

# Petrographie.

## Allgemeines.

**P. Niggli:** W. HOMMEL's systematische Petrographie auf genetischer Grundlage. (Schw. M. u. P. M. 7. 1. H. 54.)

Dem ersten Bande der bekannten Petrographie W. HOMMEL's, der „das System“ behandelte, hätte ein zweiter Teil folgen sollen, für den eine Übersicht über die spezielle Petrographie auf dieser Grundlage beabsichtigt war. Durch den frühen Tod des Verf.'s wurde die Ausführung dieses Planes verhindert. Den schon fertigen Grundriß und einzelne ausgeführte Abschnitte hat P. NIGGLI nach den hinterlassenen Manuskripten in obiger Zeitschrift veröffentlicht.

Nach einer kurzen Beschreibung von W. HOMMEL's inhaltsreichem Leben aus der Feder von Frau Prof. HOMMEL werden die für das folgende wichtigsten Punkte aus dem ersten Teil des Werkes rekapituliert, wobei insbesondere die eigenartige Zuteilung der Eruptivgesteinstypen in die ortho-, para- und hypogene Gesteinsreihe erläutert wird. Grundlegend ist ferner die Annahme eines, überall gleichen Ausgangsmagmas, aus dem vermittels der Kristallisations-Differentiation BOWEN's die verschiedenen Gesteinstypen sich abspalteten. Die Schwierigkeiten, mit denen die Einführung dieses Prinzips zu kämpfen hat, werden eingehend vom Berichterstatter diskutiert. Ein weiterer Faktor ist die Abkühlungsgeschwindigkeit. Je nach dem Eintreten der primären Olivin-Abscheidung oder dem sofortigen Auskristallisieren von Diopsid entstehen orthogene (Kalkalkali) oder paragene (Alkalireihe) Typen.

Aus den nachgelassenen Schriften selbst werden zunächst einige allgemeinere Abschnitte über die Theorie der Schmelzvorgänge und der Erstarrung des Magmas mitgeteilt, die an Beispielen (Pb—Sb, Ab—An) und Diagrammen erläutert sind, welche inzwischen ausführlich in anderen Lehrbüchern dargestellt wurden. An das System Ab—An anschließend werden Abkühlungsgeschwindigkeit und Saigerung als die petrogenetischen Grundprinzipien hingestellt. Gleichzeitig wird daran auch die Abstufung der orthogenen Klasse in die kat-, mes- und ep-orthogene Reihe entwickelt. Nach weiteren mineralogischen und metallographischen Beispielen von Zwei- und Dreistoffsystemen werden Mehrstoffsysteme besprochen, wobei eine Tetraederprojektion mit 4 Molekelgruppen unter Einschluß der  $\text{SiO}_2$  verwendet

wird. Dann wird versucht, den Erstarrungsverlauf eines Magmas durch drei aneinander anschließende Vierstoffsysteme darzustellen:

1. System Olivin—Anorthit—Diopsid— $\text{SiO}_2$
2. System Anorthit—Nephelin—Diopsid— $\text{SiO}_2$
3. System Anorthit—Nephelin—Orthoklas— $\text{SiO}_2$ .

Ein Gesamtdiagramm gestattet alsdann die Versinnbildlichung der verschiedenen Gesteinstypen in ihrem Differentiationsverlauf, der auch im einzelnen gemäß den oben erwähnten Grundprinzipien ausgearbeitet ist. Die Besprechung weiterer Abschnitte aus HOMMEL's Werk wird in den nächsten Heften der gleichen Zeitschrift erfolgen.

**H. Schumann.**

**W. F. Gisolf:** Zur graphischen Darstellung von Gesteinsanalysen. (Min. u. Petrogr. Mitt. **39**. 1928. 76—82. Mit 4 Textfig.)

Im Anschluß an die BECKE'sche Arbeit „Graphische Darstellungen von Gesteinsanalysen“ (Dies. Jb. 1929. II. 105) versucht Verf. auf die Darlegungen BECKE's näher einzugehen und eine graphische Darstellung der gesamten Verhältnisse für si, al, fm, c, alk zu entwickeln. Die vorgeschlagene Projektion läßt sich auf Millimeterpapier durchführen, ist jedoch durch die notwendigen Transformationen vom Tetraeder auf bestimmte Flächen eines Rhombendodekaeders ziemlich umständlich. Einzelheiten mögen der Originalarbeit entnommen werden, da ein Referat fast ungekürzt und unter Abdruck der Figuren erfolgen müßte.

**Chudoba.**

**A. Gabriel and E. P. Cox:** A staining method for the quantitative determination of certain rock minerals. (The Amer. Miner. **14**. 1929. 290—292.)

Um das Auszählen von Mineralgemengteilen in Gesteinen zu erleichtern, kann man die Oberfläche dieser Gesteine mit Flußsäure anätzen und dann mit einer Natriumkobaltinitritlösung behandeln. Dadurch entsteht auf den Kalifeldspäten ein gelber Niederschlag von Kaliumkobaltinitrit. Die Plagioklasse bleiben dabei weiß, die Quarze durchsichtig und die Glimmer weiß bis schwarz. War der Biotit bereits verwittert, so erkennt man ihn an der grünen Farbe, die durch das Zusammentreffen von Gelb und Schwarz entsteht.

Für die Behandlung mit Fluorwasserstoffsäure wird ein Bleikästchen beschrieben, das sich bewährt hat und das gestattet, auch in gewöhnlichen Räumen mit HF zu arbeiten. Die Behandlung dauert 10—12 Minuten bei 60—70° C.

**Hans Himmel.**

**Max Leggette:** The Preparation of thin sections of friable rock. (Journ. of Geol. **36**. 1928. 549. 9 p.)

Nachdem Ross im Jahre 1928 zur Anfertigung von Dünnschliffen aus leichtzerbrechlichem Material das Einkochen der zu schleifenden Stücke in eine Lösung von Bakelit in einer Mischung von Äther und Methylalkohol empfohlen hatte, gibt Verf. genaue Arbeitsvorschriften für die Behandlung loser Materialien nach der „Bakelitmethode“. Nach Versuchen mit verschiedenen Produkten der Bakelit-Korporation und verschiedenen Lösungs-

mitteln wird Bakelit C. V. 1305 empfohlen, verdünnt mit der halben Menge Methylalkohol und einem kleinen Zusatz von Azeton. Das Weglassen des Äthers hat den Vorteil, daß auch im Vakuum gearbeitet werden kann. Es werden sehr genaue Schleifvorschriften gegeben für die Weiterbehandlung von Tonen, Löß und Materialien, die wasserhaltige oder wasserlösliche Mineralien enthalten. Auch die Vorzüge für die Anfertigung von Anschliffen (gute Polierbarkeit, Unangreifbarkeit durch Säuren usw.) werden hervorgehoben. Der einzige durch einige Übung zu umgehende Nachteil besteht darin, daß der Kern des getränkten Schleifsplitters nicht so hart wird wie die Außenrinde, weil stets etwas Lösungsmittel zurückgehalten wird. Es verdient vielleicht daher an dieser Stelle eine Arbeit erwähnt zu werden (W. AHRENS und H. WEYLAND, Cbl. f. Min. etc. 1928. A. 370—75), in der eine Methode beschrieben wird, der dieser Nachteil, der sich besonders bei großen Stücken stark auswirkt, nicht anhaftet. Durch Verwendung einer Substanz, die ohne Abgabe von Lösungsmitteln oder Aufnahme von Stoffen durch Polymerisation erhärtet, können selbst große Stücke (Bodenprofile) in schneid- und schleifbaren Zustand gebracht werden. **H. W. Lindley.**

**M. Reinhard:** Über die Dicke der Gesteinsdünnschliffe und der darin vorkommenden Mineralkomponenten. (Schweiz. Min. u. Petr. Mitteil. . 1. H. 40.)

Die Unvollkommenheit der Dickenbestimmung eines Mineralkorns im Gesteinsdünnschliff macht sich namentlich bei der Messung der Doppelbrechung unangenehm bemerkbar. Auch das Relief des Dünnschliffs (Ds.) überhaupt läßt sich nur ganz ungefähr bestimmen (ob annähernd planparallel, keil- oder linsenförmig). Um Anhaltspunkte zur Beurteilung auch feinerer Einzelheiten im Relief der normalen Ds zu gewinnen, wurden Schnitte durch 6 Ds-Pakete zu je 10 Ds (sehr verschieden in bezug auf Gesteinsmaterial und Zeit der Anfertigung) senkrecht durch das Zentrum ihrer Schlißflächen gelegt. Aus den so erhaltenen „Querprofilen“ erhellt folgendes: die meisten Ds sind keilförmig. Erst bei 200-facher Vergrößerung sieht man Feinheiten der Oberfläche. Es wurden durchschnittlich 2—5 Dickenmaxima und -minima gemessen, welche jedoch meist nicht mit bestimmten Mineralarten zusammenfallen. Das Entstehen der Oberflächenwellung ist auf die unregelmäßige Verteilung des Schleifpulvers auf dem Schliff während der letzten Schleifphase zurückzuführen. Zur Herstellung wirklich gut planparalleler Schliffe, die die Anwendung der MALLARD'schen Methode wieder möglich machen würde, wird empfohlen, stets mehrere Schliffe gleichzeitig auf einer Unterlage zu erzeugen, welche das Schleifmittel im festen Verbande enthält.

**H. Schumann.**

**R. C. Emmons:** Studies in Mineral Separation in a Finely Devided State. (Amer. Journ. Science [5] 16. 1928. 423.)

Mehrere neuartige Experimente wurden ausgeführt um eine gute Separationsmethode besonders für sehr feinkörnige Mischungen zu finden. Es zeigte sich aber, daß die Adhäsion immer einer guten Separation große Schwierigkeiten bereitet.

**Tom. Barth.**

II. 1\*



## Eruptivgesteine.

**Esper S. Larsen:** The temperatures of magmas. (The Amer. Miner. 14. 1929. 81—94.)

Verf. gibt eine zusammenfassende Darstellung der bisherigen Erkenntnisse über die Temperatur von Magmen. Die bisher geteilte Meinung, ob rhyolithische oder basaltische Magmen höhere Temperatur haben, glaubt Verf. dahin entscheiden zu müssen, daß die ersteren niedrigere Temperatur haben als die basaltischen. Allerdings schmelzen beim Erhitzen im Tiegel die basaltischen Gesteine zuerst, doch ist dieser scheinbare Widerspruch dadurch zu erklären, daß im Tiegel die Mineralisatoren und das Wasser den Rhyolithen fehlen, während diese in der Natur reich an solchen sind. Läßt man ein Magma mittlerer Zusammensetzung abkühlen, so scheiden sich dagegen zunächst die melanokraten Gemengteile und Kalkplagioklase aus, die Schmelze wird reicher an Quarz, Orthoklas und Natronfeldspat und nähert sich in der Zusammensetzung einem Granodiorit. Demnach müssen wir vom Granit zum Gabbro eine zunehmend höhere Erstarrungstemperatur annehmen. Auch Laboratoriumsversuche bestätigen dies; am längsten flüssig bleibt eine Schmelze aus 97 Teilen Albit und 3 Teilen Diopsid (bis herunter zu 1090° C). Dies entspricht auch gut der durch Kristallisation bedingten magmatischen Differentiation.

Die Möglichkeit der direkten Temperaturmessung bei Lavaausbrüchen führt nicht zu sicheren und einwandfreien Ergebnissen, da Schwankungen bis 400° beobachtet wurden, wie dies am Kilauea und Vesuv festgestellt werden konnte. Mancherlei Nebenerscheinungen, hervorgerufen durch Oberflächenreaktionen und Oxydationen, verhindern eine sichere Bestimmung. Auch die Schmelztemperaturen einzelner Mineralien geben keinen sicheren Anhalt, zumal es sich meist um Mischkristallbildungen handelt. Jedenfalls kann man aber dadurch die Maximaltemperaturen bestimmen, denn kein Mineral kann oberhalb seines Schmelzpunktes aufgeschmolzen werden. Dagegen können Mineralien weit unter ihrem Schmelzpunkt aufgeschmolzen werden, falls gleichzeitig eine Reaktion mit der Schmelze statt hat.

Den besten Einblick in die Temperatur der Magmen gewähren uns die verschiedenen Modifikationen von  $\text{SiO}_2$ . So finden wir häufig Phenokristalle von Quarz in Rhyolithen usw., was darauf hindeutet, daß diese Gesteine unterhalb 870° erstarrt sein müssen, da diese Quarzkristalle mit zu den ersten Ausscheidungen gehören. Auch bei den Basalten, bei denen die Mineralisatoren keine solche Bedeutung haben wie bei den Rhyolithen, ist anzunehmen, daß sie meist noch unterhalb 870° flüssig sind. Allerdings dürften sich die Quarzphenokristalle, die bereits in der Tiefe entstanden sind, infolge des Druckes bei höherer Temperatur ausgeschieden haben.

Der Einfluß von Magmen auf Einschlüsse gibt ebenfalls wertvolle Einblicke. Doch handelt es sich hierbei wohl immer gleichzeitig um Reaktionen mit dem Schmelzfluß. Biotit zersetzt sich oberhalb 850° und da er häufig in Erstarrungsgesteinen gefunden wird, dürfte deren Bildungstemperatur

stets in der Nähe liegen. Auch das von V. M. GOLDSCHMIDT gegebene Drucktemperatur-Diagramm des Systems  $\text{SiO}_2 + \text{CaCO}_3$  erlaubt wertvolle Schlüsse.

Bei den tiefergelegenen Magmaherden handelt es sich etwa um die gleichen Temperaturen wie bei den Laven, denn die Erhöhung der Kristallisationstemperatur durch den Druck wird hier gleichzeitig ausgeglichen durch den größeren Gehalt an Mineralisatoren. Auch für die verschiedenen Umwandlungstemperaturen müssen Druckkorrekturen vorgenommen werden. So erhöht sich der Umwandlungspunkt von  $\alpha/\beta$ -Quarz auf  $644^\circ$  in einer Tiefe von 10 Kilometern, der von Quarz-Tridymit um  $100^\circ$  bei 4 Kilometer Tiefe.

Für basaltische Magmen wird schließlich eine Temperatur von  $800^\circ$  bis höchstens  $1260^\circ$ , für rhyolithische eine solche von  $600^\circ$  bis höchstens  $870^\circ$  angenommen.

**Hans Himmel.**

Riba, J. Marcet: El Método Natural en Petrografia. Rocas eruptivas intrusivas de la serie calco-alkalina. (Mem. R. Acad. Cienc. Barcelona. 19. No. 10. Barcelona 1925.)

J. L. Gillson: On the Origin of the Alkaline Rocks. (Journ. Geol. 36. 1928. 471.)

Verf. erwähnt zunächst die Ansichten von SHAND, BOWEN und FENNER über die Entstehung der alkalischen Gesteine. Dann betont er, daß das Durchdrängen von natronreichen Lösungen und die daraus hervorgehende Albitisation sehr gewöhnliche Vorgänge während der späteren Stadien der Verfestigung der größeren magmatischen Intrusionskörper sind. Verf. glaubt auch an Stofftransport durch die Diffusion von Gasen in den Magmen, und meint, daß diese Gase besonders natronreich seien.

Wenn somit ein granitisches Magma zu kristallisieren anfängt, so werden natronreiche Gase in den oberen Partien angereichert werden und werden dort mit flüssigen und festen Phasen reagieren müssen. In dieser Weise bilden sich im oberen Magma natronreiche Biotite, Pyroxene, Amphibole und Feldspate, und durch diese große Natronzufuhr von unten verarmt auch das Magma dermaßen an Kieselsäure, daß zuletzt Nephelin auskristallisieren kann.

Weitere Zufuhr natronreicher Lösungen nach der Verfestigung des Gesteins bewirkt so die spätere Albitisation und die gleichzeitige Bildung von Sodalith, Cancrinit, Ägirin usw.

**Tom. Barth.**

A. H. Brouwer: Production of trachyte and phonolite from pyroxene andesitic magma associated with limestone. (Journ. of Geol. 36. 1928. 545—548.)

Verf. sucht einen Beitrag zur Klärung der Frage zu liefern, ob basaltische Magmen durch Reaktion mit Kalkstein so beeinflusst werden können, daß sie alkalische Gesteine liefern. Dieses Problem war von DALY (Bull. Geol. Soc. Am. 1910. 1914. J. Geol. 1918) und BOWEN (J. Geol. 1915—1922) behandelt worden. Beide waren zur Überzeugung gelangt, daß Peridotite und Angitandesite wohl durch Schweredifferentiation (Aszension der Alkalien, passiv durch aufsteigende Gase, Deszension der Kalksilikate) gebildet werden können, bei noch höher alkalischen Gesteinen nimmt BOWEN ein von vorn-

herein alkalisches Magma an, während DALY auch hier Einwirkung fremden Materials für möglich hält.

Dem Verf. schienen, da das experimentelle Studium der Lösung von Kalk in basaltischen Schmelzen zu große Schwierigkeiten bietet, die Beobachtungen der Wirkungen vulkanischer Basalt- und Andesitmagmen auf Kalkeinschlüsse (Xenolithe) besonders geeignet zur Förderung der Tatsachenkenntnis, und er hatte hierzu gute Gelegenheit bei den Vulkanen des ostindischen Archipels. Es ergab sich dabei mit ziemlicher Sicherheit, daß Trachyt und Phonolith von pyroxen-andesitischen Magmen in Verbindung mit Kalkstein gebildet werden können. Speziell der Vulkan Merapi auf Java lieferte gutes Material; in seinen Pyroxenandesiten fanden sich zahlreiche Kalkxenolithe. Einer dieser Blöcke wies Zonarstruktur auf, und unter den Zonen, die teils durch Wollastonit, teils durch Leuzit, teils durch Orthoklas und Augit charakterisiert sind, zeigten sich solche von Trachyt und Leuzit-phonolith mit stark glasiger Grundmasse.

Wenn auch hier unzweifelhaft die Kalksteinnatur des Xenoliths erkennbar war, so ist die Beweisführung doch insofern nicht ganz streng, als die ursprüngliche Konstitution des Magmas nicht beobachtbar war, wie es im Laboratoriumsperiment der Fall wäre. Dennoch darf die angenommene Erklärung für die Entstehung der alkalischen Gesteine als richtig angesehen werden; denn sonst müßten an dem Vulkan auch noch weitere Andeutungen trachytischer oder phonolithischer Magmen zu finden sein. Natürlich dürfen die Beobachtungen nicht allzuweit verallgemeinert werden.

#### S. Rösch.

**K. Burri:** Kritische Zusammenfassung unserer Kenntnisse über die Differentiationstypen postmesozoischer Vulkangebiete. (Schw. M. u. P. M. 7. 254.)

Einleitend werden in Kürze die verschiedenen Standpunkte, die seit dem Bestehen einer selbständigen Petrographie in bezug auf das Problem der Verwandtschaft eruptiver Gesteine und die damit zusammenhängende Entstehung der wichtigsten Termini wie „petrographische Provinz“, „atlantische“ und „pazifische Sippe“ usf. repetiert. Ausführlicher werden diese Fragen noch im nächsten Abschnitt behandelt, der eine historische Übersicht über die allbekannten Arbeiten von A. HARKER, G. T. PRIOR und F. BECKE sowie die zeitgenössische Beurteilung derselben bringt. Der von F. BECKE und M. STARK eingeführten Dreiteilung der Gesteinssippen wird sodann diejenige von P. NIGGLI gegenübergestellt. Die Auffassung und rechnerische Behandlung der Fragen durch letzteren Autor ist nach dessen allgemein bekannten Lehrbüchern wiedergegeben. Auch die Frage nach dem Zusammenhang zwischen Tektonik und Differentiation wird ganz im Sinne NIGGLI's und unter Bezugnahme auf dessen und des Verf.'s Arbeiten im besonderen Fall für die jungen atlantischen Provinzen in einer kurzen Übersicht behandelt. Eine eingehendere Darstellung dieser Verhältnisse durch den Verf. ist in Aussicht genommen.

Das eigentlich Neue an dieser Publikation ist die Auswertung von z. T. leider noch nicht veröffentlichten Analysen tertiärer Eruptive aus der nord-



britischen Provinz in graphischer Weise nach den Methoden P. NIGGLI's. Als Unterlage dienten dazu hauptsächlich die Arbeiten von JUDD, GEIKIE, HARKER, BAILEY und THOMAS. In gleicher Weise wurden die Gesteine von Madagaskar und umliegender Inseln hauptsächlich nach der Arbeit von LACROIX berechnet und mit den erstgenannten verglichen. Es zeigen sich zwischen beiden Gebieten weitgehende Analogien. Die Gesteine von Madagaskar weisen eine stärkere atlantische Tendenz auf als die ersteren, welche sich durch ein geringeres  $al$  und daher trotz des geringen  $alk$  durch eine nur kleine Differenz  $al-alk$  auszeichnen. Die Verschiedenheit der Tektonik wird als Erklärung für die Verschiedenheit der Differentiation herangezogen: im ersteren Falle ein früher Ausbruch großer Massen, der der späteren Differentiation gewissermaßen die Grundlage vorwegnahm; im zweiten Fall ein relativ vollständiger Differentiationsverlauf. Am Schluß werden noch neuere Gesichtspunkte aus einer Arbeit von P. NIGGLI vorgetragen.

H. Schumann.

**Seltarô Tsuboi:** The optical analysis of Volcanic Rocks as a means of studying their genetical relationship. (Earthquake Research Institute, Tokyo Imperial University Bull. 6. 1928. 131—138.)

Bei der Kristallisationsdifferentiation eines normalen Kalkalkalimagnas geht im allgemeinen die Kristallisation zweier Mineralreihen nebeneinander her: die der Plagioklase und der mafischen Komponenten (seien es Pyroxene oder Hornblenden). In beiden Reihen muß sich mit fortschreitender Kristallisation eine gesetzmäßige Änderung der chemischen Zusammensetzung dieser Komponenten vollziehen (durch Steigerung des prozentualen Anteils der leichter schmelzenden Mischungsglieder). Könnte man den gesamten Kristallisationsablauf durch Analysen verfolgen, so müßte sich ein einfaches Kurvenbild ergeben bei Eintragung der chemischen Zusammensetzung der Plagioklase und Pyroxene in ein rechtwinkliges Koordinatensystem. Andererseits könnte die Anordnung solcher Analysenpunkte zu einer einfachen Kurve die Sicherheit geben, daß es sich bei den untersuchten Mineralien um Glieder eines zusammenhängenden Kristallisationsdifferentiationsprozesses handelt.

In der vorliegenden Arbeit versucht Verf. die praktische Brauchbarkeit dieser Überlegungen zur Erkennung der genetischen Zusammenhänge von Ergußgesteinen mit zeitlicher Eruptionsfolge aus verschiedenen verwandten Magmenbassins zu erweisen. Um die Methode brauchbar zu machen, war noch eine Modifikation notwendig: Bei den mafischen Mineralien wurde an Stelle der kaum sicher bestimmbar chemischen Zusammensetzung der kleinere Brechungsindex auf Spaltblättchen der Pyroxene ins Diagramm eingetragen, der stets einwandfrei beobachtet werden konnte und in bekannter zahlenmäßiger Beziehung zu den Hauptbrechungsindizes des Minerals steht.

Die zusammengehörigen Punkte Plagioklas/Brechungsindex des Pyroxens ergaben tatsächlich bei den drei untersuchten Eruptionsfolgen von Pyroxenandesiten der Inseln Idzu und Fuji, Amagi, sowie Tokachi jeweils einfache Kurven, deren Lage bei den verschiedenen Gebieten jeweils eine andere

zum Koordinatensystem ist. Es scheint demnach die „Optische Analyse von Ergußgesteinen“ des Verf.'s sich unter gewissen Voraussetzungen zur feineren Unterscheidung verwandter Differentiationsfolgen zu eignen.

G. Fischer.

Hirschi, H.: Thormineral aus Lithiumpegmatit von Camp Harding bei Embudo, New Mexico. (Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 8. Heft 1. [1928.] 260.) — Ref. dies. Jb. 1929. I. 444.

Fersmann, A. E.: Die Schriftstruktur der Granitpegmatite und ihre Entstehung. (Zs. f. Krist. 69. 1928. 77—104. Mit 12 Textfig. u. 12 Fig. auf 3 Taf.) — Ref. dies. Jb. 1929. I. 425.

Gornostajew, N. N.: Über neue Gesetze der mikroperthitischen Wachstungen von Feldspat und Quarz. (Nachr. des Technol. Inst. Tomsk. 46. Tomsk 1924. 7 p. Mit 3 Taf. Russisch.) — Ref. dies. Jb. 1929. I. 427.

Landes, Kenneth K.: Sequence of mineralization in the Keystone, South Dakota, pegmatites. (The Amer. Miner. 13. 1928. 519—530 u. 537—558.) — Ref. dies. Jb. 1929. I. 286.

## Kristalline Schiefer.

C. E. Tilley: The Facies Classification of Metamorphic Rocks. (Geol. Magaz. 56. 1924. 167—171.)

Im Anschluß an die Arbeiten ESKOLA's und BECKE's schlägt Verf. vor, den Begriff „Tiefenstufe“ zu ersetzen durch „isograde Metamorphose“. Für Gesteinsgesellschaften isograder Metamorphose soll der ESKOLA'sche Name „metamorphe Fazies“ gebraucht werden.

G. Fischer.

J. Stiny: Zur Frage der „Tiefenstufen“ bei der Gesteinsumprägung. (Verh. Geol. B.-A. Wien. 1928. 204.)

Verf. regt an, das Wort „Tiefenstufe“ im GRUBENMANN-BECKE'schen Sinn zu ersetzen durch „Umprägungsstufe“ oder „Umprägungsgrad“, da für die Mineralfazies eines Gesteins nicht nur die lotrechte Gliederung in der Erdkruste maßgebend ist, sondern die mannigfache Abwandlung der Spannungen in einem tektonisch bewegten Komplex und ebenso auch die ungleichmäßige Verteilung des Temperaturgefälles.

G. Fischer.

Fr. Czermak: Einige Bemerkungen zur Frage der „Tiefenstufen“ bei der Gesteinsumprägung. (Verh. Geol. B.-A. 1928. 244—245.)

Im Anschluß an STINY (s. vorhergehendes Referat) verweist Verf. besonders auf die auswählende Art von Bewegungen mit rückschreitender Metamorphose.

G. Fischer.

Barth, Tom.: Die Temperatur der Anatexis des Urgebirges im südlichen Norwegen. (Cbl. f. Min. etc. Abt. A. 1929. H. 3. 120—126. Mit 1 Kärtchen.)



- Gottfried, C.: Die Mineralien der Adamellogruppe I. (Verhandl. geol. Bundesanst. Wien. 1928. 182—184.) — Ref. dies. Jb. 1929. I. 430.
- Lonsdale, John T.: Dipyrrite and associated contact minerals from the Franklin Mountains of Texas. (The Amer. Miner. 14. 1929. 26—32.) — Ref. dies. Jb. 1929. I. 439.
- Tilley, C. E.: On Iarnite (calcium orthosilicate, a new mineral) and its associated minerals from the limestone contactzone of Scawt Hill, Co. Antrim. (Min. Mag. 22. 1929. Nr. 125. 77—86.) — Ref. dies. Jb. 1929. I. 439.

## Radioaktivität der Gesteine.

- Turner, H. W.: Review of the radioactive minerals of Madagascar. (Econ. Geol. 23. 1928. 62—84.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. II. 240.

**H. Hirschi:** Okklusion der Radiumemanation in Gesteinslösungen. (Schw. M. u. P. M. 7. 2. H. 318.)

Bei der Messung des Radiumgehaltes von Gesteinen nach der Lösungsmethode können Fehler entstehen: 1. durch die Löslichkeit der Emanation im Wasser, 2. durch die (wie man annimmt) okkludierende Wirkung irgendwelcher Suspensionen. Der erstere Fehler kann durch Bemessung eines großen Luftvolumens in der Apparatur praktisch unwirksam gemacht werden. Den zweiten versucht man gewöhnlich durch Herstellung klarer Lösungen zu umgehen. Verf. weist an 5 Versuchspaaren nach, daß diese zweite Fehlerquelle praktisch gar nicht in Frage kommt. Man kann demnach — was die Methodik sehr vereinfacht — auch mit trüben Lösungen arbeiten, wofern man nur für genügendes Durchquirlen sorgt. **H. Schumann.**

**C. S. Piggot:** Radium in Rocks I, The Radium Content of Some Representative Granites of the Eastern Seabords of the United States. (Amer. Journ. Science [5]. 17. 1929. 13.)

Diese Arbeit diskutiert eine Apparatur und die Technik der Radiumbestimmungen in Gesteinen und gibt den Radiuminhalt der folgenden sieben Granite (in  $10^{-12}$  g Ra per Gramm Gestein):

Stone Mt., Georgia . . . . .	4,826	Mt. Airy, N. Carolina . . . . .	0,655
Woodstock, Md. . . . .	1,448	Ilchester, Md. . . . .	1,935
Milford, Mass. . . . .	0,378	Rockport, Mass. . . . .	0,955
Hurricane Isld. Maine . . . . .	3,74		

Es zeigt sich, daß der Radiuminhalt der Granite in Mineralien mit höherer Dichte relativ angereichert ist. Ein Teil der Radioaktivität sitzt aber eher zwischen den einzelnen Mineralkörnern und auf deren Oberflächen als im Innern der Minerale. Mit warmem Wasser kann ein Teil der Radioaktivität ausgelaugt werden. **Tom. Barth.**

**H. Hirschl:** Radioaktivität der Intrusivgesteine des Aarmassivs (Fortsetzung). (Schw. M. u. P. M. 7. 1. H. 98.)

Anschließend an frühere Veröffentlichungen (in der gleichen Zeitschrift) werden zunächst noch von 6 weiteren Gesteinstypen des Aarmassivs die petrographischen und elektrometrischen Daten gegeben. Die neugewonnenen elektrometrischen Meßresultate sind mit denen aller früheren Arbeiten in einer größeren Tabelle zusammengestellt. Über die Verteilung der einzelnen Messungen im ganzen Untersuchungsgebiet orientiert eine beigegebene Kartenskizze. Endzweck dieser Untersuchungen ist es, Zusammenhänge zwischen dem Radium- bzw. Thoriumgehalt der Gesteine und ihrer Genesis aufzusuchen. Als Ergebnisse allgemeinerer Art können angeführt werden: Unabhängig vom  $\text{SiO}_2$ -Gehalt finden sich hohe U—Th-Werte in den kalireichen Eruptivgesteinen, was besonders deswegen bemerkenswert ist, weil K selbst als  $\beta$ -Strahler zu den radioaktiven Elementen gehört. Sonst ist die Th-Zahl im allgemeinen schwankend, am höchsten im östlichen Aarmassiv. Der U—Ra-Gehalt ist im normalen Aargranit einheitlich und relativ hoch, noch höher jedoch in den sauren Differentiaten. Die höchsten und niedersten Werte weisen die basischen Differentiate auf. Die Meßresultate deuten darauf hin, daß die Differentiation nicht immer normal verlief, sondern einzelne Eruptivmassen durch Kontaktmetamorphismus mit einem sauren Restmagma in großer Tiefe entstanden zu denken sind.

**H. Schumann.**

## Regionale Petrographie.

### Deutsches Reich.

**Jung, H.:** Die provinzielle Stellung der permischen Eruptivgesteine des Thüringer Waldes. (Beitr. z. Geol. v. Thür. 2. Heft 2. 1928. 46—65.) — Ref. dies. Jb. 1929. III. 335.

**M. Henglein:** Die Gesteine des Harzes, unter besonderer Berücksichtigung der Gegend von Harzburg. (Stein-Industrie. 24. 1929. 171—173.)

Der Aufsatz soll den Teilnehmern der Jahresversammlung des Reichsverbandes der Deutschen Pflasterstein- u. Schotterindustrie zu Bad Harzburg einen Überblick geben über die Eruptiv- und Sedimentgesteine des Harzes, sowie über die Formationen und Tektonik. Insbesondere werden Granit, Norit, Gabbro, Harzburgit, Diabas, Nephrit, Gangbildungen, Culmgrauwacke, Hornfelse und sonstige Kontaktbildungen der Umgebung Harzburgs und des Brockenmassivs, die namentlich durch Steinbruchbetriebe aufgeschlossen sind, geschildert. Auf die wichtigste Literatur und die geologischen Blätter wird aufmerksam gemacht.

**M. Henglein.**

**A. W. Staub:** Die Flußspatlagerstätten des Thüringer Waldes. (Zs. prakt. Geol. 37. 1929. 49—55, 68—72.)

Fast alle gangförmigen Lagerstätten des Thüringer Waldes in seiner engeren Begrenzung verdanken wohl ihre Entstehung den tektonischen

Kräften, die zur Erhebung des Gebirges führten. Denn die parallelen Spalten streichen NW—SO und haben eine gewisse Mineralparagenesis. Fast überall tritt Flußspat auf, sei er in geringen Mengen eingesprengt, sei er als Gangmineral allein oder in Gesellschaft mit Schwerspat, dem er oft die Vorherrschaft streitig macht. Im Gegensatz zum Schwerspat bevorzugt aber der Flußspat das Kerngebirge weit mehr. Nur hier tritt er meist in abbauwürdigen Mengen auf und solche Vorkommen sind vom Verf. beschrieben worden.

### 1. Der Floßberggangzug zwischen Ilmenau und Gehren.

Die in ihrem NO-Teil mehr einheitliche Spalte setzt im Gabelbachtal südlich Ilmenau auf und läßt sich in SO-Richtung auf eine Erstreckung von etwa 8 km über Floßberg, Wildberg, Kienberg und Stechberg bis Möhrenbach und Amt Gehren verfolgen. Sie fällt mit 55—77° nach S ein und durchsetzt fast ausschließlich die mächtigen, aus Tuffen und Ergußgesteinen aufgebauten Gehrener Schichten des unteren Rotliegenden. Die Unterlage bilden Granite und cambrische Schiefer. Im Schortetal setzen in der an den Hängen des Gabelbachtals fast tauben Floßberggangspalte starke Flußspatpartien ein, die gegen SO noch an Mächtigkeit zunehmen. Am nördlichen Wildberghang wechseln reine Gangmächtigkeiten bis zu 3 m mit besonders in der Teufe rasch aufeinanderfolgenden Vertaubungszonen. Das Nebengestein ist stark gestört, mürbe und gebleicht, häufig von dünnen Flußspat-Paralleltrümchen durchzogen. Innerhalb des Ganges treten Klüfte mit Harnischbildungen, zerriebener Flußspatsand, Breccien und Verkittungen auf. Im Wildbachtal ist die Grube Prinz Karl, wo der Abbau den Gang bis ins Schobsetal verfolgt hat. Als Nebentrümer des Floßbergganges sind einige Schwerspatgänge am vorderen und hinteren Brandkopf zu bewerten. Im Ostfelde überwiegt Schwerspat gegenüber dem Flußspat. Letzterer bietet sich in meergrünen bis dunkelvioletten Farbtönen und deutet auch hierdurch zuweilen eine gewisse Lagenstruktur an. Körnige und feinsandige Massen, die durch Zerpressung ihre eigene Struktur eingebüßt haben, überwiegen die derb massige Ausbildung, wobei er häufig stark verquarzt erscheint. Außer grobkristallinem derbschaligen Schwerspat tritt derber und feinkristalliner Quarz auf, seltener traubiger Chaledon, Kalkspat und die Erze: Brauneisenstein und Braunstein, beide mulmig, Roteisenstein, Spuren von Kupferkies und Malachit. Altersfolge: Flußspat, Baryt, Erze, Quarz. Die Mächtigkeit des Floßbergganges schwankt zwischen 0,5—5 m. Mächtigkeiten von 10 m und darüber gehören zu den Ausnahmen.

### 2. Flußspatgänge am Arolsberg bei Unterneubrunn.

In der oberen Gabel des Granitmassivs des hinteren Arolsberges, des Ebereschenhügels und des kleinen Burgberges treten mehrere Flußspatgänge auf, die eine Trümerzone bilden. Granitbrocken finden sich häufig im Trum und sind sowohl durch Flußspat wie Quarz verkittet. Baryt fehlt bei allen Gängen der oberen Gabel mit Ausnahme am Westfuße des Ebereschenhügels, wo er als Schweif eines Ganges anzusprechen ist. Der grobe, krummschalige Schwerspat ist hier stark mit Fluorit durchsetzt. Dichter Quarz wird hier für älter als Flußspat gehalten.



### 3. Der Floßberggang bei Steinbach—Atterode.

Die südliche Randdislokation des Thüringer Waldes, welche im SO die größte Sprunghöhe erreicht, ist in der Gegend zwischen Suhl und Schweina bedingt durch zahlreiche mehr oder weniger parallel zueinander verlaufende Verwerfungen, durch die ein staffelförmiges Absinken nach dem Vorlande bzw. ein treppenförmiges Hervorpressen des Gebirgskernes entstand. Ihre Spalten enthalten abbauwürdige Mineralien, wie Spat- und Brauneisenstein, sowie Schwerspat und Flußspat, ferner Kupfer-, Kobalt- und Nickelerze. Besonders die Stahlbergstörung, die Mommel- und die Klingerspalte sind durch reiche Mineralführung bekannt.

