

Petrographie.

Allgemeines.

W. F. Gisolf: Overzicht van de analyses der stollingsgesteenten der aarde en de conclusie daaruit ten opzichte van de samenstelling der diepere aardlagen. [Übersicht der Analysen der Erstarrungsgesteine der Erde und die Folgerung daraus im Hinblick auf die Zusammensetzung der tieferen Erdschichten.] (Handel. Zesde Ned.-Ind. Natuurwet. Congr., 22.—26. Sept. 1931. Bandoeng, Geogr.-geol. sect. 1931. 656—657.)

Statistische Untersuchungen an den Erstarrungsgesteinen von Tahiti durch Verf. hatten ergeben, daß die Gesteine der Alkalikalk- und der Alkali-gruppe dieser Insel aus einem gemeinschaftlichen Magma abzuleiten sind, das in seiner ursprünglichen Form daselbst ebenfalls vorkommt. Die Gesteine der ersten Gruppe entstehen aus diesem Magma durch Kristallisation amphibolreicher basischer Gesteine, die der zweiten durch Kristallisation von Olivin und Pyroxenen. Inzwischen konnte aus der mit Hilfe einer Projektionsmethode, von der die Methoden von NIGGLI, BECKE und Verf. Sonderfälle sind, erhaltenen Übersicht über die verschiedenen Eruptivgesteine gefolgert werden, daß die aus den Tahiti-Gesteinen gezogenen Schlüsse Allgemeingültigkeit besitzen.

Die Entstehung der sauren Gesteine, wie z. B. Liparite, ist jedoch auf den ozeanischen Inseln in anderer Weise erfolgt als an den Kontinenträndern. Dort bildeten sie sich aus einem syenitischen Magma, in dem durch Vererzung der Olivine und Pyroxene Kieselsäure frei wurde, die das syenitische in ein rhyolithisches Magma umwandelten, hier stellen sie das Restmagma einer mit Amphibol beginnenden Kristallisation dar. Kaligesteine, wie z. B. vom Vesuv, Pik von Maros und Deutsch-Ostafrika, sind durch Absorption kalkreicher Nebengesteine zu erklären. Die Natrongesteine brauchen nicht notwendig auf die gleiche Weise entstanden zu sein.

Als Schlußfolgerung ergibt sich, daß die im Niveau der Kompensations-schicht der Isostasie liegenden Erdlagen eine mit der bestimmter Amphibole übereinstimmende Zusammensetzung haben müssen.

F. Musper.

II, 49**

Raymond Galopin: Contribution à l'étude des scories des hauts fourneaux. (Schw. Min.-Petr. Mitt. 10. 1930. 209—227.)

Es werden eine Reihe von Hochofenschlacken verschiedener Provenienz auf ihren Mineralbestand untersucht. Unter den Mineralien finden sich diejenigen, die man häufig in vulkanischen Schlacken und basischen Eruptivgesteinen antrifft: Magnetit, Spinelle, Fayalit, Äkermannit.

Andere Mineralien haben neue Zusammensetzungen, immerhin nahe derjenigen von Olivin und Melilith, so daß man sie mit diesen als zu einer Familie gehörend auffassen kann. Nach dem Stand der heutigen Kenntnisse können diese Mineralien als isomorphe Mischungen betrachtet werden, von denen wir einige benachbarte, gut definierte Glieder kennen.

Die untersuchten Schlacken liefern zwei Mineralien von vollständig neuer Zusammensetzung.

W. Minder.

Koichi Kani: Effect of heating on some physical and chemical properties of fused basic rocks. (Japanisch.) (Journ. Jap. Ass. Miner., Petr. a. Econ. Geol. 5. 1931. 124—130, 166—176.)

Verschiedene Gesteine wurden [nach Bespr. in Japan. Journ. of Geol. a. Geogr. 9. 1932. (10)] zuerst bei 1350° geschmolzen. Die Schmelzen wurden sodann von gewöhnlicher Temperatur bis auf 1050° erhitzt. Thermische Ausdehnung, Wärmeabgabe und -absorption, Änderung der mikroskopischen Eigenschaften und Änderungen der Löslichkeit in HCl wurden bestimmt. [Leider gibt der kurze Auszug keine Ziffern.]

Erich Kaiser.

Eruptivgesteine.

Allgemeines.

M. A. Peacock: Classification of igneous rock series. (Journ. of Geol. 39. 1931. 54—67.)

Es gibt Gesteinsserien, die eine Zwischenstellung zwischen Alkali- und Alkalikalkreihe einnehmen und weder gut der einen, noch der anderen zugerechnet werden können. Um diese Schwierigkeiten zu vermeiden, wird eine Einteilung in vier Gruppen vorgeschlagen in: Alkaligesteine, Alkalikalkgesteine, Kalkalkaligesteine und Kalkgesteine.

Zur Kennzeichnung der Gesteine wird ein Diagramm vorgeschlagen, in dem auf der Abszisse die Analysenwerte für SiO₂ und als Ordinate die Oxyde aufgetragen werden. [Eine Umrechnung auf Molekularwerte findet nicht statt. Ref.] Von den Oxyden werden Na₂O und K₂O zusammengefaßt und in einer Kurve dargestellt. Eine zweite Kurve zeigt die Werte für CaO. Sämtliche anderen Bestandteile des Gesteins werden vernachlässigt. Der Kieselsäurewert, bei dem sich die beiden letztgenannten Werte schneiden, bei dem also Na₂O + K₂O = CaO wird, wird als „Alkalikalkindex“ bezeichnet. Typische Kalkgesteine liegen zwischen 50 und 75 % SiO₂, die Alkalien steigen bei ihnen von 3—4 % am basischen Ende zu 7—8 % am sauren, die CaO-Kurve fällt entsprechend von 10—1 %. In typischen Alkali-

gesteinen ist die Alkalikurve allgemein höher als die Kalkkurve. Daher schneiden sich die Kurven bei sehr viel tieferen SiO_2 -Werten.

Als Beispiel werden 13 vollkommen bekannte Gesteinsserien mit dieser Methode dargestellt. Es zeigt sich hierbei, daß die alkalireichsten Gesteine den niedrigsten Alkalikalkindex haben, die kalkreichsten den höchsten. Der Index schwankt allgemein zwischen 46,8 und 63,8 % SiO_2 . Die Grenze zwischen Alkali- und Alkalikalkgesteinen wird bei einem Alkalikalkindex von 51 % SiO_2 angenommen, die zwischen Alkalikalk- und Kalkalkaligesteinen bei 56 %, die zwischen Kalkalkali- und Kalkgesteinen, die in der Mineralzusammensetzung nicht hervortritt, bei einem Alkalikalkindex von 61 %.

In der Mineralzusammensetzung kennzeichnen sich die 4 Gruppen wie folgt: Olivin, basalt. Hornblende, Biotit, Plagioklas und Eisen- und Titanerze finden sich in allen Gruppen. Die Alkaligesteine führen Alkaliaugite, Alkali-hornblenden, K—Na-Feldspat, Feldspatvertreter. Den Alkalikalkserien fehlen Feldspatvertreter, dafür tritt Quarz auf. In den Kalkalkaligesteinen finden sich rhombische Augite, eventuell Alkaliaugite, gemeine Hornblende, K—Na-Feldspat und Quarz, in den Kalkgesteinen rhombische Augite, gemeine Hornblende und Quarz.

[Verf. nennt noch einige andere amerikanische Einteilungen der Gesteine. Die eingehenden und viel gründlicheren Darstellungen des Gesteinschemismus von NIGGLI und OSANN werden überhaupt nicht genannt. Deutschsprachige Literatur scheint dem Verf. unbekannt zu sein. Im übrigen scheint Ref. eine einfache Darstellung von Analyseergebnissen ohne irgendwelche molekularen Beziehungen, noch dazu unter Vernachlässigung von Al_2O_3 , MgO, FeO usw., einen wesentlichen Rückschritt in der Erkenntnis der chemischen Beziehungen der Gesteine darzustellen. Ref.]

Cissarz.

Olaf Andersen: Discussions of certain Phases of the Genesis of Pegmatites. (Norsk geologisk tidsskrift. XII. 1931. 1—56. [Englisch.] Mit 18 Fig.)

Als Pegmatit bezeichnet Verf. „in situ kristallisierte Mineralassoziationen, ausgesprochen grobkörniger als ähnliche Assoziationen der gewöhnlichen Gesteine, von denen sie auch durch weniger regelmäßiges Gefüge abweichen“.

Es werden in der vorliegenden Arbeit viele Beispiele von präcambrischen Pegmatitkörpern Süd-Norwegens beschrieben, wobei insbesondere textuelle Verhältnisse der Körper sowie deren Verhältnisse zum Nebengestein ins Auge gefaßt werden. — „Replacement“-Prozesse scheinen für die Intrusionsmechanik dieser Körper gewöhnlich nur eine unbedeutende Rolle gespielt zu haben. — Die unregelmäßigen Öffnungen, worin die Pegmatitlösungen kristallisierten, wurden durch „lokale“ Kräfte gebildet — im Gegensatz zu den von regionalen geologischen Kräften bedingten Spaltengängen gewöhnlicher Eruptivgesteine —, und zwar sieht Verf. als eine wichtige Ursache der Entstehung solcher Öffnungen die ungleichmäßige Abkühlungskontraktion heterogener Mineralassoziationen an. Hierbei soll das fast konstante Volumen des Hochquarzes (zwischen 800 und 600° C) eine bedeutungsvolle Rolle gespielt haben. Zwischen sauren und basischen Gesteinen z. B. bestehe somit

ein ziemlicher Unterschied, was thermische Dilatation betrifft. Diese Betrachtungsweise wird u. a. durch die feldgeologische Verteilung der Pegmatite auf verschiedene Gesteine gerechtfertigt (Bevorzugung gabbroider Gesteine). — Weiters wird der zonare Aufbau mancher Pegmatite sowie die bekannte, häufige Assoziation von Pegmatit mit Aplit diskutiert. Für die Ausbildung derartiger Züge ist nach Verf. von größter Wichtigkeit, daß die Pegmatitkörper durch enge, z. T. kapillare Öffnungen gespeist wurden, wodurch die größere Beweglichkeit an flüchtigen Gemengteilen reicherer Teile der Lösungen gegenüber den an solchen Gemengteilen ärmeren stark zur Geltung kam. — Als eine besondere Gruppe von Pegmatiten werden die in metamorphen Gesteinen „endemisch“ vorkommenden behandelt (beispielsweise cordieritführende Pegmatite in Cordieritgneisen usw.). Bei solchen ist möglicherweise die Stoffzufuhr von außen öfters gering gewesen — die zugeführte Lösung habe mehr die Rolle eines Flußmittels gespielt. **Olaf Anton Broch.**

Johan H. L. Vogt: On the terms eutectic, cotectic, peritectic, anchi-eutectic, anchi-cotectic, etc., and their importance in petrogenesis. (*Journ. of Geol.* 39. 1931. 401—431.)

Verf. gibt in der Arbeit zunächst eine Übersicht über die bekannten Typen der Ausscheidungsdiagramme in binären und ternären Systemen auf Grund der Untersuchungen von H. W. BAKHUIS ROOZEBOOM und T. A. H. SCHREINERMAKERS und leitet hierin verschiedene Begriffe ab.

Verf. diskutiert dann die Frage, ob der Begriff „eutektisch“ nur für einen Punkt im Schmelzdiagramm angewandt werden soll, wie z. B. FENNER, BOWEN und andere vorschlagen, oder ob auch von „eutektischen Linien“, „eutektischen Oberflächen“ usw. gesprochen werden kann. Tatsächlich ist der Begriff „eutektisch“ gelegentlich sowohl für den Einzelpunkt im Diagramm, als auch für die Linie benutzt worden, ohne daß aus der Beschreibung hervorgegangen ist, ob nun invarianter Punkt oder Linie gemeint war, woraus sich Schwierigkeiten und Mißverständnisse ergaben. Verf. schlägt daher vor, anstatt des Begriffs „eutektische Linie“ den Begriff „cotektische Linie“ (cotectic curve or line) zu benutzen. Die Punkte dieser cotektischen Linie sind durch gleichzeitige Kristallisation zweier Mineralien gekennzeichnet, einerlei, ob die Komponenten unabhängig voneinander sind, oder ob sie Mischkristalle bilden.

Der „peritektische Punkt“, der den Knickpunkt oder Umwandlungspunkt in binären Mischkristalldiagrammen des ROOZEBOOM'schen Typ IV darstellt, wird dann im entsprechenden ternären System, in dem ein oder zwei binäre Teile zum Typ IV gehören, zu einer Linie, die Verf. als „peritektische Linie“ bezeichnet. Den BOWEN'schen Begriff „Reaktionslinie“ hält Verf. für zu umfassend. In quaternären Systemen tritt an Stelle der cotektischen Linie die „cotektische Oberfläche“.

Weiterhin wird in der Arbeit die Kristallisationsfolge in den verschiedenen Typen von Diagrammen binärer und ternärer Systeme diskutiert und die Ergebnisse auf einige spezielle petrogenetische Fragen angewandt.

Im Geophysical Laboratory, Washington, sind in den letzten Jahren zahlreiche Untersuchungen über die Eutektika in magmatischen Systemen

ausgeführt worden. Sie führen Verf. im Zusammenhang mit zahlreichen petrographischen Beobachtungen zu dem Schluß, daß in granitischen Magmen Orthoklas, saurer Plagioklas, monokline Augite, Biotit und Quarz im allgemeinen ohne Unterbrechung vom Beginn ihrer Abscheidung bis zum Restmagma kristallisieren. Ausnahmen finden sich allerdings in gewissen besonders wasserreichen Magmen, wo die Abscheidung der Fe—Mg-Silikate durch den Wassergehalt beeinflußt werden kann (s. u.). Dasselbe gilt für die eigentlichen Syenite, abgesehen von der Hypersthen- und Olivinbildung. Andererseits kann man in intermediären und in basischen Gesteinen beobachten, daß die Abscheidung gewisser Mineralien schon in einem relativ frühen Stadium beendet ist. Im allgemeinen wird es sich hier um peritektische Typen (binärer Typ IV) mit Überschuß der Komponente A handeln, wo also zunächst Abscheidung von festem A erfolgt, dann Fehlen von A, Reaktion und weiterer Abscheidung von festem B. Ferner kann das magmatische Gleichgewicht während des Kristallisationsverlaufs durch starke Entbindung von H_2O in einem bestimmten Stadium wesentlich gestört werden. Auch hierauf kann das Verschwinden eines Minerals in der Kristallisationsfolge und Bildung eines anderen an seiner Stelle beruhen (z. B. Verschwinden von Hypersthen, Diopsid-Diallag zugunsten von Biotit).

Verf. ist auf Grund dieser Überlegungen der Ansicht, daß die ROSENBUSCH'sche Normalfolge der Kristallisation in magmatischen Schmelzlösungen (1. Akzessorien, 2. femische Bestandteile usw.), bei der sich nach der Meinung von ROSENBUSCH das Ausscheidungsgebiet der verschiedenen Gruppen nur wenig überlagern soll, nur eine Ausnahme unter ganz besonderen anormalen chemischen Bedingungen darstellt und nicht den Normalfall. Im allgemeinen überlagert sich das Ausscheidungsgebiet weit mehr, als ROSENBUSCH annahm. Das gilt auch für die Erstausscheidungen, wie Untersuchungen des Verf.'s an Gängen, die aus typischen Restmagmen stammen, zeigten.

Untersuchungen über Schrifftgranite, sowie granophyrische, sphärolithische und aplitische Grundmassenstrukturen und über Grundmassenzusammensetzung führen Verf. zu dem weiteren Ergebnis, daß sich bei einem Kieselsäuregehalt von etwa 75 % im Gestein Quarz und Feldspat gemeinsam abscheiden. Diesem Kieselsäuregehalt kommt demnach eine grundlegende petrogenetische Bedeutung zu. Der Gehalt kann je nach der Art des abgeschiedenen Feldspates in geringen Grenzen schwanken. Die folgende Tabelle gibt die Kieselsäuregehalte für verschiedene Feldspäte und Gesteine an, bei denen sich beide Mineralien zusammen abscheiden.

Verschiedene Methoden zur Bestimmung des Cotektikums Orthoklas : saurer Plagioklas ergaben unabhängig voneinander nahezu genau das Verhältnis $40 \text{ Or} : 60 \text{ Ab}$ oder $\text{Ab} + \text{An}$. Der Schnittpunkt der beiden cotektischen Linien $\text{Qu} : \text{Or}$ und Ab (unter Vernachlässigung des geringen Gehaltes An) und $\text{Or} : \text{Ab}$ stellt das ternäre Eutektikum $\text{Qu} : \text{Or} : \text{Ab}$ vor. Diesen Punkt nannte Verf. früher das granitische Eutektikum. Für die cotektische Linie zwischen Quarz und Feldspat schlägt Verf. nun den entsprechenden Namen „granitisches Cotektikum“ vor. Weiterhin schlug Verf. früher für das Eutektikum $\text{Or} : \text{Ab} : \text{Fe, Mg- oder Fe-, Na-Silikat}$ den Begriff

Art des Gesteins	% SiO ₂	Verh. Quarz : Feldspat
Mikroklinchriftgranite um 75 Or : 25 Ab + An	± 74	± 26 Qu : 74 Feldspat
Grundmasse usw. von Por- 50—45 Or : phyren, Punkte 50—55 Ab + An auf der cotek- 30—35 Or : tischen Linie 65—70 Ab + An	ca. 75—75,5 ca. 76—77	± 28—29 Qu : 72—71 Feldspat ± 32—34 Qu : 68—66 Feldspat
Oligoklasschriftgranite 5 Or, 82—73 Ab, 13—22 An	ca. 76,5—77	± 35 Qu : 65 Feldspat

Die Linie von 74—77 % SiO₂ stellt die cotektische Linie zwischen dem Quarzfeld einerseits und dem Feldspatfeld andererseits vor.

„syenitisches Eutektikum“ vor. Die Linie Or : Ab (+ An) : Fe, Mg- oder Fe, Na-Silikat kann dann als „syenitisches Cotektikum“ bezeichnet werden.

In bezug auf den Wassergehalt in granitischen Magmen nimmt Verf. aus physicochemischen und petrographischen Gründen an, daß sich besonders in den Magmen der größten Tiefenzonen ein Teil des Wassers mit der Kieselsäure zu der Verbindung SiO₂ . n H₂O vereinigt. In Pegmatiten, die unter hohen Drucken aus wasserreichen Magmen entstanden, findet sich als letztes Verfestigungsprodukt ein zentraler Tiefquarz, der aus dem Zerfall dieser Verbindung entstand. Auch in Graniten, die etwa 75 % SiO₂ oder etwas mehr enthalten, wird häufig beobachtet, daß einmal Quarz zuerst gebildet wird, wie es das granitische Cotektikum fordert, daß aber auch in anderen Fällen Quarz erst sehr viel später gebildet wird. Dieser Wechsel wird darauf zurückgeführt, daß nicht alle SiO₂ in solchen Fällen, wie der zweitgenannte, im Magma tatsächlich als Quarzmolekül Qu vorhanden war, sondern daß ein Teil der SiO₂ als SiO₂ . n H₂O vorhanden war. Daß manche Granite 76, 78, ja 80 % SiO₂ enthalten, daß also bei ihnen die cotektische Linie wesentlich überschritten worden ist, wird vom Verf. ebenfalls mit dem Vorhandensein dieser Verbindung SiO₂ . n H₂O erklärt.

Auch in Alkalimagmen ist häufig die Erscheinung zu beobachten, daß der Gehalt an Or stark mit dem Kieselsäuregehalt ansteigt, daß also auch hier die cotektische Linie bei 40 Or : 60 Ab + An oft wesentlich, bis zu 70 bis 75 Or : 30—25 Ab, überschritten wurde. Dieser Kalireichtum wird durch spätmagmatische Reaktionsprozesse gedeutet, die wohl vorwiegend in einer Myrmikitbildung in einem vorgeschrittenen Stadium der Kristallisation des ursprünglich basischen Gesteins besteht. Es ersetzte hierbei etwas Ab im Restmagma etwas Or in den schon verfestigten Orthoklasen, wobei dem Restmagma Ab entzogen und Or in ihm angereichert wurde. Auch aus diesen Gründen müssen also die Granite in jeder beliebigen Magmenprovinz zu den letzten Abscheidungen gehören. Solche Magmen waren nie überhitzt und der

Kristallisationsbeginn liegt in ihnen tiefer als in irgendwelchen anderen Plutoniten.

Eine große Anzahl granitischer Gesteine zeigt in ihrer Zusammensetzung geringe Abweichungen vom granitischen Eutektikum (ungefähr 30 Qu : 28 Or : 42 Ab + An mit 1—1,5 Fe₂O₄, 1—1,5 Fe, Mg- oder Fe-Na-Silikat, ca. 0,03 Apatit). Sie wurden früher vom Verf. als „anchi-eutektische granitische Gesteine“ bezeichnet. Die große Zahl von Gesteinen, die sich, unabhängig vom Or : Ab + An-Verhältnis, in ihrer Zusammensetzung der cotektischen granitischen Kurve nähern, können als „anchi-cotektische granitische Gesteine“ bezeichnet werden. In derselben Weise gibt es „anchi-eutektische und anchi-cotektische syenitische Gesteine“, „anchi-cotektische gabbroide und „anchi-cotektische dioritische Gesteine“, welche letztere sich der cotektischen Kurve zwischen Pyroxen und Plagioklas mit wechselnden Verhältnissen zwischen Ab und An nähern. Mero-eutektische Gesteine bilden eine Untergruppe der anchi-eutektischen, und zwar solche, die einen kleinen Überschuß an einer der Komponenten, die das Eutektikum bilden, aufweisen.

Cissarz.

P. Niggli: Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma und die Bildung magmatischer Restlösungen. (Rec. Trav. Chim. Pays-Bas. 51. 1932. 633.)

Die Forschungsrichtung der Holländer, aus möglichst allgemeinen thermodynamischen Gesetzmäßigkeiten ein Bild von der gesamten an sich denkbaren Mannigfaltigkeit zu erhalten, kommt den Bedürfnissen der Mineralogen und Petrographen sehr entgegen.

Systeme mit großem Flüchtigkeitsunterschied der Komponenten, wie sie A. SMITS behandelte, liegen im Magma vor. Unter geringem Druck an der Erdoberfläche oder bereits unter höherem Druck in gewisser Erdtiefe können Magmen erstarren. In letzterem Falle können die Hüllgesteine nahezu gasundurchlässig oder durchlässig bis reaktionsfähig sein. Es muß über den Einfluß von Temperatur und Druck auf Systeme mit extremem Feuchtigkeitsunterschied der Komponenten Klarheit bestehen. In ihnen tritt die Kombination von Kristallisation und Sieden bzw. Destillation, Kristallisation und kritischen Erscheinungen auf. Diese Kombination verleiht den intratellurischen Schmelzlösungen den komplexen Charakter, der für die Injektionsphänomene, die Pegmatitbildungen, die Pneumatolyse, die Hydrothermalphase, die vulkanische Eruption und die Solfatarentätigkeit verantwortlich ist.

Verf. geht auf die Versuche von A. GORANSEN über Wasseraufnahmefähigkeit von granitischen Schmelzflüssen unter Druck ein, die zeigen, daß diese magmatisch wichtigste leichtflüchtige Substanz bei 1000° schon unter relativ geringer Druckbelastung zu einigen Gewichtsprozenten in Lösung gehen kann. Die große Bedeutung der leichtflüchtigen Bestandteile im Magma ist folgende:

1. Infolge der Erhöhung der Innenspannung wird das an leichtflüchtigen Komponenten relative reiche Magma aktives Element im tektonischen Gesamtplan eines Erdrindenteils.

2. Die Anwesenheit leichtflüchtiger Substanzen, die nur z. T. in die Hauptkristallisationsprodukte (Silikate) des Magmas eingehen, hat zur Folge,

daß bis zu tiefen Temperaturen Restlösungen pegmatitischer + fluider, dann hydrothermalen Art zurückbleiben, in denen seltene, gleichfalls in die Hauptkristallisation nicht eingegangene Elemente des Magmas relativ angereichert sind. Erst aus diesen Rückstandslösungen können diese Stoffe in Form besonderer Verbindungen auskristallisieren und Lagerstätten bilden, die technisch abbauwürdig sind. Ohne die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma würde ein Teil unserer Rohstoffgewinnung auf anderer Basis aufgebaut werden müssen.

Um eine Reihe an sich weniger häufiger Elemente aus den Produkten magmatischer Rückstandslösungen zu gewinnen, besteht folgende Möglichkeit: Aus dem Magma kristallisieren zunächst wasserfreie Silikate aus, in welchen die Sauerstoffatome einen gitterhaften, nahezu einparameterigen Zusammenhang bilden, wobei als aktive Koordinationszentren Atome wirksam sind, die tetraedrische oder oktaedrische Sauerstoffumgebung aufweisen. Zu den Tetraedrischen gehören in erster Linie Si, Al, selten Fe und Mg, zu den Oktaedrischen Mg, Fe, Al. Der resultierende Gitterträger besitzt eine negative Überschlußladung, die durch in Hohlräume eingelagerte abstandsgröÙe Kationen, z. B. Ca, Na, K z. T. Ba, Sr, abgesättigt wird. Ge und Ga, die gleiche Wertigkeit und ähnliche Abstandsverhältnisse aufweisen, können in den Gitterträger der Hauptsilikate eingehen; sie werden getarnt. In Pyroxenen kann auch Sc getarnt werden. Diejenigen Elemente, wie Be und Li, die den Abstandsverhältnissen nach wohl in den tetraedrischen Gitterträger eingehen können, jedoch nicht gleiche Wertigkeit besitzen wie dessen Hauptelemente, bilden vorzugsweise neue Verbindungstypen, die erst nach einem Konzentrationsprozeß zur Ausscheidung gelangen. Ti, Zr, Hf ersetzen ihrer Raumbeanspruchung halber nur bei hohen Temperaturen in kleinen Mengen oder gar nicht das 4wertige Si im Gitterträger. Auch sie reichern sich an und bilden dann z. T. mit Niob und Tantal und z. T. besonders mit Na und Ca neue Verbindungen mit vielleicht vorzugsweise oktaedrischen Gitterträgern. So ist es möglich, auf Grund der charakteristischen Raumbeanspruchung der Elemente in ihren Verbindungen und unter Berücksichtigung der Gesetze der Kristallstereochemie die chemische Eigenart der Kristallisationsprodukte magmatischer Restlösungen zu verstehen.

M. Henglein.

Radioaktivität der Gesteine und Gewässer.

J. Weszelszky: Über die Radioaktivität der Sauerlinge von Balatonfüred. (Hidrologiai Közlöny. [Zs. Hydrologie.] 11. Budapest 1932. 17—20 und 59. Ungarisch, mit deutschem Auszug.)

Die Quellen von Balatonfüred (am Westufer des Plattensees) steigen längs eines NO verlaufenden Bruches empor. Das wasserliefernde Gestein ist der permische rote Sandstein, auf dem die Werfener Schiefer liegen.

Zwischen dem 6.—10. Januar 1931 untersuchte Verf. an Ort und Stelle den Gehalt an Radiumemanation der Quellen und fand folgende Werte:

Franz-Joseph-Quelle	16,4	Eman	4,52	Mache-Einheiten	im Liter
Lobogó-	„ 16,2	„	4,43	„	„
Ösforrás-	„ 11,5	„	3,16	„	„
Savókút-	„ 10,1	„	2,78	„	„

Diese Radiumemanationsmengen überschreiten den durchschnittlichen Gehalt der kalten Sauerlinge. Dies ist auf den Fe_2O_3 -Gehalt des permischen Sandsteins zurückzuführen. Nach den Untersuchungen von HAHN besitzt das Fe_2O_3 die Fähigkeit, viel Radium zu binden, wobei das auf diese Weise gebundene Radium imstande ist, über 90 % der daraus hervorgehenden Emanation an die Umgebung weiterzugeben. Die Emanation der untersuchten Sauerlinge stammt nach Verf.'s Annahme aus dem durch das Wasser heraufbeförderten Radium, das von dem an der Oberfläche des permischen Sandsteins befindlichen Fe_2O_3 gebunden wurde.

A. Vendl.

H. Hirschi: Radioaktivität einiger Tiefengesteine vom nördlichen Baja California (Mexico). (Schw. Min.-Petr. Mitt. 9. 1929. 188—189.)

Verf. teilt den Radium-, Uran- und Thoriumgehalt von 12 Tiefengesteinen mit unter gleichzeitiger Angabe des SiO_2 -, CaO -, MgO - und K_2O -Gehaltes. Der Radiumgehalt der granodioritischen Gesteine ist im allgemeinen außergewöhnlich tief. Erst in der Golfregion wird er höher. Der Thorgehalt derselben Gesteine zeigt normale Werte, nimmt aber, wie der Radiumgehalt, nach S hin zu.

Bemerkenswert ist der Gehalt eines Norit-Gabbros mit $1,03 \times 10^{-12}$ g Ra, und $3,2 \times 10^{-5}$ g Th pro g Gestein, ein Gehalt, wie ihn Gesteine dieser Basizität sonst nicht erreichen.

W. Minder.

Petrographisch-tektonisches Grenzgebiet.

Robert Balk: Inclusions and foliation of the Harney Peak granite, Black Hills, South Dakota. (Journ. of Geol. 39. 1931. 736—748.)

Verf. beschäftigt sich in der Arbeit mit dem Intrusionsmechanismus des Harney Peak-Granites der Black Hills. SIDNEY PAIGE nahm an, daß das Magma sich im wesentlichen durch mechanisches Auseinanderdrücken des Nebengesteins Platz schuf, während J. J. RUNNER der Assimilation eine größere Rolle bei der Raumgestaltung des Magmas zuwies.

Der Harney Peak-Granit tritt in einem rundlichen Gebiet im südöstlichen Teil der präcambrischen Schiefer auf, die den Kern der Hebungszone der Black Hills bilden. Er wird im O und SO diskordant von der Deadwood-Formation überlagert. Die Schiefer und quarzitischen Schiefer des Nebengesteins sind stark gefaltet. Ihre steil aufgerichteten Flanken fallen östlich oder nordöstlich und die Spaltung folgt meist den Achsenebenen. Dies regionale Streichen und Fallen geht aber bei Annäherung an den Harney Peak-Granit vollkommen verloren und geht in eine Kuppel über, in deren Kern der Granit liegt.

In der Schieferkuppel finden sich enge überkippte Falten und ebenso finden sich Isoklinalfalten in den Schiefereinschlüssen des Granites. Es zeigt sich also im Harney Peak-Gebiet, daß eine sich bewegende Magmenmasse fähig ist, Falten zu bilden, die unabhängig von der Struktur derselben Gesteine sind, die sich in größerer Entfernung von der Intrusion vorfinden.

Hier fallen die Schenkel dieser sekundären Falten vom jetzigen Granitkern weg und bilden so die jetzt sichtbare Kuppel.

Verf. bestimmte an einigen Stellen, teils in der Umgebung des Granites, teils an Einschlüssen im Granit, Fallen und Streichen. Es fand sich im Streichen ein Maximum von O—W bis SW nach NO, während das geringe Einfallen allgemein westlich oder südwestlich ist.

Nach den bisherigen Untersuchungsergebnissen scheint sich der Granit nach den Seiten rascher ausgebreitet zu haben als nach oben, was an den Einschlüssen zu beobachten ist. Die große Mehrzahl dieser Xenolithe stellen plattenförmige Gebilde vor, die im Magma nahezu horizontal liegen. Wären diese Platten nach unten gesunken, so hätten sie sich nach mechanischen Gesetzen mehr oder weniger vertikal stellen müssen. Die Messung ergab aber, daß sie maximal 15—35° einfallen. Verf. schließt daher, daß sich diese Platten nicht abwärts, sondern mehr oder weniger seitwärts bewegt haben und somit die seitliche Ausdehnung des Magmas andeuten. Aus diesen Untersuchungen ergibt sich ferner, daß „stopping“ bei der Bildung der Magmenkörper hier keine Rolle gespielt hat.

