

## Petrographie.

### Allgemeines (einschl. Untersuchungsmethoden).

Die neueren sedimentpetrogenetischen Untersuchungen haben auch zu mannigfachen neuen Untersuchungsmethoden geführt, worüber aber bei der mehr und mehr geologischen Einstellung dieser Arbeiten in dem Abschnitte „Sedimentgesteine“ der Hefte berichtet wird, welche der „Allgemeinen Geologie“ gewidmet sind [z. B. S. 277 u. f. dies. Bandes].

Cissarz, Arnold and William R. Jones: German-English Geological Terminology. [Englisch-Deutsche geologisch-mineralogische Terminologie. Eine Einführung in die im Deutschen und Englischen in Geologie, Mineralogie, Gesteinskunde und Lagerstättenkunde gebräuchlichen Ausdrücke.] (London, Thomas Murby & Co., 1931. 256 S. Preis: sh. 12/6.) — Vgl. Bespr. Cbl. Min. 1932. A. 174—175.

Müller, Heinrich: Über ein abgeändertes Zentrifugenglas zum Trennen nach dem spezifischen Gewicht. (Cbl. Min. 1932. A. 90—91.)

Hallimond, A. F.: An electromagnetic separator for mineral powders. (Min. Mag. 22. 1930. 377—381.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. I. 37.

Noll, W.: Über die Bestimmung des Strontiums in der Mineral- und Gesteinsanalyse. (Zs. anorg. Chem. 199. 1931. 193—208.) — Bespr. dies. Jb. 1931. I. 483/4.

Zambonini, F. e V. Caglioti: Sulla determinazione quantitativa spettroscopica di piccole quantità di stronzio, e di cicio nei minerali, nelle rocce, nelle aque minerali ecc. (Rend. R. Acc. Linc. [6] 8. 1928. 268—273.)

Leitmeier, H.: Ein einfacher Nachweis des Mangans in Mineralien und Gesteinen. (Min. u. petr. Mitt. 41. 1931. 87—94.) Bespr. dies. Jb. 1931. I. 485/6.

Leitmeier, H. und F. Feigl: Eine Methode zur Erkennung von Chrom in Mineralien und Gesteinen. (Min. u. petr. Mitt. 41. 1931. 95—102.) — Bespr. dies. Jb. 1931. I. 486.

**H. Schröder:** Pflanzen als Anzeiger von Mineralien. (Naturw. 19. Berlin 1931. 992.)

Die Ackerdistel (*Cirsium arvense*) dient als Anzeiger für Lehmstellen im norddeutschen Flachlande. Für Kalisalzlager oder wenigstens Solen sind *Suaeda maritima* Dum. und *Salicornia herbacea* strengste Salzpflanzen. Brombeeren, die reinen Sand zu meiden scheinen, kommen auf mergeligem Sandboden oder lehmigem Kiesboden vor. *Tussilago farfara* (Hufplattich)

ist ein vorzüglicher Indikator für Tonboden. Kalkanzeiger sind neben der Schlehe die Skabiosen-Flockenblume, der gefranzte Enzian, Esparsette und Luzerne, auch Orchideen. Als Leitpflanzen für Sandboden und Sandstein sind Birke, Besenheide, schmalblättriges Weidenröschen, Besenginster, behaarter Ginster, Frühlingsküchenschelle, Preisel- und Heidelbeere und die Kiefer anzusprechen. Sandpflanzen stellen sich schon ein, wo die Sandfläche als Einlagerung nur einige Quadratmeter groß ist, wie man es auf den Muschelkalkbergen von Jena beobachten kann. Erzausbisse sind in der Regel arm an Nährstoffen und erschweren den Pflanzen das Wachstum. So zeichnen sich die in Transvaal entdeckten wichtigen Platinlagerstätten durch völligen Mangel an Pflanzenbedeckung aus, was das Aufsuchen in hohem Maße erleichtert hat. Umgekehrt brauchen aber gewisse Pflanzen zu ihrer Entwicklung gewisse Metallsalzgehalte, so das Dreifaltigkeitsblümchen *Trientalis europaea* auf Zinnsteinlagerstätten. *Amorpha canescens* tritt auf bleiglanzhaltigem Boden in Michigan und Wisconsin als Leitpflanze auf. *Viola lutea* var. *calaminaria* ist als Galmeiveilchen schon lange bekannt. Als leitende Kupferpflanze scheint in Nordaustralien und Queensland *Polycarpea spirostylis* in Frage zu kommen. Nach R. H. STRETCH fällt in Kalifornien der dort goldhaltige Kies mit der Verbreitung gewisser Sträucher zusammen. In Queensland spielt beim Aufsuchen von Gold- und Silberlagerstätten *Lonicera confusa*, ein Geißblattgewächs, als Leitpflanze eine Rolle.

Gewisse wasserliebende Pflanzen dienen als Anzeiger geologischer Grenzen, von Verwerfungen und von Wasser. So kann man aus dem Auftreten der Fichte in Norddeutschland in den Sandgebieten schließen, daß Grundwasser in sehr geringer Tiefe vorhanden ist oder sich unter dem Sand wasserstauende Schichten aus Lehm oder Ton befinden.

**M. Henglein.**

**Eileen M. Guppy:** Chemical Analyses of igneous rocks, metamorphic rocks and minerals. With petrographical descriptions by H. H. THOMAS and notes on the methods of analysis employed by F. R. ENNOS and R. SUTCLIFFE. (Memoirs of the Geological Survey Great Britain. London, Published by his Stationery Office. 1931. [Für Deutschland durch A. Asher & Co. Berlin, W 8, Behrenstr. 17.] 166 S. Preis: 3 sh 6 d net. [„postage extra“].)

Die in einer großen Zahl von „Survey Memoirs“ und in anderen offiziellen Veröffentlichungen der großbritannischen geologischen Landesuntersuchung zerstreuten 611 Analysen des Laboratoriums des Geol. Surv. sind hier zusammengefaßt und geordnet. Auch anderwärts noch nicht veröffentlichte Analysen sind einbezogen worden. Kurze petrographische Charakteristik ist jeder Analyse beigelegt; die Stelle der Veröffentlichung wird angegeben; auch die Aufführung einer Analyse in H. S. WASHINGTON, Chemical Analyses of Igneous Rocks, 1917, wird verzeichnet.

Angaben über die angewandten Methoden bereichern die Zusammenstellung.

Leider ist aber keine Auswertung der Analysen nach einem der vielen vorhandenen chemischen Klassifikationsversuche gegeben, auch keine andere Übersicht versucht.

**Erich Kaiser.**

## Eruptivgesteine.

- Noll, W.: Über den Strontiumgehalt magmatischer Gesteine. (Die Naturwissenschaften. **19**. 1931. 773—778.)
- Hevesy, G. v., E. Alexander und K. Würstlin: Die Häufigkeit der Elemente der Vanadiumgruppe in Eruptivgesteinen. (Zs. anorg. u. allg. Chem. **194**. 1930. 316—322. Mit 1 Textfig.) — Bespr. dies. Jb. 1931. I. 483.
- Strassen, H. zur: Das Gleichgewicht zwischen Eisen, Nickel und ihren Silikaten im Schmelzfluß. (Zs. f. anorg. Chem. **191**. 1930. 209—245. Mit 6 Textfig.) — Bespr. dies. Jb. 1931. I. 492/5.
- Gavrusevič (B. GAVROUSSEVITSCH): Zur Mineralogie und Geochemie der Pegmatite von Wolhynien. (Trav. Mus. Miner. Acad. Sci. URSS. **4**. 1930. 71—86. Russisch mit deutsch. Zusammenf.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. I. 162.
- Spencer, Edmondson: A contribution to the study of moonstone from Ceylon and other areas and of the stability-relations of the alkali-feldspars. (Min. Mag. **22**. 1930. 291—367.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. I. 333—339.
- Kupletskij, B. (B. KOUFLETSKY): Über zwei Alkalihornblenden von Urma-Wáraka (Halbinsel Kola). (Trav. Mus. Mineral. Acad. Sci. URSS. **4**. 1930. 1—10. Russisch mit deutsch. Zusammenf.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. I. 349—350.

**A. Kingsley Welle:** The Heavy Mineral Correlation of Intrusive Igneous Rocks. (Geol. Mag. **68**. 1931. 255—262.)

Die akzessorischen Gemengteile der primären Gesteine werden eingeteilt in: 1. Normale Akzessorien, 2. Pneumatolytische A., 3. Kontaktakz. und 4. Sekundäre A. Die Akzessorien dürften nur sehr selten so charakteristisch sein, daß sie für Altersgleichstellungen von primären Gesteinen benützt werden können. Nur Akzessorien der erstgenannten Art kommen für solche Zwecke überhaupt in Frage.

**Machatschki.**

**C. N. Fenner:** The significance of the word „eutectic“. (Journ. of Geol. **38**. 1930. 159—165.)

Das Wort „eutektisch“ ist in den letzten Jahren von verschiedenen Autoren in verschiedenem Sinn gebraucht worden. Verf. wendet sich gegen die Art der Anwendung des Begriffs in der Arbeit von W. WAHL: Eutectics and the crystallisation of igneous rocks, Helsingfors 1929. WAHL spricht von „eutektischen Linien“ und „eutektischen Oberflächen“ im Phasendiagramm. Verf. will dagegen den Begriff nur in seiner ursprünglichen Bedeutung gebraucht wissen, nämlich so, daß „eutektisch“ nur einen einzigen Punkt im Phasendiagramm bedeutet. Für zugehörige geometrische Elemente des Diagramms können die Begriffe „Grenzlinien (boundary lines)“ oder „Grenzoberflächen (boundary surfaces)“ benutzt werden.

**Cissarz.**

**A. Holmes:** The Problem of the Association of Acid and Basic Rocks in Central Complexes. (Geol. Mag. **68**. 1931. 241—255. Mit 4 Textfig.)

Eine Abwägung der Einflüsse von Differentiation, Konvektionsströmung und des Wiederaufschmelzens von vorgebildetem Krustenmaterial durch Wärmezufuhr aus der Tiefe auf die Ausbildung von Magmenkomplexen. Für den Sudbury-Komplex wird z. B. angenommen, daß sich seine sauren und basischen Teile nicht durch Differentiation aus einem einheitlichen Magma gebildet haben, sondern daß der saure granophyrische Teil durch Aufschmelzung der Wände und des Daches des basischen Magmenreservoirs entstanden ist.

**Machatschki.**

**Clarence N. Fenner:** The residual liquids of crystallizing magmas. (Min. Mag. 22. 1931. Nr. 134. 539—560.)

Verf. setzt sich hier auseinander mit Ansichten, die von F. WALKER (Min. Mag. 22. 1930. 368; dies. Jb. 1931. II. 227), R. A. DALY und T. F. W. BARTH (Geol. Mag. London 1930. 67. 97; dies. Jb. 1931. II. 268), N. L. BOWEN, J. F. SCHAIRER und H. W. V. WILLEMS (Amer. Journ. Sci. 1930. 20. 405; dies. Jb. 1931. I. 289) und A. HOLMES und H. F. HARWOOD (Min. Mag. 1929. 22. 1; dies. Jb. 1930. II. 15) in bezug auf die Theorie des Verf.'s über die Differentiation der Magmen durch Kristallisation geäußert wurden und die nach Meinung des Verf.'s teils auf Mißdeutungen dieser Theorie beruhen.

Es wird betont, daß das Prinzip der Kristallisationsdifferentiation in vielen Fällen wirksam ist, daß aber andere Wirkungen der Theorie entgegengesetzte Ergebnisse zeitigen können und daß nur bei den Plateau-Basalten solche Wirkungen stark in den Hintergrund treten. Neben der Kristallisationsdifferentiation und der Sublimation flüchtiger Komponenten sind es viele andere wirksame Prinzipien, die die Erfordernisse für die Entstehung der Vielheit magmatischer Bildungen liefern. Auch nachträgliche Einwirkungen auf das bereits verfestigte Gestein können Veränderungen hervorbringen, die als magmatische Differentiationen gedeutet werden, zumal solche Gesteine äußerlich völlig frisch aussehen können. Verf. gibt ein Beispiel aus den triassischen Watchung-Basalten von New Jersey, wo die einzelnen Basaltsäulen mit einer fast schwarzen Kruste aus Glas, das völlig unverändert erscheint, überzogen sind. Die Tabelle gibt die Analysen von zwei Basalt-

	W 401 A	W 401 B	W 402 A	W 402 B
SiO <sub>2</sub> . . . . .	43,39	52,43	46,88	52,33
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,43	1,13	1,20	1,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	15,25	14,36	15,75	14,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,75	1,86	3,13	2,40
FeO . . . . .	9,86	8,10	6,42	7,90
MnO . . . . .	0,13	0,14	0,09	nicht best.
MgO . . . . .	10,70	7,22	9,31	7,20
CaO . . . . .	4,66	9,82	2,64	10,43
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,21	3,44	0,57	2,40
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,10	0,42	5,42	0,36
H <sub>2</sub> O . . . . .	7,59	1,18	8,53	1,62
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,06	nicht best.	nicht best.	nicht best.
Summe . .	100,13	100,10	99,94	100,02

säulen, wobei A jeweils der Kruste und B dem kristallinen Inneren entstammt. Beide Säulen sind verschiedenen Steinbrüchen entnommen.

Die Analysen B stimmen gut überein, während die Analysen A von den Analysen B und unter sich sehr verschieden sind. Dadurch erweist sich, daß beide und zwar verschieden verändert wurden und außerdem dennoch äußerlich aussehen, als ob sie noch ursprüngliche Glasmasse darstellten. Ähnliche Verhältnisse dürften des öfteren zu Mißdeutungen Anlaß gegeben haben.

Im letzten Teile faßt der Autor die Punkte zusammen, die bei allen Betrachtungen über Kristallisationsdifferentiation berücksichtigt werden müssen. Dabei sind folgende Tatsachen anscheinend mit der Theorie nicht vereinbar.

1. Die beobachtete Fähigkeit von Rhyolithen und Graniten, größere Massen von basischen Gesteinen aufzulösen, wie dies Verf. neuerdings im Yellowstone-Park festgestellt hat.
2. Die nahezu lineare Veränderung in der Zusammensetzung gewisser Gesteinsserien, wie sie z. B. in der Katmai-Region beobachtet wurde.
3. Die mono- und bimineralischen ultrabasischen Gesteinskörper, wie sie z. B. im Bushveld-Komplex als Anorthosite, Bronzite usw. auftreten.
4. Das Auftreten alternierender Basalt- und Rhyolith-Ergüsse ohne Lavaförderung von dazwischen liegender Zusammensetzung während einer vulkanischen Periode. Beispiel: Yellowstone-Park.
5. Die Abweichungen der Zusammensetzung der Restlösungen bei den Oberflächen-Basalten von den Erfordernissen der Theorie. Hierher gehören die Fälle mit abweichendem  $\text{FeO} : \text{MgO}$ -Verhältnis.

Außerdem sollten allgemein bei Anwendung irgend einer Differentiationstheorie beachtet werden:

6. Die Verschiedenheiten in der Zusammensetzung namentlich plutonischer Massen, die hervorgerufen werden durch Prozesse nach der Verfestigung des Gesteins und die eine Differentiation vortäuschen können.
7. Die Möglichkeit der Vermischung verschiedener Magmen und der Aufnahme fremden Materiales.
8. Die Möglichkeit einer Dichte-Schichtung, die nicht allein auf der Ausscheidung verschieden schwerer kristalliner Phasen zu beruhen braucht.

Schließlich wird darauf hingewiesen, daß die Untersuchung über die Differentiation der Magmen noch in den Anfängen steckt und daß wahrscheinlich noch Einflüsse vorhanden sind, die uns bislang unbekannt blieben.

**Hans Himmel.**

**J. H. L. Vogt:** Die Genesis der Granite, physikochemisch gedeutet. (Zs. Deutsch. Geol. Ges. 83. 1931. 193—214. Mit 10 Textabb.)

Die petrogenetisch wichtige Arbeit gibt zunächst einen lehrhaften Überblick über die Verteilung der stofflichen Hauptbestandteile in der Gabbro-Granitreihe, und zwar unter Einbeziehung des in solchen Fällen oft ver-

nachlässigten Phosphorgehaltes, der gerade innerhalb der Granitgruppe eine besonders charakteristische Gefällskurve gegen die kieselsäurereichen Glieder hin aufweist. Eine tabellarische Übersicht der durchschnittlichen quantitativen Beteiligung granitischer Hauptgemengteile sehen wir dem jeweiligen Durchschnittsgehalt des Gesteins an  $\text{SiO}_2$  gegenübergestellt.

Bei den granitischen Ergußgesteinen wird unter Abzug des geometrisch gemessenen Prozentanteiles der Quarz- und Feldspateinsprenglinge die in der Grundmasse zu vermutende Kieselsäuremenge errechnet und wiederum mit dem  $\text{SiO}_2$ -Gehalt des ganzen Gesteines verglichen, wobei bedeutsame Unterschiede in der absoluten Menge und im Mengenverhältnis beider Mineralarten je nach dem Kieselsäuregehalt des Vulkanits zutage treten. So findet Verf. bei quarzporphyrischen Gesteinen von mäßigem  $\text{SiO}_2$ -Gehalt unter den hier meist zahlreichen Einsprenglingen eine entschiedene Vorherrschaft des Feldspats über den Quarz, sowie — im Einklang mit ROSENBUSCH's empirischer Regel — eine stetige Kieselsäurezunahme in der Grundmasse und bei etwa 74 %  $\text{SiO}_2$  immer noch mehr als die doppelte Menge des Feldspats gegenüber dem Quarz, sowie annähernde Übereinstimmung im Kieselsäuregehalt zwischen Grundmasse und Gesamtgestein; zwischen 75 und 76 % zeigt sich indes eine Art Umkehrpunkt insoferne, als unter einem oft erheblich sich geltend machenden Übergewicht des Quarzes über die Feldspateinsprenglinge der Kieselsäuregehalt der Grundmasse nun wieder abnimmt, was, rein äußerlich betrachtet, ein Analogon zu einem bekannten Phänomen in der Endausscheidungsphase gewisser granitischer Plutonite (s. u.) zu bedeuten scheint.

Weiterhin vertritt Verf. bei den Schriftgraniten schon lange die Auffassung, daß die Beteiligung Quarz-Feldspat in weitaus den meisten Fällen einem konstanten Verhältnis von 1 : 3 mindestens sehr nahe kommt. Dabei wird unter Hinweis auf abbildlich plausibel gemachte Anlagerungsmöglichkeiten der Quarzstengel dargetan, daß nach Vorbildung bevorzugter Kristallgrenzflächen des Mikroklins eine fortschreitende gleichzeitige Kristallisation beider Mineralarten eingesetzt haben muß. Auffällig ist im ternären, hier unter Mitberücksichtigung des Anorthit-Gehalts wiedergegebenen Systems (Qu—Or—Ab) die ebenso weite wie scharfe räumliche Trennung der Bereiche des Ausscheidungsbeginns für Mikroklin- und Oligoklas-Schriftgranite. Diese Häufungsstellen haben übrigens, ebenso wie der Ausscheidungsbereich der auf ihr mineralisches Mengenverhältnis rechnerisch zurückgeführten granit-vulkanitischen Grundmasse, im ternären Raumdiagramm ihre sehr bezeichnende Lage an der eutektischen Grenze zwischen dem Quarzfeld und den Feldspatfeldern. Die kotektischen Kurven, wie sie in diesem Zusammenhange Verf. nennt, sind damit gegenüber dem ternären eutektischen Punkt zu einem weiteren für den Werdegang granitischer Schmelzflüsse besonders wichtigen Indikator erhoben.

Auch die aus einer Großzahl bekannter Analysen gewonnene Kurve für den  $\text{SiO}_2$ -Gehalt saurer und mittelsaurer Eruptivgesteine zeigt oberhalb der 75 %-Grenze ein fast spontanes sehr starkes Gefälle, das im Zusammenhalt mit dem steil aufstrebenden Häufigkeitsmaximum zwischen 70 und 74 %  $\text{SiO}_2$  für die quantitative Verbreitung granitischer Varietäten

gewisse Anhaltspunkte geben mag. Speziell in dieser Hinsicht wird man sich freilich gewisser Zweifel an der Unwiderleglichkeit weitergehender Ableitungen solange nur schwer erwehren können, als weiträumige Teile der Erde — man denke nur an die ganz großen Gebirgszüge Asiens — noch kaum im Anfangsstadium ihrer petrographischen Erforschung stehen; dabei sei zugegeben, daß eine wahlweise Berücksichtigung möglichst reiner Gesteinstypen hier keine Quelle systematischer Fehler bedingt.

Ein Interesse erweckendes Moment, das mit der „anchi-kotektischen Natur“ der Granite noch in Einklang zu bringen ist, wird vom Verf. in nachstehender Weise diskutiert. Das Häufigkeitsfeld für die Grundmassenmischung granitischer Vulkanite schiebt sich auf der eutektischen Quarz-Feldspatkurve deutlich gegen die eutektische Grenze 40 (Or) : 60 (Ab + An) hin. Gerade dieses nach Vogt übrigens für endogene plutonitische Begleitgesteine granitischer Provenienz nicht minder charakteristische Konzentrationsverhältnis wird näherungsweise auch für die Mehrzahl der granitischen Plutonite angenommen. Bei sehr sauren Graniten vermag sich nun aber der Gehalt an  $K_2O$  bis zur bewirkten Umkehr jenes Mengenverhältnisses und darüber hinaus anzureichern. Äußere Begleitumstände sieht Verf. in einer unterschiedlichen Gebundenheit an ultratiefe oder mitteltiefe Erstarrung des granitischen Intrusivkomplexes. So erscheint diese durch das Auftreten von Quarzdihexaedern der  $\alpha$ -Modifikation, durch das Vorhandensein mioolithischer Hohlräume, durch die vorzeitige, von der Normalfolge abweichende Ausscheidung des Quarzes und durch ein ganz unverhältnismäßiges Übergewicht der Aplite über die Pegmatite charakterisiert, jene dagegen durch eine ebenso stark betonte Vorherrschaft der Pegmatite, das häufigere Auftreten des Myrmekits und die primäre Kristallisation des  $\beta$ -Quarzes in der liquidmagmatisch-pegmatitischen Endphase. Die Granit-Pegmatite selbst aber werden im allgemeinen als wesentlich kieselsäurereicher befunden als die granitischen Aplite, so daß auch das Häufigkeitsmaximum des Or : Ab (An)-Verhältnisses für jene bei etwa 64 Or zu liegen kommt. Als innere Ursache der ganzen Erscheinungen betrachtet Verf. neben dem erhöhten Druck größerer Rindentiefe vor allem das Vorhandensein einer Schmelzflußkomponente der schematischen Formel  $SiO_2 \cdot nH_2O$ . Also gewisse Mengen von vorhandenem  $SiO_2$ , in solcher Weise gebunden, könnten unter den hier angedeuteten Begleitumständen erst im späteren Stadium des Intrusionsablaufs durch ganz allmähliches Entweichen von  $H_2O$  sich abgespalten haben, um in die Kristallisationen des Schlußproduktes der magmatischen Differentiation, vor allem in die höchstsilizierten kalireichen Gemengteile und den pegmatitischen  $\beta$ -Quarz einzugehen.

Verf., der für die Kali-Natrongranite granitische Maximalgehalte an  $SiO_2$  im Häufigkeitsfeld als kennzeichnend anführt, verlegt demgemäß die Herausbildung dieser Magmen in die Schlußphase der magmatischen Kristallisationsdifferentiation. Möglichkeit und Wirkung eines Abbruches dieses Prozesses vor diesem letzten Stadium vermeidet Verf. mit dem Problem der großen Magmensippen hier in Zusammenhang zu bringen.

Bei einer Ordnung der meist verbreiteten Eruptivgesteine nach abnehmendem Schmelzintervall sind es wiederum die Kali-Natrongranite,

deren magmatische Existenz, zumal bei Ägrinbildung, erst bei verhältnismäßig tiefer Temperatur (in diesem Falle nach Ansicht des Verf. kaum über 950°) begonnen haben mag. Da unter Druck der Umwandlungspunkt der beiden Quarzmodifikationen sich merklich erhöht, hält Verf. bei ultratiefer Graniterstarrung die „Auspressung“ pegmatitischer Schmelzen unter Temperaturen von 650—700° für wahrscheinlich. Wie dem auch sei, eines der Hauptmomente in den Ausführungen des Verf.'s mag vielleicht darin gesehen werden, daß die gesetzmäßig sich vollziehende Herausbildung der in der Natur als typisch erkannten Eruptivgesteinsreihen auf Kristallisationsdifferentiation beruht und durch die wenn auch weitgehend sich geltend machenden Assimilationsvorgänge nicht in dem quantitativ zu erwartendem Maße beeinträchtigt wird.

#### E. Christa.

**D. R. Derry:** The Genetic Relationships of Pegmatites, Aplites and Tin Veins. (Geol. Mag. 68. 1931. 454—476. Mit 3 Taf. u. 6 Textfig.)

Die von SCHALLER und HESS aufgestellte Hypothese der Entstehung von Pegmatiten mit seltenen Elementen und großen Kristallen versuchte Verf. durch Besuch entsprechender Vorkommen zwischen Manitoba und Ontario nachzuprüfen. Vor deren Beschreibung wird auseinandergesetzt, was unter gewöhnlichen Pegmatiten und Apliten und komplexen Pegmatiten und Apliten zu verstehen sei.

Das Gebiet, in dem die gewöhnlichen Pegmatite untersucht wurden, liegt im Kanadischen Präcambrium zwischen Ontario und Manitoba. Das letzte Intrusivstadium der hier eingesprengten Granite sind Pegmatite und Aplite, die z. T. eine vulkanische Decke durchschneiden, meist aber an den Granit und Diorit und hier besonders an die Nähe des Batholithen gebunden sind. Hier sind im allgemeinen die Pegmatite häufiger.

Auf Grund der Beobachtungen lassen sich für die gewöhnlichen Pegmatite und Aplite, die nur Quarz, Glimmer und Feldspat enthalten, zwei Fälle unterscheiden: I. Pegmatite und Aplite bilden getrennte und ausgezeichnete Gänge oder sich durchsetzende Adern. II. Pegmatitisches und aplitisches Material ist in einem Gang enthalten.

Das höhere Alter der Aplite den Pegmatiten gegenüber ist durchaus nicht allgemein. Die Ansammlungen von Wasser und flüchtigen Bestandteilen im Restmagma bei fortschreitender Kristallisation und Anreicherung dieser beweglichen Bestandteile als Bildungsursache für große Kristalle anzunehmen, ist nach des Verf.'s Meinung nicht immer berechtigt. Es folgt eine Beschreibung der Entstehungsursachen von Pegmatiten und Apliten nach BOWEN. Bei der größeren Anzahl gewöhnlicher Pegmatite und Aplite, die gegeneinander scharf absetzen, sind erstere früher und durch Materialtrennung in größerer Tiefe entstanden.

Die komplexen Pegmatite und Aplite (mit seltenen Mineralien) der Winnipeg-River-Gegend gleichen in ihrem Gehalt an Zinn, Lithium, Beryllium und andern selteneren Elementen den häufig beschriebenen Pegmatiten von Süddacota, Carolina und Kalifornien. Sie liegen in einem Gebiet präcambrischen



Alters, das aus Sedimenten, Vulkaniten und jüngeren Plutoniten (Peridotit bis Natron- und Biotitgranit) besteht. In letzter Phase wurden hier, verbunden mit dem sauren Granit, Aplite und Pegmatite, die Orthoklas (Mikroclin), Quarz und Glimmer enthalten, gebildet. Einige Gänge komplexer Art, die fast orthoklasfrei, jedoch albitführend sind, wurden besonders untersucht, und zwar auf: 1. Form der Gänge und Anordnung der Mineralgruppen. 2. Paragenesis, durch mikroskopische und makroskopische Untersuchungen ausgelegt. 3. Textur, Beziehungen zwischen grob- und feinkörnigem Material.

Nach ausführlicher, durch Zeichnungen und Photographien belegter Beschreibung dieser drei Abschnitte kommt Verf. zu folgendem Ergebnis: Die natronreichen, komplexen Pegmatite, die oft partienweise innerhalb von Gängen von gewöhnlichen Pegmatiten anzutreffen sind, sind nicht das Produkt direkter Kristallisation intrudierenden Magmas, sondern werden durch nachfolgende Verdrängungen als Abschluß der vulkanischen Tätigkeit gebildet. Nach LANDES, HESS und SCHALLER können die komplexe Pegmatite bildenden Minerale in 5 Klassen eingeteilt werden: solche Mineralien, die ursprünglich durch das Magma gebildet wurden; 3 Stufen von Mineralien hydrothermalen Abfolge und zuletzt die Klasse der durch Umwandlung entstandenen Mineralien. Albite, Li-Minerale und seltene Pegmatitminerale gehören der hydrothermalen Bildung an. Für die starke Anreicherung von Albit und seltenen Elementen, wie Li, Sn, Ta, Be usw. in diesen komplexen Pegmatiten wird in längerer Ausführung eine Erklärung gegeben. Der Bildungsbereich der hierher gehörenden Mineralien muß, wie durch die Ausbildung des auftretenden Quarzes bewiesen wird, unter 575' liegen.

Nach kurzer Zusammenfassung der Ergebnisse wird auf die Beziehungen zwischen zinnführenden Pegmatiten und Zinnadern eingegangen. Es ist nicht so, daß die Zinnadern immer durch Lösungen, die vorerst zinnführende komplexe Pegmatite abgesetzt haben, entstanden sind. In vielen Fällen besteht zwar diese Beziehung (Winnipeg-River, Black Hills und andere), jedoch werden die Zinnerzlösungen auch direkt im Hangenden von Batholithen bei der Befestigung derselben angereichert und dann nach erfolgter Erosion angetroffen, während daneben Pegmatite nur sehr untergeordnet auftreten (Cornwall).

O. Zedlitz.

**R. Balk:** Structural survey of the Adirondack anorthosite. (Journ. of Geol. 38. 1930. 289—302.)

Verf. untersucht in der Arbeit folgende drei Fragen: 1. In welcher Beziehung steht der Anorthosit in den Adirondacks zu den umgebenden Eruptiven? 2. Welche Form haben die verschiedenen Intrusivkörper? 3. Sind die drei hauptsächlichsten Eruptivgesteine des Gebietes: Gabbro, Anorthosit und Syenit durch normale magmatische Differentiation entstanden?

Verf. faßt Anorthosit, Gabbro und Syenit als Glieder desselben Muttermagmas auf. Anorthosit geht meist langsam in Syenit über, Labrador nimmt stetig ab, saure Plagioklase und etwas Quarz, Biotit, Hornblende und Augit und Granat nehmen zu. Solche Übergangszonen können im Gebiete mehrere tausend Fuß mächtig werden. Durchgängig zeigen diese Zonen eine Paralleltexur, deren Richtung von lokalen Faktoren abhängig ist. Seltener wird

in solchen Grenzzonen massiger Anorthosit von einer Unzahl von feinen Gängen und Trümmern eines saureren Gesteins durchsetzt. Die Zahl dieser Gänge nimmt dann gegen den Syenit hin zu. Sie gehen auch teilweise aus einem Syenit hervor, der Klumpen von Anorthosit enthält. Ferner besteht eine nahe Beziehung zwischen dem Material und den Fließbewegungen von Anorthosit und den Gängen. Die Gänge finden sich jedoch nur im massigen Anorthosit und fehlen in der parallelorientierten Randzone.

Diese Beziehungen werden folgendermaßen erklärt: Wo sich das syenitische Muttermagma gleichmäßig zurückzog und wo die Menge von Labrador gleichmäßig zunahm, bildete sich zwischen beiden Gesteinen die gleichmäßig parallelorientierte Übergangszone. Wo jedoch große Kristallmassen schon verfestigt waren, während noch Reste der Mutterlauge sich zwischen diesen befanden, wurde diese Restlösung im Endstadium abgepreßt und drang nun in die Zwischenräume zwischen den schon verfestigten Teilen ein.

Die Gabbros innerhalb der Anorthosite werden als frühe basische Ausscheidungen aus dem Ursprungsmagma, aus dem auch Anorthosit und Syenit entstand, aufgefaßt, da auch sie häufig Übergänge in Anorthosit zeigen. Ebenso sind die Gabbros in Syeniten basische Ausscheidungen der vorgenannten Art.

Die Form der Anorthositkörper ist linsenförmig, während die syenitischen Gesteinskörper keine bestimmte Form aufweisen. Von der Zentralmasse ausgehend findet sich eine große Anzahl von Lagergängen, die stets konkordant in den Grenville-Schichten oder konkordant in den parallelorientierten Eruptiven liegen. Die Körper von Gabbro sind meist rundlich, eiförmig, seltener flach. Gewöhnlich liegen rundliche Gabbrokörper auf einer schüsselförmigen Unterlage von stark parallelorientiertem Anorthosit oder Syenit, etwa wie ein Ei im Nest.

Verf. führte ferner Untersuchungen über den Intrusionsmechanismus der Intrusivgesteine nach den Methoden von CLOOS durch. [In der vorliegenden Arbeit werden die Resultate dieser sehr eingehenden und sorgfältigen Untersuchungen und Kartierungen nur kurz gestreift. Im einzelnen sind sie in TSCHEM. Min. u. Petr. Mitt. 42. 1931 beschrieben. Ref.] Sie führten zu folgenden Ergebnissen: Ein Muttermagma, das schon beträchtliche Mengen festen Labradors und dunkler Gemengteile enthielt, drang von N und NW her schräg aufwärts in südlicher und südwestlicher Richtung in die Grenville-Schichten ein. Je weiter das Magma vordrang, um so schmaler wurde der Zufuhrweg und um so größer wurde die Reibung zwischen dem Magma und den relativ stationären Wänden, als auch die Reibung zwischen dem flüssigen Magma und den in ihm enthaltenen festen Kristallen. Diese wachsende Reibung verzögerte die Bewegung der festen Kristalle; sie wurden zusammengedrängt, wodurch die Beweglichkeit dieser zusammengeballten Kristallmassen weiter verringert wurde. Der flüssige Anteil dieses Magmas jedoch, der Syenit, setzte seine Bewegung weiter fort, wahrscheinlich 10—20 Meilen in die Grenville-Schichten hinein, stets entlang den Gleitflächen der teilweise verflüssigten Sedimente.

Bei diesen Vorgängen entstand also zunächst ein kleiner Körper von Anorthosit, der durch stetes neues Hinzukommen solcher in ihrer Bewegung

gehinderten Labradorkristalle größer und größer wurde. Lokal finden sich geringe Mengen femischer Minerale (Gabbro) und noch kleinere Mengen der Restlauge (lokale Syenitschlieren in Gabbro und Anorthosit). Das Vordringen des Muttermagmas vollzog sich in einem äußerst langen Zeitabschnitt. Trotzdem sich also die Kristalle zu großen oder kleineren Massen zusammengefunden hatten, kamen diese Massen doch noch für lange Zeit nicht zur Ruhe. Die einzelnen Kristalle sind daher stets stark zerbrochen und das ganze Gestein zeigt eine „Blocktextur“, d. h. es besteht aus zahllosen runden oder eckigen Blöcken, die sich in Farbe, Einsprenglingsgehalt und Mineralzusammensetzung voneinander unterscheiden, aber doch wieder von Anorthositmaterial verkittet sind.

Gabbros „in statu nascendi“ sind verhältnismäßig selten. [Es handelt sich hier um Gabbros, die unmittelbare Übergänge in das Gestein, aus dem sie entstanden, zeigen. Ref.] In solchen Fällen nimmt im umgebenden Anorthosit der Gehalt an Biotit und Hornblende zu. Solche Anfangsstadien in der Anreicherung der dunklen Gemengteile entsprechen dem normalen Differentiationsverlauf. Ihre Form ist tafelig oder flach linsenförmig. Es scheint also, daß die Gabbros hier lokale basische Schlieren im Muttermagma vorstellen. Mit steigender Größe wird ihre Form sphärisch, die Mittelpartie ist körnig, Augit, Hypersthen und Olivin treten auf, während in den geschieferten Randzonen Biotit und Hornblende vorherrschen.

Es wird nun weiter untersucht, inwieweit das Auftreten der verschiedenen Gabbrokörper mit den Voraussetzungen einer gravitativen Kristallisationsdifferentiation übereinstimmt. Die Untersuchung zeigt, daß einzelne Gabbrokörper tatsächlich die tiefsten Lagen im Intrusionskörper bevorzugen, wie es die Theorie erfordert. Starke Abweichungen von den theoretischen Voraussetzungen sind aber doch vorhanden. Anstatt daß nämlich die Gabbros dort auch am mächtigsten sind, wo der Anorthosit seine größte Mächtigkeit erreicht, fehlen gerade in diesen Gebieten die Gabbros vollkommen. Sie sind dagegen im östlichsten Teil des Anorthositmassivs, gerade dort, wo dieses am schmalsten ist, angereichert. Hier fehlt aber auch eine eigentliche basale Gabbrozone. Der Gabbro tritt vielmehr in einzelnen Körpern der kennzeichnenden sphärischen Form überall innerhalb des Anorthosites auf. Alle diese Gabbrokörper werden aber von einer Zone von mehr oder weniger geschiefertem Anorthosit unterlagert und diese Unterlage ist stets schüsselförmig eingesenkt. Diese Einsenkung beruht sicher auf einem Abwärts-sinken des Gabbrokörpers, wobei das Anorthositmaterial gepreßt wurde. Den Gabbros „in statu nascendi“ fehlt diese geschieferte Unterlage.

Verf. nimmt daher an, daß für basische Minerale solange keine Tendenz zur Abwärtsbewegung besteht, als sie noch mit Muttermagma gemengt sind. Diese Tendenz wird erst dann merkbar, wenn die Anreicherung der femischen Gemengteile ein gewisses Stadium erreicht und der entstandene sphärische Gabbrokörper eine beträchtliche Größe erlangt hat.

Der Grund für diese eigenartige Verteilung der Gabbrokörper wird in einem Zusammenwirken verschiedener besonders voneinander unabhängiger Faktoren gesucht. Zunächst werden die basischen Minerale in der Schmelze durch Differentialbewegungen und Reibung in der Schmelze zusammen-

gebracht, und zwar sammeln sie sich um so mehr, je enger die Kanäle werden und je mehr Xenolithe der Grenville-Schichten im Magma schwimmen. Solange die femischen Mineralien noch mit Muttermagma gemengt sind, werden ihre Bewegungen durch die Schwerkraft nicht beeinflusst. Bei der endgültigen Konzentration der basischen Minerale wird jedoch die Mutterlauge ausgepreßt, wodurch spezifisches und absolutes Gewicht des Klumpens erhöht werden. In diesem Stadium nimmt der Gabbrokörper sphärische oder torpedoartige Gestalt an und nun erst nimmt die Bedeutung der Schwerkraft zu. Diejenigen Gabbrokörper, die eine gewisse Größe erlangt haben, beginnen abzusinken, jedoch nur relativ in bezug auf die Bewegung der umgebenden Mutterlauge, deren absolute Bewegungsrichtung noch vorwiegend aufwärts gerichtet ist.

Der Zeitfaktor spielt bei derartigen Vorgängen eine bedeutende Rolle. Verfestigt ein Magma rasch, so entstehen Gabbros „in statu nascendi“. Steht mehr Zeit zur Verfügung, so entstehen kleine sphärische Gabbrokörper ohne geschieferte Unterlage. Ist noch mehr Zeit vorhanden, so herrschen große Gabbrokörper mit geschieferter Unterlage vor und in einem letzten Stadium, das aber in den Adirondacks nicht mehr erreicht wurde, finden sich die Gabbrokörper tatsächlich am Grunde des Intrusionsmassivs.

Die Syenite spielten im untersuchten Gebiet bei all diesen Vorgängen die Rolle der Mutterlauge. **Cissarz.**

**W. Q. Kennedy:** On Composite Lava Flows. (Geol. Mag. 68. 1931. 166—181. Mit 1 Textfig.)

Seit langer Zeit sind verschiedene Vorkommen von zusammengesetzten Intrusivkörpern bekannt, ohne daß es bisher möglich gewesen wäre, die dazu gehörenden Ergüsse aufzufinden. Verf. entdeckte zufällig bei der Revision eines geologischen Blattes in dem Firth of Clyde südlich Greenock einige Ergüsse, deren entsprechende Intrusivformen zusammengesetzte Gänge darstellen. Der Beschreibung dieser zusammengesetzten Ergüsse werden noch zwei weitere von der Insel Skye und vom Ätna hinzugefügt.

Unter dem Ausdruck „zusammengesetzte Gänge“ ist nach BAILEY und THOMAS eine bilateral symmetrische Gangform zu verstehen, deren beide Seiten gegenüber dem mittleren Teil verschiedenartigen Gesteinsarten angehören.

Zusammengesetzte Ergüsse haben die folgenden Bedingungen zu erfüllen: sie müssen zwei unterscheidbaren Gesteinsarten angehören, deren Anordnung asymmetrisch ist; ihr gegenseitiger Kontakt darf nicht scharf gegeneinander absetzen, die Ergüsse müssen am oberen und unteren Teil Schlacken aufweisen, damit der Extrusivcharakter bestätigt wird. Diese Bedingungen sind in den beschriebenen Vorkommen erfüllt.

Der obere Teil des Ergusses von Renfrewshire bei Greenock zeigt porphyrischen Gesteinstyp mit Plagioklas-Porphyrblasten bis zu  $1\frac{1}{2}$  cm Länge, der untere Teil ist nicht porphyrisch. Die Mächtigkeit der beiden Glieder ist schwankend, der Gesteinscharakter beider in sich ziemlich gleichmäßig, abgesehen von verschiedenen Graden der Verwitterung.

Nichtporphyrischer Typ. (Basaltischer Mugearit.) Aphanitisch, in der Grundmasse sehr kleine Plagioklaseinsprenglinge, deren fluidale Anordnung plattige Absonderung hervorruft. Trachytische Textur, Plagioklas (Anorth. bis Oligokl.), ferner Augit, wenig Olivin, relativ viel Magnetit, wovon nur der kleinere Teil sekundär ist; ferner geringe Mengen Biotit und Hornblende. Vergleiche mit andern Analysen rechtfertigen obigen Gesteinsnamen. Analyse 1.

	Analyse 1	Analyse 2
SiO <sub>2</sub> . . . . .	48,40	47,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16,66	18,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	8,54	8,57
FeO . . . . .	2,85	2,61
MgO . . . . .	4,85	4,45
MnO . . . . .	—	—
CaO . . . . .	7,44	8,52
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,42	3,58
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,76	1,68
H <sub>2</sub> O + . . . . .	1,19	1,12
H <sub>2</sub> O — . . . . .	1,23	1,00
TiO <sub>2</sub> . . . . .	3,06	2,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,49	0,41
CO <sub>2</sub> . . . . .	Sp.	Sp.
FeS <sub>2</sub> . . . . .	0,07	0,07
Li <sub>2</sub> O . . . . .	Sp.	Sp.
Summe . . . . .	99,96	100,33

Porphyrischer Typ. Die bis 1½ cm großen Plagioklaseinsprenglinge (Labrad. bis Bytown.) liegen in einer Grundmasse von Andesin, Augit, Olivin, Biotit, Hornblende und Eisenerzen. Siehe Analyse 2. Im Vergleich mit andern Analysen wird der Gesteinsname basaltischer Mugearit mit Labrador einsprenglingen vorgeschlagen.

In einer ausführlichen Erklärung wird dargelegt, daß es sich bei diesen zusammengesetzten Ergüssen nicht um eine Differentiation in situ handelt, sondern daß die beiden Teile dieser Extrusiva zwei zeitlich getrennte Ergüsse eines porphyrischen und eines nichtporphyrischen Magmas darstellen, deren Differentiation schon vor dem Erguß existiert haben muß.

Verf. beschreibt dann einen zusammengesetzten Erguß von der Insel Skye in Nordschottland, der auch schon von TYRRELL und PARKER bearbeitet wurde. Es handelt sich hier im unteren Teil des unsymmetrischen Ergusses um einen einsprenglingfreien Mugearit, auf dem ohne scharfe Trennungslinie ein typisch porphyrischer Olivin-Dolerit mit großen Labradorporphyroblasten liegt, dessen Einsprenglinge z. T. in den Mugearit abgesunken sind. Analyse 3 und 4.

Der Unterschied vor allem im Al-, Ca- und Alkali-Gehalt wird auf die Plagioklaseinsprenglinge zurückgeführt.

Der von WASHINGTON beschriebene, 1910 aus dem Ätna geförderte Lavastrom soll ebenfalls ein zusammengesetzter Erguß sein. WASHINGTON

hat auf eine auffallende Inhomogenität der Lava bereits hingewiesen, die einem Andesinbasalt entspricht. Der „untere“ mikroporphyrische Teil ist gewissermaßen die Fortsetzung der Grundmasse des „oberen“ makroporphyrischen Teiles. Eine Analyse gerade dieses letzteren Ergußgesteines liegt leider nicht vor, jedoch ist eine große Ähnlichkeit mit dem Feldspatbasalt von

	Analyse 3	Analyse 4	Analyse 5
SiO <sub>2</sub> . . . . .	50,33	49,24	48,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	19,97	15,84	15,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,81	6,09	3,42
FeO . . . . .	6,23	7,18	8,00
MgO . . . . .	3,24	3,02	5,05
CaO . . . . .	8,03	5,26	10,09
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,30	5,21	4,13
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,19	2,10	1,61
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,99	1,61	0,01
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,87	1,08	0,03
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,81	1,84	2,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,17	1,47	0,65
MnO . . . . .	0,17	0,29	0,18
Rest . . . . .	0,06	0,30	0,13
Summe . . . . .	100,17	100,46	99,81

Hawaii und Schottland vorhanden. Analyse 5 gibt die Zusammensetzung eines Andesinbasaltes vom Ätna (Nicolosi), gefördert 1910, wieder, die dem mikroporphyrischen Typ entspricht und vergleichbar mit dem Jedburgh-Basalt im Schottischen Carbon ist.

Es zeigt sich, daß in allen drei Fällen die Zusammensetzung der Laven demselben allgemeinen Typ angehört.

**O. Zedlitz.**

**Richard E. Fuller:** Concerning basaltic glass. (The Amer. Min. 17. 1932. 104—107.)

Bei einigen basaltischen Laven des Westteils des Columbia River Plateau kann man deutlich die Bildung des Sideromelan — dieses basaltischen Glases — an der Berührungsstelle des Magmas mit dem Wasser beobachten. Großenteils ist der Sideromelan umgewandelt zu Palagonit, was man später wirkenden Agentien zuschrieb. Es wurde aber von PEACOCK und FULLER gezeigt (The Amer. Min. 3. 1928. 376; dies. Jb. 1. 1929. 361), daß diese Umwandlung eine Folge der Dampfentwicklung ist, die beim Auftreffen des heißen Magmas auf das Wasser entsteht.

Zwei Örtlichkeiten lassen diesen Vorgang erkennen. Die eine liegt am Osthang des Columbia River in der Nähe der Mündung des Moses Coulee, wo die Basis eines Basaltstromes gut aufgeschlossen ist. Man erkennt, daß die Palagonitbildung gegen die Stirn des Lavastromes abnimmt, weil einmal hier die Wärmeentwicklung geringer wurde und weil hier der entwickelte Dampf die dünne Schicht der Lava noch leichter durchdringen konnte.

Die zweite Stelle liegt im Tale des Douglas Creek, wo die Palagonitbildung beschränkt ist auf die dichte Bresche, während die Teile, die mit den

vorhandenen Sedimenten in innige Berührung traten, noch aus Sideromelan bestehen. Die Sedimente setzten die Temperatur der Lava stark herunter.

Die bei solchen Lavaströmen weiter im Innern gebildeten Säulen sind meist ebenfalls von Glas umhüllt. In einer Tiefe von 4 cm beobachtet man im Dünnschliff um die winzigen Feldspat- und Pyroxenkristalle herum eine braune halbpakete Masse mit gezackten Umrissen neben der Glasgrundmasse. Geht man noch etwas tiefer, so nimmt diese braune Masse ständig zu, bis nur noch kleine Butzen der Glasmasse vorhanden sind. In dieser etwa 1 cm dicken Übergangszone erscheint der Sideromelan im reflektierten Licht grau. Die braune isotrope Substanz hat einen höheren Brechungsindex als der Sideromelan. Sie wird als Übergang von Sideromelan zur Grundmasse des kristallinen Körpers betrachtet, die aus feinsten Partikeln und Nadelchen von Magnetit in der grauen Grundmasse besteht. Dies ist typisch für Tachylith. Die braune Substanz ist nicht magnetisch und es ist demnach eine beträchtliche molekulare Konzentration des Eisenoxyds erforderlich, damit Magnetitkristalle zur Bildung gelangen. Man unterscheidet also durchsichtigen Sideromelan, entstanden durch rascheste Abkühlung, opaken Tachylith, der unter einer Decke schützenden Glases erstarrte, und das klare braune Glas der Grundmasse der kristallinen Basalte, das seine Klarheit wohl der vorangegangenen Ausscheidung des Magnetits verdankt.

Hans Himmel.

### Metamorphose. (Kristalline Schiefer.)

Ittmann, G. P. und M. G. Rutten: Über das RIECKE'sche Prinzip. (Kon. Akad. van Wetenschappen te Amsterdam. Proc. **34**. 1931. 703—706.)

Chatterjee, S. K.: On certain Rocks bearing Kyanite and Sillimanite in the Bhandara District, C. P. (Rec. Geol. Surv. India. **65**. 1931. 285—305.)

Eskola, Pentti: Om Mineralfacies. (Geol. Fören. Förh. Stockholm 1929. **51**. 157—172.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. I. 160—162.

Grip, Erland: Über einen Zoisit und sein Muttergestein aus dem Hochgebirge von Västerbotten. (Bull. of the Geol. Inst. of Upsala. **22**. 289 bis 298.)

**F. K. Drescher:** Über Quarzgefügeregelung im Dattelquarzit von Krummendorf (Schlesien). (Beispiel eines monomikten, inhomogen regelten, heteroachsen Quarz- $\beta$ -Tektonits mit partieller Rekrystallisation.) (Min. u. petrogr. Mitt. **42**. 1932. 217—263. Mit 5 Textfig., 53 Diagrammen und 2 Taf.)

Unweit des schlesischen Dorfes Krummendorf bei Strehlen finden sich am Glasberg zumeist im Liegenden der feinkörnigen Quarzitschiefer Konglomeratbänke, welche den Eindruck machen, als ob das ganze Gestein aus kleinen und großen, in einer Richtung angeordneten „Datteln“ oder „Mandeln“ bestünde.

Als Ergebnisse der Gefügeuntersuchung des „Dattelquarzits“ gibt Verf. an:

In einem im wesentlichen monomikten, feinkörnigen Grundgewebe liegen gröberkörnig struierte, dattelähnliche Gebilde. Als Vorzugsrichtung

des Gefüges ist eine B-Achse erkennbar. Die Ausbildung der Körner ist generell die gleiche, Parallelstellung der Längsdurchmesser der Körner zur Richtung der B-Achse selten deutlich.

Die U-Tisch-Analyse ergibt für die Dattelkörper wie für die Grundmasse einen inhomogen geregelten, heteroachsen B-Tektonit. Die Verlagerung der Maxima in den Gefügediagrammen deutet auf Pendeln der angreifenden deformierenden Kräfte. Dies macht sich in den Dattelkörpern stärker geltend als im Grundgewebe. Überindividuenbildung tritt nur untergeordnet auf.

Weiter wird angeführt: Dauernder Wechsel der Scherflächenlagen während der parakristallinen Beanspruchung ließ die Herausbildung einer dominierenden Fläche im Gefüge nicht zu. Erst postkristalline Zerschierung ergab die heute mikroskopisch in die Augen fallende s-Fläche.

Die feinere Vermessung der Gefügeelemente gestattete für den zur Einregelung betätigten Kornmechanismus den Schluß, daß bei vorliegender mehrschariger Scherung Einregelung der Quarzhauptachsen in die Gleitgerade a erfolgt. Zusammen aufgenommene Einzelkornscherflächen und Quarzachsen zeigten, daß die Quarzachse mehr oder weniger gut in den vermessenen Kornscherflächen lag. Durch Rotation eines pendelnd gedachten abc-Planes [so daß die Scherflächen (h 0 l)-Flächen werden] waren die erhaltenen Regelungstypen zu erklären.

Die Genese der Dattelkörper kann zurückgeführt werden auf durchbewegte Konglomerate; ferner auf Reste eines bereits primär gröberkörnigen Gesteinsgefüges, in welchem lokale Bereiche der Durchbewegung entzogen wurden; zwischen diesen brachte Rekristallisation an Scherflächen ein Kleinkorngefüge hervor.

Schließlich ist die Bildung der Dattelkörper rückführbar auf Durchbewegung eines im wesentlichen gleichkörnigen Quarzits unter oszillierender Änderung des abc-Planes und gleichzeitiger Rekristallisation bei partieller Kornvergrößerung.

Die Beobachtungen sprechen im allgemeinen für die letzte Deutungsweise, stehen insbesondere im Einklang mit G. TAMMAN's Theorie der Rekristallisation.

Für die Möglichkeit, daß einzelne Datteln aus ehemaligen Konglomeraten hervorgegangen sind, ließ sich ein Beweis nicht erbringen.

Die beobachteten Gefügeverhältnisse lassen sich zwanglos dahin deuten, daß ein Quarzkorngefüge partielle Kornvergrößerung durch Rekristallisation erlitt unter den Bedingungen eines seine Richtung wechselnden, pendelnden Beanspruchungsplanes, dessen Gesamtsymmetrie im Einzelakt der Beanspruchung sich nicht wesentlich änderte. Die Ausarbeitung gröberkörniger Rekristallisationskörper war die Antwort auf walzende, nicht richtungsbeständige, oszillierende Deformation, die von Kristallisationsvorgängen begleitet waren, welche die letztere überdauerten.

Spätere, postkristalline Zerschierung schuf die gegen das Grundgewebe abhebbare Oberfläche der Dattelkörper.

Auf Anregung des Herausgebers der Min. u. petrogr. Mitt. folgen in einem kurzen Anhang Schlußfolgerungen über die methodische Verwendung der durch die Gefügeanalyse festgestellten Tatsachen. Es wird hervorgehoben,



daß der Beanspruchungsplan für Dattelkörper und Grundgewebe im großen der gleiche war, und daß im Gefüge der Dattelquarzitfazies parakristalline Rekrystallisationsvorgänge partielle Kornvergrößerung hervorbrachten. Im weiteren wird dann hervorgehoben, daß die genetische Frage auf Grund der Gefügeanalyse allein nicht beantwortet werden kann, solange nicht Restregeln auffindbar sind, welche die umschlossenen Gefügebereiche als Bruchstücke eines ehemals selbständigen Gesteins mit individueller Beanspruchung dartun. Mehrere Punkte sprechen gegen die Entstehung aus Konglomeraten. Das lokale Auftreten der Dattelfazies kann ferner auf lokal verstärkte Deformation mit Rekrystallisation zurückgehen. **Chudoba.**

**K. H. Scheumann:** Über die Konglomerat-Natur des Dattelquarzits von Krummendorf in Schlesien. (Min. u. petrogr. Mitt. 42. 1932. 264—284. Mit 1 Textfig. und 5 Taf.)

Die vorliegende Abhandlung nimmt Stellung zu der Arbeit von F. K. DRESCHER (siehe das vorhergehende Ref.), in welcher betont wurde, daß „es sich bei den Datteln um Rekrystallisationskörper handelt“, wobei „ein Beweis für die Entstehung der Dattelkörper aus Konglomeraten nicht geführt werden kann“.

In einem Abschnitt „Methodische Bemerkungen“ hebt Verf. hervor, daß weitgehende tektonische Schlußfolgerungen nur auf Grund von Gefügestatistik und Formbild gefährlich sind, besonders dann, wenn es sich um den erkenntnistechnischen Anspruch der Gefügeanalyse bei reinen Substanzbestimmungen handelt, wie dies im vorliegenden der Fall ist. Die üblichen Beobachtungen normaler Gesteinsbestimmung führen zu dem Befund, daß in den Dattelkörpern nichts anderes als ein quarzitisches gestrecktes Konglomerat vorliegt.

Nach DRESCHER ist der Dattelquarzit monomikt. Die Substanz wechselt aber, wie Verf. zeigt, und zwar geröllweise. Neben den herrschenden graulichweißen Quarzitgeröllen finden sich solche von gelblichweißer Farbe, und ferner solche, bei denen wegen einer stärkeren Einschlußführung deutlich eine dunklere, graue bis schwarzgraue Farbe heraustritt. Die Färbung ist ganz scharf nur auf die Datteln beschränkt. Die Oberfläche ist außen meist mit Kaolin- oder Sericit-Spreu angestäubt. Der färbende, auf das Geröll beschränkte Bestandteil ist Graphit. Es sind ferner im angeschlagenen Gestein Hohlformen nach Geröllen vorhanden, bei denen jetzt jede Füllung fehlt. Die beobachtete Porosität steht in Verbindung mit einer Herauslösung klastischer Feldspatbröckchen. In stärker glimmerigen Lagen finden sich Pseudomorphosen oder Hohlräume nach Granat. Einzelne scharf konturierte Geröllhohlformen bestehen aus Zellquarz, zwischen dessen webigen Hohlräumen Substanz herausgelöst wurde. Manche Körnchen und Gerölle der Quarzite sind turmalinisiert.

Schon aus diesem Befund geht hervor, daß die spätere Entwicklung der Dattelgebilde nach der Sedimentation nicht in Frage kommen kann; der Dattelquarzit ist in bezug auf die Datteln nicht monomikt.

An manchen Komponenten ist die normale, rundliche Abrollungsform der Gerölle erhalten geblieben.

Ein eigener Abschnitt ist der Struktur der sericitreicheren und der kaolinisierten porösen Dattelquarzite gewidmet. Verf. verweist u. a. auf den Strukturunterschied der Datteln gegenüber dem Körnerzement. Die Datteln sind gekennzeichnet durch ein Pflaster polygonaler Quarze, mit deutlichen Sericitschuppen. Das Gefüge innerhalb der Datteln verdankt einer zweimaligen Metamorphose (Rekristallisation) sein Formbild: zuerst massiger homogener Quarzit; dann Deformation und Rekristallisation des klastischen Materials von diesem Quarzit.

Zum Schluß wird der Dattelquarzit als Glied einer metamorphen quarzistischen Sedimentserie betrachtet.

**Chudoba.**

**J. Zwierzycki:** De metamorfose van kolen. [Die Metamorphose von Kohlen.] (De Mijning. 11. Bandoeng 1930. 124—125.)

In den Kohlengruben von Tandjoengenim in Palembang (Südsumatra) wurden kürzlich zum ersten Male die jungtertiären „mittleren Palembang-schichten“ in unmittelbarem Kontakt mit jüngerem Andesit beobachtet. In den Schiefertönen des Kontakts konnte W. F. GISOLF keine Spuren eines Kontaktminerals nachweisen, ja das Gestein erscheint durch die Hitze nicht einmal zusammengebacken, obwohl der Andesit in Form einer entgasten Lava erstarrt ist, also wahrscheinlich bei einer Temperatur von über 900° C. Was die Kohlen (Braunkohlen) betrifft, so sind diese in nächster Nähe des in die Kohlenserie eingedrungenen Andesits in porösen, spröden Koks, mit zunehmender Entfernung in Glanzkohle umgewandelt. Ersterer wird mit dem „Superanthrazit“, letztere mit dem „Anthrazit“ und „Semianthrazit“ der Kohle des Yampa-Beckens in Colorado (G. C. McFARLANE, 1929) verglichen. Deren nichtmetamorphes Äquivalent (bituminöse Kohle) ging bei den Laboratoriumsversuchen von McFARLANE bei Temperaturen von 160—350° C in „Anthrazit“ über, dessen Festigkeit von 350—600° C zunahm, von 600 bis 900° C abnahm und von 900—2400° C wiederum zunahm.

Die Mächtigkeit und Form der Andesitintrusionen von Tandjoengenim ist unbekannt. Es ist jedoch nicht anzunehmen, daß sich vom Hauptgang so viel dünne Apophysen in dem wenig harten und ziemlich homogenen Sediment abgezweigt haben, wie F. G. MANNHARDT meinte. Die beiden Ostkuppeln der ostwärts tauchenden Sirapoelau-Taboe-Petai-Antiklinale sind eher durch Aufpressung des andesitischen Magmas als durch tektonische Kräfte zu erklären.

**F. Musper.**

## Radioaktivität der Gesteine und Gewässer.

Nasledow, B. et P. Sokolow: Eaux radioactives curatives dans les Montagnes de Kara-Masar. (Iswestija Geol. Komitet. 48. 1929. 272—277.)

**R. Jirkovský:** Beziehungen der Radioaktivität zur Bonität des Bodens. (Mitteilungen der Tschechoslowakischen Akademie der Landwirtschaft VII. Praha 1931. Sep. 1—5. Čechisch, deutscher Auszug.)

Verf. weist auf die Bedeutung der Radioaktivität als bioklimatischen und Vegetationsfaktor hin und berichtet über die Beziehungen zwischen der

Bonität des Bodens und der Aktivität der Bodenluft, welche er bei der Untersuchung des Gebietes bei Příbram (zwecks Lösung geophysikalischer Fragen) konstatiert hat. In dieser Gegend kann festgestellt werden, daß mit steigender Aktivität die Bonität des Bodens wächst, die Granitböden, die an Emanation die reichsten sind, gehören größtenteils auch in die I. und II. Bonitätsklasse, Schieferböden sind erheblich ärmer und Skelettböden an letzter Stelle.

Fr. Ulrich.

**Jar. Šplíchal:** Die Radioaktivität der Dislokationen in der Umgebung von Příbram. (Rozpravy Čes. Akad. II. Kl. XL. Jg. Nr. 24. Sep. 1—20. Mit 3 Textfig. u. 3 Beil. Čechisch, englische Zusammenfassung in Bull. intern. de l'Ac. des Sci. de la Bohême. Praha 1930.)

Verf. berichtet in der vorliegenden Abhandlung über zahlreiche Messungen der Radioaktivität der Bodenluft, welche er mit Rücksicht zur Lösung tektonischer Fragen im Gebiet von Příbram im Jahre 1929 unternommen hat. Dieselbe Gegend wurde in neuerer Zeit geologisch und auch geomagnetisch untersucht (vergl. Ref. in Heft 5) und deshalb auch zum Gegenstand radiologischer Untersuchungen gewählt.

Nach einer Übersicht der bisherigen Literatur in radiologischer und geologischer Hinsicht folgt der methodische Teil, welcher die Beschreibung der benutzten Apparatur und ihre Handhabung enthält. Im Prinzip wurde die etwas modifizierte Methode von ELSTER und GEITEL gebraucht. Bezüglich aller Einzelheiten muß auf das Original nachdrücklich hingewiesen werden. Dann werden tabellarisch die Ergebnisse der Messungen mitgeteilt, welche sich auf die Radioaktivität der Bodenluft im Gebiete des mittel-

Tabelle der Radioaktivität der Bodenluft in verschiedenen Gesteinen aus der Umgebung von Příbram (Durchschnittswerte).

Gestein	Tiefe der Sonde		b	El. E. in 1 l	M. E. in 1 l	El. Ra
	in cm	t				
Granit . . . . .	25	16	718,0	0,002243	2,2	0,4.10 <sup>-9</sup>
„ . . . . .	35	22	716,5	0,003587	3,6	0,6.10 <sup>-9</sup>
Žitceer Konglomerat (ca <sub>1</sub> )	25	19	708,0	0,001214	1,2	2,0.10 <sup>-10</sup>
Hlubošer Konglomerat (ca <sub>2</sub> )	25	19	707,0	0,000909	0,9	1,5.10 <sup>-10</sup>
Algonkischer Schiefer . .	25	17	720,0	0,000857	0,9	1,4.10 <sup>-10</sup>
„ „ . .	35	22	715,4	0,000916	0,9	1,5.10 <sup>-10</sup>
Grauwackenkonglomerat .	25	18	708,0	0,000236	0,2	3,8.10 <sup>-11</sup>
Spilit . . . . .	25	20	714,0	0,000238	0,2	3,9.10 <sup>-11</sup>
Grauwacke von Sádek-						
Bohutín . . . . .	25	20	726,0	0,000217	0,2	3,6.10 <sup>-11</sup>

t bedeutet die Temperatur der atmosphärischen Luft

b Barometer-Druck

El. E. Elektrostatische Einheiten, welche der Emanation in einem Liter Bodenluft entsprechen

M. E. Mache-Einheiten in 1 l

El. Ra entsprechende Ra-Menge in Gramm.

böhmischen Granitmassives, der algonkischen Konglomerate, Schiefer und Spillite, endlich der cambrischen Sedimente der Stufen  $ca_1$ — $ca_3$  beziehen.

Die relativen Durchschnittswerte für die Radioaktivität der Bodenluft sind in der vorstehenden Tabelle vereinigt (siehe S. 323).

Spezielle Aufmerksamkeit wurde dem Studium der Aktivität der Bodenluft an den Dislokationen gewidmet. In dieser Hinsicht wurden besonders studiert:

Die Dislokation im Granit bei „ve Va žinách“, eine andere in algonkischen Schiefen bei Háje, die dritte unterhalb „Holanec“, endlich die Příbramer „Lettenkluft“, südwestlich von Trhové Dušňky, zwischen Anna-Schacht und Květná. Die dabei festgestellte auffallend hohe Aktivität bestätigt die ältere Vermutung von AMBRONN, einige beobachtete Unstimmigkeiten müssen durch Nachprüfung der geologischen Aufzeichnungen kontrolliert werden.

**Fr. Ulrich.**

**F. Běhounek und W. Santholzer:** Über die Radioaktivität der Gesteine aus dem Uranpecherzbergbaurevier von St. Joachimsthal in Böhmen. (GERL. Beitr. 33. 1931. 60—69. Mit 1 Abb.)

Um Aufschlüsse über den mutmaßlichen Ursprung von Uranerzherden zu erhalten, untersuchen Verf. einige Joachimsthaler Gesteinsarten, in denen Uran und Radium in hohen Konzentrationen vorkommen. Sie arbeiten nach der JOLY'schen Methode mit einer von ihnen selbst konstruierten Apparatur. Die Analysenproben teilen sie in 3 Gruppen: 1. kristalline Schiefer, 2. Eruptivgesteine und 3. Gangfüllungen [a] nordsüdliche Gänge, b) ostwestliche Gänge]. Es zeigt sich, da Uranpecherz fast ausschließlich in den NS-Gängen (Mitternachtsgängen) gefunden wird, daß hier auch die Gangfüllungen (in der Nähe der Pecherze) besonders radioaktiv sind, während die ostwestlichen (Morgengangfüllungen) Gangfüllungen sehr viel schwächer radioaktiv sind. Auffallend hoch ist die Aktivität der Glimmerschiefer aus der Nähe des Erzes. Der Radiumgehalt der Eruptivgesteine weist auf einen hohen Aktivitätsgrad des Eibenstock-Neudecker Granitmassivs, das die Unterlage für die kristallinen Schiefer von Joachimsthal bildet, hin. Der Einfluß dieses Massivs auf die Joachimsthaler Uranpecherzgänge ist jedoch wahrscheinlich nur ein indirekter. Den Ursprung dieser Gänge wird man später noch mit Hilfe eingehenderer Analysen zu erklären haben.

