

# Petrographie.

## Allgemeines.

- Holmes, A.: Petrographic methods and calculations, with some examples of results achieved. 2nd impression. 516 S. London 1930. (15 sh.)
- Reinhard, M.: Universal-Drehtischmethoden. Einführung in die kristallographischen Grundbegriffe und die Plagioklasbestimmung. (Basel, B. Wepf & Co., 1931. 120 S. 49 Fig. im Text u. 5 Taf. Brosch. RM. 8.40, geb. RM. 10.—)
- Eitel, Wilhelm: Physikalisch-chemische Grundlagen der Schleifmittelkunde. (Mitteilung Nr. 38 aus dem Kaiser-Wilhelm-Institut für Silikatforschung. Zs. des Vereins deutscher Ingenieure. 72. Nr. 33 vom 18. Aug. 1928.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. I. 196.

**K. H. Scheumann:** Zwei Hilfsapparaturen für das petrographische Mikroskop. I. Mikroskoprefraktometer nach LINDLEY. (Min. u. petr. Mitt. 41. 1931. 58—63.)

Es wird ein Refraktometer beschrieben, das mit Prismen aus gewöhnlichem Glas ausgerüstet ist und auf ein petrographisches Mikroskop aufgesetzt werden kann. Das Instrument gestattet sowohl die Einbettung von Mineralkörnern in eine Flüssigkeit, als auch die Messung des Brechungsquotienten der Flüssigkeit. Eine ausreichende Genauigkeit ist für den in Frage kommenden Bereich von  $n$  möglich.

**Chudoba.**

**W. N. Lodotschnikow:** Quelques données sur pratique microscopique d'un pétrographe. (Mém. de la Soc. russe de Minéralogie. 58. 1929. Livr. 1. 65—80. Russisch mit franz. Auszug.)

Verf. gibt einige praktische Angaben der mikroskopischen Praxis:

1. Einige Bemerkungen über die BECKE'sche Linie.
2. Eine einfache und leichte Methode der Unterscheidung einiger Mineralien durch Dispersion.
3. Beobachtung der Spaltbarkeit u. d. M.
4. Zwei Arten von Kanadabalsam (Veränderung desselben durch Druck).

Diese Notizen stellen Auszüge aus dem vom Verf. vorbereiteten Lehrbuch der Kristalloptik und der FEDOROW'schen Methode dar.

**P. P. Sustschinsky.**

II. 10\*\*

**F. Smithson:** The Reliability of Frequency-Estimation of heavy Minerals Suites. (Geol. Mag. 67. 1930. 134—136.)

Bei der Trennung von Sanden und gemahlene Gesteinen nach dem spezifischen Gewicht durch Flüssigkeiten oder Schlämmen ergeben sich verschiedene prozentuale Anteile (durch eine Tabelle erläutert). Man möge sich bei einem Arbeitsgange deshalb stets nur für die eine der Methoden entscheiden.

**O. Zedlitz.**

**E. B. Mathews:** Chemical Characterisation of Rock Types. (Bull. Geol. Soc. America. 41. 1930. 56—57. Abstract.)

Vorbereitung einer neuen, einfacheren Gesteinsklassifizierung auf chemischer Basis.

**Curt Teichert.**

**G. H. Chadwick:** Genetic Classification of Rocks. (Bull. Geol. Soc. America. 41. 1930. 45—46. Abstract.)

Verf. bringt folgende Klassifikation der Gesteine in Vorschlag:

A. Orthogene (ungemischte) Typen:

I. Endogenetisch —

1. Pyrogene Gesteine

I. Plutonische (intrusiv, bathyal)

II. Charonische (intrusiv, intermediär)

III. Vulkanisch (effusiv, oberflächlich)

1 a) Pyrohydrogene Gesteine

IV. Pegmatitisch

2. Hydrogene Gesteine

I. Verdampfungsprodukte

II. Niederschlagsprodukte

2 a) Biohydrogene Gesteine

3. Biogene Gesteine

I. Skelettale

II. Exkretale

III. Kohlengesteine

3 a) Bioatmogene Gesteine?

4. Atmogene Gesteine

II. Exogenetisch (klastisch) —

1. Pyroklastische Gesteine

2. Autoklastische Gesteine

3. Atmoklastische Gesteine

4. Anemoklastische Gesteine

4 a) Anemopyroklastische Gesteine

4 b) Hydropyroklastische Gesteine

5. Hydroklastische Gesteine

I. Biogene („organische“)

II. Bioterrigene („unreine“)

III. Terrigene („inorganische“)

6. Bioklastische Gesteine

## B. Misgegene (gemischte) Typen

## I. Pyromisgegen —

1. Assimilationsgesteine
2. Durchträngungsgesteine
3. „Lit-par-lit“-Gesteine

## II. Hydromisgegen —

1. Verdrängungsgesteine
2. Imprägnationsgesteine
3. Amygdaloide.

Dieses Schema drückt den Versuch aus, die Gesteine weniger nach ihrer Zusammensetzung als vielmehr nach ihrer Entstehung zu klassifizieren, also, wie der Titel verspricht, eine genetische Klassifikation zu sein. Hoffentlich erfolgt bald eine nähere Begründung.

**Curt Teichert.**

**S. N. Rosanow:** Organische Substanz der Phosphorite und „Glühverlust“. (Mineralische Rohstoffe. Moskau 1930. Nr. 7/8. 1096—1106. Mit 1 Fig. Russisch.)

Verf. behandelt die alte Frage, daß an dem Glühverluste verschiedene flüchtige Bestandteile teilnehmen können:  $H_2O$ ,  $CO_2$  (aus organischer Substanz und aus Carbonaten),  $SO_2$  (aus  $FeS_2$ ) und sehr wenig  $SiF_4$ . Er schlägt Maßregeln für richtige Analysen auf diesem Gebiete vor. Kohlenstoff muß nach GUSTAVSON'S oder KNOP'S Methoden für die Humusanalyse bestimmt und dann von dem Gesamtgehalt an  $CO_2$  abgezogen werden. Schwefel muß auch in der Einwage, sowie im Glührückstand in beiden Formen (also als Sulfid- und Sulfatschwefel) bestimmt,  $SO_2$  und  $SiF_4$  mit  $PbCrO_4$  aufgefangen werden. Organischer Kohlenstoff muß als solcher in den Analysen figurieren, weil die Zusammensetzung der organischen Stoffe der Phosphorite uns unbekannt bleibt.

Ref. möchte folgendes anmerken: S. N. ROSANOW stammt aus der wissenschaftlichen Schule des verstorbenen J. W. SAMOJLOW; dort wird immer angenommen: jurare in verba magistri! Er meint darum, daß bis jetzt nichts Neues über die Natur der organischen Substanz in Phosphoriten bekannt geworden sei. Dies ist nicht der Fall. Es soll noch zugegeben werden: schlechter Geruch beim Zerschlagen der Phosphorite ist durch Anwesenheit von Phosphamin und  $H_2S$  veranlaßt (W. SPRING). Diese Stoffe geben auch das Material für flüchtige Bestandteile, die durch Glühen zerstört und verjagt werden.

**Peter Tschirwinsky.**

## Eruptivgesteine.

Andersen, Olaf: The Genesis of Some Types of Feldspar from Granite Pegmatites. (Norsk Geol. Tidsskr. 10. 1928. 114—206. Mit 9 Textfig. und 9 Taf.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. I. 333.

Lengyel, E.: Adatok a zonas plagioklaszok ismeretehez. I. (Daten zur Kenntnis der zonaren Plagioklase. I.) (Földtani Közlöny. 57. 1928. 3—12 und 95—102.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. I. 339.

Lengyel, E.: Adatok a zonas plagioklaszok ismeretehez. II. A zonas szerkezet es a hőmersek kapcsolata. (Studie über den Zonenbau der Plagioklase. II. Über den Zusammenhang der zonaren Struktur mit der Temperatur.) (Földtani Közlöny. 58. 1928. 46—54 und 171—181.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. I. 339.

Groves, A. W. and A. E. Mourant: Inclusions in the apatites of some igneous rocks. (Min. Mag. 22. 1929. Nr. 125. 92—99.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. I. 226.

Vendl, M. und A. Romwalter: Beiträge zur Kenntnis der Leukophyllite. (Mitt. d. berg- u. hüttenm. Abt. a. d. Kgl. ung. Hochschule i. Berg- u. Forstwesen zu Sopron. Ungarn. 1930. 366—373.)

**Peter Tschirwinsky:** Durchschnittliche chemische Zusammensetzung der wichtigen Mineralien der Eruptivgesteine und der Meteorite. (Mémoires de l'Institut Polytechnique du Don. 11. 1928. Nowotscherkassk 1929. 141—165. Russisch mit Resumé in deutscher Sprache. 163—165.)

Nach vieljähriger Arbeit ist es mir gelungen, ziemlich erschöpfende Listen der Analysen der wichtigsten magmatischen gesteins- und meteoritbildenden Mineralien in tabellarischer Form zusammenzustellen. Ich konnte aber jetzt nur die durchschnittlichen Werte drucken lassen; dabei sind ausgenutzt: für die Feldspatgruppe total 506, davon für Orthoklas und Mikroklin 197, Anorthoklas 30 und Plagioklas 279, für Nephelin 19, Leucit 14, die Glimmer 112, davon Muscovit 51 und Biotit 61 ausmachen, rhombische Pyroxene 70, monokline Pyroxene 173, Amphibole 121, Olivin 132, Granate 43 (insgesamt Silikate 1192), weiter die Analysen von Apatit, Magnetit, Titan-eisenstein, Troilit, Schreibersit, Cohenit und einige andere. Wenn wir die mittlere quantitative mineralogische Zusammensetzung der Hauptgruppen der irdischen Eruptivgesteine genau kennen werden, dann die durchschnittliche Zusammensetzung der entsprechenden gesteinsbildenden Mineralien in Zusammenhang mit mittlerem chemischem Bestand der Gesteine selbst (berechnet von R. A. DALY u. a.) weitere wichtige Grundlagen von physikalisch-chemischem Charakter (Gleichgewichtslehre und Phasenlehre) geben soll. Unsere Mittelwerte stellen überall die Durchschnittswerte dar, welche durch die Division der Summen der entsprechenden Oxyde durch die totale Zahl der Analysen jedes Minerals, nicht aber durch die Zahl der angegebenen einzelnen Oxyde erhalten sind. Dies gibt natürlich für selten bestimmte Bestandteile ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{BaO}$  usw.) zu niedrige Werte. Es ist aber nicht so schwer, in einzelnen Fällen eine Korrektion zu finden: man muß die in einer Kolumne stehenden Werte mit der Zahl der Analysen multiplizieren und das erhaltene Produkt durch die Zahl der wirklichen Bestimmungen dividieren. Man kann vermuten, daß in den meisten Fällen, wo die Mineralien an  $\text{MgO}$  reich sind,  $\text{Na}_2\text{O}$  zu hoch ausgefallen ist. Dies zeigt sich z. B. bei vielen Pyroxen- und Amphibolanalysen. Die Summen einschl. der Alkalien können bei ihnen 102 und sogar 103 überschreiten. Vielleicht wirkt hier

auch die früher ausgeübte Abrundung auf 100 mit, solange man in diesen Mineralien keine Alkalien suchte.

Die Feldspatgruppe. Über die mittlere chemische Zusammensetzung von Orthoklas und Mikroklin in Granitgesteinen siehe meine Ausführungen in Zs. Krist. 57. 1923. 367—369.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
SiO <sub>2</sub> . . .	64,13	64,45	62,65	64,26	65,60	65,45	65,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	19,40	19,65	20,02	19,02	18,85	19,00	19,85
CaO . . .	1,00	0,94	1,27	0,58	1,05	0,49	0,47
K <sub>2</sub> O . . .	11,71	8,14	11,33	12,76	8,82	9,51	9,84
Na <sub>2</sub> O . . .	2,68	5,58	2,52	1,26	4,35	4,23	3,45
Summe . .	98,92	98,76	97,79	97,88	98,67	98,68	99,42

I. Orthoklas und Mikroklin aus normalen Syeniten und Granitsyeniten. Mittel aus 18. Nebengemengteile (geteilt durch 18): Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,43, FeO 0,04, MgO 0,06, BaO 0,09, H<sub>2</sub>O 0,36. Summe inkl. Übergemengteile 99,90. Zahl der Bestimmungen: für Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 10, für FeO 3, für MgO 3, für BaO 3, für H<sub>2</sub>O 10. (In dieser Form sind die Angaben auch für alle anderen Mineralanalysenwerte angegeben, im Referat aber der Kürze wegen weggelassen.) Spez. Gew. 2,585 (Mittel aus 9 Bestimmungen).

II. Orthoklas, Mikroklin und Kryptoperthit aus Alkali- und Nephelinsyeniten sowie ihrer Pegmatite. Mittel aus 32. Spez. Gew. 2,602.

III. Kalifeldspat aus Gabbro. Mittel aus 2. Spez. Gew. 2,60.

IV. Orthoklas und Sanidin aus Quarzporphyren und Lipariten, Mittel aus 5.

V. Sanidin aus Trachyten. Mittel aus 19. Spez. Gew. 2,57.

VI. Sanidin aus Phonolithen. Mittel aus 12. Spez. Gew. 2,577.

VII. Sanidin aus Leucit- und Nephelinbasalten. Mittel aus 3. Spez. Gew. 2,57.

Anorthoklas meist aus vulkanischen Gesteinen und ihren Tuffen (Mittel aus 30 Analysen; VIII):

VIII.			
SiO <sub>2</sub> . . . . .	65,61		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	20,42	Daraus	
CaO . . . . .	1,45	Or 23,35	
K <sub>2</sub> O . . . . .	3,82	Ab 69,21	} 76,65 Ab <sub>9,9</sub> An <sub>1</sub>
Na <sub>2</sub> O . . . . .	7,91	An 7,44	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,73		
MgO . . . . .	0,09		
Summe . . . . .	100,03		

Dem entspricht 1 Mol Or: 3,46 Mol Ab<sub>9,9</sub> An<sub>1</sub>. Ein solches Gemisch kann schon als Kali-Albit bezeichnet werden.

## Plagioklase in engerem Sinne.

	IX.	X.	XI.	XII.	XIII.	XIV.	XV.	XVI.	XVII.
SiO <sub>2</sub> . . .	64,60	63,51	64,95	55,11	52,47	56,91	57,28	57,33	53,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	21,46	22,56	21,33	27,52	29,31	26,49	25,44	26,63	28,42
CaO . . .	2,51	4,20	1,72	9,39	11,82	8,55	7,62	8,40	10,83
K <sub>2</sub> O . . .	1,12	0,95	1,51	1,33	1,47	0,96	0,91	0,94	0,84
Na <sub>2</sub> O . . .	9,22	8,02	9,64	5,02	4,12	6,73	6,64	5,84	4,27
Summe . . .	98,91	99,24	99,15	98,37	99,19	99,64	97,89	99,14	97,92

IX. Plagioklas (Albit-Oligoklas) aus Graniten und Granitpegmatiten. Mittel aus 59. Spez. Gew. 2,629.

X. Plagioklas aus Syeniten. Mittel aus 4. Spez. Gew. 2,62.

XI. Plagioklas aus Nephelinsyeniten. Mittel aus 11. Spez. Gew. 2,630. Das ist Albit-Oligoklas.

XII. Plagioklas aus Dioriten. Mittel aus 26. Spez. Gew. 2,691. Das ist Labrador.

XIII. Plagioklas aus gabbro-noritischen Gesteinsfamilien. Mittel aus 69. Das ist ein Labrador zwischen Ab<sub>1</sub> An<sub>1</sub> und Ab<sub>2</sub> An<sub>3</sub>. Spez. Gew. 2,709.

XIV. Plagioklas aus Essexiten. Mittel aus 3.

XV. Plagioklas aus Trachyten. Mittel aus 4.

XVI. Plagioklas aus Andesiten und Daciten. Mittel aus 43. Durchschnittlicher Plagioklas ist Andesin-Labrador. Spez. Gew. 2,659.

XVII. Plagioklas aus Basalten, Diabasen und Melaphyren. Mittel aus 60. Es ergibt sich ein basischer Labrador. Spez. Gew. 2,703.

## Nephelin.

	XVIII.	XIX.	XX.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	43,97	43,53	44,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	32,89	32,90	32,10
CaO . . . . .	0,43	0,87	1,78
K <sub>2</sub> O . . . . .	5,45	6,37	5,65
Na <sub>2</sub> O . . . . .	15,73	14,60	13,82
Summe . . . . .	98,47	98,27	98,24

XVIII. Nephelin aus Nephelin-Syeniten. Mittel aus 16. Spez. Gew. 2,628.

XIX. Einzige Analyse aus Shonkinit, Katzenbuckel bei Eberbach, Odenwald.

XX. Mittel aus 2 Analysen. Nephelinit, Löbauer Berg, Sachsen und Nephelindolerit, Meiches, Vogelsberg.

## Leucit.

Leucit aus Ergußgesteinen (XXI und XXII):

	XXI.	XXII.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	56,39	55,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	23,10	23,71
CaO . . . . .	0,27	1,25
K <sub>2</sub> O . . . . .	18,05	15,63
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,17	2,12
Summe . . . . .	99,98	98,69

XXI. Mittel aus 14 Analysen des Leucits aus Vesuvlaven.

XXII. Mittel aus 3.

Die Glimmergruppe. Muscovit.

Muscovit aus Graniten und Granit-Pegmatiten (XXIII):

XXIII	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	44,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	33,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,76
FeO . . . . .	0,64
MgO . . . . .	0,81
K <sub>2</sub> O . . . . .	10,47
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,32
H <sub>2</sub> O . . . . .	5,30
Summe . . . . .	98,76

Durchschnittswerte aus 37 Analysen. Dazu (dividiert wieder durch 37): TiO<sub>2</sub> 0,41 (14 Bestimmungen), MnO 0,05 (7 Bestimmungen), Mn<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,02 (2 Bestimmungen), CaO 0,37 (23 Bestimmungen), Li<sub>2</sub>O 0,02 (4 Bestimmungen), F 0,13 (13 Bestimmungen), BaO 0,01 (1 Bestimmung). Summe 99,77. Für Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sind die Werte in 33 Fällen gegeben, für FeO in 16 Fällen.

Biotit (inkl. Lepidomelan).

	XXIV.	XXV.	XXVI.	XXVII.	XXVIII.	XXIX.	XXX.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	36,38	35,58	36,46	37,11	34,05	36,41	34,62
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,15	2,50	1,25	3,25	1,77	1,19	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16,93	16,10	17,15	15,19	12,98	15,39	15,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	7,58	7,03	8,17	5,32	13,30	10,29	7,69
FeO . . . . .	14,61	14,11	14,46	13,51	19,69	11,02	12,13
MnO . . . . .	0,48	0,36	0,56	0,27	1,73	0,29	—
MgO . . . . .	9,28	10,20	8,70	10,93	3,41	11,93	11,25
CaO . . . . .	0,88	0,79	0,98	0,79	0,92	1,89	1,49
BaO . . . . .	—	0,03	0,01	0,09	—	0,03	—
K <sub>2</sub> O . . . . .	8,15	8,30	8,23	8,61	7,36	6,29	6,85
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,12	1,44	0,91	0,94	1,81	1,00	1,28
Li <sub>2</sub> O . . . . .	—	0,02	0,21	—	Sp.	—	—
H <sub>2</sub> O . . . . .	3,01	3,60	2,87	3,67	3,18	3,88	8,51
F. . . . .	—	0,09	0,18	0,16	0,20	0,07	0,18
Cl . . . . .	—	0,02	Sp.	0,03	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	0,06	—	—	—	—	—
Summe . . . . .	99,57	100,23	100,14	99,87	100,40	99,68	99,55

XXIV—XXVI. Biotit aus Graniten und Granit-Pegmatiten.

XXIV. Mittelwerte aus 34. Näheres darüber siehe in meiner Mitteilung:

Cbl. Min. etc. 1925. A. 304 ff.

XXV. Mittel aus 12 neuen Analysen, a. a. O.

XXVI. Mittelwerte aus 51 Analysen. Spez. Gew. 3,064.

XXVII. Biotit aus Syeniten (inkl. Monzonite). Mittel aus 6. Sp. Gew. 3,037.

XXVIII. Biotit aus Nephelinsyeniten und Nephelinsyenitpegmatiten. Mittel aus 18. Spez. Gew. 3,141. Dieser Biotit charakterisiert sich durch den sehr hohen Gehalt an  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  und  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$  und niedrigen Gehalt an  $\text{MgO}$ .

XXIX. Biotit aus Dioriten und Tonaliten. Mittel aus 9.

XXX. Biotit aus Gabbro. Mittel aus 2 Analysen. Spez. Gew. 3,04.

	XXXI.	XXXII.	XXXIII.	XXXIV.	XXXV.
$\text{SiO}_2$ . . . . .	37,93	36,12	37,80	40,36	36,88
$\text{TiO}_2$ . . . . .	11,81	7,68	1,56	1,89	2,85
$\text{Al}_2\text{O}_3$ . . . . .	12,36	14,89	14,88	13,37	19,72
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ . . . . .	1,66	7,25	6,70	13,13	14,10
$\text{FeO}$ . . . . .	11,12	5,93	5,97	6,87	3,96
$\text{MnO}$ ( $\text{Mn}_2\text{O}_3$ ) . . .	0,03	—	0,20	0,06	—
$\text{MgO}$ . . . . .	13,86	15,12	17,45	12,25	13,98
$\text{CaO}$ . . . . .	0,28	0,68	1,28	1,08	0,08
$\text{BaO}$ . . . . .	0,51	—	—	0,04	—
$\text{K}_2\text{O}$ . . . . .	8,28	9,35	8,92	6,23	4,56
$\text{Na}_2\text{O}$ . . . . .	1,35	1,56	1,08	1,54	1,75
$\text{H}_2\text{O}$ . . . . .	1,21	1,50	3,47	2,48	2,47
F. . . . .	0,23	—	0,21	0,50	0,08
Summe . . . . .	100,63	100,08	99,52	99,80	100,43

XXXI. Titanbiotit (Wodanit) aus Shonkinit, Katzenbuckel, Odenwald. Mittel aus 3 Analysen. Spez. Gew. 3,108.

XXXII. Biotit aus Peridotit, Kaltes Tal, Harz.

XXXIII. Biotit aus Lamprophyrgesteinen. Mittel aus 11. Spez. Gew. 3,072.

XXXIV. Biotit aus Bestaunit (Alkalitrachyliparit aus dem Lakkolith von Piatigorsk, Kaukasus), Trachyt und Andesit. Mittel aus 6. Spez. Gew. 2,918 (einzige Bestimmung).

XXXV. Biotit aus Basalten, inkl. Nephelinbasalten. Mittel aus 5.

#### Die Pyroxengruppe. Rhombische Pyroxene.

	XXXVI.	XXXVII.	XXXVIII.	XXXIX.	XL.	XLI.
$\text{SiO}_2$ . . . . .	53,45	51,02	51,03	54,20	54,46	55,10
$\text{TiO}_2$ . . . . .	0,18	0,01	0,55	0,06	0,04	—
$\text{Al}_2\text{O}_3$ . . . . .	2,34	3,84	2,76	2,72	2,40	0,47
$\text{Cr}_2\text{O}_3$ . . . . .	0,15	—	—	0,12	0,18	—
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ . . . . .	2,02	1,37	1,81	0,42	0,53	0,12
$\text{FeO}$ . . . . .	13,00	15,47	20,27	8,96	8,07	9,97
$\text{MnO}$ . . . . .	0,14	0,40	0,26	0,11	0,07	0,06
$\text{CaO}$ . . . . .	3,15	5,70	3,62	2,50	1,72	1,20
$\text{MgO}$ . . . . .	25,83	21,59	19,16	29,83	31,52	33,49
$\text{K}_2\text{O}$ . . . . .	—	0,04	0,01	} 0,26	0,15	{ 0,08
$\text{Na}_2\text{O}$ . . . . .	—	0,20	0,04		} 0,40	
$\text{H}_2\text{O}$ . . . . .	0,57	0,27	0,06			
	100,83	99,91	99,57	99,58	99,90	100,66

XXXVI. Rhombische Pyroxene aus „Dioriten“. Mittel aus 2 Analysen.

XXXVII. Rhombische Pyroxene (Hypersthen) aus gabbro-noritischen Gesteinen. Mittel aus 10. Spez. Gew. 3,336.

XXXVIII. Rhombische Pyroxene (Hypersthen) aus Andesiten und Trachyten. Mittel aus 15.

XXXIX. Rhombische Pyroxene aus Basalten, Diabasen, Melaphyren und ihren Olivin- und Olivinpyroxenbomben. Mittel aus 12. Sp. Gew. 3,322.

XL. Rhombische Pyroxene aus „Olivinpyroxenknollen“, „Olivinfelseinschlüssen“ der basischen Eruptivgesteine sowie aus feldspatfreien basischen Tiefengesteinen. Mittel aus 19. Spez. Gew. 3,298.

XLI. Rhombische Pyroxene (z. T. mit klinorhombischen verwachsen) aus Meteoriten. Mittel aus 12.

### Monokline Pyroxene.

	XLII.	XLIII.	XLIV.	XLV.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	52,35	51,56	49,83	49,76
TiO <sub>2</sub> . . . . .	—	0,19	0,35	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,77	2,26	2,31	5,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,46	19,95	24,20	3,28
FeO . . . . .	18,57	7,07	6,02	7,46
MnO . . . . .	0,05	0,76	0,62	0,30
CaO . . . . .	10,92	6,60	4,17	18,89
MgO . . . . .	15,87	2,66	1,55	12,55
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,03	0,39	0,57	0,09
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,12	8,39	10,37	1,24
H <sub>2</sub> O . . . . .	—	0,32	0,32	0,73
	100,14	100,15	100,31	99,35

XLII. Monokline Pyroxene aus Meteoriten. Mittel aus 7. Sp. Gew. 3,466.

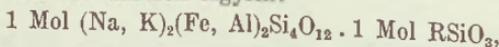
XLIII. Alkalipyroxene der Ägyrinreihe aus Alkaligraniten, Groruditen und Alkalisyeniten (meist quarzhaltigen). Mittel aus 9. Spez. Gew. 3,487.

XLIV. Alkalipyroxene der Ägyrinreihe (meist Ägyrin, selten Ägyrin-Augit) aus Nephelinsyeniten. Mittel aus 22. Spez. Gew. 3,511.

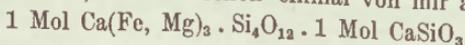
Molekularverhältnisse:

Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,1514	} 0,1740
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,0226	
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,1670	} 0,1730
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,0060	

Berechnete Formel für unseren Ägyrin:



wo R = Fe, Ca, Mg. Dem Äquivalentisomorphismus dieser Formel entspricht die Zusammensetzung der Augite, Diallage und Amphibole aus basischen Eruptivgesteinen, wie das schon einmal von mir angegeben wurde:



(Näheres Cbl. f. Min. etc. 1925. A. 202).

XLV. Augite aus Augitsyeniten und Augitdioriten. Mittel aus 6. Spez. Gew. 3,231.

	XLVI.	XLVII.	XLVIII.	XLIX.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	50,39	49,28	49,04	40,76
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,51	1,17	0,13	5,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,95	6,35	4,65	2,80
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,07	—	0,23	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,73	8,11	1,49	6,36
FeO . . . . .	9,20	4,99	5,08	34,48
MnO . . . . .	0,19	0,07	0,17	1,45
CaO . . . . .	17,82	17,39	20,19	1,38
MgO . . . . .	15,15	10,39	17,60	0,58
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,09	0,23	0,02	0,28
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,18	2,80	0,05	6,16
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,82	0,02	1,44	0,43
	100,10	100,80	100,09	99,84

XLVI. Augit (Diallag) auf Gliedern der gabbro-noritischen Gesteinsfamilie. Mittel aus 30. Spez. Gew. 3,277. Weiteres siehe CBl. f. Min. etc. 1925. A. 199—202.

XLVII. Die monoklinen Pyroxene aus Essexit, Shonkinit und Theralith (Teschenit). Mittel aus 5.

XLVIII. Augit (Diallag) aus Pyroxenit, Lherzolith etc. Mittel aus 7. Spez. Gew. 3,238.

XLIX. Cossyrit aus Pantellerit. Mittel aus 3 Analysen. Spez. Gew. nicht bestimmt.

	L.	LI.	LII.	LIII.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	49,50	49,27	48,74	46,16
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,22	0,31	0,79	1,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5,97	4,26	6,70	7,77
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	—	0,04	0,03	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,48	4,19	2,76	6,14
FeO . . . . .	9,00	9,93	8,30	5,29
MnO . . . . .	0,16	0,21	0,18	0,23
CaO . . . . .	19,84	15,98	19,02	19,52
MgO . . . . .	11,47	13,54	13,30	11,22
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,09	0,20	0,12	0,41
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,87	0,58	0,41	1,86
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,33	0,71	0,15	0,12
	99,93	99,22	100,50	99,97

L. Augit aus Andesit und Dacit. Mittel aus 10. Spez. Gew. 3,369.

LI. Augit aus Diabasen, Diabas-Porphyrten und Melaphyren. Mittel aus 25. Spez. Gew. 3,302.

LII. Augit aus Basalten, sowie ihren Tuffen und Aschen (Alkaliabarten sind ausgeschlossen). Mittel aus 34. Spez. Gew. 3,338.

LIII. Augit aus nephelin- und leucithaltigen basischen und neutralen Ergußgesteinen. Mittel aus 44. Spez. Gew. 3,358.

## Amphibolgruppe.

	LIV.	LV.	LVI.	LVII.	LVIII.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	47,99	49,29	48,10	41,41	45,83
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,46	0,32	0,90	1,64	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	6,27	2,26	6,16	7,55	10,13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	—	—	—	—	0,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,24	18,70	6,86	8,21	4,73
FeO . . . . .	11,23	17,12	9,80	22,19	10,59
MnO . . . . .	0,25	1,25	0,59	0,85	0,15
CaO . . . . .	12,91	2,51	11,82	7,61	11,43
MgO . . . . .	14,18	0,55	13,10	2,95	13,28
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,67	0,56	0,59	1,79	0,48
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,69	6,79	1,69	4,48	1,58
F . . . . .	0,03	0,05	0,01	0,06	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,04	—	—	0,11	—
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,97	0,88	0,78	1,02	1,32
	99,93	100,28	100,40	99,87	99,96

LIV. Amphibol aus Alkali-Kalkgraniten. Mittel aus 9. Spez. Gew. 3,173.

LV. Natronhaltige Amphibole (Riebeckit) aus Alkaligraniten. Mittel aus 4. Spez. Gew. 3,391.

LVI. Amphibol aus normalen Syeniten. Mittel aus 8. Spez. Gew. 3,187.

LVII. Amphibole aus Alkali- und Nephelinsyeniten. Mittel aus 23. Spez. Gew. 3,458.

LVIII. Amphibol aus Diorit. Mittel aus 24. Spez. Gew. 3,219.

	LIX.	LX.	LXI.	LXII.	LXIII.	LXIV.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	44,88	38,93	38,75	41,05	41,95	41,83
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,80	4,79	2,26	3,08	0,45	2,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	10,83	13,17	18,46	15,11	13,73	13,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,85	3,41	7,12	7,03	9,64	6,26
FeO . . . . .	10,19	10,04	8,98	7,24	9,31	9,62
MnO . . . . .	0,09	0,69	0,15	0,20	0,35	0,46
CaO . . . . .	12,18	12,25	10,07	11,76	10,37	11,06
MgO . . . . .	12,87	11,61	8,03	11,73	10,92	10,45
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,39	1,24	2,87	0,77	0,72	1,00
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,44	3,10	2,64	1,28	1,78	3,02
F . . . . .	—	—	—	0,02	—	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	0,38
H <sub>2</sub> O . . . . .	1,49	0,35	0,67	0,24	0,79	0,21
	100,01	99,58	100,00	99,51	100,01	100,30

LIX. Amphibol aus gabbro-noritischen Gesteinen. Mittel aus 10. Spez. Gew. 3,195.

LX. Hornblende aus Essexit. Spez. Gew. 3,159.

LXI. Hornblende aus Lamprophyren. Mittel aus 4. Spez. Gew. 3,209.

LXII. Amphibol aus Basalten, ihren Tuffen und aus Diabasen (Nephelin- und Leucitabarten ausgeschlossen). Mittel aus 14. Spez. Gew. 3,220.

LXIII. Amphibol aus Andesiten und Daciten. Mittel aus 7. Spez. Gew. 3,276.

LXIV. Amphibol aus nephelin- und leucitführenden basischen und neutralen Ergußgesteinen. Mittel aus 16. Spez. Gew. 3,243.

Die Olivingruppe.

	LXV.	LXVI.	LXVII.	LXVIII.	LXIX.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	34,24	40,04	30,83	40,73	37,76
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,88	0,38	0,24	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,49	0,81	—	0,21	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	—	0,08	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,00	0,47	1,06	—	—
FeO . . . . .	37,70	11,33	63,18	12,11	24,72
MnO . . . . .	0,15	0,23	2,05	0,03	—
NiO . . . . .	0,04	0,02	—	0,09	—
CaO . . . . .	0,33	0,19	0,15	0,10	0,26
MgO . . . . .	23,62	45,64	1,10	46,51	36,26
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,04	} 0,06	0,08	—	—
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,13				
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,14	0,42	0,21	0,13	—
Unl. . . . .	?	0,12	0,78	0,12	—
	99,76	99,79	99,68	100,03	99,00

LXV. Olivin aus Gabbro und Norit. Mittel aus 5.

LXVI. Olivin aus feldspatfreien Tiefengesteinen (Peridotite, z. T. Serpentine, Harzburgite und Lherzolithe). Mittel aus 13. Spez. Gew. 3,356.

LXVII. Olivin (Fayalit) aus sauren und neutralen Eruptivgesteinen (3 aus Tiefengesteinen [Graniten und Syeniten], eine aus Obsidian und eine aus Pantellerit von Pantelleria). Mittel aus 5. Spez. Gew. zwischen 4,01 und 4,24.

LXVIII. Olivin aus Basalten, Basalt-Tuffen (inkl. Nephelin-, Leucit- und Melilithabarten), sowie aus ihren Olivinbomben. Mittel aus 26. Spez. Gew. 3,354.

LXIX. Olivin aus Pikrit und Limburgit. Mittel aus 2.

	LXX.	LXXI.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	39,35	37,43
FeO . . . . .	14,39	24,63
MgO . . . . .	45,93	35,42
MnO . . . . .	0,08	—
NiO . . . . .	0,02	—
CaO . . . . .	0,03	0,97
K <sub>2</sub> O . . . . .	—	0,21
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,02	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,09	0,92
FeO . . . . .	0,06	—
Summe . . . . .	99,97	100,00

LXX. Olivin aus Pallasiten. Mittel aus 14. Spez. Gew. 3,382. Formel  $5,7 \text{ Mol Mg}_2\text{SiO}_4 \cdot 1 \text{ Mol Fe}_2\text{SiO}_4$ .

LXXI. Löslicher Silikatanteil (also Olivin) der Chondrite. Formel  $5,2 \text{ Mg}_2\text{SiO}_4 \cdot 2 \text{ Fe}_2\text{SiO}_4$ .

## Die Granatgruppe.

	LXXII.	LXXIII.	LXXIV.	LXXV.	LXXVI.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	36,48	36,97	36,14	41,42	35,79
TiO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	0,01	0,01	3,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	21,64	20,52	19,20	21,84	6,57
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	—	—	0,08	2,65	—
selt. Erde . . . . .	0,66	—	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,85	0,89	5,70	4,80	20,48
FeO . . . . .	27,28	31,79	13,15	6,34	1,54
MnO . . . . .	4,48	1,61	23,77	0,64	0,49
CaO . . . . .	1,06	3,99	1,10	4,58	30,37
MgO . . . . .	3,70	3,78	0,60	16,75	1,13
K <sub>2</sub> O . . . . .	—	0,02	0,03	} 0,01	{ —
Na <sub>2</sub> O . . . . .	—	0,17	0,10		
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,08	—	0,14	0,43	0,09
Summe . . . . .	100,23	99,74	100,02	99,47	100,12

LXXII. Eisentongranat (Almandin) aus Graniten und Granit-Pegmatiten. Mittel aus 4. Spez. Gew. 4,11.

LXXIII. Almandin aus Andesit. Mittel aus 2.

LXXIV. Mangantongranat (Spessartin) aus Graniten und Granit-Pegmatiten. Mittel aus 16. Spez. Gew. 4,167.

LXXV. Magnesiatongranat (Pyrop) aus Peridotiten und Serpentinien. Mittel aus 14. Spez. Gew. 3,685.

LXXVI. Kalkeisengranat aus verschiedenen Eruptivgesteinen. Mittel aus 7. Spez. Gew. 3,65.

## Titaneisen.

	LXXVII.
TiO <sub>2</sub> . . . . .	44,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	20,92
FeO . . . . .	31,25
MgO . . . . .	1,88

Nebengemengteile: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,10, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,09, MnO 0,07, SiO<sub>2</sub> 0,24, CaO 0,37, unl. 0,14. Summe 99,85. Spez. Gew. 4,774. Aus gabbro-noritischen Gesteinen. Vgl. noch J. H. L. Vogt, Zs. f. prakt. Geol. 1900 und 1901.

## Chromit.

Die mittlere chemische Zusammensetzung von Chromit aus ultrabasischen Gesteinen der Erde ist unter LXXVIII und aus Eisenmeteoriten (inkl. Pallasite) unter LXXIX gegeben.

	LXXVIII.	LXXIX.
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	50,38	59,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15,65	6,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,32	0,73
FeO . . . . .	17,47	28,34
MnO . . . . .	0,29	—
MgO . . . . .	12,80	3,67
SiO <sub>2</sub> . . . . .	1,08	nicht best.
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,13	nicht best.
Summe . . . . .	100,12	98,67

Troilit (haupts. aus Eisen- meteoriten) LXXX.	Schreibersit (Mittel aus 37 Analysen) LXXXI.
Fe . . . . . 62,26	Fe . . . . . 58,33
Ni + Co . . . . . 1,72	Ni . . . . . 25,85
S . . . . . 36,42	Co . . . . . 0,59 Spez. Gew.
Summe . . . . . 100,40	P . . . . . 15,18 7,178
Spez. Gew. . . . . 4,770	Cu . . . . . 0,19
	Summe . . . . . 100,14

## Cohenit.

Aus Eisenmeteoriten. Mittel aus 9:	LXXXII.
Fe . . . . .	90,28
Ni + Co . . . . .	3,46
C . . . . .	6,26
Summe . . . . .	100,00

Zum Schluß sind noch Eisenmeteorite in durchschnittlicher Zusammensetzung gegeben (Siderite, Eisen der Pallasite, Eisen aus Chondriten).

## Peter Tschirwlnsky.

**W. F. Gisolf:** On the occurrence of diamond as an accessory mineral in olivine and anorthite bearing bombs, occurring in basaltic lava, ejected by the volcano Gunung Ruang (Sangir-Archipelago north of Celebes). (Kon. Ak. v. Wet. te Amsterdam. Proceed. 26. No. 7 u. 8. 510—512.)

In dem im Titel genannten Gestein kommt ein isotropes, stark lichtbrechendes, den Korund an Härte übertreffendes Mineral von oktaedrischem Habitus in sehr kleinen Kristallen (in vielen Fällen dünner als  $\frac{1}{10}$  mm) vor, das als Diamant gedeutet werden muß. Wie überall hat das Muttergestein denselben peridotitischen Charakter, aber der Diamant ist hier primär ausgeschieden und älter als der Olivin.

Es fragt sich, warum der Hypersthen keine Diamantkörner enthält, wohl aber der Olivin und Anorthit, obwohl der Hypersthen nach dem Olivin und vor dem Plagioklas kristallisierte. Sie wird dahin beantwortet, daß das Gestein ursprünglich ganz aus Olivin bestand und in den durch Resorption gebildeten Hohlräumen der Anorthit kristallisierte; nach der Resorption

des Olivins wurden dann die Diamantkristalle frei und schwebten in der Mutterlauge, der Hypersthen stieß diese Körner infolge Oberflächenspannung ab, und so konnten sie sich im Anorthit anhäufen. **F. Musper.**

**R. W. Stone and H. H. Hughes:** Feldspar in Pennsylvania. (Bull. Geol. Soc. Amer. 41. 1930. 58. Abstract.)

Das Studium von 25 Feldspatbrüchen im südöstlichen Pennsylvania zeigte einen großen Perthitreichum des Feldspats. Die Entstehung dieser perthitischen Verwachsungen wird durch einen Injektionsvorgang während des Endstadiums der Magmenkristallisation erklärt. **Curt Teichert.**

**J. H. L. Vogt:** On the Graphic Granite. (Kgl. Norske Videnskabers Selskabs Forh. 1. 1928. 67.)

Aus 20 verschiedenen chemischen Analysen des Mikroklin-schriftgranites ergibt sich der Quarzgehalt als: 21,5, 22,5, 23, 23,7, 24, 24,6, 25, 25, 25, 25,2, 25,5, 25,5, 25,7, 26, 26, 27, 27,5, 28,5, 28,5 % Quarz. Der Quarzgehalt des Oligoklasschriftgranites variiert in den Grenzen 32 und 38 %.

Die Schlussfolgerung ist, daß die Schriftgranite der Pegmatite längs einer „Individualisierungskurve“ (auch „eutectic boundary line“) zwischen Feldspat und Quarz unter hohem Druck in einem Magma reich an  $H_2O$ ,  $CO_2$  etc. (und auch  $SiO_2 \cdot n H_2O$ ) gebildet wurden. **Tom. F. W. Barth.**

**A. Fersmann:** Über die geochemisch-genetische Klassifikation der Granitpegmatite. (Min. u. petr. Mitt. 41. 1931. 64—83. Mit 9 Tabellen.)

Das Kristallisationsgebiet der Granitpegmatite liegt ungefähr zwischen  $800$  und  $100^\circ C$ . Für diese Bildungsbreite versucht Verf. eine geochemische Klassifikation, welche natürlich nicht scharf durchgeführt werden kann, da Typen komplexen Charakters auftreten. Es werden 10 verschiedene Temperaturphasen unterschieden, welche durch zwei bestimmte Punkte, ungefähr  $600^\circ$  (Umwandlungspunkt von Hochquarz, der im allgemeinen mit dem Kristallisationsende der Schriftgranitbildung zusammenfällt) und  $400^\circ$  (kritischer Punkt des  $H_2O$ , wobei keine eindeutigen morphologischen Eigenschaften bestimmter Mineralien im Pegmatit vorliegen), graduiert werden.

Durch mehr oder weniger ausgesprochene Kristallisation während einzelner Phasen entsteht die Möglichkeit der Klassifikation und Systematik der Pegmatitbildungen, wobei die 10 Haupttypen ungefähr den einzelnen Phasen des Prozesses entsprechen. Der kontinuierliche Kristallisationsprozeß kann durch rückläufige Destillation, ausgesprochene Verdrängungserscheinungen, Rejuvenation usw. gestört werden und für die Einteilung benachteiligende Grundlagen bieten.

In mehreren Tabellen sind die wichtigsten Mineralien der Granitpegmatite ihrer zeitlichen Auskristallisationsfolge nach zusammengestellt.

Verf. unterscheidet drei Hauptreihen<sup>1</sup> der Pegmatitbildung: A: reihe Linie, welcher die Pegmatite der Granitlösungen angehören, die nicht

<sup>1</sup> Jede durch 10 Typen charakterisiert.

durch die Wirkung des Nebengesteins modifiziert wurden; B: Kontaktlinie, bei welcher das Nebengestein teilweise durch das Granitpegmatitmagma assimiliert wird, ohne aber dessen Hauptkristallisationsbahn zu ändern; C: migmatitische Linie, die durch eine recht ausgesprochene Wechselwirkung zwischen dem Nebengestein und den Restlösungen entsteht und zu neuen Gleichgewichtsformen und Mineralassoziationen hinüberführt.

Einzelheiten der Tabellen und genaue Besprechungen fehlen der Abhandlung, da sie nur einen Auszug einer Monographie über Granitpegmatite und ihre wissenschaftliche und praktische Bedeutung, welche in russischer Sprache in den Schriften der Akademie von USSR. Ende 1930 erscheinen soll, darstellt.

**Chudoba.**

**J. Morozewicz:** Der Mariupolit und seine Blutsverwandten. (Chemisch-petrographisches Studium.) (Min. u. petr. Mitt. 40. 1930. 335—434. Mit 16 Taf. u. 1 geol. Karte.)

Gesteinsanalysetabelle der Mariupolite.

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO <sub>2</sub> . . . .	62,53	55,51	56,13	58,36	54,66
TiO <sub>2</sub> . . . .	n. b.	0,94	0,09	0,27	0,29
ZrO <sub>2</sub> . . . .	1,08	0,86	0,03	0,92	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . .	—	n. vorh.	n. vorh.	n. vorh.	n. vorh.
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . .	n. b.	0,11	Spur	0,03	0,13 <sup>1</sup>
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	—	n. vorh.	n. vorh.	n. vorh.	0,14 <sup>2</sup>
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	18,72	18,90	21,49	21,66	22,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	3,26	6,02	2,07	0,47	4,10
FeO . . . .	0,34	0,22	0,93	1,16	1,64
MnO . . . .	0,16	Spur	0,15	0,37	0,16
CaO . . . .	0,54	1,56	0,91	0,64	1,08
MgO . . . .	0,08	0,37	Spur	0,23	0,18
K <sub>2</sub> O . . . .	0,79	2,04	2,21	2,25	2,13
Na <sub>2</sub> O . . . .	11,77	12,85	13,25	12,06	12,32
Li <sub>2</sub> O . . . .	—	—	—	—	n. vorh.
H <sub>2</sub> O . . . .	0,68	—	—	—	—
Cl . . . .	—	—	0,40	0,02	Spur
F . . . .	n. b.	0,23	0,32	0,05	0,10
CO <sub>2</sub> . . . .	n. vorh.	—	0,67	0,28	—
H <sub>2</sub> O + 105° .	—	0,63	0,93	1,10	0,62
H <sub>2</sub> O — 105° .	—	0,21	0,21	0,14	—
Summe .	99,95	100,45	99,79	100,01	100,21
		—0 = F <sub>2</sub>			
		— 0 = F <sub>2</sub> . 0,10	+ Cl <sub>2</sub> = 0,22	— 0 = 0,03	— 0 = 0,04
		100,35	99,57	99,98	100,17
Spez. Gew. .	2,699	2,706	2,619	2,645	2,721

<sup>1</sup> Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> + Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. <sup>2</sup> Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + Di<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + . . .

	6 a.	6 b.	7.	8.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	58,35	55,59	59,49	55,09
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,17	0,07	0,71	0,84
ZrO <sub>2</sub> . . . . .	0,05	0,01	0,11	Spur
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,06	n. vorh.	n. vorh.	n. vorh.
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	n. vorh.	0,02	0,04	0,02
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,09	n. vorh.	Spur	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	20,70	24,05	13,37	18,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,39	2,15	10,41	5,91
FeO . . . . .	0,63	0,75	0,72	0,13
MnO . . . . .	0,38	0,09	0,18	Spur
CaO . . . . .	1,13	0,53	0,92	1,72
MgO . . . . .	0,11	Spur	0,16	0,72
K <sub>2</sub> O . . . . .	3,55	3,65	0,97	4,18
Na <sub>2</sub> O . . . . .	11,23	12,30	11,57	11,34
Li <sub>2</sub> O . . . . .	0,03	n. vorh.	n. vorh.	—
H <sub>2</sub> O . . . . .	—	—	—	—
Cl . . . . .	—	—	—	—
F . . . . .	0,17	0,03	0,03	0,37
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,10	0,09	—	0,06
H <sub>2</sub> O + 105° . . . . .	0,78	0,58	1,10	0,88
H <sub>2</sub> O — 105° . . . . .	0,13	0,12	0,18	0,21
Summe . . . . .	100,05	100,03	99,96	100,23
	— 0 = 0,07	— 0 = 0,01	— 0 = 0,01	— 0 = 0,16
	99,98	100,02	99,95	100,07
Spez. Gew. . . . .	2,658	2,627	3,006	2,732

Als Mariupolit wird nach dem Verf. ein äußerstes Glied der Nephelinsyenite bezeichnet, welches sich im Prinzip aus Albit, Nephelin und Ägirin zusammensetzt und keinen Kalifeldspat aufweist. Die Hauptvorkommen liegen in der Azowschen kristallinischen Tafel. Sie werden genau beschrieben, ebenso die sie einschließenden Gesteine.

In struktureller Hinsicht zeichnen sich die Mariupolite durch ungewöhnliche Verschiedenartigkeit und Variabilität aus. In der Reihenfolge ihrer geologischen Bedeutung werden folgende strukturell-mineralogische Mariupolittypen unterschieden:

1. Der schlierige Typus: Leukokrater Mariupolit (Analyse 1).

Mineralog. Zus.: Albit, 73,7, Nephelin 13,2, Ägirin 7,6, Lepidomelan 3,7, Zirkon 1,8 Gew.-%. Enthält keinen Apatit, dafür Flußspat. Die Albitauskristallisation beginnt in den frühesten Erstarrungsstadien des ursprünglichen Magmas und überdauert alle übrigen Mineralien.

2. Der gneisartige Typus: Zirkonmariupolit (Analyse 2).

Min. Zus.: Albit 47,5, Nephelin 27,5, Ägirin mit Lepidomelan 20,0, Kalifeldspat 3,0, Zirkon 1,3, Flußspat 0,5, Pyrochlor 0,2 Gew.-%. Die gneisartige Struktur ist ein Produkt reinmagmatischer Natur, der Kristallisation in Bewegung.

3. Der feinkörnige Typus: Sodalith- und cancrinitführender Mariupolit (Analyse 3).

Min. Zus.: Albit 57,0, Nephelin 20,0, Cancrinit 9,0, Sodalith 5,0, Ägirin 7,0, Flußspat 0,6, andere akz. Min. 1,4 Gew.-%.

4. Der porphyrtartige Typus: Lepidomelanmariupolit (Analyse 4).

Min. Zus.: Albit 63,0, Nephelin 29,0 (darin ca. 5 % Cancrinit), Lepidomelan 6,0, Zirkon 1,3, andere akz. Min. 0,7 Gew.-%. Er besitzt Porphystruktur, wobei Lepidomelan die Einsprenglinge bildet.

5. Der porphyrtartige Typus: Beckelithführender Mariupolit (Analyse 5).

Die Porphystruktur entsteht durch Nephelin- und Magnetiteinsprenglinge. Die letzteren haben Rhombendodekaedertypus.

6. Der grobkörnige Typus: Normaler Mariupolit (Analyse 6 a + 6 b).

Gewöhnliche Struktur der Tiefengesteine. Enthält auch Calcit in Paragenesis mit Cancrinit. Min. Zus.: Albit 47, Nephelin 29, Orthoklas 12, Ägirin 8, akz. Min. 4 Gew.-%.

7. Der melanokrate Typus: Mikroperthitführender Mariupolit (Anal. 7).

Min. Zus.: Albit 54, Ägirin 34, Nephelin 7,5, Perthit 3,0, akz. Min. 1,5 Gew.-%. Dieser Mariupolit bildet einen Gang im roten Amphibolgranit, Die Mächtigkeit des Ganges beträgt 5 m.

8. Der dichte Typus: Phonolithischer Mariupolit (Analyse 8).

Min. Zus.: Albit 40, Nephelin 26, Ägirin 17, Kalifeldspat 15, Flußspat 1, andere akz. Min. 1 Gew.-%. Dieser Typus liegt exzentrisch gegenüber dem Hauptvorkommen am Kamienny Row.

Neben diesen Gesteinsanalysen enthält die Abhandlung die Analysen aller gesteinsbildenden Mineralien der Mariupolittypen und, soweit dies möglich gewesen, der hauptsächlichen Akzessorien. Die Analysen von Albit stehen der theoretischen Zusammensetzung des Natronfeldspates sehr nahe. Die Nephelinanalysen sind Ausgangspunkt der Annahme des Verf.'s, daß der gesteinsbildende Nephelin eine Doppelverbindung von 2 Alumosilikaten (von Na + K) nach der Formel  $K_2Al_2Si_3O_{10} \cdot 4 NaAl_2Si_2O_8$  darstellt. Mikroperthit (I) aus dem Typus 7 und perthitführender Mikroklin (II) aus dem Typus 6 haben folgende Zusammensetzung:

	I.	II.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	64,65	65,70
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,05	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	18,50	18,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	n. vorh.	0,34
CaO . . . . .	0,08	Spur
K <sub>2</sub> O . . . . .	14,35	10,50
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,67	4,48
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,34	0,36
Summe . . . . .	99,64	100,22

I. entspricht der Mischung von 85 % Mikroklin und 15 % Albit.

II. „ „ „ „ 61 % „ „ 39 % „

Die Ägirine sind die charakteristischen femischen Gemengteile der Mariupolite. Sie wurden mehrfach analysiert, ebenso der mitvorkommende Lepidomelan, Magnetit u. a. Diese Mineralanalysen sind im Ref. Teil I dies. Jb. zu ersehen.

Die den Mariupolit begleitenden Foyaiten unterscheiden sich von der Zusammensetzung der Mariupolite besonders darin, daß der Kalifeldspat sich in größeren, dem Albitgehalt gleichen, oder ihn sogar übersteigenden Mengen auftritt. An Stelle des Ägirin tritt in den Foyaiten ein Eisenalkaliampfibol, welcher seiner eigenartigen Eigenschaften wegen als „Taramit“ besonders hervorgehoben wird.

An Foyaiten wird unterschieden:

1. Der taramitführende trachytoidale Foyait (Analyse 9).
2. Der dichte, taramitführende Foyait (Analyse 10).
3. Der taramitführende Gangfoyait (Analyse 11).
4. Der ägirinführende Foyait (Analyse 12).