Mit der Klingerspalte tektonisch in Zusammenhang stehend, treffen wir südöstlich von Steinbach auf den sog. Floßberggang mit teilweise sehr reicher Flußspatführung. Es heben sich heute noch wenige Flußspatfelsen, wie der Weiße Stein mit 5 m und der Flußspatfelsen mit 8 m aus dem Landschaftsbild hervor. Die Felsen bestehen zum größten Teil aus zelligem, porösem Quarz; der Flußspat ist meist ausgelaugt und hat nur seine ehemalige Kristallform in dem innig mit ihm verwachsenen Quarz hinterlassen. Im Floßberggang selbst, der NW—SO-Streichen, Einfallen von 65—85° hat, sind Mächtigkeiten bis 18 m unter Tage festgestellt. Der südöstliche Übergang vom Gneis zum Granit scheint Mächtigkeit wie Füllung nicht wesentlich zu beeinträchtigen. Der hellblaue bis meergrüne Flußspat ist körnig-grobkristallin, an den Klufflächen oft durch Eisenoxyd rötlich und hat seine feste Beschaffenheit durch späteren Gebirgsdruck verloren. Brauneisen und Umbra sind aus Spateisenstein entstanden. Häufig tritt Quarz auf und wechselt mit Flußspat. Mit zunehmender Tiefe nehmen die Mächtigkeiten ab. Schwerspat ist nicht nachgewiesen; Kupferkies und Malachit treten an den Salbändern auf.

Als paralleler Mitläufer des Hauptganges ist ein im Gneis 300 m südlich aufsetzendes Flußspattrium aufzufassen, welches bei nördlichem Einfallen von 70° Mächtigkeiten bis zu 3 m führt und bei Atterode abgebaut wird.

4. Vereinzelte Flußspattrümer treten auf Bruchlinien des Gebirgsmassivs, welche den randlichen Störungen zumeist parallel oder gegen die Gebirgsränder verlaufen, auf bei Arlesberg, Oberhof, Suhl, Hergesvogtei und Kittelsthal.

In den permischen Porphyren und Melaphyr-Mandelsteinen ist Flußspat nachgewiesen und scheint sich pneumatolytisch gebildet zu haben. Am Schwarzen Crux bei Schmiedefeld sind die an die Magnetisenlager grenzenden Partien des Granits fluoritisiert, wogegen am Arolsberg und beim Floßberggang von Ilmenau der Granit keinerlei Fluorgehalt aufweist. Im Zechstein des Thüringer Randgebietes tritt Flußspat auf. Der Gehalt an solchem entstammt fluorhaltigen Lösungen, die dem Zechsteinmeer bei der Abtragung und Zersetzung des rotliegenden Festlandes zuflossen. Der Fluorgehalt soll Kalken und Riffen entstammen.

Verf. befaßt sich dann mit der SANDBERGER'schen Lateralsekretionslehre, kommt dann aber doch zur Annahme der Bildung aus fluorhaltigen Lösungen aus den erkaltenden Granitbatholithen wie auch aus den rotliegenden Magmen-

zonen als deren letztes Exhalationsprodukt. Ein großer Teil der tertiären Störungsphasen ist lediglich ein Wiederaufleben älterer, rotliegender Spalten. Den Gängen im Randgebiet käme ein jüngeres Alter zu, nämlich tertiäres. Die Flußspatgänge des Kerngebirges haben ein rotliegendes Alter.

**M. Henglein.**

**M. Henglein:** Über die Entstehung und Ausbildungsweise der Quarzporphyre an der Bergstraße bei Dossenheim, Schriesheim und Weinheim. (Stein-Industrie. 1929. 134—135, 158.)

Die in der Gegend von Heidelberg noch als Zwischenschichten auftretenden rotliegenden Konglomerate, Arkosen, Sandsteine und Schiefertone nehmen gegen N zu ab, so daß bei Weinheim nur noch geringe Reste dieser sedimentären Ablagerungen des Rotliegenden vorhanden sind. Die frühere Ansicht, daß alle Porphyrvorkommen einer mehr oder weniger einheitlichen zusammenhängenden Decke angehören, ist nach J. VÖLCKER (Cbl. f. Min. etc. 1926. B. 257; 1927. B. 251) nicht mehr aufrecht zu halten. Von dieser vermeintlichen Decke sollte der Eruptionspunkt irgendwo unter dem Sandstein des Weißen Steins liegen. Die Ergüsse hätten sich dann hauptsächlich in die permische Senke zwischen Weissenstein, Ziegelhausen und Handschuhsheim und westlich gegen das Rheintal hin bewegt. Der alte Steinbruch an der Straße von Ziegelhausen nach Peterstal steht in einer Ausbruchsstelle, da die Fluidaltextur hier senkrecht ist. Die langgestreckte Gestalt des Schlotens läßt den Ausbruchsort als eine Spalte erscheinen. Der spaltenförmige Eruptionsort scheint nur das isoliert im Buntsandstein liegende Porphyrvorkommen von Ziegelhausen und Kreuzgrund geliefert zu haben. Für die Schriesheim—Dossheimer Porphyre darf man einen oder mehrere Eruptionspunkte oder Spalten unter dem Rheintal annehmen, da sicher ein großer Teil des Porphyrs durch den Rheintalgrabenbruch versenkt worden ist. Da auf dem kleinen Porphyreareal Weinheim—Birkenau im Wachenberg, Daumberg und Raubschlöfchen drei Stiele ziemlich dicht beieinanderliegen, so dürfen auch mehrere Stiele für die Dossenheim—Schriesheimer Porphyredecken angenommen werden. In der Gegend von Groß-Umstadt, östlich der Porphyrvorkommen entlang der Bergstraße, treten auch solche auf. Auch hier ist eine auffallende Nord-südrichtung der Porphyre festgestellt, so daß man auch eine rheinische Förderspalt annehmen kann.

Für vergleichende Untersuchungen der Grund- und Deckgebirgsklüfte im südlichen Odenwald hat ILSE VÖLCKER (Jahresber. u. Mitt. Oberrhein. geol. Ver. 1928. XVII. 54) eine große Anzahl Klüfte im Porphyr gemessen und festgestellt, daß die großen, ebenflächigen Klüfte im Porphyr am Rheintalrand, die als Absonderungssäulen früher angesehen wurden, tektonischer Entstehung sind. Am Wachenberg lassen sich Kontraktionsklüfte von tektonischen Klüften im Porphyr deutlich unterscheiden. Die in der Heidelberger Gegend im Granit auftretenden rheinischen longitudinalen und transversalen, hercynischen und erzgebirgischen Klüftrichtungen erscheinen ebenso im Porphyr.

**M. Henglein.**

**M. Richter:** Ein neues Vorkommen von Diabasen im Karwendel. (Verh. d. Geol. Bundesanst. Wien. 1928. 117—120. Mit 1 Textfig.)

Das neue Vorkommen von Diabasen befindet sich auf dem Ladizjöchl, 1829 m, zwischen Johannestal und Lalidertal, also zwischen der ersten und zweiten Karwendelkette. Verf. gibt zunächst einen kurzen tektonischen Überblick, der durch ein beigegebenes Profil erläutert wird. Die Eruptiva setzen in mehreren Vorkommen in den oberen Kössener Schichten sowie in den liassischen Fleckenmergeln auf. Die Diabase bilden hier keineswegs Gänge in Form von Lagergängen oder solcher, welche die Schichtung quer durchsetzen, sondern sie sind Schlotausfüllungen von rundlicher Form, vergleichbar z. B. mit den Vulkanembryonen der Schwäbischen Alb. Die stark zersetzten Diabase sind petrographisch als Olivindiabase anzusprechen. Sie finden sich in ähnlicher Position wie die seit langer Zeit bekannten Ehrwaldite, die bei Ehrwald in den Radiolariten unterm Schneefernerkopf und südlich vom Hohen Kamm auftreten.

Dem Fund weist Verf. eine größere Bedeutung zu, da er in den neu aufgefundenen Diabasen Zufuhrkanäle oberjurassischer Eruptiva im Rhät und Lias zu erblicken vermeint. Bemerkenswert ist ferner, daß die neuen Vorkommen im Karwendel in derselben tektonischen Zone wie die Ehrwaldite liegen, nämlich gerade in dem Streifen der Lechtaldecke, der bei Ehrwald unter die Inntaldecke untertaucht, bzw. im Decksattel des Puitentals steil aufgefaltet ist.

**Chudoba.**

Müllbauer, F.: Mineralklüfte bei Passau. (Cbl. f. Min. etc. 1929. A. 387—390.)

— Die Pegmatite vom Schweiklberg bei Vilshofen a. Donau. (Cbl. f. Min. etc. 1929. A. 270—272.)

**W. R. Zartner:** Beitrag zur Kenntnis der Amphibolgesteine und Eklogite im Erzgebirge. (Lotos. Prag. 70. 1922. 191—220.)

Petrographische Beschreibung der Amphibolgesteine und Eklogite im böhmischen Erzgebirge bei Wiesenthal.

Regionalmetamorphose, Kontaktmetamorphose durch vergneiste Magmen und Dynamometamorphose wirkten bei der Umbildung zusammen; einige Vorkommen gerieten in den Kontaktbereich des jüngeren Eibenstocker Granits. Oberflächennahe Umwandlungsvorgänge setzten später ein.

**Hans Becker.**

### Britische Inseln.

Groves, A. W.: The identification of dumortierite as grains; dumortierite in Cornish granite. (Min. Mag. 21. 1928. Nr. 121. 489—492.) — Ref. dies. Jb. 1928. I. 277.

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



**Arthur Holmes and H. F. Harwood:** The tholeiite dikes of the north of England. (Min. Mag. 22. 1929. Nr. 124. 1—52.)

Die hier beschriebenen Gänge liegen in einem Gebiet, das im S von Sleights Moor bis Dalston begrenzt wird von der Cleveland—Cockfield—Armathwaite-Gangserie und im N von dem Acklington-Gangsystem, das sich von Bondicarr am Südrand der Cheviot Hills nach Schottland hinein hinzieht. Die Gänge streichen im wesentlichen NW—SO, doch biegt in den südöstlicheren Teilen das ganze System mehr nach O ein; im nordwestlichen Teile treten die Gänge enger zusammen und bilden so einen Übergang zu dem Mull Swarm im SW Schottlands. Das bisherige Schrifttum wird eingehend besprochen. Als Entstehungsalter der Gänge wird das Tertiär als wahrscheinlich gehalten, da die Gänge auch eine Beziehung zu dem Eruptivzentrum des Mulls zeigen.

Im ganzen werden fünf Gürtel von Gangsystemen unterschieden, die hier von N nach S gehend aufgeführt werden.

1. Acklington—Hawick—Moneyacres—Wemyss Bay—Cowal.
2. Morpeth—Kielderhead—Middleton—Ayrshire Küste (olivinführende Gänge).
3. Collywell—Blyth—Ray Mill—Deadwater—Hart Fell—Muirkirk—Barrmill.
4. Hebburn—Bingfield—Eskdalemuir—Moffat—Dalraith.
5. Cleveland—Armathwaite—Barassie—Stevenston—Great Cumbrae—Toward Point.

Neben die vom Mull beschriebenen Salen- (Olivin-Tholeiit), Brunton- und Talaidh-Typen stellen die Verf. noch den Acklington- und Cleveland-typus. Bei den mittleren Typen treten jedesmal auch anorthitführende Gesteine auf.

Zum Salen-Typus von Olivin-Tholeiiten gehören vor allem die Kielderhead-Gänge. Die Mineralzusammensetzung ist in der folgenden Tabelle gegeben.

Gang	Grund- masse	Olivin (O)	Pyro- xene (P)	Feld- späte (F)	F
					(O + P + F)
307. Kielderhead . . .	10,1	12,7	37,2	34,3	41 %
306. „ . . .	12,3	10,2	34,7	33,0	42
478. Peel Burn . . .	23,8	4,1	31,8	28,2	44
464. Fanna . . . . .	17,6	7,4	36,1	30,1	41
341. Morpeth . . . . .	16,3	8,7	35,5	29,8	40
484. Narrow Bords . .	19,8	7,8	34,2	31,6	43

Die chemische Analyse eines Olivin-Tholeiites von Kielderhead, North-  
umberland, (306) ergab (anal. HARWOOD):

SiO <sub>2</sub> . . . . .	50,41	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15,14	Mineralzusammensetzung
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,71	Quarz . . . . . 1,43
FeO . . . . .	7,95	Orthoklas . . . . . 4,84
MgO . . . . .	6,57	Albit . . . . . 19,35
CaO . . . . .	11,30	Anorthit . . . . . 28,70
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,29	Diopsid . . . . . 21,27
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,82	Hypersthen . . . . . 16,37
H <sub>2</sub> O + . . . . .	1,01	Magnetit . . . . . 3,94
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,72	Ilmenit . . . . . 2,46
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,07	Pyrit . . . . . 0,12
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,30	Apatit . . . . . 0,37
ZrO <sub>2</sub> , NiO . . . . .	—	Calcit . . . . . 0,16
Cl, Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , Li <sub>2</sub> O . . . . .	Spur	Wasser . . . . . 1,73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,15	Summe . . . . . 100,74
S . . . . .	0,06	
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,05	Spez. Gew. . . . . 2,98
MnO . . . . .	0,17	
SrO . . . . .	0,05	
BaO . . . . .	0,03	
Summe . . . . .	100,80	

	1.	2.	3.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	50,52	50,07	50,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,76	14,53	15,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,87	1,76	2,80
FeO . . . . .	8,50	8,26	6,02
MgO . . . . .	5,42	6,77	6,41
CaO . . . . .	9,09	11,50	12,17
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,42	1,93	1,96
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,96	0,85	0,87
H <sub>2</sub> O + . . . . .	1,51	0,82	1,01
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,76	0,52	1,21
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,58	1,61	0,55
TiO <sub>2</sub> . . . . .	2,39	1,14	0,81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,26	0,16	0,10
S . . . . .	0,06	0,08	0,12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	Spur	0,02	Spur
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,05	0,06	0,04
(Co, Ni)O . . . . .	—	—	—
MnO . . . . .	0,16	0,19	0,17
SrO . . . . .	Spur	0,02	—
BaO . . . . .	0,03	0,04	0,02
Summe . . . . .	100,34	100,33	100,77
Spez. Gew. . . . .	—	2,91	2,84

Der Brunton-Typus (Tholeiit) tritt auf in den Bingfield-, Warksburn-, Ray Mill-, Tynemouth- und Whitley Bay-Gängen. Die vorstehende Tabelle

gibt unter 1 den Durchschnitt von sechs Analysen des Whin Sill (Min. Mag. 21. 1928. 530), unter 2 die Analyse des Bingfield- (370) und unter 3 die des Tynemouth-Ganges (358) (anal. HARWOOD).

Die Zusammensetzung des Bingfield-Ganges ist kaum verschieden von der des Kielderhead-Ganges (Salen-Typus); wesentlich höher ist der Gehalt an  $\text{CaCO}_3$ . Daß die Grundmasse beim Brunton-Typus einen größeren Teil des ganzen Gesteines einnimmt als beim Salen-Typus, glauben die Verf. auf den größeren  $\text{CO}_2$ -Gehalt zurückführen zu sollen. Die chemische Übereinstimmung mit dem holokristallinen Whin Sill ist auffällig. Die Mineralzusammensetzung der Gänge vom Brunton-Typus ist in der Tabelle am Schlusse des Referates gegeben; dabei beziehen sich die Angaben für den Tynemouth-Gang nur auf 92 % des Gesamtgesteines, da die restlichen 8 % durch große Anorthite gebildet werden.

Die Gänge des Talaidh-Typus unterscheiden sich von den beiden oben beschriebenen durch ihr feineres Korn. Der Gehalt an Grundmasse liegt zwischen den beiden vorigen Typen. Größere Anorthitkristalle fehlen im allgemeinen. Augite finden sich häufig in radialstrahliger Anordnung. Diese Gruppe von Gängen liegt in einem schmalen mittleren Gürtel, der sich durch das ganze beschriebene Gebiet hinzieht. Die Mineralzusammensetzung ist wieder in der Tabelle am Schlusse enthalten. Die chemische Analyse (HARWOOD) des Kielder Viadukt-Ganges (310) zeigt die typische Zusammensetzung dieser Gänge.

$\text{SiO}_2$ . . . . .	51,28		
$\text{Al}_2\text{O}_3$ . . . . .	14,83		
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ . . . . .	2,49		
$\text{FeO}$ . . . . .	5,89	Mineralzusammensetzung	
$\text{MgO}$ . . . . .	7,45	Quarz . . . . .	4,94
$\text{CaO}$ . . . . .	11,69	Orthoklas . . . . .	3,89
$\text{Na}_2\text{O}$ . . . . .	1,93	Albit . . . . .	16,30
$\text{K}_2\text{O}$ . . . . .	0,66	Anorthit . . . . .	29,95
$\text{H}_2\text{O} +$ . . . . .	0,91	Diopsid . . . . .	19,16
$\text{H}_2\text{O} -$ . . . . .	1,41	Hypersthen . . . . .	16,86
$\text{CO}_2$ . . . . .	0,45	Magnetit . . . . .	3,61
$\text{TiO}_2$ . . . . .	0,87	Ilmenit . . . . .	1,65
$\text{ZrO}_2$ . . . . .	—	Pyrit . . . . .	0,12
$\text{P}_2\text{O}_5$ . . . . .	0,14	Apatit . . . . .	0,34
Cl . . . . .	Spur	Calcit . . . . .	1,02
S . . . . .	0,06	Chromit . . . . .	0,02
$\text{Cr}_2\text{O}_3$ . . . . .	0,02	Wasser . . . . .	2,32
$\text{V}_2\text{O}_5$ . . . . .	0,05	Summe . . . . .	100,18
NiO . . . . .	—		
MnO . . . . .	0,20	Spez. Gew. . . . .	2,87
SrO . . . . .	Spur		
BaO . . . . .	0,01		
$\text{Li}_2\text{O}$ . . . . .	—		
Summe . . . . .	100,24		





**Acklington-Typus.** Die Gesteine des eigentlichen Acklington-Ganges sind von großer Gleichförmigkeit. Es fehlen porphyrische Aggregate von Anorthit. Bei den kleineren Feldspatkristallen ist die Zonarstruktur stärker ausgeprägt als bisher. Ein Labradorit, der manchmal in einen Andesin übergeht, ist das Hauptmineral. Die glasige Grundmasse enthält häufig Mikrolithen der verschiedenen vorkommenden Mineralien. Einen gewissen Übergang zum Brunton-Typus zeigt der Colly Hill-Gang (376). Aus der Mineralzusammensetzung, wie sie in der Tabelle am Schlusse angeführt ist, erkennt man ein Überwiegen der Felspäte. Beim Colly Hill-Gang sind dabei wieder 8 % Anorthit nicht mitgerechnet. Die chemische Zusammensetzung des Acklington-Ganges ist in der folgenden Tabelle unter 1, die des Colly Hill-Ganges unter 2 gegeben. Chemisch ist das Gestein des Acklington-Typus ähnlich den Quarzdoleriten des Whin Sill.

	1.	2.	3.	4.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	54,67	53,92	57,09	57,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,48	15,81	13,76	13,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,41	3,05	2,74	3,12
FeO . . . . .	7,26	5,06	4,98	6,60
MgO . . . . .	4,65	5,32	4,29	4,29
CaO . . . . .	8,57	10,22	8,12	7,10
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,64	2,09	2,51	2,62
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,55	1,46	1,95	2,21
H <sub>2</sub> O + . . . . .	1,17	1,01	1,43	1,20
H <sub>2</sub> O — . . . . .	1,07	1,19	1,45	0,94
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,38	0,25	0,73	0,28
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,35	0,79	0,80	1,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,19	0,12	0,13	0,19
Cl . . . . .	Spur	Spur	0,10	Spur
S . . . . .	0,12	0,06	0,03	0,13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	—	0,01	0,01	—
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,03	0,08	0,07	0,04
(Co, Ni)O . . . . .	—	—	—	—
MnO . . . . .	0,17	0,11	0,12	0,12
SrO . . . . .	Spur	Spur	—	—
BaO . . . . .	0,03	0,03	0,05	0,06
Summe . . . . .	100,74	100,58	100,36	100,82
Spez. Gew. . . . .	2,81	2,82	2,81	2,77

Zum **Cleveland-Typus** gehört außer dem eigentlichen Cleveland-Gang der Hebburn-Gang. Letzterer hat eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Acklington-Typus, doch unterscheidet er sich durch das Vorhandensein von Enstatit, durch seinen schwach porphyrischen Charakter und durch die chemische Zusammensetzung. Zum Vergleich ist in der vorhergehenden Tabelle unter 3 die Analyse eines Tholeiites vom Hebburn-Gang (380) und

unter 4 die eines solchen vom Cleveland-Gang, Bolam (402) angeführt. Die Mineralzusammensetzung ist in der Schlußtablelle enthalten.

Typus	Gang	Grund- masse	Pyro- xene (P)	Feld- päte (F)	F/(P+F)
Brunton	369. Bingfield . . . .	34,7	32,3	29,6	48 %
	363. Warksburn . . . .	36,1	36,2	24,8	41
	364. „ . . . .	n. best.	30,1	27,4	48
	330. Horncastle Wood .	32,6	35,3	28,2	44
	340. Ray Mill . . . .	37,2	29,7	26,7	47
	358. Tynemouth . . . .	28,8	34,3	32,2	48
	482. Barrington . . . .	29,4	31,3	33,6	52
Talaith	344. Collywell . . . .	23,4	36,4	34,5	49
	311. Crookdene . . . .	18,9	37,2	36,6	50
	336. Castle Dene . . . .	27,1	39,2	29,3	43
	442. Kittythirst . . . .	14,7	40,1	34,7	46
	460. Windy Knowe . . . .	24,2	36,3	28,9	44
	310. Kielder Viaduct . .	19,0	37,1	35,1	49
	308. Kielder Burn . . . .	21,3	34,0	31,8	48
Acklington	303. Acklington . . . .	36,8	23,3	33,7	59
	302. Newton . . . . .	24,1	27,5	38,1	58
	301. Clennel . . . . .	12,7	31,3	42,1	57
	481. Netherton . . . .	24,0	28,2	42,6	60
	376. Coley Hill . . . .	29,8	30,0	35,7	54
Cleveland	Hbburn-Gang: 380. Boldon Colliery . .	33,7	23,6	32,7	58 %
	Cleveland-Gang: 411. Wind Hill . . . .	39,4	24,7	29,5	55
	402. Bolam . . . . .	34,2	25,3	33,8	56
	386. Bowles Beck . . . .	38,1	22,6	31,3	58
	381. Dalston . . . . .	33,6	26,1	32,9	56

Die Verf. weisen auch darauf hin, daß hier die Bezeichnung Tholeiit im weitesten Sinne gebraucht wurde und daß eine genaue Nomenklatur darauf Rücksicht nehmen muß, daß vier verschiedene Arten von Material am Aufbau dieser Gesteine beteiligt sind — Anorthitkristalle, Netzwerk basaltischer Mineralien, eisenreiche Grundmasse und Quarz-Alkalifeldspatgrundmasse. Macht letztere einen beträchtlichen Teil des Gesteines aus, so ist die Bezeichnung andesitischer Tholeiit gerechtfertigt.

In bezug auf die Verteilung solcher Gesteine machen die Verf. darauf aufmerksam, daß überall, wo tertiäre Tholeiite auftreten, diese sich in verschiedenen Typen nahe beieinander finden. In Nordengland konnte beobachtet werden, daß die mächtigeren Gänge stets dem Acklington- oder

Cleveland-Typus angehörten. Der Zusammenhang mit einem gemeinsamen Muttermagma kann noch nicht ergründet werden; eine Beziehung zum Mull ist sicher vorhanden. Den Anorthitgehalt erklären die Verf. als mitgebracht aus einem Muttermagma, in dem sich Olivin, Pyroxene und Plagioklase bereits ausschieden, von denen jedoch die beiden ersteren infolge ihrer Schwere sich absetzten. Zum Vergleich mit dem Mull sind im Original Analysen vom Mull stets beigelegt

Zum Schlusse wird noch erläutert, warum die einzelnen Gangtypen nicht als Kristallisations-Differentiationsprodukte angesehen werden können. Es kann auch kaum angenommen werden, daß die Verschiedenheit durch die Mischung mit einem zweiten Magma hervorgerufen wurde. Die Frage bleibt offen.

Hans Himmel.

**S. I. Tomkeieff:** A contribution to the petrology of the Whin Sill. (Min. Mag. 22. 1929. No. 125. 100—120.)

Anschließend an die allgemeine petrographische Beschreibung des Whin Sill durch HOLMES und HARWOOD (Min. Mag. 21. 1928. 493) gibt Verf. hier einige Einzelheiten der Gesteine.

Es lassen sich petrographisch drei Typen unterscheiden: 1. Feinkörniges Gestein (basaltischer Typus) an den Kontaktflächen. 2. Mittelkörniges Gestein (doleritischer Typus) in der Hauptmasse. 3. Grobkörniges Gestein (gabbroider Typus) in Bändern, Gängen und Linsen. Der letzte Typus ist verhältnismäßig selten. Nach kurzen Ausführungen über die bereits anderwärts beschriebenen ersten beiden Typen wird vor allem auf die grobkörnige Varietät (Dolerit-Pegmatit) eingegangen und die verschiedenen Fundpunkte aufgezählt.

Dies Gestein zeigt lange Leisten von schwarzem Pyroxen und kleineren von Feldspat. Dazwischen liegt ein Mittel von meist leukokrater Charakter. Die Struktur ist holokristallin hypidiomorph körnig. Die Grundmasse besteht aus Mikroperthit und Palagonit. Auch freier Quarz und Apatit wurden gefunden. Häufig ist eine mikrotaxitische Struktur — Mikropegmatit wechselt mit Pyroxen-Feldspat-Pegmatit. Die Mineralzusammensetzung des grobkörnigen Gesteines von zwei Fundpunkten ist in der folgenden Tabelle gegeben.

	Crook boring	High Force	Mittel	
			Vol. %	Gew. %
Feldspat . . . . .	41,35	41,18	41,27	37,21
Mikropegmatit. . . . .	17,71	18,23	17,97	15,86
Quarz . . . . .	2,80	2,76	2,78	2,47
Pyroxene . . . . .	20,25	19,35	19,80	22,22
Hornblende, Chlorit . . .	10,54	9,72	10,13	9,20
Eisenerze . . . . .	7,19	8,68	7,93	12,82
Pyrit . . . . .	0,16	0,08	0,12	0,22



Die chem. Analyse dieses Gesteines (1) (anal. HERDSMAN), umgerechnet auf 100 % unter Weglassung von  $H_2O$  — (2), kann hier mit dem Mittel aus fünf Analysen des mittelkörnigen Gesteines (3) (anal. HARWOOD) verglichen werden.

	1.	2.	3.
$SiO_2$ . . . . .	49,70	50,12	50,51
$TiO_2$ . . . . .	2,70	2,72	2,33
$Al_2O_3$ . . . . .	15,64	15,78	14,61
$Fe_2O_3$ . . . . .	2,42	2,44	3,50
$FeO$ . . . . .	11,35	11,46	8,85
$CaO$ . . . . .	8,03	8,10	8,76
$MgO$ . . . . .	3,06	3,09	5,32
$MnO$ . . . . .	0,14	0,14	0,22
$Na_2O$ . . . . .	2,90	2,92	2,55
$K_2O$ . . . . .	1,22	1,23	1,19
$P_2O_5$ . . . . .	0,55	0,55	0,31
$FeS_2$ . . . . .	0,24	0,24	0,50
$CO_2$ . . . . .	Spur	—	—
$H_2O$ + . . . . .	1,20	1,21	1,35
$H_2O$ — . . . . .	0,70	—	—
Summe . . . . .	99,85	100,00	100,00

Bei den Feldspäten findet sich ein kontinuierlicher Übergang vom anorthitischen Kern ( $Ab_{25}An_{75}$ ) zum albitischen Rand. Im Mittel entspricht der Feldspat einem basischen Andesin (spez. Gew. 2,646,  $n_m$  etwa 1,545 bis 1,560).

Die Pyroxene zeigen häufig laminare und Sanduhrstruktur, die in Zusammenhang mit dem Wassergehalt gebracht wird. Schriftgranitische Verwachsungen von Feldspat mit Pyroxen sind ganz gewöhnlich.

Neben dieser eigentlichen grobkörnigen Varietät finden sich noch rote saure Ausscheidungen, sowie rundliche aplitische und pektolithische Einschlüsse. Die ersteren finden sich als rote Flecken in dem grobkörnigen Gestein. Feldspäte und Pyroxene sind weitgehend zersetzt. Auch rote Adern felsitischer Natur kommen vor. Die Rotfärbung rührt jeweils von Hämatit her. In chemischer Hinsicht nehmen die aplitischen Sphäroide eine Mittelstellung zwischen den roten Ausscheidungen und dem taxitischen Whin Sill ein. Sie sind vielleicht als das Produkt einer Liquations-Differentiation zu betrachten, bei der eine Fraktion in Form flüssiger Kügelchen abgetrennt wurde. Hierbei schied sich in dem Kügelchen das Eisen als Magnetkies aus und wanderte in die tieferen Teile, so daß der Rest, reicher an Kieselsäure, einen feinkörnigen Aplit bilden konnte. Die Tabelle gibt unter 1 die Analyse einer grobkörnigen Varietät mit roten Flecken, unter 2 eine solche aplitischer Einschlüsse (anal. SMYTHE) und unter 3 die eines roten Äderchens.

	1.	2.	3.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	54,85	58,10	65,20
TiO <sub>2</sub> . . . . .	2,07	1,65	0,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,92	14,49	13,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,88	—	3,63
FeO . . . . .	12,51	9,51	3,72
CaO . . . . .	7,87	5,05	2,79
MgO . . . . .	2,62	3,32	1,01
MnO . . . . .	0,08	0,16	—
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,57	2,76	5,22
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,35	2,36	2,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,57	0,73	0,38
F. S <sub>2</sub> . . . . .	0,11	—	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	Spur		—
H <sub>2</sub> O + . . . . .	1,63	} 1,61	} 1,27
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,21		
Summe . . . . .	100,24	99,74	100,22
Spez. Gew. . . . .	2,845	2,725	2,652

Die pektolithischen Einschlüsse sind grobkörnig und bilden teils eine dunkle gabbroide Varietät, teils eine solche mit reichlicheren leukokraten Gemengteilen. Eingeschlossen in dem Pektolith findet sich des öfteren Arfvedsonit. Wie der Pektolith hier entstanden ist, läßt sich noch nicht sagen. Die verschiedenen Möglichkeiten werden kurz besprochen.

In einem besonderen Kapitel hat Verf. eine größere Zahl genauer spezifischer Gewichtsbestimmungen der verschiedenen Typen des Whin Sill mitgeteilt. Als Mittel ergibt sich für die feinkörnigen Arten 2,933, für die doleritischen 2,975 und für die grobkörnigen Arten 2,944.

Schließlich geht Verf. noch auf die Genesis dieser Gesteine ein. Zwischen der doleritischen und der grobkörnigen Varietät ist kein wesentlicher chemischer Unterschied, dagegen zeigt der Mineralbestand der grobkörnigen Teile (2) einen größeren Prozentsatz an leukokraten Gemengteilen als die mittelkörnige Abart (1).

	1.	2.	
Feldspat . . . . .	51,28	37,21	} 55,54
Mikropegmatit . . . . .	—	15,86	
Quarz . . . . .	—	2,47	} 31,42
Pyroxen . . . . .	34,05	22,22	
Hornblende etc. . . . .	4,55	9,20	
Eisenerz . . . . .	10,12	13,04	

Nach LACROIX wären demnach die beiden Abarten als heteromorph zu bezeichnen. Die Möglichkeiten der Bildung solcher heteromorpher Abarten werden kurz besprochen und angenommen, daß beim Whin Sill diese Ausbildung durch Liqurations-Differentiation im wesentlichen zustande kam. Der gasreiche Anteil zeigt weiterhin stärkere Kristallisations-Differentiation als der doleritische und es kommt so zur Bildung von sauren Anteilen in gelegentlichen Einschlüssen und Adern. Die Bildung kugeligter Einschlüsse

zeigt zudem, daß diese Bildungen z. T. noch in flüssiger Phase statt hatten. So finden wir im Whin Sill die ganze Skala vom mikrotaxitischen Gestein über das typisch taxitische bis zu den granophyrischen Adern vertreten.

Hans Himmel.

**Frederic Walker:** The Plutonic Intrusion of the Southern Uplands East of the Nith Valley. (Geol. Mag. 65. 1928. 153—162.)

Der Zweck dieser Arbeit ist, einen zusammenhängenden Überblick über die kleinen plutonischen Massive zu geben, welche die älteren paläontologischen Schichten Südostschottlands durchbrechen. Diese 8 kleinen Intrusionen sind durch ihre größeren Nachbarn der Galloway-Granite überschattet worden und daher der Untersuchung bisher entgangen.

Wenig Literatur ist zu berücksichtigen. Bezug genommen auf diese Gebiete haben PLAIFAIR, AMI BOUÉ, JAMESON, A. GEIKIE, W. STEVENSON, TEALL und JOHN SMITH.

Die acht Massive treten innerhalb der grünen Hänge oder einsamen Moore der „Southern Uplands“ auf. Die Aufschlußverhältnisse sind mäßig, alle Intrusionen scheinen die Form von „bosses“ („Stöcke“ von rundem Querschnitt) zu besitzen.

Spango-Granitmassiv, an der Grenze von Lanarkshire und Dumfriesshire gelegen,  $3\frac{1}{2} \times 1\frac{1}{2}$  Meilen groß, schwer zugänglich und schlecht erschlossen. Keine Kontakte mit dem Nebengestein freigelegt, doch scheinen letztere sandig zu sein (Llandeilo-Stufe). Nach N hin ist der Intrusivkörper von einer großen Verwerfung abgeschnitten.

Polshill-Granit, an der rechten Flanke des River Nith,  $1\frac{1}{2} \times \frac{1}{2}$  Meilen groß, mit einigen guten Aufschlüssen, intrusiv innerhalb von Arenig-Gesteinen (Laven und kieselige Ablagerungen, chert, mit Radiolarien), welche wesentlich metamorphosiert worden sind, obwohl kein Kontakt freigelegt ist; wahrscheinlich im S von einer Verwerfung abgeschnitten.

Priestland, etwa eine Quadratmeile groß, im Herzen der Lammermuir-Hügel, wenige gute Aufschlüsse, wo die Kontakteinflüsse auf die unter-silurischen [d. h. unteres Obersilur der deutschen Nomenklatur. Anm. d. Ref.] Grauwacken erschlossen sind. Mehrere stark verwitterte Porphyritgänge durchschneiden das Massiv.

Cockburnlaw, drei Meilen nördlich von Duns, mit guten Aufschlüssen, Areal etwa 1 Quadratmeile innerhalb von Grauwacken unterobersilurischen Alters in Hornfels umgewandelt. Gerölle des Magmagesteines und der kontakt-metamorph veränderten Sedimente können in den benachbarten Old Red-Konglomeraten gefunden werden, während der Granit von einem E—W-Gang von Quarz-Dolerit (wahrscheinlich permo-carbonischen Alters) durchschnitten wird.

Broad Law, diese kleine Intrusion elliptischer Gestalt, nur  $\frac{1}{2}$  Meile im Durchmesser, die Längsachse parallel dem Streichen der Llandeilo-Schichten verlaufend. Ganz gut erschlossen, aber das Gesteinsmaterial verwittert.

Kernieland, ein sehr kleiner runder Stock („boss“) von Tiefengestein ohne Kontaktaufschlüsse mit dem silurischen Nebengestein.

Lamberton Beach, etwa 4 Meilen NW von Berwick, mit einer Be-



deckung von oberem Old Red-Konglomerat, im N von einer Verwerfung abgeschnitten.

Lyne Water, ein kleiner „Boss“, etwa  $4\frac{1}{2}$  Meilen NNW von West-Linton, intrusiv im unteren Old Red Sandstone.

Die Gesteine sind Granodiorite oder Quarzdiorite von mittlerem Korn, d. h. Tiefengestein, obwohl die porphyritische Ausbildung der Randfazies gewisse Typen zu den Porphyriten rechnen läßt. Der häufigste Typ ist fraglos ein basischer Hornblende-Biotit-Granodiorit, jedoch kommen Varietäten mit monoklinem und rhombischem Hypersthen ebenfalls vor. Die einzelnen Mineralien werden ausführlich beschrieben:

Quarz (22—6 %); Orthoklas (21—5 %); Plagioklas (bis zu 60 %), Oligoklas bis saurer Labradorit, zumeist Andesin; Biotit (bis zu 20 %), das häufigste femische Mineral, häufig in Chlorit, Carbonate und Epidot umgewandelt. Pleochroitische Höfe um Zirkon; Hornblende, gemeine Hornblende fast in jedem Schriff; Augit, monokliner Pyroxen (niemals mehr als 10 %); Hypersthen, rhombischer Pyroxen (bis zu 15 %); akzessorisch: Magnetit, Apatit, Titanit, Zirkon, Epidot, Turmalin.