**F. Errulat:**

**H. Hirschi:** Radioaktivität von Quellen im Aargranit. (Schweiz. Mineral. und Petr. Mitt. 11. 1931. 264—265.)

Untersucht wurden zwei Quellen, welche im Kabelstollen (P. 2282 und P. 2090) zwischen Guttannen und der Zentrale Handeck beim Bau des Grimselwerkes, 100 m bzw. 140 m vertikal unter der Granitoberfläche angeschnitten wurden. Der Granit zeigt hier einen Gehalt von  $4,4 \cdot 10^{-12}$  g Ra und  $2,7 \cdot 10^{-5}$  g Th pro g Gestein, wobei auf Klüftchen die radioaktiven Stoffe angereichert erscheinen (Klüftfläche 50—100mal stärkere Strahlung als das Gesteinspulver). Der Ra-Emanationsgehalt der beiden Quellen beträgt 51,3 Mache/lit.<sup>-1</sup> = 186 Eman./lit.<sup>-1</sup> für P. 2282 und 32,7 Mache/lit.<sup>-1</sup> = 119 Eman./lit.<sup>-1</sup> für

P. 2090. Das Wasser der ersteren Quelle ist das radioaktivste Wasser, das bis heute in der Schweiz gefunden worden ist. Ergiebigkeit der ersten Quelle mindestens 5—10 Min./lit., Wassertemperatur 6—7° C. **Brandenberger.**

**R. Delaby. G. Charonnat et M. Janot:** La radioactivité des eaux de quelques sommets des Vosges. (C. R. 193, 1931. 1434.)

Etwa 20 Quellen des Tals von Plombières wurden im September 1931 untersucht und dabei festgestellt, daß die aus dem Granit austretenden die radioaktivsten sind, während die aus dem Sandstein nur eine schwache oder keine Radioaktivität haben.

In verschiedenen Gegenden wurden nahe der Gipfel der Berge kalte Wässer (5—6°), die wenig mineralisiert sind und deren oberflächlicher Ursprung sichtbar ist, auf ihre Radioaktivität untersucht:

	Höhe des Berges m	Höhe der Entnahme m	Ra in $m\mu c$ im Liter Wasser
1. Champ du Feu, Quelle des Andrau	1099	1000	10,08
2. Hohneck, Quelle Hotel Litaize . .	1361	1315	17,63
3. Hohneck, Quelle der Vologne . .	—	1193	15,06
4. Ballon d'Alsace, Quelle der Savoureuse	1250	1200	63,51
5. Ballon d'Alsace, Quelle Hotel Stauffer	—	1178	62,83
6. Donon, Quelle Hotel Velleda . . .	1008	760	0,83
7. Ballon de Guebwiller, Quelle Hotel	1424	1250	2,06
8. Moselquelle . . . . .	—	700	0,83

1—5 aus Granit, 6 aus rotem Vogesensandstein, 7 aus Trachyten, 8 aus Oberem Devon bei Bussang.

Der Granit, aus dem die Savoureuse entspringt, ist rötlich mit großen Quarz- und Orthoklaskristallen, Hornblende, selten Biotit, stark chloritisiert und mit einigen Sphenkristallen. Der Granit von Litaize ist grau und enthält Quarz, Orthoklas, Mikroklin, Biotit mit pleochroitischen Höfen um Zirkoneinschlüsse und wenig Amphibol, der vom Champ du Feu enthält Quarz, Albit, große Biotitkristalle, Ilmenit und Sphen, ohne Amphibol. Die Verf. haben nun Gesteinsproben entnommen und sie in zerstoßenem Zustand auf den Tisch eines Elektroskops mit großer Ionisationskammer (18 cm Durchmesser) und breiter Elektrode gelegt, um die Geschwindigkeit des Abfalls des Elektroskopblattes zu bestimmen.

Es zeigt sich, daß die Radioaktivität der Granite und die der daraus stammenden Wässer im selben Sinne variieren. Die stärkste Emanation der französischen Quelle ist die von Châteldon-Montagne mit 105,75  $m\mu c$  im Liter Wasser. Die Quellen des Ballon d'Alsace, welche zur 4. Klasse der radioaktiven französischen Quellen gehören, stammen aus einem besonders radioaktiven Granit. Während im allgemeinen die Radioaktivität auf die Zirkoneinschlüsse im Biotit zurückgeführt wird, zeigt Quarz vom Ballon d'Alsace eine hohe Radioaktivität. Wenn die Sandsteine, Quarzite und Sande aus ebensolchem Quarz gebildet sind, weisen sie auch eine geringe Radioaktivität auf.

**M. Henglein.**

**Francesco Galvano:** Minerali radioattivi in provincia di Catania. (Boll. della Accad. Gioenia di scienze nat. in Catania. [2.] 60. Catania 1930. 68—69.)

Folgende Radioaktivitäten ließen sich feststellen:

An Ton von Malozucco:  $5 \times 10^{-4}$  Uran-Einheiten. An Ton von Destri-cellia:  $6,4 \times 10^{-4}$  Uran-Einheiten. Wasser von S. Niccolo: Emanation pro Liter  $2 \times 10^{-4}$  Micro-Curie. Es wurde ein Universal-Elektroskop System DANNE verwandt, das mit einem Uranpräparat empirisch geeicht wurde.

**E. Sommerfeldt.**

### Petrographisch-tektonisches Grenzgebiet.

Sander, B. und G. Sachs: Zur röntgenoptischen Gefügeanalyse von Gesteinen. (Zs. Krist. 75. 1930. 550—571. Mit 24 Textfig.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. I. 199—200.

**Ludwig Rüger:** Die Untersuchungsergebnisse an Gesteinsdeformationen (Petrotektonik). (Geol. Rundsch. 22. 1931. 79—125. Mit 10 Textabb.)

In einer sehr bedeutsamen Dissertationsarbeit über Chloritschiefer des Gotthardmassivs, die in einem verhältnismäßig frühen Stadium der Gesteinsgefügeforschung (1912) erschienen ist und PAUL NIGGLI zum Verf. hat, findet sich der Satz... „die funktionellen Beziehungen zwischen geotektonischem Bezirk und Gestein... im einzelnen zu erforschen, ist eine der schönsten Aufgaben moderner Petrographie“. Auf Grund umfassender Pionierarbeit, die vordem wie seitdem geleistet worden ist, erstand 1930 das erste zusammenfassende Werk, das in Anbetracht des ungeheuren Ausmaßes eigener positiver Beitragsleistung seines Verf.'s für den wissenschaftlichen Fortschritt ungleich mehr bedeutet, als die hier gewählten nur konstatierenden Beiworte besagen können — es ist BRUNO SANDER's Gefügekunde der Gesteine. RÜGER hat in einem wichtigen Teile dessen, was man heute vielleicht als Ausgangsliteratur bezeichnen kann, sich gründlich umgesehen; und so hat er für die hier zu erörternde Studie mit zureichenden Gründen nicht die Form eines einfachen Referates gewählt, dafür aber einen gedrängten, leicht faßlichen Überblick über eine fast ins Riesenhafte angewachsene, dabei recht komplizierte und manchem daran lebhaft Interessierten wohl neuartig erscheinende Materie zu geben versucht. Bei dieser seiner Aufgabe hat Verf. mit Recht das Schwergewicht auf die systematische Seite des Stoffs und auf die Erläuterung des grundlegenden Begriffsinventares gelegt. Alles Wichtigere und nur in seinen Zusammenhängen Verständliche geschickt hervorhebend, ist Verf. auch denjenigen Problemstellungen nicht aus dem Wege gegangen, die wie die Frage einer konkreten Anwendbarkeit bekannter Vorstellungen über Strain und Streß mittlerweile bereits Gegenstand lebhafter Kontroverse geworden sind und mit denen sich irgendwie auseinandersetzen, jeder, der Gefügekunde betreibt, schon wegen des damit verknüpften eminent wichtigen Phänomens der Scherflächenbildung ein inneres Bedürfnis fühlt. Da Verf. bestrebt war, bei knappster Darstellung

sich überall nur auf das unbedingt Notwendige zu beschränken, glaube ich, zumal bei dieser Abhandlung das referierende Moment prinzipiell im Vordergrund steht, auf Einzelheiten hier nicht näher eingehen zu sollen; wohl läßt sich der ermittelte Basiswert einer Potenz noch weiter radizieren, doch möchte ein also behandelter Stoff unter den eigenen Hantierungen wohl unversehens sich verflüchtigen. Wie es bei allen zur Einführung dienenden Schriften der Fall, wird derjenige, der sich eingehender mit der Materie zu befassen hat, sich in der Regel bald veranlaßt sehen, nach den grundlegenden Hauptwerken zu greifen. Dazu in geeigneter Weise ermuntert zu haben, sehe ich geradezu als ein Hauptziel der verdienstvollen RÜGER'schen Abhandlung an.

**E. Christa.**

---

## Regionale Petrographie.

### Skandinavien.

**W. C. Brögger:** Die Explosionsbreccie bei Sevaldrud zwischen Randsfjord und Sperillen. (Norsk geologisk Tidsskrift. 11. 281—346. Oslo 1931. Mit 16 Fig. u. 2 Kartenskizzen. Deutsch.)

Die kürzlich entdeckte Explosionsbreccie, welche im Grundgebirge ca. 10 km westlich von der Westgrenze des Oslogebietes (und zwar ca.  $10\frac{1}{4}^{\circ}$  ö. L.,  $60\frac{1}{2}^{\circ}$  n. Br.) eine Fläche von ca.  $0,18 \text{ km}^2$  einnimmt, enthält außer Bruchstücken vom Grundgebirge auch solche von verschiedenen Rhombenporphyren (und zwar wesentlich aus Decken herstammend) neben solchen von sedimentären Gesteinen cambrischen, ordovicischen, silurischen und wohl auch dntonischen Alters. Hierdurch wird der Beweis geliefert, daß die Sedimentgesteine und Decken des Oslogebietes auch westlich von der westlichen Verwerfungsgrenze desselben ursprünglich vorhanden waren.

Außer den genannten Bruchstücken kommen auch solche von einem glasreichen Lavagestein (Banakit, s. unten) und solche von einem peridotitischen Gestein vor.

Die Menge der Banakit-Bruchstücke schätzt Verf. auf vielleicht 10% der gesamten Brecciengrundmasse. Die glasige Grundmasse dieser Bruchstücke führt zahlreiche Feldspattäfelchen — wahrscheinlich Orthoklas —, etwas Apatit und Magnetit mit ein wenig Zirkon, wozu Einsprenglingsfeldspäte (Oligoklas-Andesin und Orthoklas) kommen. Sehr spärliche Pseudomorphosen nach Olivin(?) sind die einzigen Anzeichen eines melanokraten Silikates. Die Glasbasis ist dunkel. Das Gestein ist oft als Mandelgestein ausgebildet — die Mandeln sind mit Kalkspat und Quarz gefüllt. — Die sehr genaue Beschreibung der Lavabruchstücke unterstützt in überzeugender Weise die Schlußfolgerung des Verf.'s, daß dieselben unmittelbar vor — oder gleichzeitig mit — ihrem Einschließen in die Detritusmasse der Breccie erstarrten, somit eben in Verbindung mit der Explosion. Die Detritusgrundmasse der Breccie enthält außer den größeren Lavastücken auch unzählige kleine (bis winzige) Lavatröpfchen, welche augenscheinlich dadurch entstanden, daß die Lava bei der Eruption durch den Gasdruck zerstäubt wurde. Fast unzweifelhaft war die Eruption der Lava mit der Explosion, welche zur Breccienbildung führte, gleichzeitig.



Die chemische Zusammensetzung des Lavagesteins geht aus den referierten Analysen (1 und 2) hervor. (Der hohe Gehalt an SrO der Analyse 2 wurde durch Kontrollbestimmung bestätigt.) Unter Berücksichtigung der Substanz, welche die Mandeln ausfüllt ( $\text{SiO}_2$  und Carbonate von Ca, Ba, Mg, Fe — auch [2] Sulphate von Ca und Sr?) und schätzungsweise 20,41 bzw. 26,12 % des Gesteins ausmacht, ergibt sich die unter 1a und 2a angeführte Zusammensetzung des Silikatgesteins auf 100 umgerechnet.

Eine richtige Modusberechnung ist nicht möglich. Falls alles Glas kristallisiert wäre, würde sich die Mineralzusammensetzung 1b und 2b ergeben.

Die Zusammensetzung ist die eines Kalk-Alkaligesteins. Unter den mehr als 300 Analysen von Eruptivgesteinen des Oslogebietes findet sich nur eine einzige eines derartigen CaO- $\text{K}_2\text{O}$ -Gesteins, nämlich diejenige eines akeritischen Apophysenganges (sog. „Hurumit“) von dem Essexitvorkommen der Insel Vealös im Oslofjord. — Die von IDDINGS beschriebenen Banakite aus dem Yellowstone-Park sind mit orthoklasreichem Essexit verbunden, und es fällt natürlich, die Lava der Sevaldrud-Breccie als ein Derivat eines Essexitmagmas anzusehen, wenn auch nicht als Derivat des ältesten Essexitmagmas (s. unten).

Die obenerwähnten peridotitischen Bruchstücke scheinen recht häufig in der Breccie vorzukommen. Es handelt sich um ein stark melankrates und basisches Gestein mit einer schwer zu deutenden, sehr feinkörnigen Grundmasse, worin außer Magnetit und Ilmenit Apatitnadeln und winzige Tafeln von Feldspat (?) erkennbar sind. Etwas zersetzter Olivin kommt als idiomorphe Phenokristalle vor. Grüne Flecken, wahrscheinlich aus Chloritmasse bestehend, mit sparsamen Schuppen von Biotit neben sehr sparsamen Kalkspatflecken lassen sich erkennen. Der eigentümliche Chemismus ist unter 3 wiedergegeben. Der erstaunend hohe BaO-Gehalt wurde vom Analytiker durch Kontrollbestimmung bestätigt; die Modusberechnung  $\text{P}_2\text{O}_5$  als Apatit,  $\text{CO}_2$  als Kalkspat fordert aber 0,73 % mehr CaO, als in der Analyse gefunden. Bei der Mineralberechnung wurde deshalb der Gehalt an BaO mit 1,44 % anstatt 2,23 % berechnet. Verf. bezeichnet die Mineralberechnung (3 b) als einen Versuch — namentlich scheint ihm die Annahme eines  $\text{K}_2\text{O}$ -Feldspates und noch mehr eines BaO-Feldspates auffallend, wenn auch der Gehalt von  $\text{K}_2\text{O}$ , BaO und  $\text{Al}_2\text{O}_3$  in der Analyse in anderer Weise schwierig zu erklären ist. Die chemische Zusammensetzung ist ja aber an und für sich auffallend. — Verf. ist (besonders nach den Ergebnissen der Analyse) geneigt, das peridotitische Gestein als eine ältere Bildung anzusehen, dessen Ursprung mit der Explosion bei Sevaldrud nichts zu schaffen hat.

Die größeren Bruchstücke der Sevaldrudbreccie sind mehr oder weniger abgerundet, teils sogar ellipsoidisch bis kugelig, und haben auch eine glatte Oberfläche. Um viele der Bruchstücke erkennt man megaskopisch eine grünlichgraue Zone, mikroskopisch einer starken Anreicherung von Kalkspat entsprechend (mit Magnetit und wenig Titanit), welcher von Apatitnadeln durchzogen ist. Die genannten Mineralien, die auch sonst in der Detritusgrundmasse vorhanden sind, wurden von nachvulkanischen Exhalationen (Lösungen) abgesetzt. Dieselben Lösungen haben vielleicht dazu beigetragen,

den Bruchstücken ihre glatte Oberfläche zu geben. Die abgerundete Form der Bruchstücke läßt sich aber hierdurch nicht erklären, sie ist durch gegenseitige mechanische Abnutzung bei den von der Explosion hervorgerufenen Bewegungen entstanden.

Die Form des Explosionskraters bei Sevaldrud weicht von der gewöhnlichen ab. Der Durchschnitt ist nicht etwa kreisförmig, sondern sehr langgestreckt mit einer Länge von ca. 1200 m und einer größten Breite von etwa 220 m. Die Längsrichtung ist N 15° O. Die Richtung des Brecciengebietes folgt sowohl nach Streichen wie nach Fallen ungefähr der Richtung des Schieferigkeitsplanes des umgebenden Grundgebirges.

Das geologische Alter der banakitischen Explosionslava liegt wahrscheinlich zwischen demjenigen der älteren Rhombenporphyrdecken und demjenigen der nordmarkitischen Eruptionen. Dies wird einerseits durch das Vorhandensein von Rhombenporphyrbruchstücken in der Breccie festgestellt. Andererseits wird der (von WERENSKJOLD 1918 beschriebene) Explosionskrater von Lysaker bei Oslo von einem Ganggestein der nord-

	1.	2.	1 a.	2 a.	3.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	42,34	49,60	52,71	53,43	31,52
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,56	1,60	1,96	2,16	3,19
ZrO <sub>2</sub> . . . . .	0,12	0,09	0,15	0,10	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,73	12,40	17,29	16,77	13,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,16	6,23	3,98	8,42	9,21
FeO . . . . .	4,19	1,91	4,62	2,58	11,55
MnO . . . . .	0,18	0,10	0,22	0,13	0,05
MgO . . . . .	4,16	1,84	2,88	— (?)	14,36
CaO . . . . .	11,07	7,04	3,88	3,38	0,54
BaO . . . . .	0,08	Sp.	—	—	2,23
SrO . . . . .	0,00	1,68	—	—	Sp.
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,69	3,08	3,38	4,16	0,29
K <sub>2</sub> O . . . . .	4,79	4,85	5,92	6,56	2,42
H <sub>2</sub> O — 110 . . . . .	0,72	0,42	0,91	0,57	2,08
H <sub>2</sub> O + 110 . . . . .	1,83	0,69	2,30	0,93	7,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,53	0,49 <sub>4</sub>	0,67	0,67	0,56
CO <sub>2</sub> . . . . .	8,68	4,21	—	—	0,37
SO <sub>3</sub> . . . . .	0,00	3,81	—	—	—
Cl . . . . .	0,03	0,06	0,04	0,08	0,04
F . . . . .	(Nur qualitativ nachgewiesen)	(Nur qualitativ nachgewiesen)	(ca. 0,06)	(ca. 0,04)	(qualitativ nachgew.)
S . . . . .	0,03	0,00	0,05	—	0,51
Summe . . . . .	99,89	100,10 <sub>4</sub>	100,00	100,00	100,07

1. Größerer Klumpen von grauem Mandelstein (Analyse von E. KLÜVER).
2. Kleinerer Klumpen von rotbraunem Mandelstein (Analyse von E. KLÜVER).

1 a. Wie 1, aber Mineralsubstanz der Mandeln abgezogen.

2 a. Wie 2, aber Mineralsubstanz der Mandeln abgezogen.

3. Peridotitisches Gestein (Analyse von Frau KLÜVER).

		1b.	2b.	3b.
Mineralien der Mandeln	[Ca . (Ba) . Mg . Fe]CO <sub>3</sub> . . . . .	19,09	—	—
	CaCO <sub>3</sub> . . . . .	—	4,96	—
	MgCO <sub>3</sub> . . . . .	—	3,87	—
	CaSO <sub>4</sub> . . . . .	—	4,27	—
	SrSO <sub>4</sub> . . . . .	—	2,98	—
	Quarz . . . . .	1,31	10,04	—
	Ilmenit . . . . .	2,96	1,48	5,89
	Magnetit . . . . .	4,57	8,49	10,88
	Titanit . . . . .	—	2,00	—
	Apatit . . . . .	1,25	1,19 <sub>4</sub>	1,41
	Schwefelkies . . . . .	2,96	—	0,96
	Zirkon . . . . .	0,12	0,13	—
	Or . . . . .	28,35	28,69	13,25
	Ab . . . . .	22,74	26,04	2,46
	An . . . . .	11,17	5,66	—
	Ba-Feldspat . . . . .	—	—	3,53
	Olivin . . . . .	5,75	—	9,93
Serpentin . . . . .	—	—	7,16	
Chlorit . . . . .	—	—	39,37	
Biotit . . . . .	—	—	2,08	
Kalkspat . . . . .	—	—	0,84	

Versuch zur Modusbestimmung der Bruchstücke von Lava und peridotitischem Gestein.

markitischen Ganggefölgenschaft durchsetzt. Verf. hat in den Breccien von Lysaker Bröckchen von glasreicher Lava nachgewiesen, welche mit entsprechenden Lavasplittern der Grundmasse der Breccie von Sevaldrud nahe übereinstimmen. Verf. hält es vorläufig für wahrscheinlich, daß die Krater von Lysaker, welche auch in gewissen anderen Beziehungen mit dem Sevaldrud-Krater Ähnlichkeit zeigen, mit dem letztgenannten gleichzeitig sind.

Junge essexitische Eruptionen sind im Oslogebiet bekannt, und zwar als z. T. mächtige Lavadecken, welche zwischen den Rhombenporphyrdecken eingeschaltet vorkommen. Die banakitischen Explosionslaven können somit sehr wohl ein Differentiationsprodukt eines essexitischen Magmas sein.

Schließlich wird eine überaus interessante „Kurze Übersicht über die Hauptzüge der geologischen Geschichte der Umgegend von Randsfjord vor dem Durchbruch der vulkanischen Explosion bei Sevaldrud“ gegeben, worin Verf. unter anderem seine Auffassung in bezug auf viele wichtig Züge der geologischen Geschichte des Oslogebietes in kurzer Form mitteilt. Es können hier nur wenige Einzelheiten referiert werden:

Auf der peneplainierten Grundgebirgsoberfläche wurden die cambrischen, ordovicischen, silurischen undowntonischen Schichten konkordant abgelagert. Nachher folgte im nördlichen Teil des Oslogebietes die Faltung mit starker Zusammenpressung dieser Schichten. Im S (südlich von der Umgegend von Drammen) liegt keine Faltung vor, d. h. daß der Faltungsdruck von N kam. Die unter den gefalteten Schichten liegende Peneplain

ist von der Faltung ganz unberührt; das Grundgebirge zeigt keine mit der Faltung gleichzeitige Zusammenpressung. Die Faltung im nördlichen Teil des Oslogebietes erklärt sich somit nicht durch die Annahme einer Kompression des Grundgebirges (der Erdkruste), sondern ist auf eine Gleitung der paläozoischen Formationen auf der (infolge von Vertikalbewegungen) gegen S geneigten Peneplainfläche zurückzuführen. Bei der Diskussion des geologischen Alters der Faltung im Oslogebiet teilt Verf. mit, daß er sich schon 1912 ganz klar war, daß das Quarzknollenkonglomerat unterhalb der Essexitlaven (z. B. in Lier u. a. a. O.) jünger als die Faltung ist und diskordant auf seiner Unterlage ruht; daß somit die Auffassung KJERULF's in dieser Beziehung richtig war. Die Faltung ist weit älter als die älteste (essexitische) Eruption des Oslogebietes, was u. a. dadurch bewiesen wird, daß die Falten der ordovicischen und silurischen Schichten von vertikalen Essexitgängen durchsetzt werden. Es konnte weiter (1929) nachgewiesen werden, daß die Essexiteruptionen schon unmittelbar vor der Ablagerung der obersten Schichten des Quarzknollenkonglomerates angefangen haben. — Die Bruchstücke der Sevaldrudbreccie beweisen, daß die erwähnten paläozoischen Schichten westlich vom Randsfjord vorhanden gewesen sind. Ehe die Essexiteruptionen angingen, besaß die Landschaft beiderseits des Randsfjords wahrscheinlich eine kontinuierliche, flache, schwach nach S geneigte Oberfläche, welche über das ganze jetzige Oslogebiet (und weiter) fortsetzte. Die ersten essexitischen Eruptionen fanden bei der Absetzung des Quarzknollenkonglomerates statt. Vielleicht entstand schon jetzt eine Schwächerichtung der Erdkruste in der Richtung NNW, nämlich parallel zur Anordnung der Vulkankerne von Jevnaker, Gran und Brandbu, d. h. auch parallel der Richtung des südlichen Randsfjords. Vielleicht hat schon jetzt die große Einsinkung der Landplatte östlich vom südlichen Teil des Randsfjords stattgefunden. Die Hauptrichtung des Randsfjords ist aber — wie diejenige Sperillens und vieler Bachtäler des Gebietes — auf bedeutenden Strecken anders, nämlich ca. N 15° O. Dieselbe Richtung hat weiter eine Schar von Rhombenporphyrgängen des Gebietes; sie entspricht endlich der Längsrichtung der Senkung der Sevaldrudbreccie. Auch weiter westlich finden sich viele z. T. bedeutend mächtige Rhombenporphyrgänge. Diese haben aber eine mehr westliche Richtung, und es stellt sich heraus, daß die Rhombenporphyrgänge des Gebietes zwischen Randsfjord—Tyrifjord im O und Kröderen im W wie Splitter eines Fächers mit Öffnungswinkel von etwa 20—25° angeordnet sind. Diese fächerförmig angeordneten großen Gänge von Rhombenporphyr müssen einer Ausdehnung von mindestens 150—175 m (Gesamtdicke der Gänge) der Grundgebirgsoberfläche entsprechen, welche durch eine schwache (im N ein wenig stärkere) Aufwölbung der Grundgebirgsplatte mit aufliegenden Formationen infolge des Druckes des in der Tiefe vorhandenen larvikitischen Magmas erklärt wird. Das durch die fächerförmigen Spalten geförderte Magma hat verschiedene Decken von Rhombenporphyr abgesetzt, welche jetzt — abgesehen von den Bruchstücken der Sevaldrudbreccie — verschwunden sind. In Verbindung mit der Hebung und Aufwölbung haben dann auch Vertikalverschiebungen den Spalten entlang stattgefunden, und schließlich hat sich durch derartige Vertikalver-

schiebungen die große Verwerfung längs der Spalte des jetzigen Randsfjords gebildet, die auf dieser Strecke die Westgrenze des Oslogebietes bezeichnet. Die Bildung der Sevaldrudbreccie steht wahrscheinlich mit der Bildung der Verwerfung in Verbindung. Vielleicht wurde der Volumverlust, welcher der durch die Explosion aus der Tiefe in die Luft ausgeschleuderten Lavamasse entspricht, durch die Einsinkung der Gesteinsplatte östlich von der Randsfjordverwerfung teilweise ersetzt. **Olaf Anton Broch.**

**W. C. Brögger:** Die Eruptivgesteine des Oslogebietes V. Der große Hurumvulkan. (Skrifter utgitt av Det Norske Videnskaps-Akademi i Oslo. Kl. I. 1930. Nr. 6. Oslo 1931. 1—146. Mit 33 Fig. Deutsch.)

Im Vorwort der vorliegenden Abhandlung wird mitgeteilt, daß dieselbe schon in 1915 fertig geschrieben war. Verschiedener Umstände wegen wird sie erst jetzt publiziert, und zwar im wesentlichen fast genau so gedruckt, wie das Manuskript dazu 1915 vorlag. Auf eine durchgeführte „Modernisierung“, wie Verf. es ausdrückt, habe er verzichtet. [Dem Leser wird doch kaum eine „Modernisierung“ als besonders erwünscht vorkommen. Die Abhandlung fügt sich mit ihrer Fülle von scharfen Beobachtungen und darauf fußenden Schlußfolgerungen ohne weiteres in die schöne Reihe der „Eruptivgesteine des Kristiania- (Oslo-) Gebietes“ hinein und wird wie die übrigen Glieder der Reihe ihren Platz unter den klassischen Werken der Geologie einnehmen. Jeder Petrograph und Vulkanolog wird sich mit dieser Abhandlung vertraut machen müssen. In Erkenntnis dieser Tatsache soll das Referat kurz gefaßt werden.]

Die Vorkommen essexitischer Laven und Tiefengesteine auf den Inseln und in den Ufergebieten der mittleren Teile des Oslofjords (d. h. in der Umgebung von Moß—Horten—Holmestrand) werden als die Reste eines großen Schildvulkans, des Hurumvulkans, gedeutet, welcher in der flachen Landschaft entstand, die zur Zeit der Absetzung des Quarzknollenkonglomerates<sup>1</sup> (vgl. z. B. W. C. BRÖGGER: „Die Explosionsbreccie bei Sevaldrud usw.“) sich ohne aufragende Höhen entweder als eine ganz seichte Wanne oder schon meistens trockene Ebene über das jetzige Oslogebiet ausbreitete. Vom Vulkan sind gegenwärtig nur unbedeutende Reste der peripherischen Teile seiner Effusiva sowie einige Überbleibsel seiner tieferen Innenteile übrig. Der längste Durchmesser des Vulkans war vielleicht etwa 50 km oder noch mehr. An mehreren Stellen ist ein Konglomerat im obersten Teil der Essexitlavarie aufgeschlossen, gewöhnlich ohne Bedeckung von anderen essexitischen Ergüssen. Die Gerölle bestehen gewöhnlich aus Essexitlava. Die Aufschlüsse sind ziemlich genau an einem Halbkreis gelegen und markieren wahrscheinlich eine alte Uferlinie, den Umkreis des Vulkans angehend, als dieser gegen Ende seiner Tätigkeit als eine vulkanische Insel aus dem Meere (oder einem Binnensee) aufragte. Sehr nahe am Zentrum des Halbkreises liegen die Inseln Tofteholmen, Randvikholmen usw. mit verschiedenen essexitischen

<sup>1</sup> Neuerliche Untersuchungen von HOLTEDAHL haben gezeigt, daß das Konglomerat permischen Alters ist (Ref.).

Tiefengesteinen und eigenartigen Breccien. Diese Aufschlüsse deuten darauf, daß hier vielleicht die Hauptdurchbruchstelle der Lavadecken war. Daß eine gemeinsame, zentrale Durchbruchstelle vorlag, wird von sämtlichen Beobachtungen (petrographisch-chemisch und geologisch) wahrscheinlich gemacht. Die essexitischen Tiefengesteinsvorkommen von Bävö und Huseby (bezw. östlich und nördlich vom „Hauptkrater“) wären dann wahrscheinlich als Parasitkraterreste zu deuten. — Die Rekonstruktion des Vulkanes kann nicht in allen Einzelheiten durchgeführt werden; sind doch die Überbleibsel sehr dürftig und durch spätere Ereignisse sehr gestört. Insbesondere bedeutet die Intrusion der großen Hurumgranitmasse sowie die (wahrscheinlich mit den larvinitischen Eruptionen gleichzeitige) große Verwerfung längs dem Mossesund eine große Änderung des ursprünglichen Bildes. Hierzu kommt noch die Erosion. — Zurzeit des Hurumvulkanes muß die Landschaft der jetzigen Oslogegend ein Vulkangebiet gewesen sein, was durch die vielen essexitischen Durchbruchstellen und Lavavorkommen (z. B. in Hadeland, Lier, Ringerike, der Gegend von Langesundsfjord) bewiesen wird. Es lag ein Lavapanzer vor, mit einer Anzahl Lavakuppeln und Krater. Der einzige Vulkan dieser essexitischen Panzerdecke, welcher einigermaßen rekonstruiert werden konnte, ist der große Hurumvulkan.

Die Laven sind Essexitmelaphyre (vgl. die Analysen XXI, XXII, XXIII, XXIV) und Essexitporphyrite (XXV, XXVI). Eine Mineralberechnung entsprechend der Analyse XXIII ergab:  $Ab_{47}An_{63}$  35,54, Or 7,54, Ba-Feldspat 0,19, Pyroxen 33,57, Serpentin 8,24, Apatit 0,86, Carbonat 0,22, Ilmenit 3,50, Magnetit 8,92, Pyrit 0,07, wobei der Serpentin als umgewandelter Olivin anzusehen ist (vgl. aber hierzu Fußnote S. 14). Entsprechend Analyse XXIII (kontaktmetamorpher Essexitmelaphyr mit sekundär zugeführtem Kali) ergibt sich  $Ab_{27}An_{62}$  9,22, Orthoklas 0,60, Pyroxen 57,52, Biotit 24,29, Ilmenit 1,23, Magnetit 4,53, Leukoxen 2,45, Apatit 0,16. Der Analyse XXVI entspricht die unsichere Mineralberechnung:  $Ab_{69}An_{31}$  32,83, Orthoklas 13,51, Ba—Sr-Feldspat 0,41, Pyroxen 26,54, Serpentin 3,08, Quarz 8,94, Ilmenit 3,99, Magnetit 7,73, Schwefelkies 0,15, Zirkon 0,18, Apatit 0,89, Carbonat 0,45. (Der Quarz ist sekundär.) Die mikroskopische Untersuchung deutet indessen nicht auf einen so großen Gehalt an Quarz und an Eisenerzen, wie die Berechnung zu zeigen scheint. (Das Gestein war sehr feinkörnig.) Die Analyse XXVI ist ein Mittel von drei Analysen, welche von O. N. HEIDENREICH, NAIMA SAHLBOM und H. WASHINGTON ausgeführt wurden. Die Ergebnisse dieser drei Analysen weichen nicht unerheblich voneinander ab — sie sind insofern lehrreich (s. S. 23). Die beiden Gesteinsreihen der Essexitmelaphyre und der Essexitporphyrite unterscheiden sich durch höheren Gehalt an CaO und MgO und niedrigeren Gehalt an Alkalien,  $Al_2O_3$  und  $SiO_2$  bei den ersteren. Entsprechend wird der porphyrische Charakter der Melaphyre durch Einsprenglinge von Pyroxen, derjenige der Porphyrite durch solche von Plagioklastafeln bedingt. Übergänge zwischen den beiden Reihen sind auffallend sparsam. Innerhalb der einzelnen Ströme ist keine Sonderung in melanokrate und leukokrate Teile (etwa durch Absinken von Pyroxen- oder Olivinkristallen bedingt) sichtbar. Nach der Oberfläche sind die effusiven Essexitmagmen als schon differenzierte Massen gelangt.

Tabellarische Übersicht über die chemische Zusammensetzung der Gesteine des Hurumvulkans.

	A. Tiefengesteine										B. Ganggesteine										C. Ergußgesteine					
											1. Melanokrate					2. Leukokrate										
	a) basische					b) mittelsaure					c) saure und übersaure															
	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	XIII.	XIV.	XV.	XVI.	XVII.	XVIII.	XIX.	XX.	XXI.	XXII.	XXIII.	XXIV.	XXV.	XXVI.
O. N. HEIDEN-REICH 26. 2. u. 27. 3. 1914	L. SCHMELCK 24. 10. 1896	O. RÖHR 19. 1. 1915	V. SCHMELCK 16. 3. 1895	O. RÖHR 19. 2. 1915	O. N. HEIDEN-REICH 7. 9. 1900	O. RÖHR 5. 8. 1915	O. RÖHR 14. 8. 1915	L. SCHMELCK 28. 9. 1896	O. RÖHR 4. 1. 1915	O. N. HEIDEN-REICH 25. 5. 1900	O. RÖHR 19. 1. 1915	O. N. HEIDEN-REICH 28. 3. 1899	O. N. HEIDEN-REICH 7. 9. 1900	O. RÖHR 27. 3. 1915	O. RÖHR 15. 4. 1915	O. N. HEIDEN-REICH 5. 5. 1901	O. N. HEIDEN-REICH Aug. 1900	O. N. HEIDEN-REICH 28. 11. 1898	O. RÖHR 29. 4. 1915	G. SÄRNSTRÖM	L. SCHMELCK 30. 6. 1896	O. RÖHR 1. 5. 1915	O. N. HEIDEN-REICH 28. 5. 1901	L. SCHMELCK 30. 6. 1896		
SiO <sub>2</sub> . . . . .	16,50	46,00	46,80	47,90	48,37	48,54	49,60	50,00	50,07	51,95	42,72	44,56	44,49	48,21	56,97	57,62	59,85	64,74	66,87	87,78	45,75	48,19	44,77	42,02	48,81	52,47
TiO <sub>2</sub> . . . . .	11,86	2,20	2,78	1,91	3,11	2,02	3,00	2,88	1,92	2,30	5,37	2,60	3,25	3,38	1,19	1,16	1,61	0,79	0,61	1,35	2,95	2,33	2,54	3,01	2,81	2,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,41	5,83	11,60	16,55	15,45	12,94	12,95	13,50	18,47	15,00	7,82	12,25	9,11	7,45	13,40	16,30	15,88	15,50	15,85	1,52	13,40	11,03	12,19	9,46	16,62	12,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	28,82	5,47	4,27	5,67	4,25	7,40	3,48	3,00	3,33	3,42	5,49	1,60	5,24	5,75	0,55	0,60	0,19	3,42	2,09	—	8,21	9,56	7,26	8,04	10,08	6,09
FeO . . . . .	22,06	8,34	9,73	7,50	7,90	8,15	9,80	9,47	5,58	7,68	10,84	11,77	8,69	7,97	3,82	4,33	5,94	8,89	0,97	1,04	6,35	3,86	7,08	7,25	2,69	7,18
MnO . . . . .	0,25	0,40	0,22	0,60	0,23	0,16	0,17	0,14	0,35	0,18	ca. 0,12	0,14	—	—	0,11	0,16	0,09	Spur	Spur	0,01	0,24	0,15	0,26	0,29	0,15	0,19
MgO . . . . .	12,85	12,65	8,44	4,44	4,55	5,75	5,10	5,15	3,08	4,18	11,64	9,18	7,55	10,14	2,97	2,42	2,15	1,02	0,62	0,14	7,29	7,25	8,08	10,71	4,63	4,33
CaO . . . . .	0,99	16,35	10,89	9,35	9,55	9,22	9,32	8,83	8,65	6,98	12,58	10,00	9,73	12,80	8,68	3,80	4,46	1,49	2,85	0,12	12,05	12,44	11,22	15,62	4,44	7,56
BaO . . . . .	—	—	0,04	—	0,11	—	0,06	0,07	—	0,08	—	0,04	—	—	0,10	—	—	—	—	0,01	—	—	0,05	—	—	0,06
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,09	1,80	2,61	3,23	3,31	3,62	3,25	3,05	4,03	4,17	1,63	2,46	3,63	2,13	3,20	5,13	2,87	5,15	6,03	0,05	1,25	1,23	2,20	0,69	3,87	2,83
K <sub>2</sub> O . . . . .		0,50	1,30	2,08	1,67	1,74	2,25	2,37	2,77	2,68	0,39	1,21	1,13	1,40	3,79	3,20	5,95	4,57	4,34	0,34	0,90	0,93	1,35	2,88	2,23	2,34
H <sub>2</sub> O — 110° . . . . .	0,45	1,50	0,09	0,20	0,10	0,33	0,21	0,17	2,20	0,10	1,65	0,49	2,30	1,07	0,18	0,15	0,95	2,75	0,70	0,10	1,75	2,16	0,69	0,52	3,01	1,51
H <sub>2</sub> O + 110° . . . . .	3,55		1,01	0,72	0,72	1,34	0,72	1,34	0,58	0,51	0,21	0,36	0,26	0,34	1,09	1,36	0,35	0,04	0,25	0,19	0,06	(Nicht best.)	0,27	0,35	0,06	0,41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,00	Spur	0,31	0,32	0,73	0,45	0,52	0,47	0,29	0,51	0,21	0,36	0,26	0,34	0,28	0,35	0,04	0,25	0,19	0,06	(Nicht best.)	0,27	0,35	0,06	0,41	0,36
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	0,20	—	0,12	—	—	—	—	0,08	—	0,29	Spur	—	0,92	0,29	—	—	0,05	0,12	—	—	0,11	—	—	0,20
Cl . . . . .	—	—	qual. nachgew.	—	qual. nachgew.	—	qual. nachgew.	qual. nachgew.	—	—	—	Spur	—	—	—	—	—	0,04	—	—	—	—	—	—	—	Spur
FeS <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	—	0,05	0,06	—	—	0,19	(3,13)	4,58	—	3,19	3,47	—	—	—	7,03	—	—	0,07	—	—	—
S . . . . .	—	—	0,05	—	0,13	—	—	—	—	0,05	(0,10)	1,67	(2,44)	—	(1,70)	(1,85)	—	—	—	(3,76)	—	—	(0,03)	—	—	0,08
Summe . . . . .	100,83	101,04	100,34 — 0,09 100,25	99,75	100,30 — 0,10 100,20	100,32	100,48 — 0,21 100,27	100,50 — 0,17 100,33	100,74	99,94 — 0,10 99,84	100,65	100,92 — 0,83 0 100,09	99,96	100,64	100,44 — 0,18 100,26	100,34 — 0,15 100,15	99,98	100,61	101,17	100,17	100,14	99,40	100,20 <sup>1</sup>	100,55	99,75	99,76 <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Hierin auch Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0,03. <sup>2</sup> Hierin auch ZrO<sub>2</sub> = 0,12. V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0,06. SrO = 0,03.

I. Ultrabasische Schlieren von *Cumberlandit* Schlieren in Pyroxenit Randvikholmen. — II. Schlierige Fazies *Olivinyamaskit* Randvikholmen. — III. Abyssisches Hauptgestein *Essexitgabbro* Randvikholmen (normal). — IV. Abyssisches Hauptgestein *Essexitgabbro* Tofteholmen (normal). — V. Grenzfazies *Essexitgabbro* (bronzit-führend) Tofteholmen. — VI. Halbporphyrische Fazies *Essexitgabbro* Randvikholmen. — VII. *Essexitgabbro* feinkörnig, I Randvikholmen. — VIII. *Essexitgabbro* feinkörnig, II Randvikholmen. — IX. Leukokrate Fazies *Essexit* Randvikholmen. — X. Feinkörnige Fazies *Essexit* Tofteholmen.

XI. Intrusiv II *Madeirit* Tofteholmen. — XII. Intrusiv 12 a *Camptonit* Tofteholmen. — XIII. Spaltengang Nr. 5 *Pyroxen-Camptonit* Tofteholmen. — XIV. Intrusiv, hypabyssisch. *Essexitmelaphyr* Holm, Sande. — XV. Akerit (Grenzfazies mit Apophyse) Tofteholmen V. — XVI. Mänait Gang Nr. 1 Tofteholmen N. — XVII. Apophyse *Hurumit* Vealös. — XVIII. Apophyse *Windsorit* Randvikholmen. — XIX. Spaltengang Nr. 22 *Windsoritporphyrit* Tofteholmen. — XX. Quarzgang *Pyritosalit* Tofteholmen.

XXI. *Essexitmelaphyr* Untere Bank Holmestrand. Z. K. 16, I, P. 24 Alkalien später korrigiert. — XXII. *Essexitmelaphyr* Mittlere Bank Holmestrand. — XXIII. *Essexitmelaphyr* Obere Bank Hvitsten bei Holmestrand. — XXIV. *Essexitmelaphyr* kontaktmetamorphosiert Hanekleven NW von Holmestrand. — XXV. *Essexitporphyrit* Holmestrand N. — XXVI. *Essexitporphyrit* Gausen bei Holmestrand Mittel aus 3 Analysen.

Im downtonischen Sandstein bei Sandefjord und Holmestrand kommen Intrusivbänke von essexitischen Gesteinen vor, welche mit Madeiriten nahe verwandt sind. (Analyse XIV entsprechend:  $Ab_{55}An_{45}$  19,68, Orthoklas 7,34, Pyroxen 48,18, Olivin 6,10, Serpentin 6,10, Ilmenit 5,96, Magnetit 6,61, Apatit 0,83.) Ein Madeiritgang bei Holmestrand führt Einschlüsse von normalem Essexit. Madeirit findet sich auch auf Tofteholmen (s. unten).

Die Zusammensetzung der Tiefengesteine (und Ganggesteine) des Vulkans geht aus den Analysen mit den entsprechenden Mineralberechnungen von Gesteinen von den Inseln Randvikholmen, Vealös, Mökklasene, Tofteholmen und Bävö vor. Folgende Mineralberechnungen werden gegeben<sup>1</sup>, die zugehörigen Analysen finden sich in der Tabelle. [Betreffs genauerer petrographischer Beschreibung wird auf die Abhandlung selbst hingewiesen.]

I. Magnetit 40,90, Titaneisenerz 22,36, Chrysotil 28,48, Olivin 1,17, Titanpyroxen 2,11,  $Ab_{14}An_{86}$  5,73.

II.  $Ab_2An_1$  6,45, Pyroxen 82,22, Olivin 3,64, Biotit 3,14, Hornblende 1,00, Magnetit 1,68, Titaneisenerz 1,25.

III.  $Ab_{54}An_{46}$  33,91, Orthoklas 4,65, Pyroxen 35,51, Olivin 9,86, Serpentin 2,10, Biotit 5,62, Titaneisenerz 3,68, Magnetit 2,99, Schwefelkies 0,09, Apatit 0,76, Carbonat (sekundär) 0,42.

IV.  $Ab_{88}An_{12}$  43,75, Orthoklas 8,32, Pyroxen 24,64, Olivin 6,45, Biotit 8,26, Titaneisenerz 2,04, Magnetit 5,43, Apatit 0,78.

V.  $Ab_{57}An_{43}$  46,39, Orthoklas 5,95, Pyroxen 21,55, Bronzit 6,74, Biotit 8,60, Titaneisenerz 5,18, Magnetit 3,15, Schwefelkies 0,24, Apatit 1,77, Carbonat 0,25.

VI.  $Ab_{86}An_{14}$  39,01, Orthoklas 7,91, Pyroxen 33,40, Olivin 4,60, Serpentin 2,22, Biotit 3,11, Ilmenit 2,89, Magnetit 6,05, Apatit 1,13.

VII.  $Ab_{73}An_{27}$  33,79, Orthoklas 9,00, Pyroxen 35,92, Serpentin 1,88, Bronzit 2,25, Biotit 6,54, Titaneisenerz 4,27, Magnetit 4,21, Schwefelkies 0,09, Apatit 1,27.

VIII.  $Ab_{74}An_{26}$  33,49, Orthoklas 10,14, Pyroxen 35,15, Biotit 6,77, Chlorit 3,19, Titaneisenerz 4,41, Magnetit 3,54, Schwefelkies 0,11, Apatit 1,14, Quarz 1,71.

IX.  $Ab_{59}An_{41}$  48,41, Orthoklas 11,89, Pyroxen 23,26, Biotit 6,92, Chlorit 1,57, Titaneisenerz 2,54, Magnetit 3,69, Apatit 0,70.

X.  $Ab_3An_1$  45,42, Orthoklas 8,04, Diopsid 18,56, Hornblende 2,96, Biotit 14,61, Titaneisenerz 3,61, Magnetit 3,16, Schwefelkies 0,10, Apatit 1,24, Quarz 1,71, Carbonat 0,17.

XI. Pyroxen 61,25, Hornblende 10,91, Serpentin 4,46, Chlorit 2,79, Titanit 0,62, Kalkspat 0,43, Titaneisenerz 7,62, Magnetit 2,04, Schwefelkies 0,19, Apatit 0,52,  $Ab_{86}An_{14}$  7,88, Orthoklas 0,89.

XV.  $Ab_3An_1$  33,69, Orthoklas 22,77, Pyroxen 26,42, Barkevitische Hornblende 1,00, Titanit 1,13, Apatit 0,69, Titaneisenerz 0,85, Schwefelkies 3,19, Quarz 7,56, Carbonat 1,93.

XVI.  $Ab_{87}An_{13}$  50,27, Orthoklas 19,41, Kaolin 1,40, Pyroxen und Hornblende 12,17, Titanit 0,72, Titaneisenerz 1,63, Magnetit 0,63,  $FeS_2$  3,47, Apatit 0,86, Quarz 3,97, Chlorit und Serpentin 4,49, Carbonate 0,66.

<sup>1</sup> Betreffs Laven s. oben.



XVII.  $Ab_{63}An_{37}$  37,11, Or 28,98, Biotit 12,28, Diopsid 6,76, Titaneisenerz 2,28, Magnetit 0,83,  $FeS_2$  0,96, Apatit 0,19, Quarz 10,87.

XVIII. Ab 42,64, An 4,68, Or 26,51, Quarz 15,22, Biotit 2,60, Diopsid 0,86, Apatit 0,61, Eisenerz 4,73.

XIX. Plagioklas 53,77 (10 %  $Ab_{50}An_{50}$ , 43,77 %  $Ab_{63}An_7$ ), Orthoklas 24,96, Quarz 13,30, Hornblende 2,59, Biotit 1,10, Chlorit 0,56, Magnetit 2,17, Titanit 1,45, Apatit 0,46, Kalkspat 0,11.

XX. Quarz 85,95, Muscovit 4,03, Rutil und Titaneisenerz 2,39 (?), Schwefelkies 7,03, Carbonate 0,24, Apatit 0,14.

Die gletschergeschliffene Oberfläche der obenerwähnten kleinen Inseln (besonders am Strande) hat ein sicheres Feststellen von vielen strukturellen und texturellen Einzelheiten erlaubt. [Die meisten von diesen Beobachtungen müssen selbstverständlich im Referat unerwähnt bleiben. Nur einzelne könnten herausgegriffen werden, und zwar hat Ref. hierbei recht willkürlich vorgehen müssen.] Im Detail läßt sich z. B. der Übergang zwischen normalem Essexitgabbro und akeritischer Randfazies verfolgen. Ebenso werden schöne Aufschlüsse von schlierigem Gestein beschrieben, wo Essexitgabbro mit Pyroxenit (z. T. Olivin-Yamaskit) usw. wechselt, und zwar in einer solchen Weise, daß alle Fazies „gleichaltrig“ sind. Man sieht auf Randvikholmen z. B. Tropfen von Pyroxenit (II) in Essexit (IX) und umgekehrt Fetzen vom Essexit im Pyroxenit. Das Magma wurde in schon differenziertem Zustande durch die Spalte aufgepreßt. Auch ganz extrem melanokrate und leukokrate Spaltungsprodukte finden sich innerhalb der schlierig-gebänderten Zone auf Randvikholmen, nämlich Cumberlandit (I) und akeritische und windsoritische Apophysen und Gänge, welche letztere die letzten Reste des Magmas repräsentieren. Bei den erwähnten Windsorit-Apophysen kann man Ausläufer und Abzweigungen von orthoklasreichem Gestein, entsprechend dem Hurumit (XVII) von Vealös, beobachten. Dieser neue Gesteinstypus ist etwa als ein Kali-Akerit zu charakterisieren. Primäre Eruptivbreccien, welche verschiedenaltrige magmatische Aufpressungen zeigen, liegen vor. Recht allgemein verbreitet ist die Erscheinung, daß in solcher Grenzfazies von essexitischen Gesteinen, welche chemisch vom Hauptgestein wenig (oder fast nicht) abweicht, der Olivin des Hauptgesteins von Bronzit ersetzt ist (vgl. IV mit V), was auf die verschiedenen Abkühlungsbedingungen bei der Kristallisation der betreffenden Gesteine zurückgeführt wird (analog mit den Unterkühlungserscheinungen im System: Diopsid—Forsterit—Silicium-2-oxyd). Madeirit (XI) kommt auch auf den erwähnten Inseln (und zwar auf Toftholmen) vor. Verf. ist geneigt, den Madeirit (auch denjenigen von Madeira) als hypabyssisch anzusehen. Gänge verschiedenen Alters werden beschrieben. Hierunter wird u. a. das Problem der Quarzbasalte recht eingehend diskutiert (S. 115—118). Der eigentümliche Pyritosalit (XX) wird als Endglied einer leukokraten Reihe des Essexitgangefolges aufgefaßt. Die möglicherweise als Parasitkraterreste aufzufassenden Vorkommen von Bävö und Huseby werden zuletzt beschrieben. Auf Bävö durchsetzten die Tiefengesteine der Essexitreihe den downtonischen Sandstein; hier läßt sich weiter die Zusammengehörigkeit von Lavagesteinen und entsprechenden Tiefengesteinen der Essexitreihe direkt nachweisen.

Eine Schätzung der wahren mittleren Mischung des Hurumvulkanmagmas zeigt, daß dies bedeutend mehr gabbroid ist als die durchschnittliche Zusammensetzung der Essexitgesteine des Oslogebietes.

**Olaf Anton Broch.**

**Nils H. Magnusson:** Gillbergaskälens Byggnad. (Die Gillberga-Synklinale.) (Sveriges Geologiska Undersökning. Avhandlingar och uppsatser. Ser. C. Nr. 360. 23. Årsbok. 1929. Nr. 5. Schwedisch. Mit 2 Taf. und 2 geolog. Karten und einer engl. Zusammenf. 84 S.)

Die Gillberga-Synklinale (vgl. die Kartenskizze nach Sveriges geologiska undersöknings översiktskarta över Sveriges berggrund av 1910) setzt ein Gebiet im südwestlichen Teil der Provinz Värmland zusammen und greift z. T. in die benachbarte Provinz Dalsland hinüber. Das Gebiet besteht aus dem Åmål-Gesteinskomplex und den intrusiven jüngeren Graniten und Grünsteinen, während die Umgebung sich aus Gneisen aufbaut. Verf. stellt sich in der vorliegenden Arbeit die Aufgabe, den strukturellen Änderungen und mineralogischen Abarten der Gesteine nachzugehen. So wird zunächst der aus vulkanischen Gesteinen, nämlich aus Quarzporphyren, Daciten, Andesiten und Tuffen bestehende Åmål-Komplex untersucht und eine Beschreibung der jüngeren Granite, nämlich der Åmål-Granite und der Kroppefjäll-Granite, gegeben. Alle Mikrophotogramme beweisen den allmählichen Übergang von den ursprünglichen Normalstrukturen bis zu den vollendet entwickelten Gneistypen. Daneben werden aber auch die Beziehungen zwischen Gillberga-Synklinale und dem benachbarten Gneiskomplex im einzelnen untersucht. Die Schlußfolgerung der ausgezeichneten analytischen Untersuchung lautet: Nur die Annahme einer Regionalmetamorphose von wechselnder Stärke kann eine einigermaßen befriedigende Erklärung der verschiedenartigen strukturellen Züge der Gesteinskomplexe der Gillberga-Synklinale geben. Die Metamorphose selbst muß später oder gleichzeitig mit der Intrusion der Granite eingesetzt haben. Vielleicht stehen Åmål- und Kroppefjäll-Granite genetisch in enger Beziehung mit den jungen Graniten im östlichen Småland, Östergötland und östlichen Värmland. Ebenso ist MAGNUSSON geneigt, die dacitischen und andesitischen Gesteine des Åmål-Komplexes mit Porphyren der Provinz Småland zu parallelisieren.

**Rudolf Schreiter.**

**Per Geijer:** Berggrunden Inom Malmtrakten Kiruna-Gällivare-Pajala. (Die geologischen Verhältnisse in der eisenerzführenden Region Kiruna-Gällivare-Pajala.) (Sveriges Geologiska Undersökning. Avhandlingar och uppsatser. Ser. C. Nr. 366. 24. Årsbok. 1930. Nr. 3. 1—225. Schwedisch. Mit 1 Karte und englischer Zusammenfassung.)

Die im Maßstabe 1 : 400 000 (Karte!) durchgeführte geologische Aufnahme unterscheidet 1. Gesteine der Porphyry-Leptit-Formationen, 2. Hypabyssische Grünstein-Intrusionen, 3. Ältere plutonische Gesteine, 4. Gesteine der Vakk-Formationen, 5. Jüngere plutonische Gesteine, 6. Hochland am Torne Träsk mit cambro-silurischen Sedimenten, kaledonischen Intrusionen und verfaltetem Präcambrium. Als Einlagerungen bei 1 treten Granit- und Pegmatitgänge (vgl. Lina-Granit), Kalkstein und Dolomit, Spilite, Porphyrite, Albit-Porphyrite, Tuffe, Amphibolite, Konglomerate und Quarzite auf.

Die hypabyssische Grünsteingruppe umfaßt Uralit-Diabase, amphibolitische Metadiabase und Porphyrite. Die ältere plutonische Gesteinsgruppe (3) läßt sich in folgender Weise gliedern: a) Granit, reich an Mikroclin, b) Granit, reich an Plagioklas, c) Perthit-Granit, d) Quarz-Perthit-Syenit, e) Perthit-Syenit, f) Plagioklas-Perthit-Syenit, g) Natronreiche Quarzsyenite (Luongastunturi) und Anorthosit (Pajala), h) Kalk-Alkali-Syenite, i) Gabbro, Olivingabbro, Norit und Diorit. Die Gesteine der Vakko-Formation (4) bestehen aus Basalkonglomerat und Phyllit mit Einlagerungen von Kalkstein und Dolomit, sowie im jüngeren Horizont aus quarzitischem Sandstein mit Konglomerat-Zwischenlagen. Die jüngere plutonische Gruppe (5) endlich läßt sich in zwei verschiedene Granittypen auflösen, nämlich den Granit vom Kompelusvaara-Typ und den Granit vom Lina-Typ.

In regionaler Darstellung werden im einzelnen Zusammensetzung und Chemismus der Gesteine erörtert und die geologischen Strukturlinien (Verwerfungen!) des bezeichneten Gebietes auf der Karte hervorgehoben. Die gründliche Monographie wendet sich zuletzt den Lagerstätten zu. Der Kiruna-Typ wird durch die größeren Vorkommen Svappavaara, Leveäniemi, Painirova und Nakerivaara, sowie durch 5 kleinere verkörpert. Zu den typischen Hämatitvorkommen rechnen Haukivaara und Skuokimjokk. Eisenerze mit Skarn sind an 24 Örtlichkeiten als größere Vorkommen verzeichnet, denen 9 kleinere Lagerstätten desselben Typs gegenüberstehen. Auch die geschichteten, stark mit Quarz durchsetzten Eisenerze, die Kupfererze und ähnliche, sowie die Graphitlagerstätten haben in dem vorliegenden ausgezeichneten Werk eine kurze Würdigung erfahren.

**Rudolf Schreiter.**

**B. Asklund:** Kalirika Bergarter Inom Södra Och Mellersta Sverige Jämte En Kort Översikt Av Den Svenska Experimentverksamheten För Framställning Av Kaligödselmedel. (Sveriges Geologiska Undersökning. Avhandlingar och uppsatser. Ser. C. Nr. 354. 22. Årsbok. 1928. Nr. 4. Mit 1 Tab. Schwedisch mit engl. Zusammenf.)

Regionale, petrographische und chemische Untersuchung schwedischer, kalireicher Gesteine (mit Diagrammen und Fundkärtchen) im Hinblick auf die Herstellung technischer Kaliprodukte während des Weltkrieges z. B. von „Elektrokali“, von „Kalikalk“ oder eines kalireichen Nebenproduktes bei der Zementherstellung auf der Insel Gotland. Zur Prüfung gelangten Kalileptite, Kaligranulite und Kaligneise u. a. von Ämmeberg; Porphyre, Syenite, Gneise und Gneisgranite z. B. aus den Bezirken von Gällivare, Skåne, Göteborg u. a.; Granite, und zwar Stockholmsgranit, Bohusgranit, Revsundsgranit, Virbogranit, Tunagranit. Der  $K_2O$ -Gehalt der Ämmeberger Kalileptite liegt zwischen 9 und 13 %.

**Rudolf Schreiter.**

**E. Grips:** Über einen Zoisit und sein Muttergestein aus dem Hochgebirge von Västerbotten. (Bull. of the Geol. Inst. of the University of Upsala. 22. Upsala 1927—1930. 289—298.)

Ein dunkelgraugrüner, etwas schiefriger Amphibolit enthielt große Porphyroblasten von Zoisit ( $2 \times 5 \times 50$  mm) in einer körnigen Zwischenmasse von Hornblende, Plagioklas und Quarz. Stellenweise tritt Granat

mit einer Korngröße von etwa 1,5 mm auf. Verf. berichtet über je eine geometrische Analyse des Amphibolits von drei verschiedenen Fundorten und insbesondere über den in ihm vorkommenden Zoisit, von dem u. a. Lichtbrechung, Doppelbrechung, Achsenwinkel und spezifisches Gewicht ermittelt werden.

**Rudolf Schreiter.**

**Torsten Krokström:** Über Olivin aus Olivin-, „Bomben“ in einem Basalte aus Schonen. (Bull. of the Geol. Inst. of the University of Upsala. 22. Upsala 1927—1930. 213—216. Deutsch.)

Der untersuchte Olivin der Olivin-, „Bomben“ stammt aus einem Basalt von Stenkilstorp östlich des Dagstorpsees auf Schonen. Ermittelt wurden spezifisches Gewicht; Brechungsindizes  $N_\alpha = 1,662 \pm 0,005$ ,  $N_\beta = 1,682 \pm 0,005$ ; Doppelbrechung (Kompensator BEREK-NIKITIN)  $N_\beta - N_\alpha = 0,0207$ ; Achsenwinkel (Methode WRIGHT)  $2V_\alpha = 89^\circ$ . Die Bomben enthalten auch einen rhombischen Pyroxen ( $2V_\gamma = 79^\circ \pm 2^\circ$ ) und einen monoklinen Pyroxen ( $2V_\gamma = 61^\circ$ ).

**Rudolf Schreiter.**

**Erik Wiman:** Über den Gebirgsgrund der Umgebung von Upsala und über den rudimentären Kugelgranit bei Käbsgårde. Vorläufige Mitteilung. (Bull. of the Geol. Inst. of the University of Upsala. 22. Upsala 1927—1930. 1—53. Mit 1 Karte. Deutsch.)

Die im Gebiet vorkommenden Gesteine, die im geologischen Kartenbild zur Unterscheidung gelangen, sind: Amphibolitgänge, Vängegranit, Porphyrgänge, Upsalagranit mit porphyrischer Randzone, Diorit, rotes felsitisches Gestein, Vaksalagranit, porphyritisch hälleflintähnliches Gestein, Uralitporphyrit, durchbrechende Hälleflinten, graue Hälleflinten und gebänderte Tuffe, rote und braune Hälleflinten, Tuffbreccien und Leptite. Der Gehalt an den Mineralkomponenten ist aus den anteiligen Gewichtsprozenten der geometrischen Analysen im Text zu ersehen. Die Breccien-, Spalten- und Pressungsrichtungen bei den Hälleflinten von Upsala sind in „Windrosen“ wiedergegeben. In diesem Abschnitt wurde die Stellung der Uralitporphyrit-, Amphibolit- und Porphyrgänge und die Lage der Vergneisungs- und Verschieferungszonen in Hinsicht auf die Spaltenanlagen näher untersucht. Die Spalten haben teils Epidot- und Prehnitfüllung, teils Chlorit- und Laumontitfüllung, teils Quarzfüllung. Besondere Aufmerksamkeit verdienen die Abschnitte über die Einschlüsse und Kontakte der Hälleflintkomplexe und über die chemisch-mineralogischen Differentiationserscheinungen.

**Rudolf Schreiter.**

**Gunnar Beskow:** Södra Storfjället im südlichen Lappland. Eine petrographische und geologische Studie im zentralen Teil des skandinavischen Hochgebirges. (Sveriges Geologiska Undersökning. Avhandlingar och uppsatser. Ser. C. Nr. 350. 21. Årsbok. 1927. Nr. 5. Stockholm 1929. Mit 2 Taf. Deutsch.)

Das Massiv vom Södra Storfjället im Kirchspiel Tärna ist ein Teil des unter Leitung von Prof. P. D. QUENSEL und H. BACKLUND kartierten västerbottnischen Teils der skandinavischen Alpenkette. Am Aufbau des Sediment-

Effusivkomplexes sind beteiligt: 1. Untere Quarzitformation mit Einlagerungen von Marmor, basischen Effusiven und Konglomeraten, 2. Obere Quarzit-Schieferformation mit Graphitquarziten, quarzitischen Tonschieferphylliten und Calcitquarziten, 3. Quarzitkonglomerate (Voitjakonglomerat, QUENSEL), 4. Ankeritischer Marmor oder marmorzementiertes Agglomerat, 5. Mesketformation. Diese zuletzt genannte Gruppe besteht vornehmlich aus Grünsteineffusiven, Grünsteinagglomeraten und Tuffen. Bei der Kennzeichnung der Tektonik im Södra Storfjället kam es dem Verf. zunächst darauf an, den allmählichen Übergang von den größten Falten in die feinste Phyllitkräuselung oder von großen Überschiebungen in kleine lamellare Differentialgleitungen festzuhalten (s. Abbildungen). Der beschreibende Teil berücksichtigt zunächst die Gesteine der oben angegebenen Gruppen und hebt besonders die femischen Assimilationsgesteine in Gestalt der verschiedenen Migmatite hervor. Bei den extremen Niedertemperaturdifferentiaten erscheinen die helsinkitlamprophyrischen Spaltengesteine (Chloritit). Bekanntlich ist der Begriff Helsinkit ursprünglich von LAITAKARI für südfinnische Albit-Epidotgesteine eingeführt und von ASKLUND erweitert worden. Bei A. ist der primäre Mineralbestand Alkalifeldspat + Epidot, wobei es gleichgültig bleibt, ob der Feldspat Albit oder Kalifeldspat oder beides ist und mit oder ohne Quarz auftritt. Ausgehend von NIGGLI's bekannter Arbeit: „Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma“ wird im Abschnitt über die Theorie der Niedertemperaturgesteine die folgende Schlußfolgerung an Hand der Diagramme gezogen: „In dem Maße, wie die Silikatzusammensetzung nicht zu weit von der granitentektischen abweicht, findet eine völlig kontinuierliche Kristallisationsentwicklung von hochmagmatischem über pegmatitisch-aplitisches zu hydrothermale Stadium aus einer wirklichen, kontinuierlichen Flüssigkeitsphase statt, wobei außerdem der Quarzgehalt der kristallisierten Phase mit fallender Temperatur größer wird.“ In ähnlicher Weise wie TH. VOGT die Fazieseinteilung (ESKOLA!) auf die Gesteine des Sulitjelmagebietes angewendet hat, entwickelt GUNNAR BESKOW die folgende Gliederung:

		Fallende Temperatur		
		Abnehmender höchstmöglicher An-Gehalt des Plagioklases		
		An <sub>20</sub>	An <sub>5</sub>	An <sub>0</sub>
Eruptiv	Na Amphibolhelsinkitfazies	Amph.-Chlorit-Helsinkitfazies	Chlorithelsinkitfazies	
	K Biotit-Amphibol-Helsinkitfazies	Biotithelsinkitfazies	Chlorithelsinkitfazies Mg   ? Chl.-Hels.-Faz. Fe	
Metamorph	Na Amphibolitfazies	Amph.-Chlorit-schieferfazies	Chloritschieferfazies	
	K Biotitamph.-Fazies	Floititfazies	Chloritschieferfazies Mg   ? Chl.-Sch.-Faz. Fe	

Für die Beurteilung des Differentiationsverlaufes der kaledonischen Eruptivgesteine benutzt Verf. bei der chemisch-statistischen Berechnung der wichtigsten Mineralgruppen das Fem-Ca-Alk-Dreieck, das gewöhnliche femische Dreieck, das gewöhnliche Feldspatradikaldreieck und das Fem-Ca-Alk-Si-Dreieck. Einzelbetrachtungen müssen unterbleiben. Es sei lediglich erwähnt, daß im Fem-Ca-Alk-Dreieck eine große Anzahl schwedischer kaledonischer Granitanalysen weit von der anchieutektischen Differentiationslinie nach der Alk-Fem-Seite hin liegt, eine Erscheinung, die Verf. als Assimilationsphänomene deutet. Im Anschluß daran werden die Genesis der Spilite, die Pillowausbildung, ihre Verbindung mit sauren Natrongesteinen (Keratophyren) und ihre Beziehungen zu den kaledonischen Effusiven (Mesketformation) behandelt, wobei wiederum Gelegenheit gegeben ist, den Differentiationsverlauf der Mesketformation zu untersuchen. Im ganzen betrachtet, kommt Verf. in seiner vielseitigen, immer neue Gesichtspunkte heranziehenden Arbeit zu dem Resultat, daß die kaledonischen Eruptivgesteine eine Stütze für die Kristallisationsdifferentiationstheorie liefern, ohne daß man gezwungen ist, andere Hypothesen heranzuziehen. Der Abhandlung sind eine geologische Karte und 4 Profile im Maßstab 1: 75 000 beigegeben.

