinheiten (Jahrhundert), insbesondere die prozentuale Anteilnahme der verschiedenen Einzelgebiete an der Gesamtzahl der tätigen Vulkane der Erde und das prozentuale Verhältnis der Ausbrüche in diesen Gebieten zur Gesamtzahl der Ausbrüche auf der Erde lassen das Bestehen großer Unterschiede zwischen den Einzelgebieten erkennen. Bei aller Unsicherheit tritt „die hohe Frequenz des mittelmeeischen, indonesischen und melanesischen Vulkangebiets, die geringe Frequenz des Atlantischen Ozeans, des asiatischen Festlandes, sowie der östlichen und nordwestlichen Umrandung des Stillen Ozeans“ hervor. Eine Betrachtung der Verteilung der Ausbruchseinheiten pro 10 000 000 qkm auf die verschiedenen Breitenzonen zeigt wieder deutlich die Anhäufung der Tätigkeitseinheiten innerhalb der Zone zwischen 20° nördlicher und 20° südlicher Breite und die Abnahme der vulkanischen Tätigkeit nach den Polen hin.

Das 5. Kapitel über die Schwankungen der Tätigkeit stellt für viele Vulkane fest, daß Perioden erhöhter Tätigkeit in großen Rhythmen auftreten und daß diese überlagert werden von ebensolchen kürzeren Perioden mit meist sehr unregelmäßigem Rhythmus.

Hinsichtlich der Art der Förderung wird im 6. Kapitel hervorgehoben, daß in der Gegenwart „die Hauptmasse der Ausbrüche explosiv ist (1895 bis 1913 284 Einheiten) und daß daneben die gemischten (d. h. sowohl explosiven wie effusiven) Ausbrüche im gleichen Zeitraum (83) und die rein effusiven Eruptionen (29) stark zurücktreten; außerdem trat in derselben Untersuchung die Tatsache zutage, daß die Randgebiete des Stillen Ozeans die weitaus überwiegende Mehrzahl der explosiven Ausbrüche aufweisen (255 von 284 auf der ganzen Erde), während sie in der atlantisch-indischen Erdhälfte den effusiven und gemischten die Wage halten, in den mittleren Gebieten des pazifischen Ozeans aber — wenigstens bei den subaerischen Vulkanen — während der Berichtszeit ganz fehlten.“

Bezüglich der Förderleistung (7. Kapitel) werden 8 Größenstufen unterschieden. Für die Zeit 1895—1913 ergibt sich, daß „die wenigen Riesenausbrüche (1. und 2. Größe) den Hauptausschlag in der Fördermenge der gesamten Erde geben, womit sich zugleich ergibt, daß der Ort größter Förderung sich mit dem Eintreten neuer Riesenausbrüche sprungweise im Lauf kurzer Zeit auf der Erde verschiebt, so daß bald dieses, bald jenes Vulkangebiet als Hauptfördergebiet hervortritt — einige als Hauptlavaförderer

(besonders die mittleren Gebiete des Stillen Ozeans, z. T. auch die Gebiete der atlantisch-indischen Erdhälfte), andere dagegen vorwiegend als Lockermassenförderer (wie vor allem die Randgebiete des Stillen Ozeans)“. Zwischen Tätigkeitsfrequenz und Förderleistung besteht keine Proportionalität, insbesondere stehen die Vulkane mit ständiger rhythmischer Tätigkeit durch längere Zeiträume im allgemeinen hinsichtlich der Förderleistung keineswegs an erster Stelle. Eine ausführliche Diskussion des Anteils von Lava und von Lockermaterial an der Förderung und eine Statistik der Verteilung dieser Materialien auf verschiedene Vulkangebiete ergibt als Gesamtförderung seit 1500 für die atlantisch-indische Erdhälfte über 30 ckm Lava und 16 bis 17 ckm Lockermaterial, für die pazifische Erdhälfte vielleicht 17—20 ckm Lava und gegen 280 ckm Lockermaterial. Betrachtet man die Verteilung des Fördermaterials seit 1700 auf die verschiedenen Breitenzonen, so ergibt sich für die Lockerrförderung ein Maximum in den äquatorialen Zonen und eine rasche Abnahme jenseits 10° nördl. und südl. Breite, während die Lavaförderung in den äquatorialen Zonen gering ist und in höheren nördlichen Breiten (60°—70°) ihren größten Wert erreicht. Dieser wird wesentlich bestimmt durch die Lavaförderung auf Island im 18. Jahrhundert. Das Verhältnis von Lava zu Lockermaterial muß jedoch als sehr unsicher angesehen werden, da untermeerische Lavaergüsse unbekannt bleiben.

Das 8. Kapitel (Tätigkeitsperioden) beschäftigt sich mit den Fragen „nach der zeitlichen Verteilung der Ausbrüche und den etwaigen Beziehungen derselben zu kosmischen und terrestrischen Vorgängen“. Der von verschiedenen Seiten angenommene Zusammenhang zwischen Ausbruchstätigkeit und maximaler bzw. minimaler Sonnenfleckenbedeckung wird untersucht durch eine statistische Zusammenstellung der jährlichen Tätigkeitseinheiten von 1793—1914 und durch einen Vergleich der so gewonnenen Ausbruchsfrequenzkurve mit der Pyrheliometerkurve und mit der Sonnenfleckenkurve von HUMPHREYS. Die Häufigkeitskurve besitzt z. T. deutlich periodischen Verlauf. Die Dauer der Perioden schwankt zwischen 6 und 12 Jahren und kommt vielfach der Sonnenfleckenperiode nahe, infolgedessen koinzidieren mehrfach Frequenzmaxima und Maxima bzw. Minima der Sonnenfleckenbedeckung. Aus der Feststellung von 17 verschiedenen Häufigkeitsperioden bei nur 15 Sonnenfleckenperioden im genannten Zeitraum (1793—1914) schließt Verf. auf das Fehlen eines kausalen Zusammenhangs zwischen beiden Erscheinungen.

Im 9. Kapitel werden die Einflüsse vulkanischer Tätigkeit auf das Klima einer kritischen Betrachtung unterzogen. Einen nennenswerten Einfluß der CO_2 -Exhalationen auf das Klima hält Verf. nur möglich, falls zahlreiche Riesenausbrüche häufig und über längere Zeit eintreten. Auch der Einfluß der mechanischen Trübung der Atmosphäre auf die Lufttemperatur dürfte nur bei Lockerausbrüchen von riesigen Dimensionen, und zwar nur bei solchen, die „Feinstaub in großen Massen in bedeutende Höhen empor-schleudern“, über lokale Bedeutung hinausgehen. „Derartige Ausbrüche sind aber jedenfalls zeitlich nicht so regelmäßig verteilt, daß man etwa die elfjährigen Temperaturschwankungen der Erdatmosphäre auf sie zurück-

führen könnte, vielmehr bringen sie eben nur dann und wann leichte Abkühlungen hervor, die sich über einzelne Zonen oder auch über die ganze Erde erstrecken.“

E. Lehmann.

Th. Arldt: Die geographische Verbreitung der Vulkane. (Zeitschr. f. Vulkanologie. 4. 1918. 33—50. Mit Taf. XIX u. XX.)

Die von K. SCHNEIDER und K. SAPPER statistisch festgestellte Gesetzmäßigkeit in der Verbreitung der Vulkane — Maximum in den Äquatorialgebieten und gleichmäßige Abnahme nach den Polen hin — besteht nicht, wenn man statt der Zonengürtel schlechthin die tatsächliche Flächenausdehnung der Zonen vergleicht. Die so erhaltenen Werte entsprechen im wesentlichen den nach den Gesetzen der Wahrscheinlichkeit zu erwartenden. Die regelmäßige Abnahme der Vulkane in Richtung auf die Pole verschwindet. An ihre Stelle treten mehrere Maxima und Minima. Ganz ähnlich wird das Ergebnis, wenn man die Flächenausdehnung der jungvulkanischen Gebiete bzw. die Kubikinhalte der vulkanischen Massen, bzw. die Ausbruchtätigkeit, bzw. die katastrophalen Ausbrüche seit 1500, bzw. die geförderten Massen nach Breitenzonen vergleicht. Lediglich die Lage der Maximal- und Minimalwerte erfährt gewisse Verschiebungen.