Polshill und Cockburnlaw, beide Massive haben viel miteinander gemein: in beiden besteht das Zentrum aus basischem Hornblende-Biotit-Granodiorit oder Quarz-Diorit; diese Hornblendegesteine gehen nach außen hin allmählich in pyroxenhaltige Modifikation über und dem Rande zu wird die Textur porphyritisch.

Im Polshill-Porphyrat treten zahlreiche angeschmolzene Einschlüsse auf, und in einem Schriff fand sich ein großer Kristall von blauem und braunem Turmalin.

Priestlaw, im Innern ein Hornblende-Biotit-Granodiorit, dem Rande zu ein basischerer, non-porphyrischer Granodiorit, welcher allmählich in einen etwas porphyrischen grauen Quarz-Augit-Biotit-Diorit übergeht.

Spango, recht gleichartiges Gestein, d. h. ein basischer Hornblende-Biotit-Granodiorit oder Quarz-Diorit, mit Andesin in dreimal so großer Menge wie Orthoklas. Aplitische Adern ähnlich denen des Priestlaw-Massives.

Kernielaw, Broad Law und Lamberton Beach. Das Gestein ist fast identisch mit dem Gestein von Stoneshiel Hill im bereits beschriebenen Priestlaw-Massiv. Das Lamberton Beach-Vorkommen ist ebenkörnig.

Lyne Water, dieser Typ ist weit basischer als alle anderen. Unfrischer Plagioklas (Andesin?) ist der vorwiegende Bestandteil.

Nach dem Verf. sind die interessantesten Gesteine die Granodiorite im Zentrum des Priestlaw-Massives und auf Stoneshiel Hill. Sie entstanden nicht durch rasche Abkühlung. Verf. glaubt, daß sich die Ausläufer der caledonischen Gebirgsbildung während des Abkühlungsprozesses noch geltend gemacht haben können.

Mit Ausnahme des Lyne Water-Massives gehören alle Intrusionen zusammen und sind blutsverwandt. Sie sind alle von dem Faltungsprozeß der hauptcaledonischen Gebirgsbildung freigeblichen und sind daher post-silurisch, während Gerölle dieser Gesteine innerhalb der oberen Old Red-Konglomerate eine obere Altersgrenze bilden. Sie sind also wahrscheinlich unteren Old Red-Alters, wie viele ihrer Nachbarn, denen sie mineralogisch und chemisch außerordentlich ähneln. Man darf sie als die plutonischen

Massen ansprechen, deren gleichaltrige Oberflächenprodukte in so großen Mengen innerhalb Schottlands zu finden sind. Obwohl die Lyne Water Intrusiva Ablagerungen von Lower Old Red durchbrechen, gehören sie doch wohl der gleichen plutonischen Phase an, da sie den carbonischen Gesteinen ganz unähnlich sind.

Die sechs folgenden chemischen Analysen zeigen die Verwandtschaft mit den Laven, den hypabyssischen und abyssischen gleichaltrigen Gesteinen der Nachbarschaft, von Forfarshire, Argyllshire und Galloway. Das Vorrherrschen granodioritischer und tonalitischer Magmen zur Unterdevonzeit über ein weites Areal hin gehört zu den auffallendsten Erscheinungen des Gebietes.

	I	A	II	B		
SiO <sub>2</sub> . . . . .	65,03	65,19	57,15	56,80		
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,50	0,59	0,75	1,2		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16,69	16,31	18,39	18,51		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,19	0,61	1,42	2,56		
FeO . . . . .	2,04	3,44	4,25	2,97		
MgO . . . . .	2,25	1,50	3,54	3,55		
CaO . . . . .	3,61	3,41	5,75	5,70		
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,65	4,72	3,81	3,76		
K <sub>2</sub> O . . . . .	3,40	2,95	2,99	2,21		
H <sub>2</sub> O + . . . . .	1,58	1,16	0,20	0,75		
H <sub>2</sub> O — . . . . .		0,15	0,80	1,85		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,19	0,22	0,22	0,23		
MnO . . . . .	—	0,17	0,15	Spur		
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	0,03	0,55	Spur		
S . . . . .	—	—	Spur	—		
Summe . . . . .	100,13	100,45	99,97	100,09		
	III	IV	C	V	VI	D
SiO <sub>2</sub> . . . . .	60,80	59,55	60,05	58,60	57,40	58,31
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,45	1,00	0,42	0,63	1,10	0,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17,76	17,80	18,55	18,05	19,64	16,97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,73	1,12	0,93	1,47	0,46	1,45
FeO . . . . .	4,30	4,14	3,41	4,14	4,96	4,42
MgO . . . . .	3,02	2,86	3,46	3,49	2,41	4,09
CaO . . . . .	4,30	4,10	5,44	5,30	5,70	5,66
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,50	3,71	3,84	3,37	3,60	3,80
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,51	3,22	2,72	3,18	2,65	2,51
H <sub>2</sub> O + . . . . .	1,35	1,90	0,35	0,95	1,10	0,79
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,52	0,45	0,05	0,65	0,55	0,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,16	0,19	0,29	0,23	0,26	0,51
MnO . . . . .	0,04	Spur	0,16	Spur	Spur	0,05
CO <sub>2</sub> . . . . .	nil	nil	nil	nil	nil	n. b.
S . . . . .	Spur	nil	Spur	nil	nil	—
Summe . . . . .	100,44	100,04	99,67	100,06	99,83	100,13
		Zn 0,27				Cl 0,01

Norm:	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
Quarz . . . .	19,26	5,58	8,52	10,80	8,70	8,40
Orthoklas . .	20,02	17,24	15,01	18,90	18,90	15,57
Albit . . . .	30,92	31,96	38,25	31,44	28,30	30,39
Anorthit . .	16,96	24,46	20,57	19,46	24,46	26,41
Korund . . .	0,82	—	—	1,12	0,10	1,12
Hypersthen .	7,58	14,58	13,80	12,08	14,11	12,73
Ilmenit . . .	0,91	1,37	0,76	1,98	1,22	2,13
Magnetit . .	1,62	2,09	0,93	1,62	2,00	0,70
Apatit . . . .	0,34	0,34	0,34	0,34	0,67	0,67
Calcit . . . .	—	1,20	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O etc. . .	1,58	1,00	1,91	2,35	1,60	1,65
Summe . . .	100,01	99,82	100,09	100,09	100,06	99,77

I. Porphyrischer Hornblende-Biotit-Granodiorit, Zentrum des Priestlaw-Massives. Anal. WALKER.

A. Plutonische Intrusion (?) bei Talnotry Cottage Newton Stewart, Kirkcudbright. Anal. E. G. RADLEY.

II. Augit-Biotit-Quarz-Diorit, Randfazies des Priestlaw-Massives. Anal. W. H. HERDSMAN.

B. Hypersthen-Augit-Andesit, Stannersgate Dundee. Anal. W. H. HERDSMAN.

III. Hornblende-Biotit-Granodiorit, Spango Water. Anal. W. H. HERDSMAN.

IV. Hornblende-Biotit-Granodiorit mit akzessorischem Pyroxon, Shiel Hill, Spango-Massiv. Anal. W. H. HERDSMAN.

C. Hornblende-Biotit-Granodiorit. Kentallen Quarries, Ballachulish, Argyllshire. Anal. W. H. HERDSMAN.

V. Basischer Hornblende-Biotit-Granodiorit, Zentrum des Cockburnlaw-Massives. Anal. W. H. HERDSMAN.

VI. Quarz-Biotit-Hypersthen-Porphyr, Cockburnlaw-Massiv. Anal. W. H. HERDSMAN.

D. Quarz-Augit-Hypersthen-Porphyr, Dundee Law. Anal. F. WALKER.  
H. P. T. Rohleder.

**W. F. Fleet and F. Smithson:** On the occurrence of Dark Apatite in some British Rocks. (Geol. Mag. 65. 1928. 6—8.)

Bereits früher wurde von W. F. FLEET darauf hingewiesen, daß innerhalb der Midland-Sedimente Körner von Apatit vorkommen, welche violette, häufig pleochroitische Kerne enthalten, und zwar finden sich diese in verschiedenen Horizonten. Entfärbte Apatitkörner finden sich im cambrischen Quarzit, dunkelgefärbte im Old Red Sandstone, in den Carbongesteinen dunkelgebänderte (gelbbraun bis dunkelpurpur), ähnliche Körner im Gornal-Sandstein, der den liegenden Partien der mittleren Coal Measures Süd-Staffordshires eingelagert ist. Ähnliche Körner finden sich auch gelegentlich in den Enville- und Buntsandsteinen, häufiger im unteren Keupersandstein.



Nach A. HEARD und R. DAVIES ist Apatit im Old Red der Umgebung von Cardiff sehr häufig. In den oberen Stufen enthalten viele der Körner dunkelgefärbte opake oder pleochroitische Körner. Genannte Autoren nehmen an, daß die Sedimente einem riesigen Fluß entstammten, welcher eine nord-westlich gelegene präcambrische Landmasse entwässerte.

Ähnlich gebaute Apatitkörner sind durch A. W. GROVES von den „Newer granites“ Jerseys beschrieben worden.

Bei der kürzlichen Untersuchung von Leinster Granit (Irland) haben die Verf. ähnliche Apatitkörner mit dunklen Kernen beobachtet, was bereits früher von Prof. W. J. SOLLAS berichtet worden war. Aber dieser Apatittyp ist nicht in allen Graniten dieses Gebietes zu finden. Im Zentrum des Granitmassives ist der Apatit klar und farblos. Im Quellgebiet des Liffey dagegen wurde ein biotitreiches Gesteinsbruchstück gefunden, welches diese Körner in großer Menge enthält.

Die Erscheinungsform derartiger Apatite wird eingehender beschrieben. Chemische Erklärungsversuche der anormalen Färbung sind bisher nicht gelungen.

Die Verf. glauben nun, daß viele dieser Körner aus dem Leinster Gebiet stammen. Nach G. A. J. COLE ist das Alter dieses Granites frühdevonisch. Sicherlich sind zu devonischer Zeit bereits Teile des Granites abgetragen worden, und da die dunklen Apatitvarietäten in der Randfazies überwiegen, würden sie fraglos als Detritusmaterial während eines gewissen Zeitabschnittes des Devons in Frage kommen.

HEARD und DAVIES haben die Detritusminerale des Leinster Granites und Old Red von Wales gegenübergestellt (siehe Tabelle). Das Ergebnis weist auf die Möglichkeit hin, daß irische kristalline Gesteine Material für den Old Red Sandstone geliefert haben. Die Möglichkeit, daß Midland-Sedimente Material auf direktem oder indirektem Wege von dieser Quelle bezogen haben, ist jedenfalls vorhanden. Es wird jedoch darauf hingewiesen, daß die Sedimente des Bunten Sandsteines in den westlichen Midlands allem Anschein nach nicht ihre Mineralsuiten von der gleichen Quelle bezogen, wie der Old Red Sandstone der westlichen Midlands.

Old Red Sandstone Cardiff-Gebiet	Vorkommen in Leinster
Mikroclin } Oligoklas }	Im Granit
Orthoklas (?) } Quarzit-Gerölle }	Quarzite der Bray-Serien (Cambrium?)
Glimmerschiefer-Gerölle	Zone der Kontaktmetamorphose
Weißer Glimmer } Chlorit (nach Biotit?) }	Muscovit und Biotit im Granit
Ilmenit und Leukoxen	Häufig in den kristallinen Schiefen und Bray-Serien
Granat	Häufig in den kristallinen Schiefen und Apliten.

Old Red Sandstone Cardiff-Gebiet	Vorkommen in Leinster
Turmalin	Häufig in kristallinen Schiefern
Zirkon	Im Granit und häufig in den Bray-Serien
Violetter Zirkon	Häufig in den Bray-Serien
Rutil	In den Bray-Serien
Apatit	Häufig im Granit
Magnetit (selten)	Selten im Granit und den Glimmerschiefern.

**H. P. T. Rohleder.**

**F. Smithson:** Geological Studies in the Dublin District. I. The Heavy Minerals of the Granite and the Contiguous Rocks in the Ballycorus District. (Geol. Mag. 65. 1928. 12—25.)

Vom südlichen Gestade der Dublin-Bucht erstreckt sich nach SW hin ein breiter granitischer Intrusivkörper mit Gesteinen auf beiden Seiten, welche ordovicisches Alter besitzen sollen.

Diese Gesteine sind in der Nähe des Granites metamorphosiert worden. Da diese metamorphe Zone im SO breiter ist als im NW ist anzunehmen, daß die Begrenzungsebene in letzterem Gebiet mit größerem Neigungswinkel einfällt. In der Nähe von Dublin ruhen die untercarbonischen Gesteine unverändert auf dem Granit. Auf der Südostseite, im nördlichen Teil des Gebietes von Wicklow ist der Gürtel ordovicischer Gesteine um etwa zwei Meilen breit und ein großes Areal wahrscheinlich cambrischer Gesteine liegt zwischen ihm und der See.

#### Das Gebiet um Ballycorus.

Dieses Gebiet bedeckt ein Areal (etwa  $2\frac{1}{2}$  mal 3 Meilen), an der südöstlichen Begrenzung des Leinster Granites, etwa 10 Meilen von der Stadt Dublin entfernt.

Das Relief dieses Gebietes ist abwechslungsreich. Obwohl nur etwa 100 Fuß über dem Meeresspiegel längs der Nordostbegrenzung nimmt die Höhe nach SW hin zu. Obwohl das meiste des niedrig gelegenen Geländes von Drift bedeckt ist, gibt es Aufschlüsse im festen Gestein im höhergelegenen Terrain und in Gebirgspässen (gaps).

#### Der Granit.

Die Hauptbestandteile des Granites sind: Quarz, Mikroklin, Orthoklas, Kalknatronfeldspat (von Oligoklas bis Albit), Muscovit und Biotit, dazu (nach SOLLAS, akzessorisch, Zirkon und Apatit).

Im Survey-Memoir wurden als im Granit vorkommend angegeben (einschließlich Vorkommen in Adern und Gängen): Baryt, Pyrit, Killinit, Titanit (?), Beryll, Korund (?), Orthit (?), Spodumen, Cassiterit, Epidot, Pinit, Turmalin, Cerussit, Hyalit (?) und Rutil.

Hierzu kommen nach den jüngsten Feststellungen: Anatas, Brookit, Granat, Ilmenit, Limonit, Magnetit und Monazit.

Auffallend ist, daß die schweren Mineralien nur einen geringfügigen Anteil des Gesteines ausmachen.

Die einzelnen Mineralvarietäten werden ausführlich beschrieben. [Bemerkenswert ist das Vorkommen der bereits im Referat W. F. FLEET und F. SMITHSON „On the occurrence of dark Apatite in some British rocks“ erwähnten Apatite mit dunkelgefärbten Kernen. Anm. d. Ref.]

Der Biotit gehört der Varietät Haughtonite an, doch da die gleiche Varietät den Glimmer der benachbarten Glimmerschiefer darstellt, ist zu erwägen, ob dieses Mineral nicht etwa durch Resorption in das Magma übernommen wurde.

#### Leukokrate Differentiationsprodukte des Granites.

Diese umfassen grobkörnige Pegmatite sowie feinkörnige Gesteine, die als Adern innerhalb des Granites, sowie als untergeordnete Intrusionen innerhalb der kristallinen Schiefer vorkommen.

An Mineralien finden sich innerhalb der Pegmatitadern: Beryll von trübweißer bis hellgrüner Farbe. Killinit, ein Umwandlungsprodukt von Spodumen, das sich bei Killiney findet. Bei Glencullen Mountain finden sich in einem einzigen Handstück: Quarz, Mikroklin, Muscovit, Spodumen, Arsenopyrit, Beryll und Granat.

Die untergeordneten Intrusionen hat man zumeist „Elvan“ genannt. Sie sind leukokratisch und unterscheiden sich wenig von den Aplitadern im Granit. Die leukokraten Gesteine weichen vom Granit darin ab, daß Biotit und alle anderen femischen sowie titanhaltigen Mineralien fehlen.

Granat, Turmalin und Apatit sind häufig als schwere Rückstände in Mengen vorhanden, während Monazit und Zirkon fehlen.

#### Das Cambrium.

Die cambrischen Gesteine der Grafschaften Dublin und Wicklow sind ausgesprochen sandigen Charakters und bilden somit einen Gegensatz zum Ordovicium. Die dicken Lagen von Quarzit repräsentieren anscheinend Perioden von Flachwasserablagerungen und sogar viele der Schiefer sind ausgesprochen sandig, d. h. Flachseeablagerungen. Es fehlen alle Zeichen mechanischer Tätigkeit und es gibt keine Intrusiva innerhalb des Cambriums.

Es gibt zahlreiche Aufschlüsse von Quarzit innerhalb des Gebietes, während Schiefer zurücktreten. Verf. unterscheidet drei Hauptvorkommen von Quarzit und gibt die Größenverhältnisse an:

- a) um Carickgollogan,
- b) in der Umgebung der Steinbrüche südlich von Shankill Castle,
- c) einen Quarzitgürtel nordwestlich von Carickgollogan.

Diese Quarzite wurden von SOLLAS (1892) beschrieben. Er fand Zirkon und Turmalin, dazu kommen nach jetzigen Feststellungen: Leukoxen, Ilmenit, Rutil, Anatas, Epidot.

Der Quarzit besteht vornehmlich aus Quarzkörnern, die durch sekundären Quarz, Limonit und Hämatit zementiert worden sind.

Die einzelnen Mineralien werden ausführlich behandelt.



## Das Ordovicium.

Die ordovicischen Sedimente der Grafschaft Wicklow bestehen aus „schwarzen oder dunkelgrauen Schiefen, häufig mit dünnen Zwischenlagerungen dunkelgrauer, sandiger Partien. Im südlichen Wicklow finden sich häufige Zwischenlagerungen von vulkanischen Gesteinen, Trap und Aschen.“

Etwas südlich des in Frage kommenden Gebietes, bei Enniskerry, sind grüne Tuffe fraglos vorhanden und innerhalb der kristallinen Schiefer des vorliegenden Gebietes finden sich fraglos metamorphe Umwandlungsprodukte von Magmagessteinen, anscheinend andesitischer Zusammensetzung.

Auf Lambay Island und Portraine sind eindeutige Anzeichen vulkanischer Tätigkeit mit extrusiven andesitischen Laven, sowie Lockerprodukten der Bala-Stufe angehörend.

Man darf annehmen, daß diese Zone mechanischer Tätigkeit weiter nach S gereicht hat, bis in den Süden der Grafschaft Dublin und auch noch in die Grafschaft Wicklow hinein.

Die einzigen Aufschlüsse unveränderter ordovicischer Gesteine finden sich auf der Südseite von Carrickgollogan.

In den schweren Rückständen fanden sich folgende Mineralien: Andalusit, Apatit, Biotit, Cerussit, Chlorit, Granat, Hornblende, Ilmenit, Magnetit, Pyrit, Pyrrhotit, Rutil, Staurolith, Turmalin, Zirkon. Diese Mineralien werden kurz beschrieben.

## Metamorphosierte Sandstein- („grit“) Einlagerungen.

Die hierin vorkommenden Mineralien sind natürlich weniger abwechslungsreich als in den metamorph umgewandelten Tongesteinen. Allem Anschein nach waren diese Gesteine ursprünglich feinkörnig (bis zu  $\frac{1}{4}$  mm). Das einzige ursprüngliche Mineral ist Zirkon, obwohl außerdem Granat, Turmalin und Biotit, letzterer z. T. in Chlorit umgewandelt, gefunden wurden.

## Metamorphosierte Magmagessteine.

Diese sind nur an wenigen Lokalitäten erschlossen. Bei Pucks' Castle ein Hornblendeschiefer — einst wohl ein dünner Lagergang oder ein Strom andesitischer Lava. Das Gestein wird beschrieben. Bei Carrickgollogan ebenfalls ein Hornblendeschiefer zusammen mit metamorphem Tuff. Die Gesteine enthalten grüne Hornblende, Apatit, Pyrit, Ilmenit. Der Tuff: Biotit, Chlorit, Granat, Plagioklas, Pyrrhotit, Pyrit.

## Oberflächenablagerungen.

Die Untersuchung letzterer ist gewissermaßen eine Kontrolle der anderen Detailuntersuchungen, obwohl bei der Bodenuntersuchung berücksichtigt werden muß, daß während der Glazialepoche Detritusmassen von N her „importiert“ wurden. Deshalb mußte auch letzteres Gebiet mit untersucht werden. Dieser Einfluß zeigt sich durch das ständige Vorkommen von kleinen Geröllen von Kohlenkalk und schwarzen kieseligen Einlagerungen. Dies ist selbst auf der Höhe der Hügel feststellbar und nur oberhalb von 2000 Fuß hat man einwandfreien granitischen Boden vor sich.

Im ganzen fanden sich (also herstammend von glazialem Schutt, Granit, Glimmerschiefern und Quarzit): Andalusit, Anatas, Apatit, Baryt, Brookit, Epidot, Granat, Hornblende, Ilmenit, Disthen, Leukoxen, Limonit, Magnetit, Monazit, Rutil, Spodumen, Staurolith, Turmalin, Zirkon.

Allgemein läßt sich hiernach sagen: Die Liste der granitischen Mineralien scheint annähernd komplett zu sein, aber einige der selteneren Mineralien (wie Rutil) scheinen verbreiteter zu sein als die Untersuchung des Granites allein ergab. Die Abwesenheit des Brookites wird bestätigt, mit Ausnahme der Verwitterungsprodukte des Quarzites, ebenso die Abwesenheit des Titanits. Disthen dürfte lediglich dem glazialen Schutt entstammen.

Die Arbeit enthält eine Kartenskizze, Federzeichnungen von Mineralien sowie drei Tabellen.

**H. P. T. Rohleder.**

**F. Smithson:** Geological Studies in the Dublin District.

II. The Problem of Carrickgollogan. (Geol. Mag. 65. 1928. 78—87.)

Als Ergänzung des I. Teiles (s. vorstehendes Referat) behandelt der II. Teil die Tektonik des in Frage kommenden Gebietes, im besonderen die Strukturverhältnisse von Carrickgollogan.

An der Südostgrenze des Leinster Granites in der Grafschaft Dublin erstreckt sich ein Schiefergürtel, der in der Nähe des Granites in Glimmerschiefer umgewandelt worden ist. Obgleich bislang nie ein Fossil gefunden wurde, hat man diesem Schiefergürtel ein ordovicisches Alter zugesprochen. In der Mitte dieses Gürtels liegt um Carrickgollogan ein unansehnlicher Flecken von Schiefen und Quarziten, welche in ihrer Gesteinsausbildung den Schiefen und Quarziten der Bray-Serien ähneln, welche letztere als cambrisch gelten. Dieses unansehnliche Vorkommen ist Gegenstand zahlreicher Kontroversen gewesen. Die fünf grundlegend verschiedenen Anschauungen werden näher ausgeführt und an Hand von fünf Profilen erläutert.

Nach BLAKE (1888) sind die Gesteine um Carrickgollogan präcambrischen Alters, nach SOLLAS (1893—94) cambrisch, nach Mc HENRY (1900) ober-silurisch, nach G. A. H. COLE (1921) wieder cambrisch.

COLES Ansicht verbindet die Ideen von SOLLAS, DU NOYER und Mc HENRY und klärt nach dem Verf. viele fragliche Punkte auf. Seiner Ansicht nach ist das Alter der Carrickgollogan-Gesteine cambrisch, sie lagern jedoch den als ordovicisch geltenden Schiefen auf. Er glaubte, daß die cambrischen Gesteine von den liegenden ordovicischen durch eine Überschiebungsfläche getrennt sind. Er betrachtete diese Überschiebung als den kaledonischen Bewegungsprozessen zugehörig, d. h. nach Intrusion und Verfestigung des Granites. Nach ihm wurden alle cambrischen Gesteine des nördlichen Wicklow „in dieses Gebiet durch Verwerfungen von O her importiert“ und wäre Carrickgollogan demnach „an outlying 'clip'“ [gemeint ist wohl das deutsche Wort „Klippe“. Anm. d. Ref.].

Um der Lösung dieses Fragenkomplexes näherzukommen richtete Verf. sein besonderes Augenmerk auf die folgenden drei Punkte:

a) Einen Vergleich der spezifisch schweren Mineraliensuite des Carrickgollogan-Quarzites mit derjenigen der Quarzite um Bray, welche letztere allgemein als cambrisch gelten.

b) Eine Untersuchung der Granite, Aplite, Elvangesteine, Glimmerschiefer und Quarzite auf Zeichen von Druck und Zertrümmerung, sowie Feststellung der Intensität dieser Phänomene.

c) Eine Untersuchung der Klüftungssysteme als mögliche Angabe der Erdbewegungen.

Die spezifisch schweren Mineralien des Quarzites.

Die Zertrümmerungsprodukte von zwölf Quarziten Carrickgollogans sowie fünf Proben vom Great Sugar Loaf Mountain bei Bray ergaben farbigen und farblosen Zirkon, Leukoxen, Turmalin, Rutil, Ilmenit, und zwar sind diese Mineralien in beiden Gebieten und in ähnlichen Mengenverhältnissen vorhanden.

Lokale Abweichungen des Granites.

Der Leinster Granit ist kein völlig einheitlicher Intrusivkörper. Das Verhältnis Biotit zu Muscovit wechselt erheblich und auch die Korngröße ist verschieden. KINAHAN (1878) glaubte, daß es sich um zwei eng ineinander verschweißte, verschiedene Granitmassen handelte. Doch nach dem Verf. beruhen die Unterschiede auf allmählichen Differentiationsprozessen des Magmas und Hinzukommen fremden Materials aus den hangenden Partien. Die größten textuellen Unterschiede jedoch sind durch Kompression nach der Erstarrung bedingt. Dünnschliffe des Granites zeigen Gefügeregelung und andere typische Anzeichen tektonischer Beanspruchung. Diese werden ausführlich beschrieben.

Lokale Abweichungen der leukokraten Gesteine.

Bislang haben die untergeordneten Intrusionen um den Granit herum ein wenig Beachtung gefunden. Die nunmehr hergestellten Dünnschliffe zeigten die verschiedenen Stadien der Zertrümmerung und bestätigen damit in überzeugender Weise die COLÉ'schen Annahmen.

Bei Scalp und Ballycorus zeigen die Aplite den gleichen Grad von Beanspruchung wie der Granit. Die Aplite von Rathmichael zeigen das gleiche Phänomen, doch wenn die untergeordneten Intrusionen nach SO hin verfolgt werden, nimmt der Grad der Änderung zu. Diese Druckerscheinungen werden ausführlich besprochen.

Die Elvan-Intrusion nordwestlich von Carrickgollogan weicht von den Rathmichael-Intrusionen ab. Obwohl leukokratisch enthält sie grünen Chlorit mit pleochroitischen Höfen, anscheinend von Biotit stammend. Die schweren Rückstände enthalten reichlich Granat, etwas Apatit und ein wenig Zirkon. Das Gestein ist ziemlich grobkörnig. Die Plagioklase sind auffallend gekrümmt und auch zerbrochen, was den Eindruck einer „mikroskopischen Breccie“ hervorrufen kann.

Das Ordovicium.

Ein vollständiger Übergang von Glimmerschiefern zu unveränderten Sedimenten ist im Ballycorusgebiet nicht zu erkennen.

Die Glimmerschiefer in der Nähe des Granites sind in eine Serie von flachgewölbten Faltenzügen zerlegt. Beim Näherheranrücken an die cambrischen



Gesteine nimmt der Grad der Faltung zu bis etwa 100 Yards von ihnen entfernt eine Serie V-förmiger Falten zustande kommt.

#### Das Cambrium.

Im Dünnschliff ähneln die Gesteine des Hauptteiles von Carrickgollogan denen des Great Sugar Loaf, doch zeigen die Quarzite, die nordwestlich von Carrickgollogan auftreten, bedeutende Abweichungen.

Im normalen Carrickgollogan-Typ ist die Erscheinungsart ähnlich der eines normalen Sandsteines. Das mikroskopische Bild wird näher beschrieben. Tektonische Beanspruchung ist zu erkennen, jedoch weit geringer als in den Quarziten des Nordwestgebietes.

Ganz allgemein läßt sich sagen: Die Wirkungen von Dynamometamorphose nehmen zu je mehr wir vom Zentrum des Granitmassives fort-rücken und uns den cambrischen Gesteinen nähern. Sobald wir in das cambrische Gebiet eintreten, hört die Zunahme der Dynamometamorphose auf. Es sind die dem Granit zugewandten cambrischen Gesteine, die am meisten beansprucht worden sind. Die feinkörnigen und schiefrigen Gesteine längs der Nordwestbegrenzung des Cambriums sind stark aufgerichtet und gefaltet worden.

Die ganzen Verhältnisse sprechen dafür, daß die beiden Systeme durch eine Verwerfungsfläche getrennt sind. Doch welchem Alter gehört diese Verwerfung an? Nach dem Verf. muß die Bewegung eine bedeutende Zeit nach der Granitintrusion stattgefunden haben.

#### Klüftung.

Die als cambrisch angenommenen Gesteine, westlich von Bray, sind nach der Survey-Karte stark verworfen, vornehmlich in Richtung NNW—SSE; nördlich des Great Sugar Loaf verläuft eine Verwerfung E—W. Nach O'REILLY (1880—89) verläuft die Klüftung dieses Gebietes NNW—SSE oder rechtwinklig; weniger ausgesprochen ist die E—W-Richtung.

In den cambrischen Gesteinen um Carrickgollogan ist die Klüftung weit komplizierter, d. h. Klüfte verlaufen fast in jeder Richtung. Fast überall ist aber die WNW—ESE-Richtung bevorzugt. NNW—SSE-Klüftung ist zwar zu erkennen, jedoch nicht bestimmend.

Nach NW hin in den Gürtel ordovicischer Gesteine rückend, gibt sich sogleich ein weit einfacheres Klüftungssystem zu erkennen, hier ist E—W bevorzugt. Innerhalb des Granites tritt E—W-Richtung hervor, zeitweise jedoch NW—SE.

Nach dem Verf. sprechen auch die Ergebnisse der Klüftungsuntersuchungen für die COLE'sche Auffassung einer Verwerfungsfläche.

Betreffs der Kartierung werden abschließend einige Bemerkungen gemacht. Das Einfallen der Granitoberfläche und Glimmerschiefer ist etwa 30° nach ESE oder SE. Die Begrenzungszone zwischen Cambrium und Ordovicium ist nicht mit Sicherheit festzulegen, genau wie in Wicklow.

So bestätigen alle Ergebnisse die COLE'sche Annahme. Der Quarzit von Carrickgollogan zeigt enge lithologische Beziehungen zum Quarzit des

Great Sugar Loaf-Gebietes, und solange man die Bray-Serien als cambrischen Alters ansieht, darf man dies mit den Carrickgollogan-Gesteinen auch.

Die Carrickgollogan-Masse scheint dem sogenannten Ordoviciun aufzulagern, somit einen Teil der metamorph veränderten Randfazies („aureole“) verdeckend.

Die Glimmerschiefer und untergeordneten Intrusionen liegen auf der einen Seite und Schiefer auf der andern. Die Phyllite sind anscheinend durch die überschobene cambrische Masse verdeckt. Diese Erklärung der Strukturverhältnisse wird durch die Zeichen der Dynamometamorphose, sowie das Studium der Gesteinsklüftung bestätigt.

Manches deutet darauf hin, daß die Überschiebung von ESE erfolgte, und es ist bemerkenswert, daß dies ebenfalls die Richtung der großen Überschiebung im NW-Hochland (Irlands) gewesen sein muß. Nach G. A. J. COLE gehörten sowohl die Granitintrusion wie die folgenden Überschiebungen innerhalb Leinsters der kaledonischen Gebirgsbildung an.

H. P. T. Rohleder.

**L. R. Wager:** A metamorphed Nodular Shale previously described as a „Spotted“ metamorphic Rock. (Geol. Mag. 65. 1928. 88—91.)

1895 und 1898 beschrieb W. H. HUTCHINGS einen Tonschiefer, der vom „Whin Sill“ bei Teesdal metamorphosiert worden war und drei Abnormitäten aufwies: Unregelmäßig über das gehärtete Gestein verteilt, fanden sich Knoten etwa von Erbsengröße, welche HUTCHINGS als Folgeerscheinung der Metamorphose, ja als ungewöhnlich stark entwickelte „Flecken“ ansprach. Zweitens enthielten sowohl Matrix als auch die Knoten ansehnliche Mengen eines isotropen Materials, welches als Ergebnis unvollkommener Kristallisation einer dichten Lösung der Bestandteile des Tonschiefers gedeutet wurde, welche durch die Metamorphose bedingt war. Drittens erwiesen sich die Detritus-Quarzkörner des Tonschiefers als in weitem Maße durch Muscovit und auch andere Mineralien ersetzt.

Eine Untersuchung im Anstehenden (bei Falcon Clints) erwies, daß derartige Knoten im basalen carbonischen Konglomerat vorkommen, und zwar völlig identisch mit denen des hangenden Tonschiefers. U. d. M. gaben sich diese Knoten des Konglomerates als konzentrisch angeordnete Chloritkristalle mit wechselnder Menge von Detritusquarz zu erkennen. Dies beweist, daß die Knoten nicht durch Metamorphose entstanden, sondern ursprüngliche Bestandteile des Konglomerates sind.

Die isotropen Flecken bestehen teils aus Chlorit, teils aus Muscovit und Kaolin, doch ist eine genaue Beschreibung der zahlreichen fremden Einschlüsse wegen sehr schwierig.

Die Beobachtung HUTCHINGS, daß der Detritusquarz durch andere Mineralien, im besonderen Muscovit, ersetzt worden ist, hat sich bei weiterer Untersuchung von Schliften durchaus bestätigt. Der Quarz selbst zeigt keine Rekristallisation, aber die Randpartien sind durch Muscovitschuppen ersetzt worden, welche in das Quarzkorn hineinragen.

Eine chemische Analyse des Tonschiefers ergab:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	60,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	25,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,95
MgO . . . . .	Spur
CaO . . . . .	0,45
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,01
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,25
H <sub>2</sub> O . . . . .	7,20
Summe . . . . .	100,44

Die Verteilung der einzelnen Mineralien wurde in folgender Art berechnet:

Sericit . . . . .	36,5
Kaolin . . . . .	22,4
Amesit . . . . .	8,5
SiO . . . . .	31,5
Andere Mineralien . . .	1,1
Summe . . . . .	100,0

H. P. T. Rohleder.

**H. P. T. Rohleder:** Das Marmorvorkommen von Connemara, Freistaat Irland. (Stein-Industrie. 24. 1929. 53—55.)

Das Gestein von Connemara ist unter dem Namen „Connemara Marble“, „Galway Serpentine“ oder „Irish Green“ im Handel bekannt und gilt vielfach als der schönste Schmuckstein der britischen Inseln. Es handelt sich geologisch um durchweg metamorphe Gesteine, die genetisch in zwei Klassen zerfallen: in Ophicalcite und serpentinierte basische Eruptivgesteine. Der Serpentin der Ophicalcite entstammt teilweise Tremolit, teilweise Forsterit. Ein lokal dolomitisch ausgebildeter Kalk wurde zunächst durch Metamorphose entdolomitisiert. Im Gefolge der Erstarrung des gewaltigen Galway-Granitmassivs führte Wasserdampf zur Hydrolyse der Magnesiumsilikate.

Die Ophicalcite sind als linsenförmige Massen in den Glimmerschiefeln, Quarziten und Hornblendeschiefeln eingeschaltet und zeigen eine west-östlich gerichtete Anordnung.

Die serpentinierten basischen Eruptivgesteine finden sich als lokal engbegrenzte Massive innerhalb der Gneise und Glimmerschiefer, weisen vielfach Zeichen starker Metamorphose auf und gehören dann der Talk-Tremolit-Antophyllit-Gruppe an.

Die Serpentinesteine zeigen im Fall sedimentärer Herkunft gekrümmt verlaufende Bänder und dünne Lagen von allen möglichen Schattierungen von Grün mit eingeschalteten weißen Calcitbändern und solchen kristallinen Dolomits. Die Serpentine plutonischen Ursprungs sind etwas unscheinbarer, dicht, opak und von gleichbleibender tiefgrüner Farbe.



Die Serpentinegesteine Connemaras zeigen im Anstehenden wie u. d. M. fast idente Erscheinungen. Sie bestehen aus Calcit, Serpentin, Tremolit und Phlogopit. Akzessorisch enthalten die Opicalcite Biotit und Muscovit, Apatit, Titanit, Pyrit und Magnetit.

Die dunkelgrünen, grobkörnigen Varietäten bestehen vornehmlich aus Diallag und einer gewissen Menge von Serpentin, der dem Olivin und Enstatit entstammt. Der Typ vom NW-Ende des Lough Nahasleam (Maum-Distrikt) enthält: Diallag als Hauptbestandteil, Bastit, Hornblende, Pseudomorphosen von Serpentin nach Olivin, Klinozoisit, Biotit, Eisenerz und eine unbestimmbare Pseudomorphose nach Feldspat. Der zweite Typ zwischen Loughaunfree und Aughawoolia enthält farblosen Diallag als Hauptbestandteil, Olivin, Serpentin, Hornblende, Carbonate und Eisenerz.