**Rudolf Schreiter.**

### Rußland.

- Tschirwinsky, Peter: Granitgesteine aus der Umgegend der Eisenbahnstation Dolinskaja—Kriwoi Rog Distrikt in der Ukraine. (Cbl. Min. 1930. A. 502—508.)
- Obsidian aus den Karatschai- und Kabarda-Balkarien-Autonomgebieten im nördlichen Kaukasus. (Dies. Jb. Beil.-Bd. 64. A. [Festband BRAUNS.] 1931. 649—662. Mit 1 Taf.)
- Mickey, I. J.: Über Obsidiane aus dem Kabardino-Balkarischen autonomen Bezirke. (Cbl. Min. 1930. A. 416—428.)
- Renngarten, W.: Les tufs volcaniques des environs de Naltschik dans le Caucase du Nord. (Iswestija geol.-rasw. Uprawlenija. 49. 1930. 213—232. Russ. mit franz. Zusammenf.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. III. 32.
- Beljankin, D. S.: Zur Mineralogie und Chemie eines Feldspatvertreter aus der „Wischnewy Gory“ (Ural). (Cbl. Min. 1931. A. 190—196.)
- Paduroff, N. N.: Die kristallinen Schiefer des Irtyschgebietes. (Materialy po obschtschei i prikladnoi geologii. Lief. 88. Leningrad 1929. 53 S. Russ. mit deutscher Zusammenf.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. III. 377.
- Krotow, B. P.: Recherches géologiques dans le district d'Alapaievsk dans l'Oural. (Jswestija geologitscheskogo Komiteta. 48. Nr. 2. 33—53. Leningrad 1929. Mit farb. geol. Karte. Russ. mit franz. Zusammenf.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. III. 384.

**N. Kooraev:** Finding of rutiles in the Kyschtym Dateha. (Mining Journ. 107. Nr. 2. Moscow 1931. 42—51. Russisch.)

Verf. berichtet über die Entdeckung von Rutil auf Goldseifen im Jahre 1929 im Becken des Flusses Sugomak am Ural. Die Umgebung dieses Flusses ist aus Gneisen aufgebaut, die mit Glimmerquarziten wechsellagern. Beide

Gesteinsarten werden von S nach N und von W nach O von Pegmatitgängen durchsetzt. Die Pegmatitgänge enthalten so wenig Feldspat und Glimmer, daß sie fast reine Quarzgänge darstellen. Rutil kommt in eluvialen und alluvialen Seifen vor. Der rutilführende Sand besteht fast ausschließlich aus Quarz. Außer Rutil werden in diesem Sande in großen Mengen Granate und aber dagegen weniger Magnetite beobachtet. Die Größe der Rutilkörner und Rutilkristalle variiert sehr stark (von kleinen mit einfachem Auge kaum wahrnehmbaren Kristallen bis Stücken von 97 und 125,5 g). Wie Quarze, so sind auch Rutilkörner im allgemeinen wenig abgerollt. Die Rutilkristalle sind meistens von dunkelroter Farbe; stellenweise kommt aber auch schwarzer Rutil vor. Der Rutil wird in den Seifen des Flusses Sugomak von Gold begleitet. Da die Seifen dieses Flusses fast ausschließlich aus Quarz bestehen, so kommt man auf den Gedanken, daß die Rutilmutterlagerstätte unter Quarzgängen zu suchen sind. In der Tat fand Verf. drei solche primäre Lagerstätten. Besonders interessant ist ein Quarzgang mit Rutil und Epidot. Der Gang fällt mit NO 45° ein und streicht NW 350°. Der Rutil bildet 10 cm lange und 2 cm breite Kristalle, die in den Quarz eingesprengt sind. Der Quarzgang liegt in einem grünen verwitterten Glimmergestein (Gneis).

#### N. Polutoff.

**A. Labunzov:** Useful Minerals of the Chibisky Tundra. (Mining Journ. 107. Nr. 8—9. Moscow 1930. 91—97. Russisch.)

Verf. gibt einen kurzen Überblick über die wichtigsten nutzbaren Mineralien der Chibina-Tundra. [Die Chibina- und Lovozero-Tundren auf der Halbinsel Kola wurden zuerst etwa vor 35 Jahren von W. RAMSAY beschrieben. Im Jahre 1921 entdeckte eine geologische Expedition unter der Leitung von A. FERSMANN ein Apatitvorkommen, dem in den nächsten Jahren viele andere folgten, so daß augenblicklich hier der Apatit eines der wichtigsten Mineralien geworden ist. Die Literatur über die Chibina-Tundra ist stark angewachsen. Es sei auf ein Sammelwerk hingewiesen: The Khibine and Lovosero Tundras of the Kola Island; hersg. von A. FERSMANN. Ref.]

Verf. beschreibt folgende Mineralien, deren größter Teil die Bestandteile von Gesteinen bilden: Kalifeldspat, Natronfeldspat, Nephelin, Apatit, Titanomagnetit, Ilmenit, Sphen, Änigmatit, Pyrrhotin, Eudialyt und Molybdänit. Die Chibina-Tundra stellt ein hufeisenförmiges Gebirgsland, das etwa 1150 km<sup>2</sup> einnimmt, dar. Das Gebirge ist hauptsächlich von Alkaligesteinen—Nephelinsyeniten—aufgebaut. In der randlichen breiten Zone besteht das Chibina-Massiv aus grobkörnigem Nephelinsyenit, sog. „Chibinit“, während die inneren Teile des Massivs feinkörnige Varietäten von Nephelinsyeniten führen. Außer diesen Hauptgesteinen kommen hier noch andere Gesteine vor (Kontaktbildungen und jüngere Intrusivgesteine).

Kalifeldspat ist hauptsächlich durch Anorthoklas und teilweise Mikroperthit und Mikroklin vertreten, so daß dieses Mineral keinen reinen Kalifeldspat darstellt, sondern mit kleiner Beimengung von Natrium. Besonders reich sind an diesen Mineralien feinkörnige Syenite und Lestivarite.

Natronfeldspat-Albit bildet einen Bestandteil von Albititen, eines weißen feinkörnigen Gesteins.

**Nephelin.** An diesem Mineral sind besonders reich Chibinite. Das Mineral kommt auch im Nephelin-Apatit-Gestein vor.

**Apatit** stellt einen Bestandteil von Apatit-Nephelin-Gesteinen dar. Alle bis jetzt bekannten großen Vorkommen dieses Minerals liegen im südlichen Teil der Chibina-Tundra und sind genetisch an Gesteine der Ijolith-Urtit-Reihe gebunden. Das Apatit-Nephelin-Gestein liegt gewöhnlich auf dem Urtit und zeigt im unteren Teil allmähliche Übergänge zu dem letzteren Gestein. Auf Grund der Schürfarbeiten 1926—1929 sollen die Gesamtvorräte des Apatiterzes auf allen Vorkommen etwa 370 Millionen Tonnen betragen. Die Kukiswumtschorr-Lagerstätte ist augenblicklich die reichste. Diese Lagerstätte stellt eine große Linse dar, die nach N mit 30° einfällt. Auf dem Vorkommen lassen sich drei Horizonte unterscheiden:

Der obere Horizont ist etwa 50 m mächtig mit durchschnittlichem Gehalt an  $P_2O_5$  30,8 % (über 400 Proben).

Der mittlere Horizont ist etwa 60 m mächtig und stellt eine Wechselagerung von armen (16—20 %  $P_2O_5$ ) Apatitschichten mit reichen (32—36 %  $P_2O_5$ ) dar.

Der untere Horizont ist auch so mächtig wie der vorhergehende. Der Apatit bildet hier nesterartige Äderchen in der Nephelinmasse. Der Gehalt an  $P_2O_5$  nimmt allmählich nach unten von 20 % bis 8—6 % ab.

Seit Mai des Jahres 1930 ist der obere Horizont in Abbau genommen.

**Titanomagnetit** der Chibina-Tundra stellt eine Verbindung von Eisenoxiden mit Titanoxyd (mikroskopische Einschlüsse von Ilmenit in Magnetit) dar. Dieses Mineral kommt auf allen Apatitlagerstätten und auch in den Urtitgesteinen vor. Der Titanomagnetit bildet entweder Gänge oder Linsen (von 0,1—2 m Mächtigkeit) in den oberen und unteren Zonen der Apatitlagerstätten oder feinerstreuete Einschlüsse in dem Apatiterz.

**Ilmenit** ist in großen Massen noch nicht gefunden worden. Am Tachtarwumtschorr sind einige seiner Gänge bis 0,5 m Mächtigkeit bekannt.

**Sphen** enthält bis 40 %  $TiO_2$ . Eine ziemlich starke Anreicherung dieses Minerals wurde in oberen Teilen von Apatitlagerstätten beobachtet. Von 5 % bis 30 % Sphen führen einige Chibinjte.

**Änigmatit** kommt in großer Menge auf den Änigmatit-Eudyalit-Gängen vor, die eine der verbreitetsten Typen der Pegmatitausscheidungen in den Chibiniten darstellen. Der Änigmatit enthält etwa 40 % Eisenoxyde, 8—12 % Titanoxyd und 1,3 % Manganoxyd.

**Pyrrhotin** führt 38—40 % Schwefel und etwa 60 % Eisen und kommt fein eingesprengt in Schiefen vor. Das Hauptvorkommen liegt am Lowtschorr.

**Eudyalit** ist eines der weitverbreitetsten Mineralien der Gangbildungen. Besonders wichtig ist das Vorkommen am Sengistschorr. Eudyalit enthält 12—15 % Zirkoniumoxyd, was dieses Mineral als ein Zirkoniumerz zu betrachten erlaubt.

**Molybdänit.** Von diesem Mineral ist nur ein Vorkommen am Tachtarwumtschorr bekannt, wo er auf einem Gang des Albitgesteins erscheint.

Der besprochenen Arbeit sind folgende Tabellen beigelegt: 1. Mineralogischer Bestand der wichtigsten Gesteine der Chibina-Tundra, 2. Chemische



Analysen von Nephelinsyeniten, 3. Analysen von Feldspaten, 4. Analysen von Nephelinen, 5. Apatitlagerstätten und ihre Vorräte, 6. Vorräte von  $\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8$  und  $\text{P}_2\text{O}_5$  in Apatiterzen, 7. Analysen von Apatit-Nephelingesteinen, 8. Vorräte von Apatit-Nephelingesteinen am Kukiswumtschorr-Vorkommen, 9. Analysen von Ilmeniten, 10. Analysen von Änigmatiten und 11. Analysen von Eudyaliten.

[Es ist übrigens folgendes zu bemerken: a) westlich der Imandra-See wurde neulich ein Vorkommen von hochwertigen Eisenerzen entdeckt, dessen Vorräte nach A. FERSMANN viele Millionen Tonnen betragen; b) es wurden auch die Lagerstätten von Aluminium- und Molybdänerzen gefunden; c) am Berg Jukspor ist ein ceriumhaltiges Mineral Rinkolit und ein neues Mineral Murmanit entdeckt worden; d) es ist festgestellt worden, daß die Halbinsel Kola eine Fortsetzung des skandinavischen Kontinentes darstellt, da alle Eisenerzminerale, die in Schweden vorkommen, auch auf der Halbinsel Kola gefunden worden sind; man nimmt an, daß der eisenerzführende Streifen Schwedens sich bis in die Halbinsel Kola hinein fortsetzt. Ref.]

N. Polutoff.

### Holland.

**S. Tomkeieff and P. Tesch:** On a Dolerite in the Dutch Carboniferous. (Geol. Mag. 68. 1931. 231—237. Mit 1 Textfig.)

Es wird das erste Vorkommen eines Erstarrungsgesteines in Holland, und zwar in den Kohlenlagern in der Nähe der deutschen Grenze beschrieben. Da diese Kohlenlager in gewisser Beziehung zu den östlichen englischen und den westfälischen Lagern stehen, liegt ein Vergleich mit den auch in diesen Bezirken vorkommenden Erstarrungsgesteinen nahe. Nach einer genauen Angabe der Lokalität und Lagerung wird der Dolerit, um den es sich hier handelt, ausführlich beschrieben. Die Randfazies — ein stark verändertes Gestein mit einem spez. Gew. von 2,725 — zeigt u. d. M. doleritische Textur mit saussuritisiertem Feldspat, beträchtlichen Mengen Calcit und (als sekundäre Bildungen nach femischen Bestandteilen) Chlorit und Calcit, ferner Chalcedon. Der frische Dolerit, spez. Gew. 2,801, der eine gewisse Ähnlichkeit mit der mittelkörnigen Varietät vom Whinsill in Nordengland hat, besteht überwiegend aus Feldspat, Plagioklas ( $\text{Ab}_{45}\text{—An}_{55}$ ), Chlorit, braunem Augit und einem rhombischen Pyroxen, der z. T. in Bastit umgewandelt ist; ferner in der Grundmasse Calcit, Biotit, Eisentitanoxyde, Pyrit und Apatit. In einer Tabelle ist die quantitative mineralogische Zusammensetzung des Dolerites von Holland der von englischen und deutschen Doleriten gegenübergestellt. Auf Grund des Intersertalgefüges, der teilweise glasigen Grundmasse und seiner Ähnlichkeit mit einem zum Vergleich herangezogenen Quarzdolerit, wird vorgeschlagen, das Gestein als Tholeit eines quarzdoleritischen Magmas zu bezeichnen.

O. Zedlitz.

### Deutsches Reich.

**E. Zimmermann:** Basaltische Tuffausbrüche in der jüngeren Lößzeit am Südrande des Neuwieder Beckens bei Ochtendung (Blatt Bassenheim). (Jb. Preuß. Geol. Landesanst. 51. 1930. 602—604. Mit 2 Taf.)

Nach verschiedenen Arbeiten hat die vulkanische Tätigkeit in den Randgebieten des Neuwieder Beckens auch während der jüngeren Lößperiode mehrfach wieder eingesetzt. Beobachtungen des Verf.'s ergänzen diese durch die Auffindung eines neuen Aschenausbruchs nördlich Ochtendung. Durch eine sehr bemerkenswerte Aufeinanderfolge von Schichten wird gezeigt, daß noch ein Auswurf von Basalttuffaschen während der jüngeren Lößzeit einwandfrei feststeht. In einer Tabelle wird die chronologische Reihenfolge der letzten Basaltlava-, Tuff- und Bimssteinausbrüche in den Randgebieten des Neuwieder Beckens wiedergegeben.

**Chudoba.**

Hart, H.: Vom Chemismus der Masse des rheinischen Trasses. (Tonindustr.-Ztg. 55. 1931. 84.)

Stützel, Helmut: Serpentinüberzug auf einem Basalt des Westerwaldes. (Cbl. Min. 1932. A. 88.)

**K. Heykes:** Chemisch-petrographische Studien an Basalten Niederhessens und der Rhön. (Jb. Preuß. Geol. Landesanst. 51. 1930. 469—504. Mit 7 Textfig.)

Die mineralogisch-petrographische Ähnlichkeit der Basaltgebiete Niederhessens und der Rhön wird durch chemisch-petrographische Untersuchungen beider Basaltgebiete an einem zusammengetragenen Analysenmaterial ge- deutet. Für die vergleichenden chemischen Darlegungen wird neben der Methode nach v. WOLFF das OSANN'sche Dreieck verwendet.

Bei den Doleriten ist charakteristisch, daß a stets kleiner als c bleibt. Durch Fallen von c,  $Al_2O_3$  und  $SiO_2$ , Steigen von f, MgO und der Mol.-Summe werden bei annähernd gleichen a aus gabbroiden Doleriten die augitreicheren, meist geologisch jüngeren Feldspatbasalte.

Die in Hessen und in der Rhön auftretenden Trachydolerite führen bei hohem  $SiO_2$  neben Plagioklas etwas Sanidin. Die chemische Charakteristik dieser Dolerite liegt darin, daß a größer als c wird.

Verf. bespricht weiter die Basalte mit nephelinitoidem Glas (Basanitoide) und zeigt, daß es sich hier nur um eine mehr basischere Modifikation der Trachydolerite handelt, deren ultrabasische Glieder in der Rhön Hornblende und Rhönit führen; Hornblende tritt in Gesteinen Hessens nur sporadisch auf, häufig dagegen als Auswürfling in den Tuffen.

In den basischeren Gliedern spalten sich oft die niedriger schmelzenden Alumosilikate zu Tonerde und alkalireicheren Schlieren ab, charakterisiert durch niedrige Mol.-Summe, höheren  $SiO_2$ -, Tonerde- und Alkaligehalt, niedrigere Werte für f und MgO. In manchen dieser Schlieren erscheinen in Hessen Sanidin und Leucit, und es entwickeln sich Gesteine, die man als basaltoide bzw. shonkinitische Trachydolerite bezeichnet hat.

Die Gesteine limburgitischer Ausbildung erweisen sich entweder als basische Nachschübe der Ca—Na-Magmen oder als zu den Alkaligesteinen gehörig.

Die verschiedenen nach Lokalnamen benannten Typen der Feldspatbasalte Hessens erweisen sich chemisch als verschieden stark basische Spaltungsprodukte des gleichen trachydoleritischen Magmas, bei dem Kristalli

sations-Differentiation, Unterschiede in der Abkühlungsgeschwindigkeit und dem Eruptions-Paroxysmus verschiedene Strukturen und Mineralkombinationen bedingen.

Es treten vereinzelte, ausgesprochene Ca—Na-Magmen, „Gabbroen“, namentlich in Hessen auf. Die überwiegende Mehrzahl der Basalte in Hessen sowie in der Rhön sind aber Alkalibasalte, bei denen sich ein essexitisches, trachydoleritisches Magma mit zunehmender Basizität in ein mehr theralitischeshonkinitisches spaltet. Dieser Differentiationsprozeß bedingt das wechselvolle mineralogisch-petrographische Bild.

Der Differentiationsprozeß ist in der Rhön intrusiver und wahrscheinlich ungestörter verlaufen wie in dem hessischen Graben. Deshalb treten nach des Verf.'s Darlegungen in der Rhön auch die stark basischen hornblende- und rhönitführenden Glieder der Trachydolerite auf, die in Hessen fehlen; die leukokrateren Spaltungsprodukte sind in der Rhön tonerde- und alkalireicher wie die entsprechenden hessischen Gesteine.

Die Nephelinbasalte der Rhön zeigen chemische Verwandtschaft zu hessischen basaltoiden und shonkinitischen Trachydoleriten. Es besteht daher die Wahrscheinlichkeit, daß manche der als Nephelinbasalte beschriebenen Gesteine der Rhön gleichfalls Trachydolerite sind, analog wie man früher in Hessen die jetzt als basaltoide bzw. shonkinitische Trachydolerite erkannten Gesteine als Nephelinbasalte beschrieben hat.

In einem Anhang sind die zur chemischen Charakteristik verwendeten Analysen tabellarisch zusammengestellt, und zwar in den Projektionswerten. Eine kurze petrographische Kennzeichnung ist den Basalttypen zugeordnet. Die Veranschaulichung in den Projektions-Dreiecken ist übersichtlich, trotzdem vermißt man die sonst zum Vergleich herangezogenen Darstellungsweisen nach P. NIGGLI.

**Chudoba.**

**V. Leinz:** Die Amphibolite des südlichen Odenwaldes und ihre Beziehungen zu Dioriten und Graniten. (Min.-petrogr. Mitt. 42. 1931. 81—135. Mit 7 Textfig. u. 1 Taf.)

Die vorliegende Arbeit behandelt die Beziehungen zwischen den Dioriten und Graniten zu den Amphiboliten des südlichen Odenwaldes. Das Untersuchungsgebiet ist durch das Blatt Birkenau bestimmt und begrenzt.

Nach einem kurzen geologischen Überblick wird eine eingehende petrographische Beschreibung der in Frage kommenden Gesteine gegeben, wobei die Struktur und Textur, besonders des Diorits, genau behandelt werden. Die Einzelbeschreibungen und die veröffentlichten Tabellen der Mineralien sollen speziell die Natur des Diorits näher charakterisieren und einen genauen Vergleich mit dem Amphibolit ermöglichen; es resultiert hierbei eine nahezu völlige Gleichheit beider Gesteine im Mineralbestand. Das wichtigste und zumeist auch einzige Merkmal, das die Unterscheidung, ob Diorit, ob Amphibolit, ermöglicht, ist die Struktur.

Die aus dem Untersuchungsgebiete bekannt gewordenen Analysen des Diorits lassen bei Umrechnung in NIGGLI-Werte eine große Neigung zur gabbroiden Seite erkennen. Nach den gegebenen Durchschnittswerten wäre besser von einem Hornblende-Gabbro als von einem Diorit zu sprechen.

In Übereinstimmung mit der älteren Literatur und besonders mit der geologischen Karte wird die Bezeichnung Diorit beibehalten. Auch chemisch tritt die große Ähnlichkeit zwischen „Diorit“ und Amphibolit hervor. Als Verschiedenheit ist festzustellen: Der Amphibolit besitzt durchschnittlich einen etwas höheren  $si$ -Wert.

Um die Ähnlichkeiten, aber auch die Verschiedenheiten der Diorite, die Amphibolite genetisch zu deuten, diskutiert Verf. zwei Annahmen:

1. Das Ausgangsmaterial der Amphibolite (vielleicht Diabase oder Schalsteine) mit nahezu gleichem Chemismus eines Gabbro-Diorits wurde durch ein Dioritmagma von fast derselben chemischen Zusammensetzung intrudiert und gelangte so in dessen physikalisch-chemische Bedingungen. Es versuchte, sich diesen Bedingungen anzugleichen, es bildete sich ein Amphibolit, der am Kontakt zum Diorit durch auffallende Konvergenzerscheinungen diesem ähnlich wurde.

2. Ein Dioritmagma stieg empor und kam in Berührung mit den Gesteinen seines Intrusionsraumes. Randlich resorbierte es fremdes Material, die Randzone wurde dadurch etwas saurer. Der Amphibolit wäre nur eine Randzone des normalen Diorits.

Verf. neigt zur ersteren Annahme, daß also die vermutlich prävariskischen Diabastuffe durch das Aufdringen der Diorite metamorphosiert und in Amphibolit umgewandelt wurden. Gelangt aber dieser Amphibolit in andere physikalisch-chemische Bedingungen, wie sie z. B. die Granite mit sich bringen, so sucht er sich diesen anzugleichen. Schwimmt er als Scholle in einem Hornblende-Biotitgranit, so lagert er, wenn auch nur randlich, seine Hornblende teilweise in Biotit um. Ein Hornblende-Biotitschiefer ist die Folge. Gleichzeitig wird der Granit nach dem Amphibolit zu hornblendereicher. Deutlicher wird dieses Streben des Amphibolits nach einem stabilen Gleichgewicht dann, wenn er als Einschluß in einen Biotitgranit gelangt. Er lagert sich in einen reinen Biotitschiefer um. Die Größe der Wirkung zwischen Granit und Amphibolit wurde zahlenmäßig zu erfassen versucht. Diese Beobachtungen über die Wirkung der Granite auf basische Einschlüsse würden BOWEN'S Ansicht über die Wirkung des Magmas auf fremde Einschlüsse bestätigen.

Zu der angeschnittenen Frage der Beziehung von späteren sauren Schmelzen zu älterem ophiolithischen (gabbroiden, amphibolitischen) Materiale bemerken die Herausgeber der Min.-petrogr. Mitt.: „Es stehen sich auf diesem Gebiete zwei Anschauungen extrem gegenüber: Die eine Vorstellung geht dahin, daß ein saures Magma aus thermischen Gründen, weil in der magmatischen Entwicklungsreihe später folgend, ein basisches Gestein mit Frühstellung im Kristallisationsvorgange nicht „aufschmelzen“ kann; die andere, welche sich auf viele Beobachtungen stützt, daß bei den kristallinen Schiefnern (offenbar unter Mitwirkung mechanischer Faktoren und namentlich bei Mitwirkung leichter flüchtiger Lösungsbestandteile) basische Gesteine in weitem Umfang assimiliert oder durch Reaktions- und Durchtränkungs Vorgänge mehr oder weniger „verdaut“ werden. Der Verf. der vorliegenden Abhandlung vertritt nach Meinung der Herausgeber einen extremen Standpunkt.“

**Chudoba.**

**P. Magnus Deml:** Gesteinskundliche Untersuchungen im Vorspessart südlich der Aschaff. (Abh. d. Geol. Landesuntersuchung a. Bayr. Oberbergamt. 1931. H. 4. Mit 10 Taf.)

Im Anschluß an ältere Einteilungen und einige neuere Auffassungen werden vom Verf. für das bezeichnete Gebiet vier Zonenbereiche unterschieden, und zwar von S nach N: 1. die vorwiegend massig entwickelten offenbar jüngeren Diorite und Granite, 2. die Injektionsgneise mit den bekannten von Zone 1 ausgehenden Spessart-Lamprophyren und den Marmor-einlagerungen, 3. die Zone der Granitgneise und Schiefer mit den meist pegmatitischen Begleitgesteinen und spessartinführenden Kristallisationen, 4. die weit nach N ausgreifende Zone der flaserigen Zweiglimmergneise, deren Staurolithführung sich nachweislich in Zone 2 wiederholt.

Petrographisch von besonderem Interesse sind heute noch die beiden ersten Zonen und unter diesen vornehmlich die südliche, deren Verbunden-sein mit den Odenwaldgraniten allerdings in auffallend großer Teufe (770 m) durch eine bei Klein-Wallstadt im Maintal niedergebrachte Bohrung nunmehr wahrscheinlich gemacht ist. Abgesehen davon, daß im S typische Diorite in typische Granite übergehen und ein mehr oder weniger ausgeprägtes Parallelgefüge regionale Ungleichheiten bedingt, befindet man sich hier in einem magmatisch sehr wenig ausgeglichenen, oft migmatitischen Charakter tragenden Gesteinsbereich. Bestandmassen von der Art hochmetamorpher Schieferschollen wechseln mit granitisch entwickelten Schlieren sowie Gesteinspartien von mehr oder weniger ausgesprochenem Injektionsgefüge. Die in den typischen Dioriten ziemlich idiomorph entwickelten, mitunter fast dicht agglomerierten Feldspäte erwiesen sich auch bei rötlicher Färbung und vielfach fehlender Zwillingbildung nach der U-Tischmethode als Plagioklasse, womit auch eine von der Eidgen. Techn. Hochschule erholte, den normaldioritischen Gesteinscharakter hinreichend erweisende und die geometrische Messung bestätigende Analyse des viel umstrittenen Plutonits im Einklang steht. Die schon früheren Autoren nicht entgangenen augengneisähnlichen Anhäufungen großer Kalifeldspäte in dunkel dioritischer, mitunter fast melanokrat erscheinender Zwischenmasse führt Verf. wohl mit Recht auf eine mit Magmenmischung verbundene Einschwemmung zurück.

Die insbesondere an den Rändern ihres Vorkommens stark zerscherten, oft aber auch massig dicht erscheinenden Marmore erwiesen sich als mit den Gleitflächen des Carbonats in s eingeregelter Tektonite, geben indes infolge der nachgewiesenen starken Beteiligung des Dolomits kein durchaus verlässiges Regelungsbild. Die Einmessung eines richtungslos körnig erscheinenden orientierten Diorithandstückes zeigt unverkennbare Quarzregelung bei allerdings schwach ausgeprägtem B-Tektonittypus. Es wäre wünschenswert gewesen, wenn in vielleicht noch weiterer Ausdehnung wie auch Dichterlegung des Netzes der Gesteinsentnahmen auf die gefügekundliche Seite des geologisch so wichtigen Problems der Vorspessarttektonik noch tiefer eingegangen worden wäre. Auch einige textliche Unstimmigkeiten sind in die mit gutem Bildmaterial ausgestattete Arbeit bei der Drucklegung mit eingegangen.

[Über ein obenerwähntes Phänomen haben mich eigene Wahrnehmungen zu einer Vorstellung geführt, die in Kürze hier wiedergegeben sei. Ohne die

Gravitationsdifferentiation vermag die Petrologie bei einer Deutung der natürlichen Eruptivgesteinsreihen kaum mehr auszukommen. Das Größtenwachstum einsprenglingartiger Alkalifeldspäte in den sog. porphyrischen Graniten stellt ferner eine ungemein verbreitete, geradezu als normal anzusehende Begleiterscheinung fast aller Granitgebiete dar. Wenn nun im chemisch-physikalischen Experiment auch normaler Kristallisationsverlauf eines relativ einfachen Systems ein Gefüge entstehen läßt, worin Frühausscheidungen, gleich großentwickelten Einsprenglingen, von einer feinkörnigen eutektisch kristallisierten Grundmasse sich abheben, so ist doch das an Ergußgesteinen, wenn auch nicht ohne wichtige Ausnahmen, zu beobachtende porphyrische Gefüge allzu stereotyp und in allen seinen Einzelheiten (Mehrheit der Generationen, Art und Vielgestaltigkeit der Grundmasse usw.) viel zu sehr charakterisierend, als daß es sich nicht mit dem nun einmal in der Natur gegebenen und durch die Extrusion bedingten Hiatus in unmittelbare Beziehung bringen ließe. Bei porphyrischen Graniten aber wird im Auge zu behalten sein, daß die Zwischenmasse an sich im allgemeinen doch das Bild einer überhaupt normal verlaufenden Graniterstarrung darstellt, was der Auffassung eines eutektischen Endzustandes im strukturellen Sinne ganz und gar widerspräche.

Ist nun die granitische Kristallisation unter normaler Ausscheidungsfolge (im Sinne ROSENBUSCH's) so weit gediehen, daß in der mit Annäherung an die pegmatitische Phase sehr sauer gewordenen Schmelze sich Kalifeldspäte bereits auszuschcheiden begannen, so wird sich allmählich infolge des Absinkens der für Diorite typischen, hauptsächlich aber auch aller melanokraten Gemengteile, sowie Hand in Hand gehend mit Wiederauflösungen ein tieferes magmatisches Niveau von vielleicht mehr dioritischer Zusammensetzung herausbilden. Bei dem Mischungsbestreben kieselsäurereicher Schmelzlösungen muß sich indes alsbald wieder ein Gleichgewichtszustand in dem Sinne herstellen, daß in jenem höherliegenden (rein stofflich pegmatitartig zusammengesetzten) Lösungs- und Kristallisationsbereich, wo sich mittlerweile die spezifisch leichten Alkalifeldspäte in freiem Wachstum zu entsprechend übernormaler Größe entwickeln konnten, die granitische Zusammensetzung der Schmelzlösung sich von selbst erneuert und, ohne daß es zu weiteren Auflösungen zu kommen braucht, als Zwischenmasse von normal granitischer Zusammensetzung und Struktur erstarrt.

Anders wenn die Seigerungsvorgänge intensiver waren und das tiefere magmatische Niveau, wie etwa RINNE in Fig. 383 der Gesteinskunde es darzustellen versucht, eine mehr lamprophyrische Beschaffenheit angenommen hat, ein Fall, der zweifellos häufig eintreten muß, da sonst die magmatisch-intrusive Bereitschaft spaltenfüllender lamprophyrischer Nachschübe nur schwer zu erklären wäre. Unter diesem erweiterten Gesichtspunkt aber finden vielerlei Modifikationen des Erstarrungsproduktes, sobald wir durch Mischungstendenz oder gleichwertige Faktoren bedingte Diffusionsvorgänge mitberücksichtigen, ihre zwanglose Erklärung, so vor allem die geschilderte Anhäufung von Kalifeldspäten in dioritisch kristallisierter, relativ

sehr dunkler Grundmasse, wie auch das mehr sporadische Auftreten der rundlich angeschmolzenen rötlichen Kalifeldspäte in den noch dazu von Quarzdihexaedern manchmal massenhaft erfüllten kersanitischen Aschafiten.]

**E. Christa.**

Goßner, B. und E. Ilg: Beitrag zur Mineralogie des Bayerischen Waldes und zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der Reihe Almandin—Spessartin und von Cordierit. (Cbl. Min. 1932. B. 1—12.)

Schreiter, R.: Neue Aufschlüsse an der neuen Verbindungsstraße bei Niederschöna bei Freiberg. (Cbl. Min. 1932. B. 171—174.)

Tröger, E.: Über den Granit von Dohna und Niedergrund. (Sitz.-Ber. u. Abh. d. naturw. Ges. Isis Dresden. Jg. 1929. 78—89. Dresden 1930.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. III. 142.

Häntzschel, Walter: Ein neuer Granit- und Cenoman-Aufschluß nördlich Dohna bei Dresden. (Ebenda. 60—67.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. III. 143.

### Britische Inseln.

**R. H. Rastall:** The Tertiary Igneous Geology of the British Isles: an Essay-Review. (Geol. Mag. 68. 1931. 121—126.)

In kurzer Zusammenfassung und Stellungnahme werden die folgenden Arbeiten besprochen:

„The Tertiary and Posttertiary Geology of Mull, Loch Aline and Oban“ by E. B. BAILEY & others. (Mem. Geol. Surv. 1924.)

„The Geology of Arran“ by G. W. TYRRELL. (Mem. Geol. Surv. 1928.)

„The Geology of Ardnamurchan, N. W. Mull, and Coll“ by I. E. RICHEY and H. H. THOMAS. (Mem. Geol. Surv. 1930.)

„The Structural Relations of the Mourne Granites“ by I. E. RICHEY. (Quart. Journ. Geol. Soc. 83. 1927. 653.)

„The Major Intrusions of South-Eastern Iceland“ by L. HAWKES and others. (Ibid. 84. 1928. 505.)

„The Geology of Shiant Isles“ by F. WALKER. (Ibid. 86. 1930. SFF. H. H. THOMAS. Pres. Add. Section C. Brit. Ass. Leeds. 1927.)

**O. Zedlitz.**

Tilley, C. E. and H. F. Harwood: The Dolerite-Chalk Contact of Scawt Hill, Co. Antrim. The production of basic alkali-rocks by the assimilation of limestone by basaltic magma. (Min. Mag. 22. 1931. Nr. 132. 439—468.) — Bespr. dies. Jb. 1931. I. 527—532.

**S. J. Shand:** The Dolerite-Chalk Contact of Scawt Hill. (Geol. Mag. 68. 1931. 288.)

Bemerkungen zum Bericht von C. E. TILLEY über den Dolerit-Kalk-Kontakt von Scawt Hill. (Min. Mag. 22. 1931. 439; Ref. dies. Jb. 1931. A. 527.)

**Machatschki.**

Mitchell, G. H.: Notes on the petrography of the Borrowdale volcanic series of Kentmere (Westmoreland). (Q. J. G. S. London. 86. 1930. 1—8. Mit 1 Taf.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. III. 184/5.

**William J. Mc Callien:** The metamorphic rocks of Kintyre. (Trans. Roy. Soc. Edinburgh 1931. 56. 409—436.)

Die metamorphen Gesteine der Halbinsel Kintyre verteilen sich auf drei Gebiete. Das räumlich ausgedehnteste ist das nördliche Gebiet, das fast ausschließlich von Schiefen, metamorphen Kalken und schiefrigen Erstarrungsgesteinen eingenommen wird. Ein zweites kleineres Gebiet metamorpher Schiefer und Gesteine ähnlicher Zusammensetzung macht die Südwestecke der Halbinsel aus. Es wird kurz als Kintyre Mull bezeichnet. Das dritte kleinste Gebiet von dreieckiger Gestalt liegt südlich Campbeltown Loch und trägt ausschließlich Schiefer, die als Beinn Ghuilean-Schiefer bezeichnet werden. Innerhalb der metamorphen Gesteine lassen sich 7 Serien unterscheiden. Sie werden z. T. entsprechend anderen Teilen des südwestlichen Hochlandes benannt und eingehend beschrieben.

1. Skipness-Schiefer. Es ist eine mächtige Serie regelmäßig gefalteter, meist kieseliger Schiefer, in denen stellenweise geschieferte Konglomerate auftreten. Blaue Quarzgerölle erreichen eine Länge von einem Zoll. Von den Schiefen der Beinn Bheula-Serie unterscheiden sich diese Gesteine deutlich, auch enthalten sie an einigen Stellen Epidiorite. Zur gleichen Gesteinsreihe gehören die Beinn Ghuilean-Schiefer, die kieseliger Natur sind.

2. Beinn Bheula-Schiefer. Sie finden sich in dem nördlichen und dem südlichen Teil von Kintyre und bestehen vorwiegend aus Albitschiefen und Biotitgneis. Grobe und feinkörnige Partien wechseln ab. Die Albitschiefer enthalten reichlich Glimmer und Chlorit. Die Albitkristalle sind selten deformiert. Magnetit, Turmalin und Granat kommen ebenfalls vor. Verf. nimmt an, daß bei der Bildung der Albitschiefer eine Imprägnation durch fremde Substanz statt hatte und daß ursprünglich das Gestein phyllitisch war.

3. Green Beds. Es sind vorwiegend Chlorit-Epidot-Biotitschiefer (Grünschiefer). Auf die Unterscheidung gegenüber den sehr ähnlichen Epidioriten wird hingewiesen. Die Grünschiefer zeigen meist eine Klüftung, die zusammen mit der Schichtung das Gestein in rhomboidale Blöcke zerlegt.

4. Die Glen Sluan-Schiefer sind weniger reich an Chlorit und Epidot und ähneln den Beinn Bheula-Schiefen. Zum Teil enthalten sie reichliche Gerölle. In manchen Fällen sind sie zwischen Grünschiefen und Loch Tay-Kalken eingelagert.

5. Loch Tay-Kalke. Es sind meist schwarze und nur selten graue bis weiße Marmore, mit denen kieselige Schichten wechsellagern.

6. Die Stonefield-Schiefer bestehen hauptsächlich aus Glimmerschiefen mit eingelagerten Quarziten, so daß sie einen Übergang zur folgenden Gruppe bilden.

7. Erins-Quarzite. Sie finden ihre Fortsetzung jenseits des West Loch Tarbert in South Knapdale.



Die tektonischen Verhältnisse werden ebenfalls eingehend dargelegt. Die Cowal-Antiklinale erstreckt sich durch die ganze Halbinsel bis in die Gegend von Campbeltown, die Beinn Bheula-Schiefer liegen etwa gerade flach, also entsprechend etwa dem Scheitel der Antiklinale. Südlich der Gegend von Campbeltown werden die Gesteine zu einer Synklinale gefaltet und wir finden im Südteil wieder die gleichen Gesteine wie in Nord-Kintyre. Aus den Lagerungsverhältnissen namentlich an der Umbiegungsstelle nördlich Campbeltown ergeben sich mehrere Faltenüberschiebungen, denn der Loch Tay-Kalk schiebt sich hier gerade weiter nach O als die alten Gesteinsserien. Die Hauptüberschiebung wird als die Lussa-Überschiebung bezeichnet. Ähnliche Überschiebungen treten auch im südlichen Teil auf. **Hans Himmel.**

**Gertrude Lilian Elles and Cecil Edgar Tilley:** Metamorphism in relation to structure in the Scottish Highlands. (Trans. Roy. Soc. Edinburgh 1931. 56. 621—646.)

Eingehendes Studium der metamorphen Gesteine Mittel- und Südwestschottlands zeigte und bestätigte, daß die Hauptfaltung dieses Gebietes in großartigen liegenden Falten bestand. Dies wird nicht nur durch umgekehrte Schichtenfolge, sondern hier vor allem durch die gegenseitigen Beziehungen zwischen den verschiedenen Zonen der Metamorphose, die durch die verschiedenen typischen Minerale verkörpert werden, bewiesen. Eine spätere einfachere und leichtere Faltung zerstückelte teilweise die alten Großfalten. Aus dieser Zeit stammen die zahlreichen Verwerfungen und Überschiebungen.

Eine Karte mit eingetragenen Isograden (Verbindungslinien aller Orte mit erstmaligem Auftreten des Indexminerales) veranschaulicht die Zonenstruktur des ganzen Hochlandes. Als Indexminerale dienen Chlorit, brauner Biotit, Almandin, Staurolith, Cyanit, Sillimanit. Zum Vergleich konnten natürlich nur Gesteine gleichartiger Zusammensetzung herangezogen werden. Als geeignet erwiesen sich hierzu die hier weit verbreiteten pelitischen bis psammo-pelitischen Sedimente. Es wird gezeigt, daß Hauptfaltung und Metamorphose etwa gleichzeitig erfolgt sein müssen, während die späteren tektonischen Bewegungen keine über größere Gebiete reichende Veränderung hervorgerufen haben. Zwei liegende Großfalten bedecken fast das ganze Gebiet, die Ben Lui- und die Ballachulish-Falte. Der Impuls dieser Faltung kam wahrscheinlich von NW, während für die spätere geringere Faltung mit ihren Überschiebungen nach NW ein von SE kommender Impuls angenommen wird. Das Streichen beider fällt allerdings nicht genau zusammen.

Die Ergebnisse der Untersuchungen in den einzelnen Gebieten von Kintyre bis zum Loch Tay werden eingehend dargestellt. **Hans Himmel.**

**Frederik Walker and John Irving:** The igneous intrusions between St. Andrews and Loch Leven. (Trans. Roy. Soc. Edinburgh 1931. 56. 1—18.)

Die Verf. beschreiben die magmatischen Gesteine eines bisher kaum untersuchten Gebietes zwischen St. Andrews und Loch Leven in Schottland, das etwa 20 Meilen lang und bis 5 Meilen breit ist. Es handelt sich hier um eine Anzahl von Sills, die wahrscheinlich alle carbonischen Alters sind.

Im ersten Teil werden einige Berichtigungen der bisherigen geologischen Karten und Ansichten gegeben. So wurde erwiesen, daß die Gipfel des East und West Lomond nicht Überreste eines Sills sind, der den Quarzdolerit überlagerte, sondern Ausläufer eines tiefer liegenden Magmas, das beim East Lomond Olivindolerit, beim West Lomond dagegen Nephelin-Basanit lieferte.

Die Gesteine des Gebietes lassen sich in zwei Gruppen gliedern — die Teschenit-Serie, die noch die Olivindolerite, die Nephelin-Basanite und Monchiquite umfaßt, und die sehr gleichförmige Quarzdolerit-Serie.

**Teschenit-Serie.** Die ophitischen Olivindolerite gehören zu dem von BALSILLIE aufgestellten Gathercauld-Typus (Geol. Mag. 9. 1922. 442; dies Jb. 1928. 2. 51). Die Gesteine sind dunkelgrün, Plagioklas als mittlerer Labradorit ist am häufigsten, eine zweite Generation von Plagioklas ist saurer. Blaßrote titanhaltige Augite und Olivin sind reichlich vorhanden. Letzterer ist meist frisch erhalten. Akzessorische Mineralien sind Analcim (etwa 2 %), Zeolithe, braunes Glas, Biotit, Apatit und Eisenerze.

Intersertale Olivindolerite sind weniger häufig. Ihr Gehalt an Analcim beträgt etwa 6 %.

Die Teschenite sind alle augitisch, der Gehalt an Analcim schwankt und beträgt im Durchschnitt 15 %. Enge Beziehungen zu den Olivindoleriten lassen sich feststellen und deuten auf gleichzeitige und aus dem gleichen Magma stammende Bildung.

Die Nephelin-Basanite sind kompakt und schwarz. Analcim bildet etwa 10 %, Nephelin und basischer Plagioklas je etwa 15 % des Gesteins.

Die Monchiquite sind auf zwei Gänge schwarzer Gesteine beschränkt. Der eine zeigt idiomorphe Phenokristalle von Olivin, der zu Serpentin und Carbonaten umgewandelt ist, und fast farblosen Augit in einer dunkelbraunen Grundmasse, die aus zersetztem Analcim und Magnetit besteht.

**Quarzdolerit-Serie.** Diese Gesteine sind am häufigsten. Sie ähneln sehr den bisher bekannten Quarzdoleriten Schottlands, zeigen jedoch nur die fein- bis mittelkörnigen Abarten. Sie sind selten frisch und besonders auffallend ist das hier erstmalig beobachtete Auftreten von Analcim.

Die Frage des Ursprungs des Analcims in diesen Quarzdoleriten wird eingehend behandelt. Er entsteht hauptsächlich als Zersetzungsprodukt basischer Plagioklase, wobei die Umwandlung deutlich von den Sprüngen ausgeht und sich besonders stark in den basischen Kernen auswirkt. Der Brechungsindex des Analcims wurde zu 1,482 bestimmt. Primärer Ursprung des Analcims wird abgelehnt und angenommen, daß ursprünglich völlig normaler Quarzdolerit ausgeschieden wurde, der später durch irgendwelche noch unbekanntes Prozesse, in deren Gefolge Wasser auftrat, verändert wurde.

Bei Dunicher Law ist eine der wenigen Stellen, die Aufschluß über die Altersfolge dieser verschiedenen Gesteine geben, denn hier erweist sich ein Monchiquit-Gang als einwandfrei jünger als der Olivindolerit.

Die zwei neuen Analysen (siehe S. 354), die in der Arbeit enthalten sind, seien auch hier wiedergegeben (W. H. HERDSMAN). 1 ist ein analcitisierter Quarzdolerit von Upper Bunion, 2 ein Teschenit vom Steinbruch Pitcairn.

	1.	2.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	46,45	42,00
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,70	2,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16,69	17,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,78	1,35
FeO . . . . .	8,87	8,87
MgO . . . . .	6,42	9,76
CaO . . . . .	7,47	9,54
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,89	2,94
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,55	1,86
H <sub>2</sub> O + . . . . .	2,90	2,55
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,85	0,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,21	0,55
MnO . . . . .	Spur	Spur
S . . . . .	0,16	Spur
CO <sub>2</sub> . . . . .	Spur	0,20
Summe . .	99,95 <sup>1</sup>	99,91

Eine eingehendere Beschreibung der verschiedenen Gesteine und Übersichtskarte sind im Original gegeben.

**Hans Himmel.**

**Frederick Walker:** The dolerite isles of the North Minch. (Trans. Roy. Soc. Edinburgh 1931. 56. 753—766.)

Von den Inselgruppen, die zwischen der Halbinsel Skye und der Insel Lewis (Hebriden) im Minch-Kanal liegen, sind bisher nur die Shiant-Inseln geologisch untersucht worden. In der vorliegenden Arbeit wird die Untersuchung auf die übrigen ausgedehnt. In Frage kommen: die Fladda-Gruppe, die Insel Trodday und die drei Felsgruppen Sgeir.

1. Fladda-Gruppe. Die Hauptinsel Fladdachuain besteht aus einem einzigen unter 15—20° nach SW einfallenden Doleritsill mit deutlich tafeliger Absonderung. Am Nordende der Insel durchsetzt ein Nordwest-Crinanitgang mit blasigen Randpartien den Dolerit. Das Hauptgestein ist ein frischer, mittelkörniger, dunkelgrauer Olivindolerit, der Partien einer grobkörnigen gabbroiden Modifikation enthält. Die kleinere Insel Gaeilavore zeigt das gleiche Gestein ohne pegmatitische Bildungen. Die östlich davon liegenden kleinen Felspartien werden „the Cleats“ genannt; sie bilden die Fortsetzung des Sills von Gaeilavore. Zur Fladda-Gruppe gehören noch die beiden Inseln Gearran und An Bord, die nur durch einen schmalen Wasserarm mit steilen Wänden getrennt sind. Dieser läuft einer Nordsüd-Kluft entlang. Bei beiden Inseln stehen die Doleritsäulen fast senkrecht. Gegen unten geht der normale Dolerit durch Zunahme an Olivin allmählich in einen Pikrit über. Es ist möglich, daß die ganze Inselgruppe einem Sill angehört, der auf Fladdachuain in seinem oberen und bei den beiden letztgenannten Inseln in seinem unteren Teile angeschnitten ist.

<sup>1</sup> Im Original irrtümlich 100,10. — Ref.

2. Trodday. Der hier auftretende Dolerit ähnelt mehr der größeren Abart von Fladdachuain. Stellenweise treten weiße Flecken von Zeolithen auf, die an die Teschenite von den Shiant-Inseln erinnern.

3. Die Sgeir-Felsen, Sgeir-nam-Maol, Sgeir-Graitich und Sgeir-Inoe, werden von ophitischen Doleriten gebildet.

Alle Inseln, die doch im Bereich des Minch-Gletschers lagen, zeigen keinerlei Spuren einer Vereisung und auch keine gehobenen Strandlinien.

Der zweite Teil der Arbeit gibt die petrographischen Befunde.

1. Dolerite. Der normale Dolerit der Fladda-Gruppe enthält ziemlich frischen Olivin mit einem Achsenwinkel von fast 90°. Der grünlichbraune Augit zeigt eine Auslöschungsschiefe von 43°. Der Plagioklas ist ein Labrador mit deutlicher Zonarstruktur. Zwillinge nach dem Karlsbader und dem Albit-Gesetz sind häufig, solche nach dem Periklin-Gesetz selten. Die Analyse eines solchen Dolerites von Fladdachuain ergab (N. SAHLBOM):

		Norm		Modus	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	46,97	Orthoklas . .	3,3	Olivin . . .	18,0
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,59	Albit . . . .	17,8	Augit . . .	23,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15,00	Anorthit . .	29,8	Plagioklase .	51,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,71	Diopsid . .	18,2	Eisenerze . .	6,5
FeO . . . . .	8,94	Hypersthen .	5,9	Zeolithe . . .	1,0
MnO . . . . .	0,37	Olivin . . .	17,8		
MgO . . . . .	10,52	Ilmenit . . .	3,0		
CaO . . . . .	10,70	Magnetit . .	2,6		
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,18	Apatit . . .	0,3		
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,63				
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,38				
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,63			Spez. Gew. 2,95	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,12				
Summe . . . . .	99,74 <sup>1</sup>				

Der basische Dolerit, wie er in den tieferen Teilen von An Bord angetroffen wird, wäre als Pikrit-Dolerit zu bezeichnen, denn er besteht zu einem Drittel aus Olivin. Der ophitische Pyroxen ist stärker gefärbt als beim normalen Dolerit, Analcim ist häufiger.

Das Gestein der beiden erstgenannten Sgeir-Felsen ist ein Crinanit oder ophitischer Analcim-Olivin-Dolerit. Er ist stark verwittert, die Olivine sind völlig serpentiniert.

Typischer Crinanit bildet den Gesteinsgang auf Fladdachuain. Das spezifische Gewicht dieses Gesteins beträgt 2,85, die modale Zusammensetzung 15,5 Olivin, 22,5 Augit, 44 Plagioklas, 7,5 Ilmenit, 10,5 Zeolithe und Grundmasse.

2. Teschenite. Die pegmatitischen Bänder auf Fladdachuain zeigen vor allem glänzenden schwarzen Augit,  $Z \wedge c = 44^\circ$ . Die Plagioklase sind saure Labradore. Die Analyse eines solchen Gesteines vom Nordende der Insel sei gegeben (N. SAHLBOM) (siehe S. 356).

<sup>1</sup> Im Original irrtümlich 99,72. — Ref.

		Norm	Modus		
SiO <sub>2</sub>	50,04	Orthoklas . . .	5,0	Augit . . .	27,5
TiO <sub>2</sub>	1,89	Albit . . .	28,8	Plagioklase . . .	52,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,27	Anorthit . . .	20,9	Imenit . . .	8,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,76	Diopsid . . .	29,6	Zeolithe . . .	12,0
FeO	6,33	Hypersthen . . .	7,6		
MnO	0,28	Olivin . . .	3,3		
MgO	5,99	Ilmenit . . .	3,7		
CaO	12,11	Magnetit . . .	5,3		
Na <sub>2</sub> O	3,41	Apatit . . .	0,4		
K <sub>2</sub> O	0,83				
H <sub>2</sub> O +	0,79				
H <sub>2</sub> O -	0,40			Spez. Gew. 3,04	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24				
Summe	100,34				

Die Teschenite von Trodday erkennt man vielfach erst u. d. M. Der Grad der Analcimbildung ist sehr verschieden. Natrolith zusammen mit Analcim macht wenigstens 15 % des Gesteines aus. Das Aussehen des Gesteins variiert sehr. Die modale Zusammensetzung eines frischen, groben, nicht ophitischen Typus ergibt 12 Olivin, 24 Augit, 24 Plagioklase, 31 Zeolithe, 9 Eisenerze bei einem spezifischen Gewicht von 2,89.

Die ganzen Gesteine zeigen große Übereinstimmung mit denen der Shiant-Inseln und werden gleichzeitig als die nördliche Fortsetzung der basischen Laven von Skye angesehen. Die Gesteinsreihe hat ihren westlichen Ausläufer vermutlich in dem Olivindolerit der Maddys auf North Uist (Hebriden). Die beschriebenen Gesteine bilden einen tiefer gelegenen Teil der Gesamtphase, wobei die Abkühlung langsamer vor sich ging. Dadurch kam es auch zu Kristallisations-Differentiationen, wobei der erstaunteschiedene Olivin durch Gravitation sich in den tieferen Teilen anreicherte und ferner zu Injektionen des Restmagmas in die Sprünge des Kristallbreies. Die Veränderung des Gesteins von An Bord durch Gravitation zeigt die modale Zusammensetzung, wie sie in der Tabelle gegeben ist.

	1.	2.	3.	4.
Spez. Gew. . . . .	2,94	2,93	2,95	3,04
Olivin . . . . .	17,0	20,0	21,5	32,0
Augit . . . . .	22,5	21,0	25,0	20,0
Plagioklase . . . . .	53,0	53,5	47,5	42,5
Ilmenit . . . . .	6,5	4,5	4,5	4,0
Zeolithe . . . . .	1,0	1,0	1,5	1,5

4 ist in Meereshöhe, 3 in  $\frac{1}{3}$  Höhe, 2 in  $\frac{2}{3}$  Höhe und 1 in etwa 100 Fuß Höhe über dem Meeresspiegel entnommen.

Die verschiedenen Arten des Teschenitsills auf Trodday erklären sich aus der großen Mobilität dieser Magmen.

Dem Alter nach sind die Gesteine tertiär.

Hans Himmel.

**T. M. Finlay:** The Old Red Sandstone of Shetland. (Trans. Roy. Soc. Edinburgh 1931. 56. 671—694.)

Die in einer früheren Arbeit über die Sedimente des Ostteils der Shetland-Inseln veröffentlichten Ergebnisse (Trans. Roy. Soc. Edinbg. 1926. 54. 553) konnten durch neue Funde bestätigt werden. Diese Sedimente gehören zum Mittleren und Oberen Old Red und zeigen Übereinstimmung mit den Schichten auf Orkney und dem Festland.

In der vorliegenden Arbeit werden die Gesteine beschrieben, die westlich der Zone metamorpher Gesteine liegen, die im zentralen Teil das Rückgrat der Inseln bilden. Hier an der Westküste wird ebenfalls an vielen Stellen deutlich, daß das Land sich seit dem Diluvium gleichmäßig gesenkt hat (Torfmoore etwa 20 Fuß unter dem Meeresspiegel). Die Gesteine dieses Nordwestteiles zerfallen in Sedimente, mit diesen gleichalterige vulkanische Gesteine und Intrusiva.

1. **S e d i m e n t e.** Es sind zwei Gruppen zu unterscheiden: die Wallsandsteine und die Melby-Sandsteine. Erstere bilden mächtige feinkörnige Ablagerungen, die vermutlich durch Absatz in einem tieferen Becken entstanden sind. Sie unterscheiden sich stark von den übrigen Sandsteinen des Old Red auf Shetland auch durch den Reichtum an schweren Mineralien wie Turmalin, Zirkon, Magnetit und Epidot. Außerdem ist in diesen Sandsteinen das ursprünglich tonige Bindemittel umgewandelt in faserigen Chlorit mit Quarzkörnern, was jedenfalls auf den Einfluß von Lösungen, die mit den Eruptivgesteinen in Verbindung standen, zurückzuführen ist.

Die Melby-Sandsteine, die nur auf die Nordwestecke von Sandness beschränkt sind, zeigen dagegen gar keine Umwandlung, sind meist gröber und entsprechen den Sandsteinen der Ostküste.

In den Sandsteinen sind einzelne Pflanzenreste gefunden worden, doch erlauben sie keine Zuordnung innerhalb des Old Red.

2. **V u l k a n i s c h e G e s t e i n e** machen einen wesentlichen Teil des NW aus.

Die Clousta-Laven erstrecken sich von Sulma Water ostwärts bis Aithness. Es sind zwei Basaltdecken, die stark umgewandelt sind, vermutlich durch die gleichen Agenzien wie die Sandsteine. Tuffe sind häufig und gehen in Sandsteine über.

Die Insel Papa Stour wird fast völlig aus vulkanischem Material gebildet. Als älteste Laven treten doleritische Basalte mit Tuffen auf. Sie werden von Sandsteinen überlagert. Phenokristalle von Plagioklasen sind häufig.

SiO <sub>2</sub> . . . . .	71,23	BaO . . . . .	0,00
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,61	Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	11,08	K <sub>2</sub> O . . . . .	8,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,18	H <sub>2</sub> O — . . . . .	} 1,22
FeO . . . . .	0,59	H <sub>2</sub> O + . . . . .	
MnO . . . . .	0,01	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,12
(Co, Ni)O . . . . .	0,00	CO <sub>2</sub> . . . . .	0,12
MgO . . . . .	0,00	FeS <sub>2</sub> . . . . .	0,43
CaO . . . . .	0,05	Summe . . . . .	100,21

Von größter Ausdehnung ist eine mächtige säulige Rhyolithdecke. Auch sie wird von Tuffen und Agglomeraten begleitet. Eine Analyse des Rhyolithes (T. C. DAY) ergibt keinen Gehalt an MgO und hohen Gehalt an K<sub>2</sub>O.

Ein drittes Gebiet reichlicher vulkanischer Ergüsse ist Northmaven. Die Gesteine werden als Eshaness-Laven bezeichnet. Sie liegen dem Granit auf in folgender Reihe: Tuffe und tuffige Sandsteine, doleritischer Basalt, Rhyolith, Augit-Andesite, Unterer Tuff, Hypersthen-Andesite, Oberer Tuff. Diese Serie bildet eine flache Synklinale. Basalt und Rhyolith entsprechen dem Vorkommen von Papa Stour. Die Augit-Andesite bilden drei Lava-Ergüsse. Es sind kompakte, wenig blasige Gesteine mit einem Feldspat nahe Oligoklas. Die Hypersthen-Andesite bilden stellenweise vier Decken. Sie zeigen reichlich Blasenräume, die mit Achat erfüllt sind. An manchen Stellen ist erkennbar, daß diese Laven sich ins Wasser ergossen haben.

Diese Gesteinsserien stimmen mit solchen aus dem Unteren Old Red von Schottland überein.

3. Intrusivgesteine bedecken etwa die Hälfte des Gebietes. Vier Granitmassive können unterschieden werden: Sandsting-, Vementry-, Muckle Roe- und Ronas Hill-Granit. Der erste ist ein Biotitgranit mit malchitischen und aplitischen Schlieren. Die Quarze zeigen meist undulöse Auslöschung. Mikroklin-Mikroperthite sind häufig. Er ähnelt sehr dem Argyllshire-Granit. Etwas saurer ist der Vementry-Granit.

Außer diesen Graniten findet man eine ganze Serie von Erstarrungsgesteinen bis zu den Gabbros. Nach der Tiefe zu werden die Gesteine immer basischer. In Sandsting kommt eine große Quarzdioritmasse vor, die an lokalen Bildungen Gabbro, Augitdiorit, Granodiorit und Syenit zeigt. In Northmaven findet sich Gabbro in guter Ausbildung bei Mavis Grind. Die Augite weisen hier meist eine Hülle brauner Hornblende auf.

Schließlich beobachtet man in dem ganzen Gebiet zahlreiche Apophysen der Granite von verschiedener Art. Außerdem auftretende jüngere Intrusivgänge unterliegen noch der Untersuchung.

Zum Schluß wird die Abfolge der magmatischen Gesteine kritisch besprochen, wobei Verf. zu dem Schluß kommt, daß der Komplex von Northmaven und Ronas Hill eine frühere Intrusion darstellt, der die von Sandsting und Vementry mit ähnlicher Zusammensetzung folgte. Dem Alter nach werden die Gesteine alle als Unterer Old Red betrachtet.

Hans Himmel.

**A. Allen Douglas:** The geology of the Highland Border from Tayside to Noranside. (Trans. Roy. Soc. Edinburgh 1931. 56. 57—88.)

Die geologischen Verhältnisse in dem bisher nur ungenügend bekannten Gebiet Schottlands zwischen Stenton am Tay und Auchnacree in der Nähe des Noran werden eingehend untersucht. Das Gebiet geht der Hochlands-Randverwerfung parallel und eine Reihe neuer Aufschlüsse im Bereich des Flusses Prosen konnten beschrieben werden. Der der Verwerfung entlang ziehende Serpentinürtel, der aus porphyrischen und pegmatitischen Enstatit-Olivin-Serpentinen und Dunit-Serpentin besteht, grenzt an die umgebenden

Gesteine mit Verwerfungen an und nirgends konnten Kontakterscheinungen festgestellt werden. Die Serpentine sind älter als der Untere Old Red-Sandstein und die überall darin zu findenden Scherungserscheinungen dürften auf kaledonische Erdbewegungen zurückzuführen sein.

Unter den Erstarrungsgesteinen des Gebietes erwies sich der Linthrathen-Porphyr als ein typischer Dacit, der eine Lavadecke und keine Intrusion darstellt. Er gehört zum Unteren Old Red. Auffallend ist in dem Gestein das Auftreten kleiner Muscovitschüppchen in der Grundmasse namentlich in den unteren Teilen der Decke. Verf. nimmt an, daß es sich um Fremdsubstanz handelt, die aus dem unterliegenden Sandstein aufgenommen wurde, als sich die Lava darüber wälzte. In dem Sandstein sind solche Muscovite häufig.

Eine Altersfolge der verschiedenen Laven und der ihnen eingelagerten Konglomerate wird auf Grund eingehender Beobachtungen gegeben. Ebenso werden die tektonischen Verhältnisse des Gebietes genauer besprochen.

**Hans Himmel.**

**William J. McCallien:** A Contribution of the Correlation of the Dalradian-Rocks of Scotland and Ireland. (Geol. Mag. 68. 1931. 126—133. Mit 2 Textfig.)

Die in Irland vorkommenden „Dalradian rocks“, deren Kenntnis bisher lückenhaft war, werden vom Verf. unterteilt und beschrieben. Diese metamorphen Sedimente des Dalradian gehören dem Präcambrium an und werden in Beziehung gebracht mit jenen der besser bekannten Glieder in Schottland.

**O. Zedlitz.**

**F. Walker:** The Geology of Skerryvore, Dubh Artach and Sule Skerry. (Geol. Mag. 68. 1931. 315—323. Mit 2 Textfig.)

Verf. hatte Gelegenheit, diese drei südlich der Hebriden gelegenen Inseln zu besuchen und dort geologische Studien zu machen. Skerryvore besteht vor allem aus einem sauren Gneis, der nach BAILEY sedimentären Ursprungs sein soll. Er ist durchsetzt von dunklen Bändern, die neben Quarz und Feldspat Hypersthen und Biotit enthalten. Die Insel wird außerdem von N nach S durchschnitten von einem Olivindoleritgang, dessen ungefähre mineralogische Zusammensetzung angegeben wird [10 % Olivin, 16 % Augit, 48 % Plagioklas ( $Ab_1An_2$ ), 6 % Magnetit, 20 % Calcit mit Serpentin].

Dubh Artach wird hauptsächlich von einem Olivindolerit tertiären Alters gebildet. Das Gestein ist mittelkörnig und ophitisch; es besteht aus Feldspat, Plagioklas ( $Ab_1—An_2$ ), Pyroxen, Olivin, Serpentin und Ilmenit. Analyse 1. Analytiker Dr. N. SAHLBOM.

Sule Skerry. Der nördliche Teil dieser Insel wird von einem Andesin-Anorthosit bedeckt, der von Feldspat-, Hornblende- und Quarz-Adern durchzogen ist (Injektion!) und das Aussehen eines gebänderten Gneises hat. Der mikroskopische Befund wird angegeben. Die Analyse dieses Gneises wird angeführt (Analyse 2); sie zeigt große Ähnlichkeit mit der eines Anorthosit-Norites von New York (Analyse 3, Analyt. A. R. LEEDS):



	1.	2.	3.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	47,29	53,74	54,47
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,89	0,08	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17,74	24,39	26,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5,04	0,36	1,30
FeO . . . . .	5,11	2,52	0,67
MnO . . . . .	0,10	0,03	—
MgO . . . . .	5,67	2,67	0,69
CaO . . . . .	9,72	9,47	10,80
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,42	4,77	4,37
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,78	0,66	0,92
H <sub>2</sub> O + . . . . .	1,25	0,94	} 0,53
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,85	0,14	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,60	0,37	—
Summe . . . . .	100,46	100,41	100,20

**O. Zedlitz.**

**G. L. Elles:** Notes on the Portsoy Coastal Distrikt. (Geol. Mag. 68. 1931. 24—34. Mit 4 Textfig.)

Das Küstengebiet von Portsoy ist in Geol. Surv. (Geol. Surv. Mem. of Scotland. 1923) schon einmal beschrieben worden. Verf. untersuchte im Sommer 1928 das interessante Gebiet um Banff (Schottland) und studierte dort die metamorphen Erscheinungen. Sie ist nicht in allen Punkten mit der im Geol. Surv. erschienenen Abhandlung einverstanden; nimmt Stellung zu dieser Arbeit, beschreibt den Mineralgehalt der Gesteine und klassifiziert sie.

**O. Zedlitz.**

**F. Jones and S. Langley:** A Zeolite-filled Cavity in the Igneous Rock of Croft, Leicestershire. (Geol. Mag. 68. 1931. 181—182.)