Verf. beschäftigt sich weiter mit der Frage der Assimilation von Nebengesteinsmaterial und ist der Ansicht, daß parallel orientierte Glimmerlagen in einem Granit allein nicht als Beweis für Assimilation gelten können. Die Entstehung der Parallelorientierung von Mineralien läßt sich nur an solchen Aufschlüssen eindeutig bestimmen, bei denen Kontaktflächen des Eruptivgesteins die Schieferungsflächen der umgebenden Gesteine durchsetzen. Verf. stellt im Gebiete an allen solchen Aufschlüssen fest, daß sich die Glimmer im Eruptivgestein um die Parallelorientierung der umgebenden Gesteine nicht kümmern. Sie orientieren sich im Granit durchweg parallel der örtlichen Kontaktfläche, einerlei ob die Fläche durch die Texturrichtung des Nebengesteins durchsetzt oder nicht. Parallelorientierung der Glimmer im Granit und Schieferung in den Einschlüssen sind hier also völlig unabhängig voneinander, letztere zeigen überall ihr typisches flaches Einfallen. Ferner sind die Grenzen der Einschlüsse stets scharf und Übergangszonen sind selten. Assimilation kann also im Harney Peak-Granit, wenn überhaupt, nur in sehr geringem Ausmaß stattgefunden haben.

Cissarz.

Walter Schmidt: Tektonik und Verformungslehre. (208 S. mit 249 Textabb. Berlin, Borntraeger, 1932. Preis geb. 18 RM., geh. 16.50 RM.) [Kurze Besprechung in CBl. 1933. A. 46.]

Gewisse im Kausalitätsproblem resultierende Vorstellungen der heutigen Physik auf tektonische Verhältnisse übertragend, betrachtet Verf. Verwerfungen, auch Falten, selbst solche von Bergesgröße, ja ganze Gebirge als Einzelercheinungen, somit im planetarischen Geschehen als einen „Mikrokosmos“, wo bei der Formgestaltung das Moment des Zufalls einem exakten Erfassen des Naturgeschehens im Wege steht. In Anlehnung an FRANZ EXNER, dessen klar geschriebenes und ausführliches, allerdings schon vor einem Jahrzehnt erschienenes Werk über die physikalischen Grundlagen der Naturwissenschaften Verf. besonders empfiehlt, werden die Naturgesetze im allgemeinen, sofern nicht ausnahmslos als statistische, aus dem Prinzip

der großen Zahlen sich ergebende Gesetzmäßigkeiten aufgefaßt. Erst im Makrokosmos, einem natürlich ebenfalls stets relativ zu bewertenden und anzuwendenden Begriff, darf unter der Voraussetzung einer stetigen Funktion im Einzelgeschehen je nachdem ein bis zum Verschwinden gehendes Zurücktreten des Zufallsmomentes erwartet werden, wodurch dem Gesetz exakte Geltung zuerkannt zu werden pflegt.

Nach dieser Richtung gehende Gedanken bilden eine Grundlage des SCHMIDT'schen Buchs, das nach dem Erscheinen der SANDER'schen Gefügekunde und der inzwischen erfolgten, von diesen beiden Autoren selbst aufgenommenen Diskussion wohl allseits mit Spannung erwartet wurde.

Den wohl hauptsächlich von G. F. BECKER für die Analyse geotektonischen Geschehens eingeführten und in unveränderter oder veränderter Form überkommenen theoretischen Vorstellungen über den Verformungsmechanismus an isotropen und quasiisotropen Körpern kann man sich bei dem heutigen Stande tektonischer Betrachtungsweise kaum mehr entziehen, sei es, daß man — freilich sehr allgemein ausgedrückt — mit SANDER den rein induktiven gefügekundlichen Weg beschreitet und das Typen liefernde Bewegungsbild mit seinen Symmetriegraden im Vordergrunde beläßt, sei es, daß man, wie SCHMIDT es in seinem vorliegenden Werke vorgezogen hat, soweit wie möglich abstrahierend, von sorgfältigst abgewogenen Deduktionen ausgeht, um die Formveränderungen des Körpers bis zu den tektonischen Großformen hin zu verfolgen.

Auch SCHMIDT sieht beispielsweise in der Technologie der Gebirgsbildung nur eine beschreibende Ableitung von Wirkungsweisen der Kräfte, so daß die eigentliche Ursache, das Agens, bei ihm nicht anders wie bei SANDER in den Bereich seiner Betrachtungen einzubeziehen so gut wie ganz vermieden wird. Die Wirkung der Kräfte im Makrokosmos jedes geologischen Körpers wie auch seiner meßbaren Teile ist eine statistisch zu gewinnende Mittelbildung aus unendlich vielen Einzelwirkungen am Körperdifferential, das aber selbst schon ein kompliziertes und in seinen mikrokosmischen Einzelakten ein vom Prinzip der Unbestimmtheit beherrschtes Gebilde sich erweist, als Makrokosmos aber bereits mit zufallsentrückter Mittelwertbildung zu operieren gestattet; im Integral vermag dann die Gesamtheit dieser Differentiale das tektonische Geschehen zu liefern. Damit wäre zunächst rein äußerlich der Anschluß an die gefügekundliche Betrachtungsweise SANDER's hergestellt, deren vornehmste Methode ja auch auf statistische Ausmittelungen abzielt und innerhalb eines Bereiches, wo in der Regel der Einzelkristall den Mikrokosmos des tektonischen Körpers darstellt, das Zufallsmoment durch Feststellung solcher Mittelbildungen zum Verschwinden zu bringen sucht.

Während nun die Dynamik die (raumgerichtete oder drehende) Bewegung der Körper unter dem Einfluß beschleunigend wirkender Kräfte behandelt, ist es die Festigkeitslehre, welche die hier in Frage stehende Formänderung des Körpers zum Gegenstande hat. Ein gedanklich vollzogener Schnitt durch einen mechanisch beanspruchten, dabei aber nicht im obigen Sinne bewegten Körper gibt zunächst Aufschluß, wie über die Schnittlage hinweg bei vorhandenem Gleichgewicht der Angriffskräfte Spannungen gewirkt haben, deren Resultierende so groß war wie diejenige der angreifenden Kräfte. Für

Richtung, Größe und Angriffspunkt der sich zur Resultierenden zusammensetzenden Kräfte sind indes unendlich viele Möglichkeiten denkbar; deshalb hat die tektonische Analyse nach Ansicht des Verf.'s von einem Differential, dem Körperelement, auszugehen, also einem Körperteilchen von solcher Kleinheit und doch wieder von solchem Ausmaße, daß von einer Verschiedenheit der Vorgänge in ihm abgesehen werden kann und ihm gegenüber der übrige Körper als kräfteeinwirkende Außenwelt erscheint, im übrigen aber die Ausschaltung des Zufalls in diesem „Makrokosmos“ bereits inbegriffen ist (S. 6 u. 12). Im Gegensatz dazu arbeitet beispielsweise das „tektonische Experiment“ — rein technologisch und nicht tektonisch im Sinne SCHMIDT'S — bereits in einem kräfteanalytisch zunächst unüberprüfbareren Makrokosmos.

Auch am Körperelement ist das Gedankenexperiment des Schnittes anwendbar; doch können wir uns hier alle Schnitte durch den Schwerpunkt gelegt denken und das ganze mit Zufälligkeiten behaftete Bild von außen angreifender Kräfte durch ein Beanspruchungssystem ersetzen, wo auf drei zueinander senkrecht stehenden Ebenen die Beanspruchung (je nachdem als Zug oder Druck) mit senkrecht darauf gerichteten Kräften wirkt, während dann alle andern Ebenen durch die Kraftkomponenten außer einer Normal- auch eine Scherbeanspruchung erfahren, die entlang des für sie in Betracht kommenden Schnitts das Getrennte zu verschieben sucht. Längs dieser Ebenen werden bei zunächst immer vorauszusetzendem Gleichgewicht der Beanspruchung die Scherkräfte — nicht anders wie senkrecht dazu die Normalkräfte — paarweise und in entgegengesetztem Richtungssinne wirken und nur im Fall der Überwindung gewisser Widerstände (s. u.) in Scherverschiebungen sich äußern.

Man ist hauptsächlich von der Kristalloptik her gewohnt, diese vektorielle Art der Kräfteeinwirkung und Spannungszustände sich im nicht spezialisierten Falle durch das dreiaxige Ellipsoid dargestellt zu denken. An Stelle dieser in räumlicher (dreidimensionaler) Hinsicht entschieden anschaulicheren Darstellung oder Hilfskonstruktion verwendet Verf. in bestimmter, wohl zu verstehender Absicht in Anlehnung an O. MOHR und H. NADAI ein den meisten Lesern für diesen Fall vermutlich weniger geläufiges zweidimensionales Koordinatensystem, in welchem die Normalbeanspruchungen auf der Abszissen-, die Scherbeanspruchungen auf der Ordinatenachse aufgetragen werden. Für jene Hauptebene des Beanspruchungszustandes beispielsweise, welche durch die beiden, nach ihrem Größenwert extremen Hauptbeanspruchungen (also durch die größte und kleinste Ellipsoidachse) gegeben ist, läßt sich dann der Größenwert der Scherbeanspruchung aller darauf senkrecht stehenden Flächen, die somit jener tektonisch wichtigen Zone angehören, welche die mittlere Ellipsoidachse zur Zonenachse haben, ohne weiteres ablesen: sie liegen alle paarweise auf dem Halbkreis (MOHR'scher „Beanspruchungskreis“), welcher die aus der Abszissenachse ersichtliche Differenzstrecke der beiden extremen Beanspruchungen zum Durchmesser hat; auch der Winkel, den jene durch Scherung beanspruchten Flächen mit der Richtung der größten Hauptbeanspruchung jeweils bilden, ist gleich dem halben Winkel, welchen der durch den darstellenden

Kreispunkt der Fläche gegebene Radius mit der Abszissenachse einschließt; der Repräsentant für das Flächenpaar größter Scherbeanspruchung aber kann nur im Scheitelpunkt des Halbkreises liegen, worin unmittelbar zum Ausdruck kommt, daß diese Fläche mit der Richtung größter Hauptbeanspruchung einen Winkel von 45° bilden und die Größe jener Scherbeanspruchung gleich dem Radius des erwähnten Kreises sein muß.

Werden endlich die beiden anderen Zonen der Hauptbeanspruchungen in diese figürliche Darstellung miteinbezogen, so erhält man zwei weitere Kreise, welche die beiden übrigen Differenzstrecken der Hauptbeanspruchungen zu Durchmessern haben und in analoger Weise die Scherbeanspruchungen aller Flächen, die diesen Zonen angehören, ersehen lassen (s. Fig. 1). Daß Gleich-

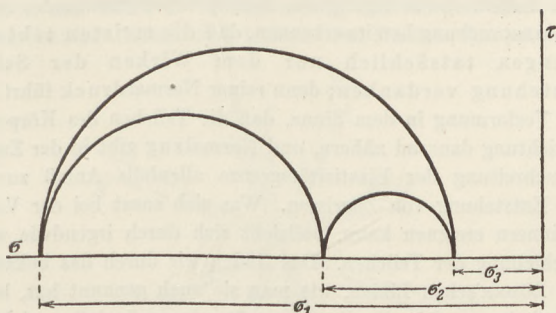


Fig. 1. MOHR'sche Beanspruchungskreise.

heit der drei Hauptbeanspruchungen Kugeleigenschaft und damit hydrostatischen Zustand bedingt, ergibt sich für den mit diesen Verhältnissen einigermaßen Vertrauten ebenso von selbst wie der Fall reiner Schubbeanspruchung, der dann vorliegt, wenn die größten Hauptbeanspruchungen ihrem Größenwerte nach gleich, nach dem Vorzeichen aber verschieden sind, da dann auf den Scherflächen der 45° -Lage die Normalkraft zu diesen Flächen 0 beträgt.

Eine weitere vom Verf. oft herangezogene analoge Art figürlicher Darstellung ist diejenige der verformenden Wirkung des Beanspruchungszustandes, was J. A. SCHOUTEN mit Deviator bezeichnet hat. Man erhält die zugehörigen Werte, indem man von dem dreiachsigen Beanspruchungszustand den hydrostatischen, der gleich ist dem Mittel der drei Hauptbeanspruchungen, abzieht. Ist der mittlere der drei Deviatorwerte gleich 0, oder m. a. W. die mittlere Beanspruchung gleich dem Kugelradius, so liegt der orogenetisch besonders bedeutsame Fall vor, den man als ebenen, in diesem Falle vielleicht deutlicher als zweidimensionalen Zustand zu bezeichnen hat, bei dem sich also in der Richtung der mittleren Ellipsoidachse nichts geändert zu haben braucht.

MOHR, NADAI und andere Autoren bezeichnen die MOHR'schen Kreisfiguren und das ihnen zugrunde liegende Kräfteverhältnis als Spannungskreise bzw. Spannungszustand. Im Hinblick auf den in der Verformungs-

lehre der Kristalle und geologischen Körper bereits eingebürgerten Begriff Spannungselipsoid (Strainellipsoid¹) erscheint mir jene Bezeichnung fast geeigneter als die von SCHMIDT gebrauchte und oben angewendete. Der im entgegengesetzten Richtungsinne liegende Unterschied von Beanspruchung und Spannung hängt allerdings, wie SCHMIDT darzutun versucht, mehr von der räumlichen Art der Betrachtung ab. Auch ist Beanspruchung im Gegensatz zu der von der Beanspruchung selbst abhängigen Spannung eine beliebig sich verändernde Außenkraft und damit eine unabhängige Variable, was SCHMIDT mit seiner Bezeichnungsweise hier besonders hervorgehoben haben möchte.

Was nun den Verformungsmechanismus selbst betrifft, so läßt die konsequent dualistische Zerlegung des Beanspruchungszustandes in Normal- und Scherbeanspruchung bereits erkennen, daß die meisten tektonischen Verformungen tatsächlich nur dem Wirken der Scherkraft ihre Entstehung verdanken; denn reiner Normaldruck führt zu keiner bleibenden Verformung in dem Sinne, daß die Teilchen des Körpers sich in der Druckrichtung dauernd nähern, und Normalzug gibt in der Zugrichtung nach Überschreitung der Elastizitätsgrenze allenfalls Anlaß zur unstetig wirksamen Entstehung von Zugrissen. Was sich sonst bei der Verformung im Körperinnern ereignen kann, vollzieht sich durch irgendwie vonstatten gehende Schiebung der Teilchen. Das finden wir durch das bekannte Phänomen der LÜDER'schen Linien, wie man sie auch genannt hat, bereits angedeutet, wobei man sich allerdings bewußt sein muß, daß es sich hier, wie Verf. betont, um zonenhafte Räume handeln dürfte, in denen sich, vermutlich ruckweise wie bei Kristallen, ein mehr oder weniger komplizierter Gleitungsvorgang abspielt (S. 27). Da im isotropen Körper, wie schon die MOHR'schen Spannungskreise ersehen lassen, jeder beliebigen Fläche mit Scherbeanspruchung auf gleicher Ordinatenhöhe eine zweite gleichwertige Fläche entspricht, so dürften aufeinanderfolgende, symmetrisch zur Fläche größter Scherbeanspruchung gerichtete Rucke bei unendlich kleinen Verschiebungswegen wie eine Verschiebung nach dieser einen Scherfläche sich als makroskopische Mittelwerterscheinung auswirken, so daß nach Ansicht WALTER SCHMIDT's die unter annähernd 45° zur Hauptbeanspruchung liegenden Scherflächen als die einzig gleitenden in Erscheinung treten.

Es ist eine in der Literatur, insbesondere bei SANDER, hinreichend erörterte wichtige Vorstellung, daß bei einem sich zweidimensional verformenden Körper die durch die Verschiebung bedingten Winkeländerungen für die Ebenen größter Scherbeanspruchung ihr Maximum erreichen. (Ebene maximalen Strains gleich Ebene größter Winkeländerung, NIGGLI.) Daß der Winkel zwischen den Gleitflächen immer größer wird, und zwar für den Scheitel, in dem die Hauptdruckkraft des Deviators steht, wird vom Verf. als sicher angenommen (S. 31). Danach muß im Ablauf solcher Verformung die geometrische Fläche größter Scherbeanspruchung immer wieder von andern Massenpunkten des Körperinneren besetzt sein, so daß in diesem Kippungs-

¹ Die primäre Bedeutung des Wortes scheint Spannung zu sein.

vorgang das Gleitflächenpaar an sich nie in die Lage kommt, sich im Gefüge abzubilden.

Umstände dieser Art veranlassen den Verf. zu einer schärferen Betonung des Unterschiedes zwischen den geometrischen Kreisschnittebenen des Verformungsellipsoides einerseits und den Gleitflächen sowie den Flächen mit Scherbeanspruchung nebst den bei ebener Verformung als Kreisschnittebenen identifizierbaren Flächen größter Scherbeanspruchung andererseits. Die Bedeutung der Kippung der Kreisschnittebenen für die Ausbildung der Gefüge wird demgemäß in Abrede gestellt. Fassen wir weiterhin die Integralwirkung der verformenden Einzelakte ins Auge, so wird — eine in der oben-erwähnten Diskussion vom Verf. bereits erörterte Angelegenheit — damit zu rechnen sein, daß durch die Formänderung des Körpers auch die Art des Angriffs der äußeren Kräfte sich ändere. Das berührt den schon rein theo-

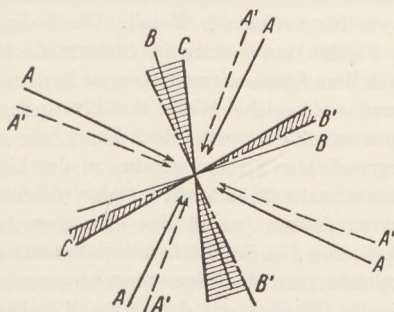


Fig. 2. A Hauptbeanspruchungen des ersten Beanspruchungsaktes. B Hauptscherflächen des ersten Beanspruchungsaktes. C Aus den anfänglichen Hauptscherflächen des ersten Aktes hervorgegangene Gleitflächen. A' Hauptbeanspruchungen des folgenden Beanspruchungsaktes. B' Hauptscherflächen des folgenden Beanspruchungsaktes.

retisch stark interessierenden Fall des Rotational-Strains mit asymmetrisch ungleichmäßiger Rotation der Kreisschnittebenen, wie er unter der Voraussetzung zweidimensionaler Verformung und unnachgiebiger Einspannung des Körpers bei SANDER und BECKER sich dargestellt und abgeleitet findet. Es lag nahe, hierin mit der in der Natur so häufig zu beobachtenden Ungleichwertigkeit der Scherflächenscharen (nach SCHMIDT in diesem Falle Gleitflächenscharen), teilweise vielleicht sogar mit der im Orogen geradezu typischen Einscharigkeit der Gleitflächen irgendwelche Zusammenhänge zu sehen. Hält man mit W. SCHMIDT an einer gewissen, von der Rotation der Kreisschnittflächen unbeeinflussten Starrheit des von den Flächen größter Scherbeanspruchung eingeschlossenen Winkels von annähernd 90° fest, so ist es nur konsequent, eine beim Ablauf der Verformung eintretende Herauskipfung mindestens einer der Gleitflächen anzunehmen und dem Festigkeitsgrade des verformten Körpers, sei er Gestein, Wasser oder Luft, in dieser Hinsicht keinerlei Einfluß zuzuschreiben (vgl. Fig. 2).

Dieser ganze Fragenkomplex wird besonders akut, sobald man zu dem weitaus häufigsten und vielleicht das ganze Orogen beherrschenden Fall des laminaren Gleitens der Gesteinsmassen übergeht, das man heute mehr und mehr als ein durch Scherung zustandegekommenes Gleitphänomen betrachtet.

Da ist es nun von ganz besonderem Interesse, den Gedankengängen des Verf.'s über den Bewegungsmechanismus einschariger Gleitung im isotropen Körper zu folgen. Das Problem spitzt sich noch dadurch zu, daß im offensichtlichen Gegensatze zu den Darlegungen bei SANDER und BECKER, wo je nach der Verringerung des Viskositätsgrades der Rotationswinkel der abbildungsfähigen Scherflächen bei hier anzunehmender Plättung des Strainellipsoides sich auf nahezu 180° zu erweitern vermag, jener Bewegungsvorgang nebst dem ihm zugrunde liegenden Beanspruchungszustand als ein derart allgemeiner aufgefaßt wird, daß er für Luft, Wasser, fließenden Staub ebenso gilt wie für verformtes Metall. Die bedeutsame Unterfrage, wo bei laminarem Fließen etwa einer in breitem Gerinne abströmenden Wassermasse die nach dem Spannungszustande zu fordernde zweite Scherfläche verbleibt und auf welche Weise ihr Beanspruchungszustand sich auswirken mag, beantwortet Verf. wie folgt. Zur Ebene laminaren Fließens parallel dem Untergrunde der Strömung, also zu der hier Dauergleitfläche gewordenen Ebene maximaler Scherkraft, ist eine gleichwertige Scherfläche wiederum senkrecht zu denken (wobei eine etwa von der Wassertiefe abhängige auf hydrostatischen Druck entfallende Komponente unberücksichtigt bleiben mag). Vergleicht man den Bewegungsvorgang im Innern des unbeschleunigt strömenden Wassers mit dem eines Kugellagers, so wird man vor allen Dingen da, wo die Kugeln, bezw. die als etwa ähnlich geformt zu denkenden kleinsten Körperteilchen sich gegenseitig berühren, Reibungswiderstände anzunehmen haben; da die Wälzung all dieser Gebilde nur im Bewegungssinne der Strömung erfolgen kann, muß an jenen Berührungstellen die Drehbewegung je zweier Nachbarkugeln eine entgegengesetzte sein. Im Kugellager, wo die Reibung an den einfassenden Platten auf ein Minimum sinkt, ist, nebenbei gesagt, der Verschiebungsbetrag der Platten gleich dem Umfangsweg der Kugeln; im isotropen strömenden Körper hingegen kommt noch hinzu ein gleichwertiger Betrag von Reibung längs den Ebenen der Gleitung, so daß als Weg des laminaren Gleitens hier das Doppelte des Umfangsweges der gewälzten Teilchen anzusetzen wäre. Aus dieser Vorstellung folgt als unerwartetes Ergebnis, daß auch an den Querschnittebenen eines Flusses Verschiebungen mit vertikaler Richtung auftreten; die sich nach außen hin verbergende Gleitflächenwirkung spielt sich indes nach Anschauung des Verf.'s nur in je einer einzelnen Gleitlamelle („Gleitplatte“ S. 51) ab.

Das korrespondierende Verhalten von Wälzvorgängen solcher Art und laminarem Gleiten der Gesteinsmassen findet sich in der Tat, wie allgemein bekannt, an der Internstruktur vieler Holoblasten tektonischer Gesteine aufs sinnfälligste verkörpert.

Wir wenden uns in diesem Zusammenhange sogleich der Frage zu, welche Formgestaltung des beanspruchten Körpers als Folge der eben er-

örterten Bewegungsvorgänge anzusehen ist. Hier interessiert vornehmlich die für den Fall einschariger Gleitung noch nicht in Betracht gezogene Lage der Hauptbeanspruchung und der Hauptverformungsachsen. In dem von NIGGLI lehrhaft behandelten Fall der einfachen Schiebung bei Kristallen läßt sich die Ausgangskugel des unbeanspruchten Zustandes in der bekannten Weise durch entsprechende (nach SANDER affine) Parallelverschiebung einer die Kugel durchsetzenden Lamellenschar ohne Volumenänderung in ein dreiachsiges Ellipsoid (Deformationsellipsoid) umformen. Die einzelnen Platten oder Lamellen, die sämtlich Kreisschnittebenen des Ellipsoides darstellen und in ihren Ausmaßen auch nach erfolgter Deformation gar keine Änderung erleiden, sind die durch scherende Kraft erzeugten Gleitflächen des deformierten Körpers. Eine darauf senkrecht stehende zweite Scherflächenschar tritt auch hier äußerlich nicht in Funktion und die durch die Dreiachsigkeit des Ellipsoides bedingte, für den Verformungsakt aber als bedeutungslos angesehene Kreisflächenschar schließt mit der Schar der Gleitlamellen einen um so spitzeren Winkel ein, je weiter die Lamellen sich seitlich verschieben, d. h. je stärker das Ellipsoid bei gleichbleibendem Ausmaß der Lamellen und seiner mittleren Achse sich abplattet und zugleich verlängert. Dabei wird die diesen Winkel stets halbierende größte Achse des Verformungsellipsoides sich immer mehr der Gleitebene nähern, bis sie bei unendlich weitgehender Verformung in diese Ebene selbst zu liegen kommt. Dieser Fall der Verformung ist äußerlich vom vorerwähnten Fall des laminaren Fließens nicht unterscheidbar; doch sei hier insbesondere darauf hingewiesen, daß die Hauptachsen extremer Beanspruchung oder Spannung mit denjenigen der Verformung nur bei unendlich kleiner Verformung zusammenfallen, im Ablauf der Körperverformung indes erhebliche Divergenz erreichen können. Und so erklärt sich auch die weiterhin vom Verf. vertretene Anschauung, daß in Anbetracht der stets senkrecht angenommenen Lage der latenten Scherfläche zur Ebene des laminaren Fließens die beiden extremen Hauptkräfte des Deviators mit eben dieser Ebene je einen Winkel von 45° bilden müssen, und zwar eine Beanspruchung mit Druck nach rückwärts und eine gleich große mit Zug nach vorn im Sinne des Fließens gerichtet.

Für die theoretische Behandlung des Verformungsproblems erscheint mir dieser auch in den neueren einschlägigen Arbeiten immer wieder berührte Fragenkomplex als von so grundsätzlicher Bedeutung und so belehrendem Wert, daß ich ausführlicher darüber zu referieren für angebracht fand, obschon so manches, was diesen zwar stets mit großer Folgerichtigkeit durchgeführten Argumentationen — es sei erinnert an die Ableitung eines latenten Scherungseffektes in der Querschnittebene des Strömens oder die bei allerdings anisotropen Körpern für Energieausbreitung auch im Effekt so überaus bedeutsamen wanderungsfähigen Kreisschnitte der Ellipsoide — heute doch wohl kaum schon als eine endgültige unwiderlegbare Lösung jener vielleicht noch komplizierteren Teilprobleme angesehen werden darf.

Bei einschariger Gleitung, also im Grunde genommen laminarem Fließen der Gesteinsmassen, ist in der Tat die Integrierbarkeit der Teilverformungen gegeben und damit ein Rückschluß auf die Beanspruchungszustände während

der Verformung ermöglicht, woran stets zu erwartende Ungleichartigkeiten in den Relativverschiebungen an sich nichts ändern. Wir stehen damit vor dem tektonisch unstreitig wichtigen, bereits durch frühere Arbeiten des Verf.'s in die deutsche Literatur eingegangenen Begriff der Falten erzeugenden Gleitbretterbildung. Selbst wieder aus einer Großzahl von „Gleitplatten“ oder Gleitlamellen als Körperdifferentialen bestehend, bedeutet „Gleitbrett“ in jetziger Auffassung einen rhythmischen Wechsel ungleichweiter laminarer Relativverschiebungen im Gestein. Daß bei solch stetig periodischer und dabei wechselvoller Änderung der Verschiebungsbeträge sog. Vorzeichnungen, etwa Austrittsspuren von Gangfüllungen oder von Schichtlagen, die man zunächst als mechanisch wirkungslos auffassen mag, alle möglichen Verkrümmungen in der Form von Schleppungen, Falten oder ausgeschwänzten und verbogenen Linsen erfahren, sofern sie nicht der Gleitebene parallel gehen, liegt auf der Hand. Warum sich diese Vorstellung einer durch Gleitbretterbildung erzeugten Faltung eines ganzen, im konkordanten Schichtverband verbliebenen Schichtpaketes nicht ohne Schwierigkeit Eingang verschaffen konnte, mag z. T. daran gelegen haben, daß man einerseits Anstand nahm, für das Ausgangsstadium die naturgemäß wagrechte, also ursprüngliche Lage jener „Vorzeichnungen“ gelten zu lassen, und andererseits das Wesen eines schräg dazu verlaufenden stetigen laminaren Fließens nicht genügend in Erwägung zog.

Die im Kräftefeld sich mechnisch äußernden Wirkungen, als da sind Widerstände, Gravitation, Nachdrängen unverformter Massen, können es nur sein, die, vielfach zusammenwirkend, den Beanspruchungsplan der Gesteinsverformung jederzeit ändern und einregeln, was bei der Größenordnung und Nachhaltigkeit jener Kräfte dann stets unter möglichster Wahrung des wichtigen Prinzips symmetrietreuer Verformung zu geschehen pflegt. Eine mit Doppelscharigkeit beginnende Scherflächenbildung wird insbesondere im Laufe von Weitbewegungen einmal eine Lage finden, wo eine der Scherflächenscharen mehr oder weniger widerstandslos „ins Freie führt“ und die Gleitbewegung fortan zu einer einscharigen werden läßt. Die für das Orogen charakteristische Bewegungsform stationären Massentransportes (S. 57) ist damit erreicht. Im Epirogen, wo räumliche Begrenzung die Kräfte frühzeitig hemmt, ist vorwiegend mehrscharige, vielleicht ruckweise sich vollziehende Verformung zu erwarten (S. 48). Laufen die Scherflächen der Erdoberfläche noch parallel, so werden die Gleitflächen sie im Sinne der Bewegung schräg nach vorne gerichtet anzuschneiden bestrebt sein, um die Gleitplatten gewissermaßen von vorn nach rückwärts übereinander zu schlichten; eine sehr charakteristische Faltenbildung mit ausgewalzten Mittelschenkeln und verdickten Faltenscheiteln kann die Folge sein. Bewegt sich dagegen, sei es in wagrechter oder geneigter Lage, das Hangende der Gleitplatten relativ gegen das Liegende nach der Richtung des stumpfen Winkels, den eine jeweils plattenförmige Vorzeichnung mit der Gleitebene bildet — der weit seltenere Fall (Margnadecke im Avers) —, so entsteht die Linsenform. Daß ganze Schubdecken auf Einzelgleitfalten großen Stils zurückzuführen sind, steht demnach nicht außer dem Bereich des Möglichen. Eine schärfere Grenzziehung zwischen groß-

räumiger Biegefaltung, wie sie zweifellos beträchtliche Teile des Orogens beherrscht, und solcher Einzelgleitfaltung weist freilich nach dem jetzigen Stande der Forschung noch Lücken auf; sie auszufüllen, wäre erwünscht.