Chemische Analysen:	1.	2.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	41,91	42,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,02	4,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,98	1,63
CaO . . . . .	0,51	1,07
MgO . . . . .	41,70	36,86
H <sub>2</sub> O . . . . .	14,34	14,71
Summe . .	100,46	100,72

2 hat durch Bedeckung von moorigem Boden eine Umwandlung erfahren, wobei ein in winzigen Individuen auftretendes unbestimmbares Mineral neugebildet wurde. Die wichtigsten Fundplätze des Connemara Marble und seine technische Verwendung werden geschildert. **M. Henglein.**

### Schweiz.

**F. de Quervain:** Zur Petrographie und Geologie der Taveyannazsandsteine. (Schweiz. Mineral.-Petrogr. Mitt. 8. 1928. 1—86.)

Der tertiäre Taveyannazsandstein, der sich im allgemeinen von der Dauphiné bis in die Ostschweiz in nur wenig wechselnder Ausbildung entwickelt zeigt und aus Peliten, Psammiten und vereinzelt Psephiten besteht, hat mit seinem konstanten Gehalt an Ergußgesteinstrümmern und untergeordneten Resten von Tiefengesteinen schon sehr bald Vermutungen über die Herkunft der Eruptivbestandteile wach werden lassen, ohne daß hierfür genügende petrographische und chemische Kenntnis des Gesteins selbst vorhanden war. Diese empfindliche Lücke auszufüllen, war der Zweck der Arbeit.

In einem ersten sehr eingehenden petrographischen Teil ergibt sich: 95 % der Ergußgesteine enthaltenden Tav-Sandsteine bestehen aus Plagioklas und einem oder mehreren dunklen Mineralien als Hauptgemengteile. Sie treten entweder in vitrophyrischen und mikrolithenarmen hyalopilitischen Strukturformen auf oder auch in hyalopilitischen, mikrolithenreichen, trachytischen und pilotaxitischen. Weniger häufig sind

intersertal beschaffene holokristallin-diabasartige und holokristallin porphyrische. Der Mineralbestand ist sowohl Gesteinsbruchstücken (Gerölle bis 15 cm Länge und 1 kg Gewicht sind gefunden worden), als auch isolierten Einzelindividuen zu entnehmen; die Mineralien sind in beiden Fällen gleichartig, idiomorph entwickelt und sind es auch außerdem in ihren übrigen Eigenschaften für die verschiedenen Eruptivgesteinstypen.

Die Plagioklase sind größtenteils mittelbasisch (30—35 % An), bestimmt nach der FEDOROW'schen Methode und den Diagrammen von DUPARC und REINHARD. Sie, sowie noch saurere werden für nachträglich umgewandelt gehalten; primäre, in Glas eingebettete, völlig frische, sind ausgesprochen zonar und basischer und mit einfacher Albitlamellierung. Pyroxen ist vorwiegend diopsidischer Augit. Weniger häufig ist grüne Hornblende und vereinzelt Biotit. Es handelt sich also meist um Augitandesite, Augit-Amphibolandesite bis Amphibol-Biotitandesite. Ganz selten liegen außerdem glasige Basalte oder bei Vorhandensein von Quarz Dazit vor. In fast allen Tav.-Sandsteinen herrscht grüne Farbe vor, sie enthalten eine Reihe Zersetzungsmineralien; es sind vorwiegend Chlorite in verschiedenen Abarten. Chloritisiert sind Augite, Glimmer und die Feldspäte, besonders aber die Glasmasse. Weitere häufige Umwandlungsmineralien sind neben vielen andern Carbonat, Epidot, Saussurit, Kaolinit, Zeolith. Es handelt sich hauptsächlich um säkulare Verwitterung, ausgelöst durch Meerwassereinwirkung. Komponenten, die sehr rasch nach der Ablagerung in tonig-mergeliges Bindemittel eingebettet wurden, sind meist sehr frisch.

Von Nichtergußgesteinskomponenten sind anzuführen Granite, Aplite, Kalke und Sandsteine; Einzelmineralien, auch akzessorische von sauren Tiefengesteinen, dann besonders Quarz, tierische Fossilien und noch häufiger Reste von Landpflanzen.

Die Tav.-Gesteine lassen je nach Korngröße feinsandige, grobsandige, fein- und grobkonglomeratische Ausbildung erkennen. Am verbreitetsten sind grobsandige. (Durchmesser der Bestandteile 0,05—0,5 cm.) Die feineren Gesteine sind meistens ärmer an vulkanischem Material als die größeren. Der Gehalt an solchem schwankt zwischen 70—95 %.

10 ganz neue chemische Analysen orientieren zusammen mit einigen älteren über die chemischen Verhältnisse unter sorgfältiger Berücksichtigung der im Schriff der betreffenden Gesteine wahrnehmbaren mineralogischen Eigenschaften, besonders der neugebildeten Umwandlungsmineralien. Es ist sehr auffällig, daß trotz verschiedener Herkunft, verschiedener Ergußgesteinstypen, verschiedener Umwandlung die Gesteine große chemische Verwandtschaft aufweisen. Die chemische Untersuchung bestätigt die auf petrographischem Wege gewonnene Ansicht der Einheitlichkeit der klastischen Tav.-Ablagerungen. Der mittlere Chemismus der Eruptivbestandteile entspricht etwa folgenden Werten: si = 140—180, al = 26—30, fm = 30 bis über 40, c primär = 20—26, alk = 14—18, k ist wechselnd, meist kleiner wie 0,3 mg um 0,40, ti = 2,0—2,7.

In einem zweiten, kürzeren Teil finden die geologischen Verhältnisse eine kurze Erörterung, das Tav.-Material, bald Bänke von wechselnder

Mächtigkeit zwischen Schiefern bildend (O), bald massige Komplexe aufbauend (W), zeigt im allgemeinen Zunahme der Mächtigkeit nach W; sie kann dort über 500 m erreichen. Von der Ostgrenze bis Savoyen herrschen sandige Gesteine; die Dauphiné hat konglomeratistische Vormacht. Nach verschiedenen Beobachtungen glaubt der Autor auf unmittelbare Aufeinanderfolge von Eruption, Transport und Sedimentation schließen zu dürfen (scharfes Einsetzen der Tav.-Gesteine auf mergeligen Globigerinenschiefern, Frische des Tav.-Materials, Glasgehalt desselben).

In der Diskussion der Herkunftsfrage wird auf die nirgends sprunghaften Mächtigkeitsänderungen und auf die große Einheitlichkeit des Materials hingewiesen, die nicht nur für den eruptiven, sondern auch für den nicht-vulkanischen Anteil frappiert. Ebenso eigentümlich ist das Fehlen von metamorphen Gesteinen wie Amphiboliten und Glimmerschiefern. Eindeutige Anhaltspunkte über genauere Transportweite und Herkunftsrichtung ergaben sich nicht, die Befunde lassen sich dahin deuten, daß das Material, abgesetzt in den Rand-Schelfregionen des Meeres, aus der Nähe kam, der Ursprung südlich gelegen, und die Verfrachtung sich vielleicht teilweise fast parallel zum Alpenstreichen vollzog. Teilweise scheint nördliche Herkunft nicht ganz ausgeschlossen. Weitere Auskünfte bezüglich des Ursprungs der Tav.-Gesteine liefern leider auch diese eingehenden Untersuchungen nicht.

#### Huttenlocher.

**Joh. Königsberger:** Granitintrusion und Klufftmineralien. (Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 8. 1928. 258—259.)

Das Gebiet der jungalpinen Granitintrusionen (Bergell, Adamello) ist sozusagen frei von alpinen Klufftmineralien; Intrusionsvorgänge können also die Klufftmineralbildung in nur sehr untergeordnetem Maße bedingen. KÖNIGSBERGER fand auf Alp Naravedra (V. Bondasca) in amphibolitischen Paragneisen auf Querklüften 2—3 mm dicke Desminbeläge und in den dioritischen Gneisen auf Plancanin 1—5 mm schmale Klüfte mit winzigen Quarzkristallen (also bei niederer Temperatur gebildete Mineralien). Die Klufftmineralbildung erfordert eben nicht nur Zufuhr aus der Tiefe, sondern eine gleichmäßige Durchwärmung und einen homogenen Spannungszustand, zu größeren Zerr- und Querklüften führend, welche Umstände sich offenbar nur ausgesprochen nördlich der Tonalelinie geltend machten. Außerdem findet man in der Fornogegend in unregelmäßigen Klüften und Hohlräumen auf Serpentin- und Kalksilikatfelsblöcken Granat, Diopsid, Epidot, Pennin, Calcit in  $\pm$  zertrümmerter Ausbildung, also in nicht postorogenetisch umkristallisierter Form, wie es im Binnental und in der Zermatter Gegend der Fall ist.

#### Huttenlocher.

**P. Pflughaupt:** Beiträge zur Petrographie des östlichen Aarmassivs. (Petrographisch-geologische Untersuchungen im Gebiet des Bristenstockes). (Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 7. 1927. 321—378.)

Die vorliegende Dissertation hat sich zur Aufgabe gestellt, die Beziehungen des zentralen Aargranites und seiner syenitischen und dioritischen Begleitgesteine zu der Schieferhülle in dem Gebiete um den Bristenstock



im Winkel zwischen Reuß und Maderanertal zu klären und den innigen Zusammenhang zwischen Quarzporphyren und carbonischen Ablagerungen am Tscharren nördlich des Oberalpstockes nachzugehen. Die geologisch-petrographischen Resultate sind auf einer Schwarz-Weißskizze kartographisch in 1: 50 000 niedergelegt, welche einen Teil der von diesem Gebiete bekannten Karte von JOH. KÖNIGSBERGER einnimmt; die neue kartographische Darstellung ist nun in Auffassung und Wiedergabe präziser. Die Gesamtergebnisse fügen sich völlig denen aus andern, besonders aus westlicheren Gebieten des Aarmassivs gewonnenen ein.

Der große Komplex der Sericitgneise KÖNIGSBERGER'S zwischen Erstfeldergneis und dem zentralen Aargranit ist nun aufgeteilt in eine nördlich gelegene Sericitgneis-(Schiefer-)Zone und in eine südlich sich anschließende nördliche Kontaktzone des Aargranites, letztere nicht ganz bis an die Quarzporphyr-Carbonzone Intschi-Bristenstäfeli reichend. Dies hat nur die Bedeutung einer annäherungsweise Gliederung dieses im einzelnen sehr heterogenen Komplexes. Für die Deutung dieser z. T. mehrfach metamorphen Gesteine boten die neuen Wasserzuleitungstollen für das Kraftwerk Amsteg eine höchst willkommene Gelegenheit.

Im allgemeinen nimmt die Kristallinität der schiefrigen Gesteine von sericitschiefrigen Gesteinstypen im N bis zu Biotitinjektionsgneisen im S am Granitkontakt zu, unter bunter Wechsellagerung von Amphiboliten, Glimmerschiefeln, gepreßten, z. T. feldspatisierten und pegmatitisierten Hornfelsen, Apliten, Quarzporphyren, Serpentin und Talkschiefeln. In der Nähe von Bristen durchörtert der Wasserstollen einen mitten in den Schiefeln aufsetzenden, extrem sauren Nebenstock des Zentral-Aargranites, der seinerseits noch von Quarzporphyren durchadert wird. Quarzporphyre sind die jüngsten Eruptivgesteine im Aarmassiv. Am Tscharren wechsellagern sie mit Tuffen (Ergüsse in und auf in Mulden abgelagerten carbonischen, z. T. anthrazitischen Tonschiefersedimenten). Die Tuffe enthalten Brocken von Granit, Porphyr, Aplit und Carbonschiefern; die Quarzporphyre sind wahrscheinlich permisch. Vom Tscharren zieht sich eine weitere Carbon-Quarzporphyr- und Tuffzone südlich des Bristenstockes nach SW, im oberen Etzlital auskeilend; sie ist wohl die Wurzelzone der Windgällenfalte.

Neues über den zentralen Aargranit ergab sich nicht; der Gufsyenit greift von S her noch in das Untersuchungsgebiet herein, er ist älter als der Granit, desgleichen verschiedene quarzdioritische Differenziate. In der Schieferhülle sind Einlagerungen von basischen Eruptiva jetzt in Form von Amphiboliten, Serpentin, Topfstein vorhanden; sie haben präcambrisches Alter.

**Huttenlocher.**

**A. Streckeisen:** Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden). (Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 8. 1928. 85—239.)

Der mittlere und östliche Teil der Bündner Alpen hat in den letzten Jahren sowohl durch die Arbeiten der Berner Geologenschule (Arbenz) als auch durch R. STAUB'S Arbeiten wertvolle Klärung in seiner Tektonik erfahren, die nicht nur von lokaler Bedeutung war, sondern die sich auch für

die weiter gespannten Räume der alpinen Decken bemerkbar machen mußten. Leider hat bis jetzt die petrographische Untersuchung nicht Schritt gehalten; als höchst willkommen muß es angesehen werden, wenn, wie die vorliegende Arbeit es tut, die Lücke in der petrographischen Forschung dieser Gebiete ausgefüllt wird. Die Dissertation von STRECKEISEN hat sich zur Aufgabe gestellt, aus der obersten Decke, welche in den Schweizer Alpen auftritt, aus der Silvrettadecke (Oberostalpin) das kristalline Grundgebirge auf Grund seiner heutigen mineralogischen, textuellen und strukturellen Beschaffenheit in seiner Entwicklung zu verfolgen. Feldbeobachtungen, mikroskopische und analytisch-chemische Untersuchungsmethoden sind dazu herangezogen worden. Die Resultate sind außer im Text in zahlreichen chemischen Tabellen (reich an Vergleichsanalysen auswärtiger Gesteine), mit guten Mikrophotos und einer farbigen geologisch-petrographischen Übersichtskarte in 1 : 50 000 niedergelegt.

Das Silvrettakristallin (mit dem östlich gelegenen Ötztaler Kristallin geochemisch zusammengehörig und wohl erst in einer späteren Nachphase in seiner Kopfreion durch letzteres überfahren) ist aus granitischen Gneisen, Schiefergneisen (Paragneisen) und Amphiboliten zusammengesetzt.

Die **Granitgneise** sind in der Hauptsache als grobflasrige, pegmatitisch aussehende Typen in einer großen Intrusionszone Flüela—Weißhorn—Sentishorn entwickelt. Ihnen gesellen sich aplitische und auch glimmerreiche (Aufschmelzungsmaterial) an die Seite. Gangefolgschaft ist spärlich, Lamprophyre fehlen sogar völlig. Die Flüelagranitgneise setzen gelegentlich in diskordantem Intrusivkontakt (Ob. Raduntäli und Flüelapaßgend) durch die Paragneise, häufiger aber sind Paralleleinlagerungen im Nebengestein mit ausgesprochenen Injektions- und Vermischungserscheinungen. Die Vermischung des an leichtflüchtigen Komponenten (viel Muscovit) reichen Flüelagranites mit dem sedimentogenen Material hat sich exogen und endogen geäußert. Die ganze sonst wenig abwechslungsreiche Differentiationsreihe der granitischen Gesteine ist wohl durch Resorption bedingt und äußert sich in Entwicklungstendenzen nach der Kalireihe. Endogen entstanden Plagioklasporphyroblasten und weiter weg vom Kontakt Andalusite. Alle flüelagranitischen Gesteine zeigen Umkristallisierungsstrukturen, entweder typisch granoblastisch (aplitisch-pegmatitische Fazies) oder Granulierung mit Sammelkristallisation (grobflasrige Granitgneise) bei stets gut entwickelter Paralleltexur; diese Metamorphose als Umkristallisation unter Streß und erhöhter Temperatur wird den Schlußphasen der hercynischen Faltung zugeschrieben und nicht der alpintertiären.

Das **Paragneis**areal beidseitig des Flüelabaches und östlich bis ins Vereinaltal umfaßt Biotitschiefergneise, Biotitfleckengneise, Feldspatknötengneise, Staurolithschiefergneise und -glimmerschiefer, Granatgneise und -glimmerschiefer und endlich Quarzitgneise. Von den Quarzitgneisen abgesehen, handelt es sich also um ausgesprochen tonige metamorphe Sedimente, kalkreiche Bildungen fehlen fast ganz. Der großenteils chemisch deutlich zum Ausdruck kommende Tonerdeüberschuß

(20—30 Molwerte nach NIGGLI) steht in Übereinstimmung mit dem Auftreten von Sillimanit, Andalusit, Disthen, Cordierit und Staurolith. Die Biotitschiefergneise (Biotit und Muscovit enthaltend) können durch nachträgliche Sammelkristallisation in Fleckengneise mit Biotitporphyroblasten übergehen. In den Feldspatknotengneisen sind ausnahmslos Plagioklase, oft mit inverser Zonenstruktur, Kern 15—18, Hülle 22—25 % An, als Porphyroblasten zur Ausbildung gelangt. Die Verfeldspatung der Biotit- und Staurolithschiefergneise wird der Kontaktwirkung granitischer Magmen zugeschrieben und mit den Verhältnissen des Stavanger Gebietes verglichen. Die Staurolithschiefergneise werden infolge ihrer gleichzeitigen Führung von Andalusit, Sillimanit und Disthen als Ungleichgewichtsgesteine bezeichnet. Dabei wird Sillimanit als Umwandlungsprodukt von Biotit angesehen. Andalusit und Disthen zeigen keine Beziehungen zueinander, da sie nicht nebeneinander vorkommen und verschiedenen Bildungszeiten entstammen. Ähnlich verhält es sich bezüglich der Assoziation Staurolith-Andalusit. Staurolith zusammen mit Disthen und Granat sind Streßminerale, gebildet in einer späteren Phase, welcher eine erste, hauptsächlich Glimmerzüge entwickelnde vorausging. Eine dritte (magmatische Intrusion der flüelagranitischen Magmen mit Injektionserscheinungen) erzeugte Andalusit und sauren Plagioklas unter teilweiser Aufzehrung von Staurolith, von Sillimanit und Disthen, Bildung von etwas Turmalin, Pinitisierung des instabil gewordenen Stauroliths. Granatgneise, sich an Staurolithschiefergneise anschließend, sind stets den Amphiboliten eingelagert. Entweder sind sie durch gabbroide Eruptiva (jetzt Amphibolite) kontaktlich zu granatführenden Gesteinen geworden oder sie entsprechen Derivaten von Zwischengliedern toniger und mergeliger Sedimente.

Groß ist die Mannigfaltigkeit der den Paragneisen konkordant eingelagerten **Amphibolite**. Am verbreitetsten sind Feldspatamphibolite, entweder granoblastisch oder mit Hornblendeporphyroblasten ausgebildet; auch als Knotenamphibolite (Ab-reiche Feldspatporphyroblasten) entwickelte Typen treten auf. Außerdem stellen sich ein Epidotamphibolite, Granat-amphibolite, Eklogitamphibolite (Granat + mikrodiablastisches Gewebe von Hornblende und Plagioklas). Gelegentlich finden sich noch Biotitamphibolite und Strahlsteinschiefer vor. Nicht die chemische Übereinstimmung verschiedener Amphibolite mit bestimmten Magmentypen ist für den Autor maßgebend, in ihnen metamorphe Eruptivgesteine zu erblicken, sondern für die Entscheidung über den Ursprung der Amphibolite waren geologische Lagerung, Verbandsverhältnisse, Begleitgesteine, Mineralbestand, Struktur und Textur maßgebend. Der Chemismus deutet auf gabbroid-dioritische, normalgabbroide und vereinzelt auf peridotitische Magmen der typisch pazifischen Differentiation hin. Die Umbildung der ursprünglich basischen Gesteine zu einer Amphibolitfazies wird einer konstruktiven Dislokationsmetamorphose, die spätestens zu Beginn der herzynischen Faltung stattgefunden habe, zugeschrieben. Eine spätere Umbildung der Amphibolite versuchte eine Glimmerschieferfazies herauszubilden (Entstehung Ab-reicher Plagioklasporphyroblasten durch Na-Zufuhr flüelagranitischer Intrusionen und Epidotbildung



in der thermalen Nachphase). Im Gefolge der alpinen Faltung bildet sich an tektonisch beanspruchten Stellen Calcit, Epidot und Zoisit und bildeten sich Risse, die sich zu alpinen Mineralklüften auffüllten.

Außer den Flüelagranitgneisen durchsetzt das Paragneis- und Amphibolitsubstratum noch eine andere Granitmasse: diejenige des Mönchalpgranites, ein grobkörniger, im allgemeinen richtungsloser Biotitgranit. Für diesen Granit sind viele Schiefereneinschlüsse und Lamprophyre charakteristisch. Chemisch gehören die mönchalpgranitischen Gesteine wohl zur Serie der flüelagranitischen Intrusionen. STRECKEISEN vermutet aber gegenüber letzterwähnten ein etwas höheres Alter.

Interessant sind **Diabasgänge**, die infolge ihres geologischen Auftretens als die jüngsten Eruptivgesteine angesehen werden müssen und zu den mesozoischen Ophiolithen gerechnet werden. Ophitische Struktur, ganz geringe mechanische Beeinflussung ist für sie bezeichnend.

Kommt im großen und ganzen die alpine Metamorphose in den Silvretta-gesteinen nur in relativ geringem Maße zum Ausdruck, so macht sie sich an der Basis der Decke in einer intensiven Verschuppungszone kräftig geltend. Die dort auftretenden verschiedenen Gesteine, zu unter- und oberostalpinen Deckenelementen gehörig, werden in einer „Basalschuppe“ mit sehr intensiver Mylonitisierung zusammengefaßt.

**Huttenlocher.**

**H. P. Cornelius:** Über Vorkommen von Helsinkit im Albula-massiv. (Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 7. 1927. 28—31.)

Den durch LAITAKARI und MÄKINEN von Finnland her bekannten Vorkommen dieses primär hauptsächlich Albit und Epidot führenden Gesteins gegenüber erwähnt der Autor verschiedene entsprechende Funde aus dem Albulamassiv. (Piz Mulir bei Preda 2 Gänge von je 6—8 m Mächtigkeit, ferner im Schutt aus der Val Suvretta da Samaden.) Die Albulahelsinkite sind quarzführend, sie sind auch dunkelrot gefleckt wie die nordischen (fein verteilte Ferrite). Die Albulaquarzhelsinkite sind ebenfalls primäre Gesteine, Erstarrungsprodukte von magmatischen Restlösungen, pegmatitischen Charakters.

**Huttenlocher.**

**C. G. S. Sandberg:** Recent Volcanic Eruptions in the Central Alpine, so-called „Hercynian“ Zone. (Geol. Mag. Nr. 63. 1926. 460 bis 478.)

Die Eruptivgesteine der Zentralmassive der Alpen werden allgemein für hercynischen Alters gehalten, d. h. sie sollen in prätriassischer Zeit erstarrt sein. E. WEINSCHENK (bis zu seinem Tode) und unabhängig von ihm Verf. (seit 1905) haben diese Ansicht bekämpft und waren der Ansicht, daß diese Granite wie die übrigen alpinen Eruptiva tertiären Alters sind, d. h. dem Zeitalter der alpinen Orogenese angehören. Die einzigen Granitmassive und verwandten Eruptiva in den Westalpen, denen man seit 1913 tertiäres Alter eingeräumt hatte, sind das Bergeller (Bregaglia) und Biella—Travestella-Gebiet.

1921 beschrieb E. HUGI einige sehr bemerkenswerte Beispiele von „Magma-Metamorphose“ (= Kontakt-Metamorphose), aus denen HUGI nach dem Verf. jedoch nicht die richtigen Schlußfolgerungen zog. Nach dem Verf. bieten diese Beobachtungen HUGI's einen neuen Beweis für postjurassisches Alter der sog. „Hercynischen Granite“.

Beim Besuch der in Frage kommenden Gebiete im Jahre 1926 fand Verf. neue Aufschlüsse zwischen Sembrancher und Col des Planches und um Vence, die einige seiner früheren Anschauungen änderten, jedoch ihn in seiner Auffassung postliassischer „Magma-Metamorphose“ bestärkten. Mikroskopische Untersuchungen des triassischen Quarzites bewiesen diese seine Annahme: die Erstarrungsprodukte, aus denen die Zentralgranite und zugehörigen Gesteine bestehen, waren in posttriassischer und postliassischer Zeit noch flüssig.

Weitere Beweise versucht Verf. aus den Verhältnissen jenseits des Rhonetales in der Diableret-Gruppe zu konstruieren. Die Tatsache, daß vor den Bergstürzen von 1714 und 1749 unterirdische Bodengeräusche zu hören waren, sowie ein alter Bericht (A. CERESOLE), wonach kanonenschußartige Geräusche, Rauch und Flammerscheinungen den Bergsturz in den Diablerets begleiteten (Après cela on vit sortir du sommet de la montagne, qui était fort haut, une fumée épaisse, qui fut suivie d'une grande flamme) genügen ihm als Beweise [? Ref.] für noch tätigen Vulkanismus. Unmittelbar nördlich des Zentralgranitgebietes und diesem parallel verlaufend finden sich Ablagerungen rezenter Tuffe und Laven, die sog. Taveyannaz-Serien, sich von Diablerets bis in die Nähe von Vättis, etwa 170 km weit, erstreckend, die Verf. für die Produkte solcher jugendlichen Ausbrüche hält.

Außer den Diablerets und dem Cirque de Luan hält Verf. die Blümlisalp und den Mont Catogne für in jüngster Zeit noch tätig gewesene Vulkane, wie die „an die Zerstörung von Sodom und Gomorra“ erinnernden Legenden der Anwohner bezeugen. Für den Mont Catogne sind die entsprechenden Lockerprodukte noch nicht gefunden worden, aber der Gipfel des Berges hat noch das Aussehen eines Kraters.

H. P. T. Rohleder.

### Böhmisches Massiv und ihre Randgebiete.

**A. Köhler:** Zur Kenntnis der Ganggesteine im niederösterreichischen Waldviertel. (TSCHERM. Mitt. 39. 1928. 125—203. Mit 7 Abb., 1 Kartenskizze u. 1 Taf.)

Nach einem kurzen Überblick über die geologische Struktur des niederösterreichischen Waldviertels gibt die Arbeit eine eingehende petrographische Beschreibung der bekannten bunten Ganggesteinsgesellschaft von Persenbeug, der Loja und des Ispertaletales. Die noch sehr ungenügend bekannten chemischen Verhältnisse erfahren weitgehende Aufhellung durch eine Reihe neuer Analysen des Verf.'s, die im folgenden zusammengestellt seien, und ihre kritische Diskussion.

1. Syenitporphyrtiger Glimmer-Dioritporphyrit von Reith.
2. Quarz-Syenitporphyr aus der Loja.

3. Dioritporphyrit aus der Loja.

4. Pilitkersantit aus der Loja.

5. Hornblendedioritporphyrit („Nadeldiorit“) aus dem Ispertal.

Gewichtsprozent.					
	1.	2.	3.	4.	5.
Sp.G. . . . .	2,707	2,645	2,710	2,79	2,702
SiO <sub>2</sub> . . . . .	64,95	70,40	66,39	58,41	64,73
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,84	0,26	0,42	1,08	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15,92	14,36	15,41	15,24	16,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,98	0,90	0,84	1,04	1,30
FeO . . . . .	3,15	1,99	2,65	4,70	2,70
MnO . . . . .	0,06	0,04	0,05	0,10	0,05
MgO . . . . .	1,92	0,23	1,46	5,88	2,52
CaO . . . . .	3,07	1,26	2,62	4,85	4,75
BaO . . . . .	0,18	0,17	0,09	0,09	0,04
K <sub>2</sub> O . . . . .	5,09	3,82	5,25	4,45	3,46
Na <sub>2</sub> O + . . . . .	3,33	6,32	3,59	2,65	2,02
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,57	0,39	0,90	1,29	1,86
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,09	0,03	0,17	0,37	0,14
		CO <sub>2</sub> 0,16			CO <sub>2</sub> 0,08
S. . . . .	0,04	Sp.	0,03	0,07	0,03
Summe	100,19	100,33	99,87	100,22	100,13

NIGGLI'sche Parameter:					
	1.	2.	3.	4.	5.
al . . . . .	36,7	41,6	38,1	27,0	36,6
fm . . . . .	24,7	13,4	21,3	40,9	26,6
c . . . . .	13,2	6,9	11,9	15,8	19,3
alk . . . . .	25,4	38,1	28,7	16,3	17,5
si . . . . .	254	346	278	176	244
si' . . . . .	202	252	215	165	170
qz . . . . .	52	94	63	11	74
k . . . . .	0,50	0,52	0,49	0,53	0,28
mg . . . . .	0,46	0,13	0,43	0,65	0,53
ξ . . . . .	62	79,5	67	43,5	54
η . . . . .	50	48,5	50	43	56
ζ . . . . .	38,5	45	40,5	32	37

G. Fischer.

**H. V. Graber:** Fortschritte der geologischen und petrographischen Untersuchungen am hercynischen Donaubruch. (Sitz.-Ber. Ak. d. Wiss. Wien 1928. 137. 6. H. 363—381.)

Die Arbeit gibt einen zusammenhängenden Bericht über die Auffassung der metamorphen Gesteinsgesellschaft im Bereich zwischen Passau und Linz.



Wesentlich neu und eines weiteren Ausbaues wert erscheinen dem Referenten die Mitteilungen des Verf.'s über Kristalloblastese in Diaphthoriten und Myloniten der hercynisch gerichteten Störungen, so soll in einigen Fällen auch Granat hier neukristallisiert sein. [Ich möchte diese Angaben noch ergänzen durch die bisher unveröffentlichte Mitteilung, daß in dem Pfahlschiefer des bayerischen Pfahles in kleinen mit Quarz gefüllten Klüftchen auch Neubildung von Biotit von mir beobachtet wurde.] **G. Fischer.**

**Rudolf Ostadal:** Petrographisches aus dem nordwestlichen Teil des niederösterreichischen Waldviertels. (Verh. geol. B.-A. Wien 1928. 185—204.)

Die Arbeit bietet eine petrographische und chemische Ergänzung zu der in den Verh. d. geol. B.-A. 1925 Nr. 8 erschienenen Studie des Verf.'s: „Zur Tektonik des Granits im nordwestlichen Teil des Waldviertels.“ [R. f. ds. Jb. 1926. II. A. 369—370.]

Es werden beschrieben:

Grobkörniger Granit und Porphygranit des Eibenstein-, Grillenstein-, Hoheneicher Gebietes; Zweiglimmergranit, feinkörniger Granit aus der Gegend von Schrems; mittelkörniger und feinkörniger Quarz-Hornblende-Biotitdiorit, Dioritpegmatit von Gebharts. Porphygranit und Zweiglimmergranit werden als schlierig differenzierte gleichalterige Körper aufgefaßt. Die feinkörnigen Granite und Diorite sollen jüngeres Alter besitzen und selbst als Differentiate eines Magmas entstanden sein. Die folgende Tabelle gibt Analysen von Dipl.-Ing. FR. ULLSPERGER wieder.

1. Grobkörniger Zweiglimmergranit Grillenstein.
2. Feinkörniger Granit Schrems.
3. Mittelkörniger Quarz-Hornblende-Biotit-Diorit- Gebharts.

	1.		2.		3.	
	Gew.-%	Mol.-%	Gew.-%	Mol.-%	Gew.-%	Mol.-%
SiO <sub>2</sub> . . . . .	71,2	78,6	69,8	76,6	58,3	63,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16,7	10,9	17,5	11,3	16,3	10,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,3	1,9	2,3	1,9	9,0	7,4
MgO . . . . .	0,3	0,5	0,5	0,8	4,3	7,0
CaO . . . . .	0,8	1,0	1,9	2,3	5,0	5,8
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,8	3,0	3,8	4,1	3,5	3,7
K <sub>2</sub> O . . . . .	5,8	4,1	4,3	3,0	3,4	2,4
Summe	99,9		100,1		99,8	

**G. Fischer.**

**L. Kölbl:** Die Tektonik des Grenzgebietes zwischen West- und Ostsudeten. (Sitzber. Ak. d. W. Wien. 1927. 136. 231 bis 254. Mit 2 Textfig.)

Das Spieglitzer und Glatzer Schneegebirge bildet nach dem Verf. eine moldanubische Deckscholle über dem NW—SO streichenden „lugischen Bau“ des Adler- und Habelschwerdter Gebirges im W und dem silesischen Gebirge



Beim Vergleiche dieser Analysen mit älteren dieser Gesteine fällt auf, daß den früheren Untersuchungen Gesteine zugrunde lagen, aus denen größere Mengen von CaO und von Alkalien bereits ausgelaugt waren. Dadurch erklärt sich der hohe Kieselsäuregehalt in den älteren Analysen.

**Chudoba.**

**A. Marchet:** IV. Die chemische Zusammensetzung des Diallagamphibolits vom mittleren Kamptal. (TSCHERM. Mitt. 39. 1928. 35—44. Mit 1 Abb. im Text.)

Unstimmigkeiten bei der Berechnung des Mineralbestandes des von GRENGG analysierten Diallagamphibolits vom mittleren Kamptal (TSCHERM. Mitt. 36. 1924. 229) gaben den Anlaß zu einer Wiederholung der Analyse durch Herrn H. SCHUMANN.

	Gew.-%	10 000 Mol.-Quot.		
SiO <sub>2</sub> . . . . .	45,99	7627	si . . . . .	99
TiO <sub>2</sub> . . . . .	2,66	332	ti . . . . .	4,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14,21	1390	al . . . . .	18,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,51	157	—	—
FeO . . . . .	10,98	1528	fm . . . . .	50,1
MnO . . . . .	0,26	37	—	—
MgO . . . . .	7,96	1974	—	—
CaO . . . . .	11,29	2013	c . . . . .	26,1
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,55	411	} alk . . . . .	5,8
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,33	35		
H <sub>2</sub> O + 110 . . . . .	0,61	339	h . . . . .	4,4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,18	13	k . . . . .	0,09
S . . . . .	0,12	37	mg . . . . .	0,51
BaO . . . . .	Spur	—	—	—
— O für S . . . . .	0,04	—	—	—
Summe . . . . .	99,61			

Gew.-Verl. bei 110, 0,12, Spez. Gew. nach GRENGG 3,18.

Der chemische Befund wird zu einer Berechnung des Mineralbestandes benutzt, die zu einer befriedigenden Übereinstimmung mit den im Dünnschliff ausgemessenen Werten führt. Die Auswertung der Analyse ergibt gabbroide Zusammensetzung des Diallagamphibolits. Der niedrige Wassergehalt verweist auf innere Beziehungen zum benachbarten Granulit.

**G. Fischer.****Ostalpen.**

**F. Angel und W. Schenk:** Chemisch-petrographische Studien über den Gleinalmkern. (TSCHERM. Mitt. 39. 1928. 8—27. Mit 5 Abb. im Text.)

Die Arbeit bringt eine Reihe neuer quantitativer Analysen von Herrn SCHENK, die allen heute gebräuchlichen Berechnungsmethoden von BECKE, NIGGLI, OSANN und HOMMEL unterzogen worden sind, auch ein Vergleich



mit den Ergebnissen quantitativer optischer Analyse nach ROSIWAŁ ist durchgeführt.

Die Analysen selbst umfassen:

1. Mikroklingranit vom Mittleren Fensteralpen-Humpelgraben. (Quarz, Feldspate, Muscovit, Biotit.) Massig, etwas kataklastisch, Spuren von Blastese.
2. Gneisgranit Nr. 27, Zeltwegausgang ins Weitental. (Gemengt, wie oben, Textur angedeutet schiefrig, Struktur wie oben, stärker zerbrochen.)
3. Granodiorit mit Gelbquarz Nr. 11. Staringgrabeneingang. (Feinkörnig, massig, Struktur wie oben. Ockergelber Quarz, Feldspat, Biotit.)
4. Granodiorit Nr. 23, Lainsach, nördlich vom Schneider. (Angedeutet schiefrig, Struktur wie oben, Quarz, Feldspat, reichlich Biotit.)
5. Quarzglimmerdiorit Nr. 35, Lammkogel. (Feinkörnig, massig, Struktur wie oben, Biotit, Feldspate, Quarz.)
6. Aplit Nr. 54, Kreuzsattel—Lammalpe. (Sehr feinkörnig, massig, Struktur wie oben, helle Gemengteile + wenig hellroter Granat und schwarzgrüne Hornblende.)
7. Granodioritaplit Nr. 48, Eibelkogel—Lammalpe. (Sehr feinkörnig, massig, Struktur wie oben, helle Gemengteile, daneben wenig Biotit.)
8. Pegmatit Nr. 64, Vordere Stagg. (Grobkörnig, kataklastisch schiefrig, Quarz, Muscovit und Feldspat.)
9. Augengneis Nr. 77, aus dem Hauptzug zwischen Hoyer und Gleinalmschutzhaus. (Schiefrig, blastisch, Mikroklinaugen mit Myrmekit-säumen in einem Grundgewebe aus Quarz, Feldspat, Muscovit [wenig], Biotit.)
10. Granodioritgneis Nr. 42, Hauenstein—Bussardkogel. (Schiefrig bis mittelkörnig, blastisch, Feldspat, Quarz, Muscovit und Biotit.)