Die Analysen des Taramit aus 1 und 2 geben folgende Zusammensetzung:

	1.	2.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	37,51	38,81
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,73	1,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	8,50	9,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	11,41	11,94
FeO . . . . .	23,21	21,72
MnO . . . . .	1,70	0,64
CaO . . . . .	7,91	6,87
MgO . . . . .	0,56	0,47
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,10	2,24
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,79	4,76
F . . . . .	0,14	0,13
H <sub>2</sub> O + 105° . . . . .	2,32	2,19
H <sub>2</sub> O — 105° . . . . .	0,33	0,18
Summe . . . . .	100,21	100,30
— O = F <sub>2</sub> . . . . .	0,06	0,05
	100,15	100,25
Spez. Gew. . . . .	3,4761	3,4389

Die Taramite gehören zu den an Kieselsäure ärmsten Amphibolen. Den Hauptkern bildet das gewöhnliche Metasilikat MeSiO<sub>3</sub>, dessen Molekularmenge über 63 % beträgt. Me = Fe<sup>II</sup>, Mn<sup>II</sup>, Mg, Ca, K<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>. Optische Eigenschaften sind: A. E. ⊥ 010, Auslöschung auf 010 im gelben Lichte 15°. ρ > v. Doppelbrechung auf 010 fast 0. Pleochroismus stark: n<sub>γ</sub> = dunkelgrün, fast schwarz, n<sub>β</sub> = blaugrün, n<sub>α</sub> = blaßgelb. Absorption γ > β > α.

## Analysetabelle der

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	54,57	55,92	54,01	54,32	65,13
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,56	0,53	0,72	0,30	1,26
ZrO <sub>2</sub> . . . . .	0,01	n. vorh.	0,01	0,10	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	n. vorh.	0,10	n. vorh.	n. vorh.	n. vorh.
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,01	n. vorh.	0,03	0,05	—
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,06	0,03	0,06	0,08	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	20,32	18,57	18,99	18,27	15,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,53	2,08	5,63	6,13	4,94
FeO . . . . .	3,15	4,29	2,09	0,81	0,11
MnO . . . . .	0,21	1,27	Spur	0,27	0,21
BaO . . . . .	—	—	—	n. vorh.	—
CaO . . . . .	1,67	2,05	2,64	2,03	0,09
MgO . . . . .	0,26	0,12	2,25	0,27	0,12
K <sub>2</sub> O . . . . .	5,82	5,77	5,63	4,87	0,42
Na <sub>2</sub> O . . . . .	8,78	7,97	8,88	9,66	10,98
Li <sub>2</sub> O . . . . .	—	n. vorh.	—	0,05	—
F . . . . .	0,19	0,28	0,28	0,30	n. best.
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	0,31	—
H <sub>2</sub> O + 105° . . . . .	0,74	0,83	0,98	1,88	0,54
H <sub>2</sub> O — 105° . . . . .	—	0,09	0,22	0,13	0,20
Summe . . . . .	99,88	99,70	100,42	99,83	99,92
— 0 = F <sub>2</sub> . . . . .	0,08	0,11	0,12	0,12	—
	99,80	99,59	100,30	99,71	—
Spez. Gew. . . . .	2,704	2,747	2,684	2,739	2,646

Weiter werden Analysen von Perthit und Nephelin aus obigen foyaitischen Gesteinen mitgeteilt.

Im engen Zusammenhang mit den Mariupoliten und Foyaiten treten auch eigenartige Ganggesteine vom alkalisyenitischen Typus auf. Es sind dies hervorragend leukokrate Bildungen mit stark überwiegendem Albit- oder Mikroklinperthitfeldspat. Nach den femischen Mineralien werden Ägirinsyenite (Analyse 5 u. 6) und Augit-Amphibolsyenite unterschieden. Von letzteren werden der taramitführende (Anal. 7), der augitführende (Anal. 8), der graphitführende (Anal. 9) und der linsenartig-schlierige Syenit (Anal. 10) unterschieden. Die Fundorte selbst beziehen sich alle auf den Raum um Archangielka und Anatolja im Oberlaufe des Kalczyk, eines rechten Nebenflusses des bei Mariupol ins Azowsche Meer mündenden Kalmius.

Als einziger Vertreter der Pyroxenite kommt ein Wehrlit vor, den man wegen des großen Übergewichtes an Diallag auch Diallagit nennen könnte (Anal. 11).

Weiter begleiten den Mariupolit Pegmatite, welche in einem Amphibolgranit beobachtet wurden. Das typischste Mineral in diesen ist der Fluotaramit (Anal. I, II, III), welcher gegenüber den Taramiten weniger Fe, dagegen mehr Alkalien und Kieselsäure besitzt.

## begleitenden Gesteine.

	6.	7.	8.	9.	10.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	64,80	64,61	63,35	59,25	60,07
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,65	0,80	0,50	0,49	0,40
ZrO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,07	0,25	0,20	Spur	0,15
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	—	—	—	—
Ce <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15,42	16,35	16,25	17,26	17,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,75	2,02	2,86	0,31	1,95
FeO . . . . .	0,28	1,28	1,48	0,07	0,26
MnO . . . . .	0,12	0,05	0,16	n. vorh.	0,11
BaO . . . . .	—	n. vorh.	—	—	—
CaO . . . . .	0,77	0,74	2,20	0,16	1,96
MgO . . . . .	0,22	0,97	0,32	0,07	0,44
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,08	6,36	6,00	4,88	1,89
Na <sub>2</sub> O . . . . .	11,27	6,04	6,32	6,85	9,39
Li <sub>2</sub> O . . . . .	—	—	—	C = 9,37	—
F . . . . .	0,11	0,36	0,09	0,02	0,03
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	1,13
H <sub>2</sub> O + 105° . . . . .	0,80	0,49	0,37	1,65	0,42
H <sub>2</sub> O — 105° . . . . .	0,10	0,20	0,11	0,11	0,34
Summe . . . . .	100,44	100,52	100,21	100,50	100,05
— O = F <sub>2</sub> . . . . .	0,04	0,15	0,04	0,01	0,01
	100,40	100,37	100,17	100,49	100,04
Spez. Gew. . . . .	2,666	2,650	2,698	2,554	2,783

	I.	II.	III.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	50,00	50,62	52,59
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,46	1,03	0,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,46	1,67	1,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	10,36	12,40	7,69
FeO . . . . .	12,46	8,63	11,80
MnO . . . . .	0,36	5,35	0,60
CaO . . . . .	3,55	0,50	3,41
MgO . . . . .	8,27	5,70	9,32
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,14	2,94	2,06
Na <sub>2</sub> O . . . . .	6,15	8,05	6,79
F . . . . .	1,75	2,40	2,05
H <sub>2</sub> O + 105° . . . . .	1,64	1,32	1,44
H <sub>2</sub> O — 105° . . . . .	0,21	0,23	0,34
Summe . . . . .	100,81	100,84	100,64
— O = F <sub>2</sub> . . . . .	0,74	1,01	0,86
	100,07	99,83	99,87
Spez. Gew. . . . .	3,267	3,318	3,231

	11.	12.	13.	14.	15.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	47,15	74,16	71,11	61,74	70,40
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,84	0,61	0,61	1,07	0,63
ZrO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	n. vorh.	0,08	0,12	0,34	0,15
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	—	—	—	—
Ce <sub>2</sub> O <sub>6</sub> . . . . .	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 1,03	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5,12	11,85	11,65	16,76	12,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,19	2,61	4,04	1,94	2,52
FeO . . . . .	7,17	0,37	0,90	3,36	1,33
MnO . . . . .	0,41	0,06	0,12	0,17	0,09
BaO . . . . .	NiO Spur	—	—	—	0,23
CaO . . . . .	20,81	0,35	1,96	2,47	1,50
MgO . . . . .	12,91	0,14	0,11	0,51	0,36
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,23	6,01	6,07	6,22	5,03
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,59	3,14	3,11	4,83	4,83
Li <sub>2</sub> O . . . . .	S 0,08	—	—	—	—
F . . . . .	—	0,36	0,39	0,20	0,11
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,40	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O + 105° . . . . .	} 1,09	{ 0,47	0,22	0,53	0,32
H <sub>2</sub> O — 105° . . . . .					
Summe . . . . .	100,02	100,33	100,54	100,40	100,38
— 0 = F <sub>2</sub> . . . . .	0,02 <sup>1</sup>	0,16	0,17	0,09	0,05
	100,00	100,17	100,37	100,31	100,33
Spez. Gew. . . . .	3,339	2,632	2,649	2,697	2,690

- I. Fluotaramit, der lockere nadelige Anhäufungen bildet.  
 II. „ aus Mikroklinkristallen ausgesondert.  
 III. „ mit Mikroklin parallel verwachsen.

Die optischen Eigenschaften des Fluotaramits sind: A. E.  $\perp$  010. Auslöschung auf (010) zwischen 12 und 15° für  $n_{a/c} \cdot n_{\gamma} > 1,657$ ,  $\alpha = 1,657$ . Starker Pleochroismus.  $\gamma = b =$  dunkelgrün,  $\alpha =$  bläulichgrün.  $\beta =$  gelblich. Absorptionsschema:  $\gamma \gg \alpha > \beta$ .

Da zur Erklärung der magmatischen Beziehungen zwischen Mariupolit und seinen Blutsverwandten ein näheres Kennenlernen der durch sie intrudierten Gesteine nicht ohne Bedeutung ist, werden die benachbarten Granite ebenfalls untersucht. Analysen liegen vor: Vom oberen rötlichen Granit, welcher ein typischer Alkaligranit ist (Analyse 12); vom unteren grauen Granit, einem Diallaggranit (Analyse 13, mit wenig Diallag und mehr Quarz, Analyse 14, mit umgekehrtem Verhältnis); vom Amphibolgranit (Analyse 15).

Wie aus dem bisherigen Referat zu ersehen ist, stellt die vorliegende Abhandlung einen äußerst wertvollen chemisch-petrographischen Beitrag

<sup>1</sup> — 0 = S.

dar. Auch zahlreiche Mineralanalysen von Mineralkomponenten der begleitenden Gesteine sind vorhanden, ihre Anführung erfolgt, wie schon angegeben, im Ref. Teil I dies. Jb.

Das Vorkommen der im vorhergehenden besprochenen Gesteine beschränkt sich auf ein Gebiet von etwa 15 km<sup>2</sup>. Die chemischen Merkmale der in diesem Gebiet auftretenden Mariupolite bestehen in ihrem außergewöhnlichen Reichtum an alkalischen Elementen, sowie in dem beständigen, mehrfachen Übergewicht des Natriums über Kalium ( $K_2O : Na_2O = 1 : 22,5 - 4,1$ ) bei ungefähr gleichem Gehalt an Kieselsäure. Außerdem sind sie durch die ständige Anwesenheit seltener Elemente, besonders aus der Zirkon- und Hafniumgruppe, ausgezeichnet. Die mit dem Mariupolit vorkommenden Foyaite unterscheiden sich durch das Verhältnis des Kali zum Natron ( $K_2O : Na_2O = 1 : 2,1 - 3,0$ ). Dieselben seltenen Elemente wie im Mariupolit sind vorhanden. Auch bei den verschiedenen Syeniten und Graniten kennzeichnet sich der Komagmatismus durch die außergewöhnliche Alkalität, die auch bei letzteren Gesteinen manchmal ein vielfaches Übergewicht des Natrons über Kali erkennen läßt. Dieser Überfluß an alkalischen Elementen verursacht, daß Mariupolite und ihre Verwandten einen ausgeprägten leukokraten Typus darstellen mit einem sehr großen Übergewicht der salischen Mineralien (Albit, Nephelin, Mikroperthit). Unter den letzteren übernimmt Albit eine, wenn auch nicht immer dominierende, so doch hervorragende Rolle als gesteinsbildendes Mineral. Sogar im „melanokraten“ Mariupolit-typus überwiegen die salischen Minerale fast zweifach über die femischen (Ägirin).

Auf Grund der rein räumlichen Verhältnisse der besprochenen Gesteine wird folgende Intrusionsfolge festgestellt: 1. der obere (Biotit-) Granit, 2. Amphibol- und Diablaggranit, 3. Alkalisyenite, 4. Mariupolite, 5. Foyaite und 6. Pyroxenite (Wehrlit). Die hier angeführte Reihe ist mit der Dichte der Intrusionsmassen und mit ihrer Azidität, d. i. ihrem Gehalt an Kieselsäure, ursächlich verbunden. Die geologisch bestimmte Intrusionsreihenfolge findet eine harmonische Bestätigung in ununterbrochener Reihenfolge des spezifischen Gewichts und des Kieselsäuregehalts der intrudierenden Massen. Auf Grund dieser wird auch die magmatische Differentiation in der Reihenfolge der steigenden Dichte des Magmas und seiner Basizität angenommen. Verf. wendet sich in diesem Zusammenhang gegen DALY's Hypothese der Herkunft der Alkaligesteine durch Einschmelzung von Kalksteinen oder Dolomiten. Das Azowsche Gebiet ist eine kristallinische Platte und man kann kaum annehmen, daß diese Intrusionen auf ihrem Wege irgendwelchen Kalksteinen begegneten, welche sie assimilieren könnten. [Calcit und Cancrinit ist aber in den Syeniten nachgewiesen worden. Ref.] Vergleiche und Analogien mit den Gesteinen der Wolhynisch-Ukrainischen Platte, Kola u. a. Gebiete beschließen die inhaltsreiche und wissenschaftlich äußerst wertvolle Abhandlung. Graphische Darstellungen der zahlreichen Analysenwerte und die Veranschaulichung des Differentiationsverlaufes fehlen. Sie würden sicherlich interessante Zusammenhänge auch auf diesem Wege darbieten.

Für den Mariupolit und seine Blutsverwandten wird folgende, durch Übergänge verbundene petrographische Reihe von ausgeprägtem physio-graphischen Charakter vorgeschlagen:

Albit—Ägirinführender Granit — Albit—Ägirinführender Syenit — Mariupolit.

**Chudoba.**

**Tom F. W. Barth:** Pacificite, an anemousite basalt. (Journ. of the Washington Ac. of Sc. 20. 1930. 60—68.)

Als Pazifizit wird hier ein Feldspat-Basalt bezeichnet, dessen Feldspat ein Anemousit ist, also ein Plagioklas mit Carnegieit in fester Lösung. Der Name wurde deshalb gewählt, weil sich solche Gesteine des öfteren bei den intrapazifischen Vulkanen finden. Diese Gesteine haben dieselbe Norm wie Nephelin-Tephrite und Basanite, doch tritt für den Nephelin hier Carnegieit (beide chemisch gleich) ein. Enthalten die Pazifizite beträchtliche Mengen Olivin, so werden sie als Olivin-Pazifizite bezeichnet.

Zwei typische Beispiele werden beschrieben:

1. Pazifizit von Rest House, Haleakala, Maui, Hawaii; von M. G. KEYES analysiert und als Nephelin-Andesin-Basalt bezeichnet (Am. Journ. Sc. 15. 1928). Die Struktur ist trachytoidal. Neben Plagioklasleisten finden sich einige Phenokristalle von Olivin und graubraunem Pyroxen in einer Grundmasse mit kleinen Augitkörnern und Erz. Die Mineralzusammensetzung ergibt sich aus der folgenden Tabelle:

	Erze	Anemousit		Labradorit		Olivin	Pyrox.	Apatit	zus.
		Or	Cg	Ab	An				
SiO <sub>2</sub>	—	6,9	6,7	14,5	4,6	0,8	12,1	—	45,6
TiO <sub>2</sub>	4,3	—	—	—	—	—	0,8	—	5,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	1,9	5,7	4,1	3,9	—	0,6	—	16,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,5	—	—	—	—	—	0,9	—	4,4
FeO	3,5	—	—	—	—	0,3	1,9	—	7,7
MgO	—	—	—	—	—	1,0	3,1	—	4,1
CaO	—	—	—	—	2,1	—	5,7	0,7	8,5
Na <sub>2</sub> O	—	—	3,5	2,5	—	—	0,1	—	6,1
K <sub>2</sub> O	—	1,8	—	—	—	—	—	—	1,8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	0,5	0,5
Summe	13,3	10,6	15,9	21,1	10,6	2,1	25,2	1,2	100,0

Der Olivin enthält 15 Fayalit, die Pyroxene etwa 50 Diopsid und 50 Hedenbergit. Die Feldspatphenokristalle bestehen aus etwa 50 An und entsprechen demnach einem Labradorit. Der Anemousit der Grundmasse ergibt 22 Or, 33 Ab, 12 An und 33 Carnegieit (Cg).

2. Olivin-Pazifizit von Kaula Gulch, oberhalb Ookala, Mauna Kea, Hawaii; von H. S. WASHINGTON analysiert und als chrysophyrischer

Basalt bezeichnet (Am. Journ. Sc. 5. 1923). Das Gestein enthält 34 Anemousit, 7 Plagioklas, 33 Pyroxene, 18 Olivin, 7 Erze und 1 Apatit. Der Olivin besteht aus etwa 26 Fayalit, die Pyroxene aus etwa 40 Diopsid und 60 Hedenbergit. Die Zusammensetzung des Anemousites wurde berechnet zu: 9 Or, 54 Ab, 12 An und 24 Carnegieit.

In einer Figur sind die Beziehungen zwischen  $2V$  und  $\beta$  bei den Plagioklassen und beim Anemousit graphisch dargestellt. Es ist ersichtlich, daß  $2V$  bei Anemousit meist beträchtlich kleiner ist. Genaue Untersuchungen und eine chemische Analyse des Anemousites waren nicht möglich, doch soll durch Erforschung des Systemes Nephelin—Albit Aufklärung erzielt werden.

Hans Himmel.

**E. Lehmann:** Beziehungen zwischen Kristallisation und Differentiation in basaltischen Magmen. (Min. u. petr. Mitt. 41. 1931. 8—57. Mit 3 Textfig.)

Gangbildungen von essexitisch-theralithischem Charakter in der Basaltmasse des Stöffel (Westerwald) wurden vom Verf. als Kristallisationsdifferentiation des basaltischen Magmas angesprochen.

In vorliegender Arbeit wird eine Ergänzung und Nachprüfung an Hand der Gesteinsassoziation innerhalb der atlantischen Eruptivprovinz am Nordende des Nyassa (Konde-Poroto-Vulkane) durchgeführt und die Schmelzentwicklung im einzelnen verfolgt. Unter der Voraussetzung eines basaltischen Magmas als des Ausgangsmagmas wird hierbei untersucht, ob Trachydolerite, Tephrite, Trachyandesite, Trachyte und Phonolithe, bzw. die entsprechenden Magmen, als Glieder einer fortlaufenden Entwicklung der basaltischen Schmelze aufgefaßt werden können. (In früheren Abhandlungen vertrat Verf. für das Nyassagebiet drei Differentiationsbahnen. Siehe Das Vulkangebiet am Nordende des Nyassa als magmatische Provinz. Ergänzungsband IV zur Zs. Vulkanologie.)

Im ersten Abschnitt der Abhandlung wird gezeigt, daß die basaltischen Gesteine des Eruptivgebietes — Essexitbasalte, Atlantite und Basanite —, obwohl sie weder aphanitisch (mikro- oder kryptokristallin) erstarrt, noch einsprenglingsfrei sind, Schmelzen entsprechen, die im Chemismus und in ihren sonstigen Eigenschaften weitgehend mit den Essexitbasalten anderer Gebiete übereinstimmen. Besonders eingehend wird der Vergleich mit dem Essexitbasalt des Stöffel und mit dem Plateaubasalt von Mull durchgeführt, welcher letzteren BOWEN als Ausgangsmagma für anders struierte Basalttypen annimmt.

Zur Feststellung der genetischen Zusammenhänge der Nord-Nyassagesteine wird die von BOWEN eingeführte Prüfung der Schmelzentwicklung an Hand von HARKER'S Variationsdiagrammen vorgenommen, doch werden an Stelle der Gewichtsprozente die Molekularprozente verwendet. Genetisch zusammengehörige Typen haben Entwicklungsbahnen, welche ausgeglichene Kurven (Schmiegekurven) oder im günstigsten Falle gerade Linien darstellen.

Im zweiten Teil wird daher untersucht, welcher Art die aus der basaltischen Schmelze abgespaltenen festen Phasen sein müssen, um die basaltische Schmelze etwa in eine trachydoleritische oder tephritische oder darüber hinaus in eine trachytische oder phonolithische überzuführen.

Die Untersuchung der Entwicklungsbahnen und der sich ergebenden notwendigen Abspaltungen wird kompliziert durch die Heteromorphie der aus dem basaltischen Magma resultierenden Gesteine: Essexitbasalt—Atlantit—Hornblendebasalt.

In der normativen Zusammensetzung der verschiedenen Abspaltungen treten die gleichen Unterschiede zutage, die auch den Charakter der obigen drei Basalttypen bestimmen. Die Schmelzentwicklung zeigt deutlich die Abhängigkeit von äußeren physikalischen Bedingungen im frühen Entwicklungsstadium, welche die Erstarrung des Magmas als Essexitbasalt, als Atlantit oder als Hornblendebasalt verursachen.

Kristallisationsvorgang und Schmelzentwicklung oder Differentiationsverlauf sind voneinander abhängig (Abschnitt III). Essexitbasaltische Kristallisation des Ausgangsmagmas ermöglicht eine Schmelzentwicklung, die zur Bildung trachydoleritischer und weiterhin trachytischer (nephelintrachytischer) Gesteine führt. Die atlantitische Kristallisation bedingt Einzelstadien, welche durch tephritische und weiterhin phonolithische Gesteine gekennzeichnet sind. Es ist demnach die Entstehung der Trachydolerite und der Trachyte (Nephelintrachyte, phonolithische Trachyte) an essexitbasaltische, die Entstehung der Tephrite und der reinen Basalte an atlantitische Kristallisation des basaltischen Magmas gebunden. Zur Prüfung der mit hornblendebasaltischer Kristallisation verknüpfter Schmelzentwicklung war das vorhandene Material unzureichend, doch sind anscheinend der Trachyandesit und die Kenyite auf eine solche zurückzuführen.

Wenn unter obigen Gesichtspunkten die Verbreitung der verschiedenen Basalttypen betrachtet wird, ist das charakteristische Auftreten des Atlantits in atlantischen Provinzen verständlich. Atlantitische Kristallisation bildet die Voraussetzung, daß die Differentiation zur Bildung relativ alkalireicher intermediärer und leukokrater Gesteine führt. Über die Ursachen, weshalb ein basaltisches Magma einmal essexitbasaltische, ein andermal atlantitische Kristallisation besitzt, sind kaum nähere Angaben zu machen und sie werden vom Verf. bei gegebener Anfangskonzentration auf die äußeren physikalisch-chemischen Bedingungen während des Frühstadiums der Kristallisation zurückgeführt.

Interessant ist die Feststellung, daß das Siebengebirge, als selbständige Provinz betrachtet, mit seinem ausgesprochenen Vorwiegen trachytischer und trachyandesitischer Gesteine gegenüber basaltischen völlig anders gartete Verhältnisse zeigt. Wenn man dem basaltischen Magma den Charakter eines Ausgangsmagmas zuspricht, so erscheint es nach des Verf.'s Darlegungen überhaupt fraglich, ob dem Siebengebirge magmatische Selbständigkeit zukommt. Möglicherweise soll es mit dem Westerwald eine magmatische Einheit bilden. Anderenfalls würde man, nach den aufgeschlossenen Gesteins-

vorkommen schließend, mit einem vom basaltischen wesentlich abweichenden Ausgangsmagma zu tun haben. Es ist aber nicht ausgeschlossen, daß vom basaltischen Magma eine ganze Schar von Entwicklungsbahnen ausgeht, die in ihrem mittleren Teil stärker voneinander abweichen, nach der Seite  $\text{SiO}_2$ -reicher Schmelzen, aber vielleicht ebenso wie auf der Seite basaltischer Schmelzen konvergieren.

Allgemein ist zu erwarten, daß dort, wo eine Differentiation eines basaltischen Magmas stattgefunden hat, die relative Verbreitung der Basalttypen im Eruptivgebiet auch in der relativen Verbreitung der entsprechenden intermediären und leukokraten Gesteine zum Ausdruck kommt. (Westerwald, Madeira vorwiegend Essexitbasalte, dementsprechend Trachydolerite und Trachyte — Nord-Nyassavulkane, Kanaren reich an Atlantiten, dementsprechend Tephrite und Phonolithe häufig.)

**Chudoba.**

**N. L. Bowen:** Source of Plateau basalts. (Bull. Geol. Soc. America. 40. 1929. 105. Abstract.)

Es wird die Möglichkeit erwogen, daß die Plateaubasalte einer peridotischen Zone entstammen könnten.

**Curt Teichert.**

**S. I. Shand:** Limestone and the Origin of Feldspathoidal Rocks. (Geolog. Mag. 67. 1930. 415—427.)

Eine ausführliche Wiedergabe der auf dem Internat. Geologenkongreß in Pretoria entwickelten Diskussionen über die Entstehung der Feldspatvertreter durch Kalkzusatz. Für die bekannte, von DALY vertretene Auffassung lassen sich die meisten Belege beibringen.

**O. Zedlitz.**

**Richard J. Lund:** Differentiation in the Cape Spencer flow. (The Amer. Miner. 15. 1930. 539—565.)

Um die Frage der Differentiation in Erstarrungsgesteinen vorwärts zu bringen, hat Verf. einen dicken triassischen Basaltstrom von Neuschottland eingehend untersucht. Dabei wurden die Ergebnisse von POWERS und LANE bestätigt. Einem Bohrloch wurden etwa alle 25 Fuß Proben des Stromes entnommen und diese mikroskopisch untersucht. Der Kap-Spencer-Strom ist der unterste und 556 Fuß mächtige von fünf Basaltströmen bei Kap d'Or. Die einzelnen Decken folgen ohne zwischenliegende Sedimente aufeinander und müssen demnach zeitlich rasch hintereinander ausgetreten sein. Die Farbe des Basaltes ist dunkelgrau bis dunkelgrünlich. Es treten auf Plagioklase, Pyroxene und untergeordnet Magnetit und Glas. Die Struktur ist ophitisch, die obersten 20 Fuß des Gesteins enthalten zahlreiche Blasenräume.

In 27 Proben wurden die prozentualen Anteile von Feldspat, Pyroxen und Magnetit + Glas bestimmt. Die Tabelle gibt die gefundenen Werte.

Tiefe in Fuß	% Feldspat	% Pyroxene	% Magnetit + Glas
36	43,4	32,6	24,0
61	36,1	36,8	27,1
86	33,65	36,7	29,65
86	37,6	39,6	22,8
111	38,8	43,4	17,8
136	55,1	31,9	13,0
161	40,05	46,05	13,9
161	50,3	42,8	6,9
161	51,8	44,9	3,3
161	52,0	44,0	4,0
188	53,8	40,5	5,7
198	59,3	32,4	8,3
248	50,3	47,4	2,3
261	45,9	51,8	2,3
286	48,4	47,4	4,2
288	52,2	43,1	4,7
291	54,0	42,6	3,4
314	47,1	48,0	4,9
336	49,5	48,0	2,5
361	44,4	49,5	6,1
386	44,0	51,4	4,6
411	51,0	47,6	1,4
436	43,7	46,8	9,5
461	47,4	48,6	4,0
486	52,0	45,0	3,0
511	47,5	44,1	8,4
536	50,9	42,9	6,2

Etwas oberhalb der mittleren Dicke der Basaltdecke ist eine deutliche Anreicherung der Feldspäte und etwas unterhalb eine geringere Anreicherung der Pyroxene festzustellen. Gegen die Oberfläche und weniger gegen die Basis zu nimmt der Gehalt an Magnetit und Glas zu.

13 optische Bestimmungen an Pyroxenen von 8 Tiefenstufen zeigten, daß die Brechungsindizes von der Basis aus stark ansteigen, um gegen die Mitte zu wieder zu fallen und dann wieder gegen den oberen Rand anzusteigen. Ebenso verhalten sich die Achsenwinkel. Die Auslöschungsschiefe  $Z \wedge c$  verläuft ähnlich, aber ohne Anstieg von der Basis aus. Die Doppelbrechung steigt von den Rändern gegen die Mitte zu an. Diese Bestimmungen geben aber kein einwandfreies Bild, weil die Achsenwinkel z. B. im einzelnen Kristall gelegentlich Schwankungen von  $+29^\circ$  bis zu  $-83^\circ$  zeigen. Ein Gehalt an Pigeonit scheint die Ursache zu sein.

Bei den Feldspäten wurden die Auslöschungsschiefen an neun Stellen geprüft, wobei sich herausstellte, daß eine kontinuierliche Abnahme an An-Molekül bis gegen die Mitte zu statt hat. Bei 248 Fuß ist die Zusammensetzung etwa  $Ab_{30}An_{70}$ , bei 198 Fuß  $Ab_{40}An_{60}$ , bei 161 Fuß  $Ab_{45}An_{55}$  und bei 61 Fuß  $Ab_{35}An_{65}$ . Im allgemeinen sind es also Labradorite.

Fünf chemische Analysen aus verschiedener Tiefe von POWERS und LANE (Trans. Am. Inst. Mining Met. Eng. 54. 1916. 452) standen zur Verfügung. Sie seien hier wiedergegeben.

	119 Fuß	167 Fuß	272 Fuß	377 Fuß	486 Fuß
SiO <sub>2</sub> . . . . .	52,5	53,00	51,92	51,76	51,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14,30	14,71	13,25	13,49	13,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	6,15	7,30	2,28	1,71	2,00
FeO . . . . .	5,14	3,32	7,16	7,42	7,80
MgO . . . . .	6,08	4,67	9,05	9,05	8,26
CaO . . . . .	9,08	9,40	11,22	11,62	10,80
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,56	4,11	2,42	2,38	2,58
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,66	0,71	0,64	0,67	0,69
H <sub>2</sub> O . . . . .	1,64	1,00	0,65	0,60	0,90
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,24	1,30	0,78	0,79	1,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,14	—	—	—	—
CuO . . . . .	0,002	—	—	—	—
MnO . . . . .	0,18	0,13	0,14	0,12	0,12
BaO . . . . .	Spur	Spur	Spur	—	—
Summe . . . . .	99,67	99,65	99,51	99,61	99,42
FeO : MgO . . . . .	0,846	0,711	0,791	0,820	0,944
FeO : MgO . . . . . (alles Fe als FeO)	1,76	2,12	1,02	0,990	1,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : FeO . . . . .	1,20	2,20	0,318	0,230	0,256

Das Verhältnis FeO : MgO nimmt allmählich ab von der Basis aus bis zur Tiefe von 119 Fuß, um von da aus gegen die Oberfläche stärker anzusteigen. Die Kurve für das Verhältnis FeO : MgO unter Berücksichtigung des gesamten Eisens als FeO folgt zunächst der ersten Kurve, zeigt aber ein Maximum bei 167 Fuß. Noch stärker ausgeprägt ist dieser Verlauf beim Verhältnis Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : FeO.

Es geht also aus diesem allem hervor, daß die Randpartien die ungefähre Zusammensetzung des Magmas wiedergeben, daß weiterhin die schwereren Pyroxene durch Gravitationswirkung in den unteren Teilen des Stromes angereichert wurden, was der Zunahme an Feldspäten in den oberen Teilen entspricht, da die Lösung reicher an Alkali wurde. Der höhere Gehalt an Glas + Magnetit in den höheren Teilen deutet auf die raschere Erstarrung hin. Die letzten Reste des Magmas in der Mitte des Stromes bringen die alkalischsten Feldspäte zur Kristallisation.

Die Übereinstimmung der Ergebnisse bei den verschiedenen Bestimmungen ist befriedigend. Abgesehen von den Randpartien, nimmt der Gehalt an Eisen gegen die Mitte zu ab. Eine Anreicherung in den Restlösungen, wie sie FENNER annimmt, konnte nicht beobachtet werden. Die Kristallisation begann an der Basis mit Plagioklasen der Zusammensetzung  $Ab_{27}An_{73}$  neben Pyroxenen. Später wurden die Feldspäte reicher an Ab. Die an der Basis auskristallisierten Pyroxene waren reicher an MgO als die Schmelze, wodurch letztere reicher an FeO wurde. Bis zu 411 Fuß kristallisierten dann Pyroxene mit zunehmendem FeO-Gehalt aus. Von da an aber nimmt der Gehalt an FeO in den Pyroxenen wieder ab. Gleichzeitig mit der Kristallisation bei 361 Fuß erfolgte diese bei 61 Fuß, was aus der Gleichartigkeit der Feldspäte gefolgert werden kann.

Graphische Darstellungen erläutern die Befunde. **Hans Himmel.**

**O. H. Erdmannsdörffer:** Die Syenite des Radautales im Harz als palingene Eruptiva. (Abh. d. Heidelberger Ak. d. Wiss. Math.-nat. Kl. 15. Abh. 1930. 61 S. u. 8 Taf.)

Vorkommen von Syenit sind in dem Gabbro-Granitgebiet des Brockenmassivs selten. Verf. hat einige dieser Vorkommen im Radautal näher untersucht und gefunden, daß diese stets verknüpft sind mit den Hornfelsen der Orthophyrgesteine. An einer Fundstelle, der vom Verf. so getauften „Breschenklippe“ im Köhlerloch, konnten megaskopisch Übergänge zwischen Syenit und Orthophyrhornfels festgestellt werden.

Ein ausführliches Kapitel behandelt die Petrographie der Nebengesteine und der Syenite. Die gabbroiden Gesteine des Harzburger Gabbromassivs zeigen starke Differenzierung, die bereits bei der Intrusion in Erscheinung trat. Die Volumverhältnisse beim normalen Gabbro der Steinbrüche ergeben: 54,5 Plagioklas (innen  $An_{75}$  —  $An_{68}$ , am Rand bis  $An_{44}$ ), 23,6 Pyroxene und Hornblenden, 0,5 Olivin, 4,8 Biotit, 2,5 Erze, 9,0 Orthoklas, 4,8 Quarz, 1,1 Apatit. In den fluidalen Gabbros überwiegt rhombischer über monoklinen Pyroxen. In dem mit dem Kieselschieferquarzit in Kontakt stehenden Gabbro ist das Mengenverhältnis 48,2 Plagioklas, 4,6 Orthoklas, 26,9 Pyroxen und Hornblende, 3,6 Biotit, 11,6 Quarz, 3,6 Eisenerz, 1,5 Apatit. Überall ist rhombischer Pyroxen von Bedeutung. In den Gesteinen, die neben rhombischem noch monoklinen Pyroxen und Biotit und Hornblende in größeren Mengen enthalten, führen Brechungsindex und Achsenwinkel nicht auf die gleiche Zusammensetzung des von WINCHELL für die Pyroxene gegebenen Diagrammes. Nach dem Achsenwinkel müßten 42—55 %  $FeSiO_3$  vorhanden sein, nach  $\gamma$  nur 32—34 %.

Von den den Gabbro durchsetzenden Pegmatiten sind nicht alle dem Brockengranit zuzurechnen. Bei manchen ist anzunehmen, daß sie spätmagmatische Differentiate des Gabbro sind. Die Gänge und Nebengesteine sind hier durch eine Zwischenzone von Mischgesteinen verbunden. In letzteren finden sich nach dem Volumen 36,4 Plagioklas, 21,9 Orthoklas, 28,5 Quarz, 10,8 Biotit und Hornblende, 2,4 Erze und Apatit. Die Mischgesteine sind als

Reaktionsprodukte zwischen dem verfestigten, aber noch nicht abgekühlten Gabbro und den granitischen Restlösungen aufzufassen.

Folgende Gesteine des Massivrahmens stehen im unteren Radautale mit dem Gabbromassiv im Kontakt: Wissenbacher Schiefer, Orthophyre und deren Taffe (Oberes Unterdevon), Cypridinenschiefer und Diabase (Oberdevon), Posidonienschiefer, Kieselschiefer und Grauwacken (Culm). Über diese Gesteine hat Verf. bereits früher berichtet (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 26. 1904. 1).

Am bemerkenswertesten sind die Syenite. In ihnen finden sich Orthoklaszwillinge nach dem Manebacher und Bavenoer Gesetz sowie nach (201) und eine neue Verwachsungsart mit der Zwillingsachse  $\perp$  [01]. Die Analyse eines Syenites mit monoklinen Pyroxenen von der Südseite des Steinbruches Köhlerloch ergab (EYME):

	Gew.-%	Mol.-%	Mineralbestand	
SiO <sub>2</sub> . . . .	64,53	71,53	Or <sub>70</sub> Ab <sub>30</sub> . . . .	70,4
TiO <sub>2</sub> . . . .	0,12	0,10	Ab <sub>30</sub> An <sub>20</sub> . . . .	1,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	13,42	8,88	Quarz . . . . .	9,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	1,02	0,43	Di <sub>40</sub> He <sub>60</sub> . . . .	16,1
FeO . . . . .	3,62	3,30	Magnetit . . . . .	1,5
MgO . . . . .	1,11	1,84	Pyrit . . . . .	0,1
CaO . . . . .	4,25	5,07	Apatit . . . . .	0,6
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,65	2,86	Titanit . . . . .	0,3
K <sub>2</sub> O . . . . .	8,25	5,87	(H <sub>2</sub> O) . . . . .	(0,5)
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,47	—	Summe . . . . .	100,0
S . . . . .	0,02	—		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,26	0,12		
Summe . . . . .	99,72	100,00		

Spez. Gew. 2,722.

An der Breschenklippe sind die Syenite sehr wechselnd zusammengesetzt. Die Analyse eines hellen, pyroxenfreien Syenites zeigte (J. JAKOB):

	Gew.-%	Mol.-%	Mineralbestand	
SiO <sub>2</sub> . . . .	65,70	75,03	Or <sub>90</sub> Ab <sub>10</sub> . . . .	91,4
TiO <sub>2</sub> . . . .	0,00	—	Quarz . . . . .	6,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	16,61	11,15	Eisenerz . . . . .	1,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	1,01	0,43	Rest (R <sub>2</sub> O) . . . .	0,8
FeO . . . . .	0,46	0,44		
MgO . . . . .	0,00	—		
CaO . . . . .	0,00	—		
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,92	1,02		
K <sub>2</sub> O . . . . .	15,03	10,95		
H <sub>2</sub> O + . . . .	0,26	0,98		
H <sub>2</sub> O — . . . .	0,05	—		
Summe . . . .	100,04	100,00		

Die melanokraten Pyroxensyenite zeigen folgende Zusammensetzung:

	Gew.-%	Mol.-%	Mineralbestand (Vol.-%)
SiO <sub>2</sub> . . . . .	50,2	50,8	Kalifeldspat . . . 18,3
TiO <sub>2</sub> . . . . .	4,6	3,5	Pyroxen . . . . . 72,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,6	1,6	Quarz . . . . . 3,7
FeO . . . . .	17,8	15,3	Ilmenit . . . . . 5,6
MgO . . . . .	5,1	7,8	
CaO . . . . .	17,6	19,3	
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,5	0,5	
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,8	1,2	
Summe . . . . .	100,2	100,0	

Dieses seltsame Gestein hat gewisse Ähnlichkeit mit dem Tveitastit von BRÖGGER. Die Hornblende und rhombischen Pyroxen führenden Syenite sind dunkle Gesteine. Die chemische Zusammensetzung zweier Typen sei hier gegeben (J. JAKOB). 1. ist ein hornblendereiches Gestein, 2. ein Bronzitsyenit.

	1.		2.		Mineralbestand (Vol.-%)	
	Gew.-%	Mol.-%	Gew.-%	Mol.-%	1.	2.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	62,08	65,79	53,65	55,42	Kalifeldspat . . .	58,3 44,4
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,86	0,68	3,21	2,49	Pyroxene . . . . .	— 43,3
ZrO <sub>2</sub> . . . . .	0,03	0,02	0,00	—	Hornblende . . . .	32,9 1,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	10,35	6,44	9,16	5,56	Biotit . . . . .	— 6,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,23	0,49	2,19	0,85	Quarz . . . . .	6,8 —
FeO . . . . .	2,74	2,43	12,14	10,48	Eisenerze . . . .	2,0 4,0
MnO . . . . .	0,06	0,05	0,17	0,15		
MgO . . . . .	6,67	10,53	8,99	13,83		
CaO . . . . .	3,10	3,52	1,17	1,30		
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,81	2,88	3,27	3,27		
K <sub>2</sub> O . . . . .	9,92	6,70	4,86	3,20		
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,13	0,46	1,00	3,44		
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,06	—	0,10	—		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,02	0,01	0,03	0,01		
Summe . . . . .	100,06	100,00	99,94	100,00		

Hornblende-Bronzitsyenit und Pyroxensyenit gehen ineinander über, doch läßt sich feststellen, daß ersterer älter ist. Von besonderer Bedeutung ist der Kontakt Syenit—Nebengestein. An der Schmalenbergklippe, wo Syenit und Diabas im Kontakt stehen, ist keine Vermischung bemerkbar. Ein Pyroxenkontaktsaum bildet die Grenze. Hydrothermal ist später die Kontakthornblende in Chlorit umgewandelt worden. Am Wilhelmsblick, wo der Syenit mit Orthophyrhornfels zusammentrifft, ist eine Vermischung eingetreten. Die Mandelräume des Hornfelses zeigen häufig einen Granatrand und ein einheitliches Korn von Syenitfeldspat im Innern. An der Breschenklippe findet man zahlreiche Einschlüsse von Orthophyrhornfels im Syenit, und zwar makroskopisch nur in den Pyroxensyeniten. In den Hornblende-Bronzitsyeniten sind Relikte mikroskopisch ebenfalls deutlich wahrnehmbar.

In allen diesen Fällen ist demnach eine deutliche Syenitisierung eingetreten, die besonders bei den Mandelsteinen in Erscheinung tritt. Die Gestalt der Orthophyrmanteln ist noch erhalten in Form geschlossener oder offener Silikatringe (namentlich Pyroxen) in Syenitfeldspäten. Hat die Syenitisierung ihr Maximum erreicht, so findet man Granatsyenite, die kaum noch Texturrelikte erkennen lassen. Die chemische Analyse eines solchen Gesteins sei hier gegeben (J. JAKOB).

	Gew.-%	Mol.-%	Norm	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	52,25	60,08		
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,11	0,95	Or . . . . .	49,2
ZrO <sub>2</sub> . . . . .	0,11	0,06	Ab . . . . .	4,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,69	9,22	An . . . . .	3,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,67	2,00	Ne . . . . .	7,1
FeO . . . . .	3,33	3,19	Woll. . . . .	17,5
MnO . . . . .	0,11	0,10	Diopsid . . . .	8,0
MgO . . . . .	1,23	2,10	Magnetit . . . .	6,8
CaO . . . . .	11,53	13,85	Ilmenit . . . . .	2,1
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,07	2,30	Apatit . . . . .	0,8
K <sub>2</sub> O . . . . .	8,19	5,98	Zirkon . . . . .	0,2
H <sub>2</sub> O + . . . . .	1,00	—		
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,24	—		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,35	0,17		
Summe . . . . .	99,88	100,00		

Zwischen Hornfels und Granatsyenit bilden die syenitischen Orthophyre eine kontinuierliche Übergangsreihe. Der in allen diesen Gesteinen gefundene Prehnit dürfte als Absatz aus Restlösungen in hydrothermalen Phase anzusehen sein.

In einem Kapitel über die chemischen Verhältnisse der Gesteine des in Frage stehenden Gebietes wird gezeigt, daß sich wohl die Gabbro-Granit-Gesteine in ein gesetzmäßiges Stoffbild einfügen, daß die Orthophyre dagegen wohl vor allem infolge prämetamorpher Zersetzung keine normalen Diagrammkurven ergeben. Vergleicht man schließlich noch die stoffliche Zusammensetzung der Syenite mit der der Orthophyre und Gabbros, so erkennt man, daß es sich nicht um eine Mischung der beiden letztgenannten Gesteine handeln kann, aus denen dann Syenit entstanden wäre. Vielmehr handelt es sich bei den Syeniten um Bildungen, die ihre Entstehung einer Palingenese — einer Wiederauflösung — verdanken, wobei die Orthophyre das Ausgangsmaterial stellten. Die thermische Energie lieferte das Gabbromagma, dessen Temperatur vom Verf. auf etwa 1000° geschätzt wird. Durch den Kontakt dieses Magmas mit den Orthophyren wurden letztere palingen syenitisiert, wobei partielle Lösung der Hornfelse in situ eintrat. Der Vorgang spielte sich in zwei Etappen ab. In einer ersten kommt es zur Bildung der dunklen Pyroxen- und Hornblende-Syenite, wobei die Temperatur so hoch liegt, daß der Biotit der Hornfelse in rhombischen Pyroxen übergeführt wird. Eine zweite Etappe führt zur Bildung der hellen Syenite, wobei die Pyroxene

des Nebengesteins nicht mehr angegriffen werden, nur die Hornblende zu Chlorit umgewandelt wird. Die Temperatur reichte zur völligen Auflösung eingeschlossener Orthophyrhornfelse nicht mehr aus.

Die hier gefundenen Syenite lassen sich keinem Magmentypus richtig zuordnen, nur die letzten Differentiate, die hellen Pyroxensyenite, nähern sich den syenitgranitischen Magmen. In ihrem Stoffbestand neigen sie alle Alkaligesteinen zu. Da sie demnach abnorme Gesteine darstellen, wurden sie nicht mit neuen Namen belegt, die nur für eine Örtlichkeit gelten würden.

Hans Himmel.

### Metamorphose. (Kristalline Schiefer.)

**Frank D'Adams:** The transfusion of matter from one solid to another under the influence of heat — a new factor in the process of metamorphism. (Canad. Journ. of Research. 2. 1930. 153—161.)

Es werden Beobachtungen mitgeteilt, die beim Brennen von Magnesitklinkern gemacht werden konnten und die einen experimentellen Beitrag liefern zu den bislang nur unvollkommen aufgeklärten Vorgängen bei der Gesteinsmetamorphose.

Ein aus totgebranntem österreichischem Magnesit bestehender Ziegel und ein an  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  und CaO reicher synthetischer Klinker wurden nebeneinander im Ofen bis  $1410^\circ$  erhitzt, wobei sich der synthetische Ziegel etwas deformierte und mit einer Kante an den anderen anlegte. Beim Herausnehmen zeigte sich schon äußerlich an dem österreichischen Magnesit eine von der Berührungsstelle ausgehende Veränderung, die sich bis auf etwa ein Zoll Entfernung erstreckte. An der Berührungsstelle selbst war der Magnesit glasig geworden, in einer etwas weiter entfernten Zone rötlicher und in einer dritten noch weiter weg liegenden Zone dunkler als der normale Ziegel. Willkürlich begrenzte Apophysen dieser dritten Zone ragten in den unveränderten Ziegel hinein. Genaue Analysen jeder dieser Regionen ließen die drei Zonen auch chemisch klar erkennen. In der Aufstellung ist die Berührungszone mit c, die entfernteste Zone mit a bezeichnet.

	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	CaO
Synthetischer Ziegel . . .	1,0	1,0	22,4	8,4
c . . . . .	0,6	0,5	17,2	4,0
b . . . . .	1,6	1,3	15,6	5,4
a . . . . .	3,5	1,7	12,4	6,3
Magnesit-Ziegel . . . . .	2,3	0,9	8,3	2,4

Es zeigt sich deutlich eine Wanderung der chemischen Bestandteile.  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und CaO nehmen gegen den Kontakt zu ab,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  und  $\text{MgO}$  dagegen

in umgekehrter Richtung. Offensichtlich hat dabei ein Materialtransport von dem synthetischen Ziegel zu dem Magnesitziegel stattgefunden, wie ein Vergleich mit den Ausgangsziegeln zeigt. [Eine Analyse der Kantenregion des synthetischen Ziegels nach dem Brennen ist leider nicht gegeben. — Ref.] Es liegt also hier ein Stoffwechsel in sehr kurzer Zeit — schätzungsweise 20 Stunden — vor ohne flüssiges oder fluides Zwischenstadium, ein Vorgang, der sicher auch in der Natur statt hat. Daß dabei neue Verbindungen und feste Lösungen entstehen, ist sehr wahrscheinlich. Die hier in Frage kommenden bisher bekannten Verbindungen werden kurz besprochen.

Hans Himmel.

**F. Coles Phillips:** Some mineralogical and chemical changes induced by progressive metamorphism in the Green Beds group of the Scottish Dalradian. (Min. Mag. 22. 1930. No. 129. 239—256.)

Die Green Beds des schottischen Dalradian stellen eine Gruppe von Schiefen sedimentären Ursprungs dar, deren Material basischen Eruptivgesteinen entstammt und ziemlich unvermengt ist mit anderen Gesteinstrümmern. Von dieser Gesteinsserie, bei der sich deutlich das Fortschreiten der Metamorphose bestimmen läßt, lag bislang nur eine Analyse vor (6). Fünf neue Analysen von Gesteinen und drei von Mineralien wurden deshalb zugefügt (1—5 und 7—9). Obwohl diese Gesteinsanalysen stark abweichenden  $\text{SiO}_2$ -Gehalt aufweisen, läßt sich doch mit Hilfe der NIGGLI-Werte für al, alk, fm, c, k, mg zeigen, daß die Gesteine einen einheitlichen Typus, etwa den eines gabbroiden Magmas, verkörpern.

Die Hauptentwicklung der Green Beds liegt zwischen den Loch Lomond- und den Loch Tay-Serien. Sie erstrecken sich in einer Zone von Kintyre nordostwärts bis Glen Clova. In ihrem Verlauf läßt sich zunehmende Metamorphose in Gürteln von SW nach NO nachweisen.

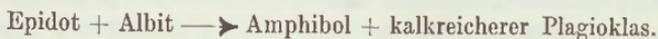
Den niedrigsten Metamorphosierungsgrad stellen die Chlorit-Epidot-Albit-Schiefer dar mit reichlich Chlorit von grünlichgelber Farbe. Epidot ist unregelmäßig verteilt, doch läßt sich manchmal gerade dadurch der sedimentäre Charakter der Gesteine noch erkennen. In völlig wechselnder Menge tritt Quarz auf, akzessorisch außerdem Magnetit, Pyrit, Titaneisen, Sphen, Rutil, Apatit, Turmalin und ein Carbonatmineral. Sporadisch tritt ein fast farbloser Glimmer auf, während das Vorhandensein von Biotit stets schon auf etwas stärker metamorphosierte Schichten schließen läßt.

So gehen die Green Beds mit Zunahme an Biotit ganz allmählich in die Biotitzone über ohne weitere Mineralneubildungen. Das Gestein, dessen Analyse unter 1 gegeben ist, enthält etwa 51 Quarz, 20 Epidot, 14 Albit, 12 Biotit. In der nächsten, der Granatzone, finden sich neben Granat Biotit von rotbrauner Farbe, Hornblende, Epidot, Chlorit in geringer Menge. Die Hornblende zeigt ziemlich einheitlichen Pleochroismus  $\alpha$  gelblich,  $\beta$  bräunlichgrün,  $\gamma$  bläulichgrün; Auslöschung  $\gamma : c = 20^\circ$ . Südwestlich von Glen Clova tritt noch stärkere Metamorphosierung auf, ohne daß das Cyanit-Sillimanit-

Stadium erreicht würde. Als Hauptmineral findet sich hier Hornblende und es ist schwer, die Schiefer von den doleritischen Intrusionen zu unterscheiden.

Einem besonderen Studium wurden die Feldspäte unterworfen, die, wie zu erwarten, in der Chloritzone aus Albit mit höchstens bis 3—4 An bestanden. Bei Glen Clova betrug der Gehalt der Plagioklase an An 29—35 %. Von den Zwillingen waren 60 % nach dem Albitgesetz, 17 % nach dem Periklingesetz, 16 % nach dem Karlsbader Gesetz und 7 % nach anderen Gesetzen verzwillingt. Von den Periklinzwillingen enthielten 80 % mehr als 25 An. Die Spaltbarkeit nach (001) und nach (010) tritt gegen die nach (110) bei den Feldspäten der Green Beds zurück. Die von BECKE für metamorphe Feldspäte gefundene umgekehrte Zonarstruktur konnte auch hier bei den Oligoklas-Andesinen festgestellt werden. Allgemein wurde gefunden, daß An erst in der Granatzone in merklichen Mengen in den Plagioklasen auftritt. In den benachbarten Epidioritsills sind die Zusammensetzungs-Verhältnisse der Feldspäte ganz entsprechend.

Da bei stärkerer Metamorphose zunächst grünbrauner Biotit auftritt, wurde dieser genauer untersucht und analysiert (7);  $\gamma = 1,63$ . Die Analyse eines Biotites aus einer stärker beanspruchten Zone, dessen Farbe dem vorhergehenden ähnelt, wurde unter 8 beigefügt. Ebenso wurde ein Granat analysiert (9), der ein Verhältnis  $\text{FeO} : \text{MgO} = 3,1$  aufwies; spez. Gew. 4,00, Brechungsindex 1,80. Das Auftreten der Hornblende in den stärker metamorphosierten Teilen findet seine Erklärung durch:



Die folgende Tabelle gibt die verschiedenen Analysen.

1. Biotit-Epidot-Albit-Schiefer von Ballochandrian, westlich des Flusses Glendaruel, Cowal, Argyllshire. Anal. W. H. HERDSMAN.
2. Epidot-Biotit-Hornblende-Schiefer von der Südseite von Loch Boltachan, 1 Meile nördlich St. Fillans, Loch Earn, Perthshire. Anal. W. H. HERDSMAN.
3. Granathaltiger Biotit-Hornblende-Schiefer, Pittiely Burn, ost-süd-östlich von Aberfeldy, Perthshire. Anal. W. H. HERDSMAN.
4. Granathaltiger Hornblendeschiefer, Dalnacarn Craig, Kirkmichael-Straße, 5 Meilen nordöstlich von Pitlochry, Perthshire. Anal. W. H. HERDSMAN.
5. Hornblende-Biotit-Plagioklas-Schiefer, Glen Clova, Forfarshire. Anal. W. H. HERDSMAN.
6. Biotit-Hornblende-Schiefer, nördlich Ardlui-Station, Dumbartonshire. Anal. W. POLLARD.
7. Grüner Biotit. Ballochandrian, Cowal, Argyllshire. Anal. F. COLES PHILLIPS.
8. Grünlichbrauner Biotit, Hill of Strone, Forfarshire. Anal. W. H. HERDSMAN.
9. Granat, Dalnacarn Craig, nordöstlich Pitlochry, Perthshire. Anal. W. H. HERDSMAN.