„Es ist“, um zu einem weiteren wichtigen Punkt des Verf.'s eigene Worte zu gebrauchen, „ein wesentliches Verdienst SANDER's, hingewiesen zu haben, daß die Beschränkung der Tektonik darauf, nur mit ebenen Verformungsfällen zu arbeiten, gefährlich sei...“ (S. 61). Zweifellos stellt im Orogen das „Querprofil“, das man m. E. im Gegensatz zum Schnitt des Streichens ebensogut das „tektonische Längsprofil“ nennen könnte, jene Schnittebene dar, in der allein sich das eigentlich „dramatische“ Geschehen orogenetischer Formgestaltung abbildet. Es ist eben eine Art seitlicher Uferwirkung, die das Fließen des Gebirges leitet. In interessanter Weise versucht nun W. SCHMIDT eine dynamische Ableitung dafür, daß gewissermaßen schon zu Beginn des ersten Aktes senkrecht zu jener Längsebene der großen Verformungen Zugkräfte wachgerufen sind, indes durch die rasch wachsende Reaktion des seitlichen Widerstandes sich doch wieder ein anderer Beanspruchungszustand eingestellt, nämlich ein solcher, in welchem die mittlere Hauptkraft gleich dem arithmetischen Mittel aus den beiden nach ihrem Größenwerte extremen Hauptkräften, die mittlere Hauptkraft des Deviators somit gleich 0 ist, m. a. W. der Verformungsvorgang wieder zum zweidimensionalen wird. Und wenn dann ein Zurücktretten der seitlichen Widerstände zu einem Wiederaufleben jener Zugkräfte führen sollte, werden es unter der Massenbewegung wesentlich die gesteigerten Reibungen des Untergrundes sein, welche Ersatz für die Uferwirkung bieten. Man muß sich aber doch bewußt sein, daß ein solcher tektonischer Vorgang nur in erster Annäherung als eben zu betrachten ist. Die im Gefügebild so vielfach beobachtete Kornverlängerung in der Richtung des tektonischen Streichens oder der B-Achse SANDER's muß allein schon Bedenken erregen, wenn es auch entschieden zu weit ginge, aus dieser Beobachtungstatsache auf eine proportionale Verlängerung des gesamten tektonischen Körpers zu schließen, was beispielsweise Verf. mit gutem Grunde ablehnt; immerhin neigt SCHMIDT der Anschauung zu, daß die den meisten Gebirgszügen anhaftenden Bogenformen zu der in der Korngestalt sich kundgebenden Verlängerung im Streichen in Beziehung stehe.

Die sehr beachtliche Ableitung des Mechanismus der dreiachsigen Verformung ließe sich hier nur in ausführlicher Darstellung und nicht ohne Beigabe einer größeren Zahl geometrischer Figuren wiedergeben. Nur auf folgendes sei in Kürze hingewiesen.

1. Schon bei zweidimensionaler Beanspruchung zeigen sämtliche Ebenen, die nicht den Hauptzonen angehören, die also eine allgemeine räumliche Lage einnehmen — mit einer wichtigen Ausnahme —, Scherkräftkomponenten, die je nach ihrer Lage mehr oder weniger stark gegen die Mittelachse hin bzw. von ihr weg gerichtet sind, sich aber paarweise gegenseitig aufheben. Die Ausnahme bilden alle jenen Flächen, welche dem Zonenkreise (Grenzkreis) angehören, der den von den beiden extremen Hauptbeanspruchungen gebildeten rechten Winkel halbiert und auf der Winkelebene senkrecht steht; sie besitzen jene seitwärts gerichtete Komponente nicht, haben aber die

Bewegungsrichtung und Wirkung maximaler Scherkraft. Es liegt darin eine Bestätigung der Auffassung, daß ebene Verformung nur durch Gleitung an den Flächen größter Scherbeanspruchung in der bekannten 45° -Richtung vor sich geht.

2. Während bei zweidimensionaler Beanspruchung die Flächenbereiche mit Scherkomponenten gegen die Mittelachse hin konform sind denjenigen mit ebensolcher Komponente von der Mittelachse weg, ergibt sich Ungleichheit dieser beiden Bereiche bei dreidimensionaler Beanspruchung, und zwar entsteht je nachdem ein mehr oder minder erheblicher Überschub der gegen die Mittelachse gerichteten Scherbeanspruchung. Die Größe dieses Überschusses hängt ab von dem Verhältnis der beiden Größenunterschiede zwischen mittlerer Beanspruchung einerseits und den extremen Beanspruchungen andererseits. Aus den für diese Fälle gegebenen Deviatordarstellungen ergibt sich nicht nur der Flächenanteil mit Komponenten gegen die Mittelachse, sondern aus den Ordinatenwerten auch die jeweilige Durchschnittsgröße dieser Scherbeanspruchung. Das dürfte für den Verf. mit ein Hauptgrund gewesen sein, der MOHR'schen Darstellung des Beanspruchungszustandes (s. oben) den Vorzug zu geben.

Aus dieser Ableitung geht nun hervor, daß bei allgemeiner Beanspruchung, mit der, streng genommen, immer zu rechnen wäre, neben den Flächen größter Scherbeanspruchung aus der Zone, welche die mittlere Hauptbeanspruchung zur Zonenachse hat, noch ein anderes darauf senkrechtes Scherflächensystem auftreten kann, für welches je nach dem Größenverhältnis der drei Hauptbeanspruchungen entweder die eine oder die andere der beiden übrigen Hauptbeanspruchungen Zonenachse ist. Ferner ließe sich mit der schon in dem einen Beanspruchungszustand gegebenen Möglichkeit des Auftretens zweier Scherflächen-Systeme mit rechtwinklig sich schneidenden Zonenachsen auch die Erfahrungstatsache erklären, daß nach den Gefügebildern Gleitflächenscharen sich so häufig annähernd rechtwinklig kreuzen. Gleitflächen einer solchen zweiten Schar ließen sich übrigens niemals mit Ellipsoidkreisschnitten, die nach dieser Richtung orientiert wären, in Beziehung bringen, da ja die beiden einzigen am dreiachsigen Ellipsoid möglichen Kreisschnittebenen nur einer Zone angehören können. (Vgl. ob. S. 788.)

Die Verformung der Gesteine durch Scherwirkung ist eine plastische, nicht reversible. Aber auch das elastische Verhalten hat bei den Gesteinen, wo es zunächst überrascht, nach den überzeugenden Darlegungen des Verf.'s einen nicht zu vernachlässigenden Anteil an dieser Verformung. So beobachtet man bei Gleitbrettbildung (s. oben), nicht anders wie im Fall des SANDER'schen Prinzips der Stauchfaltengröße, eine Abhängigkeit von der Stoffeigenschaft, kraft deren es beiderseits einer Gleitfläche unter fortschreitender Aufladung der erforderlichen elastischen Energie immer erst zu einem gewissen „Respektabstand“ kommen mag, um neue Gleitricke auslösen zu können und in die Gleitbrettbildung den charakteristischen Rhythmus zu bringen.

Zu den Vorgängen senkrecht zum tektonischen Streichen oder genauer senkrecht B im Sinne SANDER's zählen u. a. auch die sog. Reißklüfte oder

Zerklüfte, denen schon SANDER unter Betonung des hier wieder in Frage kommenden elastischen Verhaltens eine eingehende Besprechung gewidmet hat. Bei offenem Klaffen, das meist wieder zu mineralischer Füllung geführt hat, werden sie im allgemeinen als Folgeerscheinung einer dreidimensionalen Beanspruchung aufgefaßt, wo eine Dehnung in B etwa infolge Wegfalls seitlicher Einspannung angenommen werden kann. Sofern man die Vorstellung des mechanischen Zugversuchs hier völlig beiseite läßt, steht nichts im Wege, sie mit SCHMIDT als „Zugrisse“ zu betrachten.

Verf. erwähnt in diesem Zusammenhange auch die durch die Studien von CLOOS näher bekannt gewordenen Fiederklüfte, sowie die vornehmlich im Randbereiche der Gletscherzungen in ähnlich fiederartigen Längsreihen und in gleichfalls diagonaler Stellung gescharten Gletscherspalten. In ihrer Anordnung und Lage gestatten diese den äußeren zur Zeit ihrer Bildungsmaßgebenden Beanspruchungszustand oft unmittelbar abzulesen: unter annähernd einem halben rechten Winkel schneiden sie, von der „Grenzlage“ des Uferrandes nach rückwärts gerichtet, die Gleitflächenschar der Fließrichtung, wobei die kleinste Hauptbeanspruchung nicht anders als senkrecht auf ihnen zu stehen kommen kann, die größte demnach zu ihnen parallel (!) verläuft. Ein ganz besonderes Augenmerk richtet Verf. auf die überaus häufigen, bei ihm als Lassen oder Schlechten namhaft gemachten Trennungsf lächen, die kaum jemals offen standen, auch aller Anzeichen von Scherbewegung oder Gleitung entbehren. Es ist immerhin ebenso auffällig wie bemerkenswert, daß diese Klüfte und Rißbildungen gerade den Hauptbeanspruchungsrichtungen folgen, und zwar am häufigsten wiederum der Richtung stärkster Beanspruchung. Bei tektonischer Betrachtungsweise nehmen sie wohl auch, wie beispielsweise die CLOOS'schen S-Klüfte, Ebenen des tektonischen Streichens ein, wobei nur, wie Verf. betont, zu berücksichtigen ist, daß bei der Veränderlichkeit des Beanspruchungszustandes einer plastischen Verformung diese nicht ohne weiteres mit Spannungszuständen des elastischen Verhaltens in Beziehung gebracht werden darf. Verf. beschreitet nun hier für seine theoretische Ableitung den induktiven Weg, indem er vom Druckversuch am Probekörper und ähnlichen Erfahrungstatsachen ausgeht. Ist an einem solchen Gesteinsblock die Möglichkeit der Reibung und Scherkraftentwicklung durch Politur, Schmierung u. dergl. möglichst beseitigt, so zerfällt er bekanntlich, offenbar infolge Zugrißbildung, in Stengel parallel der Druckrichtung. Verfolgen wir den Beanspruchungszustand hier kräfteanalytisch in gewohnter Weise bis zum Körperelement, so ergibt sich niemals eine Kraftkomponente mit etwa seitlich horizontalem Zug. Es wird deshalb versucht, vom Körperelement bis zu den atomaren Gitterdimensionen vorzudringen. Insoweit man sich entschließen kann, jene Gleichnisse und Bilder, mit denen wir das mechanische Geschehen der Sinnenwelt uns verständlich zu machen pflegen, in ihrer Übertragung auf feinbauliche Vorgänge gelten zu lassen, läßt sich etwa sagen: Ein Komplex von Atomen mag eine Art Ring geschlossener Kräfte, einen Kraftschluß, darstellen. Druck in der einen Diagonaldirection dieser Atomanordnung wird „innere Spannung engsten Kraftschlusses“ (S. 120) und schließlich Zerreißung dieses Kraftschlusses in der andern Diagonale bewirken, was für die in der Rißebene liegenden atomaren

Nachbarbereiche eine Mehrbelastung bedeuten und die Verlängerung des begonnenen Risses bedingen kann. So mag es denn auch verständlich erscheinen, nicht nur daß diese Risse parallel der Hauptbeanspruchung verlaufen, sondern auch, daß sie ihre dauernde Geschlossenheit einer auf ihnen zugleich senkrecht stehenden Druckkomponente des plastischen Beanspruchungszustandes verdanken.

Eine speziell auch mineralogisch beachtliche Besprechung unter Heranziehung elastischen Verhaltens ist der sog. Augen- oder Porphyroblastenbildung gewidmet. Daß mit dem RIECKE'schen Prinzip allein gerade das exceptionelle Größenwachstum einer Mineralart sich nicht erklären läßt, geht aus jenen Darlegungen deutlich hervor. Die Voraussetzung, wonach für eine Mineralart günstigere Wachstums- und Stabilitätsbedingungen bestanden haben müssen wie für die anderen, ist unerlässlich, besagt aber nur wenig. Sinnfälliger ist die Auseinanderhaltung homogener und nicht homogener Umgebung. Bei jener entwickelt sich das Sonderspannungsfeld, wo durch Druck (wohl hauptsächlich Wachstumsdruck) beanspruchte Nachbarkristalle sich lösen, zentrisch symmetrisch zum wachsenden Porphyroblasten, welcher, man möchte sagen metasomatisch durch restlose Weglösung, als wohlentwickelter Kristall sich ungehindert Platz schafft. Ein gedrungener Biotit (Fig. 28) mit sanduhrförmig angehäuften, unverdauten Quarzeinschlüssen, aber intakten Basisflächen bestätigt den durch starke Anisotropie bedingten Unterschied in der örtlichen „Benetzungs“-Wirkung der sich hier berührenden Mineralarten. Der zweite Fall wird durch ausgesprochenes Lagengefüge des Gesteins, „Zeilenstruktur“, beherrscht, die in ihrer elastischen Wirkung, insoweit Glimmer daran wesentlichen Anteil haben, mit langen biegsamen Latzen verglichen wird. Diese Widerlager auseinandertreibend, wächst der Porphyroblast unter Druckschattenentwicklung. In den freien Räumen des hier doppelkegelsymmetrischen Spannungsfeldes aber findet alles durch Überbeanspruchung Gelöste sofortigen Wiederabsatz, was zum Endergebnis typischer Augenbildung führt.

Das elastische Verhalten ist nach vorstehenden Erörterungen von der Stoffeigenschaft abhängig, und so ergibt sich die weitere Frage, wie ein stofflich inhomogener Körper, ein Verbundkörper nach technischer Bezeichnungsweise, sich gegen mechanische Verformung verhält. Angenommen, eine Quarzitschicht von sehr erheblicher Ausdehnung sei in eine Schiefermasse eingelagert und das Ganze nach schlichtem Beanspruchungsplane verformt; die als einscharige Gleitung nachweisbare Schieferung setze scharf gegen die äußerlich undeformiert und homogen erscheinende Quarzitbank ab. Während die Verformung entlang der Plattenebene für beide Arten der Gesteinsanteile äußerlich die gleiche ist und beide Verformungsellipsoide den Schnitt entlang dieser Ebene gemeinsam haben müssen, wird in der Richtung der Plattennormalen diese Übereinstimmung unmöglich mehr bestehen. Die wichtige Materialgröße des Elastizitätskoeffizienten sowie der Gleitreibung beherrschen die Verformung der Verbundkörper. Die für elastische Verformung geltenden Ellipsoide werden sich sonach in diesem Falle nicht nur in Größe, sondern auch in Achsenrichtung unterscheiden. Demgemäß wird auch im Quarzit der Beanspruchungsplan ein anderer sein

als in seinem Partner, wo dieser Plan im Laufe seiner Umregelung ja eine Grenzlage für einscharig stationäres Gleiten fand. (Vgl. ob. S. 790, 792.) Der Quarzit aber wäre hier auf eine an ihm zu vermutende mehrscharige Gleitung gefügeanalytisch zu untersuchen. Gerade im kleinen pflegt der Einfluß ungleichartiger Zusammensetzung deutlicher sich auszusprechen, indem er charakteristische Symmetrieeigenschaften im Gefügegebilde hinterläßt.

Da jene obenerwähnten „inneren Spannungen engsten Kraftschlusses“, worauf wohl auch das Phänomen der Bergschläge (S. 22 u. 118) und ähnlicher unvorhersehbarer Krafteffekte zurückzuführen ist, bei einachsiger Beanspruchung bis ein Drittel der größten Hauptbeanspruchung erreichen sollen (S. 120), ist die Frage sehr berechtigt, wie eine Einlagerung, die im Vergleich zu ihrem Einbettungsmedium ein beträchtlich höheres Maß von Gleitreibung und Elastizität besitzt und deshalb an einer Gesamtverformung vielleicht den Hauptanteil der Beanspruchung auf sich nahm, sowie einen entsprechend größeren Raumbereich elastisch zurückzulegen vermochte, sich nach Aufhören der äußeren Beanspruchung in ihren aufgestapelten und nun zur Rückkehr drängenden Spannungen äußern mag. Mit dem Verf. sieht man in diesem prinzipiell wichtigen Falle wohl mit Recht die Wiederherstellung des Gleichgewichts der Hauptsache nach durch Rekristallisationen bewirkt.

Tektonisch besonders wichtige Fälle sind inhomogene (nichtaffine) Verformungen stofflich inhomogener Körper. Auch durch Gleitbrettfaltung verformte Körper sind inhomogen; doch ist der Beanspruchungsplan hier im Prinzip nicht als inhomogen zu betrachten, und so wird in der Tat das durch ihn hervorgerufene Bewegungsbild der Verkrümmung eher Gegenstand kinematischer Betrachtungsweise sein. Daß die Ungleichförmigkeit der Bewegung hier „auf einen Vorgang zweiter Ordnung, etwa einen Schwingungsvorgang“ (S. 123) zurückzuführen sei, scheint zunächst für die obenerwähnten, ganze Schubdecken erfassenden „Einzelgleitfalten großen Stils“ kaum mehr zuzutreffen, weil hier die mehr oder weniger stetige auf die Gleitflächennormale bezügliche Änderung der Differentialgeschwindigkeit nicht mehr von elastischen Beanspruchungszuständen diktiert sein kann. Man wird indes, soweit ich den Verf. hier nicht mißverstehe, das elastische Verhalten bei der Gleitbrettbildung mehr auf die Rhythmik der Erscheinung zu beziehen haben. Gegen die Möglichkeit weiträumiger Gleitbrettfalten an sich scheint mir übrigens um so weniger etwas einzuwenden zu sein, als große Überfaltungsdecken letzten Endes doch jenem schicksalhaften Stadium, in welchem die ganze überfaltete Masse im obigen Sinne zu — fließen beginnt, kaum entgehen werden. Andererseits bin ich überzeugt, daß man heute dem Verf. des vorliegenden Buches etwa ein Unterschätzen der Bedeutung, welche Biegefalten auch für die Großtechnik haben, kaum mehr zur Last legen könnte; sieht er sie doch in den alpin-jurassischen Faltenwogen und den Sinuswellen dalmatinischer Gebirge verkörpert (S. 132). Der vom Verf. betonte Gegensatz von Krümmung und dem dynamischen Begriff der Biegung sowie der Biegefaltung ist aus dem eben Gesagten bereits ersichtlich. In der Technik ist nun gerade die Biegung homogener und quasihomogener Platten, für die man in der Natur zahllose Beispiele als Analoga zur Ver-

fügung hat, Gegenstand sehr eingehender Untersuchung geworden. Ergebnisse von grundlegender Bedeutung finden sich heute teilweise bereits in unsere Lehrbücher aufgenommen. Wie man ersieht, wird auch die Biegung, zum mindesten in ihrem Anfangsstadium, durchaus vom elastischen Verhalten der Materie beherrscht. Der Beanspruchungsplan, von Ort zu Ort stetig wechselnd, ist in diesem Sinne ausgesprochen inhomogen. Beiderseits der die Querschnittschwerpunkte einer solchen Platte verbindenden, als „neutrale Faser“ bekannten Linie äußert sich ein unter vereinfachenden Annahmen errechenbares Drehmoment als tangentialer Zug und auf konkaver Seite als ebensolcher Druck. Es verlohnt sich die Anregung, die auf Abbildungen der einschlägigen Literatur erkennbaren Scharen im Querschnitt meist rechtwinklig verlaufender Gleitlinien oder Scherungszonen in Vergleich zu setzen mit dem nach der Theorie erwarteten Verlauf jener Kurvensysteme, die als Trajektorien den schematischen Lauf der Hauptbeanspruchungsrichtungen von Ort zu Ort wiedergeben. Auch mögen Versuche reizen, welche dahin gehen, Formeln, die man für die mögliche Weite der Sinuswellenlänge von Knickfalten oder für die ebenfalls sehr von dem Trägheitsmoment der Plattenquerschnittgröße abhängige Untergrenze der bei elastischer Knickfaltung maßgebenden Druckbeanspruchung abzuleiten vermocht hat, nunmehr auf die so wohlbekannten analogen Erscheinungen der Natur anzuwenden.

Die jeweilige Einbettungsmasse, die in ihren Festigkeits- und Anisotropieverhältnissen meist selbst einen wesentlichen Anteil des Beanspruchungsplanes übernimmt und schon aus diesem Grunde Umregelungen desselben mitbedingt, bildet hierbei immerhin einen beachtlichen Unsicherheitsfaktor; andererseits läßt gerade sie, wenn im Kern sich verengender Falten eingeklemmt, Bewegungsformen in Erscheinung treten, welche längs der „Grenzlage“ der Faltschenkel sich, wie die Theorie verlangt, als einscharige Gleitung, und zwar oft von der typischen Form einer Gleitbrettbildung sich erweisen. Die Möglichkeit zweisechariger Gleitung im Scheitelbereich einer Platte selbst ist damit nicht berührt. Hier im Scheitel, wo man den erstmaligen Beginn der plastischen, von spannungbefreiender Scherung diktierten Verformung zu erwarten hat, pflegt sich demgemäß ein Feld der Unterbeanspruchung mit nachweisbaren Rekristallisationen auszubilden. Das alles scheint mir fast zwangsläufig zu einer Vorstellung zu führen, wonach für eine zweifellos noch unter elastischer Beanspruchung entstandene sehr starke Verengung periodischer Falten beim Gekrösegeips die molekular bedingte außergewöhnliche Größe der Angriffskraft und bei der in Form und Art sehr ähnlichen pygmatischen Fältelung die sehr geringe Widerstandsgröße des Einbettungsdruckes den Ausschlag gaben.

Nun gibt es spitzwinklige Falten, die schon durch einen auffallenden Mangel an einheitlich gleicher Periodizität ihres Wellenganges von elastischer Faltung im eben erörterten Sinne wesensverschieden sind; es ist der Fall der sog. Schoppfalten, dem Verf. einen äußerst lesenswerten Abschnitt gewidmet hat. Die gedankentiefen Deduktionen aber lassen sich hier kaum mehr als andeuten: Die Stirne der Lukmanier- und Aduladecke birgt beispielsweise einen Komplex solcher Falten jeglicher Größe. Das ganze Gestein hat ausgesprochenes Lagengefüge (Zeilenstruktur). Von einer Einbettungs-

masse kann hier zunächst jedenfalls keine Rede sein. Die beiden Schenkel der allenthalben angenähert 60° betragenden Faltenwinkel sind zwar von sehr verschiedener Länge, innerhalb einer Reihe reitender Falten aber beiderseits ungefähr gleich; sie zeigen durchgehend je gleiche Richtung. Diese Winkelsymmetrie spiegelt sich im Gefügegebilde wieder, was, wie so manches andere, gegen Gleitbrettbildung spricht. Mag auch im Anfangsstadium axialer Druck parallel zur Schichtebene zu elastischer Knickfaltung Anlaß gegeben haben, so trat mit Durchknickung der Faltenscheitel jedenfalls plastische Verformung ein, wo also jene Ebenen geringerer Scherfestigkeit (nach dem bekannten Prinzip der Auslese bei Scherbeanspruchung anisotroper Körper) selbst unter gleichgebliebener Richtung der Außenkraft zu Gleitflächen werden mußten. Da nun der Beanspruchungszustand mehr und mehr homogenen Charakter annahm, verschwand die Krümmung all dieser Schenkel, die obendrein durch die Wirkung der auf der Bewegungsbahn dem Körper sich entgegenstellenden Widerstände allenthalben Umstülpungen in die Gegenrichtung erfuhren. In Anbetracht der gleichmäßigen Orientierung der Endlage aller Faltschenkel mag, wie Verf. ebenfalls in Erwägung zieht, Scherbeanspruchung zur doppelscharigen Zergleitung dieses anisotropen Körpers geführt haben. Die auffällige Winkelgleichheit (rund 60°) aber dürfte in diesem Fall eine über den Winkel größter Scherbeanspruchung hinausgehende Maximalgrenze einer für Gleitfähigkeit möglichen Winkelverengung darstellen. Verf. zieht daraus folgenden recht bedeutsamen Schluß: Nach den Ordinaten der Deviatorarstellung würde unter Berücksichtigung dieses Winkels die Gleitreibung an der Schieferungsfläche 0,9 von derjenigen sein, die als Fläche maximaler Scherspannung unter 45° zur Hauptbeanspruchung steht, so daß schlechthin der Grad der Anisotropie solcher Schiefer mit 0,9 anzusetzen wäre, m. a. W. die Scherfestigkeit entlang der Fläche der Anisotropie hinter derjenigen außerhalb dieser Richtung überraschend wenig zurückstände, der Einfluß vorhandener Schieferung auf den Verformungsvorgang also verhältnismäßig gering wäre.

Damit steht eine andere gleichfalls bis zu einem quantitativen Ergebnis gebrachte Ableitung in einem auffallend erscheinenden Zusammenhang: Verf., der im Hinblick auf die SANDER'sche Gefügekunde es nicht als in seiner Absicht gelegen bezeichnet hat, in eingehender Weise diesen umfangreichen, in seinen wesentlichen Zügen als bekannt vorausgesetzten Lehrstoff in die Behandlung seines Themas einzubeziehen, erbringt in einem Abschnitt über Regelung bei einschariger Gleitung zunächst den geometrischen Beweis, welche Lagemöglichkeiten bei Einregelung der Korngleitrichtung sich für die Korngleitfläche ergeben. Er sieht darin einen gewissen Zusammenhang mit der von ihm bei einer wichtigen Gesteinsserie beobachteten Streuung von Gleitflächenpolen längs der zur Großgleitrichtung des Gesteines senkrechten Ebene. Bemißt man den Winkel dieser Streuung, wo also die Scherbeanspruchung für regelnde Gleitbewegung noch ausreichte, mit $2 \times 25^\circ$ bis $2 \times 30^\circ$ (vgl. oben S. 786, 787), so würde sich, und zwar auch wiederum an Hand der МОНН'schen Darstellung ergeben, daß bei solchen Gesteinen die Korninnenreibung (an der in die Fläche größter Scherbeanspruchung eingeregelteten Korngleitfläche) zur Kornaußenreibung (wo das Korn

sich verhielt, als wenn es frei von Innengleitung wäre und nur durch Wälzung zur Regelung kam) sich nicht anders verhält wie rund $0,9 : 1$; das wäre wiederum der Anisotropiegrad des geregelten Gesteins, der schließlich nur das Verhältnis jener beiden Reibungsgrößen darstellt.

Das Verhalten des Gefügekorns im Körperinnern sucht Verf. (S. 189 u. ff.), und zwar für den Fall der Regelung durch mehrscharige Gleitung, auch konstruktiv zu veranschaulichen, allerdings unter nicht wenigen und z. T. sehr vereinfachenden Annahmen. Es wird hier gezeigt, daß unter Berücksichtigung der Reibung an den Korngrenzen und der Innenreibung an der Translationsfläche des Korns bei einer durch Scherbeanspruchung zunächst bewirkten Drehung der als kugelförmig gedachten Kornindividuen je nach dem Verhältnis von Scherbeanspruchung und Innenreibung gewisse theoretisch abgrenzbare Zonenbereiche für die Lage der Korngleitflächen auftreten müssen. Die Normalen dieser Flächen schließen demzufolge auf dem Großkreis jener Achse, welcher angenommenermaßen die Gleitflächensysteme angehören, je ein spitz- und stumpfwinkliges Sektorenpaar ein, die im Besetzungsgürtel als „erlaubte“ und „verbotene“ Flächenlagebereiche zu gelten hätten. Bei bekannter Scherfestigkeit der Korngleitfläche ließe sich demzufolge die Grenzlage theoretisch bestimmen, während aus der ermittelten Grenzlage wiederum auf das Verhältnis von Translations- und Korngrenzenreibung geschlossen werden könnte.

Gilt der Einzelkristall eines tektonischen Körpers, was in diesem Zusammenhang nochmals hervorgehoben sei, auch als ein Mikrokosmos, wo nur mehr auf energetischem, gewisse Endeffekte ins Auge fassendem Wege Voraussagen (im Sinne der klassischen Physik) zu machen sind, so ist er es im andern Sinne doch wiederum nicht (S. 170), sofern nämlich im rein mechanischen, z. B. nicht von Rekristallisation beeinflussten Gefüge verfolgbare Geschehnisse an ihm sich offenbaren. Da interessiert besonders der Fall des Glimmers in der Betrachtungsweise des Verf.'s. Im Gegensatz zum Quarz, dessen hohe Gefügigkeit für Gleitvorgänge verschiedener Art m. E. vielleicht auch kristallstrukturtheoretisch noch näher ausgewertet zu werden verdiente, würde man dem Glimmer die Eigenschaft eines im Gefüge besonders gleitfähigen Minerals sehr zu Unrecht zuerkennen, wobei aber nicht in Abrede gestellt sei, daß er von allen Mineralien wohl strafster Regelung sich fähig zeigt, ja sogar den im Innern des Gesteinskörpers vor sich gehenden Differentialbewegungen wie eine mechanisch belanglose Zeichnung zu folgen scheint. Zu Parallelschichtung sich formend, wird er so zum Lenker der zur Zeilenstruktur führenden Gleit- und Regelungsvorgänge der körnigen Begleitminerale, also jener Verformungsakte, welche nach der nicht ganz zu billigen Auffassung des Verf.'s zum Wesen wahrer Schieferung gehören sollen¹. Bei Fortdauer der Gesteinsverformung, somit unter der zunehmenden Längserstreckung und immer flacher geneigten

¹ Sollte nicht bei gewissen dünnplattigen Tonschiefern, insoweit für ihren Schieferhabitus Scherbewegung nicht mehr in Frage kommt, „atomare“ Diagonaldehnung, bedingt durch Querkräfte im Sinne Poisson's, als ausschlaggebend anzusehen sein?

Lage des Verformungsellipsoides, sind die Glimmer in ihrer Blättchenform anscheinend der von größter und mittlerer Achse gebildeten Hauptebene dieses Ellipsoides bei dessen Kippung beharrlich nachgefolgt, um mit Eintritt stationären Fließens schließlich in die Scherebene einschariger Hauptgleitflächen eingeschlichtet zu sein. (Vgl. ob. S. 791.) Bei einfacher noch unter elastischer Spannung stehender Gleitbrettbildung scheint die Mehrzahl der Glimmer, was ich ebenfalls bestätigt fand, wieder im Gegensatz zum Quarz, ganz nach Art der Zeichnung ohne Umregelung an die Faltenbögen mehr oder weniger gebunden zu sein.

Verf. hat, wo immer sich ihm die Gelegenheit bot, seinen Deduktionen und Vorstellungen bemerkenswerte Beispiele aus der Natur eingeflochten, um dann auf solcher Grundlage gegen Schluß des Buches eine großzügige, man darf auch sagen künstlerische Synthese der technologischen Geschichte eines Deckengebirges zu geben. Die Gesamtheit solcher Verformungsvorgänge der Erdrinde sieht er durch eine wesentlich mechanische Beanspruchung hervorgerufen, durch eine dem Gleichgewichtszustand äußerst nahekommende Formenänderung beherrscht und schließlich gekennzeichnet durch eine auf Einheitlichkeit der „gebirgsbildenden Kraft“ zurückführbare Planmäßigkeit. Das Wesen dieser nun einmal vorhandenen und sich äußernden Kraft zu ergründen, lag nicht im Sinn rein technologischer Betrachtungsweise. Die Konsequenz solch gedanklich strenger Scheidung fiel besonders auf, als von körperverformenden Regelungen die Rede war und die Präexistenz des Regelungsobjektes als eines kristallisierten Minerals im allgemeinen zu einer Voraussetzung erhoben schien. —

Die gebirgsbildende Kraft zeigt sich uns hier in der gedanklichen Darstellung eines sich bald erweiternden, bald verengernden Kräftefeldes, das wiederum von gefälländernden Widerständen besetzt oder umstellt sein kann. Demgemäß verlangt der technologische Ablauf eine Heranziehung der jeweils zweckdienlichen Verformungsart aus der Fülle differenzierter Möglichkeiten. Weitbewegung der Decken in der Form stationären einscharigen Gleitens geschieht im allgemeinen längsbeanspruchungsfrei; zieht sich aber das Feld zurück, so tritt Schubwirkung ein, ausgelöst durch eine Druckkomponente senkrecht zum Querschnitt des in seiner Fortbewegung außerhalb des Feldes gebremsten Körpers, in welchem sich überdies Mächtigkeit und Horizontalausdehnung nunmehr in ihren Ausmaßen gegenseitig anzupassen haben. Die nach R. STAUB vom Andrang der afrikanischen Scholle beherrschte insubrische Falte wird als Beispiel hierfür genannt. Als weitere Folge bilden sich Verteilungen der Gleitfläche, wie sie sonst, und zwar dann in gesteigertem Maße, beim Anbränden gegen Widerstände der Stirnregion im allgemeinen zu erwarten sind. Die verbreitete Anschauung, daß es schlechthin Wälzbewegung sei, die dort mitunter zur förmlichen Einwickelung von Deckenstirnen führe, wird ablehnender Kritik unterstellt. „Bei riesenhaften Platten kann die Einschlichtung der Schichten in die Gleitebene so weit gegangen sein, daß auf weite Strecken mechanische Deckengrenze und Schichtung wirklich parallel laufen . . .“ (S. 158). Dies ist gewiß nicht immer der Fall, und so tritt bei einer Beurteilung der für die Grundauffassung WALTER SCHMIDT's bestehende begriffliche Gegensatz von technologischer

und tektonischer Betrachtungsweise wieder besonders klar zutage, insofern jene die Einheitlichkeit der Bewegungsart, diese aber den verformten geologischen Körper innerhalb seiner Gesteinsgrenzen zu erfassen sucht. Eines wird man dem Verf. sicher zugestehen können, daß man in gekrümmten Schichtprofilen komplizierter Stürzfalten durchaus nicht immer auch die Bewegungsbahnen vermuten darf.