Beschreibung eines Analcim- und Chabasit-Vorkommens in dem sauren Teil eines Diorit-Porphyrtes, bemerkenswert dadurch, daß diese Mineralien im allgemeinen an alkalireiche, basische Gesteine gebunden sind.

**O. Zedlitz.**

**D. L. Reynolds:** The Dykes of the Ards Peninsula, Co. Down. (Geol. Mag. 68. 97—111 u. Forts. 68. 1931. 144—166. Mit 4 Taf. u. 4. Textfig.)

Die Ardshalbinsel liegt in der Nähe von Belfast, also im nördöstlichen Irland am Nordkanal. Das Gestein dieser Halbinsel ist Silur mit einem Streichen von SW nach NE, dem sich eine große Anzahl von Gängen, die vor allem im Küstengebiet beobachtet wurden, mit einer Abweichung bis zu 30° anpaßt. Diese Gänge durchsetzen die Kaledonische Faltung, jedoch nicht mehr das Carbon. Verf. überprüft in vorliegender Arbeit die Aussagen über diese Ganggesteine und verarbeitete 260 Gesteinsgänge, von denen sie nach Alter und Erhaltungszustand vor allem zwei Arten unterscheidet. Die älteren, stark gepreßten und schlecht erhaltenen Gänge südlich einer durch die Halbinsel gezogenen Linie, und die jüngeren, tektonisch kaum beanspruchten und frischen Gesteine der nördlich dieser Linie gelegenen Gänge. Außerdem wurde noch ein System von Gängen festgestellt, das die beiden ersten Arten quer durchsetzt.

Alte Gänge. Nach Angabe der Mächtigkeit, der Farbe und des Streichens wird auf Grund der Zusammensetzung angegeben, daß es sich um zersetzte, mit Ca-Fe- und Mg-Carbonate durchtränkte Minetten und Vogesite handelt. Ausführliche petrographische Angaben und Analysen sind wohl wegen des schlechten Erhaltungszustandes nicht hinzugefügt worden.

Die jüngeren nicht gepreßten Gänge. Es wurden zwei Arten unterschieden. Erstens hornblendereiche, rot aussehende Gesteine, und zweitens biotit- und pyroxenreiche, braungefärbte Gänge, die die ersten durchsetzen, also jünger sind.

I. Unter den Hornblendegesteinen werden unterschieden:

- a) Hornblendeporphyr
- b) Vogesit
- c) Spessartit
- d) Feldspatporphyr.

a) Bildet mächtige und zahlreiche Intrusionen, enthält mehr Hornblende als Feldspat, letzterer sericitisiert. Spez. Gew. 2,768. Analyse:

Analytiker: W. H. HERDSMAN.

SiO <sub>2</sub> . . . . .	55,40	H <sub>2</sub> O + . . . . .	2,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16,22	H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,71	CO <sub>2</sub> . . . . .	2,00
FeO . . . . .	3,72	TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,42
MgO . . . . .	5,45	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,24
CaO . . . . .	5,40	S . . . . .	0,22
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,20	MnO . . . . .	Sp.
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,15	Summe . . . . .	99,83

b) Hier wurden zwei Typen (A und B) unterschieden: A ähnelt den Hornblendeporphyrten. Panidiomorphes Gefüge; stengelige Hornblende, Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Magnetit und Apatit. Spez. Gew. 2,726. Analyse:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	50,40	H <sub>2</sub> O + . . . . .	3,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17,05	H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,32	CO <sub>2</sub> . . . . .	2,80
FeO . . . . .	6,15	TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,24
MgO . . . . .	5,30	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,18
CaO . . . . .	5,65	S . . . . .	Sp.
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,94	MnO . . . . .	Sp.
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,80	Summe . . . . .	99,93

B enthält dieselben Bestandteile wie A, die Struktur ist jedoch nicht panidiomorph. Zum Teil sind Carbonate vorhanden, die den Feldspat vertreten; ferner Epidot und Chlorit. Spez. Gew. 2,834. Analyse:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	49,40	H <sub>2</sub> O + . . . . .	3,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,85	H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,98	CO <sub>2</sub> . . . . .	1,00
FeO . . . . .	6,31	TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,10
MgO . . . . .	12,04	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,24
CaO . . . . .	7,40	S . . . . .	Sp.
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,65	MnO . . . . .	0,31
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,35	Summe . . . . .	99,93

c) Die Gänge sind kleiner als beim Vogesit, Farbe im allgemeinen braun und grün; typisch trachytisches Gefüge. Plagioklas vorherrschend, ferner Kalifeldspat und Hornblende von langprismatischer Gestalt. Spez. Gew. 2,761. Analyse:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	54,30	H <sub>2</sub> O + . . . . .	2,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15,46	H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,86	CO <sub>2</sub> . . . . .	1,35
FeO . . . . .	5,20	TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,90
MgO . . . . .	5,61	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,22
CaO . . . . .	5,50	S . . . . .	Sp.
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,30	MnO . . . . .	0,22
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,94	Summe . . . . .	100,10

d) Hauptbestandteil Anorthoklas. Die femischen Mineralien sind zer-  
setzt, akzessorische Gemengteile: Chlorit, Carbonate, Apatit und Pyrit.

Diese Hornblendegesteine sind dem Alter nach nicht unterscheidbar,  
da die Gänge parallel verlaufen.

II. Biotit-Pyroxengesteine. Sie werden unterteilt in:

- a) Pyroxenminette und Kersantit (Typ A und B)
- b) Hornblendeminette
- c) Pyroxenvogesit.

a) Diese Ganggesteine sind älter als die Minetten (b). Typ A und die  
Kersantite führen beide monokline Pyroxene, Biotit, Anorthoklas, Plagioklas  
und Quarz; mit Apatit, Pyrit und Akzessorien. Sie zeigen Fluidalgefüge  
im Dünnschliff, der ferner erkennen läßt, daß Quarz und Feldspat häufig  
durch Calcit vertreten sind. Das Gestein ist frisch, so daß anzunehmen ist,  
daß die Carbonate durch aufsteigende Lösungen in das Gestein gekommen  
sind. Spez. Gew. 2,807—2,819. Analysen:

	Minette von Horse Island		Minette von Butterlumpstone
SiO <sub>2</sub> . . . . .	48,80	SiO <sub>2</sub> . . . . .	48,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,80	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,64	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,94
FeO . . . . .	5,98	FeO . . . . .	4,86
MgO . . . . .	10,35	MgO . . . . .	8,08
CaO . . . . .	7,65	CaO . . . . .	8,00
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,73	Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,26
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,74	K <sub>2</sub> O . . . . .	3,68
H <sub>2</sub> O + . . . . .	3,00	H <sub>2</sub> O + . . . . .	2,72
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,50	H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,20
CO <sub>2</sub> . . . . .	1,70	CO <sub>2</sub> . . . . .	2,70
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,10	TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,49	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,34
S . . . . .	0,12	FeS <sub>2</sub> . . . . .	1,10
MnO . . . . .	0,28	MnO . . . . .	0,25
Summe . . . . .	99,88		99,92

Typ B unterscheidet sich von Typ A durch andersartige monokline Pyroxene, die hier auch in größeren Mengen vorkommen.

b) In diesem Gestein ist der Diopsid durch Hornblende ersetzt, wenn sie auch nur in geringerem Maße vorhanden ist. Es werden Resorptionserscheinungen beobachtet, ferner blaugrüner Glimmer und Biotit, der häufig von Hornblende umschlossen ist.

c) Durch Abnahme des Biotitgehaltes und Zunahme von Pyroxen entsteht der Diopsid-Vogesit. Es sind nur wenige Handstücke gefunden worden. Außer Diopsid zeigt sich im Dünnschliff noch Anorthoklas und Pseudomorphosen von Chlorit nach Epidot.

Zum Schluß wird bemerkt, daß die Teilung der Ganggesteine in hornblendereiche und biotit-pyroxenreiche Glieder durch Differentiation des basaltischen Magmas entstanden sein wird. Es wird ferner auf die tektonischen Zusammenhänge eingegangen, die einerseits die Bildung der Ganggesteine hervorgerufen haben könnten und andererseits an der teilweisen Pressung der Gesteine Anteil haben. Einige Kartenskizzen, Zeichnungen und Photographien von Dünnschliffen und den Gängen, außerdem mehrere Tabellen ergänzen die Arbeit.

O. Zedlitz.

**H. H. Read:** On Corundum-Spinell Xenoliths in the Gabbro of Haddo House, Aberdeenshire. (Geol. Mag. 68. 1931. 446—454. Mit 1 Textfig.)

Etwa zwanzig Meilen nördlich von Aberdeen liegt ein großes Gabbromassiv, das älter als der Mittlere Old Red ist. WILSON beschrieb es als Diorit, während Verf. vor einigen Jahren nachweisen konnte, daß diese Intrusivmasse aus zwei Gesteinsarten, nämlich einem Olivin-Gabbro und Norit besteht. Während der Olivin-Gabbro frei von Xenolithen ist, ist der Norit stark damit durchsetzt. Es werden einige Xenolithe, die korund- und spinellhaltig sind, beschrieben. Der größte korundhaltige Xenolith war mehr als 30 cm lang und viele Zentimeter dick, während sonst die Größe im allgemeinen wenige Zentimeter im Durchschnitt beträgt.

Die kleinen, rotbraun gefärbten Xenolithe bestehen aus Korund, Spinell und Magnetit, während die großen Xenolithe außer diesen Mineralien noch Biotit, Cordierit und Plagioklas enthalten. Je ein Schliffbild ist zur Erläuterung beigefügt. Durchschnittlicher Mineralbestand: 51 % Spinell, 25 % Korund, 4 % Biotit, 18 % Feldspat und Cordierit, 2 % Magnetit.

An die Beschreibung des mikroskopischen Befundes schließt sich eine Analyse an, die allerdings nur bis auf 95,46 % ausgeführt ist (13,40 SiO<sub>2</sub>, 62,80 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1,81 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 10,96 FeO, 6,29 MgO).

C. E. TILLEY schlägt (Quart. J. Geol. Soc. 80. 1924. 41) vor, derartige Gesteine in die silikatarmeren Glieder der tonigkalkigen Gruppe der Hornfelse einzureihen. Aus einer Literaturangabe ist die Einordnung dieser beiden Gesteinstypen in TILLEY'S Klassifikation zu ersehen.

Es folgt eine ausführliche, vergleichende Besprechung dieser Xenolithe mit den vor allem von KLEMM beschriebenen Vorkommen im Odenwald und eine Diskussion über die Entstehung. Die größte Ähnlichkeit scheint jedoch mit den Xenolithen der Cortland-Serie von Peekskill, New York, zu

bestehen. In bezug auf die Genese der Schmirgel-Xenolithe und der Spinell-Xenolithe schließt sich Verf. den bekannten Ausführungen BOWEN's (Evolut. of Igneous Rocks) an, der die Entstehungsgeschichte der bisher verschieden erklärten Xenolithvorkommen von Haddo House, Bushveld, Klausen, Ober-Vettlin, Odenwald usw. auf denselben Ursprung zurückführt. **O. Zedlitz.**

**G. A. MacGregor:** Scottish Pyroxen-Granulite Hornfelses and Odenwald Beerbachites. — Contact-metamorphosed Scottish igneous Rocks of Tertiary Age and their bearing on the origin of the so-called beerbachites, gabbro-porphyrates and gabbro-pegmatites of the Odenwald. (Geol. Mag. 68. 1931. 506—522. Mit 2 Taf.)

Auf den schottischen Inseln Skye, Mull, Rum und der Halbinsel Ardnamurchan sind verschiedentlich Gesteinsgänge im kontaktmetamorphem Gebiet von tertiären Ergüssen und basischen Tiefengesteinen beobachtet worden, denen man die Namen Beerbachite, Gabbroporphyrate und Gabbropegmatite gab, da eine große Ähnlichkeit mit solchen Gesteinen vom Frankenstein im Odenwald besteht.

CHELIUS, der den Beerbachit erstmalig beschrieb, hielt ihn für ein Ganggestein; diese Ansicht wurde 1926 von KLEMM angezweifelt, der den Beerbachit für in Hornfels umgewandelte und im Gabbro des Frankensteins eingeschlossene Sedimente ansah.

BURRI machte in Schottland auf diese Arbeit von KLEMM aufmerksam, woraufhin den schottischen Beerbachiten neues Interesse zugewandt wurde. Vergleiche dieses Vorkommens mit denen des Frankensteins, die an Handstücken und Schliften vorgenommen wurden, bestätigen aufs neue die Verwandtschaft.

Es wird zunächst ein Überblick über die Auffassung von KLEMM bezüglich des Beerbachites usw. gegeben, aus der hervorgeht, daß die sogenannten Gabbropegmatite rekristallisierte Sedimente oder Mischgesteine von Sedimenten und Gabbros sind.

In einer kritischen Diskussion über die Auffassung von KLEMM und ROSENBUSCH kommt Verf. zu folgendem Schluß:

Petrographische und chemische Überlegungen sprechen für plutonischen Ursprung der sogenannten Beerbachite, Gabbroporphyrate und Gabbropegmatite. Daß im Odenwald-Gabbro auch einwandfrei bestimmte, in Hornfels umgewandelte Sedimente vereinzelt auftreten, widerspricht dieser Auffassung nicht. Der Korundhornfels des Odenwaldes ist ein Gegenstück zu den Sapphirgesteinen von Ardnamurchan, die einen hohen Al- und Fe-Gehalt aufweisen. Die Amphibolite sollen nach KLEMM rekristallisierte Diabastuffe (Schalsteine) sein. Sowohl die Diabase als auch die Amphibolite ähneln daher in ihrer chemischen Zusammensetzung den Beerbachiten und Gabbropegmatiten. Im Odenwald wie auch in Ardnamurchan sind beerbachitische Gesteine durch Rekristallisation aus einer Anzahl verschiedenartiger, basischer Ergußgesteine hervorgegangen. Der Gabbro-Porphyrat ist sicher kein rekristallisierter Tuff.

Eine Tabelle mit 9 Analysen von Beerbachiten, Gabbro-Pegmatiten und Ergußgesteinen ähnlicher Zusammensetzung ist zum Vergleich der Gesteine untereinander in die Arbeit eingefügt.

	Gabbro	Veränderter Diabas	Gabbro	Albit-Diabas	Beerbachit	Diabas	Basalt	Gabbro-Pegmatit	Lucit-Porphyr
	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.
SiO <sub>2</sub> . .	44,39	45,02	45,94	46,73	47,21	48,41	49,07	49,32	51,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . .	18,08	18,42	20,89	18,73	20,52	19,29	19,43	20,22	19,39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . .	6,67	4,86	4,30	—	7,48	1,33	10,58	4,51	2,54
FeO . .	6,90	8,35	4,96	10,14	5,32	8,27	2,35	5,86	6,44
MgO . .	6,33	7,19	5,71	3,56	4,16	4,70	4,36	5,63	4,64
CaO . .	10,43	8,24	11,77	8,62	8,63	4,93	7,87	10,59	8,95
Na <sub>2</sub> O . .	1,70	4,67	3,04	3,54	5,17	5,92	3,31	1,63	4,07
K <sub>2</sub> O . .	0,32	0,38	0,51	0,88	0,33	0,41	0,98	0,34	0,83
H <sub>2</sub> O + .	0,83	2,61	0,68	3,31	0,34	3,99	2,26	—	0,92
H <sub>2</sub> O — .	0,00	—	0,00	0,35	0,10	—		—	—
CO <sub>2</sub> . .	1,00	—	0,91	0,58	0,19	2,41	—	0,04	—
TiO <sub>2</sub> . .	1,36	0,94	1,14	2,74	—	0,88	—	1,36	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . .	1,45	—	0,54	0,37	0,46	—	—	0,27	0,37
Rest . .	0,28	—	0,12	0,42	—	—	0,32	—	0,48
Summe	99,70	100,68	100,42	99,97	99,91	100,54	100,53	99,77	100,62

- I. Gabbro, zwischen Alt-Eichberg und Kirschberg, Odenwald. Anal. STADLER.
- II. Veränderter Diabas. Warmsdorf, Lausitz. Anal. R. REINISCH.
- III. Gabbro. Waldsaum, Odenwald. Anal. G. BUTZBACH.
- IV. Albit-Diabas. Trusham Station Quarry, Devonshire. Analytiker E. G. RADLEY.
- V. Beerbachit. Klingschneise, Frankenstein, Odenwald. Analytiker R. MARZAHN.
- VI. Diabas. Gowganda, Ontario, Kanada. Anal. N. L. BOWEN.
- VII. Veränderter Olivinbasalt. Hailes Castle, Schottland. Analytiker I. S. G. WILSON.
- VIII. Gabbro-Pegmatit. Josephsweg, Frankenstein, Odenwald. Analytiker BUTZBACH.
- IX. Lucit-Porphyr. Ernsthofen, Odenwald. Anal. W. SONNE.

**O. Zedlitz.**

**G. D. Osborne:** The Contactmetamorphism and Related Phenomena in the Neighbourhood of Marulan (New South Wales). (Part I: The Quartz-monzonite-Limestone Contact.) Geol. Mag. 68. 1931. 289—315. Mit 1 Taf. u. 1 Textf.)

Südwestlich von Sydney bei Marulan und Tallong sind stark gefaltete Quarzite des Ordovicium und silurische Sedimente von plutonischen Gesteinen durchbrochen. Dieser elliptische Batholith ist in seinem östlichen Teil schon von WOOLNOUGH untersucht worden. Es handelt sich hierbei vor allem um Hornblende-Biotit-Granit, Quarzmonzonit, Granodiorit, Quarzporphyr und Quarzporphyrit. Die Beziehungen dieser Gesteine zueinander sind noch nicht alle restlos geklärt, da permocarbonische Gesteine das Vorkommen über-

lagern. Bei der Lokalität „The Limekilns“ liegt eine Portland-Zementfabrik, und hier ist der Kontakt zwischen dem Quarzmonzonit und den Sedimenten freigelegt worden, den Verf. besonders bearbeitete. Diese Sedimente werden hier von den Ergußgesteinen durchbrochen und sind stark kontaktmetamorph verändert, so daß folgende Gesteine unterschieden werden können: Marmore, Hornfelse, Skarne und hybride Diopsidgesteine. Die ersten beiden entstanden durch Rekristallisation des Kalksteines, der einige Verunreinigungen enthält und zur Bildung von Kalksilikaten und anderen Mineralien führte; nur ein kleiner Teil dieser Mineralien soll durch Pneumatolyse entstanden sein. Die Skarne verdanken ihre Entstehung dem metasomatischen Ersatz des rekristallisierten Kalksteines durch magmatische eisen- und kieselsäurereiche Lösungen. Die hybriden Gesteine sind ein Assimilationsprodukt des Kalksteines mit dem Quarzmonzonit.

Textur und Mineralgehalt der Gesteine werden beschrieben und einige interessante petrographische Einzelheiten angegeben. Dabei werden folgende Mineralien einer besonderen Beobachtung unterzogen mit genauer Angabe optischer und physikalischer Daten: Wollastonit, Vesuvian, Diopsid, Hedenbergit, Grossular, Andradit, Calcit, Titanit, Prohinit, Phlogopit, Skapolith, Klinozoisit, Epidot, Sericit und Chlorit.

Es folgt eine Diskussion der Paragenese und der chemischen Verhältnisse. Einige Analysen sind angegeben, die der Arbeit WOOLNOUGH's (Proc. Linn. Soc. N. S. W. 34. 1909. 78—80) entnommen sind.

	A.	B.	C.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	44,82	39,49	50,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5,94	15,97	2,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,17	7,09	0,69
FeO . . . . .	1,26	2,59	—
MgO . . . . .	1,31	1,97	0,07
CaO . . . . .	41,21	31,60	46,53
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,26	0,12	—
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,06	—	—
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,26	0,13	—
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,14	0,04	—
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,41	1,01	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	0,17	—
MnO . . . . .	0,13	0,32	—
Summe . .	98,97	100,50	100,07

A. Wollastonit-Vesuvian-Grossular-Hornfels. „The Limekilns“ bei Marulan. Anal.: W. R. BROWNE.

B. Granat-Pyroxen-Gestein (Skarn). Dies. Lokal. wie A. Analytiker: A. B. WALKOM.

C. Wollastonit. Dies. Lokal. wie A. Anal.: A. B. WALKOM. **O. Zedlitz.**

**S. R. Nockolds:** On an Orbicular Diorite from Alderney. (Geol. Mag. 68. 1931. 499—506. Mit 1 Taf.)

Verf. hatte Gelegenheit, das Vorkommen eines Kugeldiorites näher zu untersuchen. Er unterscheidet zwei Arten kugeliger Einschlüsse basischen

Charakters in dem Diorit. Die gestreckten Einschlüsse sind dunkel und feinkörnig und sind gebildet aus Sericit und Zoisit (ehemals Feldspat), Aktinolith, etwas Biotit und Magnetit. Nach dem Rand hin nimmt die Erzführung zu und die Amphibol- und Biotitkristalle werden größer. Zwischen dem Einschluß und dem Diorit ist ein Reaktionshof zu erkennen, der grobkörniger ist als der Einschluß selbst. Die gleichmäßig kugelgestaltigen Einschlüsse haben eine glatte Oberfläche, dunkle Farbe und sind mittelkörnig. Sie lassen u. d. M. Augit, Aktinolith, Pseudomorphosen nach Olivin, zersetzten Feldspat, etwas Magnetit und sekundären Albit erkennen. Die Zusammensetzung entspricht etwa einem hydrothermal zersetzten Olivin-Gabbro.

Auf Grund eines durch einen ganzen Kugeleinschluß gelegten Dünnschliffes kann Verf. 6 Zonen erkennen, die näher beschrieben werden. Der umgebende Diorit in der Nähe dieser Einschlüsse zeigt normal dioritische Struktur bei mittlerer Korngröße, aber er unterscheidet sich in seiner mineralogischen Zusammensetzung stark von dem normalen Diorit dieses Vorkommens.

Verf. geht dann in längeren Ausführungen auf die bekannten von SEDERHOLM aufgestellten Entstehungsmöglichkeiten von Kugeldioriten ein und nimmt seinerseits für dieses Vorkommen Stellung dazu. **O. Zedlitz.**

**H. P. Lewis:** A Sandstone with Fluorspar Cement from Cumberland. (Geol. Mag. 68. 1931. 543—558. Mit 11 Textfig.)

Das Vorkommen und die Lagerung des Sandsteines wird durch eine Kartenskizze und ein Profil erläutert. Im allgemeinen führt der Sandstein außer den verschiedenen großen Quarzkörnern als Zement auffallende Mengen Eisenoxyd, Calcit, der an einigen Stellen des Vorkommens z. T. vollkommen durch Flußspat ersetzt ist, ferner in kleinen Mengen Glimmer, Feldspat und Turmalin.

Es wird die Frage nach der Herkunft des Eisenerzes und des Flußspates, der später als ersteres eingedrungen sein muß, aufgerollt. Da die Sandsteine durch Kalksedimente überlagert sind, scheint die Herkunft des Calcites erklärt zu sein. Der Ersatz des Calcites durch Flußspat kann auf zweierlei Arten möglich gewesen sein: entweder durch fluorführende Verbindungen magmatischen Ursprungs, durch Faltung verursacht, oder durch absteigende fluorhaltige Lösungen. Aus der Zeit des Hercynikums sind Flußspatablagerungen bekannt; es liegt also nahe, hier den Ursprung des Fluorites im Sandstein zu suchen. Da jedoch die Eisenerzlager, die dem Sandstein erhebliche Mengen Eisenoxyde zugeführt haben, jünger sind als das Hercynicum, nämlich triassisch, und dies Eisenerz im Sandstein vor der Fluoritisierung infiltriert wurde, muß folgendes angenommen werden: Nach Eindringen eisenschüssiger Lösungen in den Sandstein wurde der Fluorit, der vorher durch aufsteigende Lösungen über dem Sandstein abgelagert wurde, durch absteigende Lösungen in den Sandstein zurückgeführt.

Außerdem wird über den Ursprung und die Verteilung schwerer Mineralien (Granat, Rutil, Turmalin, Epidot, Muscovit, Ilmenit, Magnetit u. a. m.) in dem unteren carbonischen Sandstein berichtet. **O. Zedlitz.**



### Frankreich.

Berthols, L.: Minéraux lourds des roches éruptives et cristallophylliennes de Bretagne. (C. R. 188. 1929. 1506—1508.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. I. 55.

**Yang Kieh:** Sur le prolongement vers l'ouest de la zone disloquée située au nord de la chaîne de la Marche. (C. R. 193. 1931. 867.)

Zwischen dem Meridian von Vareilles-la-Souterraine bis Brigueil-Tersanne ist eine ebenso dislozierte Zone wie östlich davon vom Verf. untersucht worden. Die von O her gestaltete Zone ist horizontal 1800 m gegen S in der Höhe von Saint-Léger-Bridereix losgelöst. Diese Ortsveränderung S 15° W ist von Zerreißungserscheinungen begleitet. Entlang dem Bruch gibt es Mylonite, Quarzadern und Granulit. Von hier gegen W setzt sich die Hauptzerreibung normal in den Muscovitgraniten fort wie am Rande des Biotitgranitmassivs von Guéret. Das Auswalzungsphänomen wird in der Gegend Vareilles—Cromac weniger markiert. In dieser Gegend breitet sich ein Band von Muscovitgranit, das sich von südlich Bonnat verfolgen läßt, nach N aus und knüpft gegen S an das Ende des großen Granulitmassivs von Haute-Vienne an, welches sich längs der NW-Grenze des Granitmassivs von Guéret hinzieht. Dieses Granitband, welches gneisgranitische Einschlüsse enthält, breitet sich an der Oberfläche auf etwa 10 qkm aus. Es ist von SO—NW durch eine große Verwerfung abgeschnitten. Man kann sich vorstellen, daß das Massiv von Haute-Vienne, von der Bretagne kommend, sich in zwei Arme gabelt. Der eine ist gegen S, der andere von O gegen la Marche. Man kann aber auch annehmen, daß die beiden großen Massive von Marche und Haute-Vienne sich in dieser Gegend kreuzen. Denn auf der geologischen Karte des Verf.' sieht man, daß die Marche, ihre Hauptrichtung OSO verändernd, sich gegen WNW fortsetzt und daß das Massiv von Haute-Vienne, die südliche Richtung verlassend, sich weiter nach NO fortsetzt.

Dieses Gneisgranitgebirge zeigt folgende Einzelheiten:

1. Bänder oder Zonen von Phyllitschiefern zeigen alle die Richtung WNW—OSO. Die größte, nämlich die von Arnac-la-Poste, erstreckt sich auf 2 km Breite und 11 km Länge und besteht aus Cordieritgneis und Knoten von Eisenmineralien. Diese Gesteine sind reichlich von Granulitadern durchzogen.
2. Granitlinsen, teils vom Adertypus, teils nur als Einschlüsse.
3. Kleine Porphyroidgranitmassive, wovon die einen Muscovit enthalten und sich dem Granulit nähern, während die andern Biotit führen (Massiv von Saint-Hilaire).
4. Pegmatitadern, Aplite usw.
5. Serpentin findet sich in der Mitte des Granitmassivs von Saint-Hilaire.
6. Muscovitgranite, welche das ganze beschriebene Gebiet umfassen, stellen die Hauptmasse dar.

Infolge tektonischer Bewegungen zeigen diese Gebiete immer eine Richtung WNW—OSO an. Die Zermalmung erstreckt sich auf eine breite

Zone und bietet immer eine vollkommene Kontinuität. Von SO von Cromac ab tritt das Phänomen der Streckung intensiv auf. Im Tal der Benaise zeigt sich die Mylonisation besser als in anderen Gegenden. Auf einer Seite in SSW sieht man gestreckte Graulite, auf der andern Seite im NNO gestreckte Gneise. Die Streckungszone (laminiert) ist mit derjenigen von Dun-le-Palleteau, Bonnat, Chatelus-Malvalaix u. a. identisch. Sie verlängert sich nach W, indem sie von Jouac, südlich Saint-Martin, bis südlich Brigueuil geht, wo die Bedeckung die Fortsetzung nicht zu verfolgen erlaubt.

Die Gebiete nördlich dieses Bruches sind kristalline Schiefer mit Amphibolitgesteinen: Amphibolite, Granodiorite, Porphyroidgranite mit Amphibol usw. Im SSW sind Granulite, welche die Granitmassive von Saint-Léger—Magnazeix, Tersanne, Dompierre u. a. enthalten. Sie nehmen alle eine Oberfläche von mehreren Quadratkilometern ein. In diesem granogranulitischen Gebiet finden sich mehrere Brüche in Richtung NW—SO, wovon der größte der von Saint-Hilaire bis Lussac ist.

Die ganze dislozierte Zone läßt sich mit Ausbuchtungen auf über 150 km Länge verfolgen. Die Breite erreicht manchmal etwa 10 km. Diese gestörte Gegend umfaßt den südlichen Teil des Plateaus von Aigurande und beinahe das ganze Marche-Gebirge.

#### M. Henglein.

**André Demay:** Sur les conditions de l'orogénèse et du métamorphisme hercynien dans la bordure Est du Massif Central entre Saint-Vallier et Privas. (C. R. 194. 1932. 628.)

Auf der Ostgrenze der nördlichen Cevennen finden sich einerseits der Porphyroidgranit von Tournon, der vom Normalgranit der Cevennen zu unterscheiden ist, andererseits mehr oder weniger metamorphe Schiefer, welche die hercynische Synklinale von Sarras bestimmen. Später wurden von P. TERMIER und G. FRIEDEL (C. R. Soc. géol. Fr. 1908. 162) Mylonite festgestellt, die aus zermalmtm Schiefem und dem Granit von Tournon stammen sollen und der Decke B der Gegend von Saint-Étienne angehörten. Verf. hat seit 1926 zwischen Saint-Vallier und Privas eine Reihe von Tatsachen festgestellt, die eine neue Erklärung rechtfertigen, auch hinsichtlich der Arbeiten von F. BLONDEL für die auf Blatt Saint-Étienne gelegene Zone (Bull. Carte géol. 29. 1925. 85).

In der Synklinale von Sarras sind die metamorphen und orogenetischen Bedingungen verschieden von denen, welche den tektonischen Cevennenkomplex charakterisieren. Namentlich die Kontaktmetamorphose ist von Bedeutung. Der Porphyroidgranit von Tournon ist tektonisch an den Cevennen-Granit gebunden und scheint keiner zerstörten Decke über diesem anzugehören. Für mehrere Partien ist der Kontakt normal, wie bei Saint-Barthélmy, Sarras und Alboussière. Verf. hat jedoch an zwei Stellen dynamische Einwirkungen festgestellt an den Grenzen des Fetzens von Saint-Fortunat. Die Zerreibungszone auf der Westseite wendet sich jedoch nicht gegen O, sondern setzt sich gegen NO fort und vereinigt sich mit einem andern Fetzen. Das Fundamentalphänomen ist hier nicht eine Freilegung der Schiefer, sondern die Existenz einer Stoßfläche, nach welcher die westliche Granit-

wand mit der Schieferdecke geschoben wurde über die Ostseite, die ebenfalls aus Granit und Schiefen besteht. Verf. hat die Spur dieser Schubfläche vom S der Stadt Tournon bis Erioux verfolgen können auf etwa 30 km. Weiter südlich tritt der Porphyroidgranit auf beiden Seiten der Schubfläche, welche durch die Zermalmung gekennzeichnet ist, zutage aus. Bei Théolier im N von Champis hat der Stoß den Granit im W und eine schieferige Synklinalplatte im O in Kontakt gebracht und Veranlassung zu einer mächtigen Granitzerstörung gegeben. Die Reibungsflächen mit Verlängerung nach NW zeigen einen gegen SO gerichteten Stoß an. Zwischen Pansoye et Méalys finden sich entlang dem Kontakt bis zu 600 m Breite Breccienmylonite. Im Schnitt durch das Tal von Erioux hat eine Auswalzung und Zerreibung des Granits und der Schiefer stattgefunden. Diese senken sich gegen den Granit, der sie außerdem topographisch beherrscht. Der Stoß hat also gegen O oder SO stattgefunden. Die granitischen Mylonite von Saint-Vallier, die F. BLONDEL beschrieben hat, entsprechen diesen Gesteinen. Weiter westlich zeigt eine analoge Oberfläche denselben Sinne des Stoßes an und schneidet auch einen Schieferfetzen, nämlich den von Sarras, ohne ihn einzuhüllen.

Die Stoßrichtung bleibt dieselbe, die Verf. im N in der Lyonnais-Zone, in dem Gebiet des tektonischen Komplexes der Cevennen, im S in den südlichen Cevennen und in der Rouergue festgestellt hat. Sie läßt sich mindestens bis zum Südhang des Schwarzen Gebirges verfolgen. Wo Decken gebildet wurden, gehören sie zu einer vom hercynischen Bau verschiedenen Zone.

Wenn man die von P. TERMIER angenommene Auffassung einer Verlängerung der tektonischen Einheiten in der Gegend von Saint-Vallier und Tournon, dann von Largentière, Vigan und Montagne Noire aufgeben muß, so gestattet das Studium im einzelnen wenigstens die hercynische Struktur einer neuen Zone des Zentralmassivs festzustellen, sowie die Konstanz wichtiger Züge, die besonderen Charaktere dieser Züge und die Anfänge einer Synthese der nördlichen und südlichen Cevennen.

**M. Henglein.**

**André Demay:** Sur les lambeaux de recouvrement hercyniens du Vivarais. (C. R. 194. 1932. 474.)

Der tektonische Komplex der nördlichen Cevennen verschwindet infolge des axialen Anstiegs und der Erosion in dem hohen Becken des Doux. Eine analoge tektonische Einheit, die vielleicht diesen Komplex verlängert, tritt im W in der Schuppe von Saint-André-en-Vivarais und im S in den Schuppen von Lamastre, Pouzat und Cheylard zutage.

Die Schuppe von Saint-André enthält Augengneis, Biotitgneis und Amphibolite mit Biotitgranit von mittlerem Korn, der ident mit der analogen Fazies des Substratums und der Serie von Pouyardière ist, endlich Bruchstücke einer höheren Serie von Augengneis, vergleichbar mit der Serie von Pilat. Gewisse Komplikationen des Details und das Vorhandensein zweier Schuppen von Veillet und Aigue-Neyre resultieren aus ziemlich spitzen Falten. Die kristallinen Schiefer sind wenig geneigt, oft jedoch laminiert. Bei Roche-paule ist das Substratum zuerst intakt, dann laminiert, auch mylonitisiert und teilweise granulitisiert nach der Zerreibung. Unmittelbar darüber finden

sich Augengneise, disloziert oder zermalmt, an ihrer Basis ertränkt in posttektonischem Granulit. Dynamische Wirkungen treten gleichmäßig an mehreren Stellen nahe der Basis der Schuppe an den West-, Ost- und Südgrenzen auf. Berge von Amphiboliten und aufgeblätternen Gneisen kommen an der Basis der mittleren Serie vor, ohne daß es Mylonite in strengem Sinne gäbe, vielleicht infolge syn- oder posttektonischer Rekristallisationen. Bei Rochepaule sind die Augengneise unter dieser Serie zermalmt und getrennt von der Zermalmung der Basis der Schuppe durch eine intakte Zone.

Die zwei Schuppen von Lamastre enthalten nur Augengneise und einen kleinen Hut von Gneis und Granit, welcher vielleicht die Serie von Pouyardière verlängert. Entlang der Bahnlinie Lamastre und La Pras erscheint unmittelbar unter den unteren Augengneisen der Granit zuerst laminiert, dann mylonitisch.

Die Schuppe von Pouzat umfaßt untere Augengneise, dann Gneise mit Biotit oder Granitoide, sogar bei Ebruy Granit und endlich kleine Schuppen von Augengneis. Die drei Schuppen von Brolles, Cheylard und Serradon bestehen aus Augengneis und die erste außerdem aus einem Hut von Biotitgneis und Granit. Eine intensive Streckung des Augengneises auf der NO-Seite der Schuppe von Serradon und eine Zermalmung an der Basis der Schuppe von Brolles wurde beim Hügel Villebrion beobachtet.

Auf dem Süden der Schuppe von Brolles und in dem Substratum im O und S von Cheylard scheint eine Injektion der Gneise durch Granit stattgefunden zu haben, dann Streckung und darauf teilweise Rekristallisation und vielleicht auch eine neue Injektion nach der tektonischen Hauptphase. Diese injizierten Gneise, Migmatite im Sinne J. SEDERHOLM's, sind gefaltet und fast vertikal wieder aufgerichtet. Obwohl nicht eine große Gesteinsveränderung hier unterschieden wird, beweist doch die wellige Oberfläche der Basis der Schuppe, daß sie die spitzen Falten des Substratums schneidet. Man nimmt eine Loslösung und tangentielle Versetzung an. Die Biotitgneise und der Granit der Schuppe von Brolles nehmen über den Augengneisen eine analoge Stellung ein wie die Serie von Pouyardière in den Schuppen der nördlichen Cevennen. Vielleicht sind sie umgekehrt über den Gneisen. Eine analoge Verbindung der Decke von Pouyardière und der unteren Decke in der Schuppe von Pyfara hat Verf. schon früher festgestellt. [Ref. dies. Jb. 1930. II. 532 u. 1931. II. 801.]

Wie in den andern Teilen der nördlichen Cevennen, ist die tangentielle Struktur älter als die Phänomene der Granulitisation. In dem Substratum der südlichsten Schuppen ist anstatt eines kontinuierlichen Durchgangs von Granit zu Gneisen eine heterogene Mischung mit Bildung von Migmatiten. Vielleicht liegt hier die Bildung eines Metamorphismus in einer geringeren Tiefe vor, der im O und S der hercynischen Zone der nördlichen Cevennen stattgefunden hat und der schon deutlich in der Synklinale von Sarras zur selben Zeit erscheint wie die verschiedenen tektonischen Zustände.

**M. Henglein.**

## Italien.

- Gottfried, C.: Die Mineralien der Adamello-Gruppe. (Chem. der Erde. 5. [Festschr. LINCCK.] 1930. 106—112.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. I. 55/56.
- Lugeon, Maurice et Elisabeth Jérémine: Granite et Gabbro de la Sila de Calabre. (Mém. de la Soc. Vaudoise des sciences naturelles. 3. Lausanne 1930. Nr. 6. 209—231. Mit 5 Taf.)

**Ferruccio Zambonini:** Le Ricerche Chimiche eseguite sui Materiali della Zona Vulcanica della Campania. (Boll. soc. geol. Ital. 49. 1932. 178—264.)

Vorliegende zusammenfassende Arbeit dient zur Übersicht über die Arbeiten, die der kürzlich verstorbene Verf. mit einigen seiner Kollegen, insbesondere G. CAROBBI, während der Jahre 1923—1929 im Chemischen Institut der Universität Neapel über die verschiedensten vulkanischen Materialien, Mineralien, Gesteine und Wässer aus der Vulkanzone von Campanien ausgeführt hat. Eine große Anzahl Analysen und Literaturangaben sind der Abhandlung beigegeben, können jedoch wegen Raumangel hier nicht wiedergegeben werden.

a) Vorkommen oder Verbreitung von seltenen oder noch nicht beobachteten Elementen in den Materialien aus der Campanischen Vulkanzone.

Brom und Thallium wurden spektroskopisch in Sylvinkristallen von einem am 6. April 1906 ausgeworfenen Leucitphritblock vom Vesuv festgestellt. Außerdem fand sich Brom in Mischungen von Halit und Sylvin, die 1922 auf einem Schlackenschornstein auf dem Kraterboden des Vesuvs gesammelt wurden. Die Bestimmung ergab 0,09 %; das Brom substituiert einen Teil des Chlors in den Alkalichloriden.

Kleine farblose bis gelbliche Stalaktiten vom Kraterboden des Vesuvs, von 1925, bestanden aus Sulfaten von Natrium und Kalium bei spärlichem Gehalt an Alkalichloriden und -jodiden; Bestimmungen ergaben 0,13 Jod und 0,55 Chlor. Ob es sich um Mischungen von Alkalichloriden mit Jodiden handelt, konnte infolge der Kleinheit der Kristalle nicht festgestellt werden.

Ferner wurde auch die Gegenwart von Alkalisulfiten unter den Produkten der gegenwärtigen Tätigkeit des Vesuv festgestellt: Die Untersuchung von Inkrustationen vom Kratergrund des Vesuv ergab  $\text{SO}_3$  0,15 neben S 0,62 und  $\text{SO}_4$  6,25. Auch in den sauren Regen des Vesuv sowie in den Exhalationen der Solfatara war schon  $\text{SO}_3$  nachgewiesen worden. Ferner wurden 1924 auf den Laven des Vesuvkraterbodens Fumarolenprodukte gesammelt, die vorwiegend Alkalichloride mit einer kleinen Menge von Sulfiten waren.

Titan wurde häufig in Form löslicher Verbindungen in den Fumarolenprodukten des Vesuv gefunden. In den genannten, Sulfite enthaltenden Inkrustationen wurde 0,52  $\text{TiO}_2$  festgestellt; ebenso fand man in den an Cäsium reichen Sublimationen 0,3 %, in den Mischungen, welche reinen Avogadroit enthielten, 0,05  $\text{TiO}_2$ . Auch in den reinen Sulfatinkrustationen wurde spektroskopisches Ti nachgewiesen; in ihnen ist es wohl auch als lösliches Sulfat wie in den Alaunkristallen aus den gelben Fumarolen von 1913

enthalten; in den Cäsium und Avogadrit führenden Bildungen dürfte es sich um Fluorittitanit handeln. In den letzteren ergab das Spektroskop auch Spuren von Vanadin. Ebenfalls auf spektroskopischem Wege wurde in der Vesuvlava mit Vesbit von 1931 Molybdän entdeckt, desgleichen in den Sulfatinkrustationen.

An seltenen Elementen fand man im Vesbinit der zuletzt genannten Lava Wolfram und Chrom. Metalle der seltenen Erden waren unter den Exhalationen der Vesuvlaven niemals beobachtet worden, nur als Seltenheit waren sie vom Orthit in den Sanidiniten des Mte. Somma bekannt. Im Vesbinit, wo sie das Blei vertreten, zeigte das Spektroskop Lanthan, Cer, Yttrium, Erbium und Thorium an; an anderen Bestandteilen wurde zum ersten Male Arsen und zwar 0,30% angegeben. Zink und Cobalt enthält der Vesbinit nur in Spuren. Metalle der seltenen Erden entdeckte man auch im Zirkon des Mte. Somma, so Th, Ce, La, Nd, Sm, Y, Dy, Er.

Auch Selen und Tellur befinden sich in dem gegenwärtigen vulkanischen Material des Vesuv: Die gelben Inkrustationen des Kraterbodens von 1925 bestehen aus Opal, Schwefel, Chloriden und Sulfaten vorwiegend der Alkalimetalle, spärlicher von Fe, Pb, Cu und Ca; das Selen kommt als Alkaliselenit oder selenige Säure vor. In welcher Verbindung das Tellur in den Vesuvprodukten enthalten ist, kann man schwer entscheiden, wahrscheinlich als Dioxyd. Die Untersuchung der Sublimationskruste einer Lava der obigen Lokalität ergab unter dem Spektroskop Cäsium in beträchtlicher Menge, bis zu 11,5%; in denselben Proben entdeckte Verf. ferner noch Kaliumfluoroborat, den Avogadroit. Auch in anderen cäsiumarmen Sublimationen wurde er gefunden.

Von einem Schlackenschornstein im Vesuvkrater 1922 erregten die Aufmerksamkeit weiße Sublimationen mit gelblichen bis rötlichen Flecken, die unter dem Einfluß der Luft nach und nach blaßrötlich werden; es ist dies Eisenchlorür, das unter Aufnahme von Sauerstoff und Einwirkung der benachbarten Alkalichloride in Erythrosiderit  $2\text{KCl} \cdot \text{FeCl} + \text{HO}$  übergeht. Diese Kristalle wachsen sehr langsam und zerfließen an der Luft.

#### b) Neue Fundorte schon bekannter Mineralien.

Die Stalaktiten der Lavakuppel des Vesuv von 1923 bestehen aus Kriställchen von Halit und Sylvin zusammen mit Thenardit. Ebenso fand sich das seltene Mineral Pseudocotunnit auf dem Kraterboden desselben Vulkans. Von den Analysendaten seien nur angeführt: Cl 49,33, SO 2,28, Pb 3,55, K 25, Na 15,92. Ferner wurde in einer Fumarole mit hoher Temperatur der Ferrinatrit gesammelt. Auch Palmierit kommt in den obenerwähnten Sulfatmischungen vor, ebenso in den Stalaktiten Mirabilit  $\text{Na}_2\text{SO}_4 + 2\text{HO}_2$  und Pieromerit  $\text{K}_2\text{Mg}(\text{SO}_4) + 6\text{H}_2\text{O}$ , sowie Hieratit  $\text{K}_2\text{SiF}_6$ . Diese Mineralien wurden vom Verf. und dessen Kollegen in Einzelarbeiten beschrieben, auf die hier hingewiesen sei.

#### c) Neue chemische Angaben über schon bekannte Mineralien.

Dünne gelbliche Krusten der Vesuvlava von 1631 bildet der Vesbinit. Nach den Analysen ist es ein Bleikupfervanadinat; ein gewisser Silikatgehalt rührt von Verunreinigungen her. Die Entstehung erfolgte in der thermalen Phase wie die von Zeolithen.

Schon früher vermutete man in grünen Krusten der Vesuvlava von 1916 *Ataca* mit. Erst CAROBBI glückte es, dies Mineral einwandfrei nachzuweisen und von den silikatischen Verunreinigungen zu unterscheiden. Seine Entstehung erfolgte mit dem Vesbinit.

Ein Teil des jetzt vom Verf. als *Litidionit* bezeichneten Minerals ging früher unter dem Namen *Neocyanit* (SCACCHI). Man muß nach Verf. zwei Modifikationen des *Litidionit* unterscheiden, nämlich eine *glasige* und sodann eine *kristalline*; letztere ist reicher an Cu, Ca und ärmer an Na und K. Die beiden ersten Analysen (*glasige* und *halbkristalline*) geben die Formel  $(\text{Cu}, \text{Na}_2, \text{K}_2)\text{Si}_2\text{O}_7$  in isomorpher Mischung mit etwas  $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ . Aus der Analyse 3 (*kristalline*) folgte R.  $\text{Si}_2\text{O}_7$  und R.  $\text{Si}_2\text{O}_6$ . Die Analyse 4 ergab  $\text{RO} \cdot 3 \text{SiO}_2$  (RO = CuO, CaO, MgO, PbO,  $1/3 \text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ). Das Ca findet sich teilweise in Form von *Wollastonit* oder *Rivait*.

*Rivait* bildete ein strahlig faseriges Aggregat im *Lapilli* am Weg zu den *Due Fave*. Die Zusammensetzung ist  $2 \text{CaSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ : es ist dasselbe Mineral, das LACROIX 1915 auf St. Pierre entdeckte und *Reaumurit* nannte.

*Forsterit* und *Spinell* kommen zusammen in einem Block vom Mte. Somma vor. Für ersteren ist der Gehalt an Sb, Sr, Ni, Ba, Ni, Co und Cu merkwürdig, die zum ersten Male in *Forsteriten* vom Vesuv gefunden wurden. Weiter ist der Gehalt an  $\text{Al}_2\text{O}_3$  3,69 und an  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  1 bemerkenswert. Zur Erklärung nimmt Verf. an, daß ein geringer Überschuß von *Spinell*-substanz den entsprechenden Teil *Forsterit* isomorph vertrete. Auch in dem *Spinell* findet sich Sb, Ni, Co, Cu, Mn, die bisher in vesuvischen *Spinellen* unbekannt waren. Es läge eine Substitution des Antimon mit Aluminium und anderen dreiwertigen Elementen vor, die im *Spinell* häufiger sei, als bisher beobachtet wurde, wie z. B. im antimonhaltigen *Zinkspinell* von *Tirolio* (Calabrien).

Vom *Sarkolith* kannte man früher nur wenige Analysen. Nach diesen gehörte dieses Mineral, das vom Mte. Somma bekannt ist, zur *Melilithgruppe*. BERMANN betrachtet ihn als aus isomorphen Mischungen von *Åkermanit*, *Gehlenit*, *Natron-Melilith* und *Submelilith* bestehend. Dagegen stellen ihn GOSSNER und MUSSGUG zwischen *Wernerit* und *Sarkolith*. Die neuen Untersuchungen ergeben die Formel:  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{Ca}_2\text{SiO}_4$  mit kleinem Überschuß des einen oder des anderen Bestandteils; ein kleiner Teil des Ca ist ersetzt durch Na, K und sehr wenig Sr und Ba.

#### d) Neue Mineralien.

In den *Stalaktiten* der Lavakuppel von 1922, die wegen ihres Mangan-gehaltes sowie ihres Reichtums an Natriumsulfat interessieren, sieht man kleine Tetraeder von *Manganolangebeinit* von der Zusammensetzung  $\text{K}_2\text{M}_2(\text{SO}_4)_3$ .

Ein kleiner *Stalaktit* vom Kraterboden des Vesuv zeigt ein *kristallin-körniges* Gemenge; einige bessere Kriställchen darin von *tetragonalem* Habitus mit (100), (111) sind *Mitscherlichit*,  $\text{K}_2\text{CuCl}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ . Die Begleiter sind  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  und  $\text{K}_2\text{SO}_4$  nebst *Sylvin*, *Metavoltin* und *Gips*. Die Entstehung erfolgte sekundär auf *Fumarolen* analog *Erythrosiderit*.

Aus einer an Cäsium reichen Fumarole wurden Kristalle bekannt, die denen des Anglesit, des Baryt oder Cölestin gleichen; die Basis ist vorherrschend; die übrigen Flächen sind: (100), (010), (110), (110). Es ist dies der Avogadroit. Bezeichnend für ihn ist seine sehr schwache Lichtbrechung und schwache Doppelbrechung. Es ist  $\text{KBF}_4$  oft in isomorpher Mischung mit  $\text{CsBF}_4$ .

Von dem Auftreten des Kaliumfluorborat in zwei Fumarolen ausgehend suchte Verf. nach den Fluorosilikaten der Alkalimetalle und fand kleine hexagonale Prismen von der Zusammensetzung  $\text{Na}_2\text{SiF}_6$ , den Malladrit; seine Lichtbrechung ist schwächer als die des Wassers und die Doppelbrechung schwach negativ.

So sind jetzt drei Fluorosilikate als Produkte der Fumarolentätigkeit nachgewiesen:

Kryptohalit (A. SCACCHI)  $(\text{NH}_4)_2\text{SiF}_6$

Hieratit  $\text{K}_2\text{SiF}_6$ ,

Malladrit  $\text{Na}_2\text{SiF}_6$ .

Kryptohalit und Malladrit kennt man nur vom Vesuv, Hieratit von Vulcano und vom Vesuv.

#### e) Gesteinsanalysen.

Der Leucittephrit von Averno in den phlegäischen Feldern wurde schon 1839 von F. HOFFMANN entdeckt und dann von GROSSE, KALKOWSKY und P. JANATSCH bearbeitet. Jedoch hatten diese Arbeiten verwittertes Material verwandt und wiesen manche Ungenauigkeiten auf. Die betreffende Gesteinsbank liegt im grauen Tuff an der Straße, die von der Station Arco Felice zum alten Römertor hinführt. Es ist ein sehr bröckliges Material, aus dem die frischen Partien herausgesucht werden müssen. In der grauen Gesteinsmasse treten Einsprenglinge von Leucit und Augit hervor nebst Körnern von Magneteisen. Unter dem Mikroskop erscheinen Leucit, Sanidin und Plagioklas oft mit zonarem Aufbau. Letzterer ist im allgemeinen Labrador-Bytownit; bei zonarem Aufbau ist der Kern Anorthit, der Rand Labrador. Den fast farblosen Augit umgibt eine Randzone von Ägirinaugit. Ausgesprochen zonar aufgebaute Individuen sind nicht häufig. Der Leucit ist arm an Einschlüssen und ist oft von einem Kranz von Plagioklasen umgeben. Glas fehlt im Gegensatz zu älteren Angaben; auch fand nirgends Umwandlung des Leucits in Orthoklas statt. Beim Vergleich der Analysen kommt Verf. zu folgendem Resultat: Die Vesuv-Leucittephrite sind ärmer an Kieselsäure und Kali, dagegen reicher an Eisen, Kalk und Magnesia; dagegen besteht Annäherung an die Leucittephrite (Campanite) vom Mte. Somma, die aber reicher an Tonerde und ärmer an Kali sind. Mehr Verwandtschaft besteht noch mit den Leucittephriten vom Poggio Cotognola (Bracciano) und Mte. S. Antonio (Roccamonfina) und Mte. Fogliano (Vulcano de Vico).

#### Chemische Zusammensetzung des Monzonits von Vivara.

Aus der Breccie von der Insel Vivarra waren Blöcke von Monzonit bekannt, von denen Verf. eine Analyse ausführte. Nach Umrechnung auf die NIGGLI'schen Konstanten:

si 150, al 31,4, fm 28, c 21, alk 19,4, mg 0,50, k 0,49,  $\text{CO}_2$  12.



Das Gestein gehört zu den normalen monzonitischen Magmen. Beim weiteren Vergleich mit anderen Analysen campanischer Gesteine steht der Monzonit chemisch dem Orvietit (Leucittephrit) von Toscanella am nächsten, den WASHINGTON untersucht hatte. Abgesehen von dem Gehalt an  $\text{CO}_2$ , nähert sich der Vivaramonzonit sehr dem Monzonit vom Mte. Somma und dem Latit vom Arso.

f) Analysen von Mineralwässern.

Chemische und physikalische Untersuchungen von den drei Mineralquellen von Agnano.

In den phlegräischen Feldern beschloß die Tätigkeit der Vulkane mit gelbem Tuff wie Nisida, Posilippo, il Gauro, Porto Miseno, Cap Miseno eine Ruhepause. Sodann begann die Tätigkeit der Vulkane mit grauem Tuff, des Kraters von Agnano, der Solfatara und des Mte. Nuovo. Der Krater von Agnano besteht aus einem Ringwall von 2 km Durchmesser. Im O ist er gut erhalten, im W dagegen durch die heftigen Explosionen der Krater von Astroni und der Solfatara zerstört. Es bildeten sich zwar in diesem Zentrum der phlegräischen Felder keine neuen Krater mehr, doch blieb die vulkanische Tätigkeit immer noch recht intensiv, wie die letzten jüngeren Explosionen und Exhalationen der Solfatara zeigten. Zu diesen Äußerungen vulkanischer Tätigkeit gehören auch die vielen Mineralwässer, die so reichlich dem Kraterboden entquellen, daß, bevor sie kanalisiert waren, das Becken ein seichter See war. Nach A. GAUTHIER beträgt die Zahl der Quellen 72 und sind nach Verf. auf 75 gestiegen; ihre Ausbeute beträgt pro Tag 6 961 000 l.

Die Quelle „De Pistis“ ist ein hyperthermales Wasser, reich an freier Kohlensäure. Ihre Temperatur ist gleichmäßig  $72^\circ$ . Das Wasser ist klar, ungefärbt und geruchlos. Beim Erwärmen trübt es sich etwas und in der Flasche bildet sich allmählich ein leichter Bodensatz.

Die Quelle „Sprudel“ verdankt ihren Namen der Tatsache, daß sie rhythmisch in die Höhe springt, analog den typischen Sprudeln von Karlsbad und Nauheim. Das Wasser, Sprudel von Agnano, ist überthermal: seine Temperatur ist immer  $70^\circ$  geblieben. Rein und fast farblos trübt es sich nach kurzer Zeit etwas und wird gelblich, allmählich gibt es einen leichten Absatz in der Flasche.

Die Quelle „Mars“ wurde schon von MARFARI als ein Bicarbonatsäuerling erkannt. Das Wasser ist klar und farblos, aber in dem Maße, als Kohlensäure entweicht, fällt eine ockerartige Substanz zu Boden. Geschmack angenehm, sonst wie bei Eisenwässern.

In geringen Mengen wurden nachgewiesen Li, N (in  $\text{NH}_4\text{OH}$ ), Ba, Sr, Pb, Mn, Br, J, Bo, As, P und Ti, Elemente, von denen die meisten in diesen Wässern bisher unbekannt waren.

Was den Gehalt an Lithium betrifft, so sind die Gesteine der phlegräischen Felder nicht lithiumfrei. So fand es Verf. vor einigen Jahren im Pipernotuff spektr. nachweisbar; im Piperno der Pianura sowie im Vesuvgebiet ist es anzutreffen und „juvenil“ in den Wässern von Agnano in beträchtlicher Menge; so kommt bei De Pistis und Sprudel 1 cg  $\text{Li}_2\text{O}$  auf 1 l, in der Marsquelle nur 1,9 mg auf 1 l. So sind die beiden ersteren typische Lithiumwässer.

In De Pistis und Sprudel findet sich Blei in minimalen Spuren und rührt vielleicht von geringen Mengen Vanadinit in den phlegräischen Magmen her; auch ist eines der bekanntesten Fumarolenmineralien vom Vesuv der Conturnit ( $\text{PbCl}_2$ ).

Von den sonstigen Bestandteilen sind endlich noch Brom und Jod in geringen Mengen besonders therapeutisch sehr wichtig.

Leider war es bei der Fülle des Materials, das der besprochenen Abhandlung zugrunde liegt, sehr schwer, nur das Wesentlichste herauszugreifen, ohne den Zusammenhang zu stören; insbesondere konnten die so wertvollen Analysen nicht zitiert werden; immerhin wird es möglich sein, einen Gesamteindruck der vielseitigen und wertvollen Untersuchungen der verschiedensten Materialien eines der interessantesten Vulkangebiete zu bekommen.

**K. Willmann.**

**Pasquale Piepoli:** Su alcuni noduli di Italite dei Vulcani Laziali e Cimeni. (Bolletino della società geol. Ital. 49. 1930. 68—78.)

Bei Aufnahmearbeiten der für Italien so wichtigen Leucitlagerstätten fand Verf. interessante Spaltungsgesteine tephritischer Magmen im Gebiet der Latinischen und Cimenischen Vulkane. Es sind dies helle, leucitische Einlagerungen in leucitreichen Tuffen oder knotenartige Schlieren „noduli“ in Leucittephriten. Derartige Bildungen waren schon früher bekannt und wurden schon von SCACCHI, später von LACROIX (1893) und SABATINI (1900) aus dem Vesuvgebiet, vom Vulcano Laziale sowie von der Rocca Monfina erwähnt. Erst H. S. WASHINGTON beschrieb 1920 von letztgenanntem Fundort ein solches Gestein näher und bezeichnete es als „Italit“. Seiner mineralog. Zusammensetzung nach besteht es zu ca. 90 % aus Leucit und zu 4 % aus Ägirin-Augit; den Rest bilden akzessorische Mineralien von Melanit, Magnetit, Apatit, Biotit und endlich Glas. Ähnliche Gesteine fand Verf. sowohl am Vulcano Laziale wie am Vulcano de Vico.

Die großen Tuffflächen um den Vulcano Laziale sind so reich an Leucit, daß versucht wird, sie zu industriellen Zwecken abzubauen. In diesem Gebiete zwischen Via Appia, Tuscolana und Campiano fand Verf. in gelblichgrünem Tuff helle körnige Massen aus vorherrschendem Leucit, der Kristalle von 3—4 mm Durchmesser aufweist; dazwischen liegen dunkle Kristallkörnchen mit Biotitblättchen als Einschluß.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt: Leucit 89, Ägirin-Augit 4, Biotit 14, Magnetit 0,6, Apatit 0,4, Glas 5.

Der einzige Unterschied gegenüber dem Vorkommen von Rocca Monfina ist das Fehlen des Melanits. Es ist ein Leucitit, wie ihn WASHINGTON als Italit bezeichnet hat.

Der Krater von Vico in der Gruppe Mti. Cimini besteht aus dem Kegel des Mte. Venere und ist umgeben von einem Kranz von Anhöhen, die im Mte. Fogliano gipfeln. Die Westflanke dieses Berges ist von einem System von Tälchen zerschnitten. Ein solches ist das Valle delle Rose, das bei der Station Tre Croci der Eisenbahnlinie Viterbo—Rom mündet. Dasselbst sind große Brüche und Gruben zur Ausbeutung der Leucitgesteine.

Auf der linken Talseite ist ein mächtiger, schwach nach dem Tal zu geneigter Lavaström aufgeschlossen und teilweise wurden seine kompakten Massen an der Talwand aus dem umhüllenden Schlackensack herausgerodiert.

Die Schlackemasse ist dunkelgrau bis rötlichbraun und reich an Leucitkriställchen. U. d. M. trifft man Einsprenglinge von basischem Labrador, Pyroxen und Olivin. Die Grundmasse ist eine feinporöse Glasmasse mit Sanidinmikrolithen. Es liegt somit ein makroporphyrischer basanitoider Leucittephrit vor, reich an Einsprenglingen.

Das massige Gestein des Lavastromes ist weniger blasig und hellgrau.

U. d. M. liegt der Unterschied in einer viel geringeren Menge Glas und einem dichten Filz von Feldspatleistchen, Magnetit und Pyroxen. Die Grundmasse ist bei beiden pilitaxitisch.

Auch dieses Gestein ist ein basanitoider makroporphyrischer Leucittephrit, reich an Einsprenglingen.

Im unteren Teil fand nun Verf. eine lichte Schliere von Italit mit einer Kruste von Leucittephrit. Diese Masse besteht aus Leucitkörnern mit einem Durchmesser von 6—7 mm Durchmesser; dazwischen sind kleine Interstitien von Glas.

U. d. M. herrscht Leucit über sämtliche Gemengteile vor, dazwischen liegen Labradorplagioklase, auch mit Zonarstruktur, und Sanidinleistchen in dichtem Filz mit Glas.

Mineralbestand: Leucit 79, Labrador und Sanidin 13, Olivin 1,6, Magnetit und Apatit 0,4, Glas 6 %.

Eigentümlich sind noch Mikroimplikationsstrukturen zwischen Leucit und Plagioklas und Sanidin-Plagioklas, die man bisher noch nirgends in Leucitgesteinen antraf.

Im Überwiegen des Leucites beruht die Gemeinsamkeit der beiden Italite, desjenigen vom Vulcano Laziale und desjenigen vom Mte. Fogliano. Die sonstige Verschiedenheit ist für Spaltungsgesteine nichts Besonderes.

**K. Willmann.**

**Alberto Pelloux:** Sulla Lava di Lazzaria in Territorio di Velletri e sui suoi Minerali secondari. (Boll. soc. geol. Ital. 49. 1930.)

In den Jahren 1928/29 veröffentlichte DE ANGELIS D'OSSAT die Entdeckung eines bisher unbekanntem Lavastromes aus dem Südsektor des Vulkanes von Latium (Vulcano Laziale) südlich von Velletri und Civita Lavinia. Die Lava ist bald dicht, bald blasig ausgebildet. Bei der Lokalität Fontanile bei Casale di Lazzaria wie bei Fontanile Ceca l'Asino kommen beide Typen zusammen vor. Verf. untersuchte nun diese und fand, daß sie mineralogisch übereinstimmen.

Es ist ein dunkelgraues Gestein (spez. Gew. 2,5) mit Einsprenglingen von Leucit, seltener von Pyroxen.

U. d. M. zeigte sich die Vorherrschaft des Leucits über die übrigen Gemengteile. Die Größe desselben liegt zwischen 0,03 und 0,25 mm. Die Grundmasse besteht aus einem schwach pleochroitischen, grünlichen Augit und

Melilith, denen sich Magnetit, Nephelin und Apatit als akzessorische Gemengteile zugesellen.

Die Mandelräume der blasigen Lava sind von Kalkspat und Phillipsit ausgefüllt:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	43,27
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	6,10
FeO . . . . .	4,72
MnO . . . . .	0,10
CaO . . . . .	10,18
MgO . . . . .	5,87
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,56
K <sub>2</sub> O . . . . .	7,53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,73
Glühverlust . . . . .	2,66
Summe . . . . .	99,87

Die mikroskopische Untersuchung sowie die Analyse ergeben, daß die Lava von Lazzaria ein Melilith-Leuzitit ist. **K. Willmann.**

**Aurelio Serra:** Osservazioni su Rocce della Sardegna settentrionale Gallura-Anglona. (Boll. della soc. geol. Ital. 49. 1930.)

Verf. berichtet in dieser Notiz über einige Gesteinsgruppen der bis jetzt geologisch noch wenig eingehend erforschten Insel Sardinien.

Bei dem Gebiet, das sich im N der Insel befindet, handelt es sich um die hügelige, reichgliederte Landschaft von Gallura-Anglona, die im O durch die Käme von Ultana und im S durch die Gipfel von Limbara abgeschlossen ist.

Dieses Gebiet besteht aus einer älteren Formation mit Graniten und Gangfolge, sowie Gneisen und Glimmerschiefern, dann aus einer jüngeren mit Arkosen und Sandsteinen. Beide scheinen dem Paläozoicum anzugehören. Sichere Angaben konnten anscheinend noch nicht gemacht werden.

Die beschriebenen Granite sind normale Biotitgranite (Granite) mit geringem wechselndem Gehalt an Hornblende. Bald sind es feinkörnige Gesteine wie von den Bergen von Gallura, bald grobkörnigere wie von Limbara, die schon LA MARMORA in seiner Voyage en Sardaigne (Turin 1857) erwähnte.

Nach unserer vorliegenden Arbeit dagegen fand Verf. meist porphyrische Typen wie bei Tempio, obwohl dort auch mit Übergängen in normalkörnige, dann von Castel d'Oria, von Ozieri und vom Mte. Ruiu.

Die mikroskopische Untersuchung ergab Einsprenglinge von Orthoklas, Quarz und Oligoklas; in der Grundmasse trat an Stelle des letzteren Albit. Dann fand sich Mikroklin mit typischer Gitterstruktur; reich an Perthit ist der Porphyrgranit von Castel d'Oria. An dunklen Mineralien führen die Granite immer Biotit und wechselnde Mengen von gemeiner

stark pleochroitischer Hornblende:  $\gamma$  braungrün,  $\beta$  dunkelgrün,  $\alpha$  gelblichgrün.

Als akzessorische Gemengteile werden von Tempio Turmalin und Magnet Eisen erwähnt, sowie der in den sardinischen Graniten so verbreitete Zirkon. Manchmal ist der Feldspat auch in Kaolin umgewandelt. Im Granit von C. d'Oria findet sich Pyrolusit, Kaolin und Steatit.

Dichter Felsophyr steht bei Bortigias an. U. d. M. besteht er aus Orthoklas, Mikroklin, Albit, Quarz und Biotit. Oft erscheint auch grüne Hornblende in Fetzen und schließlich Zirkon.

Gänge und Schlieren von Aplit und Pegmatit sind das Gangefolge der Granitmassen.

4 beigegebene Analysen bestätigen den mikroskopischen Befund.