	1.	2.	3.	4.	5.	6. <sup>1</sup>	7.	8.	9.
SiO <sub>2</sub>	73,25	50,80	58,90	46,10	56,20	48,28	38,14	38,20	38,40
TiO <sub>2</sub>	0,35	1,26	1,02	1,90	1,17	1,37	0,23	1,72	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,06	14,21	14,28	17,42	15,26	13,20	16,92	18,57	21,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,80	4,57	1,08	3,47	3,75	2,60	7,37	1,73	6,07
FeO	2,44	6,49	8,28	9,73	6,40	11,35	11,25	13,23	21,34
MnO	Spur	0,40	0,13	0,44	0,22	0,77	0,53	0,00	2,84
MgO	1,88	6,08	4,58	7,60	5,25	7,67	9,84	14,93	3,75
CaO	5,14	10,55	4,40	9,18	6,38	7,35	1,27	1,85	6,30
Na <sub>2</sub> O	1,80	0,36	3,64	1,36	3,30	2,63	0,20	3,01	—
K <sub>2</sub> O	1,08	0,66	1,09	1,28	1,05	2,02	7,60	4,88	—
H <sub>2</sub> O —	0,10	0,20	0,50	0,00	0,30	0,07	} (6,65) }	} 0,10	} Spur
H <sub>2</sub> O +	1,00	3,58	1,90	1,60	0,70	2,14			
CO <sub>2</sub>	0,00	0,72	0,00	0,00	0,00	0,91	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Spur	Spur	0,05	Spur	0,05	0,21	—	—	—
S	Spur	0,00	Spur	0,00	Spur	0,03	—	—	—
	99,90	99,88	99,85	100,08	100,03	100,60	100,00	99,82	99,98

Hans Himmel.

**G. Fischer:** Die Gesteine der metamorphen Zone von Wippra mit besonderer Berücksichtigung der Grünschiefer. (Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1929. Neue Folge. H. 121. 64 S. Mit 7 Taf.)

Es handelt sich um das von LOSSEN als „metamorphe Zone des Südostharzes“ oder kurz als „Zone von Wippra“ bezeichnete Gebiet, in welchem durch neuere Fossilfunde ein neues stratigraphisches Schema an Stelle des alten gesetzt wurde. Dadurch ist auch die Deutung der metamorphen Randschichten aufs Neue zur Diskussion gestellt worden.

Der erste Hauptteil der Arbeit umfaßt eine eingehende petrographische Beschreibung einer Reihe von Gesteinstypen aus der metamorphen Zone, die nach ihrer Zusammengehörigkeit geordnet werden.

Aus der Zone der Graptolithenschiefer östlich Volkmannrode sind die Diabase erwähnenswert, welche in Mengen das ganze Graptolithengebiet durchschwärmen und keine Altersgleichheit mit den Schiefen besitzen. Diese Diabase zeigen bereits deutliche Spuren einer Metamorphose. Als Neubildungen treten, sowohl im Gefüge, als auch auf Klüften grüne Hornblendenauf, die den übrigen Diabasen des Silurgebietes fehlen.

In der Zone der Karpholithschiefer wird von der bisher mineralogisch definierten Einteilung der Gesteine Abstand genommen und drei verschiedene, im Felde auseinanderzuhaltende Typen angegeben: 1. Der dünnspittrige Rotschiefer der Karpholithschiefer. 2. Die Ottrelithschiefer. 3. Die Karpholithschiefer.

<sup>1</sup> Dieser Analyse sind noch 0,02 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0,04 (Co, Ni)O und 0,05 V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> zuzufügen.

Die Grünschieferzone wird durch eine Reihe von typischen Gesteinen charakterisiert. Zur Untersuchung der Diabasgrünschiefer wurde ein fortlaufendes Profil gebirgsorientierter Proben entnommen, welche die allmählichen Änderungen mineralischer und struktureller Art quer zum Streichen erkennen lassen. Der Orthogrünschiefer am Pferdekopf an der Straße Wippra—Sangerhausen führte zur Feststellung mehrerer, aus der Zone von Wippra noch nicht bekannter Mineralien: Fuchsit, Leptochlorit von glimmerähnlicher Doppelbrechung und pleochroitischer, chromhaltiger? Klinozoisit. Außerdem wurden Pseudomorphosen von Leptochlorit nach Epidot beobachtet.

Der Mineralgehalt der Grünschiefer ändert sich mit zunehmender Metamorphose wie folgt:

1. Reliktische Mineralien mit z. T. noch erhaltener Erstarrungsstruktur.
2. Chlorit, Epidot, Albit und Leukoxen.
3. Albit, Epidot, grüne Hornblende und Leukoxen.
4. Calcit, Quarz, Sericit, Chlorit und Leukoxen.

Interessante Beobachtungen werden auch von den Paragesteinen der Grünschieferzone mitgeteilt. Zum Mineralbestand dieser Schiefer gehört Thuringit, Crossit, Granat, Leptochlorit u. a.

Im zweiten Teil erfolgt die Auswertung der Beobachtungen. Die Quarzite nördlich der Karpholithzone sind Unteres Obersilur. Für die Karpholithschiefer, Klippmühlquarzite und Grünschiefer ist ein präobersilurisches Alter wahrscheinlich.

Die Grünschiefer und Ottrelithschiefer haben eine zweiphasige Metamorphose erlitten, deren erste sich bei höherer Temperatur und relativer Ruhe gegenüber der zweiten vollzogen hat. Es muß als möglich betrachtet werden, daß ein längerer Zeitraum zwischen beiden liegt. Die „Stieger“ Schichten, welche die Selke- wie die Stieger Mulde umrahmen, sind in teilweise metamorphem Zustand in ihren jetzigen Verband tektonisch eingeschaltet worden. Sie sollen daher horizontale Verfrachtungen von mindestens 20 km erlitten haben.

Auf den beigegebenen 7 Tafeln sind gute Mikrophotographien der verschiedenen Gesteine des Gebietes wiedergegeben.

**Chudoba.**

**E. Beyenburg:** Kalkaugenphyllit, ein neues Gestein aus dem Oberen Gedinne des Hunsrücks. (Zs. D. G. Ges. 1930. 318 ff. Mit 1 Taf.)

In Schichten des Oberen Gedinne (Schichten von Oignies) im südöstlichen Hunsrück südlich von Stromberg liegen in rotvioletten phyllitischen Schiefnern lang ausgewalzte Linsen, „deren weißer Kalkkern von einem stark chloritisierten Muscovitmantel umhüllt wird“. Dieses Gestein, das noch nicht in der Literatur beschrieben ist, wird wegen seiner porphyroplastischen Struktur **Kalkaugenphyllit** genannt.

**Zimmermann.**

## Radioaktivität der Gesteine und des Wassers.

**B. Nikitin et L. Komleff:** La teneur en radium des eaux pétrolifères de Bakou et du Daghestan. (C. R. 191. 1930. 325.)

Die reichsten Radiumwässer sind die der Erdöllagerstätten. Sie enthalten bis  $1,83 \cdot 10^{-9}$  % Radium, ja sogar bis  $1,4 \cdot 10^{-8}$ . In allen anderen Wässern, Thermalquellen eingeschlossen, hat man höchstens  $2,5 \cdot 10^{-11}$  % Radium festgestellt.

Es wurden 72 Proben in Baku entnommen und durch die Emanationsmethode mit dem Elektrometer von SCHMIDT gemessen. Am reichsten erwiesen sich die Wässer von Bibi-Eibat, die im Mittel  $3 \times 10^{-11}$  % Radium enthalten. Einmal wurden  $1,6 \cdot 10^{-10}$  % festgestellt. Es ist auffallend, daß benachbarte Wässer derselben Schichten und derselben chemischen Zusammensetzung verschiedene Radiummengen enthalten.

Von Daghestan im Kaukasus wurden 22 Proben bei der Station Berikei untersucht. Diese enthielten im allgemeinen  $1,2 \cdot 10^{-10}$  % Radium und etwa 0,03 % Barium. Es ist aber kein proportionales Verhältnis zwischen dem Gehalt an Barium und Radium zu erkennen. Die Menge des Radiums, die von einer Quelle mit 640 000 l Wasser täglich in einem Jahr an die Erdoberfläche gebracht wird, beträgt 0,2 g.

**M. Henglein.**

**Herculano de Carvalho:** Présence de l'uranium dans les eaux minérales; rapport de cet élément avec le radium. (C. R. 191. 1930. 95.)

Die Wässer der zwölf Quellen der Gegend von Caria in Castelleiro-Portugal sind nach BARDET nur schwach mineralisiert. Ihr Rückstand geht nicht über 90 mg pro Liter. Nach PIÉRY und MILHAUD gehören sie zur Gruppe der radioaktiven Wässer. Das Wasser von Marinetto enthält  $3,4 \cdot 10^{-11}$  g Radium im Liter. Das Granitgebiet, aus dem die Quellen kommen, ist reich an Uranmineralien. Die analytischen Bestimmungen von Uran in den Wässern und besonders in radioaktiven Ablagerungen sind sehr selten. CH. LEPIERRÉ hat in einem Rückstand von 2000 l Schwefelwasser von S. Vicente in Portugal  $1 \cdot 10^{-8}$  g, pro Liter umgerechnet, nachgewiesen. Verf. hat jeweils 40 l einer jeden Quelle, welche von Radium durch Bariumsulfat befreit waren, untersucht und gefunden, daß der Gehalt im Liter  $10^{-6}$  g Uran betrug. Eines der Wässer (Favacal II), das nur  $0,4 \cdot 10^{-12}$  g Radium enthielt, hatte  $10^{-6}$  g Uran. Für dieses Wasser stimmt auch das von BOLWOOD angenommene Verhältnis  $3,4 \cdot 10^{-7}$ . Für die übrigen, an Radium reicheren Wässer ist das Verhältnis größer.

In dem Gestein von Favacal II ist der Urangehalt 0,03 %. Wenn das Gestein dieselbe Zusammensetzung wie der Rückstand hätte, so müßte das Wasser  $1,66 \cdot 10^{-5}$  g Uran enthalten. Da nun 16mal weniger gefunden wurde, so hat eine Anreicherung im Gestein stattgefunden. Jedenfalls hat Verf. nachgewiesen, daß das Uran das Radium in den radioaktiven Wässern begleitet, daß aber das Verhältnis Ra:U nicht konstant ist. **M. Henglein.**

## Petrographisch-tektonisches Grenzgebiet.

- Sander, B., E. Felkel, F. K. Drescher: Festigkeit und Gefügerregel am Beispiel eines Marmors. (Dies. Jb. Beil.-Bd. 59. A. 1—26.)
- Wong, W. H.: Crustal Movements and igneous Activity in Eastern China since mesozoic time. (Bull. Geol. Soc. China. 6. 1927. 9—36.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 573—574.
- Wellhöfer, Bernhard: Klufftektonische Untersuchungen in der nördlichen Frankenalb. (Abh. d. naturhist. Ges. zu Nürnberg. 23. 1929. 1. Heft.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. III. 175.

**B. Sander und G. Sachs:** Zur röntgenoptischen Gefügeanalyse von Gesteinen. (Zs. Krist. 75. 1930. 550—571. Mit 24 Textfiguren.)

Von petrographischer Seite ist die weite Verbreitung geregelter Korngefüge unter den Gesteinen nachgewiesen und ihre Deutung mit optischen Hilfsmitteln durchgeführt worden.

Im ersten Teil der Arbeit werden nun von B. SANDER die Aufgaben und Möglichkeiten der röntgenoptischen Gefügeanalyse erörtert. Diese hat zunächst den methodischen Wert einer Kontrolle der optisch ermittelten Lagenkugelbesetzung. Der Schwierigkeit, welche in der von FEDOROW geforderten Minimalgröße und der von der DEBYE-SCHERRER'schen Methode gewünschten Maximalgröße der Körner liegt, wird begegnet, indem der statistische Effekt nicht von einer genügend viele Körner enthaltenden Dicke des unbewegten Plättchens, sondern von einer genügend viele Körner enthaltenden Fläche des Plättchens bei Bewegung desselben streng parallel zu sich selbst geliefert wird. Im Gegensatz zum üblichen Tiefdiagramm wird hierdurch nach des Verf.'s Vorschlag ein „DEBYE-SCHERRER-Flachdiagramm“ erzielt. Auf diese Weise ist auch die Verwendung desselben Dünnschliffes für die optische und röntgenoptische Analyse gewährleistet. Da hierbei nicht die durchdringenden, sondern die zurückgeworfenen Interferenzen des Primärstrahls auf die Platte kommen, sind nach dieser Methode auch Anschliffe und die geregelten Belege (Harnischmylonite) von Gleitflächen im Gestein verwendbar.

Den wertvollsten Beitrag liefert die röntgenoptische Gefügeanalyse in der eindeutigen Festlegung der Kristallitenlagen, wobei es häufig genügt, lediglich die Symmetrie des geregelten Gefüges zu bestimmen. Die optischen Symmetrie-Elemente der Lagenkugel (Lo) können bei scharf geregelten Gefügen die gleiche röntgenoptische Symmetrie (Lr) verursachen, doch kann die Symmetrie Lr höher sein als die von Lo. Bei dieser Betrachtung fällt die statistische Gleichrichtung von Körnerformen (Regeln nach der Korngestalt) fort und es ist nur ein Regeln nach dem Kornbau ersichtlich, welches Beiträge zur Mechanik des Einregelungsvorganges liefert.

Im DEBYE-SCHERRER-Diagramm (Dr) kommen die einzelnen Interferenzkreise zur Beachtung. Die Verteilung der Intensität auf einem bestimmten einzelnen Interferenzkreis und damit die ablesbare Symmetrie eines bestimmten einzelnen Interferenzkreises ist der Lagenkugelbesetzung zugeordnet. Hierbei scheint die Übertragbarkeit auf Gefüge aus mehreren Kristallarten gewährleistet zu sein.

In einem weiteren Abschnitt werden Röntgenaufnahmen von G. SACHS diskutiert, ob und wie die Symmetrieelemente parallel zum Primärstrahl zum Ausdruck kommen, da grundsätzlich geregelte Gefüge von trikliner, monokliner und rhombischer Symmetrie voneinander zu unterscheiden sind. Als Beispiele dienen nur reine Quarzgefüge, tektonisch dünnegeplättet. Der Deformationsakt ist überdauert von der Kristallisation (vorkristalline Deformation); die Gefügekörner sind mechanisch unbeschädigt.

Es ergibt sich, daß man für die weitverbreiteten Quarztektonite durch eine Röntgenaufnahme mit Primärstrahl  $\perp$  (ab) = Plättungsfläche des Gesteins die Symmetrieebene (ac) feststellen kann und damit die Gleitgerade des Gesteins oder des Quarzbelages auf einer Gleitfläche desselben, falls Korngröße, Präparationsschwierigkeiten oder Zeitmangel eine optische Gefügeanalyse nicht zulassen.

Im tektonischen Quarzgefüge wird aber nicht nur die Quarzhauptachse in die Gefügleitgerade, sondern auch eine Prismenfläche in die Gefügleitfläche eingeregelt.

Der zweite Teil der Abhandlung zeigt die Auswertung der Röntgenaufnahme eines Quarzgefüges nach den für Metallgefüge üblichen Methoden.

**Chudoba.**

**Adolf Pabst:** „Pressure shadows“ and the measurement of the orientation of minerals in rocks. (The Amer. Miner. 16. 1931. 55—70.)

Druckschatten (pressure shadows), Streckungshöfe, sind deutlich zu beobachten bei Pyrit-Porphyrblasten in der Calaveras-Formation von Carson Hill in der Mother Lode-Region von Kalifornien. Von anderen Stellen dieser Region sind solche Druckschatten bereits bekannt. Die beschriebenen Erscheinungen finden sich in schieferigen metamorphen Graphitschiefern. Die Schieferung streicht einheitlich NW und fällt nach NE steil ein. Die bis 5 mm großen Pyritkristalle sind sporadisch durch das ganze Gestein verteilt. Sie zeigen keinerlei Orientierung in bezug auf die Textur des Mutter-

gesteins. Namentlich bei größeren Kristallen sind die Höfe manchmal ebenso groß wie die Kristalle selbst und dann auch makroskopisch wahrnehmbar.

Mikroskopisch erkennt man diese Höfe bei allen Pyritkristallen. Sie sind gestreckt in Richtung der Schieferung und finden sich häufig an beiden Enden des Kristalles, ja manchmal umgibt ein Saum den ganzen Kristall. Die Gestalt der Höfe hängt von der Lage des Porphyroblasten zur Schieferung ab. Wo die Würfelflächen senkrecht zur Schieferung stehen, haben die Höfe rechteckige Form, wo sie schief stehen, sind die Schatten häufig keilförmig. Die Höfe zeigen meist ebene Begrenzung. Die Mineralien der Höfe sind vor allem Quarz, dann Chlorit (vermutlich Pennin), Carbonate (Calcit und Ankerit) und Sericit. Am deutlichsten sind die Druckschatten in den graphitreichsten Partien. Sie bestehen hier aus Federquarz mit untergeordneten Anteilen der anderen Minerale. Sie sind völlig frei von Resten der Grundmasse. Die Quarzkörner sind senkrecht zu den Würfelflächen des Pyrits gestreckt. Körniger Quarz und die anderen Minerale finden sich vorwiegend in den äußeren Teilen der Höfe.

Um die kristallographische Orientierung der Quarzkörner solcher Federquarze zu finden, wurden sie nach der Universal-Drehtisch-Methode untersucht. Diese Methode wird hier ebenso wie die graphische Darstellung der Ergebnisse genauer beschrieben, bietet jedoch nichts Neues und richtet sich ganz nach der von W. SCHMIDT gegebenen Methodik.

Die größte Zahl der nach dieser Methode in einem Hof meßbaren Quarzkristalle war 81, was zur sicheren Bestimmung der Orientierung etwas wenig ist. Es wurden deshalb alle Beobachtungen bei den verschiedenen Höfen in ein Diagramm eingetragen, doch konnte auch hierbei keine Abhängigkeit der Orientierung von der Streckung festgestellt werden. Ebensowenig besteht eine Abhängigkeit von der Würfelfläche des zugehörigen Pyrites, d. h. die Längserstreckung der Quarzkörner fällt nicht mit einer kristallographischen Orientierung zusammen. Diese Beobachtung steht im Widerspruch zu der von G. FISCHER, der angibt, daß die c-Achsen der Quarze senkrecht zur Würfeloberfläche stehen. Auch bei Carbonatkörnern konnte keine Orientierung festgestellt werden.

In bezug auf die Erklärung der Erscheinung schließt sich Verf. den Anschauungen von O. MÜGGE an, der annimmt, daß das faserige Aggregat, das normal zur Oberfläche steht, dann keine kristallographische Orientierung zeigt, wenn die Öffnung des Hohlraumes langsamer erfolgt als die minimalste Wachstumsgeschwindigkeit der Kristallkörner.

Hans Himmel.

**G. Fischer;** Statistische Darstellungsmethoden in der tektonischen Forschung. (Sitz.-Ber. Preuß. Geol. Landesanst. 1930. 4—25. Mit 17 Abb.)

Die Studie gibt einen Überblick über die einzelnen tektonischen Größen, die zu statistischer Zusammenfassung geeignet sind, und entwickelt die bisher gebräuchlichen statistischen Darstellungsmethoden. An Hand von Beispielen werden die Vor- und Nachteile und das Erreichbare besprochen.

G. Fischer.

**Bruno Sander:** Über einige Glimmergefüge. Mit Beiträgen von O. SCHMIEDEGG und K. DORN. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. geol. Landesanst. Darmstadt. 10. 1928. 5. F. 180—208.)

An einem Biotit-Gürteltektonit mit Umfältelungsachse und rotierten Querbiotiten wurde Einregelung von Biotiten in ein Untermaximum als Einregelung ohne Körntranslation aufgewiesen.

Die Empfindlichkeit und methodische Verwendbarkeit der Glimmer als petrotektonisches Indexmaterial wurde an alpinen und variszischen Beispielen ohne makroskopisch sichtbare B-Achse erörtert. Hierbei wurde die Reihe früher beschriebener Gürteltektonite vervollständigt bis zu den auch gefügeanalytisch kaum wahrnehmbaren Gürtelrudimenten bei guter Einregelung von (001) in s.

Wandständige Wachstumsregelung der Glimmer „(001)  $\perp$  s“ und die Zerlegung von Gesamtbesetzung in Gürtel und Restregel wurde durch Beispiele illustriert.

Als Beispiel für eine ausgezeichnete Regelung (001) // s unter Verhältnissen, wie sie an den Wänden erstarrender Magmen vorkommen, wurde ein Andesin-Biotitgefüge aus der Schale eines Kugeldiorits ohne jede bestimmte Gefügetracht der vereinzelt Biotite untersucht. **Flörke.**

**F. K. Drescher:** Über Mikroklinholoblasten mit Grundgewebseinschlüssen, Internregelung von Biotit und einige diesbezügliche genetische Erwägungen. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. geol. Landesanst. Darmstadt. 10. 5. F. 1928. 246—269.)

Untersucht wurden Einschlüsse des Passauer Waldgranites aus den Steinbrüchen des Fürstenholzes und des Bahnhofs Fürstenstein. Die Untersuchung ergab, daß die Einschlüsse zu zwei verschiedenen Zeiten Materialzufuhr erlebt haben. Zunächst eine unter Durchbewegung erfolgte Injektion von einer aplitischen Schmelze. Ihre Gemengteile sind von den später entstandenen Holoblasten umschlossen. Dann erfolgte eine statische Imbibition von Mikroklinsubstanz, an die sich eine weitere kristalline Ausgestaltung des Gefüges ohne erkennbare weitere Materialzufuhr im Grundgewebe anschloß. Die Einschlüsse wurden als verhältnismäßig feinkörnige Schiefer-einschlüsse erkannt, die bereits früh als B-Tektonite mit einheitlicher Scherungsachse ausgebildet waren. **Flörke.**

**B. Sander und E. Felkel:** Zur tektonischen Analyse von Schmelztektoniten. (Sitz.-Ber. Ak. d. Wiss. Wien. Math.-nat. Kl. 1929. 13. Abh. 40 S.)

Die Erkenntnis, daß in stetig deformierten Tektoniten und in geströmten Schmelzen gleichartige Bewegungsbilder auftreten, hat die Verf. veranlaßt, in dieser Studie die in den letzten 20 Jahren ausgebauten Arbeits- und Untersuchungsmethoden von kristallinen Schiefen auf Ergußgesteine zu übertragen.

Die Methodik besteht in einer Vermessung der räumlichen Orientierung bestimmter Gefügeelemente (z. B. der Basis von Glimmereinsprenglingen) und ihrer Darstellung in flächentreuer Azimuthalprojektion. Die Methode

gibt eine vollständige Übersicht über die „Gefügeregelung“ mitsamt den Symmetrieverhältnissen in den untersuchten Gesteinen. Durch Analogieschluß nach den früher untersuchten tektonischen Gefügen läßt sich in diesem Bild die Deformationsebene und in ihr die Strömungsrichtung, sowie die Lage der Wirbelachsen genau ablesen. Der mikroskopischen Analyse wurden unterzogen:

1. Quarzporphyr von Groß-Umstadt,
2. „ „ Weinheim, Odenwald,
3. „ „ Tobolz b. Meißen,
4. „ „ Döbritz b. Meißen,
5. „ „ Kahlebusch b. Dohna,
6. Syenit, Plauenscher Grund, Sachsen,
7. Gabbro, Frankenstein, Odenwald,
8. Syenitporphyr, Thalhorn, Vogesen,
9. Augitminette, Birkenauer Tal, Weinheim,
10. Glimmerporphyr, Öhrenstock, Thüringen,
11. Augitandesit, Hummerich, Honnef, Rheinprovinz,
12. Dolerit, Löwenburg, Siebengebirge.

Vermessen wurde die Orientierung entweder der Feldspäte (Orthoklase, Plagioklase) oder der Glimmer, Augite und ausnahmsweise auch der Quarze. Als Ergebnis dieser Vermessungen ist festzustellen, daß die Kornregelung in fließenden Magmen auf Parallelschichtung der singulären Richtungen der Korngestalten beruht. Dieser Unterschied gegenüber den meisten kristallinen Schiefen ist durch die relativ geringe innere Reibung der Schmelzen gegeben, die bedingt, daß sich die differentiellen Bewegungen nicht durch die Kristalle hindurch abspielen, sondern nur um sie herum. Am schärfsten geregelt sind deswegen stets diejenigen Mineralien, die eine besonders singuläre Formentwicklung aufweisen.

Von besonderem Belang erscheinen Beobachtungen SANDER's am Quarzporphyr von Tobolz bei Meißen, wo zwei aufeinander senkrechte Systeme von Riefen auf den s-Flächen ausgebildet sind. Nur das eine dieser Systeme ist eine normale B-Achse (Wirbel- oder Scherachse), dagegen scheint das andere eine unmittelbare Abbildung der zylindrischen „Stromfäden“ zu bilden, ähnlich den Riefen auf Harnischen.

Die praktische Bedeutung der hier gegebenen Studien ist die Möglichkeit der Feststellung von Fließebene und Fließrichtung auch in Gesteinen, in denen dies nach rein feldgeologischen Methoden unmöglich ist. Besonders hervorzuheben ist als Vorteil der Methodik ihre Unabhängigkeit von großen und zusammenhängenden Aufschlüssen im Gelände. Eine Analyse des Fließgefüges wird z. B. in vielen strittigen Fällen in der Lage sein, zu entscheiden, ob irgendwelche Porphyrkuppen Erosionsreste von Decken oder selbständige Schlotfüllungen sind, was auch wirtschaftlich von Bedeutung sein kann.

**Georg Fischer.**

**G. Fischer:** Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen a. hl. Bl. und ihr Rahmen. (Eine regionalgeologische Studie.) 1. und 2. Teil. (Dies. Jb. Beil.-Bd. 60. Abt. A. 1929. 251—396. Mit 12 Abb. im Text und 14 Taf.)

Das behandelte Gebiet liegt zwischen den Flüssen Cham und Regen, an der Grenze zwischen Böhmer Wald und Oberpfälzer Wald. Es umfaßt drei verschiedene Einheiten:

1. moldanubische Gneise mit granitischen Intrusionen,
2. die Glimmerschiefer des künischen Gebirges,
3. die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen.

Die Gneise des Gebietes sind injizierte Schiefer, deren Paraanteil bei der Injektion granitischer Schmelzen in eine Cordierithornfelsfazies umgewandelt wurde. Interne Reliktgefüge und Reste von Granaten machen es wahrscheinlich, daß vorher Granatglimmerschiefer vorgelegen haben. Einlagerungen von Biotit-Plagioklas-Gneisen, Augitgneisen und Diopsid-Granatfelsen gehen auf Einlagerungen mergeliger und dolomitischer Schichten in den ursprünglichen tonigen Sedimenten zurück. Grobklastische Sedimente scheinen ganz zu fehlen. Die Faltung und Fältelung der Paragesteine ist älter als ihre regionale Vergneisung, doch zeigt die Verteilung der Pegmatite und späterer „alpiner Mineralklüfte“, daß das Gebiet auch während und nach den magmatischen Intrusionen noch unter gleichartigen tektonischen Spannungen gelegen hat. Neu ist die Beobachtung, daß bei der Hornfelskristallisation eine gewisse Regelung der Cordierite (mit c-Achse // tektonischem Achsenstreichen) eingetreten ist, wohl nach dem Prinzip der Wegsamkeit des Gefüges. Die Gneise gehen durch allmähliche Verminderung der Injektionsadern durch Glimmergneise in die Glimmerschiefer des Ossergebietes über. Mit der Verminderung geht auch eine mineralfazielle und substantielle Änderung Hand in Hand. Cordierit und Sillimanit verschwinden. An ihre Stelle treten Biotit, Muscovit und Andalusit. In allen Ortholagen ist Turmalin angereichert. Am Kontakt der Glimmerschieferfazies mit der Gneisfazies ist stets eine sekundäre Umwandlung der Muscovite in Biotite zu beobachten. Es wird hieraus abgeleitet, daß die Glimmerschiefer nicht sekundär aus den Cordieritgneisen entstanden sein können, sondern umgekehrt die Gneise aus den Glimmerschiefern. Hiermit stimmt überein, daß sich innerhalb der Glimmerschiefer noch einzelne sedimentäre Einlagerungen nachweisen lassen, die nach einer Vergneisung und folgender Diaphthorese nicht in dieser Form vorhanden sein könnten (dichte, graphitführende Metakieselschiefer, Quarzite, Kalke), hinzu kommt, daß sich in der Mineralgesellschaft der Glimmerschiefer Relikte finden, die auf eine vorangegangene Kristallisation in mehr epizonaler Prägung hindeuten (Chloritoide). Die Glimmerschiefer werden aus diesen Gründen als das normale „Dach“ der moldanubischen Gneise gedeutet, in denen die Injektion allmählich ausklingt. Im Fortstreichen nach W geraten die Zonen der Glimmerschiefer allmählich in den Bereich der Vergneisung.

Eine abweichende Prägung besitzen Gneise, die innerhalb der Gabbroamphibolitmasse an einer tektonischen Linie hochkommen. Es sind dies Gneisblastomylonite mit Disthen, Granat und Oligoklas als typischen Mineralien und sehr starker Durchbewegung. Die Vergneisung dieses Materials scheint älter als die Gabbrointrusion.

Die Einwirkung der Gabbros auf die Glimmerschiefer besteht in einer teilweisen Aufblätterung und lit-par-lit, Injektion, die aber nur in sehr beschränktem Raum in der Nähe des Kontaktes vom Verf. beobachtet wurde, sowie in der Entsendung querdurchgreifender Gänge, die z. T. eine deutliche Salbandverdichtung erkennen lassen. Das Nebengestein erfuhr in der Kontaktnähe eine Umprägung in Biotitplagioklasthengneise, weiter ab stellte sich eine regionale Albitisation ein.

Innerhalb des Gabbroamphibolitmassivs lassen sich eine Reihe von Differentiaten unterscheiden, die von ultrabasischen Peridotiten, Pyroxeniten und Hornblenditen und ihrem Gegenspiel, den Anorthositen, zu normalgabbroiden und dioritischen bis noritischen Gesteinen führen. Eine Altersfolge ist dahin gegeben, daß die saureren und die anorthositischen Varietäten etwas jünger zu sein scheinen, sie zeigen weniger als die anderen Gesteine ein bei der Erstarrung erworbenes Parallelgefüge. Dieses besteht in einer ausgezeichneten Formregelung namentlich der Feldspäte. (Die Regelung der Feldspäte wurde mit U-Tisch statistisch vermessen.) Das primäre Fließgefüge wird in den randlichen Teilen des Massivs überdeckt durch eine passive Durchbewegung mit blastischer Neukristallisation, die vermutlich im Anschluß an die Erstarrung statthatte. Diese Durchbewegung schuf durch tektonische Entmischung der verschiedenartigen Komponenten den Typus der bandstreifigen Amphibolite, die den Orthogneisen an die Seite zu stellen sind. Die hierbei entstandene Mineralfazies ist die der zweiten Tiefenstufe (Feldspatamphibolite). In einzelnen schmalen Zonen hat noch eine jüngere „Vergrünung“, d. h. Umprägung, in der Epizone stattgehabt, die sich gelegentlich auch in den angrenzenden Glimmerschiefern zeigt.

Jünger als diese dynamische Metamorphose ist eine Kontaktmetamorphose der Gabbroamphibolite durch Granite und granitische Apophysen auf der West- und Südseite des Massivs. Die Amphibolite werden dabei zu kompakten Biotithornfelsen umgewandelt und in extremen Fällen in „redwitzitähnliche“ Mischgesteine verwandelt. Die granitischen Apophysen verändern bei ihrem Vordringen im Gabbromassiv ihren charakteristischen Mineralbestand und damit auch ihren Chemismus. Sie nehmen Hornblenden und Plagioklase auf, verlieren dagegen allmählich ihren Orthoklas- und Quarzgehalt. Zahlreiche solcher Gänge durchschwärmen das ganze Massiv, während echte Nachschübe des erstarrenden Gabbromagmas nur selten zu beobachten sind.

Im tektonischen Teil wird darauf hingewiesen, daß die „innerböhmische Linie“, die das nicht vergneiste Paläozoicum in Böhmen vom Moldanubicum trennt, offenbar unter dem Gabbroamphibolitmassiv von Neukirchen durchläuft und wahrscheinlich seine Förderzone darstellt. Westlich des Massivs setzt sie sich in der „Zone von Arnschwang“ fort. Auch nach der Förderung der gabbroiden Magmen haben sich auf der innerböhmischen Linie noch Bewegungen abgespielt, das beweisen die Aufbrüche von mylonitisierten Gneisen innerhalb des Amphibolitmassivs. Naturgemäß hat auch der Gegensatz der Festigkeit zwischen den Gabbroamphiboliten und den Glimmerschiefern zu einer Bindung von Ausgleichsbewegungen an ihre Grenzzone geführt. Die Verbandsverhältnisse beweisen hierbei, daß die moldanubischen

Glimmerschiefer unter die Gabbroamphibolite untertauchen und im W wieder zum Vorschein kommen (hier allerdings vergneist). Das allgemeine Fallen der Faser macht es sehr wahrscheinlich, daß die Amphibolite ihrerseits im N unter den innerböhmischen algonkischen Phylliten verschwinden. Die Westgrenze des Massivs bildet der sog. „böhmische Pfahl“, eine NNW streichende alte Schwächezone, „Further Störungszone“, an der bereits eine Reihe von Granitintrusionen stattfanden. Die Entstehung des Pfahles selbst ist in viel spätere Zeit zu verlegen.

An der Further Störungszone bricht das Gabbromassiv ab. Es haben hier außerdem beträchtliche Blattverschiebungen nach S stattgehabt.

Der zeitliche Ablauf des geologischen Geschehens läßt sich demnach in seinen Umrissen folgendermaßen fixieren: Mächtige, geosynklinale Sedimentation, Faltung und mehrfache Metamorphose in der Epi- und dann in der Mesozone, Anlage der „innerböhmischen Linie“, Gegensatz zwischen einem vergneisten Komplex nördlich und einem noch nicht vergneisten südlich hiervon. Aufdringen der gabbroiden Schmelzen unter fortdauerndem tektonischem Druck aus NNO. Nach der Erstarrung fortdauernde Überschiebung nach S. Unter Nachlassen der tektonischen Spannungen regionale Vergneisung der Glimmerschiefer. Aufreißen der Further Störungszone, Eindringen diskordanter Granite. Setzen wir für die letzteren obercarbonisches Alter als das wahrscheinlichste ein, so bleibt die Einordnung der älteren Geschehnisse entweder in frühe Phasen der variskischen oder in ältere Gebirgsbildungen rein aus dem bearbeiteten Gebiet heraus nicht beantwortbar. Aus diesem Grund wurde im zweiten Teil der Arbeit versucht, den Chemismus der Orthogesteine zu diesem Zweck heranzuziehen, nachdem von SCHEUMANN für das sächsische Gebiet die Hypothese aufgestellt worden war, daß dort zwei chemisch differente Magmenstämme, ein variskischer und ein prävariskischer, sich nachweisen lassen. Um einen Vergleich zu ermöglichen, wurde eine Reihe neuer Analysen von Graniten und Gesteinen des Gabbromassivs durch Frau Dr. N. SAHLBOM angefertigt (s. die folgende Tabelle).

## A n a l y s e n.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	73,02	72,82	69,91	71,83	71,23	70,80	43,16
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,06	0,16	0,75	0,40	0,27	0,45	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15,12	14,33	15,02	15,03	14,94	14,03	31,89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,20	0,25	0,51	0,40	0,16	1,50	1,40
FeO . . . . .	0,84	1,54	2,36	1,55	1,48	1,83	2,85
MnO . . . . .	0,04	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	—
CaO . . . . .	0,82	2,06	1,43	0,80	0,77	0,70	1,20
MgO . . . . .	0,25	0,12	0,19	0,43	0,59	0,66	0,81
K <sub>2</sub> O . . . . .	5,49	4,01	6,36	5,49	6,16	6,62	12,30
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,45	4,43	2,39	2,48	2,74	2,72	1,79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,26	0,28	0,40	0,50	0,54	0,33	—
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,40	0,42	0,38	0,76	0,69	0,39	4,60
Summe . . . . .	99,95	100,46	99,73	99,69	99,60	100,06	100,00
Spez. Gew. . . . .	—	—	2,65	—	—	—	—

1. Granit, Bruch Steinmühle bei Chamerau.	Analyt. N. SAHLBOM.
2. „ Sengenbühl bei Unterrappendorf.	„ „ „
3. „ Kalkofen bei Arnschwang.	„ „ „
4. „ Ziegelberg bei Blaibach.	„ „ „
5. „ Blauberg bei Kothmaisling.	„ „ „
6. Feinkörniger minetteähnlicher Gang aus dem Granit des Blauberges	„ „ „
7. Muscovit, isoliert aus Granit vom Blauberg.	„ TOURKY.

## A n a l y s e. Gew.-%.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	51,26	50,45	51,35	55,46	51,74	51,68	51,18
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,50	2,50	2,10	1,50	1,70	1,50	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15,52	14,37	12,61	13,10	19,97	21,90	23,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,37	0,72	1,36	0,87	0,87	1,02	1,44
FeO . . . . .	6,89	7,75	7,48	6,62	8,23	7,61	1,20
MnO . . . . .	0,13	0,16	0,15	0,13	0,18	0,11	0,07
CaO . . . . .	8,43	9,79	10,51	6,21	7,68	7,69	11,40
MgO . . . . .	7,24	8,89	10,48	8,94	2,89	2,64	4,96
K <sub>2</sub> O . . . . .	4,42	2,76	2,08	4,04	1,62	1,53	0,96
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,85	0,75	0,86	1,38	3,88	3,25	3,56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,94	0,66	0,38	0,45	0,76	0,43	0,06
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,89	0,83	1,20	0,95	0,22	0,25	0,84
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,00	0,00	0,00	0,00	—	S = 0,17 CO <sub>2</sub> = 0,00	—
Summe . . . . .	99,53	99,63	100,47	99,65	99,74	99,61	99,70
H <sub>2</sub> O — . . . . .	—	—	—	—	0,10	0,04	0,20
		8.	9.	10.	11.	12.	13.
SiO <sub>2</sub> . . . . .		47,55	44,67	42,88	42,57	73,32	47,31
TiO <sub>2</sub> . . . . .		1,60	5,34	1,80	1,80	0,00	Sp.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .		15,84	15,14	13,25	13,58	15,32	37,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .		1,56	1,73	2,91	4,42	1,58	1,80
FeO . . . . .		8,59	10,15	11,54	10,70	0,56	—
MnO . . . . .		0,59	0,14	0,12	0,66	0,15	—
CaO . . . . .		12,97	10,71	12,42	14,16	3,39	0,47
MgO . . . . .		9,11	7,09	11,50	9,73	0,06	0,15
K <sub>2</sub> O . . . . .		0,68	1,43	0,50	0,59	0,84	Sp.
Na <sub>2</sub> O . . . . .		1,37	2,80	1,82	1,39	4,89	0,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .		0,20	0,43	0,33	0,44	0,15	—
							Gl. Verl.
H <sub>2</sub> O + . . . . .		0,39	0,22	0,49	0,31	0,04	13,45
CO <sub>2</sub> . . . . .		S = 0,03 CO <sub>2</sub> = 0,00	—	—	—	—	—
Summe . . . . .		100,48	99,85	99,56	100,35	100,30	101,30
H <sub>2</sub> O — . . . . .		0,15	0,12	0,07	0,07	0,02	4,00

- |   |   |   |                     |
|---|---|---|---------------------|
| 1. Redwitzit, Nadlerhänge bei Voithenberg, nördl. Furth i. W.             |   |   |                     |
|   |   |   | Analyt. N. SALBOHM. |
| 2. „ femischer Kern, Nadlerhänge bei Voithenberg, nördl. Furth i. W.      | „ | „ | „                   |
| 3. „ femischer Kern, Ränkam, südwestl. Furth i. W.                        | „ | „ | „                   |
| 4. „ Sengenbühl bei Rappendorf, südl. Furth i. W.                         | „ | „ | „                   |
| 5. Norit vom Grenzbruch bei Neurittsteig.                                 | „ | „ | „                   |
| 6. „ vom Robelberg bei Warzenried.  | „ | „ | „                   |
| 7. Anorthositischer Gabbro von Eschelkam.                                 | „ | „ | „                   |
| 8. Gabbroamphibolit Schwarzriegel am Hohen Bogen.                         | „ | „ | „                   |
| 9. Gabbroamphibolit Großaigen bei Eschelham.                              | „ | „ | „                   |
| 10. Hornblendit von den Schneiderhängen am Hohen Bogen.                   | „ | „ | „                   |
| 11. Granatamphibolit von den Schneiderhängen am Hohen Bogen.              | „ | „ | „                   |
| 12. Granulitgang aus dem Norit des Grenzbruches bei Neurittsteig.         | „ | „ | „                   |
| 13. Walkerdeähnliches Verwitterungsprodukt des Anorthosits von Eschelkam. | „ |   | H. BRÜCKL.          |

Diese Analysen, sowie eine Zusammenfassung anderer Analysen aus dem Moldanubicum zeigen, daß sich innerhalb des Moldanubicums Magmen der von SCHEUMANN charakterisierten „prävariskischen Reihe“ nicht nachweisen lassen. Allerdings wird dies Ergebnis sehr in seiner Bedeutung eingeschränkt durch die aus den Analysenzusammenstellungen gewonnene Erkenntnis, daß die von SCHEUMANN aufgestellten Unterscheidungsmerkmale der beiden Sippen sich nur mit sehr großen Einschränkungen aufrechterhalten lassen und daß innerhalb der variskischen Reihe in der Böhmisches Masse bereits beträchtliche provinzielle Verschiedenheiten auftreten.

#### G. Fischer.

**L. Rüger:** Über einen Granulit mit „Sekundärschieferung“ von Auerswalde in Sachsen. (Sitz.-Ber. Heidelberger Akademie der Wiss. 1930. 2. Abh. 20 S. Mit 26 Fig.)

Die Arbeit gibt eine gefügeanalytische Untersuchung eines Granulits mit zwei verschiedenen Schieferungen, die ungefähr senkrecht aufeinanderstehen. Während die erste Schieferung durch einen straffen Lagenwechsel gekennzeichnet ist, wird  $s_2$  nur durch die orientierte Einlagerung größerer Biotitschuppen und gelegentliche Rupturen bemerkbar.

Verf. sucht durch Vermessung der Regelungen von Quarz, Biotit und Muscovit in den drei Hauptebenen des Gesteines die Frage zu lösen, ob die beiden Schieferungen auf einen einheitlichen oder auf zwei verschiedene Deformationsakte zurückgehen. Der Leitgedanke ist dabei, daß die Regelungen eines einheitlichen Vorgangs auf tautozonale Scherflächenbildung zurückgehen und so die Scherungsachse B als Symmetrieelement besitzen

müssen. Diese Symmetrie muß den Diagrammen dagegen verloren gehen, wenn das Gestein zwei voneinander unabhängige B-Achsen besitzt.

Aus der Arbeit selbst ist hervorzuheben, daß es dem Verf. gelungen ist, die verschiedenen Regelungen des Quarzes, die zu den beiden verschiedenen Schieferungen gehören, voneinander zu unterscheiden und wahrscheinlich zu machen, daß auch in der Glimmerregelung ein asymmetrisches Element vorhanden ist. Er betrachtet den Granulit daher als unter zwei zeitlich getrennten und unabhängigen Phasen deformiert. **G. Fischer.**

**Karl Otto Müller:** Intrusionstektonische Untersuchungen im Potzberg—Königsberggebiet (Rheinpfalz). (Verh. nat. hist.-med. Ver. Heidelberg. 17. N. F. 1929. 1—84.)

Einleitend berichtet Verf. über die Lage und die Landschaft des speziellen Untersuchungsgebietes zwischen den beiden in N—S-Richtung verlaufenden Flübchen Glan und Lauter und über die Arbeitsmethode. Dann folgt ein Überblick über die Stratigraphie, Petrographie und Tektonik des Gebiets. Auf die einzelnen Gesteinsvorkommen geht Verf. dann ein und widmet den tektonischen Klüftflächen sein besonderes Interesse. Aus dem reichen Inhalt ergibt sich:

1. Im Potzberg—Königsberggebiet haben die Kuselit- und Tholeytvorkommen, wenn man von wenigen schmalen Quergängen absieht, die Form konkordanter oder auch akkordanter Lagergänge mit diskordanten Zufuhrspalten.

2. Die Lagergänge enden in einer Gangstirn, d. h. das Gangende keilt nicht allmählich zwischen den Schichten aus, sondern es ist als runde Stirn zwischen die Schichten gepreßt und hat diese aufgestaucht, gefaltet und verworfen. Dies gilt für die großen Lagergänge von 50—100 m Mächtigkeit, wie auch für die kleineren von 5—50 m Mächtigkeit.

3. In den Hangend- und Liegendsedimenten der Lagergänge sind sowohl mikroskopisch als makroskopisch starke Druckwirkungen nachgewiesen. Bis zu völliger Kataklase sind die Quarzkörner in den Sandsteinen und Konglomeraten zerdrückt. Von intrudierenden Magmen wurden mächtige Sedimentschollen losgerissen. Die Hangendschichten wurden emporgepreßt, gefaltet und verschoben. Alles das läßt eine starke aktive Kraft des Magmas vermuten.

4. In den „Scherflächen“ scheinen abscherende Bewegungen des mindestens zu einem Teil verfestigten, wenn auch nicht viskosen Kuselits im Sinne der Laminarbewegungen bei Gletschern festgehalten zu sein. Die Scherflächen verlaufen etwa parallel zum ebenflächigen Hangend- und Liegendkontakt und ihr gegenseitiger Abstand nimmt mit der Entfernung vom Kontakt zu. Neben Eigenschaften wie latente Klüftbarkeit, Farb- und Härteänderung ist besonders auffällig, daß von den Scherflächen aus zahlreiche kleine Klüft- risse in den Kuselit auslaufen und daß große, durchgehende sekundär-tektonische Klüfte häufig an diesen Stellen abknicken. Diese Scherflächen sind die einzigen Klüfte in den vom Verf. untersuchten Gesteinen, die er als primär-tektonisch im Sinne von Cloos bezeichnet.

5. Kontraktionsklüfte sind von sekundär-tektonischen Klüften gut zu unterscheiden. Sie sind am Kontakt besonders zahlreich, stehen senkrecht zur Kontaktfläche und bedingen dort häufig eine Absonderung in 4—5seitigen Kontraktionssäulen. In der runden Gangstirn laufen die Kontraktionsklüfte wie die Radien eines Kreises nach einem Punkt im Innern der Stirn zusammen. Sind Kontraktionssäulen ausgebildet, so laufen deren Achsen strahlenartig auf diesen hypothetischen Punkten im Innern zu. Die Zahl der Kontraktionsklüfte nimmt gegen das Innere mächtiger Lagergänge rasch ab.

6. Nach Ansicht des Verf.'s sind primär-tektonische Klüfte im Sinne von CLOOS nur in den Scherflächen nachgewiesen. Die Bildung der Lagergänge, also die Intrusion der Kuselite und Tholeyite, verlief geologisch sehr rasch. Erst nachdem das intrudierte Magma völlig zur Ruhe gekommen war, erstarrte das Gestein vollständig. Für die stärkere Ausbildung primär-tektonischer Klüfte bei der Intrusion der Granitplutone spielt doch wohl der Zeitfaktor, d. h. der relativ langsame Vorgang, eine bedeutende Rolle.

7. Vier tektonische Richtungen prägen sich in den sekundär-tektonischen Klüften des Gebiets, sowohl in den Sedimenten als auch in den Erstarrungsgesteinen aus: Die SW—NO- und SO—NW-Richtungen als Hauptrichtungen und die N—S- und O—W-Richtungen als Nebenrichtungen. Da jüngere als rotliegende Schichten in dem Gebiet fehlen, so ließ sich kein Altersunterschied feststellen. Auch Mineralbestege, Calcit- und Eisenoxydelag, sind auf Klüfte aller vier Richtungen gleichmäßig verteilt.

8. Das Einfallen der sekundär-tektonischen Klüfte steht in den Lagergängen des Gebietes in deutlicher Beziehung zum Verlauf der Kontaktflächen. Auf ebenen Kontaktflächen, die auf größere Strecken ihre Richtung beibehalten, stehen die tektonischen Klüfte fast genau senkrecht. Beim Übersetzen in das Hangende oder liegende Schichtgestein ändert sich der Einfallswinkel und meist setzt die tektonische Kluft überhaupt nicht in das viel weichere Schichtgestein fort.

9. In Kuselit- und Tholeyit-, wie auch in Sedimentaufschlüssen werden im ganzen Gebiet Ruscheln angetroffen, welche in wechselnder Breite etwa senkrecht durchsetzen und stets 110—130° streichen. In den Ruscheln und deren nächster Umgebung häufen sich Harnischklüfte mit etwa horizontalen Streifensystemen. Die Ruschelklüfte klaffen und sind von Calcitabsätzen ausgefüllt. Sie sind wahrscheinlich durch die saxonische Orogenese entstanden.

10. In wenig mächtigen Lagergängen oder Quergängen zerlegen drei zueinander senkrechte Systeme von Kontraktionsklüften das Erstarrungsgestein in Quader. Tektonische Klüfte sind in diesem Fall nicht zu finden. Wahrscheinlich benutzten die tektonischen Bewegungen die vorhandenen Kontraktionsklüfte im Sinn des Steinbaukastenversuchs von SALOMON.

11. Am Rammelskopf wurden 1274 durchgehende, sicher sekundär-tektonische Klüfte aus dem Innern des mächtigen Remigiusberger Lagergangs zu einem Diagramm zusammengestellt. 1486 kleine Kluftrisse und unebene, krumme Kluftflächen ergaben in einem Diagramm genau dasselbe Bild.

Dieses überraschend erscheinende Ergebnis zeigt, daß die kleinen unregelmäßigen Kluftrisse im Innern dieses mächtigen Lagerganges auf dieselben tektonischen Bewegungen zurückzuführen sind, wie die großen durchgehenden Klüfte.

12. Die aus Porphyry bestehenden Kuppen des Hermannsberges und Königsberges steigen steil und massig aus ihrer Umgebung auf, während die Kuselit- und Tholeyitberge sanfte Abhänge bilden und nur dort eine Steilseite besitzen, wo die Gangstirn der Lagergänge gefunden wird. Verf. nimmt an, daß es sich um Porphyrlakkolith handelt. **M. Henglein.**

**H. Breddin:** Die Milchquarzgänge des Rheinischen Schiefergebirges, eine Nebenerscheinung der Druckschieferung. (Geol. Rundsch. 1930. 21. 357—388.)

BREDDIN sucht zu beweisen, daß Milchquarzausscheidungen nur in Gebieten mit Druckschieferung vor sich gehen können. Deshalb sind sie am Nordrand und in großen Teilen des mittleren Schiefergebirges, „wo die Druckschieferung ganz fehlt“, nirgends zu beobachten. BREDDIN kommt zu dem Schluß, daß die Entstehung der Milchquarzgänge auch genetisch mit der Druckschieferung verknüpft sei. Den Vorgang stellt er sich so vor, „daß durch den Schieferungsprozeß große Mengen Wasser aus den Schiefergesteinen entfernt worden sein müssen“. Bei dem starken Druck und der hohen Temperatur in der Tiefe vermag das aus den Tongesteinen ausgepreßte „Thermalwasser“ erhebliche Gesteinsmengen aufzulösen und in den oberen Teufen wieder als Quarzgänge abzusetzen. Den Absatz aus juvenilen Gewässern lehnt er entschieden ab, zumal „in den Milchquarzausscheidungen nur Mineralien auftreten, die auch im Nebengestein enthalten sind“, die Ausfüllung der Gänge mit der Beschaffenheit des Nebengesteins wechselt.

[Schon früher hat BREDDIN versucht, die längst durch neuere erparagenetische, tektonische und stratigraphische Forschungen gegenstandslos gewordenen Ansichten SANDBERGER's wieder vorzuholen und beispielsweise den thermal entstandenen Eisenspat des Siegerlandes als ein aus dem Nebengestein stammendes Produkt auszugeben.

Die vorzüglichen Arbeiten BORNHARDT's, DENCKMANN's und NIGGLI's übersah er völlig.

Daß auch der Gangquarz durch Lateralsekretion in einer Schieferungsphase entstanden sein soll, läßt sich aus den Beweismitteln, die BREDDIN anführt, und die in keiner Hinsicht der ausführlichen Beschreibung der Quarzgänge des Rheinischen Schiefergebirges durch BORNHARDT gerecht werden, kaum ableiten. BREDDIN ist völlig entgangen, daß es im Rheinischen Gebirge zumindest zwei Quarzgenerationen gibt, daß die Hauptgeneration auf die zeitliche Wende vom Unterdevon zum Mitteldevon, die Jungquarzgeneration wahrscheinlich ins Perm fällt. Wie unter diesen Umständen diese beiden Quarzgenerationen zu der Druckschieferung des Siegerlandes und Hunsrücks, deren Entstehung in die Unterkoblenzzeit verlegt wird, zeitlich zugeordnet werden kann, bleibt BREDDIN's Geheimnis. Die von ihm angegebene Tatsache, daß Quarzgänge in den stark geschieferten häufiger

sind als in den ungeschieferten (S. 378) kann nur so gedeutet werden, daß ein stark geschiefertes Gebiet als stark tektonisch beansprucht und gestört von besonders stark gestörten Gangspalten durchzogen ist, auf denen Quarz abscheidende Thermen günstige Aufstiegswege gefunden haben. Die scheinbare Stauchung der Quarzgänge durch die Schieferung (S. 379) ist nichts anderes als „Gangbrechung“. Eine Gangspalte, die die Schieferung und Schichtung quer durchbricht, reißt nie gradlinig auf, sondern wird in der Schieferungs- und Schichtungsebene gebrochen. Alle diese Dinge, die ebenso wie die Zusammendrückung bezw. Auswalzung der Fossilien längst bekannt sind, hat BREDDIN nicht berücksichtigt. D. Ref.] **Zimmermann.**

**Ch. E. A. Harloff:** Gebergtedruk als polijstende factor. (Gebirgsdruck als polierender Faktor.) — (De Mijning. 12. Bandoeng 1931. 26—27. Mit Fig.)