Auch die von K. SCHNEIDER bezüglich der Verteilung der Vulkane auf die Meridionalgürtel ermittelte Gesetzmäßigkeit läßt sich nach ARLDT nicht aufrechterhalten. „Die beiden von SCHNEIDER vermuteten Gürtel haben also für die Verteilung der Vulkane keine Bedeutung.“

Dagegen stellt Verf. zwei andere Vulkanzonen fest, in denen die Vulkanzahl die Wahrscheinlichkeitswerte fast um das Doppelte übertrifft: einen mittelmeerischen (mediterranen) Gürtel und einen pazifischen Gürtel. Der Mediterrangürtel wird begrenzt einmal durch den sog. „mediterranen Äquator“, dessen Nordpol gegenüber dem heutigen um $23,5^\circ$ verschoben ist und auf dem nördlichen Polarkreis unter 180° W (etwa Ostspitze Asiens) liegt, zweitens durch einen Parallelkreis zu diesem mediterranen Äquator im Abstand von etwa 30° N. Diese Zone umfaßt genau ein Viertel der Erdoberfläche, enthält aber 47% (nach SCHNEIDER) bzw. 44% (nach SAPPER) der tätigen Vulkane. An zwei gegenüberliegenden Stellen, nämlich in der Nähe der Kreuzung von Mediterrangürtel und Äquator, erscheinen besonders auffallende Maxima der Vulkanverteilung (32,3% sämtlicher Vulkane der Erde auf 6% der Erdoberfläche, d. h. das Fünffache der wahrscheinlichen Verteilung). Hier wird die vulkanisch, seismisch und tektonisch bevorzugte Schwächezone des Mediterrangürtels von einer zweiten Schwächezone, der pazifischen Zone, unter 90° geschnitten. Dieser Zone gehören außerhalb des Mediterrangürtels 41% (40% der Gesamtzahl der Vulkane an. Beide Zonen zusammen enthalten 87% (84%) aller Vulkane. Außerhalb beider liegen dagegen nur 13% (16%), darunter u. a. vor allem die Vulkane Islands, die ostafrikanischen Vulkane, die Vulkane auf Hawaii und auf Neu-Seeland.

Auch hinsichtlich der Ausdehnung der jungvulkanischen Flächen und der Verbreitung jungvulkanischer Gesteine übertreffen die beiden Zonen

die Werte der Äquatorialzone. Die Tätigkeitsfrequenz in den beiden Zonen beträgt zusammen 83 % (2383 Ausbrüche) statt einer zu erwartenden von 46 % (1316 Ausbrüche), das Verhältnis der katastrophalen Ausbrüche 86 % statt 46 %. Ebenso findet sich endlich die vulkanische Bedeutung der beiden Zonen in den Fördermassen angedeutet.

Auf die Bedeutung der beiden Gürtel als Schwächezonen hat zuerst W. LOWTHIAN GREEN entschieden hingewiesen. „Ihre Entstehung erklärt sich am einfachsten durch die von EMERSON aufgestellte und von mir (ARLDT) mehrfach weiter ausgeführte Annahme, daß der Mediterrangürtel schon in vorgeologischer Zeit durch die damals bald nach der Erstarrung der Erde noch stark wirksamen innern Gezeiten an der Stelle des damaligen Äquators angelegt wurde, daß also damals der eine Erdpol in der Gegend der Beringstraße lag und die Erdachse senkrecht auf der Erdbahn stand, wodurch eben die Maximalwirkungen der Sonnen- und Mondzeiten immer den gleichen schmalen Äquatorialstreifen der Erde betrafen, nicht wechselnde Breitenzonen wie heute. Nicht die heutige, sondern eine vorgeologische Äquatorialzone ist es, auf der sich die vulkanischen Ereignisse vorwiegend zusammenhängen. Die pazifische Zone können wir als zum mediterranen Flutbrüche zugeordneten Ebbebruch auffassen.“

E. Lehmann.

J. Friedländer: Über hydrostatisches Gleichgewicht bei Vulkanen. (Zeitschr. f. Vulkanologie. 3. 1916/17. 1-27. Mit 8 Textfig.)

Eine Überschlagsrechnung, deren Unterlagen allerdings nur der Größenordnung nach zutreffen, ergibt, daß Einstellung hydrostatischen Gleichgewichts zwischen festen Schollen und Magmazonne allein das Aufsteigen des Magmas bis zur Erdoberfläche auf den die Schollen durchsetzenden Spalten bzw. in Eruptionskanälen nicht ohne weiteres zu erklären vermag. Das Niveau eines Magmas basaltischer Natur mit einem spezifischen Gewicht von 3,00 müßte nach dieser Rechnung stets mehrere Kilometer (berechnet werden ca. 6,5 km) unter der Erdoberfläche stehen. Trotzdem erreicht vielfach auch im Ruhezustand der Vulkane das Magma ein relativ oberflächennahes Niveau und kehrt nach vorübergehender Senkung stets wieder in diese Gleichgewichtslage zurück.

Störungen des hydrostatischen Ausgleichs liegen auch vor, wenn Lava aus solchen Ausbruchstellen austritt, deren Niveau tiefer liegt als das normale Lavaniveau im Hauptkrater (Stromboli, Etna, Vesuv). Für diese Störungen lassen sich im allgemeinen unschwer die Gründe auffinden.

Anders bei den beiden Vulkanen Mauna Loa und Kilauea, deren Entfernung ca. 35 km beträgt und von denen der erstgenannte ein ca. 3000 m höher gelegenes Lavaniveau aufweist als der zweite. Diese Niveauverschiedenheit kann ebensowenig wie allgemein die Oberflächennähe des Lavaniveaus auf eine Störung des hydrostatischen Gleichgewichts zurückgehen, sondern nur auf die Verschiedenheit des spezifischen Gewichtes der die Spalten bzw. Förderkanäle füllenden Lava.

Als Ursache für eine solche Herabsetzung des spezifischen Gewichts kommt in erster Linie die nach der Oberfläche zu immer mehr zunehmende Gegenwart freier Gase im Magma in Betracht. Eine zweite, von LOWTHIAN GREEN angeführte Ursache bilden Temperaturunterschiede, die in der Tat bei Mauna Loa und Kilauea beträchtlich zu sein scheinen. Aus der Beobachtung, daß geschmolzenes Stearin in kommunizierenden Röhren verschiedenen Durchmessers höher steigt in den weiten Röhren, und daß in diesen infolge von Konvektionsströmungen zugleich eine höhere, der des Reservoirs nähere Temperatur herrscht, schließt GREEN auf größeren Schlotdurchmesser, darum heißere und spezifisch leichtere Laven beim Mauna Loa. Auch Kristallisationsdifferentiation (Untersinken von Magnetit und Olivin) wird von GREEN bereits in Erwägung gezogen. Gegen diese letztere Begründung spricht vor allem die Tatsache, daß die Temperatur der Lava des Mauna Loa über dem Olivinschmelzpunkt liegt. Glasig erstarrte Laven enthalten hier lediglich zierliche Olivinskelette, zeigen also eben beginnende Olivinkristallisation. Die Zusammensetzung der Laven variiert zwar beim Mauna Loa in etwas weiteren Grenzen, ist aber im wesentlichen nicht verschieden von der der Kilauea-Laven. In der Tat erweist sich der zur Erklärung der Niveaudifferenz der Laven in beiden Vulkanen erforderliche Unterschied im spezifischen Gewicht nicht als allzu beträchtlich, er bewegt sich ganz innerhalb der für Basalt üblichen Werte. Unter Annahme einer Krustendicke von 56 km und einer Lavasäule von entsprechender Höhe würden sich die spezifischen Gewichte verhalten wie etwa 2,62 (Mauna Loa) zu 2,74 (Kilauea).

Auf ganz anderer Grundlage beruht die Erklärung, die R. A. DALY für die Niveauverschiedenheit bei beiden Hawaii-Vulkanen gibt. Nach DALY ist der Kilauea überhaupt kein selbständiger Vulkan, er sitzt vielmehr einem Magmareservoir auf, das vom Mauna Loa aus lakkolithartig in ein höheres Krustenniveau injiziert sein soll. Gegen diese Auffassung macht FRIEDLÄNDER geltend, daß mit gleichem Recht auch für andere Vulkanzentren auf Hawaii (Hualalai, Mauna Kea, Kohala-Berge) eine derartige Abhängigkeit, bzw. eine solche der übrigen, auch des Mauna Loa, vom höchsten Vulkan Mauna Kea angenommen werden könnte, denn die Abstände aller dieser Vulkanzentren voneinander stimmen weitgehend überein. Die weitere von DALY für seine Annahme angeführte Begründung, daß nie ein Lavaausfluß über den Rand des Kilauea hinweg stattgefunden habe, wird durch Beobachtungen FRIEDLÄNDER's widerlegt.