Glimmerschiefer, die vielleicht cambrisches oder silurisches Alter haben, sind auf Sardinien ziemlich verbreitet. Verf. traf bei Castel d'Oria und in der Nähe von Villalba grüne bis ins Violette gehende Schiefer. Sie bestehen aus Biotit und einem hellen Glimmer mit Pleochroismus von grün zu violett und Lagen von Quarz. Manchmal herrscht auch der Biotit vor oder es tritt Hornblende ein; dazu kommen manchmal noch Magnet Eisen und Graphit. Während einerseits durch den Eintritt von Feldspat Gneise entstehen, finden auch durch Verminderung der Kristallinität Übergänge zu Phyllit statt.

Die Arkosen, die am Mte. Ruiu, bei Villalba und Castel d'Oria auftreten, entstanden aus der lange Zeiträume hindurch dauernden Zersetzung und Aufarbeitung des Porphygranits. Sie bestehen aus Fragmenten von Quarz, Orthoklas, Albit, Oligoklas, Muscovit und Biotit und sind verkittet durch ein tonig-kieseliges Zement, das manchmal auch durch limonitische Substanzen gefärbt ist. Diese Gesteinsbildungen sind somit jünger als der Granit. Auch die Sandsteine enthielten Derivate des Granits. Sie sollen ähnlich sein denen des Cambriums, die BUCCA<sup>1</sup> von Iglesias erwähnte und auch Granitfragmente einschließt. PARONA soll darin Reste von Oldhamia und von Eophyton gefunden haben.

**K. Willmann.**

**V. Pöschl:** Der liparische Bimsstein. (Zs. prakt. Geol. 40. 1932. 1.)

Von allen Ausfuhrartikeln der Liparischen Inseln überwiegt an Wichtigkeit der Bimsstein, der sich aus dem vulkanischen Aufbau ergibt. Alle Inseln der Gruppe sind Vulkanberge und bilden die Spitzen eines zusammenhängenden Gebirges, das im übrigen größtenteils vom Meere bedeckt wird. Der rezente Vulkanismus der Insel Stromboli wird zunächst beschrieben. Dem heutigen Naturschauspiel stehen die vulkanischen Erscheinungen im Miocän gegenüber, die den Gesamtaufbau der Inseln bedingen und wirtschaftlich wichtige Folgen gezeitigt haben, vor allem die bedeutenden Lavaergüsse der Insel Lipari. Über basischen Unterlagen lieferten diese Eruptionen die sauren Bimssteinmassen im Gegensatz zu den basaltischen Auswürfen des Stromboli. Östlich von der Mitte, dem 584 m hohen Engelsberg (Monte S. Angelo) bildeten

<sup>1</sup> BUCCA, Studio petrographico di alcune rocce nell' Iglesias. Roma 1888.

sich Kratere, deren größter der alte Krater (Forgia Vecchia) in etwa 300 m Höhe ist. Der eine Lavastrom floß in Breite von etwa 650 m und in Länge von 1 km ostwärts bis Canneto und endete in vereinzelt abschüssigen Felsen, die in 20—30 m Abstand aus dem Boden emporragen. Die Klippen sind an der Oberfläche rötlich, äußerst rau, scharfkantig, tief durchfurcht und mit armseligen Sträuchern bewachsen. In mehreren Eruptionen bildeten sich verschiedene Lavaströme, die sich nach verschiedenen Seiten ergossen und wechselnde Gestalt annahmen. Außer dem ostwärts bis Canneto reichenden Strom sind auch nach N und NO fließende zu beobachten. Einer derselben, die Roche Rosse, erstarrte mehr dicht bis glasig, während die andern Ergüsse, offenbar gewaltige Gaseinschlüsse führend, mehr oder wenig schaumig sich erhärteten. Der Campo bianco, der von dem 460 m hohen Monte Pelato in 2 km Länge und Breite bis ans Meer reicht, bildet die besonders ergiebige Bimssteindecke an der Nordostecke der Insel, die 1 km nördlich von Canneto beginnend an vielen Stellen abgebaut wird. Aus der wechselnden Zusammensetzung der Lava, dem verschiedenen Gasgehalt und den Zeit-, Druck- und Temperaturverhältnissen während der Festwerdung ergaben sich die deutlich unterscheidbaren Erstarrungsprodukte, einerseits Obsidian, andererseits Bimsstein. Zwischen beiden steht der Rhyolith oder Liparit, der seinerseits auch wieder Übergänge zu Obsidian und zu Bimsstein bildet. Letzterer zeigt nun sehr viele Ausbildungsarten, die von der feinschaumigen Form bis zur dichten und schließlich zur glasigen Form des Obsidian reichen. Die Eruptionen von flüssiger oder schäumender Lava waren teilweise auch von Auswürfen loser Massen, von Bomben und Lapilli begleitet, die als kopfgroße Stücke bis Zentnerschwere weit geschleudert und bisweilen in Massen abgelagert werden und wieder als Tuffe erhärteten.

Je nach der Beschaffenheit der Erstarrungsprodukte werden die festen und harten als Bausteine, die lockeren als Bausande und die schaumigen, porösen als Bimsstein verwendet. Obsidian findet keine technische Verwendung.

Die Gewinnung des Bimssteins wird beschrieben. Einige Aufschlüsse und Bimssteinstücke sind abgebildet. Dann geht Verf. auf die Verwendung als Schleifmaterial ein. Der größte Wert des Bimssteins beruht auf den scharfkantigen Rändern, die seine Poren begrenzen und die sich beim Gebrauch trotz der Abnutzung auch immer wieder neu bilden in dem Maße, wie sich neue Poren öffnen.

Die chemische Zusammensetzung zeigen die Analysen: 1. Bimsstein vom Monte Pelato (Lipari), 2. Obsidian der Roche Rosse (Lipari).

Eine Übersicht enthält die Handelssorten. Aufbereitung, Verpackung, Mischungen und Zubereitungen werden geschildert. Die Verkaufspreise (10—1800 Lire für 100 kg je nach Sorte) werden gegeben.

Zum Schluß kommt Verf. auf künstliche Bimssteine zu sprechen, die aus Pulver bereitet werden, das mit einem geeigneten Bindemittel, Wasserglas, Magnesiaement, Ton, Leimlösung und anderen Stoffen zu einer plastischen Masse angerührt, in Formen gepreßt und getrocknet wird. In Mischung mit Seife liefert Bimsstein die besonders wirksame Bimssteinseife.

	1.	2.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	71,70	74,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,60	12,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,48	0,40
FeO . . . . .	1,17	1,60
MgO . . . . .	0,12	0,04
CaO . . . . .	0,79	0,67
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,15	4,13
K <sub>2</sub> O . . . . .	5,17	4,07
H <sub>2</sub> O + . . . . .	3,15	0,27
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,20	0,04
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,11	0,11
ZrO <sub>2</sub> . . . . .	nicht best.	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	Spuren	0,14
SO <sub>3</sub> . . . . .	nicht best.	0,08
Cl . . . . .	0,14	0,03
MnO . . . . .	Spur	0,01
BaO . . . . .	nicht best.	—
Summe . . . . .	99,68	98,84

M. Henglein.

## Schweiz.

Hirschi, H.: Beryllvorkommen im Aaremassiv. (Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. 11. 1931. 173.) — Bespr. dies. Jb. 1931. I. 522/23.

Oulianoff, Nic.: Contributions à la connaissance des calcaires des massifs hercyniens des Alpes occidentales. (Bull. Soc. Vaud. des Sc. Nat. 56. 1928. 633—638.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. III. 711/12.

**O. Grütter:** Ein Skolezitfund in der Valle Maggia. (Tessin). (Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 11. 1931. 266.)

Bei Linescio ob Cevio im Maggiatal wurde in Biotitilgoklas- bis Alkalifeldspatgneis Skolezit in 10 mm langen bis höchstens 1 mm breiten Kristallen mit den Formen (110), (010) und (111) in Paragenese mit Quarz, Adular, Epidot und Chlorit gefunden. Da bis heute Skolezit nur in Klüften von Orthogesteinen nachgewiesen wurde, dürfte damit ein Hinweis auf den Orthocharakter des Muttergesteins geleistet sein, aus dessen Kalknatronfeldspäten durch sekundäre Zeolithisierung Skolezit hydrothermal entstanden ist.

Brandenberger.

**P. Niggli:** Die chemisch-mineralogische Charakteristik der metamorphen Paragesteinsprovinz am Südrand des Gotthardmassivs. (Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 9. 1929. 160—187.)

Trotz der großen Mannigfaltigkeit der metamorphen Gesteine am Südrand des Gotthardmassivs bildet dieses Gebiet als isophysikalische Gesteinsserie eine petrographische Provinz. Verf. veranlaßt eine chemisch-analytische Untersuchung des petrographisch-geologisch gut bekannten Gebietes. Zu

diesem Zweck werden 44 neue Gesteinsanalysen ausgeführt. 47 Analysen können der Literatur entnommen werden.

60 Analysen entstammen postcarbonischen Sedimenten, deren Charakter nur durch die alpine Dislokationsmetamorphose verändert worden ist. Ca. 20 Analysen älterer benachbarter Gesteine erläutern deren entsprechende Umwandlung. Parallel mit der analytischen geht eine eingehende mikroskopische Untersuchung, doch wird in der Arbeit auf eine Dünnschliffbeschreibung verzichtet. Dagegen ist die Wahl des Namens der einzelnen Gesteine derart, daß sie in sich eine Beschreibung und Rangordnung des Mineralbestandes enthält.

Es folgen:

57 Gesteinstypenbeschreibungen aus den „jungen Gesteinen“ von Fiora-Lukmanier.

11 Gesteinstypen der Lucomagno-Decke und der Molare-Mulde.

14 Gesteinstypen der Tremola-Serie.

9 Gesteinstypen der Tavetscher Mulde.

Diese große isophysikalische Gesteinsserie kann, abgesehen von Struktur und Textur, folgendermaßen charakterisiert werden:

Ausgangsmaterial: Carbonische bis jurassische Sedimente, besonders mannigfaltig die an die Trias anschließenden. Kalksteine, Dolomite, Sandsteine, verschiedenartige Mergel, mannigfaltige Tone.

Metamorphose: Alpine Dislokationsmetamorphose höchsten Grades zwischen Gotthardmassiv und penninischen Decken. Carbonische und präcarbonische Gesteine schon vorher metamorph, doch ist ihr Mineralbestand nur wenig verschieden von dem der jüngeren Gesteine, die nur die alpine Metamorphose durchmachten. Diese ist vorwiegend konstruktiv. Neubildungen beherrschen das Gesteinsbild.

Der typomorphe Mineralbestand ist der folgende:

a) Kalihaltige Mineralien: Biotite, meist Mg-reich, Muscovit bis Sericit, kein Kalifeldspat.

b) Natronhaltige Mineralien: Albit bis mittelbasischer Plagioklas, untergeordnet paragonitischer Glimmer, natronhaltige blaugrün pleochroitische Hornblende.

c) Disthen als Aluminiumsilikat.

d) Fe—Al-Silikate: Staurolith, Granat, unter Umständen Chloritoid.

e) Mg- und Mg—Ca-Silikate: Hornblende, Grammatit bis Strahlstein, ferner Biotit, Phlogopit, unter Umständen Chlorit.

f) Als Durchläufer bei Anwesenheit von  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  tritt Zoisit, Klinozoisit bis Epidot auf. Fraglich ist das Auftreten margaritischer Glimmer und Kalksprödglimmer. Plagioklas als Neubildung ist schon erwähnt worden.

g) Quarz, Eisenoxyde, Rutil, neugebildeter umkristallisierter Turmalin sind Durchläufer.

h) Entdolomitierung der Carbonate ist häufig. Bei Mangel an übrigen Bestandteilen oder bei etwas geringerer Beanspruchung treten jedoch Calcit und Dolomit in den Mineralbestand ein.

Eine metamorphe Gesteinsprovinz kann genau wie eine magmatische durch Analysen charakterisiert werden. An Hand der Typenwerte (al—alk),



c, fm, k gelingt es, den Zusammenhang zwischen Ausgangsmaterial und resultierendem Mineralbestand festzulegen. Diese Arbeit des Verf.'s mag als derartiges Beispiel betrachtet werden.

**W. Minder.**

**J. Königsberger:** Beobachtungen im Gotthardmassiv. (Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 10. 1930. 140—151.)

Verf. beschreibt das Vorkommen eines Calcitganges, der ungefähr konkordant mit der alpinen Streichrichtung im Gotthardgranit eingelagert ist. „Man könnte annehmen, daß der stark abgekühlte (wasserhaltige) Granit ein älteres Kalksediment einschloß, das zu wasserhaltigem fluiden Carbonatmagma umgeschmolzen wurde und sich teilweise bei gleichzeitigen tektonischen Bewegungen einen Weg als Gang nach oben hin bahnte.“

Weiter gibt Verf. eine Beschreibung von 7 Lamprophyrvorkommen, die er nach Mineralbestand in spessartitisch, kersantitisch und spessartitisch-kersantitisch gliedert. Er führt die Verschiedenheiten des Mineralbestandes an ein und demselben Vorkommen auf „asymmetrische“ Differentiation zurück.

Eine makroskopisch feststellbare Streifung an einem Quarzband in der Nähe des Gotthardospizes wird beschrieben. Es lassen sich zwei Arten von Streifungen unterscheiden, „von denen die eine vielleicht die Böhm'sche darstellen dürfte“. Die Quarzmasse ist zwischen gekreuzten Nicols recht einheitlich. „Wenn die Streifung durchwegs normal zur c-Achse steht, so bilden die großen Quarzmassen einen Einkristall, oder weisen zum mindesten eine bei hoher Temperatur stattgefundene Gefügeorientierung auf.“

**W. Minder.**

**Jun Suzuki:** Über einen Skapolith-Amphibolit von Losone bei Ascona (Tessin). (Schw. Min.-Petr. Mitt. 10. 1930. 133—139.)

Der Skapolith-Amphibolit tritt in Form unregelmäßiger kleiner Linsen auf und liegt, wie die Hauptamphibolitzone, im Tessiner Injektionsgneis. Vom Gestein der Hauptamphibolitzone unterscheidet er sich nur durch das Hinzutreten von Skapolith. Skapolith-Amphibolit ist an das Vorhandensein von Pegmatitgängen gebunden und das Mineral Skapolith konzentriert sich speziell auf die Kontaktzone zwischen Amphibolit und Pegmatit, ist also auf die Injektion der Pegmatite zurückzuführen.

Skapolith bildet sich auf Kosten der Plagioklase, wahrscheinlich unter Einwirkung chlorreicher Lösungen oder Dämpfe, die die letzte Phase der Pegmatitinjektion bilden.

**W. Minder.**

**Jun Suzuki:** Über die Staurolith-Andalusit-Paragenesis im Glimmergneis von Piodina bei Brissago (Tessin). (Schw. Min.-Petr. Mitt. 10. 1930. 117—132.)

Der Staurolith-Andalusit-Biotitgneis von Piodino ist das Derivat eines tonreichen, relativ eisenschüssigen Sedimentes. Mineralogisch unterscheidet sich das Gestein von dem daran anschließenden Biotitgneis durch das Auftreten von Staurolith und Andalusit und durch das Fehlen von Sillimanit. Chemisch ist das Gestein ausgezeichnet durch einen höheren Eisengehalt und

einen tieferen Kaligehalt als der Biotitgneis (zwei neue Analysen). Verf. zeigt an Hand von 22 weiteren staurolithführenden Gesteinen, daß das Ausgangsmaterial derselben meist tonerdenreich, aber sehr arm an Kalk war [Diagramm (al—alk)—c].

Die besonders interessante Assoziation von Andalusit mit Staurolith erklärt Verf. durch zwei verschiedene Bildungsphasen: Streißphase, Staurolithbildung, darauf Abnahme der Streißwirkung, Zunahme der kontaktmetamorphen Wirkungen, Andalusitbildung. **W. Minder.**

**L. Bossard:** Zur Petrographie der unterpenninischen Decken im Gebiete der Tessiner Kulmination. (Schw. Min.-Petr. Mitt. 9. 1929. 47—106.)

Tektonisch zerfällt das Untersuchungsgebiet in folgende 4 Einheiten:

I. Das Gotthardmassiv bildet den Sockel der Tessiner Kulmination, also ist ihre Ursache wahrscheinlich ein hercynischer Gebirgsrücken. Das Gotthardmassiv kann als Kristallindecke im Anfangsstadium aufgefaßt werden.

II. Der Granitkörper der Leventina-Decke (Val Leventina) taucht mit einer Mächtigkeit von 1,5—2 km kuppelförmig in der Dazio Grande ein. Er weist Sekundär- und Rückfaltungen auf, hervorgebracht durch die N—S-Bewegung der darüberliegenden Lucomagno-Decke.

III. Die Lucomagno-Decke bildet im S ein dünner Stiel zwischen Leventina-Decke und Simano-Decke, ihre Mächtigkeit schwillt intensiv nach N an bis in die Stirnubiegung im Grate des Pizzo Lucomagno. In der Stirnregion starke Detailtektonik, am intensivsten am Passo Predelp, dort wo die Mulde zwischen Gotthardmassiv und Lucomagno-Decke am engsten ist.

IV. Am Sobrio-Grat tritt als dünne Platte auf der Leventina-Decke aufliegend die Simano-Decke auf.

Die Gesteinsbeschreibung folgt den tektonischen Einheiten:

I. Gotthardmassiv: Medelser Granit, Kristallinagranit, Orthogneis des Skai.

II. a) Leventina-Decke: Der Leventina-Gneis als Hauptgestein ist ein einheitlicher Granitgneis. Chloritschiefer, feinkörniger Biotitgneis mit zweifelhaftem Orthocharakter.

II. b) Mulde über der Leventina-Decke: Diese ist petrographisch mannigfaltig. Peridotite, Paragneise, Knetgesteine, Granat-Disthen-Staurolithschiefer, Quarzitgneise, Triasquarzite, Dolomite, Kalksilikatgesteine, prächtige Marmore.

III. Gesteine der Lucomagno-Decke:

A. Carbonische und postcarbonische Paragesteine: Kohlehaltige Granat- und Granat-Biotitphyllite, quarzreiche Zweiglimmergneise.

B. Permische Gesteine: Quarzreiche Muscovitschiefer, Hornblende-quarzite, teilweise granatführend.

C. Casanna-Schieferserie (Unt. Carb.): Grundtypus Granat-Glimmerschiefer mit Staurolith, Disthen, Turmalin.

D. Präcarbonische Paragesteine (mächtigste Zone der Lucomagno-Decke). Braune Gneise und Glimmerschiefer, Amphibolite, nach oben Übergang in Casanna-Schieferserie, nach unten in Mischgesteinsserie.

E. Quarzite: Einlagerungen metamorpher, kalkreicher Sedimente in den Para- und Mischgesteinsserien.

F. Mischgesteinsserie mit Zunahme des Orthomaterials in der Nähe typischer Orthogesteine: Zweiglimmergneise, glimmerarme Granitgneise, Granat-Chloritgneis, Granat-Biotitgneis mit Hornblende, Biotitgneise.

G. Orthogesteine: Kleinere Lakkolithe als Teile eines in der Tessiner Kulmination noch teilweise bedeckten Lakkolithen treten zutage.

a) Haupttypus, ein porphyrischer Granitgneis.

b) Äußere Umhüllung der Teillakkolithe, stark metamorpher Lagengneis, intensiv verfalteter Zweiglimmergneis.

c) Ganggesteine: Pegmatite (reichen nur vereinzelt ins Perm), Lamprophyre, viel häufiger Aplite, granulitische Gesteine.

IV. Simano-Decke: Der Sobrio-Lappen der Simano-Decke hat einheitlichen Charakter, Granitgneis mit vereinzelt basischen Schmitzen, Hornblendegneis. Makroskopisch ähnlich dem Leventina-Gneis, jedoch viel ärmer an al, fm und k, reicher an c.

**W. Minder.**

**L. Bossard:** Petrographie der mesozoischen Gesteine im Gebiete der Tessiner Kulmination. (Schw. Min.-Petr. Mitt. 9. 1929. 107—159.)

Mesozoische Gesteine sind die höchsten Glieder im Aufbau der Tessiner Kulmination. Jüngere Fossilien als Lias konnten nicht gefunden werden. Die stark metamorphen Sedimente gehören zur unteren und mittleren Trias und zum Komplex der Bündner Schiefer (im wesentlichen Obere Trias und Lias).

Die Untere Trias hat quarzitischen Charakter. Umwandlungsprodukte von Dolomit sind Strahlstein, Grammatit, Phlogopit. Granathornblende-quarzite bilden den Übergang zu den paläozoischen Gesteinen (Perm) der Lucomagno-Decke.

Die Mittlere Trias besteht aus Dolomit mit Rauhackebildungen. Nach oben hin ist der Dolomit kompakter mit Biotiteinlagerungen als Übergang zur Oberen Trias (Quartenschiefer).

Die Serie der Bündner Schiefer umfaßt die Obere Trias und den Lias. Porphyroblastisch auftretende Mineralien: Granat, Staurolith, Disthen, Biotit, Muscovit, Epidot, Zoisit, Hornblende, Strahlstein sind Hauptgemengteile mit Quarz, Plagioklas, Calcit. Alle Bündner Schiefer enthalten einen Gehalt an Turmalin in mikroskopischen Individuen. (Es kann sich nur um Neubildungen handeln.)

Die Bündner Schiefer zeigen zwei Ausbildungen, eine gotthardmassivische und eine penninische. Unterschiede in ihrem unteren Teil und in der Trias sind mehr sekundärer tektonischer Natur, während die oberen Bündner Schiefer zweifellos primäre Faziesverschiedenheiten aufweisen. (Hoher Kalkgehalt der penninischen Bündner Schiefer.)

Der Autor gibt eine detaillierte Beschreibung der mannigfaltigen Gesteinsvarietäten der Trias und besonders des Bündner Schieferkomplexes. Der Arbeit ist eine mikroskopische Analysentabelle von 48 Gesteinsvarietäten der Bündner Schiefer und zwei der Trias (Quarzit und Dolomit) nach Mineralbestand, Struktur und Textur beigefügt.

Eine entsprechende Tabelle der paläozoischen Para- bis Orthogesteine der penninischen Decken im Gebiete der Tessiner Kulmination ist der Arbeit angegliedert.

**W. Minder.**

**F. X. Schnittmann:** Ein Glaukophangestein im Rhoneerratikum von Freiburg (Schweiz). (Schw. Min.-Petr. Mitt. 9. 1929. 442—444.)

Verf. beschreibt ein Gestein aus dem Rhoneerratikum, bestehend aus Pistazit, Klinozoisit, Plagioklas, Quarz, Calcit, Titanit, Titaneisen, Pennin und einem Glaukophanmineral. Dasselbe bildet Prismen und hat folgende optische Daten:

$n\alpha$  hellgelb  $<$   $n\beta$  hellviolett  $<$   $n\gamma$  hellblau

$n\gamma - n\beta$  0,003,  $n\beta - n\alpha$  0,012,  $n\gamma - n\alpha$  0,015.  $2V = \text{ca. } 16^\circ$ .

Es handelt sich demnach um einen Fe-armen, Al-reichen Glaukophan.

**W. Minder.**

### Böhmische Masse und ihre Randgebiete.

Gränzer, J.: Tertiäre vulkanische Gesteine in der Umgebung von Reichenberg in Böhmen. (Mitt. a. d. Ver. d. Naturfreunde in Reichenberg. 1. 12—27. Reichenberg 1929.)

Huyer, A.: Der Granitkontakt des Schwarzbrunngebirges. (Mitt. a. d. Ver. d. Naturfreunde in Reichenberg. 50. 48—65. Reichenberg 1928.)

Sekanina, Jos.: Mineralogische und petrographische Beiträge zur Kenntnis des Friedeberger Massivs. (Věstník Stát. geol. ústavu Československé republiky. 5. Heft 2—3. Sep. 1—10. Praha 1929.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. I. 60.

**Fr. Slavik:** Pikrit aus dem Liegenden des naphthaführenden Neogens von Gbely. (Příroda. 23. Heft 10 u. 12. Sep. 1—5. Brno 1930. Mit 1 Textfig. Tschechisch.)

Verf. berichtet in der vorliegenden Mitteilung über einen interessanten Fund von Biotit-Pikrit, welcher bei einer Bohrung im naphthaführenden Gebiet von Gbely (Egbell) in der Tiefe von 1405—1458,5 m im Eocän (laut Identifizierung durch J. Nowak) gemacht wurde. Das Eruptivgestein, welches zwar ziemlich starke sekundäre Umwandlung zeigt, läßt keinen Zweifel von seiner Zugehörigkeit zu der alkalischen subbeskidischen Teschenit-Pikrit-Provinz zu, denn es wurden neben serpentinisiertem Olivin reichlich Titanaugit, Ägirin und Titanbiotit als Hauptgemengteile, Apatit, Ilmenit, Titanit als Nebenbestandteile, Chlorit, Serpentin und Calcit als sekundäre Produkte konstatiert. Es wird dann näher die Altersfrage der ultrabasischen alkalischen Eruptivgesteine im alpin-karpathischen System, soweit sie bekannt sind (vgl. auch dies. Jb. 1930. II. S. 560—561), näher diskutiert.

**Fr. Ulrich.**

II. 25\*

**Jiřina Kařparová:** Granitische Gesteine aus der Umgebung von Chvaletice. (Věstník Král. čes. spol. nauk II. Kl. Jahrg. 1931. Sep. 1—39. Mit 1 Taf. u. 2 Textfig. Tschechisch mit franz. Zusammenf. Praha.)

Nach einer Übersicht der bisherigen Literatur über Eisengebirge (Železné hory) beschreibt die Verf. ausführlich die petrographische Beschaffenheit granitischer Gesteine, welche in dem Gebiet von Chvaletice, Zdechovice, Zbraněves, Bernardov, Morašice, Litošice, Stráň, Telčice und Vinařice auftreten. Sämtliche von ihnen zeigen eine starke Bewegungs-metamorphose, welche sich durch Proto- und Kataklyse, manchmal sogar durch Mylonitisierung kundgibt. Neben den normalen Biotitgraniten, ihren basischen Schlieren und ihrem Gangfolge sind es verschiedene Abarten der Granitporphyre und Eruptivbreccien, welche oft hydrothermale Neubildungen (Albit = Natronzufuhr, Fluorit, Chlorit, Zoisit-Epidot, Pyrit, Uralit usw.) führen. In zwei Fällen konnte auch Orthit in ziemlich reichlicher Menge konstatiert werden. Zum Vergleich wurden auch einige Orthogneise (von Bernardov und Vinařice) studiert, welche im Liegenden des Granitmassives auftreten. Chemische Analysen (ausgeführt von AL. ORLOV) zeigen bedeutende Unterschiede beider Gruppen sowohl bei der Berechnung nach OSANN als auch nach NIGGLI.

Granit von Chvaletice besitzt folgende Zusammensetzung:  $\text{SiO}_2$  74,01,  $\text{TiO}_2$  0,20,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  12,75,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  2,14,  $\text{FeO}$  0,73,  $\text{MnO}$  0,06,  $\text{CaO}$  1,35,  $\text{MgO}$  0,48,  $\text{Na}_2\text{O}$  3,46,  $\text{K}_2\text{O}$  4,49,  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,05,  $\text{H}_2\text{O}$  (+ 105°) 0,50,  $\text{H}_2\text{O}$  (—) 0,12,  $\Sigma$  100,34.

Granitgneis von Bernardov:  $\text{SiO}_2$  76,19,  $\text{TiO}_2$  0,09,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  13,17,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0,56,  $\text{FeO}$  0,17,  $\text{MnO}$  0,02,  $\text{CaO}$  0,76,  $\text{MgO}$  0,19,  $\text{Na}_2\text{O}$  3,58,  $\text{K}_2\text{O}$  5,12,  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,07,  $\text{H}_2\text{O}$  (+) 0,12,  $\text{H}_2\text{O}$  (—) 0,04,  $\Sigma$  100,08.

Die Dichte der analysierten Gesteine wird leider nicht angegeben. Geologisch wichtig ist die Konstatierung, daß die kinematische und Druck-metamorphose erst nach der Intrusion stattgefunden haben.

**Fr. Ulrich.**

**Al. Orlov:** Amphibolit und umgewandelter Amphibolit-Pyroxen-Peridotit aus der Umgebung von Pacov. (Věstník Král. čes. spol. nauk. II. Kl. 1931. Sep. 1—19. Tschechisch, franz. Res. Praha 1931.)

**Al. Orlov und V. Veselý:** Metamorphosierte Gesteine aus den Kalksteinbrüchen bei Chýnov. (Věstník Stát. geol. ústavu Československé republiky. 7. 2. Heft. Sep. 1—12. Mit 1 Taf. Tschechisch, franz. Zusammenf. Praha 1931.)

**Al. Orlov:** Genetisches Verhältnis zwischen den kristallinen Kalksteinen, Dolomiten und Amphiboliten in den Steinbrüchen von Chýnov. (Věstník Král. čes. spol. nauk. II. Kl. 1931. Sep. 1—36. Mit 8 Fig. Tschechisch, franz. Res. Praha 1931.)

Vorliegende drei Abhandlungen sind dem Studium der petrographischen Verhältnisse im Kristallin von Südböhmen östlich von Tábor gewidmet, im Gebiet, welches geologisch zuletzt durch D. Srúr aufgenommen wurde.

In der ersten Arbeit wird ein Amphibolit beschrieben, welcher aus 80—85 % grünbraunem Amphibol ( $\gamma$  ca. 1,665), Zoisit, Pyroxen, Feldspat, Titanit, Sericit, Apatit und Klinochlor besteht und folgende Zusammensetzung besitzt:  $\text{SiO}_2$  45,96,  $\text{TiO}_2$  1,25,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  13,37,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  2,70, FeO 7,82, MnO 0,08, MgO 10,30, CaO 15,36,  $\text{K}_2\text{O}$  0,40,  $\text{Na}_2\text{O}$  1,82,  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,11,  $\text{H}_2\text{O}$  ( $\times 105^\circ$ ) 1,01,  $\text{H}_2\text{O}$  ( $-105^\circ$ ) 0,08, S Spuren,  $\Sigma$  100,26. Die Projektionswerte nach OSANN sowie nach NIGGLI fallen in das Gebiet der Eruptivgesteine, ihre Beweiskraft ist aber gerade bei Amphiboliten von geringer Bedeutung und Verf. meint, daß das analysierte Gestein vor seiner Metamorphose eine tonreiche Einlagerung in dolomitischen Kalksteinen vorgestellt hat. [Auffallend ist der geringe Kaligehalt dieses Paraamphibolits, bei hohem Natrongehalt, welcher mit starker selektiver Adsorption der Tone für Kalium nicht im Einklange steht. Anm. d. Ref.] Der hohe CaO-Gehalt wird durch Anwesenheit des kalkhaltigen Amphibols erklärt, auf dessen Existenz z. B. WINCHELL und KUNITZ hingewiesen haben.

Das zweite analysierte Gestein ist ein Amphibol-Pyroxen-Peridotit, welcher in Form eines Lageranges im Gneis bei Kämen und bei Esche (südlich von Pacov) auftritt. Das Gestein besteht aus Olivin, rhombischem und monoklinem Pyroxen (in gewissen Partien vorherrschend), ferner aus Labrador-Bytownit, grünem Amphibol ( $\gamma =$  ca. 1,660) in wechselndem Verhältnis, ferner wurden Rutil, Titanit, sehr reichlich Tremolith ( $\gamma = 1,630$ ), Serpentin, Klinochlor und Erze, Spinell und Prehnit? konstatiert. Die Analyse ergab:  $\text{SiO}_2$  39,40,  $\text{TiO}_2$  0,21,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  9,33,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  5,14, FeO 6,47, MnO 0,07, MgO 26,86, CaO 7,18,  $\text{K}_2\text{O}$  0,07,  $\text{Na}_2\text{O}$  Spuren,  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,05,  $\text{H}_2\text{O}$  ( $+105^\circ$ ) 4,98,  $\text{H}_2\text{O}$  ( $-105^\circ$ ) 0,16,  $\Sigma$  99,92. Sie wird nach OSANN, NIGGLI und BECKE diskutiert. Die Dichte ist weder bei dem ersten noch bei dem zweiten analysierten Gestein angegeben.

Die zweite Arbeit (gemeinsam mit V. VESELY) bringt petrographische und chemische Charakteristik zweier Amphibolite, welche als Einlagerungen in dolomitischen Kalksteinen auf Kladrubská hora und Pacova hora östlich von Chýnov auftreten und durch Steinbrüche gut aufgeschlossen sind. Nach der Übersicht der bisherigen literarischen Daten werden die geologischen Verhältnisse beschrieben, welche an beiden Vorkommen vollständig analog sind. Es sind dolomitische Kalksteine mit Einlagerungen von Quarzit, Kalksilikat-hornfelsen und Amphiboliten im Gneise. Man kann neben der Regional-Metamorphose eine ziemlich intensive Mineralisierung durch saure (granitische) Nachschübe konstatieren. Die Amphibolite beider Vorkommen bestehen hauptsächlich aus gelbgrünem Amphibol und Plagioklas (Andesin-Oligoklas) in wechselndem Verhältnis, ferner wurden Biotit, Pyroxen, Chlorit, Zoisit-Epidot, Quarz, Calcit, Mikroklin, Orthoklas, Anthophyllit, Tremolit, Sericit und Talk gefunden. Das analysierte feinkörnige Gestein von Pacova hora, welches aus Amphibol, Andesin-Oligoklas und Tremolit als Hauptbestandteilen besteht, hat ergeben:  $\text{SiO}_2$  46,85,  $\text{TiO}_2$  1,39,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  17,44,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  1,13, FeO 7,97, MnO 0,07, MgO 11,47, CaO 8,52,  $\text{K}_2\text{O}$  0,48,  $\text{Na}_2\text{O}$  2,42,  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,28,  $\text{H}_2\text{O}$  ( $+105^\circ$ ) 1,82,  $\text{H}_2\text{O}$  ( $-105^\circ$ ) 0,09, S 0,06, Cl 0,03,  $\text{CO}_2$  0,00,  $\Sigma$  100,02. Die Dichte beträgt 2,95, Parameter nach OSANN S — 50,6, a 2,2, c 6,2, f 21,6, n 8,8, S Al F 15,6, 3,3, 11,1, Al C Alk 14,0, 12,4, 3,6,

NK 8,8, MC 6,5. Projektionswerte nach NIGGLI: Si 99, al 21,9, fm 52,8, c 19,6, alk 5,7, k 0,115, mg 0,69, c/fm 0,37, Schnitt III.

Amphibolit von Kladrubská hora ist grobkörnig und führt neben Amphibol und Feldspat besonders Erze, Titanit und Apatit. Seine Analyse ergab: SiO<sub>2</sub> 43,90, TiO<sub>2</sub> 1,26, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 16,09, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 3,89, FeO 9,01, MnO 0,08, MgO 10,17, CaO 11,32, K<sub>2</sub>O 0,39, Na<sub>2</sub>O 2,07, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,30, H<sub>2</sub>O (+) 1,39, H<sub>2</sub>O (− 105°) 0,18, S 0,09, Cl 0,02, CO<sub>2</sub> 0,00, Σ 100,16. Die Dichte des analysierten Stückes war 2,99. Die berechneten Projektionswerte nach OSANN, NIGGLI und BECKE entsprechen wieder den Eruptivgesteinen von gabbroidem Chemismus. Die endgültige Antwort auf die Frage der wahren Natur beider Gesteine muß den zukünftigen Untersuchungen vorbehalten bleiben.

In der dritten Arbeit werden die genetischen Beziehungen zwischen den Kalksteinen und Dolomiten und in ihnen auftretenden Amphiboliten näher diskutiert. Es wird zuerst die geologische Situation beschrieben und petrographische Charakteristik der einzelnen Einlagerungen gegeben. Neben den feinkörnigen dolomitischen Kalksteinen (im Liegenden) und grobkörnigem Kalkstein (im Hangenden) treten Pyroxen-Hornfelse, Quarzite und Sillimanit-Glimmerschiefer auf. Die letzteren pflegen gewöhnlich mit Amphiboliten vergesellschaftet zu sein, deren zwei Analysen oben mitgeteilt wurden. Außerdem sind zahlreiche Adern vorhanden, welche aus sauren Plagioklasen, Mikroklin, Orthoklas, Quarz und Biotit bestehen und als Akzessorien reichlich Rutil, Turmalin und Apatit führen und auf eine weitgehende Injektionsmetamorphose hindeuten. Sie treten sowohl in Carbonatgesteinen als auch in Amphiboliten auf. Es wurde auch Korund und Spinell in biotit- und turmalinreichen Amphibolitpartien gefunden; auch Leuchtenbergit kommt ziemlich reichlich vor. Granat und Wollastonit fehlen vollkommen. Zur näheren Unterscheidung von Calcit und Dolomit wurde die Färbemethode von Lemberg (mit AlCl<sub>3</sub> und Kampschextrakt) verwendet. Auf Grund dieser Untersuchungen schließt Verf., daß die Dolomitisierung bereits im diagenetischen Stadium lange vor der Metamorphose stattgefunden hat. In unmittelbarer Nähe der granitischen Injektionen konnte in gewissen Partien eine ziemlich starke Dedolomitisierung konstatiert werden, welche ausführlich beschrieben wird. Es werden auch vier neue Analysen (ausgeführt durch R. LUKÁČ) mitgeteilt, außerdem eine technische Analyse der dolomitischen Kalksteine:

	I.	II.
CaCO <sub>3</sub> . . . . .	97,00	57,30
MgCO <sub>3</sub> . . . . .	1,23	37,44
FeO . . . . .	0,13	—
FeO <sub>3</sub> . . . . .	0,06	0,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,04	—
SiO <sub>2</sub> . . . . .	0,16	—
Unlöslicher Rückstand . .	1,53	4,42
Σ . . . . .	100,15	99,80

I. Grobkörniger Kalkstein }  
 II. Feinkörniger dolomit. Kalkstein } Pacova hora.

	I.	II.	III.
CaO . . . . .	38,86	32,00	31,98
MgO . . . . .	12,88	19,30	14,50
FeO . . . . .	0,43	0,73	1,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,08	0,04	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,01	0,04	0,15
H <sub>2</sub> O (— 105°) . . .	0,12	0,23	0,11
SiO <sub>2</sub> . . . . .	0,18	0,25	0,39
Unl. Rückstand . . .	2,79	1,07	11,04
Glühverlust . . . . .	44,47	46,30	40,93
$\Sigma$ . . . . .	100,12	99,96	100,20

Diese drei Analysen wurden an dem Material von Kladrubská hora ausgeführt und es bedeutet:

- I. Feinkörniger dolomit. Kalkstein.
- II. Dolomit. Kalkstein aus unmittelbarer Nähe des Amphibolits.
- III. Dolomit. Kalkstein aus unmittelbarer Nähe des Amphibolits, mit größerer Menge des Amphiboles.

Im Schlußkapitel findet man Betrachtungen über die Bedingungen, unter welchen die Metamorphose der studierten Gesteine stattgefunden hat.

**Fr. Ulrich.**

**Karel Urban:** Die geologischen Verhältnisse des Gebietes an dem Zusammenfluß der Otava und Moldau. (Sborník St. geol. ústavu Českoslov. rep. 9. 1930. Sep. 1—79. 1 Karte. Tschechisch, franz. Zusammenf. Praha 1930.)

Vorliegende Arbeit ist der Beschreibung geologischer und petrographischer Verhältnisse an dem Zusammenfluß des Otava-Flusses mit der Moldau nordöstlich von Písek in Südböhmen gewidmet. Die Gegend wird hauptsächlich durch verschiedene Eruptivgesteine, ferner durch kleinere Schollen der kristallinen Schiefer und endlich durch Reste der miocänen Süßwasser-Sedimente und mächtige eluviale Lehme und Flußterrassen gebaut.

Von den Eruptivgesteinen werden zuerst ausführlich das geregelte Granitmassiv von Podolsko und damit verbundene Orthogneise geschildert. Dieser ältere Komplex zeigt eine recht beschränkte Differenzierung, dabei aber sehr große Assimilationsfähigkeit, welche sich durch reichliche Vorkommen von Mischgesteinen — Migmatiten — in kleineren Schollen kundgibt. Als Hauptbestandteile wurden im Haupttypus Plagioklas, Orthoklas, Mikroklin und Quarz, ferner Biotit oder Amphibol, eventuell beide zusammen, als Neben- und akzessorische Gemengteile Apatit, Zirkon, Titanit und Erze (Ilmenit, Magnetit) festgestellt. Bei vorwiegendem Amphibol unter den dunklen Bestandteilen haben die Plagioklase das Übergewicht, im biotitreicheren Gestein ist auch Orthoklas reichlicher vertreten. Perthitische Feldspäte kommen öfters vor. Die Analyse einer Probe aus dem Steinbruche im Tale des „Jetětickýpotok“, ausgeführt von V. VESELÝ, hat ergeben: SiO<sub>2</sub> 70,13, TiO<sub>2</sub> 0,21, ZrO<sub>2</sub> 0,02, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 15,01, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,09, FeO 1,67, MnO 0,50, CaO 2,94, MgO 1,13, K<sub>2</sub>O 2,98, Na<sub>2</sub>O 4,00, H<sub>2</sub>O (+ 105°) 0,46, H<sub>2</sub>O (— 105°) 0,16, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,30, S 0,02,  $\Sigma$  100,12.



Berechnung nach OSANN: S 75,54, a 14,7, c 4,4, f 10,9, n 7,2, k 1,40. NIGGLI'sche Werte: al 38,86, fm 17,34, c 13,86, alk 29,94, si 308,83, k 0,28, mg 0,43.

Als Ganggefölge werden zu diesem Granit nur saure glimmerfreie Aplite gerechnet, welche vorwiegend aus Orthoklas und Quarz bestehen. Am meisten sind in dem kartierten Gebiet verschiedene Abarten des biotit- und amphibol-führenden Granodiorits vertreten, welche eine starke Differenziationstendenz in situ zeigen und auch durch Ganggesteine begleitet werden. Der Haupttypus (červenský nach Červená an der Moldau, wo er am besten zu studieren ist) besteht aus sauren Plagioklasen (Oligoklas-Andesin bis Albit-Oligoklas), Mikroklin und Orthoklas, Biotit, Amphibol, ganz selten Diopsid, Quarz, Apatit und Zirkon (mit pleochroitischen Höfen), Pyrit und Titanit. In gewissen Partien macht sich starke Protoklase und noch mehr die Katakklase kund, welche sogar in zwei Störungszonen (an der Moldau bei km 65,4—6, an der Otava westlich von Tukleky) durch starke Chloritisierung und Epidotisierung abgelöst wird. Differenzierung in situ verursacht basische Schlieren einerseits, andererseits sind wieder feinkörnige leukokrate Fazien des Granodiorits vorhanden, welche in Biotitgranit übergehen. Granodioritmassiv ist deutlich jünger als Granit von Podolsko, was sich auch durch Apophysen und Grenzfazien kundgibt. Die Analyse einer Probe aus dem Moldau-Tale vom rechten Ufer bei km 63,8 (ausgeführt durch V. VESELÝ) hat ergeben: SiO<sub>2</sub> 63,35, TiO<sub>2</sub> 0,75, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 16,97, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,70, FeO 4,48, MnO 0,05, CaO 4,32, BaO 0,07, MgO 2,58, K<sub>2</sub>O 3,00, Na<sub>2</sub>O 3,15, H<sub>2</sub>O (+ 105°) 0,50, H<sub>2</sub>O (— 105°) 0,10, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,18, S 0,06, Σ 100,26. Berechnung nach OSANN: S 69,69, a 8,3, c 7,9, f 13,8, T 0,42, k 1,34, n 6,14. Die Dichte wird leider nicht angegeben.

Als dritte selbständige Intrusion wird Amphibol-Biotit-Granit aufgefaßt, welcher im nordwestlichen Teile des kartierten Gebietes bei Varvažov auftritt und z. T. porphyrische Orthoklaseinsprenglinge führt, z. T. gleichmäßig entwickelt ist und durch Vorherrschen der Kalifeldspäte charakterisiert ist.

Diorite und Gabbrodiorite sind durch kleinere Körper hauptsächlich in der Gegend bei Podolsko vertreten. Braungrüner Amphibol mit  $c : \gamma = 20—21^\circ$  ist ihr dunkler Hauptgemengteil, die basischen Plagioklase sind oft prehnitisiert oder in Epidot umgewandelt. Unter den Ganggesteinen werden nur saure Differenziationsprodukte angeführt, nämlich: Ganggranite, Granitporphyre, Biotit-, Turmalin- und Zweiglimmergranite, Aplite, Pegmatite und Quarzgänge. Bei allen diesen Gesteinen gibt sich eine Anreicherung an Kali im Vergleich mit den Hauptgesteinen kund.

Von den Präintrusionsgesteinen werden aufgezählt: Biotitgneise, z. T. stark injiziert, Amphibolite, Kalksilikatfelse und kristallinischer Kalkstein. Aus den beschriebenen Lagerungsverhältnissen kann gefolgert werden, daß es sich um zungenförmige Intrusionen handelt, deren Wurzeln im N—NW liegen. Die Gänge benützen im Granodioritmassiv häufiger die MOHR'schen Klüfte als Q-Klüfte. Die Richtung des wirkenden Druckes entspricht h 10—12. An den Deckformationen nehmen miocäne Tone, Lehme

und Schotter, ferner mächtige Eluviallehme und Geschiebetrassen teil. Ein selbständiges Kapitel ist auch der Morphologie des Gebietes gewidmet.

**Fr. Ulrich.**

**W. Fischer:** Kontakt- und Injektionsgesteine von Mauthdorf bei Tachau, Westböhmen. (Firgenwald. 4. 1931. 155—159. Mit 2 Textfig.)

Untersuchung dreier „Gesteinsstufen“ von Mauthdorf bei Tachau; zwei der Stufen sind gebänderte Kontaktfelse, welche der Gruppe Grossular—Diopsid—Hornfels (nach V. M. GOLDSCHMIDT) zuzuordnen sind. Die dritte Stufe gibt ein schönes Beispiel für die Injektion eines Aplites.

**Chudoba.**

**K. Zapletal und F. Locker:** Die Eruptivgänge im Rossitz-Oslawaner Steinkohlengebiet. (Montanistische Rundsch. 22. 1930. 278—280.)

Das Auftreten von Eruptivgesteinen in der Boskowitz Furche, deren Westrandzone das Rossitz-Oslawaner Steinkohlenrevier bildet, war bis 1924 unbekannt, wo ŠINDÝLEK südöstlich des „Kukla“-Schachtes bei Oslawan ein solches feststellte, das von L. GARTNER als Aphanit, von K. ZAPLETAL als dem Keratophyr nahestehend bezeichnet wurde. Neuerdings gelang es F. LOCKER, das Oberflächenvorkommen nach NW und SO über Tage und auch in den Grubenaufschlüssen (V.—VIII. Sohle bezw. Horizont) weiter zu verfolgen, sowie 300 m südlich dieses Hauptganges unter Tage einen Parallelgang von geringerer Ausdehnung nachzuweisen.

Der Hauptgang streicht NW—SO (h 11), fällt gegen OSO ein, ist ungefähr 2 m mächtig und durchbricht schieferige Arkosensandsteine des Perms (Unteres Rotliegendes), die am Kontakt zum Gange eine Entfärbung, in unmittelbarer Nachbarschaft z. T. auch Bildung von dunkelgrauen Biotit-Calcit-Hornfelsen, weiter abseits Calcitisierung neben wohl hydrothormaler Auslaugung von Fe-Oxyden zeigen. Das im frischen Zustande graugrüne Ganggestein selbst ist am Liegenden dicht mit parallel geordneten Calcitmandeln durchsetzt, die sich nach dem Hangenden zu vergrößern. Es ist nach den neueren petrographischen Untersuchungen ZAPLETAL's in die Nähe von quarzarmen Keratophyren zu stellen und gehört wahrscheinlich zur Eruptionsphase des Mittleren Rotliegendes nach der saalischen Faltungsphase.

Der Parallelgang ist an der Oberfläche bisher nicht bekannt. Er beginnt auf der VI. Sohle in einer Tiefe von 497 m und ist auf den alten Rissen bei 250 m Teufe auf dem alten II. Horizont als „Störung“ verzeichnet.

Das Streichen beider Gänge stimmt mit den diagonalen Dislokationen der Boskowitz Furche überein.

**Fr. Buschendorf.**

### Ostalpen.

Heritsch, Franz: Die Stellung der Eklogitfazies im oberostalpinen Kristallin der Ostalpen. (Cbl. Min. 1932. B. 27—31.)

— Granitgang im Untercarbon von Nötsch am Dobratsch. (Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1930. 194—196.) — Bespr. dies. Jb. 1932. III. 12.

Graber, H. v.: Neue Beiträge zur Petrographie und Tektonik des Kristallins von Eisenkappel in Südkärnten. (Mitt. Geol. Ges. Wien. 22. 1929. 25—64.)  
— Vgl. dies. Jb. 1929. III. 16—18.

**W. Hammer:** Über Pseudotachylit in den Ostalpen. (Jb. Geol. Bundesanst. Wien 1930. 80. 571—585. Mit 2 Textabb.)

Als „Pseudotachylit“ beschrieb SHAND und nach ihm andere Autoren eigenartige „Ganggesteine“ aus dem Vreddefortgebiet im Oranjefreistaat, die nicht magmatische Intrusivgesteine sind, sondern Mylonite des Nebengesteins, bei denen durch die Reibungswärme Schmelzung und Neukristallisation eingetreten ist. Ähnliche Mylonite hatte Verf. schon 1914 aus dem Silvrettakristallin beschrieben und bringt nun neue Beispiele und einen Vergleich mit den südafrikanischen Gesteinen. Die alpinen Formen stimmen mit den afrikanischen weitgehend überein. Gemeinsam ist beiden eine glasige bis feinkristalline Grundmasse mit Feldspat, Hornblende, Erz und Zoisit, sowie Einschlüsse, unter denen Quarz und Feldspat vorherrschen. Die mikroskopische Einzelbeschreibung kann hier begreiflicherweise nicht wiedergegeben werden. Ein Teil der Eigenschaften (glasige oder intersertale Struktur, Salbänder, Aufschmelzung von Einschlüssen, Umrundung derselben und zonare Erzausscheidung in ihnen) entspricht erstarrten Schmelzflüssen, ein anderer Teil (Kataklyse der Grundmasse wie der Einschlüsse, verschiedene Deformationen) ist mit Myloniten gemeinsam. Die Gesteine sind Schmelztektonite. Die chemischen Analysen zeigen völlige Identität der Pseudotachylite mit ihrem Nebengestein.

Die südafrikanischen Pseudotachylite sind ziemlich regellos verteilt, die ostalpinen dagegen ebenso wie die aus Schottland und von den Hebriden beschriebenen streng an Schubflächen gebunden. Es scheint, daß die Pseudotachylite besonders bei relativ plötzlichen Bewegungen entstehen. [Als weiteres ostalpines Beispiel möchte Ref. die von ihm seinerzeit aus der Koralpe beschriebenen Mylonite von Gneisen und Glimmerschiefern erwähnen, auf die z. T. HAMMER's Beschreibung vollkommen paßt: Geol. u. Petr. d. Koralpe. VIII. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien. Math.-nat. Kl. I. 137. 1928. 466 u. 479. Taf. II Fig. 6.]

**Kieslinger.**

**F. Angel:** Einige neuerliche Pseudotachylitfunde in den österreichischen Zentralalpen. (Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1931. 143—153.)

Verf. beschreibt eine Reihe neuer Pseudotachylitfunde [vgl. das vorige Ref.] aus dem Silvretta- und Rhätikongebiet, und zwar solche, die teils aus Amphibolit, teils aus Granit hervorgegangen sind. Der mikroskopische Befund bestätigt die allgemeine Auffassung, daß die Wärme nicht ausgereicht hat, um alle Zerreibsel zu „verdauen“, daß es sich um „lokal erzeugte, nie recht fertig gewordene Schmelzmassen“ handelt. Sehr interessant ist der Vergleich mit Schmelzversuchen, wie sie DOELTER angestellt hat. Es entstehen hierbei dieselben charakteristischen Neubildungen, z. B. „Tintenquarze“ (Qu. mit Tröpfchenschwärmen und opaken Einschlüssen). Ferner bestehen Analogien mit den Sueviten des Nördlinger Rieses. Gemeinsam

ist allen diesen Bildungen das Bestreben, einen ursprünglichen vollkristallinen Mineralbestand in „Ergußfazies“ umzubauen, was jedoch nur sehr unvollkommen gelingt, so daß sich dann die einzelnen Bestandteile zu einer widerspruchsvollen und unausgeglichenen Gemeinschaft zusammenfinden.

#### Kieslinger.

**F. Angel:** Gesteinskundliche und geologische Beiträge zur Kenntnis der Schobergruppe in Osttirol. (Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1929. 185—190, 213—224. 1930. 101—116.)

In Fortsetzung der bisherigen Berichte (vgl. Ref. dies. Jb. 1930. II. 80. werden weitere Teilergebnisse aus folgenden Abschnitten der Schobergruppe gebracht:

6. Peischlachtörl—Tschadinhorn—Böses Weibele.
7. Der Ostrahmen des inneren Gößnitztales.
8. Der Seichenkopfkamm.
9. Um das äußere Gößnitztal.
10. Der Gradentaler Abschnitt.
11. Das Gebiet zwischen Leibnik- und Staniskaalpenbach.

Die zahlreichen Einzelheiten, durch entsprechende Profile ergänzt, entziehen sich einer kurzen Wiedergabe. Eine Zusammenfassung wird nach Abschluß der Veröffentlichungen des Verf.'s über die Schobergruppe erfolgen.

#### Kieslinger.

**E. Christa:** Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. (Jb. Geol. Bundesanst. Wien 1931. 81. 533—636. Mit 1 geol. Karte 1 : 15 000, 15 Taf. u. 3 Textabb.)

Diese in Präzision der Durchführung und Reichtum der Ausstattung gleich hervorragende Arbeit behandelt den Nordabhang des Gipfelgebietes der Zillertaler Alpen, den Talschluß des Zembaches, der vom Greiner, Schönbüchlerrücken, Schwarzenstein im S, vom Ochsner und Mörchner im N umfaßt wird. Die oberen Teile des Zemmgrundes enthalten mächtige Gletscher, vor allem Waxek-, Horn- und Schwarzensteinkees. Als Kartengrundlage diente eine unter Leitung von S. FINSTERWALDER neu durchgeführte photogrammetrische Aufnahme in 1 : 12 500 mit topographischer Bearbeitung von H. ROHN. Diese ausgezeichnete Karte veranlaßt den Verf. zu näheren Bemerkungen über die Zweckmäßigkeit photogrammetrischer Aufnahmen für alpin-geologische Zwecke sowie zu Einzelangaben über den Arbeitsvorgang der geologischen Kartierung, wobei die Feststellung der Punkte mittels des Aneroids durch mehrfache Anpeilung mit Diopterkompaß unterstützt wurde.

**I. Überblick.** Das nördlichste auf der Karte noch dargestellte Schichtglied sind die Tuxer Granitgneise, die in ihren randlichen Teilen ein grobporphyrisches bis augengneisartiges Gefüge besitzen. An sie schließt südlich die breite Zone der durch ihren Mineralreichtum berühmten „Greinerschiefer“ an. Es sind in der Hauptsache hornblendereiche Garbenschiefer, begleitet von injizierten hornblende- und plagioklasreichen Grünschiefern. Das Streichen ist durchweg ONO, das Einfallen steil, meist N. Im ganzen handelt es sich um einen linsenförmigen Körper mit axialem Gefälle gegen W (Brenner). Die Greinerschiefer und Amphibolite weisen

Durchbrüche ultrabasischer Magmen auf, die heute in Form der Antigorit-serpentine des Ochsner mit ihred schönen Kontakthöfen vorliegen. Die Serpentine selbst sind noch von sauren Gängen durchbrochen.

Eine Gneiszone leitet zu den mächtigen Intrusivmassen des südlichen Gipfelgebietes über, die vor allem durch das Auftreten von Plagioklas und Hornblende charakterisiert sind.

II. Die sauren Intrusiva bestehen aus richtungslos körnigen Dioriten und Graniten, beide durch sehr lichte Gesamtfarbe ausgezeichnet. Es handelt sich um echte Intrusiva oder Plutonite, wenn auch Parallelgefüge häufig genug auftreten. Irgendein „Kerngestein“ ließ sich bei der komplizierten Verteilung der Typen nicht herauschälen, immerhin sind die basischen und ultrabasischen Gesteine im allgemeinen auf die Randzonen beschränkt. Den eigentlichen Graniten ist insbesondere die krummschalige Absonderung als deutliches Kennzeichen gemeinsam; sie entsprechen dem yosemitischen bis engadinitischen Magmentyp.

Von der sehr eingehenden mikroskopischen Beschreibung kann hier nur die eine oder andere Einzelheit herausgehoben werden. Die Plagioklase (in den Graniten 14—18, in den Granodioriten 15—30, in den Dioriten und Tonaliten 33—34 % An) sind ganz erfüllt von Mikrolithenschwärmen (Klinozoisit, Muscovit, Biotit, Zoisit, Sillimanit?, Granat). Kalifeldspat meist als Mikroklin, albitreich, gelegentlich auch zonare Verwachsung (dicke Albit-hülle, ganz außen noch einmal Mikroklinrinde). Sehr auffallend gelegentlich Einschlüsse von Kalkspat im Quarz und im Kalifeldspat. Biotit häufig mit einem Kranz von Titanitkristallen in der Außenzone, oft in Chlorit umgewandelt oder mit ihm streng lamellar verwachsen. Von den übrigen dunklen Gemengteilen sei neben Hornblende besonders Orthit erwähnt.

Im Gefüge unter anderem auffallend, daß Kalifeldspat oft eine größere Anzahl idiomorpher Plagioklase (diese mit Mikroklinfüllung) umschließt. Sehr häufig ist auch die „Mörtelstruktur“, besonders am Kalifeldspat. Der Kornzerfall ist jünger als die Mikrolithenbildung, aber vielleicht noch vor Kristallisation der Restschmelze erfolgt. Diese „Vergrusung“ bringt keine Aenderung im äußeren Aussehen der Gesteine mit sich. Aus Betrachtung der Biotite usw. ergibt sich, daß mechanische Einwirkungen schon in einem sehr frühen Stadium des Erstarrungsvorganges eingesetzt haben, daß sich Aufdringen der Magmen und Orogenese hier nicht trennen lassen.

Sodann erörtert Verf. ausführlich die verschiedenen Erklärungsmöglichkeiten für Mikrolithenbildung und kommt zu dem Schlusse, es handle sich hierbei nicht um eine sekundäre Bildung, um eine Entmischung der schon fertigen Plagioklase, sondern um eine Entmischung der kristallisierenden Plagioklassubstanz in statu nascendi unter Stoffzufuhr (weil z. B. der Kaligehalt der Feldspate zur Glimmerbildung gar nicht ausreicht), unter dem Einflusse der Volumregel, also ungefähr „Piezokristallisation“ im Sinne von WEINSCHENK. Jedenfalls hat die Mikrolithenbildung, wie übereinstimmend mit STAUB und anderen betont wird, mit Verwitterung nichts zu tun.

III. Die melanokraten massigen Tiefengesteine sind eigentlich schon metamorphe Plutonite, wenn sie auch keine Schieferung

aufweisen; sie sind auch wesentlich älter als die sauren Intrusiva. Die grün-schwarze Hornblende zeigt oft Spuren einer vorangegangenen Uralitisierung, doch will sie Verf. keineswegs zur Gänze aus ehemaligem Pyroxen hergeleitet wissen. Stellenweise ist auch braune Hornblende da; der Rest der Gesteine besteht aus Biotit, Klinochlor, Plagioklas (40 % An, in den ultrabasischen Gesteinen ohne Mikrolithen). Ausführlich werden verschiedene Umwandlungen, z. B. von Hornblende in Biotit, sowie die Wirkung aplitischer Durchaderung besprochen.

IV. Die *leukokraten Gänge* bilden nicht nur die übliche Spaltenfüllung, sondern nehmen in stark aufgeblättern Schiefen so zu, daß Riesenerterite entstehen. Die *Aplite* sind in dünneren Lagen mehr pegmatitähnlich entwickelt, in dickeren sind sie einfach ein extrem saures Tiefengestein mit granitischem Habitus. Bemerkenswert ist das Auftreten von Granat. Die *Pegmatite* sind durch Erzführung und durch Abwesenheit von Turmalin auffällig und sind älter als die Aplite. Durch Überwiegen von Plagioklas entstehen Dioritpegmatite, sehr eigenartig sind auch Biotitaplite. Durch genaue Vermessung der Gänge und Studium der Gangkreuzungen wird eine Entwirrung der Gangfolge versucht. Es ergibt sich rhythmische Wiederholung der Gangnachschiebe, ferner können die verlagerten Trümmer auch durch mehrfache Verschiebung nicht wieder zur Deckung bezw. zum Zusammenschluß gebracht werden, so daß starke Resorptionen an den Klüftwänden angenommen werden müssen. Sehr eigenartig sind die mitten im frischen Tiefengestein auftretenden Kristallnester (Quarz, Feldspat, Carbonate, Biotit, Chlorit); sie dürfen mit miarolitischen Drusen nicht verwechselt werden.

V. Im Bereiche der massigen Intrusivgesteine sind *Lamprophyre* in Gangform sichergestellt (in den Nebengesteinen sind sie nicht sicher zu erkennen, vor allem nicht von Amphiboliten zu trennen). Die Unterscheidung von Scholleneinschlüssen in den sauren Plutoniten ist noch einigermaßen möglich, dagegen sind Schwärme basischer Einschlüsse schwer zu deuten; sie treten besonders in den tonalitischen und dioritischen Typen auf. Es sind sowohl rundliche als linsenförmige Fremdkörper, von denen es noch nicht sicher ist, ob es assimilierte Einschlüsse oder Differentiate sind. Die Lamprophyrgänge sind meist als Kersantit entwickelt, mit Übergängen zu Spessartit, Floitit, schließlich zum Amphibolit; sie weisen noch Erstarrungsstruktur auf. Im übrigen zeigt sich die Labilität der chemischen Zusammensetzung in der Bildung von Schlieren usw. In petrographischen Einzelheiten wird Übereinstimmung mit den Beschreibungen von BECKE, KOEHLER, SANDER usw. festgehalten. Besonders durch leichte Metamorphose ergeben sich alle Übergänge zum Amphibolit.

VI. Die abbauwürdigen *Granatlagerstätten* gehören — obwohl sich Granate in allen Gesteinen des Gebietes reichlich finden — nur gewissen Quetschzonen (Chlorit-Biotitschiefern) in den ungeschieferten Plutoniten an. Der Chlorit ist meist ein Zwischenglied der Klinochlor—Pennin-Reihe, teils auch dem Pennin nahestehend, mit pleochroitischen Höfen um Zirkon, in lamellarer Verwachsung mit Biotit (die Verwachsung ist älter als die Fäلتung); der Rest des Gesteins wird — abgesehen vom einschlußreichen Alman-

din — von albitischem Plagioklas gebildet. Es läßt sich wohl eine Reihenfolge der Mineralbildungen und Umbildungen aufstellen, jedoch ist die Frage nach dem Ausgangsgestein dieser Granatschiefer (ein minetteähnliches Ganggestein?) noch offen.

Es ist wohl nicht nötig, auf die große Bedeutung dieser Arbeit, die sich mit zahlreichen wichtigen Problemen der alpinen Petrographie auseinandersetzt, noch näher hinzuweisen.

**Kieslinger.**

**H. Wieseneder:** Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpen-Ostrand. I. Teil (Umgebung von Aspang-Kirchschlag). (Min.-Petr. Mittel. 42. 1931. Heft 2. 136—181. Mit 1 Textabb., 1 geol. Karte u. 2 Taf.)

Geologische Neuaufnahme und petrographische Untersuchung des SE-Abfalles des Wechselgebietes, d. i. der „Kernserie“ МОНН'а. Die Hauptbestandteile des Baues sind: das mächtige Granitmassiv von Aspang, seine Schieferhülle, bestehend aus Glimmerschiefern und einer Serie basischer Gesteine und endlich tektonisch diskordant darüber die paläozoischen Gesteine der „Rechnitzer Schieferinsel“. Der Aspanger Granit ist ein echter Plutonit, er ist in schon metamorphe Schiefer eingedrungen und hat ihnen, besonders mit Hilfe von Stoffwanderungen, noch eine Kontaktmetamorphose aufgeprägt, die sich im wesentlichen in Injektionserscheinungen zu erkennen gibt. Nach diesen Vorgängen und nach teilweiser Abtragung erfolgte dann die Überschiebung durch die Rechnitzer Grauwackengesteine, unter Bildung von Diaphthoriten, besonders den „Leukophylliten“. Ein Teil der Gesteine hat also eine ganze Menge von Ereignissen mitgemacht und ist polymetamorph.

Der Aspanger Granit ist ein grobporphyrischer Biotitgranit mit wenig Muscovit; seine genauere chemische Bearbeitung wird in Aussicht gestellt. Die Glimmerschiefer nehmen gegen den Granit zu Injektionserscheinungen an, besonders große Porphyroblasten von Kalifeldspat. Von den basischen Gesteinen wurde ein granatfreier Amphibolit neu analysiert (*si* 102, *al* 25,4, *fm* 47,7, *c* 22,8, *alk* 4,1, *k* 0,16, *mg* 0,67) und als übereinstimmend mit dem normalgabbroiden Magmentypus von NIGGLI erkannt. Ein Teil der Amphibolite wird als dioritähnliche Differentiationsglieder des Granites aufgefaßt. Ferner werden Granatamphibolite beschrieben, dann die besonders auffälligen „Pseudoecklogite“, eine Art Amphibolskarne, die aus Amphiboliten unter unter Zufuhr von Kalk, Alkali und Kieselsäure bei gleichzeitiger Durchwärmung entstanden seien. Die NIGGLI-Werte sind: *si* 103, *al* 18,4, *fm* 46,6, *c* 30,2, *alk* 4,8, *k* 0,19, *mg* 0,47. Ein daraus isolierter Granat ergab 51 Mol.-% Almandin, 32 Grossular und 17 Pyrop. Am auffallendsten ist bei diesen z. T. reichlich kalkführenden Gesteinen die Umwandlung von Hornblende in Augit statt des umgekehrten Vorganges bei den Eklogiten. In Marmorren haben sich gleichzeitig Kalksilikate gebildet. Weitere Mitglieder der basischen Gesteinsreihe sind Enstatitfelse, Anthophyllit-Olivingesteine, endlich auch Paragneise. Die Leukophyllite sind typische Diaphthorite, ebenso Grünschiefer, die aus Amphiboliten hervorgegangen sind.

## Neue Analysen:

1. Amphibolit von Ziegersberg,
2. Pseudoeklogit von Schäßfern,
3. Granat daraus,
4. Enstatitfels Tannwaldgraben,
5. Anthophyllit Tannwaldgraben,
6. Leukophyllit bei Ödenburg (nach Vendl).