In eocänen, als große Linsen weichen Tonen eingelagerten Konglomeraten des Loh Oeloe-Gebiets (Java) liegen gerundete oder eckige, von einer sandigen Matrix umschlossene Gerölle, die von einer höchstens 0,5 mm dicken, sehr feinkörnigen, fest zusammengepackten Haut von Gesteinsmehl umgeben sind. Diese Gerölle (Quarzit, Lydit, roter Hornstein) sind prächtig poliert. Die Politur ist nach dem Verf. unter dem jungtertiären Gebirgsdruck dadurch entstanden, daß sich durch Kataklase um die Rollstückchen herum eine Zone feinpulveriger Substanz bildete, die nicht nur als Poliermittel wirkte, sondern auch verhinderte, daß der einseitig gerichtete Druck auf der Oberfläche der Gerölle einseitig gerichtete Schrammen hinterließ. Dieser — ohne Zweifel verhältnismäßig geringe — Druck setzte sich in der unmittelbaren Umgebung der Gerölle mehr oder weniger in einen hydrostatischen um, der diese nicht zersplittern ließ. Die polierende Wirkung ist die Folge von Differentialbewegungen jenes feinen Stoffs auf sehr geringen Abständen längs der Gesteinsoberfläche. Zwischen dieser Erscheinung und der Entstehung von Harnischen auf Bruchflächen besteht kein prinzipieller Unterschied.

**F. Musper.**

## Regionale Petrographie.

### Skandinavien.

**Halvor Rosendahl:** Brumunddalens porfyr-sandsteinlagrekke. (Die Porphyr-Sandsteinserie in Brumunddalen, Hedmark, Norwegen.) (Norsk geologisk tidsskrift. 10. 367—448. Oslo 1929. Mit 12 Taf. u. geol. Karten [1 : 20 000], Profilserien, Mikrophotos, Naturaufnahmen. Norwegisch m. deutscher Zusammenfassung.)

Eingehende Untersuchung eines kleinen Gebietes (8,6 km<sup>2</sup>) mit Rhombenporphyrdecken und fossilieurerem, hauptsächlich rotem, z. T. auch gelbem Sandstein, welches in der „Inversionszone“ am südöstlichen Rand des süd-norwegischen Sparagmitgebietes liegt, und zwar im Tal Brumunddalen östlich vom See Mjösa (Südostnorwegen).

Die Rhombenporphyre — es lassen sich vier Decken erkennen — gehören zur Eruptionsprovinz des Oslogebietes (= Kristianiagebietes), werden aber nicht als Ausläufer der (südlicher gelegenen) Decken des Oslogebietes aufgefaßt. Verf. sieht vielmehr als Ausbruchstelle die Bruchlinie des Furnesfjords (Ostarm des Mjösa) an. Die Gesamtmächtigkeit der Porphyrdecken beträgt 2—300 m.

Zwischen den Porphyrdecken liegt eine Sandstein-Abteilung mit 10—50 m Mächtigkeit; auf der obersten (jüngsten) Porphyrdecke liegt der eigentliche Brumundsandstein, dessen scheinbare Mächtigkeit 6—700 m beträgt. Die stratigraphische Mächtigkeit wird geringer sein — die Sandsteinmasse ist nachträglich etwas zusammengeschoben worden.

Der unterliegende Porphyr ruht mit schwacher orogenetischer Diskordanz auf unterem Wenlock (währenddem im Oslogebiet die Porphyrdecken bekanntlich auf downntonischem Konglomerat ruhen). Kontinentale Verhältnisse haben im Brumunddal-Gebiet relativ früh eingesetzt; das Wenlock unterhalb der Porphyrdecken ist rot verwittert. Erst mit dem Anfang der kaledonischen Orogenese wurden aber Bedingungen für die Anhäufung größerer kontinentaler Sedimentmassen (Brumundsandstein) geschaffen. Nach mikroskopischem Befunde entstammt das Material des Sandsteines teils dem Porphyr (35 % der Körner), teils dem Quarzsandstein der Sparagmitformation nördlich vom Brumunddalgebiet.

Das ganze Gebiet — Cambrosilur, Porphyr, Sandstein — liegt nämlich zwischen zwei überschobenen Schollen der Sparagmitformation. Die südlichere von diesen Schollen wurde im letzten Teil der downntonischen Zeit vorwärts (nach SO) und aufwärts geschoben. Die entsprechende kaledonische

Orogenese äußerte sich im Oslogebiet als erste Faltung des Cambrosilurs, im Brumunddalsebiet dagegen nur als schwache Deformation dieser Schichten. Beiderorts erfolgten dann die Porphyreruptionen, welche — wie im Oslogebiet ersichtlich ist — postdowntonisch, d. h. devonisch sind. Gleich danach fing die Überschiebung der nördlichen Sparagmitscholle (ebenfalls nach SO hin) an. Das Cambrosilur zwischen den Schollen (also auch die Unterlage der Porphyr-Sandsteinserie) wurde jetzt stark gefaltet (u. a. unter Bildung der sog. „Ringsakerinversion“) mit Achsenrichtung W 20° S—O 20° N. Die Porphyrdecken dagegen verhielten sich wie eine steife Platte. Diese wurde gegen die südliche, etwas aufragende Sparagmitscholle gedrückt, wodurch die Platte schräg gestellt wurde — sie fällt jetzt mit 40° gegen O 20—30° S ein. Zwischen der Platte und der südlichen Sparagmitscholle entstand eine rinnenförmige Vertiefung, worin der Sandstein — dessen Ablagerung die ganze Zeit nach der letzten Porphyreruption stattfand — akkumuliert werden konnte.

Der Sandstein ist eine echte Old-Redbildung. Die Rhombenporphyrdecken des Oslogebietes mit zwischenliegenden Sedimenten und aufliegendem Porphyrkonglomerat (Ostseite vom Oslofjord zwischen Moss und Hvaler) ist eine mit der Porphyr-Sandsteinserie des Brumunddals äquivalente Bildung.

Der Petrographie des Gebietes, insbesondere derjenigen der Sandsteine, widmet Verf. viel Aufmerksamkeit. — Ganz kurz werden die topographischen Verhältnisse sowie die quartären Ablagerungen behandelt — die Aufschlußkarte 1 : 20 000 zeigt, daß eine verhältnismäßig starke Überdeckung vorliegt.

Über die auseinandergehenden Ansichten früherer Forscher betreffs der geologischen Stellung dieser Porphyr-Sandsteinserie gibt die ausführliche Übersicht über frühere Untersuchungen — mit solchen von LEOPOLD v. BUCH anfangend — Auskunft.

**Olaf Anton Broch.**

### Finnland.

Sederholm, J. J.: Pre-Quaternary rocks of Finland. Explanatory notes to accompany a general geological map of Finland. (Bull. Comm. géol. Finlande. Helsingfors 1930. 47 S. Mit farb. Karte und 40 Abb.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. III. 628.

### Rußland.

(Einschließlich Russisch-Asien.)

Beljankin, D.: Über den „Anorthoklas“ der Kaukasite. (Bull. d. l'Ac. d. Sc. de l'URSS. 1927. Nr. 1214. 1115. Russisch mit engl. Resumé.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. I. 321.

V. Tchirvinsky: Les xénolithes, les brèches éruptives et les phénomènes d'assimilation dans les roches précambriennes dans le gouvernement de Kiev et dans les localités contigues en Podolie. (Bull. of the District Geological Research Administration in Ukraina. Nr. 14. 21 S. Russisch und Resumé in franz. Sprache. 3 S. Mit 37 Fig. und 1 Karte.)

In dieser Arbeit sind typische Beispiele solcher Bildungen in Entblößungen nach dem Fl. Sob, Soroka, Uditsch, bei der Stadt Uman, bei Botwinowka, nach dem Berg Tikitsch beschrieben und durch Schemen und photographische Aufnahmen veranschaulicht. Mikroskopisch-petrographische Charakteristik der Gesteine fehlt und wird vom Verf. bei Ausgabe entsprechender Planchette des Uman-Zwenigordka Rayons gegeben. Hier ist die Intrusion der aplit-ähnlichen Rosa- und Rotgranite in präcambrischen Gesteinen sehr verbreitet. Eruptivbreccien (Agmatite) und Migmatite sind vorhanden. Die Xenolithe stellen dunkelfarbige, feinkörnige, dioritähnliche Bildungen vor, dann wieder Amphibolgneise und Amphibolite. Die Assimilation dieser Gesteine durch Granitmagma ist verschieden vorgeschritten. Ein Teil dieser Xenolithe sind früher sicher Sedimentgesteine gewesen. **Peter Tschirwinsky.**

**M. V. Tchernogorova:** Notice sur la pétrographie du galat des Karpathes. (Bull. de la Section de l'Ukraine Comité géologique. Kiev 1929. 13. 138—141. Russisch mit Resumé in franz. Sprache. Mit 1 Taf.)

Das Material stammt aus den Dörfern Wachnewzy und Alte Uschiza in Podolien. Dasselbe besteht aus Jaspis, Quarz (inkl. Quarzin) und Chalcedon, Feuerstein, die miteinander durch Zwischenglieder verbunden sein können. Die Hauptfarben sind rot, braun, dunkelrot und gelblich. Die Bestimmungen sind durch mikroskopische Untersuchung gegeben.

**Peter Tschirwinsky.**

**G. W. Bogatschew und P. N. Tschirwinsky:** Vulkanische Asche der Apscheron-Stufe in der Umgegend des Salzsees Sykh. (Annales de l'Institut Polytechnique à Novotcherkassk. 14. 1930. 24—28. Russisch mit Resumé in deutscher Sprache. 28. Mit 3 Fig.)

Die vulkanische Asche, welche bei dem Sykh-Salzsee, annähernd 4—5 km östlich von der Stadt Baku entfernt, entblößt ist, lagert sich in dem Unter-Apscheron-Lehme ein. Die Mächtigkeit der Zwischenschicht ist 35—40 cm. Die geologischen Verhältnisse sind näher beschrieben und durch Abbildungen veranschaulicht. Die Asche ist beim Anfassen zart und zeigt eine schwach angedeutete Schichtung (rein weiße, graue und gelbliche Druckschichten). Die Asche besteht hauptsächlich aus Splittern von trübem, aber farblosem vulkanischem Glase (für rein weiße Asche betragen die Abmessungen der Splitter 0,01—0,03 mm und SiO<sub>2</sub> 67,25, für graue 0,06—0,08 mm und SiO<sub>2</sub> 66,40) und mit Poren erfüllt (Bimssteinasche). Viel seltener kommen in den Kristalltrümmern Plagioklas, Biotit und Magnetit vor. Alle Mineralien und ein Teil des Glases sind frisch. Mechanische Analyse nach A. N. SABANIN im Schlämmapparat:

	Teilchen größer als		Körner größer als	
	0,25 mm	0,25—0,05 mm	0,05—0,01 mm	0,01 mm
I.	nicht da	6,96	30,81	62,23
II.	nicht da	8,11	30,36	61,53

**Peter Tschirwinsky.**

**E. Egorowa:** Amphibolites in the Central Part of the Povenetz District. (Travaux de la Société des naturalistes de Léningrad. Comptes rendus des séances. 59. 1929. Livr. 1. 111—126. Russisch mit engl. Auszug.)

Die Verfasserin hat im Sommer 1926 Karelien besucht zum Studium der Granit-Gneis-Formation. Es wurde der südliche Teil des Kreises Povenetz untersucht. Orographisch liegt hier die Wasserscheide zwischen den Becken von Onega-See und Weiß-See und die ganze Gegend stellt eine ausgeprägte glaziale Landschaft dar. Mächtige glaziale Ablagerungen bedecken die Grundgesteine. Es werden Grünsteine (Amphibolite) aus drei Aufschlüssen: 1. am Südostufer des Sees Telekinskoje, 2. 20 km SO vom ersten Aufschluß, am Fluß Jug und 3. 2 km WNW vom Dorf Scheltoporog am Fluß Südlicher Wig beschrieben. Alle drei Aufschlüsse stellen ein massiges graugrünes bis schwarzgrünes Gestein dar, stellenweise schieferig. Mikroskopisch sind in diesen Gesteinen hauptsächlich Hornblende und Plagioklas (von Oligoklas bis Labrador) und akzessorisch Epidot, Klinozoisit, Biotit (und Muscovit), Quarz, Titanit, Apatit, Erze konstatiert worden. Die Gesteine sind zu den Amphiboliten zu stellen. Struktur grobkörnig blastophitisch, manchmal gabbroid. Verf. betrachtet diese Amphibolite als Umwandlungsprodukte der basischen Gesteine vom Diabas-Typus durch die Intrusion des jüngeren Mikroklingranits.

**P. P. Sustschinsky.**

**N. Eliseev:** The granite-gneiss formation of the Segozero district in Karelia. (Travaux de la Société des naturalistes de Léningrad. Section de géologie et de minéralogie. 59. 1929. Livr. 4. Léningrad. 29—78. Russ. mit engl. Auszug.)

Die Gegend von Segozero (See „Sego“) wurde vom Verf. in den Jahren 1925 und 1926 untersucht. Die Gesteine dieser Gegend können in zwei Gruppen geteilt werden: die archaische Formation von Granit-Gneisen mit assoziierten metamorphen Gesteinen und eine jüngere (proterozoische) Serie von sedimentären Gesteinen, Lager von Spilit enthaltend. Die Basalkonglomerate teilen die Serie der proterozoischen Gesteine von der Formation der Granit-Gneise.

Die Granit-Gneise tragen einen porphyrischen Charakter in den Varietäten, die weniger durch den Prozeß der Vergneisung verändert sind. Mineralogische Zusammensetzung: Quarz, Plagioklas (fast ausschließlich Albit), Biotit (oft durch Chlorit ersetzt); Accessoria: Klinozoisit, Epidot, Sericit, als Produkte der Umwandlung von Plagioklasen, auch Orthit, Apatit, Zirkon, Magnetit. Zwischen den typischen Graniten beobachtet man allmähliche Übergänge. Chemische Analysen der Granit-Gneise: 1. Handstück Nr. 620, vis-à-vis der Hütte Bergul in der südwestlichen Ecke des Sees: SiO<sub>2</sub> 68,16; TiO<sub>2</sub> 0,26; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 15,39; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,37; FeO 1,12; MnO 0,03; CaO 2,26; MgO 1,18; K<sub>2</sub>O 4,11; Na<sub>2</sub>O 4,98; H<sub>2</sub>O + 110° 0,83; H<sub>2</sub>O — 110° 0,04; Summe 99,73. 2. Handstück Nr. 544 von der Insel Murdo, Archipelago von Kalitsch: SiO<sub>2</sub> 70,58; TiO<sub>2</sub> 0,30; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 14,00; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,73; FeO 1,40; MnO 0,05; CaO 1,69; MgO 1,12; K<sub>2</sub>O 3,18; Na<sub>2</sub>O 4,46; H<sub>2</sub>O + 110° 1,19; H<sub>2</sub>O — 110° 0,08;

Summe 99,78. Diesen Analysen nach sind die Gesteine zu dem Typus der Granitite zu stellen.

Von den älteren metamorphen Gesteinen der Gegend von Segozero beschreibt Verf. folgende: Metadiabase, Metagabbro, Metaporphyrite und Metatuffe, Quarzitschiefer und Metatuffite, Amphibolite, Metabasite, älterer Kalkstein, kristalline Schiefer, ältere Granite, Leptite, regenerierte Granite, serpentinische Gesteine, Topfstein oder Talk-Chloritschiefer. Die metamorphen Gesteine stellen Fragmente von älteren Gesteinen (Xenolithen) in den jüngeren Graniten dar. An den Kontakten der Granit-Gneise mit den älteren metamorphen Gesteinen bemerkt man an den letzteren verschiedene Umwandlungen. Die Anreicherung an Biotit und Chlorit ist charakteristisch für Endokontakt- und Exokontaktzonen. Stellenweise erhält der Granit-Gneis am Kontakt eine schistose Struktur (primäre Gneissiation) und eine Anreicherung an faserige Mineralien.

In den metamorphen Gesteinen sind sekundäre Bestandteile sehr verbreitet und die Gesteine stark umgewandelt. Die Umwandlungsprozesse werden vom Verf. dem regionalen Metamorphismus und z. T. den protopneumatolytischen Prozessen (mit der Eruption der Spilite verbunden) zugeschrieben.

Der Abhandlung sind 5 geologische Kärtchen sowie 3 Tafeln der Mikrophotographien beigegeben.

**P. P. SUSTSCHINSKY.**

**N. Ellsésiev:** Les diabases de la région de la saunerie de Sérégov. (Bull. du Comité géologique. 48. 1929 Nr. 9. Léningrad. 77—100. Russisch mit franz. Auszug.)

Im Sommer 1928 hat Herr CHOU DIAIEV bei seinen geologischen Forschungen ganz unerwartet primäre Aufschlüsse von Diabas in der Gegend vom Seregovskischen Salzwerk, 70 km nördlich von Ust-Ssissolsk, entdeckt. Die Diabas-aufschlüsse sind durch farbige Tone bedeckt. Früher war diese Gegend als nur aus paläozoischen Ablagerungen zusammengesetzt bekannt.

Als charakteristisches Merkmal dient die Anwesenheit in diesem Diabas von Quarz und Mikropegmatit, was ihn dem „Konga-Diabas“ vom westlichen Ufer des Onega-Sees (von W. WAHL beschrieben) ähnlich macht. Die Analogie mit Konga-Diabas besteht auch in der Anwesenheit von Enstatit-Augit und Biotit, anstatt Chlorit. Stellenweise beobachtet man eine Albitisation der Plagioklase. Struktur der Mehrzahl der Handstücke diabas-ophitisch. Mineralogische Zusammensetzung: Labrador (manchmal albitisiert), monokliner Pyroxen, Amphibol, Biotit, Erz, Quarz, Mikropegmatit, Calcit, Chlorit, Apatit, Sericit, ein Glimmer-Chloritmineral aus Pyroxen entstanden, Muscovit. Alle diese Mineralien werden ausführlich beschrieben und die FEDOROW'schen Konstanten angegeben. Es werden auch 3 Handstücke von Diabas-tuffen und ein Handstück einer Diabasbreccie beschrieben. Die mineralogische Zusammensetzung des auf dem Diabas liegenden Tons: Quarz und ein Aggregat von Carbonatkörnchen, die mit einem eisernen Zement zementiert sind, außerdem Erzkörner, Chlorit, Epidot, Apatit, Limonit.

In einem frischen Diabashandstück wurde die quantitative mineralogische Zusammensetzung bestimmt, sie ergab in Gewichtsprozenten: Plagioklas 40,0; monokliner Pyroxen 43,2; Magnetit 5,2; Hornblende 6,8; Biotit 2,9; Quarz und Mikropegmatit 1,9; Summe 100. Der Durchmesser der Körner beträgt ungefähr 0,25 mm. Aus dieser mineralogischen Zusammensetzung wurde die chemische Zusammensetzung des Gesteins berechnet, sie ergab:  $\text{SiO}_2$  47,31;  $\text{TiO}_2$  0,43;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  14,73;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  5,48;  $\text{FeO}$  5,32;  $\text{MnO}$  0,10;  $\text{MgO}$  8,16;  $\text{CaO}$  14,52;  $\text{Na}_2\text{O}$  2,15;  $\text{K}_2\text{O}$  0,43;  $\text{H}_2\text{O}$  1,37; Summe 100. Die Umrechnung nach den Formeln von F. LOEWINSON-LESSING gibt den Gabbro-Typus.

**P. P. Sustschinsky.**

**U. J. Mickey:** Obsidianaus der Umgebung des Berges Elbrous. (Mineral Resources and Coloured Metals. 1929. Nr. 3. Moskau. 336—339.)

Im Sommer 1928 wurde in dem oberen Teil des Flusses Tschomart-Kol in der Gegend von Karatschai (nördlicher Kaukasus) in Bimssteinsche ein Stück Obsidian gefunden. Die Farbe ist grau mit schwarzen Bändern. U. d. M. eutaxitische Struktur. Bei starker Entwicklung viele Belonite. Brechungsindex  $n = 1,482$ . Spez. Gew. 2,355. Der Obsidian ist wahrscheinlich zu den Liparitobsidianen zu stellen.

**P. P. Sustschinsky.**

**E. N. Egorowa:** Materialien zur Petrographie vom südwestlichen Kysyl-Kumy. (Mémoires de la Société russe de Minéralogie. 59. 1930. Livr. 1. 53—72. Russisch mit kurzem deutschen Auszug.)

Die Arbeit stellt die Resultate der mikroskopischen Bearbeitung der von P. K. TCHIHATCHEFF im Auftrag des Geol. Komitees im Jahre 1927/28 in dem südwestlichen Teil des Kysyl-Kumy gesammelten Materials dar. An dem geologischen Aufbau dieses Gebiets beteiligen sich folgende Gesteine: Granite, Granodiorite, Granitporphyre, Dioritporphyrite, Diabase, Porphyrite, diaschiste Ganggesteine, kristalline Kalksteine, Schiefer, Sandsteine, Konglomerate und Breccien.

Die magmatischen Gesteine, dem Alter nach, zerfallen in zwei und vielleicht in drei Gruppen. Als älteste Glieder des Komplexes erscheinen die Plagioklasaugitporphyrite, die wahrscheinlich zum unteren Paläozoicum gehören. Zu demselben Alter wird die Intrusion des Diabases gerechnet. Jünger sind die Granite, die mit obersilurischen Kalksteinen Kontakterscheinungen geben.

In petrographischer Hinsicht steht der ganze Komplex den Gesteinsarten des Nuratau-Gebirges sehr nahe, was nochmals die Meinung unterstützt, daß die Gebirgsmassive des Kysyl-Kumy-Gebiets Reste einer Bergkette sind, die vom Nuratau-Gebirge zum Sultan-Uis-Dagh zog.

**P. P. Sustschinsky.**

**P. M. Wassiliewsky und W. N. Lodotschnikow:** Les andésites des environs de la forteresse Kouchka et du lac salé Er-oïlan-douz. (Bull. of the geological and prospecting Service [früher Bull. du Comité géologique] of USSR. 49. 1930. No. 3. 25—52. Russisch mit franz. Auszug. Moskau-Leningrad.)

Die Arbeit stellt das Resultat der petrographischen Bearbeitung einer kleinen von P. M. WASSILIEWSKY in den Jahren 1916 und 1925 in der Umgebung der Festung Kuschka und des Salzsees Er-oilan-douz im Merv-Kreis der Turkmenischen Sowjet-Soz.-Republik gesammelten Gesteinsammlung dar. Die geologische Beschreibung stammt vom ersten, die petrographische vom zweiten Verf.

Die beschriebenen Andesite und deren Aufschlüsse bleiben bis jetzt die einzigen für das ganze Mittelasien.

Im zweiten Teil der Abhandlung wird eine ausführliche Beschreibung der andesitischen Gesteine angegeben.

Gebiet östlich von der Festung Kuschka. Aufschluß Nr. 22. Wasserscheide zwischen den Flüssen Schor-Arab und Schor-Saphed. Dünnschliff Nr. 1.

Ein bräunlich-ziegelrotes porphyrtartiges Gestein mit Einsprenglingen (2—3 mm) von wasserklaren, manchmal matten Plagioklasen und bräunlich-schwarzer Hornblende in einer dichten matten Grundmasse. U. d. M. Struktur hypokristallin-porphyrisch. Die Einschlüsse bilden ungefähr 25 % der ganzen Gesteinsmasse und sind durch Labrador (21 %) und Amphibol (4 %) vertreten. Labrador zonar: in den Körnern Nr. 57 und 55, in den Rändern Nr. 50 und 50. Der Labrador hat überall einen Mikrotin-Charakter. Hornblende  $N_g$  bläulichgrün,  $N_m$  bouteillengrün,  $N_p$  hellgelblich, wobei  $N_g > N_m > N_p$ ;  $\angle N_g(001) = 12^\circ$ ,  $2V = -76^\circ$ ;  $N_g - N_p = 0,016$ .

Die Hauptmasse, hauptsächlich aus Produkten der Devitrifikation, Feldspäten, wenig Quarz, Glas und Magnetit bestehend. Chemische Analyse des Gesteins:  $SiO_2$  62,96;  $Al_2O_3$  15,88;  $Fe_2O_3$  4,95; FeO 1,95; MgO 1,70; CaO 4,85;  $Na_2O$  2,20;  $K_2O$  2,67;  $H_2O +$  1,25;  $H_2O -$  0,79;  $CO_2$  0,25;  $TiO_2$  0,53; MnO 0,18; Summe 100,16.

Das Gestein ist also ein Amphibolandesit.

Berg Monach (Mönch). Aufschluß 38. Dünnschliff Nr. 19.

Ein gräulichgrünes porphyrtartiges Gestein mit Einsprenglingen (bis 5 mm) von wasserklaren, manchmal matten und bräunlichen Plagioklasen und bräunlich-schwarzen Hornblendens. U. d. M. Struktur hypokristallin-porphyrisch. Die Einsprenglinge bilden 35,4 % der ganzen Gesteinsmasse und sind durch Labrador (28 %), Hornblende (7,2 %) und Beimengungen vertreten. Labrador, zonar, in den Kernen Nr. 60 und 62, an den Rändern Nr. 50. Hornblende  $N_g$  grünlichbraun und braun,  $N_m$  gelblichbraun und  $N_p$  hellgelb, wobei  $N_g > N_m > N_p$ ;  $2V = -76$  bis  $77^\circ$ ;  $\angle N_g(100) = 9,5^\circ$ ;  $N_g - N_p = 0,0265$ . Die Grundmasse mikrofelsitisch. Chem. Analyse des Gesteins:  $SiO_2$  59,42;  $Al_2O_3$  15,53;  $Fe_2O_3$  5,48; FeO 3,02; MgO 1,34; CaO 6,53;  $Na_2O$  2,05;  $K_2O$  3,78;  $H_2O +$  0,47;  $H_2O -$  0,30;  $CO_2$  1,34;  $TiO_2$  0,62; MnO 0,37; Summe 100,25.

Das Gestein ist also auch ein Amphibolandesit.

Berg Monach (Mönch). Aufschluß 37. Dünnschliff Nr. 13.

Ein kompaktes breccienartiges tuffogenes Gestein — ein Agglomeratuff des Hornblendeandesits.

Berg Monach. Aufschluß 38. Dünnschliff Nr. 6.

Ein feinkristalliner Tuff des Hornblendeandesits.

Berg Monach. Aufschluß 37. Dünnschliff Nr. 8.

Ein breccienartiger Tuff des Hornblendeandesits mit Bruchstücken von Hornblendeandesit.

Berg Monach. Aufschluß 37. Dünnschliff Nr. 15.

Ein Agglomerattuff des Hornblendeandesits.

Weiter sind einige Dünnschliffe vom Fluß Schor-Saphed beschrieben, die hauptsächlich Pyroxen-Andesit und Agglomerattuff des Hornblendeandesits darstellen. Das Gestein von der Wasserscheide zwischen den Flüssen Schor-Arab und Schor-Saphed (Aufschluß 24, Dünnschliff Nr. 7) stellt einen Hornblendeandesit dar.

Das Gestein von dem Amethyst-Berg (Aufschluß 25, Dünnschliff Nr. 5) stellt einen anorthoklasführenden Olivin-Monzonit-Phyridar dar.

Die Resultate der Untersuchung der Gesteine von der obengenannten Gegend zusammenfassend, bemerkt Verf., daß 1. alle beschriebenen Andesite eine Grundmasse von felsodacitischer Struktur haben, 2. alle diese Andesite zu den Effusiven zu rechnen sind, aus demselben Magmaherd entstanden sind und sich nur nach der Zeit ihrer Effusion unterscheiden.

Gebiet des Salzsees Er-oil-an-douz.

Es werden aus diesem Gebiet folgende Gesteine beschrieben: ein dichter Tuff des Pyroxen-Amphibol-Andesits, ein vitrophyrischer Andesit und ein quarzhaltiger Biotit-Amphibol-Pyroxen-Andesit. Der mineralogischen Zusammensetzung und der Struktur nach sind diese Gesteine denen vom Gebiet östlich von der Festung Kuschka ähnlich.

**P. P. Sutschinsky.**

**S. Th. Glinka** und **P. K. Topolnitzky**: Dumortierithaltende Gesteine aus der Gegend Saylyk in Turkestan (75 km von Taschkent). (Mineral Resources and coloured metals. 1929. Nr. 4. 452—462. Moskau.)

Es werden Gesteine aus Saylyk (von Prof. UKLONSKY erhalten) und aus Sai-Aktasch, 2 km von Saylyk (von Frau E. D. VOROBIEWA erhalten) beschrieben. Die Gesteine wurden dem Mineralogischen Museum der Ersten Moskauer Universität zugeschickt.

Das Gestein vom Dorf Saylyk, von blauer Farbe, steht dem äußeren Aussehen nach dem Agalmatolith nahe. Eine nähere Untersuchung ergab, daß es sich um eine Mischung von zwei Mineralien: dichtem weißen Kaolinit und einem viel härteren blauen Mineral, das mikroskopisch als Dumortierit bestimmt wurde, handelt. Die Analyse der Kaolinitmembrane ergab: Glühverlust 14,14 %; SiO<sub>2</sub> 45,58; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 40,28; Summe 100,00.

U. d. M. sind beide Mineralien eng vermischt. Chemische Proben haben Dumortierit nachgewiesen. Das spezifische Gewicht des Gesteins, in verschiedenen Teilen bestimmt, ergab: 2,71; 2,92; 2,93; 2,97. Die chemische Analyse der zwei Teile — in H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> gelöst und ungelöst — ergab: Glüh-

verlust 1,49 %;  $\text{SiO}_2$  28,31;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  64,59;  $\text{Ti}_2\text{O}_3$  0,55; Summe 94,94. Apart wurde der Gehalt an  $\text{B}_2\text{O}_3$  nach der Methode von WHERRY bestimmt und ergab in dem Teil, der aus dem Gestein durch HF und  $\text{H}_2\text{SO}_4$  isoliert wurde, 4,69 % (Mittel aus zwei Bestimmungen); im Gestein wurde 2,53 %  $\text{B}_2\text{O}_3$  bestimmt. Wenn man den Gehalt an  $\text{B}_2\text{O}_3$  4,69 zu der oben angeführten Analyse addiert, so erhält man: Glühverlust 1,49;  $\text{SiO}_2$  28,31;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  64,59;  $\text{Ti}_2\text{O}_3$  0,55;  $\text{B}_2\text{O}_3$  4,69; Summe 99,63; es war also der Analyse eine Mischung unterworfen, die hauptsächlich aus Dumortierit, etwas Korund und möglicherweise einigen Alumosilikaten, die durch HF und  $\text{H}_2\text{SO}_4$  nicht zersetzbar sind (Andalusit, Cyanit, Sillimanit), besteht. Die Analyse steht der Dumortieritanalyse von W. T. SCHALLER (Amer. Journ. of Sc. 19. 1905. S. IV. 211) ziemlich nahe.

Es wird auch eine Bauschanalyse des Gesteins angegeben: Feuchtigkeit 0,32; Glühverlust 6,00;  $\text{SiO}_2$  38,72;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (+  $\text{Ti}_2\text{O}_3$ ) 49,96;  $\text{B}_2\text{O}_3$  2,53; Alkalien 3,97.

Die Analyse von 0,2826 g Dumortierit aus 4 g Gestein isoliert, ergab: Glühverlust 1,36;  $\text{SiO}_2$  26,38;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  67,05;  $\text{TiO}_2$  0,27;  $\text{B}_2\text{O}_3$  4,60; Summe 99,76.

Das Gestein aus S a i - A k t a s c h (2 km von Saylýk) ist gräulichweiß mit typischen blauen Einschlüssen, deren Menge (im Mittel 1 mm groß) auf einer Fläche von 16 qcm 70—80 erreicht. U. d. M. stellen die blauen Einschlüsse faserförmige Dumortieritbildungen dar, manchmal intensiv blau mit sehr deutlichem Pleochroismus, manchmal beinahe farblos. Das Gestein macht den Eindruck eines sekundären Gesteins: die Quarzkörner sind abgerundet, die Dumortieriteinschlüsse unregelmäßig gelagert, sammeln sich gewöhnlich in einer Schicht. Zur Analyse wurde ein Teil des Gesteins genommen, der frei von sichtbarem Quarz war. Die Analyse ergab: Feuchtigkeit 0,36; Glühverlust 4,92;  $\text{SiO}_2$  72,69;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (und  $\text{Ti}_2\text{O}_3$ ) 22,18; Summe 100,15.

Das dumortieritführende Gestein dieser Gegend kann als Ornamentstein verwendet werden.

**P. P. Sustersky.**

**A. P. Guérassimov:** Basic igneous Rocks from the River Toyun, Kashgaria (Collection of the late Mr. TSCHERNYSCHEW). (Bull. du Comité géologique. 48. No. 8. Leningrad 1929. 115—144. Russisch mit engl. Auszug.)

Verf. hat in den Sammlungen von dem verstorbenen Akademiker TH. N. TSCHERNYSCHEW Handstücke von Gesteinen gefunden, die sehr an die vom Verf. beschriebenen Teschenite aus der Umgebung der Stadt Tionety in Grusien (Kachetien) erinnern. Die Gesteine stammen aus dem Tal Toyun, ca. 80 km nördlich von Kaschgar her und liegen in Form von konkordanten Gängen („Sills“) in postdevonischen Sandsteinen und Konglomeraten. Es sind Gesteine von vier verschiedenen Gängen beschrieben.

Die erste — südliche — Intrusion („Sill“) besteht aus einem schwarzen oder dunkelgrauen Gestein mit wenig porphyrtigen Einsprenglingen von Feldspat und Hornblende. U. d. M. Struktur diabaskörnig, in ophitische und manchmal intersertale übergehend. Plagioklas von der A n d e s i n - Reihe mit mehr basischem Korn und mehr saurer Peripherie. Oft Einschlüsse im Plagioklas von Apatit, Magnetit, Barkevikit, Biotit und manchmal Titan-Augit. Stellenweise K-Na-Feldspat als Zwischenkitt anderer Mineralien.

Von anderen Mineralien Analcim (selten), brauner, stark pleochroitischer Barkevikit und schwach pleochroitischer Titanaugit, oft mit zonarer Struktur. In einigen Präparaten farbloser Olivin. Ausscheidungsreihe: Erz, Apatit, Olivin, Biotit, Barkevikit, Titanaugit, Plagioklas, K-Na-Feldspat. Chemische Analyse:  $\text{SiO}_2$  44,69;  $\text{TiO}_2$  0,30;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  18,44;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  2,01;  $\text{FeO}$  9,19;  $\text{MnO}$  0,34;  $\text{CaO}$  7,78;  $\text{BaO}$  0,07;  $\text{MgO}$  4,00;  $\text{K}_2\text{O}$  3,09;  $\text{Na}_2\text{O}$  6,45;  $\text{CO}_2$  0,15; Glühverlust 2,84;  $\text{H}_2\text{O}$  0,26; Summe 99,61. Der Analyse sowie der mineralogischen Zusammensetzung nach ist das Gestein ein **Teschenit-Diabas**.

Die zweite Intrusion (nahe bei der ersten) gibt ungefähr dieselbe Zusammensetzung: saurer **Labrador** ( $\text{Ab}_{45}\text{An}_{55}$ ), manchmal zonar, K-Na-Feldspat (?), Analcim, Barkevikit, Titan-Augit, Olivin. Chem. Analyse:  $\text{SiO}_2$  45,43;  $\text{TiO}_2$  2,68;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  15,61;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  3,18;  $\text{FeO}$  9,09;  $\text{MnO}$  0,37;  $\text{CaO}$  7,50;  $\text{MgO}$  5,21;  $\text{K}_2\text{O}$  2,59;  $\text{Na}_2\text{O}$  4,21;  $\text{CO}_2$  1,53; Glühverlust 2,03;  $\text{H}_2\text{O}$  0,30; Summe 99,73. Das Gestein gehört aber auch zu der Gruppe von **Teschenit-Diabasen**.

Die Randfazies dieser Intrusion am Kontakt mit dem Nebengestein ist ein vitrophyrischer **Teschenit-Diabas-Porphyr**, dessen Grundmasse reich an Glas ist.

Die dritte Intrusion (von S aus berechnet) besteht aus einem dunkelgrauen feinkörnigen Gestein. U. d. M. Struktur hypidiomorph-körnig, ohne porphyrtartige Ausscheidungen. Das verbreitetste Mineral ist Olivin, manchmal in Chlorit und Serpentin umgewandelt, Pyroxen von Lilafarbe, pleochroitischer Titanaugit. Das jüngste von den farbigen Mineralien ist Barkevikit. Chemische Analyse:  $\text{SiO}_2$  40,47;  $\text{TiO}_2$  1,25;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  12,15;  $\text{FeO}$  10,61;  $\text{MnO}$  0,36;  $\text{CaO}$  6,04;  $\text{MgO}$  21,11;  $\text{K}_2\text{O}$  2,01;  $\text{Na}_2\text{O}$  0,61;  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,25;  $\text{CO}_2$  1,04; Glühverlust 4,25;  $\text{H}_2\text{O}$  0,64; Summe 100,79. Der Analyse und der mineralogischen Zusammensetzung nach steht dieses Gestein nahe den sehr basischen, feldspatarmen **Olivin-Gabbro-Diabasen**.

Die Randfazies dieses Gesteins am Kontakt mit den Sedimentgesteinen betrachtet Verf. als **Teschenit-Diabas**.

Das Gestein der vierten (nördlichsten) Intrusion erinnert am meisten an den Teschenit von Tionety in Kachetien. U. d. M. ist das Gestein zonar zersetzt, enthält Barkevikit, Plagioklas zonar (vom Labrador im Zentrum bis Oligoklas an der Peripherie), K-Na-Feldspat, Titanaugit; zwischen diesen Mineralien Analcim. Chemische Zusammensetzung:  $\text{SiO}_2$  47,09;  $\text{TiO}_2$  2,06;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  19,18;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  1,82;  $\text{FeO}$  6,50;  $\text{MnO}$  0,18;  $\text{CaO}$  6,09;  $\text{BaO}$  Spuren;  $\text{MgO}$  2,39;  $\text{K}_2\text{O}$  4,16;  $\text{Na}_2\text{O}$  5,12;  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,41;  $\text{CO}_2$  0,72; Glühverlust 4,00;  $\text{H}_2\text{O}$  0,27; Summe 99,99. Der mineralogischen Zusammensetzung nach ist dieses Gestein ein Hornblende-Teschenit, der den kaukasischen Tescheniten sehr ähnlich ist.

Alle beschriebenen Gesteine gehören zum Typus der basischen Gesteine und sind durch die Anwesenheit von **Titan-Augit** und **Barkevikit** gekennzeichnet. Typisch ist auch beinahe die stetige Anwesenheit von K-Na-Feldspat. Alle vier Intrusionen stellen Derivate eines Magmas dar, vielleicht nahe zum normalen Gabbro, das durch Differentiation einerseits ultrabasische Varietäten, wie Gabbro-Diabas, andererseits verhältnismäßig saure, wie

Teschenit, gegeben hat. Der Teschenit-Diabas nimmt die intermediäre Lage ein.

Der Abhandlung ist eine Tabelle der mikroskopischen Messungen beigegeben.

**P. P. Susterschinsky.**

**N. Elisséiev:** Zur Charakteristik der Eruptivgesteine im Fernen Osten. (Travaux de la Société des naturalistes de Léningrad. Comptes rendus des séances. 59. 1929. Livr. 1. 137—144. Russisch mit deutschem Auszug.)

Von Prof. PROCHOROW wurden dem Geologischen Museum der Universität zu Leningrad einige Handstücke von Eruptivgesteinen übergeben, die von ihm an der Westküste des Chanka-Sees im Fernen Osten während seiner Untersuchung auf dem Gebiet der Botanik und Bodenkunde gesammelt wurden. Es werden folgende Gesteine beschrieben:

Albitführender Amphibol-Pyroxen-Porphyr. U. d. M. porphyrische Struktur, die Einsprenglinge (bis 60 % nach dem Volumen): Albit (calcitisiert) mit Hämatiteinschlüssen, farbige Mineralien (vermutlich Pyroxen und Amphibol), stark zersetzt. In der Grundmasse: Plagioklas (in Carbonat und Hämatit umgewandelt), Pyroxen, Calcit, Hämatit, Sericit, Chlorit, Apatit. Die Plagioklasbestimmung der Einsprenglinge ergab Albit Nr. 5—7. Chemische Analyse des Gesteins:  $\text{SiO}_2$  59,07;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  16,30;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  7,15;  $\text{MnO}$  0,90;  $\text{MgO}$  2,15;  $\text{CaO}$  2,54;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  6,23;  $\text{H}_2\text{O}$  1,99; Glühverlust 1,86;  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,10;  $\text{CO}_2$  2,17; Summe 100,46.

Aplitgranit. Ein feinkörniges helles, etwas mit Eisenoxyden gefärbtes Gestein. Mineralogische Zusammensetzung: Quarz, Orthoklas (Konstanten nach FEDOROW angegeben), Plagioklas (von Nr. 25 in den Kernen bis Nr. 3 in den durchsichtigen Rändern), Magnetit, Biotit, Myrmekit (an der Grenze des Orthoklases mit Plagioklas), Hämatit. Struktur aplitisch. Die quantitative mineralogische Zusammensetzung (nach der ROSIVAL'schen Methode bestimmt) ergibt (in Gewichtsprozenten): Quarz 33,5; Plagioklas 22,5; K-Feldspat 40,0; Magnetit 1,0; Biotit 3,0; Summe 100. Die chemische Analyse des Gesteins ergab:  $\text{SiO}_2$  75,42;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  11,14;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  2,15;  $\text{MgO}$  0,65;  $\text{CaO}$  1,65;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  8,34;  $\text{H}_2\text{O}$  0,35; Glühverlust 0,70; Summe 100,40.

**P. P. Susterschinsky.**

### Deutsches Reich.

**F. Weldenbach:** Die Amphibolite des Kinzig- und Renchgebietes und ihre Beziehung zu den Schwarzwälder Gneisen. (Jahresber. u. Mitt. d. Oberrh. geol. Ver. 17. 1929. 73—92. Mit 2 Abb. u. 1 Taf.)

Amphibolite kommen als Linsen in sämtlichen drei Gneisarten des Schwarzwaldes (Rench-, Schapbach- und Kinziggneis) vor. Die Größe der Vorkommen schwankt. Meist erreichen sie ca. 100—300 m im Streichen. Die Mächtigkeit beträgt im Durchschnitt 20—30 m. Starker Wechsel der Textur ist für die Amphibolite geradezu charakteristisch.

Nach Besprechung des Mineralgehaltes betont Verf. den großen Wechsel der Amphibolite in struktureller Hinsicht, der bei einem und demselben Vorkommen, oft sogar in demselben Schlift zu beobachten ist. Es lassen sich unterscheiden:

- a) Die gewöhnlichen Amphibolite.
  1. Mit granoblastischer Struktur. 2. Mit diablastischer Struktur.
- b) Die orthitführenden Amphibolite.
  1. Mit Porphyroblasten. 2. Ohne Porphyroblasten.

Beigegebene Abbildungen unterstützen die Beschreibung der verschiedenen Strukturen, welche z. T. Rückschlüsse auf das Ausgangsmaterial der Amphibolite zulassen.

Im allgemeinen sind die Amphibolite im Rensch- und Kinzigitgneis konkordant eingelagert. Hervorzuheben ist die häufig beobachtete diskordante Lagerung sowie die diskordante Schieferung zwischen Amphiboliten und Renschgneisen. Im Schapbachgneis ist dagegen die Lagerung und Schieferung aller Vorkommen konkordant.

Eine besondere Stellung nehmen die Orthitamphibolite ein. Über die Verbandsverhältnisse fehlen Beobachtungen, da Aufschlüsse nicht vorhanden sind.

Die dem Renschgneis eingelagerten Amphibolite sind z. T. ursprüngliche Sedimente, z. T. Eruptivgesteine von gabbroidem Chemismus. Geologische Verbände erlauben öfters eine Deutung. Auftreten von derben Quarzknuern als Einlagerungen in Amphiboliten, wobei die Schieferung in keiner Weise beeinflußt wird, gilt als Kriterium für sedimentäre Natur des Ausgangsmaterials. Diskordanz von Lagerung und Schieferung weist darauf hin, daß ein Eruptivgestein in Form eines Ganges in die sedimentäre Hülle intrudierte. Wahrscheinlich gehören zu den aus Eruptivgängen hervorgegangenen Amphiboliten noch eine größere Zahl konkordant eingelagerter, da basische Gänge sicherlich auch parallel zur Schichtung in die Sedimentgesteine eindringen.

Die große Masse der Amphibolite des Schapbachgneises ist eruptiver Natur. Anhaltspunkte geben besonders die Orthitamphibolite, welche in der Zone der Orthitgneise vorkommen. Die in allen Einzelheiten übereinstimmende Orthitführung bei Orthitgneisen und Orthitamphiboliten läßt einen genetischen Zusammenhang zwischen beiden vermuten, ebenso die übereinstimmende Struktur. Die Orthitamphibolite gehören zum Eruptionszyklus des den Schapbachgneis liefernden Magmas, sie sind das Endglied einer Differenzierungsreihe, also basische Nachschübe in das noch nicht völlig erstarrte Hauptgestein. Auch nicht orthitführende Amphibolite sind den Verbandsverhältnissen nach genetisch zum Schapbachgneis zu stellen.

Weiter wird erwogen, welche Amphibolite als basische Vorläufer des carbonischen Granits in Frage kommen, doch lassen sich diesbezüglich keine eindeutigen Angaben machen.

Auf Grund des Mineralbestandes und der Struktur stellen die Amphibolite des Schwarzwaldes mit wenigen Ausnahmen Gesteine der Katazone dar. Die verschiedene Struktur wird auf primäre Unterschiede des Ausgangs-

materials zurückgeführt, z. T. der verschiedenen Auswirkung der Metamorphose in den einzelnen Lagen eines und desselben Vorkommens zugeschrieben.

**Chudoba.**

**R. Schreiter:** Neue Beobachtungen am Diabas, Kugelpechstein und Basalt bei Tharandt. (Sitz.-Ber. u. Abh. d. Naturwiss. Ges. Isis. Dresden 1929. 71—77.)

In Diabasen bei Tharandt werden pegmatitischer Quarz und Feldspat (Oligoklas) beschrieben, die als sehr saure Injektionen aufgefaßt werden. Weiter untersucht Verf. Kugelpechsteine von Spechthausen und Braunsdorf, die fast immer zueinander parallel verlaufende felsitische Bänder zeigen. In den Felsitbändern liegen die Felsitkugeln oft vorgebildet.

Es folgen ergänzende Bemerkungen über den Phillipsit im nephelinarmen Basalt vom Ascherhübel.

**Chudoba.**

**Donath, M.:** Neuere Beobachtungen an den Basalten von Ostritz in Sachsen mit Einschlüssen fossiler Baumstämme. (Abh. d. Naturw. Ges. Görlitz. 30. Heft 3. 93—100. 6 Taf. Görlitz 1929.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. III. S. 608.

**R. Herre:** Petrographische und chemische Untersuchung junger Eruptivgesteine in der Umgebung von Oberwiesenthal im Erzgebirge. (Chemie der Erde. 4. [1930.] 632—665. 22 Abb. im Text.)

Die untersuchten Feldspatvertretergesteine aus dem deutsch-böhmischen Grenzgebiet bestehen aus überwiegend basaltoidem Nephelinit, dessen Differentiation einerseits zu Hauyniten, Tephriten, Leucititen und Leucitbasalten, andererseits zu shonkinitischen, trachytoiden, nephelinitoiden und Hauyn-Phonolithen geführt hat. Als Ganggesteine treten daneben Tinguaiten und Leucitporphyre auf. Die basaltischen Glieder sind in doleritischen, anamesitischen, porphyrischen und glasreichen Varietäten vertreten.

Charakteristisch für den Nephelinit des Oberwiesenthaler Eruptivstocks sind seine zahlreichen Einschlüsse exogener (Fragmente von Granit, Gneis und Schiefer) und besonders endogener Natur. Diese letzteren bestehen aus Bruchstücken massiger Tiefengesteine ultraleukokrater bis ultramelanokrater Natur (Ijolithe, Urthite, Melteigite und Pyroxenite), die aus wechselnden Mengen der dem Ergußgestein eigentümlichen Mineralkomponenten zusammengesetzt sind. Mineralogisch beachtenswert ist die enge Paragenese von schorlomitartigem Melanit mit Perowskit, wobei der Granat aus dem Perowskit entstanden zu sein scheint.

Die Mehrzahl der mikroskopisch untersuchten Gesteine, darunter eine Reihe von makroskopisch frisch erscheinenden Varietäten, erwies sich als wegen der fortgeschrittenen Carbonatisierung und Zeolithisierung der hellen Gemengteile ungeeignet für die chemische Analyse. Von 12 Gesteinen konnten brauchbare Analysen angefertigt werden; in den statistischen Betrachtungen wurden daneben noch 6 ältere Analysen berücksichtigt.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	53,41	48,56	45,23	46,36	45,90	44,56
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,50	1,63	0,34	2,31	1,81	2,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,18	0,23	0,10	0,56	0,47	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	20,05	18,16	21,80	17,07	14,76	17,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,24	5,36	3,77	5,39	7,32	4,49
FeO . . . . .	2,25	3,02	1,08	4,46	3,93	4,85
MnO . . . . .	0,17	0,25	0,24	0,28	0,21	0,28
MgO . . . . .	1,89	2,37	1,33	3,01	2,71	2,53
CaO . . . . .	6,12	8,21	7,71	10,11	11,24	9,90
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,59	3,45	7,02	5,04	2,72	3,35
K <sub>2</sub> O . . . . .	5,92	5,08	2,14	2,81	5,28	7,22
H <sub>2</sub> O + . . . . .	3,53	2,32	7,85	2,33	2,66	2,76
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,46	1,13	1,16	0,23	0,98	0,27
S . . . . .	0,09	0,27	—	0,14	—	—
Cl . . . . .	Spur	0,22	—	0,29	—	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	0,72	—	—	—
Summe . . . . .	100,40	100,24	100,49	100,39	99,99	100,16
d. . . . .	2,56	2,67	2,48	2,81	2,75	2,75
	7.	8.	9.	10.	11.	12.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	38,61	38,38	38,22	37,15	37,15	36,99
TiO <sub>2</sub> . . . . .	4,07	3,75	3,07	4,20	4,19	3,93
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,50	0,58	0,77	1,01	0,89	0,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	11,84	11,52	12,74	12,21	12,22	13,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	8,95	9,49	10,91	9,67	9,19	7,35
FeO . . . . .	8,08	8,19	4,88	6,78	7,31	7,36
MnO . . . . .	0,23	0,30	0,24	0,25	0,21	0,28
MgO . . . . .	6,65	7,04	5,94	7,00	7,32	8,02
CaO . . . . .	14,91	14,52	15,98	15,93	16,01	16,37
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,14	2,61	3,41	2,15	2,62	2,24
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,42	1,13	1,72	2,64	1,18	1,31
H <sub>2</sub> O + . . . . .	1,39	2,07	2,30	1,84	1,40	1,74
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,49	0,89	0,21	0,62	0,46	0,64
S . . . . .	—	—	—	—	0,04	—
Cl . . . . .	—	—	—	—	0,06	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	0,48
Summe . . . . .	100,28	100,47	100,39	100,35	100,25	100,53
d. . . . .	3,13	3,06	3,07	3,13	3,19	3,20

1. Trachytoider Phonolith; Hammer-Unterswiesenthal. Richterscher Bruch.
2. Hauyn-Phonolith; Seifen (Böhmen). Steinbruch Ziener.
3. Nephelinitoider Phonolith; Kleiner Spitzberg bei Schmiedeberg.
4. Shonkinitischer Phonolith; Schlössel. Oberer Steinbruch.
5. Olivinarmer Leucitbasalt; Kaffenberg bei Goldenhöhe.
6. Leucitit; zwischen Kölbl und Spitzberg bei Gottesgab.

7. Nephelinit; Steinhöhe bei Seifen (Wagnerberg).
8. Olivinarmer Nephelinbasalt; Bärenstein.
9. Nephelinit; Oberwiesenthal.
10. Leucitbasalt; Pöhlberg bei Annaberg.
11. Nephelinit; Spitzberg bei Gottesgab.
12. Nephelinbasalt; Scheibenberg (Schlettau-Bruch).

Die Diskussion der Analysenergebnisse nach dem NIGGLI'schen Verfahren ergibt, daß die jungen Ergußgesteine des Erzgebirges eine ausgesprochene Mischprovinz aus atlantischen und mediterranen Elementen darstellen. 8 Magmentypen sind vertreten, von denen 3 der atlantischen und 5 der mediterranen Reihe angehören. Besonders nahe verwandtschaftliche Beziehungen weist das Gebiet zum Kaiserstuhl auf. **Calsow.**

### Britische Inseln.

**C. Richardson and E. Caldwell:** The Contacts of the Threlkeld Microgranite. (Ebenda. 67. 1930. 525—526.)

Beschreibung eines Mikrogranitkontaktes mit Graptolitenschiefer.