Vollzieht sich der Andrang einer Schubdecke in größerer Rindentiefe, so pflegen sich, was Verf. wieder mit zahlreichen Beispielen belegt, unter dem Zwang des Volumenerhaltungsgesetzes die bekannten Rückfalten und Stirnteilungen zu entwickeln, die mit gewissen Verformungserscheinungen der Hydrodynamik nicht nur in der äußeren Form, sondern wohl auch ihrem inneren Wesen nach, vieles gemeinsam haben, in feiner Abwägung aber doch nur als „Gleichnisse“ mit in Betracht gezogen wurden.

Wie in früheren Arbeiten ähnlichen Inhalts war Verf. auch hier sichtlich und erfolgreich bemüht, durch einen flüssig und schlicht geschriebenen Text, durch glücklich gewählte, auch originelle Vergleiche, sowie unter Verzicht auf rein mathematische Ableitung die Bahnen seiner Gedankengänge für den Leser zu ebnen. Wenn trotzdem, oder z. T. vielleicht gerade deshalb, die nach Art des Stoffes nun einmal unumgänglichen Anforderungen an Abstraktion oft ein sehr hohes Maß zu erreichen schienen, wenn ferner für gewisse Einstellungen kritizistischer Art vielleicht eine noch sicherere Unterlage wünschenswert gewesen wäre, so vermag ich doch keinesfalls Befürchtungen zu teilen, die etwa dahin gehen sollten, daß mit dieser immerhin mehr deduktiv-theoretischen Stoffbehandlung nun einer neueren bestbewährten Arbeitsrichtung, welche gerade bei ihrer zwangsläufigen Entwicklung sorgfältiger und ermunternder Pflege bedarf und zugleich davor bewahrt bleiben soll, daß Gabe und Kunst schärfsten Naturbeobachtens dabei verkümmern, ein nicht sehr guter Dienst erwiesen sei. Der Mensch unserer Tage kann sich eines in sein tiefstes Innere gleichsam eingepflanzten Strebens nach exakter Erfassung der Naturvorgänge nicht entäußern. Das SANDER'sche Buch, wie das ihm sehr bald nachgefolgte von WALTER SCHMIDT weisen beide ganz nach dieser Richtung. Wie schon die Buchtitel besagen, ist ihr Inhalt ein verschiedener; man kann mit vollem Recht behaupten, daß beide sich ergänzen. Vielfach sieht man die Gedankengänge sich berühren, durchaus nicht selten, was in solchem Falle für die Forschung immer wertvoll, auch sich kreuzen. Wer sich aber heute wissenschaftlich mit den dort abgehandelten Problemen zu befassen hat, wird da, wo er bereits weit und tief Geschürftes finden kann, nicht achtlos vorübergehen.

E. Christa.

Regionale Petrographie.

Skandinavien.

J. H. L. Vogt: What may we learn from BRÖGGER's essexitic Hurum Volcano concerning the magmatic differentiation. (Norsk geologisk tidsskr. 12. 1931. 541—562. Mit 4 Diagr. u. 8 Tab. Engl.)

Eine chemisch-petrogenetische Diskussion, fußend auf den Beobachtungen von BRÖGGER (W. C. BRÖGGER: Die Eruptivgesteine des Oslo-Gebietes, V, Ref. in dies. Bande, S. 333/7) insbesondere auf den Gesteinsanalysen. Es wird gezeigt, daß die mittlere Zusammensetzung der Eruptivgesteine des Oslo-Gebietes nahe mit der vom Verf. berechneten mittleren Zusammensetzung der Eruptivgesteine übereinstimmt (s. J. H. L. Vogt: On the average composition of the earth's crust etc., Ref. dies. Jb.). Ein entsprechendes Magma (mit ungefähr 64 % SiO_2) wird als Muttermagma angesehen. Das Magma des Essexites ist entstanden durch Addition insbesondere von femischen Silikaten mit etwas Ilmenit und Apatit. Die Berechnung zeigt, daß 60 Gewichtsteile für je 100 Teile Magma addiert werden müßten. Diese 60 Teile setzen sich zusammen aus: 1 Apatit, 12 titanhaltiges Erz, 87 Silikate, hauptsächlich Pyroxen (oder Hornblende), wahrscheinlich mit ein wenig basischem Plagioklas, also eben aus den erstkristallisierenden Mineralien des ursprünglichen Magmas. Die absinkenden Mineralien wurden vom Muttermagma in großer Tiefe (und während langer Zeiträume) resorbiert (gelöst). Hierbei muß eine selektive Resorption, insbesondere des Apatites, während des Absinkens angenommen werden (was beiläufig auch für die Bildung gewöhnlicher Gabbros behauptet wird). Es wird dabei auf den relativ großen Gehalt vieler intermediärer Gesteine an P_2O_5 hingewiesen weiter auf den kleinen Gehalt des Cumberlandites und des Olivinyamaskites (d. i. „protoangereicherter“ Gesteine) des Hurumvulkanes.

Die Beziehungen zwischen Essexiten und Gabbros werden diskutiert. Der Hauptunterschied besteht in höherem K_2O -Gehalt (Or-Gehalt) der ersteren. Verf. schlägt vor, die Grenze beim Verhältnis 10 Or: 100 (Ab + An + Or) zu ziehen. Weiter sind die Gabbros ein wenig MgO-reicher als die Essexite. — Eine eingehendere Diskussion überzeugt den Verf., daß die Gabbros entstanden sind aus dem Durchschnitts-Muttermagma (mit ca. 64 % SiO_2) durch Addition von einer viel kleineren Menge von auskristallisierten Mineralien

als die Essexite, welches u. a. in Übereinstimmung mit dem größeren Plagioklasgehalt (verglichen mit dem Gehalt an femischen Gemengteilen) der Gabbros steht.

Verf. findet in den diskutierten Verhältnissen eine Bestätigung seiner bekannten Annahme von einer Resorption (Auflösung) von frühkristallisierten Gemengteilen als wichtiger Prozeß bei der Bildung von gewissen Magmen.

Olaf Anton Broch.

C. Bugge: Geologiske Undersökelse i Telemark. [Geol. Untersuchungen in Telemark, Norwegen.] (Norsk geologisk tidsskr. 12. 1931. 149—170. Norwegisch. Mit 18 Fig., Skizzenkart., Prof. u. Mikrophot.)

Innerhalb der (präcambrischen) Telemark-„Formation“ läßt sich nach dem Verf. zwischen der älteren Bandak-Formation und dem jüngeren Seljord-Quarzit unterscheiden. Letzterer scheint diskordant auf seiner Unterlage zu ruhen, stellenweise mit Basalkonglomerat. Das Konglomerat enthält hauptsächlich Quarzitgerölle, aber auch Gerölle, welche möglicherweise aus (metamorphem) Granit bestehen. Innerhalb der Bandak-Formation unterscheidet Verf. zwischen einer Schiefergruppe (1), und (2): einer Gruppe mit Grünstein, Porphyry und metamorphem Sandstein. Die Erzvorkommen in Telemark sind hauptsächlich an die Bandak-Formation geknüpft. Auch innerhalb der Bandak-Formation kommt ein Konglomerat vor, es ist z. T. in einer Quarzitabteilung enthalten. Es gibt auch Quarzite, die in eigentümlicher Weise hier und da vereinzelt Gerölle enthalten. Der Grünstein besteht aus heller Hornblende, Plagioklas (Oligoklas?), Chlorit, Talk, Kalkspat, Epidot, Eisenerz (Quarz). (Carbonate 18,50, Magnetit 10, Ilmenit [?] 3,5, Apatit 0,62.) Seine chemische Zusammensetzung geht aus der Analyse (I) hervor. Der typische Porphyry enthält Einsprenglinge von Plagioklas (Oligoklas), Mikroklin (wenig) und Quarz (wenig) in einer sehr feinkörnigen Grundmasse von Feldspat (Kalifeldspat), Quarz und Muscovit (sekundär). Aggregate von Epidot mit Quarz, Feldspat, Kalkspat und Magnetit sind möglicherweise ursprüngliche Mandeln. Die chemische Zusammensetzung des Gesteins ist unter II angegeben. Porphyry und Grünstein sind nach petrographischen und assoziativen Kennzeichen möglicherweise Effusiva.

Der Telemark-Granit hat die obigen Gesteine metamorphosiert. Es handelt sich dabei um eine Kontaktmetamorphose riesiger Dimensionen. In Verbindung mit dieser Metamorphose wurden die vielen Erzvorkommen — namentlich Kupfererzvorkommen — des Telemark-Gebietes gebildet. Einige Erzvorkommen werden beschrieben. Dalane Gruben mit gediegenem Kupfer und gediegenem Silber in Quarzit (oder Sandstein) an der Grenze gegen Grünstein — vielleicht entstammt hier das Erz dem Grünstein und nicht dem Granit. Bei Bleka kommt gediegenes Gold, Kupferkies und Wismutglanz in Quarzgängen in einem Gabbromassiv vor. Der Gabbro durchsetzt Quarzit. An der Grenze hat sich, augenscheinlich durch Reaktion, „Kugeldiorit“ gebildet. Es werden mikroskopische Beobachtungen mitgeteilt, welche die erwähnte Interpretierung der Bildungen unterstützen.

Auch bei Tuddal treten sphäroidische Bildungen in Quarzit auf, gebildet wahrscheinlich durch Schmelzung, hervorgerufen von basischen Lagergängen.

	I.	II.
SiO ₂	43,34	72,33
TiO ₂	1,85	0,52
Al ₂ O ₃	14,27	12,55
Fe ₂ O ₃	6,70	3,14
FeO	5,04	0,57
MnO	0,18	0,04
MgO	5,55	0,43
CaO	8,31	1,23
BaO	0,03	0,08
SrO	0,00	0,00
Na ₂ O	2,72	3,12
K ₂ O	1,72	4,87
H ₂ O — 110	0,09	0,07
H ₂ O + 110	1,10	0,29
CO ₂	8,85	0,62
P ₂ O ₅	0,28	0,11
S	0,01	0,02
Summe	100,04	99,99

I. Grünstein, analysiert von Emil Klüver. II. Porphyr, Ofte in Höidalsmo. Analysiert von EMIL KLÜVER. **Olaf Anton Broch.**

Carl Fred Kolderup: Oligoklasrike granittiske ganger i anorthositgabbroene. [Oligoklasreiche granitische Gänge in den Anorthositgabbros.] (Norsk geologisk tidsskr. 12. 1931. 435—439. Norwegisch mit English Summary.)

	I.	II.
SiO ₂	71,65	69,26
TiO ₂	0,07	0,12
Al ₂ O ₃	16,79	17,28
Fe ₂ O ₃	0,32	0,55
FeO	0,18	0,42
MnO	0,01	0,02
MgO	0,30	0,35
CaO	1,38	1,47
BaO	0,21	0,30
Na ₂ O	6,39	6,46
K ₂ O	2,28	3,52
P ₂ O ₅	0,03	0,04
S	0,01	0,02
CO ₂	0,03	0,01
H ₂ O + 110	0,36	0,31
H ₂ O — 110	0,04	0,07
Summe	100,05	100,20

I. Gang bei Mulen, Lindås. II. Gang bei Knarvik, Lindås.

Vorläufige Beschreibung einiger kleinen Granitgänge, welche den Anorthositgabbros der Bergens-Bögen (Westnorwegen) durchsetzen. Die Gesteine sind chemisch-mineralogisch mit Trondhjemiten verwandt (der Analyse II entspricht die Zusammensetzung: Orthoklas 20,2, saurer Plagioklas 61, Quarz 15, Muscovit + Biotit + Epidot + Pyrit + Titanit 3,8), entstammen aber nach dem Verf. wahrscheinlich dem Magma der Anorthositgabbros. Auch pegmatitische Gänge ähnlicher Zusammensetzung (einer von ihnen führt Granat) kommen vor.

Olaf Anton Broch.

Rußland.

N. Sudovnikov: Contribution to the petrographie of Karelia. (Bull. of the geol. and prosp. Service of USSR. 50. Leningrad 1931. 781—795. Russ. mit engl. Zusammenfassung.)

Granite und Granitogneise. Beide Gesteinsarten stellen die am weitesten verbreiteten Gesteine Zentralkareliens dar. Ihr Alter ist unbekannt. Die Gesteine weisen häufig einen vollkommen ähnlichen mineralogischen Bestand und ein ähnliches Verhalten in Dünnschliffen auf, unterscheiden sich voneinander aber durch ihre Textur. Die Granite erscheinen als massige Gesteine, während die Granit-Gneise einen ungleichartigen Bau mit Wechsellagerung zeigen, die aus Streifen verschiedenen Bestandes und verschiedener Körnigkeit bestehen. Verf. erklärt diese Erscheinung im Anschluß an I. SEDERHOLM durch eine unvollständige Mischung des Granitmagmas mit alten „Grünsteinen“, wie es von SEDERHOLM für Südfinnland nachgewiesen wurde.

Der „normale“ Granit besteht hauptsächlich aus Quarz, saurem Plagioklas und Biotit. Kennzeichnend ist für dieses Gestein die feinere Entwicklung der Quarzkörner im Vergleich mit Feldspatkörnern. Wenn dieser Unterschied groß wird, erwirbt das Gestein ein porphyroidisches Aussehen. Weiterhin ist für diesen Granit eine starke Sericitisierung und das Vorhandensein von Chlorit und Epidot hervorzuheben, was auf Mitwirkung der metamorphen Prozesse bei der endgültigen Ausbildung der Gesteinsstruktur hinweist.

Gesteine mit deutlich ausgeprägter Granitporphyr-Struktur kommen auch vor. Die bis 3 mm großen Einsprenglinge sind durch Mikroklin-Perthit und Albit vertreten. Die Grundmasse bildet ein feinkörniger Quarz.

Die Granit-Gneise sind manchmal chloritisiert, führen reichlich Titanit und Mikroklin. In den Granit-Gneisen kommen auch dunkle Partien von schieferigen basischen Gesteinen vor, die nach ihrem mineralogischen Bestand zu den Feldspatamphiboliten gestellt werden müssen. Abgesehen von einer gemeinen Hornblende (mehr als 50 %), enthalten diese Gesteine in bedeutender Menge Biotit und akzessorische Mineralien, Calcit, Sericit, Chlorit und Pyrit. Für den Granit, der die Amphibolitpartien umschließt, ist das Fehlen des Mikroperthits kennzeichnend.

Die beschriebenen Gesteine bilden Streifen von NW-Richtung.

Quarzporphyre. In Zentralkarelien wurden diese Gesteine zum ersten Male 1924 entdeckt. Sie bilden manchmal auch Gänge von 30—40 cm Mächtigkeit. Die porphyroide Struktur wird durch die Einsprengung von Albit

und Quarz in die Grundmasse aus feinen Quarz-, Biotit- und Sericitkörnern bedingt. Der Albit besitzt idiomorphe Umrandung. Die Quarzkörner sind dagegen abgerundet. Es sind auch Quarzporphyre vorhanden, deren Grundmasse so grobkörnig wird, daß die Unterschiede in der Korngröße der Einsprenglinge und der Grundmasse sich verwischen. Nach ihrem mineralogischen Bestand und der Struktur nähern sich solche Gesteine den im Gebiet weitverbreiteten Quarziten.

Quarzite. Die Aufschlüsse dieser Gesteine sind sowohl im S als auch im N vorhanden. Fast alle Quarzite sind geschiefert. In bezug auf die Struktur, Farbe, Korngröße und das Bindemittel ist eine gewisse Verschiedenheit zu sehen. Gemeinsam sind der mineralogische Bestand und die Form des Kornes. Es herrschen weiße und gelbe Quarzite vor. Graue sind selten. Ein roter Quarzit ist nur einmal angetroffen worden. Abgesehen vom Quarz und Plagioklas, spielt eine wichtige Rolle im mineralogischen Bestand der Quarzite das Mineral Sericit, der durch Umkristallisation des Bindemittels entstanden ist.

Kristalline Kalksteine. An einigen Fundorten traf Verf. marmorartige kristalline Kalksteine. Sie bilden Gänge und Nester. Die Farbe des Gesteins wird durch Eisenoxyde bedingt. Außer Calcit beteiligt sich am Aufbau der Kalksteine auch weit zerstreuter Quarz.

„Grünsteine“. Die petrographischen Eigentümlichkeiten lassen hier folgende Typen unterscheiden: a) Albit-Hornblende-Diabase mit einer deutlich ausgedrückten ophitischen Struktur, b) Feinkörnige Gesteine mit Feldspat und Hornblende (Porphyrite, Mandelsteine, Breccien, Aphanite), c) Epidosite — stark metamorphosierte Gesteine der beiden ersten Typen — und d) Amphibolite, gewöhnlich mit einer scharf ausgebildeten Struktur kristalliner Schiefer. Es sind noch Gesteine des Gabbro-Typus zu erwähnen. Die metamorphen Prozesse haben alle Gesteine und insbesondere die „Grünsteine“ betroffen, die infolgedessen mineralogisch und strukturell bedeutend verändert wurden.

Das Alter der beschriebenen Gesteine steht nicht fest. Zu den ältesten Bildungen gehören Granit-Gneise und mit ihnen verbundene Amphibolite. Die Diabase und Quarzite sind jünger.

N. Polutoff.

D. Beliankin: To the mineralogy and chemistry of a Feldspatoid from Vishnevy Mountains. (Bull. of the geol. and prosp. Service of USSR. 50. Leningrad 1931. 747—752. Russisch mit engl. Zusammenfassung.)

Im Jahre 1929 hat A. ZAVARITSKY ein blaßblaues Mineral unter dem Namen „Sulphat-Cancrinit“ beschrieben, welches aus den Miaskit-Pegmatiten des Ilmengebirges stammte. Verf. beschreibt ein ähnliches Mineral aus den Nephelin-Syenit-Pegmatiten des Kurotschkin Log. Die Lichtbrechung ist etwas niedriger als bei dem „Sulphat-Cancrinit“ und die Doppelbrechung stimmt mit den Angaben von A. ZAVARITSKY überein. Eigentümlich ist für das neue Mineral eine Zwillinglamellierung, die an diejenige des Mikroklin erinnert. Als Beimengungen zum „Sulphat-Cancrinit“ erwähnt A. ZAVARITSKY die Neubildungen Natrolith und Cancrinit. Beide fehlen dem neuen

Mineral. Anstatt dieser werden hier Skolezit und Hydrargillit beobachtet.

Die chemische Analyse des neuen Minerals ergab:

SiO ₂	34,53	
TiO ₂	0,10	
Al ₂ O ₃	29,06	
Fe ₂ O ₃	0,56	
FeO	0,11	
MnO	0,09	
MgO	0,09	
CaO	1,48	
Na ₂ O	16,51	
K ₂ O	5,11	
Cl ₂	0,09	
SO ₃	5,02	
S	0,30	
CO ₂	0,26	
H ₂ O +	5,35	} 6,71
H ₂ O -	1,36	
Summe	100,02	

Die chemische Formel, die Verf. für das neue Mineral erhalten hat, unterscheidet sich wesentlich von der des „Sulphat-Cancrinites“ von A. ZAVARITSKY. Verf. schlägt für das neue Mineral den Namen „Vischnevit“ vor. Die Lage des neuen Minerals in der Sodalith-Gruppe wird durch folgende Tabelle veranschaulicht:

A. Kubisch

1. Sodalith 3 Na₂Al₂Si₂O₈ . 2 NaCl
2. Nosean 3 Na₂Al₂Si₂O₈ . Na₂SO₄
3. Hauyn 3 Na₂Al₂Si₂O₈ . 2 CaSO₄

B. Hexagonal

1. Davyn 3 Na₂Al₂Si₂O₈ . 2 NaCl
2. Vischnevit 3 Na₂Al₂Si₂O₈ . Na₂SO₄ . 3 H₂O
3. Cancrinit 3 Na₂Al₂Si₂O₈ . 2 CaCl₂ . 3 H₂O.

N. Polutoff.

J. Polovinkina: Two new occurrences of Charnockite Rocks in the Ukraine. (Transactions of the geol. and prosp. Service of USSR. 94. Leningrad 1931. 1—45. With 2 plates. Russisch mit engl. Zusammenfassung.)

Die beschriebenen Gesteine bilden an zwei Stellen kompakte Massen und an zwei bis drei Fundorten Gänge in Gneisen. Beide Vorkommen (in der Nähe der Dörfer Ivanovka und Spassovo) liegen im Flußsystem des Inguletz in der Gegend „Krivj Rog“. Der allgemeine mineralogische Bestand der Gesteine auf beiden Vorkommen ist ähnlich.

Akzessorische Mineralien.

Apatit bildet im Dünnschliff gerundete, ganz durchsichtige Körner und verlängerte Prismen. Ihre Größe erreicht 0,2 × 0,15 mm und in seltenen Fällen 0,1 × 0,36 mm.

Zirkon. Seine Körner sind gewöhnlich kleiner als die des Apatits. Zusammen mit Apatit bildet er zweifellos die ältesten Mineralien des Gesteines.

Erzmineral. Im Gestein aus dem Iwanowka-Vorkommen wirkt das Erzmineral auf die Magnetnadel und gehört daher zum Magnetit oder Titanomagnetit. In größerer Menge kommt das Erzmineral im Gestein des Spassowo-Vorkommens in Form von hexagonalen Schnitten oder von $0,5 \times 0,75$ mm und $1,0 \times 0,35$ mm großen xenomorphen Partien vor, die Apatit, Zirkon und manchmal Biotit einschließen. Manchmal kommen idiomorphe Individuen des Erzminerals zusammen mit Apatit und Zirkon im Biotit oder Hypersthen eingeschlossen vor. Die Lage des Erzminerals im Dünnschliff und seine Beziehungen zu den anderen Bestandteilen des Gesteins deuten wenigstens z. T. auf eine Ausscheidung hin, die später als die des Hypersthens und Biotites erfolgte. Der schwarze Glanz des Minerals im reflektierten Licht und sein hoher TiO_2 -Gehalt in der Analyse lassen es als Ilmenit annehmen. In der Nähe des Erzminerals tritt gewöhnlich ein hellgelbes, isotropes Mineral ($n = 1,691$) auf.

Dunkelfarbige Mineralien.

Biotit. Er ist auf beiden Vorkommen anwesend und besitzt einen äußerst kräftigen Pleochroismus. Die Korngröße schwankt bedeutend. Als Einschlüsse im Biotit beobachtete die Verf. Zirkon, Apatit, das Erzmineral Hornblende und Quarz. Andererseits bilden kleine Biotitindividuen Einschlüsse im Hypersthen, in der Hornblende, im Erzmineral und sogar im isotropen Mineral selbst, auch in Feldspäten und Quarz.

Hypersthen. Dieses Mineral zeigt im Dünnschliff die für Pyroxen charakteristischen Umriss. Der Pleochroismus ist deutlich. Nach seinen optischen Konstanten ($2V = -68^\circ$) erweist es sich als rhombischer eisenhaltiger Pyroxen. Bei der Verwitterung bilden sich auf Rissen des Minerals braune Eisenoxyde, die die Hypersthensubstanz allmählich verdrängen. Im Gestein des Spassowo-Vorkommens tritt in kleinen Mengen auch monokliner Pyroxen von blaßgrüner Farbe vor, fast kaum pleochroitisch. Seine Doppelbrechung ist gleich der des Hypersthens. Der wichtigste Unterschied gegenüber dem Hypersthen besteht, abgesehen von der schiefen Auslöschung, im positiven Charakter des Winkels der optischen Achsen ($2V = +68^\circ$). Der Pyroxen schließt Apatit, Zirkon, Biotit und Amphibol ein. Die Größe seiner Körner steigt von ganz kleinen Individuen bis $1,5 \times 1,25$ oder sogar $2,0 \times 1,3$ mm.

Amphibol. Zwischen den Amphibolen beider Vorkommen existieren kleine Abweichungen in ihren optischen Eigenschaften. Im Dünnschliff kommt der Amphibol gewöhnlich in der Nachbarschaft der dunkelfarbigsten Komponenten vor. Die Größe der Amphibolkörner variiert in denselben Grenzen wie des Pyroxens.

Leukokrate Mineralien.

Der farblose Teil der Charnockite ist durch drei Mineralien vertreten: Plagioklas, Orthoklas und Quarz sowie gegenseitige Durchwachsung dieser Mineralien.

Plagioklas. Dieses Mineral wird selten in reinem Zustande beobachtet, meistens ist es gesetzmäßig von Orthoklas durchwachsen und stellt einen Antiperthit vor. Er bildet fast immer polysynthetische Zwillinge. Seine Basizität schwankt von Oligoklas-Andesin bis Andesin (zahlreiche Messungen an Plagioklasen in Dünnschliffen sind in einer Tabelle zusammengestellt). Die Messungen führten zu dem Ergebnis, daß die Orthoklasdurchwachsungen prismatische Kristalle darstellen, die nach der Achse [100] ausgezogen sind, welche die Richtung der maximalen Wachstumsgeschwindigkeit repräsentiert. Gut sind die Flächen (010) und (001) entwickelt, die mit den gleichnamigen Flächen des Plagioklases ähnlich orientiert sind. Das Verhältnis Or : Pl in den Antiperthiten sind nicht konstant. Ein direkter Zusammenhang zwischen der Basizität des Plagioklases und der Menge der Orthoklas-einwachsungen war an den untersuchten Gesteinen nicht nachzuweisen. Hinsichtlich der Genese der ukrainischen Antiperthite vertritt die Verf. die Auffassung von OLAF ANDERSEN. (The Genesis of some types of Feldspat from Granite Pegmatites. Norsk. Geol. Tidskr. 10. H. 1—2. 1928.)

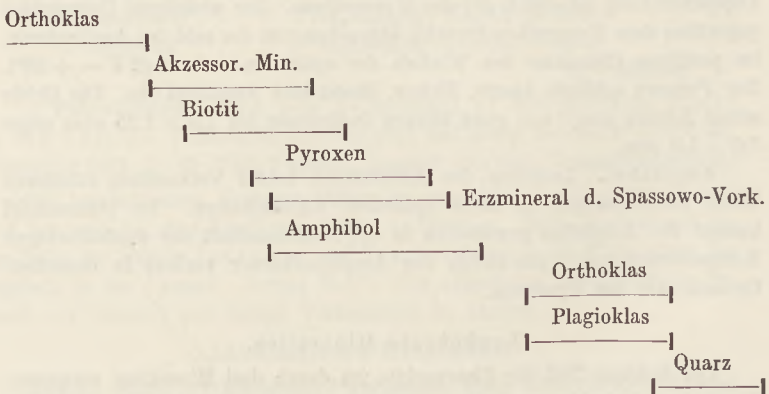
Kalifeldspat. Der Kalifeldspat bildet außerdem in den Gesteinen der beiden Vorkommen selbständige Körner, gewöhnlich $1\frac{1}{2}$ —2 cm und manchmal 3—4 cm groß. Es handelt sich hier meistens um Orthoklas. Die Orthoklaskörner sind bisweilen von langen und sehr feinen Albitfasern durchzogen. Es liegt ein Kryptoperthit vor.

Zu den Neubildungen gehören Myrmekite, die an den Berührungstellen des Orthoklases mit dem Plagioklas entstehen.

Quarz. Dieser ist in den beschriebenen Gesteinen fast immer xenomorph und bildet ein spät ausgeschiedenes Mineral.

Verwitterungsprodukte. Diese sind in geringen Mengen entwickelt. Hierher gehören: braune Eisenoxyde, Chlorit und Glimmer.

Struktur. Die Struktur der Gesteine kann als hypidiomorphkörnig bezeichnet werden, jedoch mit gewissen Abweichungen von der gewöhnlichen Granitstruktur. In großen Zügen stellt die Verf. den Erstarrungsprozeß folgendermaßen dar:



Die quantitativ-mineralogische Analyse von je zwei Dünnschliffen von beiden Vorkommen ergab folgende durchschnittliche Zahlen:

	Spassowo- Vork.	Iwanowka- Vork.
Akzess. Min.	1,50	—
Erzmineral	1,76	0,90
Biotit	8,64	6,55
Pyroxen.	21,03	1,39
Amphibol	2,56	2,88
Plagioklas	51,59	44,73
Orthoklas	3,50	13,35
Quarz.	9,42	28,20
Summe	100,00	100,00

Diese Berechnung bringt eine größere Basizität des Spassowo-Gesteins zum Ausdruck. Letzteres enthält mehr akzessorische und besonders Erzminerale und zeigt auch einen größeren Gehalt an dunkelfarbigem Komponenten (insbesondere Pyroxen). Quarz und Orthoklas überwiegen dagegen im Gestein des Iwanowka-Vorkommens.

Der mehr basische Charakter des Gesteins des Spassowo-Vorkommens drückt sich noch deutlicher in den chemischen Analysen aus:

	Spassowo- Vork.	Iwanowka- Vork.
SiO ₂	56,29	65,20
TiO ₂	1,96	0,58
Al ₂ O ₃	12,80	14,55
Fe ₂ O ₃	1,44	1,83
FeO	13,51	3,28
MnO	1,17	0,03
MgO	3,36	1,43
CaO	4,34	3,40
Na ₂ O	2,34	2,68
K ₂ O	2,60	6,22
Glühverlust	1,16	1,19
Hygr. Wasser	0,24	0,11
Summe	100,21	100,50

Zum Schluß gibt die Verf. die Lage der ukrainischen Charnockite in der Klassifikation von F. LOEWENSON-LESSING und OSANN an und vergleicht sie mit den entsprechenden Gesteinen von Madras, mit den Hypersthen-Syeniten von Virginia, Blue Ridge, GOLDSMITH's Noriten und Mangeriten, Pyroxen-Granodiorit von Kakskertta und mit den Charnockiten von zwei anderen Fundorten der Ukraine, die von N. BESBORODKO, V. LUTSCHITZKIJ und V. TARASENKO beschrieben wurden. Die Analysen dieser Gesteine führte die Verf. in einer Übersichtstabelle an.

N. Polutoff.

P. Lebedev: Die Bimssteinlagerstätten des Alagös (Aragaz). (Travaux Inst. pétrograph. près l'Ac. d. Sc. de l'URSS. 1. Leningrad 1931. 21—40. Russisch mit deutscher Zusammenfassung.)

Die in vorliegender Arbeit beschriebenen Bimssteinlagerstätten befinden sich am West- und Nordwestabhang des Alagös (Kaukasus). Genetisch werden sie in zwei Gruppen gegliedert.

Zu der ersten Gruppe gehören Lagerstätten, die mit der Explosions-tätigkeit der parasitischen Vulkane Berglu und des Kleinen Bogutlu in Verbindung stehen. Hierher ist auch das größte Bimssteinvorkommen — Machmudschuk — zu rechnen.

In die zweite Gruppe fällt die Takija-Lagerstätte auf dem südöstlichen Abhang des Massives und die Alikotschak-Lagerstätte. Letztere unterscheidet sich von den übrigen Vorkommen und hat ihre Entstehung der Tätigkeit des Hauptkraters des Vulkans zu verdanken.