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	71,62	73,05	76,95	65,89	67,75
TiO <sub>2</sub> . . . . .	—	Spur	0,15	0,57	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15,41	13,86	12,20	13,72	13,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,65	0,47	0,61	1,51	1,64
FeO . . . . .	1,60	1,66	1,67	4,39	3,97
MnO . . . . .	Spur	—	Spur	Spur	Spur
MgO . . . . .	0,73	0,34	0,40	2,36	1,42
CaO . . . . .	1,84	1,19	1,50	3,50	4,30
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,27	4,18	5,05	4,26	4,81
K <sub>2</sub> O . . . . .	4,11	4,66	1,23	2,37	1,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,31	0,14	0,05	0,73	0,73
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	Spur	Spur	—
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,87	0,57	0,61	1,05	0,21
H <sub>2</sub> O . . . . .	—	—	0,03	0,24	—
Summe . . . . .	100,41	100,12	100,45	100,59	100,31
Spez. Gew. . . . .	2,652	2,649	2,658	2,758	2,788

	6.	7.	8.	9.	10.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	76,88	78,24	75,36	68,65	64,98
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,24	0,12	—	0,53	0,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	11,50	12,09	14,89	14,21	15,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,09	0,76	0,76	1,03	1,05
FeO . . . . .	1,81	—	—	3,58	5,07
MnO . . . . .	—	—	—	Spur	0,09
MgO . . . . .	0,73	0,31	0,34	0,95	1,47
CaO . . . . .	2,50	1,67	1,32	1,94	4,00
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,76	5,21	4,34	2,77	3,77
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,49	1,09	2,76	5,33	1,89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,24	Spur	Spur	0,77	0,22
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	Spur	—	—	0,97
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,21	0,57	0,54	0,82	0,79
H <sub>2</sub> O . . . . .	—	0,20	0,13	—	—
Summe . . . . .	100,45	100,26	100,44	100,58	100,31
Spez. Gew. . . . .	2,813	2,661	2,640	2,699	2,767

Das Ergebnis der chemischen Studie ist folgendes: Die Kernmagmentwicklung in der Gleinalm ist pazifischer Natur. Sie reicht vom Alaskitmittel über das Granitmittel zum Granodioritmittel, basischere Formen wurden nicht aufgefunden. Das Ganggefüge gehört zur Gruppe der Granodioritaplite. Der Hauptaugengneiszug weicht in chemischer Hinsicht von den anderen Gesteinen erheblich ab.

G. Fischer.

**A. Kleslinger:** Geologie und Petrographie der Korralpe. V. Marmorvorkommen im Bereich des Kartenblattes Deutschlandsberg—Wolfsberg. (Sitzber. Ak. d. W. Wien. 137. 1928. 2. H. 101—111. Mit 1 Textfig.)

Es handelt sich analog zu den früher vom Verf. schon beschriebenen Gesteinen von Blatt Unterdrauburg um gebänderte körnige Kalke mit reichlichen pegmatitischen Injektionen sowohl auf den S- wie Qu-Flächen. Am Kontakt finden sich schmale Zonen von Kalksilikaten. Besondere Erwähnung verdienen die Marmore des Waldensteintales, die durch Erzlösungen metasomatisch in Spateisen, Ankerit und Eisenglimmer umgewandelt sind. An Mineralien werden aus den pegmatitisch injizierten Kalken vom Verf. aufgeführt: Phlogopit, Quarz, Kalifeldspat (mit geringer Natronbeimengung), Beryll, Pyroxen, Almandin, Graphit, Titanit, Biotit, Skapolith, Zoisit, Plagioklas, ? Magnetkies, Apatit, Turmalin, Muscovit, Salit.

G. Fischer.

**A. Kleslinger:** Geologie und Petrographie der Korralpe. VII. Eklogite und Amphibolite. (Sitzber. Ak. d. W. Wien. 137. 7. H. 401—453. Mit 2 Taf. u. 8 Textfig. u. einem Anhang von K. FABICH.)

Die Arbeit bringt eine petrographische und geologische Beschreibung der Eklogite und ihrer Verwandten aus der Korralpe. Sehr dankenswerter

Weise wendet sich Verf. gegen eine allzu „quantitative“, die Ungleichmäßigkeit des Materials nicht genügend berücksichtigende Forschungsweise. Ebenso erfreulich ist es, daß er gegenüber chemischen Spekulationen und petrographischer Handstücksystematik die geologischen Zusammenhänge in den Vordergrund aller seiner Betrachtungen stellt.

In der Sache kommt er zu einer Unterteilung der Eklogitgesteine (reine Eklogite spielen in der Koralpe keine Rolle) in Eklogitamphibolite und Diallageklogit-Gabbros.

Der Werdegang der ersteren ist folgender: Durch In- oder vielleicht auch Extrusion wurden dünne plattenförmige basische Massen einem Paragesteinskomples eingeschaltet, ähnlich paläozoischen Diabasen oder Schalesteinen. Diese Schieferserie ist ident mit der „Brettsteingruppe“ aus den niederen Tauern und der Saualpe. Diese stratigraphische Gebundenheit spricht für genetische Zusammengehörigkeit aller in dieser Serie auftretenden Eklogite und Amphibolite.

Die älteste noch feststellbare Metamorphose ist eine Umprägung in Eklogitfazies gewesen (Omphazit + Granat  $\pm$  primäre Hornblende). Eine erste rückschreitende Metamorphose führte zum Zerfall der Omphazite in ein symplektitisches Gemenge von ? Diopsid + saurem Plagioklas.

Dann erfolgte eine Injektion von aplitisch-pegmatitischen Teilschmelzen, die wahrscheinlich über längere geologische Zeiten hinweg sich wiederholte. Erst nach diesen Vorgängen setzte eine energische Diaphthorese namentlich der Außenzonen der Eklogitamphibolite ein unter Umwandlung in Amphibolite und Grünschiefer. Diese Diaphthorite sind an bestimmte tektonische Zonen gebunden (Südrand der Koralpe, Südrand des Posruckkristallins etc.), die Zuteilung dieser mineralfaziellen Umwandlung zu ganz bestimmten, auch zeitlich definierbaren tektonischen Geschehnissen kann demnach nur eine Frage der Zeit sein.

Im Kern größerer Eklogitamphibolitmassen findet sich in der Koralpe nicht selten ein Gestein, das Verf. als „Diallageklogitgabbro“ benennt, um damit auszudrücken, daß es nach all seinen Eigenschaften zwischen einem Gabbro und Eklogit steht. Aller Wahrscheinlichkeit nach handelt es sich um Körper, die auf dem Wege zur Umwandlung in einen kristallinen Schiefer halbwegs stecken geblieben sind. Nach Ausweis der beigegebenen Analysen kann es sich allerdings nicht um das den Eklogiten entsprechende Orthogestein gehandelt haben, sondern um ein hiervon deutlich unterschiedenes gabbroides Differentiat.

In systematischer Hinsicht interessant ist noch das Vorkommen von Gesteinen aus Omphacit, Granat und Quarz, die Verf. als Para-Eklogite auffaßt.

Die beiden folgenden Analysen von O. HACKL und K. FABICH stammen (I) von einem Eklogitamphibolit vom Mautnereck und (II) von einem Diallageklogit vom Hollbauer, Wielfresen. Die analytischen Ergebnisse von Nr. I sind auch durch eine optische Gesteinsanalyse kontrolliert.



	I.		II.	
	Gew.-%	Mol.-Quot.	Gew.-%	Mol.-Quot.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	52,51	871	48,53	805
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,62	20	0,32	4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,16	1	Spur	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,70	134	21,73	213
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,24	28	1,32	17
FeO . . . . .	7,91	110	2,70	38
MnO . . . . .	0,07	1	0,01	—
MgO . . . . .	7,49	186	6,28	156
CaO . . . . .	10,24	183	15,65	279
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	Spur	—	0,10	—
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,19	51	2,06	33
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,53	6	0,35	4
Ges. H <sub>2</sub> O . . . . .	0,36	48	0,60	33
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,14	3	0,09	2
S . . . . .	0,10	3	0,05	—
Summe . . . . .	100,76	—	99,79	—

## Tetraeder-Zahlen

	I.	II.
si. . . . .	124,5	109
al . . . . .	19	29
fm . . . . .	46,5	28,5
c . . . . .	26	38
alk . . . . .	8	5
ξ . . . . .	27	34
ζ . . . . .	34	43
η . . . . .	45	67
σ . . . . .	3,354	3,274

## G. Fischer.

**A. Kieslinger:** Geologie und Petrographie der Koralpe. VIII. Paragesteine. (Sitzber. Ak. d. W. Wien. 137. 1928. 7. H. 455—480. Mit 3 Taf. u. 2 Textfig.)

Die Paragesteine der Koralpe sind durch Injektionen sowie durch mehrfache zeitlich aufeinanderfolgende Metamorphosen tiefgreifend umgewandelt. Durch den großen Einfluß, den die metamorphe Fazies auf den Habitus der Gesteine ausübt und andererseits durch die innigen Beziehungen, die zwischen metamorpher Fazies und Tektonik bestehen, sieht sich Verf. veranlaßt, die Paragesteine nach 3 Gesichtspunkten einzuteilen, a) stratigraphisch, b) tektonisch, c) petrographisch. Die zusammengehörigen Gesteinseinheiten im ersteren Sinn werden von ihm als „Gruppe“, die zweiten als „Serie“, die dritten als „Zone“ bezeichnet.

Im übrigen bringt die Arbeit eine Schilderung der mannigfaltigen tektonischen und Kristallisationsgeschichte der Koralpengesteine. Es wird

unterschieden zwischen einer „Koralpenkristallisation“, die mit lebhaften Injektionen verknüpft war, und verschiedenen diaphthoritischen Phasen, die mit der alpinen Orogenese zusammenhängen dürften. Ein kritischer Vergleich der gesamten Ergebnisse im Koralpengebiet mit dem von ANGEL und HERITSCH untersuchten steirischen Kristallin wird angekündigt (siehe das folgende Referat).

G. Fischer.

**A. Kieslinger:** Geologie und Petrographie der Koralpe. IX. Der Bau der Koralpe und seine Beziehungen zu den Nachbargebieten. (Sitzber. d. Ak. d. W. Wien. 137. 7. H. 491—532. Mit 1 Taf. u. 6 Textfig.)

Die Koralpe ist ein altkristalliner Rest, der mit verdrehtem Streichen, randlich vergrust und diaphthoritisert im alpinen Faltenbau steckt, ähnlich einem reliktschen „Augenfeldspat“ im jüngeren Parallelgefüge eines kristallinen Schiefers.

Der interne tektonische Bau der Koralpe zeigt einen isoklinalen Falten- und Schuppenbau mit nach SO gerichteter Bewegungstendenz. Der Baustoff befand sich bei der Faltung bereits in metamorpher Prägung (geschlossen aus Relikten von Granatglimmerschiefern mit rotierten Porphyroblasten). Mit der Faltung und diese überdauernd setzte eine lebhaft pegmatitische Durchaderung ein, die von einer Magmenmasse in der Tiefe und im S ausging, es klingt demnach die Injektion nach N und oben aus. Die im Verlauf der magmatischen Durchtränkung erworbene metamorphe Fazies steht etwa an der Grenze der 2. und 3. Tiefenstufe. Es sind vielfach Analogien mit dem Dach des Moldanubicums vorhanden, wie es vom Ref. in den Glimmergneisen und Glimmerschiefern des Künischen Gebirges untersucht worden ist. (Dies. Jb. Beil.-Bd. LX. A.) In beiden Fällen fehlt infolge einer alten, tiefgreifenden Abtragung der Übergang dieses Komplexes injizierter Schiefer in einen injektionsfreien Schieferhof. Die Phyllite der „Drautal-synklinale“, die zweifelsfreies Paläozoicum umfassen, können jedenfalls nicht in diese Beziehung zu den Koralpengesteinen gebracht werden. Sie stellen vielmehr einen jüngeren Komplex dar, der erst nach Abschluß der Injektionen dem Koralpengebiet angegliedert wurde. — Die alpine Tektonik hat die Koralpe mit von S nach N gerichteten Bewegungen erfaßt und so vermittels einer großen Diaphthoritzone auf die ursprünglich mit ihr organisch zusammenhängende Stubalpe überschoben, während ihre eigene Süd-, West- und Ostgrenze wie auch ihr Dach selbst eine ebensolche Bewegungszone ist, die den Koralpenkern lidartig umgibt und zu weitreichenden Abscherungen der ursprünglich hangenden und südlich angrenzenden Gesteinsmassen benutzt wurde. Korrelat zu diesen Abscherungen ist eine Umstauung der ursprünglich NW—SO streichenden Koralpenfaltenzüge in die alpine O—W-Richtung, die in den randlichen Teilen zu einer merkwürdigen Faltenvergitterung geführt hat.

Das Alter der nach SO gerichteten Faltung in der Koralpe wird mit verschiedenen Wahrscheinlichkeitsgründen als mindestens präsilurisch angesetzt, allerdings sollen während der variskischen Orogenese sich noch gleichsinnige,

wenn auch viel schwächere Bewegungen vollzogen haben. Nach der alpinen Faltung, deren Wirkungen schon oben gewürdigt wurden, haben sich noch Bewegungen an bestimmten tektonischen Linien abgespielt, die in ihrer Gesamtheit zu einer Heraushebung des heutigen Koralpenblockes geführt haben. Eine Zerlegung der alpinen und jüngeren Bewegungen und zeitliche Eingliederung wird unter Bezugnahme auf die cretacischen und tertiären Sedimente in der Umrahmung der Koralpe und der übrigen Teile des steirischen Kristallins versucht. Die Gesteinsgesellschaft in der Koralpe wird vom Verf. in zwei Gruppen zerlegt, 1. die Koralpengruppe, 2. die Brettsteingruppe, die stratigraphische Bedeutung besitzen, wenn auch ihre Altersfolge nicht mit Sicherheit ermittelt werden kann. Die erstere umfaßt Schiefergneise und Pegmatitgneise ohne Kalk- oder sonstige abweichende Schichteinlagerungen. In der zweiten Gruppe setzt sich dieselbe kalkarme Paraserie zunächst fort, wobei die Intensität der magmatischen Durchtränkung nachläßt. Gegen das Hangende schalten sich Quarzitschiefer, Kalke und Eklogit-amphibolite in mehreren parallelen Bändern ein. Diese Gesteinsgesellschaft ist dieselbe, die schon aus den niederen Tauern, aus den „Brettsteinzügen“ bekannt ist. Diese „Gruppe“ scheint im gesamten Altkristallin der Ostalpen eine große Verbreitung zu besitzen.

G. Fischer.

**A. Marchet:** Der Chemismus der Eruptivgesteine von Gleichenberg. (Zs. f. Kristallogr. 66. 3. u. 4. H. 2 p.)

Vorläufige Mitteilung über die wichtige Untersuchung des Chemismus der ältermiocänen Eruptivgesteine von Gleichenberg, deren geologisches Auftreten vom Referenten eingehend beschrieben wurde. MARCHET stellt nunmehr auf exaktem Wege die Mittelstellung der Gleichenberger Eruptiva zwischen atlantischem und pazifischem Magma fest, wie es der Referent gegenüber der Auffassung von ANGEL, welche hier rein pazifische Laven angenommen hatte. Die Andesite weichen nach MARCHET von den typischen Andesiten und Dioriten ab und zeigen Beziehungen zu den Latiten. Der Trachyt habe die Zusammensetzung eines kieselsäurereichen, normal-syenitischen Magmas, der Liparit zeige Übereinstimmung mit einem engadinischen Magma.

A. Winkler.

**F. Angel und A. Rusch:** Chemisch-petrographische Untersuchungen an Gesteinen der Stubalpe (Steiermark). (TSCHERMAK's Mineral. u. Petrogr. Mitt. 39. 1928. 255—303. Mit 1 Textfig.)

Im engsten Anschluß an die petrographischen Erkenntnisse der Gleinalpengesteine wurden Untersuchungen im Stubalpengebiet gemacht.

Von „sauren Massengesteinsabkömmlingen“ wurden zwei Orthogneise (Analysen 1 und 2) untersucht, die sich als Granitgneise chemisch und petrographisch an die granitischen Gesteine des Gleinalmkernes anschließen lassen. Ihre letzte, jedoch nicht durchgreifende kristalline Prägung erfuhren sie durch die Ammeringkristallisation (HERITSCH, ds. Jb. Beil.-Bd. LI. 1925. 213—239) in der obersten Tiefenzone. Dieser ging eine tektonische Phase voran, welche sich in Form von Kataklyse kundgibt. Bemerkenswert ist im Granitgneis der



Stoanmoaralm das Verhalten der Plagioklase in gestaltlicher Beziehung. Es vereinigen sich mehrere gleichgroße Körner zu einem Großkorn. Diese Großkörner sind bereits mit freiem Auge sichtbar. Zum Wesen der Großkörner scheint zu gehören, daß die Muscoviteinschlüsse ungestört durch die Grenzen der Teilkörner hindurchsetzen. Es drängt sich hier der Vergleich mit den SANDER'schen Überindividuen auf.

Die chemisch untersuchten Kränzelgneise (Analysen 3 und 4) können als „basische Massengesteinsabkömmlinge“ an die Gleinalmamphibolite angeschlossen werden. Ob dies für alle als Kränzelgneise bezeichneten Gesteine zulässig ist, erscheint fraglich und muß Gegenstand einer weiteren Untersuchung bilden. Es stellt sich heraus, daß die beiden Kränzelgneise auch einen Fall von Gesteinsheteromorphie darbieten (verschiedene Mineralbestände bei gleicher chemischer Zusammensetzung), wie dies aus der Tab. 1 und aus dem Vergleich der Analysen 3 und 4 zu entnehmen ist.

Tabelle 1.

Kränzelgneis. . . . .	3	4
Plagioklas . . . . .	13,1	25,9
Hornblende . . . . .	46,2	26,2
Biotit. . . . .	10,4	30,4
Granat . . . . .	16,1	—
Klinozoisit. . . . .	4,0 Epidot	11,1
Muscovit . . . . .	1,1	—
Chlorit . . . . .	2,8	—
Rutil + Erz . . . . .	5,4	6,4
Apatit . . . . .	0,8	—
Beobachteter Plagioklas. . . . .	22—25 An	16 An

Die Zusammenfassung der Verf. gibt weiter an: Unter den „Mineralkleinformen“ dieser Gesteine ließen sich Muscovit und Klinozoisit bestimmen. Der dritten schwierig zu erkennenden Kleinform, die von ANGEL als Sillimanit gedeutet wurde, war mit den versuchten Methoden nicht beizukommen. Sie bleibt vorläufig fraglich.

Der Aufbau der Plagioklase (deren „Füllung“) wurde näher studiert. Als „Plagioklasgebiete“ bezeichnen die Verf. linsige Teilkörper des Gesteins, in welche ein (im vorliegenden Falle kristallines) Pflastergewebe von Plagioklaskörnern eingebettet ist. Die Deutung der Plagioklasgebiete ist folgende:

Im vorletzten kristallinen Gesteinszustande wurden die Plagioklasgebiete von einem oder von wenigen größeren Plagioklasen basischer Natur eingenommen (berechneter Plagioklas 42 % An). Diese Plagioklase grenzten an dunkle Gemengteile, welche heute nicht mehr erschließbar sind, da Überreste fehlen. Es wäre aus ca, mg, fe im Verein mit niedrigem s der Schluß auf Pyroxen und Olivin zulässig. Auf den ersten kristallinen Zustand folgte eine differentielle Druckbewegung. Im Laufe derselben wurden die Gemengteile zerbrochen und in den Plagioklassand gerieten Splitter der dunklen Gemengteile. Die Durchbewegung wurde zuletzt begleitet und schließlich überdauert von einer zweiten, keinesfalls magmatischen Kristallisation,

während welcher aus dem älteren Bestande der jetzige entstand: saurer Plagioklas mit Klinozoisit- und Muscovitfüllung einerseits, Hornblende, Biotit, Granat andererseits.

Aus dem Studium der Schiffe mit Benutzung der Analysenergebnisse war zu ersehen, wie verwickelt die chemischen Beziehungen der Gemengteilmgruppen zueinander sind.

Der Versuch der Ermittlung des Mineralbestandes aus der Analyse mit Kontrolle durch die Ausmessung befriedigte im Hinblick auf die dunklen Gemengteile nicht. Es war keine Sicherheit zu erlangen, die angeben könnte, wie Hornblende, Glimmer, Granat sich gegenseitig in den Besitzstand der Oxyde teilen. Doch konnte über die Grundzüge der Verteilung immerhin einiges erschlossen werden, z. B. daß die Hornblenden reich an Sesquioxiden und Alkalien sein müssen und daß die Hornblende Kali übernehmen muß, sobald der Biotitgehalt zurückgeht.

In einer dritten, nicht analysierten Kränzelgneisform wurde Disthen festgestellt. Diese Form unterscheidet sich im Mineralbestand ziemlich viel von den vorigen, da z. B. in ihr Hornblende eine ganz untergeordnete Rolle spielt.

Aus der in reicher Formentwicklung auftretenden Reihe der Paragesteine des Stubalmgebietes wurden einige Formen chemisch erfaßt.

Das Paar Hirscheggergneis-Bundscheckgneis (Analysen 5 und 6) zeigt Angehörige einer Gruppe gefeldspateter Schiefer (Schiefergneise), die nähere Beziehungen zueinander besitzen als zu den übrigen behandelten Paragesteinen.

Gneise dieser Form sind dem Gleinalmkristallin fremd. Dagegen sind sie starke, vielverbreitete Glieder des Korralpenkristallins, welches sich unter anderem durch Eklogite und Eklogitamphibolite kennzeichnet. Durch die Mineralgesellschaft der letztgenannten Gesteine einerseits, der Hirscheggergneise andererseits wird die Korralpenfazies (im *ESKOLA*'schen Sinne) als eine Mineralfazies charakterisiert, welche von der zweistufigen Gleinalmfazies abgetrennt und bereits in die zur dritten Tiefenzone gehörigen Mineralfazies gestellt werden muß.

Noch nicht klar zu ersehen ist die Stellung der Bundscheckgneise, die dem typischen Gleinalmkristallin fehlen. Die vielen Ähnlichkeiten würden dieses Gestein an die Hirscheggergneise, damit an das Korralmkristallin reihen. Vom chemischen Standpunkt aus ist diese Frage nicht lösbar, weil es sich um Sedimentabkömmlinge handelt und die chemische Zusammensetzung über die Zugehörigkeit oder Nichtzugehörigkeit im Sinne obiger Fragestellung nicht Auskunft geben kann. Die Mineralvergesellschaftung ist in bezug auf die Frage Gleinalm- oder Korralpenkristallisation neutral. Die Entscheidung liegt bei der Geologie. Aus dem Studium der beiden Gesteine ergab sich die Frage: Liegt zwischen Bundscheckgneis und Hirscheggergneis eine primäre Diskordanz oder eine auf ihrer Grundlage später ausgearbeitete Störung? Wenn nicht, dann gehören die Bundscheckgneise zum Korralpenkristallin und das Fehlen kritischer und typischer Mineralien wäre eine Zufälligkeit.

Im übrigen läßt der Bundscheckgneis die Wirkung einer jüngeren Kristallisation, der Ammeringkristallisation, erkennen. Der Hirschegger zeigt hiervon wenig.

In beiden Gesteinen merkt man Zuschuß pegmatitischer Restlösungen (großblättrige Muscovitreste).

Der Disthengehalt der Hirscheggergneise bildet sich mit gewünschter Deutlichkeit in der Analyse und in den Projektionswerten ab. Mit gleicher Deutlichkeit zeigte es sich, daß im Bundscheckgneis irgendeine Mineralform von  $Al_2SiO_5$  keine Rolle spielen kann.

Die beiden Proben von Teigitsch-Schiefergneis (Analysen 7 und 8) zeigen, daß in diesem Gestein ein ziemlich ausgiebiger Materialwechsel statthat. Der ganzen Stellung nach ist dieser Schiefergneistypus ein selbständiger.

Auch der chemisch untersuchte Rappoldglimmerschiefer (Analyse 9) ist in recht selbständiger Stellung. Die Analyse und der Mineralbestand des gewählten Musters lassen die Hoffnung gerechtfertigt erscheinen, daß eine chemische Bearbeitung dieses Typus auf breiterer Grundlage, mit Einbeziehung der Granatglimmerquarzite des Gebietes und der Grössinggneise, sehr wertvolle Aufschlüsse über diese eigenartige Schiefergruppe wird liefern können.

#### Analysentafel.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
$SiO_2$ . .	73,30	67,80	43,34	44,15	67,42	62,80	55,36	68,64	69,90
$TiO_2$ . .	Spur	0,31	4,07	2,17	0,67	0,68	1,05	0,86	0,71
$Al_2O_3$ . .	14,56	16,80	16,63	18,56	16,87	16,27	21,73	13,81	14,80
$Fe_2O_3$ . .	0,56	1,32	7,53	5,43	1,05	3,71	2,08	1,22	1,82
$FeO$ . .	1,13	1,33	5,55	7,55	3,99	3,78	6,96	4,83	2,80
$MgO$ . .	0,37	0,70	5,70	6,54	1,12	1,60	2,54	1,86	1,96
$CaO$ . .	1,76	1,89	7,29	6,97	1,39	1,92	1,72	1,32	0,90
$Na_2O$ . .	3,23	3,84	5,56	5,49	2,34	3,37	2,24	2,33	1,60
$K_2O$ . .	4,59	4,81	3,50	3,01	2,99	3,74	3,72	2,98	3,86
$H_2O +$ . .	0,99	1,02	0,99	0,44	2,02	2,08	1,61	1,62	1,79
$H_2O -$ . .	—	0,15	—	0,44	0,25	0,35	0,13	0,14	—
$P_2O_5$ . .	Spur	—	0,23	Spur	—	—	0,12	—	—
S. . . .	—	—	—	—	—	—	0,96	0,70	—

100,49 99,97 100,39 100,75 100,11 100,30 100,22 100,31 100,14

Spez. Gew. 3,01 3,07

1. Mikroklinggranitgneis (Aplitischer Orthogneis). Äußerer Stüblergraben.
2. Granitgneis (Ammering-Orthogneis). Stoanmoar-Alm.
3. Kränzelgneis. Wölkerkogel, NW-Ecke.
4. Kränzelgneis. Almhaus-Wegteilung.
5. } Schiefergneise { (Hirscheggergneis).
6. } { (Bundscheckgneis).
7. } { (Teigitsch-Schiefergneis).
8. } { (Teigitsch-Schiefergneis).

9. Glimmerschiefer vom Rappoldtypus (Rappoldglimmerschiefer). Rappoldgipfel—Südhang.

**Chudoba.**



**A. Schliener:** Neue Beobachtungen im Gebiet des Waschbergzuges. (Verh. geol. Bundesanst. 1928. 229—231.)

Ein Vorkommen von Altkristallin am Hollingstein mit Amphiboliten, Apliten, Gneisen, Glimmerschiefern, Marmoren und Augitgneisen wird beschrieben und als Schürfling an der Basis einer alpinen Decke gedeutet.

**G. Fischer.**

Winkler, A. Über das Alter der Eruptivgesteine im Draudurchbruch. (Vorläufige Mitteilung.) (Verh. d. Geol. B.-Anst. 1928. Nr. 12. 233—244.)  
— Ref. dies. Jb. 1929. III. 364.

### Balkan-Halbinsel.

**Fran Tučan:** Eine Andesiteruption im herzegowinischen Karste. (Vijesti Geološkoga Zavoda u Zagrebu. II. 1927/28. Bulletin de l'institut géologique de Zagreb. II. 1927/28. Serbokroatisch mit deutschem Auszuge. 178—188.)

Im südslavischen Karste sind Eruptivgesteine ziemlich selten. In jener gewaltigen Masse von Carbonatgesteinen findet man kleinere Eruptionen von Diorit bei Knin, Drniš und Vrlika im dalmatinischen Karste, von Porphyrit bei Fužine und Vratnik oberhalb Senj im kroatischen Karste, bei Komiža auf der Insel Vis, bei Paštovići und Sp.č im dalmatinischen Karste, Diabase bei Budva und auf den Inseln Brusnik und Jabuka westlich von Vis, dann Porphyrituffe bei Fužine, Vratnik und Komiža. Andesit war in diesem Karstgebiete bisher nicht bekannt und dies ist die erste Mitteilung über ihn. Man findet ihn in Herzegowina bei Vrata oberhalb Jablanica im Gebirgsmassiv Čvrtnica. Dies ist ein Augitandesit, der von Verwitterung sehr verschont geblieben ist. Von Mineralbestandteilen findet man in ihm als Einsprenglinge Plagioklase aus der Bytownit-Labradoritgruppe, Augit und Biotit. Von Augit wurden folgende optische Konstanten bestimmt: schiefe Auslöschung  $c : c = 44^\circ$ ,  $\beta = 1,7099$ ; Doppelbrechung  $\gamma - \alpha = 0,0262$ , der Winkel der optischen Achsen  $2V = 59^\circ 50' 48''$ . Wo es zur Verwitterung kam, geht der Plagioklas in Epidot, seltener in Calcit über. In der Grundmasse befindet sich eine große Menge von Magnetit, so daß die Gesteinsstücke stark auf die Magnetnadel reagieren, dann eine große Menge von Plagioklasmikrolithen, welche hie und da fludal geordnet sind. In den Bläschen findet man Chalcedon in radiaalfaserigen und sphärolithischen Aggregaten mit sog. LIESEGANG'schen Ringen, dann Quarz, Chlorit, Epidot und Calcit, welche im Andesit winzige Mandeln bilden. Apatit und Hämatit erscheinen im Gesteine in sehr kleiner Menge. Limonit ist als Verwitterungsprodukt von Magnetit entstanden. Die Struktur ist hyalopilitisch, stellenweise mit kleinem Übergang in die intersertale Struktur.

Ein Teil des Gesteines hat sich als Andesittuff ausgebildet, welcher von kleinen Bruchstücken der Andesitmasse zusammengesetzt ist.

Die chemische Analyse (von L. MARIĆ) zeigt folgende Zusammensetzung:  $\text{SiO}_2$  58,75,  $\text{TiO}_2$  1,00,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  15,92,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  5,91,  $\text{FeO}$  1,03,  $\text{MgO}$  1,28,  $\text{CaO}$  8,92,

Na<sub>2</sub>O 3,14, K<sub>2</sub>O 0,57, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,12, H<sub>2</sub>O über 110° 0,75, H<sub>2</sub>O unter 110° 0,11, Sa. 100,07. Magmatische Formel nach LOEWINSON-LESSING: 1,36 RO . R<sub>2</sub>O<sub>2</sub> . 5,14 RO<sub>2</sub>; R<sub>2</sub>O : RO = 1 : 3,6;

$$\alpha = 2,36;$$

$$\beta = 46;$$

nach A. OSANN:  $s_{68,25} a_6 c_{12} f_{12} n_{8,9}$ ; k = 1,52 ( $\alpha$ -Reihe).

Der magmatische Parameter nach A. LACROIX: (1) 11. 4. (3) 4. (4) 5; An = 50 %.

**Autorreferat.**

**V. N. Lațiu:** Birefringența feldspaților plagioclași din seria andesinei și studiul microscopic al rocilor cu andesina, din Transilvania. (Die Doppelbrechung der Plagioklase der Andesit-Serie und mikroskopische Untersuchung andesinführender Gesteine Siebenbürgens.) Mit französischem Auszug. (Rev. Muz. de Geol.-Min. Univ. Cluj. II. Heft 2. Cluj [Klausenburg] 1929.)

Verf. hat eine Anzahl junger Ergußgesteine Siebenbürgens und die darin vorkommenden Plagioklase mikroskopisch untersucht. Es werden beschrieben: Andesite und Dacite aus den Rodnaer Bergen, rhyolithische Dacite aus der Umgebung von Dej, Rhyolithe, Dacite und Andesite aus dem Vlădeasastock und dem Bihorgebirge, Andesite und Dacite aus dem Apusener Erzgebirge, Andesite aus dem Gutingebirge, Pyroxenandesite aus der Harghita und ein Diabasporphyrit aus dem Mureștal. Außerdem werden drei neue Gesteinsanalysen gegeben, die von R. LUNCZER in Cluj angefertigt wurden:

1. Rhyolithischer Dacit, Ciceu-Rețea, Umgebung von Dej (jud. Someș).
2. Biotit-Hornblende-Dacit, Bologa, Bihorgebirge.
3. Biotit-Hornblende-Andesit, Vlădeasastock.

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO
1. . . . .	70,64	13,57	1,00	0,81	0,33	2,53
2. . . . .	64,88	17,88	2,04	1,81	1,73	4,35
3. . . . .	66,27	19,70	2,77	1,07	1,43	3,88

  

	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	Glühverlust	Summe
1. . . . .	2,85	3,06	1,03	3,84	99,66
2. . . . .	3,83	1,68	0,43	0,46	99,09
3. . . . .	2,74	1,46	0,19	0,68	100,19

Die Plagioklase dieser Gesteine treten in idiomorphen Individuen sehr verschiedener Größe auf (Mikrolithen von 20  $\mu$  bis Einsprenglinge von 8 mm Größe). Sie sind durchwegs zonar gebaut und weisen häufig viele basische Rekurrenzen auf. Als Zwillingsgesetze werden Albit und Periklin, außerdem Karlsbad und seltener Baveno angegeben. Die Feldspäte sind teils frisch und glasig ausgebildet, teils sericitisiert und kaolinisiert, außerdem auch propylitisiert. Es wurden an 18 verschiedenen Gesteinen charakteristische Auslöschungen, Achsenwinkel und Hauptdoppelbrechungswerte der Plagioklase bestimmt, die folgende Werte ergaben:

Schnitt $\perp$ (010) gegenüber Spur von (001)	—	4° 30'	—	6° 10'
„ $\perp$ (001) „ „ „ (010)	—	1° 10'	—	3° 36'
„ $\perp$ Zone (010)/(001) gegenüber Spur von (010)	+	21° 30'	—	+ 24° 30'
„ $\perp$ $n\gamma$ gegenüber Spur von (001)	—	6° 14'	—	7° 37'
Achsenwinkel . . . im Mittel	+ 87° 29'	max. 88° 56'	min. 84° 22'	
$n\gamma-n\alpha$ . . . . .	im Mittel 0,0078	max. 0,0082	min. 0,0075	
$n\gamma-n\beta$ . . . . .	„ „ 0,0041	„ 0,0042	„ 0,0040	
$n\beta-n\alpha$ . . . . .	„ „ 0,0037	„ 0,0040	„ 0,0035	
Spez. Gewicht . . . . .	2,669—2,675.			

Gestützt auf diese Bestimmungen und mit Rücksicht auf die z. T. allerdings recht alten Gesteinsanalysen wird den Plagioklasen ein Anorthitgehalt von 41—43 % zugeschrieben; auf das Problem des Zonarbaus wird dabei nicht eingegangen. Bestimmungen nach der Fedorow-Methode wurden nicht vorgenommen.

#### A. Streckeisen.

**St. Cantuniarl:** Gneisul dela Carcaliu (Jud. Tulcea, Dobrogea). (Der Gneis von Carcaliu, . . .) (Dări de seamă, Inst. Geol. al României. VII. p. 471—494. 1917. Mit Diskussionsbemerkungen von D. ROTMAN und ST. CANTUNIARL.)

Verf. gibt eine kurze geologisch-petrographische Beschreibung der Umgebung von Carcaliu in der nördlichen Dobrogea (mit einer Kartenskizze). Die devonischen, tonig-kohligen und sericitisch-chloritischen Schiefer und Phyllite der Zone Priopcea-Măcin sind von sauren Intrusionen durchbrochen und kontaktlich verändert worden. Als Eruptivgesteine werden genannt: 1. ein gneisiger epidotführender Aplit, 2. ein durch Assimilation etwas veränderter Eruptivgneis. Verf. ist der Ansicht, daß die Entstehung dieser Gesteine durch Intrusion mit Assimilation, unter Streß und Mitwirkung von Mineralisatoren, in der obersten Tiefenzone erfolgt ist. Die chemische Untersuchung ergab:

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	ZrO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
1. . . .	75,22	0,71	0,23	13,03	0,40	0,83
2. . . .	75,01	0,69	0,26	13,42	0,65	0,73
	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Summe
1. . . .	0,47	0,60	1,80	4,68	1,67	99,64
2. . . .	0,36	0,49	0,95	2,76	3,30	99,62

#### A. Streckeisen.

### Mittel- und Südamerika.

**Kenneth W. Earle:** Geological Notes on the Island of Dominica, B.W.I. [= British West Indies. Anm. d. Ref.] (Geol. Mag. 65. 1928. 169—187.)

Die britische Insel Dominica (15°20' nördl. Br. und 62°30' westl. Länge) liegt etwa in der Mitte zwischen Guadeloupe und Martinique. Im nördlichen Kanal senkt sich das antillische Plateau bis zu 2100 F.; im S erreicht eine



vom W. kommende Depression eine Meerestiefe von 6600 F. Auf allen Seiten steigt Dominica mit Steilabfällen vom Meere an, doch ist dies auf der Leeseite stärker betont, wo nur 6—7 Meilen vom Strand entfernt Meerestiefen von über 1000 Faden vorherrschen. Dieser plötzliche Absturz um Dominica bringt auch für die Schifffahrt große Gefahren mit sich, da irgendein natürlicher Hafen — selbst bei der Hauptstadt Roseau — nicht existiert.