**O. Zedlitz.**

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

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

Analysen:	Zersetzte Blasenlava	Analcim- Basalt	Peridotit- Einschluß
SiO <sub>2</sub> . . . . .	42,82	43,94	45,52
TiO <sub>2</sub> . . . . .	2,16	2,03	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	26,37	15,44	7,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	6,94	3,90	—
FeO . . . . .	1,96	8,25	7,92
CaO . . . . .	3,82	10,56	3,85
MgO . . . . .	1,89	9,64	33,62
MnO . . . . .	—	Spur	0,37
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,35	2,81	Spur
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,72	1,34	Spur
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	—	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	2,82	—	—
H <sub>2</sub> O + . . . . .	3,46	2,33	1,45
H <sub>2</sub> O — . . . . .	7,10	0,19	0,11
Summe . . . . .	100,41	100,43	100,31

**Wetzel.**

**E. D. Evens and F. S. Wallis:** The Igneous Rock of Hestercombe, Somerset. (Geol. Mag. 67. 1930. 193—199. Mit 2 Taf. u. 1 Textfig.)

Diese etwa südlich von Bristol gelegene Reihe von O—W gerichteten Vorkommen von Hestercombe-„Syeniten“ ist häufig Gegenstand der Beschreibung gewesen. Nach neuen Untersuchungen der Verf. handelt es sich hier um unterirdisch zusammenhängende Intrusiva mit schwach wechselnden Eigenschaften. Es liegt die Vermutung nahe, daß ein Zusammenhang mit den Graniten von Devon und Cornwall besteht, deren Randzonen diese Hestercombe-Syenite darstellen. Ihr Alter wird in die Zeit der Armorikanischen Faltung verlegt.

**O. Zedlitz.**

**A. W. Groves:** The Heavy Mineral Suites and Correlation of the Granites of Northern Brittany, the Channel Island and the Continent. (Ebenda. 67. 1930. 218—240. Mit 2 Taf. u. 2 Textfig. mit Tab.)

Es wird eine größere Anzahl von Graniten beschrieben, die in sieben Gruppen geordnet sind. Ganz besondere Beobachtung wird den melanokraten Gemengteilen geschenkt, da versucht wird, mit Hilfe der Ausbildungsweisen dieser Mineralien Alter und Verwandtschaft der granitischen Magmen festzustellen, deren Ausdehnung von Brest bis Nantes reicht, teils zu Frankreich, teils zu Südwestengland gehörend.

Der Gedanke, daß Mineralfolgen comagmatischer Art auf Grund ihrer „Verwandtschaft“ gewisse Ähnlichkeiten in der Ausbildungsweise besitzen müssen, wird durch die Untersuchungen befriedigend bestätigt. Allerdings finden sich bei der Feststellung dieser Beziehungen mancherlei begriffliche Schwierigkeiten ein. Da ist zunächst die Ausschaltung des Zufälligkeitfaktors bei der Auffindung der Mineralien im Schriff, da auch ein quantitativer Vergleich in Form einer Tabelle zu Hilfe gezogen wurde. Weiterhin verliert die in dieser Arbeit angewandte Methode noch dadurch an Genauigkeit, daß, wie Verf. erwähnt, die Bedingung für das Vorhandensein dunkler Mineralien in Quantität und Qualität nicht allein das gleiche Magma ist, sondern auch die Art des durchsetzten Gesteins. Es ist ferner Habitus und Charakter z. B. des Zirkons im selben Magma in starkem Maße abhängig von der Lage des Kristallisationsortes (Randzone oder Innenlage). Die für die Beobachtungen herangezogenen Mineralien Zirkon, Apatit, Monazit usw. werden geprüft nach Größe, Farbe, Habitus, Art der Einschlüsse und dem Erhaltungszustand. Mit Recht schließt Verf. die Frage an, ob der Charakter der wesentlichen Mineralien im Gestein nicht doch entscheidender sei. Eine für die ganze Arbeitsrichtung günstige Beantwortung dieser Zweifel und Fragen folgt.

**O. Zedlitz.**

**John Irving:** Four „Felstone“ Intrusions in Central Berwickshire. (Geol. Mag. 67. 529—541. 1930. Mit 1 Kartenskizze und 1 Taf.)

Vier Massen von magmatischen Gesteinen bilden die Erhebungen: Dirrington Laws (Little and Great), Blacksmill Hill und Kyleshill in Berwickshire. Die Hügel haben eine Höhe von 905—1309 Fuß und erheben sich aus den Konglomeraten und Sandsteinen des Old Red.

Drei von den Intrusionen mögen Ausläufer einer und derselben lakkolithischen Masse sein. Das Gestein, aus denen sie bestehen, ist am besten als ein Quarzfelsit zu bezeichnen. Als Einsprenglinge sind zu beobachten: Quarz, Plagioklas und Aggregate von Riebeckit, Plagioklas besonders in den höheren Niveaus, wenig Biotit, Erz und etwas Chlorit. Kleine Einsprenglinge von Orthoklas zeigen u. d. M. einen Kern von zwillingsgestreiftem Plagioklas (wahrscheinlich Oligoklas-Albit), der der sekundären Umwandlung schneller anheimfällt als die Hülle. In den Felsiten von Blacksmill Hill sind noch gelegentlich sphärolithische Quarzfeldspatverwachsungen anzutreffen.

Die Analyse des Quarz-Riebeckit-Felsites von Dirrington Little Law (Anal. J. JAKOB) ergab (ZrO<sub>2</sub>, BaO, MgO, CO<sub>2</sub>, S und Cl fehlen):

	A.	B.	Norm	
			A.	B.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	74,75	74,79		
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,08	0,36	Quarz . . . . .	29,26 31,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,59	10,93	Orthoklas . . . . .	29,25 28,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,47	2,26	Albit . . . . .	36,95 29,34
FeO . . . . .	0,53	1,64	Akmit . . . . .	2,32 5,54
MnO . . . . .	0,01	—	Diopsid . . . . .	— 3,38
MgO . . . . .	—	0,04	Magnetit . . . . .	0,97 0,46
CaO . . . . .	0,37	0,53	Ilmenit . . . . .	0,22 0,61
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,68	4,25	Apatit . . . . .	0,07 —
K <sub>2</sub> O . . . . .	4,95	4,79	Wasser usw. . . . .	0,57 0,46
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,46	0,19	Summe . . . . .	99,61 99,89
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,11	0,27		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,03	—		
Summe . . . . .	100,03	100,05		

Die Zusammensetzung kommt jener des Riebeckit-Granophyrs von Grut Wells, Ronas, Shetland, dessen Analyse (Anal. F. COLLES PHILLIPS) unter B wiedergegeben ist, recht nahe.

Der Kyleshill besteht aus einem roten Orthophyr. Grundmasse: Orthoklas, Quarz und Hämatit. Die Feldspateinsprenglinge sind wahrscheinlich Natronorthoklas, um sie herum ist der Hämatit besonders angereichert. Reichlich Apatit, wenig Chlorit.

Im Zentrum der Kyleshillmasse ist ein Aufschluß von einem dunkelblauen, andesitischen Gestein. Feldspat- und wenige Augiteinsprenglinge in einer Grundmasse von Feldspat, körnigem Augit und reichlich Magnetit. Die Feldspateinsprenglinge sind Oligoklas, die Grundmassefeldspate Oligoklas-Andesin.

Natur und Herkunft der Kyleshillmasse sind unklar. Die drei felsitischen Massen sind vermutlich carbonischen Alters. Sie stehen in enger

Beziehung zu den Quarz-Riebeckit-Felsiten von den benachbarten Eildon Hills und sind wahrscheinlich gleichzeitig mit letzteren in den Old Red-Sandstein eingedrungen.

**F. Machatschki.**

**Frederick Walker:** A tholeiitic phase of the quartz-dolerite magma of central Scotland. (Min. Mag. 22. 1930. No. 130. 368—376.)

Unter den holokristallinen permocarbonischen Quarzdoleriten Zentral-schottlands sind nur zwei mit einer frischen glasartigen Grundmasse — einer bei Dalmeny in West Lothian, Linlithgowshire, der andere bei Kinkell in der Nähe von Kirkintilloch, Dumbartonshire.

Der Dalmeny-Tholeiit ist ein dünner Sill von etwa 10 Fuß Dicke. Plagioklasleisten und blaßbräunlichgrüne Pyroxene liegen in einer Grundmasse von Glas und grünem Chlorophäit. Die Mineralkomponenten sind 33,7 Plagioklas, 26,1 Augit, 6,9 Chlorophäit, 14,3 Eisenerze, 1,0 Apatit und 18,0 Glas. Die Plagioklase sind meist basische Andesine bis saure Labradorite,  $Ab_{55}An_{45}$  bis  $Ab_{45}An_{55}$ . Die monoklinen Enstatit-Augite haben  $\beta = 1,685 \pm 0,005$ . Der Chlorophäit zeigt keine kristallographischen Umrisse. Der Brechungsindex des Glases beträgt  $1,495 \pm 0,002$ . Die Analyse (J. JAKOB) ergab:

	Gew.-%		Gew.-%
SiO <sub>2</sub> . . . . .	50,44	Quarz . . . . .	12,4
TiO <sub>2</sub> . . . . .	3,04	Orthoklas . . . . .	7,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	11,60	Albit . . . . .	16,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	6,29	Anorthit . . . . .	18,9
FeO . . . . .	6,16	Diopsid . . . . .	18,1
MnO . . . . .	0,10	Hypersthen . . . . .	5,8
MgO . . . . .	5,18	Magnetit . . . . .	9,0
CaO . . . . .	9,03	Ilmenit . . . . .	5,8
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,97	Apatit . . . . .	1,0
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,33	H <sub>2</sub> O usw. . . . .	4,5
H <sub>2</sub> O + . . . . .	2,70		
H <sub>2</sub> O — . . . . .	1,59		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,38		
S . . . . .	0,03		
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,18		
Summe . . . . .	100,02		

Beim Kinkell-Tholeiit läßt sich ein südlicher Teil von größerem Korn und dunkler Farbe und ein nördlicher glasreicherer Teil unterscheiden. Im südlichen Teil ist die Mineralzusammensetzung 25,5 Plagioklas, 25,3 Augit, 4,6 Chlorophäit, 17,6 Eisenerze, 1,2 Apatit und 25,9 Glas. Die Pyroxene sind häufig von Plagioklas umwachsen, also frühere Bildungen. Im nördlichen Teil macht die glasartige Grundmasse 40 % aus, Chlorophäit fehlt und scheint durch Eisenerze teilweise ersetzt zu sein. Die Analyse des südlichen Gesteines (JAKOB) ergab:

	Gew.-%		Gew.-%
SiO <sub>2</sub> . . . . .	49,10	Quarz . . . . .	7,6
TiO <sub>2</sub> . . . . .	4,02	Orthoklas . . . . .	12,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,13	Albit . . . . .	17,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,61	Anorthit . . . . .	17,5
FeO . . . . .	8,92	Diopsid . . . . .	15,8
MnO . . . . .	0,15	Hypersthen . . . . .	9,7
MgO . . . . .	4,50	Magnetit . . . . .	6,7
CaO . . . . .	8,20	Ilmenit . . . . .	7,6
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,14	Apatit . . . . .	1,3
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,10	H <sub>2</sub> O usw. . . . .	3,6
H <sub>2</sub> O + . . . . .	2,50		
H <sub>2</sub> O — . . . . .	1,02		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,51		
S . . . . .	0,03		
Summe . . . . .	99,93		

Ein Vergleich der Analysen dieser beiden Gesteine mit denen anderer britischer Tholeiite und Dolerite von mindest carbonischem Alter zeigt die nahe Verwandtschaft. Das Whin Sill-Magma, von dem die beiden Gesteine wohl abstammen, hat höheren Al-Gehalt, höhere FeO : Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- und Na<sub>2</sub>O : K<sub>2</sub>O-Verhältnisse. Nahe verwandt ist das gleiche Gestein von Dalmahoy Edinburghshire, das lediglich etwas reicher an Alkalien ist. Das Vorhandensein von Chlorophäit, der Hauptunterschied gegenüber den anderen Gesteinen, ist wohl auf den reichlicheren Wassergehalt des Magmas zurückzuführen.

Zum Schlusse setzt sich Verf. mit den Anschauungen von C. N. FENNER (Amer. Journ. Sc. 18. 1929. 225) auseinander und kommt zu dem Ergebnis, daß hier keine Bestätigung der dort geäußerten Ansichten vorliegt, da die glase Grundmasse in beiden Gesteinen von saurer Zusammensetzung ist mit 80 bzw. 75 % Kieselsäure. Daß der niedrige Brechungsindex der Grundmasse auf einen starken Gehalt an Boraten und Phosphaten schließen lasse, wird für hier ebenfalls verneint.

**Hans Himmel.**

Tilley, C. E.: Scawtite, a new mineral from Scawt Hill, Co., Antrim. (Min. Mag. 22. 1930. Nr. 128. 222—224.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. I. 224.

**William J. Mc Callien:** The Gneiss of Inishtrahull, County Donegal. (Geol. Mag. 67. 1930. 542—549. Mit 3 Kartenskizzen und 1 Taf.)

Die kleine Insel Inishtrahull an der Nordküste von Irland besteht aus einem Gneis, der dem Lewisian-Gneis in Schottland völlig entspricht, besonders mit dem Typ von Islay, der durch benachbarte Gesteine nicht beeinflußt ist. Das Gestein variiert von einem massiven, fleischfarbenen granitischen Gestein bis zu den typischen, rosafarbenen oder grünlichen Lewisian-Gneisen mit basischen Typen, dargestellt durch dichte Hornblende-schiefer.

Das ursprüngliche Gestein war einer kräftigen, mechanischen Beanspruchung unterworfen gewesen, welche die Auflösung der ursprünglichen Kristalle in Aggregate von eckigen Kristallfragmenten, bei den großen Feldspatkristallen randliche Zerbröckelung verursachte. Die Kalkfeldspate sind in saussuritische Aggregationen umgewandelt. Eine nachträgliche Verfestigung ist wahrscheinlich mit dem Donegalgranit in Zusammenhang zu bringen.

Die Great Glen-Verwerfung verläuft wahrscheinlich zwischen dem Lewisian-Gneis von Inishtrahull und den Dalradian-Gesteinen der südwestlich gelegenen Garvan-Inseln.

**F. Machatschki.**

**E. Raguin:** Subdivisions de la nappe des Schistes lustrés en Haute-Maurienne. (Compt. Rend. 189. 1929. 934—936.)

Es wird eine Gliederung nicht nur der Schiefer von Haute-Maurienne, sondern auch der Gegend zwischen Isère und Arc gegeben.

Die Gneiskuppel von Bonneval ist von einer normalen Schieferserie eingehüllt. Darüber findet sich eine große Menge Serpentin mit kontakt-metamorphen Bildungen der Schiefer. Dann folgen Schiefer mit Einlagerungen von Prasinit, Gneis und Glimmerschiefern. Die Deckentektonik wird beschrieben.

**M. Henglein.**

**Yang Kieh:** Sur le massif de pegmatite écrassée situé au bord sud de la feuille géologique d'Aigurande 1:80 000. (Compt. Rend. 189. 1929. 936—938.)

Das Pegmatitmassiv umfaßt ein Gebiet von ungefähr 40 km Länge und 5 km Breite, das im O durch ein Granitmassiv und im W durch Gneisgranit oder Granulit begrenzt ist. Im N befindet sich das Plateau von Aigurande mit Gneis-Glimmerschiefern und eingelagerten Amphiboliten, im S das Granitmassiv von Guéret. Das Pegmatitmassiv zeigt infolge seiner petrographischen Ausbildung und der Tektonik sehr verschiedene Charaktere gegenüber den benachbarten Massiven. Tektonische Pressungen haben sie in der S—N-Richtung bemerkbar gemacht, und zwar durch Mylonitbildung. Nördlich Bourg d'Hem scheint ein 7 km langes Amphibolitmassiv aus der Tiefe emporgedrungen zu sein zur Zeit der Erhebung des Pegmatitmassivs. Eine sekundäre Dislokation zwischen beiden Massiven scheint mit dieser Bewegung verknüpft zu sein.

**M. Henglein.**

**Le Berthois:** Étude des minéraux lourds du massif granite de Fougères (Ille-et-Vilaine). (C. R. 190. 1930. 755.)

Das Granitmassiv erstreckt sich von O—W auf 70 km von Sens de Bretagne bis Ambrières und ist durchschnittlich 12 km breit.

Zirkon ist in der Gegend von Chauvigné—Saint-Marc le Blanc ziemlich selten, dagegen sehr häufig nördlich des Waldes von Fougères und in der Gegend von Gorron.

Die Formen (110), (100), (111) und (311) sind bei allen Vorkommen vorherrschend. Die Kombination (100), (111) ist nördlich und westlich des Waldes von Fougères sehr häufig. Es zeigt sich, daß überall dort Zirkon häufig ist, wo auch Monazit und Xenotim reichlich vorkommen. Es scheint eine Korrelation dieser drei radioaktiven Mineralien zu bestehen.

Turmalin ist immer dort reichlich vertreten, wo Zirkon, Monazit und Xenotim sehr selten sind. Es gibt auch Stellen, wo alle vier Mineralien zusammen vorkommen.

Monazit fehlt ganz in der Gegend von Saint-Ellier—Montaudin—Larchamp—Carelles.

Sphen hat dieselbe Verteilung wie Xenotim. Andalusit, Sillimanit und Zoisit treten nur in den Kontaktzonen auf, ebenso Granat. In bezug auf die Verteilung von Brookit, Ilmenit, Leukoxen, Pyrit hat sich keine Gesetzmäßigkeit feststellen lassen.

Verf. hat im ganzen 47 Stellen des Granitmassivs von Fougères untersucht und festgestellt, daß es unmöglich ist, eine Typenliste aufzustellen, welche die Lokalitäten charakterisiert.

**M. Henglein.**

**Albert Michel-Lévy:** Granulite broyée et mylonites antestéphaniennes au nord-est des monts de l'Espinoise. (C. R. 191. 1930. 1353.)

Das Tal der Orb durchschneidet zwischen Avène und le Bousquet d'Orb das Gesteinsmassiv von Mendic (geol. Karte von Bedarieux im N und im S der Karte von Saint-Affrique). J. BERGERON bezeichnet das Gestein als Mikrogranulit. Das Massiv hat ungefähr 8 km Länge und 5 km Breite und erstreckt sich von SW nach NO wie die cambrischen Schichten, welche es umgeben.

Verf. stellt fest, daß es sich um einen grobkristallinen Granulit handelt, der aber fortgesetzt mechanischen Deformationen ausgesetzt war und alle Übergänge bis zum Mylonit aufweist. Er ist am Grund der Schluchten durch einen jüngeren Granit metamorphosiert. Im SO enthält der weniger deformierte Granulit seltener schwarze, chloritisierte Glimmer, Oligoklas-Andesin, große, manchmal automorphe Quarzkristalle, viel Orthoklas und mehr oder weniger albitisierten Periklin. Aber auch hier hat der Druck seine Spuren hinterlassen, wobei die Feldspäte zerdrückt wurden.

In gewissen Typen ist der Feldspat vollkommen in Albit umgewandelt. Gegen NW ist die mechanische Orientierung sichtbarer und gleicht einer Flußrichtung. Dann trennen sich die großen Quarzkristalle und der Mikroklin und erscheinen isoliert inmitten einer sericitisierten gemahlten Masse. Endlich verschwindet der Mikroklin und die Quarze vertreten ihre Stelle. Diese Gesteine wurden von J. BERGERON Blavierit genannt. Das von ebendemselben Autor als Porphyroid bezeichnete Gestein ist nichts weiter als ein Mylonit mit Glimmer und Feldspat, entstanden aus Granulit. Das Alter der Mylonitisation wird ins Stéphanien verlegt. Die Steinkohlen von Graissesac liegen diskordant darüber.

**M. Henglein.**

## Iberische Halbinsel.

**F. L. Pereira de Sousa:** Sur les roches eruptives de la partie occidentale de l'Algarve (Portugal). (C. R. 191. 1930. 59.)

Verf. hat die Eruptivgesteine der Serra de Monchique, sowie die Ankaratrite, Beordrite, Bekinkinite, Limburgite an der mesozoischen und känozoischen Grenze schon früher beschrieben (C. R. 175. 1922. 822). Analoge Typen kommen bei Vila do Bispo-Sagres im westlichen Teil von Algarve vor. Noch ein älterer Diabas und ein jüngerer helvetisches oder post-helvetisches Gestein, welches vom Verf. als ein Basanit erkannt wurde, treten auf.

Analysen:	1.	2.	3.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	40,94	39,78	38,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,50	13,77	11,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,88	5,02	5,52
FeO . . . . .	8,32	8,65	7,06
MnO . . . . .	0,18	0,20	0,20
MgO . . . . .	9,64	7,30	10,61
CaO . . . . .	12,46	13,02	13,94
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,22	3,32	1,90
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,76	1,66	1,47
TiO <sub>2</sub> . . . . .	3,78	3,60	3,96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,61	1,05	0,79
H <sub>2</sub> O + . . . . .	1,96	2,01	3,43
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,33	0,23	0,66
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,50	0,63	0,52
Cl . . . . .	0,04	0,04	Spuren
Summe . . . . .	100,12	100,28	100,18

1. Basanit; zwischen Monte dos Amantes und Monte Granja.
2. Mandschurit; 1100 m südöstlich der Kirche von Vila do Bispo.
3. Mandschurit; 450 m nordwestlich des Forts Ponta da Balieira.

Das Basanit besteht aus Plagioklas, Nephelin, Titanaugit, Amphibol, Olivin. Der Mandschurit kommt in Gängen vor und ist eine heteromorphe Form der Basanite, in der der Plagioklas mineralogisch nicht ausgedrückt ist. Sie sind mikrolithisch und porphyrisch. Nr. 2 besitzt Spuren von Plagioklas und Biotit. Weiter nördlich treten Gänge von Fourchit aus (400 m östlich Falacho im Tal Bavanco, Silves), Ankaratrit nordnordöstlich des Monte Tabora, am Weg von Odelouca, Silves, weiter nördlich in den Syeniten der Serra de Monchique Gänge von Monchiquit, Ouachitit, 600 m nordwestlich Corte Grande, Alferce.

Östlich und nördlich der Basanite und Mandschurite von Vila do Bispo-Sagres finden sich ebenfalls Fourchit und Lamprophyre. Manchmal metamorphosieren sie das Helvetien. Nordöstlich Cabeço do Mouro, 2,2 km südlich Odessaix, tritt ein Dolerit auf. Im Alemtejo finden sich doleritische Typen mit brauner Hornblende und Analcim, die mit den Tescheniten der Gegend von Lissabon vergleichbar sind.

**M. Henglein.**

### Böhmische Masse und ihre Randgebiete.

**J. Riedel:** Der geologische Bau des Gebietes zwischen dem Ostrong und der Granitgrenze im niederösterreichischen Waldviertel. (Min. u. petr. Mitt. 40. 1930. 235—293. Mit 1 Kartenskizze.)

Den am weitesten südwestlich gelegenen Teil des niederösterreichischen Waldviertels bildet das Ostronggebiet. Eine wechselvolle Reihe von Ortho- und Paragesteinen baut diesen Raum auf. Der hohe Grad der Metamorphose dieser Gesteine und der Mineralgehalt sprechen für die Katazone.

Den östlichen Teil des untersuchten Gebietes erfüllt ein porphyrischer Granit, welcher Kalifeldspateinsprenglinge bis zu 15 cm Länge besitzt. In den randlichen Teilen dieses Granits schwimmen unverdaute Schiefergneisschollen. Der beobachtbare Sillimanit spricht für aufgenommene Substanz aus den Hüllgesteinen.

Die gesamte Schiefergneissmasse des Aufnahmegebietes, ob Ortho- oder Paragestein, wird nun von den fluiden Stoffen des Granits durchtränkt. Einige Umstände deuten aber darauf hin, daß noch eine ältere Intrusion als der südböhmische Batholith, nämlich der Gföhler Gneis, vorliegt. Es ist oft schwierig, beide Injektionen auseinander zu halten.

Von metamorphen Paragesteinen östlich der Granitgrenze beschreibt Verf. Cordieritgneise, Granatschiefergneise und Kinzigitgneise vom Plateau zwischen Großer und Kleiner Iser.

Am Aufbau des Ostronges nehmen teil: Ein Orthogneiskern, Cordieritgneise, Hornfelse verschiedener Typen, Paraamphibolite, Sillimanit-Flecken-  
gneise, Marmore und Graphit.

Metamorphe Orthogesteine haben ihre größte Ausbreitung in den Granatschiefergneisen zwischen den beiden Iserbächen am Südufer der Donau und am Südostfuß des Ostrong bei Marbach. Als Orthogneise liegen vor: Granitgneis Lambach (den Gföhler Gneisen entsprechend und den Kern des Ostronggewölbes bildend), Hornblendegneis St. Ostwald, Granulite Marbach und Ispertal, verschiedene Amphibolite, Eklogit und Serpentin (Olivinfels) aus dem Ispertal.

Die Erscheinungs- und Lagerungsformen obiger Gesteine entsprechen der moldanubischen Intrusionstektonik von F. E. SUSS. Spätere tektonische Beanspruchungen (jüngere Störungen) konnten das Wesen dieser nur örtlich beeinflussen und stehen in keinem Zusammenhang mit dem Bauplan des Gebirges.

**Chudoba.**

**A. Bion:** Geologisch-petrographische Studien im Gebiete der mittleren Schnella. (Lotos. 78. Prag 1930. 17—70. Mit 1 geol. Karte.)

Die in der weiteren Umgebung von Luditz und Rabenstein anstehenden kristallinen Schiefer haben den Vorzug, der ältesten Abteilung des böhmischen Algonkiums, der vorspilitischen Stufe und damit gleichzeitig den ältesten Gesteinen Böhmens überhaupt, anzugehören. Die vorliegende Untersuchung gibt nun eine petrographische Charakteristik und,

soweit es möglich ist, eine Übersicht der tektonischen Verhältnisse in dem hier nordwestlich anschließenden Teil des Grundgebirges, dem Luditz—Rabensteiner Streifen.

Die Metamorphose ist durch die zunehmende Tiefenlage der ursprünglichen Sedimente bedingt und ging parallel den varistischen Gebirgsbewegungen. Zu den ältesten Schichten zählt der Glimmerschiefer, welcher Einfallen unter die Phyllite zeigt. Unter dem Einfluß der gebirgsbildenden Vorgänge kristallisierten auch jene basischen Gesteine um, die während der Bildung der Sedimente zur Effusion gelangten und jetzt als schieferige, hornblendereiche Gesteine im Grundgebirge auftreten.

Dem sog. Buchauer Gneis kommt für die Herausbildung der Glimmerschiefer nur eine geringe Rolle zu. Im allgemeinen läßt sich feststellen, daß die Sedimente zur Zeit der Intrusion der ehemals granitischen Gänge in schon ziemlich hoch metamorphem Zustande vorlagen; denn die Kontaktmetamorphose hat schon Glimmerschiefer mit ausgebildeten Granaten, Oligoklasen usw. erfaßt.

Zahl und Mächtigkeit der granitischen Lagergänge nimmt mit abnehmender Entfernung vom Buchauer Zentralkörper zu. Jeder derselben enthält eingeklemmte Schiefer von wechselnder Mächtigkeit. Nördlich der Linie, die von Pohlem in nordwestlicher Richtung zum Nordabhang des Stürzelberges führt, tritt der Gneis fast schon durchwegs als herrschendes Gestein auf.

Die Glimmerschiefer zeigen besonders in den Fältelungen bisweilen kräftige Kataklyse, wie verbogene Biotitlamellen, undulöse Quarze, zerwalzte Granatkörner u. a. mehr. Der Umkristallisation folgte demnach eine mechanische Umformung. Letztere im Verein mit geringfügigen Umkristallisationsvorgängen sind besonders für die wenig kristallinen Phyllite maßgebend. Deutlich tritt sie hervor in den Zickzacktexturen der Phyllite der Rabensteiner Gegend, wo jede Umbiegung gleichzeitig eine Bruchfläche bedeutet. Begünstigend für die Umkristallisation wirkten in den Phylliten die verschiedenen Intrusivgesteine und teilweise der Tysser Granit, welcher eingehend beschrieben wird.

Zu den typischen Kontaktbildungen obigen Granits gehören vor allem die Hornfelse und Fleckschiefer. Kontakthöfe mit zonenartiger Verteilung fehlen.

Die ziemlich verbreiteten Ablagerungen der Carbon- und Permzeit sind die einzigen sedimentären Gesteine paläozoischen Alters. Sie bilden in wenig wechselnder Verschiedenheit die Ausfüllung der Manetin-Modschiedler Mulde, die ihrerseits als die nordwestliche Fortsetzung des Pilsner Kohlenreviers aufzufassen ist. Die Mulde enthält Kohlenflöze verschiedener Mächtigkeit.

Im letzten Abschnitt werden das Tertiär und die tertiären Eruptivkörper behandelt. Letztere bilden gegenwärtig die höchsten Erhebungen (bis 692 m) der Landschaft. Geologisch, wie auch ihrer Zusammensetzung nach gehören sie dem Duppauer Gebirge an, als dessen südlichste Ausläufer sie aufzufassen sind. Dem Diluvium und Alluvium sind wenige Bemerkungen gewidmet.

**Chudoba.**

**O. Hackel:** Chemische Analysen einer Marienbader Gesteinsserie. (Věstník Stát. geol. ústavu Českoslov. republiky. 5. Heft 4—5. 1929. Sep. 1—3. Praha 1929.)

Es werden neun Analysen einer Gesteinsserie aus der Umgebung von Marienbad mitgeteilt, welche Verf. vor mehreren Jahren für den verstorbenen Herrn Prof. ROSIWAŁ verfertigt hat, der aber dieselben nicht veröffentlichte. Die Analysen lauten:

	1.	2.	3.	4.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	62,97	53,75	75,10	73,60
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,72	1,54	Spur	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17,51	18,96	12,80	14,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,88	1,46	Spur	0,57
FeO . . . . .	4,01	6,54	1,31	1,31
MnO . . . . .	0,12	0,15	0,005	0,004
CaO . . . . .	3,07	6,22	0,28	0,40
MgO . . . . .	1,93	3,72	0,08	0,22
K <sub>2</sub> O . . . . .	4,01	2,87	7,18	3,28
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,09	2,98	3,29	3,66
Ges. H <sub>2</sub> O . . . . .	0,47	0,60	0,39	0,63
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,19	0,18	0,07	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,33	0,45	0,05	0,28
ZrO <sub>2</sub> . . . . .	0,05	0,01	—	F . . . . . 0,06
BaO . . . . .	0,09	S 0,03	—	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . 0,72
S . . . . .	Spur	—	—	99,56
Summe . . . . .	100,44	99,46	100,55	— O für F 0,03
				99,53
H <sub>2</sub> O bis 110° C	0,12	0,32	0,06	0,20
H <sub>2</sub> O üb. 110° C	0,35	0,28	0,33	0,43
Glühverlust . . . . .	0,42	0,23	—	—

1. Porphyrtiger Granit, Marienbader Granit, Steinbruch an der Karlsbader Straße (R.).
2. Quarzglimmerdiorit, Baustein der Talsperren-Zyklopenmauer der Marienbader Talsperre (R.).
3. Rosa-Aplit, Weg zwischen Turm östl. Panorama Hamelikaberg (R.), Turmalin-Aplit (H.).
4. Turmalinführender Ganggranit, Königwartestraße bei Rehknoek, Marienbad WNW (R.).
5. Aplitischer Ganggranit, östliches Teichufer, Marienbader Talsperre (R.).
6. Quarzporphyr (Mikrogranit). Gang im Granit beim Mühlberg-Reservoir, Marienbad (R.). Granitporphyr (H.).
7. Quarzporphyr, Nordabhang des Hamelika (R.). Granitporphyr-Syenitporphyr, lamprophyrisch (H.).

8. Quarzporphyr, dunkle Varietät. Im Granit des Dachsteins ober dem Mühlberg-Reservoir, Royanersstraße (R.). Syenitporphyr, lamprophyrisch (H.).
9. Neuer Kleiner Steinbruch bei Café Hochwald, C. 741. 14. VI. 1907 (R.). Eklogitartiges Übergangsgestein, nicht näher benennbar (H.).

	5.	6.	7.	8.	9.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	72,02	71,56	66,67	64,22	49,09
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,21	0,24	0,45	0,67	0,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15,35	15,59	14,38	15,00	17,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,16	0,29	1,54	0,65	1,40
FeO . . . . .	1,74	2,39	2,76	4,86	6,42
MnO . . . . .	0,01	0,02	0,006	0,02	0,04
CaO . . . . .	0,70	0,82	2,12	2,85	11,08
MgO . . . . .	0,40	0,37	1,64	2,13	9,48
K <sub>2</sub> O . . . . .	4,34	4,58	4,73	3,59	0,48
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,95	3,24	3,39	4,31	2,40
Ges. H <sub>2</sub> O . . . . .	0,87	0,80	2,38	1,40	1,30
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,11	0,33	0,52	0,48	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,20	0,06	0,18	0,38	Spur
S . . . . .	—	—	—	—	0,13
Fe . . . . .	—	—	—	—	0,21
Summe . . . . .	100,06	100,29	100,77	100,56	100,19
H <sub>2</sub> O bis 110° C	0,14	0,20	0,29	0,22	0,19
H <sub>2</sub> O üb. 110° C	0,73	0,60	2,09	1,18	1,11

Fr. Ulrich.

**Mil. Walťová-Adamová:** Gabbro und verwandte Gesteine aus der weiteren Umgebung von Týnec nad Labem. (Sborník Stát. geol. ústavu Československé rep. 8. 1928—1929. Sep. 1—44. Mit 2 Taf. Čechisch, franz. Zusammenfassung. Praha 1929.)

Vorliegende Arbeit bringt einen Beitrag zur genaueren Kenntnis der basischen Eruptivgesteine, welche am nordwestlichen Ende des Eisengebirges (Železné hory) beiderseits der Elbe in der Umgebung von Elbe-Teinitz (Týnec nad Labem) an zahlreichen Stellen auftreten.

1. Gabbro von Vinařice tritt in Form eines Stockes auf, in welchem man mehrere Fazies mikroskopisch unterscheiden kann. Neben dem Hauptgestein, welches aus Labrador, Diallag, Uralit, Epidot, Apatit, Biotit und schwarzem Erzmineral besteht, werden stärker umgewandelte Partien erwähnt, in denen Ilmenit mit Titaniträndern, Chlorit, Rutil, Klinozoisit, Quarz, Laumontit, Prehnit und Skapolith mit Turmalin, Calcit und Sericit konstatiert wurden. Diese Umwandlung dürfte mit der Intrusion eines monzonitischen Gesteines zusammenhängen, welches Ref. in Vinařice konstatiert hat. Es besteht aus Labrador (zonar bis zum Oligoklas),

Orthoklas, Mikroklin, Biotit, diops. Pyroxen, Apatit, Quarz und Chlorit sowie Myrmekit und Epidot.

2. Von Týnec nad Labem wird wieder Gabbro erwähnt, in welchem interessante Einschlüsse eines syenitischen resp. monzonitischen Gesteines mit Einschmelzungserscheinungen und Neubildung von Kontaktmineralien beobachtet wurden.

3. Gabbroartiges Gestein wurde auch am rechten Elbeufer an der Lokalität „Pod Kolem“ als Gangausfüllung beobachtet. Es wird durch jüngere Adern begleitet, in denen Chalkopyrit (z. T. in Malachit umgewandelt), Pyrit, Chlorit, Albit, Quarz und Calcit konstatiert wurden. Auch die Umwandlung der Phyllite, welche das Gabbrogestein durchbricht, wird kurz geschildert.

Als weitere Gabbrovorkommen werden 4. Bernardov, 5. „Olšová léč“, 6. Zbraněves, 7. die Gegend von Morašice, 8. Litošice und 9. Telčice erwähnt.

Während alle bisher angeführten Lokalitäten im Gebiete des schwach umgewandelten Algonkiums resp. Paläozoicums liegen, stammt das letzte studierte Gestein von Tři Dvory bei Kolín bereits aus dem Gebiet des Kristallinicum und zeigt infolgedessen auch einige abweichende Merkmale, wenn es auch nach der chemischen Analyse z. B. mit dem Gabbro von Vinařice recht nahe verwandt ist. Es werden fünf verschiedene Abarten beschrieben, z. T. mit erhaltener Gabbrostruktur, z. T. bereits echte kristalline Schiefer, teilweise eklogitartig. Eine starke hydrothermale Umwandlung gibt sich durch Anwesenheit von Uralit, Analcim, Natrolith, Laumontit, Quarz, Turmalin, saure Feldspäte und Chlorit kund, welche in Adern im Hauptgesteine auftreten.

Im zweiten Teile der Arbeit werden auf Grund von drei chemischen Analysen (ausgeführt von V. VESELÝ) die genetischen Verhältnisse der studierten Gesteine diskutiert und dieselben genauer im petrographischen System eingereiht. Die Analysen lauten:

	I.	II.	III.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	46,25	67,97	48,21
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,12	0,49	0,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	18,40	15,63	16,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,45	0,59	1,57
FeO . . . . .	8,92	3,51	6,44
MnO . . . . .	0,17	0,07	0,12
CaO . . . . .	10,50	2,81	11,43
MgO . . . . .	9,92	1,00	9,92
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,45	3,15	0,42
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,43	4,11	2,46
H <sub>2</sub> O chem. geb. . .	1,52	0,56	1,44
H <sub>2</sub> O (— 105° C) . .	0,07	0,10	0,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,15	0,23	0,16
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	0,04
Σ . . . . .	100,35	100,22	100,24

Dichte bei I., II. nicht angegeben, bei III. 2,88.

Analyse I entspricht der grobkörnigen Gabbrofazies von Vinařice, II dem lichten monzonitischen Gesteine von ebendort, III dem Gabbro-amphibolit von Tří Dvory bei Kolín. Die Analysen werden nach der Methode von OSANN, NIGGLI und HOMMEL diskutiert und besonders das gegenseitige Verhältnis der Gesteine I und II ausführlich erörtert. Die Verf. kommt zum Resultat, daß das lichte Gestein, welches chemisch am nächsten dem Rapakivit (nach ROMBERG-BURRI) von Predazzo steht, ein jüngerer, dem Gabbro fremdes Magma vorstellt, mit dessen Intrusion die Skapolithisierung und andere Umwandlungerscheinungen des Gabbros von Vinařice im Zusammenhange stehen dürften. **Fr. Ulrich.**

**A. Huyer:** Der Granitkontakt des Schwarzbrunngebirges. (Mitt. d. Vereins der Naturfreunde in Reichenberg. 50. 1929. 48—65.)

Das Schwarzbrunngebirge bildet einen von ONO nach WSW ziehenden Rücken südöstlich von der Stadt Gablonz a. N. in Nordböhmen.

Der Granit des Schwarzbrunngebirges hat hier in hohem Maße auf die Phyllite des Gebietes kontaktmetamorph eingewirkt.

Als Kontaktprodukte werden beschrieben:

1. In größerer Entfernung vom Granit Glimmerschiefer mit Feldspat-Porphroblasten. Sie vertreten augenscheinlich die Fleck- und Fruchtschiefer anderer Kontakthöfe.

2. Unmittelbar an Granit anstoßend finden sich:

- a) Cordierit-Andalusit-Hornfelse.
- b) Cordierit-Knotenglimmerschiefer.
- c) Andalusit-Glimmerschiefer.

Mit den Gesteinen, die durch den Granit kontaktmetamorph verändert wurden, kommt ein Aktinolithfels-Gestein vor, dessen Stellung ungeklärt bleibt. **Chudoba.**

**K. Zapletal:** Das Kristallin zwischen dem Eisengebirge, dem böhmisch-mährischen Hügellande und den Sudeten. (Sborník Klubu Přírodovědeckého v Brně für das Jahr 1929. Jahrg. XII. 95—103. Čechisch mit deutscher Zusammenfassung. Brno 1930.)

Die Arbeit bringt neue Beobachtungen aus dem Gebiete von Ostböhmen und Nordwestmähren und betrifft das Kristallinikum der Žďárer Berge und das westlich angrenzende Gebiet der Phyllite bei Krucemburk und Vojnův Městec, welche bereits durch ROSIWAL kartiert wurden, ferner das Gebiet der Phyllite zwischen Letovice und Moravská Třebová (Mährisch-Trübau), endlich das Gebiet der Wackengneise zwischen Šilperk (Schildberg) und Moletín. Es werden hauptsächlich die Lagerungsverhältnisse geschildert und dann die Beziehungen der beschriebenen Serien diskutiert. Wichtig scheint mir die Feststellung, daß die Wackenserie im Hangenden der moldanubischen Meso- und Katagesteine

zusammen mit ihnen über das Moravische gegen O resp. SO geschoben wurde. Bezüglich aller Einzelheiten muß auf das Original verwiesen werden.

**Fr. Ulrich.**

**Jos. Stěpánek:** Biotit-Pyroxen-Syenit von Jihlava (Iglau). (Zprávy komise na přírodovědecký výzkum Moravy a Slezska, oddělení mineralog. č. 3. Sep. 1—38. 2 Textfig. Čechisch mit deutschem Resumé. Brno [Brünn] 1930.)

Es wird die genaue petrographische Charakteristik des Pyroxensyenites gegeben, welcher ein kleines Massiv südöstlich von Jihlava (Iglau) im Moldanubicum an der böhmisch-mährischen Grenze bildet und bereits in geologischen Arbeiten von K. HINTERLECHNER näher erwähnt wurde.

Nach der Schilderung der geologischen Verhältnisse des studierten Gebietes folgt die Beschreibung der mikroskopischen Physiographie des Gesteines von verschiedenen Fundorten (Puklice, Bransouzy, Panská Lhota, Strážov, Bradlenec usw.). Das Gestein ist wesentlich aus Orthoklas, saurem Plagioklas (Oligoklas-Andesin  $\pm$ ), Biotit (teilweise chloritisiert), Hypersthen, Diopsid, Amphibol (Uralit) zusammengesetzt. Als Neben- und Übergemengteile wurden Quarz, Apatit, Zirkon, Magnetit, Ilmenit, Pyrrhotin, Rutil und Titanit konstatiert. Die relative Menge einzelner Bestandteile variiert recht stark, wie folgende zwei Angaben beweisen:

	Pyroxen	Biotit	Feldspat	Quarz + Akzessorien
Syenit von Puklice . .	9	11	78	2
„ „ Předboř . .	17,7	15	63,2	4,1

Der Syenit von Jihlava ist von mehreren Quetschzonen in der Richtung NW—SO durchsetzt, an denen starke Katakklase sich geltend macht. In der Umgebung von P a n s k á L h o t a kann man alle Stufen der Mylonitierung verfolgen, die O. STAUB vom Berninagebirge beschrieben hat.

Die Differentiation des Syenits von Jihlava ist recht schwach. Es handelt sich um lichte, saure Aplite und Pegmatite, andererseits um dunkle, basische Dioritsyenite. Von den pegmatitischen Gesteinen ist besonders der Li-Bepegmatit von Puklice beachtenswert, welcher durch ZD. JAROŠ beschrieben worden ist (vgl. dies. Jb. 1928. I. 306). Die basischen Typen stammen von Puklice und Petrovice. Im Dioritsyenit der letzteren Lokalität wurden zahlreiche Bruchstücke der Schieferhülle beobachtet, die eingeschmolzen und teilweise assimiliert worden sind. Einige Bruchstücke sind von dioritischem Charakter und stellen sicher die Trümmer einer älteren, vom Dioritsyenitmagma durchbrochenen Hülle vor. Manche Blöcke des Petrovicer Dioritsyenits sind ganz mit den Bruchstücken erfüllt, so daß sie einer Eruptivbreccie ähnlich sind. Es werden zwei neue Analysen des Jihlavaer Pyroxensyenits (ausgeführt von Ing. J. VYSLOUŽIL) veröffentlicht, und zwar von Puklice (I.) und Předboř (II.), welche gleichzeitig mit der älteren Analyse von O. HACKEL (III. publiziert in den Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien, 1913, S. 434, näherer Fundort nicht angegeben) nach den Methoden von ROSENBUSCH, LOEVINSON-LESSING, OSANN und NIGGLI berechnet und diskutiert werden.

	I.	II.	III.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	58,97	58,25	59,82
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,33	0,77	0,81 + ZrO <sub>2</sub> 0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14,07	12,78	13,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,65	1,43	3,39
FeO . . . . .	5,31	5,70	2,98
MnO . . . . .	0,67	Spur	—
CaO . . . . .	4,58	4,60	3,90
MgO . . . . .	5,43	5,72	5,80
K <sub>2</sub> O . . . . .	4,46	5,52	5,39
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,81	4,36	2,22
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,19	0,45	0,86
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,12	0,42	0,77
S . . . . .	0,08	—	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	0,35
SO <sub>3</sub> . . . . .	—	—	0,28
Σ . . . . .	100,67	99,92	99,78
Dichte . . . . .	2,88		

[Die Untersättigung an Al bei der Analyse II, welche sich bei der Berechnung nach OSANN zeigt und für welche nach der mikroskopischen Diagnose kein Grund vorhanden ist, ebenso ziemlich hoher negativer Wert von q z nach NIGGLI (trotzdem freier Quarz konstatiert wurde), lassen eine Überprüfung der gefundenen Werte, besonders mit Rücksicht auf Alkalien, Tonerde und auch TiO<sub>2</sub> als notwendig erscheinen. Anm. d. Ref.]

Die berechneten Werte nach OSANN und NIGGLI lauten:

A. OSANN:

Werte	I.	II.	III.
A . . . . .	6,95	8,30	6,09
C . . . . .	1,84	0,38	2,36
F . . . . .	19,47	19,25	17,17

Formel:

	s	a	c	f	s	a	c	f	s	a	c	f
	62,95	7,38	1,95	20,67	63,36	8,91	0,4	20,69	65,93	7,13	2,76	20,11
S : Al : F	20,3	2,8	6,9		20,8	2,8	6,4		21,1	2,7	6,2	
Al : C : Alk	12,6	7,5	9,9		11,7	7,1	11,2		13,8	7,1	9,6	
NK . . . . .				5,64				5,42				3,84
MC . . . . .				6,24				6,34				6,75
n . . . . .				5,64				5,42				3,84
m . . . . .				7,34				7,32				7,66
k . . . . .				0,97				0,92				1,12

B. NIGGLI:

Analyse	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt	qz
I . . . . .	169,6	23,8	43,3	14,1	18,8	0,43	0,54	0,32	III. —	5,6
II . . . . .	168,9	21,8	41,7	14,2	22,3	0,45	0,59	0,34	III. —	20,3
III . . . . .	191,5	24,8	43,9	13,4	17,9	0,61	0,63	0,31	III. +	19,9

Ein Vergleich mit dem seinerzeit durch Rosický genau untersuchten Pyroxensyenit von Tábor (vgl. dies. Jb. 1916. I. 319) zeigt die enge „Blutsverwandtschaft“ beider Gesteine, wie es auch bei der mikroskopischen Beschreibung bis in kleine Einzelheiten (z. B. Albitmikrolithe und Sagenitnadeln im Orthoklas, Wachstumserscheinungen am Biotit, Umwandlung der Pyroxene usw.) zu konstatieren ist. Es ist ein weiteres Beispiel für die innige Gauverwandtschaft der variszischen Intrusiva, auf welche besonders F. E. SUESS in neuerer Zeit hingewiesen hat.

Fr. Ulrich.

**Vlad. Steinocher:** Granitvorkommen in der Umgebung von Olomouc (Olmütz). Časopis Vlast. spolku musejního. 68. 1930. Sep. 1—11. Čechisch. Olmütz 1930.)

Die Arbeit bringt nähere petrographische Charakteristik einiger kleinen Granitinseln und angrenzenden Gesteine, welche aus der diluvialen Decke in der Umgebung von Olomouc-Olmütz (Nordmähren) herausragen.

Es handelt sich um die Steinbrüche bei Přední Příska bei Drahlav, ferner die Vorkommen bei Třebčín und Kaple auf der Strecke Olomouc—Kostelec na Hané. Es wird die mikroskopische Physiographie der Mineralien gegeben; einige Irrtümer in der Literatur werden berichtigt.

Fr. Ulrich.

**K. Proelik:** Skarngesteine aus der moldanubischen Glimmerschieferzone bei Pernstein in Mähren. (Min. u. Petrogr. Mitt. 40. 1930. 437—441.)

Verlassene Magnetitschürfe bei Pernstein ermöglichen einen Einblick in die komplizierten Metamorphoseverhältnisse der Glimmerschieferzone des Moldanubicums. Neben normalen Glimmerschiefern werden muscovitarme bis -freie Biotitglimmerschiefer angetroffen, die durch ihren Reichtum an Sillimanit und Disthen auffallen. Die Skarne stellen hier wie auch anderwärts kontaktmetamorphe Carbonatgesteine vor, welche aus Granat, saftgrünem Augit und schwärzlichgrüner Hornblende bestehen. Lagenweise Anreicherung führt zu verschieden gefärbten Bändern. Die Skarne sind stellenweise intensiv gefaltet. Vererzung und Skarnbildung stellen einen sehr alten kontaktmetamorphen Vorgang vor, über den die jüngere Tektonik, vor allem die Überschiebung der moldanubischen Scholle auf das moravische Gebirge (Grenze Devon—Culm) mit ihrer Umbildung der Gneise zu Glimmerschiefern, hinwegging. Jüngere Injektionen, welche sich auch in den Glimmerschiefern nachweisen lassen, lösten die Skarngesteine unter Zufuhr von Feldspat, später von Biotit, auf. Noch jünger ist der Nachschub von Turmalin, dem schließlich Chloritbildung folgte. Die Chloritisierung scheint der letzten Phase der moldanubischen Überschiebung, welche die hochkristallinen Glimmerschiefer zu Phylliten diaphthoritisiert, beigeordnet zu sein.

Chudoba.

**A. Pelikan:** Glaukophan aus dem Riesengebirge. (Lotos. 76. Prag 1928. 335—344. Mit 1 Textfig.)

Ein als „Pseudoglaukophanschiefer Hoheneibe aus der Elbe“ bezeichnetes Gestein, das bisher nicht anstehend gefunden wurde, zeigt neben

Hornblende noch Epidot, Zoisit, Chlorit, Muscovit, Plagioklas, Orthoklas, Magnetit und etwas Quarz.

Die Hornblende tritt in einer blauen und grünen Abart auf. Die erstere bildet langgestreckte, in der Prismenzone gutentwickelte Säulchen mit (110), (010), (011) und (101). Pleochroismus ist sehr stark.  $n_\beta$  (der c-Achse zunächst liegend) = ultramarinblau,  $n_\alpha$  = farblos,  $n_\gamma$  = violett. ( $\beta > \gamma > \alpha$ ). Auslöschungen auf 010 für Li-Licht:  $9^\circ 29'$ , für Na-Licht  $11^\circ 48'$ , für Ta-Licht  $12^\circ 29'$ . Achsenebene  $\perp$  010. Optischer Charakter negativ. Achsenwinkel  $2 E_{Na} = 51^\circ 40'$ .  $\rho < v$ . Für diese Hornblende wird der Namen Pseudoglaukophan vorgeschlagen.

Die grüne Hornblende ist gemeine Hornblende, mit Pseudoglaukophan oft parallel verwachsen.

Die übrigen Gemengteile zeigen keine Besonderheiten.

Eine Analyse des Gesteins gibt folgende Zusammensetzung wieder:  $SiO_2 = 47,92$ ,  $TiO_2 = 2,69$ ,  $Al_2O_3 = 18,17$ ,  $Fe_2O_3 = 6,41$ ,  $FeO = 5,52$ ,  $MnO = 0,41$ ,  $MgO = 3,31$ ,  $CaO = 7,53$ ,  $Na_2O = 5,59$ ,  $K_2O = 0,98$ ,  $P_2O_5 = 0,29$ ,  $H_2O + 115^\circ = 1,35$ . Summe 100,17. Das Gestein wird als „Glaukophan-Epidot-Plagioklasschiefer“ klassifiziert.

**Chudoba.**

**A. Watznauer:** Der südliche Kontakt des Riesengebirgsgranits und das angrenzende Schiefergebiet. (Lotos. 78. Prag 1930. 112—162. Mit 13 Fig. und 1 Karte.)

Die Besprechung folgt dem natürlichen Ablauf der Bildungsgeschichte des Gebirges. Stratigraphische Grundlagen zur Einordnung in bestimmte Zeiten bezüglich der Bildung der Sedimente, sowie zur Bestimmung der Faltung sind aber äußerst dürftig. Das einzig sichere Glied ist Untersilur. An Stelle einer zeitlichen Gliederung wird daher eine petrographische gesetzt.

Das rein dynamometamorphe Gebiet ist zum großen Teil von Phyllit eingenommen, der nach O in Glimmerschiefer übergeht. Die Mineralneubildungen infolge der Dynamometamorphose sind bei den vorliegenden sauren Gesteinstypen ziemlich zurücktretend. Muscovit, Quarz, Albit, selten Biotit, sind die wesentlichen Minerale, die sich bei der Dynamometamorphose neugebildet haben. Sillimanit fehlt vollständig, was auf Epi- bis Mesozone hinweist.

Der Glimmerschiefer ist Kontaktprodukt des Orthogneises [gemeint ist wohl das Ausgangsmaterial des Orthogneises. Ref.], welcher mit der Annäherung gegen den Orthogneis durch stärkere Granatführung ausgezeichnet ist. Gesteine im Kontakthof des Zentralgranites haben nur wenige Reste von Granaten. Im Glimmerschiefer und im Phyllit werden zahlreiche Einlagerungen, wie Quarzite, Kalke, Grünschiefer, Porphyroide, Erlanfelse u. a. erwähnt und ihrer petrographischen Beschaffenheit nach wiedergegeben. Unter „Grünschiefer“ werden aus basischen Magmen hergeleitete Gesteine zusammengefaßt, zu welchen aber auch einige Chloritgneise einbezogen werden, da sie eine Trennung auf der Karte nicht zulassen.