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	47,20	47,45	38,82	55,57	52,44	74,09
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,66	0,48	1,99	0,06	—	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	20,03	14,61	19,29	3,44	2,62	14,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,86	1,52	1,31	1,38	—	0,20
FeO . . . . .	5,30	12,43	22,77	4,62	5,71	0,71
MnO . . . . .	0,41	0,16	0,09	0,05	—	0,01
MgO . . . . .	9,91	6,85	4,34	29,19	35,83	3,24
CaO . . . . .	9,90	13,17	11,11	5,79	0,43	0,52
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,63	2,34	0,06	—	—	0,83
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,49	0,66	0,11	—	—	3,44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,48	Sp.	—	—	—	0,11
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,42	0,40	—	0,51	2,74	2,65
S <sub>2</sub> . . . . .	0,02	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	0,46	—	—	—	—
Σ . . . . .	100,31	100,53	99,89	100,61	99,77	100,37
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,07	—	0,08	0,12	0,61	0,14
s . . . . .	3,069	2,24	3,78	3,34	?	?

## Kieslinger.

**O. Reithofer:** Beiträge zur Geologie der Fernwallgruppe I. (Jb. Geol. Bundesanst. Wien 1931. 81. 305—330. Mit 2 Textabb. u. 1 Profiltaf.)

Als Fernwallgruppe wird jener Teil der Silvrettadecke bezeichnet, der durch die Linie des Arlbergpasses (Klostertal und Stanzertal) im N und durch Montafon und Paznaun gegen SW bzw. SO begrenzt wird, so daß dieses Gebiet zu ungefähr gleichen Teilen auf die Länder Tirol und Vorarlberg entfällt. Von dieser Gebirgsgruppe wird in der vorliegenden Arbeit der mittlere und nördliche Teil bis zur Kalkalpengrenze behandelt, d. i. soweit er auf Kartenblatt „Stuben“ entfällt, während der östliche Teil bereits von W. HAMMER auf Kartenblatt „Landeck“ dargestellt wurde. Der südlichste Teil, zum Kartenblatte „Silvrettagrube“ gehörig, wird vorläufig nicht beschrieben.

Bezüglich der Gesteinsbeschaffenheit wird auf die Beschreibung der gleichen Gesteine aus dem Ostteil durch HAMMER (Jb. Geol. Bundesanst. 68. 1919) sowie auf den abschließenden Teil der Arbeit des Verf.'s verwiesen.

Zone der Phyllite und Phyllitgneise. Das nördlichste Glied der Zentralalpen, die Phyllite, liegen südfallend den Quarziten, Sandsteinen und Konglomeraten des Verrukano auf. Beide Gesteinsgruppen sind tektonisch heftig miteinander verfaltet und verschuppt, der Verrukano stellenweise kataklastisch zertrümmert. Gegen W zu stellt sich an der Kalkalpen-



grenze stellenweise auch Nordfallen der Phyllite ein. Diese bilden die westliche Fortsetzung der von HAMMER beschriebenen „Phyllitzone von Landeck“. Noch weiter gegen W, etwa von St. Christoph an, werden die Phyllite durch Phyllitgneise ersetzt.

Im Hangenden der Phyllite folgen die „feldspatführenden Granatglimmerschiefer von Groß-Gfall“, darüber folgen Feldspatknötchengneise. An mehreren Stellen sind den Glimmerschiefern Muscovitgranitgneise eingelagert [die Einzelbeschreibung nimmt Bezug auf Höhenknoten und Namen der Karte 1:25 000, daher ist eine auszugsweise Wiedergabe hier kaum möglich]. Ferner enthält diese Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer auch Albitgneise, besonders im Gebiete des eigentlichen Arlberges. Der Arlbergtunnel hat u. a. den nördlichsten Zug der Granitgneise durchfahren, nicht aber auch, wie FOULLON annahm, auch den nächst-südlichen. Im übrigen verläuft der Tunnel durch Phyllite und Glimmerschiefer. Er hat eine Fülle von örtlichen Störungen (Verfaltungen und Quetschungen mit Myloniten, Lettenklüften usw.) aufgeschlossen, die sich über Tag der Beobachtung entziehen. Die ganze Zone der Phyllite, Phyllitgneise und Glimmerschiefer ist ein ausgezeichnete Bewegungshorizont. Die verschiedenen Orthogneiszüge sind — vielleicht mit 2 Ausnahmen — primäre Einschaltungen.

Silvrettagneise und Amphibolite. Über der vorhin beschriebenen Zone liegen, zwischen Malfontal und Vermalentobl konkordant, die Schiefergneise der Ötztaler und Silvrettamasse. Während im O, auf Blatt Landeck, eine Aufschiebung dieser Schiefergneise auf die Phyllitzone durch HAMMER nachgewiesen wurde, ist sie im eben erwähnten mittleren Gebiet nicht kenntlich, sondern erst wieder vom Vermalentobl westwärts zu beobachten. Wie weit sie nach W anhält, muß noch näher untersucht werden. Die Schiefergneise enthalten als Einlagerungen Quarzite und verschiedene Granitgneise, teils mit Muscovit, teils mit beiden Glimmern. In den nördlicheren Teilen des Gebirges haben die Schiefergneise gleich der liegenden Phyllitzone ein überwiegendes Südfallen, in den südlicheren Teilen jedoch herrscht lebhafter Wechsel der Richtung, z. T. mit Kleinfältelung.

An die Schiefergneise schließt sich gegen S eine Zone von Glimmerschiefern mit Granat und Staurolith an. Die anschließende sehr ins Einzelne gehende Beschreibung der Gesteinsfolge, der Biotitfleckengneise, Amphibolite, verschiedenen Orthogneise usw. kann hier nicht in Kürze wiedergegeben werden. Im großen und ganzen handelt es sich um isoklinale Schichtpakete, mit O—W bis WSW—ONO-Streichen. Der Bau ist in der Hauptsache durch einen Schub von S nach N entstanden; an mehreren Stellen ist es zu einer Knickung des Streichens, mit Umstellungen in N—S, gekommen. Sicher nachweisbar sind von größeren tektonischen Formen nur mehrere ziemlich große Mulden (Faselfadspitzen, Schwarze Wand—Fatlarspitze und die Fortsetzung der zum größeren Teil auf Blatt Landeck liegenden Mulde von Ulmich im Paznaun).

Die tektonischen Deutungen von G. A. KOCH (vier parallele Antiklinen) und M. VACEK (eine einzige ungeheure Mulde) werden abgelehnt.

**Kieslinger.**

**A. Marchet:** Zur Petrographie der vorsarmatischen Ergußgesteine bei Gleichenberg in Oststeiermark. (Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. I. 140. 1931. 461—540. Mit 1 Taf. u. 16 Textabb.)

Das oststeirische Eruptivgebiet besteht bekanntlich einerseits aus den weit verbreiteten pontischen Basalten mit ihren Tuffen usw., andererseits aus vorsarmatischen Ergußgesteinen, die in der Umgebung von Gleichenberg auftreten. Diese letzteren wurden in der älteren Literatur (bes. SIGMUND) als Trachyte, Andesite und Zwischentypen (daneben auch Liparit) beschrieben. ANGEL hat dann die Trachyte mit Toskaniten, Ciminiten und latitischen Typen gleichgestellt. Verf. bringt nun die Ergebnisse einer sehr eingehenden Neuuntersuchung dieser vorsarmatischen Eruptiva. Als wichtigste neue Feststellung ergibt sich, daß in keinem dieser Gesteine Sanidin fehlt, daß er auch in den vermeintlichen Andesiten mindestens in der Grundmasse vertreten ist, so daß im Hinblick auf den stets auch vorhandenen Olivin die Bezeichnung Andesit durch Trachyandesit zu ersetzen ist. Vier solcher Trachyandesite und ein Trachyt wurden eingehendst petrographisch untersucht und analysiert. Wir übergehen die mineralogischen Einzelheiten und setzen nur die Analysen her:

Neue Analysen (sämtliche aus Gleichenberg):

1. Olivinführender Biotit-Augit-Trachyandesit, Klausen.
2. Olivinreicher Biotit-Augit-Trachyt, Bärenreuth.
3. Olivinführender Biotit-Augit-Trachyandesit, oberster Eichgraben.
4. Hypersthenführender Augit-Trachyandesit, Nordfuß der Kogeln.
5. Hypersthen-Augit-Trachyandesit, Graben zwischen beiden Kogeln, Nordseite.

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	59,47	59,62	58,97	59,56	57,10
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,20	1,21	1,29	1,28	1,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16,68	16,78	15,82	16,04	17,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,65	2,93	5,64	3,12	1,68
FeO . . . . .	2,38	2,09	0,71	2,51	3,65
MnO . . . . .	0,09	0,09	0,07	0,07	0,07
MgO . . . . .	1,20	1,57	1,66	2,60	3,38
CaO . . . . .	4,39	6,05	5,68	5,25	6,48
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,18	3,64	3,63	4,01	3,60
K <sub>2</sub> O . . . . .	5,06	4,23	4,74	4,99	4,26
H <sub>2</sub> O + . . . . .	1,47	1,02	0,74	0,21	0,62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,20	0,19	0,57	0,35	0,40
S . . . . .	0,03	0,07	0,04	0,04	0,31
BaO . . . . .	0,10	0,02	0,11	0,08	0,13
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,52	0,52	—	—	—
Σ . . . . .	99,62	100,03	99,67	100,11	100,27
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,73	0,77	1,18	0,72	0,54
Spez. Gew. . . . .	2,592	2,663	2,644	2,630	2,717

Alle diese Gesteine sind chemisch fast identisch, entsprechend normalsyenitischen bis normalmonzonitischen Magmen; nur der Liparit weicht

durch seine engadinitisch-aplitgranitische Zusammensetzung ab (ist aber kein Pazifiker).

Die älteren Gleichenberger Eruptiva nehmen in bezug auf ihre Gauerwandtschaft eine Sonderstellung ein. Von den pazifischen Gesteinen (z. B. ungarische Andesite, Eruptiva der Kleinen Antillen) unterscheiden sie sich durch höhere *alk*-, *ls*- und *k*-, durch niedrigere *qs*-Werte. Aber auch gegenüber den atlantischen Gesteinen (z. B. böhmisches Mittelgebirge) haben sie bei gleichem *si* mehr *fm*, *c* und *k*. Alle diese Verhältnisse werden durch Darstellung im Konzentrationstetraeder und in Hilfsprojektionen für Feldspate und *si* ersichtlich gemacht und ausführlich erörtert. Es bestätigt sich also die schon seinerzeit von BECKE behauptete Zwischenstellung dieser Gesteine zwischen atlantisch und pazifisch.

Sehr weitgehende chemische Ähnlichkeiten haben die Gleichenberger Eruptiva auch mit den Trachyten der Fruska Gora, den Gesteinen von Predazzo, von Sardinien, weiters im Siebengebirge und in den Duppauer Bergen, welche Vorkommen auch in ihrer regionalgeologischen Lage (am Rande von Orogenen) annähernd übereinstimmen.

**Kieslinger.**

Schoklitsch, K.: Beiträge zur Kenntnis der oststeirischen Basalte. (I. Teil. Dies. Jb. Beil.-Bd. 63. A. 1932. 319—370. [Basalte vom Hochstraden und Klöcher Bergland.]

### Ungarisches Becken und seine Randgebiete.

**S. von Szentpétery:** Neuere Beiträge zur Petrologie des Lillafüreder Savóstaies. (Acta chemica, mineralogica et physica. 2. Fasc. 1. Szeged. 1930. 24—46. Mit 1 Taf.)

Die Arbeit bespricht Gesteine aus dem Bükk-Gebirge, zuerst einen dunklen kalkigen Dolomit und einen weißen dolomitischen Kalk aus dem carbonischen Dolomitzuge. Dann folgt die knappe Beschreibung eines Aplits, der in dünnen (höchstens 5 cm) Gängen in Porphyritoid vorkommt. Das Gestein besteht aus Quarz, Albit, Albitmikroperthit, ferner etwas Magnetit, Limonit, Apatit und Zirkon.

In den kurz beschriebenen Porphyritoiden kommen oft himbeerrote Rhodochrositnester und -adern vor. Einer der Porphyritoide enthält Kalksteineinschlüsse, welche außer Quarzbruchstücken auch neugebildeten Quarz führen. Der neugebildete Quarz führt mehr Graphitoid, als der Calcit.

Den größten Teil der Arbeit bildet die eingehende Beschreibung von einem Oligoklasporphyrit, der gangartig sich vom Csaváros-Graben aus hierher zieht. Die dunkelviolettblaune, seltener dunkelgelblichbraune dichte Grundmasse bildet ein sehr feines Gewebe, in dem ein farbloses, feldspatiges oder quarziges Gebilde vorherrscht; daneben kommen Sericit (viel) und Epidot vor. Im mittleren Teil des Ganges ist die Struktur oft felsitisch, mit stark vorherrschendem Feldspat, und im Feldspatgrund sind Epidot, Sericit und Eisenerz eingebettet. Die große Menge der Eisenerze (Magnetit, Ilmenit, Hämatit, Limonit) ist sehr charakteristisch. Die Grundmasse scheint ungleichmäßig umkristallisiert zu sein.

Die Einsprenglinge sind: Oligoklas, oft stark gepreßt und in Albit-Sericit-aggregat zerfallen. In den Gesteinen mit wenig umkristallisierter Grundmasse ist der Oligoklas am frischesten. Oft sind Teile der zerbrochenen Feldspatkristalle durch eine neue wasserklare Feldspatsubstanz zusammengeklebt worden. Als Reste des dunklen Gemengteils sind mit Erz umrahmte Pseudomorphosen von Pennin und Epidot (vielleicht nach einer Hornblende) vorhanden. Daneben kommen aber auch andere Pseudomorphosen vor: Eisenerz + minimaler Chlorit oder Calcit + Chlorit + wenig Eisenerz. Der Magnetit ist meist in Limonit umgewandelt. Wenig Apatit, Zirkon, Rutil, Granat, Titanit und Zoisit  $\beta$  sind immer vorhanden. Als Infiltrationsprodukte spielen Calcit, Quarz und Eisenerz eine Rolle.

Das Gestein führt oft bis faustgroße, metamorphe Einschlüsse von Carbonatgesteinen. Diese Einschlüsse bestehen aus Carbonatrelikten mit Graphiteinschlüssen, ferner aus Pistazit und Quarz. Der Epidot ist älter als der Quarz. Rings um die großen Einschlüsse durchziehen dünne Adern den Oligoklasporphyrit. Diese bestehen aus Epidot oder Quarz, selten aus Calcit. Die chemische Analyse (Analytiker: E. POLNER) eines Gesteines mit felsitischer Grundmasse ergab:  $\text{SiO}_2 = 63,50$ ,  $\text{TiO}_2 = 0,31$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18,19$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2,99$ ,  $\text{FeO} = 2,03$ ,  $\text{MnO} = 0,07$ ,  $\text{MgO} = 0,35$ ,  $\text{CaO} = 3,15$ ,  $\text{Na}_2\text{O} = 7,65$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 0,25$ ,  $\text{H}_2\text{O} + = 1,47$ ,  $\text{H}_2\text{O} - = 0,08$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,17$ , Summe = 100,21. Der Chemismus wird auf Grund der Methoden nach OSANN, NIGGLI, BECKE und dem amerikanischen System besprochen.

Schließlich werden einige metamorphe und gepreßte Porphyrite kurz beschrieben.

#### A. Vendl.

**S. von Szentpétery:** Der Quarzporphyr des Bagolyhegy bei Lillafüred. (Acta chemica, mineralogica et physica. 2. Fasc. 2. Szeged 1931. 81—108. Mit 2 Taf. Ungarisch.)

Der Quarzporphyr wurde im südlichen Teil stark denudiert und hier liegen auch die etwas tiefer gebildeten Mikrogranitporphyre an der Oberfläche. In den nördlichen Teilen sind die effusiven Fazies vorhanden. Auf beiden Seiten des Vorkommens findet man die ähnlich zusammengesetzten, aber gepreßten Tuffe, die in die sehr stark gepreßten und umgewandelten Porphyroide hinüberführen.

Der hellgefärbte Quarzporphyr zeigt eine abwechselnd ausgebildete Grundmasse (mikrofelsitisch, felsitisch, granophyrisch, mikrogranitisch). Unter den Einsprenglingen herrscht der Orthoklas vor, meist mikroperthitisch ausgebildet. Daneben kommt auch Albitoligoklas vor. Selten wurde der Oligoklasandesin beobachtet. Der Quarz zeigt oft starke Spuren einer Pressung; er fehlt oft in den Mikrofelsitporphyren. Nur in einigen Aufschlüssen wurde der frische Biotit beobachtet. Magnetit, Apatit, Zirkon, Rutil sind spärlich vorhanden. Hämatit und Limonit sind sekundäre Bildungen. Selten sind Granat oder Turmalin beobachtet worden.

Der Quarzporphyr wird durch viele Gänge von Albitgranitpegmatit, Albitgranitaplit und Gangquarz durchschwärmt.

Folgende chemische Analysen (Analytiker: E. POLNER) sind mitgeteilt worden:

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO <sub>2</sub> . . . .	77,15	75,60	77,00	75,30	76,78	77,61	72,60
TiO <sub>2</sub> . . . .	Sp.	Sp.	—	Sp.	Sp.	Sp.	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	11,47	11,21	11,80	12,54	11,95	11,00	12,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	1,08	1,30	0,15	0,63	0,46	0,91	0,91
FeO . . . .	0,37	0,30	0,16	0,50	0,49	0,50	1,23
MnO . . . .	Sp.	—	—	—	Sp.	Sp.	Sp.
MgO . . . .	0,62	0,52	0,22	0,44	0,21	0,40	0,68
CaO . . . .	1,02	1,54	0,44	0,76	0,62	1,34	1,27
Na <sub>2</sub> O . . . .	2,03	1,83	2,82	2,37	2,25	2,96	1,83
K <sub>2</sub> O . . . .	5,80	5,77	6,23	6,40	6,43	4,80	7,65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . .	0,43	0,44	Sp.	0,42	0,21	0,39	0,33
H <sub>2</sub> O + . . . .	0,47	1,52	0,72	0,80	0,54	0,54	0,64
H <sub>2</sub> O — . . . .	0,04	0,07	0,17	0,05	0,09	0,03	0,20
Summe . . . .	100,48	100,10	99,70	100,25	100,04	100,48	100,39
Spez. Gew. . .	2,598	2,586	—	2,608	2,616	2,596	2,617
	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.
SiO <sub>2</sub> . . . .	73,80	71,19	75,15	76,75	76,06	69,60	81,20
TiO <sub>2</sub> . . . .	—	Sp.	Sp.	0,18	0,08	Sp.	Sp.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	13,43	14,90	11,78	12,52	13,00	15,00	9,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	1,08	0,63	0,25	0,42	0,23	0,51	0,37
FeO . . . .	0,44	0,94	1,40	0,43	0,38	0,93	1,17
MnO . . . .	Sp.	Sp.	Sp.	—	—	0,07	—
MgO . . . .	0,29	0,21	0,72	0,24	0,22	0,77	0,34
CaO . . . .	0,37	0,67	1,07	1,34	1,40	2,00	1,06
Na <sub>2</sub> O . . . .	1,67	1,95	2,29	5,05	3,13	4,72	5,13
K <sub>2</sub> O . . . .	8,59	9,07	6,54	2,82	4,18	5,27	0,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . .	Sp.	0,11	0,46	—	0,12	0,16	0,60
H <sub>2</sub> O + . . . .	0,41	0,95	0,12	0,48	1,01	1,15	0,50
H <sub>2</sub> O — . . . .	0,05	0,07	0,06	0,02	0,33	0,14	0,00
Summe . . . .	100,13	100,69	99,84	100,25	100,34	100,32	100,41
Spez. Gew. . .	2,586	2,598	2,572	2,585	2,591	—	—

1. Quarzporphyr, granophyrisch, Huta.

2. Felsitporphyr, Kőbánya.

3. Feinkörniger Mikrogranitporphyr, Kőbánya.

4. Mikrogranitporphyr, Kőbánya.

5. Mikrogranitporphyr, Rücken oberhalb Kőbánya.

6. Quarzporphyr, granophyrisch, Bagolyhegy.

7. Quarzporphyr, sphärolitisch-kryptopegmatitisch.

8. Mikrofelsitporphyr, Bagolyhegy.

9. Mikrofelsitporphyr, Bagolyhegy.

10. Mikrofelsitporphyr, mit fluidaler Textur, Bagolyhegy.

11. Felsitporphyr, gepreßt, Bagolyhegy.

12. Mikrofelsitporphyr, porzellanartig, Bagolyhegy.

13. Quarzporphyrtuff, Bagolyhegy.

14. Albitgranitpegmatit, Bagolyhegy.

Der Chemismus der Gesteine wird auf Grund der Werte von OSANN, NIGGLI, BECKE, des amerikanischen Systems detailliert diskutiert.

#### A. Vendl.

**M. Vendl** und **A. Romwalter**: Beiträge zur Kenntnis der Leukophyllite. (Mitteil. d. berg- u. hüttenmänn. Abteil. an d. königl. ungar. Hochschule f. Berg- u. Forstwesen zu Sopron, Ungarn. 1930. 366—373.)

Die Arbeit bringt neuere Beiträge zu den bisherigen Resultaten über die Kenntnis der Leukophyllite in der Umgebung von Sopron. (Vgl. VENDL: Die Geologie der Umgebung von Sopron. I. Teil in derselben Zeitschrift, 1929, ferner dies. Jb. 1930. II. 561.)

Der untersuchte Leukophyllit bildet eine kleine Linse von maximal 2,7 m Mächtigkeit in dem obersten Teile der Gneisregion im Diebmansgraben im Soproner Gebirge. Die Linse liegt bereits nahe zur Grenze der einen höheren Horizont vertretenden Phyllitregion. Das Gestein besteht aus Quarz, Muscovit, leuchtenbergitischem Chlorit und Apatit.

Die sorgfältigen Bestimmungen der optischen Daten des farblosen leuchtenbergitischen Chlorites ergaben folgende Resultate:  $\alpha = 1,578$ ,  $\beta = 1,578(4)$ ,  $\gamma = 1,589(6)$  (in weißem Licht),  $\gamma - \alpha = 0,011(6)$ ,  $\gamma - \beta = 0,011(2)$ ,  $\beta - \alpha = 0,000(4)$ . Die positive spitze Bisektrix tritt etwas schief auf (001) aus. Die Dispersion der optischen Achsen ist äußerst schwach und wahrscheinlich  $v > \rho \cdot 2 E =$  zwischen  $21^\circ 52'$  und  $36^\circ 24'$  (mit Schraubennikrometerokular gemessen).  $2 V =$  zwischen  $20$  und  $23^\circ$ . Auf Grund dieses optischen Charakters kam dieses Mineral in ORCEL's Unterabteilung „Prochlorites et prochlorites-clinochlores alumineux et magnésiens“. Auf Grund der Brechungsindizes und der Doppelbrechung stehen diesem Mineral die „Rumpfitte“ von St. Michael bei Jassing (Steiermark), die Slatouster Leuchtenbergite, die Sheridanite von Miles City, der „Chloritschiefer“ von Mt. Ampanobe (Madagaskar) und die Leuchtenbergite von Midongy (Madagaskar) am nächsten.

Der Muscovit zeigt die folgenden optischen Eigenschaften:  $\alpha = 1,557(9)$ ,  $\beta = 1,589(3)$ ,  $\gamma = 1,594(1)$ ;  $2 E =$  zwischen  $69^\circ 3'2$  und  $73^\circ 0'$  (Grenzwerte von 7 Schüppchen), Mittelwert =  $70^\circ 40'$ ;  $2 V = 42^\circ 42'$  und  $43^\circ 12'$  (berechnet);  $\rho > v$ .

Chemische Zusammensetzung des Gesteins:  $\text{SiO}_2 = 75,64$ ,  $\text{TiO}_2 = 0,15$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,34$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,62$ ,  $\text{FeO} = 0,17$ ,  $\text{MnO} = 0,01$ ,  $\text{MgO} = 2,67$ ,  $\text{CaO} = 0,48$ ,  $\text{Na}_2\text{O} = 0,22$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 3,50$ ,  $\text{B}_2\text{O}_3 = 0,14$ ,  $\text{H}_2\text{O} + = 2,40$ ,  $\text{H}_2\text{O} - = 0,06$ , Summe =  $100,40$ . Die volumprozentische Zusammensetzung: Quarz =  $55,21$ , Muscovit =  $37,33$ , Leuchtenbergit =  $6,98$ , Apatit =  $0,48$  (mit großem LEITZschen Integriertisch an 5 Schliffen gemessen). Die Übereinstimmung der auf beiden Wegen bestimmten Werte ist sehr gut. **A. Vendl.**

**R. Reichert**: Über einen Pyroxenandesit vom Cserhátgebirge (Ungarn). (Földtani Közlöny. 60. 1930. 76—81. Mit 1 Fig. Ungarisch.)

Verf. beschreibt den Augitandesit des Szanda-Berges. Als Einsprengling kommt nur der basische Bytownit ( $An_{80}-An_{90}$ ) vor, oft zonar gebaut. (Kern =  $An_{85}-An_{90}$ , Hülle =  $An_{45}-An_{60}$ .) Die Grundmasse besteht aus Labrador ( $An_{55}-An_{75}$ ), diopsidischem Augit ( $\gamma : c = 40-45^\circ$ ), oft verzwillingt nach (100), ferner aus Magnetit, Apatit und rötlichbraunem Glas. Sekundäre Bildungen sind der Calcit und Chlorit. Die Textur ist hyalopilitisch, jedoch mit intersertalen Anklängen. Verf.'s Analyse ergab folgende Werte:  $SiO_2 = 56,19$ ,  $TiO_2 = 1,21$ ,  $Al_2O_3 = 18,05$ ,  $Fe_2O_3 = 1,73$ ,  $FeO = 5,88$ ,  $MnO = 0,15$ ,  $MgO = 3,18$ ,  $CaO = 7,82$ ,  $Na_2O = 2,73$ ,  $K_2O = 2,19$ ,  $H_2O + = 0,78$ ,  $H_2O - = 0,20$ ,  $P_2O_5 = 0,10$ ,  $CO_2 = 0,14$ , Summe = 100,35. Spez. Gew. = 2,731. Der Chemismus wird nach OSANN, NIGGLI und nach dem C.I.P.W.-System besprochen.

A. Vendl.

**S. v. Szentpétery** und **K. Emszt**: Einige Gesteinstypen von Szarvaskő. (Földtani Közlöny. 60. 1930. 181—192. Mit 1 Taf.)

Die Differentiation der Szarvaskőer gabbroidalen Masse führte einerseits zur Bildung von sehr saueren Gesteinen, andererseits aber sind auch beträchtliche ultrabasische Teile abgespaltet worden. Die vorherrschenden Gesteine dieses Gebietes, die Gabbro- und Diabasarten sind basische Gesteine mit einem durchschnittlichen Kieselsäuregehalt von 47%; die Peridotite führen nur 32 %  $SiO_2$ , während der  $SiO_2$ -Gehalt der Quarzdioritaplite im Durchschnitt 73 % beträgt. Aber auch diese saueren Gesteine gehören zweifellos zur gabbroidalen Masse.

Der saure Quarzdioritaplit von Majorlápá bildet einen Gang an der Grenze der gabbroidalen Masse und des Carbonsedimentes und dringt als Lagergang in das Carbonsediment tief ein. Albitoligoklas, Albit, Quarz, Biotit, brauner Amphibol, ferner Zirkon, Rutil, Magnetit, Apatit, Turmalin bilden die Gemengteile.

Verf. hat dieses saure Ganggestein an mehreren Orten gefunden, in schönster Ausbildung am Fuße des Tóbérc. Der Feldspat dieses Aplits ist Oligoklas und Oligoklasalbit und die femischen Mineralien sind in größerer Menge vorhanden als im vorigen Gestein.

Unter den Peridotiten hat Verf. die folgenden Typen unterschieden und kurz beschrieben: Amphibolführender Diallagperidotit (Wehrlit), Amphibolperidotit mit wenig Diallag und magnetitreicher Peridotit. In diesem letzteren bilden Titanomagnetit und Olivin die vorherrschenden Gemengteile. Zwischen diesen Gesteinen untereinander, sowie zu den Gabbros bestehen stufenweise Übergänge. Die genaue mineralogische Zusammensetzung der folgenden Gesteine wird angegeben: Magnetitperidotit, Majorlápá: Olivin, Titanomagnetit, Diallag, brauner Amphibol, Biotit; ferner Rutil, Titanit, Apatit, Pikotit. Magnetitgabbroperidotit, Majorlápá: Dieselben Gemengteile, jedoch mit Plagioklas ( $Ab_{60}$ ). Amphibolperidotit, Vaskapuer Steinbruch: Amphibol, Olivin, Titanomagnetit, Diallag, Biotit und dieselben Akzessorien wie in den vorigen Gesteinen.

Die chemische Zusammensetzung dieser sehr basischen Gesteine zeigt eine sehr große Ähnlichkeit. Bei jedem ist die große Menge des  $TiO_2$  auffallend.

Die dritte Serie der behandelten Gesteine gehört zu den Diabasen: Quarzdiabas, Keeskefarkberg; basischer Spilitdiabas, Tardosrücken; basischer Ophitdiabasporphyr, Beniczky-Steinbruch, unter Tardosbérc. Der Spilitdiabas führt einen ziemlich saueren Plagioklas ( $Ab_{72}-Ab_{66}$ ), der Ophit einen basischeren ( $Ab_{60}-Ab_{36}$ ). Trotzdem besitzen die beiden Gesteine sehr große Ähnlichkeit in der chemischen Zusammensetzung.

Schließlich gab Verf. eine kurze Beschreibung von einem Diallagabbro von Majorlápa, ferner von dem Andesinit und Gabbrodioritporphyr im Agrarsteinbruch. Der Andesinit besteht überwiegend (mehr als  $\frac{3}{4}$  Teil) aus Andesin, ferner aus Augit, Titanomagnetit, Magnetit, etwas Titanit, Zirkon, Apatit, Calcit. Seine Struktur ist entweder gleichmäßig körnig oder pegmatitisch, eventuell granitoporphyrisch.

Folgende neue Analysen (Analytiker K. EMSZT) wurden mitgeteilt:

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	74,60	72,95	29,62	33,52	32,21	45,01
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,24	0,67	8,73	7,71	9,29	3,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,15	13,11	3,21	4,68	2,95	15,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,42	0,93	8,14	7,12	3,79	4,61
FeO . . . . .	1,21	2,54	33,84	28,61	28,55	9,83
MnO . . . . .	—	Sp.	0,37	0,40	0,30	0,21
MgO . . . . .	0,47	0,62	12,90	12,25	15,28	4,48
CaO . . . . .	1,39	2,01	1,18	2,92	4,90	10,74
Na <sub>2</sub> O . . . . .	6,71	6,13	1,33	1,39	1,57	2,99
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,31	0,14	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,16	Sp.	0,14	0,09	0,11	0,05
H <sub>2</sub> O + . . . . .	1,00	1,28	0,81	0,99	1,09	2,40
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,44	0,22	0,12	0,15	0,09	0,23
Summe . . . . .	100,40	100,60	100,39	99,83	100,10	99,46
Spez. Gew. . . . .	2,669	2,681	3,596	3,350	3,422	2,991
		VII.	VIII.	IX.	X.	XI.
SiO <sub>2</sub> . . . . .		56,06	48,52	48,48	53,65	51,34
TiO <sub>2</sub> . . . . .		1,55	1,73	1,77	0,48	2,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .		14,39	10,61	16,31	20,17	16,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .		2,40	6,01	5,76	1,37	4,08
FeO . . . . .		8,37	9,12	6,72	2,31	8,91
MnO . . . . .		0,09	0,18	0,24	—	0,14
MgO . . . . .		6,02	6,82	5,87	1,98	3,82
CaO . . . . .		10,40	10,81	8,25	12,49	5,49
Na <sub>2</sub> O . . . . .		3,48	4,27	3,11	5,11	6,17
K <sub>2</sub> O . . . . .		0,07	Sp.	0,03	0,08	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .		0,11	0,04	0,10	Sp.	0,07
H <sub>2</sub> O + . . . . .		0,91	2,22	2,59	2,33	1,39
H <sub>2</sub> O — . . . . .		0,11	0,20	0,31	0,51	0,11
Summe . . . . .		100,76	100,53	99,54	100,58	100,12
Spez. Gew. . . . .		2,799	2,906	2,895	2,715	2,806



- I. Quarzdioritaplit, Majorlápa.
- II. Quarzdioritaplit, Tóbérc.
- III. Magnetitperidotit, Majorlápa.
- IV. Magnetitgabbroperidotit, Majorlápa.
- V. Amphibolperidotit, Vaskapuer Steinbruch.
- VI. Diallengabbro, Majorlápa.
- VII. Quarzdiabas, Kecsekfarkberg.
- VIII. Spilitdiabas, Tardos.
- IX. Ophitporphyrit, Beniczky-Steinbruch.
- X. Andesinit, Agrarsteinbruch.
- XI. Gabbrodioritporphyrit, Agrarsteinbruch.

#### A. Vendl.

**R. Reichert:** Über einen Pyroxenandesit vom Cserhát-Gebirge (Ungarn). (Min. u. petr. Mitt. 41. 1931. 265—271.)

Das Cserhát-Gebirge bildet einen Teil des Ungarischen Mittelgebirges und erhebt sich aus der großen ungarischen Tiefebene nordnordöstlich von Budapest. In der Mitte des östlichen Teiles von Cserhát befindet sich der etwa 545 m hohe Szanda-Berg, welcher von einem dichten, schwarzgrauen Pyroxenandesit gebildet wird. Sehr charakteristisch für ihn sind die häufigen, auch 1—2 cm großen, völlig frischen, porphyrisch ausgeschiedenen Plagioklase der Zusammensetzung Kern = 90 % An, Hülle ca. 60 % An. Die glasige Grundmasse enthält die Gemengteile Plagioklas, Augit, Erz und seltener Apatit. Die Feldspäte haben ungefähr die chemische Zusammensetzung der Hüllzonen der porphyrischen Plagioklase. Die Struktur des Pyroxenandesits wird als hyalopilitisch bezeichnet, mit Ähnlichkeit an die Weiselbergitstruktur.

Die chemische Analyse des Pyroxenandesits ergab:

	Gew.-%	NIGGLI'sche Parameter:
SiO <sub>2</sub> . . . . .	56,19	si . . . . . 164
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,21	al . . . . . 31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,10	fm . . . . . 32,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	18,05	c . . . . . 24,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,73	alk . . . . . 12
FeO . . . . .	5,88	mg . . . . . 0,43
MnO . . . . .	0,15	k . . . . . 0,35
MgO . . . . .	3,18	c/fm . . . . . 0,75
CaO . . . . .	7,82	Schnitt . . . . . V
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,73	Magmatypus: normaldioritisch
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,19	
H <sub>2</sub> O + 110 . . . . .	0,78	
H <sub>2</sub> O — 110 . . . . .	0,20	
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,14	
Summe . . . . .	100,35	

Petrochemisch ist der untersuchte Pyroxenandesit ähnlich Gesteinen aus dem benachbarten Mátra-Gebirge. **Chudoba.**

- Schadler, Josef: Ein neues Beryllvorkommen (Teregoва, Banat). (Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1930. 224—225.) — Bespr. dies. Jb. 1931. I. 523.
- Dittler, E.: Ujab berill előfordulás Teregován. (Über das neue Beryllvorkommen von Teregoва.) (Bányászati és Kohászati lapok. 64. 1931. 229—230.) — Bespr. dies. Jb. 1931. I. 523/4.
- Dittler, E. und F. Kirnbauer: Über das neue Beryllvorkommen von Teregoва in Rumänien. (Zs. prakt. Geol. 39. 1931. 49.) — Bespr. dies. Jb. 1931. I. 524/5.

### Balkan-Halbinsel.

- Milojević, S.: Bibliographie géologique de la Péninsule Balkanique pour l'an 1928. (Ann. géol. Pénins. balkanique. X, 2. Belgrad 1931. 149—165.)
- Urošević, S.: Bukovik et Rožanj; étude géologique et pétrographique des schistes cristallins. (Ann. géol. de la pénins. balkanique. 9. Belgrad 1928. 87—110. Serbisch m. franz. Zusammenf.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. III. 178/9.
- Tomio, J. S.: Les projections volcaniques à Kotlenik. (Ann. géol. de la pénins. balkanique. 9. Belgrad 1928. 111—121. Serbisch m. deutscher Zusammenf.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. III. 179.
- Nikitin, W.: Zur Charakteristik der Eruptivgesteine in der Umgebung von Bar (Antivari). (Ann. géol. de la pénins. balkanique. 9. Belgrad 1928. 35—75. Serbisch m. deutscher Zusammenf.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. III. 180/1.

**Fran Tučan:** Ein Leucitgestein von Kurešnička Krasta bei Demirkapija (Südserbien). (Bull. de la soc. scient. de Skoplje. 9. 79—87. Mit 1 Taf. Serbokroatisch mit deutsch. Auszuge.)

Leucitgesteine sind in Jugoslawien eben nicht sehr verbreitet. Nach bisherigen Untersuchungen findet man sie hauptsächlich in Serbien und Südserbien, und zwar in der Umgebung von Treska, Mlado Nagoričino bei Kumanovo, am Ježeno Brdo bei Štip, beim Dorfe Malin nordwestlich von Sv. Nikola, bei Pokošvo und von Kurešnička Krasta bei Demirkapija. Die Gesteine von Kurešnička Krasta bei Demirkapija sind von Augit, Biotit, Olivin, Leucit, Sanidin, Magnetit und Picotit zusammengesetzt. — Augit erscheint in stengelligen idiomorphen Individuen oft mit Terminalflächen. Die Querschnitte der Augitindividuen zeigen hexagonale, seltener oktagonale Umrisse. Man findet oft die Zwillinge nach (100), aber auch die Durchkreuzungszwillinge nach (101) sind nicht selten. — Biotit erscheint sehr oft als hexagonale oder längliche Blätter. Manchmal kommt er als Zwilling und als Kristallskelett vor. — Olivin kommt seltener als Augit und Biotit vor. Oft sieht man in ihm winzige Oktaeder und unregelmäßige Körner von Picotit eingeschlossen. Hier und da findet man verzwilligte Olivinindividuen mit unregelmäßiger Zwillingsgrenze. — Leucit ist nach dem Augit der bedeutendste Bestandteil. Es sind dies rundliche Körner, seltener sieht man aber solche mit scharfen Umrisen, die durch Deltoiddodekaeder bedingt

sind. Größtenteils ist er mit einem bräunlichen Staub so getrübt, daß seine eigene Substanz nicht bemerken kann (vielleicht ist das Pseudoleucit). Leucite ohne Trübung sind doppelbrechend, aber so schwach, daß sie fast isotrop erscheinen. Es gibt auch Individuen, die unregelmäßig, und zwar undulös oder fleckig auslöschen; einige bestehen aus mehreren Teilen, die von faserigen Aggregaten zusammengesetzt sind; sehr selten findet man Individuen mit Zwillingslamellen. — *Sanidin* ist reichlich vorhanden. Als letzter bei magmatischer Kristallisation entwickelter Mineralbestandteil füllte er freigebliebene Zwischenräume. Karlsbader Zwillinge sind sehr selten. U. d. M. gibt er den Eindruck der Grundmasse des Gesteines wieder, in der alle anderen Mineralbestandteile liegen und in dieser Weise verbindet er dieselben miteinander. — *Magnetit* kommt reichlich vor, so daß das Gestein eine sehr starke Wirkung auf die Magnetnadel übt. Im Dünnschliffe zeigt er winzige quadratische Körnchen. — *Apatit* ist ziemlich verbreitet, und zwar in prismatischen Kriställchen mit Terminalflächen. — In einem Dünnschliffe beobachtete man ein radialfaseriges Mineral, das vielleicht *Natrolith* ist, und einige Radialaggregate, die ziemlich starke Lichtbrechung und schwache Doppelbrechung zeigten; die Hauptzone dieser Aggregate ist optisch positiv; die schiefe Auslöschung beträgt  $4^\circ$ . Am Rande eines Olivin-individuums wurden winzige Körnchen, die starke Doppelbrechung und Interferenzfarben der rhomboedrigen Carbonate zeigen, beobachtet. — Das Gestein besitzt holokristalline, ophitische Struktur und ist sehr frisch. Seine chemische Zusammensetzung zeigen folgende Analysen (durchgeführt von M. TAJDER):

SiO <sub>2</sub> . . . . .	49,28	49,01	49,11
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,39	1,38	1,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,31	11,15	12,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5,82	3,10	3,49
FeO . . . . .	2,44	3,21	3,71
MnO . . . . .	0,14	0,15	0,16
MgO . . . . .	9,52	11,34	10,24
CaO . . . . .	9,26	9,30	8,55
BaO . . . . .	0,27	0,24	0,28
SrO . . . . .	Sp.	Sp.	Sp.
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,71	2,07	1,80
K <sub>2</sub> O . . . . .	3,54	3,89	3,95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,39	1,35	1,19
H <sub>2</sub> O . . . . .	3,35	2,92	3,15
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,61	0,52	0,48
Cl . . . . .	Sp.	Sp.	Sp.
S <sub>2</sub> . . . . .	0,33	0,26	0,68
Summe . . . . .	100,36	99,89	100,34
— O (S <sub>2</sub> ) . . . . .	0,08	0,05	0,17
Summe . . . . .	100,26	99,84	100,17
Spez. Gew. . . . .	2,83	2,84	2,84 (alle bei 18° C).

Dem Mineralbestandteile, der Struktur und der chemischen Natur nach gehört das Leucitgestein von Kurešnička Krasta derselben Gesteinsgruppe an wie auch die Leucitgesteine aus der Umgebung von Mlado Nagoričino, Ježovo Brdo und vom Dorfe Malin; es ist gleich dem Gestein von Oele Kajan auf Borneo und nach der Systematik von A. LACROIX ein Kajanit.

#### F. Tučan.

**Marió Luka:** Petrographische Notizen aus der Umgebung von Mrežičko, Alšar und Rožden in Südserbien. (Bull. de la soc. scient. de Skoplje. 9. 37—50. Serbokroatisch mit deutschem Auszuge.)

1. **Ripidolith von Zajičarova Tumba.** Dichte Massen von graugrüner bis dunkler Farbe. U. d. M. zeigt sich eine radialstrahlige Struktur. Die Fasern sind optisch positiv;  $\gamma = 1,6086$ . Chemische Analyse:  $\text{SiO}_2$  24,21,  $\text{TiO}_2$  0,20,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  18,53,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  7,49,  $\text{FeO}$  22,71,  $\text{MgO}$  14,29,  $\text{CaO}$  0,77,  $\text{Na}_2\text{O}$  0,61,  $\text{K}_2\text{O}$  0,39,  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,32,  $\text{H}_2\text{O}$  — 0,24,  $\text{H}_2\text{O} +$  10,05,  $\Sigma = 99,81$ ; aus dem ergibt sich folgende Formel:  $4\text{SiO}_2 \cdot 2(\text{Al, Fe})_2\text{O}_3 \cdot 6(\text{Fe, Mg})\text{O} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ . Er enthält Anhäufungen von Rutil, Zirkon, Titanit und Apatit. Rutil ist teilweise durch Metamorphose in Leukoxen übergegangen.

2. **Lherzololith von Zajičarova Tumba** ist von dunkelgrüner Farbe; er besteht aus Olivin, Bronzit und Diällag. Die Nebenbestandteile sind Picotit, Chromit und Magnetit. Brechungsindex von Olivin:  $\alpha = 1,6598$ ,  $\beta = 1,6793$ ,  $\gamma = 1,6951$ ;  $\gamma - \alpha = 0,0414$ ;  $2V = 90^\circ$ . Bronzit wurde isoliert und der chemischen Analyse unterworfen, die folgende Resultate ergab:  $\text{SiO}_2$  49,53,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  7,39,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  4,65,  $\text{FeO}$  1,69,  $\text{MgO}$  32,82,  $\text{CaO}$  3,07,  $\text{H}_2\text{O}$  0,62,  $\Sigma = 99,77$ ; Brechungsindex:  $\alpha = 1,6564$ ,  $\beta = 1,6604$ ,  $\gamma = 1,6701$ ;  $\gamma - \alpha = 0,0146$ ;  $2V = 52^\circ 22'$ . Diällag kommt am häufigsten mit Bronzit verwachsen vor. Olivin geht durch Metamorphose in Serpentin, Bronzit in Bastit über. Die chemische Analyse des Lherzololiths zeigt folgende Zusammensetzung:  $\text{SiO}_2$  40,13,  $\text{TiO}_2$  0,17,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  3,39,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  3,05,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  0,25,  $\text{FeO}$  4,61,  $\text{MnO}$  0,02,  $\text{MgO}$  37,76,  $\text{CaO}$  3,36,  $\text{Na}_2\text{O}$  0,06,  $\text{K}_2\text{O}$  0,08,  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,11,  $\text{H}_2\text{O}$  — 1,29,  $\text{H}_2\text{O} +$  5,72,  $\text{CO}_2$  0,38,  $\Sigma = 100,38$ . Nach den Familienwerten von NIGGLI gehört dieser Lherzololith dem I. Schnitt des Tetraeders an.

3. **Marmor von Mrežičko und Majdanska Reka.** Es wurden einige Stücke von Marmor nur mikroskopisch untersucht. Der Marmor ist rein und weiß oder grün gestreift von Chlorit. Als Einschlüsse kommen saure Plagioklase, Glimmer, Chlorit, Quarz, Hämatit, Magnetit und Limonit vor. Die Struktur ist zuckerförmig.

4.  **$\alpha$ -Zoisitgneis von Mrežičko** enthält folgende Bestandteile: saurer Plagioklas, Quarz, Glimmer,  $\alpha$ -Zoisit, Biotit und Epidot; akzessorisch: Titanit, Magnetit, Granat, Zirkon und kohlige Substanz. Am Plagioklas wurden zwei Brechungsindizes gemessen:  $\beta = 1,5381$ ,  $\gamma = 1,5430$ . Muscovit erscheint in großen Schuppen mit Brechungsindizes:  $\alpha = 1,5608$ ,  $\beta = 1,5931$ ,  $\gamma = 1,6072$ ;  $\gamma - \alpha = 0,0475$ ;  $2V = 43^\circ 13'$ .  $\alpha$ -Zoisit ist in der Richtung der c-Achse verlängert; die Spaltbarkeit nach (100) deutlich; optische Orientierung auf (010):  $b = \beta$ ,  $c = \alpha$ ,  $a = \gamma'$ ; Pleochroismus  $\parallel a =$  gelblichbraun,  $\perp \gamma =$  hellgelb;  $\alpha = 1,6969$ ,  $\gamma = 1,7090$ ;  $\gamma - \alpha = 0,013$ .

Die Struktur ist schieferig oder porphyroklastisch. Es sind dies Paragneise. Chemische Analyse:  $\text{SiO}_2$  75,91,  $\text{TiO}_2$  0,14,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  12,76,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  1,15,  $\text{MnO}$  0,03,  $\text{MgO}$  1,02,  $\text{CaO}$  2,64,  $\text{Na}_2\text{O}$  3,57,  $\text{K}_2\text{O}$  1,28,  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,16,  $\text{H}_2\text{O}$  — 0,94,  $\text{H}_2\text{O} +$  1,04;  $\Sigma = 100,58$ ; von einem anderen Stück:  $\text{SiO}_2$  64,93,  $\text{TiO}_2$  0,42,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  13,41,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  3,53,  $\text{FeO}$  3,86,  $\text{MnO}$  0,08,  $\text{MgO}$  2,86,  $\text{CaO}$  1,91,  $\text{Na}_2\text{O}$  2,21,  $\text{K}_2\text{O}$  3,75,  $\text{H}_2\text{O}$  — 0,26,  $\text{H}_2\text{O} +$  2,73;  $\Sigma = 100,06$ . OSANN-BECKE-Werte für die erste Analyse:  $a = 8,2$ ,  $c = 5,5$ ,  $f = 4,5$ ;  $S : \text{Al} : \text{F} = 25,7 : 2,5 : 1,8$ ;  $\text{Al} : \text{C} : \text{Alk} = 15,4 : 5,8 : 8,8$ ;  $\text{NK} = 8,1$ ;  $\text{MC} = 3,5$ ; für die zweite Analyse:  $a = 5,5$ ,  $c = 2,5$ ,  $f = 12$ ;  $S : \text{Al} : \text{F} = 22,9 : 2,8 : 4,3$ ;  $\text{Al} : \text{C} : \text{Alk} = 16,4 : 4,2 : 9$ ;  $\text{NK} = 4,5$ ;  $\text{MC} = 6,8$ .

5. Serpentine aus der Gegend von Alšar. Es wurden Serpentine von Sv. Petar, Ela Virov, Javorski Prisoj und Koludarica (Arničko) bei Rožden untersucht und chemisch analysiert. Serpentin von Sv. Petar ist vollkommen schwarz, hat eine schieferige Struktur und ähnelt mehr dem Tonschiefer als dem Serpentin. Chemische Analyse:  $\text{SiO}_2$  39,08,  $\text{TiO}_2$  Sp.,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  0,08,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  3,09,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  0,90,  $\text{FeO}$  0,69,  $\text{MgO}$  41,02,  $\text{CaO}$  1,68,  $\text{P}_2\text{O}_5$  Sp.,  $\text{H}_2\text{O}$  — 1,08,  $\text{H}_2\text{O} +$  12,62;  $\Sigma = 100,24$ ; NIGGLI'sche Werte:  $si = 59,6$ ,  $al = 0,07$ ,  $fm = 97,2$ ,  $c = 2,7$ ,  $mg = 0,95$ ; Schnitt I. Spez. Gew. = 2,641 bei  $18^\circ \text{C}$ . — Andere Serpentine sind von normalem Habitus und Farbe. Chemische Analyse des Serpentin von Ela Virov:  $\text{SiO}_2$  37,85,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  3,76,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  4,71,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  0,28,  $\text{FeO}$  1,02,  $\text{MgO}$  37,96,  $\text{CaO}$  0,92,  $\text{Na}_2\text{O}$  0,04,  $\text{K}_2\text{O}$  0,04,  $\text{H}_2\text{O}$  — 1,08,  $\text{H}_2\text{O} +$  12,21,  $\text{CO}_2$  0,16;  $\Sigma = 100,39$ ; NIGGLI'sche Werte:  $si = 56,3$ ,  $al = 3,3$ ,  $fm = 95,2$ ,  $c = 1,5$ ,  $mg = 0,90$ ; Schnitt I. — Im Serpentin von Javorski Prisoj findet man guterhaltene Olivine, Diallage und Bronzite; bei Diallag ist  $c : \gamma' = 39^\circ 30'$ ;  $\gamma - \alpha = 0,0263$ ; bei Bronzit wurde Brechungsindex  $\beta = 1,5773$  gemessen. Chemische Analyse:  $\text{SiO}_2$  36,28,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  0,70,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  9,84,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  0,14,  $\text{FeO}$  1,69,  $\text{MgO}$  37,63,  $\text{CaO}$  1,18,  $\text{P}_2\text{O}_5$  Sp.,  $\text{H}_2\text{O}$  — 1,20,  $\text{H}_2\text{O} +$  11,78;  $\Sigma = 100,44$ . NIGGLI'sche Werte:  $si = 51,9$ ,  $al = 0,6$ ,  $fm = 97,5$ ,  $c = 1,9$ ,  $mg = 0,86$ ; Schnitt I.

6. Biotit amphibolitandesit von Sredi Rid. Das untersuchte Material stammt von sekundären Fundorten. Es sind dunkelgraue bis schwarze tuffähnliche Gesteine mit porphyrischer Struktur. Porphyrisch sind Feldspat (aus der Reihe des Labradors, Bytownits und basischen Oligoklases), Biotit und Hornblende ausgebildet. Alle diese Bestandteile sind mehr oder weniger magmatisch resorbiert. Die weniger resorbierten Biotite sind vollkommen rot. An Hornblende wurde der Brechungsindex  $\alpha = 1,6560$  und  $\gamma = 1,6787$  gemessen. Die Grundmasse besteht aus Plagioklas, Pyroxen und Magnetit. Chemische Analyse:  $\text{SiO}_2$  61,91,  $\text{TiO}_2$  0,84,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  18,50,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  2,06,  $\text{FeO}$  1,21,  $\text{MgO}$  1,72,  $\text{CaO}$  4,93,  $\text{Na}_2\text{O}$  5,65,  $\text{K}_2\text{O}$  1,85,  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,14,  $\text{H}_2\text{O}$  — 0,04,  $\text{H}_2\text{O} +$  1,71;  $\Sigma = 100,56$ . NIGGLI'sche Werte:  $si = 2,21$ ,  $ti = 2,35$ ,  $p = 0,02$ ,  $al = 38,8$ ,  $c = 18,88$ ,  $fm = 18,45$ ,  $alk = 23,8$ ,  $k = 0,18$ ,  $mg = 0,50$ ; Schnitt V/VI. Spez. Gew. 2,569 bei  $18,3^\circ \text{C}$ .

7. Aktinolith amphibolit und Diabas von Čavka. Aktinolith amphibolit ist von grünlicher Farbe; er besteht aus aktinolithblättrigem Amphibol, Feldspat, Diopsid, Epidot, Magnetit und Biotit. In Spalten kommen Chlorit, Calcit und Limonit vor. Aktinolith löscht um  $17^\circ$  bis  $17^\circ 30'$  aus; Brechungsindex  $\gamma = 1,6391$ ;  $\gamma - \alpha = 0,0297$ . Aus-

löschungswinkel im blätterigen Amphibol  $c : \gamma' = 21^\circ$ ; bei Diopsid  $c : \gamma' = 40^\circ 20'$  und  $\gamma - \alpha = 0,0282$ ; bei Feldspat  $\alpha = 1,5801$ . Die Struktur ist schieferig und stellenweise ophitisch. Chemische Analyse von einem Stück:  $\text{SiO}_2$  46,93,  $\text{TiO}_2$  2,01,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  16,10,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  3,38,  $\text{FeO}$  3,57,  $\text{MnO}$  0,14,  $\text{MgO}$  15,73,  $\text{CaO}$  9,25,  $\text{Na}_2\text{O}$  0,96,  $\text{K}_2\text{O}$  1,64,  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,05,  $\text{H}_2\text{O} -$  0,49,  $\text{H}_2\text{O} +$  0,09;  $\Sigma = 100,34$ ; NIGGLI'sche Werte:  $si = 95$ ,  $ti = 3$ ,  $al = 19,2$ ,  $fm = 56,8$ ,  $c = 20,1$ ,  $alk = 3,9$ ,  $k = 0,53$ ,  $mg = 0,84$ ; von einem anderen Stück:  $\text{SiO}_2$  46,44,  $\text{TiO}_2$  1,77,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  19,20,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  2,98,  $\text{FeO}$  3,19,  $\text{MnO}$  0,11,  $\text{MgO}$  7,69,  $\text{CaO}$  11,72,  $\text{Na}_2\text{O}$  2,25,  $\text{K}_2\text{O}$  0,49,  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,29,  $\text{H}_2\text{O} -$  0,39,  $\text{H}_2\text{O} +$  3,92;  $\Sigma = 100,45$ ; NIGGLI'sche Werte:  $si = 108,4$ ,  $ti = 3,08$ ,  $al = 26,33$ ,  $fm = 38,66$ ,  $c = 29,27$ ,  $alk = 5,74$ ,  $k = 0,14$ ,  $mg = 0,69$ ,  $c/fm = 0,75$ .

Diabas von Čavka besteht aus blätterigem Amphibol, Diopsid und Feldspat. Akzessorisch erscheint Apatit, Zirkon und Magnetit. Brechungsindizes von Amphibol:  $\alpha = 1,6038$ ,  $\beta = 1,6155$ ,  $\gamma = 1,6284$ ;  $\gamma - \alpha = 0,0233$ ;  $c : \gamma' 21^\circ$ , bei Diopsid  $c : \gamma' = 40^\circ$ . Die Feldspäte sind aus der Reihe Labrador—Bytownit. Die Struktur ist ophitisch bis körnig. Chemische Analyse:  $\text{SiO}_2$  44,64,  $\text{TiO}_2$  1,76,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  21,31,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  3,26,  $\text{FeO}$  3,11,  $\text{MnO}$  0,12,  $\text{MgO}$  8,95,  $\text{CaO}$  9,20,  $\text{Na}_2\text{O}$  3,03,  $\text{K}_2\text{O}$  0,88,  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,34,  $\text{H}_2\text{O} -$  0,27,  $\text{H}_2\text{O} +$  3,99;  $\Sigma = 100,86$ ; NIGGLI'sche Werte:  $si = 103$ ,  $ti = 3,1$ ,  $al = 29$ ,  $fm = 40,1$ ,  $c = 22,8$ ,  $alk = 8,1$ ,  $k = 0,16$ ,  $mg = 0,71$ ,  $c/fm = 0,57$ ; Schnitt IV.

#### F. Tučan.

**J. Tomić:** La constitution mineralogique et chimique des roches laviques du bassin de Timok. (Ann. géol. de la pénins. balkan. 10. fasc. 2. Beograd 1931. 128—138. Serbisch mit franz. Res.)

Die untersuchten Gesteine stammen von den Örtlichkeiten Zlot, Brestovačka, Banja, Podgorac und Sumrakovac. Sie bilden eine kontinuierliche Reihe von Andesiten und Daciten, wobei die andesitischen Typen vorwiegen. Oft sind die Gesteine propylitisiert, manchmal in eine lückige, quarzige Masse umgewandelt. Der gewöhnliche Gesteinstyp in der Gegend ist ein Hornblende-Andesit, es gibt aber auch Abarten mit Pyroxen (Augit, selten Hypersthen). Die dacitischen Gesteine sind gekennzeichnet durch die Anwesenheit von mikrolithischem Quarz und durch mikrogranulare Struktur; gewöhnlich enthalten sie Biotit und Hornblende. In allen den Gesteinen sind die Plagioklase mehr oder minder zonar mit 40—70% An. Es werden die Analysen von vier andesitischen Gesteinen angeführt.

#### E. Nowack.

**Const. A. Ktenas:** Sur le volcan de Psathoura. Les laves andésitiques à facies basaltique de la Mer Égée septentrionale. (Prakt. de l'Acad. d'Athènes. 3. 226—249. Mit 4 Textfig. u. 3 Taf.)

Die den westlichen Sporaden angehörige kleine, flache Insel Psathura und das 1100 m von ihr entfernte Inselchen Psathuropula gehören einem untergetauchten Vulkankegel an, dessen Umrisse durch die 15-m-Isobathe bezeichnet sind. Der Kegelstutzen kehrt nach W seine Steilseite (in geringer Entfernung von der Küste bereits 80 m Meerestiefe), während er nach E flach abfällt. Die beiden Eilande bestehen durchaus aus gleichmäßiger andesitischer Lava. Charakteristisch für das Gestein ist die doleritische Natur der Grund-

masse und das Fehlen anderer Einsprenglinge als Olivin. Als seltene Einschlüsse enthalten die Laven von Psathura ein Gemenge von Quarzkörnern und Glas. Im weiteren werden als Beispiele für das Vorkommen andesitischer Lava von basaltischer Fazies (wie auf Psathura) im nördlichen Ägäischen Meer beschrieben: Der Vulkan von Theben in Thessalien und die Vorkommen Antistrovilas und Karaburun auf der Erythräischen Halbinsel. Zum Vergleich zu diesen Vorkommen wird das bisher Bekannte von basischen Laven im nördlichen Ägäischen Meer von den Vulkanen auf Lemnos und Lesbos, den Klippen von Kaloyeri und vom Haghios Eustratios mitgeteilt. Es zeigt sich, daß gewisse Laven von Lesbos, die DE LAUNAY studiert hat, in die Gruppe der obenerwähnten Andesite gehören. Dagegen lieferten die Vulkane von Kaloyeri und Haghios Eustratios sodareiche Gesteine. Die Ursache, daß es innerhalb der Laven des Ägäischen Meeres an extrem basischen Differentiationstypen fehlt, kann darin gesucht werden, daß das an Fe-, Mg-Elementen reiche Magma bereits früher in der Form peridotitischer Tiefengesteine kristallisiert ist.

**E. Nowak.**

### Asien.

Gerassimow, A.: Basic igneous rocks from the River Toyun, Kaschgaria. (Iswestija Geol. Komitet. 48. 1929. 1199—1228. Mit 9 Abb. Russisch mit engl. Zusammenf.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. III. 194.

**A. Nechoroschew:** Geologische Beschreibung des erzführenden Altai. (Bull. of the geol. and prospect Service of USSR. 49. Leningrad 1930. 1.)

Eine Zusammenfassung aller bis jetzt erzielten Resultate in der geologischen Erforschung des erzführenden Teiles des Altai. Mehr als die Hälfte der Oberfläche wird von Eruptivgesteinen eingenommen (hauptsächlich Granite); die Sedimente (vorwiegend Tonschiefer, seltener Sandsteine und Kalksteine) sind größtenteils metamorphosiert. Man hat bis jetzt folgende Schichten festgestellt: metamorphe Serie (Cambrium—Silur?), silurische Serie (Ober- und Untersilur wurde erst 1928 nachgewiesen), devonische Serie (jetzt in allen drei Abteilungen bekannt), Devon—Carbon-Serie, Untercarbon-Serie (oberer Teil ist kohleführend), oberpaläozoische effusiv-tuffogene Serie (das Alter ist nicht genau bekannt; jedenfalls ist sie jünger als die kohleführenden Schichten).

Bei den Graniten unterscheidet man jetzt zwei Intrusionen, die mit den kaledonischen und variszischen Faltungen zusammenhängen. Das zweite wichtige Eruptivgestein ist Porphyry, der in zwei Arten vorkommt. Die eine Art stellt eigentlich die randliche Fazies der Granitmassive dar. Die zweite Art von Porphyren bildet selbständige Körper, die im Altai verhältnismäßig wenig verbreitet sind. Mit diesen Porphyren hängt nach einigen Forschern die Vererzung des Altai zusammen.

**N. Polutoff.**

**Pentti Eskola:** On the rocks of the Upper Bargousin and Namama regions in Transbaikalia. (Bull. de la Comm. géol. de Finlande. No. 92. Comptes rendus de la Soc. géol. de Finlande. III. 106—140. With two plates and 5 fig. in the text. Helsinki 1930.)

Es handelt sich um Feldbeobachtungen während der Radiumexpedition nach Transbaikalien in 1914, worin Verf. als Petrograph teilnahm, sowie um die Resultate der Bearbeitung des gesammelten Materials; ein erster Teil, die Beschreibung der Gesteine von Svjatoi Noss, ist schon früher veröffentlicht worden (vgl. Ref. dies. Jb. 1925. II. 126). Die Reise ging das Bargusintal aufwärts und von dem Quellengebiet dieses Flusses über die Wasserscheide gegen das Flußsystem der Oberen Angara zuerst in das Tal des kleinen Namamafusses, der sich mit dem Svjetlaja, einem größeren Nebenfluß der Oberen Angara, vereinigt.

Die ganze Gegend gehört der Transbaikalischen Hochebene, dem „alten Scheitel von Sibirien“ (E. SUSS), an. Der Felsgrund des Gebietes des oberen Bargusin besteht vorwiegend aus grobkristallinen Kalksteinen mit Einlagerungen von Quarzit, Glimmerschiefer und Amphiboliten neben weitverbreiteten Graniten; die Hauptstreichungsrichtung der Schiefer ist nordöstlich mit einem im großen und ganzen nordwestlichen Einfallen. Diese hochmetamorphischen Gesteine der Transbaikalischen Hochebene werden von den russischen Geologen als eine sog. Kristalline Serie zusammengefaßt und als präcambrisch gehalten. In dem nordwestlich davon liegenden Namamagebiet sind die Schiefergesteine mannigfaltiger und weniger stark metamorphosiert; es ist dies die sog. Metamorphische Serie, von J. TSCHERSKY und M. TETJAEV ins Altpaläozoicum gerechnet, während W. A. OBRUTSCHEV diese Bildungen für spätpräcambrisch (algonkisch) hält. Zu dieser Abteilung gehören im Namamagebiet dolomitische Kalksteine, Quarzite, Tonschiefer, Grünsteine und Grünschiefer (Chlorit epidot-schiefer) und wenig metamorphosierte Andesite und deren gelagerte Tuffe. Die Lagerstellung ist im großen konkordant mit derjenigen der „kristallinen Serie“ und zahlreiche Intrusivkörper von wechselnder Zusammensetzung durchdringen die gefalteten Sedimente und Vulkanite. Die Intrusivgesteine bilden eine Differentiationsserie, welche Granite, Granodiorite, Quarzdiorite, Hornblendegabbros und Hornblendite umfaßt; dazu wurden noch einige hypabyssische Quarzkeratophyrlinsen angetroffen; an den Kontakten der letzteren stehen im dolomitischen Kalkstein einige Vorkommen von Kupferkies an, welche Anlaß zum Senken einiger Schürfschächte (die Namamagrube) gegeben haben. Im folgenden werden die von diesen Gesteinen vom Verf. gemachten Analysen und qualitative Angaben über die mineralogische Zusammensetzung wiedergegeben.

Von diesen Gesteinen ist der Granodiorit vom „Lagerberge“ merklich wegen seinen Hornblendekristallen, welche gegen die umgebenden hellen Minerale vollkommen idiomorph sind, aber dennoch durch das Vorkommen von eingeschlossenen Diopsidresten verraten, daß sie von uraltischem Charakter sind. Die große allgemeine Bedeutung dieser Erscheinung als ein auffallender Beleg für die aus physikalisch-chemischen Auslegungen gewonnene Schlußfolgerung, daß die Kristallisation der Magmen regelmäßig zu einer Umkristallisation schon auskristallisierter Bestandteile führen muß, hat Verf. schon in seiner Arbeit „The mineral facies of rocks“ (Norsk Geol. Tidsskr. 6. 1921. 178) hervorgehoben.



	1.	2.	3.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	74,58	66,88	60,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14,14	15,24	16,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,39	1,10	2,26
FeO . . . . .	0,49	2,20	3,75
MnO . . . . .	0,03	0,11	0,05
MgO . . . . .	0,42	1,32	2,90
CaO . . . . .	1,07	3,14	4,61
Na <sub>2</sub> O . . . . .	6,76	4,60	4,38
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,96	3,84	2,68
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,16	0,55	0,88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,09	0,25	0,32
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,40	0,43	1,73
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,61	—	—
Summe . . . . .	100,10	99,66	100,54

1. Quarzkeratophyr aus Oktokit bei der Namamagrube.
2. Granodiorit aus dem „Lagerberg“ NO vom Namamfluß.
3. Quarzdiorit W von der Namamagrube.