Die Insel hat eine Maximallänge von 34 und Maximalbreite von 15 Meilen und ist die größte Britisch-Westindiens, Jamaica und Trinidad ausgenommen. Sie besteht aus einer Masse von vulkanischen Erhebungen, die im Morne Diablotin<sup>1</sup> 4747 F. Höhe erreichen, andere Erhebungen sind jedoch nur wenig niedriger. Fast überall stürzen diese vulkanischen Vorsprünge mit steilen Klippen zum Meere hinab, welche letztere im N 1000 F. Höhe erreichen.

Die Berge des Innern sind überall von Schluchten und Klammern zerschnitten, deren vertikale Wände 300—500 F. Höhe erreichen. Die Insel ist sehr reich an Flüssen; auch die Niederschlagsmenge ist bedeutend. (Maximum 1921: 360,60 Inches und der Durchschnitt der 27 Beobachtungsstationen 104,48 Inches.) Für die menschlichen Siedlungen, Wege und Plantagen sind diese Regengüsse häufig von katastrophaler Wirkung.

Die Verkehrsverhältnisse sind sehr dürftig, gute Straßen gibt es kaum. Für den Geologen kommt hinzu, daß fast das ganze Innere der Insel von jungfräulichen Wäldern bewachsen ist, die zum großen Teil noch völlig unerforscht sind. Die Flußufer geben dem Geologen mitunter wertvolle Auskunft, sind jedoch häufig unnahbar, und von vielen Flußläufen besteht nicht einmal eine genaue topographische Unterlage.

Geologisch unterscheidet sich die Insel nicht wesentlich von St. Kitts. Auf beiden Inseln kann man eine ältere basale Serie von vulkanischen Gesteinen erkennen, die jedoch nicht nur zumeist von jüngeren vulkanischen Auswürflingen verdeckt ist, sondern durch atmosphärische Verwitterung teilweise, ja bis zur Unkenntlichkeit umgewandelt worden ist. In gewissen Zeitabschnitten, während der Ablagerung dieser späteren pyroklastischen Gesteine, fand ein Absinken des Küstenbereiches statt, das zu kreuzgeschichteten Tuffen ausgesprochen mariner Entstehung, sowie zu gehobenen Strandpartien mit fossilführenden Kalken pleistocänen Alters Anlaß gab. Die einzigen geschichteten Gesteine im Innern der Insel fanden sich bei Sylvania Wasserfall und bestanden aus einem weißen, kalkigen Mergel.

Die ältesten Gesteine sind am besten im Küstenbereich zu studieren, da sie im Innern bis zu einer ansehnlichen Tiefe in lateritisches Material umgewandelt worden sind. Letzteres findet sich im Gebiet bedeutendster Niederschläge angesammelt und bildet einen scharfen Kontrast zu den sandigen Böden St. Kitts', die unter einem Trockenklima entstanden. Eine tabellarische Übersicht gibt vier Bodenanalysen, die kurz diskutiert werden.

<sup>1</sup> Von der dauernden Anführung von Lokalitätsbezeichnungen (wie in der Originalarbeit) wurde bei dem kleinen Areal der Insel Abstand genommen, da diese Namen für den Außenstehenden doch belanglos sind. [Anm. des Ref.]

Die untersten Gesteine, denen St. Kitts' ähnlich, sind typische Augit- und Hypersthen-Andesite von grauweißer oder rosa Farbe; diese Gesteine verwittern zu Kaolin („Tarish“ genannt). Eine durch die femischen Mineralien bedingte Bänderung ist häufig. Wenn das Alter dieser Gesteine auch nicht feststeht, so ist es allem Anschein nach frühtertiär (Eocän). Mit diesen Gesteinen, gleichaltrig oder etwas jünger, finden sich schwarze, poröse basaltische Gesteine mit basischem Feldspat und Olivin, mit oder ohne Pyroxen. Zwei saigere Gänge porösen, doleritischen Andesites durchsetzen diese Gesteine bei Rosalie. Säulenförmige Absonderung ist häufig in diesen Gesteinen, auch sphäroidische, gelegentlich Fluidalerscheinungen. In diesem Fall sind die dunklen Bestandteile parallel angeordnet und zu „Augen“ ausgezogen. Im Innern der Insel sind diese basalen Gesteine durch jüngere Auswürflinge verschüttet (Breccien und Konglomerate), letztere sind nur lose zementiert, aber dennoch stabiler als die sandigen Böden St. Kitts'. Während auf St. Kitts V-förmige Schluchten vorwiegen, erzeugen die gewaltigen Regengüsse auf Dominica cañonartige Schluchten. In den trockeneren Partien Dominicas ist die Verwitterung mehr mechanisch als chemisch. An der Küste ist es sehr schwierig, diese Gesteine von den marinen Schottern und Geröllanhäufungen zu unterscheiden. Stellenweise bestehen die Ablagerungen aus typischen, vulkanischen Agglomeraten, aus eckigen Blöcken vulkanischen Materials und zu einer festen Masse zementiert; vielfach sind aber die Bruchstücke gerundet. Auch Andeutung von Schichtung ist in den Küstenkliffs sichtbar. Die Gerölle der losen Ablagerungen sind Bruchstücke der basalen Gesteine, grauweiße, grüne oder purpurrote Andesite mit einer wechselnden Menge der dunklen basaltischen Gesteine.

Frühere Autoren glaubten verschiedene Konglomerate und Tuffe marinen Charakters erkannt zu haben. Es ist auch wahrscheinlich, daß vieles von diesem herausgeworfenen Material in das Meer geschleudert wurde und teilweise Erosion sowie Aufsichtung vor der folgenden Hebung erlitt, doch will Verf. nur solche Ablagerungen als marin ansprechen, welche Rundung der eingeschlossenen Gerölle zeigen, oder deutliche Schichtung, Kreuzschichtung, oder solche, die fossilführend sind.

#### Marine Ablagerungen.

Die Roseau-Tuffe sind feinkörnig mit Einlagerungen von Geröllen und braunen eisenschüssigen Sanden; Kreuzschichtung und Diskordanzen zwischen den einzelnen Lagen. Die Ablagerungen sind von Schottern überlagert. Das Einfallen ist leicht meerwärts. Die Tuffe sind fraglos marin und wahrscheinlich sehr jungen Alters.

Die Schotterablagerungen sind an vielen Stellen der Küste zu finden und bestehen aus abgerollten andesitischen Bruchstücken bis zu zwei Fuß groß. Schichtung kommt zuweilen zustande, daß die gröberen Gerölle in Bändern abgesondert sind und die feineren dazwischen gelegenen Betten vulkanischer Asche stärker erodiert wurden. Die Schotter sind stellenweise diskordant von Kalken überlagert. Die einzelnen Lokalitäten werden des näheren beschrieben. Nach dem Verf. ist es klar, daß die Ablagerung aller

dieser Schotter, Tuffe und Kalke ziemlich gleichzeitig vor sich ging, von Zeit zu Zeit variierend, je nach der Stabilität des Sandes und der Menge des angehäuften vulkanischen Lockermaterials, das entweder Ausbrüchen entstammte oder aber sekundär durch Denudation entstand. Wie aus den Fossilien der Kalke hervorgeht, können die Ablagerungen nicht älter als mittelpleistocän sein. Die Verteilung der Kalke entspricht derjenigen der marinen Schotter, da sie nur an der Westküste auftreten und nirgends im Innern. Südlich von Colihaut bestehen sie aus einem gelben Mergelbett, von weißem kristallinen Kalk überlagert. An Fossilien fanden sich in den Kalken Lamelli-branchiata, Korallen, Kalkalgen, Echinoidea und Gastropoden.

Technisch sind diese Kalkvorkommen von Bedeutung für Dominica, denn wo sie in der Nähe der Verkehrswege vorkommen, wurden sie als Schottermaterial benutzt und bilden nach dem Verf. die einzigen „erträglichen“ Straßenpartien nördlich von Roseau.

Spätere Lavaergüsse und rezente Ablagerungen. Es finden sich auf Dominica Anzeichen dafür, daß die soeben beschriebenen marinen Formationen nicht die jüngsten geologischen Gebilde sind, sondern daß diesen noch weitere Lavaergüsse folgten, petrographisch von einem sehr ähnlichen Typ wie die früheren. An der Westküste sind die marinen Schotter und Tuffe mit Ausfüllungen von Kalken von 10—15 Fuß mächtigen massiven, plattig und vertikal geklüfteten Laven bedeckt (Andesite). Es ist fernerhin anzunehmen, daß die merkwürdigen fächerförmigen Hänge der Grand Savannah, sowie deren arider Charakter diesem späteren Lava-strom zuzuschreiben sind. Ähnliche Laven kommen auch in anderen Fluß-anschnitten vor.

Die Strandablagerungen Dominicas bestehen aus großen ellipsenförmigen Geröllen von Andesit. An einigen Stellen finden sich dunkle Sande, aus femischen Mineralien bestehend. Helle, gelbe Sande gibt es an zwei Stellen. Sie entstammen lokalen Korallenriffen.

#### Rezente vulkanische Phänomene.

Dominica ist die einzige britische Insel der Leeward-Gruppe, welche Anzeichen noch heute tätigen Vulkanismus zu erkennen gibt, und zwar in Form des „kochenden Sees“ und zahlreicher Solfataren. Die „Grande Soufrière“ nimmt ein riesiges Amphitheater ein, ringsum von Bergen umgeben und besteht außer dem kochenden See aus zum mindesten drei verschiedenen Kratern. Das ganze „Amphitheater“ ist praktisch vegetationslos. Der Durchmesser der Grande Soufrière ist etwa 200 Yards. Aus einzelnen Bassins steigen weiße Dämpfe auf, und kochendes Wasser wird in die Höhe geworfen. Anzeichen von Schwefel machen sich in verschiedener Form geltend. Das Geräusch ist das einer keuchenden Lokomotive. Nach SAPPER betragen die Temperaturen 42° C bis zu 95° C. Der Boden der Soufrière bildet eine feste Kruste aus losen Gesteinen (Andesit), ausgebleicht durch aufsteigende Dämpfe, mit sublimativem Schwefel und Chloriden. Die Schwefelsäure, welche den Kalkgehalt der Silikate angreift, bildet zahlreiche Gipskristalle. Die Kieselsäure findet sich als Sinter oder Chalcedon, und Alaun, Travertin, Kaolin etc. werden ebenfalls gebildet. Kleine Schlammvulkane kommen ebenfalls vor.



Der „kochende See“ (boiling lake) macht einen erschreckenden Eindruck. Er findet sich in einer etwa 50—60 Fuß tiefen Einsenkung. Nur am Nordende befindet sich eine kleine Strandpartie, etwa 3 F. oberhalb des Wasserspiegels. Der Durchmesser ist etwa 50—60 Yards und die Tiefe des Wassers soll 5—10 F. betragen. Gelegentlich soll sich der See auf kurze Zeit entleeren. Wenn der See voll ist, ist die Farbe des Wassers schwarz, die Oberfläche ist fast niemals ruhig, sondern Blasen kochenden Wassers steigen alle paar Sekunden auf. Alle 2 Minuten etwa werden Wassermassen bis zu 10 Fuß hoch in die Höhe gewirbelt, mit donnerähnlichem Geräusch und von dichten Dampf- wolken begleitet. Die Temperatur des Wassers ist nach SAPPER 87—88° C.

Im Januar 1880 fand hier ein Ausbruch statt, ein erheblicher Teil des Berges wurde in die Luft geblasen und die Stadt Roseau wurde durch den Aschenregen in Dunkel gehüllt. 1906 fand ein bedeutendes Erdbeben statt.

Andere „soufrières“, sowie kleinere Schlammvulkane werden beschrieben.

Der „Süßwassersee“ (2350 Fuß hoch) zwischen Roseau und Rosalie dürfte, wie verschiedene andere, einen erloschenen Krater erfüllen.

Obwohl nach dem Verf. vulkanische Ausbruchserscheinungen in historischer Zeit den Leeward-Inseln nicht bekannt sind, dürfte kein Zweifel bestehen, daß diese Solfataren als Sicherheitsventile wirken von Vulkanen, die man kaum als erloschen bezeichnen kann. Merkwürdigerweise aber zeigte die „Grande Soufrière“ auf Dominica keine Tätigkeitszunahme während des katastrophalen Ausbruchs des Mont Pelée auf Martinique (1902), während das von Martinique viel weiter entfernte St. Vincent sich im Zustande größter und verhängnisvoller Tätigkeit befand. Die Entfernung Dominicas von Martinique ist nur etwa 30 Meilen.

Verf. gibt tabellarische Übersichten der dominikanischen Magma- gesteine, sowie der in der Kalken gefundenen Fossilien.

Abschließend gibt Verf. einen Überblick über die tektonische Stellung Dominicas im Antillenbereich. Auffallend ist der bogenförmige Verlauf der Windward- und Leeward-Inseln, welche sich von Saba im N bis Granada im S erstreckt. Dieser Bogen ist nach O hin konkav. An den Flanken nach W hin liegen die Vorposten St. Croix, nach O hin Sombrero, St. Martin, St. Bartholomeo, Barbuda, Antigua, Mario Galante und Barbados. Die Hauptkette besteht fast ausnahmslos aus früheren Vulkanen, die westlichen und östlichen Vorposten aus Inseln sedimentärer oder gemischt vulkano-sedimentärer Herkunft. Die „Lesser Antilles“ sind demnach eine Kette submariner Vulkane der frühen Tertiärzeit, längs einer Schwächezone der Erdkruste, die auch heute noch nicht völlig zur Ruhe gekommen ist. Die nördlichsten Glieder St. Martin, Antigua und vielleicht St. Croix scheinen ihre Stabilität bereits zu eocäner Zeit wieder erlangt zu haben, jedenfalls, was den Vulkanismus betrifft, Granada und einige andere Inseln wohl erst zu miocäner Zeit. Auf St. Kitts spricht alles für Vulkanismus in jüngster Vergangenheit. Alles in allem sind die nördlichen und südlichen Elemente des Bogens heute relativ stabil, der Vulkanismus beschränkt sich auf thermale und Solfatarentätigkeit. Die zentralen Glieder dagegen, Dominica, Martinique und St. Vincent, bilden die Herde intensiver vulkanischer Tätigkeit, „die noch offenen Stellen in einer sonst vernarbten Wunde“.

Verf. bespricht die verschiedenen paläogeographischen Theorien, die darauf hinausgehen, die Antillen mit dem nord- und südamerikanischen Festland zu verbinden. Verf. hält diese jedoch für rein spekulativ und glaubt, daß der Inselgruppe eine seit langem bestehende Selbständigkeit zuzuschreiben ist.

**H. P. T. Rohleder.**

**H. Hirschi und F. de Quervain:** Beiträge zur Petrographie von Baja California (Mexiko). — Fortsetzung. — (Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 7. 1927. 142—164.)

Als Fortsetzung der in Bd. 6 der Schweiz. Min.-Petr. Mitt. begonnenen Publikationen über Baja California werden hier die auf der Exkursionsroute von Ensenada über Mexicali bis San Felipe (Golf) gesammelten Tiefengesteine eingehender charakterisiert und dazu 7 neue Gesteinsanalysen gegeben. Es handelt sich größtenteils um granitische, granodioritische, dioritische und quarzdioritische Eruptivgesteine, die in den westlichen Gebieten in cretacischen tuffogenen und sedimentären Umbüllungen mit reich entwickelten Kontakthöfen aufsetzen und sicher cretacisches Alter haben, in den östlicher gelegenen dagegen (östlich des Passes der Sierra Juarez) um solche, die in kristallinen Schiefen auftreten und nicht sicherstehendes Alter haben. Eine Besprechung des Gesteinschemismus soll nach Abschluß des Kapitels der Tiefengesteine gegeben werden.

**Huttenlocher.**

**H. Suter:** Petrographische Notizen über Nordwestperu. (Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 8. 1928. 282—318.)

Es werden eine Reihe von Eruptivgesteinen aus dem Amotapegebirge, aus den Ketten von Cerro Erreo bis Morropon und den westlich vorgelagerten Inselbergen der Silla Paita und der Illescas beschrieben. Diese andinen Küstengebirge bestehen hauptsächlich aus stark dislozierten metamorphen Schiefen, Gneisen und eingelagerten Kalken. In dem Komplex metamorpher Gesteine finden sich Intrusionen von Graniten und Dioriten, ferner von Porphyriten und Andesiten. Die Altersbeziehungen werden von den verschiedenen Autoren recht verschieden gedeutet. SUTER hält die Granite, Diorite und Porphyrite für carbonisch bis altemosoisch, mesozoisch bis tertiär sind nach ihm die Andesite. Die verschiedenen Eruptivgesteine mit ihren sauren und basischen Nachschubsprodukten werden mikroskopisch charakterisiert; aus den so gewonnenen Daten schließt der Autor auf eine in temporaler und lateraler Beziehung breit entwickelte Kalkalkali- oder pazifische Provinz.

Fast alle Eruptivgesteine weisen typische Merkmale autometamorpher pneumatolytisch-hydrothermalmer Beeinflussung auf; bei den Andesiten kommen sie in propylitischer Fazies und in hämatitischer Vererzung zum Ausdruck.

Anhangsweise werden noch einige metamorphe Gesteine (Quarzite, jetzt Sericitquarzite, ursprünglich mariner Herkunft, Kalke = durch Andesit kontaktlich verändert mit Diopsid und Skapolith) beschrieben und ihnen noch unveränderte Sedimente der Kreide und des Tertiärs angefügt.

**Huttenlocher.**

**R. J. Colony** and **Joseph H. Sinclair**: The Lavas of the volcanic Sumaco, Eastern Ecuador, South America. (Am. J. of Sci. 16. 1928. Nr. 94. 299—312.)

Petrographische Studie über die Gesteine des Sumaco, eines in Ecuador östlich der Andenkette (östlich von Quito) gelegenen über 3800 m hohen Vulkans, dessen Existenz den letzten geographischen Bearbeitern dieses Gebietes merkwürdigerweise vollständig entgangen, den Geologen und Petrographen demzufolge auch bisher ganz unbekannt geblieben ist. Der kegelförmige Vulkan, der möglicherweise noch am Ende des vorigen Jahrhunderts tätig gewesen ist, erhebt sich vollkommen isoliert hoch über das Urwaldgebiet des Amazonasstromes. Die an verschiedenen Gesteinsproben des Vulkans vorgenommenen mikroskopischen und chemischen Untersuchungen, deren Ergebnisse in einzelnen mitgeteilt werden, führen im wesentlichen auf ein als charakteristischste Mineralkomponente Hauyn enthaltendes andesitisch-tephritisches Gestein. Damit ist eine Sonderstellung dieser Sumacolaven in chemischer und mineralischer Hinsicht gegenüber den im ganzen nördlichen Andengebiet auftretenden pazifischen Eruptivgesteinen gegeben.

## I. Gewichtsprozente:

	Nr. 1	Nr. 2
SiO <sub>2</sub> . . . . .	52,88	51,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	18,96	19,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,22	3,00
FeO . . . . .	2,88	2,03
MgO . . . . .	2,22	2,26
CaO . . . . .	6,40	6,33
Na <sub>2</sub> O . . . . .	5,09	5,24
K <sub>2</sub> O . . . . .	4,05	3,74
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,85	0,75
H <sub>2</sub> O + . . . . .	1,33	1,54
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,68	0,84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,42	0,52
SO <sub>2</sub> . . . . .	0,01	0,05
MnO . . . . .	0,13	0,13
BaO . . . . .	0,42	0,45
Summe . . . . .	99,24	98,40

## II. Normen:

	Nr. 1	Nr. 2
Or . . . . .	23,91	22,24
Ab . . . . .	30,39	30,39
An . . . . .	16,96	19,18
Ne . . . . .	6,82	7,67
Di . . . . .	10,50	7,78
Ol . . . . .	1,81	1,47
Mt . . . . .	4,18	4,41
Il . . . . .	1,37	1,67
Ap . . . . .	1,01	1,34
Nr. 1. Andesitic Tephrite (II, 5, 2, 4. Akerose)		
Nr. 2. Andesitic Tephrite (II, 5, 2, 4. Akerose)		

Die mitgeteilten Analysen (3 und 7) ergeben noch größere Differenzen zu 100, so daß auf ihre Mitteilung an dieser Stelle verzichtet wird.

**H. Hentschel.**

**Foshag**, William F.: Mineralogy and Geology of Cerro Mercado Durango, Mexiko. (Proc. U.S.N. Mus. 74. Art. 23. Nr. 2768. 1928. 1—27. Mit 3 Textfig. und 4 Tafeln.) — Ref. dies. Jb. 1929. I. 441.

**Vielmelter**, U.: Untersuchung von Eruptivgesteinen und ihrer Kontaktgesteine aus der Kordillere von Bolivia und Peru. (Ds. Jb. Beil.-Bd. LVI. A. 23—68.)



Tröger, E.: Alkaligesteine der Serra do Salitre im westlichen Minas Geraes, Brasilien. (Centralbl. f. Min. etc. 1928. A. 202—207).

**K. Walther:** Contribución al conocimiento de las rocas „basálticas“ de la formación de Gondwana en la América del Sud. (Zur Kenntnis der „basaltischen“ Gesteine der Gondwanaformation in Südamerika.) (Boletín 9. Instituto de Geología y Perforaciones. Montevideo, Uruguay. 1927. 41 p. 3 Taf. 4 Fig. Zusammenfassung und Tafelerklärung in deutscher Sprache.)

Trotz der riesigen Ausdehnung der triassischen bis altjurassischen (?) Lavamassen im Hangenden der südamerikanischen Gondwanaformation sind deren Gesteine bisher nur wenig untersucht. Die Gebiete deckenförmigen gegenüber gang-(? z. T. Lagergang-)förmigen Auftretens sind scharf getrennt. In einem Falle spielte wahrscheinlich ein langgestreckter Gang die Rolle eines spaltenförmigen Zufuhrkanals. Die Mächtigkeit der Decken, in Brasilien 600 m, nimmt in Uruguay ab. Die Decken verschwinden hier und in Argentinien unter jüngeren Sedimenten. „Auf ein bei dem schollenförmigen Bau der Gondwanaformation etwa zu erwartendes ‚atlantisches‘ Gebaren der Eruptiva deutet nichts hin.“ Die aus Brasilien, Argentinien und Paraguay teilweise im Zusammenhang mit Gondwanagesteinen beschriebenen Phonolithe, Basanite, Limburgite etc. haben nichts mit jenen zu tun.

„Postvulkanische“ Tätigkeit setzte schon während des Magmenaustrittes ein, ohne aber — Gegensatz zu Südafrika — zu explosiver Tätigkeit zu führen. Ihr ist auch die Ausbildung quarzdiabasischer Gesteine zuzuschreiben.

Viele hierher gehörige Gesteine aus Uruguay, vereinzelt aus dem südlichsten Brasilien, dem argentinischen Territorium Misiones und Paraguay wurden untersucht. Viele Analysen wurden ausgeführt und nach der Methode von F. v. Wolff berechnet. Mikrophotographien sind beigelegt.

Die Gesteine werden in Dolerite und Porphyrite getrennt. Der „Trapp“- (Diabas-) und der „Basalt“- (Melaphyr-) Charakter sind unscharf ausgebildet; der erstere verwischt sich durch das Verkleinern des Gesteinskornes, das Erscheinen zweier Generationen von Plagioklas und Augit, sowie den Eintritt beträchtlicher Mengen von Grundmasse, die weit über den Bereich der Plagioklasinterstitien hinausgreift.

Die Dolerite werden der Übersicht wegen in drei Gruppen getrennt, deren erste sich durch ihren Reichtum an Grundmasse auszeichnet, während die zweite den doleritischen Typ relativ am besten wiedergibt und die dritte feinkörnige bis aphanitische Gesteine einschließt.

„Pigmentäre, fibroide und mikropegmatitische Entglasung der Grundmasse stehen in engem Zusammenhange.“ Der sehr oft zonar gebaute Plagioklas geht bis fast Anorthit.

Die Plagioklas- und Augitporphyriten werden — der Beschreibung wegen — ebenfalls in drei Gruppen geschieden, von denen die erste sich den Doleriten anhängt und „bei z. T. splitähnlichen Gebaren eine Scheidung von Grundmasse und Einsprenglingen nicht zuläßt“. Die zweite zeigt Einsprenglinge schon im Handstück. Die dritte wird durch „Vitroporphyrite“ gebildet.

Die chemischen Untersuchungen weisen auf eine Zwischenstellung von Andesit und Basalt und Hinneigung zum ersteren — wie in Südafrika — durch das Erscheinen sowohl von quarzdoleritischen wie porphyritischen Typen.

[Bei dem Mangel von größeren petrographischen und namentlich analytischen Untersuchungen über die Eruptiva der Gondwanaformation — auch in Südafrika — ist diese noch viele weitere Einzelheiten enthaltende Darstellung sehr zu begrüßen. Eine Sichtung des ganzen bisher vorliegenden Analysenmaterials über Eruptiva der Gondwanaformation sollte bald einmal durchgeführt und dann nach petrographisch-geotektonischer Richtung ausgewertet werden. Ref.]

**Erich Kaiser.**

### Australien.

**C. E. Tilley:** A Monticellite-Nepheline Basalt from Tasmania: a correction to mineral data. (Geol. Mag. 65. 1928. 29—30.)

F. P. PAUL beschrieb 1906 einen Nephelin-Eudialit-Basalt von Shannon Tier, Tasmanien, mit einem unbekanntem Mineral von der Zusammensetzung  $\text{Ca}_2\text{SiO}_4$ . Diesem Mineral wurde später der Name Shannonit gegeben.

Kürzlich wurde das Gestein wieder untersucht, wobei Verf. zu abweichenden Anschauungen gelangte. Nach ihm ist das Gestein ein feldspatfreier Nephelinbasalt mit idiomorphem Nephelin, Titanaugit, Olivin (Chrysolith), dem unbekanntem PAUL'schen Mineral, Biotit, Apatit, Magnetit, Perovskit und untergeordneten Mengen von Analcim. Der früher beschriebene Eudialit wurde nicht entdeckt, dieser wurde vielmehr allem Anschein nach mit Nephelin verwechselt. Des weiteren stellt Verf. fest, daß die Konstanten des „unbekannten“ Minerals zwar nicht mit denen der künstlichen Calcium-Orthosilikate übereinstimmt, sondern mit Monticellit. Die beiden Olivinarten sind ebenfalls im Schliff deutlich zu unterscheiden.

Die optischen Konstanten des PAUL'schen Minerals werden des näheren besprochen.

Die Analyse des Gesteines (nach HEIDENREICH) ergibt:  $\text{SiO}_2 = 36,03$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15,19$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5,94$ ,  $\text{FeO} = 9,55$ ,  $\text{MgO} = 8,60$ ,  $\text{CaO} = 15,52$ ,  $\text{Na}_2\text{O} = 4,23$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 1,85$ ,  $\text{H}_2\text{O} = 0,58$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5 = 1,38$ ,  $\text{TiO}_2 = 1,13$ ,  $\text{MnO} = 0,17$ ,  $\text{ZrO}_2 = 0,21$ .

Die annähernde Mineralzusammensetzung dürfte sein: Nephelin 27 %, Augit 27 %, Monticellit 27 %, Chrysolith 14 %.

Man muß hieraus nach dem Verf. schließen, daß ein Calcium-Orthosilikat weder in diesem tasmanischen Gestein noch einem anderen bisher beschriebenen Magmagestein vorkommt. Das in Frage kommende Mineral ist Monticellit und der Name Shannonit muß damit wieder zurückgezogen werden.

**H. P. T. Rohleder.**

**C. A. Sussmilch and Wm. Clark:** The Geology of Port Stephens, Part I. Physiography and General Geology, Part II. Petrography, by C. A. SUSSMILCH, with Analyses by W. A. GREIG. (Journ. a. Proc. R. Soc. of New South Wales for 1928. 42. Sidney 1929. 168—191.)

Eine Serie von Lavadecken ist carbonischen Schichten eingeschaltet.

Andesite, z. T. glasig mit reichlichen porphyrischen Ausscheidungen von Plagioklas ( $Ab_2An_8$ ), Hornblende, Hypersthen, wenig Biotit, Apatit, z. T. mit einer kryptokristallinen, sehr feinkörnigen Grundmasse. Die glasigen Andesite sind alkaliärmer (vgl. Analysentabelle).

Toscanite, ebenfalls z. T. glasig, aber nur an der Basis der ältesten Toscanitlaven, z. T. mit kristalliner bis glasiger Grundmasse.

Rhyolithe. Sehr wahrscheinlich ist die Folge so, daß zuerst Andesite, dann Toscanite und zum Schlusse Rhyolithe ausflossen, was zurückgeführt wird auf eine Gravitationsdifferentiation in dem die Eruptionen liefernden Magmabassin. Vgl. die Zunahme von  $SiO_2$  und  $K_2O$ , die leichte Abnahme von  $Na_2O$  gegen das Ende der Eruptionen und die stetig verstärkte Abnahme von  $MgO$  und  $CaO$  mit dem Fortschreiten der Eruptionen. Die Analysen sind so geordnet, daß die älteren links, die jüngeren Laven rechts stehen.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.
$SiO_2$ . . . . .	63,17	63,92	71,72	73,90	73,64	73,90	73,96	74,74
$Al_2O_3$ . . . . .	15,10	15,37	11,50	—	—	11,95	12,65	11,89
$Fe_2O_3$ . . . . .	2,20	2,90	2,30	—	—	1,70	1,85	1,50
$FeO$ . . . . .	2,16	2,34	0,63	—	—	0,99	0,40	0,27
$MgO$ . . . . .	2,35	2,60	0,41	—	—	0,55	0,50	0,83
$CaO$ . . . . .	6,38	4,28	2,56	—	—	1,50	0,64	0,74
$Na_2O$ . . . . .	2,20	3,39	3,40	3,50	3,42	3,10	3,18	2,96
$K_2O$ . . . . .	0,66	3,02	2,53	4,04	4,59	4,74	5,07	5,23
$H_2O$ (100° C) .	0,47	0,41	0,35	—	—	0,21	0,45	0,60
$H_2O$ (100° C +)	4,73	1,65	4,51	—	—	1,37	1,33	1,14
$CO_2$ . . . . .	0,00	0,00	0,00	—	—	0,00	0,00	0,00
$TiO_2$ . . . . .	0,50	0,05	0,15	—	—	0,20	0,20	0,17
$ZrO_2$ . . . . .	0,00	0,00	0,00	—	—	0,00	0,00	0,00
$P_2O_5$ . . . . .	0,14	0,16	0,03	—	—	0,05	0,07	0,02
$SO_3$ . . . . .	0,00	0,00	0,06	—	—	0,00	0,00	0,02
Cl . . . . .	0,11	0,07	0,10	—	—	Spur <sup>1</sup>	Spur <sup>1</sup>	0,10
F . . . . .	0,00	—	0,00	—	—	—	—	0,00
S ( $FeS_2$ ) . . . .	0,00	0,00	0,00	—	—	0,00	0,00	0,00
$Cr_2O_3$ . . . . .	0,00	0,00	0,00	—	—	0,00	0,00	0,00
NiO + CoO . . . .	0,00	0,00	0,00	—	—	0,00	0,00	0,00
MnO . . . . .	0,10	0,07	0,11	—	—	0,06	Spur <sup>1</sup>	Spur <sup>1</sup>
BaO . . . . .	0,03	0,04	0,05	—	—	0,06	0,04	0,07
SrO <sup>2</sup> . . . . .	0,00	0,00	0,00	—	—	0,00	vorh.	0,00
$Li_2O$ . . . . .	vorh.	0,00	vorh.	—	—	0,00	0,00	vorh.
$V_2O_5$ . . . . .	Spur <sup>1</sup>	0,00	0,00	—	—	Spur <sup>1</sup>	0,00	0,00
CrO . . . . .	0,00	0,00	0,00	—	—	0,00	0,00	0,00
Summe . . . . .	100,30	100,27	100,41	—	—	100,38	100,34	100,28
— O für Cl . . . .	0,02	0,01	0,02	—	—	—	—	0,02
	100,28	100,26	100,39	—	—	100,38	100,34	100,26
Dichte . . . . .	2,524	2,694	2,443	—	—	2,613	2,611	2,600

<sup>1</sup> Weniger als 1 %. <sup>2</sup> Spektroskopisch.



- I. Andesitglas, West Point, Nelson's Bay.
- II. Andesit, ebenda.
- III. Toscanitglas, Nelson's Head.
- IV. Toscanit, Fly Point.
- V. Toscanit, Nelson's Head.
- VI. Toscanit, Round Head.
- VII. Rhyolith, Fingal Head.
- VIII. Rhyolith, Morna Point.

**Erich Kaiser.**

**W. R. Browne** and **H. P. White**: Alkalization and other deuteric phenomena in the Saddleback trachybasalt at Port Kembla. (Journ. a. Proc. of the R. Soc. of New South Wales for 1928. 62. Sidney 1929. 303—340. 2 pl.)

Der Trachybasalt von Port Kembla, den Trachyandesiten nahestehend, hat gegen Ende seiner Auskristallisation eine Veränderung erlitten durch die Zufuhr von Orthoklas, während die Umwandlung des Olivins in Iddingsit mit Zwischenklemmung von Chlorit und Quarz zur letzten Verfestigung des Magmas gehören solle. Die Veränderung habe sowohl das Hauptgestein der permocarbonen Laven, wie ein in sie intrudiertes betroffen.

Ein Teil der Veränderungen sei durch Restlösungen mit Iddingsit- und Chloritabsatz erfolgt, während ein anderer durch postvulkanische Lösungen bedingt sei, welche die Bildung zuerst von Albit und Chlorit, später von Albit, Sericit, Carbonaten, Kaolin und Quarz veranlaßten.

Die Zufuhr beider Alkalien (Albit-, Sericit- und Orthoklasbildung) wird als „alkalization“ (Alkalinisierung) bezeichnet. Diese sei an vielen permocarbonen Laven der Südküste zu beobachten.

Die Umwandlungsvorgänge werden durch Analysen belegt, die wir hier nicht zufügen können.

**Erich Kaiser.**

**Simpson**, Edward S.: Contributions to the mineralogy of Western Australia. (Journ. Roy. Soc. Western Australia. 14. 1928. 45—56; Min.-Abstr. 4. 1929. 9—10. — L. J. SPENGER ref.) — Ref. dies. Jb. 1929. I. 444.

## Petrographisch-tektonisches Grenzgebiet.

**A. Born:** Über Druckschieferung im varistischen Gebirgskörper. (Fortschr. d. Geol. u. Paläont. 7. H. 22. Bornträger. 1929. Mit 9 Taf. u. 18 Textfig. 333—427.)

Die Ideen des Verf.'s über das Schieferungsproblem sind in kurzer Form schon in mehreren kleineren Arbeiten entwickelt worden. Hier liegt nun eine umfangreiche Monographie vor, die mit Bild- und Zahlenmaterial ausgerüstet ist.

Der wesentliche Inhalt ist folgender: A. BORN betrachtet die „Schieferung“ als eine „Metamorphose“ der Tongesteine, die abhängig ist von gerichteten Druckspannungen und einem annähernd hydrostatisch wirkenden Belastungsdruck (und der hierzu korrelierten Temperatur).

Nach der feldgeologischen Beschaffenheit unterscheidet Verf. zwischen verschiedenen Arten der Schieferung, die einen stufenförmigen Übergang von den metamorphen Gesteinen (Phylliten) der Epizone zu den plastischen, ungeschieferten Tongesteinen darstellen. Die von ihm gewählten Bezeichnungen sind: a) Runzelschieferung, b) Glattschieferung, c) Rauhschieferung, d) Bruchschieferung, wobei a) der Epizone am nächsten steht. Als charakteristische Merkmale betrachtet er bei a) nicht ebene, sondern fein gerunzelte Schieferungsflächen; b) vollkommen ebene Schieferung, die eine sehr feine Aufspaltung ermöglicht (Prototyp Dachschiefer); c) Rauhschieferung wesentlich unvollkommener als Glattschieferung sowohl in der Ausbildung wie in der Dichtigkeit der Schieferflächen. Während bis hierher die Schieferungsflächen im Feingefüge ausgezeichnet sind durch Parallelschichtung neugebildeter Glimmerblättchen, fehlt dieses Kennzeichen der „Bruchschieferung“, so daß hier die transversalen s-Flächen auch als dichtgestellte latente Klüftung aufgefaßt werden können. In diese Zone werden von BORN auch die Ellipsoid-schiefer von WEIGELT eingereiht.

Fehlt den Tongesteinen jede transversale Schieferung, so sind wir bei den „Schiefertonen“ angelangt, die beim spontanen Zerfall sich in lauter krummflächig begrenzte Bröckelchen auflösen. Bei ihnen wird der „Ton“-Bestandteil durch wirrgelagerte Sericitblättchen dargestellt.