Große Verbreitung haben Orthogneise von porphyritischer Zusammensetzung. Ein Porphyroid aus einem Steinbruch an der Iserstraße von Wenzeldorf nach Rochlitz hat folgende Zusammensetzung (Analyse I):

	I.	II.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	69,63	54,79
TiO <sub>2</sub> . . . . .	Spur	0,086
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15,88	23,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,07	0,213
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,99	2,667
FeO . . . . .	2,38	6,419
MgO . . . . .	1,39	2,64
MnO . . . . .	Spur	0,044
CaO . . . . .	2,09	0,83
K <sub>2</sub> O . . . . .	4,38	4,029
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,02	2,103
H <sub>2</sub> O . . . . .	—	3,25
Summe . . . . .	100,94 <sup>1</sup>	100,211

Ausgewalzte Quarze und Feldspateinsprenglinge in einem sericitischen Grundgewebe, Albit, wenig Mikroklin und einzelne Biotite, sowie Magnetit bilden den Mineralgehalt obigen Porphyroids aus dem Isertal.

Während im südlichen Teile des aufgenommenen Gebietes die Gesteine ihren wesentlichen Charakter durch die obenerwähnte Dynamometamorphose erhalten haben, ist im nördlichen Teile über die dynamometamorphen Gesteine noch eine Kontaktmetamorphose gelegt worden. Sie ist hervorgerufen durch das Empordringen des zentralen Iser-Riesengebirgsgranitstockes.

Im angrenzenden Schiefermantel lassen sich durch den Kontakt drei Zonen unterscheiden: Eine innerste Hornfelszone, eine mittlere Knotenschieferzone und eine äußerste Fleckschieferzone.

Besondere Aufmerksamkeit schenkt Verf. kontaktmetamorphen Gesteinen, welche durch gut entwickelte Albitkristalle in einem chloritischen Grundgewebe von schuppiger Struktur ausgezeichnet sind und glimmerschieferartiges Aussehen haben. Ein solches Gestein vom Nordabhange der Plamur hat die Zusammensetzung der Analyse II.

Die durch die Kontaktwirkung entstandenen Erzlagerstätten werden im Anhang kurz besprochen. Einige wenige Bemerkungen über die auffallendsten morphologischen Erscheinungen des Untersuchungsgebietes bilden den Schluß der sicher noch tiefgründiger durchführbaren Abhandlung.

**Chudoba.**

**Vlad. Zoubek:** Geologische Studien aus dem Vepor-Gebirge in der Slowakei. (Věstník Stát. geol. ústavu R. Č. S. 4. Nr. 4—5. Praha 1928. Sep. 1—12. Mit 2 Textfig. Čechisch. Französische Zusammenfassung.)

<sup>1</sup> Ohne H<sub>2</sub>O-Bestimmung und 100,94! Sicher keine allzu verlässliche Analyse. Ref.

In dieser vorläufigen Mitteilung wird hauptsächlich über die geologischen und petrographischen Verhältnisse des Kristallins bei Hrončok südlich von Podbrezová und nordwestlich von der letzteren in der mittleren Slowakei berichtet. Bei Hrončok werden zwei selbständige Serien unterschieden, welche durch mächtige diaphthoritische Zone getrennt sind.

Die granitisierte Serie besteht neben den Orthogneisen aus Glimmerschiefern, Amphiboliten und Migmatiten. Die Phyllit-Serie wird durch sericitische und chloritische Phyllite vertreten. Ihre mineralische Zusammensetzung wird kurz geschildert und das reichliche Vorkommen von Turmalin in den Diaphthoriten erwähnt. [Die Erklärung, welche für seine Entstehung gegeben wird — durch tektonisch verursachte molekulare Destruktion der Granitbestandteile —, scheint dem Ref. vollständig unbegründet, die Bildung durch posteruptive Exhalationsprozesse, wie man sie aus zahlreichen Stellen des Zips-Gömmörer Erzgebirges kennt, ist viel wahrscheinlicher!] Die Diaphthorese fällt wahrscheinlich bereits in die vorpermische Zeit hinein. Das zweite Gebiet wird nur schlagwortartig charakterisiert. **F. Ulrich.**

**August Doidesheimer:** Ein interessantes Basaltvorkommen in der Slowakei. (Stein-Ind. 25. 1930. 191.)

Am Fuße der kleinen Karpathen, an der neuen Grenze der Tschecho-Slowakei und Ungarn, liegt in etwa 300—500 m Meereshöhe über den Bergkuppen eine Basaltdecke. Es hat sich hier eine große Steinbruchindustrie entwickelt, über die Verf. nähere Angaben macht. Sonst ist zu bemerken, daß der Basalt nicht in der bekannten Säulenform oder in Platten ansteht, sondern in der Hauptsache in mächtigen kompakten Felsen. Der Basalt hat in seiner Struktur und Bearbeitungsmöglichkeit Ähnlichkeit mit feinkörnigem Granit und läßt sich in seiner Bergfeuchtigkeit auch in analoger Weise spalten. Interessant sind die Angaben, die Verf. gibt betr. Vorbereitung des Winterbetriebs. Man arbeitet dort in den kalten Bergen das ganze Jahr hindurch, auch im Schnee und Eis gleichmäßig. **M. Henglein.**

### Ostalpen.

**Angel, Fr.:** Gesteine vom südlichen Großvenediger. (Dies. Jb. Beil.-Bd. 59. A. 1929. 223—272.)

**Drescher, F. K. und M. Storz:** Zur Tektonik und Genese des Bergeller Massivs. (Versuch zur Behebung einiger Einwände.) (Cbl. f. Min. etc. 1929. A. 239—251.)

**F. Angel:** Stubachit und Stubachitserpentine vom Ganoz (bei Kals in Osttirol). Ein Beitrag zum chemischen und physiographischen Studium von Serpentinmineralien. (Zs. Krist. 72. 1929. 1—41. Mit 1 Taf. u. 7 Textfig.)

Nach WEINSCHENK sind Stubachite Massengesteine und Stubachitserpentine umgewandelte Stubachite (= Olivin + Antigorit + Pyroxen).

Verf. erörtert zuerst die Stubachit-Genesis. Am Ganoz wurde ein neues Stubachit- und Stubachitserpentin-Vorkommen aufgefunden, welches chemisch und mikroskopisch genau untersucht wird. Als Resultat gilt, daß die Stu-

bachite typische Ungleichgewichte zwischen basischen Tiefengesteinen (etwa Olivin-Diallagfelsen) mit Pyroxencharakter und Serpentin darstellen, welche dann als Endglieder den Namen Stubachitserpentin führen. Da die Stubachite gewissermaßen im Werden begriffene Serpentine sind, muß man sie zu den Serpentinien stellen. Ihre typische Ausbildung erwerben sie in der zweiten Tiefenzone.

Den Serpentinpseudomorphen wird ein besonderes Augenmerk zugewendet. Die beobachteten Serpentinabarten, -formen und -verbände werden genetisch gegliedert und genetisch gedeutet. **Chudoba.**

### Ungarisches Becken und seine Randgebiete.

(Vgl. auch Karpathen auf S. 246 u. f.)

**V. Zsivny:** Andesitische Brotkrustenbombe von Tusnádfürdő. (Math. u. naturwiss. Anz. d. ung. Akad. d. Wiss. 46. Budapest 1929. 278—293. [Ungarisch mit deutschem Auszug.]

Die untersuchte Bombe von  $20 \times 14 \times 11$  cm Größe stammt aus der Nähe von Tusnádfürdő im Hargitagebirge (Siebenbürgen). Das Gestein ist ein biotitarmer Amphibolandesit. Chemische Zusammensetzung (Analytiker K. Emszt):  $\text{SiO}_2$  65,16,  $\text{TiO}_2$  0,44,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  16,13,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  1,57,  $\text{FeO}$  2,85,  $\text{MgO}$  2,19,  $\text{CaO}$  4,41,  $\text{SrO}$  0,08,  $\text{Na}_2\text{O}$  3,02,  $\text{K}_2\text{O}$  2,14,  $\text{H}_2\text{O} +$  1,33,  $\text{H}_2\text{O} -$  0,19. Summe 99,51. **A. Vendl.**

**E. v. Szádeczky-Kardoss:** Zur tektonischen Kenntnis der Umgebung vom Meszesgebirge (Siebenbürgen). (Mitt. d. berg- u. hüttenm. Abt. an der Kgl. ung. Hochschule f. Berg- u. Forstw. zu Sopron, Ungarn. Sopron 1930. 334—352.)

Der kristalline Zug des Meszesgebirges ist vorherrschend mit einer NO—SW-Streichrichtung gefaltet. Die wichtigsten Gesteine des Gebirges sind: 1. Granatchloritglimmerschiefer; 2. Muscovitschiefer; 3. Zweiglimmerschiefer; 4. Zweiglimmergneis; 5. (Kalkepidot-Chlorit-)Albitgneis; 6. Graphitquarzit; 7. Mylonit; 8. Amphibolit; 9. Leukophyr; 10. Dacit; 11. Sericitquarzit (metamorpher Sandstein); 12. metamorphes (Verrucano-) Konglomerat; 13. (metamorphe?) Limonit-Tonschiefer; 14. (teils metamorphe mesozoische?) Kalksteine und Dolomite.

Die kristallinen Gesteine bilden zwei petrographisch verschiedene Gruppen (Nord- und Süd-Meszes). Diese zwei Gruppen sind durch eine mylonitische Zone mit umgewandelten basischen Eruptivgesteinen voneinander abgetrennt. Eine Überschiebung ist hier vorhanden. Überschiebungsalter wahrscheinlich mittelcretacisch.

Auf Grund der Metamorphose kann man in beiden Gruppen wenigstens zwei isophysikalische Serien unterscheiden. Die Serien des nördlichen Kristallins sind: 1. Epikristalline Schiefer, welche teils vielleicht die Spuren einer früheren vorangehenden tieferen Umwandlung zeigen. 2. Wenig metamorphosierte permische (und event. mesozoische?) Gesteine. Man kann hier

im nördlichen Meszesgebirge eine vorwiegend präpermische Epimetamorphose und eine schwache postpermische Epimetamorphose unterscheiden. In der südlichen Gruppe des Gebirges lassen sich ähnlicherweise die folgenden Abteilungen unterscheiden: 1. Vorwiegend Mesogesteine, mit bedeutendem Anteil von Gesteinen granitischen Ursprungs und 2. eine kleine Serie von wenig metamorphosierten Ablagerungsgesteinen. Zeitpunkt der Sedimentation derselben ist noch unbekannt.

Der nördliche Kristallin ist über dem Eocän aufgeschoben. Aufschiebungsalter: Miocän. Die Aufhebung, Aushebung und Absonderung des nördlichen Gebietes ist somit ungefähr gleichalterig mit der Einsenkung des innertransylvanischen Blockes, aber jünger als die Überschiebung zwischen den zwei Kristallinen. Am nordwestlichen Rande des siebenbürgischen Beckens, östlich vom Meszesgebirge, befindet sich ein System von peripherischen, asymmetrischen, nach dem Becken zu stufenweise sich senkenden Falten. Die Bildung dieser Paläogenfalten scheint mit der Einsenkung des innertransylvanischen Blockes im Zusammenhang zu sein. Die Szamos-Linie befand sich während des Tertiärs in einer Aktivität: sie bildet die Faziesgrenze des Eocäns und sie hat die Faltung der pontischen Schichten beeinflusst.

A. Vendl.

**S. v. Szentpétery:** Oligoklasgesteine der Umgebung von Szarvaskő in Ungarn. (Mat. Nat. Anz. d. Ung. Akad. d. Wiss. 47. 432—467. Ungarisch.)

Das nordöstlich von Budapest liegende Bükkgebirge besteht hauptsächlich aus paläozoischen und altesozoischen Gebilden. Im südlichen Teile des Gebirges liegt ein ansehnliches mesozoisches (triadisches) gabbroidales Gebiet, wo die Mannigfaltigkeit der Gesteine ungemein groß ist. Es herrschen die Diabas- und Gabbroarten vor. Der dichte spilitische Diabas geht abwärts stufenweise in körnigen ophitischen Diabas, dann durch den Gabbrodias in Gabbro über. Diese Ausbildung in verschiedenen Niveaus war schon mit einer etwaigen Differenzierung verbunden, aber die größte Mannigfaltigkeit wurde durch die wirkliche magmatische Spaltung hervorgebracht. Dies ist außer den günstigen chemischen und physikochemischen Umständen teilweise auf eine gewisse Assimilation zurückzuführen. Das Ergebnis war einesteiils die beträchtliche Masse des ultrabasischen Peridotit- und Pyroxenitrandes, andernteils die schlierige Ausbildung der verschiedenen Gabbro-, Diorit- und Plagioklasarten und das leukokrate Ganggeföge, welches die Masse sozusagen durchspinnt. Die Übergangsarten (Dioritgabbro, Gabbropyroxenit, Gabbroperidotit, Gabbrodioritpegmatit, Labradorandesinit usw.) sind in Wahrheit zahlreich.

Die Oligoklasgesteine kommen in Konstitutionsschlieren (Oligoklasit), in Schliergängen und in eigentlichen Gängen (Oligoklaspegmatit und -aplit) vor. Sie sind leukokrate Spaltungsprodukte. Ihre Rolle ist geologisch sehr klein, petrographisch sind sie aber sehr wichtig, besonders bei der Lösung der Genese der Masse. Sie bestehen vorherrschend aus Oligoklas ( $Ab_{86}$ — $Ab_{66}$ ), stellenweise kommt minimaler Albit und Andesin vor. In den normalen

Arten ist die Menge des Feldspates ca. 85 %. Der Apatit und die sich oft sehr vermehrenden Eisenerze (Titanomagnetit und Ilmenit, selten Magnetit) sind noch ständige Gemengteile, spärlich ist aber der Biotit, selten der Augit und die Hornblende, noch seltenere, aber charakteristische Mineralien sind der Turmalin, Fluorit und Calcit, welch letzterer in den Pegmatiten primär ist. Lokal kommt Quarz, Granat, Pyrit, Zirkon, Rutil usw. vor. Orthoklas fehlt überall ganz.

In ihrer chemischen Zusammensetzung (7 Analysen) ist die große Menge des  $\text{Na}_2\text{O}$  (im Mittelwert 8,00 %) und der Eisenoxyde (i. M. 5,20 %), die Geringheit des  $\text{K}_2\text{O}$  (i. M. 0,30 %), das ständige Vorhandensein des  $\text{TiO}_2$  (i. M. 1,03 %) charakteristisch. Die Mittelmenge des  $\text{CaO}$  ist 3,43 %, die des  $\text{MgO}$  aber nur 0,75 %. Typische neutrale Gesteine:  $\text{SiO}_2$  ist i. M. 61,06 %, dessen größten Teil die Alkalien als höchst silifizierende Moleküle binden.

Diese Oligoklasgesteine hängen mit den Gesteinen der gabbroidalen Masse am engsten zusammen. Dies ist schon dann ersichtlich, wenn man den stufenweisen Übergang aller bisher bekannten Gesteine der eruptiven Masse im Felde kennt, dies zeigen weiter die physiographischen und petrochemischen Resultate. Die gemeinsame mineralische Beschaffenheit der sämtlichen Gesteine ist, daß sie keinen Orthoklas enthalten, ihr Plagioklas ist im Ab-Molekül verhältnismäßig reich (in den Spilitdiabasen steigt er manchmal bis  $\text{Ab}_{70}$ ), ferner, daß sie gewöhnlich viel Eisenerz enthalten und der Biotit, Augit und die Hornblende überall von derselben Art sind. Aus den petrochemischen Daten der sämtlichen Eruptiven (bisher 44 Analysen) fällt uns zuerst das überwiegende Vorherrschen des  $\text{Na}_2\text{O}$  gegenüber  $\text{K}_2\text{O}$  neben dem im allgemeinen geringen Kieselsäuregehalt, zweitens die beständige Gegenwart und beträchtliche Menge des  $\text{TiO}_2$  (im Peridotit 8,74 %) und der große Gehalt an Eisenoxyden auf. Ein interessanter gemeinsamer Zug ist, daß die  $\text{MgO}$  sogar in den olivinhaltenen Gliedern gering ist, und sie ist dem  $\text{CaO}$  gegenüber, der in den Oligoklasgesteinen hauptsächlich zur Bildung des An-Moleküls verwendet wird, nur im Peridotit nicht untergeordnet. Es ist also ganz natürlich, daß aus einem solchen Magma im Laufe der Liquefaction sich auch solche Teile abspalten konnten, aus denen die geschilderten Oligoklasgesteine stammten.

Von den analogen Gesteinsprovinzen ist das triadische Eruptivgebiet des Siebenbürgischen Erzgebirges und des Drócsagebirges in dieser Hinsicht der Szarvasköer Masse sehr ähnlich, dann die Gegend von Koswa im Nordural usw. usw.

**Autorreferat.**

### Karpathen.

**S. Kreutz:** Der Granit der Präkarpathen Südwestpolens und seine Beziehung zu den benachbarten Granitmassiven. (Bull. de l'Acad. Polonaise des Sciences et des Lettres. Cl. des Sciences Mathém. et Nat. A. 1927. 395—448. Mit 3 Taf.)

In der vorliegenden Arbeit wird der Versuch gemacht, auf die magmatischen Verhältnisse der Eruptivgesteine desjenigen Teiles der Präkarpathen

Licht zu werfen, aus dessen Abtragungsmaterial der Flysch der polnischen Westkarpthen, insbesondere in der nördlich von der Tatra gelegenen Zone, sich gebildet hat. Weiter wird untersucht, ob das zum Bau der Flyschkarpthen benutzte kristalline Material mit dem massiven Teil der noch bestehenden Gebirgsketten identisch oder nahe verwandt ist, oder ob ein selbständiges Gepräge ein charakteristisches Merkmal der Urkarpthen bildet.

Als Anhaltspunkte dienen die ziemlich häufig in Sandsteinen und Schiefern vorkommenden „exotischen“ Blöcke, weiter die Mineralien, welche im klastischen Teil der Sandsteine vorhanden sind.

Besondere Aufmerksamkeit wird den „sogenannten autochthonen kristallinen Gesteinen der schlesisch-galizischen Flyschzone“ gewidmet, vor allem dem Granit von Bugaj, dessen Analyse folgende Zusammensetzung gibt:  $\text{SiO}_2$  71,96,  $\text{ZrO}_2$  0,12,  $\text{TiO}_2$  0,42,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  13,66,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  2,25,  $\text{FeO}$  1,39,  $\text{MnO}$  0,12,  $\text{MgO}$  0,63,  $\text{CaO}$  1,43,  $\text{BaO}$  —,  $\text{Na}_2\text{O}$  3,41,  $\text{K}_2\text{O}$  4,04,  $\text{Na}_2\text{O} + 110^\circ$  0,77,  $\text{H}_2\text{O} - 110^\circ$  0,08,  $\text{S}$  0,02,  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,19,  $\text{F}_2$  0,20, Summe 100,69, —  $\text{F}_2 = 0 = 0,08$ . Summe 100,61. Der Granit von Bugaj kommt in einer grauen und roten Abart vor, doch besteht chemisch und mineralogisch kein Unterschied. Er nimmt eine Mittelstellung zwischen den Kalkkali-Graniten und typischen Alkali-Graniten ein, ist von den Tatrgraniten stark verschieden, erinnert viel eher an nordische Granite und steht dem schlesischen (sudetischen) Granattypus sehr nahe. Nach seiner mineralogischen Zusammensetzung, Struktur und der Bildungsgeschichte ist er beinahe identisch mit dem von K. H. SCHEUMANN beschriebenen und als „prävariskisch“ erklärten relik-tischen Biotit-Granit von Hammermühle aus der Frankenberger Scholle.

Unter den exotischen Blöcken aus der nächsten Umgebung von Bugaj werden Gesteine vom Granittypus, Porphyrgesteine, kristalline Schiefer und Gneise beschrieben. Eine eigenartige Struktur, die unter diesen Gesteinen öfters angetroffen wird, wird als „granit-pegmatitisch-porphyrisch“ bezeichnet. Charakteristische Albitisierungsprozesse werden studiert und die Myrmekitbildung mit diesen in Verbindung gebracht.

Eingehende Besprechung erfahren auch die exotischen Granite und Gneise aus anderen Punkten des westlichen Teiles der Flyschkarpthen. Aus der pieninischen Gruppe ist der Granit von Stare Bystre besonders erwähnenswert, da er trotz nächster Nähe des Tatragebirges von dem gewöhnlichen Biotitgranit der Tatra sehr verschieden ist. Nach einer Analyse von W. BURIAN gilt folgende Zusammensetzung im Mittel:  $\text{SiO}_2$  73,42,  $\text{ZrO}_2$  0,04,  $\text{TiO}_2$  0,17,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  12,41,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  1,42,  $\text{FeO}$  1,33,  $\text{MnO}$  0,19,  $\text{MgO}$  0,19,  $\text{CaO}$  0,56,  $\text{BaO}$  0,05,  $\text{Na}_2\text{O}$  3,68,  $\text{K}_2\text{O}$  4,79,  $\text{H}_2\text{O} + 125^\circ$  0,74,  $\text{H}_2\text{O} - 125^\circ$  0,24,  $\text{S}$  0,01,  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,18,  $\text{F}_2$  0,20. Summe 100,75, —  $\text{O} = \text{F}_2$  0,10. Spez. Gew. 2,594—2,617.

Chemisch schließt sich dieser Granit dem Granit von Bugaj an.

Zum Schluß wird die Aufeinanderfolge der zu verschiedenen Zeitpunkten stattgefundenen Intrusionen und Eruptionen in dem besprochenen Gebiet Polens studiert und eine zweimalige zyklische Änderung der Magmen konstatiert. Trotz lokaler Unterschiede werden die im vorstehenden aufgeführten Gesteinsgruppen als komagmatisch angesehen.

**Chudoba.**

**J. Nytkówna:** Karpathengneis von Ostry Wierch bei Göllnitz. (Bull. de l'Acad. Polonaise des Sciences et des Lettres. Cl. des Sciences Mathém. et Nat. A. 1928. 431—438. Mit 1 Taf.)

Die Abhandlung behandelt den im Zips-Gömörer Gebirge auftretenden sog. Karpathengneis. Analysiert wurde der Typus „Ostry Wierch“, welcher folgende Zusammensetzung im Mittel (aus 2 Analysen) besitzt (Analyse I):

	I.	II.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	78,59	78,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	10,67	12,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,07	0,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,18	0,19
FeO . . . . .	0,95	0,95
MnO . . . . .	0,08	—
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,15	0,03
CaO . . . . .	0,23	0,40
MgO . . . . .	0,35	0,32
K <sub>2</sub> O . . . . .	5,16	4,12
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,01	2,16
Cl . . . . .	0,01	—
S . . . . .	0,07	—
ZrO <sub>2</sub> . . . . .	—	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,06	—
F <sub>2</sub> . . . . .	—	—
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,66	0,53
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,18	0,11
Summe . . . . .	100,42	99,74
— 0 = S . . . . .	0,03	
	<hr/>	
	100,39	

Spez. Gew. 2,645. Das untersuchte Gestein stellt eine weiß- bis grünlich-graue, fast einheitliche Masse vor, in welcher zahlreiche Quarz- und seltener Feldspatkörner eingebettet sind. Nach den mikroskopischen Untersuchungen handelt es sich um einen ursprünglichen Quarzporphyr bzw. Quarzporphyrtuff. Durch den Druck der regionalen Metamorphose nahm die Grundmasse, welche jetzt noch aus einem innigen Gemenge von Quarz-, z. T. Feldspatkörnchen und Sericitblättchen besteht, die schieferige Textur an, während die eingelagerten Quarzkristalle deformiert wurden. Korrodierte Quarzkörner von hexagonaler Form sind noch häufig anzutreffen.

Zum Teil veränderte sich die chemische und mineralogische Zusammensetzung des Porphyrs. Typische Anreicherung von Albit auf Kosten des Orthoklases sind besonders bemerkenswert. Auffallend ist der für Porphyrgesteine ungewöhnliche Gehalt an Kieselsäure, sie ist während der Metamorphose zugeführt worden und erfüllt in feinen Äderchen das Gestein.

Um den Karpathengneis von Ostry Wierch mit den benachbarten kristallinen Gesteinen zu vergleichen, wurde ein Pegmatitgranit aus der Nähe

von Wielki Hnilec (Groß-Göllnitz) analysiert (Analyse II = Mittelwert zweier Analysen). Spez. Gew. 2,641. Da zwischen den Analysen I und II kein großer Unterschied, nimmt Verfasserin an, daß es sich um ein nahestehendes Magma in zwei Ausbildungsarten, in porphyrischer und pegmatitischer, handeln könnte.

Vergleiche in NIGGL'scher Projektion zeigen die Unterschiede gegenüber den Porphyroiden der Karpathen aus Nadabula, sowie denen des Harzes und des Taunus.

**Chudoba.**

**Th. Krätner:** Câteva date asupra geologiei Munților Rodnei și Bârgăului cu o privire critică asupra literaturii geologice a acestei regiunii. (Einige Daten über die Geologie des Rodnaer und Borgoer Gebirges mit einem kritischen Überblick der darüber erschienenen geologischen Literatur.) Nur rumänisch. (Dări de seamă [Sitz.-Ber.] Institutul Geologic al României. 12. 1923/24. Bukarest 1930.)

Auf Grund eigener Beobachtungen und kritischer Literaturstudien lassen sich im Kristallin des Rodnaer Gebirges vorläufig drei Gruppen unterscheiden: eine untere, bestehend aus Phylliten, Sericit- und Chloritschiefern, Graphitschiefern, zu der vorläufig auch einige höher metamorphe Gesteine, wie Gneise und Granatglimmerschiefer, gerechnet werden; eine mittlere Gruppe, gebildet von kristallinen Kalken und Kalkschiefern von großer Mächtigkeit und eine dritte obere Gruppe von Biotit-Muscovitschiefern, Granatglimmerschiefern und Gneisen. Das Verbreitungsgebiet und die tektonischen Zusammenhänge dieser drei Gruppen sind im Detail noch nicht bekannt.

Die jüngeren Bildungen, welche das kristalline Massiv von Rodna im S und W bedecken, gehören dem Cenoman, dem Eocän und dem Oligocän an.

An jungen tertiären Eruptivgesteinen werden Rhyolithe, Dacite, Quarzdioritporphyrite und Amphibolandesite beschrieben, die sowohl das Kristallin als auch das Tertiär durchbrechen, wobei es den Anschein hat, als ob die sauren Glieder dieser Reihe den Außenrand des Eruptivgebietes einnehmen und gegen das Innere in die basischeren Typen übergehen.

**Ref. d. Verf.**

**Th. Krätner:** Studii geologice în Munții Rodnei. (Geologische Studien im Rodnaer Gebirge.) Nur rumänisch. (Dări de seamă [Sitz.-Ber.] Institutul Geologic al României. 13. 1924/25. Bukarest 1930. Mit 1 Profiltaf.)

Zunächst petrographische Beschreibung der kristallinen Schiefer; an Orthogesteinen: Orthogneise und Orthoamphibolite; an Paragesteinen: Biotit-Muscovitschiefer, Biotit-Amphibolschiefer, Granatglimmerschiefer, Glimmerschiefer, Phyllite, Sericit-Chloritschiefer, Graphitschiefer, kristalline Kalke und Kalkschiefer, Amphibolite, Epidotite usw. Die stärker metamorphen Gesteine (Biotit-Muscovit-Amphibolschiefer, Granatglimmerschiefer und Gneise) haben ihr Verbreitungsgebiet vor allem im W des Massivs von Rodna (Rebra- und Cormaia-Tal).

Die Tektonik des Kristallins ergibt sich vor allem aus der Verbreitung der in großer Mächtigkeit ausgebildeten kristallinen Kalke, die als ein guter tektonischer Leithorizont angesehen werden können. Es ergibt sich, daß die allgemeine Streichrichtung des Kristallins NW—SE beträgt. Im westlichen Teil des Rodnaer Gebirges finden wir eine Falten tektonik mit z. T. nach O übergelegten Falten (A n i e ş t a l), während im O, in der Gegend des K u h h o r n s, vom westlichen Teil durch eine Störungslinie getrennt, eine ruhigere, fast horizontale Schichtenlagerung erscheint. Hier liegt (im Massiv des K u h h o r n s im weiteren Sinne) über den kristallinen Kalken eine mächtige Serie von Glimmerschiefern und Granatglimmerschiefern. Das kristalline Massiv von Rodna bildet einen Horst, der im N und S von E—W verlaufenden Bruchrändern, die voreocänen Alters sind, begrenzt wird. Der nördliche Bruchrand ist auch morphologisch gut ausgeprägt. Durch die jüngere tertiäre Tektonik wurde der nördliche Bruchrand versteilt, während der südliche sich in mehrere Schuppen auflöste, so daß die eocänen und oligocänen Auflagerungen im S teilweise recht komplizierte tektonische Verhältnisse zeigen.

Über die cretacisch-tertiäre Auflagerung im S und W werden einige neue Daten gebracht, ebenso einige Ergänzungen zu S A W I C K I's Studien über die Glazialmorphologie des Rodnaer Gebirges.

**Ref. d. Verf.**

**Th. Kräutner:** Observațiuni geologice în Munții Bistriței și Bârgăului. (Geologische Beobachtungen im Bistrița- und Borgo-Gebirge.) Nur rumänisch. (Dări de seamă [Sitz.-Ber.] Institutul Geologic al României. 14. 1925/26. Bukarest 1930. Mit 2 Profiltaf.)

Im Kristallin des Ostkarpathischen Grundgebirges (Bistrița-Gebirge), im Oberlauf des Someșul mare, geht die Serie der Sericit-Chlorit-schiefer in Muscovit- und Granatglimmerschiefer und in Biotitschiefer über, welch letztere Serie kleinere Massive bildet, die wahrscheinlich in Antiklinalkernen zutage treten. Die Hauptmasse des eigentlichen Bistrița-Gebirges (O m u, S u h a r d, S u h a r d e l usw.) wird von der Serie der Sericit-Chlorit-schiefer und kristallinen Kalken gebildet, doch setzt sich die an der B r e t i l l a, im Tale der Goldenen Bistritz bekannte Antiklinale von Biotit- und Amphibolschiefern nach SE weiter in das Bistrița-Gebirge fort.

Von der einstigen permomesozoischen Bedeckung des Kristallins finden sich heute — außer in der mesozoischen „Randmulde“ (R a r ä u und H ä g h i m a ș) — nur kleine Schollen in Form kleiner Erosionsreste in der Umgebung von I a c o b e n i und V a l e a P u t n a, die z. T. in Synklinalen eingeklemmt erscheinen. Sie bestehen aus Verruccano-Konglomeraten, Triasdolomiten und z. T. aus Jaspis-Schichten (Oxford).

Weiterhin werden die Bildungen der cenomanen und eocänen Transgression über das Kristallin in der Gegend des Goldenen Bistritztales beschrieben.

Im B o r g o e r G e b i r g e — worunter der Raum südlich des Horstes der R o d n a e r B e r g e und nördlich der vulkanischen Masse der C ä l i m a n i - H a r g h i t a verstanden wird — beginnt die Transgression ebenfalls mit dem Cenoman. Darüber folgen mittlereocäne Nummulitenkalke, oligocäne

und untermediterrane Sandsteine und Schiefer. Diese Serie wird von mächtigen Dykes und größeren Massiven von Andesit (meistens Amphibolandesit) als der nördlichen Fortsetzung des Harghita-Călimani-Eruptivums durchbrochen. Das Fehlen der Tuffe, die mikrokristalline Struktur der Grundmasse sowie die Lagerungsform machen es wahrscheinlich, daß ein Großteil dieser Andesite nicht effusiv ist, sondern z. T. in Form kleiner Lakkolithen, z. T. konkordant zwischen die Schichtfugen gepreßt, in die oberoligocäne Sandstein- und Schieferzone eingedrungen ist. Tektonisch läßt sich das Borgoer Gebirge durch zwei NW—SE verlaufende Störungslinien in drei gegen das siebenbürgische Becken abfallende Stufen teilen. **Ref. d. Verf.**

**V. Lațiu:** Contribuțiuni la studiul petrogenetic al bazaltului cu incluziuni exogene de cuarț dela Racoșul de Jos (Jud. Târnava Mare). (Beiträge zum petrogenetischen Studium des Basaltes mit exogenischen Quarz-Einschlüssen von Racoșul de Jos, Siebenbürgen.) Mit verdeutschtem Auszug. (An. Inst. Geol. Rom. **13**. 1928. 1—22. Bukarest 1929.)

Verf. beschreibt die verschiedenen Basaltvarietäten bei Racoșul de Jos im südöstlichen Siebenbürgen. Vorherrschend ist ein Olivinbasalt, der exogene Quarzeinschlüsse mit Reaktionsringen enthält, was diskutiert wird.

**A. Streckeisen.**

**Al. Codarcea:** Comunicare preliminară asupra zăcămintelor de minereuri dela Ocna de Fer (Banat); Minele Reichenstein. (Vorläufige Mitteilung über die Erzlagerstätten von Ocna de Fer [Banat]; Grube Reichenstein.) (Dări de seamă Inst. Geol. al Rom. **12**. [1923/24.] 92—112. Bukarest 1930.)

Verf. gibt in der vorliegenden Arbeit eine geologische Beschreibung der Grube Reichenstein, die zur bekannten Erzlagerstätte Ocna de Fer (ung. Vaskő) gehört. Nach einer gedrängten geologischen Übersicht wird der Verlauf der Erzkörper dargestellt, die am Kontakt von Granodiorit und kontaktmetamorphem Tithonkalk gebildet wurden und überwiegend aus Magnetit und Hämatit bestehen. Dann werden die im Bereich der Grube auftretenden Gesteine kurz petrographisch beschrieben. Die Arbeit enthält eine geologische Skizze und sieben Grubenprofile. **A. Streckeisen.**

**Al. Codarcea:** Note sur la structure géologique de la région Ocna de Fer-Bocșa Montană. (Acad. Roum. Bull. Sect. Scient. **13**. No. 4—5. Bukarest 1930. Mit 1 Profiltaf.)

—: Cercetări în Valea Ferendiei și Valea Moraviței din împrejurimile Ocnei de Fer (Jud. Caraș, Banat). (Untersuchungen im Ferendia- und Moravița-Tal in der Umgebung von Ocna de Fer.) (Dări de seamă Inst. Geol. al Rom. **13**. [1924/25.] 119—125. Bukarest 1930. Mit 1 Profiltaf.)

Diese beiden Arbeiten behandeln regionaltektonisch wichtige Verhältnisse im westlichen Banat. Es lassen sich im Tal der Bărzava zwischen Bocșa

Montană und Reșița, wie auch in den Seitentälern, verschiedene tektonische Einheiten unterscheiden, die petrographisch charakterisiert werden.

Ein durch das Gebiet gelegtes Querprofil beginnt im W bei Bocșa Montană mit der „Gruppe der Glimmerschiefer und Gneise“; sie besteht aus feinkörnigen Gneisen, Glimmerschiefern und Quarziten, enthält Einlagerungen von Injektions- und Augengneisen sowie eine Anzahl Amphibolitlinsen. Durch eine Synklinale von Tithonkalk wird die Serie in eine westliche (Bogsîța-Drimoxa) und eine östliche (Buchin) Zone zerlegt.

Die Zone der Glimmerschiefer und Gneise ist gegen O überschoben auf die „Gruppe der Grünsteine“, in der von W nach O drei Zonen unterschieden werden: Zone der Epigabbros, Zone der porphyrogenen und tuffogenen Grünsteine, Zone der Epigranite und Epidiorite. Die Überschiebungslinie zwischen den beiden Gruppen ist charakterisiert durch ausgewalzte Konglomerate, vereinzelte Kalklinsen sowie Gänge von Quarzkeratophyr und hydrothermalelem Quarz.

Östlich von der Gruppe der Grünsteine folgt eine stark mylonitische Zone mit Phylliten, Sericitquarziten und stark ausgewalzten Konglomeraten von Granitgneisen; die Zone ist in sich verschuppt. Mit dieser Serie ist die Gruppe der Grünsteine gegen O auf die Sedimentzone des mittleren Banats (Permocarbon-Mesozoicum) überschoben. Die Überschiebungslinie läßt sich in N—S-Richtung durch das ganze Banat, vom Bârzava-Tal bis an die Donau bei Neu-Moldova, verfolgen.

Die jungeretacischen Eruptivgesteine (Banatite) queren im nördlichen Teil (Gebiet Ocna de Fer) die verschiedenen Gruppen schief zu deren Streichen. Die Grünsteine werden dabei in dichte und streifige Hornfelse, die Glimmerschiefer und Gneise in Hornfelse z. T. mit Andalusit, Cordierit und Pinit, die Tithonkalke in Marmore und Skarne umgewandelt. Von Oravița südwärts bis an die Donau folgen die Banatite der Überschiebung der Grünsteingruppe über die Sedimentzone des mittleren Banats.

Die letztere Überschiebung ist sicher, diejenige der Glimmerschiefer und Gneise auf die Gruppe der Grünsteine sehr wahrscheinlich mittelcretacischen Alters.

#### A. Streckeisen.

**V. Mauritz:** Gesteine aus dem Kontaktgebiet von Oravița. (Bull. scient. Ec. Polyt. Timișoara. 3. fasc. 1—2. Timișoara 1930.)

Es werden einige Gesteine aus der Kontaktzone der Granodiorite in der Umgebung von Oravița (Banat) besprochen, worunter auch ein propylitischer Quarzandesit. Dann folgen Angaben über den Bergbau der Gegend.

#### A. Streokeisen.

**V. Mauritz:** Basaltul dela Susanovăț. (Rev. științ. V. Adamachi. 16. No. 1. Jassy 1930.)

Im östlichen Banat, etwa 35 km östlich von Timișoara, setzt bei Topalovăț und Susanovăț ein Olivinbasalt auf, der einen Stock von 40 km<sup>2</sup> Ausdehnung bildet und von diluvialem Lehm bedeckt ist. Es lassen sich verschiedene

Varietäten unterscheiden (kompakter Basalt, poröser Basalt, Basalt mit sphärischer Absonderung). Der Basalt wird zur Straßenpflasterung verwendet.

**A. Streckeisen.**

**J. Szadetzky:** Studii geologice in Munții Apuseni, cu privire specială asupra formării șisturilor cristaline. (Geologische Studien in den Munții Apuseni, mit besonderer Berücksichtigung der Bildung der kristallinen Schiefer.) (Dări de seamă Inst. Geol. al Rom. 12. [1923/24.] 68—73. Bukarest 1930.)

Das Bihorgebirge enthält zwei größere Eruptivzentren: im NW der Vlădeasa-Stock, der unbestritten cretacischen Alters ist und vorwiegend aus Rhyolithen und Daciten besteht, die nach der Tiefe kontinuierlich in Granite und Diorite übergehen sollen; weiter im SE der Eruptivstock des Gilău-Gebirges mit überwiegend granitischen Gesteinen unbestimmten Alters. Verf. teilt die Gründe mit, die ihn veranlassen, die Bildung der granitischen Gesteine des letzteren Eruptivstocks in die Zeit der alpinen Faltung zu verlegen. Ferner diskutiert er die Anwendung der DALY'schen Theorie auf die genannten Eruptivmassive und die Bildung ihrer kristallinen Schiefer.

**A. Streckeisen.**

**J. Szadetzky:** Insula cristalină dintre comunele Petridul de Jos, Buru și Ocolişul (Jud. Turda). (Die kristalline Insel zwischen den Gemeinden Petridul de Jos, Buru und Ocolişul (Jud. Turda.) (Dări de seamă Inst. Geol. al Rom. 13. [1924/25.] 125—129. Bukarest 1930.)

Verf. berichtet über die petrographische Beschaffenheit des Zuges kristalliner Schiefer, der sich am Ostrand des Bihorgebirges in N—S-Richtung erstreckt und westlich von Turda vom Unterlauf des Arieș durchbrochen wird. Es treten auf: Gneise und Glimmerschiefer mit Granat, Staurolith und Turmalin, Amphibolite, dioritische und gabbroide Gesteine sowie kristalline Kalke.

**A. Streckeisen.**

**J. Szadetzky:** Partea de Nord a Masivului Cristalin al Gilăului. (Der nördliche Teil des kristallinen Massivs von Gilău.) (Dări de seamă Inst. Geol. al Rom. 13. [1924/25.] 130—136. Bukarest 1930.)

Es werden Eruptivgesteine und kristalline Schiefer aus dem Nordwestteil des Bihorgebirges beschrieben. Nach dem Verf. sollen allmähliche Übergänge zwischen Oberkreide-Sedimenten (Tonen, Kalken) und kristallinen Schiefnern (Phylliten, Amphiboliten) bestehen. [Diese Auffassung ist allerdings von PALFY im Földt. Közl. scharf zurückgewiesen worden. Ref.]

**A. Streckeisen.**

**J. Szadetzky:** Munții ascunși din Nord-Vestul Transilvaniei: I. Continuarea masivului Gilăului. (Die verborgenen Gebirge von Nordwestsiebenbürgen: I. Die Fortsetzung des Gilău-Massivs.) (Dări de seamă Inst. Geol. al Rom. 13. [1924/25.] 136—142. Bukarest 1930.)

Verf. beschreibt aus der Gegend von Klausenburg (Cluj) Konglomerate mit kristallinen Blöcken, die mit Dacittuffen vergesellschaftet sind. Er deutet sie als Bildungen eines lokalen Explosionskraters und zieht Schlüsse auf die Beschaffenheit des kristallinen Untergrundes. Einige Blöcke in der Umgebung von Klausenburg werden auch „in situ“ aufgefaßt.

#### A. Streckeisen.

**J. Szadetzky:** Rocce cristaline ale insulelor sisturilor cristaline Cicău și Preluca. (Die kristallinen Schiefer der Kristallinseln Cicău und Preluca.) (Dări de seamă Inst. Geol. al Rom. 14. [1925/26.] 33—35. Bukarest 1930.)

Verf. gibt Angaben über die kristallinen Schiefer des Cicău- und Preluca-Gebirges, die in Nordwestsiebenbürgen aus der tertiären Umrandung hervortreten. Die Glimmerschiefer und Plagioklasgneise des Cicău-Gebirges, mit Apliten durchsetzt, streichen E—W bei Einfallen gegen N. Das Preluca-Gebirge enthält vorwiegend gleichfalls Glimmerschiefer und Plagioklasgneise, außerdem Pegmatite, kristalline Kalke, Amphibolite und Quarzite; die Gesteine streichen NE—SW bei Einfallen gegen NW.

#### A. Streckeisen.

**J. Szadetzky:** Munții ascunși ai seriei cristaline mai vechi (seria întâia) din Nord-Vestul Ardealului. (Die verborgenen Gebirge des älteren Kristallins [I. Gruppe] von Nordwestsiebenbürgen.) (Dări de seamă Inst. Geol. al Rom. 14. [1925/26.] 35—38. Bukarest 1930.)

Verf. beschreibt Konglomerate mit kristallinen Komponenten aus den Munții Lăpușului. Die kristallinen Blöcke sollen aus dem Kristallin des Untergrundes stammen und charakterisieren dasselbe als zur I. Gruppe Mrazecs gehörig.

#### A. Streckeisen.

**E. Szadetzky-Kardoss:** Contribuțiuni la geologia Ardealului de N W. (Beiträge zur Geologie von Nordwestsiebenbürgen.) (Dări de seamă Inst. Geol. al Rom. 14. [1925/26.] 39—58. Bukarest 1930. Mit 1 Profiltaf.)

Verf. berichtet über die Geologie des Meseș-Gebirges und seiner Umrandung. Nach einer Übersicht über Verteilung von Wasser und Land im Tertiär und über die Verbreitung der verschiedenen Eocänfazies werden Petrographie und Tektonik des Gebietes behandelt. Im Meseș-Gebirge sind Glimmerschiefer (z. T. mit Granat und Chlorit), Gneise, Amphibolite, Quarzit und reichlich Mylonite vertreten, außerdem Verrucano. Zu einer alten Katakammetamorphose gesellt sich eine mittelcretacische schwache Epimetamorphose. Tektonisch ist eine Diskordanz gegen Eocän vorhanden in der Weise, daß die kristalline Zone ähnlich einer diapiren Falte die Eocänschichten durchbrochen hat. Es folgen ein kurzer Überblick über die geologisch-tektonische Geschichte des Gebietes und die Besprechung einiger wichtiger tektonischer Linien.

#### A. Streckeisen.

**M. Drăghiceanu:** Vizita minelor din Circumscripția Zlatnei. (Dări de seamă Inst. Geol. al Rom. 14. [1925/26.] 14—25. Bukarest 1930.)

Bericht über eine Exkursion in die Erzlagerstätten des siebenbürgischen Erzgebirges.

**A. Streckelsen.**

**N. Metta:** Câteva analize și observațiuni asupra pegmatitelor din Munții Lotrului. (Einige Analysen und Beobachtungen an den Pegmatiten des Lotru-Gebirges, Südkarpathen.) (Dări de seamă Inst. Geol. al Rom. 14. [1925/26.] 90—97. Bukarest 1930.)

Aus den bekannten Glimmerpegmatiten im Lotru-Gebirge wurden einige Mineralanalysen (Feldspat, Muscovit, Biotit, Turmalin, Granat) und eine Gasanalyse ausgeführt, deren Resultate mitgeteilt werden.

**A. Streckelsen.**

**M. Reinhard und I. Atanasiu:** Geologische Beobachtungen über die kristallinen Schiefer der Ostkarpathen. (An. Inst. Geol. al Rom. 12. [1927.] 391—413. Bukarest 1927.)

Diese Arbeit enthält wertvolles Beobachtungsmaterial, das M. REINHARD hauptsächlich im Jahr 1910 in den kristallinen Gebieten der Ostkarpathen gesammelt hat. In 15 Abschnitten werden die verschiedenen Beobachtungen mitgeteilt, worauf eine kurze Zusammenfassung folgt.

**A. Streckeisen.**

**Ion S. Atanasiu:** Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului (Jud. Neamț). — Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Tulgheș, Ostkarpathen. — (An. Inst. Geol. al Rom. 13. [1928.] 165—371. Mit französischem Auszug. 373—511. Bukarest 1929. Mit einer geologischen Karte 1:50 000, 1 Profiltafel u. 4 Taf. mit Dünnschliffbildern.)

**Ion Atanasiu:** La masse cristalline et les dépôts mésozoïques des Monts Hăghimaș dans la partie orientale de la Transylvanie. (Ass. pour l'avancement de la géologie des Carpates, 2<sup>me</sup> réunion en Roumanie; Guide des excursions, Texte S. 263—294. Bukarest 1927. Kurze Zusammenfassung der obigen Arbeit.)

Die obige Arbeit stellt die erste ausführliche Bearbeitung eines Teils der kristallin-mesozoischen Ostkarpathen dar. Im untersuchten Gebiet folgen von W nach O das Kristallin, das Mesozoicum der kristallinen Zone, die Flyschzone.

Im Kristallin sind zwei Serien zu unterscheiden: Die eine besitzt vorwiegend Epi-Charakter und wird oft als II. Gruppe der Ostkarpathen bezeichnet. Sie besteht hauptsächlich aus Chloritschiefern (mit Quarz, Calcit oder Epidot), die nach oben allmählich in schwarze, graphitische Phyllite übergehen; darüber folgen schwarze Quarzite und dann — immer nur in deren Gesellschaft — kristalline Kalke und Dolomite. Den Chlorit-

schiefern sind in ihrem oberen Teil häufig porphyrogene Gesteine eingelagert, die die gleiche Epi-Metamorphose wie die Chloritschiefer mitgemacht haben und jetzt als Hälleflinten und Porphyroide vorliegen.

Die andere Serie (häufig als I. Gruppe der Ostkarpathen bezeichnet) besitzt Kata-Meso-Charakter. Sie besteht aus Gneisen und Granatglimmerschiefern, untergeordnet auch Amphiboliten, und enthält granitodioritische Intrusivgesteine; Verf. betrachtet die ganze Serie als Injektionshof dieser Intrusionen. Auch Augen- und Flasergneise treten auf.

In der Serie der Chloritschiefer erscheinen verschiedentlich Lamprophyr- und Diabasgänge, die eingehend besprochen und von denen auch eine Anzahl neue Analysen gegeben werden. Die Camptonite und Monchiquite werden als zum nahen Nephelinsyenit-Massiv von Ditro gehörig angesehen, wofür auch das Differentiationsdiagramm spricht. Die Spessartite und verwandte Gesteine werden zusammen mit den weiter nördlich auftretenden Diabasen und Melaphyren vermutungsweise in die Trias gestellt. Einige Vorkommen von Quarzporphyr zeigen bei vorhandener Kataklyse doch nur geringe Metamorphose und werden deshalb an den Schluß des Paläozoicums gestellt.

Molekularwerte der neuen Analysen:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt
1. . . . .	84	16	47	31	6	0,04	0,64	0,66	IV
2. . . . .	88	15,5	60	22,5	2	0,07	0,47	0,37	III
3. . . . .	76	15	48,5	30,5	6	0,29	0,42	0,63	IV
4. . . . .	75	12,5	56	25,5	6	0,15	0,38	0,45	IV
5. . . . .	83	17,5	54	20,5	8	0,00	0,52	0,37	III
6. . . . .	65	16	62	12,5	9,5	0,00	0,62	0,20	II
7. . . . .	51	18	55,5	20	6,5	0,10	0,53	0,36	III
8. . . . .	119	22,5	51	18	8,5	0,15	0,56	0,36	III
9. . . . .	96	22,5	35	35	7,5	0,02	0,34	1	V—VI
10. . . . .	82	20,5	44	25,5	10	0,15	0,32	0,58	IV

1. Amphibolit
2. Monchiquit
3. Camptonit
4. Monchiquit
5. 6. 7. Zersetzte Camptonite und Monchiquite
8. Diabas
9. Diabasporyrit
10. Diabasporyrittuff.

Die kristallinen Schiefer insbesondere der Chloritschieferserie zeigen generell Einfallen gegen O. Dies deutet nach Verf. auf einen alten tektonischen Baustil (altaischer Stil), der auch in den Sudeten (Iugischer Bau nach F. E. SUESS) und in der Dobrogea verwirklicht ist und der in den Ostkarpathen passiv in die alpino-karpathische Faltung einbezogen worden ist. — Die Beziehung zwischen den beiden kristallinen Serien könnte tektonisch gedeutet

werden, wonach die Gruppe der Glimmerschiefer als Decke über die Chlorit-schiefer-Serie überschoben wäre; doch sprechen die Beobachtungen des Verf.'s gegen diese Interpretation (Kontakt ohne tektonische Störung, allmählicher Übergang zwischen den beiden Gruppen). Das Auftreten der höher kristallinen Gesteine stellt eher Intrusions- und Injektionszonen in der Chloritschiefer-Serie dar; die scheinbare Auflagerung kann durch Rückfaltung erklärt werden.

Die auf der kristallinen Zone auflagernden mesozoischen Sedimente gehören verschiedenen Sedimentationszyklen an. Der erste umfaßt Trias-Lias. Die Trias besteht aus roten brecciösen Konglomeraten („Verrucano“), die ins Untere Werfénien gestellt werden; darüber folgen rote Sandsteine, an der Basis mit den Konglomeraten wechsellagernd. Die massigen, bis 150 m mächtigen dolomitischen Kalke enthalten in ihrem untersten Teil eine für Oberes Werfénien (Campiler Schichten) charakteristische Fauna. Obere Trias fehlt, ebenso der Lias, der aber im nahen Hähgimaş-Gebiet in Adnether Fazies ausgebildet ist. Über den Dolomiten folgt meist gleich Dogger oder Oxfordien. An der Grenze trifft man häufig Diabase und Melaphyre, die zur Trias gerechnet werden.

Ein zweiter Sedimentationszyklus beginnt im Bajocien mit grauen kompakten Kalken und erreicht seine maximale Tiefe im Callovien-Oxfordien (Radiolarite); es folgen Schichten mit *Aspidoceras acanthicum* und weiße, massige Tithonkalke.

Das Aptien ist transgressiv und besteht aus Mergeln, Kalken und Konglomeraten. Die letzteren wurden von UHLIG als cenoman betrachtet. Jünger als Aptien sind Serpentine mit Ophicalcit-Bildungen; sie sind bisweilen an tektonische Linien gebunden.

Ein kleines Vorkommen von Oberer Kreide ruht transgressiv auf Kristallin und Unterer Trias. Die grauen Kalksandsteine enthalten reichlich Gastropoden, die alle zu einer Gattung gehören. Die hohen Formen sind ähnlich mit *Tornatella abbreviata* PHILIPPI, die niederen Formen identisch mit *Actaeonella abbreviata* PHILIPPI sp. Eine Diskussion der einschlägigen paläontologischen Literatur führt Verf. zur Aufstellung der neuen Gattung *Transilvanella* mit den beiden Arten *Tr. abbreviata* (niedere Form) und *Tr. lamarcki* (hohe Form). Die gleichen Formen sind auch sonst aus Siebenbürgen (Umgebung von Deva, Hatzeger Becken) bekannt (daher Name!), und sind für Obere Kreide (Gosau) charakteristisch.

Die östlich anschließende Flyschzone besteht aus cretacischen und paläogenen Sedimenten. Hier wird nur der innerste Teil der Flyschzone behandelt, der ausschließlich Kreide führt in einer von der eben beschriebenen durchaus abweichenden Fazies. Valanginien und Hauterivien sind vertreten durch gefältelte graue Kalkmergel mit Calcitadern (Sinaier Schichten), das Barrémien ist in detritischer Fazies vertreten, das Aptien besteht aus einem unteren mergeligen (Schichten von Comarnic) und einem oberen konglomeratischen Horizont (Bucegi-Konglomerate).