Trotz der geringen Anzahl der Analysen aus dem Namamagebiet hat man doch durch vergleichende mikroskopische Beobachtungen über die Mineralführung einen Überblick des allgemeinen Charakters der Intrusivgesteine des transbaikalischen Hochlandes geben können. Im folgenden sind die NIGGLI-Werte der analysierten Intrusivgesteine der magmatischen Provinz von Bargusin, d. h. aus Svjatoi Noss, dem Bargusintal und dem Namamagebiet wiedergegeben:

Nr.	si	ti	p	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Section	Die Bestandteile
1	324	1,5	0,6	44	10,5	7,5	38	0,38	0,20	0,69	5	Ab <sub>90</sub> , Qu, Mi, Bi, Mu
2	390	1,3	0,3	44	11,5	9	35,5	0,43	0,33	0,78	5	—
3	280	1,8	0,5	37,5	20	14	28,5	0,35	0,42	0,71	5	Ab <sub>80</sub> , Or, Qu, Ho, Di
4	256	1,9	0,5	36,5	21,5	14	28	0,43	0,36	0,66	4	Ab <sub>75</sub> , Mi, Qu, Ho
5	202	2,2	0,4	33	30,5	16,5	20	0,29	0,47	0,54	4	Ab <sub>70</sub> , Ho, Or, Qu, Bi
6	404	1,0	0,3	43	12	7	38	0,57	0,28	0,58	4	Mi, Ab <sub>85</sub> , Qu, Bi, Ho
7	141	2,5	0,8	33	29,5	21,5	16	0,31	0,25	0,73	5	Ab <sub>74</sub> , Bi, Ho
8	419	0,7	0,2	46,5	7	6,5	40	0,08	0,43	8,90	5	Ab, Qu, Mu, Chlor
9	359	1,5	0,3	42,5	9	5,5	43	0,45	0,21	0,62	4	Ab <sub>97</sub> , Mi, Qu, Äg.-aug
10	194	1,8	0,2	35	16	23,5	25,5	0,43	0,18	1,50	6—7	Ab <sub>78</sub> , Or+Mi, Andr, Äg.-aug
11	189	2,1	0,8	30	20	25,5	24,5	0,35	0,27	1,25	6	Ab <sub>93</sub> , Or—Mi, Äg.-aug, Andr

1. Granit, Makarova, Svjatoi Noss,
2. Granit, Bargusintal,
3. Granodiorit, Lagerberg, Namama (s. oben Analyse 2),
4. Granodiorit, Mys Besimjannyj, O von Svjatoi Noss,
5. Quarzdiorit, Namama (s. oben Analyse 3),

6. Aplit, Mys Besimjannyj, O von Svjatoi Noss,
7. Kersantit aus einem gemischten Gange zusammen mit dem Aplit 6.
8. Quarzkeratophyr, Back Oktohit, Namama (s. oben Analyse 1),
9. Ägirinaugitgranit, Svjatoi Noss,
10. Svjatonossit (Andrasitsyenit), Svjatoi Noss,
11. Svjatonossit (Andrasitsyenit), Svjatoi Noss.

Die fünf ersten Gesteine geben nun ein knickloses Differentiationsdiagramm: Sie vertreten die normale Differentiationsreihe; unter den von BURRI aufgestellten Differentiationstypen ähnelt diese Reihe am meisten dem Yellowstone-Park-Typus und noch mehr dem Subtypus Rosita Hills. Die transbaikalischen Intrusivgesteine sind somit Kalkalkaligesteine, doch schon nahe an den Übergangsgliedern zu den Alkaligesteinen. Die Ganggesteine und der hypabissische Quarzkeratophyr weichen von der Hauptreihe in der gewöhnlichen Weise ab; Verf. weist auf die allgemeine Bedeutung solcher Abweichungen als die Folge irgendeiner Art von „Stoffmetamorphose“ (TRÖGER) hin. Dies ist noch mehr der Fall mit den „Svjatonossiten“, in welchen eine Assimilation von Kalk und nachfolgende Differentiation nach den Richtungen der Alkaligesteine etwa nach DALY's Hypothese angenommen wird.

**Autoreferat.**

**P. Nowograblenow** und **P. Tschirwinsky**: Der Vulkan Avatschinsky in Kamtschatka und die Produkte seines Ausbruches vom 28. März 1926. (Zs. D. Geol. Ges. 80. 1928. 483—495. Mit 5 Textabb.)

Nach 17jähriger Ruhepause hat zwischen 28. II. 1926 und 14. III. 1927 an diesem einen der zur ostsibirischen Halbinsel gehörigen 17 Vulkane eine Reihe von Eruptionen stattgefunden, worüber von den Verf. berichtet wird. Es handelte sich der Hauptsache nach außer erheblichem Aschenauswurf um lockere, stromartig abfließende und demgemäß als „Lapilliströme“ bezeichnete Auswurfsmassen. Das am Tage des Beginns binnen dreier Stunden geförderte Material wurde auf 70 Millionen Kubikmeter geschätzt. Die z. T. noch in heißem Zustande entnommenen Proben charakterisieren das Gestein durchgehend als Hypersthenandesit. Um dessen Kristallinitätsgrad genau zu ermitteln, wurden quantitativ mikrometrische Messungen ausgeführt, die bei den Plagioklasen sowohl wie bei den Metasilikaten je zwei Generationen unter den Einsprenglingen auseinanderhalten ließen. Der weißliche Zement eines brecciösen Auswürflings von 4 Tonnen Gesamtgewicht erwies sich mikroskopisch und chemisch als Gips, dessen Entstehungsweise hier als extrusiv-pneumatolytisch angenommen wird. Nicht ohne Interesse mag auch die Angabe sein, daß bei einigen Ausbrüchen um den Gipfelkrater brausende rote Flammenzungen sich zeigten und daß diese brennenden Gase manchmal wie Protuberanzen bis auf 5000 m über den Gipfel des 2785 m hohen Vulkanes hinaufreichten, wobei sie nach dem Bericht sich deutlich von dem magmatischen Beleuchtungsschein der aschenerfüllten pinienförmigen Explosionswolke unterscheiden ließen.

**E. Christa.**

Barbour, George B.: The age of the basalts of Chinghsing. (Bull. Geol. Soc. China. 9. 1930. 355—359.) — Bespr. dies. Jb. 1932. III. 45.

N. Jahrbuch f. Mineralogie etc. Referate 1932. II.

27

- Barbour, George B.: The pleistocene volcanoes of the Sang Kanho. (Ebenda. 361—370.) — Bespr. an der gleichen Stelle.
- Wang, H. S.: Igneous rocks of Miao Feng Shan and Tiao Chi Shan in the western hills of Peking. (Ebenda. 1928. 17—30.) — Bespr. dies. Jb. 1932. III. 46.

**E. T. Nyström:** Some Alkaline Rocks of Shansi Province, North China. (Bull. of the Geol. Inst. of the University of Upsala. 22. Upsala 1927—1930. 59—160. Englisch, mit engl. Zusammenf.)

Verf. hat die folgenden alkalischen Syenitprovinzen petrographisch und petrochemisch näher untersucht: 1. Die Intrusiva im zentralen Teil von Chiao Ch'eng (Hu Yeh Shan) etwa 65 km westlich von der Hauptstadt Taiyuanfu. 2. Die P'ing Yang-Intrusiva 20—50 km im OSO und SO von P'ing Yang Fu im südlichen Schansi. 3. Die Gesteinskomplexe von Tzu Chin Shan, 160 km westnordwestlich von Taiyuanfu. Zu 1. erfolgte die älteste Intrusion in die Kalksteine des Ordovicium. Es handelt sich um eine Akerit—Nordmarkitreihe, die Ähnlichkeiten mit 2 hat. Nebenher treten im Lung Wang Miao-Gebiet Granitaplite, saure Porphyre und Banatite auf. Während 2 zur granitischen und dioritischen Differentiation neigt, liegt bei 3 die Schmelzflußspaltung: Akerit — Ägirin-Augit-Syenit (manchmal sodalithführend) —, Nephelinsyenit und Leucitsyenit vor. Der Arbeit ist eine geologische Karte 1 : 50 000 beigegeben.

**Rudolf Schreiter.**

- Tomita, Tôru: Geological and petrological study of Dôgo, Oki. Part. V. (Journ. Geol. Soc. Tokyo. 38. 1931. 155—174.) Part XI. (Ibidem. 203—222.) Japanisch. — Kurzer Auszug in Jap. Journ. of Geology and Geography. Tokyo 1931. 9. (1.)
- Yoshiki, Bumpei: Cordierite, newly ejected from Komagatake in 1929. (Journ. Jap. Ass. Miner., Petr. and Econ. Geol. 5. 1931. 74—83, 119—123.) Japanisch. — Kurzer Ausz. in Jap. Journ. of Geology and Geography. Tokyo 1931. 9. (2.)
- Dubertret, Louis: Études des régions volcaniques du Haouran, du Djebel Druze et du Dîret et Toulloul (Syrie). (Revue de géogr. phys. et de géol. dynamique. Paris 1929. 1—45. Taf. 29—36 und Kartenskizze 1 : 500 000.) Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. III. 371.
- Brouwer, H. A.: Over den ouderdom van alkaligesteenten van het eiland Timor. (Über das Alter von Alkaligesteinen der Insel Timor.) (Kon. Ak. v. Wet. te Amsterdam, Versl. v. d. gew. verg. d. afd. Nat. 36. Amsterdam 1927. 1114—1116.) — On the age of alkaline rocks from the island of Timor. (Proc. Sect. Science, Kon. Ak. v. Wet. te Amsterdam. 31. 1928. 56—58.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. III. 748/9.
- Scheibener, Edmund: Über ein Vorkommen von Granit im Gebiet des G. Panggoeng. (Natuurk. Tijdschr. v. Ned.-Indië. 90. Batavia 1930. 162—164.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. III. 750.
- Reitsema, Tj. L.: Over en voorkomen van daciet aan de Zuidkant van Jogjakarta, in het Goenoeng Sewoe Kalksteengebied. (Über ein Vor-

kommen von Dacit an der Südküste von Jogjakarta, im Goenoeng Sewoe-Kalkgebiet.) (Natuurk. Tijdschr. v. Ned.-Indië. 90. Batavia 1930. 295—296.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. III. 203.

**R. H. Rastall:** The Metamorphic Rocks of Gunong Terendum Kinta Valley, Federated Malay States. (Geol. Mag. 68. 1931. 193 206. Mit 1 Textfig.)

In dieser Arbeit handelt es sich um die Beschreibung einer Kontakterscheinung, welche durch eine Granitader von etwa 30 cm Mächtigkeit hervorgerufen wurde, und zwar gerade an der Berührungsstelle eines Kalksteines mit einem Schiefer, die beide senkrecht stehen. (Siehe Skizze.) Trotz der geringen Mächtigkeit der Ader, die Verf. als Alkaligranit bezeichnet, erkennt man darin Feldspäte bis zu einer Größe von 1 cm. Unter dem Mikroskop wurde ferner gefunden: Perthit, saurer Plagioklas, heller und dunkler Glimmer, viel Quarz, nicht unerhebliche Mengen Topas und Cassiterit, außerdem Turmalin. Pneumatolytische Prozesse spielten daher bei der Intrusion mit, welche sich auch in den Kontaktgesteinen bemerkbar machen (Auftreten von Turmalin).

Es folgt nun eine ausführliche petrographische Beschreibung einer großen Anzahl (40) von Schliften der Schiefer und kontaktmetamorph veränderten Sedimente von Gunong Terendum und von der Lokalität Changkat Papan. Ein Teil dieser Handstücke wurde Verf. von Mr. WILLBOURN zur Verfügung gestellt, während der andere Teil von ihm selbst gesammelt wurde. Die Beziehungen der Schiefer zu dem Kalkstein und ihr Alter werden in der Arbeit jedoch nicht eindeutig geklärt.

**O. Zedlitz.**

### Afrika.

**L. Duparc:** Sur les basaltes et les roches basaltiques du plateau Abyssin. (Schw. Min.-Petr. Mitt. 10. 1930. 1—37.)

Der Autor gibt zuerst eine Übersicht über die Geologie und Tektonik des abessinischen Plateaus. Dieses besteht aus einem kristallinen Sockel, der durch tertiäre Eruptivgesteinsdecken überlagert wird. Im O des Plateaus liegen dazwischen Trias und Jura. Die Eruptivgesteine, die an der Oberfläche Hügel, sogar Berge bilden, bestehen hauptsächlich aus Basalten. Diese haben eine große Variabilität, die auf zwei Ausscheidungsphasen zurückzuführen ist. Die Gesteine sind zur Hauptsache porphyrisch.

Die erste Ausscheidungsphase ist meist untergeordnet, mit einigen Ausnahmen. Die Einsprenglinge bestehen aus Magnetit, Olivin, Augit, Labrador. Es lassen sich zwei Klassen von Basalten unterscheiden, solche mit Feldspäten als Einsprenglinge, und feldspatfreie, deren Einsprenglinge aus Augit, Olivin, oder beiden bestehen. Die Grundmasse wird immer aus Mikrolithen von Magnetit, Augit, mit oder ohne Olivin, und aus Labrador, dessen Anorthitgehalt nach verschiedenen Typen variiert, gebildet. Oft finden sich Glasrückstände zwischen den Mikrolithen.

Die Struktur ist im allgemeinen mikrolithisch, in gewissen Fällen doleritisch, d. h. mit Übergängen zu ophitisch.

Es werden folgende 6 Typen von Basalten unterschieden:

1. Aphyrischer Typ ohne Einsprenglinge, mit Mikrolithen von Augit, Olivin und Labrador.

2. Feldspatporphyrischer Typ mit Plagioklasen als Einsprenglinge.

3. Augitischer Typ mit oder ohne Plagioklas, charakterisiert durch seinen Reichtum an großen zonaren, titanhaltigen Augitporphyroblasten.

4. Feldspatfreier porphyrischer Typ, erste Ausscheidung ausschließlich Magnetit und Olivin, mit oder ohne Augit.

5. Ophitischer oder doleritischer Typus, mit oder ohne Plagioklaseinsprenglingen. Kristalline Grundmasse, bestehend aus Magnetit, Augit und Labrador. Struktur intersertal bis ophitisch.

6. Tokëit-Typ, erste Ausscheidung großer Individuen von Augit, Olivin, Magnetit, feinkörnige holokristalline Grundmasse von Augit, Magnetit, lokal mit Labrador.

Die Arbeit gibt Analysen einiger dieser Basalte und schließt mit einer Beschreibung der Basaltvarietäten, die im Profil Gambeila-Addis-Abeba gesammelt wurden.

**W. Minder.**

**Ethel O. Currie:** Note on Rocks from the Sahara collected by Captain D. R. G. CAMERON. (Geol. Mag. 68. 1931. 363—366. Mit 1 Textf.)

Die von Capt. CAMERON auf einer Reise durch die Sahara gesammelten Handstücke und Fossilien werden vom Verf. kurz beschrieben. Auf einer Kartenskizze sind die entsprechenden 5 Fundpunkte der verschiedenen Stücke eingezeichnet. Es handelt sich um Granite, Granodiorite, Diorite, Feuersteine, cretacische Sandsteine, Quarz, Quarzit, Chalcedon, Glimmerschiefer, Gneis usw. Eine Diskussion, vor allem über die Verbreitung der cretacischen Ablagerungen, beschließt die Arbeit.

**O. Zedlitz.**

**Dalloni:** Constitution géologique du Tibesti. (C. R. 193. 1931. 1025.)

Die ältesten Formationen von Tibesti sind aus Eruptivgesteinen und Sedimenten aufgebaut, wobei man folgende zwei Unterteilungen machen kann:

1. Eine Tiefenserie umfaßt völlig kristalline Gesteine verschiedener Typen. Eine der gewöhnlichsten ist ein Monzonitgranit mit großen Mikroklinkristallen, welche leicht verwittern und zerstreut herumliegen (Plateau du Djebel Arabi, Turkou). An vielen Punkten wird der Biotitgranit amphibolitisch (Kemet, Miski-Tal); übrigens ist es ein Zweiglimmergranit, der manchmal besonders reich an Muscovit wird, wie bei Ehi Bou. Überall stark verändert bis zu einer bemerkenswerten Mächtigkeit, bieten diese Granite an den Rändern der Depressionen eine ruinenartige Topographie dar, ein Chaos abgerundeter Blöcke. Granodiorite gehen in wirkliche Quarzdiorite über, die oft viel Quarz und häufig auch Granatkristalle enthalten. Sie bilden kleine Massive am Nordsaum und im zentralen Teil von Tibesti. In denselben Zonen traten lange Züge von Glimmerschiefern zutage aus, fast ausschließlich von Biotitlamellen gebildet, die sich manchmal zu Phenoblasten konzentrieren, oder mit Staurolith oder Sillimanit, auch Phyllite, Amphibolschiefer, Amphibolite. Alle sind feldspat- und granathaltig. Quarzite

mit Glimmerdrusen, sehr hart und kompakt, kommen in Schluchten vor (Daharson) und ziemlich mächtige Konglomerate schalten sich dazwischen. Endlich treten enge Bänder von Cipolin in verschiedenen Niveaus auf. Diese gänzlich in Calcit umgewandelten Gesteine scheinen keine Silikate einzuschließen.

Der Reichtum an Amphibol in den Graniten scheint mit der Auflösung der mehr oder weniger calcitischen Sedimente durch das granitische Magma in Zusammenhang zu stehen. Die Aureole der Eruptivmassive ist in der Tat in der Nähe der Kontakte aus Hornsteinen mit Pyroxen und Amphibol gebildet, sowie aus Epidot und Granaten (Ehi Bou, Dohozano, Miski).

Es gibt keine wirklichen Gneise. Die Pseudogneise sind in Wirklichkeit gepreßte Granite mit Epidot und Quarzdiorite. Sie zeigen Kataklaststruktur, aber keine bemerkenswerte Rekristallisation. Wenn die Gesteine gänzlich zermalmt sind, entstehen Mylonite. Diese auffallenden dynamometamorphen Wirkungen in ihren Beziehungen zu tektonischen Phänomenen können überall beobachtet werden, wo die alten Bildungen zutage treten. Sowohl die Eruptiv- wie die Sedimentgesteine verbinden sich zu langen NNO—SSW gerichteten Falten.

Zahlreiche Gänge durchschneiden diese Gebiete. Sie bestehen aus Pegmatiten mit großen hellen Glimmerplatten, Turmalin und Granat, sowie Mikrograniten, Apliten und feinkörnigen Mikrodioriten, in feinen Adern Quarz, gefleckt durch Chlorit, Eisenoxyd oder mehr oder weniger Spuren von Kupferglanz und Covellin.

2. Die zweite Serie umfaßt hauptsächlich Sedimentbildungen. Die Quarzschiefer sind mehr oder weniger metamorph und eingezwängt in den Synklinalen des Substratums, mit welchem sie gefaltet worden sind. Die Schiefer herrschen vor und liefern mit Gießbächen durchzogene Gegenden, aber mit leichtem Zugang (Dohozano, Bardagué, Modrounga); tonig, grünlich-grau werden sie chloritisch oder zeigen sich als rötliche bis violette Schichten.

Sandsteine in mächtigen Bänken wechseln mit Schiefen ab. Sie sind grau oder grünlich, manchmal rötlich. Ihre Zusammensetzung kann die von richtigen Arkosen sein. Diese Gesteinskämme zeigen in Gebieten mit schwachem Relief die wirkliche Richtung der Schichten an. Es ist dieselbe bei den rosa oder grün gefärbten Marmoren, welche wie Amygdalinkalke hervortreten. Auch unzählige Quarzgänge treten auf. Die Neigung der Schichten wechselt um die Vertikale und an den Seiten der Schluchten zeichnen sich die Schlösser unzähliger gepreßter und paralleler Falten ab, manchmal überhängend und im allgemeinen N—S orientiert.

Silurische Sandsteine bedecken in vollständiger Diskordanz diese Formation, die als Algonkium anzusprechen ist, indem man die Lücke des Cambriums zuläßt.

Es hat sich gezeigt, daß die Geologie von Tibesti eine Analogie darbietet mit den alten Formationen, die in der Nachbarschaft große Gebiete einnehmen, wo man ebenfalls Granite, Diorite und Gänge, sowie Schiefer und Sandsteine festgestellt hat. Nur bleiben die Kalkbildungen von Tibesti eine besondere Eigentümlichkeit, weil sie im ganzen westlichen Afrika und im Tschadbecken eine Seltenheit sind.

Andererseits ist die Tektonik dieser alten Massive sehr einfach. Die Falten von Tibesti sind denen von Ouadai parallel. Sie setzen sich nach N in den Fezzan fort. Man findet sie wieder im Adrar und unter den silurischen Sandsteinen von Tassili, wo sie den alten Kern von Ahaggar einhüllen.

**M. Henglein.**

**Dalloni:** Les grès siluriens et les roches intrusives alcalines des formations anciennes du Tibesti. (C. R. 194. 1932. 471.)

Über die Oberfläche der kristallinen Schieferformationen von Tibesti, die außerordentlich stark gefaltet sind, erhebt sich im größeren Teil des Massivs eine lange Serie sandiger Gesteine. Die wilde Größe der durch quartäre Erosion gebildeten Landschaften hat auf alle Forscher lebhaften Eindruck gemacht.

Es ist nicht zweifelhaft, daß diese Sandsteine, welche das alte Massiv mit einer beständigen Umwallung umgeben, es ehemals gänzlich bedeckt haben. An der Nordgrenze ist diese Bedeckung am meisten angeschnitten und ist kaum noch vertreten. Nur isolierte Zeugen erheben sich noch über der granitischen und schieferigen Fastebene. Die Sandsteine steigen sehr hoch in der Zentralzone von Tibesti, senken sich aber sanft gegen die gewaltigen Depressionen, welche sie begrenzen. Man könnte ihre schwache Neigung für horizontal halten, was jedoch insofern eine Illusion ist, als man sehr lange, trotz des Niveauunterschieds, auf denselben Schichten geht. Andererseits lassen im Herzen des Massivs stattgefundene Vorgänge das kristalline Substratum erscheinen, sichtbar über den sandigen Mantel erhoben, welcher sich hat werfen und zerbrechen müssen. Die Mächtigkeit dieser scheinbar horizontalen Schichten erreicht kaum 500 m. Verf. unterscheidet drei Unterabteilungen:

1. 10—30 m mächtige Kieselgerölle sind entweder lose oder verkittet. Häufig wechseln die Geröllagen mit geschichteten Mergeln und verschiedenfarbigen Sandsteinen ab, die in Arkosen übergehen.

2. Der mittlere Horizont hat, obgleich wenig mächtig, mehr Bedeutung. Die tonigen Sandsteine zerfallen in dünne Plaketten, deren Oberfläche mit Muscovitblättchen bedeckt ist; ihre Farbe wechselt zwischen rötlich, violett, gelb oder grünlich und betont ihre Analogie mit den Gesteinen, welche den alten roten Sandstein oder das Perm charakterisieren. Leicht von der Erosion abgetragen, treten sie auf großen Oberflächen aus und bilden Verdachungen in Stufen, welche die großen Täler begrenzen. Hier haben sie oft mechanische Eindrücke, wie Rippelmarken u. dgl. und verschiedene gut konservierte Fossilreste, so das Genus *Spirophyton*, welche ganze Bänke bedecken. Darüber kommt ein besonders konstantes Niveau im ganzen Borkou, von Faya und Tibesti an, wo *Harlania halli* Göpp. reichlich vorkommt. In denselben Ablagerungen kommen verschiedene Formen von *Cruziana*, *Vexillum* und auch problematische Eindrücke vor, welche mit den von FRITEL von Ouadai unter dem Namen *Glossofungites* bekannten vergleichbar sind.

3. Der obere Teil der sandigen Serie kann 150—200 m haben. Er enthält dichtere und massivere Schichten wie die vorhergehenden, die aus harten Gesteinen bestehen mit kieseligem Korn, oft ganz fein und durch Limonit

verkittet. Lagen von Kies und Konglomeraten schalten sich noch dazwischen. *Harlamia* kommt in Abdrücken häufig vor, aber in schlecht erhaltenem Zustand.

Am Fuße des Koussi, im Tal von Olochi, sind die unteren Sandsteine stark gefaltet, ebenso an einigen Stellen der Nordgrenze des Massivs. Aber im allgemeinen sind sie in wenig Abstand vom Kontakt mit den darunter liegenden Schiefen sehr wenig geneigt, erscheinen sogar horizontal, und verschiedene Abteilungen der Serie sind in vollkommener Konkordanz. Die Sandsteine gehören dem Silur an und können in zwei Massen geteilt werden, die durch die Graptolithenschichten des Oberen Ordoviciums und der Basis des Gothlandien getrennt werden und selbst seitlich in Sandsteine mit *Harlamia* übergehen.

Bei Tibesti kommen Eruptivgesteine vor, die in den alten Formationen der benachbarten Gegenden unbekannt sind. Das schiefrige und kristalline Substratum wird nicht nur von Granit- und Dioritzügen durchzogen, sondern auch von einer Anzahl von Gängen einer bemerkenswerten alkalischen Gesteinsserie, wie Nephelinsyenite, Nordmarkit, Monzonit im N von Kegueur Tedi; Berondrite, Mafrait und Luskladit zwischen diesem Gebirge und Kredaon; Camptonit und Monchiquite östlich von Guezenti.

Im östlichen Teil des Massivs sind die silurischen Sandsteine oft selbst durch Ausbrüche harter Gesteine beeinflußt, quarzitisch oder mit Gängen von Phonolith (Kredaon, Kemet), porphyrischem Tinguait (Ouri), Sölvbergit (Guezenti) ausgefüllt.

Bisher liegen chemische und mineralogische Untersuchungen der Eruptivgesteine noch nicht vor, um ihre magmatischen Beziehungen zu den vulkanischen Serien festzulegen.

**M. Hanglein.**

**Dalloni:** Les volcans du Tibesti. (C. R. 194. 1932. 626.)

Es werden schwarze, basaltische Gesteine und helle Rhyolithe, Trachyte und Phonolithe in Tibesti unterschieden. Der Gipfel des Emi Koussi wird von Trachyten, Phonolithen und ihren Tuffen gebildet, welche nach A. LACROIX und TILHO (C. R. 169. 1919. 402) auf sehr mächtigen Basalten ruhen. In anderen Teilen des Massivs können diese unteren Basalte fehlen oder sie sind stark reduziert; in letzterem Falle sind sie doleritisch und wahrscheinlich intrusiv. Am häufigsten sind die Rhyolithe, die auf silurischen Sandsteinen ruhen (Kozen, Spitzen von Chebedo, Sidi Edimanga) und die Böschungen von Tioro, Aozí, Kegueur Tedi (3150 m), sowie denudierte Plateaus bilden. Auf diesen richten sich die jüngsten Vulkane von Tieroko, Vohon und Toussidé auf.

Die Spuren rhyolithischer Ergüsse, obwohl tief erodiert, kommen häufig mit vulkanischen Auswurfsprodukten, Tuffen, Obsidian und Pechstein zusammen vor. Bimssteine begleiten auch manchmal die Phonolithe und Trachyte. Das Ende dieses Zyklus wurde durch große Explosionen charakterisiert, eine Zeit, in der sich tiefe Gräben, wie die Calderen von Koussi und Toussidé, bildeten. An ihren Grenzen finden sich Syenite und Mikrogranite von rhombenporphyrischer Fazies, deren Struktur unverträglich mit der Hypothese von Decken und Ergüssen ist. Man muß vielmehr Gänge darin sehen, die durch Calderenbildung bloßgelegt wurden. Mächtige Eruptionen von andesitischen



und basaltischen Laven folgten der vorhergehenden Phase. In der Gegend von Goumour, im N von Koussi, und in den bedeutsamen Vulkanen Tieroko, Vohon, Toussidé und Turkou haben sie sich entwickelt. Graue Andesite mit feinem Korn und solche mit großen Labradorkristallen (Bardagué, Miski) sind von jungen Basalten bedeckt, die von Bomben und andern Auswürflingen begleitet sind. Sie geben im allgemeinen monotone Plateaus und haben quartäres Alter. Die interne Aktivität verrät sich heute nur noch durch Thermalquellen, wie bei Yono auf dem Südabhang und besonders bei Sobouroum, in der Nähe des Kraters von Vohon. Hier sind die über 70° C heißen Wässer stark schwefelhaltig.

Der Koussi mit einer vorgeschobenen Bastion von Tibesti ist mit dem Massiv durch ein sehr abgerissenes Glied verbunden, das gänzlich aus vulkanischen Materialien besteht bis zum sandigen Plateau von Krédaon, welches selbst im N das Granit-Schiefergebiet beherrscht. Der Kamm des Kemet ist noch aus Laven über den Pic Bette hinaus gebildet.

Eine zweite Vulkanserie reiht sich auf mehr als 300 km von W nach O an: Turkou mit dem kleinen gut erhaltenen Krater von Begour, Toussidé, Vohon und Tieroko. Diese zwei Richtungen, die sich unter rechtem Winkel schneiden, sind augenscheinlich die großer Brüche.

**M. Henglein.**

**A. Lacroix:** Les roches intrusives et filoniennes de la région granitique et sédimentaire du nord du Tibesti. (C. R. 194. 1932. 670.)

Die Nephelinsyenite sind charakterisiert durch eine braune barkevitische Hornblende, begleitet von Augit, Sphen, Apatit und Erzen. Sonst enthalten sie an Stelle des Feldspats nur Nephelin. Andere enthalten außerdem Plagioklase (Andesin und Labrador) und im Verhältnis dieser werden Nephelinmonzonite und Berondrite unterschieden. Sie bilden Intrusionen im Granit und sind wahrscheinlich identisch mit den Gesteinen, die Verf. früher aus dem NW von Madagaskar und von Tahiti beschrieben hat. Es ist nicht ausgeschlossen, daß die verschiedenen Typen der Serie, obwohl weit auseinander gelegen, ein und derselben Intrusion angehören. Verf. erwähnt noch den Mafrait als eine heteromorphe Abart von Berondrit, der nur bedingt Nephelin enthält. Auch ein typischer Monchiquit und Camp-tonite werden aufgeführt.

Neben dieser Amphibolitserie finden sich Gesteine, die an Stelle der Metasilikate nur violetten Augit enthalten. Der interessanteste Typus ist der Luscladit, den Verf. aus der Schlucht von Lusclade am Mont-Dore zuerst definiert hat. Alle diese Gesteine, reich an Olivin, Augit, Biotit, Ilmenit, enthalten an Stelle der hellen Mineralien Labrador, Nephelin und oft wenig Natronorthosit. Neben nephelinreichen Gesteinen, und das sind die wirklichen Luscladite, finden sich andere, die mehr oder weniger arm an diesem Mineral sind oder es schließlich gar nicht mehr enthalten. So gehen die Luscladite in Gabbros oder glimmerreiche Mikrogabbros über. Dieselbe Erscheinung hat Verf. auf Madagaskar, Tahiti, in Montréal und Portugal beobachtet.

Verf. gibt die magmatischen Parameter nach der in Frankreich üblichen Art:

## Amphibolserie:

Nephelinsyenit . . . . .	I.6'.2.4'
Nepheleinmonzonit . . . . .	II.'6.2.4 [(2) 3.1.(2) 3.3']
Berondrit . . . . .	III.'6.3.4 [(2) 3.1.(2).2 (3).(2) 3]
Mafrait . . . . .	III'.5'.3.4 [2.'2.2'.(2) 3]
Monchiquit . . . . .	III.6.2 (3).4 [2 (3).2.2'.2']

## Pyroxen- und Peridotserie:

Luscladit . . . . .	III.'6.3.4 [2'.1 (2).2 (3).3]
Glimmergabbro . . . . .	II (III).5.(2) 3.4 [3.'2.2'.3]
Mikrogabbro . . . . .	III.5.'3.4 [2'.(1) (2).2 (3).2']

Eine andere Nephelinserie, jedoch mikrolithisch, bildet Gänge in den silurischen Sandsteinen. Das sind die Phonolithe (Krédáon, Kemet) und Tinguait (Ouri). Sie sind hyperalkalisch und durch die Gegenwart von Ägirin charakterisiert. Der Phonolith ist grünlichgrau und aus kleinen Nephelinprismen, Orthositlamellen, feinen Ägirinnadeln und wahrscheinlich Hainit zusammengesetzt. Ein Phonolith zwischen Moussei und Ouanaké weicht insofern ab, als in der grünlichgrauen kompakten Grundmasse des Gesteins unregelmäßig zahlreiche sphärische Flecken von 0,5—1 mm Durchmesser verteilt sind. Bald sind sie weiß und löcherig, bald bestehen sie aus einem hellen Ring, der einen Kreis umgibt von derselben Farbe und Textur wie das Gestein. Die mikroskopische Prüfung zeigt, daß in den weißen Teilen die weißen Mineralien gänzlich in eine kolloidale Masse umgewandelt sind, daß der Ägirin mehr oder weniger unberührt geblieben ist.

Zwischen Ouri und Kemet wurde ein grüner Tinguait gefunden, der starke Phenokristalle (2 cm) von Natriumorthosit einschließt. Sie sind von kleinen Phenokristallen von Nephelin begleitet und in einer holokristallinen Masse von Nephelin und Orthosit eingeschlossen, die wiederum Ägirin haarförmig enthalten. Dieser porphyrische Tinguait erinnert an den von Port Cygnet in Tasmanien und ist oft mit feinkörnigem Mesotyp imprägniert, welcher gewisse Phenokristalle von Nephelin manchmal unberührt läßt, aber einen Teil des Feldspats angreift. Die magmatischen Parameter sind:

Phonolith (zwischen Tokaro und Mossei) . . . . .	1'.6.1'.4
Phonolith (zwischen Moussei und Ouanaké). . . . .	1.5 (6).1 (2).4
Tinguait (zwischen Ouri und Kemet) . . . . .	11.5 (6).2.4.

Ein anderer Phonolith derselben Gegend wurde vom Verf. als Murit bezeichnet. Er ist grünlich, reich an Phenokristallen von Pyroxen und hexagonalen Prismen von Nephelin und von Melanit, Sphen und Magnetit begleitet. Die Grundmasse ist sehr reich an Mikrolithen von Nephelin; einige Proben enthalten Nester von violetter Fluorit und Calcit, andere Einschlüsse von Nephelinsyenit. Verf. vergleicht den Murit mit dem Campanit der Tuffe der Somma. Murit enthält Natrium, Campanit Kalium. Die Parameter sind:

Murit, unversehrt (Ouri) . . . . .	II (III).6.2.(3) 4 [2 (3).1.3.3]
Murit, auf dem Weg d. Veränderung (II) III.'7.1'.4 [2.1.(3).4.3']	
Murit, mehr verändert (Nephelinit) 'III.8.1.4 [1 (2).1.1.3']	

Campanit, unversehrt (Somma). . .	II.6.'3.3 [2.(1) 2.2 (3).2]
Campanit auf d. Weg d. Veränderung	III.'8.'2.3 [2.1.3.2]
Campanit, mehr verändert (Leucitit)	III.8.2.3 [1.2.'3.2].

Weiter gibt Verf. einen Grorudit (Yi Bou) und einen Sölvbergit an, der mächtige Gänge in der Gegend von Guezenti—Zerao im Sandstein bildet. Er schließt nicht nur Ägirin, sondern auch einen arfvedsonitischen Amphibol ein. Aus derselben Gegend kommt ein Nordmarkit vor. Im Granitmassiv von Guezenti treten Gänge mit Trachyten und hyperalkalischem, porphyrischem Bostonit und oberhalb des Hügels von Krédaon ein Hornblendetrachyt auf. Ihre magmatischen Formeln sind:

Grorudit . . . . .	II.3'.1'.3
Sölvbergit $\alpha$ . . . . .	I(11).5.1.4
Nordmarkit . . . . .	I'.5.1'.4
Bostonit $\alpha$ . . . . .	I.(4).(5).1(2).3(4)
Hornblendetrachyt $\beta'$ . .	I(11).5'.2.4.

Wie die vorhergehenden, so sind auch diese Gesteine reicher an  $\text{Na}_2\text{O}$  als an  $\text{K}_2\text{O}$ . Die Analysen von Grorudit und Sölvbergit zeigen ein charakteristisches Eisennatronsilikat.

#### M. Henglein.

**A. Lacroix:** La composition des laves orthosiques des volcans du Tibesti. (C. R. 194. 1932. 757.)

Im Massiv von Emi Koussi wurden Basalte, Phonolithe, Trachyte, Rhyolithe und Syenite festgestellt. Neuerdings hat DALLONI (C. R. 194. 1932. 626) festgestellt, daß die im Massiv von Tibesti auftretenden alten und jungen Eruptivgesteine basaltischer Natur sind. Die trachytischen und phonolithischen Typen sind Ausnahmen; die Rhyolithe sind verschiedener Natur.

Die Rhyolithe bilden Ergüsse und Dome. Sie zeigen aber auch pyroklastische Produkte von Bimssteinnatur in Form von Breccien und weiße, sehr feinkörnige Tuffe. Man trifft auch Obsidianblöcke und seltener Pechstein an. Von verschiedener Färbung, weiß, grau, grün, bläulich, rot durch Oxydation steinartig oder glasartig, manchmal Bänke sphärolithischer Massen dazwischen, von sehr verschiedener Struktur. Quarz ist nur selten in Phenokristallen, so daß diese Gesteine mehr Rhyolithoide als wirkliche Rhyolithe sind. Autopneumatolytische Phänomene haben die Ausfüllung besorgt, die sehr kristallin und im allgemeinen sphärolithisch, feldspat- und quarzreich ist. Lithophysen sind sehr häufig. Alle diese Einzelheiten sind unabhängig von chemisch-mineralogischen Verschiedenheiten.

Der größte Teil dieser rhyolithischen Gesteine sind alkalisch und hyperalkalisch. In letzterem Fall ist das Natriumeisenmetasilikat, ein blauer Amphibol aus der Arfvedsonit-Riebeckitgruppe, häufiger als Ägirin. Der Gehalt davon ist veränderlich, oft nur wenige Prozent (Comendite) oder 15—20% (Pantelleite). In dieser Serie begegnete Verf. der Kontinuität der Übergänge, auf welche er schon bei Betrachtung der Laven von Afar und Corea aufmerksam wurde.

Von den Alkalien überwiegt der Na-Gehalt etwas gegenüber  $K_2O$ . In dieser Serie findet man Typen, die sehr reich an  $SiO_2$  und Metasilikaten sind, sowie andere, wo der Gehalt an  $SiO_2$  derartig herabsinkt, daß sie in Trachyt übergehen. Die magmatischen Formeln sind:

Comendit . . . . .	I'—I (II).4.1.3'—3 (4)
Übergänge in Trachyt . . . . .	I (II).(4) (5).1.(3) (4)
Pantellerite . . . . .	I (II)—II.3'—4.1.3
Trachytübergang (Emi Koussi) . . . . .	II.4'.1.'4.

Man sieht, daß die an  $SiO_2$  weniger reichen Typen die Na-reichsten sind.

Es finden sich ferner Mikrogranite von derselben mineralogischen und chemischen Zusammensetzung wie die Comendite. Sie rühren wahrscheinlich von Intrusionen her oder von gleichzeitig mit dem Bimsstein herausgeworfenen Blöcken. Alles ist von einer bemerkenswerten Frische. Auch die Analysenberechnung führt auf alkalische Metasilikate im Gegensatz zu der größten Zahl der Phonolithe.

Von Toussidé wird ein an Fayalit reicher Obsidian genannt.

Außer den alkalischen Rhyolithen gibt es eine kleine Gruppe kalkalkalischer Rhyolithe, chemisch charakterisiert durch die Gegenwart von Kalk, dellonitische Fazies und den Reichtum der Plagioklasphenokristalle (20—46 % Anorthit). Eines dieser Gesteine, aus Yebbi Miski stammend, enthält außerdem braune Hornblendephenokristalle und besonders Bronzit. Das ist das einzige Vorkommen eines rhombischen Pyroxens in den Laven von Tibesti. Diese Gesteine sind sehr glasreich und enthalten Obsidian. Sie sind alle kalireicher mit monzonitischem Charakter. Ihre magmatische Generalformel ist I'—I (II).4.1 (2)—2.3—'4.

Die drei Haupttypen der Obsidianrhyolithe, von P. GAUBERT bestimmt, zeigen:

	Dichte	(Na)
Comendit, Toussidé . . . . .	2,395	1,495
Pantellerit, Ganoa . . . . .	2,420	1,512
Kalkalkalirhyolith, Zoumri . . . . .	2,52	1,5232.

Abgesehen vom Ägirinphonolith der Gegend von Bardai—Madigué (Bardagna), stammen alle beschriebenen Phonolithe vom Massiv des Emi Koussi. Die weißen Bimssteine der Caldera sind von kleinen Bruchstücken eines Ägirinphonolithes begleitet, der außerdem reich an automorphen Mikroolithen von Nephelin ist. DALLONI hat ihn an Ort und Stelle bei Yi Erra gefunden. Beim Tai Tai (3300 m) hat neuerdings DE BURTHE D'ANNELET einen an Nephelin armen Feldspatphonolith nachgewiesen. Nach DALLONI findet sich zwischen Loodé und Daomontou Nephelin in unregelmäßigen Körnern in Feldspäten eingeschlossen wie in den Phonolithen des Zentralmassivs von Frankreich. Dieses Gestein ist reich an Phenokristallen resorbierter Hornblende. Die Feldspatminerale sind oft zeolithisiert.

Im Koussi-Massiv finden sich auch Pyroxentrachyte mit höherem  $Na_2O$ -als  $K_2O$ -Gehalt. Manchmal sind Phenokristalle von Olivin und Anorthoklaszwillingen eingeschlossen. Es scheint, daß gewisse Trachyte, die wenig Ägirin enthalten, einer Veränderung unterliegen. Sie sind vielleicht mit Phonolithen verwandt.

Ein Latit von Yi Erra, mehr  $K_2O$  als  $Na_2$  enthaltend, mit eutaxitischer Textur ist reich an Sphärolithen von Feldspat, die durch Autopneumatolyse wie im Piperno von Pianura entstanden sind. Die Formel ist: I (II). '5.2.3'. Ein trachytisches Gestein von der Nordseite des Koussi, das reich an Olivin und Anorthoklas ist, hat die Formel I (II).4 (5).(2) 3.(3) (4) und ist ein heteromorpher Typ von Doreit.

Der früher vom Verf. beschriebene Amphibolsyenit, der als große Blöcke an den Rändern der Caldera von Koussi vorkommt, hat sich als ein Gang oder eine Intrusion in Bimssteintuffe gezeigt, weggerissen durch Explosionen, welche zur Calderenbildung beigetragen haben. Denselben Ursprung hat das petrographisch bemerkenswerte Gestein, das dem Rhombenporphyr im S Norwegens vergleichbar ist. In einer feinkörnigen, sehr kristallinen Grundmasse heben sich Anorthoklaskristalle von 3 cm Größe ab, die von  $m(1\bar{1}0)$ ,  $t(110)$ ,  $p(001)$ ,  $a^1(\bar{1}01)$  begrenzt werden. Die Spaltstücke haben die Gestalt von Rhomben. Die Kristalle sind begleitet von Phenokristallen des Olivins, von Apatit und Magnetit. Sie sind in einer holokristallinen Masse, bestehend aus Mikrolithen von Orthoklas, verzwilligt nach dem Karlsbader Gesetz und abgeformt durch kleine Augitplättchen und einen braunvioletten Amphibol. Die Struktur ist verschieden. Bald sind diese Mikrolithe rechtwinklig, bald abgeplattet und von großer Dimension mit Neigung zur foyaitischen Struktur. Verf. beschreibt noch einen alkalischen Mikrosyenit, der in einen Typus mit viel Anorthit übergeht und sich somit dem Mikrolaurvikit  $\alpha$  nähert.

Ein von Modiounga, der Ostseite des Koussi stammendes Gestein sieht äußerlich wie ein Mikrosyenit aus. Aber die Phenokristalle von Feldspat sind weniger groß und die Spaltflächen haben keine rhombische Form. Sie enthalten einen Andesin (40 % Anorthit) und dicke Feldspatmikrolithe sowie Augitmikrolithe und Stäbchen von Hornblende. Auch ist eine geringe Quarzmenge sowie Olivin vorhanden. Die magmatische Formel ist 'II.5.2 (3). '4. Das Gestein ist ein Mikroakerit und kann als eine Intrusivform des heteromorphen Doreits von Koussi angesehen werden.

Ebenfalls auf die Gruppe der Doreite lassen sich zwei andere Gesteine bringen. Eines, das zur selben Zeit wie der Mikrosyenit von Toussidé und seiner Umgebung aufgenommen wurde, hat dieselbe Zusammensetzung und Struktur, doch haben die Anorthoklasphenokristalle nicht rhombische Begrenzungen; auch ist ein wenig Biotit vorhanden. Außerdem sind die Augitmikrolithe von braunen Hornblendemikrolithen begleitet. Das andere Gestein stammt von Loodé aus der Nachbarschaft von Trachyten. Seine Phenokristalle bestehen nur aus Olivin und violettem Augit. Die Andesinmikrolithe sind von Orthoklas umgrenzt. Dieses Gestein hat einen lamprophyrischen Charakter.

**M. Henglein.**

L a c r o i x, A.: Les pegmatites de la syenite sodalitique de l'île Rouma (archipel de Los, Guinée française). Description d'un nouveau minéral (sérandite) qu'elles renferment. (C. R. 192. 1931. 189—194.) — Bespr. dies. Jb. 1932. I. 48—49.

- Aubel, René van: Sur le Graphite du Haut-Katanga (Congo-Belge). (Bull. Soc. Géol. du France. [4.] 27. 1927. 453—460. Mit 7 Abb.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. I. 78/9.
- Sur quelques Minéraux et Roches du Haut-Katanga. (Ann. de la Soc. géol. de Belgique. 51. Publ. spéc. relative au Congo Belge. 1927/28. 3. note. 1—11. Mit 3 Phot.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. I. 79/80.

### Nord-Amerika.

- Smith, Edward S. C.: A new microcline locality in Maine. (The Amer. Miner. 16. 1931. 191.) — Bespr. dies. Jb. 1931. I. 535.
- Ross, Clarence S., E. P. Henderson and E. Posnjak: Clarkeite a new uranium mineral. (The Amer. Min. 16. 1931. 213—220.) Auftreten in den Pegmatiten bei Spruce Pine, Nordcarolina. — Bespr. dies. Jb. 1932. I. 43—45.
- Hoffman, M. G.: Geology and Petrology of the Wichita Mountains. (Oklahoma Geol. Surv. Bull. 52. Norman 1930. 82 S. Mit 22 Taf., 4 Fig., Karte.)
- Calkins, F. C.: The Granitic Rocks, Yosemite Valley. (In: F. E. Matthes, Geologic history of the Yosemite Valley. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper. 160. Washington 1930. 137 S. Mit 52 Taf. u. 38 Abb.)
- Spence, Hugh S.: Pegmatite minerals of Ontario and Quebec. (The Amer. Min. 15. 1930. 430—450. 474—496.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. I. 162/3.
- Fraser, H. J.: Paragenesis of the Newry pegmatite. (The Amer. Min. 15. 1930. 349—364.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. I. 164.
- Berman, Harry and F. A. Gonyer: Pegmatite minerals of Poland, Maine. (The Amer. Min. 15. 1930. 375—387.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. I. 84—86.
- Palache, Charles, S. C. Davidson, E. A. Goranson: The hiddenite deposit in Alexander Co., North Carolina. (The Amer. Min. 15. 1930. 280—302.) — Vgl. Bespr. dies. Jb. 1931. I. 86—88.
- Gedney, E. K. and Harry Berman: Huge Beryl Crystals at Albany, Maine. (Rocks and Minerals. 13. 1929. 78.) — Vgl. Bespr. dies. Jb. 1931. I. 88.

**F. F. Osborne:** A schist granite transition zone in Ontario. (Journ. of Geol. 38. 1930. 75—80.)

Etwa 40 Meilen östlich Sudbury, Ontario, an der Hauptlinie der Canadian-Pacific-Bahn findet sich ein Gebiet alter Schiefer und Gneise, die wahrscheinlich dem Keewatin angehören. In diese Schiefer drang ein Granit ein, der von den unveränderten Schiefen durch eine Übergangszone getrennt ist.

Die Schiefer sind stark gefaltet. Hornblendeschiefer herrschen vor, Chloritschiefer sind untergeordnet vorhanden. Der Granit (= Alaskit) ist sehr einförmig, stellenweise etwas porphyrisch. Er besteht vorwiegend aus Feldspat (Mikroclin, Oligoklas, wenig Albit), etwas Quarz und sehr wenig dunklen Gemengteilen, die meist chloritisiert sind. Gegen das Schiefergebiet hin zeigt der Granit eine Parallelorientierung der dunklen Gemengteile.

In der Übergangszone treten Hornblendeschiefer mit Plagioklasen mittlerer Zusammensetzung und Zonarbau auf. Hornblende ist der vorherrschende dunkle Gemengteil, Aktinolith und Tremolit sind in bemerkenswerter Menge vorhanden, untergeordnet finden sich Epidot, Biotit, Titanit, Apatit, Pyrit und Magnetit. Eine Abart dieses Übergangsgesteins zeigt Abnahme von Aktinolith, Tremolit, Biotit und Epidot und eine Zunahme ovaler Aggregate von Kali- und Natronfeldspat, die orientierte Einlagerungen von Hornblendebruchstücken enthalten können. In einer weiteren Abart fehlen die eben genannten dunklen Gemengteile völlig und gemeine Hornblende ist herrschend. Accessorisch treten dann Apatit, Titanit, Pyrit und Magnetit auf.

Nach Ansicht des Verf.'s handelt es sich bei der Bildung des Übergangsgesteins um eine einfache Verdrängung des Schiefermaterials durch granitisches Material, ohne daß eine Aufschmelzung des Schiefers stattgefunden hat.

#### Cissarz.

**C. Lausen:** The pre-cambrian greenstone complex of the Jerome quadrangle. (Journ. of Geol. 38. 1930. 174—183.)

Im Jerome-Quadrangel, in dessen Mitte die Black Hills liegen, findet sich eine Serie von Grünsteinen, die in ihrer Zusammensetzung zwischen Rhyolithen und Andesiten schwanken. Das Alter der Gesteine ist prä-cambrisch. Bisher wurden diese Gesteine zu den Yavapai-Schiefen gestellt. Eine genaue Kartierung zeigte jedoch, daß sie diskordant auf den aufgerichteten und erodierten Teilen dieser Schiefer aufliegen. Die Grünsteine sind daher jünger als die typischen Yavapai-Schiefer und wahrscheinlich älter als die Grand Canyon-Serien.

Die Yavapai-Schiefer bestehen vorwiegend aus Quarz-Sericit-Schiefen mit mehr oder weniger chloritischen Zwischenlagen. Kleine Lagen dolomitischen Kalkes sind ebenfalls zwischengelagert. Ferner finden sich Glimmerschiefer und Konglomerate. Die Schichten sind zum großen Teil sedimentären Ursprungs. Nur die Chloritschiefer sind vielleicht teilweise aus Andesiten hervorgegangen.

Die Gesteine des „Grünsteinkomplexes“ sind vorwiegend Andesite, untergeordnete Rhyolithe und Latite, vielleicht auch Trachyte. Sie sind stets stark zersetzt und die Grundmasse ist stark entglast. Die saueren Ergüsse sind jünger als die basischeren. Tuffe, die stark erhärtet sind, finden sich ebenfalls. Lokal findet sich zwischen den Strömen etwas Sedimentmaterial, vorwiegend Quarzite, untergeordnet Tone.

Zahlreiche Intrusionen durchsetzen den Grünsteinkomplex, Granodiorite, bei der United Verde-Grube Augitdiorit und Quarzporphyr, die die ursprünglichen Gesteine teil mehr, teils weniger kontaktmetamorph umgewandelt haben.

#### Cissarz.

**J. T. Singewald jr. and Ch. Milton:** An Alnöite pipe, its contact phenomena and ore deposition near Avon, Missouri. (Journ. of Geol. 38. 1930. 54—66.)

**S. Ball and J. T. Singewald:** Diskussionsbemerkungen zu obiger Arbeit. (Ebenda. 456—459.)

Eine Meile nördlich Avon auf der A. W. Vogt-Farm findet sich im Bonnetter-Dolomit eine schlauchförmige, elliptische Intrusion von ca. 200 Fuß Durchmesser, die mit augitfreiem Alnöit gefüllt ist. Der Dolomit ist rund um die Intrusion stark gestört, Teile von ihm werden vom Eruptivgestein umschlossen, teilweise assimiliert, teilweise kontaktmetamorph verändert. Stellenweise drang das Eruptivgestein auch in die Zerrüttungszone des Dolomits ein.

Der Alnöit führt große Einsprenglinge dunkelgrünen Serpentin, kleine Fetzen goldbraunen Glimmers in dunkler aphanitischer Grundmasse. U. d. M. zeigt sich, daß das Gestein ursprünglich vorwiegend aus Olivin bestand, ferner Phlogopit, Melilith und accessorisch Apatit, Magnetit, Chromit und Perowskit führt. Olivin findet sich als Einsprengling und in der Grundmasse. Er steht Monticellit näher als dem Forsterit ( $n$  zwischen 1,665 und 1,695;  $2V \pm 90^\circ$ ). Er ist meist in faserigen Antigorit umgewandelt. Phlogopit tritt blätterig, vorwiegend in der Grundmasse, auf. Er zeigt ungewöhnliche Absorption  $x > y = z$ . Melilith findet sich allein in der Grundmasse, die er fast zur Hälfte aufbauen kann, in kleinen eckigen, isotropen, gelben Körnchen. Seiner Zusammensetzung nach steht er etwa in der Mitte zwischen Äkermannit und Gehlenit. Frisches Gestein war zur Analyse nicht zu erhalten. Das serpentinierte Gestein ergab:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	34,63	H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,83	CO <sub>2</sub> . . . . .	0,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,76	TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,16
FeO . . . . .	3,60	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,51
MgO . . . . .	22,40	MnO . . . . .	0,19
CaO . . . . .	12,26	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,21
Na <sub>2</sub> O . . . . .	Sp.	Cl . . . . .	0,052
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,14	F . . . . .	0,16
H <sub>2</sub> O + . . . . .	8,60	Summe . . . . .	99,97

Daraus berechnet sich folgende Mineralzusammensetzung:

Serpentin . . . . .	60,0	Chromit . . . . .	0,3
Melilith . . . . .	20,0	Apatit . . . . .	1,0
Phlogopit . . . . .	9,5	Perowskit . . . . .	0,2
Olivin . . . . .	6,0	Kalkspat . . . . .	1,0
Magnetit . . . . .	2,0		

Von normalem Alnöit unterscheidet sich das Gestein durch das Fehlen von Augit und das Vorhandensein von Phlogopit anstatt Biotit.

Der Kontakt zwischen dem Alnöit und dem angrenzenden Dolomit ist äußerst innig. Der Dolomit wurde teilweise in ein dichtes, feinkörniges, weißes bis dunkelgraues Gestein umgewandelt. Kontaktmineralien entstanden nur in geringer Menge. Einzelne Dolomitbruchstücke sind nahezu vollkommen in Xonotlit ( $n = 1,548$ ,  $\gamma - \alpha$  ungefähr wie Quarz, positive Hauptzone, Achsenwinkel nahezu 0) umgewandelt. Das Mineral zerfällt in HCl unter Abscheidung von SiO<sub>2</sub>. Den Xonotlit durchsetzen einige nadelige Kristalle, die wahrscheinlich Tremolit waren, heute aber vollkommen in Carbonat zurückverwandelt sind. Ferner finden sich rundliche Sphärolithen,



wahrscheinlich von Leukoxen. Zwischen dem eigentlichen Alnöit und dem Xonotlitgestein findet sich eine schmale Zone ( $> 1$  cm), die aus Diopsid, Phlogopit, Xonotlit und wenigen braunen Granaten besteht.

Vorherrschend findet sich im Gebiete jedoch ein Kontaktgestein ungewöhnlicher Art, das aus Dolomitbruchstücken in verschiedenen Stadien der Assimilation besteht, die ihrerseits durch Aggregate von Alnöitsphärolithen in einer Carbonatgrundmasse verkittet sind. Es hat den Anschein, als ob das Alnöitmagma beim Eindringen in diese Zonen in Sphärolithe zerfiel, die aus einem Olivin- bzw. Serpentineinsprengling bestanden, der von einer Hülle noch flüssiger Grundmasse umgeben wurde. Die Sphärolithe scheinen in einem sehr mobilen Medium abgelagert zu sein. Stellenweise kann man den Beginn der Sphärolithentwicklung beobachten, wobei eine Art miarolithischer Hohlräume entstehen, die mit Carbonat angefüllt werden und manchmal von Magnetit umrandet sind.

Verf. sind der Ansicht, daß diese ungewöhnlichen Strukturen bedingt sind durch eine hohe Konzentration leichtflüchtiger Bestandteile im Magma, verbunden mit der großen Menge der bei der Assimilation frei gewordenen  $\text{CO}_2$ . Infolge des sehr hohen Gasdruckes fand die Intrusion in die Zerrüttungszone des Dolomits mit sehr großer Heftigkeit statt. Die leichtflüchtigen Bestandteile rissen hierbei Tropfen des alnöitischen Magmas mit. Diese Tropfen, zwischen denen sich noch die leichtflüchtigen Bestandteile und das in diesen gelöste Material befand, füllten die größeren Hohlräume in der Breccie. Bei der folgenden raschen Abkühlung verfestigten sich die Tropfen des Magmas als solche und die Zwischenräume zwischen ihnen wurden mit Carbonat gefüllt, das aus der Gasphase gebildet wurde.

Jünger als die vorgenannten Bildungen sind Gängchen und Verdrängungen, vorwiegend von Kalkspat und Bleiglanz, untergeordneter von Dolomit, Eisenspat, Zinkblende, Kupferkies, Markasit und Pyrit. Sie finden sich sowohl im unveränderten als auch im kontaktlich veränderten Dolomit.

Verf. nehmen an, daß keine Anzeichen einer genetischen Beziehung zwischen der Intrusion und der Erzbildung existieren, und daß die örtliche Verknüpfung mit dem Alnöitschlot nur zufällig ist und nicht als Argument für oder gegen die Annahme der magmatischen Entstehung der Bleilagerstätten des südöstlichen Missouri benutzt werden kann.

In einer Diskussionsbemerkung wendet sich S. BALL gegen die letztere Auffassung. Er führt vor allem die enge örtliche Gebundenheit der Erzgänge an den Intrusionsschlot an. Er nimmt an, daß die Erze im Anschluß an die Intrusion aus niedrig thermalen Lösungen, die aus der abkühlenden Masse stammten, abgesetzt wurden.

#### Cissarz.

**St. Richarz:** The metamorphic iron formation of the eastern Masabi Range, Minnesota, and its relation to the Embarras granite. (Journ. of Geol. 38. 1930. 600—618.)

Der östlichste Teil des Granites der Mesabi Range, Minnesota, wurde von C. K. LEITH als Intrusion in die Animikian-Eisenformation aufgefaßt und als Embarras-Granit bezeichnet. Diese Altersauffassung ist später,

besonders von GROUT und BRODERICK angefochten worden, die den Granit für älter hielten.

Verf. nimmt jedoch auf Grund von Feldbeobachtungen sowie mikroskopischen und chemischen Untersuchungen der Kontaktzonen an, daß die Auffassung von LEITH doch die richtigere ist, daß also die Annahme prä-animikischen Alters des Granites mit den Tatsachen nicht in Einklang steht. Es wäre in diesem Falle kaum möglich, eine Erklärung für die deutlich ausgebildete Kontaktzone zu finden.

In der Arbeit wird die Petrographie der Granite und der mit diesen verknüpften Kontaktzonen beschrieben. Die Kontaktzone ist im allgemeinen nur außerordentlich schmal. Petrographisch konnten zwei Abarten des Kontaktgesteines unterschieden werden, ein Biotit-Granatgestein und ein Augit-Hornblendegestein.

Das Granat-Biotitgestein führt Almandin und grünen Biotit, gelegentlich Quarz und Feldspat. Im unmittelbaren Kontakt mit dem Granit findet sich ein Mischgestein, in dem die Plagioklase oft schriffgranitähnlich mit Quarz verwachsen sind und Biotit einschließen. Es entstanden in dieser Kontaktzone ferner Quarzgänge mit grünem Biotit und großen Apatitkristallen.

Das Hornblende-Augitgestein führt blaugrüne Hornblende, teilweise Grünerit, diopsidischen Augit, Quarz und nur gelegentlich Granat. Auch hier bestehen Übergänge vom Granit zum Kontaktgestein, in denen der Plagioklas mit Quarz und Hornblende verwachsen ist. Apatit ist hier ebenfalls vorhanden.

Verf. beschreibt ferner zahlreiche Einzelbeobachtungen im Felde, die ebenfalls für die intrusive Natur des Granites sprechen. Ein „Basiskonglomerat“ zwischen der Eisenformation und dem Granit, das von anderen Autoren beschrieben wurde, ist nach Ansicht des Verf.'s nicht vorhanden. Es finden sich nur Apophysen von Granit in die Eisenformation hinein, die nur scheinbar Granitgerölle in der Eisenformation vortäuschen, aber nichts mit Geröllen zu tun haben.

Verf. nimmt an, daß durch diesen Granitbatholithen auch noch eine weitergehende Metamorphose der Eisenformation stattgefunden hat. Nordwestlich von Mesabi finden sich Grüneritgesteine mit Magnetit, Quarz, Kalkspat, etwas Eisenspat und grüner Hornblende. Ferner tritt in dieser Paragenese noch ein weiteres, nicht näher bestimmbares, gelbes Mineral auf, das vielleicht eine kristallisierte Form von Greenalit sein könnte. Das Vorkommen auch dieser Gesteine ist vielleicht auf kontaktliche Umwandlung der Sedimente der Eisenformation durch den Embarras-Granit zu erklären, wenn auch bisher unmittelbar noch kein Kontakt im Felde zu beobachten war.

**Cissarz.**

**B. C. Renick:** The petrology and Geology of a portion of Malheur County, Oregon. (Journ. of Geol. **38**. 1930. 481—520.)

Die Gesteinsserien entlang des Owyhee-Flusses im südöstlichen Malheur County, Oregon, gehören dem Spättertiär und dem Quartär an.

Die ältesten tertiären Gesteine des Gebietes, deren genaues Alter nicht einwandfrei zu bestimmen ist, bestehen aus teilweise verfestigten, wechsellagernden, linsenförmigen Lagen von Arkosen, sandigen Schiefen und Konglomeraten. Die Gerölle in den Gesteinen bestehen hauptsächlich aus dunklen Eruptiven. Diese Sedimente werden von basaltischen Gängen von wenigen Fuß Mächtigkeit durchzogen. Im Kontakt ist den Sedimenten Kieselsäure zugeführt worden.

Diese älteren Tertiärsedimente werden von einem Rhyolithporphyr teils deckenartig (bis 300 Fuß) überlagert, teils intrudiert. Der Rhyolith ist ein dichter aphanitischer, glasiger Felsitporphyr mit farblosen Einsprenglingen, zeigt Fluidaltextur und geht stellenweise in ein Pechsteinagglomerat über. Sowohl der rote Felsit, als auch der schwarze Pechstein zeigen glasige Grundmasse mit Einsprenglingen kalkreichen Andesins (ca.  $Ab_{45}An_{55}$ ) und untergeordnet Augit. Quarzeinsprenglinge treten zurück. In der Grundmasse sind nur Feldspatmikrolithe zu erkennen. Die in der Arbeit angeführte chemische Analyse des Gesteins spricht für echten Rhyolith, jedoch sind das Fehlen von freiem Quarz und Orthoklas, sowie das Vorhandensein eines relativ basischen Plagioklases etwas ungewöhnlich für echten Rhyolith.

Über diesen Gesteinen liegt eine Zone vorwiegend basaltischer Gesteine, der Owyhee-Basalt. Die Zone besteht aus ca. 1300 Fuß mächtigen wechsellagernden grobkörnigen, feinkörnigen, z. T. mehr oder weniger schlackigen oder porigen Basalten mit untergeordneten Tuffzwischenlagen oder tuffreichen Konglomeraten. Die Bestandteile der holokristallin ausgebildeten Basalte sind in Einsprenglingen und Grundmasse kalkreicher Labrador (ca.  $Ab_{85}An_{15}$ ), der ca. 60 % des Gesteins aufbaut, ferner Augit und Hypersthen, die das Gestein zu ca. 35 % aufbauen. Hinzu kommt noch Magnetit mit ca. 5 %. Olivin fehlt. Die Struktur ist holokristallin-porphyrisch. Die porösen, meist rot gefärbten Stromoberflächen der Basalte zeigen eine sehr feinkörnige eisenglanzreiche Grundmasse mit Plagioklas, nebst groben Einsprenglingen von Labrador und Augit. In den Drusen findet sich Heulandit. Basaltgänge, die die älteren Tertiärsedimente durchsetzen, führen dieselben Bestandteile, jedoch nur eine Einsprenglingsgeneration von Labrador (ophitische Struktur). Die zwischengelagerten Tuffbänke bestehen aus einem chloritreichen Basalttuff.

Über dem Owyhee-Basalt folgt die Payette-Formation mit ca. 800 Fuß Mächtigkeit, ebenfalls miocänen Alters, eine Folge von fluviatilen, lakustren und subärischen Sanden, Schluffen, Konglomeraten, vulkanischen Aschen und Tuffen. Im Gebiete von Blackjack Butte finden sich in diesen Formationen eine Anzahl von Basaltströmen, der Blackjack-Basalt. Die Ströme erreichen eine maximale Mächtigkeit von 350—450 Fuß. Der Basalt hat meist Fließtextur, sowohl in den kompakten als auch in den blässigen Zonen. Die Zusammensetzung des Basalts entspricht der des Owyhee-Basaltes.

Auch über der Payette-Formation, teilweise noch mit ihren Gesteinen wechsellagernd, findet sich ein Basalt, der Grassy Mountain-Basalt

mit ca. 400 Fuß Mächtigkeit. Dieser Basalt enthält im Gegensatz zu den vorher beschriebenen Olivin, der teilweise zu Iddingsit umgebildet ist. Das Gestein ist meist dicht, nur lokal finden sich mit Carbonat und Heulandit gefüllte Poren. Die Struktur ist ophitisch, der Feldspat sehr basisch ( $\text{Ab}_{26}\text{An}_{74}$ ).

Über diesem Basalt folgt die pleistocäne oder pliocäne Idaho-Formation von ca. 540 Fuß Mächtigkeit, die aus Sanden, Schluffen, Aschen und feineren Konglomeraten fluviatiler, lakustrer und subärischer Entstehung mit Zwischenlagen von Süßwasserkalken besteht. Bei den klastischen Sedimenten ist Eruptivmaterial stark am Aufbau beteiligt.

Schließlich finden sich im Gebiete alluviale Kiese, Sande und Schluffe entlang des Owyhee-Flusses und seiner Nebenflüsse.

Manche der beschriebenen Basalte sind zusammen mit den unmittelbar unterlagernden Sedimenten infolge Beimengung von Eisenglanz intensiv rot gefärbt. Diese Rotfärbung erklärt Verf. damit, daß diese Gesteine in stehende Gewässer ergossen wurden. Nach Ansicht des Verf.'s spricht das Vorkommen von Zeolithen und die Wollackabsonderung mancher Basalte ebenfalls für diese Annahme. Teile aller Basalte der verschiedenen genannten Formationen zeigen diese Erscheinung.