A. BORN hat versucht, seinen verschiedenen Begriffen dadurch eine schärfere Fassung zu geben, daß er die Wassergehalte und das Absorptions-

vermögen für Methylviolett der verschiedenen Arten von Tongesteinen bestimmte. Das Ergebnis dieser Untersuchungen ist nicht sehr ermutigend. Im Gegensatz zu älteren Angaben in der Literatur muß A. BORN feststellen, daß von einer strengen Gesetzmäßigkeit keine Rede sein kann. Sowohl beim Wassergehalt wie bei der Farbabsorption „herrscht zwar kein Chaos und gewisse Beziehungen sind sichtbar“, aber „daneben findet sich eine relativ große Anzahl von Werten, die sich der Regel nicht fügen“. Es erklärt sich das z. T. daraus, daß neben dem verschiedenen „Metamorphosezustand“ doch auch das Ausgangsmaterial der Tongesteine großen Schwankungen unterworfen ist. Es scheinen hier stratigraphische Gesetzmäßigkeiten vorhanden zu sein. —

Ein zweifelloses Verdienst BORN's ist es, die von ihm unterschiedenen verschiedenen Grade der Schieferung auf einer Karte des Rheinischen Schiefergebirges in ihrer räumlichen Verbreitung dargestellt zu haben. Es ergab sich dabei einmal die zu erwartende allmähliche Verringerung der Umformung von S nach N, andererseits aber zwei unerwartete, große „Inseln“ ungeschieferter Gesteine (zwischen Linz und Bergisch-Gladbach und zwischen Prüm und Sötenich). Verf. sieht eine Erklärung hierfür in der Annahme, daß hier keine genügende Sedimentüberdeckung bei der Faltung vorhanden gewesen sei. — Gleichgültig, ob diese Erklärung richtig ist, ist es doch ein Verdienst BORN's, auf das Problem hingewiesen zu haben. Eine ähnliche, allerdings nicht so eingehende Darstellung erfahren auch der Harz, Thüringer und Frankenwald und innerböhmische Mulde.

Ein eigener Abschnitt der Arbeit befaßt sich mit der Anordnung der Schieferflächen im Raum. Die gewonnenen Erkenntnisse lassen sich in folgende Sätze zusammenfassen:

1. Die Schieferungsflächen sind im varistischen Gebirgskörper über große Gebiete regelmäßig angeordnet.
2. Das Streichen der Schieferung ist konstanter als das der Schichten. Im Rheinischen Schiefergebirge ist das Streichen der Schieferung im Mittel um 28° stärker nach O abgelenkt als das der Schichten.
3. Das Fallen der Schieferung ist im allgemeinen unabhängig vom Schichtenbau im kleinen wie im großen.
4. Das Fallen der Schieferung ist in breiten Zonen im Streichen gleichmäßig. Senkrecht zum Streichen ändert es sich kontinuierlich, so daß SO fallende Schieferung durch saiger stehende in NW fallende übergeht und umgekehrt. SO-Fallen herrscht vor. NW-Fallen zeigen immer nur schmale Zonen.
5. Es sind mehrere solche „Umkippsachsen“ der Schieferung von großer streichender Länge vorhanden. Daneben gibt es eine Anzahl, die nur lokale Bedeutung besitzen.
6. Nach NO verschwinden sämtliche Umkippsachsen. Hier herrscht — ebenso wie am N-Rand des Schiefergebirges — einheitliches SO-Fallen der Schieferung.
7. Aus alledem wird gefolgert, daß die regionale Anordnung der Schieferungsflächen vom großtektonischen Faltenbau des Gebirgskörpers



völlig unabhängig ist. (Vgl. aber QUIRING: NW—SO-Schub im Koblenzer Pressungsgelenk des Rheinischen Gebirges. Jb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1928. 49. 59 — vgl. folgendes Ref.)

8. Aus der einheitlichen Anordnung der Schieferung über große Räume ist der Schluß berechtigt, daß die Schieferung jünger als die Faltung ist. Aus den Verhältnissen am Nordrand der Rheinischen Masse folgert BORN ein postasturisches Alter der Schieferung, wenigstens für den Nordteil des Schiefergebirges, im Südteil könnte die Schieferung vielleicht auch im Ausklingen der sudetischen Phase erfolgt sein. Für den Harz nimmt BORN präasturische Schieferung an.

Aus dem Mangel von Anomalien im Druckschieferungsfeld in der Umgebung von Brocken und Ramberg schließt Verf., daß die granitischen Intrusionen im Harz jünger sind als die Schieferung, das gleiche soll für die Granite Thüringens gelten mit Ausnahme des „Hirschberger Gneises“.

Eine weitere Frage, die sowohl geologische Wichtigkeit besitzt, wie auch für die Auflösung der Mechanik der Gebirgsbildung von Bedeutung ist, ist die nach dem Verhältnis von Schieferung zu Querbrüchen. Nach BORN ist die große Mehrzahl der Querbrüche sicher älter als die Druckschieferung, denn meist weisen auch Schollen, die an solchen Störungen stark aus dem normalen Schichtstreichen und Fallen herausgedreht worden sind, dasselbe Streichen und Fallen der Schieferung auf wie die benachbarten Schollen. — Weniger leicht lassen sich die Beziehungen zwischen Schieferung und Längsstörungen fassen. Nach BORN ist die Schieferung teils jünger, teils älter als die Längsbrüche und Überschiebungen.

Die nächsten Abschnitte der Arbeit sind dem „Charakter und den Ursachen der Druckschieferung“ gewidmet. BORN erklärt sie als Kristallisations-schieferung unter wesentlicher Mitwirkung des RIECKE'schen Prinzips und nimmt an, daß die Schieferungsflächen senkrecht zur Normal-Druckspannung angelegt sind. Die Druckschieferung erscheint so wesentlich verschieden von der alpinen Gleitschieferung. Da der Rahmen eines Referates ein nahes Eingehen auf die Einzelheiten sowie Diskussion der Gegengründe nicht gestattet, habe ich mich veranlaßt gesehen, meine abweichende Meinung gesondert zu veröffentlichen und kann hier darauf verweisen. (Cbl. f. Min. etc. 1929. B.)

G. Fischer.

Fischer, Georg: Zum Problem der Schieferung. Bemerkungen zu AXEL BORN's Arbeit „Über Druckschieferung im varistischen Gebirgskörper“. (Cbl. f. Min. etc. 1929. B. 474—484.)

H. Quiring: NW—SO-Schub im Koblenzer Pressungsgelenk des Rheinischen Gebirges. (Jb. Pr. Geol. Landesanst. f. 1928. 59—80. Ein Beitrag zur Genesis der Transversalschieferung. Mit 1 Übersichtskarte und 11 Abb.)

Während das Bewegungsbild im Rheinischen Schiefergebirge im allgemeinen auf einen aktiven Schub aus südöstlicher oder ost-südöstlicher Richtung schließen läßt, zeigt eine 15—25 km breite Zone von Alf an der

Mosel bis Montabaur ein abweichendes Verhalten. Hier sind die südlichen Sattelschenkel steiler als die nördlichen oder überkippt. Überschiebungsflächen fallen nach NW ein. Verf. nennt diese Zone das „Koblenzer Pressungsgelenk“.

Für die Beurteilung des Problems der Transversalschieferung ist wichtig, daß in diesem Streifen abweichenden Faltenbaues auch die Transversalschieferung statt des normalen SO-Fallens nordwestliche Fallrichtung besitzt. Verf. schließt daraus, „daß Faltung und Schieferung demselben Pressungszyklus angehören und daß im Koblenzer Orogen die Schieferung der Faltung mit verhältnismäßig kurzem Abstand gefolgt ist.“ Aus den inneren Beziehungen zwischen Faltenbild und Schieferung folgt, daß es sich um eine primäre Erscheinung und nicht etwa um eine spätere Verstellung ursprünglich südfallender Schieferung handeln kann. Von Belang ist ferner, daß auch das Streichen der Schieferung im Koblenzer Pressungsgelenk von den übrigen Teilen der Rheinischen Masse abweicht. Daraus erscheint der Schluß des Verf.'s gerechtfertigt, daß im Rheinischen Gebirge verschiedene Schieferungsphasen verschiedenen Alters unterschieden werden müssen.

In genetischer Hinsicht betrachtet Verf. die Transversalschieferung — im Gegensatz zu den jüngsten Anschauungen von BORN — „nicht als rißlose Kristallisationszonen, Zeichen beginnender Gesteinsmetamorphose, sondern als Trennungs- und Gleitflächen zwischen Gesteinsteilen, die sich gegeneinander verschoben haben ... also... als mikrotektonische Überschiebungsklüfte.“

Die Entstehung des Koblenzer Pressungsgelenkes wird vom Verf. in die Zeit zwischen der Sedimentation der Kieselgallenschiefer (unterste Zone des Mitteldevons) und diejenige der Wissenbacher Schiefer gestellt.

Verf. betrachtet — wie bei seinen früheren tektonischen Arbeiten — die gefaltete und geschieferte Zone als Gelenk oder Scharnier zwischen zwei verschiedenartig bewegten Großschollen. Bei einer Zusammenpressung der „Eifel“- und der „Hunsrückscholle“ entwickelten sich infolge verschiedener Höhenlage der Schollenränder Schubkomponenten, die gegen die tiefer gelegene Hunsrückscholle gerichtet waren. Die räumliche Lage der Schieferung spiegelt diese Kraftanordnung wieder. Interessant ist nun der Versuch QUIRING's, aus dem Neigungswinkel der Schieferung die Lage und Größenabmessungen der bewegten Großschollen zu berechnen, wenn auch diesen Rechnungen manche hypothetische Größen zugrunde liegen. **G. Fischer.**

Graber, H. V.: Bemerkungen zu S. v. BUBNOFF's „Werdegang einer Eruptivmasse“. (CBL. f. Min. etc. 1929. B. 437—464.)

**H. P. Cornelius:** Zur Altersbestimmung der Adammello- und Bergeller Intrusion. (Sitzber. Ak. d. W. Wien. 187. 1928. 541—562.)

Das Verhältnis von Intrusion zur Tektonik prüft Verf. an den Kontaktgesteinen, deren intensive Faltung durch die Kontaktmetamorphose ab-

gebildet wird. Daneben werden jüngere Störungen erkannt, die die erstarrten Intrusivmassen noch in Mitleidenschaft gezogen haben. Es handelt sich dabei z. T. um posthume Neubeklung alter Störungen (Gallinerlinie), wie um Neuanlage bestimmter tektonischer Elemente (Judikarienlinie und insubrische Linie). Schätzt man die quantitative Bedeutung der prä- und postintrusiven Bewegungen gegeneinander ab, so kommt man zum Ergebnis, daß die ersteren eine viel größere Bedeutung besitzen; so muß der penninisch-unterostalpine Deckenbau schon zur Zeit der Tonalitintrusion nach den Verhältnissen am Bergellmassiv fertig vorgelegen haben.

Diese tektonischen Ergebnisse werden vom Verf. kombiniert mit den spärlichen Nachrichten, die aus den Sedimenten über den Intrusionszeitpunkt der Magmenmassen des Adamello- und Bergeller Massivs herausgelesen werden können. Einen weiteren Anhaltspunkt für die Beantwortung der Fragestellung gibt der Vergleich der Morphologie, die zur Annahme einer großen Verebnungsfläche mittelmiozänen Alters führt, die gleichmäßig den Ost- und Südalpenkörper überspannte und in die auch die genannten Massive bereits einbezogen waren. Als wahrscheinlicher Zeitpunkt der Intrusion beider Massive erscheint bei Berücksichtigung aller Umstände die Spanne zwischen Oberkreide und Mitteltertiär. Ein Ergebnis dieser Betrachtungen besitzt größere, über das betrachtete Gebiet hinausgreifende Bedeutung: Das ist die Feststellung, daß die Deckenbewegungen im penninisch-unterostalpinen Bereich zu einer Zeit bereits abgeschlossen waren, wo die Schubbewegungen helvetischer Decken noch gar nicht begonnen hatten. Letztere werden demnach als selbständige orogenetische Erscheinungen aufgefaßt werden müssen, nicht nur als eine Fernwirkung der Deckenbewegungen in den inneren Zonen der Alpen.

G. Fischer.

**F. Rinne:** Über die Auslösung tektonischer Spannungen in Tonschiefer und Diabas an Hand von Beobachtungen bei Goslar am Harz. (Fennia. 50. Helsingfors 1928. Mit 7 Textfig.)

Die Schieferung der „Goslarer Schiefer“ wird als Gleitschieferung gedeutet und mit den Erscheinungen an translitierten Steinsalzkrystallen verglichen. Auf die Unterschiede in der tektonischen Formung von Tonschiefer und Diabas wird hingewiesen und dies durch die verschiedene Mobilität erklärt. Während dem Diabas Schieferung fehlt, wird er doch von demselben einheitlichen (Qu-) Klüftsystem durchsetzt wie der Tonschiefer. Verf. glaubt dies dahin deuten zu müssen, daß die Klüftung jünger als die Schieferung ist. Dieser Schluß ist nicht haltbar, da die mechanische Beanspruchung zur Qu-Klüftung ganz andere Festigkeitseigenschaften der Gesteine berührte als zur Schieferung. Es kann daher wohl ein und dieselbe tektonische Beanspruchung Klüftung in Diabas und Tonschiefer hervorgebracht haben, während sie nur beim Tonschiefer zur Überschreitung der Scherfestigkeit in der Lage war und so Schieferung hervorrief.

In gewissem Sinn schließt sich Verf. an die jüngsten Arbeiten Born's an und bezeichnet die Schieferung der Tongesteine als oberstes Ausklingen



der „Metamorphose“. Er schlägt für diese oberste Zone, die noch über der Epizone liegt, den Namen „Archometamorphose“ vor, hat aber dabei anscheinend übersehen, daß genau dasselbe bereits im Jahre 1927 von HARRASSOWITZ (Mitt. oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. 12) „Anchimetamorphose“ genannt wurde und dort bereits versucht wurde, das Gebiet der „Anchimetamorphose“ auch physikalisch-chemisch gegen die epizonale Metamorphose sowie gegen die Stabilitätsverhältnisse der Erdoberfläche abzugrenzen.

G. Fischer.

**Br. Sander:** Über Tektonite mit Gürtelgefüge. (Fennia. 50. Nr. 14. Helsingfors 1928. 22 p. 18 Diagramme.)

Verf. schickt dankenswerterweise seiner Arbeit einen allgemeinen Teil voraus, in dem er die von ihm verwendeten Begriffe definiert und mit früheren petrographisch-tektonischen Arbeiten in Beziehung setzt.

Unter „Tektoniten mit Gürtelgefüge“ versteht er jenen häufigsten Typus von Gesteinen mit summierbarer Teilbewegung, die eine Fältelungs- und Scherungsachse B besitzen, senkrecht zu der die Durchbewegung des Gesteins erfolgte. Die Achse B gibt sich makroskopisch als „Streckung, Strie-mung, Riefung oder Faser“ zu erkennen, die stets im tektonischen Streichen liegen.

Bei allen diesen Gesteinen bilden die Pole oder Achsenpunkte der geregelten Mineralkörner auf der Lagenkugel einen Gürtel normal zur Achse B. Dieser Gürtel ist nicht gleichmäßig mit Polpunkten besetzt, sondern es wechseln Untermaxima mit relativen Minimas ab.

Dieses Verhalten gab den Ausgangspunkt für die vorliegende Studie. SANDER untersucht hier polymineralische Gesteine (Kalkphyllite und Quarzphyllite aus dem Brennergebiet, sowie einen Gneis aus Finnland) und vergleicht die Regelungsbilder der einzelnen Mineralgattungen miteinander.

Es ergibt sich nicht nur eine Übereinstimmung hinsichtlich der allgemeinen „Gürtelregelung“, sondern auch eine Beziehbarkeit der einzelnen Untermaximas bei Glimmer, Calcit und Quarz aufeinander. Die Einmessung von Zwillingslamellen und Rissen der Calcitkörner ergab, daß bei diesem Mineral jeweils eine Fläche des „Gleitrhoeders“ (e) in derselben Lage sich befindet wie das Glimmer-„S“. Es ergibt sich daher die Wahrscheinlichkeit, daß die Regelung des Calcits nach dem Gleitrhoeder erfolgte und durch Scherbewegungen erzwungen ist. Dies wird auch in der Regelung der c-Achsen der Calcite deutlich. Diese fallen nicht auf der Peripherie der Lagenkugel, sondern auf einen Kleinkreis, der von der Peripherie einen Abstand von  $26^\circ$  hat, was sich mit dem Winkel zwischen c-Achse und Gleitrhoederfläche deckt. Ein ganz ähnliches Verhalten stellte SANDER auch für die Lage der Quarzachsen fest. Auch hier liegen die Untermaxima der c-Achsen nicht genau im Gürtel  $\perp$  B, sondern deutlich daraus verschoben auf einem Kleinkreisgürtel. Dies spricht dafür, daß die Translation der Quarze nach einer Fläche erfolgte, die ähnliche Lage zur c-Achse besitzt wie das Gleitrhoeder des Calcits. Diese Vermutung wird noch unterstützt durch eine kleine Abweichung im Regelungsbild, die sich in genau gleicher Weise bei Calcit und Quarz gegenüber Glimmer findet, die aber an sich noch nicht

näher deutbar ist. Bei beiden Mineralien erscheinen nämlich zwei der Teilmaxima (bezw. Minima) um einen kleinen Winkel gegen die entsprechenden Glimmermaxima verdreht. Rätselhaft erscheint auch eine schmale überbesetzte Zunge, die sich im Quarzachsen-Diagramm von der Peripherie gegen das Zentrum vorstreckt. Für diese Individuen gilt also die seinerzeit von SANDER aufgestellte Regel nicht, daß in Schlifften normal zur Streckungsachse keine Quarzachsen austreten sollen. Eine ähnliche Abweichung, nur in viel stärkerem Maße, hat vor kurzem W. PORTMANN (Diss. Heidelberg 1928) beobachtet und dadurch zu erklären versucht, daß er annahm, die Bewegungsrichtung sei in dem betr. Gestein parallel zur Striemungsachse B verlaufen. Die wahrscheinliche Ursache der Erscheinung ist wohl in den Festigkeitseigenschaften des Quarzes zu suchen, die noch längst nicht vollkommen bekannt sind.

Einen interessanten Versuch, in die mechanische Geschichte der untersuchten Gesteine weiter einzudringen, macht SANDER, indem er die Lage der e-Pole aller noch postkristallin deformierten Calcitkörner gesondert einmißt. Diese Körner müssen besonders „günstig“ gegen die angreifenden Kräfte gelegen sein, so daß ihre Festigkeit überwunden werden konnte, während die übrigen Körner keine bleibende Deformation mehr erlitten. Eine Bestätigung dieser Auffassung ist darin zu erblicken, daß diejenigen postkristallin deformierten Körner, an denen 2 e-Lamellensysteme ausgebildet sind, alle die gleiche räumliche Lage besitzen. Die beiden Gleitflächen müssen hier als symmetrische Scherflächen zu einem Hauptdruck betrachtet werden. Man kann demnach hier die Lage des Hauptdruckes, wenigstens in der letzten Beanspruchungsphase, feststellen.

Einen Beitrag zur Kristallphysik der Glimmermineralien bringt SANDER durch die statistische Vermessung der optischen Körner von Muscoviten, die in „S“ eingeregelt sind. Es stellt sich heraus, daß die Lage der Glimmer innerhalb dieser Fläche nicht beliebig ist, sondern daß die optischen Normalen (also die a-Achsen) der Muscovite ein deutliches Maximum  $\perp$  der B-Achse des Gesteins besitzen, demnach scheint a als die bevorzugte Translationsrichtung in die Durchbewegungsrichtung des Gesteins eingeregelt zu sein. Es stimmt dies gut überein mit den Ergebnissen MÜGGE's und WETZEL's (dies. Jb. 1914). Letzterer hat bereits aus der Beschaffenheit der Druck- und Schlagstrahlen die Spur von (010) auf (001) als bevorzugte Translationsrichtung bei Muscovit vermutet.

G. Fischer.

**Br. Sander** mit Beiträgen von **O. Schmidegg** und **D. Korn**: Über einige Glimmergefüge. (Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde. 5. Folge. 10. Heft. Darmstadt 1927. Mit 25 Abb. im Text.)

In der vorliegenden Studie geht Verf. dem Problem der „Querglimmer“ zu Leibe.

Während die Querbiotite in den älteren Arbeiten SANDER's, W. SCHMIDT's und des Referenten ganz allgemein als jüngere Kristalle gegenüber dem „s“-Gefüge aufgefaßt waren, die ihre abweichende räumliche Lage einer geänderten Beanspruchung verdankten, lassen die Untersuchungen SANDER's und seiner Mitarbeiter mehrere verschiedene Fälle unterscheiden:

1. Die Querbiotite zeigen im Gefügediagramm eine deutliche Rotation um die allgemeine Fältelungsachse „B“ des Gesteins. Das Studium der in den Biotiten eingeschlossenen Gefügerelikte im Vergleich zum externen Gefüge bringt die Erklärung: Es liegt ein Gestein vor, das unter lebhafter Kleinfältelung seine erste kristalline Formung als Quarzphyllit erfuhr, hierauf brachte eine Granitintrusion in der Nähe eine lebhafte Wärmezufuhr und damit eine mehr oder weniger unregelmäßige, rasche Blastese von Biotit (und Andalusit). Eine zweite tektonische Phase (oder vielleicht das Ausklingen der prägranitisch begonnenen Phase) setzte die älteren Bewegungen konsequent fort und rotierte so die neugebildeten Porphyroblasten um dieselben Fältelungsachsen, die schon das ältere Gefüge beherrschten. Natürlich ist der Regelungszustand der Biotite ungenauer als der der Glimmerhäute auf „s“, die Biotite erscheinen daher dem Auge als Querporphyroblasten.

2. Querbiotite mit (001) senkrecht zur Scherungs- und Fältelungsachse „B“ des Gesteins. Dieser Fall wurde in Querbiotitschiefern der Raibler Schichten vom Tribulaun beobachtet. Eine genaue Untersuchung zeigt, daß nicht eine jüngere Wachstumsregelung, sondern eine „Restregelung“ vorliegt. Ursprünglich scheinen auch hier ziemlich lagenfreie Biotitholoblasten vorgelegen zu sein. Nach ihrer Kristallisation (z. T. noch während dieser) fanden ausgiebige Gefügebewegungen statt. Diese rotierten alle „günstig“ gelegenen Biotite durch Gleitungen mit (001) in „s“ ein und zerschmierten die ursprünglich großen Porphyroblasten durch fortgesetzte Translationen zu dünnen Glimmerhäuten, deren Basispole  $\perp$  „s“ stehen. Andere der Biotite, namentlich solche, deren Basis zu Beginn der Bewegungen einen Winkel zur Achse B bildete, wurden geknickt und gefältelt mit deutlicher Rotation um B. — Nur diejenigen Glimmer, die mit ihrer Basis  $\perp$  zu B lagen, konnten durch die einsetzenden Gefügebewegungen nicht zur Translationsdeformation gebracht werden. Sie überlebten daher ungestört [oder mit eigentümlichen Zerrfugen // (001)] die Tektonik und erscheinen so als „Rest“ einer ursprünglich andersartigen Regelung unserer Beobachtung.

Von diesen beiden Fällen sind jene Regelungen von „Querbiotiten“ zu unterscheiden, die als Wachstumserscheinungen zu deuten sind [z. B. (001)  $\perp$  s], wie bei den von SANDER untersuchten Quermuscoviten, vielleicht auch bei geänderten Trachtbedingungen (001) // s (man denke an die säulenförmigen Glimmerkristalle mancher Pegmatite!). Auf letztere Tracht könnte z. B. die Regelung in dem von SANDER studierten Kugeldiorit von Smaland zurückgehen, da hier ein scharfes Polmaximum der Biotite zusammenfällt mit der Lage der Kugelradialen. Bei den von D. KORN untersuchten Andesinen der gleichen Kugelschale wurde keine Regelung festgestellt. **G. Fischer.**

Riedel, Wolfgang: Das Aufquellen geologischer Schmelzmassen als plastischer Formveränderungsvorgang. Ein Beitrag zur Mechanik des Parallelgefüges. (Dies. Jb. Beil.-Bd. LXII. B. 151—170. 13 Fig., 1 Taf.)

Korn, Doris: Tektonische und gefügeanalytische Untersuchungen im Grundgebirge des Böllsteiner Odenwaldes. (Dies. Jb. LXII. B. 171—234. 16 Diagramme, 4 Abb., 1 Übersichtskarte.)



**Herbert P. T. Rohleder:** A system of Joints on the Surface of Basalt Columns at the Giants Causeway. (Geol. Mag. 65. 1928. 354—355.)

Auffallende Klüftungserscheinungen auf den Querflächen von Basaltsäulen finden sich an einer einzigen Lokalität im Giants Causeway-Gebiet, Nordirland, und zwar auf der Westseite des Grand Causeway. Die Natur, sowie das Streichen dieser Klüfte werden näher angegeben. Das System besteht aus offenen Klüften in SE—NW-Richtung, latenten senkrecht hierzu (NE—SW), sowie Diagonalklüften, welche die beiden genannten Richtungen halbieren. Das Bild erinnert an das „Cloos'sche Systempaar“ und die „Diagonal- oder Mohr'schen Linien“.

Die Hauptklüfte fallen mit den beiden wichtigsten tektonischen Linien Nordirlands zusammen. Da auch die Basaltgänge dieses Gebietes mit diesen Richtungen übereinstimmen, liegt es nahe, die Entstehung dieser Klüfte in jene Periode zu verlegen, während welcher die Gangspalten gebildet wurden, d. h. nach Extrusion der basaltischen Hauptergüsse, jedoch vor Abschluß der vulkanischen Tätigkeit, da die zu gleicher Zeit entstandenen Gangspalten später noch durch basaltischen Schmelzfluß ausgefüllt wurden.

H. P. T. Rohleder.

**C. Gottfried:** Beobachtungen über die Kontaktverhältnisse des Granites von Mont'Orfano (Oberitalien). (Geol. Rundsch. 19. 1928. 251—254. 2 Textfig.)

Die Notiz bringt einige ergänzende Bemerkungen zu der Arbeit von R. BALK: „Zur Tektonik der Granitmassive von Baveno und Orta in Oberitalien“, Geol. Rundsch. 15. 110 ff. BALK hat einige Gneise als Glimmerschiefer angesehen, über deren Petrographie einiges mitgeteilt wird. Der Temperaturunterschied zwischen Granit und Gneis zur Zeit der Intrusion muß sehr erheblich gewesen sein. Abkühlung und Erstarrung ist sehr rasch vor sich gegangen.

Curt Teichert.

**F. de Quervain:** Die Eruptivgesteine der Pannonischen Senke und ihrer Umrandung. (Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 7. 1927. 1—27.)

Die Publikation ist eine Ergänzung zu NIGGLI's Arbeit über die Gesteine der mediterranen Kettengebirge (Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 2) und hat zum Ziel, die chemische Eigentümlichkeit der während der Orogenese geförderten Magmen in Beziehung zu der tektonischen Stellung zu bringen. Dabei wurde das zeitliche Moment der Magmenförderung besonders berücksichtigt. Als tektonische Einheiten im Untersuchungsgebiet haben zu gelten: Karpathen, Dinariden und die zwischen beiden gelegene Pannonische Senke.

119 Analysen, die von Eruptivgesteinen aus diesem Gebiete vorhanden waren, sind nach der NIGGLI'schen Art ausgewertet und diagrammatisch dargestellt. Dabei ergibt sich, daß die zu gleicher Zeit aufgestiegenen Magmen in den verschiedenen tektonischen Elementen des Gesamtrogens durchaus ähnlichen Chemismus aufweisen.

Folgende zeitliche Magmenentwicklung läßt sich feststellen:

1. Magmen vor der Faltung (untere Kreide) ausgebrochen; im Gebiet der späteren Senke. Atlantisch, intermediär bis basisch: Mecsek-Gebirge. Mediterran: Fruska-Gora. (Vielleicht hierher gehörig der Nephelinsyenit von Ditró.)
2. Magmen der ersten Faltungsphase (obere Kreide). Nur im Karpathengebiet auftretend, normalpazifisch, sauer bis basisch: Banat, Bihargebirge.
3. Magmen zeitlich mit der tertiären Faltung zusammenfallend:
  - I. Im Karpathengebiet und im N der Senke, vorwiegend pazifisch (peléetisch). Untergeordnet mediterraner Einschlag, sauer bis intermediär: Jungkarpathische Provinz von Schemnitz-Kremnitz bis Persanyer Gebirge inkl. Siebenbürg. Erzgebirge.
  - II. In den Dinariden, normalpazifisch, intermediär: Savefalten—Kroatien.
  - III. Im S der Senke, normalpazifisch, sauer bis intermediär: Mecsek, Fruska-Gora. Pazif.-mediterran, sauer bis intermed.: Gleichenberg.
4. Magmen jünger als faltende Bewegungen:
  - I. Im Karpathengebiet inkl. nördliche Senke, schwach atlantisch, nur basisch: Schemnitz, Matra, Persanyer Gebirge, Banat.
  - II. In der Senke meist atlantisch, selten pazifisch, nur basisch: Steiermark, Nordwestungarn, Bakony, Villanyer Gebirge, Tapolvecs.  
**Huttenlocher.**

**Hermann Scholtz:** Tektonische Untersuchungen an Westerwälder Vulkanen. (Geol. Rundsch. 19. 1928. 439—447. 5 Textfig. 1 Taf.)

Die Arbeit beschäftigt sich mit der Trachytkuppel des Hülsberges, dem Schalenbau des Trachytandesits von Freilingen—Weidenhahn und der Primärbreccie des Malbergphonoliths.

Die Trachytkuppel des Hülsberges hat große Ähnlichkeit mit der von H. und E. Cloos beschriebenen Quellkuppe des Drachenfels. Die Lagerung kann an den kleinen Sandintäfelchen sehr gut verfolgt werden. Die äußere Kuppelform des Berges fällt nicht mit dem inneren Kuppelbau zusammen.

Beim Trachytandesit von Freilingen—Weidenhahn ist das Parallelgefüge minder gut ausgebildet als beim Trachyt des Hülsberges, jedoch trotzdem erkennbar, so daß man auf den Aufbau von ineinander geschachtelten konkaven Schalen schließen kann. Als Erklärung für diesen Bau wird vom Verf. angenommen, „daß es sich um den unteren Teil einer linsenförmigen Anschwellung handelt, etwa eines kleinen, in Tuff eingedrungenen Lakkolithen“.

Die Entstehungsgeschichte des Malbergvulkans gestaltet sich für den Verf. folgendermaßen: Aufdringen schlierig struierter Lava auf NW—SO

gerichteter Spalte. Zerbrechen der Lava in eckige Stücke durch rasche Abkühlung und weiteres Aufquellen von Lava, die die Bruchstücke verkittet.

**Curt Teichert.**

**Franz Angel:** Gesteinskundliche und geologische Beiträge zur Kenntnis der Schobergruppe in Osttirol. (Verh. d. geol. Bundesanst. Wien 1928. 153—182.)

Die Schobergruppe im S der Tauern ist nach den Untersuchungen des Verf.'s ein kompliziertes Gebilde aus drei Teilschollen, in denen zwei sehr verschiedene Gesteinsserien (ähnlich der Gleinalpe) miteinander verbunden sind: 1. Altkristallin, 2. Jungkristallin. Das erstere umfaßt Paragesteine, basische Massengesteine und spärliche aplitische Intrusionen in einer Fazies der 2. Tiefenstufe, die in Anlehnung an BECKE als „alpine Amphibolitfazies“ beschrieben und definiert wird. In Resten liegen auch alpine „Eklogite“ vor, die eine spätere Anpassung an die genannte Amphibolitfazies erkennen lassen. Es ist also möglich, daß ursprünglich eine Faziesgesellschaft der 3. Tiefenstufe vorlag.

Das Jungkristallin besteht aus Gesteinen einer „Grünschiefer“- und „Kalkphyllitfazies“. Ihre Metamorphose geht auf eine neuerliche Gebirgsbildung zurück, das zeigt einmal eine Diaphthorese der den Grünschiefern tektonisch eingeschalteten Späne des Altkristallins, sowie eine Umstauung des älteren NW-Streichens in W—O-Richtung.

**G. Fischer.**

**Leo Waldmann:** Umformung und Kristallisation in den moldanubischen Katagesteinen des nordwestlichen Waldviertels. (Mitt. d. geol. Ges. Wien. 20. 1927. 35—101.)

Verf. gibt eine Schilderung der derzeitigen Auffassung der Entstehung des moldanubischen Kristallins. Die unterscheidbaren Hauptphasen sind: Paragesteine mit eingeschalteten Effusivdecken werden in der 2. Tiefenzone umgeprägt (Disthen-Stauroolith-Glimmerschiefer). Intrusion basischer Massengesteine z. T. unter Bildung lagenweis injizierter Mischgesteine (Blastese basischer Feldspäte, Hypersthen, Granat, Spinell). Intrusion saurer magmatischer Stoffe unter Mischgneisbildung mit Übernahme von Granat und Disthen als Fremdlingen aus den Paragesteinen. Starke tektonische Umformung unter Bildung liegender Falten und korrelater Durchbewegung der Gesteinsgefüge (tektonische Fazies der „Granulite“), gleichzeitig starke Durchgasung und Durchtränkung mit neuen sauren magmatischen Stoffen, Entstehung der „Gföhler Gneise“. Magmatische Injektion und Durchbewegung soll in diesem Stadium nebeneinander hergegangen sein, aus ihrem Widerspiel erklärt sich die verschiedenartige Fazies der mannigfachen Gesteine des Waldviertels wie auch die kontinuierlichen Übergänge, wie sie z. B. zwischen „Granuliten“ und „Gföhler Gneisen“ auftreten. Verf. nimmt mit F. E. SUESS an, daß in dieser Phase große Deckenbewegungen sich abspielten, die aber viel älter sind als die präculmische Überschiebung von Moldanubicum auf Moravicum. Auch die Granitintrusionen sollen älter sein als der letztgenannte tektonische Akt. Zusammen mit den



Granitintrusionen erfolgte eine Umprägung des Kontaktmantels in die Fazies von Cordierit- und Perlgneisen. Größere tektonische Bewegungen haben in dieser Zeit nicht stattgefunden. Als letzter tektonischer Akt haben vor dem Miocän starke Bewegungen auf bestimmten tektonischen Flächen stattgefunden, die eine starke Diaphthorese der angrenzenden Gesteinspartien bedingten.

G. Fischer.

**F. K. Drescher:** Über Mikroklinholoblasten mit Grundgewebseinschlüssen, Internregelung von Biotit und einige diesbezügliche genetische Erwägungen. (Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde, Festbd. f. G. KLEMM, Darmstadt 1928, 246—269. Mit 12 Abb. im Text.)

Die vorliegende Studie setzt die früheren Arbeiten des Verf.'s über granitoidioritische Mischgesteine fort. Als Untersuchungsobjekt dient der Fürstensteindiorit im Bayrischen Wald, dem schon früher Verf. eine geologische und petrographische Studie gewidmet hat. (DRESCHER, Abh. d. Hess. Geol. Landesanst. Darmstadt. VIII, 1. 1925. Ref. ds. Jb. 1927. II. B. 181—183.)

Nach der Auffassung des Verf.'s handelt es sich um Paragesteinsschollen, die durch Imbibition granitischer Teilschmelzen und randliche Resorption des Paramaterials durch den Granit ihren heutigen Mineralbestand und ihre geologische Erscheinungsform erhalten haben, während früher diese Diorite als normale Massengesteine betrachtet worden waren. Die Beweisgründe für seine Anschauung sieht Verf. 1. in der Struktur (reliktische Hornfelsstruktur), 2. in der Textur (Lagentextur und Gefügeregelung), 3. im Chemismus der fraglichen Gesteine.

Die petrographische Untersuchung der „Fürstensteindiorite“ hat den Verf. zu der Überzeugung geführt, daß große Mikrokline, die die übrigen Gesteinsgemengteile einhüllen, als „Holoblasten“ in das Gefüge eingewandert sind, und zwar aus dem Magma des „Passauer Waldgranits“, der jetzt die „Diorite“ rings einhüllt. Dies erscheint auch durchaus wahrscheinlich. Besteht eine derartige zeitliche Differenz zwischen den verschiedenen Mineralien des „Diorits“, so ist damit die Möglichkeit gegeben, daß auch die räumliche Anordnung der Gemengteile, namentlich der „internen“ gegen die „externen“, Verschiedenheiten aufweist, die zeitlich verschiedenartigen Gefügeständen des Gesamtgesteins entsprechen.