Nach kurzer Beschreibung der genannten Vorkommen gibt Verf. eine physikalisch-chemische Charakteristik von Bimssteinen an. Unter den Bimssteinen lassen sich entweder ausschließlich weiße, leichtere, feinporöse Varietäten, die am stärksten verändert wurden, oder gelbe, grobporöse Varietäten feststellen, welche durch ihre Struktur und Übergangsglieder den Zusammenhang mit den normalen unveränderten Laven des entsprechenden Magmas verraten.

Die Porosität der gelben Bimssteine beträgt 43—48 % und der weißen 54—71 %. Der Mikrostruktur nach stellen die Bimssteine verschiedene Stadien der Entstehung einer schaumig-fluidalen amorphen Masse dar.

Die Brechungsindizes der Bimssteine sind wie folgt:

1,517—1,525	für Bimssteine vom	Dacittypus
1,515	„ „ „	Trachytdacit.

Die chemische Zusammensetzung von Bimssteinen veranschaulicht die nebenstehende Tabelle:

	Berg Berglu gelber Bimsstein	Bogutlu weißer Bimsstein	Tagija weißer Bimsstein	Machmudschuk	
				weißer Bimsstein	gelber Bimsstein
SiO ₂	61,28	62,98	64,61	67,23	66,57
TiO ₂	0,88	0,96	0,65	—	—
Al ₂ O ₃	17,77	15,38	15,31	15,72	16,36
Fe ₂ O ₃	3,06	2,21	2,12	} 2,78	} 2,73
FeO	0,51	2,08	1,33		
MnO	0,08	0,07	0,07	—	—
MgO	0,85	1,57	0,79	0,67	0,75
CaO	1,72	3,12	1,53	2,20	2,62
Na ₂ O	3,68	3,34	3,99	5,85	—
K ₂ O	4,50	3,92	3,48	3,03	—
H ₂ O — 110° . .	1,04	0,64	0,92	} 3,04	—
H ₂ O + 110° . .	4,57	2,60	4,83		
Summe	100,07	99,87	99,63	100,52	—

N. Polutoff.

A. Guerassimov: Teschenites from the Yora-River (Georgie, Caucasus). (Transactions of the geol. and prospect. Service of USSR. 29. Leningrad 1931. 1—65. With 3 Plates. Russisch mit engl. Zusammenf.)

Die Arbeit behandelt magmatische Gesteine aus zwei Aufschlüssen am Fluß Yora in der Umgebung der Stadt Tioneti, die äußerlich stark an Teschenite aus anderen Fundorten des Kaukasus und an die „Lugarite“ aus der Gegend von Glasgow erinnern.

Diese Gesteine bilden einen konkordanten Intrusivkörper in den obercretacischen Schichten, die WNW streichen und nach SWS einfallen. Die Intrusionsmasse drang in die Kreidesedimente vor ihrer Dislokation ein, und bald darauf, als das Magma noch plastisch war, erfolgte der Faltungsvorgang des ganzen Schichtenkomplexes.

Die betreffenden magmatischen Gesteine haben keine scharfe kontakt-metamorphen Veränderungen im Nebengestein verursacht, was jedoch nicht zu verwundern ist, da alle basischen und ultrabasischen Gesteine, Basalte im weiteren Sinne, in der Umgebung von Tioneti überhaupt wenig metamorphosierend auf das Nebengestein einwirkten.

Das Liegende des Intrusivkörpers bildet im ersten Aufschluß ein dichter Mergel, auf dem ein 1 m mächtiger tuffogener Kalkstein auflagert. Im Hangenden beobachtet man einen dichten Kieselschiefer mit Magnetit- und Pyritkörnern und darüber einen rotbraunen dichten Mergel. Diese Gesteine sind von dem eingedrungenen Magma äußerst wenig metamorphosiert worden.

Im Intrusionskörper unterscheidet Verf. einige Gesteinsvarietäten, die auf verschiedene Teile des Körpers verteilt sind. Diese Verteilung ist nicht zufällig, sie folgt ziemlich streng dem Schweregesetz: diese Gesteinsvarietäten sind von oben nach unten dem zunehmenden spez. Gewicht nach angeordnet.

Alle diese Gesteinsvarietäten stellen die Differenzierungsprodukte ein und desselben Magmas dar. Diese Differenzierung fand scheinbar an dem heutigen Lagerungsort des Eruptivkörpers statt. Die verschiedenen Spaltungsprodukte des Magmas zeigen ziemlich große strukturelle und weniger quantitativ-mineralogische Unterschiede.

Die zentrale Lage und einen größeren Raum nehmen im Intrusivkörper dunkelbraungraue, manchmal dunkelgrüne feinkörnige Gesteine mit einem eigenartigen Habitus ein, der durch zahlreiche große langprismatische, nadelprismatische, schwarze Amphibolkristalle bedingt wird. Diese bis 1 cm langen und 1—2 mm breiten Kristalle mit starkem Fettglanz treten in der feinkörnigen, grauen, hellgrauen oder sogar bisweilen weißen Grundmasse sehr deutlich hervor.

Die Bestimmung des spez. Gewichtes eines solchen Gesteins ergab 2,760.

U. d. M. fällt vor allem die starke Veränderung dieser Gesteine auf, die in dem Reichtum an verschiedenen sekundären Produkten zum Ausdruck kommt, die häufig die Struktur des Gesteins verdunkeln und sogar entstellen. Die sekundären Mineralien darf man nicht als Resultat einer gewöhnlichen oberflächigen, durch atmosphärische Agentien hervorgerufenen Verwitterung betrachten. Sie entstanden infolge einer tiefgreifenden Veränderung, welche die Gesteine während des Intrusionsprozesses oder unmittelbar darauf erlitten hatten und welche unter der Einwirkung der Thermallösungen und der ver-

schiedenen dampf- und gasartigen Substanzen auf das noch nicht erstarrte Magma vor sich ging.

Die Gesamtmasse der Beobachtungen läßt jedoch von einer diabaskörnigen Struktur dieser Gesteine sprechen, die Übergänge zu dem ophitischen und sogar Intersertalgefüge aufweist.

Unter den primären Mineralien verdient am meisten Beachtung der Amphibol, welcher einen idiomorph ausgebildeten Bestandteil der Gesteine darstellt. Er kommt gewöhnlich in Form langer prismatischer Kristalle ohne Endbegrenzung vor, die im Querschnitt einen sechseckigen Umriß, prismatische Spaltbarkeit und den für Hornblende charakteristischen Winkel zeigen. Zwillinge nach (100) sind ziemlich häufig. Der braune Amphibol ist pleochroitisch. An der Peripherie seiner Kristalle kommt immer ein schmaler Saum der sekundären grünen, ebenfalls pleochroitischen Hornblende vor. Manchmal (bei kleinen Kristallen) verdrängt die grüne Hornblende die primäre braune Substanz vollständig und bildet Pseudomorphosen. Die Untersuchung der optischen Eigenschaften läßt den braunen Amphibol als Barkevikit und den grünen als Uralit erkennen.

Auf den Rissen des Barkevikits beobachtet man eine bräunlichgrünliche Substanz in Form von schuppigen oder faserigen Aggregaten, welche Verf. als Chlorit-Serpentin bezeichnet. Im Amphibol kommen auch Magnetit und Titanomagnetit vor. Die Apatit-Kristalle bilden als Einschlüsse farblose Nadeln, die scheinbar am frühesten ausgeschiedene Mineralien darstellen.

Das zweite im Gestein am weitesten verbreitete Mineral ist Feldspat, der gewöhnlich durch einen farblosen Plagioklas vertreten ist. Meistens ist der Feldspat verändert und mehr oder weniger durch einen radialstrahligen Natrolith, durch große Calcit- und kleine Pistazit-Körner ersetzt. Manchmal wird der Feldspat an seinen Rändern zu einer weißen Substanz, wahrscheinlich Analcim, umgewandelt. Die optische Untersuchung der Plagioklasse zeigte, daß ihre Substanz sich von der Zusammensetzung eines Labradors bis zu derjenigen eines Oligoklases ändert. Die Plagioklasse enthalten zahlreiche Einschlüsse von farblosem Apatit, schwarzem Erz und selten von braunem Biotit.

Außer Plagioklas wird im Gestein noch ein anderer Feldspat beobachtet, der nach seinen optischen Konstanten als ein Natron-Orthoklas aufgefaßt werden muß.

In einigen Gesteinsproben wurden außer Feldspäten ziemlich kleine unregelmäßige Körner, manchmal auch idiomorphe Kristalle des Nephelins gefunden.

Die beschriebenen magmatischen Gesteine enthalten verhältnismäßig wenig Pyroxen. Letzterer ist von hellila Farbe und besitzt einen schwachen aber bestimmten Pleochroismus. Die optischen Eigenschaften zeigen, daß es sich um einen typischen Titan-Augit handelt. Als Einschlüsse kommen in diesem Mineral Apatit und Titanomagnetit oder sogar reiner Ilmenit vor.

Die Zwischenräume zwischen den kristallinen Bestandteilen des Gesteins sind durch eine farblose, manchmal hellbräunliche Substanz ausgefüllt, die stellenweise nicht weniger als 50 % des Rauminhaltes einnimmt. Der allgemeine Charakter dieser Zwischenmasse ist derart, daß sie ohne weiteres

als Analcim erkannt werden konnte. Die Analcimmasse ist etwas verändert und zersetzt, selten durchsichtig, meistens aber trübe. Sie umgibt idiomorphe Kristalle der primären Gemengteile des Gesteins und stellt selbstverständlich das am spätesten ausgeschiedene und am meisten alkalische und leicht schmelzbare Produkt der Magmarestkristallisation dar. In der isotropen Analcimmasse liegen zahlreiche, verwickelte Prismen und Nadeln von Apatit, Erzkörnern, Schuppen einer Chlorit-Serpentin-Substanz, kleine Pistazit- und Calcitkristalle, sowie Bruchstücke der stark veränderten Feldspäte eingebettet. Nicht selten dringt seitlich in die Analcimmasse radialstrahliger Natrolith ein, der anscheinend durch die Veränderung des Analcims entstanden ist.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß das am frühesten ausgeschiedene Mineral (abgesehen natürlich von Apatit und Erz) der Barkevikit ist, ihm folgten: Biotit, Labrador, Titanaugit, Orthoklas (in kleinen Mengen), Nephelin und endlich Analcim.

Diese Angaben lassen keinen Zweifel darüber, daß das beschriebene Gestein einen Hornblende-Teschenit darstellt.

Näher zum hangenden Teil des Intrusivkörpers besitzt das Gestein ein kleineres spez. Gewicht und wird durch einen dunkelgrünlichschwarzen, feinkörnigen, stark veränderten, olivinfreien Feldspat-Basalt vertreten. Der Feldspat gehört in die Labradorreihe. Es wurden außerdem in diesem Gestein Pyroxen, Diopsid, Titanaugit und Calcit festgestellt.

Unter dem genannten Basalt, näher zum Mittelpunkt der Intrusivmasse, liegen grünlichbraune, feinkörnige Gesteine, die von sekundären Produkten, hauptsächlich von der Chlorit-Serpentin-Substanz so stark überfüllt sind, daß ihre Struktur recht schwer zu erkennen ist. Jedoch lassen die äußere Form der Feldspäte, der Charakter und der mineralogische Bestand der Zwischenräume mit gewisser Sicherheit von einer diabaskörnigen Struktur sprechen. Die Plagioklaskristalle (Labrador?) sind in ihren Zentralteilen von Chlorit-Serpentin-Substanz ausgefüllt. Neben dem Plagioklas kommt aber selten ein Kali-Natron-Feldspat vor. Der Analcim nimmt die Räume zwischen den Feldspäten ein. Er ist ziemlich verändert und stellt eine undeutlich körnige trübgraue Masse dar. Ziemlich häufig treten in den Zwischenräumen schöne radialstrahlige Massen des sekundären Natrolithes auf. Als farbiges Hauptmineral erscheint im Gestein lilafarbener Titanaugit in ziemlich großen idiomorphen Kristallen. Der Pleochroismus des Titanaugites ist schwach, jedoch wahrnehmbar. Die Spaltbarkeit nach dem Prisma ist deutlich. Seltener kommen idiomorphe prismatische Kristalle des Barkevikites mit deutlichem und scharfem Pleochroismus vor. Das dritte farbige Mineral im Gestein ist Biotit mit einer geraden Auslöschung und mit sehr kräftigem Diochroismus. Und endlich sind die Ansammlungen von faserigem Chrysotilserpentin und schuppigem Chlorit häufig. In allen beschriebenen Bestandteilen des Gesteins bildet der Apatit Einschlüsse. Das Gestein ist reich an Ilmenit. Der mineralogische Bestand und die Struktur des Gesteins lassen es als Hornblende-Pyroxen-Teschenit erkennen.

Im unteren Teil des Intrusivkörpers, unmittelbar unter den Hornblende-Tescheniten, die, wie oben gezeigt, das Zentrum des Körpers einnehmen, liegen dunkelgraue, manchmal mit grünlicher Schattierung, manchmal fast

schwarze, feinkörnige Gesteine. Ihr spez. Gewicht beträgt 2,758, steht also demjenigen des Hornblende-Teschenites nahe. In Dünnschliffen fällt eine bedeutende epimagmatische Veränderung dieser Gesteine auf, die von Thermal-lösungen und Gasen verursacht wurde, und die die wahre Struktur des Gesteins stark verdunkelt. Letztere kann jedoch als diabaskörnig bezeichnet werden. Von den sekundären Mineralien sind am häufigsten: sekundärer Amphibol, dann Chlorit und Epidot, viel Calcit und noch mehr Natrolith.

Unter den Primärmineralien ist Plagioklas besonders zahlreich. Dieser Labrador ist stark verändert und enthält Calcit-, Chlorit- und Natrolith-Einschlüsse. In den Zwischenräumen kann man häufig kleine unregelmäßige, farblose Nephelin-Körner beobachten. Plagioklas und Nephelin führen als Einschlüsse Prismen farblosen Apatits. Den zweiten wichtigen Bestandteil des Gesteins bildet eine braune Hornblende mit guter Spaltbarkeit und charakterischem Winkel in Querschnitten und starkem Pleochroismus. Sie gehört der Barkevikit-Reihe an. Als Einschlüsse kommen in dieser Hornblende Apatit, Chlorit und Ilmenit oder Titanomagnetit vor. Verhältnismäßig selten beobachtet man einen schwachen pleochroitischen Titanaugit, der meistens durch sekundäre Mineralien ersetzt ist. Die Zwischenräume sind durch einen hellbräunlichen Analcim ausgefüllt. Es seien noch gut ausgebildete Pistazit-Kristalle, gemeine Hornblende, Natrolith, Biotit usw. erwähnt. Verf. bezeichnet das beschriebene Gestein als Hornblende-Pyroxen-Teschenit mit Nephelin.

Unter der soeben beschriebenen Teschenitvarietät liegen dunkelgraue, fast schwarze Gesteine mit schwach grünlicher Schattierung, feinkörniger Struktur, ohne porphyroide Ausscheidungen. Diese Gesteine sind ebenfalls stark verändert und enthalten zahlreiche sekundäre Mineralien. Hauptmineral ist der Plagioklas (wahrscheinlich Labrador), der Zwillinge nach dem Manebacher, Pereklin- und Karlsbader Gesetz bildet. Weiter stellte Verf. Titanaugit, Barkevikit, Biotit, Ilmenit, Chrysotil, Chlorit u. a. fest. Diese Gesteinsvarietät bezeichnet er als Hornblende-Pyroxen-Teschenit mit Biotit.

Im untersten Teil des Intrusivkörpers kommt endlich eine äußerlich der soeben beschriebenen ähnliche Teschenitvarietät mit einer schwach angedeuteten Porphyrstruktur vor, die durch die Anwesenheit von größeren Kristallen eines schwarzen Pyroxens bedingt wird. Dem spez. Gewicht (2,82) nach ist sie die schwerste Teschenitvarietät. Die Struktur ist diabaskörnig. U. d. M. treten besonders Titanaugite hervor, die prismatische Kristalle mit guter Spaltbarkeit nach (110) bilden. Zwillinge nach (100) sind selten. Das zweite Mineral, welches ebenfalls etwas porphyroidisch auftritt, ist der Ilmenit. Er ist jedoch meistens durch Leukoxen ersetzt. In der feinkörnigen Grundmasse des Gesteins spielen farblose Plagioklase eine wichtige Rolle. Der Bestand der Feldspäte schwankt in breiten Grenzen von einem Labrador ($Ab_{40}An_{60}$) bis zu fast reinem Anortit (Ab_3An_{97}), Orthoklas ist auch vorhanden. Die Plagioklase enthalten viele Einschlüsse sekundärer Mineralien. Von den gefärbten Mineralien wurden, abgesehen von dem erwähnten Titanaugit, noch Barkevikit, sekundärer Amphibol, Chlorit, sekundärer Ilmenit, dann kräftig pleochroitischer Biotit, sekundärer

Quarz und Olivin festgestellt. Der Olivin ist farblos, besitzt eine gerade Auslöschung. Das Mineral ist von vielen Rissen durchsetzt, auf denen sich ein faseriger, grüner Serpentin bildete. Die Zwischenräume sind von dem veränderten Analcim ausgefüllt, der z. T. in Natrolith und z. T. in Chlorit umgewandelt ist. Das beschriebene Gestein wird vom Verf. Hornblende-Pyroxen — Teschenit mit Biotit und Olivin benannt.

Auf diese Weise zeigen die beschriebenen Gesteine im mineralogischen Bestand eine große Ähnlichkeit.

Dann kommt Verf. auf den Analcim zu sprechen. Von vornherein betont Verf., daß er nicht den Ansichten derjenigen Forscher beipflichten kann, die diesen Zeolith ausschließlich als eine sekundäre Bildung auffassen und die Möglichkeit der primären Entstehung dieses Minerals entschieden verneinen. Verf. unterwirft die Ansichten verschiedener Forscher (J. MAC. PHERSON, R. REINISCH, TSCHERMAK, H. FARBANKS, ROSENBUSCH, H. GREGORY, A. HARKER, C. ROHRBACH, ZIRKEL, W. LINDGREN, W. BRÖGGER, LACROIX, BLUMICH, DALY, CLARKE, WEINSCHENK, WASHINGTON, DOELTER, FERSMANN, BELIANKIN, LOEWENSON-LESSING u. a. m.) einer kritischen Betrachtung und kommt zu dem Ergebnis: der Analcim bildet sich a) als sekundäres Mineral aus Nephelin, Sodalith, Leucit und vielleicht auch aus Feldspat, Skapolith, Spodumen u. a. auf der Oberfläche und b) als primäres Mineral aus dem Magma bei hohen Drucken und Temperaturen. Im zweiten Falle bildet der Analcim einen wichtigen Bestandteil magmatischer Gesteine, wie z. B. des Teschenits, Monchiquits oder Geronits. Die Bildung des primären Analcims setzt Verf. in diejenige Phase, die BEKKE als epimagmatisch bezeichnet. Da dieser Ausdruck nach Verf. nicht ganz geschickt gewählt ist, weil er doch bei genauer Übersetzung auf die postmagmatische Zeit hinweist, schlägt Verf. seinerseits den Ausdruck „Hysteromagmatisch“, d. h. spätmagmatisch vor. Diese hysteromagmatische Periode steht dem echten magmatischen Differentiationsstadium i. e. S. zeitlich näher, da sie unmittelbar nach der Bildung wichtigster silikatischer Elemente eines Gesteins folgt. In diese spätmagmatische Periode fällt nach Verf. die Bildung des primären Analcims der Teschenite.

Die quantitativ-mineralogische Analyse führte zu dem Ergebnis: Der obere Teil der Intrusivmasse (also die Gesteine mit dem spez. Gewicht 2,758 bis 2,760) zeichnet sich durch eine fast gleiche Entwicklung des Barkevikits und Titanagits aus, wobei bald das eine dieser Mineralien, bald das andere vorherrscht. Der untere Teil dieser Masse (die Gesteine mit dem spez. Gewicht 2,82) ist viel reicher an Titanagit, vom Ilmenit begleitet und gleichzeitig ärmer an Barkevikit. Die Intrusivmasse am Fluß Yora zeigt im Profil eher einige quantitative als qualitative Unterschiede, welche durch Magmadifferenzierung hervorgerufen wurden. Diese beruhte in erster Linie auf dem Gravitationsprinzip, dadurch ersichtlich, daß sich im unteren Teil des Körpers schwerere Anorthite, Bytownite, Pyroxene, Olivine und Ilmenite und im oberen leichtere Labradore, Barkevikite ansammelten.

Die magmatischen Formeln und die petrographische und strukturelle Charakteristik der Gesteinsgruppe der Teschenite (auch derjenigen vom Fluß Yora) entsprechen am besten der Vorstellung über die Gabbrogruppe.

Da der Analcim nach Verf. eine primäre hysteromagmatische Ausscheidung darstellt, will er den Teschenit als eine besondere Varietät — das „Analcim-Gabbro“ — auffassen, welches ebenfalls selbständig wie Theralith ist.

Ähnlichen Standpunkt vertritt G. TYRRELL, der die Teschenite in die Nähe der Gabbrogesteine bringt. Die Gesteine vom Flusse Yora stehen chemisch den Lugariten und Tescheniten ziemlich nahe, die von TYRRELL beschrieben worden sind.

Die chemische Zusammensetzung von zwei Teschenitproben vom Flusse Yora zeigt nebenstehende Tabelle:

	Teschenit aus dem zentralen Teil des Intrusivkörpers	Teschenit aus dem unteren Teil des Intrusivkörpers
SiO ₂	47,30	42,42
TiO ₂	3,61	2,56
Al ₂ O ₃	14,86	16,49
Fe ₂ O ₃	7,55	6,20
FeO	5,72	8,66
MgO	3,85	6,85
CaO	7,53	10,57
Na ₂ O	6,92	5,14
K ₂ O	1,32	0,57
H ₂ O +	—	—
H ₂ O —	—	—
P ₂ O ₅	1,34	0,54
Summe	100,00	100,00

Verf. glaubt, daß die endgültige Erstarrung des Magmas der Teschenite in verhältnismäßig geringer Tiefe sich vollzogen hat. **N. Polutoff.**

S. Sobolev: Geology and petrography of the head parts of the Irik River (southern eastern forelands of the Elbrus). (Bull. of the geol. and prosp. Service of USSR. 50. Leningrad 1931. 231—259. Russisch mit engl. Zusammenfassung.)

Verf. untersuchte das Granitmassiv am Oberlauf des Flusses Irik und die Laven am südöstlichen Abhang des Elbrus.

An der Oberfläche sind die Granite stark verwittert. Mit der Höhe nimmt die chemische Verwitterung ab und bei 3000 m verschwindet sie fast vollständig. Die physikalische Verwitterung verhält sich umgekehrt; sie macht sich besonders in den höheren Teilen des Granitmassives geltend, wo die Temperaturen im allgemeinen niedrig sind und am Tage und in der Nacht rasch wechseln.

Die Granite sind von zahlreichen Spalten durchzogen. Sie enthalten viele Aplit- und Pegmatitgänge. Letztere bilden auch Linsen.

In der Nähe der Oberfläche sind dem Granitkörper kristalline Schiefer eingelagert.

Granite. Sie sind gewöhnlich grau oder hellgrau gefärbt und nur selten kommen die Granitvarietäten mit rosa Schattierungen vor. Meistens sind sie

mittelkörnig; es wurden, aber verhältnismäßig selten, porphyroide Granite mit bis 1,5 cm großen Feldspaten beobachtet.

Der mineralogische Bestand der Granite variiert wenig. Die gesteinsbildenden Hauptminerale sind: saure Plagioklase, Quarz, Mikroklin, Biotit und Muscovit. Als akzessorische Minerale treten Apatit, Zirkon und Erzminerale (Magnetit, Titanomagnetit und Hämatit) auf. Rutil, Sericit, Chlorit, Leukoxen und Calcit vertreten die sekundären Minerale.

Verf. unterscheidet Biotit- und Muscovitgranite und glimmerfreie Granite (Alaskite).

Die Aplitgänge bestehen aus Feldspat, Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Glimmer fehlt fast vollständig. Als akzessorisches Material tritt Apatit auf. Die Pegmatitgänge erreichen manchmal bis 2 m Mächtigkeit. Die Feldspat-ausscheidungen sind von Faustgröße. Fluor- und borhaltige Minerale fehlen. An einer Stelle kommt ein bis 0,5—0,6 m mächtiger Pegmatitgang vor, der vollständig von Granat ausgefüllt ist.

Die Granite am Flusse Irik gehören dem Granodiorittypus an.

Kristalline Schiefer. Sie bilden im Granitkörper Bänke gewöhnlich von 20—30 m und manchmal aber auch von 120 m Mächtigkeit. Nach dem mineralogischen Bestand teilt Verf. die kristallinen Schiefer folgendermaßen: 1. Glimmerschiefer, 2. Sillimanitschiefer, 3. Andalusitschiefer und 4. Glimmergneise.

Am weitesten verbreitet sind die Glimmerschiefer, die beide Glimmerarten (Biotit und Muscovit) führen. Weiter kommen in diesen Schiefen Quarz, Feldspat, als akzessorische Minerale Sillimanit, Apatit, Zirkon und Magnetit und als sekundäre Minerale Chlorit, Rutil, Sericit, Epidot und Calcit vor.

Die Sillimanitschiefer bestehen bis zu 60 % aus langen Sillimanitprismen. Außerdem führen sie Muscovit, Biotit, Quarz, Feldspat, Apatit und Zirkon.

Die Andalusitschiefer, die hauptsächlich aus Andalusit, Sillimanit, Biotit und Muscovit bestehen, kommen im Untersuchungsgebiet seltener vor.

Die Glimmergneise enthalten als Hauptgemengteil Feldspat, Quarz und Glimmer (beide Arten). Nach ihrer chemischen Zusammensetzung stellen sie Paragneise (oder Metagneise) dar.

Alter der Granite und kristallinen Schiefer.

Die kristallinen Schiefer werden vom Verf. zum unteren Präcambrium gestellt. Die Granite sind jünger, aber auch präcambrischen Alters.

Tektonik der Granite. Fußend auf den Untersuchungen von Cloos versucht Verf. aus dem Spaltensystem im Granitkörper die Richtung der Dislokationskraft festzustellen. Er kommt zu dem Schluß, daß die kristallinen Schiefer und Granitintrusionen den verschiedenen orogenen Phasen angehören und daß die Richtung der Dislokationskräfte aber in beiden Fällen ähnlich war.

Laven. Die Laven des untersuchten Gebietes gehören zu den Daciten. Sie führen Biotit, Hypersthen, Hornblende und selten Pyroxen und dann Apatit und Magnetit.

Verf. teilt viele chemische Analysen dieser Dacite mit.

N. Polutoff.

II. 52*

I. Sokolov: The Corundum Plagioklasites of Kaslinskaia Datcha in the Ural. (Transactions of the geol. and prosp. Service of USSR. 56. Leningrad 1931. With 2 plates. 1—43. Russisch mit engl. Zusammenfassung.)

Bekanntlich unterscheidet man unter den Korundlagerstätten am Ural 4 Typen. In vorliegender Arbeit werden nur Korundgänge in basischen Gesteinen (Kyschtymite) behandelt.

Unter dem Kyschtymit versteht Verf. i. w. S. Korund-Plagioklasite, die im wesentlichen aus einem Plagioklas mit wechselndem Gehalt an Kieselsäure und Korund bestehen. Der Gehalt an jeder dieser Komponenten schwankt von 0—100 %. Die akzessorischen Mineralien sind: Biotit, Amphibol, Zirkon, Apatit, Spinell, Granat, Rutil und auch Turmalin, Sericit, Korundophilit, Calcit und einige andere Produkte der pneumatolytischen Prozesse und der späteren Metamorphose.

Die betreffenden Plagioklasite wurden in der Literatur unter verschiedenen Namen beschrieben. Der Ausdruck „Kyschtymit“ ist in die Petrographie von MOROZEWICZ eingeführt worden, fand aber außerhalb Rußlands keine Anwendung. 1902 gebrauchte LAWSON für ein Oligoklas-Korund-Gestein aus Kalifornien den Namen „Plumasite“, der nach dem Verf. als ein Synonym des Kyschtymits aufzufassen ist. HALL schlägt für alle Korund-Feldspat-Gesteine den Namen „Korund-Anorthosit“ vor. Da diese Korund-Anorthosite in Kanada, dem Geburtsort dieses Ausdruckes, Kali-Feldspäte führen, scheint es dem Verf. doch zweckmäßiger, für reine Plagioklasvarietäten dieser Gesteinsart den Namen „Korund-Plagioklasite“ zu behalten. Diese letzteren und ihr Seitenzweig — die Marundite (HALL) (d. h. die Margarit-Korund-Gesteine) — bilden das Thema vorliegender Arbeit. In der Kaslinskaja-Datscha sind augenblicklich 4 Vorkommen der Korund-Plagioklasite bekannt:

1. das Ergalda-Vorkommen
2. das Sungul-Vorkommen
3. das Kasli-Mauk-Vorkommen
4. das Bujantschik-Vorkommen.

Das 3. Vorkommen ist seit 1883 bekannt, die übrigen sind in den Jahren 1924/27 entdeckt worden.

Das Ergalda-Vorkommen liegt in einer Vertiefung zwischen zwei Serpentin-hügeln am Südufer des gleichnamigen Sees. Die Lagerstätte ist sehr schlecht aufgeschlossen, so daß die gegenseitigen Beziehungen der Gesteine schwer zu enträtseln waren. Hier kommen mit Korundkörnern erfüllte Plagioklasite, korundfreie Plagioklasite, gneisartige Amphibolite, Serpentine und Gangquarz vor. Dieser Gesteinskomplex ist ebenfalls für die übrigen Lagerstätten typisch. Am besten ist das Sungul-Vorkommen aufgeschlossen. Es stellt ein bis 12 m hohes Serpentinmassiv mit seitlichen Gneisen und Amphiboliten vor. Dieses stark verwitterte Massiv umschließt 4 Nester und Gangkörper der Plagioklasite manchmal mit ziemlich großen Korundkristallen. In der Nähe des größten Nestes ist eine scharf ausgebildete Zone glimmerartiger Chlorit- und Aktinolith-schiefer vorhanden. Industrielle Bedeutung kommt dem Vorkommen nicht zu.

Das Vorkommen Kasli-Mauk wiederholt im wesentlichen beide vorhergehenden und zeichnet sich durch intensives Hervortreten der pneumatolytischen Einwirkungen aus, die zur Bildung verschiedener Pseudomorphosen führten; darunter kommen echte Marundite vor.

Außer den Korund-Plagioklasiten sind in der Kaslinskaja-Datscha korundfreie Plagioklasite bekannt, die z. T. an Serpentin und Aktinolithgesteine, z. T. Amphibolite und Gneise gebunden sind.

Die Plagioklasite der Kaslinskaja-Datscha sind massige Gesteine mit hypidiomorpher, manchmal mit Neigung zu porphyroider Struktur. Der Korund erscheint in 3 Formen:

1. selten idiomorphe bis 5 cm lange bipyramidale faßartige Körner, häufig von violetter Farbe und zonarem Bau, die das Gestein ohne irgendwelche bestimmte Orientierung durchsetzen (das Sungulvorkommen),
2. zahlreiche kleine graue Körner, die das Gestein überfüllen. U. d. M. stellen sie idiomorphe und zeitlich am frühesten ausgeschiedene Gesteinselemente dar (das Ergalda- und Kasil-Mauk-Vorkommen),
3. ein dichter grauer Korund, der eine Reihe 2 cm dicker Äderchen bildet, welche in parallele Streifen angeordnet sind oder das Gestein netzartig durchsetzen.