E. Lehmann.

K. Sapper: Über Hornitos und verwandte Gebilde. (Zeitschr. f. Vulkanologie. 5. 1919/20. 1—39. Mit 5 Textfig. u. Taf. I—IX.)

Die Entstehung von Lavahohlgebilden verschiedenster Dimensionen und Formen, wie sie besonders häufig Eruptionsspalten und Schildvulkanen, aber auch Lavaströmen aufsitzen, ist bedingt durch die lokale Ansammlung und wachsende Spannung freigewordener Gase und setzt allgemein eine gewisse Dünflüssigkeit der betreffenden Laven voraus. Die Form dieser Hohlgebilde ist abhängig vom Grad der Dünflüssigkeit und vom Grad

der Gasspannung. Beide sind am höchsten bei den Lavaorgeln oder -spitzen, geringer, aber immer noch beträchtlich bei den Hornitos (Hohlgebilde von Backofen- oder Glockenform „Hornito-Backofen“) und bei den Lavatropfengebilden (Tropfenkegel, „driblet-cones“), am geringsten bei den Schollendomen, bei deren Bildung die Lava noch plastisch, aber der Erstarrung bereits relativ nahe war. Die verschiedenen Gebilde lassen sich nach Gasspannung und Flüssigkeitsgrad der Lava in einer Reihe ordnen, deren Einzelglieder naturgemäß nicht scharf getrennt, sondern durch Übergangsformen verbunden sind.

Den primären Hornitos, die den Ausbruchstellen der Lava aufsitzen, werden die sekundären, auf den Lavafeldern und -strömen mehr oder weniger regellos verteilten Hornitos gegenübergestellt. Es wird ferner unterschieden zwischen den echten, einfachen Hornitos, aufgebaut aus einer zusammenhängenden Lavamasse und im Besitz „eines verhältnismäßig großen inneren Hohlraumes von rundlichem oder ovalem Grundriß und einem oberen Abschluß durch ein einheitliches festes Lavagewölbe“ und den häufigeren zusammengesetzten, die ganz oder z. T. aus zusammengeschweißten Lavafetzen und Schlacken bestehen. Zu diesen gehören auch die Tropfenkegel, Spratzkegel, Lavaschornsteine und Schweißschlackenkegel. Bei den zusammengesetzten Gebilden hat die Gasspannung zu einem Zerreißen der Lavadecke geführt. Vom Grad dieser Spannung und vom Flüssigkeits- bzw. Plastizitätsgrad der Lava ist auch hier Form und Charakter des Gebildes abhängig.

Für die Lavapropfen (RECK) oder Lavapilze (SAPPER) des Laki- und Eldgjágebietes auf Island werden, abweichend von H. RECK und von H. SPETHMANN und auch abweichend von einer früheren Auffassung des Verf.'s, die gleichen Entstehungsursachen angenommen wie für die Hornitos.

E. Lehmann.

Reck, H.: Die Phasensteigerung in der eruptiven Tätigkeit des Vesuv's Ende November 1926. (Centralbl. f. Min. etc. 1927. B. 86—93.)

J. Friedländer: Untersuchungen vulkanischer Gase (Zeitschr. f. Vulkanologie. 7. 1923. 109—111. Mit Taf. XV u. 1 Textfig.)

E. Salvatore: Sui gas della Solfatara di Pozzuoli. (Zeitschr. f. Vulkanologie. 7. 1923. 149—154. Con 3 figure nel Testa.)

In der Überzeugung, daß die Untersuchung der Vulkangase eine der wichtigsten Aufgaben ist zur Förderung der Erkenntnis der vulkanischen Tätigkeit, hat J. FRIEDLÄNDER diesem Teil der Vulkanforschung besondere Aufmerksamkeit zugewandt. Eine Hauptschwierigkeit besteht in der einwandfreien, d. h. unter vollkommener Fernhaltung der atmosphärischen Luft erfolgten Entnahme der Gasproben. Zu diesem Zweck plante FRIEDLÄNDER bereits 1914 den Bau eines Observatoriums in nächster Nähe der größten Fumarole der Solfatara von Pozzuoli. Aber erst 1921 kam dieser Plan zur Ausführung, und inzwischen liegen bereits die ersten Ergebnisse solcher Gasuntersuchungen vor, die in Zusammenarbeit des Vulkaninstituts und des

unter Leitung von Professor PIUTTI stehenden Chemisch-pharmazeutischen Instituts der Universität Neapel ausgeführt werden.

Die Mitteilung von E. SALVATORE schildert Bau und Einrichtung des genannten Observatoriums. Sodann finden sich in dieser sowie in den nachstehend referierten Arbeiten Angaben über die zur Gasentnahme benutzte Apparatur, sowie über die angewandten analytischen Methoden. Nachstehend die in Prozenten angegebenen Mittelwerte aus verschiedenen von E. SALVATORE ausgeführten Analysen:

	C O ₂	H ₂ S	O ₂	Kohlenwasserstoff	C O	C H ₄	H ₂	N + selt. Gase	Argon + Hel.
1.	99,19	0,47	frei	frei	frei	0,0086	0,0682	2,620	0,0021
2.	99,24	Sp.	frei	frei	frei	frei	0,18	0,57	—
3.	62,32	frei	7,37	frei	frei	frei	frei	30,37	—
4.	98,56	frei	0,02	frei	frei	frei	0,02	1,40	—

1. Solfatara von Pozzuoli.
2. Fumarole von S. Germano.
3. Grotte von Agnano.
4. Sprudel des Lago di Agnano.

E. Lehmann.

E. Salvatore: Sulla determinazione del vapor d'acqua nelle esalazioni fumaroliche della Solfatara di Pozzuoli. (Zeitschr. f. Vulkanologie. 7. 1923/24. 215—217. Con 2 Fig. nel testo.)

Bei den vorstehend referierten Untersuchungen wurde keine Rücksicht genommen auf den etwa in den Exhalationen vorhandenen Wasserdampf, dessen Ermittlung diese Arbeit gewidmet ist. Die Hauptschwierigkeit, die Verhinderung einer Kondensation des Wasserdampfes während der Entnahme, wurde durch eine besondere, näher beschriebene Apparatur überwunden. Die Untersuchung führte zu dem bemerkenswerten Ergebnis, daß die Exhalationen der Fumarolen, wie schon von SAINTE CLAIRE DEVILLE angegeben, zum größten Teil aus Wasserdampf bestehen und nur aus geringen Mengen bzw. Spuren anderer Gase. Gewichtsanalytisch wurden bestimmt als Mittel aus 5 Proben 91,03 % H₂ O gegenüber 9,37 % C O₂.

E. Lehmann.

Clara Olita: Analisi di alcune emanazioni vulcaniche della regione di Agnano. (Zeitschr. f. Vulkanologie. 7. 1923/24. 155—161. Con 4 figure nel testo.)

In dieser Arbeit werden die Analysenergebnisse mitgeteilt der Gase der Fumarole von S. Germano (Analyse 1), der Gase aus der Grotte von Agnano (Analyse 2) und der in dem Sprudel des Lago di Agnano enthaltenen Gase (Analyse 3). Nachstehend die Mittelwerte in Prozent:

	CO ₂	H ₂ S	O	Kohlenwasserstoffe	CO	CH ₄	H ₂	N + selt. Gase
1.	99,24	Sp.	frei	frei	frei	frei	0,18	0,57
2.	62,32	frei	7,37	frei	frei	frei	frei	30,37
3.	98,56	frei	0,02	frei	frei	frei	0,02	1,40

Ausführlichere Angaben werden über die Art der Gasentnahme gemacht. Der Sauerstoffgehalt in 2 wird durch die Annahme erklärt, daß die Kohlensäure auf ihrem Weg durch die Gesteinsschichten Luft mitgerissen habe.

E. Lehmann.

J. Friedländer und E. Salvatore: Sulla presenza di Idrocarburi nelle rocce vulcaniche. (Zeitschr. f. Vulkanologie. 8. 1924/25. 73—83.)