Von dieser Überlegung ausgehend hat Verf. Regelungsdiagramme der Biotite und der Mikrokline vermessen. Das Ergebnis ist, daß die Pole von (001) der Biotite einen typischen „Gürtel“ besetzen, mit starker Anhäufung in „z“, dem Pol der Schieferung. Es liegt somit ein typischer „B“-Tektonit im Sinne SANDER'S vor. Die Mikrokline setzten einer Vermessung große Schwierigkeiten entgegen, da infolge der spindelförmigen Gestalt der Zwillingseinlagerungen keine exakten Werte für die Zwillingsgrenzen zu erhalten waren. Aus der räumlichen Lage der drei Hauptbrechungsindizes und gelegentlicher Einmessung der Spaltbarkeit konnte immerhin ein Bild der Regelung der optischen Körner und (ein ungenaueres) der Lage von (010) der Feldspäte entworfen werden. Es zeigt sich eine deutliche Häufung der Polpunkte von

$n_{\beta}$  und (010) im Zentrum des Diagramms bei einem  $\perp$  s geschnittenen Dünnschliff. Es bedeutet dies eine Lage von  $n_{\beta}$ //s. Aber auch die nicht in dieses Maximum eingeordneten Polpunkte zeigen keine beliebige Lage, sondern häufen sich in einem zweiten untergeordneten Maximum, das annähernd um  $90^{\circ}$  von dem ersten entfernt liegt. Wir müssen unter diesen Umständen annehmen, daß zwei bestimmte um  $90^{\circ}$  voneinander verschiedene Lagen der Mikroklinkörner im Gestein bevorzugt sind. Es liegt nahe, an eine Einregelung von (010) und (001) zu denken, die gegenseitig vertauscht sein können. Da eine Rotation der Mikrokline während ihres Wachstums nicht stattgefunden hat, auch keine Streckungshöfe nachweisbar sind oder Anzeichen postkristalliner Gefügebewegungen, so ist der Schluß eindeutig, daß seit der Kristallisation der Kalifeldspäte eine Durchbewegung des Gesteins nicht mehr stattgehabt hat.

Es scheint auch der weitere Schluß gerechtfertigt, daß das Gesteinsgefüge außerhalb der Mikroklinholoblasten in seiner Anisotropie älter ist, oder zum mindesten gleichalt wie die Entstehung der geregelten Mikroklinkristallkeime. Dann müssen aber auch die heute vom Mikroklin umhüllten Gesteinsgemengteile den gleichen Regelungszustand besessen haben wie außerhalb. Ein Vergleich des Interngefüges mit dem Externgefüge scheint so die Möglichkeit einer Festlegung des Einflusses der Mikroklinblastese auf die Orientierung der älteren Gemengteile zu bieten. [Dieser Einfluß könnte gleich Null sein, wenn die Holoblasten sich durch chemische Wechselwirkung, Korrosion, ihren Platz auf Kosten der anderen Mineralien erobert hätten, dies soll aber nach DRESCHER's Angaben nicht der Fall gewesen sein. Die Mikrokline sollen vielmehr die älteren Kristalle mechanisch auseinandergedrängt, das ganze Gefüge gewissermaßen aufgelockert haben.] Ein solcher Vorgang ist natürlich nur bei einer weitgehenden Erweichung des ganzen Gesteins denkbar, aber dies könnte ja verwirklicht gewesen sein.

Die Vermessung der Internregelung der Biotite in den Mikroklinen durch DRESCHER hat nun auch tatsächlich ein vom Externgefüge abweichendes Bild ergeben. Das bei letzterem stark vorwiegende Maximum  $\perp$  s ist fast verschwunden, dafür ergibt sich ein erheblich deutlicheres „Gürtelbild“ um die gleiche „B-Achse“ wie im Externgefüge. Dieser Befund gibt neue Rätsel auf. Denn die von DRESCHER angenommene „Desorientierung“ der alten Mineralien durch das dreidimensionale Wachstum der Mikrokline könnte höchstwahrscheinlich nicht zur Entstehung einer „Gürtelregelung“ aus einer „z-Regelung“ führen. Im Gegenteil ist nach den Erfahrungen an sonstigen Tektoniten anzunehmen, daß sich die z-Regelung (Einstellung der Glimmer in eine Ebenenschar) aus einer reinen Gürtelregelung entwickelt hat. Zur Überwindung dieser Schwierigkeiten macht DRESCHER die Annahme, daß bei Beginn der Mikroklinblastese (und der ihr zeitlich entsprechenden Kontaktmetamorphose durch den Passauer Waldgranit) ein postkristallin deformiertes Gefüge vorgelegen habe, das nun einerseits in seinem Zustand innerhalb der neuen Holoblasten konserviert, andererseits durch Keimauslese bei der Rekristallisation des Externgefüges in den jetzt vorliegenden Zustand umgebildet worden sei.

Sicherlich eine geistvolle Interpretation der gegebenen Tatsachen! (Vgl. auch die einschlägigen Arbeiten SANDER's aus dem Jahr 1928.) Doch scheint mir diese Erklärung in einem gewissen Widerspruch zu stehen zu den sonstigen Beobachtungen an Kontaktgesteinen. Stets hat die thermische Metamorphose als Ziel eine Desorientierung und nicht eine strengere Orientierung gerichteter Kristallaggregate. Und wenn eine vorangegangene präkristalline Deformation (vergleichbar einem kaltbearbeiteten Metallwerkstück) beim „Wiederanlassen“ den Richtungssinn der Neukristallisation so tief beeinflussen könnte, so müßten streng kristallisationsschiefrige Typen gerade unter den Hornfelsen sehr verbreitet sein. Einen zweiten Einwand, den ich auch schon in früheren Referaten zu DRESCHER's Arbeiten vorgebracht habe, betrifft die Tracht der Kristalle im Externgefüge. Auch ohne quantitative Vermessung läßt sich rein aus dem Gefügebild bereits ableiten, daß die Plagioklase und die Apatite genau dieselbe Regelung zeigen wie die Biotite. Aus Analogiegründen wäre dann zu fordern, daß auch diese Kristalle ihre heutige Regelung (durch Ausmerzung ungünstiger gelegener Individuen) während der letzten Blastese weiter entwickelten. Nun zeigen aber die Plagioklase alle eine deutliche Außentracht: Sie sind nach der Kante (001) : (010) längs entwickelt und diese Kante ist in die B-Achse des Gesteins eingeordnet. Blastische Plagioklase zeigen im allgemeinen keine derartig ausgesprochene Eigen-gestalt. Noch auffallender ist die Sache mit den Apatiten, die nadlige Kristalle in den Plagioklasen bilden. Es scheint mir so durch die neue Arbeit DRESCHER's noch keine endgültige Klärung der Texturen in den Fürstenberger Dioriten erreicht. Sicherer erscheinen die Ergebnisse in bezug auf den Chemismus. Die quantitativen Analysen von Dipl.-Ing. W. SCHÄFFER ergeben im BECKE'schen Si-U-L-Diagramm Projektionspunkte, die hart an der Grenze des Eruptiv- gegen das Sedimentfeld liegen. Nimmt man mit DRESCHER eine sekundäre Feldspatiation des Diorits durch den Passauer Waldgranit an und scheidet diese zugeführten Alkali-Aluminium-Silikate aus der Analysensumme aus, dann muß der Projektionspunkt der Analyse auf jeden Fall in das Sedimentfeld hineinwandern.

G. Fischer.

**Hermann Foerster:** Beiträge zur tektonischen Deutung der Kluftsysteme im sächsischen Quadergebirge. (Zs. d. deutsch. geol. Ges. 76. 1924. 78—114.)

Der auffällige Parallelismus der Klüfte im Kreide-Sandstein ist schon früh aufgefallen. Die Spalten, die heute als Klüfte, Steilwände, Schluchten und Täler erscheinen, sind aus haarscharfen Fugen hervorgegangen. An ihrer Erweiterung wirkten: Mechanische Lockerung durch Wasser, chemische Verwitterung, Spaltenfrost, Wind, Insolation, Temperaturunterschiede, Neigung auf nachgebender Unterlage und Vegetation.

Es lassen sich zwei Hauptsysteme unterscheiden, das Lausitzer (N 50 W) und das erzgebirgische (N 30 E), mit mehreren zugeordneten, abgelenkten Richtungen.

Für die Tektonik des Kreidegebietes sind von Bedeutung: Die Heraushebung des Erzgebirges und Einsacken der Kreidemulde, wobei die Lausitzer



Klüfte entstehen; die Aufsattelung des Paläozoicums bei Bodenbach mit Bildung der erzgebirgischen Klüfte; die schon ursprünglich gewundene Lausitzer Störung; die Wendung aus dem variskischen in das sudetische Streichen. — Die Klüfte sollen durch Zerrung entstanden sein [? Ref.].

Das sächsische Kreidegebiet ist ein langsam absinkendes Grabengebiet gewesen, dessen Ostrand nicht weit vom heutigen lag. Die Auflagerungsfläche war keine einheitliche Abrasionsfläche.

**Hans Becker.**

**H. v. Phillipsborn:** Über mylonitische Granitgneise in der nördlichen Randzone des sächsischen Granulitgebirges. (Sitzber. d. Sächs. Akad. d. Wiss. Math.-phys. Klasse. 75. 38—57. Leipzig 1923.)

Die Randgesteine des Granulits haben nach der Auffassung SCHEUMANN's gegen den Granulit starke Verschiebungen erfahren, wodurch der Granulit am mechanischen Kontakt stark verbogen oder besonders ebenflächig parallel wurde. In dieser Zone sind die Granitgneise eingedrungen, die sich in drei Gruppen teilen lassen: 1. die biotitführende Nordgruppe, 2. die muscovitführende Südgruppe, 3. der Berbersdorfer Granit.

In der in vorliegender Arbeit behandelten Nordgruppe herrschen mittelkörnige, grobflaserige Gesteine. Aplite und Pegmatite sind vorhanden, Lamprophyre fehlen. Sie bilden eine Anzahl linsenförmiger Körper im Granulit und im Glimmerschiefer. Sie sind durchgehend fast akkordant, doch kann man im Granulit netzförmige Durchaderung des Nebengesteins, im Glimmerschiefer Einschlüsse davon im Granit finden.

Nach dem Grade der tektonischen Beanspruchung kann man unterscheiden: a) vorherrschende Paralleltexur mit geringer oder mit vorherrschender Neukristallisation; b) vorherrschende Augentexur (findet sich besonders im Glimmerschiefer); c) vorherrschende Mörteltexur (besonders im Granulit).

Granitgneise und Granite des sächsischen Granulitgebirges stehen chemisch dem Granulit sehr nahe, sie unterscheiden sich durch geringere Quarzzahl bzw. geringeren Si-Überschuß und Führung von weniger Fe, aber mehr Mg vom Granulit. — Granitgneis und Mitweidaer Granit unterscheiden sich nicht chemisch, sondern nur durch die tektonische Beanspruchung. Dieser Unterschied kann zeitlich (durch späteres Eindringen des Mittweidaer Granits) oder räumlich bedingt sein. Die Granitgneise selber stellen auch keine einheitliche Intrusion dar, es können daher auch bei ihnen die Strukturunterschiede zeitliche Ursachen haben.

**Hans Becker.**

**Hans Reichert:** Tektonik des Meißner Syenit-Granitmassivs. (Abh. d. math.-phys. Kl. d. sächs. Akad. d. Wissensch. 39. Nr. 5. Leipzig 1926. 63 p. 1 Taf.)

Verf. hat nach der Methode von CLOOS das Meißner Syenit-Granitmassiv vermessen; die Beobachtungen sind in einer umfangreichen Tabelle und einer Karte niedergelegt.

Die Beobachtungen bestätigen, daß das Meißner Massiv eine schräg-geschnittene, nach NE einfallende Linse bildet, deren längere NW—SE-

Achse südostwärts einfällt. Paläozoicum bildet im SW die Grenze und setzt sich unter den Syenit fort; umgekehrt fällt das Fließgefüge des Syenits im NE fast konkordant unter den Gneiszug Großenhain—Klotzsche. Parallel zu ihm verläuft die Großenhainer Störung, die u. a. die Grenze gegen den Lausitzer Granit bildet.

Die Linien kleinsten Druckes verlaufen im Syenit auf große Strecken parallel der Umrandung. Eine Ausnahme bildet die Ostgrenze nördlich Klotzsche, wo sie ostwärts aus dem Massiv herauszielen; eine zweite die Gegend von Lommatzsch, wo zwei Massivteile mit fast rechtwinklig gegeneinander gerichtetem Streichen wohl schon während der Erstarrung gegeneinandergepreßt wurden. — Im allgemeinen zeigen die Linien kleinsten Druckes einen S-förmigen Verlauf, wie es der sigmoidalen Schleppung (REICHERT sagt noch Bogenwendung) des variskischen Gebirges an der Elbe entspricht. In der Südostspitze des Massivs bei Weesenstein herrscht die für das Elbtalschiefergebiet allgemeine NW-Richtung; der benachbarte Dohnaer Granit zeigt dagegen ostwestliches Fließgefüge.

In die Mitte des Massivs hinein reicht der Dresdener Kreidegraben, an dem auch Gneisschollen eingebrochen sind; er ist alt angelegt. Permische Eruptiva benutzen bereits die Störungen, an denen die Gneise einsanken; ja, das Auftreten des sonst den Rand des Massivs einnehmenden Syenits im Zentrum bei Meißen deutet auf ursprüngliche Einbeulung des Daches an dieser Stelle (?).

Hans Becker.

**Fritz Schuck:** Tektonisch-petrologische Studien am Mittweidaer Granitkörper. (Abh. d. math.-phys. Kl. d. sächs. Akad. d. Wissensch. 39. Nr. 7. 1927. 42 p. 1 Taf.)

Als jüngste Granitintrusion erscheint im Kern des Granulitgebirges der Mittweidaer Granit. Er bildet einen größeren Körper und zahlreiche Gänge in dessen Umgebung. Durch Bruchbildung wurde dem Granit sein Weg vorgeschrieben; die Hauptspalte entspricht einer großen Scherungsfläche im Granulitkörper; auch die Gneisscholle von Dreiwerden war von Einfluß.

Granittektonische Untersuchungen zeigten zwei aufeinander senkrechte Hauptrichtungen ( $Q = ESE$ ) und zwei Paare Nebenrichtungen als MOHRsche Linien. Faser- und Parallelgefüge waren nicht zu erkennen. Die Druckrichtung dürfte sich im Laufe der Zeit geändert haben. Mit den Klüften stimmen Richtung der Kontakte und Grenzen der Dreiwerdener Scholle überein.

Die Korngröße des Granits ist im Durchschnitt 2 mm. Die Verschränkung der Mineralien ist normal-granitisch, pegmatitisch-drusig und pegmatitisch-massig. Der Mineralbestand ist Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Biotit und Accessorien. Die Analyse entspricht ziemlich dem Granitdurchschnitt.

Methodisch ist die Arbeit sehr interessant durch die verschiedenen Versuche der graphischen Darstellung der Klüftmessungen, sowie durch den Vergleich zwischen geometrisch-optischen und chemischen Gesteinsanalysen.

Es zeigt sich, daß bei der geometrisch-optischen Methode meist K zu hoch, Na und Fe zu niedrig bestimmt wurden. Über das Auftreten des Granits kann man dagegen kein klares Bild gewinnen.

**Hans Becker.**

**Kurt Pietzsch:** Die geologische Stellung des Gabbrogebietes von Siebenlehn. (Berichte d. math.-phys. Kl. d. sächs. Akad. d. Wissensch. Leipzig. 74. 1922. 25—33.)

Südlich Nossen ist in die Nordspitze des Erzgebirgsgneises ein Stück Granulitgebirge hineingepreßt worden. Es besteht aus Gabbro, Serpentin und Glimmergranulit. Seine Grenzen sind wohl durchweg steilstehende Störungen, deren westlichste, die Rodigtberg-Störung, auch die Mittelsächsische Überschiebung versetzt.

Wenn auch durch das Phyllitgebiet bei Nossen oberflächlich der Zusammenhang zwischen Granulitgebirge und Gabbro von Siebenlehn unterbrochen ist, so geht doch ihre Zusammengehörigkeit aus der vollkommenen petrographischen Übereinstimmung einwandfrei hervor. Das Gebiet von Siebenlehn bildet einen Sporn, der im Zusammenhang mit der Umbiegung des variskischen Gebirges an der Elbe in die Flanke des Erzgebirges gepreßt wurde. Das Nossener Phyllitgebiet wurde erst später an der Mittelsächsischen Überschiebung eingeschoben und quer auf sein Streichen eingemuldet.

**Hans Becker.**

**Hans Becker:** Das Zwischengebirge von Frankenberg in Sachsen. (Abh. Sächs. Geol. Landesanst. Heft 8. Leipzig 1928. Mit 13 Textabb. u. 2 Tafeln.) — Vgl. auch das Ref. in dies. Jb. 1929. III. 330.

Es handelt sich hier um eine eingehende und sorgfältige Spezialarbeit, angeregt durch die Ideen KOSMAT's und die Ergebnisse SCHEUMANN's über die Entstehung des Zwischengebirges.

In den Vordergrund tritt demgemäß die Darstellung des im Felde tatsächlich Beobachteten, sowie ein kritischer Vergleich mit dem wesensverwandten Münchberger Gneismassiv, das durch die Arbeiten WURM's in seinem Bau bekannt geworden ist. Verf. findet die von SUSS, KOSMAT u. a. vermuteten Analogien vollauf bestätigt und kommt ebenfalls zur Vorstellung einer Überschiebung der Zwischengebirgsgneise aus dem Moldanubicum über das Erzgebirge an seine heutige Stelle.

Der Bau des genannten Gebietes ist nach BECKER in kurzen Zügen der folgende:

Es liegt eine ortsfremde Schubmasse vor, die in ihrem zentralen Teil aus Gneisen prävariskischen Stammes besteht. Den Nordrand bilden Prasinite; am Südrand der Gneise treten Culm- und Silurschichten auf, die eine von der im übrigen verbreiteten vogtländischen abweichende Fazies aufweisen. Dagegen bestehen enge Beziehungen zur „bayrischen Fazies“ in der Umrandung der Münchberger Gneismasse. Diese Sedimente müssen demnach ebenfalls als ortsfremd aufgefaßt werden. Wahrscheinlich liegt innerhalb der Schubmasse ein Teildeckenbau vor.



Die Unterlage, in der das ganze Zwischengebirge wie in einer Schüssel ruht, besteht aus wahrscheinlich kambrischen Phylliten, Silur und Culm in vogtländischer Fazies. Die Glimmerschiefer des Langenstriegiser Zuges werden als autochthone Aufbrüche an erzgebirgswärts gerichteten steilen Schubflächen aufgefaßt.

**G. Fischer.**

**Martin Rost:** Geologie des kristallinen Grundgebirges am Erzgebirgsrand zwischen Keilberg und Klösterle. (Abh. Sächs. Geol. Landesanst. Leipzig 1928. Heft 7. 112 p. Mit 12 Tab., 11 Abb. im Text und 2 Taf.) — Vgl. auch das Ref. in dies. Jb. 1929. III. 329.

Die Arbeit gibt eine eingehende petrographische Beschreibung der Gneise, Glimmerschiefer, Quarzite, Kalke, Amphibolite usw. des im Titel genannten Gebietes. Das Ziel ist eine Kritik der bisher in der Literatur aus diesem Gebiet beschriebenen Gesteinsarten und eine Untersuchung ihrer geologischen Bedeutung.

Im ganzen kommt Verf. zu einem sehr einfachen stratigraphischen Schema, das sich nahezu mit dem von KOSSMAT abgeleiteten deckt. Die mannigfachen Gneisvarietäten, Glimmerschiefer usw. leiten sich ab von einer sedimentären Schichtfolge, in der sich 3 Stufen unterscheiden lassen. Die eine enthält Einlagerungen von Quarziten, während die zweite sich von Grauwacken z. T. mit Geröllführung herleitet und die dritte führt Kalke und Amphibolite. Der petrographische Befund wie die räumliche Verknüpfung mit Kalken macht für die Amphibolite und verwandte Gesteine eine Entstehung aus untermeerischen basischen Ergüssen und Tuffmassen wahrscheinlich. Der sedimentäre Komplex hat in allen möglichen verschiedenen Graden eine magmatische Influenzierung in der Tiefe erfahren durch zwei verschiedene Intrusionen (die grauen und roten Erzgebirgsgneise). Ihre entscheidende mineralfazielle Prägung haben alle diese Gesteine im Verlauf der variszischen Tektonik, je nach ihrer Tiefenlage im Großfaltenbau erfahren.

Der zweite Teil der Arbeit ist einer Darstellung der Tektonik des metamorphen Gebietes gewidmet. Verf. fand die Anschauungen KOSSMAT's von der intensiven Faltung des Erzgebirges bei seinen Detailuntersuchungen vollauf bestätigt. Eine ganze Reihe von Querprofilen und Skizzen helfen dazu, dem Leser eine lebendige Anschauung von den Beobachtungen und Vorstellungen des Verf.'s zu vermitteln. Besonders angenehm ist die ausführliche historische Übersicht über die Entwicklung der einschlägigen geologischen Ansichten, die ebenfalls durch Profile gestützt ist.

Eine kurze Besprechung erfahren auch die Gesteine des Egergranulitgebirges und ihre Stellung zum Erzgebirge.

**G. Fischer.**

**Pfalz, Richard:** Die Bedeutung der „Flammengneise“ für die Tektonik des mittleren Erzgebirges. (Zs. d. Deutsch. Geol. Ges. 78. 1926. Monatsber. 291—299. 1 Taf.) — Ref. dies. Jb. 1929. III. 328.

**Deubel, F.:** Orogenetische und magmatische Vorgänge im Paläozoicum Thüringens. (Beitr. z. Geol. Thüringens. 1. Heft 1. 1925. 16—48.) — Ref. dies. Jb. 1929. III. 334.

**L. RÜger:** Einige Bemerkungen zur Darstellung tektonischer Elemente, insbesondere von Klüften und Harnischen. (Sitzber. d. Heidelberger Ak. d. Wiss. Math.-nat. Kl. 1928. 1. Abh. 1—16.)

Auf eine Anregung von B. SANDER hin hat Verf. die von W. SCHMIDT für die Gefügeregelung verwendete Darstellung sinngemäß auf die Kluff-darstellung übertragen. Es wird wie dort die flächentreue Azimutalprojektion angewandt mit dem Scheitelpunkt im Zenith. Man benutzt ein transversales Netz und macht  $S = 0^\circ$ ,  $E = 90^\circ$  und  $N = 180^\circ$ . Die Peripherie des Grundkreises gestattet dadurch die Einstellung des Streichens. Das Klufffallen bzw. die Kluffnormale wird stets auf der E—W-Richtung des Netzes eingetragen. Diese Richtung hat eine Teilung von 10 zu 10°, beginnend mit 90° an der Peripherie und 0° im Mittelpunkt. Bei der Auftragung bleibt das Netz fest stehen, das Oleat wird gedreht. Für eine horizontale Fläche liegt der Projektionspunkt im Mittelpunkt, eine saigere Kluff bildet sich auf dem Äquator ab. Je steiler die Kluff, desto mehr rückt ihr Projektionspunkt dem Rande zu. Für die praktische Durchführung ist es zweckmäßig, das Oleat mit den vier Himmelsrichtungen zu versehen und S besonders zu kennzeichnen. Will man nun z. B. eine Kluff, die 45° streicht und mit 60° gegen NW fällt, eintragen, so stellt man S des Oleates auf 45° des Netzes und geht dann im SE-Quadranten auf der E—W-Trace des Netzes 60° vom Mittelpunkt nach außen. Das Oleat gibt bei richtiger Orientierung das Streichen der Kluff in geographischer Orientierung, wenn man den Projektionspunkt mit dem Mittelpunkt verbindet und die Senkrechte errichtet.

Die Auftragung der Harnische erfolgt sinngemäß. Die Projektion horizontaler Harnischstreifen fällt auf den Grundkreis, die von senkrechten in den Mittelpunkt. Der Projektionspunkt der Kluff stellt den Pol zu einem Großkreis dar, auf dem alle Projektionsorte der auf dieser Kluff liegenden Harnische sich befinden müssen.

An einem Beispiel wird dann die Auszählung und Herstellung der Diagramme erläutert. Hat man einen Radius von 10 cm angenommen, so hat das Netz eine Oberfläche von 314 qcm und 1 % dieser Fläche entspricht demnach einem Kreis von 1 cm Radius. Einen solchen zeichnet man sich am besten auf einen Objektträger auf und hat dann die Möglichkeit eines leichten flächenprozentigen Auszählens. Im übrigen entspricht die Methodik der bei gefügeanalytischen Untersuchungen üblichen.

Diese Art der Darstellung bedeutet jedenfalls einen wesentlichen Fortschritt gegenüber der Auftragung der Kluffrosen, die eine quantitative Betrachtung kaum ermöglichte.

**Hans Himmel.**

**Waldemar Portmann:** Tektonische Untersuchungen im nördlichen Bergsträßer Odenwald. (Verh. d. Heidelberger Naturhist.-med. Ver. 16. 1929. 28—79.)

Das untersuchte Gebiet besteht aus mehreren SW—NO streichenden Gesteinsgängen und wird im SO begrenzt von einer Zone von Dioriten etc., die sich vom Rheintalrand bei Bensheim in nordöstlicher Richtung bis zur

Gersprenz hinziehen. Im NW und W bilden das Gabbromassiv vom Frankenstein und das Melibocusmassiv die Grenzen. Das Gebiet wird eingenommen im S von einem breiten Streifen von Hornblendegranit, nördlich anschließend von einem schmalen Band von Biotitschiefer, Amphibolit und Kalksilikathornfels. Weiter nördlich folgt der Biotitgranit mit Apliten, Pegmatiten, Alsbachiten, Malchiten und Granitporphyren als Ganggefölgenschaft. Vom Gabbro ist diese Zone wieder durch ein Band metamorpher Schiefer getrennt. Die Altersfolge ist: 1. Gabbro mit dioritischer Randfazies, 2. Hornblendegranit, 3. älterer Biotitgranit und 4. jüngerer Biotitgranit. Im letzteren finden sich alte paläozoische Blastomylonite, die eine Überschiebung des südlichen Teiles über den nördlich liegenden Gabbro wahrscheinlich machen.

Die zahlreich auftretenden Klüfte verschiedenster Art wurden eingehend untersucht und nach der von L. RÜGER (Sitzber. d. Heidelberger Ak. d. Wiss. Math.-nat. Kl. 1928. 1. Abh.) vorgeschlagenen Methode in Projektionsbilder eingetragen. Nach der Orientierung lassen sich vier Kluftsysteme feststellen:

1. Ein System steiler 130—150° streichender Klüfte, die aus gemeinen Klüften, Harnischklüften, Epidot- und Quarzklüften bestehen.
2. Ein System vorwiegend aus gemeinen Klüften bestehend mit 30—50° Streichen. Hierher gehören eine Reihe von Aplit- und Pegmatitgängen.
3. Ein nordsüdlich strichendes System, in dem Epidot- und Harnischklüfte liegen, sowie fast alle Granitporphyrgänge.
4. Ein System senkrecht zu System 3 mit Harnischklüften, Aplit- und Pegmatitgängen.

Die Alsbachite und Malchite streichen 50—75° bei steilem südöstlichem Einfallen.

Die vier Kluftsysteme lassen sich im ganzen Gebiet nachweisen; drei davon auch im Mylonit. Das erste System steht senkrecht zur Schieferung und entspricht demnach den „Q“-Klüften von Cloos. Das zweite System wären dann die „S“-Klüfte. Die beiden anderen Systeme gehen dem Rheintalrand parallel bzw. sind dazu senkrecht. Da ein Teil dieser Klüfte mit Granitporphyren erfüllt ist, kann man für sie carbonisches Alter annehmen. Wir haben also auch hier eine Stütze für DEECKE's Ansicht, daß die tektonischen Linien Südwestdeutschlands alt sind. M. PFANNENSTIEL und I. VOELCKER fanden bei ihren Untersuchungen der triadischen Sedimente des südlichen Odenwaldes ebenfalls vier Kluftsysteme, die im wesentlichen mit denen des Verf.'s übereinstimmen, doch ist nicht anzunehmen, daß es sich hier ebenfalls um sekundärtektonische Klüfte handelt, da man wohl ein höheres Alter als die saxonische Faltung hier ansetzen muß. Eine sichere Unterscheidung von Kontraktionsklüften, primärtektonischen und sekundärtektonischen Klüften läßt sich im untersuchten Gebiet nicht durchführen.

Außer der Geländeuntersuchung wurde auch eine gefügeanalytische Bearbeitung der Gesteine vorgenommen. Überall konnte eine Regelung festgestellt werden. Die Schiefer sind mehr oder weniger stark präkristallin durchbewegt. Die Regelung der nicht undulösen Quarze des Hornblende-



granites vom Felsberg hat außerordentliche Ähnlichkeit mit der der Schiefer, so daß für beide eine ähnliche Umformung angenommen wird. Leider fehlt in den meisten Gesteinen eine Striung, so daß  $x$  und  $y$  nicht genau bestimmt werden konnten. Eine starke Beanspruchung namentlich des Hornblendegranites ist sicher.

Hans Himmel.

**L. Rüger:** Über Blastomylonite im Grundgebirge des Odenwaldes. (Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde. Festb. G. KLEMM. Darmstadt 1928. 219—231. Mit 6 Textabb.)

Unter den Myloniten des Odenwaldes werden vom Verf. unterschieden: Blastomylonite und Mylonite ohne spätere Rekristallisation. Die ersteren stehen z. T. in deutlicher Beziehung zu Minetten und anderen Gängen der granitischen Gefolgschaft, sind außerdem auf ihren  $s$ -Flächen durch „Carbonatpegmatite“ intrudiert. (Es handelt sich bei diesen „Carbonatpegmatiten“ um Gänge aus Quarz, rötlichem Calcit, Muscovit und accessorischem Apatit.) RÜGER nimmt aus diesen Gründen an, daß sie schon im Paläozoicum entstanden sind; von allgemein tektonischem Interesse ist dabei, daß ein Teil dieser Blastomylonite „rheinisches Streichen“ besitzen. Die Rheinische Richtung muß demnach schon im Paläozoicum eine Rolle in der tektonischen Gliederung gespielt haben. Noch mehr: Da solche Blastomylonite sich mit Annäherung an den Rheingraben stark vermehren, ist es wahrscheinlich, daß dieser selbst in irgend einer Form bereits im Paläozoicum eine tektonische Anlage erfahren hat.

Ein zweiter Punkt verdient besondere Aufmerksamkeit aller — nicht nur der petrographisch geschulten — Tektoniker. Verf. untersuchte auch einen stark schieferigen Mylonit vom Catharinenberg aus der Umgebung von Alsbach, der eine „horizontale Striung zeigt und stellenweise etwas zu stengeligter Ausbildung neigt“. „... Man würde keine Bedenken tragen, diese Störung im Rahmen einer Kluffarbeit ... als rheinisch transversal zu bezeichnen, die Striung als Harnisch anzusprechen und sie also in Zusammenhang mit den Grabenrandstörungen zu bringen.“ (Der Bewegungssinn wäre dabei horizontal in Richtung der Striung.) Der mikroskopische Befund läßt diese Deutung als unrichtig erkennen. Eine Vermessung des Regelungsbildes der Quarze zeigt, daß die „Striung“ unmöglich die Bewegungsrichtung sein kann: die Quarzachsen sind deutlich in einen Gürtel senkrecht zu dieser Achse eingeregelt, wie bei allen B-Tektoniten SANDER'S. Die Striung ist also auch in diesem Fall die B-Achse, d. h. die Achse tektonischen Streichens, senkrecht zu der die Durchbewegung des Mylonits von statten ging.

Es ist also vielleicht zu hoffen, daß es mit der mikroskopischen Analyse gelingen wird, in manchen Fällen von Klüften und Harnischen zu richtigeren Vorstellungen über die Bewegungsrichtung zu kommen als bisher. Andererseits ist vor übertriebenen Hoffnungen zu warnen, da einmal bisher entsprechende Regelungsbilder rein kataklastisch deformierter Mylonite fehlen und zum anderen, weil es erst einer eingehenden Untersuchung bedürfen wird,

ob hier unbedingt dieselben Gesetze gelten, wie sie aus den bisher untersuchten Gesteinen mit Gitterdurchbewegung abgeleitet worden sind. Denn beim reinen Mylonit extremer Prägung spielt die Translationsfähigkeit der Kristalle, die im allgemeinen für die Einregelung entscheidend ist, keine Rolle. Die Gefügebewegungen spielen sich — ähnlich wie bei einem Felssturz — an der Oberfläche aller für sich bewegten Körner ab. Die Bewegung geht zu schnell vor sich, als daß die Kristallgitter mit Translation antworten können, die Beanspruchungen führen daher zur Überschreitung der Bruchfestigkeit und damit zur Zertrümmerung der Gemengteile (dies glit in vielen Fällen sogar von den Glimmern). Bei Mineralien, deren Translation und Spaltbarkeit verschiedenen Ebenen folgt, ist somit in reinen Myloniten eine andersartige Regelung zu erwarten als bei differentieller, translatischer Gitterdeformation.

**G. Fischer.**

**B. Sander:** Bericht über Ergebnisse von im mineralogisch-petrographischen Institut in Innsbruck ausgeführten Gefügeanalysen. (Sitzber. Ak. d. Wiss. Wien. 13. 1927. 159—165.)

Die Arbeiten im Institut des Verf.'s umfaßten die optische Analyse aktiv und passiv geregelter Carbonatgefüge. Vergleichsarbeiten im Materialprüfungsamt der hessischen Technischen Hochschule in Darmstadt ergaben mit dem Regelungsbild übereinstimmende Anisotropien im Festigkeitsverhalten der geprüften Marmore.

Weitere Arbeiten betrafen die Untersuchung komplexer Gefüge mit dem Ziel weiterer Erkenntnis der Gefügeregelung.

**G. Fischer.**

**Georg Moesta:** Brüche und Porphyreffusionen im östlichen Erzgebirge. (Zs. d. Deutsch. Geol. Ges. 80. 1928. 343—408. 2 Taf.)

Die Porphyrgänge im Tharandter Wald und der Rand der Decke quarzarmen Porphyrs zeigen einen eigenartigen, bogenförmigen Verlauf. Versuche ergaben, daß solche bogenförmige Sprünge unabhängig von der Form des Raumes entstehen, wenn die Unterlage einer Platte von einem Punkt ausgehend allmählich entfernt wird. In Analogie dazu ist die Bildung des Tharandter Bruchfeldes durch Entleerung eines darunter angesammelten Magmaherdes zu erklären. Die Effusionen begannen an der Grunder Spalte, es bildete sich ein rundes Bruchfeld, dessen Ränder allmählich staffelförmig nachbrachen; die bogenförmigen Brüche wurden von Porphyren benutzt: das ist die gestaffelte Effusionspinne des Tharandter Waldes. — Diese Vorgänge spielten sich zwischen der im Obercarbon erfolgten Intrusion des Bobritzcher Granits und dem Unterrotliegenden ab. Die Altersfolge der Eruptivgesteine ist: 1. felsitische Porphyre, 2. quarzarmer Porphyr, 3. quarzreicher glimmerreicher Porphyr, 4. Quarzporphyr, 5. Granitporphyr, 6. Pechstein von Spechtshausen und Porphyrtuff von Folge.

Das östliche Erzgebirge wird von mehreren kilometerlangen Porphyrgängen durchzogen; die größten sind der Bobritzcher und Hals-

brückener Gang. Ihr Querprofil ist zickzackförmig (Grubenaufschlüsse!); es können auf ihnen daher keine senkrechten Bewegungen, sondern nur Blattverschiebungen erfolgt sein. Wo die NE streichenden Gänge des Sayda—Berggießhübler Gangschwarmes in das NW streichende Elbtal-schiefergebiet eintreten, biegen sie in dessen Streichen um, da hier Horizontalverschiebungen sich einfacher durch Wiederaufleben der alten Schuppungsflächen als durch Querblätter betätigen.

Das Altenberger Senkungsfeld ist durch Auftreten von Gneisen der oberen Stufe, obercarbone Sedimente und Teplitzer Porphyre bezeichnet. Seine Ränder werden durch Porphyrgänge gebildet. Auch hier ist das Einsinken die Folge von Magma-Effusionen, doch erfolgte es in der Hauptsache in einem einheitlichen Akt.

Über die Altersbeziehungen der verschiedenen Porphyrsysteme kann — wenn auch nicht mit völliger Bestimmtheit — ausgesagt werden, daß Sayda—Berggießhübler Gangschwarm und Porphyre des Tharandter Waldes anscheinend gleich alt, das System des Bobritzcher Porphyrganges jünger, am jüngsten die Eruptionen von Altenberg sind. Unsicher ist dagegen, ob eine Altersfolge für die Richtung des Gebirgsdruckes aufgestellt werden kann.

Von großem Interesse sind die Bemerkungen über Fragen der Gesteinsstruktur. Die Gänge des behandelten Gebietes sind oft strukturell gemischt. Erfolgt die Effusion einer ganzen Periode durch dieselbe Spalte, so erfolgt sie erst schneller, dann mit abnehmendem Druck langsamer. Am Salband „erfrierende“ Massen aus dem Beginn der Effusion, wo das Ausströmen rasch erfolgte und sich noch keine Einsprenglinge hatten bilden können, werden arm an solchen sein. Allmählich wird aber das Magma immer reicher daran; wird der Magmaausstrom schließlich durch eine erstarrende Decke gehemmt, strömen aber noch weiter Gase durch (Exhalationen!), so entsteht durch deren Umrührwirkung granitporphyrisches, ja Stockschneidergranit-artiges Gestein. Nur an einzelnen Stellen wird noch Magma, und zwar einsprenglingsarmes, quellkuppenartig heraustreten. Porphyre sind also im Fließen erstarrte Gesteine, Granitporphyre entstehen in ruhigem Magma im Zustand innerer Bewegung. — Neben den berührten Bedingungen ist auch die Breite der Spalte von Bedeutung: in engen Spalten z. B. ist kein Platz zum Anfrieren eines einsprenglingsarmen Magmas. **Hans Becker.**