Die Feldspäte der Plagioklasite sind nur durch Plagioklase der Albit-Oligoklas-Reihe vertreten. Unter den akzessorischen primären Mineralien der korundführenden und korundfreien Plagioklasite stellte Verf. Muscovit, Biotit, Rutilmikrolithe, Zirkon, Magnetit und Apatit fest. Die sekundär gebildeten Mineralien sind Sericit und Margarit, der Pseudomorphosen nach Plagioklas bildet. Der Margarit ersetzt auch die Korundkörner. Solche Gesteine erinnern ihrem äußeren Habitus und Reichtum an Margarit nach an Marundite des östlichen Transvaal. Der Unterschied besteht nur darin, daß die uralischen Marundite sekundären Ursprungs sind.

Nach dem Gehalt an Kieselsäure und an Basen unterscheidet Verf. für das untersuchte Gebiet folgende Plagioklasittypen:

korundfreie	{	Albitite
	{	Oligoklasite
	{	Amphibol-Oligoklasite
korundführende	{	Albitite
	{	Oligoklasite
	{	Anorthosite

Die Plagioklasite stellen die Injektionskörper in die ultrabasischen Gesteine (Serpentine) dar, die ihrerseits im Granit-Amphibolit-Gesteinskomplex eingeschlossen liegen.

Die Granite erscheinen als helle Biotit- oder Zweiglimmervarietäten mit gneisartigem Bau und gewöhnlich porphyroider Struktur. Die Feldspäte dieser Granito-Gneise sind gleichzeitig durch Kali- und Natronkalkfeldspäte vertreten. Bisweilen kommen auch Granat, Titanit und Magnetit vor.

Die Amphibolite führen in ihren typischen Proben pleochroitische Hornblende und basischen Plagioklas. Die akzessorischen Gemengteile der

Amphibolite bilden große Apatit- und Titankörner. Es kommen noch dazu Epidot und Granat vor. Die Amphibolite sind so stark umkristallisiert worden, daß es unmöglich ist, die Muttergesteine, aus denen die Amphibolite hervorgegangen sind, festzustellen. Nur einige indirekte Hinweise gestatten, anzunehmen, daß es ein gabbroides Material gewesen sein muß. Die Amphibolite stehen in einer engen Injektionswechsellagerung mit den Graniten. Das granitische Magma hat seine Wirkung auf die Muttersubstanz der Amphibolite ausgeübt und dadurch ist ein bunter Gesteinskomplex migmatischen Charakters entstanden. Das Vorhandensein an Übergangsgliedern, die nach dem chemischen und mineralogischen Bestand eine Mittellage zwischen den Graniten und Amphiboliten bilden, läßt annehmen, daß man es hier mit hybriden Gesteinen migmatischer Entstehung zu tun hat.

Durch die gegenseitige Einwirkung des Injektionsstoffes mit den ultrabasischen Nebengesteinen (Serpentine) sind um die Plagioklasite herum die starken kontaktmetasomatischen Zonen entstanden. Unmittelbar an den Injektionskörper schließt sich eine Zone aus einem kleintafeligen, biotitähnlichen Mineral, dem sog. „Vermiculit“ (nach amerikanischer Terminologie). Dieses Mineral ist schwach braungelb gefärbt, mit schwachem Pleochroismus. Infolge seiner starken Doppelbrechung steht der Vermiculit den Glimmern nahe. Der geringe Gehalt an Alkalien weist jedoch auf seine Verwandtschaft mit Chloriten hin. Das betreffende Mineral wird in der Literatur über Korundlagerstätten gewöhnlich als Produkt der Biotitchloritisierung betrachtet. Verf. fand in seinem Material keine Hinweise auf den sekundären Ursprung des Vermiculites. Die Mächtigkeit der beschriebenen Zone beträgt 12—15 cm. Die Zone enthält häufig Einschlüsse und Apophysen von Plagioklasiten.

Die nächstfolgende Kontaktzone besteht aus Enstatit, Aktinolith und Chlorit. Die hellgrünen Enstatitkörner sind stark zersetzt, zeigen eine schwache Doppelbrechung. Der Aktinolith und Chlorit sind in der Zone richtungslos verteilt oder bilden dem Salband parallellaufende Streifen. Der Chlorit wird vom Verf. zum Pennin gestellt. Er ist aller Wahrscheinlichkeit nach sekundäres Mineral, welches sich nach dem Enstatit und Aktinolith gebildet hat. Die Enstatit-Aktinolith-Zone ist 40 cm mächtig und grenzt unmittelbar an das Nebengestein.

Die ultrabasischen Nebengesteine der Korundlagerstätten gehören zu wenigen folgenden Typen: den serpentinierten Enstatit-Pyroxeniten, den serpentinierten Peridotiten mit dem sekundären (?) Aktinolith und den Chrysotil-Serpentinen.

Der Vergleich der uralischen Korundlagerstätten mit denjenigen von Nordamerika, Südafrika und Indien läßt viele Verwandtschaftsmomente feststellen: a) der Typus der Korund-Plagioklasite (Kyschtymite, Plumasite, Korund-Anorthosite, Marundite) wiederholt sich mit kleinen Variationen in allen vier Ländern, b) in drei Fällen, nämlich in Nordamerika, Indien und am Ural sind die Korundgesteine unmittelbar und regional an Alkalisyenite gebunden.

Im letzten Kapitel kommt Verf. auf die sekundäre Veränderung der Serpentine auf dem Sungul-Vorkommen zu sprechen und gibt eine ausführliche

Beschreibung des neuen Minerals, des Sungulites. Die Serpentine enthalten als sekundäre Produkte Sungulit, Chlorit, Quarz und Chalcedon, Carbonate und braune Eisenoxyde. Das neue Mineral herrscht vor und bildet dünne Gänge (unter 40 cm), die das Serpentinegestein in Form eines komplizierten Netzes durchsetzen. Es ist fast weiß und stellt ziemlich dichte Massen dar, welche aus kleinen kristallinen Körnern und Lamellen bis 1 mm im Durchmesser bestehen. Der Bruch ist erdig-splitterig. Härte von 1—3. Der Glanz ist leicht seidig. Das Mineral klebt an der Zunge fest und braust mit HCl sehr schwach auf. Selten wird der Sungulit durch schwarze Punkte von Eisenoxyden verunreinigt. Die mikroskopischen Untersuchungen des Minerals zeigten, daß seine Hauptmasse große, farblose oder schwach grünliche kristalline Körner eines einachsigen negativen Minerals bildet. Diese Körner besitzen eine vollkommene Spaltbarkeit parallel der Basis. Der mittlere Brechungsindex des Minerals ist 1,545. In ganz untergeordneter, unregelmäßiger und zufälliger Menge wurden Hornblende, Apatit und Calcit festgestellt. Da diese Beimengung weder mechanisch noch chemisch zu trennen war, ließ Verf. zuerst die Gesamtmasse analysieren. Man gelangte zu folgenden Zahlen:

SiO ₂	42,25
TiO ₂	Spuren
Al ₂ O ₃	3,04
Fe ₂ O ₃	1,77
FeO	fehlt
MnO	Spuren
CaO	1,13
MgO	36,37
K ₂ O	0,38
Na ₂ O	0,54
CO ₂	1,35
H ₂ O >	11,32
H ₂ O > 110°	2,65
Summe	100,80

Um den Einfluß der Hornblende, des Calcits und des Apatits aus dieser Analyse zu beseitigen, führte Verf. eine quantitativ-mineralogische Untersuchung mit Hilfe des HIRSCHWALD'schen Okulars aus. Unter Berücksichtigung des mittleren Gehalts an diesen drei Mineralien und der Ausschaltung dieser Komponenten aus der Gesamtanalyse kam Verf. zu folgender chemischen Zusammensetzung des Sungulits (siehe S. 824).

Die Zugehörigkeit des Sungulits zur Serpentinegruppe wurde durch Untersuchung der thermischen Eigenschaften bestätigt. Da nach seinen physikalischen Eigenschaften das beschriebene Mineral kein Analogon unter den Mineralien der Serpentinegruppe findet, so betrachtet es Verf. als einen neuen Vertreter dieser Gruppe und belegt es mit dem Namen „Sungulit“, nach dem Fundort.

	Theoretischer Bestand des Serpentins	Bestand des neuen Minerals
SiO ₂	43,50	43,75
TiO ₂	—	43,17
Al ₂ O ₃	—	3,26
Fe ₂ O ₃	—	1,89
CaO	—	—
MgO	43,46	37,92
K ₂ O	—	0,58
Na ₂ O	—	0,41
CO ₂	—	0,65
H ₂ O	13,04	12,12
Summe	100,0	100,0

N. Polutoff.

E. Kuznezov: Kurze petrographische Skizze des Berges Magnitka (Ural). (Mineralische Rohstoffe. 5. Moskau 1931. 739—748. Russisch.)

Die stark metamorphosierten Gesteine, an die das Vorkommen gebunden ist, streichen NO 40—50° und fallen nach O mit 30—45° ein.

1. Granite. Die Granite sind jüngsten Ursprungs und deshalb weniger als die anderen verändert worden. Dem äußeren Habitus und der Struktur nach stellen sie aplitartige und leicht schieferige Varietäten dar. Mikroskopische Untersuchungen haben in diesen Graniten Quarz, Mikroklin, sauren Plagioklas ($Ab_{84}An_{16}$ — $Ab_{55}An_5$) und Biotit als Hauptgemengteil nachgewiesen. Muscovit ist weniger verbreitet, Granat, Titanit, Apatit und gut ausgebildete Kristalle von Zirkon kommen verhältnismäßig häufig vor. Es lassen sich zwei Mineralgenerationen unterscheiden: die erste, Plagioklas und Mikroklin, die zweite, dieselben Mineralien mit Biotit. Die Granitgänge, die basische Gesteine durchsetzen, unterscheiden sich vom Granit durch die Abwesenheit von Mikroklin und das Vorhandensein eines Plagioklases $Ab_{84}An_{16}$ — $Ab_{79}An_{21}$. Außerdem führen diese Gänge Hornblende, Titanit und Epidot.

2. Gesteine des erzführenden Komplexes. Diese Gesteine variieren ziemlich stark, die Unterschiede beziehen sich jedoch hauptsächlich auf die quantitativen Verhältnisse der Komponenten. Man unterscheidet hier Amphibolite, Glimmeramphibolite, Aktinolithschiefer, Hornblende-Aktinolithschiefer, Gesteine vom Gabbro- und Pyroxenittypus. Endlich sind auch Granatamphibolite entwickelt. Verf. unterscheidet:

A. Produkte metamorpher Vorgänge bei Pyroxeniten.

a) Hornblendegesteine. Diese massigen Gesteine kommen in Form von Knollen in den Hornblende-Aktinolithschiefern vor und sind äußerlich einem amphibolitisierten mittelkörnigen Pyroxenit ähnlich. U. d. M. wurde aber Pyroxen nicht festgestellt. Das Gestein besteht aus zwei Hornblende-generationen. Magnetitkörner sind ziemlich zahlreich.

b) Hornblendeschiefer. Die Hornblendeschiefer sind hier am weitesten entwickelt. Ihre engen Beziehungen zu den Amphiboliten beweisen, daß beide Gesteinsarten aus ein und demselben Muttergestein hervorgegangen sind. Unter den Hornblendeschiefern lassen sich einige Varietäten herausstellen. Sie bestehen entweder nur aus grüner Hornblende oder enthalten neben der Hornblende Aktinolith, oder sie gehen in Aktinolithschiefer über. Die Beimengung von Chlorit ergibt die Übergänge zu Hornblende-Chlorit- und Aktinolith-Chloritschiefern. In allen diesen Gesteinsvarietäten tritt häufig Granat auf und Titanmagnetit bildet einen beständigen Gemengteil. Die Hornblende erscheint in zwei Generationen. Die optischen Eigenschaften bei beiden Hornblendegenerationen sind ähnlich. Chlorit wird gewöhnlich durch Klinochlor, manchmal aber auch durch Pennin vertreten. Titanomagnetit bildet große Kristalle und feine Ausscheidungen im Amphibol. Der Granat kann nach der rosa Farbe und Paragenese als Almandin bezeichnet werden. Dieses Mineral kommt sporadisch überall vor und besonders reichlich im Kontakt der Amphibolite und Hornblendeschiefer mit den Erzkörpern. Apatit wird in Form von gut begrenzten, kleinen Kristallen häufig beobachtet. Rutil bildet feinste Kriställchen in Hornblende. Orthit, Epidot, Plagioklas und Quarz treten selten auf. Die Hornblendeschiefer sind stark schieferig. Häufig werden bei ihnen zwei Phasen der Mineralbildung beobachtet: in der ersten Phase bildeten sich gut begrenzte Kristalle und in der zweiten kleine Kristallindividuen, die alle Zwischenräume ausfüllten.

c) Chloritschiefer. Dieser stellt das Endglied der metamorphosierte Gesteinsreihe dar. Die Hornblende tritt stark zurück oder verschwindet vollständig. In den Chlorit-Granatschiefern bildet der Almandin große Kristalle.

B. Produkte metamorpher Vorgänge bei Gabbro und Dioriten.

Die Gesteine dieser Gruppe weisen allmähliche Übergänge zu den oben beschriebenen Gesteinen auf.

a) Gabbro. Es sind massige oder leicht schieferige, schwach umkristallisierte Gesteine. Plagioklas ist wenig verändert und wird auf Grund der optischen Messungen als Andesin-Labrador $Ab_{95}An_{45}$ — $Ab_{48}An_{52}$ bestimmt. Dieses Mineral ist z. T. saussuritisirt. Pyroxen ist durch Diopsid vertreten, deren Körner am Rande durch grüne Hornblende ersetzt worden sind. Die beschriebenen Gesteine besitzen eine Gabbrostruktur (mit Neigung zu der ophitischen Struktur).

b) Amphibolite. Diese sind durch Übergänge eng mit den Gabbrogesteinen verknüpft. Einige von ihnen führen Quarz und können den Dioriten gleichgestellt werden. Verf. unterscheidet drei Gruppen der Amphibolite:

Plagioklas-Amphibolite. Neben dem Plagioklas ist Epidot vorhanden. Die Menge der beiden Mineralien im Gestein variiert stark. Der Plagioklas wird als Andesin $Ab_{72}An_{28}$ — $Ab_{62}An_{38}$, selten als Albit-Oligoklas festgestellt. Der Epidot bildet kleine Körner im Plagioklas, dessen Substanz vom Epidot allmählich verdrängt wird. In einigen Amphiboliten, die den Gabbrogesteinen nahestehen, ist der Plagioklas durch Skapolith ersetzt,

der infolge der starken Doppelbrechung dem Mejonit ähnelt. Die weniger metamorphosierten Varietäten enthalten manchmal auch Diopsid. Von anderen Mineralien werden Granat (Almandin) und Titanmagnetit, dann Titanit, Quarz und Apatit beobachtet. Die Struktur ist nematoblastisch.

Epidot-Amphibolite. In mineralogischer und struktureller Beziehung unterscheiden sich diese Gesteine von den Plagioklas-Amphiboliten nur dadurch, daß der Epidot vollständig den Plagioklas ersetzt.

Glimmer-Amphibolite. Es sind feinschieferige, schwarzbraune Gesteine mit weißen Plagioklaspunkten. Die Hornblende, manchmal durch Biotit ersetzt, ist reichlich entwickelt. Granat, Titanomagnetit, Titanit, Apatit und Quarz kommen auch häufig vor.

3. Ganggesteine. Außer den erwähnten Aplitgängen sind im untersuchten Gebiet Gänge verbreitet, die den mineralogischen Bestand der Amphibolite aufweisen.

Marmor ist am Westabhang des Berges Magnitka entwickelt, wo er im Kontakt mit Amphiboliten stark verändert worden ist.

Basische Gesteine und Marmor sind stark metamorphosiert worden unter der Einwirkung von hydrothermalen und pneumatolytischen Agentien der Granitintrusion. Der Metamorphismus des Granites selbst ist schwach ausgeprägt.

N. Polutoff.

J. Polovinkina: Die Pegmatite im Bezirk Sinowjewsk. (Bull. of the geol. and prospect. Service of USSR. 50. Leningrad 1931. 421—422. Russisch.)

Südöstlich der Stadt Sinowjewsk, am Flusse Ingul und seinen Nebenflüssen zieht sich ein breiter Gneisstreifen hin, der von Graniten, Apliten und Pegmatiten reichlich injiziert wurde. Die Gneise sind in steile Falten zusammengeschoben. Sie streichen N, NNO oder NNW. Ähnlich sind auch die Pegmatitgänge orientiert. Ihre Mächtigkeit ist sehr verschiedenartig. Ein Pegmatitgang ist z. B. 60—70 m mächtig. Das wichtigste Mineral der Pegmatite ist ein hellrosa oder grauer Feldspat. Er enthält meistens gesetzmäßige Quarzdurchwachsungen. Nicht selten ist er 0,25 m groß. Weiter führen diese Gänge einen dunkelroten Eisengranat, Biotit und selten Apatit. Die Vorräte an Pegmatitmineralien müssen bedeutend sein.

N. Polutoff.

D. Beliankin: To the petrography of Middle Ural. (Transactions of the geol. and prosp. Service. 56. Leningrad 1931. 47—59.)

Das charakteristische petrographische Element des Mittelurals bilden bekanntlich Alkaligesteine: die Miaskite und die sie begleitenden Natronsyenite und z. T. Natrongranite. Diese Gesteine bauen in der Miasskaja, Kyschtymskaja und Kasslinskaja Datscha verschiedene Gebirgsmassive auf. Überall sind sie an eine Granit-Gneis-Injektionsmasse gebunden. Hierher gehören nach Verf. auch Feldspatamphibolite, die in derselben Injektionszone vorkommen.

Die Miaskite und die Natronsyenite erscheinen nur in den Granitgneisen. Sie fehlen den großen Serpentinkörpern gänzlich, die als Einschlüsse in der-

selben Granitgneismasse vorkommen. Von besonderem Interesse ist, daß gerade mehr oder weniger typische Alkaligesteine in diesen Serpentinmassen und mit ihnen verbundenen Pyroxeniten und Chloritfelsen auftreten, ohne merkbare Beziehungen zu den Miaskiten aufzuweisen. Man unterscheidet hier drei Typen der Alkalibildungen:

Den ersten Typus vertreten Albit-Granite und Chloritalbitite. Die Chloritalbitite bestehen entweder nur aus Albit und Chlorit mit einer unbedeutenden Beimengung von Muscovit, oder sie enthalten ziemlich viel Muscovit und Epidot und auch etwas Biotit. Der Albit bildet panidiomorphe, mehr oder weniger isometrische Kristalle, in deren Zwischenräumen die übrigen Mineralkomponenten verteilt liegen. Ob diese Chloritalbitite primäre magmatische oder sekundärmetasomatische Bildungen darstellen, ist schwer zu entscheiden. Jedoch scheint dem Verf. die primäre Entstehung nicht ausgeschlossen.

Den zweiten Typus der Alkaligesteine stellen Natron-Quarzite mit der Neubildung von Albit und alkalischem oder semi-alkalischem Amphibol vor. Diese Quarzite bilden in den Serpentinmassiven ziemlich große Gesteinskörper.

Es kommt hier noch ein eigenartiger Para-Albitophyr vor, der sich äußerlich von den genannten Quarziten gar nicht unterscheidet. Er ist jedoch reicher an Albit und führt eine eisenreiche Hornblende. Die chemische Zusammensetzung dieses Para-Albitophyres ist wie folgt:

SiO ₂	73,62
TiO ₂	0,28
Al ₂ O ₃	13,26
Fe ₂ O ₃	1,25
FeO	2,07
MnO	0,01
MgO	0,58
CaO	2,48
Na ₂ O	4,85
K ₂ O	0,72
Verlust bei 110°	0,38
Glühverlust	0,46
Summe	99,96

Den dritten Typus der Alkaligesteine vertreten echte Alkalisyenite, Syenitgranite und Syenitporphyre und Lestivarite, die kleine Körper und Gänge in den Serpentinmassen vorstellen.

Die chemische Zusammensetzung dieser Gesteine ist folgende (I. Lestivarite, Berg Bolschoi Kamen; II. Syenitporphyr des Berges Listvenitschnaja; III. Syenitgranit [Berg Sugomak]; IV. Alkali-Albitophyr des Berges Fomina):

	I.	II.	III.	IV.
SiO ₂	68,53	61,52	68,77	72,28
TiO ₂	nicht best.	0,17	0,25	Spuren
Al ₂ O ₃	17,17	20,53	15,25	15,06
Fe ₂ O ₃	1,52	1,17	1,02	0,43
FeO	nicht best.	1,14	1,67	1,67
MnO	„	0,11	0,04	0,08
MgO	0,27	0,10	0,54	0,28
CaO	0,78	1,98	1,25	0,69
Na ₂ O	6,92	5,94	4,78	5,15
K ₂ O	5,32	6,31	5,64	5,01
Glühverlust	0,30	0,60	0,35	0,14
Verlust bei 110°	0,10	—	0,07	0,08
Summe	100,91	99,57	99,63	100,25

N. Polutoff.

Deutsches Reich.

J. L. Wilser: Stratigraphische und tektonische Gliederung des südwestlichen Schwarzwaldes. (Fortschr. d. Geol. u. Pal., herausgegeben von W. SOERGEL. 11. [DEECKE-Festschr.] Berlin 1932. 521—532. Mit 1 Taf.)

Die Arbeit ist hier angeführt, nicht weil sie die Petrographie der einzelnen Gneis- und Granitglieder usw. behandelt, sondern weil sie die Stellung der einzelnen Stufen im tektonischen Verbande darstellt. **Erich Kaiser.**

Hellmuth Kiefer: Das Alter der kontaktmetamorphen Kalke im zentralen Kaiserstuhl. (Fortschr. d. Geol. u. Pal., herausgeg. von W. SOERGEL. 11. [DEECKE-Festschr.] Berlin 1932. 461—501. Mit 5 Fig. und 1 Taf.)

Ausgehend von zahlreichen Einzeluntersuchungen, die regional gruppiert wiedergegeben werden, wird gezeigt, daß die von Zorz (Cbl. 1928. A. 411) bereits erörterte Möglichkeit, daß die zentral im Kaiserstuhl gelegenen, früher als jurassisch angesehenen Marmore tertiäres Alter haben, sich bewahrheitet. Nun ergab sich gegenüber der Zorz'schen Annahme unteren Unteroligocäns die Sicherheit, daß es sich um mittleres Unteroligocän handelt.

Da es bei den Altersvergleichen weniger auf Gefüge und kristallographische Ausbildung der Komponenten als vielmehr auf den Chemiesmus der Gesteine ankam, wurden die Lösungsrückstände in kalter konzentrierter HCl eingehend untersucht. Koppit erweist sich dabei als ein viel weiter verbreiteter Bestandteil, als bisher angenommen wurde.

Die Zentralkalke zeigen sich durch alle Übergangstypen mit dem Tertiär der Ostseite des Kaiserstuhles verbunden. Andere Kalkbänke sind an beiden Stellen völlig gleich. Quarzsand- und Dolomitgehalt verbinden auch beide Lager miteinander.

Physikalisch-chemische Erörterungen führen zu der Annahme, daß die Metamorphose im wesentlichen eine Hitze- und Druckwirkung war, während

Pneumatolyse eine geringe Rolle spielte. — Tektonische Betrachtungen lassen schließen, daß im zentralen Kaiserstuhl eine Einbruchstektonik sehr wahrscheinlich ist.

Erich Kaiser.

Rimann, E.: Die geologischen Ergebnisse des Tharandter Stollenbaus. (Sitz.-Ber. u. Abh. Naturw. Ges. Isis Dresden. Jahrg. 1930. 11—14. Dresden 1931.) — Ref. dies. Jb. 1932. III. 178.

Rüger, L.: Die Geröllgneise von Obermittweida (Erzgebirge) und die Entwicklung der Lehre vom Metamorphismus. (Aus der Heimat. 44. 106-116. Stuttgart 1931.) — Ref. dies. Jb. 1932. III. 178.

Weg, Otto: Die zwischengebirgische Prasinitzscholle bei Hainichen-Berbersdorf. (Abh. Sächs. Geol. Landesanst. 11. Leipzig 1931. 140 S. Mit 16 Taf.) — Ref. dies. Jb. 1932. III. 179—180; aber auch 1932. II. 790—794.

Belgien.

F. Corin: Le poudingue gedinnien métamorphique de Provedroux. (Bull. Soc. Belge Géol. 41. 1931. 52.)

Zwischen Baneux und Malempré besteht das cambrische Substratum aus Ottrelithgesteinen. Die Kieselgesteine des Salmien, welche in den Geröllen überhandnehmen, enthalten keine Porphyroblasten von Chloritoid. Dagegen fanden an der Grenze chemische Reaktionen statt. Die Grundmasse des Puddingsteins und die peripherische Zone der Kiesel sind mit Prophyroblasten von Chloritoid durchsiebt. Man kann nicht leugnen, daß die mineralogische Entwicklung dieser Gesteine sich nach der Ablagerung des Gedinnien herausgebildet hat. Verf. hat die Südseite des Massivs von Stavelot, von östlich Bihain bis Recht, untersucht und festgestellt, daß der Puddingstein mit Chloritoid mit demselben Charakter in der ganzen Gegend vorkommt. Wenig westlich von Salmchâteau gegen Provedroux führen die Puddingsteine als Zement eine weißliche Arkose, worin man gräuliche Schieferlagen und hellgraue Kiesel oder grauen Quarzit oder Quarzschiefer findet. Es handelt sich hier um Gesteine des Unteren Salmien, auf denen der Puddingstein ruht. Die Grundmasse der Arkose enthält Oktaeder von Magnetit, ebenso enthalten die Schieferlagen und Gerölle Porphyroblasten von Magnetit.

Der Chloritoid und Magnetit sind nicht auf dieselbe Weise unter dem Einfluß der Metamorphose entwickelt. Der erstere existiert nur an der Peripherie der Kiesel, während Magnetit außerdem in der Masse selbst sich gebildet hat. Der Chloritoid scheint sich hauptsächlich unter dem orientierten Druck mit der Laminierung der Gesteine zu bilden, während sich der Magnetit mit einfachen orientierten Drucken (Streß) begnügt. Somit kommt der Chloritoid in solchen Gesteinen vor, wo feine Bänke von Schiefen und Sandsteinen abwechseln. Magnetit bildet sich durch Dynamometamorphose in der Geröllmasse, während der Chloritoid sich auf ihre Peripherie lokalisiert. Die Magnetitkonzentrationen an der Grenze der Kiesel mit den Quarzphylliten im Puddingstein von Provedroux sprechen für einen postgedinnischen Metamorphismus. Das Beispiel des Chloritoidpuddingsteins beweist außerdem die Abwesenheit eines älteren Metamorphismus im Devon.

M. Henglein.

F. Corin: Le problème des roches dites à ouralite de Libramont. (Bull. Soc. Belge Géol. 41. 1931. 55—64.)

Bei Libramont ist 1883 das bläulichschwarze Gestein, das manchmal Granat enthält, durch DUPONT entdeckt worden. Seit 1897 führen diese Gesteine den Namen Uralite, den sie behalten haben.

Die Grundmasse besteht aus einem sehr reichlichen kohligen Pigment, Granat, sehr wenig Quarz und einem Gemenge von Zoisit und faserigem Amphibol, der mehr oder weniger chloritisiert ist. Die Uralitgesteine sind fast ganz aus Zoisit gebildet. Ein akzessorischer, bräunlichgelber, einachsiger Glimmer scheint ein wenig Fe-haltiger Phlogopit zu sein. Ein hoher Aluminiumgehalt hat sich wohl aus Chiasolith gebildet, der durch die Metamorphose verändert wurde.

Weißliche Pseudomorphosen mit prismatischer Gestalt lassen ein Quarzmosaik erkennen und Einschlüsse. Es handelt sich um eine typische Uralitisation. In den Proben wurden Sillimanit und faserige Amphibole festgestellt. Die Prismenmasse enthält kleine Granaten und ein wenig Zoisit. Die Pseudomorphosen sind nach Andalusit bzw. Chiasolith. Verf. hat das Gestein in einem Muffelofen erhitzt. Das kohlige Pigment verschwand. Das faserige Mineral wurde rotbraun und die Auslöschung beinahe rechts. Der Amphibol wurde somit in einen Eisenbiotit umgewandelt. Die Brechung ergab 1,66.

Dort, wo die charakteristischen Kontaktminerale entwickelt waren, wurden sie später durch den allgemeinen Metamorphismus zerstört. Verf. geht auf die tektonischen Verhältnisse der Ardennen ein.

M. Henglein.

Alfred Schoep: Sur la constitution minéralogique et sur la nature de la roche dite à ouralite de Libramont. (Bull. Soc. Belge Géol. 41. 1931. 184—187.)

Verf. erkennt in dem Vorkommen östlich des Weges St. Pierre—Bonance ein Eruptivgestein von porphyrischer Textur mit idiomorphen Kristallen von Plagioklas oder Orthosit in einer Grundmasse. Verf. identifizierte Grammatit in faserigen Kristallen von der mittleren Brechung 1,62, einen dem Oligoklas nahestehenden Feldspat, Zoisit in idiomorphen Kristallen, Granat, Quarzkörner, Ilmenit. Die Grundmasse ist größtenteils Zoisit. Sphen und wenig grüner Amphibol sind akzessorisch. Das primäre Gestein ist durch Saussuritisation umgewandelt. Die Autometamorphose hat sich während des hydrothermalen Stadiums des magmatischen Prozesses vollzogen.

M. Henglein.

F. Corin: Coup d'oeil sur la zone métamorphique de Paliseul. (Bull. Soc. Belge Géol. 41. 1931. 340.)

Die Zone von Paliseul ist sehr ausgedehnt und steht mit einer Hauptantiklinale der Ardennen in Beziehung. Der Metamorphismus bringt hier denselben Charakter hervor wie überall in den Ardennen. Die kaledonische Phase der paläozoischen Faltung kennzeichnet die ersten, relativ wenig intensiven Deformationen, die nach dem Silur-Cambrium auftraten. Die ersten Sedimente des Devons enthalten Einschaltungen grüner Gesteine,

welche wahrscheinlich durch Umwandlung basischer Eruptivmassen oder Tuffe sich bildeten. Der allgemeine Metamorphismus hat sich entwickelt, sobald die Sedimente eine gewisse Mächtigkeit erlangt hatten und z. T. unter dem Einfluß von Drucken. Nur der obere Teil wurde von der Erosion betroffen. Aber die hercynische Phase hat alles deformiert. So ist es zu erklären, daß die Tiefenzonen der Metamorphose in der Nähe der Antiklinalachsen erscheinen. Dieselbe Phase hat in der Nähe des Kontakts Cambrium—Devon eine Auswulzung der Gesteine hervorgerufen. Zur Zeit dieser letzten Bewegungen wurde das noch nicht vollständig differenzierte Magma injiziert. Die Mineralisatoren sind durch die Diaklase in die Sandsteine und aufgeblättern Schichten eingedrungen.

Anschließend werden die Exkursionen in die Umgebung von Libramont und Séviscourt, von Remagne, Freux und Serpont, nach Bastogne und Morhet beschrieben, wobei einige Croquis zur Erläuterung dienen.

M. Henglein.

Britische Inseln.

Williams, D.: The geology of the country between Nant Peris and Nant Ffrancon (Snowdonia). (Q. J. G. S. London 1930. 86. 191—233.) — Ref. dies. Jb. 1932. III. 186—187, mit Anführung von 3 Analysen von Pechsteintuff, Granit, Olivindolerit.

Walker, F.: The geology of the Shiant Isles (Hebriden). (Q. J. G. S. London 1930. 86. 355—398.) — Ref. dies. Jb. 1932. III. 348/9, mit Analysen von Crinanit und Pikrit.

Ch. J. Gardiner: The Loch Doon „Granite“ area, Galloway. (Q. J. G. S. London. 1932. 88. 1—34. Mit 2 Bildtaf., 2 Kartentaf. und 4 Textabb.)

Es wird einer der 4 großen plutonischen Komplexe des südwestlichen Schottlands beschrieben. Das Loch Doon-Massiv steckt als nordsüdlich gedehntes Oval in ordovizischen Sedimenten. Das Streichen des Sedimentmantels in NO—SW ist kaledonisch.