Die Gegenwart kleiner Mengen von Kohlenwasserstoffen in vulkanischen Aschen und Gesteinen, bereits von BRUN und von GROSSMANN beobachtet, wird durch die vorliegenden Untersuchungen von SALVATORE bestätigt. Die Extraktion erfolgte mittels Chloroform oder Petroläther (Siedepunkt bei 40—70°), die Extraktionsdauer betrug im allgemeinen über 24 Stunden. Angewandte Substanzmengen 200—400 g. Das Ergebnis der Analysen ist folgendes:

Laufende Nummer	1	2	3	4	5	6	7	8
Rückstand %	0,028	0,018	0,009	0,012	0,011	0,019	0,004	0,005
Kohlenwasserstoffe % .	Sp.	0,007	0,001	0,002	0,001	Sp.	Sp.	frei
Schwefel %	0,028	0,011	0,008	0,010	0,010	0,019	0,004	0,005

1. Asche vom Vesuv, Ausbruch 1904.

2.—7. Asche vom Vesuv, Ausbruch 1906.

8. Ätna, Schlacke vom Ausbruch 1923.

Laufende Nummer	9	10	11	12	13	14	15	16
Rückstand %	0,005	0,014	0,018	0,002	0,003	0,012	0,023	0,012
Kohlenwasserstoffe % .	0,001	0,001	Sp.	frei	frei	—	Sp.	frei
Schwefel %	0,004	0,003	0,018	0,002	0,003	0,012	0,023	0,012

9. und 10. Ätna, Asche 1923.

11. Lipari, Obsidian.

12. Milos, Obsidian aus dem älteren (oberpliocänen) hellen Tuff von Nichia.

13. Lassen Peak, Lava von 1915. Feinkörniger Basalt.

14. Sakurashima, Asche von 1914

15. Colima, Asche 1913

16. Colima, Asche 1913

Von diesen Aschen und Laven wurden außerdem im Vulkanologischen Institut neu analysiert (Anal. E. SALVATORE): Obsidian von Milos (Nr. 12), feinkörnige Basaltlava vom Lassen Peak (Nr. 13) und feinkörnige Asche 1913 vom Colima (Nr. 15) mit nachstehenden Ergebnissen:

Nr.	Si O ₂	Ti O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe O	Mg O
12	78,50	0,37	5,74	4,41	—	2,07
13	60,72	0,42	8,21	10,92	—	6,27
15	59,26	0,60	20,58	5,57	—	2,21

Nr.	Ca O	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O +	H ₂ O —	Summe
12	3,72	2,17	1,58	0,09	0,38	99,33
13	8,38	1,21	1,01	0,17	2,01	99,32
15	7,93	1,85	1,09	0,10	0,37	99,56

Aus den Analysen geht hervor, daß im allgemeinen Aschen, zumal feinkörnige, und Obsidiane reicher sind an Kohlenwasserstoffen. Die rasche Erstarrung hat deren Abgabe und deren Oxydation eingeschränkt. Der pliocäne Obsidian aus dem Tuff von Milos ist durch spätere Verwitterung beeinflusst. Beim vulkanischen Paroxysmus geben die Kohlenwasserstoffe Anlaß zu den bekannten Flammerscheinungen. Nach der Eruption macht sich ihre reduzierende Wirkung im Gestein geltend. Die Kohlenwasserstoffe selbst unterliegen im Verfolg der magmatischen Entwicklung einer Zerlegung unter Bildung leichtflüchtigen Wasserstoffs und schwerer Kondensate.

E. Lehmann.

E. S. Shephard and H. E. Merwin: Gases of the Mt. Pelée Lavas of 1902. (Journ. Geol. 35. 1927. 97—116.)

Die folgenden Analysen wurden gemacht.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Si O ₂	62,05	63,53	62,79	62,51	62,87
Al ₂ O ₃	17,99	17,02	17,61	17,56	17,35
Fe ₂ O ₃	2,11	2,80	3,36	1,94	1,54
Fe O	4,13	3,25	2,66	4,15	4,31
Mg O	2,21	2,08	1,98	2,12	2,08
Ca O	6,48	5,83	6,15	6,19	6,05
Na ₂ O	3,39	3,59	3,27	3,22	3,41
K ₂ O	0,97	1,05	0,95	0,98	1,04
H ₂ O +	0,08	0,16	0,08	0,60	0,42
H ₂ O —	0,01	0,09	0,03	0,08	0,00
Ti O ₂	0,50	0,47	0,50	0,50	0,46
Zr O ₂	0,003	0,02	0,01	0,02	0,01

P ₂ O ₅	0,23	0,16	0,30	0,20	0,23
Cl	0,03	0,02	0,02	0,09	0,09
Mn O	0,14	0,14	0,14	0,14	0,16
Ba O	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01
Summe .	100,32	100,22	99,88	100,32	100,04

- I. Hypersthen-Andesit von Morne Lacroix, der alte Gipfel des Mt. Pelée.
 II. " " ein Teil des sog. „Spine“ von 1902—1903.
 III. " " vom Gipfel des neuen Kegels.
 IV. " " Bimsstein von „Nuée Ardente“ 9. Juli 1902.
 V. " " glasige Oberfläche einer Brotkrusten-Bombe von 1902—1903.

Durch Vergleich mit den Analysen der alten Hypersthen-Andesite (die nach LACROIX vor vielen Dezennien gebildet wurden) stellte sich heraus, daß während dieser Zeit keine chemischen Änderungen im Magma stattgefunden hatten.

Die obenerwähnten 5 Gesteine enthalten die folgenden flüchtigen Bestandteile:

	CO ₂	CO	H ₂	N ₂	A	SO ₂
I.	0,02219	0,00242	0,00002	0,00210	n. b.	n. b.
II.	0,01789	0,00225	0,00002	0,00095	0,00001	0,00030
III.	0,02575	0,00139	0,00001	0,00249	0,00003	0,00004
IV.	0,01614	0,00173	0,00004	0,00327	0,00001	n. b.
V.	0,00801	0,00132	0,00019	0,00131	Spur	0,00015

	S ₂	Cl ₂	F ₂	H ₂ O	Totaler Gewichtsprozent des Gesteins
I.	0,00650	0,00308	0,00573	0,08874	0,13066
II.	0,00108	0,00110	0,00505	0,05957	0,08818
III.	0,00435	0,00398	0,00192	0,04543	0,09145
IV.	0,00915	0,03669	0,00803	0,06289	0,13794
V.	0,00076	0,01544	0,00867	0,38071	0,41658

Es wurde gezeigt, daß die einzige zuverlässige Bestimmung des Wassers durch Schmelzen des Gesteins im Vakuum erfolgt. Der beim Pulvern begangene Fehler läßt sich nicht schätzen, da bei den verschiedenen Gesteinen bald eine Dehydratation, zumeist aber eine Hydratation des Pulvers stattfindet.

Aus der Analyse V geht hervor, daß die glasige Oberfläche der Brotkrusten-Bombe wegen des Abschreckens die flüchtigen Bestandteile zurückgehalten hat.

Der Mechanismus der berühmten „brennenden Wolken“ (nuées ardentes) beruht auf gewissen Eigenschaften der vorhandenen Gasarten. Der bei ihrer Entstehung herrschende Druck (innerhalb des Vulkankegels) beträgt wenigstens 100 Atm.

Tom. Barth.

W. Hammer: Ein Vorkommen jungvulkanischen Gesteins in den Tiroler Zentralalpen. (Zeitschr. f. Vulkanologie. 8. 1925. 238—243. Mit Taf. XXIII. u. 2 Textfig.) Vgl. auch ds. Jb. 1926. I. B. 8 (HAMMER), 9 (PENCK).