Im Abschnitt über die Tektonik des Gebiets werden zuerst die bisherigen Interpretationen (UHLIG, MRAZEC, MRAZEC und VOITEŞTI, pol-

nische Geologen) kritisch dargestellt. Dann folgt eine Zusammenstellung der verschiedenen Faltungen und Faltungsphasen (drei prätriadische Phasen, kimmerische Faltung Ende Lias, Hebungsphase Ende Jura, Hauptphase der alpine-karpathischen Faltung in der Mittleren Kreide, paläocäne Phase, postoligocäne Phase). Auch die der kristallinen Zone aufliegenden mesozoischen Sedimente sind in mehreren Schuppen mit östlichem Einfallen gelagert, demnach gegen W gefaltet; die Mittelkreide-Faltung hat daher nach dem Verf. den altaischen Baustil bewahrt. Von der Mittleren Kreide an verschiebt sich die Achse der Geosynklinale stetig nach O. Die tertiären Faltungen zeigen alpinen Baustil; sie sind am intensivsten in der Randzone des Flyschs, greifen aber gegen W bis ins Kristallin über, wo die Falten des altaischen Baustils nochmals überprägt werden.

**A. Streckelsen.**

### Balkan-Halbinsel.

**Const. Kténas:** Les limites de la région mixte égéene. Essai de synthèse géologique. (Comp. Rend. 189. 1929. 1196—1198.)

Neuere Arbeiten des Verf.'s über tertiäre und quartäre Laven des Archipels, sowie die Beobachtungen von BIANCHI, BUSZ, BUTZ, CONCI und TROST über die Vulkane der kleinasiatischen Inseln haben gezeigt, daß alkalische Gesteine im Ägäischen Meer reichlich vertreten sind. Die Grenzen derselben mit den allgemeinen geologischen Linien sollen im folgenden festgelegt werden. Alkalische Laven finden sich im S in den Vulkanen von Kromyonia, EGINE, Poros, Milos, Santorin, Christiania, Nisyros und Episcopi. Die Kalkalkalizonzone verlängert sich nach N in den Vulkanen von Oxyolithos (Insel Euböa) und Bares (Skyros). Der Plagioklas ist immer ein basischer Andesin mit 39—46 % Anorthitsubstanz.

#### Analysen.

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	62,56	61,66	58,92	58,68	56,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15,51	16,28	15,51	16,16	16,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,90	2,12	2,84	2,64	3,78
FeO . . . . .	2,03	2,62	2,48	2,34	2,43
MnO . . . . .	0,14	0,16	0,11	0,10	0,11
MgO . . . . .	2,89	3,63	4,08	4,85	5,34
CaO . . . . .	5,32	5,60	5,08	6,90	7,40
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,72	3,39	3,12	3,76	3,84
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,51	2,47	2,14	2,09	2,16
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,68	0,46	0,60	0,60	0,56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,16	0,18	0,10	0,20	0,26
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,82	0,92	2,81	1,29	0,53
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,90	0,66	2,47	0,50	0,45
Cl . . . . .	0,09	0,09	—	—	—
Summe . . . . .	100,23	100,23	100,26	100,11	100,11

1. Dacit (Pyroxen und Hornblende); Gipfel von Oxyolithos.
2. Dacitoid (Hornblende und Augit); Potamia, Oxyolithos.
3. Dacit (Pyroxen); Bares. Skyros.
4. Andesit (Quarz und Pyroxen); Gipfel von Korakólithos, Oxyolithos.
5. Andesit (Quarz und Pyroxen); Hügel bei Kipi, Oxyolithos.

Die gemischte Zone des Ägäischen Meeres charakterisiert sich durch alkalische und kalkalkalische Laven (H. Eustratios, Chios, Samos, Patmos, Cos). Es gibt nur alkalische und hyperalkalische Laven auf Antiparos und Caloyéri. Laven mit Nephelin sind auf Patmos, mit Leucit auf Samos, mit Ägirin auf Patmos. Meist sind diese Mineralien kryptomorph. Unter den Alkalien ist es teils Na, teils K, welche vorherrschen; oft kommen beide in nahezu gleichen Mengen vor. Trachydolerite, Trachyandesite u. a. kommen in der gemischten Zone vor auf Thèbes, Psathoura, Chios, Patmos, Cos. Die Kalkalkalzone umgibt die Mischzone halbkreisförmig. Die Grenzen gehen zwischen Skyros und Caloyéri, zwischen Milos und Antiparos, zwischen Nisyros und Cos hindurch. Alle Vulkane des Ägäischen Meeres liegen auf Dislokationszonen. Metamorphe Kräfte haben die chemische Zusammensetzung der Magmen beeinflußt.

**M. Henglein.**

## Asien

(vgl. auch Russisch-Asien auf S. 212—220).

**A. Krümmers:** Die türkischen Bodenschätze. (Arch. f. Lagerstättenforsch. H. 37. 17 S. Mit 2 Taf. Berlin, Preuß. Geol. Landesanst. 1928.)

Anatolien weist eine Reihe durchaus brauchbarer Vorkommen auf, welche kurz beschrieben werden. Wichtig sind Steinkohle, Braunkohle, Öl, Mangan, Chrom, Blei, Zink, Kupfer, Antimon, Bor, Smirgel und Meer-schaum. Die weitere Durchforschung des Landes läßt weitere Lagerstätten erwarten.

**Chudoba.**

**G. W. Tyrrell:** Pleistocene and Recent Basalts of Transjordan and Palestine. (Geol. Mag. 67. 1930. 408—415.)

Die in Syrien, Arabien, Palästina und Sinai vorkommenden Eruptivgesteine werden nach BLANKENHORN eingeteilt in cretacisch-eocäne und neogen-quartäre. Erstere stellen meist Gabbro-Serpentin-Diabase mit stark verbreiteten Basalten dar, während es sich bei letzteren um ein bekanntes, weit ausgedehntes vulkanisches Gebiet handelt (Hauran-Plateau). Eine andere Basaltregion, die von Oberem Miocän bedeckt ist, schließt sich nördlich an jenes in der Nähe des Tiberias-Sees gelegene Plateau an und reicht bis nach Kleinasien und Mesopotamien hinein. Die in der Arbeit beschriebenen Basalte entstammen der Gegend zwischen Jerusalem und Bagdad. Die ältesten Ergüsse mögen dem Mittleren Pleistocän angehören; die jüngsten Laven wurden vermutlich in erster geschichtlicher Zeit gefördert. Einer Besprechung der Dünnschliffe und Analysen folgt die Erwähnung der stark kalkhaltigen Basalte. Der Kalk soll nicht durch Verwitterung des Gesteins

selbst in den Hohlräumen und Klüften entstanden sein, sondern wird als Niederschlag der auf der Basaltoberfläche durch Winde aufgeblasene und durch Regenwässer gelöste Sedimentreste erklärt.

Analysen (v. F. HERDSMAN).

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	41,45	45,50	43,86	50,51	50,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17,73	17,73	16,25	19,11	17,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,26	1,71	7,44	9,36	0,65
FeO . . . . .	9,22	9,07	3,46	0,59	7,85
MgO . . . . .	9,76	9,59	5,49	1,33	5,0
CaO . . . . .	10,64	9,64	10,46	5,97	10,0
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,45	2,67	2,32	3,92	3,5
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,87	0,85	3,24	5,08	1,3
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,80	0,98	0,89	0,87	—
H <sub>2</sub> O — . . . . .	1,30	0,32	0,88	1,64	1,4
TiO <sub>2</sub> . . . . .	2,40	1,80	4,10	Spur	2,4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,96	0,26	1,00	—	—
MnO . . . . .	Spur	Spur	Spur	2,26	—
Summe . . . . .	99,84	100,12	99,39	100,64	99,9

**O. Zedlitz.**

**J. Fromaget:** Sur l'âge des porphyrites et des rhyolites dans le Haut-Laos et les régions limitrophes. (C. R. 191. 1930. 672.)

Im nördlichen Teil von Indochina zwischen Laokay und Vientiane, Phong Saly Luang Prabang, Tran Ninh und in der Gegend östlich und nordöstlich von Pak Lay stellen die Porphyrite und Rhyolithe Intrusiv- und Ergußtypen dar. Auf die ersteren beziehen sich körnige Gesteine (Gabbros) oder ophitische (Dolerite) oder selbst feinkörnige Mikropegmatite und Mikrogranite. Durch Übergänge, wie ophitische Andesite, können sie in wirkliche Ergußgesteine übergehen. Die Andesite und Rhyolithe sind oft von Tuffen und Breccien begleitet. Die Porphyrite sind immer reich an Pyroxen und öfter kupferhaltig. Die Überlagerung der Rhyolithe auf den Porphyriten kann man in allen Gegenden beobachten, wo die beiden zusammen vorkommen. Außerdem bilden die Rhyolithe Adern oder Gänge im Innern der Andesite. Manchmal sind die Rhyolithe auch in Sedimente eingelagert. Zwischen dem Mekong und dem Tal des Nam-Song im N sind die Andesite durch detritische, fossilführende Ablagerungen bedeckt, wie schieferige Sandsteine, grau oder grünlich mit Granit- und Andesitbrocken, Tuffen mit Breccien von Rhyolithen und Schiefen mit Kohlschichten oder Kalksteinbreccien. Drei fossilführende Vorkommen sind bekannt:

1. Bei Na-Phong am Sam-Song, wo Schiefer mit Kalkbreccien Seelilien und Fusulinen des Unteren Perm enthalten, wie *Schwagerina verbecki*, *Fusulina* cf. *ambigua*, *Doliolina* sp., *Neoschwagerina* sp.

2. Westlich Muong Phuong enthält eine litorale Fazies der Schiefer besonders Brachiopoden, Lamellibranchiaten, Gastropoden, einen *Orthoceras* und Pflanzenreste.

3. Westlich des vorigen Gebietes wurden *Sigillaria brardi* aus dem Rotliegenden und *Asterophyllites longifolia* der Shihhotse-Serien von Zentralshansi gefunden. Diese Formation ist transgressiv und umfaßt wahrscheinlich das ganze Perm und ist gleichalterig mit den Rhyolithen, welche sich an ihrer Zusammensetzung beteiligen, und jünger als die Andesite, welche sie bedeckt und als Gerölle enthält. Die zweite Gegend ist nördlich Luang Prabang im Tal des Nam Ou, wo die Rhyolithe unbekannt sind und die Porphyrite, besonders durch Andesite vertreten, bedeckt sind von Kalkmassiven mit *Neoschwagerina globosa* und *Schwagerina verbecki*, welche das Untere Perm anzeigen.

Bei Muong Phuong selbst bildet ein tektonischer Kalkkontakt das Substratum der Andesite. Diese Kalke enthalten kleine Fusulinen, wie *Fusulina rouxi*, *Neofusulinella praecursor* und *Nobsoleta*. Sie gehören demnach an die Basis des Uralien. Die Porphyrite sind postgranitisch. Die obere Grenze der permischen Rhyolithe ist schwer festzulegen. Zwischen Lai Chau und Phone Saly, wo man die Trias feststellen kann, sind die Rhyolithe bedeckt von Arkosen mit Schiefen mit Anodontophoren (Untere oder Mittlere Trias). Verf. schließt daraus, daß die permischen Ergüsse der Rhyolithe sich auch in der Trias fortgesetzt haben.

M. Henglein.

**E. Saurin:** Sur l'existence de granites post-liasiques en Cochinchine et dans Sud-Annam. (C. R. 191. 1930. 573.)

In Südannam und im östlichen Cochinchina haben die Granite eine große Ausdehnung und spielen eine wichtige Rolle in der Struktur der Gebirge am chinesischen Meer. Die Zweiglimmergranite, die in Nordchina mit kristallinen Schiefen vorkommen und einen Teil des alten vorcambrischen oder cambrischen Sockels bilden, finden sich nicht im südlichen Indochina. In Nordindochina kennt man Granite anthrakolithischen Alters, die übergehen in Monzonite. Auch in Südannam gibt es Granite dieses Alters. Sie zeichnen die Achsen der Antiklinalen vor und bilden in dem Gebirge nördlich Nhatrang die Basis der Schuppen gegen Nordwesten. Außerdem sind aber zahlreiche Granitmassive und Gänge in Cochinchina und Südannam sekundären Alters, nämlich postliassisch. Diese jungen Granite enthalten Orthoklas, Plagioklas und Biotit und kommen mit Mikrograniten und Mikropegmatiten vor. Ferner treten Granodiorite und Quarzdiorite mit Mikroquarzdioriten auf. Die letzteren Typen enthalten wenig oder keinen Orthoklas, dagegen viel Andesin und Oligoklas-Andesin. Quarz ist immer vorhanden; der Glimmer ist immer Biotit. Sie enthalten oft Hornblende, seltener Augit und akzessorisch Apatit und Sphen. Diese Granite sind niemals zerrieben, obwohl kataklastische Strukturen in den anthrakolithischen Graniten derselben Gegend vorkommen. Das Studium des Kontakts der sandigen Schiefer des Lias und Granits gestattet, die letzteren festzulegen hinsichtlich des jungen Alters ihrer Intrusion.

Weiter gegen NO und O finden sich Schiefer des Toarcien mit sandigen Einlagerungen bei Trian, Provinz Bienhoa, mit *Grammoceras lantenoisi* MANSUY. Sie kommen nordöstlich bei Tan-Linh in der Provinz Phanthiet mit dem Granit von Nui Gian in Kontakt, welcher sie metamorphosiert hat, und zwar zu Chiastolithschiefen. Östlich sind die Sandschiefer teilweise von basaltischen Decken bei Xuaw-Loc und Tuc-Trung bedeckt und erscheinen im Tal des Donnai und der Lagna wieder. Hier enthalten sie Pflanzenreste und *Araucarioxylon* und kurz darauf bei Dinh Quan in der Provinz Bienhoa sind sie durch ein großes Granitmassiv metamorphosiert. Nördlich dieser Gegend in der Provinz Khanh-Hoa in Annam zeigt die Sandschiefer-Synklinale, wo der Song Cay de Nhatrang fließt, in der Richtung gegen Ninh-Hoa ähnliche Verhältnisse. Westlich Ninh-Hoa sind die *Araucarioxylon*-führenden Schichten durch den Granit von Hon Mata metamorphosiert, im O durch den der Berge Hon Héo und bei Khanh-Xuan durch den von Hon Giu.

Südwestlich Djiring (Haut Donnai) sind die Schiefer des Landes Mâ durch einen Granit metamorphosiert. Die große granitische Gebirgskette von Pouï Ra tritt in der Mitte einer Schiefer-Synklinale auf. Im Tal des Krong Boun (obere Srépock) und Krong Hana (mittlere Srépock) hat der Granit des Dlé Pui die Schiefer metamorphosiert. Bei Buon Choah finden sich Gänge im Lias.

Die Verbreitung des jungen Granits in Cochinchina und Südannam erstreckt sich auf: 1. die Küstenzone von Südannam zwischen Ninh-Hoa und Baria; 2. auf das östliche Cochinchina, die Provinz Bienhoa; 3. auf den südlichen Darlac, nämlich das obere und mittlere Tal des Krong Kno und der Srépock.

**M. Henglein.**

**J. B. Scrivenor:** A recent Ryolite-Ash with Spongespicules and Diatoms in Malaya. (Ebenda. 67. 1930. 385—394. Mit 1 Textfig. u. 3 Taf.)

In Britisch-Malaya wurde ein handelstechnisch als „Vitrite“ bezeichnetes weißliches, poröses Gestein gefunden, dessen Zusammensetzung der Geolog. Landesanstalt merkwürdig erschien. Bimssteinstückchen vermischt mit Albit, Quarz, Glimmer usw. und Reste organischer Wesen, die einerseits Spongien, andererseits Diatomeen angehören mochten. Der Bimsstein herrschte immer bei weitem vor. Das Britische Museum übernahm die Identifizierung der organischen Reste. Eine Gruppe der vorkommenden Arten wurde nicht eindeutig erkannt, die andere als Spezies der *Tethya* oder *Stelletta* und die dritte als Flachmeerspongie gedeutet. Verf. bringt eine zwar interessante, aber doch recht spekulative Entstehungsgeschichte dieser Erscheinung, die jedoch nicht alles befriedigend erklärt.

**O. Zedlitz.**

**Erich Holthausen:** Beitrag zur Kenntnis der Petrographie des Gebietes des Toba-Sees in Nordsumatra. (Diss. Univ. Münster i. W. Leipzig 1925. 44 S.)

Die hier petrographisch beschriebenen Gesteine wurden 1923 im Gebiet von Prapat am Ostufer des Tobameeres zwischen Gorsik im S und Panahatan im N von E. L. SICCAMA geschlagen oder als Rollstücke am Seeufer aufgefunden, der besonders das Eruptivmassiv von Prapat und dessen Kontaktzone eingehend erforscht hat. Letzteres besteht aus einem dioritischen Gestein, mit Gängen von Granitporphyr und Porphyriten, das am Nordrand des Massivs eine aus Urschiefern, Grauwacken und Quarzit bestehende Sedimentserie metamorphosiert hat. Hornfelse spielen dabei eine große Rolle. Weiter südlich am Seeufer finden sich jüngere Effusiva, Liparite und ihre Tuffe, sowie Andesit.

Im einzelnen werden unterschieden:

- Tiefengesteine.** Hornblende- und augithaltiger Biotitdiorit\* und quarzführender Hornblendediorit.
- Ganggesteine.** Granitporphyr, Hornblende-, Biotit-Hornblende-, Biotit- und Enstatit-Porphyr.\*
- Ergußgesteine.** Liparit mit mikrofelsitischer Grundmasse, Liparit mit Glasbasis\* und Pyroxenandesit (Geröll).
- Tuffe.** Verkieselter Diorittuff von Parlianan. Liparittuffe (Kristall-, agglomeratische und Bimssteintuffe).
- Kontaktmetamorphe Gesteine.** In 0,5 km Entfernung vom Kontakt Fleckschiefer, näher am Kontakt Glimmerschieferhornfels, etwa 0,1 km vom Diorit entfernt Quarz-Biotit-Hornfels, unmittelbar am Kontakt breccienartige, aus Tiefengestein und Grauwacke zusammengesetzte Massen (brecciöser Grauwackenhornfels). Ein Geröll vom Seeufer nördlich Gorsik erwies sich als Cordierit-Hornfels.

Von den mit \* bezeichneten Gesteinen ist je eine Analyse beigegeben.

**F. Musper.**

**W. F. Gisolf:** On the origin of some iron-ores and serpentine in the Dutch East Indies. (Third Pan-Pacific Science Congress. Tokyo 1926. 2. 1928. 1729—1732.)

Trotz der weiten Verbreitung von Peridotiten in Niederländisch-Indien kennt man Platin nur in Spuren, in der Form von Monazit aus den Zinngebieten und Westborneo, dort besonders aus der Nähe der Serawakschen Grenze, und Euxenit (oder verwandtes Mineral) aus der Gegend von Padang (Westsumatra). In Ag-Erzen von Tambang Sawah (Benkoelen, Westsumatra) fand Verf. Spuren von Germanium.

An Fe-Erzen lassen sich im Archipel drei Typen auseinanderhalten: Magnetit magmatischen oder kontaktmetamorphen Ursprungs, Ilmenitsande und Eisenerze im Verband mit Peridotiten. Nur die letzteren haben wirtschaftlichen Wert, ihre Menge wird auf 1½ Millionen Tonnen geschätzt. Doch fehlt es für Schmelzzwecke entweder ganz oder an guten Kohlen in der Nachbarschaft dieser in Zentralcelebes und in Südostborneo vorkommenden Erze.

An jenen Peridotiten lassen sich die Probleme der Serpentinisierung in ausgezeichneter Weise erforschen. Verf. hält in tropischem Klima den Serpentin nicht für ein Verwitterungsprodukt des Olivins, denn die Reihe

Olivin—Serpentin—Limonit wird nicht gebildet. Wo Olivin und Serpentin miteinander vergesellschaftet sind, verläuft die Umwandlung von Olivin in Limonit viel rascher als die des Serpentin.

Während die Fe-Erze in Celebes größtenteils Verwitterungsprodukte der Peridotitgesteine sind, ist ihre Entstehung in Südostborneo etwas komplizierter. Hier hat man mit einem großen, teilweise von Sandstein bedeckten Peridotitbatholithen zu tun, in dessen Kulminationsgebiet der Serpentin sich allmählich in Chlorit umsetzt. Für den Serpentin und den Chlorit nimmt Verf. eine gleiche Entstehungsweise an, und zwar ähnlich wie z. B. die Greisenbildung in Granitgebieten eine Erscheinung von Autometamorphose durch die bei der Kristallisation des Magmas freigewordenen Dämpfe ist: eine Metamorphose des Olivins und der Al-freien Metasilikate beim Serpentin und eine solche der Al-haltenden Metasilikate beim Chlorit.

Die Umwandlung des Olivins in Serpentin und die der Metasilikate in Chlorit war von der Bildung von Magnetit begleitet. Aber die Anwesenheit umfangreicher Magnetitblöcke macht den ursprünglichen Absatz von Magnetit in der Scheitelregion des Batholithen infolge magmatischer Differentiation wahrscheinlich. Zuletzt entstand bei der Verwitterung des ganzen, aus Serpentin und Chlorit bestehenden Gesteins Limonit.

Die Entstehung dieser Fe-Erze kann also auf drei Prozesse zurückgeführt werden: magmatische Differentiation, Autometamorphose und Verwitterung (vgl. auch Ref. dies. Jb. Ref. 1925. II. B. 55—56 und Ref. 1928. II. 505).

**F. Musper.**

**Paul Esenwein:** Petrographische Untersuchungen an Gesteinen von Paloe weh. (Dienst van den Mijnbouw in Ned.-Indië. Vulkanologische en Seismologische Mededeelingen No. 11. Bandoeng 1930. 93—141. Mit 11 Textfig. u. 10 Photos. Preis zus. mit NEUMANN VAN PADANG, M.: Het vulkaaneiland Paloe weh en de uitbarsting van den Roka-tinda in 1928. f. 4.—.)

Sehr übersichtliche, moderne und darum besonders wichtige und wertvolle Bearbeitung von 60 von NEUMANN VAN PADANG gesammelten Proben, die sich vornehmlich aus vitrophyrischen Lavagesteinen mit holokristallinen Einschlüssen und daneben einigen Bomben und Aschen zusammensetzen. 12 Analysen ausgeführt durch R. REIBER.

Nach EHRAT sollten die Effusiva von Paloe weh Hornblende-Biotit-Augit-Andesite und Pyroxen-Biotit-Andesite sein, während die Einschlüsse aus Gabbro, Diorit und grünlichen Globigerinenkalken bestehen sollten. KEMMERLING schloß daraus, daß die auf Flores vorkommenden Gesteine auch in der See nördlich davon untermeerische Rücken bilden. Verf. bemängelt an EHRAT's Arbeit, daß nicht zu ersehen ist, durch wen die Gesteinsbestimmungen erfolgt sind und wo die betreffenden Gesteine zu finden wären. Auffallend ist, daß in keinem der neu untersuchten Gesteine auch nur ein einziger Biotitkristall, unter den Einschlüssen kein einziger von dioritartigem Charakter und auch keine Spur von grünlichem Globigerinenkalk gefunden

werden konnte. KEMMERLING's Hypothese einer rückenförmigen Unterlage von Floresgesteinen in Paloeuch muß darum abgelehnt werden.

Unterschieden werden:

**Junge Lavagesteine.** Sie wurden teils vor einigen Jahrhunderten, teils 1928 gefördert, bestehen aus Laven, Aschen und Bimssteinen und besitzen vitrophyrische Ausbildung. Sie sind charakterisiert durch die Kombination Plagioklas + Hornblende + Hypersthen. Entsprechend ihrem normaldioritischen bis quarzdioritischen Chemismus sind sie als Dacito-Andesit-vitrophyre zu bezeichnen.

**Ältere Lavagesteine.** Sie kommen alle im peripheren Teil der Insel, also in älteren, großen Lavaströmen vor und unterscheiden sich megaskopisch von den vorigen durch etwas dunklere Farbe und weniger frisches Aussehen. Ihr Alter ist unbestimmt, doch wegen der stark abweichenden chemischen Zusammensetzung wohl recht verschieden. Es handelt sich um basaltische, andesitische und saure andesitische Gesteine, die Einsprenglinge von Plagioklas, Hypersthen, Hornblende und — im Gegensatz zu den jungen Laven — viel monoklinen Augit enthalten. Der etwas wechselnde Gehalt an Glasbasis ist im allgemeinen kleiner als bei den jungen Gesteinen. Das Magma ist essexitgabbroid bis normaldioritisch, die meist leukokraten Gesteine dieser Serie unterscheiden sich kaum von den jungen Laven.

**Basische Einschlußgesteine.** Zahlreiche nuß- bis kopfgroße Einschlüsse wurden untersucht, alle sind einigermaßen grobkörnig. Es handelt sich um kieselsäurearme Hornblende-Anorthit-Gabbros mit pyroxenit-hornblendit-gabbroidem Chemismus. Soweit diese Gesteine durch die Laven, durch welche sie mitgerissen wurden, angeschmolzen sind, ist die Struktur hornfelsartig und ein Gehalt an Plagioklas, monoklinem Augit, Hornblende, Erz und Glasbasis zu verzeichnen. Durch Stoffzufuhr aus den Restschmelzen der Laven stieg der Feldspatgehalt, wodurch die Zusammensetzung essexitgabbroid bis ossipitgabbroid wurde.

Die Ergebnisse bezüglich des Chemismus und Mineralbestands faßt Verf. folgendermaßen zusammen: „Die jungen, vitrophyrischen Laven ergeben aus den chemischen Analysen eine normative Zusammensetzung von Ab-reichem Plagioklas + Hypersthen + wenig Diopsid + Quarz. Der normative Diopsidgehalt ist aber modal in Form von Hornblende gegenwärtig. Dieses Mineral enthält überdies nur noch Nephelin-, Olivin- und Anorthitmoleküle (chemisch), so daß der wirkliche Gehalt dieser Gesteine an Plagioklas und Hypersthen etwas kleiner, der okkulte Quarzgehalt der Glasbasis jedoch größer wird, als der normativen Berechnung entspricht. In den älteren Laven ist neben Hornblende auch noch reichlich monokliner Augit vorhanden, übereinstimmend mit dem hohen normativen Gehalt an Diopsidmolekülen. Die basischen Einschlüsse ergeben normativ keinen Hypersthen, jedoch reichlich Nephelin und Olivin. Der hohe Gehalt an Hornblende genügt aber, diese niedrigrsilifizierten Moleküle zu kompensieren.“ Aus der graphischen Darstellung ist die qualitative Übereinstimmung zwischen normativem und modalem Mineralbestand abzuleiten.

Bei der Erörterung der Differentiationsverhältnisse und des provinzial-petrographischen Charakters der Paloewehmagmen ergibt sich, daß man, ausgehend von ein und demselben Magma, je nach Ausscheiden der einen oder anderen Mineralkombination sowohl typische Kalkalkali-, als auch ausgesprochene Alkaligesteine erhalten kann. Die Ausscheidung von Olivin und basischem Plagioklas führt also hier nicht zur Bildung von Restschmelzen von dioritischer und granitischer Zusammensetzung. Ausscheidung von Olivin hat wohl die Bildung von leukokraten, aber nicht von quarzreichen Gesteinen zur Folge. Ausscheidung von femischen Metasilikaten mit Augit ergibt leukokrate  $\text{SiO}_2$ -arme Gesteine mit Feldspatvertretern. „Nur die Entfernung hornblende- oder biotitartiger Moleküle, die sowohl Olivin, als auch Nephelinmoleküle enthalten, kann zur Bildung  $\text{SiO}_2$ -reicher Gesteine führen.“ Verf. will diese Auffassung noch nicht als gesichert betrachten, doch weist auf ihre Richtigkeit die auf den Sunda-Inseln sehr häufige Kombination von andesitischen und dacitischen Ergußgesteinen mit Einschlüssen bzw. Auswürflingen von basischen Hornblende-Anorthit-Gesteinen; freilich finden sich in den bekannten Trachytgebieten fast immer auch Olivin- oder Olivin-Augitgesteine.

Paloeweh stellt eine einheitliche, nur relativ schwach differenzierte, petrographische Provinz der Kalkalkalireihe dar. Die gefundenen Gesteine sind als Differentiate eines ursprünglich basaltischen Magmas durch Ausscheidung der erstkristallisierenden Komponenten Hornblende + kalkreicher Plagioklas zu erklären.

**F. Musper.**

Kuma Haraguchi: Sodalite in Nepheline-syenite of Fukushinzan, Korea. (Chikyū. The Globe. 10. 1928. 262—265. Ref. Jour. of geol. and geogr. 6. 1929. Nr. 3—4. 11. Haraguchi.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. I. 351.

## Afrika.

**A. Lacroix:** Les pegmatites de la syénite sodalitique de l'île Rouma (archipel de Los, Guinée française). Description d'un nouveau minéral (sérandite) qu'elles renferment. (C. R. 192. 1931. 189.)

Aus den Pegmatiten der Inseln Los hat Verf. früher den Villiaumit ( $\text{NaF}$ ) als neues Mineral beschrieben. Die Mineralien, welche diese Pegmatite enthalten, können in eine gewisse Anzahl von Gruppen eingeteilt werden; mehrere davon haben ausgedehntere Kristallisationsphasen und greifen über die vorgehenden.

Der Bau des Gesteins besteht aus alkalischen Feldspäten (Mikroperthit, Mikroklin mit Albitzwillingen und Albit), abgeplattet nach (010) und unregelmäßig eingefügt in die Salbänder, wobei die Zwischenräume durch folgende Mineralien ausgefüllt werden: farbloser oder gelblicher Sodalith in großen Kristallen, welche rhombendodekaedrische Spaltbarkeit deutlich aufweisen, und Nephelin (Eläolith). Es bestehen auch pegmatitische

Anhäufungen gänzlich von Sodalith gebildet. Eine feinkörnige Abart ist lebhaft rosacarmin auf der frischen Bruchfläche, entfärbt sich aber fast unverzüglich im Licht. Die Feldspatoide sind oft durch andere Mineralien ersetzt; am häufigsten sind *Astrophyllit* und *Arfvedsonit*, die oft mehrere Zentimeter erreichen und ophitisch eine mehr oder weniger große Zahl von Feldspäten einschließen. Oft ist ein orangegelber durchscheinender *Eukolit* in großen Individuen vorhanden; zitronengelber *Leukophan* ist sehr selten. Im *Eukolit* kommen manchmal Gruppen von *Villiaumit* vor. *Hellgelbe Blende* und *Molybdänit* begleiten diese Mineralien. *Ägirin* fehlt niemals, ist meist häufig und bildet lange prismatische Nadeln oder faserige Aggregate von sehr verschiedenen Formen.

Es folgte dann eine zeolithische Phase, vornehmlich mit *Analcim*, seltener *Mesotyp*. Der *Villiaumit*, in hübschen karminroten Kristallen, füllt gewöhnlich alle Hohlräume aus. Die Kristallisation dieser Pegmatite endigt mit einem wirklichen Natriumfluoridbad, was die große Bedeutung der Mineralisatoren bezeugt. Er schließt oft *Ägirinnadeln* ein.

In gewissen Pegmatitadern sind die mehrere Zentimeter großen *Eukolit*-kristalle kavernös geworden und teilweise umgewandelt in ein miarolithisches Aggregat von *Katapleit*kristallen von cremer Farbe. Dieses andere Natrium- und *Calciumsilico-Zirkoniat* bildet auch Geoden mit hexagonalen, kleinen Kristallen, welche alle von BRÖGGER in *Katapleit* des *Langesundfjord* beschriebenen Formen aufweisen, so daß Verf. diesen Fundort der *Los-Inseln* als einen zweiten charakteristischen für *Katapleit* bezeichnet. Durch atmosphärische Einwirkung ist der *Eukolit* nahe der Oberfläche in *Eudialyt* umgewandelt.

*Eukolit* und *Katapleit*, *Leukophan* und ein neues Mineral *Serandit* sind Spezialitäten in den Pegmatiten; diese enthalten nicht *Lavenit*, das für *Syenit* so charakteristische *Silicozirkoniat*. Der *Syenit* enthält außerdem *Pyrochlor*, *Bleiglanz*, aber weder *Blende* noch *Molybdänit*.

In ultraviolettem Licht zeigt der *Sodalith* eine sehr lebhaft orange gelbe Farbe, mit der Quarzlampe ein Leuchten. Dieselbe Fluoreszenz kann beim roten *Sodalith* von *Rajputana* (Indien) und von *Ilimansuk* (Grönland) festgestellt werden. Auf den *Los-Inseln* findet sich ein blauer *Ägirinsyenit* an der Ostküste von *Kassa* und ein *Hornblendesyenit* auf *Tamara*, deren *Sodalithe* nicht fluoreszieren. Von *Rouma* stammender *Katapleit* fluoresziert urangrün, der *Leukophan* rosa wie *Erythrin*, *Fluorit* violett wie *Heterosit* und *Eukolit* nicht allgemein, sondern nur einige Körner scharlachrot. Da *Feldspäte*, *Zeolithe* und *Nephelein*, wie auch die übrigen Mineralien keine Fluoreszenz zeigen, so ist die Untersuchung in ultraviolettem Licht von besonderer Bedeutung zur Erkennung der Mineralien.

Das neue Mineral *Serandit* kommt in monoklinen Kristallen bis 5 cm Länge vor, von frischer rosa Farbe, mit Spaltbarkeit nach  $p(001)$  und  $h^1(100)$ . Der Winkel  $ph^1$  ist etwa  $85^\circ 30'$ . Die goniometrischen Messungen geben schlechte Resultate.  $h^1(100)$  ist parallel der  $c$ -Achse gestreift. *Serandit* ist optisch positiv. Die Bisektrix und die Ebene der optischen Achsen sind

senkrecht zur Symmetrieebene.  $2V = 35^{\circ} 30'$ ; die Doppelbrechung ist 0,035;  $n_g = 1,688$ ;  $n_p = 1,660$ ;  $n_m = 1,664$  (ungenau). Chemische Analyse nach F. RAOULT:  $\text{SiO}_2$  48,72,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  0,29,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0,03,  $\text{FeO}$  1,33,  $\text{MnO}$  28,99,  $\text{MgO}$  0,06,  $\text{CaO}$  10,42,  $\text{Na}_2\text{O}$  7,38,  $\text{K}_2\text{O}$  0,26,  $\text{H}_2\text{O} + 2,67$ ,  $\text{H}_2\text{O} - 0,11$ , Sa. 100,46.

Der  $+\text{H}_2\text{O}$ -Gehalt ist etwas zu hoch infolge des Beginns einer Veränderung. Es ergibt sich das Verhältnis  $\text{SiO}_2 : (\text{MnO}, \text{CaO}) : (\text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O}) : \text{H}_2\text{O} = 10 : 7,5 : 1,5 : 1$ , das dem des Pektolith nahe kommt ( $6 : 4 : 1 : 1$ ). Man kennt vom Magnet Cove, Arkansas, einen Manganpektolith von der Dichte 2,88 und dem Verhältnis  $\text{MnO} : \text{CaO} = 0,11 : 1$ . Da das Mineral von Rouma die Dichte 3,215 und einen viel höheren Mangangehalt hat, hält es Verf. für angebracht, das Mineral als neu mit dem Namen Serandit einzuführen.

#### M. Henglein.

**W. C. Simmons:** Notes on the Petrology of the Bufumbira Volcanic Rocks of Uganda. (Ebenda. 67. 1930. 491—499.)

Das Vorkommen der vulkanischen Gesteine im Belgisch-Kongo-Uganda-Gebiet ist bereits in mehreren Berichten der Landesanstalt von Uganda behandelt worden. Auf Grund der Untersuchungen von L. FINCKH handelt es sich hier um monzonitisch bis leucittheralitische Magmen. Die petrographische Beschaffenheit der verschiedenen Gesteine wird erläutert und in Schlißzeichnungen dargestellt. Eine chemische Untersuchung der Gesteine erscheint Verf. wünschenswert.

#### O. Zedlitz.

Murray - Hughes, R.: The geology of part of North-Western Rhodesia. With petrographical notes by A. A. FRICH. (Q. J. G. S. London. 85. 1929. 109—166. Mit 5 Taf. u. 9 Textabb.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. III. 644.

**Reginald A. Daly and Tom F. W. Barth:** Dolerites Associated with the Karroo System, South Africa. (Geol. Mag. 67. 1930. 97—110, 481—482. Mit 4 Textfig.)

Die frühjurassischen südafrikanischen „Intrusivdolerite“ (besser „Diabase“) sind besonders stark verbreitet in Natal und im Kapland, aber auch in anderen Teilen von Süd- und Südwestafrika bis ins Nyassaland häufig anzutreffen; insgesamt auf einem Areal von fast 2 000 000  $\text{km}^2$ . Einzelne Linsen erreichen eine Mächtigkeit von 700 m und mehr und zeigen dann mehr oder weniger deutlich Züge der Schweredifferentiation.

Eine neu in Angriff genommene Detailuntersuchung der genannten Dolerite betrifft vier Vorkommen:

1. Mittel- bis feinkörniger, olivinärmer Dolerit von einem Intrusivkörper bei Brooks Net nahe der Grenze von Kapland und Natal ( $30^{\circ} 37' 30''$  s. B.,  $29^{\circ} 28' 40''$  ö. L.) (Analyse 1).

Olivin, leicht serpentinisiert, optisch negativ,  $2V = 78-84^{\circ}$ , ca. 35 %  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ .

Pyroxen, ein Pigeonit.  $2V = 0-50^{\circ}$ .  $c : c = 35^{\circ}$ .  $n_{\beta} = 1,68$ , kleiner mit abnehmendem Achsenwinkel. Der Überschuß von Fe und Mg gegenüber Ca ist bedeutend. Doch sind die Kristalle nicht homogen, sondern

bilden eine kontinuierliche Reihe von Mischkristallen von diopsidreichen bis zu hypersthenreichen Gliedern. Der Durchschnittspxyroxen enthält 53 % Diopsid.

**Plagioklas:** Die größeren idiomorphen Kristalle sind  $An_{72}Ab_{28}$  oder zonar von  $An_{60}$  bis  $An_{75}$ , die kleineren allotriomorphen Kristalle sind etwas saurer. Zwillingsverwachsungen von Individuen verschiedener Zusammensetzung sind zu beobachten. Kaligehalt sehr gering.

Als Letztausscheidungen **Quarz** und **Orthoklas**. Orthoklas auch antiperthitisch mit Plagioklas verwachsen. Kleinere Mengen von eisenreichem **Chlorit**, **Magnetit** und **Apatit**.

2. Ein etwas mehr grobkörniger Dolerit mit größerem Olivinegehalt von einem dünnen Intrusivblatt am Insizwa Mountain ( $30^{\circ} 49' 35''$  s. B.,  $29^{\circ} 17' 15''$  ö. L.) (Analyse 2).

**Olivin:**  $2V = 84-85^{\circ}$ , 27 %  $Fe_2SiO_4$ .

**Pyroxen:** Wie bei 1.  $2V = 0-40^{\circ}$ .  $c:c = 23-29^{\circ}$ . Nicht homogen. Wie bei 1. sind die älteren Kristalle diopsidreicher, die jüngeren klinohypersthenreicher. Im Durchschnitt 42 % Diopsid.

3. Ein feinkörniger, fast olivinfreier Dolerit von Dover Junction, Oranje-Freistaat ( $27^{\circ} 5' 40''$  s. B.,  $27^{\circ} 43' 20''$  ö. L.) (Analyse 3). Durchschnitts-plagioklas  $An_{70}Ab_{30}$ . Durchschnittspxyroxen mit 40 % Diopsid.

4. Ein mittel- bis feinkörniger Dolerit von De Aar Junction, Kap ( $30^{\circ} 40'$  s. B.,  $24^{\circ} 5'$  ö. L.) (Analyse 4). Olivin mit 40 %  $Fe_2SiO_4$ . Durchschnitts-plagioklas  $An_{48}Ab_{52}$ . Pyroxen mit 65 % Diopsid.

Die 5. Analyse wurde von G. T. PRIOR ausgeführt und erstmalig veröffentlicht (Ann. Natal Mus. 2. 1910. 149) und betrifft einen Dolerit von Umhlatuzi Crossing, Zululand, Natal ( $29^{\circ}$  s. B.,  $32^{\circ}$  ö. L.). Früher von COHEN gesammelte (dies. Jb. Beil.-Bd. 5. 1887. 233) Analysen von Karroodiabasen ergaben ähnliche Resultate wie die neuen, scheinen aber systematische Fehler hinsichtlich der Trennung der beiden Eisenoxyde aufzuweisen, in ihnen ist das Verhältnis  $Fe_2O_3:FeO$  durchschnittlich gleich 3:2, während in den neuen Analysen  $Fe_2O_3$  zu  $FeO$  durchschnittlich 1:11 ist. Im ganzen zeigen die Karroodolerite sowohl auf Grund der optischen als auch der chemischen Untersuchung eine bemerkenswerte Einförmigkeit.

Kristallisationsfolge: Pyroxen, Plagioklas und Olivin haben sich fast gleichzeitig gebildet. Die Pyroxene beginnen mit diopsidreichen Gliedern und enden mit klinoenstatitreichen. Die Kerne der zonaren Plagioklase sind Bytownit mit  $An_{75}$ , die jüngsten Feldspate nähern sich in der Zusammensetzung  $An_{46}Ab_{54}$ . Diese Ausscheidungsfolge steht in Übereinstimmung mit jener in BOWEN'S künstlichen Schmelzen von ähnlicher Zusammensetzung.

Vergleiche mit ähnlichen hypabyssischen Gesteinen in Großbritannien zeigen, daß das doleritische Magma von dem femischeren Plateaubasaltmagma etwas abzuleiten ist. Doch läßt sich diese Herleitung infolge des Überschusses an Alkali und des Mankos an Eisenoxyden in den südafrikanischen Doleriten gegenüber dem durchschnittlichen Plateaubasaltmagma durch die üblichen Annahmen über den Verlauf der Kristallisationsdifferentiation nicht hinreichend begründen.

Analysen (Anal. E. G. RADLEY): 6. gibt den Durchschnitt von 1.—5.  
7. den Durchschnitt der 5 von COHEN veröffentlichten Analysen:

Normberechnung für 1—5.

	1.	2.	3.	4.	5.
Quarz . . . .	2,16	—	4,92	0,48	2,70
Orthoklas . . .	5,56	4,45	5,00	5,00	8,34
Albit . . . .	18,86	18,86	12,58	22,53	20,44
Anorthit . . .	30,58	28,63	32,25	22,80	20,85
Diopsid . . . .	17,29	15,83	15,09	24,31	10,52
Hypersthen . .	21,88	26,57	24,98	20,07	31,22
Olivin . . . .	—	2,17	—	—	—
Magnetit . . .	1,16	0,01	1,39	1,85	1,62
Ilmenit . . . .	2,13	2,28	2,13	1,98	2,13
Apatit . . . .	0,34	0,67	0,67	0,67	—
Wasser . . . .	0,68	0,68	1,14	0,70	1,93
Summe . .	100,64	100,15	100,15	100,39	99,75

1.—3. Auvergnose.

4.—5. Camptonose.

F. Machatschki.

**R. A. Daly:** Bushveld Igneous Complex of the Transvaal (Shaler memorial series). (Bull. Geol. Soc. of America. 39. 1928. 703—768.)

Verf. veranlaßte die Anfertigung von 18 neuen Analysen verschiedener Gesteine des Bushveld-Eruptivkörpers, womit ein besserer Einblick in die Petrochemie dieser interessanten, uns noch mannigfache Probleme aufgebenden Intrusiv- oder Extrusivmasse gewonnen werden kann.

[Über die Deutung des Bushveld-Eruptivkörpers als Lopolith durch den Verf. vgl. die Besprechungen Cbl. Min. etc. 1927. B. 112; dies. Jb. 1927. I. A. 244—245. Einige Änderungen an der bisherigen Auffassung des Verf.'s werden in der Arbeit mitgeteilt. Doch soll über die genetische Auffassung an anderer Stelle (dies. Jb. 1931. II. Heft 3) berichtet und hier nur den petrographischen Daten Rechnung getragen werden.]

Die neuen Analysen sind im folgenden mitgeteilt, wozu auch diejenigen, bisher unveröffentlichten Analysen (10) zugefügt sind, welche dem Verf. von A. L. HALL und von P. A. WAGNER überlassen wurden. Die Stellung der einzelnen Gesteine nach der Normklassifikation ist, soweit in der Arbeit angegeben, in eckigen Klammern zugefügt.

1. Felsit, verbreitete Varietät (nach A. L. HALL „a normal type for the Bushveld“. Farm Wonderhoek 21. Analytiker: E. G. RADLEY vom British Geological Survey. [Toscanose.]
2. Felsit vom Gipfel des Paardekop, Sekukuniland, Übergang in den Granophyr 3. Anal: E. G. RADLEY. [Toscanose zu Liparose.]
3. Granophyr, ungefähr eine halbe Meile westlich vom Gipfel des Paardekop. Anal.: E. G. RADLEY. [Alaskose, nahe zu Liparose.]

4. Granophyr, Farm Krokodilpoort 527, nordwestlich von Pretoria. Anal.: E. G. RADLEY. [Tehamose.]
5. Grobkörniger roter Granit, Farm Zoutspanseegte 120, südlich von Rooiberg. Anal.: E. G. RADLEY. [Tehamose.]
6. Grobkörniger hellroter Granit, Farm Morgen Zon 422, nahe dem Sekwati-Fluß. Anal.: E. G. RADLEY. [Toscanose.]
7. Grobkörniger roter Granit, Eisenbahnhaltestelle Petronella, nördlich v. Pretoria. Anal.: H. G. WEALL, government chemist, Pretoria. Mitgeteilt von A. L. HALL.
8. Normaler Norit. Nahe Brits, nordwestlich von Pretoria. Aus dem unmittelbaren Liegenden des Magnetitlagers. Anal.: E. G. RADLEY. [Auvergnose.]
9. Normaler Norit. Nahe Station Potgietersrust. Anal.: H. G. WEALL. Mitgeteilt von A. L. HALL. Enthält noch 0,1 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und Spur NiO.
10. Mittelkörniger, feingefleckter („spotted“) Norit, Nebengestein des Titaneisenerzes. Farm Mamagalieskraal 413, in der Nordwestecke von Blatt Pretoria der geologischen Karte. Anal.: H. G. WEALL. Mitgeteilt von P. A. WAGNER.
11. Feinkörniges Grundlager des Norits (hypersthenführender Gabbro). Eine Meile südlich von Station Sjambok. Anal.: E. G. RADLEY. [Auvergnose.]
12. Pyroxenit. Jachtlust, Olifants River. Anal.: H. G. WEALL. Mitgeteilt von A. L. HALL.
13. Pyroxenit. Malips Drift, Olifants River. Anal.: H. G. WEALL. Mitgeteilt von A. L. HALL.
14. Anorthit. Farm Vlakfontain 902; Rustenburg-Distrikt. Enthält noch 0,4 CO<sub>2</sub>. Anal.: E. G. RADLEY. [Wie 15: „unnamed presodic subrang of the percalcic rang, canadase“.]
15. Gefleckter („mottled“) Labradoritanorthosit aus dem unmittelbaren Liegenden des Titaneisenerzes. Farm Mamagalieskraal 413. [Vgl. Anal. 10.] Anal.: H. G. WEALL. Mitgeteilt von P. A. WAGNER.
16. Feinkörnige Ausbildung feinfleckigen Norits von dem Gestein der Analyse 15. Anal.: H. G. WEALL. Mitgeteilt von P. A. WAGNER.
- 17—19. Anal. von H. G. WEALL. Mitgeteilt von A. L. HALL.
17. Norit, nordöstlich von Pretoria.
18. Norit, genau westlich von Potgietersrust.
19. Norit, Stoffberg, nördlich von Mittelburg. Dicht unter dem Dach.
20. Hornblendereicher Quarzsyenitgang, ausgehend vom Hauptnorit, Quarzit und Granophyr durchsetzend. In tiefer Schlucht östlich von Farm Keerom 473, Sekukuniland. Anal.: E. G. RADLEY. [Adamellose.]
21. Granophyrischer Hornblendeaugitsyenit. Farm Haakdoornlaagte 504, 12 Meilen nordnordöstlich von Pretoria. Anal.: E. G. RADLEY. [Dacose, nahe Adamellose.]

22. Abnormer Diabas, Lagergang („sill“) im Magaliesberg-Schiefer. Farm De Groot Boom 214. Anal.: E. G. RADLEY. [Auvergnose.]
23. Abnormer Diabas, Lagergang im Hauptnorit. Signal Hill, Sekukunihall. Anal.: E. G. RADLEY.
24. Gabbro des 30-km-Pretoria-Ganges, nahe der Eisenbahn am Knick der Grenze zwischen Farm Groenkloef 419 und Farm Blauwrandjes 484, südlich von Pretoria. Anal.: E. G. RADLEY.
25. Mikropegmatitführender Gabbro des Pretoria-Ganges nahe der Eisenbahn, 7 Meilen südlich von dem Fundort des Gesteins der Anal. 24. Anal.: E. G. RADLEY.
26. Leichtfeldspatisierter, metamorpher Quarzit. Einschluß in Granophyr der Analyse 21. Gerade über der Oberkante des Hauptnorits. Farm Haakdoornlaagte 500, 19 km nordnordöstlich von Pretoria. Anal.: Miß H. E. VASSAR von der geologischen Abteilung der Harvard-Universität.
27. Starkfeldspatisierter, metamorpher Quarzit, von einem anderen Einschluß im Granophyr, etwa 100 m von der Fundstelle zu Analyse 26. Anal.: H. E. VASSAR.
28. Starkfeldspatisierter, metamorpher Quarzit (Aufschmelzungsprodukt?), von einem Einschluß im grobkörnigen Granit an dem Wegübergang über den Sekwati-River, Sekukuniland. Anal.: E. G. RADLEY. Einschluß macht nahezu den Eindruck eines Eruptivgesteins. Fast völlige Aufschmelzung.

## Felsit, Granophyr und Granit.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
	Nr. 3682	Nr. 3627	Nr. 3622	Nr. 3088	Nr. 3392	Nr. 3593	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	71,33	74,00	74,15	74,31	74,06	71,80	74,00
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,39	0,48	0,37	0,34	0,24	0,39	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,26	12,45	12,61	12,20	12,62	12,94	11,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,24	0,47	0,90	0,58	0,96	1,25	0,00
FeO . . . . .	4,62	1,88	2,39	2,45	1,88	2,96	3,00
MnO . . . . .	0,19	0,17	0,32	0,35	0,45	0,26	0,05
MgO . . . . .	0,05	0,37	0,03	0,16	0,02	0,06	0,35
CaO . . . . .	1,45	0,99	0,82	1,67	1,11	1,64	1,50
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,26	3,09	2,87	3,13	2,44	3,28	3,20
K <sub>2</sub> O . . . . .	3,88	4,93	4,86	3,87	5,36	4,60	5,25
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,89	0,39	0,40	0,72	0,65	0,64	0,70
H <sub>2</sub> O - . . . . .	0,43	0,13	0,17	0,18	0,16	0,11	0,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,13	0,09	0,14	0,07	0,14	0,08	0,20
Summe	100,12	99,44	100,03	100,03	100,09	100,01	100,25
Dichte . . . . .	2,640	2,658	2,650	2,632	2,645	2,670	2,63

## Normaler Norit.

	8. Nr. 3086	9.	10.	11. Nr. 3064
SiO <sub>2</sub> . . . . .	53,79	51,5	51,55	51,45
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,26	0,2	0,25	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,50	16,05	17,30	18,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,28	0,00	1,25	0,28
FeO . . . . .	8,29	7,2	6,15	9,04
MnO . . . . .	0,46	0,1	0,10	0,47
MgO . . . . .	9,35	11,95	9,00	6,84
CaO . . . . .	12,50	10,2	11,75	10,95
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,55	0,85	2,65	1,58
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,06	0,95	0,40	0,14
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,24	0,75	0,55	0,34
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,05	0,3	0,15	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,07	0,2	0,10	0,09
Summe . . . . .	100,40	100,35	101,20	100,22
Dichte . . . . .	3,058	—	2,99	3,003

## Pyroxenit u. Peridotit. | Abnorme Norite, Anorthosite.

	12.	13.		14. Nr. 3356	15.	16.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	55,4	55,4	SiO <sub>2</sub> . . . . .	47,48	50,45	50,85
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,1	0,1	TiO <sub>2</sub> . . . . .	Spur	0,10	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,6	2,35	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	32,34	27,40	22,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,00	0,00	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,70	1,10	1,10
FeO . . . . .	9,35	9,65	FeO . . . . .	0,38	1,55	4,15
MnO . . . . .	0,15	0,15	MnO . . . . .	0,19	0,20	0,10
MgO . . . . .	32,45	30,85	MgO . . . . .	0,38	0,15	4,60
CaO . . . . .	0,45	0,65	CaO . . . . .	16,00	12,90	13,65
Na <sub>2</sub> O . . . . .	Spur	—	Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,92	3,85	2,65
K <sub>2</sub> O . . . . .	Spur	—	K <sub>2</sub> O . . . . .	0,43	0,50	0,05
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,15	0,1	H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,23	2,10	0,40
H <sub>2</sub> O — . . . . .	—	—	H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,04	0,55	0,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,2	0,3	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,20	0,05	0,05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,65	0,6	(Ni, Co)O . . . . .	0,02	—	—
NiO . . . . .	—	0,15	Summe . . . . .	100,35	100,90	100,40
Summe . . . . .	100,50	100,30	Dichte . . . . .	2,728	—	2,94
Dichte . . . . .	—	—				

## Oberster Teil des Bushveld-Norits.

	17.	18.	19.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	54,8	62,7	59,2
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,7	0,75	1,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,85	13,35	12,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5,25	2,25	4,0
FeO . . . . .	9,0	7,7	8,7
MnO . . . . .	0,25	0,1	0,2
MgO . . . . .	0,55	0,35	0,55
CaO . . . . .	6,15	3,6	5,5
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,4	3,65	3,65
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,5	3,65	2,3
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,95	0,65	0,7
H <sub>2</sub> O — . . . . .	1,15	0,3	0,6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,35	0,15	0,3
Summe . . . . .	98,90	99,20	99,20
Dichte . . . . .	2,96	2,75	2,86

Mafic-Quarz-Syenit  
und Hornblende-Granophyr.