Die Plutonite haben im Zentrum des Massives den Charakter echten Granites. Randlich tritt stellenweise Norit auf; die Hauptintrusion ist tonalitisch. Diese 3 Typen sind das Produkt dreier Intrusionsphasen, die mit abnehmender Basizität aufeinander gefolgt sind. Der Norit erscheint bisweilen metamorphosiert durch den Tonalit. Sowohl längs der Tonalitgrenze gegen den Norit als auch gegen den Granit finden sich hybride Gesteine. Kleinere Intrusionen von dioritischem oder hybridem Charakter sind in den Sedimentmantel und in die großen Plutonite eingedrungen.

Außerdem finden sich stark variable Gänge, hauptsächlich von Porphyriten, sowie von Lamprophyren mit Glimmer oder Hornblende oder Augit. 4 kleine Intrusivmassen finden sich außerhalb des zusammenhängend entblöbten Massivs.

Die Kontaktmetamorphose erzeugte im Sedimentmantel hauptsächlich Glimmer-Cordierit-Hornfels. Die Arenig-Schiefer erlitten interessante Metamorphosen (Quarz-Biotit-Fels, Chistolithschiefer usw.). Gewisse Gänge

scheinen angesichts ihres metamorphen Zustandes präplutonisch zu sein. Die Ausbildung der Kontaktaureole und andere Beobachtungen deuten darauf hin, daß der Intrusionskörper nicht tiefgängig, sondern von lakkolithischem Charakter ist.

Analysen:	Norit		Tonalit	Granit
	Loch	Girvan Eye	Fore Starr	zw. Hoodens Hill u. Mullwharchar
SiO ₂	56,90		62,95	70,63
Al ₂ O ₃	16,49		14,59	14,65
Fe ₂ O ₃	0,98		1,00	0,54
FeO	5,66		3,87	1,93
MgO	5,64		4,02	1,45
CaO	6,14		3,81	1,83
Na ₂ O	3,86		3,36	3,55
K ₂ O	1,92		4,52	4,29
H ₂ O +	0,31		0,69	0,42
H ₂ O —	0,18		0,22	0,12
TiO ₂	1,13		0,73	0,41
P ₂ O ₅	0,04		0,01	0,07
MnO	0,24		0,19	0,09
CO ₂	0,50		—	0,18
(Ni, Co)O	0,15		0,09	0,05
Summe	100,04		100,05	100,21

Wetzel.

H. J. W. Brown: Dykes and association intrusions of the Island of Bute. (Transact. Geol. Soc. Glasgow. 18. 1928—31. Part III. 388—419.)

Durch die Hochland-Randverwerfung wird die Insel Bute in zwei etwa gleich große Teile geteilt, von denen der nördliche hauptsächlich aus Schiefeln, Phylliten und Grits besteht, der südliche aus Konglomeraten aus Sandsteinen des Old Red. In der südlichen Hälfte treten besonders zahlreich die NW und NE streichenden tertiären Gänge auf. Im N verlaufen die wenigen Gänge NNW, drei Gänge im zentralen Teil W. Die beobachteten Gänge gehören vier Altersfolgen an:

1. Devonische Gänge. Nur ein einziger Glimmer-Lamprophyrgang vertritt diese Epoche im NE des Bull Loch. Er besteht aus Biotit, Feldspat und Eisenerz. Die Biotite sind im Innern meist völlig gebleicht und nur an den Rändern tiefbraun.

2. Carbonische Gänge. Sie sind in der Südhälfte der Insel häufig. Sie gruppieren sich um drei Örtlichkeiten, zwischen Bruchag und Kerrytonlia, an der Stravannan-Bay und südlich Hawk's Nib Point. Die Gänge bestehen aus Basalten des Markle-Typus, ein einzelner aus Mugearit. Manchmal lassen sich in einem Gangzug spätere Nachschübe feststellen. Die hier auftretenden großen Feldspäte zeigen meist Verzwilligung nach dem Karlsbader und Albitgesetz, aber auch nicht selten nach dem Periklingesetz. Vereinzelt sind sie albitisiert.

3. Permo-carbonische Gänge. Zwei solcher Quarzdoleritgänge durchsetzen die Insel in O—W-Richtung. Die zona gebauten Feldspäte dieses

Gesteins weisen innen Labradorit, am Rande Oligoklas auf. Der vorhandene Augit ist stark uralitisiert. Vereinzelt finden sich Hypersthen, primäre braune Hornblende, Apatit und Ilmenit. Auftretende Aplitgänge setzen sich zusammen aus Quarz, Feldspat und Eisenerzen in einer Matrix von feinem mikropegmatitischen braunen Material.

4. Tertiäre Gänge. Hierher gehören auch einige größere Sills. Einer von diesen zeigt einen Kern von Hypersthendolerit, der auf beiden Seiten von Quarzporphyr flankiert wird, während Dolerit den Kontakt mit dem Nebengestein bildet. Die tertiären Gänge sind meist mächtiger als die älteren Gänge. Zusammengesetzte Gänge sind häufig. Die verschiedenen Vorkommen werden kurz angegeben für jeden Typus. Petrographisch sind es vorherrschend Tholeiite, seltener Crinanite. Die Tholeiite sind fein- bis mittelkörnige Gesteine von dunkel- bis blaugrauer Farbe und einem spez. Gew. zwischen 2,7 und 2,91. Mehrere Typen dieser Gänge werden unterschieden.

Tholeiite vom Bunton-Typus sind häufig, während Olivin-Tholeiite des gleichen Typus selten vorkommen. Vom Salen-Typus der Tholeiite finden sich nur wenige Gänge und zwei Sills. Der Corrie-Typus, der sich vom vorhergehenden nur durch die porphyrische Struktur und einige Phenokristalle von basischem Feldspat unterscheidet, kommt nur zweimal vor. Drei Gänge gehören dem Largs-Typus der Tholeiite an. Sie finden sich im Westen der Insel. Nur ein einziger Gang bei Runnan-eun Point ist als Cumbrait zu bezeichnen. TYRRELL faßt als Cumbrait sehr saure Tholeiite mit Phenokristallen von Plagioklasen, die dem Anorthit nahe kommen, zusammen. Eine größere Gruppe von Gängen muß als Quarzdolerite bezeichnet werden. An den Salbändern der Tholeiitgänge treten Tachylite auf, doch finden sich auch einzelne kleine selbständige Gangbildungen im Zusammenhang mit anderen Gängen. Ein größerer Sill im S der Insel stellt typischen Crinanit vor, kleinere Gänge gehören dem verwandten Olivindolerit an.

Neben einer Reihe Vergleichsanalysen werden zum Schlusse zwei neue Analysen (W. H. HERDSMAN anal.) gegeben.

	1.	2.
SiO ₂	46,87	48,92
TiO ₂	2,35	1,88
Al ₂ O ₃	13,78	14,25
Fe ₂ O ₃	3,35	1,95
FeO	11,54	11,54
MnO	0,39	0,27
MgO	4,54	5,56
CaO	9,62	10,23
Na ₂ O	2,55	2,67
K ₂ O	1,13	1,01
H ₂ O +	0,75	0,45
H ₂ O —	1,02	0,82
P ₂ O ₅	0,14	0,17
CO ₂	1,26	Spur
FeS ₂	0,51	0,3
S	0,27	0,16
Summe	100,07	100,18

	Norm	
Quarz	0,66	—
Or	6,67	6,12
Ab	21,48	22,53
An	22,80	23,63
Diopsid	13,46	21,71
Hypersthen	19,95	10,14
Olivin	—	7,19
Magnetit	4,87	3,02
Ilmenit	4,41	3,64
Apatit	0,34	0,34
Pyrit	0,51	0,30
Calcit	2,80	—

1. Quarzdoleritgang. Cranslagmorie, Port Bannantyne, Bute.

2. Tholeiit. Küste der Kilchattan-Bay, Bute.

Arsen ist in beiden, Zink in Analyse 2 in Spuren enthalten. Dem Chemismus nach steht der Tholeitgang dem Salen-Typus nahe.

Hans Himmel.

V. A. Eyles, J. B. Simpson and A. G. MacGregor: The igneous geology of Central Ayrshire. (Transact. Geol. Soc. Glasgow. 18. 1928—31. Part III. 361—387.)

Eine erneute Begehung des Gebietes von Mittel-Ayrshire führte zu neuen Beobachtungen hinsichtlich der geologischen Verhältnisse nach dem Silur. In chronologischer Reihenfolge werden hier die Erstarrungsgesteine besprochen.

1. Unteres Old Red. Diese Zeit lieferte Laven und Intrusiva. Die Laven überlagern die Sedimente dieser Periode oder sind in diese eingeschaltet, während in anderen Teilen Schottlands die Verhältnisse umgekehrt liegen. Die Laven sind Basalte oder basische Andesite, die meist stark zersetzt sind. Stratigraphisch liegen die einzelnen Teillaven nicht tiefer als die tiefsten Horizonte der Hauptlava der Carrick Hills. Am Nordende der Maidenhead-Bay finden sich in Verbindung mit den Laven auch vulkanische Aschen, die die unterste Lava unterlagern. Zuweilen kommen in diesen Aschen Bruchstücke einer Lava vor, die merklich saurer ist als die Extrusivgesteine von Mittel-Ayrshire.

Entgegen den früheren Feststellungen von Sir A. GEIKIE und von G. W. TYRRELL konnten drei vulkanische Necks festgestellt werden. Den besten Aufschluß bietet der Mochrum Hill.

Schließlich wurden Intrusiva in Form von Sills und Gängen beobachtet. Es sind größtenteils saure Biotitporphyrite, aber auch Kersantite und Quarzdolerite. Nicht immer kann einwandfrei entschieden werden, ob der Quarz primär ist. Kontakterscheinungen sind häufig.

2. Calciferous Sandstone. Hier sind die Erstarrungsgesteine dieser Epoche von geringerer Bedeutung als anderswo in Schottland. Neu ist die Feststellung, daß die Aschen von Greenan Castle zu dem Neck von Heads of Ayr gehören. Kleine Intrusionen von nephelinführendem monchiquitischen

Basalt durchsetzen die Aschen des Necks und enthalten ähnliche Peridotitknollen wie die Aschen von Greenan Castle. An zwei weiteren Orten tritt basaltische Lava auf, die ein bauxitisches Verwitterungsprodukt liefert. Letzteres besteht aus 40,65 SiO₂ und 36,77 Al₂O₃.

3. Millstone Grit. Diese dritte Periode von Ergüssen lieferte Olivinbasalte, die wie in Nord-Ayrshire zu bauxitischen Tonen verwittert sind. Dieser enthält jedoch zu viel Eisen und sonstige Verunreinigungen, so daß er technisch nicht verwertbar ist (Analyse 2—4).

4. New Red. Das Alter wird als permisch angenommen. Die kleinen Laven, Necks und Intrusionen bestehen aus basischen bis ultrabasischen Gesteinen und enthalten manchmal Nephelin. Augitischer Monchiquit findet sich vielfach in den Necks und zeigt häufig carbonatische Peridotitknollen, große Phenokristalle von Anorthoklas und solche von Biotit, Hornblende und Apatit. Die größeren Sills weisen starke Mannigfaltigkeit auf und lassen sich in drei Gruppen einteilen.

Gruppe 1 ist gekennzeichnet durch olivinreiche ultrafemische Theralithe und Essexite (von TYRELL als Kylit bezeichnet). Typisch ist die Purpurfarbe der Augite, das häufige Vorkommen von Nephelin und das Zurücktreten von Analcim und Hornblende. Die Untergruppe 2 a zeigt Gesteine mit reichlich Analcim, brauner barvekitischer Hornblende und starker Serpentinisierung des Olivins. Diese Gesteine stehen in enger genetischer Verwandtschaft zu Gruppe 1. Untergruppe 2 b wird vor allem durch ophitische Alkalidolerite

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO ₂	58,88	22,03	28,12	35,71	39,35	45,62	45,70
Al ₂ O ₃	15,86	22,91	25,85	29,62	11,60	14,18	12,32
Fe ₂ O ₃	2,49	0,46	7,21	4,63	9,31	2,95	0,99
FeO	3,46	36,68	17,96	7,42	4,76	8,40	9,64
MgO	4,40	1,91	1,34	1,04	10,58	9,69	12,45
CaO	5,75	0,07	0,30	0,24	10,55	9,25	10,12
Na ₂ O	2,70	0,08	0,10	0,03	3,06	3,61	2,74
K ₂ O	2,02	0,03	0,03	0,07	0,86	1,48	1,64
H ₂ O +	0,65	10,65	9,84	12,25	3,76	2,29	2,12
H ₂ O —	1,74	0,63	0,88	1,80	1,44	0,27	0,16
TiO ₂	1,17	3,63	3,05	6,25	3,38	1,61	1,50
P ₂ O ₅	0,22	0,18	0,22	0,02	0,82	0,47	0,33
MnO	0,52	0,04	0,22	0,04	0,79	0,32	0,29
CO ₂	0,09	0,40	3,92	Spur	0,19	0,05	0,07
SO ₃	—	0,27	0,24	0,22	—	—	—
Cl	Spur	—	—	—	0,05	0,03	0,01
FeS ₂	—	—	—	—	0,03	—	—
Cr ₂ O ₃	—	0,05	0,04	0,07	—	—	—
(Co, Ni)O	0,03	—	—	—	0,03	0,03	0,02
BaO	0,04	—	—	—	0,01	0,02	0,03
Li ₂ O	Spur	Spur	Spur	Spur	Spur	—	—
Org. Subst.	—	0,03	0,57	0,73	—	—	—
Summe	100,02	100,05	99,89	100,14	100,57	100,27	100,13

1. Old Red. Hypersthenandesit (Feldspat und Augit frisch, Hypersthen nur z. T.). Dunure-Station nahe der Küste.
- 2—4. Millstone Grit. Stark verwitterter vulkanischer Detritus. Gate-side-Farm, 2 Meilen östlich Ayr.
5. Permische Lava. Nephelinbasalt (Olivin zersetzt). Steinbruch Grassmilles bei Mauchline.
6. Permische Lava. Olivinbasalt (Olivin frisch). Tarbolton-Station.
7. Permischer Sill. Alkalischer Olivindolerit der Kylitserie (Olivin frisch, Nephelin meist zersetzt). Steinbruch Craigs of Kyle bei Station Rankinston.

Die Analysen 1 und 5—7 stammen von E. G. RADLEY, 2—4 von B. E. DIXON.

vertreten. Untergruppe 2 c bildet ein Übergangsglied zwischen alkalischen und subalkalischen permischen Intrusionen. Es sind stark ophitische Olivindolerite ohne Analcim und mit ausgezeichneten spät gebildeten Biotiten. Die 3. Gruppe umfaßt durch juvenile Lösungen stark veränderte Dolerite. Die beiden angeführten Untergruppen unterscheiden sich nur darin, daß im einen Falle durch die juvenilen Lösungen Quarz zugeführt wurde, der sich häufig als Mikropegmatit absetzte.

Aus allen diesen Angaben erhellt, daß die permischen Intrusionen alkalischer sind als die tertiären Basalte der Hebriden, daß sich aber auch Glieder finden, die deutlich subalkalisch sind und ihrer Zusammensetzung nach die tertiäre Reihe überschneiden.

5. Tertiäre Gänge gehören zu den Tholeiiten und Olivindoleriten, die dem Crinanit-Typus nahestehen. Die ersteren verlaufen NW, die anderen O—W. Auch einige tertiäre Sills von Olivindolerit konnten festgestellt werden.

Für jeden Abschnitt sind im Original einzelne Fundorte genauer angegeben und am Schlusse ist ein ausführliches Schrifttum beigelegt. Einige neue Analysen seien auch hier oben angeführt.

Hans Himmel.

Frankreich.

André Demay et Henri Longchambon: Sur la tectonique antéstéphanienne des Cévennes à hauteur de Largentière. (C. R. 194. 1932. 993.)

Am Nordende der großen Masse mit Sericitschiefern und Glimmerschiefern der südlichen Cevennen scheint man zwischen Largentière und Valgorge über dem Substratum von Gneis und Granulit von Tanargue mindestens drei Schuppen unterscheiden zu können: Die Schuppe der oberen Glimmerschiefer, welche ohne auffallende Diskontinuität die Sericitschiefer der Blätter Largentière und Alès trägt, die Schuppe von Alkaligranit von Font-de-la-Roche und endlich die Schuppe von Rocles, welche den Komplex der Glimmerschiefer, des Gneises und des relativ Mg-reichen Granits von Perrier umfaßt und an der Basis in normalem Kontakt mit diesem Komplex den alkalischen Granit von Rocles. Durch den Druck wurden die Glimmerschiefer intensiv zermalmt, ebenso der Granit an der Basis der drei Schuppen. Indessen scheinen die oberen Glimmerschiefer am Kontakt vom Granit beeinflusst

worden zu sein. Andererseits darf man trotz der intensiven dynamischen Wirkungen nicht mehr die Schuppe von Rocles als petrographisch von ihrem Substratum unabhängig betrachten. Der Kontakt des Granits von Rocles und diesem Substratum ist z. T. sicherlich von intensivem Charakter. Gegen W scheinen die zwei unteren Schuppen in einer schrägen Kante zu endigen.

Bei Loubaresse erscheinen Zermalmungen am Kontakt der Glimmerschiefer, an der Basis ein wenig vergneist, und Gneise von Tanargue. Ebenso zermalmten sich bei Saint-Laurent-les-Bais die Glimmerschiefer auf einer Augengneisserie, welche, selbst an ihrer Basis zermalmt, auf Gneisen mit schwarzem mylonitischem Glimmer ruhen, dann auf anderen Augengneisen.

In den Schuppen von Largentière oder ihrer Basis finden sich Massen oder Gänge von Granulit, die jünger als die Bewegungen in den nördlichen Cevennen zu sein scheinen. An verschiedenen Stellen ist der Granulit unberührt, von mittlerem oder feinem Korn, manchmal granatreich inmitten ausgewalzter Gneise oder von mylonitischem Granit. Oft erscheint der Granulit nahe den tektonischen Grenzen. Manchmal unterscheidet er sich schlecht von dem Alkaligranit und scheint nur eine Rekristallisationsfazies des am Platze ausgewalzten Granits zu sein. Im S von Joannas bietet der Granulit den Charakter eines Ganges dar, reich an Muscovit analog den posttektonischen Granuliten der nördlichen Cevennen.

Die Struktur der Glimmerschiefer und der Schuppen von Largentière ist durch Rückfaltung kompliziert. Die Synklinale der oberen Glimmerschiefer, die man im N von Largentière hat, ist ohne Zweifel eine jüngere Rückfaltung als die Gleitung der Schuppen. Ein dünner Ausläufer des Granits von Rocles bei Fontanilles ist keine intrusive Apophyse, sondern eine Synklinalzunge. Nördlich Leyval und südlich Fontanilles haben die Verf. viel verwickeltere Strukturen mit starken axialen Verlängerungen beobachtet.

Unter den Glimmerschiefern und Schuppen von Largentière tragen die Gneise von Tanargue, die oft nahezu vertikal und gegen S schief stehen, die Spur einer intensiven Faltung und von aplitischen oder syntektonisch-granitischen Intrusionen, die einer mehr oder weniger durch den Granit injizierten Wurzelzone anzugehören scheinen. Aber mehr im W, so bei Luc, bieten die Gneise manchmal ein flaches Aussehen oder eine mittlere Neigung mit Wiederholung der Augengneise dar, die vielleicht einer Erhaltung der oberen Teile entsprechen. Zwischen Largentière und Loubaresse wäre die Abtragung bis zu den Wurzeln gestoßen. Der Ursprungsort der Schuppen von Largentière ist vielleicht in dieser Zone in einer geringen Entfernung ihrer heutigen Lage.

Die Verf. ziehen Vergleiche mit den südlichen Cevennen. Man scheint auf die von P. TERMIER aufgestellte Hypothese einer Verlängerung der Decken von Saint-Etienne bis in die Gegend von Largentière, Vigan und des Montagne Noire nunmehr verzichten zu müssen.

M. Henglein.

N. Arabu: Sur l'existence de phénomènes de charriages dans la zone de gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines (Alsace). (C. R. 195. 1932. 58.)

Verf. hat in den kristallinen Vogesen seit mehreren Jahren zwischen dem Strengbach und der Lièpvrette Beweise von Transporten festgestellt.

Das Gebiet besteht aus den verschiedenen Gneisen, namentlich Biotitgneis mit Sillimanit, Cordierit usw. und Zwischenlagerungen von kristallinen Kalken und Amphiboliten. Der Gneis wechselt mit ebenfalls sehr verschiedenen Graniten ab. Das Ganze enthält Teile von Carbon, Perm und Vogesensandstein, welche dem innern Bruchteil der Hohkönigsburg angehören und ist gegen S über den Porphyroidgranit geschoben. Die Granite sind sehr entwickelt und lassen sich in zwei Serien einteilen: ein alter Ganggranit, der oft mylonisiert ist, und ein jüngerer Muscovitgranit, sowie ein Porphyroidgranit mit Biotit. Die beiden letzteren durchschneiden den alten Granit und dringen in die Gneise ein in Gestalt von Lagergängen aller Dimensionen.

Diese Erscheinungen weisen auf eine sehr lange Geschichte hin, die mit Hilfe der Tektonik entziffert werden kann. Der Kontakt ist durch Augengneise gekennzeichnet, sowie durch einen gneisartigen Mylonit, der wiederum durch einen granitischen Mylonit von bläulichgrauer Farbe verstärkt wird. Entlang der Straße vom Hotel Schänzel zur Hohkönigsburg ist der Kontakt besonders sichtbar. Er hat hier das Aussehen einer Transportdecke, die auf den Granit gelegt ist. An andern Stellen sind die Mylonite weniger gut entwickelt, aber sehr zahlreich. An manchen Orten sind sie von Glimmerschiefern mit zwei Glimmern begleitet. Diese Gesteine nehmen eine tektonische Bezeichnung an und erlauben eine Verfolgung dieser Bewegungen in den Gneisen von W. Es handelt sich um Schuppen, die sich gegen S überschieben. Man zählt deren vier, vielleicht fünf im Becken von Sarrebach und beim Hotel Schänzel, wo die große Entwicklung der Mylonite die weggeführte Front kennzeichnet. Diese sind auf eine neue Gneisschuppe geschoben, die ihrerseits den Granit überdeckt, der unter dem Wald von Thannenkirch zutage tritt. Im S des Dorfes Lièpvre sind die schwarzen Mylonite gegen S geschoben, während im N gegen Rombach die Oberflächen überdeckt sind von Schichten, die gegen S geneigt sind. Diese Bewegung gegen N ist häufiger in der Gneiszone von Urbeis und herrscht an dem Kontakt mit den Schiefen von Villé vor.

Diese Beobachtung gestattet eine Scheidung zwischen den zahlreichen Graniten der Gegend. Der Mylonit von Saint-Hippolyte ist granitisiert. Man bemerkt hier die Neubildung von Feldspat. Die Frage nach der Ursache der Granitisation erklärt Verf. so, daß er annimmt, der Porphyroidgranit war schon vorhanden und wurde durch eine neue Ader wieder verfestigt.

Im großen und ganzen gibt es drei Dinge, die zu beachten sind: Die Gneisentstehung, die Lokalisierung des alten Porphyroidgranits, der sich an mehr als einem Punkt an der Basis der Schuppen befindet, und endlich die Zementation desselben durch die andern Granite, sowie die Granitisation der Mylonite. Es wird angenommen, daß die Gneise präcambrisch sind. Auf Kosten der herzynischen Bewegungen drangen Muscovitgranit und grauer Granit ein. Sie können als zwei Lokalfazies desselben Magmas angesehen werden, obwohl sie zu verschiedenen Zeiten entstanden. Für die alten Granite sind ältere Bewegungen anzunehmen. In der Tat haben die neuen Intrusionen gleichzeitig mit der Granitisation der Mylonite die Resorption des alten Schuppegebäudes bestimmt. Man kann also kaledonische Bewegungen annehmen, eine Hypothese, die dadurch gestützt wird, daß im Becken der Breusch das Devon anfängt mit Konglomeraten, die Granitbestandteile enthalten.

M. Henglein.

Italien (einschl. Sizilien, Sardinien).

S. di Franco: La Lava dell'Eruzione dell'Etna del 1928. (Atti della Acad. Naz. dei Licei Roma. 11. 1930. Ser. 6. Fasc. 2.)

Während noch im 19. Jahrhundert gewaltige Eruptionen des Ätna unter Förderung ungeheurer Lavamassen stattfanden, hat sich in unserer Zeit seine Tätigkeit, abgesehen vom großen Ausbruch am 23. März 1910, sehr verringert. Erst im Jahre 1928 erfolgte wieder ein nennenswerter Ausbruch: Es erhob sich am 2. November ohne vorherige Anzeichen eine sehr hohe Pinienwolke aus dem Nordostkrater. Als bald öffnete sich dann in der Höhe von 2700 m im Valle del Leone ein Schlund, der Lava spie. Ebenso tat sich ein solcher auf der Ostflanke des Mte. Cubania auf und gegen Abend des 3. November entstand ein dritter Schlund mit zahlreichen kleinen parasitischen Kratern. Doch hatte auch diese Eruption nur kurze Dauer und hörte schon am 20. November auf. Im Vergleich zu den einstigen großen Eruptionen war das gefördertete Gesteinsmaterial ziemlich spärlich zu nennen.

Es fanden sich darunter auch Blöcke von alter Lava, die aus großen Tiefen stammen mußten und den Gesteinen gleichen, die im Val del Bove anstehen. Ebenso wurden Blöcke von weißem Untereocänsandstein ausgeworfen, wie sie die Basis des Ätna bilden. Im allgemeinen ist die Lava von 1928 dunkelgrau, geht aber auch ins Rötliche über.

Verf. teilt sämtliche Ätnalaven nach folgenden Gesichtspunkten ein:

1. Laven ohne Einsprenglinge
2. „ reich an großen Einsprenglingen von Plagioklas
3. „ mit Einsprenglingen von Plagioklas und Augit
4. „ mit reichlichen Einsprenglingen von Augit und Olivin
5. „ mit Einsprenglingen von Augit
6. „ mit Einsprenglingen von Olivin
7. „ mit Hornblenden.

Die Lava von 1928 gehört nach dem Verf. zur Klasse 3. Die Einsprenglinge von Plagioklas sind basischer Andesin oder Labradorit und führen öfters Einschlüsse von Glas. Der Augit neigt als Einsprengling zur Bildung von Haufwerken und ist u. d. M. grünlich bis gelblich je nach der Richtung des Schnittes. Die Auslöschungsschiefe beträgt 43°. [Allem Anschein nach handelt es sich hier um einen gewöhnlichen Augit. D. Ref.] Idiomorphe Olivineinsprenglinge erreichen die Größe der größeren Augite.

Die Grundmasse besteht aus basischem Andesin und Augitkörnern etwa von gleicher Menge. Dazu tritt reichlich Magnetit hinzu. Olivin fehlt in der Grundmasse. Dagegen findet sich versteckt hier häufig braunes Glas. Von akzessorischen Mineralien verdienen Hämatit und Apatit Erwähnung.

Nach dem Verf. ist die Lava von 1928 ein Andesitbasalt.

Die chem. Analyse ergab:	Magmat. Formel von LOEWINSON-LESSING:
SiO ₂ 48,52	2,70 R \bar{O} .RO .4,40 SiO $\alpha = 1,41$
TiO ₂ 1,96	RO : RO = 1 : 4,15 $\beta = 85,34$
Al ₂ O ₃ 16,86	K ₂ O:Na ₂ O = 1 : 4,03
Fe ₂ O ₃ 2,97	
FeO 7,54	OSANN'sche Konstanten:
MnO 0,09	s = 53,92
MgO 4,93	A = 6,47
CaO 10,03	C = 4,22
Na ₂ O 4,88	F = 24,59
K ₂ O 1,83	a = 5,5
P ₂ O ₅ 0,53	c = 3,5
H ₂ O 0,05	f = 21,00
Summe . . . 100,19	n = 8,0
	ser. = α
	K = 0,7

OSANN'sche Parameter:

S	Al	F	Al	C	Alk	NK	MC
17,5	3,5	9	11	12	7	8,0	4,1

NIGGLI'sche Konstanten:

si	qz	al	fm	c	alk	k	mg	m
117	— 37	23	38	26	13	0,19	0,46	4

Während Verf. beim Vergleich des Gesteins mit andern Analysen zu dem Resultat kommt, daß es zu den Plagioklasbasalten und Andesiten gehöre, nimmt er beim Vergleichen der NIGGLI'schen Konstanten für einige Essexit- und Theralithgabbros an, daß die Lava 1928 zwischen Essexit und Theralithgabbro steht. Nach dem Mineralbestand, wie er hier angeführt wurde, ist letzteres unmöglich, da keinerlei Alkalipyroxene und -hornblenden, die für Essexit typisch sind, in dem beschriebenen Gestein vorkommen, ganz abgesehen von der Struktur. Auch ist nach der Analyse der Alkaligehalt kein höherer als bei manchen Trapp- und Melaphyrgesteinen, die gewöhnlich auch Plagioklasbasalte und Dolerite genannt werden. (Vgl. die Analysen in ROSENBUSCH-OSANN. 1923.)

K. Willmann.

A. Rittmann: Das Vesuvmagma und seine Entwicklung. (Naturw. 20. 1932. 305—311.)

Der Somma-Vesuvvulkan wird morphologisch zunächst beschrieben, dann die Geschichte und die Förderprodukte. Alle Laven des Vesuvus von 1631 bis 1929 gehören in die Gruppe der Leucittephrite. Sie weisen nur geringe Schwankungen in der chemischen Zusammensetzung auf, so daß von einer magmatischen Entwicklung im Laufe der letzten drei Jahrhunderte kaum gesprochen werden kann. Dagegen besitzen die jüngsten Produkte des prävesuvianischen Somma-Vulkans, nämlich die hellen pompejanischen Bimssteine, leucitphonolithischen Charakter. Während desselben Ausbruchs wurden auch

die grünlichen Bimssteine, die mit den Schlammströmen in Herculanium eindringen, gefördert. Petrographisch stellen sie sich zwischen die Leucitphonolithe Pompejis und die jüngsten Lavaströme des Monte Somma, die man als sanidinhaltige Leucittephrite oder als Vicoite bezeichnet. Die magmatischen Produkte des 79er Ausbruchs weichen in ihrem Chemismus und in ihrem quantitativen Mineralbestand weit voneinander ab. Es handelt sich um Differentiationsprodukte eines in seiner Gesamtheit vicoitischen Magmas. Die schweren Augite begannen aus der Restschmelze zu sinken, während sich die leichteren Leucite und Sanidine in den obersten Teilen des vom Magma erfüllten Vulkanschlots ansammelten und hier Kieselsäure, Tonerde und Alkalien anreicherten. Diese schwimmenden leucitphonolithischen Laven wurden nach der gewaltsamen Öffnung des Schlots in Form von weißen Bimssteinen herausgeschleudert. Solche vulkanische Magmadifferentiation in Vulkanschloten ist selten. Es werden 6 Analysen von alten und rezenten Gesteinen gegeben. Mit den Effusivgesteinen ist die petrographische Mannigfaltigkeit des Vesuvs nicht erschöpft. Bei starken Ausbrüchen des Monte Somma und auch des Vesuvs wurden oft große Blöcke ausgeworfen, die von den Schlotwandungen oder von den bereits erstarrten Teilen des Magmaherdes stammen. Es wurden folgende Gruppen unterschieden:

1. Blöcke alter Lavaströme, meist Vicoite.
2. Blöcke von körnigen, in der Tiefe erstarrten Gesteinen, die in ihrer mineralogischen und chemischen Zusammensetzung den Somma-Laven nahestehen.
3. Blöcke von Gesteinen, die durch Anhäufung absinkender Kristalle gewissermaßen als Bodensatz des Magmaherdes gebildet wurden.
4. Blöcke von Sedimenten, die metamorphosiert sind und einen ungeheuren Reichtum der verschiedensten Mineralparagenesen aufweisen.