Verf. hat das im Innern der Tiroler Zentralalpen bei Köfels im Ötztal gelegene Vorkommen eines Liparitbimssteins von jugendlichem Alter durch Aufgrabungen im Anstehenden bloßgelegt. Dieser Bimsstein durchdringt als 1—4 dcm mächtiger Gang einen auffallenden Talriegel aus Muscovitgranitgneis, der einer mächtigen alten granitischen Intrusivmasse angehört. Im Bereich dieses Talriegels ist der Gneis stark zerrüttet und von einem Spaltennetz durchsetzt. Diese lokale Zerrüttung wird dem Aufdringen des Magmas aus der Tiefe zugeschrieben, das das überdeckende Gestein emporstieß. Nur ein kleiner Teil des vulkanischen Materials gelangte bis an die Oberfläche, eine vorhandene, den Granit durchsetzende Verwerfungsspalte benutzend. Bimssteinbruchstücke finden sich auf der ganzen Terrasse von Köfels zerstreut. Der Bimsstein des Ganges zeigt keinerlei metamorphe Beeinflussung (blasige Struktur!), er hat an keinerlei gebirgsbildender Bewegung teilgenommen. Es wird ihm ein postglaziales, höchstens interstadales Alter zugeschrieben. Der Vorgang, der hier ein kleines Gebiet (2—4 km Durchmesser) betroffen hat, wird in eine gewisse Parallele gesetzt zu den Vorgängen im Nördlinger Ries (25 km Durchmesser), wo ähnliche Vorgänge in viel gewaltigeren Ausmaßen wirksam waren.

Der grau bis schwarz gefärbte, braun verwitternde, ausgeprägt schaumige Bimsstein erweist sich u. d. M. als „isotropes Glas, ohne jede Kristallauscheidungen, aber mit vielen Gaseinschlüssen“. Er enthält zahlreiche Mineral- und Gesteinsfragmente des Gneises. Seine chemische Zusammensetzung (Anal. HAMPE, Laboratorium Prof. BAMBERGER, Wien) ergab:

Si O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Mn O	Mg O	Ca O	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Summe
71,54	15,87	2,85	0,175	0,340	0,625	2,74	4,18	0,640	99,960

Außerdem wurden Spuren von Cl und Ti nachgewiesen.

E. Lehmann.

Fabiani, Ramiro: Scoperta di un apparato eruttivo del Giurese medio in Sicilia. (Bolletino dell' associazione Mineraria Siciliana. No. 9. 1926. [Palermo.] 12 p. 1 Taf. 1 Textfig.)

Paréjas, Ed.: Observations sur quelques volcans de la Limagne (Auvergne). (C. R. Soc. phys. et hist. nat. Genève. 40. 1923. 140—143.)

J. Friedlaender und **R. A. Sonder**: Eine Studienreise nach den Vulkaninseln Griechenlands. (Zeitschr. f. Vulkanologie. 8. 1924/25. 4—13. Mit Taf. I—VI u. 2 Textfig.)

Die beiden Verff. haben im Sommer 1923 eine Reise in das Eruptivgebiet ausgeführt, das sich von der Landenge von Korinth über die Inseln Ägina, Methana und Poros, weiterhin durch die Kykladen und über die Sporaden-Inseln Nisyros und Kos zur kleinasiatischen Küste hinzieht. Zahlreiche der zu Griechenland gehörigen Inseln wurden besucht, besonders die der Milosgruppe und der Santoringruppe. Auf die zahlreichen Einzelbeobachtungen kann hier nur kurz hingewiesen werden. Am Aufbau der Inseln beteiligen sich wesentlich mesozoische, stark verfaltete kristalline Gesteine, Kreidekalke und junge Eruptivgesteine. Letztere führen vielfach Einschlüsse von Tiefengesteinen. Tiefengesteine (Diorite) bilden auch die nordwestlich von Milos gelegene Insel Falconera.

Das Kykladengebiet, im Mesozoicum vermutlich noch Festland, wurde „während und nach der starken oligocän-miocänen Faltung im Umland in Schollen zerlegt, machte verschiedene Oszillationen durch und sank anscheinend erst in relativ sehr junger Zeit (postpliocän) auf seinen heutigen Stand unter dem Meeresspiegel. Während der Dislokationsphasen kam es zu den vulkanischen Ereignissen. Dieselben konzentrierten sich insbesondere auf einen Randgürtel im S, welcher die Inselwelt gegen das tiefere kandische Meer abschließt und welcher ungefähr parallel geht mit dem griechisch-kretischen Faltenbogen. Man kann also von einem Vulkanzug sprechen, welcher den Bogen in gewissem Abstand (120 km und mehr) an seinem Innenrand begleitet“.

Die Vulkanzone der Kykladen wird an zwei Stellen anscheinend von Querspalten unter nahezu 60° gekreuzt. Einmal läßt die nahezu geradlinige Anordnung der basischen Ausbruchspunkte: Christiani-Inseln, Kap Akrotiri, Kap Mavro und Akrotirion auf Santorin, Kaimeni-Inseln und Kokkinovuno und weiter nach dem submarinen Ausbruchspunkt von 1650 der Kolumbusbank auf eine solche schließen. Die in der weiteren Fortsetzung dieser Linie gelegene Insel Anhydros ist nicht vulkanisch, sondern besteht aus kristallinen Kalken. Eine zweite Querspalte führt anscheinend von der Insel Ananaes über Milos nach Polyvos. In gleicher Richtung schließen sich nach NO, gleichfalls mit vulkanischen Ausbruchspunkten, an die Inseln Strongyli, Despotikon, Antiparos und der Spiridiongruppe.

E. Lehmann.

K. Sapper: Geschwistervulkane in Guatemala. (Zeitschrift f. Vulkanologie. 4. 1918. 1—14. Mit Taf. I—X.)

Die Gesamtanordnung der Vulkane Guatemalas folgt zwei ausgesprochenen, nahezu 15 km gegeneinander verschobenen Längsreihen. Besonders in der Hauptreihe begegnet man miteinander verwachsenen oder einander räumlich stark genäherten Vulkanen, sog. Geschwistervulkanen, häufig. Dieselben sind jeweils wieder in Längs- und Querreihen angeordnet. Die am besten bekannten solcher Vulkangruppen, deren Kenntnis freilich noch immer eine sehr lückenhafte ist, werden näher betrachtet: die Santa-Maria-

Gruppe, die Atitlan-Gruppe, die Fuego-Gruppe. In allen drei Systemen ist, wenigstens nach der Formerhaltung beurteilt, jeweils ein am südlichsten gelegener Vulkan das älteste Gebilde. In allen drei Systemen steht ferner fest eine jugendliche Tätigkeit der nördlichen Glieder, sowie eine Verlagerung der Tätigkeit nach S (seewärts) in einer noch jüngeren Zeit. Diese Verlagerung setzte ein bei der östlichsten Gruppe (Fuego-Gruppe) und schritt westwärts weiter über die Atitlan-Gruppe zur Santa-Maria-Gruppe (jüngster Ausbruch 1902). Die hier genannten Vulkanreihen sitzen Querspalten auf, sind Querreihen. Eine Verschwisterung auf einer Längsreihe liegt vor in dem gleichfalls der Hauptvulkanreihe zugehörigen Pacaya-System.

Die Entstehung von Geschwistervulkanen steht mit diesen Verlegungen des Eruptionspunktes im Zusammenhang. Deren Ergebnis sind je nach dem Ausmaß der Verlegung Incinanderschachtelungen, Verwachsungen und Reihen der Vulkane.

Neben der Verlegung der Ausbruchspunkte finden solche der Eruptionachsen statt, und zwar auf Längslinien (Spalten) oder seitlich. Auch rückläufige Verlegungen kommen vor.

E. Lehmann:

H. Camacho: Las aguas subterraneeas del Valle de Morelia Estado de Michoagan. (Ann. del Inst. geol. de Mexiko. 2. No. 1. 2. 3. 1925. 5—17.)

Trinidad Paredes: Circulacion de las aguas subterraneeas en la falda occidental del Iztaccihuatl. (Ebenda. 18—37.)

Darstellung der unterirdischen Wasserzirkulation der Gegend in ihrer Abhängigkeit vom geologischen Bau.

A. Wurm.

Heriberto Camacho: Apuntes acerca de la actividad actual del Popocatepetl en relacion con la Sismologia. (Ebenda. 38—60.)

Die Arbeit gibt zunächst einen Überblick über Besteigungen des 5450 m hohen Popocatepetl und zugleich eine mitunter etwas langatmige Schilderung der Eruptionstätigkeit in früheren Zeiten. Ausführlich werden dann Beobachtungen wiedergegeben, die von Mitgliedern des geologischen Institutes von Mexiko während eines 7monatigen Aufenthaltes auf der Station Tlamacas (3 km vom Gipfel) in 3912 m ü. d. M. gemacht wurden.

Im Grund des Hauptkraters erhebt sich ein kuppelförmiger Aufbau von 200 m im Durchmesser und 30 m Höhe. Seine Flanken sind von zahlreichen Spalten durchsetzt, deren Inneres weißglühend erscheint. Von einer zentralen Fläche der Kuppel gehen die Explosionen aus, die von starken Detonationen begleitet werden.