	20. Nr. 3631	21. Nr. 3278
SiO <sub>2</sub> . . . . .	65,39	61,93
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,78	0,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,92	13,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,06	3,58
FeO . . . . .	6,44	7,04
MnO . . . . .	0,39	0,14
MgO . . . . .	0,20	0,37
CaO . . . . .	2,86	4,15
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,00	3,78
K <sub>2</sub> O . . . . .	4,12	3,33
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,85	1,16
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,19	0,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,18	0,16
Summe . . . . .	100,38	100,07
Dichte . . . . .	2,750	2,786

## Diabas-Lagergang und Gabbro des Pretoria-Ganges.

	22. Nr. 3542	23. Nr. 3577	24. Nr. 3165	25. Nr. 3163
SiO <sub>2</sub> . . . . .	50,80	54,16	49,09	51,98
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,32	0,80	4,97	4,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16,41	16,16	10,93	12,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,20	0,64	3,79	2,09
FeO . . . . .	10,79	8,63	11,84	10,59
MnO . . . . .	0,47	0,35	0,79	0,50
MgO . . . . .	5,84	5,24	4,90	2,68
CaO . . . . .	10,69	10,15	8,58	8,30
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,91	1,79	2,16	3,18
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,42	0,80	1,26	1,18
H <sub>2</sub> O + . . . . .	1,07	1,10	1,37	1,37
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,10	0,32	0,17	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,16	0,11	0,24	0,36
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	0,28	0,08
(Co, Ni)O . . . . .	—	—	0,03	0,03
Summe . . . . .	100,18	100,25	100,40	100,14
Dichte . . . . .	3,048	2,950	2,986	3,019

## Feldspatisierter und normaler Quarzit des Transvaal-Systems.

	26. Nr. 3285	27. Nr. 3281	28. Nr. 3590
SiO <sub>2</sub> . . . . .	92,73	79,25	77,04
TiO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,16	10,97	12,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,12	0,40	0,03
FeO . . . . .	0,30	1,05	0,39
MnO . . . . .	—	—	0,39
MgO . . . . .	0,02	0,23	0,03
CaO . . . . .	0,27	0,09	0,51
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,54	1,90	2,43
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,74	5,80	5,83
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,34	0,41	0,50
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,05	0,14	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	—	0,12
Summe . . . . .	100,27	100,24	100,09
Dichte . . . . .	2,615	2,590	2,607

Verf. diskutiert die neuen Analysen zusammen mit den älter bekannten, doch können alle seine Bemerkungen ebensowenig hier wiedergegeben werden wie die zahlreichen, z. T. recht wichtigen Bemerkungen aus den Dünnschliffbeobachtungen.

Aus den allgemeineren Schlußfolgerungen sei nur folgendes hervorgehoben. Das Liegende des Bushveld-Eruptiv-Körpers, d. h. die Pretoria-Schichten des Transvaal-Systems sind ausgezeichnet durch zahllose Lagergänge, deren Mächtigkeit von wenigen bis zu 300 m und mehr wechselt. Die Mehrzahl dieser Lagergänge ist nun in chemischer Hinsicht so gleichartig mit dem untersten Teile des Noritkörpers, der selbst dem Durchschnitte der so stark differenzierten Norite entspricht, daß man eine einheitliche Entstehung dieser verschiedenen Injektionen, wie sie schon A. L. HALL aus seinen Feldbeobachtungen schloß, als sichergestellt anzusehen hat. Etliche Lagergänge der Pretoria-Schichten können dabei noch rein diabasisch und pränoritisch sein.

Auffallend ist das Fehlen felsitischer, granophyrischer oder granitischer Lagergänge in den Transvaal-Schichten.

Die vielen großen Bruchstücke und Blöcke von Quarzit und Schiefer an der Grenze von grobkörnigem roten Granit und Hauptnorit werden als Einschlüsse von Sedimenten des Transvaal-Systems aufgefaßt. Sie stiegen von der Basis auf und kamen erst zur Ruhe, wo ihre Dichte mit der der zusammengesetzten „Lava“ übereinstimmte. Dieser günstige Horizont war an der Oberfläche des Norits.

Im übrigen sei auf das andere Referat über diese Arbeit in dem Abschnitte Vulkanotektonik in 1931. II. 3. Heft aufmerksam gemacht.

**Erich Kaiser.**

### Nordamerika.

**A. C. Hawkins:** Intrusive Dikes in Basalt from New Jersey. (Bull. Geol. Soc. America. 41. 1930. 120. Abstract.)

Kurze Beschreibung einiger Gänge, die den Basalt wahrscheinlich schon zu einer Zeit durchdrungen haben, als dieser noch nicht ganz erhärtet war.

**Curt Teichert.**

**F. F. Grout:** Ages and Differentiation Series of the Batholiths Near the Minnesota-Ontario Boundary. (Bull. Geol. Soc. America. 40. 791—809. New York 1929. 4 Textabb. [Nr. 4 erschienen Mai 1930.]

Längs der Grenze von Minnesota und Ontario konnten die Altersbeziehungen von vier Graniten geklärt werden. Eine Reihe von andern Graniten paßt sich nicht dieser Reihe an. Wenigstens einer von diesen, der Vermilion-Batholith, ist von denen, deren Alter bestimmt werden konnte, in seiner Zusammensetzung sehr verschieden. Die petrographischen Kriterien für Altersschätzungen sind in dem Gebiet sehr schwach. Innerhalb eines einzigen Batholithen findet man viel mehr Verschiedenheiten als zwischen Batholithen verschiedener Perioden im ganzen genommen.

**Curt Teichert.**

**R. H. Finch and C. A. Anderson:** Quartz-Basalt Eruptions of Cinder Cone and Vicinity, California. (Bull. Geol. Soc. America. 41. 1930. 157. Abstract.)

Cinder Cone, in der Nähe des Lassen-Vulkans, war zuletzt 1851 tätig. Eine Reihe von Kegeln hat ihren Ursprung in unterirdischen Spalten. Der Quarzbasalt zeigt Einschlüsse von bimssteinartigem Material, bestehend aus Quarz, Sanidin, Oligoklas und Glas.

**Curt Teichert.**

**F. L. Finley:** The nepheline syenites and pegmatites of Mount Royal, Montreal, Que. (Canad. Journ. of Research. 2. 1930. 231—248.)

In einem Vorwort teilt FRANK D. ADAMS Allgemeines über die geologischen Verhältnisse des Mount Royal mit. Dieser, ein etwa 800 Fuß hoher Berg, besteht aus Erstarrungsgesteinen der Nephelinsyenit-Essexit-Reihe, die hier flache Schichten ordovicischen Alters durchdrungen haben. Durch die Anlage eines Tunnels wurden nun die verschiedenen Ergüsse und Intrusionen aufgeschlossen. Hier werden nur die Befunde an den Nephelinsyeniten mitgeteilt, von denen zwei Intrusionen festgestellt werden konnten, während man bisher nur an eine glaubte. Die Aufeinanderfolge der verschiedenen Intrusionen haben J. A. BANCROFT und W. V. HOWARD 1923 beschrieben. Dabei ist auffallend, daß sich gerade zwischen die beiden Nephelinsyenit-Intrusionen eine solche mit dem extrem basischen Camptonit einschleibt.

Folgende Mineralien konnten in den Nephelinsyeniten beobachtet werden:

Primäre Mineralien:

Orthoklas	Ägirin	Zirkon	Astrophyllit
Plagioklas	Wollastonit	Nosean	Apatit
Nephelin	Biotit	Sodalith	Pyrit
Hornblende	Lepidomelan	Fluorit	Magnetkies
Änigmatit	Muscovit	Korund	Schwarzes Eisenerz
Augit	Sphen	Pleonast	Calcit
Ägirin-Augit	Granat		

Sekundäre Mineralien:

Kaolin	Cancrinit	Hydronephelin	Gips
Calcit	Natrolith	Chlorit	Pyrit
Sericit	Sodalith	Leukoxen	Hämatit u. Limonit
Gieseckit	Analcim	Rutil	Quarz

Aus der Kontaktzone der Trenton-Kalke:

Calcit	Diopsid	Wollastonit	Plagioklas
Granat	Ägirin-Augit	heller Glimmer	Nephelin
Vesuvian	Augit	Orthoklas	Pyrit

Unter den Feldspäten sind Mikropertithe und Anorthoklase häufig. Die Plagioklase schwanken zwischen reinem Albit und  $Ab_4An_1$ . Der sehr stark vertretene Nephelin verwittert besonders zu Cancrinit. Von den vorkommenden Mineralien wurden Nephelin, Analcim, Ägirin, Lepidomelan und Sodalith analysiert, letzterer von HARRINGTON.

	Nephelin	Analcim	Ägirin	Lepidomelan	Sodalith
SiO <sub>2</sub> . . . . .	44,98	54,83	49,51	32,96	37,52
TiO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	0,61	2,80	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	32,65	24,20	2,72	10,34	31,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,72	—	22,26	8,85	Spur
FeO . . . . .	—	—	5,82	27,19	—
MnO . . . . .	—	—	1,51	2,79	—
CaO . . . . .	Spur	0,08	7,16	0,64	0,35
MgO . . . . .	—	—	1,09	0,73	Spur
K <sub>2</sub> O . . . . .	4,54	—	0,38	7,75	0,78
Na <sub>2</sub> O . . . . .	16,08	12,01	8,62	0,98	19,12
Li <sub>2</sub> O . . . . .	—	—	—	0,03	—
Na . . . . .	—	—	—	—	} 4,48 6,91
Cl . . . . .	—	—	—	—	
F . . . . .	—	—	—	0,00	—
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,97	8,50	0,57	4,36	—
Summe . . . . .	99,94	99,62	100,25	99,42	100,54

Der ältere Nephelinsyenit ist grau bis rötlich und von hypidiomorpher Struktur. Orthoklas, Nephelin und Hornblende sind die Hauptgemengteile; unter den Nebengemengteilen fällt Nosean besonders auf. Die zum älteren Nephelinsyenit gehörenden Gänge sind der Hauptmasse bis auf zwei Gruppen durchaus ähnlich. Die eine dieser beiden Gruppen umfaßt Gänge, in denen Albit mindestens ebenso reichlich vorhanden ist wie Orthoklas, und die zweite Gruppe solche, bei denen Nosean weit reichlicher auftritt.

Der jüngere Nephelinsyenit unterscheidet sich mineralogisch kaum von dem älteren. Er zeigt aber eine stärkere Tendenz zur Differentiation in Aplite und Pegmatite. Im ganzen ist er etwas heller und feinkörniger. Die Aplite durchsetzen die Camptonitbresche, sie bestehen fast ausschließlich aus Orthoklas, Nephelin und Plagioklas.

Die erste Intrusion stellt die Hauptmasse des Gesteines, ihr folgt die Intrusion von Camptonit und dann der jüngere Nephelinsyenit. Es kann im Verfolg der ganzen Gesteine des Mount Royal beobachtet werden, daß jeweils den basischen Intrusionen saurere Nachschübe folgen, daß aber nicht allgemein zunehmende Azidität der Ergüsse festgestellt werden kann.

	1	2	3	4	5	6	7
	Aelterer Nephelin- syenit	Nephelin- syenit (252+71)	Nephelin- syenit (152+50)	Nord- markt- Pegmatit (197+58)	Natron- reicher Monzonit (229+05)	Shon- kinit- porphyr (254+06)	Syenit (208+86)
SiO <sub>2</sub> . . . . .	55,90	56,28	56,30	63,20	53,84	49,84	58,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	19,75	22,53	20,96	18,94	19,68	19,46	17,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,00	1,14	2,04	0,27	2,64	2,67	1,94
FeO . . . . .	2,05	0,90	1,58	1,00	4,37	2,82	1,43
MgO . . . . .	0,59	0,23	0,49	0,38	2,06	1,55	0,78
CaO . . . . .	3,10	1,50	3,28	1,50	6,60	6,06	3,77
Na <sub>2</sub> O . . . . .	7,25	10,25	6,57	5,84	6,24	8,04	6,14
K <sub>2</sub> O . . . . .	5,61	5,46	5,69	7,56	2,10	3,18	4,80
H <sub>2</sub> O . . . . .	2,00	0,90	1,40	0,11	0,25	1,45	0,74
CO <sub>2</sub> . . . . .	1,85	0,45	0,31	1,30	Spur	2,03	3,48
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,70	0,25	0,60	0,10	1,50	1,54	0,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,01	0,06	0,09	0,10	0,36	0,42	0,18
SO <sub>3</sub> . . . . .	0,04	0,20	0,20	0,14	0,26	0,40	0,11
Cl . . . . .	Spur	0,09	0,17	0,14	0,19	0,15	0,10
FeS <sub>2</sub> . . . . .	—	—	0,30	0,04	—	0,17	0,12
Fe <sub>7</sub> S <sub>8</sub> . . . . .	—	—	0,01	0,02	—	—	—
MnO . . . . .	0,10	0,13	0,09	0,03	0,12	0,20	0,05
SrO . . . . .	Spur	—	0,04	0,04	—	—	0,07
BaO . . . . .	0,09	—	0,21	0,05	—	—	0,21
S . . . . .	0,64	0,27	—	—	0,15	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	0,00	—
NiO . . . . .	—	—	—	—	—	0,00	—
Summe . . . . .	100,68	100,64	100,33	100,76	100,36 <sup>1</sup>	99,98	100,05
Orthoklas . . . . .	33,36	32,25	33,92	44,48	12,23	18,90	—
Albit . . . . .	39,30	31,44	35,63	47,16	42,44	35,11	—
Anorthit . . . . .	4,17	0,28	12,79	—	21,13	10,29	—
Nephelin . . . . .	11,93	28,97	8,52	0,57	4,83	15,34	—
Korund . . . . .	0,10	—	—	1,53	—	—	—
Steinsalz . . . . .	—	—	0,59	0,23	0,35	0,23	—
Thenardit . . . . .	—	0,43	0,43	—	—	0,71	—
Diopsid . . . . .	—	1,30	0,88	—	7,94	3,52	—
Hypersthen . . . . .	—	—	—	1,95	—	—	—
Olivin . . . . .	1,56	—	0,83	—	3,39	2,09	—
Wollastonit . . . . .	—	1,16	—	—	—	—	—
Magnetit . . . . .	1,39	1,62	3,02	0,46	3,71	3,94	—
Ilmenit . . . . .	1,37	0,46	1,22	0,15	2,89	2,89	—
Pyrit . . . . .	1,20	0,48	0,30	0,04	0,24	0,17	—
Magnetkies . . . . .	—	—	0,01	0,02	—	—	—
Apatit . . . . .	—	—	0,34	0,34	0,67	1,01	—

<sup>1</sup> Im Original irrtümlich 100,32 angegeben. Ref. **Hans Himmel.**

Neben den beiden Nephelinsyeniten gibt es noch eine Reihe von Typen, die mit den beiden Intrusionen verknüpft sind. So durchschneiden Pegmatitgänge von bis 8 Zoll Mächtigkeit den Camptonit und dringen in die Trentonkalke ein. Daneben finden sich Nordmarkit-Pegmatite, die vor allem aus Orthoklas neben chloritischem Material und Calcit bestehen. Auffallenderweise findet sich in diesen Gängen Gips in schönen Kristallen. Er muß aus Lösungen herkommen, die mit der vulkanischen Eruption in Zusammenhang standen. Ein natronreicher Monzonit tritt ebenfalls gangförmig auf, desgleichen Syenit und Shonkinitporphyr, der ein Gestein darstellt, das chemisch dem Shonkinit zuzurechnen ist, aber doch so viel dunkle Gemengteile enthält, daß es auch als Essexit gehen könnte.

Von den verschiedenen Gesteinen wurden sieben von M. F. CONNOR analysiert. Sie stammen alle vom Mount Royal, und zwar 1. vom Corporation Quarry und 2.—7. aus dem Tunnel (die Station ist als Zahl hinter dem Gesteinsnamen gegeben). Für Analyse 7 wurde die Mineralzusammensetzung nicht berechnet, da das Gestein zu stark verwittert war.

### Südamerika.

**G. Sheppard:** *Igneous and Associated Rocks from the Andes of E. Ecuador.* (Ebenda. 67. 1930. 361—371. 2 Textfig. u. 3 Taf.)

Einer Beschreibung der Orographie folgt ein besonderes Eingehen auf die petrographischen Verhältnisse im Baños-Distrikt. Es lagern hier mächtige Tuffe, Agglomerate und Laven quartären Alters auf Schiefen und Gneisen. Tiefe Cañons durchschneiden die Gesteine und gewähren einen guten Einblick in die Lagerung. Eine ausführliche Besprechung der hier vorkommenden Gesteine beschließt die Arbeit. **O. Zedlitz.**

**Djalma Guimarães:** *Provincia magmatica de Roroimã.* (Bol. 45 do Serviço Geol. e Mineral. do Brasil. Rio de Janeiro 1930.)

Im weit entlegenen nördlichsten Brasilien, nahe der Grenze von Venezuela und British-Guyana, erscheint, wie G. DE PAIVA nach kurzen gelegentlichen Beobachtungen feststellen konnte, über Gneisen eine sehr alte Sedimentserie aus Itacolumiten, Quarziten und kristallinen Schiefen. Zum Grundgebirge gehören sehr saure Ergußgesteine, deren Oberflächenformen mit denen der südbrasilianischen sog. Basalte der Gondwanaformation verglichen werden. Das Hangende ist aus Sandsteinen gebildet, die als cambrisch angesehen werden und unter 20° geneigt sind. [J. C. BRANNER gibt auf seiner Karte Brasiliens das Grundgebirge der Gegend von cretacischen Sandsteinen überlagert an. Ref.] Am Roroimã-Tafelgebirge ist der Sandstein von Diabas im Kontakt metamorphosiert worden, wobei es auch zu Gebilden der hydrothermalen Epoche im Sandstein gekommen sein soll.

Verf. untersuchte die Diabase besonders hinsichtlich ihrer Pyroxene und des Auftretens granophyrischer (mikropegmatitischer) Aggregate sowie

der Zonarstruktur der Feldspäte. [Die Gründlichkeit der Arbeit ist gegenüber manchen anderen Veröffentlichungen des Serviço sehr hervorzuheben, ebenso wie die Heranziehung fremder, besonders auch deutscher Literatur. Die im Nachbarlande veröffentlichten Untersuchungen des Ref. über die genannten, vom Verf. als „myrmekitisch“ bezeichneten Aggregate in Gondwana-Effusiven und die Ausscheidungsfolge ihrer Bestandteile scheinen ihm jedoch unbekannt zu sein. Leider ist die Wiedergabe der Photographien, wenn auch besser als in anderen Arbeiten, noch wenig befriedigend. Ref.]

Zuerst wird als „Hypersthendiabas“ das Gestein beschrieben, das als Lakkolith in den Sandstein des Roroimã eingedrungen ist. Dann folgen Hypersthen-Quarzgabbros und Verf. bezieht sich auf analoge von englischer Seite als „Diabas“ bezeichnete Gesteine, über deren geologisches Auftreten aber nur angegeben wird, daß sie echte Gänge und Lagergänge bilden. Es sind, nach englischer Ausdrucksweise, Olivindiabase, Quarzdiabase nebst Augitgranophyren und Tachylite, deren chemische und mineralogische Zusammensetzung aus einer Schrift von J. B. HARRISON über die Goldfelder von Br. Guyana (1903) abgedruckt werden. Im Anschluß hieran erfolgt eine Beschreibung „basaltischer“ Gesteine (Tholeiit, Olivindiabas, Diabasporphyr) von Monte Alegre im Staate Pará, die von E. DE OLIVEIRA gesammelt waren. Über ihr Vorkommen wird jedoch nichts ausgesagt. Zwei weitere Kapitel sind der Bildung des Hypersthens und seiner z. T. mikropertithischen Verwachsung mit monoklinem Pyroxen gewidmet. Man kann von der allmählichen „Hypersthenisierung“ des letzteren sprechen; sie ist ein der „Myrmekitisierung“ analoger Vorgang.

Um nachzuweisen, daß anderweitige Vorkommen des „Myrmekit“ eine nachmagmatische „autopneumatolytische“ Bildung darstellen, bezieht sich Verf. zum Schluß auf die Gondwana-Andesitbasalte des südlichen Brasiliens (s. o.).

**K. Walther.**

**D. Guimarães, L. F. de Moraes Rego, J. F. de Rocha und J. F. de Andrade Junior:** Contribuições (Beiträge) a Geologia Economica. (Serviço Geol. e Mineral. do Brasil. Bol. 9. Rio de Janeiro 1925.)

Die kurzen Artikel beziehen sich auf folgende nutzbare Vorkommen:

1. Glimmer
2. Gold im Municipium Marianna (Minas Geraes)
3. Kohle von Rocinha (Sta. Catharina)
4. Mineralwässer von Araxá, Antas und Salitre (M. G.)
5. Einige mit den letztgenannten Vorkommen auftretende Gesteine.

1. Es handelt sich um Muscovit, dessen wichtigste meist an alte Pegmatite gebundene Vorkommen in den folgenden Staaten sich befinden: Minas Geraes, Goyaz, S. Paulo, Bahia, Rio de Janeiro, Espirito Santo und Sergipe. Die jährlichen Exportziffern sind sehr schwankend, das Maximum wurde 1918 mit 161 \$ 623 erreicht; das Material geht jetzt ausschließlich nach U.S.A.

2. Das Edelmetall ist entweder in unregelmäßigen Imprägnationen innerhalb der Schiefer der als algonkisch aufgefaßten Minas-Serie enthalten oder es findet sich eingesprengt in Quarzeinlagerungen.

3. [Der Ort Rocinha liegt nahe der durch die Forschungen I. C. WHITE's bekannten Bahnlinie im Talgebiet des Tubarãoflusses. Auf stratigraphische Betrachtungen wird nicht eingegangen und die dünnen schwefelkiesführenden Lagen von Schieferkohle (mit fast 40 % Asche) sind leider ebenso zu bewerten wie die Mehrzahl der brasilischen Gondwanakohlen. Ref.]

4. Die Mineralwässer der angegebenen Gegend liegen im Gebiete der kristallinen Schiefer der Minas-Serie (s. o.) mit nordwestlichem Streichen und wechselnder horizontaler bis vertikaler Lagerung. Sie sind an Alkali-Eruptivgesteine gebunden und werden ihrer hydrothermalen Phase zugeschrieben [vgl. hierzu dies. Jb. 1930. II. 413. Ref.]. DERBY hat den paulistaner Jacupirangit ins Carbon [Altperm nach jetziger allgemeiner, nicht-englisch-südafrikanischer Auffassung; vgl. dies. Jb. 1930. II. 612. Ref.] versetzt, ein Alter, das auch den vorliegenden Wässern zukommen würde.

5. Die genannten Eruptive werden beschrieben und sind zu bezeichnen als: Hedrumit, Ägirinsyenit, Amphibol- und Pyroxenmalignit, Naujait, Jacupirangit; Phonolith sowie Tinguait. Zu den zahlreichen teilweise thermalen Mineralwässern gehört auch das bekannte Poços de Caldas im südlichen Minas Geraes. Der dortige Index der Alkalinität wird aber noch bedeutend übertroffen von Quellen in der vorliegenden Gegend. In Caldas liegt der Kontakt zwischen den Nephelingesteinen und dem alten Grundgebirge nahe der Oberfläche, während hier die Wässer auf Klüften längs den Berührungstellen der beiden Bildungen aufsteigen. Die Wässer aus den Mikroklin-syeniten von Araxá sind höher zu bewerten als die von Poços de Caldas (Na-Gesteine).

**K. Walther.**

### Atlantisches Gebiet.

Report on the geological collections made during the voyage of the „Quest“ on the Shackleton-Rowett expedition to the South Atlantic und Weddell sea in 1921—1922. (London, British Museum 1930.)

Der Bericht gibt in dreizehn Einzelabschnitten, die von verschiedenen Verf. bearbeitet worden sind, die Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen, die an dem von G. V. DOUGLAS auf der obengenannten Expedition gesammelten Material ausgeführt worden sind.

I. G. VIBERT DOUGLAS: Topography and Geology of South Georgia. (S. 4—24.)

Der Geologe der Expedition gibt zunächst an Hand einer Karte eine topographische Übersicht über die Insel, die aus in der Längsachse gefalteten Gesteinen besteht. Von diesem Rücken fließen Gletscher und Bäche senkrecht zur Achse ins Meer und haben durch Erosion im Gegensatz zu den antarktischen Inseln und dem Grahamland, wo das fließende Wasser fehlt, Quer-

täler geschaffen. In solchen z. T. heute eisfreien Quertälern oder über Gletscher läßt sich an mehreren Stellen die Insel verhältnismäßig leicht überqueren, während Wege über die Rücken zwischen den Tälern oft mit Schwierigkeiten verknüpft sind. Es folgt eine Zusammenstellung früherer geologischer Arbeiten und dann werden die von der Quest-Expedition besuchten Buchten besprochen sowohl in geologisch-petrographischer wie auch in morphologischer Beziehung. Mehrere kleine Karten und Profile erläutern die Verhältnisse. Auf die verschiedenen angeführten Gesteinsarten soll bei der Besprechung der nächsten Arbeit eingegangen werden. Die beiden vorhandenen und schon früher erkannten Gesteinsserien sollen nach Anschauung des Verf.'s nicht durch eine Diskordanz getrennt sein. Sie sei nur durch Faltung und Überschiebung vorgetäuscht. Das Alter der Gesteine ist noch sehr unklar, am wahrscheinlichsten ist ein mesozoisches Alter. Die Gletscher scheinen sich, wie es auch sonst von der südlichen Halbkugel berichtet wird, zurückzuziehen. In einem Schlußabsatz wird auf die möglichen Bodenschätze hingewiesen, Kohle wurde vergeblich gesucht, Kupfer ist nur in nichtabbauwürdigen Mengen vorhanden und Gold ebenfalls nur in Spuren. Hierauf hatte man die größten Hoffnungen gesetzt.

II. W. T. GORDON: A note on *Dadoxylon* (*Araucarioxylon*) from the Bay of Isles. (S. 24—27. Mit 1 Taf.)

Unter den von der Expedition mitgebrachten Stücken schien eine vulkanische Asche ein Fossil zu enthalten, das auf einer Insel vor Rosita Bay, Bay of Isles, aber leider nicht anstehend gefunden wurde. Dennoch stimmt das Material mit dem auf der Insel anstehenden überein. Die Untersuchung ergab ein Pflanzenstammfragment in schlechter Erhaltung, teilweise als Calcit und teilweise verkieselt, das zur Gattung *Dadoxylon* (*Araucarioxylon*) zu stellen ist. Eine Artbestimmung ist bei der mangelhaften Erhaltung unmöglich. Nach einer ausführlichen Beschreibung der Dünnschliffe kommt Verf. zu der Ansicht, daß der Rest nicht älter als Carbon und voraussichtlich nicht jünger als Jura sein wird. Die einzige sonst bekannte Art aus der Antarktis, die vergleichbar ist, ist *Rhexoxylon* (*Antarcticoxylon*) *priestleyi* SEWARD und diese hat ebenfalls voraussichtlich untermesozoisches Alter.

III. G. W. TYRELL: The Petrography and Geology of South Georgia. (S. 28—54.)

Verf. hat etwa 120 von G. V. DOUGLAS gesammelte Gesteinsproben untersucht und sie in drei Gruppen eingeteilt: 1. Eruptiva, 2. zwischengelagerte Tuffe und vulkanische Grauwacken und 3. Sedimentgesteine. Alle zu 1. gehörenden Stücke sind in dem südöstlichsten Teil der Insel gesammelt worden und enthalten frische und saussuritisierte Gabbros, Peridot, Quarzdiorit, Vogesit und Granit, Diabasgänge, spilitische Laven mit Albit-Epidot- und Quarz-Epidot-Gesteine und ein Albitporphyr. Natronfelsite, die nach früheren Angaben vorhanden zu sein scheinen, sind nicht dabei. Die einzelnen Gesteine werden beschrieben und einzelne Analysen werden gegeben. Die Tuffe usw. sind meist hart, dicht, grau bis schwarz und erinnern an gewisse paläozoische Grauwacken und Schiefer. Im Dünnschliff zeigen

sie, daß sie fast völlig aus zerbrochenen Kristallen und Bruchstücken von Eruptiven in einer Grundmasse von gleicher Zusammensetzung bestehen. Die eruptiven Reste stammen hauptsächlich von Trachyten, Keratophyren und Spiliten und die oft prehnitisierten Feldspäte dürften von umgewandelten Gabbros herrühren. Die Korngröße ist sehr verschieden. Eine eingehende Beschreibung mit Analysen folgt wieder, wobei zum Schluß das Prehnit-auf-treten ausführlich diskutiert wird. Die Sedimentgesteine umfassen tonige Typen, wie schwarze und graue Schiefer bis hinüber zu den verhältnismäßig grobkörnigen quarzitischen Sandsteinen. Nur wenige Stücke waren kalkig. Die Gesteine einschließlich der Tuffe erinnern stark an die altpaläozoischen Grauwacken und Schiefer Schottlands, auch Radiolarien kommen in beiden vor. Manche haben eine kataklastische Metamorphose durchgemacht mit nur geringer Mineralneubildung, abgesehen vom Sericit, so daß phyllitartige Gesteine entstanden. Bei größeren Gesteinen ist durch den Sericit eine Augentextur zur Ausbildung gekommen. Ein kalkiges Gestein enthielt in einer kalkigen Grundmasse zahlreiche Quarzsplitter, Lavastückchen und einige unbestimmbare organische Reste.

In einem weiteren Abschnitt werden gründlicher, als es in der vorhergehenden Arbeit (I) möglich war, die vor der petrographischen Untersuchung zum Abschluß gekommen war, die einzelnen Gegenden der Inseln und somit die geographische Verteilung der Gesteine durchgesprochen. Daraus ergeben sich die im letzten Abschnitt behandelten stratigraphischen und tektonischen Beziehungen, die sich im folgenden Schema zusammenfassen lassen:

Orogenetische Phase: Faltungen, Brüche, Verwerfungen und geringer kataklastischer Metamorphismus auf der Nordostseite der Insel.

Cumberland-Bay-Serie: Schiefer, Tonsteine u. Tuffe mit Radiolarien und anderen Fossilien.	Drygalski-Fjord-Eruptiva: Diabasgänge, Gabbrointrusionen, Lava der spilitischen Serie.
--	--

Diskordanz?

Godthul-Harbour-Serie: Quarzitische Grauwacken, Sandsteine, Schiefer und Phyllite.

Das geologische Alter der Gesteine ist sehr unsicher. Fossilien sind selten und schlecht erhalten und kommen anscheinend nur in der Cumberland-Bucht-Serie vor. Einige unsichere wurden als gotlandisch oder ordovicisch angesehen. Die Radiolarien scheinen mesozoisch zu sein, ebenso eine *Posidonomya* und ein *Acanthoceras* (?). Im gleichen Sinne spricht der oben beschriebene Pflanzenfund (II), so daß, wenn auch die Gesteine allein eine eindeutige Entscheidung noch nicht bringen, doch das mesozoische Alter der Cumberland-Bay-Schichten für den Südantillenbogen SUESS', also für eine Beziehung zu den Anden spricht, die auch in den Lotungen und ozeanographischen Ergebnissen der Meteor Expedition zum Ausdruck kam. Die neuesten Funde, die HOLDEDAHL und KOHL-LARSEN auf Südgeorgien gemacht haben und die WILCKENS in Bonn zur Bearbeitung hat, rechtfertigt die Anschauung, denn die Versteinerungen sind alle aus der Kreide.

IV. C. E. TILLEY: Petrographical notes on rocks from Elephant-Island, South Shetlands. (S. 55—62.)

Von dieser eisbedeckten Insel, auf der die schiffbrüchige SHACKLETON-Expedition 1916 bis zu ihrer Rettung unterkam, wurden einige Gesteine von der Südspitze: Lookout-Harbour und von der Westspitze: Minstrel-Bay untersucht. Die letzteren waren quarzhaltige Phyllite, in denen die quarzhaltigen Lagen mit glimmerhaltigen wechsellagern. Sie sind als Sedimente anzusehen. Einen anderen Grad der Neubildung zeigen die Südgesteine, die sich in Granat-Hornblende-Albit-Schiefer, in amphibolführende Marmore und Paraamphibolite einteilen lassen. Auch diese sind auf Sedimente zurückzuführen. Eine ausführliche petrographische Beschreibung mit vergleichenden Analysen nimmt den wesentlichsten Teil der Arbeit ein. Es wird nicht versucht, geologische Beziehungen zu konstruieren.

V. G. V. DOUGLAS und W. C. SMITH: Zavodovskii Island, and notes on rock fragments dredged in the Weddell Sea. (S. 63—66.)

Eine Landung konnte bei dieser nördlichsten der Südsandwich-Inseln nicht stattfinden, doch wurden Beobachtungen von Bord aus gemacht: säuliger Basalt unten, darüber rote Schlackenlagen und dann raue Laven. Am Kliff wurde bläulicher Rauch beobachtet (sollte das nicht feinerstäubtes Meerwasser gewesen sein?). Vor der Insel wurden Bruchstücke gedreht, die aus glasigen olivinfreien und olivinführenden Basalten, aus holokristallinen porphyrischen Basalten und aus Basaltglas bestanden.

Dann werden in der Weddell-See gedrehte Gesteinsstücke beschrieben: Schiefer, Quarzit, Grauwacke, Granit, Gneis, Diabas, Norit, Basaltglas und Tuff, also eine bunte Gemeinschaft, die den Aufbau des antarktischen Festlandes zum Ausdruck bringen dürfte. Zum Schluß werden Gesteine aus vier anderen Lotungen aufgeführt, die sich nicht nachprüfen ließen, dabei ist ein kleiner Druckfehler stehengeblieben, denn am Anfang muß es statt Z 6 Z 3 heißen.

VI. G. V. DOUGLAS: Topography and Geology of the Tristan da Cunha Group. (S. 67—87.)

Es werden Einzelheiten von der Insel Tristan da Cunha gegeben, die in ihren hauptsächlichsten Zügen bereits von der CHALLENGER-Expedition beschrieben ist. Die Vegetationsgrenze liegt bei etwa 1230 m und der Schlackenkegel des Gipfels mit einem Kratersee beginnt bei 1900 m und ist 200 m hoch. Der See hat etwa 65 m Durchmesser. Die Insel besteht aus einer großen Reihe von Lavaergüssen und Aschenlagen. Die tiefste Lage besteht aus dichtem grobsäuligem Basalt. Grobkörnige Gesteine, die Verf. von den Einwohnern erhalten hat, sollen alle aus der Swain-Bucht stammen und enthalten große Feldspäte und Hornblenden.

Die zweite Insel der Gruppe: Inaccessible Island hat eine Caldera, in der ein Kraterkegel aus roten basaltischen Aschen bis zu 500 m aufragt.

Die Nightingale-Insel, die südlichste Insel, hat in der Mitte eine Ein-senkung, die wohl auch Lava geliefert haben mag und heute einen See enthält. Vor der Nordspitze liegt die kleine Middle-Insel, auf der das Guanovorkommen

als wertlos festgestellt worden ist. Die anstehenden Trachyte scheinen auf eine spätere Trennung von der Nightingale-Insel hinzuweisen. Auf der noch kleineren Stoltenhoff-Insel konnte nicht gelandet werden, doch scheint auch sie aus Trachyten zu bestehen und stellt möglicherweise ein selbständiges Eruptivzentrum dar.

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

In einer ausführlichen petrographischen Beschreibung werden die mikroskopischen Ergebnisse und die chemischen Analysen der von der Tristan da Cunha-Gruppe stammenden Gesteine gegeben, nachdem bei jeder Insel zunächst die bisher bekannten Gesteinsarten zusammengestellt worden sind. Die Stücke der Expedition von Tristan da Cunha sind: Trachybasalte mit Hornblende in den höheren Lagen und ohne Hornblende in den tieferen, ferner Olivinbasalte. Die von DOUGLAS erwähnten grobkörnigen Gesteine sind Amphiboliteinschlüsse, wie sie auch sonst in den Basalten der Azoren, Kanaren und sonst vorkommen. Schließlich werden noch Obsidiane verschiedener Färbung beschrieben.

Inaccessible Island. Hier wurden ebenfalls Trachybasalte und Olivinbasalte gefunden und ferner ein „Mugearit“, ein Olivin und Biotit-Andesit.

Nightingale-Insel. Neben der Guanountersuchung war dem Sammler nicht viel Zeit geblieben, er brachte nur Trachyandesite entsprechend dem „Stenzelberg-Trachyt“ mit. Die vermeintlichen Tuffe erwiesen sich als ähnliche Gesteine. Von Middle-Insel wurden Tuffe mit Lapilli aus schwarzer basaltischer Lava in verschiedener Ausbildung mitgebracht. Ferner wurden verschiedene Trachyte, Trachybasalte, z. T. mit Sonnenbrennerverwitterung und Alkalibasalte untersucht. Leider sind ganz allgemein nur wenige Hinweise auf die Zusammenhänge mit den Gesteinen der anderen Inseln und vor allem auf die mögliche geologische Ausdeutung gegeben worden.

VIII. W. C. SMITH: Diego Alvarez or Gough Island. (S. 88—104.)

Wieder steht eine kurze historische Übersicht am Anfang, dann folgt eine Beschreibung seitens des Expeditionsgeologen DOUGLAS, der vermutet, daß die gerade Ostseite (muß wohl heißen Westküste) durch eine Verwerfung bedingt sein könnte. Weiter hat er im NO Anzeichen für eine Hebung um reichlich 3 m gefunden. Im O kommt von Mt. Rowett 940 m der Glen-Fluß herunter und von einem Aufstieg durch dieses Tal bis zum Gipfel stammen die Proben. Es sind Trachybasalte des Essexit-Porphyr-Typus und Mugearite, ferner Alkalitrachyte und olivinarme Basalte sowie Tuffe. Die Gruppen sind ausführlicher beschrieben und verglichen. Die olivinarmen Basalte bilden Lavadecken, treten aber auch in Gängen wie die Trachybasalte auf. Eine große, jetzt als Felsnadel aufragende Intrusionsmasse besteht aus Alkalitrachyt und entspricht den Schlotausfüllungen von St. Helena. Dort wie hier finden sich Gangsysteme in ihrer Nähe und DALY betrachtet sie auf St. Helena als jüngste Eruptionsphase. An der Nordseite der Insel sollen Basaltgänge die Trachyte durchsetzen. Das würde von besonderem Interesse

sein, denn auf St. Helena wurde das nicht beobachtet. Auf der Insel sind noch alte Konzentrate von südafrikanischen Diamantwäschern, die hier vergebliche gearbeitet haben.

IX. W. C. SMITH: Notes on the rocks collected on St. Helena. (S. 105—107.)

Zu den guten früheren Arbeiten können nur wenige petrographische Einzelheiten aus den von DOUGLAS gesammelten Stücken hinzugefügt werden. Es wurden Phonolithe, phonolithische Trachyte und Nephelin-Basanite untersucht.

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

Die untersuchten Gesteine waren Natron-Rhyolithe (Comendite), pannelitische Trachyte, Katophyrittrachyte, Trachybasalte, Olivinbasalte und einige Auswürflinge aus Olivingabbro und Alkali-Hornblende-Granit, ferner einige Obsidiane.

XI. G. M. PART: Report on the rocks collected from St. Vincent, Cape Verde Islands. (S. 117—125.)

Auch hier konnte kein systematisches Sammeln erfolgen, einige Proben stammen von einem Kliff 2 km ost-südöstlich von Mindello und bestehen aus Camptoniten und Monchiquiten, andere kommen vom Monte Vianna, einem parasitischen Kraterkegel an den Flanken des Hauptvulkans und sind glasige Laven, die den Nephelinbasaniten in den anderen Teilen der Insel entsprechen. Ein Block aus einem trockenen Flußbett war Phonolith und Stücke aus der Salamansa-Bucht bestanden aus gelblichen Kalken mit Lava-stücken. In den Kalken steckten Korallen, Schalenbruchstücke, Foraminiferen u. a. In der Nähe von Hayden's Retreat wurden schwarze porphyrische Nephelin-Basanite und am Monte Verde ein Mandelstein aus porphyrischer Basaltlava gefunden.

XII. H. S. WASHINGTON: The Petrology of St. Paul's Rocks (Atlantic). (S. 126—144.)

DOUGLAS hat die Hauptinsel und die Nordostklippe besucht und das mitgebrachte Material wurde mikroskopisch, chemisch und röntgenographisch untersucht. Die bisherigen Angaben, daß es sich um einen Peridotit handelt, sind dabei bestätigt worden mit einer weitergehenden Genauigkeit, so daß man jetzt von einem wehrilitischen Dunit sprechen muß. Das Material weicht von dem der anderen Vulkaninseln, nicht nur der atlantischen, ab und ist nicht eindeutiger Entstehung. Es kann Teil eines Lakkolithen sein, es kann zu den metamorphen Schiefen gehören oder die Lava eines submarinen Vulkans darstellen. Die Lage der Insel und der Bau der übrigen Vulkane spricht für das letztere, das Material selbst in seiner mineralogischen Zusammensetzung und seiner Textur für eines der ersteren beiden, also für die Herkunft aus der festen Erdrinde, sei es wie der Autor vermutet, daß es sich um den Rest eines ursprünglichen Kontinentes (Atlantis) handelt, sei es, wie es dem

Ref. wahrscheinlicher erscheint, daß diese Klippengruppe tektonisch aufgestiegen ist. Jedenfalls scheinen wir hier kontinentale Gesteine vor uns zu haben. Im Zusammenhang hiermit wird auf die lherzolitische Dunit-Bombe, die GAGEL von Madeira beschrieben hat, und auf DALY's Fund von Wehrlit in den Tuffen von Ascension hingewiesen.

Weiterhin wurden die phosphatischen Ablagerungen untersucht, die in zwei Ausbildungen vorkommen. Einmal sind es graue bis weißliche Überzüge, die RENARD für Tricalciumphosphat mit etwas Calciumsulfat hält, von denen dem Verf. kein Material zur Verfügung stand. Das zweite ist ein mattes, erdig aussehendes Mineral, das die Spalten ausfüllt und als Dahllit durch chemische Analyse auf optischem Wege und durch Röntgenstrahlen bestimmt wurde. Die reduzierte Formel ist  $3 \text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8 \cdot \text{Ca}((\text{OH})_2\text{CO}_3)$  und entspricht einem Apatit, in dem das Fluor und Chlor durch Kohlendioxyd und Hydroxyd ersetzt ist.

XIII. A. V. DOUGLAS: Deep-Sea deposits and dredgings. (S. 145—156.)

Auf der Expedition wurden nur 16 Bodenproben gewonnen, davon 14 pelagische und 2 terrigene aus Gesteinsstückchen und Kies. Die Zahl ist so klein, weil sie bei hoher See oder Eis Schwierigkeiten hatte, die Lotinstrumente aus 2000—6000 m Tiefe wieder ohne Verlust der Instrumente oder der Probe heraufzubringen. Die Proben wurden oberflächlich getrocknet und in Gläsern verpackt. Blechdosen haben sich wegen der Rostbildung nicht bewährt. Die terrigenen Proben waren in Talg eingebettet und mußten daraus befreit werden. Die Menge schwankte zwischen 30 g und Spuren, die gerade zu einem mikroskopischen Präparat ausreichten. Die Natur der Bestandteile wurde durch mikroskopische Untersuchung festgestellt, die Verteilung der Korngrößen durch die ODÉN'sche Methode. Die Ergebnisse von sechs Proben (3 Diatomeen- und 3 Globigerinenschlamme) wurden graphisch und in Tabellen wiedergegeben. Aus den drei Proben ließen sich jeweils einige anscheinend charakteristische Eigenschaften in bezug auf die Körnung ableiten. Soweit als möglich wurde auch die Dichte der Proben bestimmt, die bei der Einzelbeschreibung mit angeführt wurde. Neben den Mineralkörnern wurden auch einige wenige Foraminiferen bestimmt, aber leider kein Kalkgehalt. Dagegen wurden rohe Bestimmungen der Radioaktivität gemacht, die keine ungewöhnlich hohen Werte ergaben. Leider stellen diese Sedimentuntersuchungen keinen Fortschritt gegenüber den älteren Expeditionen dar.

Zusammenfassend muß gesagt werden, daß die Untersuchungen der vielen durch die Natur des Aufenthaltes nicht systematisch gesammelten Proben besonders durch ihre Gründlichkeit eine dankenswerte Ergänzung von sonst wenig besuchten Gegenden darstellen. Doch wäre es wünschenswert gewesen, wenn bei den Untersuchungen der Versuch gemacht worden wäre, nicht nur die petrographischen Ergebnisse zu geben, sondern sie auch geologisch auszuwerten, wie es eigentlich nur bei den St. Paul's-Felsen durchgeführt worden ist.

Pratje.

## Arktis.

**L. M. Wordis** and **W. F. Whittard**: The Geology of Petermann Peak and Kjerulf Fjord, Greenland. (Geol. Mag. 67. 1930. 145—159. Mit 3 Taf. u. 5 Textfig.)

Die Cambridge-Expedition erreichte im August 1929 die im O Grönlands gelegene Mackenzie-Bay. Vom Skerulffjord zog der eine Teil zu Schiff an den Küsten der Fjorde entlang, während der andere ins Landinnere vordrang bis zur Höhe des westlich gelegenen Petermann Peak. Manche geologische Beobachtungen konnten wegen der ungünstigen Eisverhältnisse meistens nur vom Schiff aus gemacht werden.

Der Franz-Joseph-Fjord durchschneidet in seiner O—W-Erstreckung bis zum Nordenskjöld-Gletscher nacheinander eocäne bis präcambrisch-metamorphe Sedimente. Die vor allem an der Küste liegenden Extrusiva sind tertiären Alters; sie sind unterlagert von kaledonisch gefaltetem Oldred, in dem *Holoptychius* und *Asterolepis* gefunden wurde. Die Franz-Joseph-Schichten wurden als präcambrisch bis mittelordovicisch erkannt. Die sog. Petermann-Peak-Serie, Quarzite ohne Fossilien (wahrscheinlich präcambrisch), schließt sich westlich an die unter Eis liegenden metamorphen Komplexe an.

Es folgt eine Beschreibung der verschiedenen Gletschergebiete, deren Sedimente von Graniten durchsetzt sind. Große Überschiebungen der Franz-Joseph-Schichten über die darunter liegenden Metamorphen werden erwähnt und zeitlich parallelisiert mit den Nachbargebieten. Der sich fast gleichbleibende grauweiße Granit, z. T. von Pegmatiten durchsetzt, ergibt folgende Analyse:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	66,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	11,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,30
FeO . . . . .	3,68
MgO . . . . .	1,38
CaO . . . . .	3,14
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,87
K <sub>2</sub> O . . . . .	6,32
H <sub>2</sub> O + 105° . . . . .	0,25
H <sub>2</sub> O — 105° . . . . .	0,20
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,20
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,78
ZrO <sub>2</sub> . . . . .	Spur
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	1,02
F . . . . .	0,06
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	Spur
MnO . . . . .	0,10
CoO, NiO . . . . .	Spur
Summe . . . . .	100,29
O für F . . . . .	0,03
Summe . . . . .	100,26

Das Alter dieses Granites wird trotz der Frische des Gesteins in die Zeit der kaledonischen Faltung gelegt. Ferner werden erwähnt: am Sentinel Peak: Hornblende-Pyroxen-Granulite; am Sentinel Col: Zweiglimmer-Granit-Gneise, ebenso Cyanitschiefer und Gneise.

**O. Zedlitz.**

**H. K. E. Krueger:** Über eine sog. Basaltbreccie in der Kreide-Tertiär-Formation von Westgrönland. (Notizblätter d. Ver. f. Erdk. u. d. geol. Landesanst. Darmstadt. 10. 5. F. 1928. 270—281.)

Das Gestein von Goldhavn auf Disko wurde genau untersucht und als Basalt erkannt, dessen Kieselsäuregehalt nur 46,75 % beträgt. Die eigenartige Struktur des Gesteins, die zur Bezeichnung „Basaltbreccie“ geführt hat, wird als Sonnenbrandstruktur erklärt.

**Flörke.**

### Antarktis.

**Tyrrell, G. W.:** The Petrology of the South Georgia. (Trans. Roy. Soc. Edinburgh. 50. 1915. 823—836. Mit Taf. 94.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. III. S. 637.

— The Petrography and Geology of South Georgia. (Published by the Trustees of the British Museum. 1930. 27 S. Mit 1 Abb.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. III. S. 638.

### Australien.

**Marshall, Patrick:** The occurrence of a mineral hitherto unrecognized in the phonolites of Dunedin, New Zealand. (Min. Mag. 22. 1929. No. 127. 174—178.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. I. S. 222.

**E. W. Firth:** The geology of the North-west Portion of Manukau County, Auckland. (Trans. and Proc. of the New Zealand Institute. Wellington 1930. 61. 85—137. Mit 15 Taf.)

An dieser Stelle soll nur einiger petrographischer Einzelheiten gedacht werden, die der ausführlichen geologischen Darstellung eingeschaltet sind.

Die Waitemata-Schichten (? Miocän) werden von kleinen andesitischen Schloten durchbrochen, welche die vulkanischen Tuffe des „Parnell Grit“ Horizontes veranlassen. Sie wechseln von feinen vulkanischen Tuffen und Sanden bis zu groben vulkanischen Breccien und Konglomeraten. Das Material dieses Horizontes besteht einheitlich aus eckigen oder roh abgerundeten Bruchstücken vulkanischen Gesteines, Sandsteinen der Waitemata-Schichten und eigenartigen schwarzen kalkigen Schiefen. Soweit das vulkanische Material bestimmbar ist, besteht es aus Augit-Andesit. Gerundete Augit- und Plagioklas-Kristalle bei Camp Bay am Tamaki River. Der von früheren Forschern als eine Einlagerung angesprochene Turanga-Grünsand, der stellenweise stark fossilführend ist, bildet nur eine feinkörnige Fazies der „Parnell Grit“-Tuffe. Er enthält Kristalle und Bruchstücke von Hypersthen-Augit, Plagioklas und grüner Hornblende, gelegentlich Glaukonit und einige winzige Biotitfetzen.

Rezent bzw. subrezent sind dann basaltische Tuffkrater und Schlackenkegel, wie Basaltlavaströme. Es handelt sich um holokristalline, olivinreiche Basalte, mit Einsprenglingen von Olivin und Augit in gleichem Betrage, mit einer Grundmasse von Plagioklasleisten (basischer Labrador), Augit und Körnern oder kleinen Kriställchen von Magnetit. Glas ist nur stellenweise zwischengeschaltet. Die Ergebnisse einer geometrischen Analyse zweier Basalte werden gegeben. — Ungewöhnlich basische oder limburgitische Basalte treten in geringer Verbreitung auf; Einsprenglinge von Augit und Olivin liegen in einer feinkörnigen Grundmasse von Augit und Magnetit.

Erich Kaiser.

**A. R. Alderman:** Magmatic differentiation at Mannum, South Australia. (Trans. and Proc. of the R. Soc. of South Australia. Adelaide 1929. 53. 249—257.)

Ein basischer und mehrere saure aplitische Gänge, welche in dem kleinen Granitvorkommen aufsetzen (vgl. B. F. Goode, Ref. dies. Jb. 1928. II. 481), zeigen keine Verwandtschaft zu dem Granite, scheinen aber eine sehr einfache Beziehung zu einem in der Nachbarschaft anstehenden Tonalit zu haben (vgl. A. R. Alderman, Ref. dies. Jb. 1928. II. 482). Der Mannum-Granit sei sehr wahrscheinlich abzuleiten von demselben Urmagma wie der Tonalit und die Ganggesteine.

	Aplit	basischer Gang
SiO <sub>2</sub> . . . . .	73,49	46,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14,14	18,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,26	4,07
FeO . . . . .	0,69	7,05
MgO . . . . .	0,44	7,31
CaO . . . . .	1,60	9,67
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,75	3,38
K <sub>2</sub> O . . . . .	3,67	0,77
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,34	0,40
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,13	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	Spur	—
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,25	1,99
ZrO <sub>2</sub> . . . . .	Spur	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,11	0,46
S . . . . .	0,05	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	—	—
MnO . . . . .	0,02	—
BaO . . . . .	—	—
Summe . . . . .	99,94	99,98
Spez. Gew. . . . .	2,70	3,03
	I., 4, 2, 3	II., 5, 4, 4-5
	Toscanose	Hessose
		Hornblende-
		lamprophyr.

Mit Hilfe zweier Differentiationsdiagramme, in welchen die Ganggesteine zunächst mit dem Mannum-Granit, dann mit dem benachbarten Tonalit verglichen werden, wird gezeigt, daß die Ableitung aus dem Granitmagma eine außerordentlich verwickelte und ungewöhnliche Differentiation verlangen würde, während die Ableitung aus dem Tonalitmagma sich sehr viel einfacher gestaltet, wenn auch die Wahrscheinlichkeit dieser Beziehung nicht unbedingt gesichert ist.

**Erich Kaiser.**

**F. J. Turner:** The metamorphic and ultrabasic rocks of the Lower Cascade Valley, South Westland. (Trans. and Proc. of the New Zealand Institute. Wellington 1930. 61. 170—201. Mit 5 Taf.)

Eine ältere metamorphe Serie, bestehend aus Gneisen, Glimmerschiefern und Hornfels, wird überlagert von den ebenfalls metamorphen, paläozoischen Manitoto-Schichten, welche im wesentlichen aus Quarzglimmerschiefern bestehen. Serpentinegesteine, Peridotite und ihre Ganggefolgschaft trennen die beiden metamorphen Komplexe. Diese Gesteine haben möglicherweise frühcretacisches Alter. Die Umwandlung dieser Gesteine soll bald nach ihrer Intrusion, hauptsächlich durch hydrothermale Vorgänge, eingetreten sein.

Die eingehende Beschreibung der einzelnen Gesteine kann hier nicht wiedergegeben werden.

**Erich Kaiser.**

**Tattam, C. M.:** The metamorphic rocks of North-east Victoria. (Bull. geol. Surv. Victoria. No. 52. 1929.)