Die tektonische Struktur des Gebietes weist eine nordwärts gerichtete Antiklinale auf, die stark, besonders parallel zur Vorstoßrichtung gestört ist, teilweise aber auch senkrecht zur Achse Störungen aufweist. Das Alter der Störungen ist spätpliocän oder pleistocän, da die Idaho-Formation noch in sie mit einbezogen wurde. Sie sind aber sicher nicht rezent und begannen vielleicht schon Ende Miocän.

**Cissarz.**

**J. T. Stark:** Pre-cambrian waterlaid tuff in the Baraboo, Wisconsin, District. (Journ. of Geol. 38. 1930. 466—471.)

Ein präcambrisches Gestein auf der Markert-Farm im Gebiet des Devils Lake im südlichen Zentral-Wisconsin, das bisher als Rhyolith angesprochen wurde, wird als ein im Wasser abgelagerter Tuff bestimmt.

Zwei Arten des Gesteins kommen vor, eine von heller Farbe und schieferiger Textur und eine dichte, schwarze, hornfelsartige. Eine undeutliche Bänderung des Gesteins kann Fließtextur vortäuschen.

U. d. M. zeigen die gröberen Teile der schieferigen Abart deutliche klastische Textur. Es treten eckige Bruchstücke von Orthoklas und von Oligoklas auf. Chlorit und Epidotaggregate deuten auf das ehemalige Vorhandensein von Bruchstücken dunkler Gemengteile („pyriboles“). Ein Teil der Feldspäte ist vollkommen saussuritisiert und sericitisiert. Daneben finden sich noch Bruchstücke von Rhyolith, wie er sich in der Nachbarschaft des Vorkommens in losen Blöcken findet. Andere Gesteinsbruchstücke stellen feinkörnige Quarzite und Schiefer vor. Diese gröberen Bruchstücke liegen eingebettet in einer feinkörnigen rekristallisierten Grundmasse von Quarz und Feldspat. Wenige Kristalle sekundären Apatits sind vorhanden.

Die dichte Abart des Gesteins besteht aus sehr kleinen Kristallen von Feldspat und Quarz. Sericit und Chlorit sind im Gestein fein verteilt. Es

findet sich ferner sekundärer Pyrit mit Hämatiträndern. Teile des Gesteins zeigen eine feine Bänderung, die durch abwechselnde Lagen gröberer und feineren Materials hervorgerufen wird.

Der Tuff ist wahrscheinlich gleichalterig mit den Rhyolithströmen des Gebietes. Er kann zu dem präproterozoischen Komplex gehören oder vielleicht auch im Unter-Huron abgelagert sein.

**Cissarz.**

**H. Hirschi:** Zur Kontaktmetamorphose durch Lithiumpegmatite bei Keystone (South Dakota). (Schweiz. Mineral. u. Petr. Mitt. 11. 1931. 256—263. Mit 1 Taf.)

Petrographisch-mikroskopische Untersuchung der Kontaktgesteine der Lithiumpegmatite der Etta-Mine und im Ingersoll claim. Der Spodumen-Pegmatit der ersteren Lokalität ist steil aufgerichtet, zylindrisch (70 : 120 m Durchmesser). In seiner unmittelbaren Nachbarschaft ist die Schieferhülle (verschiedenartige Glimmerschiefer und Quarzite) auf 3—10 m in ein zuckerkörniges, weißes bis grauweißes Gestein aus Albit (bis 60 %) und Quarz (bis 35 %) neben Turmalin und Apatit, wenig Muscovit und vereinzelt Kalifeldspat umgewandelt. Die weiter entfernten Schiefer weisen im Biotit häufig kräftige Radiohalos auf.

Komplexere Verhältnisse, vor allem durch eine viel stärker gegliederte Grenzfläche Pegmatit-Nachbargestein bedingt, weist der zweitgenannte Pegmatit auf, der sich auch in der Mineralführung vom ersteren wesentlich unterscheidet. Direkt im Kontakt wird ein mittelgrobkörniger, quarzreicher Glimmerschiefer gefunden. Quarz ist hierin Hauptgemengteil (Quarz löscht undulös aus, ist reich an Einschlüssen von Gas und Flüssigkeit), daneben Biotit mit vielen Radiohalos, Apatit häufig in größeren Körnern, Turmalin und wenig Magnetit. — Nicht mehr im eigentlichen Kontakthof liegen (etwa 100 m vom Hauptpegmatit entfernt) Glimmerschiefer mit vereinzelt Staurolithen und Granaten, von 5—20 m breiten Quarzbändern durchsetzt (aus grobkörnigem Rauchquarz mit gröberer Muscovit- und Biotitblättern, arm an Radiohalos), welche von feinen Feldspatsäumen begrenzt werden. Hauptbestandteil dieser Schiefer ist Quarz (bis 60 %), daneben bis ca. 30 % Biotit, die restlichen 10 % sind Feldspat, Apatit, Turmalin, Granat und Erz. Quarz wie im vorigen Gestein, Biotite analog reich an Radiohalos. — An der Bahnlinie zwischen Ingersoll und Keystone wurden die folgenden zwei Gesteinstypen gefunden: Ein Glimmerschiefer mit vorherrschendem Biotit neben Quarz, Muscovit, Granat, Turmalin, Apatit, Staurolith und Erz mit massenhaften Radiohalos in den Biotiten und ein feinkörniger Schiefer, der ebenfalls Biotit neben Granat-Staurolith, Quarz, Muscovit und Erz als Hauptgemengteil aufweist. Zusätzlich ein verändertes Hornblendemineral, wie Biotit mit Radiohalos. — Ein weiterer Glimmerschiefer hat Quarz vorherrschend, dann folgen Biotit und Muscovit, spärlich Feldspat und Apatit, Turmalin, Erz und Titanit. Auch hier das vorhin erwähnte hornblendartige Mineral und zahlreiche Halos im Biotit. — Im zweiten Falle ist die Kontaktmetamorphose wesentlich eine ausgeprägte Verquarzung, wobei Granat und Staurolith in den Schiefen erhalten blieben, während der Glimmer umgelagert zu sein

scheint. Die zahlreichen Radiohalos werden mit dem Gehalt des Pegmatits an Th-haltiger Pechblende in Beziehung gesetzt.

In beiden Fällen liegen offenbar zweifach kontaktmetamorphe Gesteine vor: einmal durch den großen Granitlakkolithen des Harney Peak-Granits und weiterhin durch die Lithiumpegmatite. **Brandenberger.**

**Teodoro Flores:** Carta geologica de la Baja California. (Cartas geologicas y mineras de la Republica Mexicana. No. 1. 1931. 22 S. Text u. Karte in 1:2 000 000.)

Kurz sei hingewiesen auf diese Karte, welche die weite Verbreitung junger Effusiva (Basalte, Rhyolithe und Andesite) und älterer Intrusiva wiedergibt. **Erich Kaiser.**

**A. E. Cameron:** Report of Progress on Mineral Explorations in the Precambrian. (Tenth Ann. Rep. of the Scient. and Industr. Res. Counc. of Alberta, 1929. Edmonton 1930.)

**A. E. Cameron and H. S. Hicks:** The Precambrian Area of Northeastern Alberta. (Eleventh Ann. Rep. of the Scient. and Industr. Res. Counc. of Alberta, 1930. Edmonton 1931.)

Der kanadische Schild ragt in die Nordostecke der Provinz Alberta, nördlich und südlich des Athabaska Lake, hinein. Etwa die Hälfte des nördlich des Sees gelegenen precambrischen Gebietes wurde auf das Vorhandensein von Erzlagerstätten summarisch untersucht. Zwei N—S gerichtete Zonen, die Charles Lake-Zone und die Leland Lake-Zone, machen sich als morphologische Depressionen bemerkbar, in denen eine große Anzahl N—S gestreckter Seen liegen. In diesen Zonen treten granitische Intrusionen von großer Ausdehnung auf, die die vorintrusiven Gesteine — vorwiegend Gneise, aber auch andere metamorphe Gesteine sedimentären Ursprungs — bis zu einem sehr weitgehenden Grade resorbiert haben. Pegmatit- und Quarzgänge wurden beobachtet, jedoch keine Erzlagerstätten oder Anzeichen davon. Es wird angenommen, daß etwa vorhanden gewesene Erzlagerstätten bildende Mineralien bereits durch die Erosion beseitigt wurden, daß also heute ein relativ tiefer Teil der Intrusivmassen zutage tritt. **K. Fiege.**

### Süd-Amerika.

Lohmann, Wilhelm und Margarete Brinkmann: Über eocäne Kalke, Gabbros und Andesite. (Cbl. Min. 1931. B. 553—559.)

**G. Sheppard:** The igneous rocks of southwest Ecuador. (Journ. of Geol. 38. 1930. 318—334.)

Das Küstengebiet von Ecuador besteht aus tertiären Formationen mit Eruptivgesteinen in der Form von Gängen und gelegentlich von Laven. Die Eruptivgesteine finden sich zwischen dem Golf von Guayaquil nach N bis zum Hafen von Manta. Im untersuchten Gebiete finden sich Tiefengesteine, Gängegesteine und Ergußgesteine.

Syenitische Intrusionen finden sich bei Pascuales [nähere Beschreibung der Gesteine und ihres Vorkommens fehlen. Ref.]. Quarzporphyre und Quarzfelsite treten entlang des Tales des Rio Sico auf. Sie scheinen vom Cerro Bravo zu stammen. Agglomerate und Tuffe sind im Gebiet reich vertreten und auch die tertiären Sedimente führen reichlich Tuffmaterial.

Ferner finden sich in diesem Küstenstrich von Ecuador zahlreiche doleritische Gänge, deren bedeutendster der Lorenzo-Ayampe-Gang ist, der entlang der Küste auf eine Erstreckung von 50 Meilen von Punta Lorenzo bis Punta Ayampe verfolgt werden konnte.

Etwas eingehender werden die Gänge des Lorenzgebietes beschrieben. Die Gänge setzen hier in tertiären Sandsteinen und Schiefen auf. Von den Sandsteinen sind sie häufig durch eine Gangbreccie getrennt, die Eruptivbrocken mit glasiger Randzone nebst Sandsteinmaterial führt. Im Kontaktgebiete finden sich ferner kieselige Massen. Die Gänge in den übrigen Gebieten zeigen dieselbe Erscheinungsform. Auffallend ist überall die im Zusammenhang mit der Intrusion erfolgte Verkiezelung der Nebengesteine.

Petrographisch führen die Dolerite Einsprenglinge von Plagioklas (Labrador-Anorthit oder Bytownit), an dunklen Gemengteilen hauptsächlich Titanaugit, untergeordnet Hornblende. Die Struktur ist meist ophitisch. Durch Umwandlung von Augit entsteht Ilmenit mit Leukoxenrändern, gelegentlich Bastit oder Chlorit. Accessorisch tritt Quarz auf und es entsteht ein Quarzdolerit. Gelegentlich finden sich auch Olivin und Analcim in den Gesteinen.

**Cissarz.**

- Pijpers, P. J.: The occurrence of foreign pebbles on the ile of Bonaire. (Kon. Ak. van Wetenschappen te Amsterdam 1931. Proc. **34**. 1—6.)  
 — Bonaire. (Leidsche geol. Mededeelingen. **5**. [Feestbundel K. MARTIN.] 1931. 704—708.)

**J. H. Westermann:** Aruba. (Leidsche geol. Mededeelingen. **5**. [Feestbundel K. MARTIN.] 1931. 709—714.)

Jungmesozoischer oder alttertiärer Quarzdiorit intrusiv in einer Diabas-schieferfolge. Die Diabase lassen noch Plagioklas und Hornblende erkennen, während der Augit uralitisiert ist: Uralitdiabas. Viele der geschichteten Gesteine sind als Hornblendeschiefer zu bezeichnen, die aus Tuffen hervorgingen. Amphibolite im NW der Insel wie als Einschlüsse im Diorit. Die Amphibolite sind durch reichliche Zufuhr aus dem Magma in hybride Gesteine umgewandelt. Außerdem sind die Diabase durch den Dioritkontakt metamorphosiert.

In den Dioritbatholithen zeigt sich eine ältere Intrusion mit großen Hornblendekristallen in der Hauptmasse von monoklinem Pyroxen, Plagioklas und Quarz, durchsetzt von vielen Aplit- und Dioritgängen. Das Hauptgestein des Batholithen ist ein Quarzdiorit, der z. T. Biotit führt. Gänge von Diorit, Granit, Granodiorit, Porphyrit und Vintlit, ganz ähnlich wie auf Curaçao.

**Erich Kaiser.**

Molengraaff, G. J. H.: Geologie en Geohydrologie van het eiland Curaçao. Dissertation. Delft 1929.)

Vermut, L. W. J. and M. G. Rutten: Geology of Central Curaçao. (Kon. Ak. van Wetenschappen te Amsterdam 1931. Proc. 34. 271—276.) — Von petrographischer Bedeutung das Auftreten verschiedener Eruptiva und kristalliner Schiefer in klastischen Sedimenten. Auf einer Kartenskizze Verbreitung von Diabasen.

**L. W. J. Vermunt and M. G. Rutten:** Geology of the surroundings of „St. Martha“ and „St. Kruis“ (Curaçao). (Kon. Ak. van Wetensch. te Amsterdam 1931. Proc. 34. 588—563.)

Ein wahrscheinlich kretazischer Kern von Diabas ist überdeckt von der kretazischen „Knip“-Formation mit Tuffen und Hornsteinen. Wie die Diabase sind die in ihnen und in der „Knip“-Formation in Gangform auftretenden Malchite (vielleicht auch „Vintlite“) stark verwittert.

**Erich Kaiser.**

**L. Rutten:** On rocks from the Carribean Coast Range (Northern Venezuela) between Puerto Cabello—La Cumbre and between La Guaira—Caracas. (Ebenda. 1013—1022.)

Im Gegensatz zu den meisten bisherigen Angaben scheinen die häufigsten Gesteine in der venezolanischen Küstenzone Gneise zu sein, während Glimmerschiefer sich nur in der Nähe der Küste zeigen. Die Granite der Küstenzone sind stark gequetscht und ähneln in mancher Hinsicht Gneisen. Sie zeigen keine Ähnlichkeit mit den Tiefengesteinen der Inseln nördlich von Venezuela. Die kristallinen Schiefer der Küstenzone gehören z. T. in die Epi-Zone, meist in die Meso-Zone, z. T. auch in die Kata-Zone (Eklogite). Alter unbekannt.

Es ist wohl möglich, daß die als Gerölle auf Bonaire auftretenden Gneise (vgl. die obige Literaturangabe P. PIJERS) besonders aus dem Hinterland von Puerto Cabello stammen.

**Erich Kaiser.**

**P. J. Pijpers:** Some remarks on the geology of the Surroundings of „Ronde Klip“ (East Curaçao). (Ebenda. 1023—1027.)

Bei dem Landhause „Ronde Klip“ treten in der „Knip“-Formation [s. oben: VERMUNT and RUTTEN] kristalltuff- und foraminiferenhaltende Kalksteine und foraminiferenführende Kristalltuffe auf. Die Tuffe sind quarzporphyritisch bzw. porphyritisch. Zumeist als Lagergänge (sill) zeigen sich Kersantit, Hornblendekersantit, Pyroxenkersantit und Malchit. Kalkgranatfels tritt als Kontaktgestein auf.

**Erich Kaiser.**

**L. W. J. Vermunt and M. G. Rutten:** Some remarks on the Geology of North Curaçao. (Ebenda. 1028—1031.)

Von petrographischem Belange: Porphyrit- und Quarzporphyrit-Tuffe in der Knip-Formation. In dieser fand sich auch eine Granophyr-Breccie (Quarz-saurer Plagioklas). Gänge von Hornblende-Porphyr, Quarz-Hornblende-Porphyr, Augit-Porphyr und Quarz-Augit-Porphyr, die mit einer Quarz-Augit-Diorit-Intrusion zusammenhängen. **Erich Kaiser.**



**L. Rutten:** On rocks from the Venezuelan islands between Bonaire and Trinidad and on some rocks from Northwestern Venezuela. (Ebenda. 1101—1110.)

Der Inselbogen von Aruba bis Los Testigos (800 km lang), der schon topographisch einheitlich ist, bildet auch geologisch eine Einheit. Auf den meisten findet man abyssische und z. T. auch hypoabyssische Gesteine naher Verwandtschaft, die von einem Quarzdiorit-Magma abgeleitet werden. Alter: Junge Kreide oder Alttertiär.

Diese Intrusiva sind deutlich verschieden von den in der venezolanischen Küstenzone auftretenden. Gesteine desselben Alters wie auf den Inseln treten auch an einigen Orten von Nordwestvenezuela auf, doch zeigen sich petrochemische Unterschiede. Den auf den Inseln ähnliche Gesteine des Maracaibo-Distriktes scheinen jedoch älter zu sein.

Viele Einzelangaben über die untersuchten Dünnschliffe.

**Erich Kaiser.**

**R. Ijzerman:** Outline of the Geology Petrology of Surinam (Dutch Guiana). (The Hague, Martinus Nijhoff. 1931. 519 S. Mit 6 Kart., 63 Abb. im Text u. 195 Fig. auf 48 Taf. Preis gebund. fl. 24.—.)

Dieses seinem allgemeinen Inhalte nach bereits für CBL. Min. 1932. B. besprochene, auch als Dissertation der Universität Utrecht ausgegebene prächtige Werk bedarf hier noch einer Würdigung seines Inhaltes nach der petrographischen Richtung hin. Wir müssen allerdings darauf verzichten, alle die vielen Einzelheiten wiederzugeben und müssen uns im Rahmen eines Referates darauf beschränken, den reichen petrographischen Inhalt dieses Werkes anzudeuten und auf einige besprochene Fragen etwas einzugehen.

Das einen Teil des brasilianischen Schildes bildende kristalline Grundgebirge mit Paragesteinen von präcambrischem Alter ist durchsetzt von einer großen Zahl von Eruptiven — alle von Kalkalkalicharakter. Die Hauptmasse wird gebildet von sauren Granodioriten, welche zumeist zwischen sauren Graniten und quarzreichen Dioriten stehen. Diese Granodiorite gehen in Orthogneise über. Im allgemeinen ist der Habitus der Gesteine auf weite Strecken konstant, so daß keine faziellen Unterschiede hervortreten. Solche zeigen sich erst dort, wo sich Mineralbeteiligung, Struktur und Textur gemeinsam rasch ändern. Es ist unwahrscheinlich, daß derartige Wechsel mit einer Resorption des Nebengesteines zusammenhängen. Während die sauren Diorite zusammen mit Graniten in den Tälern vorwiegen, sind die höheren Berge hauptsächlich aus Graniten gebildet, vielleicht weil diese der selektiven Erosion besser widerstehen. Das könne auch mit einer Gravitationsdifferentiation zusammenhängen. Korrosion der dunklen Gemengteile in den Granodioriten ist sehr häufig, wird eingehend beschrieben und auch durch Abbildungen erläutert.

Das Parallelgefüge der Orthogneise sei zumeist primär. WEINSCHENK'S Piezokristallisation wird zur Erklärung herangezogen. Die Granitgneise, Dioritgneise, selbst Pyroxengneise (als Äquivalent der Gabbros) zeigen bis in viele Einzelheiten die Eigenschaften der normalen Injektionen erhalten.

	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	47,62	51,59	47,13	46,87	49,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14,07	16,88	15,63	13,91	9,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	7,10	0,09	13,78	1,26	4,86
FeO . . . . .	10,21	9,58	0,80	12,11	5,57
MnO . . . . .	0,29	0,15	0,00	0,25	0,16
MgO . . . . .	5,33	5,33	2,27	6,26	14,17
CaO . . . . .	9,00	10,98	12,40	9,86	9,34
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,18	2,89	3,92	2,89	3,81
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,57	0,98	3,01	1,24	1,18
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,76	0,31	0,08	1,31	0,83
H <sub>2</sub> O — . . . . .		0,07	0,16	0,25	0,06
TiO <sub>2</sub> . . . . .	2,45	1,18	0,59	3,72	0,69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,51	0,19	0,23	0,34	0,29
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	0,38
SO <sub>3</sub> . . . . .	0,05	—	—	—	—
Summe . . . . .	100,09	100,22	100,00	100,27	99,90

Anal. . . . .	1	2	3	2	2
---------------	---	---	---	---	---

## NIGGLI-Werte:

si . . . . .	119	106	110	109	99,5
al . . . . .	19,5	24	21,5	19	11
fm . . . . .	52,5	39	34	48	60
c . . . . .	23	28,5	31	24,5	20
alk . . . . .	5	8,5	13,5	8,5	9
k . . . . .	0,47	0,18	0,34	0,22	0,17
mg . . . . .	0,36	0,49	0,24	0,45	0,72
c/fm . . . . .	—	—	—	—	—
qz . . . . .	—	—	—	—	—
Schnitt . . . . .	4	5	5	4	3

- I. Quarzdiabas (V 1618)<sup>1</sup>, normalkörniger Quarzdiabas. Stein creek. Von Hemert Placer.
- II. Quarzgabbro (Y 246), normal- bis grobkörniger Quarzgabbro. Höhe 1065. Central Wilhelmina mountains.
- III. Normaldiabas (Y 18), feinkörniger Diabas. Katarakt Adiadedde creek, Surinam-Fluß.
- IV. Normalkörniger Olivindiabas (Y 206). Central Wilhelmina mountains.
- V. Epidorit (Uralitdiabas). Kapoesa-dam, Pikien-rio. (Umgewandelter Diabasporyrit oder olivinreicher Basalt.)

<sup>1</sup> Die in Klammern gegebenen Bezeichnungen betreffen die Handstücke und ihren Aufbewahrungsort (vgl. S. 4/5 des Originals). V bezieht sich auf die in Delft befindlichen Aufsammlungen, Y auf die Aufsammlungen des Verf.'s, welche sich im Mineralogisch-Geologischen Institute in Utrecht befinden.

	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	48,54	59,29	57,18	55,58	51,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,50	15,19	18,29	15,13	17,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,01	2,25	2,38	4,86	2,20
FeO . . . . .	7,97	5,68	3,88	5,42	6,17
MnO . . . . .	0,23	0,12	0,16	0,15	0,19
MgO . . . . .	11,02	3,60	2,57	4,25	5,07
CaO . . . . .	9,32	5,05	5,27	6,96	9,55
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,73	3,57	4,56	2,94	3,24
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,58	2,84	3,46	1,82	2,16
H <sub>2</sub> O + . . . . .	1,16	0,63	0,68	1,41	0,93
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,04	0,04	0,11	0,02	0,07
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,76	0,99	0,89	1,24	0,93
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,24	0,40	0,64	0,20	0,42
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,19	0,32	—	0,19	—
SO <sub>3</sub> . . . . .	—	—	—	—	—
Summe . . . . .	100,29	99,97	100,07	100,17	100,31

Anal. . . . .	2	2	2	2	2
---------------	---	---	---	---	---

## NIGGLI-Werte:

si . . . . .	103,3	187,4	178,6	159,8	131,1
al . . . . .	16,9	28,3	33,6	25,4	26,1
fm . . . . .	52,8	37,8	28,1	41,9	36,7
c . . . . .	21,2	17,2	17,6	21,3	25,8
alk . . . . .	9,1	16,7	20,7	11,4	11,4
k . . . . .	0,38	0,34	0,33	0,29	0,31
mg . . . . .	0,66	0,45	0,43	0,43	0,52
c/fm . . . . .	—	0,45	0,62	0,51	0,70
qz . . . . .	—	+ 21	— 4	14,2	— 14
Schnitt . . . . .	3	4	4	4	5

VI. Feinkörniges, umgewandeltes Ganggestein von Basalthabitus.  
Gran-Rio.

VII. Kersantit (Y 58). Surinam-Fluß.

VIII. Kersantit (Y 90). Gran-Rio.

IX. Odinit (Y 65). Surinam-Fluß bei Goddo.

X. Malchit (Y 110). Gran-Rio.

	XI.	XII.	XIII.	XIV.	XV.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	70,92	66,97	65,24	74,04	75,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16,82	15,71	14,86	13,62	12,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,09	2,06	0,92	1,22	3,40
FeO . . . . .	0,97	1,88	2,78	0,32	0,10
MnO . . . . .	0,07	0,14	0,06	—	—
MgO . . . . .	0,57	1,24	2,02	0,64	0,10
CaO . . . . .	2,78	2,44	3,88	1,72	1,65
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,89	3,20	4,25	2,27	2,20
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,88	4,60	4,37	4,87	2,45
H <sub>2</sub> O + . . . . .	} 0,40	0,25	0,52	0,04	0,19
H <sub>2</sub> O — . . . . .			0,02	0,00	0,28
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,26	0,70	0,64	1,26	1,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,08	0,17	0,52	—	0,00
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—
SO <sub>3</sub> . . . . .	0,03	0,07	—	—	—
Summe . . . . .	99,73	99,36	100,08	100,00	100,00

Anal. . . . .	1	1	2	3	3
---------------	---	---	---	---	---

## NIGGLI-Werte:

si . . . . .	355	291	254	430	487
al . . . . .	49,5	40	34	46,5	46,5
fm . . . . .	13	22,5	23,5	12,5	18
c . . . . .	14,5	11	16	10,5	11,5
alk . . . . .	23	26,5	26,5	30,5	24
k . . . . .	0,40	0,48	0,41	0,59	0,42
mg . . . . .	0,34	0,37	0,50	0,45	0,05
c/fm . . . . .	—	—	—	—	—
qz . . . . .	—	—	—	—	—
Schnitt . . . . .	6	4	5	5	4

XI. Biotitgranit, schwach porphyrisch (Y 52). Feroelassi-Fälle, Surinam-Fluß.

XII. Biotitgranit (Y 106). Tetakosi-Fälle, Gran-Rio.

XIII. Biotitgranit, porphyrisch (Y 73). Pikien-Rio.

XIV. Biotitgranit (V 1285). Saramacca-Fluß.

XV. Granitgneis (V 391), verkieselt. Zwischen Tapanahony- und Gonini-Fluß.

	XVI.	XVII.	XVIII.	XIX.	XX.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	71,70	69,44	68,47	68,80	69,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,90	12,92	16,87	10,40	14,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,33	6,03	1,53	4,28	4,24
FeO . . . . .	0,25	0,13	1,41	0,10	0,95
MnO . . . . .	—	—	0,19	—	—
MgO . . . . .	1,86	0,33	1,07	3,62	0,15
CaO . . . . .	2,48	4,10	4,32	5,48	3,99
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,96	3,68	3,22	3,76	4,36
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,19	2,33	2,45	2,03	1,00
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,03	—	} 0,10	0,01	0,19
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,32	0,01		0,00	0,20
TiO <sub>2</sub> . . . . .	2,14	0,93	0,41	1,52	1,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,84	0,10	0,16	—	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—
SO <sub>3</sub> . . . . .	—	—	0,08	—	—
Summe . . . . .	100,00	100,10	100,20	100,00	100,00
Anal. . . . .	3	3	1	3	3
NIGGLI-Werte:					
si . . . . .	373	315	293	270	320
al . . . . .	39,5	34,5	42,5	24	39
fm . . . . .	28,5	23	17,5	34	19
c . . . . .	13,5	20	20	23	20
alk . . . . .	18,5	22,5	20	19	22
k . . . . .	0,21	0,29	0,33	0,26	0,13
mg . . . . .	0,51	0,10	0,39	0,62	0,05
c/fm . . . . .	—	—	—	—	—
qz . . . . .	—	—	—	—	—
Schnitt . . . . .	4	5	6	5	6

XVI. Aplitischer Quarzglimmerdiorit (V 80). Unterer Tapanahony bei Piketi.

XVII. Quarzglimmerdiorit (V 1167). Mündung des Gonini.

XVIII. Quarzglimmerdiorit (V 17). Miengotiri-Fälle, Surinam-Fluß.

XIX. Vergneister Quarzglimmerdiorit (V 1176). Tapanahony-Fluß unterhalb Aloekoekondre.

XX. Quarzglimmerdioritgneis (V 1421). Surinam-Fluß bei Kapua.

	XXI.	XXII.	XXIII.	XXIV.	XXV.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	62,79	66,62	67,92	49,81	47,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16,22	17,29	16,89	18,03	9,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,86	1,12	0,74	13,83	2,07
FeO . . . . .	2,96	1,34	1,43	0,09	11,97
MnO . . . . .	0,08	0,02	0,02	—	0,30
MgO . . . . .	2,60	1,51	1,07	1,69	11,26
CaO . . . . .	5,44	4,75	4,52	10,14	13,31
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,51	5,18	4,59	4,01	0,60
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,87	1,07	1,32	1,50	0,51
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,61	0,39	0,30	0,00	} 0,33
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,21	0,03	0,02	0,06	
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,01	0,95	0,95	0,84	1,74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,25	0,15	0,31	—	0,09
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—
SO <sub>3</sub> . . . . .	—	—	—	—	0,11
Summe . . . . .	100,22	100,42	100,08	100,00	99,53

Anal. . . . .	2	2	2	3	3
---------------	---	---	---	---	---

## NIGGLI-Werte:

si . . . . .	217	265	290	127	95
al . . . . .	33	40,5	42,5	27	11,9
fm . . . . .	27	17	14,5	33	58
c . . . . .	20,5	20	20,5	27,5	28,5
alk . . . . .	19,5	22,5	22,5	12,5	2
k . . . . .	0,21	0,12	0,16	0,20	0,36
mg . . . . .	0,50	0,54	0,48	0,20	0,59
c/fm . . . . .	—	—	—	—	—
qz . . . . .	—	—	—	—	—
Schnitt . . . . .	5	6	6	4	4

XXI. Quarzglimmerhornblendediorit (Y 16). Miengotiri-Fälle, Surinam-Fluß.

XXII. Vergneister Quarzglimmerhornblendediorit (Y 14). Surinam-Fluß unterhalb Mankwi creek.

XXIII. Quarzglimmerhornblendediorit (Y 15). Surinam-Fluß, Miengotiri-Fälle.

XXIV. Hornblendegneis (Y 28). Surinam-Fluß, Madiengo-Fälle.

XXV. Olivinreicher Gabbro (V 650). De Goeje-Berge.

	XXVI.	XXVII.	XXVIII.	XXIX.	XXX.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	49,88	51,28	49,56	48,34	54,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	18,96	17,33	15,39	15,10	17,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,85	2,89	4,26	2,23	1,82
FeO . . . . .	9,39	5,77	8,91	9,62	9,94
MnO . . . . .	Sp.	0,21	0,28	Sp.	0,20
MgO . . . . .	6,95	8,98	8,17	8,01	3,80
CaO . . . . .	10,24	11,76	10,32	9,70	7,06
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,62	1,71	1,36	1,92	1,53
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,55	0,43	0,49	0,77	1,50
H <sub>2</sub> O + . . . . .	} 0,06	0,26	0,38	0,16	0,45
H <sub>2</sub> O — . . . . .					
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,43	0,47	1,10	3,35	1,78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,08	0,08	0,33	1,10	0,50
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—
SO <sub>3</sub> . . . . .	0,18	0,07	0,14	0,08	—
Summe . . . . .	100,01	101,17	100,55	100,30	100,55

Anal. . . . .	3	3	3	3	3
---------------	---	---	---	---	---

## NIGGLI-Werte:

si . . . . .	114	111	109	116	149
al . . . . .	25,5	22,5	20	20,5	29
fm . . . . .	45	45,5	51,5	50	43
c . . . . .	25	28	25	24	21
alk . . . . .	4,5	4	3,5	5,5	7
k . . . . .	0,18	0,14	0,19	0,21	0,39
mg . . . . .	0,53	0,65	0,53	0,55	0,37
c/fm . . . . .	—	—	—	—	—
qz . . . . .	—	—	—	—	—
Schnitt . . . . .	4	4	4	4	4

XXVI. Norit (V 399).	} De Goeje- Berge
XXVII. Gabbro (V 520).	
XXVIII. Quarzgabbro (V 544).	
XXIX. Quarzföhr. Hypersthenhornblendediorit (V 635).	
XXX. Quarzhypersthenhornblendediorit (V 52).	

	XXXI.	XXXII.	XXXIII.	XXXIV.	XXXV.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	49,96	48,02	52,55	61,22	68,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14,38	12,94	19,25	10,77	14,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,40	6,31	7,52	11,24	0,77
FeO . . . . .	8,55	12,40	3,58	0,98	2,96
MnO . . . . .	0,33	0,24	0,22	0,00	0,04
MgO . . . . .	7,02	4,70	3,16	2,78	1,70
CaO . . . . .	10,40	8,86	6,31	7,02	4,36
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,96	2,66	4,35	3,00	3,60
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,68	1,11	1,27	2,01	2,04
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,45	} 0,46	0,13	0,09	0,36
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,02			0,00	0,02
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,93	2,47	1,25	0,87	0,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,17	0,31	0,77	0,02	0,25
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—
SO <sub>3</sub> . . . . .	—	0,26	0,10	—	—
Summe . . . . .	100,25	100,48	100,36	100,00	100,29

Anal. . . . .	2	1	1	3	2
---------------	---	---	---	---	---

## NIGGLI-Werte:

si . . . . .	115	113	144	193	294
al . . . . .	19,5	18	31	20	36,5
fm . . . . .	47	52	37	42,5	23
c . . . . .	26	22	18,5	24	20
alk . . . . .	7,5	8	13,5	13,5	20,5
k . . . . .	0,13	0,22	0,16	0,31	0,27
mg . . . . .	0,51	0,32	0,35	0,31	0,48
c/fm . . . . .	—	—	—	—	—
qz . . . . .	—	—	—	—	—
Schnitt . . . . .	4	3	4	4	5

XXXI. Gabbro (V 2079).

XXXII. Gabbro (V 2129).

XXXIII. Quarzgabbro (V 2053).

XXXIV. Quarzpyroxendiorit (V 1957).

XXXV. Saurer Pyroxengneis (V 2092).

Nickerie-Gebiet.



	XXXVI.	XXXVII.	XXXVIII.	XXXIX.	XL.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	76,31	75,18	72,05	54,83	57,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,23	13,42	14,74	18,71	17,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,91	1,27	3,09	0,75	2,56
FeO . . . . .	0,19	0,18	0,08	6,14	4,73
MnO . . . . .	0,01	—	—	0,18	0,13
MgO . . . . .	0,53	0,28	0,59	3,24	3,08
CaO . . . . .	0,20	0,62	1,30	7,12	6,32
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,96	4,30	3,67	4,09	3,59
K <sub>2</sub> O . . . . .	5,49	4,52	1,68	1,96	2,01
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,27	} 0,29	0,02	0,62	} 0,66
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,02		0,00	0,07	
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,47	0,16	2,78	1,67	0,74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,12	0,04	—	0,47	0,32
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—
SO <sub>3</sub> . . . . .	—	0,08	—	—	0,02
Summe . . . . .	99,71	100,26	100,00	99,85	99,37
Anal. . . . .	2	1	3	2	1
NIGGLI-Werte:					
si . . . . .	509	438	401	159	177
al . . . . .	48	46	48	32	32
fm . . . . .	8,5	9	18	31	32,5
c . . . . .	1,5	4	8	22	21,0
alk . . . . .	42	41	26	15	14,5
k . . . . .	0,55	0,41	0,23	0,24	0,27
mg . . . . .	0,61	0,28	0,27	0,46	0,44
c/fm . . . . .	—	—	—	—	—
qz . . . . .	—	—	—	—	—
Schnitt . . . . .	2	4	4	5	4

- XXXVI. Aplitischer Grabit (Y 216).  
 XXXVII. Aplitischer Granit (Y 290).  
 XXXVIII. Biotitgranit, kieselig (Y 199).  
 XXXIX. Quarzglimmerhornblendediorit (Y 175 B). Oberer Lucie-Fluß.  
 XL. Quarzglimmerhornblendedioritgneis (Y 316). Oberer Courantyne-Fluß oberhalb Raleigh-Fall.

} Zentrale  
 } Wilhelmina-  
 } Berge.

	XLI.	XLII.	XLIII.	XLIV.	XLV.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	64,10	57,12	46,85	56,42	51,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15,23	19,04	23,90	24,92	5,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,13	3,68	1,64	10,35	24,92
FeO . . . . .	4,41	3,08	4,25	1,25	0,79
MnO . . . . .	0,33	0,19	Sp.	0,03	—
MgO . . . . .	2,93	1,73	8,96	0,84	0,60
CaO . . . . .	4,12	3,80	11,74	0,43	4,22
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,92	3,09	1,96	2,10	3,12
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,47	5,80	0,23	2,10	1,70
H <sub>2</sub> O + . . . . .	} 0,48	} 0,29	} 0,44	0,53	0,02
H <sub>2</sub> O — . . . . .				0,04	0,31
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,60	1,37	0,36	1,52	1,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,12	0,53	0,03	0,37	0,12
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	6,88
SO <sub>3</sub> . . . . .	0,06	0,02	—	—	—

Summe . . . . . 99,84    99,72    100,36    99,90    100,00

Anal. . . . . 1    1    1    2    3

NIGGLI-Werte:

si . . . . .	232	189	100	—	158
al . . . . .	32,5	37	30	—	9,5
fm . . . . .	39	27	39	—	63,5
e . . . . .	16,5	13,5	27	—	14
alk . . . . .	12	22,5	4	—	13
k . . . . .	0,46	0,55	0,07	—	0,26
mg . . . . .	0,41	0,32	0,74	—	0,05
e/fm . . . . .	—	—	—	—	—
qz . . . . .	—	—	—	—	—
Schnitt . . . . .	3	4	5	—	2

XLI. Quarzglimmerdioritgneis (Y 305). Oberer Courantyne-Fluß oberhalb New River.

XLII. Granitgneis, sehr reich an Biotit (Y 270). Courantyne, King Frederick William IV-Fall.

XLIII. Troktoolith (Forellenstein) (C 39). NE-Seite der Hebiweri-Berge.

XLIV. Cordieritsillimanitgneis (Y 95). Gran-Rio.

XLV. Quarzcalclithloritalbitschiefer (V 1391). Surinam-Fluß bei Brokopondo.

	XLVI.	XLVII.	XLVIII.	IL.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	64,95	54,19	49,78	54,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	18,31	13,30	15,28	12,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	7,00	2,81	1,10	6,09
FeO . . . . .	0,63	7,99	10,85	12,34
MnO . . . . .	—	0,19	0,21	0,24
MgO . . . . .	1,37	6,95	6,83	1,82
CaO . . . . .	0,70	12,27	10,28	7,53
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,00	0,37	1,99	0,35
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,95	0,84	0,60	0,58
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,07	} 0,61	0,70	1,35
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,14			
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,81	0,72	1,44	2,88
P <sub>2</sub> O <sub>6</sub> . . . . .	0,02	0,13	0,09	0,57
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,05	—	—	—
SO <sub>3</sub> . . . . .	—	0,05	0,13	1,40
Summe . . . . .	100,00	100,37	99,15	100,50
Anal. . . . .	3	1	1	1
NIGGLI-Werte:				
si . . . . .	268	132	116	91
al . . . . .	44,5	19	21	21,5
fm . . . . .	32,5	47	47,5	52,5
c . . . . .	3,0	32	26	24
alk . . . . .	20,0	2	5,5	2
k . . . . .	0,39	0,60	0,17	0,53
mg . . . . .	0,26	0,54	0,50	0,15
c/fm . . . . .	—	—	—	—
qz . . . . .	—	—	—	—
Schnitt . . . . .	1	5	4	4

XLVI. Quarzchloritalbitschiefer (V 1506). Surinam-Fluß bei Boschland.

XLVII. Hornblendegneis (V 845).  
 XLVIII. Hornblendegneis (V 92). } Grutterink-Berge.

XLIX. Granathornblendegneis (V 665). De Goeje-Berge.

Analytiker: 1. KONING & BIENFAIT, Amsterdam.

2. Dr. S. PARKER, Zürich.

3. Dr. K. BRAUER, Kassel.

An einzelnen Stellen geht die Variation der Intrusiva noch weiter. Mehrfach sind Gabbro verschiedener Zusammensetzung reichlich vertreten als Troktolith (Forellenstein), Olivinggabbro, Norit, Hornblendegabbro und normaler Gabbro, welcher dann in Quarzdiorite übergeht.

Die gesamten Eruptivgesteine Surinams, deren Hauptanalysen hier wiedergegeben sind, zeigen, zusammen mit den Orthogneisen, eine große Einheitlichkeit, eine Blutsverwandtschaft, ein normales Differentiationsdiagramm der Kalkalkalireihe.

Die Orthogneise sollen mit den Granodioriten gleichaltrig sein.

Sekundäre Gneise sollen hohem Druckeinfluß entstammen. Kataklastische Mylonite sind stellenweise gebildet worden. An einigen Stellen treten auch Pseudotachylyte (Ultramylonite) in fast dichten, schwarzen Gängen und Adern von basaltischem Habitus auf. Die aufgesammelten Stücke gleichen makro- und mikroskopisch den südafrikanischen Pseudotachylyten (vgl. hierzu die Ref. dies. Jb. 1927. I. A. 243—244, 249—250; 1927. II. B. 23, 34—35; 1932. II. 183 [hier aus Uganda] und S. 394 dies. Heftes [Ostalpen]).

Unter den Paraschiefern treten hochmetamorphe, Sillimanit, Cordierit, Staurolith, Granat und Glimmer führende Gneise und Schiefer auf. Weniger metamorph ist die ihnen eingeschaltete Grauwackeformation, eine typisch-klastische Serie, mit Konglomeratführung. Auch metamorphe basische Tuffe (Schalsteine) sind eingeschaltet. Kristalline Kalke wie umgewandelte „chemische Sedimente“ fehlen völlig.

Viele petrographische Einzelheiten werden gegeben, wobei überall wieder interessante oder strittige Fragen erörtert werden. Zahlreiche Photographien der Vorkommen, der Handstücke, der Dünnschliffe, wie auch Zeichnungen der Beobachtungen an den letzteren sind in guter Wiedergabe beigelegt.

So kann hier der reiche Inhalt des Werkes nur angedeutet werden, das für den Petrographen ganz besondere Bedeutung hat. **Erioh Kaiser.**

### Australien.

Speight, R.: The geology of the Malvern Hills. (New Zealand Departm. of Scientific and Industrial Research. Geological Memoirs. 1. Wellington 1928.) — Vgl. Bespr. dies. Jb. 1931. III. 918—920; dort Wiedergabe mehrerer Analysen von Quarzporphyr und Andesit.

**Germaine A. Joplin:** Petrology of the Hartley District I. The Plutonic and Associated Rocks. (Proc. Linnean Soc. of New South Wales for 1931. 56. Part 2. 16—59.)

Gebiet etwa 70 Meilen westlich von Sidney gelegen. Ein „Batholith“ dringt in devonische Schichten ein und wird von Permocarbon und Trias überdeckt. Hypabyssische Gesteine und Vulkanite treten auf, werden aber nicht behandelt.

Sowohl der große Granitbatholith wie kleine dioritische Intrusionen zeigen auffallende Abnahme des Kieselsäuregehaltes vom äußeren Kontakt nach dem Inneren hin. Ein Quarzglimmerdiorit geht über einen Dioritgabbro zu einem Pyroxengabbro. An anderer Stelle geht aber auch ein Quarzglimmerdiorit mit nach dem Inneren zunehmender Azidität in einen Tonalit über.

Von Graniten werden unterschieden ein gleichmäßig mittelkörniger Biotitgranit (I), der durch schwach porphyrische Typen in einen Biotitgranitporphyr (II) übergeht, dessen porphyrische Orthoklase, bis 20 mm groß, in der körnigen Grundmasse von 1,5 mm Durchmesser, schwache mikroperthitische Verwachsungen mit Albit zeigen; in der körnigen Grundmasse Myrmekit. Ein Hornblendebiotitgranit, meist grobkörnig, ist am weitesten verbreitet und geht über in einen Granodiorit (III). Unter den Dioriten zeigen sich als sauerste Glieder Tonalite (IV), welche gleichmäßig übergehen durch Abnahme von Orthoklas und Quarz und Zunahme der femischen Bestandteile und der Basizität der Plagioklase in Quarzglimmerdiorite [(VII) bzw. monzonitische Quarzdiorite (V)]. Diese letzteren Gesteine haben nur beschränkte Ausdehnung, weshalb ihnen auch kein besonderer Gruppenname zuteil wird, trotzdem sie von den typischen Quarzdioriten abweichen durch wesentlich niedrigeren  $\text{SiO}_2$ -Gehalt. Die Quarzglimmerdiorite sind immer schon ziemlich angewittert und zeigen so starken Wechsel der Differentiation, daß eine einzige Analyse nicht zu Vergleichen ausreicht. Von diesen Gesteinen zu trennende Quarzpyroxendiorite treten an drei Stellen auf. Sie werden umgeben von Dioritgabbros (VIII) und scheinen einen Reaktionssaum um sie zu bilden. Wenn diese Gesteine auch ein dioritisches Aussehen haben, so gehören sie zu den Gabbros, wegen der Zugehörigkeit des Plagioklas zum Labrador und weil das femische Mineral ursprünglich Pyroxen war, der amphibolitisiert ist, und weil der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt unter 52 % beträgt. Zur Gabbro-Gruppe selbst werden gerechnet Pyroxengabbros (IX) mit 57 % Plagioklas  $\text{Ab}_{14}\text{An}_{56}$  bis  $\text{Ab}_{37}\text{An}_{63}$ , mit Pyroxen als dem oft häufigsten femischen Bestandteil (24 %). Hornblendegabbro tritt in isolierten Ausbissen innerhalb der Pyroxengabbros auf, in welche sie wohl übergehen. Sowohl in den Pyroxen- wie Hornblendegabbros treten unregelmäßige kleine Massen auf, die aus brauner Hornblende (54,5 %) in großen subidiomorphen Prismen mit Einschlüssen der akzessorischen Bestandteile wie Eisenerz, Plagioklas, Apatit, Uralit nur ein wenig Quarz, Aktinolith, Calcit und möglicherweise Tremolit. Der Plagioklas (12 %) ist Andesin  $\text{Ab}_{68}\text{An}_{32}$ , meist kaolinisiert und sericitisiert. Das Gestein ist wahrscheinlich ein fremder, hybrider, metamorphosierter Einschluß, der als Hornblendit (X) bezeichnet und mit Gabbro von Druin an Eidhne, Skye, Schottland und dem Davainit (Hornblendit) von Garabal Hill, nahe dem Loch Lomond in Schottland verglichen wird.

Unter hypabyssischen Typen werden Pegmatite, Mikropegmatite, Aplite (XI), Granitporphyre und Hornblende-Lamprophyre behandelt.

Sowohl die petrographischen wie die analytischen Ergebnisse werden eingehend diskutiert. Sie sollen ein gutes Beispiel für BOWEN'S Reaktionsprinzip bilden. Alle 15 Typen sollen einer einheitlichen Reihe angehören. Sie sollen einem gemeinsamen Magma entstammen, dessen Differentiate je für sich oder gemischt unter Reaktion zur Injektion kamen. Aber auch noch in den Einzelinjektionen kam es zu weiteren Differentiationen.

I. Gleichmäßig-körniger Biotitgranit. Bathurst Road, Hartley. Toscanose, I, (3) 4, 2, 3.

II. Biotitgranitporphyr. Bathurst Road, Por. 14, Hartley. Toscanose, I', 4, 2'', 3.

- III. Granodiorit. Am Zusammenfluß von Campbell's Creek und Cox's-Fluß, Hartley. Amiatose, I (II), 4, 3, 3".
- IV. Tonalit. Moyne Farm, Little Hartley. Yellowstonose, (I) II, 4, 3, 4.
- V. Monzonitischer Quarzdiorit. Kanimbla Station, Little Hartley. Harzose, "II, 4", 3 (4), 3".
- VI. Quarzglimmerdiorit. Moyne Farm, Little Hartley. Bandose, II, 4", 4, 4.
- VII. Quarzglimmerdiorit. Marriott Creek, Cox's River-Intrusion, Little Hartley. Hessose, nahe Bandose, II, (4) 5, 4, 4.
- VIII. Dioritgabbro. Moyne Farm, Little Hartley. Hessose, II (III), 5, 4, 4 (5).
- IX. Pyroxengabbro (Norit). Cox's River, Por. 27, Parish of Lowther. Kedabekase, III, (5) 4, 5, 4 (5).
- X. Hornblendit. Cox's River, Por. 27, Parish of Lowther. "IV, 2, 1, 2, "3.
- XI. Aplit. Campbell's Creek, Little Hartley. Tehamose, I, 3", (1) 2, 3.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	73,51	68,60	65,33	62,06	58,37	54,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14,03	15,33	16,20	18,25	18,38	19,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,69	1,92	2,43	2,91	2,80	4,30
FeO . . . . .	0,91	1,85	2,38	2,94	4,43	4,87
MgO . . . . .	0,38	0,81	1,28	1,71	2,79	2,94
CaO . . . . .	1,69	2,78	4,02	4,90	6,29	8,07
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,03	3,38	3,02	3,12	2,52	2,55
K <sub>2</sub> O . . . . .	4,58	4,52	3,28	1,61	2,56	1,01
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,20	0,50	0,58	1,34	0,56	0,96
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,18	0,11	0,10	0,16	0,16	0,11
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,45	0,51	0,72	0,60	0,52	1,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,05	0,22	0,22	0,24	0,26	0,34
MnO . . . . .	0,01	0,04	0,03	0,09	0,06	0,07
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	—
Summe . . . . .	99,81	100,57	99,59	99,93	99,70	100,37
Spez. Gew. . . . .	2,658	2,703	2,742	2,764	2,807	2,861
Quarz . . . . .	34,68	24,18	24,78	24,12	14,76	13,14
Orthoklas . . . . .	27,24	26,69	19,46	9,45	15,57	6,12
Albit . . . . .	25,15	28,82	25,15	26,20	20,96	20,96
Anorthit . . . . .	8,34	13,07	18,90	23,63	29,47	38,09
Korund . . . . .	1,33	—	0,82	2,65	0,20	0,41
Diopsid . . . . .	—	—	—	—	—	—
Hypersthen . . . . .	1,16	3,06	4,39	6,28	11,92	11,00
Magnetit . . . . .	1,16	2,78	3,48	4,18	4,18	6,26
Ilmenit . . . . .	0,91	0,91	1,37	1,22	0,91	2,13
Apatit . . . . .	—	0,34	0,34	0,34	0,67	0,67

	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	52,41	46,49	45,31	41,82	76,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	20,11	19,22	19,39	11,79	13,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,18	6,68	5,33	8,64	0,18
FeO . . . . .	5,59	6,02	7,81	11,68	0,27
MgO . . . . .	4,12	5,89	6,93	8,68	0,06
CaO . . . . .	9,06	10,88	11,67	12,14	0,78
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,28	2,16	1,22	0,53	2,68
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,88	0,65	0,35	0,25	4,67
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,36	0,96	0,69	0,47	0,39
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,16	0,17	0,08	0,16	0,11
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,78	0,92	1,33	2,26	0,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,32	0,40	0,31	0,42	0,02
MnO . . . . .	0,19	0,20	0,17	0,20	Spur
CO <sub>2</sub> . . . . .	Spur	Spur	Spur	0,53	—
Summe . . . . .	100,46	100,64	100,59	99,55	100,24
Spez. Gew. . . . .	2,836	2,967	3,004	3,000	2,603
Quarz . . . . .	8,34	0,96	0,96	1,26	41,34
Orthoklas . . . . .	5,56	3,34	1,67	1,67	27,80
Albit . . . . .	19,39	18,34	9,96	4,19	23,06
Anorthit . . . . .	41,70	40,87	46,70	29,19	3,89
Korund . . . . .	—	—	—	—	2,96
Diopsid . . . . .	1,11	8,64	7,85	22,50	—
Hypersthen . . . . .	15,71	14,93	21,70	21,76	0,20
Magnetit . . . . .	6,03	9,74	7,66	12,53	0,23
Ilmenit . . . . .	1,52	1,67	2,43	4,41	0,46
Apatit . . . . .	0,67	1,01	0,67	1,01	—

Erich Kaiser.

**Ida A. Brown:** The monzonitic complex at the Mount Dromedary District. (Proc. of the Linnean Soc. of New South Wales for the Year 1930. Sydney. 55. 637—698. Mit 5 Taf u. 3 Abb.)

Es wird eine vielgestaltete Reihe von Eruptivgesteinen in dem Mount Dromedary-Gebiet und auf der Montagne-Insel an der Südküste von Neu-Süd-Wales beschrieben. Die Hauptintrusion (Fläche von 25 Quadratmeilen) von wahrscheinlich lakkolithischer Gestalt mit einer Dicke von rund 1000 m im Zentrum hat frühpaläozoische Gesteine metamorphosiert. Der Hauptlakkolith wird von mehreren kleineren Intrusionen begleitet.

Als Plutonite werden bezeichnet: 1. Eine normale Monzonitserie mit Banatit, Monzonitporphyr, Quarzmonzonit, Olivinmonzonit, Shonkinit und Pyroxenit (Jacupirangit). 2. Eine nephelinführende Serie mit Ijolith, Nephelinmonzonit und Nephelinshonkinit (Covit). 3. Eine melanitführende Pyroxenitserie, welche mit den Melteigiten und Melteigit-Jacupirangiten des Fenngebietes Norwegens verglichen wird.

Zu hypoabyssischen Gesteinen werden gerechnet andesitische und lamprophyrische Typen, welche Latite oder feinkörnige Äquivalente der Monzonite

sein sollen, ferner eine aplitische und lamprophyrische Ganggefölgenschaft. In diesen hypoabyssischen Gesteinen treten Einschlüsse von Essexit und Olivinabbro oder Pyroxengranulit auf.

Die Gesamtheit dieser Gesteine soll comagmatisch sein. Die Haupt-Monzonit-Serie innerhalb der Lakkolithen soll sich geteilt haben durch eine Gravitationsdifferentiation an Ort und Stelle. Die nephelinführende Serie wird abgeleitet aus einer besonderen Phase des normalen Monzonitmagmas durch eine sekundäre Differentiation. Die granatführenden Gesteine seien schwerer erklärbar. Wenn man sie auf die Assimilation von Carbonatgesteinen mit nachfolgender Differentiation zurückführen wolle, so fehle es an dem Auftreten der Carbonatgesteine in der Nachbarschaft!

Die Intrusion habe wohl permocarbones Alter.

Die Arbeit enthält zahlreiche petrographische Einzelheiten, auch Mikrophotos dieser eigenartigen, interessanten Gesteine. Neue Analysen der Hauptgesteine werden beigebracht und mit Analysen schon bekannter ähnlicher Gesteine verglichen und nach Aufstellung von Differentiationsdiagrammen besprochen.

**Erich Kaiser.**

**E. C. Tommerup:** A geological reconnaissance of the Linville-Nanango District. (Proc. R. Soc. of Queensland. 42. Brisbane 1931. 19—27. Mit geol. Karte.)

An Eruptivgesteinen werden Granodiorite, Porphyrite und Basalte ihrer räumlichen Verbreitung, Struktur und Zusammensetzung nach beschrieben.

**Erich Kaiser.**

**J. A. Bartrum:** Pillow-Lavas and columnar fan structures at Muriwai, Auckland, New Zealand. (Journ. of Geol. 38. 1930. 447—455.)

An der Westküste des nördlichen Neuseeland bei Muriwai stehen mittel-tertiäre, andesitische Gesteine an, die bemerkenswerte Säulenabsonderung zeigen. Die Andesitmasse besteht bei Muriwai selbst aus feinen Auswurfmassen mit zwischengelagerten mächtigen Lavalagen. Weiter südlich treten fast ausschließlich grobe Agglomerate und Breccien an, die von zahlreichen feinen Andesitgängen durchsetzt werden, aber wenig Lavaströme enthalten.

Die Laven sind submarin ergossen worden. Sie besitzen Wollsackabsonderung („pillow-Form“) und führen marine Fossilien in Tuffzwischenlagen zwischen den Lavakissen. Außer den Kissen finden sich noch stellenweise säulig abgesonderte Lavamassen. Im mittleren Gebiet der Lavaergüsse findet sich eine 15 Fuß mächtige basale Lage, die in dicken, vertikal stehenden Säulen abgesondert ist. Darüber liegt eine große fächerförmig abgesonderte Masse von ca. 140 Fuß Höhe, die von einer elliptischen, radialstrahlig abgesonderten, 80 Fuß mächtigen Masse begleitet wird, die nach Ansicht des Verf.'s ein großes Andesit-, „Kissen“ darstellt. Auch manche der in den übrigen Strömen auftretenden kleineren Lavakissen zeigen radiale Säulenabsonderung.

Weiter im S finden sich zwei Augit-Andesitgänge derselben petrographischen Zusammensetzung, wie die Laven. Der eine hat mehr oder weniger linsenförmige Gestalt, benutzt jedoch zur Intrusion eine gebogene Spalte.



In der Umbiegungszone zeigt sich im Gegensatz zu den übrigen Gangpartien mit kubischer Absonderung eine säulige Absonderungsform. Am Auskeilen des Ganges findet sich im oberen Ende ein rundliches „Kissen“ von 1—15 Fuß Durchmesser, das radialstrahlige Säulenabsonderung zeigt. Auch der zweite Gang zeigt am Auskeilen ähnliche Erscheinungen. Sie werden darauf zurückgeführt, daß die Gangmasse in die Endzonen der Gänge am Meeresgrunde ausgequollen ist. Begründet wird diese Annahme damit, daß das Salband des Ganges kein Glas aufweist, während das „Kissen“ eine deutliche blasige und glasige Randzone hat.

**Cissarz.**

### Arktis.

Callisen, Karen: Petrographische Untersuchung einiger Gesteine von Nordgrönland. (Meddelelser om Grönland. 71. Köbenhavn 1929, 217—255.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. III. 534.

**H. G. Backlund:** Die Magmagesteine der Geosynklinale von Nowaja Semlja. (Det norske videnskaps-akademi i Oslo 1930. Report of the scientific results of the Norwegian expedition to Nowaya Zemlya 1921. No. 45.)

Die Arbeit vermittelt folgende Hauptkenntnisse:

1. Das einzig bisher konstatierte kristalline Tiefenmassiv von Nowaja Semlja, seit langem aus dem Serebrjanka-Fjord bekannt, repräsentiert keine alte kristalline Unterlage, sondern verhält sich den altpaläozoischen Sedimenten gegenüber intrusiv; es ist also wenigstens paläozoisch.

2. Die Eruptivgesteine im W und O sind ebenfalls altpaläozoisch und gehören zu der Gruppe der „Spillite“. Mit ihnen aufs engste verknüpft sind „Ganggesteine“ von Diabashabitus; es sind durchweg Albitdiabase von wechselnder Azidität und chemischer Zusammensetzung. Das Alter der Gang- und Eruptivgesteine wird als oberdevonisch fixiert.

Das Auftreten der granitischen Tiefengesteine beschränkt sich auf den Serebrjanka-Fjord an der Westküste; sämtliche Gesteine dieser Vorkommen zeigen stark ausgeprägte Spuren mechanischer Deformation. Unterschieden wird: Perthit-, Biotit- und Hornblendegranit, sowie Quarzdiorit. Die Analyse eines Perthitgranits vom Mitjuscheff-Berg ist unter I hier wiedergegeben. Nach den NIGGLI-Werten entspricht das Gestein einem alkaligranitischen Magma. Die hohe si-Zahl gibt jedoch der Vermutung Spielraum, daß eine nahezu pegmatitische Ausbildung vorliegt, die infolge mechanischer Deformationseinwirkungen strukturell nicht in Erscheinung tritt.

Aus dem geologischen Auftreten des Granits lassen sich folgende Schlüsse ziehen: Die Granitintrusion erfolgte in der Oberdevonzeit zu einem etwas späteren Zeitpunkt, als die oberflächenvulkanische Tätigkeit stattfand. Die Intrusion wurde begleitet von einem (nicht ganz unbedeutenden) Faltengang mit Kulminationen und Depressionen der Faltenachsen. Eine Heraushebung über den Meeresspiegel verursachte eine ungleichmäßige Abtragung, die bis zur partiellen Freilegung und klastischen Mobilmachung des Granits des Serebrjanka-Fjords führte. Die granitführenden Konglomerate bedeuten also einen Ansatz von Culm, der dann unmittelbar abgebrochen wurde und durch andersfazielle Entwicklung ersetzt wurde.

Die Vorkommen von Ergußgesteinen erstrecken sich in einer Zone wechselnder Breite von der Arkhangel-Bucht im N bis zum Besymjannyj-Fjord auf der Südingel im S. Eingehend beschrieben werden Spilite, Spilitdiabas und Spilitaugit. Die Analyse eines von Blasenräumen fast freien Spilits gibt II wieder.

	I.	II.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	77,96	62,92
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,10	1,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	11,50	14,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,06	1,28
FeO . . . . .	0,51	7,24
MnO . . . . .	Spur	0,16
MgO . . . . .	0,15	4,87
CaO . . . . .	0,08	1,88
BaO . . . . .	0,07	0,03
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,77	2,37
K <sub>2</sub> O . . . . .	4,59	0,49
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,06	0,16
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,20	2,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,01	0,45
F. . . . .	—	—
S . . . . .	Spur	0,05
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,14	0,18
Summe . . . . .	100,20	99,96

I. Perthitgranit vom Mitjuschef-Berg.

II. Spilit von ? (Nowaja Semlja).

Das Alter der Ergüsse ist nach HOLTEDAHL unteres Oberdevon. Nach den petrographischen und geologischen Beobachtungen und Daten kann mit recht großer Sicherheit angegeben werden, daß die „spilitischen“ Ergußgesteine nicht als Tiefseergüsse, sondern als Landergüsse gefördert wurden.

Die Ganggesteine schließen sich in ihrem Vorkommen meist den Ergußgesteinen an. Die Repräsentanten dieser Gruppe sind teils durch die Mineralkombination Albit-Augit(-Erz), teils durch Augit-Olivin in wechselnden Mengen charakterisiert. Petrographisch sind es also hauptsächlich Albitdiabase und Pikrite, welche eingehend beschrieben werden. Die obere Altersgrenze dieser Gesteine ist nach geologischen Beobachtungen unteres Oberdevon.

Zum Schluß gibt Verf. eine Übersicht über die Entwicklung der Geosynklinale von Nowaja Semlja. Im Zusammenhang mit dem Auftreten zweier paralleler Serien von Oberflächengesteinen wird die Ursache im Unterschied der Mineralführung (Albitisierung und Serpentinisierung) erörtert.

**Chudoba.**

### Antarktis.

**Aubert de La Riie:** Sur l'extension des roches éruptives grennes dans l'archipel de Kerguelen. (C. R. 193. 1931. 863.)

Die Kerguelen-Inseln zwischen Südafrika und Australien sind durch Basalergüsse gebildet, die trachytischen und phonolithischen Eruptionen

II. 29\*\*

folgten. Doch zeigt die Gegenwart isolierter Vorkommen von körnigen Gesteinen, daß die Bildung nicht durchweg vulkanisch ist. STUDER hat schon 1874 östlich des Berges Crozier einen Glimmerdiorit festgestellt, den J. ROHR beschrieb (Monatsber. Ak. Wiss. Berlin. 1875. 723). Neuerdings hat A. LACROIX Essexit und Nephelinsyenite im N festgestellt und im S Granite und hyperalkalische Syenite (C. R. 160. 1918. 187 u. 179. 1924. 113), ferner Eukrit, sowie sehr veränderte vulkanische Gesteine von der Fazies der Spilite nachgewiesen. Sie zeigen das Vorhandensein älterer vulkanischer Gesteine an.

Verf. hat auf den Inseln zahlreiche körnige Gesteine von verschiedenem Typus festgestellt. Einige sind wichtige Gebirgsmassive, andere Enklaven in vulkanischen Gesteinen. Man findet auch fluviatile Konglomerate und erratische Blöcke in älteren Moränenablagerungen. Im SW des Archipels bilden Alkaligranite einen Teil der Berge zwischen Kap Bourbon und Kap Dauphin. An den Höhen, welche die Bucht von Groß-Ventre umgeben, sind außerdem Alkalisyenite, Monzonite und Diorite. Die Gesteine werden von zahlreichen Adern (kalkalkalische Mikrogranite, Mikromonzonite, Mikrosyenite, Dolerite, alkalische Trachyte u. a.) durchzogen. Im Massiv des Mont Ross hat Verf. den Krater eines alten Vulkans, der zum größten Teil von Gletschern bedeckt war, mit Syeniten, Dioriten und Gabbros, eingeschlossen in trachytischen und andesitischen Laven, entdeckt. Die Basaltergüsse, ein wenig östlich des Dôme Rouge, haben dem Verf. Einschlüsse von sehr basischer Natur geliefert, nämlich Blöcke von Gabbros, Plagioklasiten, Peridotiten und Pyroxeniten. Im SO von Port-Jeanne d'Arc erscheinen fluviatile Konglomerate mit Syenit- und Monzonitgeröllen zwischen den Basalten. Auf der Westseite treten die Gletscher manchmal bis an die Meeresküste. Dort, wo sie frei ist, erscheint Basalt. Das Moränenmaterial zeigt, daß das Hinterland von derselben Natur ist. Nur einen Gabbroblock erratischen Ursprungs hat Verf. auf der Westinsel festgestellt. Die Moränen der Bai von Mouche im S liefern interessantes Material über die Gegend, die sich nördlich erstreckt. Es müssen hier Massive alkalischer Syenite und Diorite bestehen, wie den zahlreichen Gletscherablagerungen auf den Westhängen des Berges Rafales zu entnehmen ist. Auf beiden Seiten der Bai der Swains, auf den hohen Basaltplateaus der Halbinseln Joffre und Galliéni, zwischen 600 und 800 m Höhe, treten als erratische Blöcke Gabbrogesteine, begleitet von Mikrogabbros und Doleriten, auf. Diese Gesteine sind weitgehend chloritisiert und uralisiert und scheinen einer Serie ziemlich alter Eruptivgesteine anzugehören. An den Hängen desselben Fjords treten in geringeren Höhen in den Moränen andere Gabbros, Diorite und alkalische Syenite auf. Gerade die Syenite sind nicht selten in den Gebirgen der Halbinsel Joffre, aber immer lose und nie an Ort und Stelle. Sie zeigen die Verbreitung der alten Gletscher zur Quartärzeit an. In denselben Gebirgen tritt in Höhen über 500 m ein Syenit von feinem Korn auf, sehr quarzreich und arm an farbigen Bestandteilen, so daß er an Nordmarkit erinnert.

Das Alter der Tiefengesteine, sowie ihre Beziehungen zu den Ergußgesteinen lassen sich schwer festlegen. Verf. glaubt, daß die Eruptivgesteine mit ziemlich alten Ergußgesteinen, die vor den Basaltergüssen hervorbrachen, in Beziehung stehen und daß sie tertiär sind.

M. Henglein.