Der Hauptkegel des Popocatepetl besteht aus einem Wechsel von Laven und lockeren Auswurfsprodukten, Lapillis, Sanden und Aschen. Die Laven sind andesitischer und basaltischer Natur. Die sauren Laven gruppieren sich infolge ihrer Zähflüssigkeit mehr um den Hauptkegel, die basaltischen leichtflüssigen haben sich viele Kilometer weit nach S und SW

hin ausgebreitet. Der Barranco del Ventorillo wird in seinem obersten Teil als Rest eines alten Kraters gedeutet, der der Flanke des Popocatepetl aufsaß.

Die Station hatte neben der vulkanologischen Beobachtung auch die Aufgabe einer genauen seismischen Überwachung des Vulkans. Es wurden Erdbeben registriert, die nicht mit irgendwelchen äußerlich sichtbaren Paroxysmen des Vulkans zusammenfielen. Die Intensität dieser Beben war größer als solcher, die durch gesteigerte Tätigkeit des Vulkans bedingt waren. Abgesehen von diesen zeitlich scharf abgegrenzten Beben, befand sich das Seismometer in einer dauernden vibrierenden Unruhe, die nur mit der Bewegung des Magmas oder der Gase im Vulkanschlot oder auch in größerer Tiefe zusammenhängen kann.

Der Arbeit sind eine Reihe guter Bilder beigegeben, die eine Vorstellung von der morphologischen Erscheinungsform und der Eruptionstätigkeit des Vulkans vermitteln.

A. Wurm.

Heriberto Camacho: Resultado de la visita al crater del Popocatepetl el 9 de marzo de 1922. (Ebenda. 64—67.)

Verf. schildert kurz der Veränderungen, die sich seit seiner letzten Anwesenheit (vgl. voriges Referat) am Krater des Popocatepetl vollzogen haben. An Stelle der Zentralkuppel im Hauptkrater ist ein neuer kleiner Vulkan getreten, mit drei konzentrisch ineinander geschachtelten Ringwällen. Dieser embryonale Vulkan ist wohl bei der Eruptionstätigkeit am 5. Januar 1922 entstanden. Die Fumarolentätigkeit ist seither stark zurückgegangen, der Vulkan in ein Stadium der Ruhe eingetreten. Die vulkanischen Erscheinungen der letzten Jahre lassen drei Paroxysmen erkennen: 1. am 16. Oktober 1920 ein vulkanisches Beben, welches die späteren Eruptionen ankündigte, 2. Februar und März 1921 heftige Eruptionen und Erschütterungen, die aber an der Oberfläche sich abspielten und für die Seismometer fast unfühlbar waren, 3. Mitte November 1921 Eruptionen ohne seismische Erschütterungen. Den Abschluß bildet die Eruption vom 5. Januar 1922.

A. Wurm.

Martínez Quintero: Estudio microscópico de las arenas volcánicas del Popocatepetl. (Ebenda. 61—63.)

Petrographische Beschreibung von vulkanischen Sanden vom Popocatepetl. Die mikroskopische Untersuchung ergab als Mineralzusammensetzung: Plagioklas (Oligoklas bis Andesin), Hypersthen, Augit, braune Hornblende und Magnetit. Als Ursprungsmagma wird ein andesititisches angenommen.

A. Wurm.

Heriberto Camacho: Apuntes para la hidrología de la región sud-oriental del Estado de Querétaro. (Ebenda. 68—87.)

Eine gutachtliche Äußerung betreffs Wasserversorgung des südöstlichen Teiles von Querétaro.

A. Wurm.

N. J. M. Taverne: *Vulkaanstudiën op Java.* (Dienst van den Mijabouw in Nederlandsch-Indië. Vulkanologische mededeelingen. No. 7. s' Gravenhage 1926. Mit 49 Phototafeln, 32 Textfig. u. 13 Kartenbeil. 132 p. Preis fl. 7.50.)

Der reich und vorbildlich illustrierte, eine Fülle von Einzelheiten enthaltende, neueste Band der „Vulkanologische mededeelingen“ erscheint deshalb von besonderem Interesse, weil bei dieser Beschreibung von 18 javanischen Vulkanen in weitgehendem Maße von den Ergebnissen Gebrauch gemacht worden ist, die die Untersuchung vom Flugzeug aus gezeitigt hat. In vielen Fällen lassen die damit gewonnenen Aufnahmen mehr Einzelheiten erkennen, als in die topographische Spezialkarte aufgenommen werden können. Abgesehen von der mühelosen und wenig Zeit erfordernden Arbeit, lassen sich selbst in tropischer Gegend an den Vulkanen mit Hilfe des Flugzeugs vielfach vollständiger Beobachtungen machen und gewährt die Freiheit der Bewegung übersichtlichere Bilder, als vom begangenen Grund aus möglich ist, obwohl naturgemäß die hier gewonnenen Resultate stets die Grundlage werden bilden müssen.

Das Magma der quartären Vulkane Javas ist chemisch und mineralogisch von einförmiger Ausbildung: andesitisch oder basaltisch. Die rheumatischen Produkte wurden daher nur in der Form zäher Block- oder Schollenlava abgesetzt, während sehr basische, dünnflüssige Lava fehlt. Sie bauen abwechselnd mit Klasmatika die meisten indischen Vulkane auf (Stratovulkane).

Die Morphologie der Vulkane wird beeinflusst durch die Art der Eruptionsprodukte, die Intensität der Eruptionen, das Eruptionstempo und die Anwesenheit, bzw. das Fehlen von Kraterseen.

Der Vergleich der verschiedenen Erosionsformen der Vulkane ergibt deutliche Zusammenhänge der Morphologie mit dem relativen Alter der Vulkane (seit der letzten Eruption verlaufene Zeit); es werden 3 Gruppen von Erosionsformen unterschieden, solche tätiger und erloschener Vulkane und solche erloschener Vulkane mit anhaltender Fumarolentätigkeit. Bei der Beurteilung der Vulkane nach diesen Gesichtspunkten muß der Einfluß des Eruptionscharakters mit berücksichtigt werden. Bei der zweiten und dritten Gruppe handelt es sich um Vulkanruinen. Anhaltende Fumarolen- (Solfataren)-Wirkung auf die Eruptionsprodukte hat deren Umwandlung in eine tonige Masse zur Folge, die hauptsächlich aus Kaolin, bisweilen auch aus Kieselsäure besteht. Kaolinisierung herrscht auf postvulkanischen Feldern, Verkieselung an tätigen Vulkanen vor.

Zu den Vulkanruinen mit langdauernder Fumarolenwirkung gehören auf Java die Fumarolenfelder des Diëngplateaus, Kawah Hiroep am Abhang des Salak, Kawah Tjiwidej am Fuß des Patoeha-Komplexes, Kawah Tjibeureum am Abhang des G. Kiaberes und die in den Bergen zwischen der Garoeter und Bandoenger Hochfläche gelegenen Kawah Kamodjang und Kawah Manoeek. Eine deutliche Vulkanform ist hier nirgends mehr erkennbar. Die beiden letztgenannten Vulkanruinen werden näher beschrieben.

Das Fumarolen- (Solfataren-) Feld Kawah Kamodjang scheint an die Dislokationslinie gebunden zu sein, an der die alten Vulkane Gandapoera und Pangkalan liegen, Kawah Manock bildet einen Teil des NO-Abhanges des Kendang-Vulkans und ist etwas jünger. An diesen Orten entströmen Fumarolen, Solfataren, Thermen und Schlickbrunnen, teilweise in unregelmäßigen Intervallen und an wechselnden Punkten, einem schwefeldurchsetzten schlammig-wässerigen Grunde, der von einer Haut von Pyritkristallen bedeckt ist und woraus zeitweilig geysirartig kochendes Wasser geworfen wird.

Formveränderungen der Vulkane Javas fanden sehr häufig auch durch Calderenbildung statt. Die Frage ist, ob diese allmählich oder katastrophal erfolgte. Ein langsamer Einbruch ist anzunehmen bei gewissen Kratern tätiger Vulkane, die einige Zeit im Ruhezustand verharret hatten (Lamongan, Goentoer, Papandajan). Die Hohlräume, die sich dabei unter dem Krater gebildet haben müssen, können keine großen Dimensionen erreicht haben, vielmehr muß das Dach frühzeitig nachgestürzt sein. Als Beispiel für katastrophalen Einbruch wird die Krakatau-Eruption von 1883 angeführt. Unter Zugrundelegung der Lotungen von 1919 werden als Inhalt des bei dieser Eruption verschwundenen Inselteils 5,5 km³ errechnet. Wird angenommen, daß diese Masse in die Luft flog, so müßte das zertrümmerte Material der verschwundenen Vulkane $\frac{1}{3}$ der ausgeworfenen Eruptionsprodukte (18 km³ nach VERBEEK) darstellen. Diese setzen sich aber in Wirklichkeit fast ganz aus frischem Magmamaterial zusammen. Da ferner der Vulkan schon 3 Monate lang, ehe die Katastrophe erfolgte, tätig gewesen und der größte Teil der Eruptionsprodukte schon vor dieser ausgeworfen war, nimmt Verf. an, daß dadurch unter dem Vulkan ein großer Hohlraum entstand, der die Ursache für einen Einbruch großen Stils wurde. Hier erfolgte die Caldeirabildung zum Schluß der Eruptionsperiode eines Vulkans. Daß dies im allgemeinen nicht der Fall ist, wird an mehreren Calderen auf Java bewiesen (Tengger, Raoeng, Idjen-Plateau). Aus dem Auftreten der sog. „Randvulkane“ auf dem Idjen-Plateau schließt Verf., daß die Einbrüche, deren Ergebnis die Calderenbildung ist, bis in große Tiefe reichen können und die Ursache in gewissen Fällen unter dem Vulkankörper, in der Magmazonen, zu suchen ist.

Die Einteilung der Vulkane nach SCHNEIDER wird ausführlich besprochen, jedoch wie die KAYSER's abgelehnt, weil beide Autoren die charakteristischen Formenunterschiede der Vulkane zu wenig berücksichtigen. Dafür werden neben den genannten „Vulkanruinen mit langdauernder Fumarolenwirkung“ unterschieden die beiden Haupttypen:

Monokonische Vulkane. Mit einem Hauptkanal. Mehr oder weniger einfach kegelförmig. Kleinere Verlegungen eines Teils des Hauptkanals sind auf die oberste Zone des Förderkanals beschränkt. Die Tiefe des Explosionszentrums (wo die Eruption eingeleitet wird) ist verhältnismäßig gering. Beispiele: Slammat, Sendoro, Tjerimai, Soembing, Raoeng, Keloet, Papandajan.

Polykonische Vulkane. Durch mehrere gleichmäßige Förderkanäle entstehen mehrere unabhängige, aber gleichwertige Kegel, woraus

eine unregelmäßigere Form der Vulkane (Vulkangruppe) resultiert. Explosionszentrum in größerer Tiefe gelegen. Beispiele: Gedeh-Pangarango, Lamongan-Taroeb, K. Poetih-Taman Saät (Patoeha), K. Idjen-Merapi, Goentoer-Gebirge, Ardjoeno-Wolfrang, Lawoe.

Übergangstypen fehlen nicht (G. Merapi in Mitteljava, Tangkoeban Prahoe); sie sind gekennzeichnet durch stark exzentrische, ein- oder mehrmalige Verlegung des Förderkanals, im erstgenannten Falle gefolgt durch heftige Eruptionen aus dem neuen Krater.

Der Kegelberg ist die Hauptform der indischen Vulkane. Auf Java besteht sein flacher Teil im wesentlichen aus aquatischen Sedimenten, vor allem Schlammströmen (lahar), die höheren und steileren Teile entstanden durch trockenen Transport der Eruptionsprodukte.

Der Hauptteil der Arbeit besteht aus der Detailbeschreibung aller bereits genannten Vulkane (p. 27—121), worin diese, besonders ihre höheren Regionen, morphogenetisch im Zusammenhang mit ihrer Eruptionsgeschichte behandelt werden. Zahlreiche neue Gesichtspunkte finden sich überall eingestreut, außerdem sind Betrachtungen über die Entstehung der Bandoenger Hochfläche beigegeben.

Als allgemeines Ergebnis läßt sich feststellen, daß die Formveränderungen größtenteils gebunden sind entweder an präexistierende Spalten oder an den Umriß von Kratern oder Kraterresten großen Umfangs, deren Entstehen auf Einsenkung zurückzuführen ist. Die Anordnung der Eruptionspunkte bzw. ihre Verlegungen längs Spalten lassen sich erkennen am Sendoro, Ardjoeno-Welirang, Slamati, Tangkoeban Prahoe, Goentoer, Lamongan, Keloet und sind vermutlich auch vorhanden am Soembing, Raoeng und Merapi. Die aus der Morphologie abgeleiteten Richtungen der Spalten sind bei 12 beschriebenen Vulkanen meist SW—NO, teilweise NW—SO, zurücktretend auch verschiedene andere. Daß die Vulkane, entsprechend der mit der Längsachse Javas zusammenfallenden Hauptfaltenrichtung, über die ganze Länge der Insel angeordnet sind, erscheint selbstverständlich, da die Entstehung der Vulkane eine Begleiterscheinung der Faltung darstellt. Als Beispiele für Formveränderungen der zweiten Art werden genannt: Gedeh, Papandajan; als Randvulkane älterer Ringwälle sind aufzufassen: Tjerimai auf dem Rand des Geger Halang-Ringwalls, Tangkoeban Prahoe und Boerangrang auf dem Rand des Goenoeng Soenda-Ringwalls und der Ardjoeno. Bei den beiden letzteren hat man es mit einer Kombination von Randvulkanbildung und Spalteneruptionen zu tun. Die Magnakammer stellt sich Verf. als einen umfangreichen, unregelmäßigen Batholithen vor, der bei den auf Spalten angeordneten Vulkanen gangförmige Apophysen nach den verschiedenen Förderkanälen aussendet.

Von besonderem Interesse ist eine tabellarische Übersicht der Eruptionen der tätigen Vulkane Javas im Zeitraum von 1800—1924, wobei auch die Vulkane Galoenggoeng, Semeroe, Bromo und Diëng berücksichtigt sind. Seit 1800 herrschte in Ostjava eine viel regere Vulkantätigkeit als in Westjava (124 gegen 57 „Eruptionsjahre“), was namentlich dem Semeroe, Bromo

und Lamongan zuzuschreiben ist. Der hierbei nicht in Betracht gezogene Merapi in Mitteljava befand sich mit wenigen Pausen dauernd im Eruptivstadium.

Die vulkanische Tätigkeit über ganz Java hat im vorigen Jahrhundert erst ab-, dann zu- und schließlich wieder abgenommen. Eine Wechselwirkung zwischen Vulkanen scheint nicht zu bestehen, sogar nicht bei benachbarten, wie Semeroe und Bromo. Die Ruheperioden sind im ganzen von ungleicher Dauer, so daß eine Periodizität in den aufeinanderfolgenden Eruptionen nicht zu erkennen ist.

Bei dem Vergleich der Eruptionen mit den aus historischer Zeit bekannten tektonischen Erdbeben, die auf Java ganz oder teilweise gefühlt wurden, ergibt sich, daß in dieser Hinsicht im allgemeinen keine Zusammenhänge nachzuweisen sind. Nur der tätigste Vulkan Javas, der Merapi, liegt offenbar in einer seismisch unruhigen Zone, da in seinen Bereich eine verhältnismäßig große Zahl Epicentra zu fallen kam.

F. Musper.

L. Rutten: Over de vermeende aanwezigheid van opheffingskraters in Nederlandsch Oost-Indië. (Kon. Ak. van Wetenschappen te Amsterdam. 34. No. 2. 214—220. 1925.)

Verf. wendet sich gegen die von W. VOLZ und H. RECK vertretene und von E. KAYSER (Lehrb. d. Geol. II. 6 Aufl. 1921. 6) übernommene Meinung, daß in Niederländisch-Indien Erhebungskrater nachgewiesen seien. Die von VOLZ angeführte Aufbiegung der Schichten durch eine vulkanische Eruption auf Poeloe Laot (SO-Borneo) wird als „unbewiesen, unbeweisbar und unwahrscheinlich“ bezeichnet. Die von H. RECK aus Java (Goenoeng Lima, G. Boetak, G. Poetjak-Lasem) beschriebenen Beispiele angeblich vulkanischer Erhebungen lassen sich nach Verf. einfacher auf andere Weise erklären, sprechen jedenfalls nicht zugunsten der Erhebungstheorie. Die Kuppeln in Rembang werden als durch normale gebirgsbildende Bewegungen entstanden erklärt, wobei nur in diejenige des G. Boetak eine Andesitmasse eingedrungen ist.

F. Musper.

N. J. M. Taverne: Merkwaaardige uitbarstingen van den Papandajan. (Gedenkboek Verbeek, s'Gravenhage 1925. 481—520. M. 6 pl. en 4 tekstfig.)

Im Zusammenhang mit zunehmender Aktivität des Papandajan wurde dieser Vulkan seit 1923 mit einem Beobachtungsposten besetzt, so daß in der Zeit bis Beginn 1925 18 Eruptionen verschiedener Stärke im Westteil des Kraters registriert werden konnten, über die ausführlich berichtet wird. Es handelt sich um eine Art von Eruptionen, wie sie bisher aus Indien nicht beschrieben waren, ähnlich den explosiven Stein- bzw. Schlammereptionen des Halemaumau vom 11. Mai 1924, des Mt. Pelée im Jahre 1851 und der Soufrière 1838. Die Ausbrüche wurden verursacht durch Dampf, der sich aus dem atmosphärischen Wasser gebildet hatte, das bis zum Wärmeherd hinabgedrungen war. Als primäre Ursache der Eruptionen ist das in der Tiefe des Kraters befindliche Magma zu betrachten.

F. Musper.

J. Zwierzycki: Geologische beschrijving van het eiland Poeloe We in de onderafdeeling We der afdeeling Groot-Atjeh. (Jaarb. Mijnw. 45. 1916. Verh. II. 1—10. M. 2 tekstfig. 1 panorama, en 1 geol. kaart 1 : 50 000.)

Die dem äußersten NW Sumatras vorgelagerte Insel Poeloe We besteht aus jungtertiären oder quartären Eruptivgesteinen, vornehmlich Hornblendeandesit, und deren Efflata, wobei subaerisch und subaquatisch abgesetzte Tuffe und vulkanische Breccien (Agglomerate) unterschieden werden können. Die ganze Insel stellt wahrscheinlich einen ertrunkenen und wieder aus der See auftauchenden Sommvulkan dar. Die Tätigkeit ist noch nicht erloschen, wie aus der Anwesenheit von 3 Solfatarenfeldern hervorgeht, die im Abstand von 14 km auf einer NW—SO gerichteten Linie angeordnet sind. Die beobachteten Strandterrassen liegen 20 bzw. 40 bzw. 100 m hoch und führen Reste von Korallenbänken; die beiden letzteren Terrassen sind auch an der Nordküste von Atjeh wiederzufinden.

F. Musper.

G. L. L. Kemmerling: De vulkaan G. Dobo op Flores. (Tijdschr. v. h. Kon. Ned. Aardr. Gen. 2de reeks, deel XLIII. No. 2. Maart 1926. Leiden. 217—219.)

Der Vulkanberg Dobo auf Flores ist in der Literatur als tätig bezeichnet. Verf. weist nach, daß dies unrichtig ist.

F. Musper.

G. L. L. Kemmerling: Het Sopoetangebergte in de Minahassa. (Ebendort. 220—224.)

Berichtigende Entgegnung auf eine Beschreibung des Sopoetangebirges (Minahassa, Celebes) von L. H. C. HORSTING.

F. Musper.

Ch. E. Stehn: De uitbarsting van den Goenoeng Batoer op Bali 1926. (Handelingen van het vierde Ned.-Ind. Natuurwet. Congres, gehouden te Weltevreden op 22—26 Sept. 1926. Weltevreden. 425—430.)

Die auf Grund eigener Feldbeobachtungen des Verf.'s beschriebene Eruption des Batoer im August 1926 erfolgte nicht aus dem eigentlichen Zentralvulkan, der selbst untätig blieb, vielmehr öffnete und erweiterte das Magma eine alte, radial südwestlich verlaufende Spalte. Es handelt sich also um eine exzentrische Eruption, unter Bildung mehrerer, hintereinanderliegender Krateröffnungen („Ätna-Typus“). Die Menge der ausgeflossenen Lava wird auf 21 Millionen Kubikmeter geschätzt; die klasmatischen Produkte bestanden aus Asche, Sand, Lapilli, Schlacken, Bomben und Blöcken. Die in plastischem Zustand niedergefallenen Schlacken und Bomben bestehen aus sehr olivinreichem und pyroxenarmem Basalt. Von Gasen der paroxysmalen Eruptionsphase ließen sich HCl und SO₂ nachweisen.

F. Musper.

Grundzüge der Geologie

Ein Lehrbuch

für Studierende, Bergleute und Ingenieure

Mit Unterstützung zahlreicher Fachgelehrter herausgegeben von

Prof. Dr. W. Salomon-Heidelberg

Band I: Allgemeine Geologie.

Teil I: Innere Dynamik — Teil II: Äußere Dynamik

Gr.-8°. 877 Seiten mit Taf. I, II und 331 Textabbildungen.

Inhalt des I. Bandes: Joh. Koenigsberger: Die Gestalt der Erde und ihre physikalischen Eigenschaften. W. Salomon: Das Gesteinsmaterial der Erdkruste. A. Bergeat: Plutonismus und Vulkanismus. W. Salomon: Orogenesis = gebirgsbildende Vorgänge. A. G. Högbom: Epeirogenetische Bewegungen. A. Sieberg: Erdbeben. L. Milch: Die Umwandlung der Gesteine. P. Krusch: Erzlagerstättenlehre. Andree: Geolog. Tätigkeit des Meeres. Salomon: Geolog. Tätigkeit der festländischen Gewässer. Philipp: Geolog. Tätigkeit des Eises. Passarge: Geolog. Wirkung des Windes. Andree: Geolog. Tätigkeit der Organismen. v. Bubnoff: Überblick über den geol. Bau von Europa.

==== Preis in ganz Leinen geb. R.M. 32.50. ====

Band II: Erdgeschichte

Teil I: Archäikum, Proterozoikum (Archäozoikum, Algonkium), Paläozoikum

Teil II: Mesozoikum und Neozoikum

Gr.-8°. 616 Seiten mit Taf. I—XVI, 320 Textfiguren und 1 Tabelle der wichtigsten erdgeschichtlichen Ereignisse.

Inhalt des II. Bandes: Salomon: Grundbegriffe der Erdgeschichte. Sederholm: Archäikum, Proterozoikum. Born: Cambrium, Ordovicium, Gotlandium. Wedekind: Devonische Formation. Harrassowitz: Karbonformation, Permformation. Wurm: Trias. Dacqué: Jura. Stolley: Kreide. Schaffer: Neozoische Formationsgruppe. Keilhack: Quartär. — Broili: Entwicklungsgeschichte der Tiere. Salfeld: Entwicklungsgeschichte der Pflanzen. Mollison: Fossile Menschenaffen und Menschen.

==== Preis in ganz Leinen geb. R.M. 33.50. ====

Soeben erschien:

Grundwasserkunde

von

Prof. Dr. W. Koehne

Referent für Grundwasserkunde
an der Preuß. Landesanstalt für Gewässerkunde im Ministerium
für Landwirtschaft, Domänen und Forsten.

Gr. 8°. 294 Seiten mit 100 Textabbildungen.

Preis in Leinwand gebunden RM. 18.—.

Die außerordentliche Bedeutung des unterirdischen Wassers in der Volkswirtschaft hat in den letzten Jahren zu einer regen Forschungstätigkeit geführt, welche der Verfasser auf Grund der weitverzweigten Literatur und gestützt auf reiche praktische Erfahrungen in übersichtlicher knapper Form zusammenfassend dargestellt hat. Ein Buch, das für jeden Geologen, Geographen, Bergbauingenieuren usf. von größter Wichtigkeit ist und das auf keiner einschlägigen Bibliothek fehlen sollte.

Soeben erschien:

Die Entstehung und Besiedelung der Koralleninseln

von

Prof. Dr. Aug. Krämer.

Gr. 8°. 54 Seiten mit 4 Tafeln.

Preis broschiert RM. 5.—.

Diese nach neuen Gesichtspunkten auf Grund eigener Untersuchungen verfaßte Schrift wird auch allen Geologen und Geographen manches Interessante bieten und von ihnen als wertvoll angeschafft werden.