Die Sommaite können als Vertreter des altprähistorischen Sommamagma angesehen werden. Missouriit besteht in der Hauptsache aus Augit, Biotit und Leucit. Puglianit aus Augit und Anorthit, Sebastianit aus Biotit und Anorthit, Biotit-Pyroxenolith aus Augit und Biotit, Olivinpyroxenolith aus Augit, Olivin und etwas Biotit. Von diesen Gesteinen werden 8 Analysen gegeben.

Verf. behandelt dann die Differentiation, den Magmanachschub und die Assimilation. Die rechnerische Prüfung ergab einwandfrei, daß das Vesuvmagma ein Resultat der kombinierten Wirkung von Assimilation und gravitativer Differentiation ist. Dieselben Vorgänge verursachten auch die Unterschiede zwischen den Produkten des prähistorischen und des pompejanischen Ausbruchs. Zieht man die Vorgänge bei der Kontaktmetamorphose in Betracht, so zeigt sich, daß zwischen Sediment und Magma ein Stoffaustausch stattfindet, der im großen und ganzen dasselbe bewirkt wie die beiden Vorgänge der sich überlagernden Assimilation und gravitativen Differentiation.

Die geologischen Folgerungen sind die, daß der Magmenherd mit seinen oberen Teilen innerhalb der triadischen Sedimentserie liegt. Die Gesamtmächtigkeit aller mesozoischen und tertiären Ablagerungen beträgt maximal 6000 m. Der Höchstwert der Tiefenlage des Magmaherdes ist 6200 m; wahrscheinlich beträgt sie nur 4—5 km, da der Herd bereits in die Triaskalke eingedrungen ist. Die Magmakammer des Vesuvs liegt also etwa doppelt so tief

wie die der Phlegräischen Felder und die der Insel Ischia, auf jeden Fall aber viel seichter als man bisher anzunehmen geneigt war. **M. Henglein.**

M. Airoidi: Sull' età delle eruzioni andesitiche dell' Isola di Capraia. (Über das Alter der Andesiteruptionen der Insel Capraia.) (Atti della Acad. Naz. dei Lincei. 11. Roma 1930. Ser. 6. Rendiconti. Fasc. 3.)

Näheren Aufschluß über das Alter der Andesiteruptionen auf der im Ligurischen Meer liegenden Insel Capraia brachte ein Stück Bimsstein aus den Mergeln des Unteren Pliocän von Piazza de Ferrari, das sich in den Sammlungen des geologischen Instituts der Universität Genua befindet. Es ist ein Bimsstein von grauer Farbe, faseriger Struktur, reich an Biotitblättchen und weicht sehr von den sonstigen Bimssteinen der Mittelmeerküste ab. Nun fanden Verf. und Prof. ROVERETO auf der Insel Capraia derartige biotitreiche Bimssteine. Sie sind von Tuffen und Aschen begleitet nebst Lapilli, die sehr an die verschiedenen Arten von Andesit erinnern, welche den größten Teil von Capraia aufbauen. Gewöhnlich liegen über diesen Bimssteintuffmassen Andesitbreccien mit Strömen von grauem Andesit mit säulenförmiger Absonderung. Das schönste Profil ist im S der Insel beim Castello di S. Giorgio. Dort erheben sich vom Meeresspiegel zu einer Höhe von 50 m Massen von Aschen, Bimssteinen und Tuffmassen. Darüber liegt ein mächtiger Strom von Andesit.

Diese Bimssteine sind von weißer gelblicher Farbe und faseriger Struktur und reich an Biotitblättchen. Mit bloßem Auge sind auch einige Einsprenglinge von Feldspat und Hornblende zu erkennen.

U. d. M. erscheint eine farblose Masse aus Glasfasern mit kleinen runden bis elliptischen Hohlräumen. An Einsprenglingen fanden sich:

1. Biotit, stark pleochroitisch. ng = braun, np = hellgelb. Chm (—) und Chz (+).
2. Basischer Andesin bis Labrador-Bytownit.
3. Andesitische Hornblende. ng = braun, nm = grün, np = gelbbraun. Doppelbr. nieder bis zum Gelb 1. Ordnung. Ch (—) Chz (+). Auslöschungsschiefe 40—45°.
4. Farbloser gemeiner Pyroxen. Chm (+). Doppelbr. bis Gelb 1. Ordn. Ausl. Sch. 40—45°.

Im Glas finden sich noch feinste Magnetitaggregate, Quarz und Calcit als Zersetzungsprodukte fem. Mineralien.

Da nun die Bimssteine die gleichen Einsprenglinge führen wie die Andesite, so gehören sie zweifellos zu diesen.

Zum Vergleich wurde nun der Bimsstein von Piazza de Ferrari zugezogen: U. d. M. zeigte sich auch hier wieder dieselbe faserige Glasmasse mit reichlichen Einsprenglingen von Biotit, der oft in eine rötlichgelbe Substanz umgewandelt war; einige Blättchen waren baueritisiert. An Einsprenglingen fanden sich wie auf Capraia:

Andesitische Hornblende: ng = braun, nm = grün, np = gelbgrün. Doppelbr. nieder bis mittel Ch (—); ferner

fast farbloser gemeiner Augit und basischer Andesin, letzterer zumeist in Hydrargillit umgewandelt.

Die Identität mit dem Bimsstein von Capraja ist so ohne weiteres ersichtlich und zwingt zu dem Schluß, daß er durch den Südwind von Capraja her am Pliocänstrand von Piazza de Ferrari auf den Wellen angetrieben wurde und im Uferschlamm abgesetzt wurde. Die Bildung von Hydrargillit weist auf langen Aufenthalt in einem schlammigen Strand bei tropischem Klima hin, womit der Charakter der fossilen Fauna der Mergel von Piazza de Ferrari übereinstimmt. Somit fanden die Eruptionen der Insel Capraja im Unterpliocän statt.

K. Willmann.

Ungarisches Becken und seine Randgebiete.

S. v. Szentpétery: Daten zur Physiographie der Mesoeruptive einiger Hochgebirge. (Acta chemica, mineralogica et physica. 2. Szeged. 1932. 185—209.)

Der erste Teil der Mitteilung gibt eine kurze Beschreibung einiger Diabase, Diabasporphyrite, Diabastuffe und Serpentine aus dem Csíkgyergyóer Hochgebirge. Der größte Teil der untersuchten Diabase umfaßt effusive Bildungen, nur ein kleiner Teil davon besitzt eine hypabissische Ausbildung. Der mittlere Teil der Abhandlung behandelt kurz die spärlichen Diabasarten des Mármaroser Hochgebirges. Unter diesen kommen sowohl hypabissische, als auch effusiv ausgebildete Arten, ferner auch stark gepreßte Diabase vor. Schließlich werden die früher für Melaphyre gehaltenen Gesteine der Niederen Tatra kurz gekennzeichnet. Die vom Verf. untersuchten Gesteine sind Diabasporphyrite. Einige von diesen nähern sich dem Dioritporphyrittypus, andere sind petrographisch mit den Gabbroporphyriten fast identisch.

Eine neue Analyse wird mitgeteilt: Diabasporphyrit aus Blumental (Niedere Tatra): $\text{SiO}_2 = 51,75$, $\text{TiO}_2 = 2,86$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 19,35$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2,33$, $\text{FeO} = 4,17$, $\text{MnO} = 0,20$, $\text{MgO} = 3,88$, $\text{CaO} = 7,98$, $\text{Na}_2\text{O} = 4,05$, $\text{K}_2\text{O} = 1,11$, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,34$, $\text{H}_2\text{O} + = 1,92$, $\text{H}_2\text{O} - = 0,26$, Summe: 100,20. (Analytiker E. v. POLNER.) Ein Vergleich auf Grund der Werte von OSANN, NIGGLI, BECKE und des amerikanischen Systems führte den Verf. zum Schluß, daß die Tatraer Gesteine bei ähnlicher Ausbildung etwas saurer wären, als die Diabase des Bükkgebirges.

A. Vendl.

Papp, F. v.: Über die Dacite vom Börzsönyer Gebirge (Ungarn). (CBI. 1932. Abt. A. 264—269. Berichtig. in Heft 6.)

A. Vendl: Über die Pyroxenandesite des Cserhát-Gebirges (Ungarn). (Min. und petr. Mitt. 42. 491—550.)

Die Pyroxenandesite und deren Tuffe spielen die wichtigste Rolle am Aufbau des Cserhát-Gebirges (nordöstlich von Budapest). Die Eruptionen erfolgten rasch und zu derselben Zeit im Helvetien. Die typischen und weitest verbreiteten Formen der Pyroxenandesite dieses Gebietes sind die Gänge. Im Gebirge herrschen zwei Verwerfungsrichtungen. Die ältere, sehr stark ausgeprägte ist die nordwestliche Richtung. Die langen (oft einige Kilometer langen) Eruptionsspalten fallen in diese Richtung. Ebenso verlaufen die größeren Täler parallel dazu. Das Entstehen dieser Verwerfungen hat zur Zeit

der Eruptionen begonnen; die endgültige Ausgestaltung soll aber in das jüngere Pliocän fallen. Das zweite System der Verwerfungen hat nordnord-östliche Richtung; in dieser Richtung sind ebenfalls sehr viele lange Gänge gesichtet. Die Gänge der ersten Richtung sind gegen das Mátra-Gebirge gerichtet. Sie standen wahrscheinlich in Verbindung mit diesem Gebirge vor der Einsenkung des obermediterranen Beckens.

Man kann folgende Typen unterscheiden: Angitandesite, Hypersthenandesite, Augithypersthenandesite und Dacite (selten). Die Einsprenglinge sind: Basischer Plagioklas, meist mehr oder minder zonar gebaut ($Ab_{46}An_{54}$ — $Ab_{10}An_{90}$). Die Plagioklaseinsprenglinge kommen manchmal in zwei Generationen vor. Die Augite gehören der Reihe der diopsidartigen Augite an. Der stark pleochroitische Hypersthen enthält — auf Grund der optischen Eigenschaften — etwa 30—35 % $FeSiO_3$. Parallele Verwachsungen von Augit und Hypersthen sind ziemlich verbreitet, dabei bildet der Augit die Hülle. Der Olivin kommt oft, aber immer in sehr kleiner Menge vor. Der Quarz tritt in einigen dacitischen Typen auf. Die Zusammensetzung der Plagioklase der Grundmasse schwankt um $Ab_{50}An_{50}$ herum. Die Menge der Glasbasis ist wechselnd und kleiner als die Gesamtmenge der kristallinen Gemengteile der Grundmasse. Die analysierten Typen wurden detailliert beschrieben. Zum Vergleich sind auch einige Andesite (Dacite) der benachbarten Gebiete untersucht worden.

Folgende Analysen wurden mitgeteilt:

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO_2	52,41	56,02	52,80	64,23	53,06	52,76	64,16
TiO_2	1,20	1,05	1,05	0,67	1,14	0,98	0,36
Al_2O_3	17,37	16,23	19,44	16,00	19,18	17,82	13,66
Fe_2O_3	3,45	2,49	3,47	2,74	3,99	1,86	5,73
FeO	7,81	7,51	5,15	4,22	4,33	7,15	0,47
MnO	0,13	0,09	0,11	0,18	0,12	0,11	0,26
MgO	3,55	2,91	2,33	0,83	2,57	2,48	0,35
CaO	9,47	7,07	8,70	3,88	7,99	9,49	7,95
Na_2O	3,27	4,09	4,71	2,28	3,40	3,64	3,23
K_2O	1,21	1,50	1,12	3,79	2,43	0,99	2,25
H_2O +	1,34	0,59	1,26	1,24	2,31	1,75	0,32
H_2O —	0,22	0,13	0,21	0,25	0,19	0,33	0,48
P_2O_5	0,19	0,33	0,24	0,25	0,32	0,59	0,27
Summe	101,62	100,01	100,59	100,56	101,03	99,95	99,49

1. Olivin-Hypersthen-Augitandesit, Ecség (Cserhát-Gebirge. Analytiker: K. EMSZT).
2. Augitandesit, Acsa (Cserhát-Geb. Anal.: K. EMSZT).
3. Hypersthen-Augitandesit, Hollókő (Cserhát-Geb. Anal.: K. EMSZT).
4. Hypersthendacit, Buják (Cserhát-Geb.; Anal.: K. EMSZT).
5. Augitandesit, Herencsény (Cserhát-Geb.; Anal.: K. EMSZT).
6. Augitandesit, Pusztavár zwischen Sipék und Rimóc (Cserhát-Geb.; Anal. K. EMSZT).

	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.
SiO ₂	59,02	57,06	56,54	55,00	55,31	52,87	53,77
TiO ₂	0,71	0,75	0,73	0,83	0,86	0,93	0,91
Al ₂ O ₃	17,54	19,82	18,28	17,29	18,84	17,72	17,29
Fe ₂ O ₃	2,60	5,92	4,96	1,42	4,77	3,73	3,69
FeO	2,84	1,64	2,57	5,04	3,71	2,85	4,56
MnO	0,11	0,08	0,10	0,11	0,14	0,09	0,14
MgO	2,70	3,15	1,09	3,00	2,88	3,53	4,07
CaO	6,19	5,13	6,86	7,72	7,45	8,77	8,23
Na ₂ O	2,76	1,82	3,80	3,16	2,69	2,95	4,04
K ₂ O	3,02	1,53	1,86	3,26	2,17	2,72	2,56
H ₂ O +	1,30	1,03	0,86	2,07	0,86	1,81	0,75
H ₂ O —	1,73	1,87	1,89	1,42	0,52	1,97	0,48
P ₂ O ₅	0,08	0,21	0,25	0,16	0,03	0,17	0,21
Summe	100,72 ¹	100,91	100,13 ²	100,67 ³	100,40 ⁴	100,32 ⁵	100,93 ⁶

	15.	16.	17.	18.	19.	20.
SiO ₂	62,79	62,49	56,85	56,04	60,17	65,08
TiO ₂	0,28	0,24	0,62	1,01	0,56	0,64
Al ₂ O ₃	18,88	19,70	17,65	16,59	17,68	16,02
Fe ₂ O ₃	1,84	2,30	5,76	4,17	2,19	3,92
FeO	1,68	1,93	1,21	5,44	4,04	1,94
MnO	0,07	0,09	0,10	0,15	0,10	0,09
MgO	0,34	0,42	2,74	2,70	3,21	0,87
CaO	4,63	5,15	8,73	7,07	6,43	4,22
Na ₂ O	3,56	3,31	1,74	3,73	2,28	3,44
K ₂ O	2,78	2,45	2,27	0,77	2,42	2,73
H ₂ O +	1,74	0,48	1,48	2,35	0,47	1,14
H ₂ O —	0,89	0,75	1,15	0,27	0,26	0,27
P ₂ O ₅	0,31	0,14	0,14	0,28	0,08	0,12
Summe	99,98 ⁷	99,69 ⁸	100,58 ⁹	100,57	100,22 ¹⁰	100,55 ¹¹

¹ Inkl. CO₂ = 0,12.

² Inkl. SrO = 0,12, BaO = 0,08, Cl = 0,07, S = 0,07, V₂O₃ = Sp.

³ Inkl. CO₂ = 0,19.

⁴ Inkl. SrO = 0,09, BaO = 0,04, Cl = 0,02, S = 0,02.

⁵ Inkl. CO₂ = 0,21.

⁶ Inkl. SrO = 0,12, BaO = 0,10, Cl = 0,01, S = Sp., NiO = Sp.,

V₂O₃ = Sp.

⁷ Inkl. BaO = 0,10, ZrO₂ = 0,02, Cl = 0,01, S = 0,06.

⁸ Inkl. BaO = 0,14, ZrO₂ = 0,07, Cl = Sp., S = Sp., NiO = Sp.

⁹ Inkl. CO₂ = 0,14.

¹⁰ Inkl. SrO = 0,04, BaO = 0,03, ZrO₂ = 0,02, SO₃ = 0,19, Cl = 0,05.

¹¹ Inkl. SrO = 0,07.

7. Biotit-Amphibol-Hypersthenandesit, Izbég (Gebirge von Szentendre und Visegrád; Anal.: J. Sűrű).
8. Amphibol-Hypersthenandesit, Visegrád (Geb. von Szentendre und Visegrád; Anal.: J. Sűrű).
9. Hypersthenandesit, Pomáz, Gyopárforrás a (Geb. von Szentendre und Visegrád; Anal.: J. Sűrű).
10. Hypersthenandesit, Pomáz, Gyopárforrás b (Geb. von Szentendre und Visegrád; Anal. J. Sűrű).
11. Hypersthen-Amphibolandesit, Dömös, Nagy Keserűs-hegy (Geb. von Szentendre und Visegrád; Anal.: J. Sűrű).
12. Augit-Hypersthenandesit, Pomáz, Bölesó-hegy (Geb. von Szentendre und Visegrád; Anal.: J. Sűrű).
13. Hypersthen-Augitandesit, Dömös, Préposthegy (Geb. von Szentendre und Visegrád; Anal.: J. Sűrű).
14. Augit-Hypersthenandesit, Dömörkapu (Geb. von Szentendre und Visegrád; Anal.: J. Sűrű).
15. Granatführender Biotitandesit, Csikóvár W, nordwestlich Pomáz (Geb. von Szentendre und Visegrád; Anal.: J. Sűrű).
16. Granatführender Biotit-Amphibolandesit, Csódihegy bei Dunabogdány (Geb. von Szentendre und Visegrád; Anal.: J. Sűrű).
17. Biotit-Amphibolandesit, Visegrád, Apátkutivölgy (Geb. von Szentendre und Visegrád; Anal.: J. Sűrű).
18. Amphibolandesit (granatführend), Somoskőujfalu, Sátoros (Karancsgeb.; Anal.: K. ЕМЗТ).
19. Augit-Hypersthenandesit, Fony (Eperjes-Tokajer Geb.; Anal.: J. Sűrű).
20. Hypersthenandesit, Tokaj (Eperjes-Tokajer Geb.; Anal.: A. Vendl.)

Die basischen Gesteine des Cserhátgebirges vertreten Übergänge zu den Basalten. Einige der analysierten Gesteine enthalten zwar keinen Quarz, trotzdem führen sie etwas Überschuß an Kieselsäure, der in der Grundmasse steckt. Diese sind teils Übergänge zu den Dacitoiden, teils Dacitoide. Nur die basischeren Pyroxenandesite zeigen negative oder sehr kleine positive Quarzzahlen. Die Differentiation ist stark pazifisch.

In allen Pyroxenandesiten sind die normativen Plagioklase viel saurer als die wirklich vorhandenen. Das Albitmolekül, resp. der sauerste Anteil der Plagioklase steckt im Glas verborgen.

Ferner sind alle neueren Analysen der tertiären andesitisch-dacitischen und rhyolithischen Gesteine des nördlichen Randes des pannonischen Beckens betrachtet worden, um eine Übersicht über den Differentiationstypus dieser Provinz zu ermöglichen. Fast alle wichtigen Magmentypen der Alkali-Kalkreihe sind vertreten, von den sauersten Gliedern bis zu den gabbrodioritischen und anorthitgabbroiden Typen. Die meisten Rhyolithe zeigen engadinitische, viele aplitgranitische oder yosemitische Charakterzüge. Trondhjemitische Typen sind seltener. Andesite und Dacite haben meist tonalitische und peléitische Charakterzüge. Auch die normal-, quarz- und gabbrodioritischen Magmen sind verbreitet. Granodioritische, plagioklasgranitische, normalgranitisch-granodioritische Typen sind für die Dacite charakteristisch. Einige

Pyroxenandesite führen zur anorthositgabbroiden Nebenreihe hinüber. Die Rhyolithe von Nagybanya führen in die Kalireihe hinüber. Die Rhyolithe ohne Quarz (freies SiO_2 steht im Glas) werden mit dem Namen „Rhyolithoid“ belegt.

A. Vendl.

Asien.

1. Russisch-Asien.

1. Marchilevich: The rocks of Middle Bukhtarma. (Transactions of the geol. and prosp. Service. 68. Leningrad 1931. 1—44. With 1 map. Russisch mit engl. Zusammenfassung.)

Das untersuchte Gebiet liegt im Altai und zeigt eine Reihe niedriger meridional gerichteter Gebirgsketten, die vom Flusse Buchtarma quer geschnitten werden.

Verschiedene Gesteine beteiligen sich am Aufbau dieses Altaigebietes.

Eine Schieferfolge im O besteht aus weichen metamorphosierten steil einfallenden Tonschiefern ohne organische Reste, die hier und da vulkanische Tuffe und Tuffschiefer, Quarzsandsteine und Quarzite einschließen. In dieser Schieferfolge wurden an vielen Stellen Eruptiva von drei Typen festgestellt: Quarzporphyre, Quarzkeratophyre und Uralitporphyrite.

Westlich dieser Schiefertuffolge zieht sich auch in meridionaler Richtung ein 4—8 km breiter Streifen hin, die Kontaktzone des Granitmassives, das noch weiter westlich liegt. Im nördlichen Teil dieses Streifens sind Hornfelse und im südlichen Cordierit-Feldspatschiefer zu sehen.

In Form eines breiten meridionalen Streifens kommt hier auch der Granit vor. In seinen Randzonen wurden Granodiorite, Quarzdiorite und Diorite, Aplit- und Pegmatitgänge beobachtet. Der Granit ist auf der Oberfläche mehr oder weniger stark verwittert und besitzt eine dickplattenförmige Absonderung.

In der Kontaktzone stellte Verf. folgende Gesteine fest: Andalusit-Cordierit-Sillimanit-Gesteine, Plagioklas-Diopsid-Amphibolite und Plagioklas- und Epidot- und Epidot-Granat-Gesteine.

Eine ansehnliche Fläche nehmen im Gebiet lockere Bildungen ein. Dies sind Sande, seltener Tone und Geröllager. Ein wichtiges Kennzeichen dieser Ablagerungen ist ihre bedeutende Mächtigkeit.

Das Granitmassiv und seine Fazies. Die Intrusion des Granitmagmas in die ältere dislozierte Gesteinsfolge war das wichtigste Moment in der geologischen Geschichte des Gebietes. Der Granit nimmt heute eine große Fläche ein und übte eine starke metamorphe Einwirkung auf das Nebengestein aus. Mit dieser Intrusion hängt auch die Metallführung dieses Altaigebietes zusammen.

Das Granitmassiv ist, wie die Schiefer, meridional ausgerichtet.

Im Granit werden folgende selbständige petrographische Teile unterschieden:

1. Granitfazies:
 - a) ein normaler Granit
 - b) ein aplitartiger Granit
 - c) ein Quarzdiorit

2. eine peripherische endokontakte Zone
3. Schlieren und Gänge
4. Die Verwitterungskruste.

Der normale Granit waltet vor. Es ist ein mittelkörniger, massiger, hellrosa oder braungrauer Biotitgranit, der überall seinen äußeren Habitus unverändert bewahrt. Eine schwache Schieferung kommt dem Granit nur in den randlichen Teilen des Massives zu. U. d. M. zeigen diese Granite eine hypidiomorphe Struktur und das Vorherrschen der Kali-Natronfeldspate in Form des Mikroperthites oder Mikroklin-Mikroperthites. In kleiner Menge enthalten die Granite Orthoklas oder Mikroklin und idiomorphe Plagioklase (Oligoklas). Quantitativ nimmt Quarz die zweite Stelle ein, der xenomorphe Körner zwischen anderen Mineralien bildet. Die dunklen Mineralien vertreten der Biotit, seltener die Hornblende, die akzessorischen Magnetit, Apatit, Sphen und Zirkon und die sekundären kleine Kaolinschüppchen, sekundärer Glimmer und manchmal Chlor. Die genannten Primärmineralien werden vom Verf. genau beschrieben.

Die zweite Fazies des Granitmassives — der aplitartige Granit — unterscheidet sich von dem normalen Typus durch seine hellere Farbe und Feinkörnigkeit. Mit seiner panidiomorphen Struktur und seiner Armut an dunklen Mineralien erinnert er an Gangaplite und ist im untersuchten Gebiet ununterbrochen auf viele km² verbreitet. Es sind zweifellos einige spezielle Tatsachen anzunehmen, welche die Entstehung gerade dieser Granitfazies begünstigten. Darunter spielten wahrscheinlich eine Rolle die Assimilation der an Kieselsäure reichen Gesteine des Daches und die oberflächliche Lagerung der Aplitfazies im Granitmassiv.

Im mineralogischen Bestand des aplitartigen Granites ist die größere Quantität des Quarzes im Vergleich mit dem normalen Typus hervorzuheben. Der Mikroperthit wird seltener. Der Biotit bildet kleine Schüppchen und wird von Titanomagnetit begleitet. Die akzessorischen Mineralien sind dieselben wie beim Biotitgranit.

Das Granitmassiv ändert im allgemeinen seine petrographischen Eigenschaften nicht bis zum Kontakt mit dem Nebengestein. Eine zonare Verteilung der petrographischen Fazies ist also dem Massiv fremd. Die petrographischen Veränderungen haben einen örtlichen Charakter und hängen mit der Form des Granitkörpers zusammen. Die Quarzdioritfazies z. B. ist hauptsächlich den seitlichen Abzweigungen des Granitmassives eigen. Der Übergang von dem normalen Granit in diese Fazies geschieht allmählich durch eine Zwischenzone des Granodiorites.

Die Quarzdiorite stellen mittel- und gleichkörnige graue Gesteine, die etwas dunkler als Biotitgranite sind. Das vorherrschende Mineral ist Plagioklas (Andesin), der gewöhnlich größere Körner als die übrigen Mineralien mit idiomorpher Umrandung besitzt. Kennzeichnend für das Gestein ist die reiche Epidotbildung, die den Plagioklas verdrängt. Dann enthalten die Quarzdiorite eine grüne oder grünlichbraune Hornblende und Biotit. Die akzessorischen Bestandteile sind dieselben wie beim Granit. Die Ausscheidungsfolge der Mineralien ist wie folgt: Magnetit, Biotit, Hornblende,

Plagioklas und Quarz. Manchmal weisen die Quarzdiorite einige Abweichungen von dem beschriebenen Typus auf. Diese drücken sich darin aus, daß sich an Stelle des primären dunklen Minerals reichlich Epidot und Chlorit entwickeln und den genannten Komponenten noch Sphen, Turmalin und ein aktinolithähnlicher Amphibol zugesellen. Bisweilen zeigen die Quarzdiorite porphyroide Struktur und auch Übergänge zur ophitischen Struktur.

Die mikroskopischen Untersuchungen des Granits und seiner Fazies aus der endokontaktanten Zone ließen für diese Gesteine folgende Veränderungen feststellen:

1. Die porphyroide Struktur. Letztere tritt deutlich auf der Peripherie des Granitmassives hervor. Die Einsprenglinge bilden Plagioklas, Mikroperthit und manchmal Amphibol.

2. Die Epidotanreicherung. (Im Kontakt mit den Amphiboliten und Porphyriten.) Der Epidot ersetzt die Feldspäte, entwickelt sich aber auch selbständig.

3. Die Kataklaststruktur. Die kataklastischen Erscheinungen machen sich besonders in der Nähe des Kontaktes geltend. Die Mineralkomponenten sind häufig zertrümmert und gebogen.

4. Die quantitativ-mineralogischen Veränderungen. Die Quarzmenge nimmt ab, die des Plagioklases zu. Es tritt Hornblende u. a. auf.

5. Das Auftreten neuer akzessorischer Mineralien. Es sind besonders Sphen, Apatit, dann Orthit und Rutil.

Die im Granitmassiv weit entwickelten Schlieren sind wahrscheinlich im frühesten Stadium der Magmaerstarrung entstanden. Sie haben eine ellipsoide Form und sind zur Hälfte von einem Mineral (Hornblende) ausgefüllt. Diese letztere unterscheidet sich nicht von der Hornblende des Granits und enthält zahlreiche Einschlüsse von Biotit, Magnetit, Titaneisen und Apatit. Eigentümlich ist für die Schlieren das vollständige Fehlen des Alkalifeldspats, der im Granit so reichlich vertreten ist. Äußerlich stellen die Schlieren ein sehr dunkles, gleichmäßig feinkörniges Gestein dar, welches ohne Kontakterscheinungen in den Granit übergeht.

In der Randzone des Granitmassivs findet man Pegmatit- und Aplitgänge. Die feinkörnigen Aplitgänge lassen mit bloßem Auge ihre Bestandteile erkennen. Letztere erweisen sich als Mikroperthit, Mikroklin, Orthoklas, Oligoklas, Quarz, Biotit, Muscovit, Apatit, Magnetit und Zirkon, die Verwitterungsprodukte sind Chlorit, Epidot und Kaolin. Die Struktur der Gesteine ist typisch aplitisch, dabei entweder gleichmäßig körnig oder porphyroid.

Die Pegmatitgänge kommen viel seltener vor. Makroskopisch sind sie mittelkörnig und führen Feldspat, Quarz und einen schwarzen Turmalin, Muscovit und Apatit.

Eigenartig verläuft der Verwitterungsprozeß des Granits, was wohl in erster Linie auf die heutigen klimatischen Verhältnisse zurückzuführen ist. Das erste Verwitterungsstadium äußert sich im Nachlassen der mechanischen Verbindung zwischen den einzelnen Gesteinskomponenten, ohne den Zusammenhang miteinander zu verlieren. Es genügt jedoch ein kleiner Druck, um das Gestein in Sand zerfallen zu lassen. Auf diese Weise geht der kompakte Granit ohne Zwischenstadium des Schuttes unmittelbar in Sand über.

Die Gesteine der Kontaktzone. Das Granitmagma hatte seine metamorphosierende Einwirkung einerseits auf ältere Effusivgesteine, die westlich des Granitmassives entwickelt sind, andererseits auf die östlich verbreiteten Tonschiefer ausgeübt. Die basischen Effusivgesteine (Diabase und Diabasporyrite usw.) wurden durch den kontaktmetamorphen Vorgang in Amphibolite mit poikilitischer Mikrostruktur umgewandelt. Zwischen dem Granitkörper und den Amphiboliten sind außerdem schmale Zonen der speziellen Kontaktbildungen (Epidosit, Diopsid- und Diopsid-Granatgesteine) eingeschaltet.

Äußerlich stellen diese Amphibolite schieferige, dunkle, manchmal schwarze, feste glänzende Gesteine dar, bisweilen mit einer plattigen Absonderung. Das vorherrschende Mineral ist Hornblende. Der Plagioklas besitzt regelmäßige Umrisse, der Pyroxen tritt quantitativ gegen beide ersteren zurück und Quarz und Magnetit kommen akzessorisch vor.

Die metamorphosierten Gesteine der östlichen Kontaktzone des Granitmassives lassen sich in zwei scharf voneinander zu unterscheidende Gruppen einteilen: Hornfelse im N und Feldspat-Cordierit-Schiefer im S.

Die Hornfelse sind verschieden gefärbt. Die helleren Varietäten sind reich an Zoisit und Epidot. Die Pyroxen und Hornblende führenden Varietäten sind dunkler.

Die Feldspat-Cordierit-Schiefer, die scheinbar aus einer anderen Fazies derselben Sedimentfolge, wie die Hornfelse, hervorgegangen sind, sind im allgemeinen grobkörniger als die letzteren. Die Schieferung wird durch eine bestimmte Orientierung der Gemengteile bedingt. Der mineralogische Bestand dieser Schiefer ist ziemlich kompliziert und verschiedenartig. Es sind besonders starke Veränderungen in den quantitativen Verhältnissen der Mineralkomponenten hervorzuheben, die einige an bestimmte Fundorte gebundene Varietäten zu unterscheiden erlauben. Die am weitesten verbreitete Feldspat-Cordierit-Varietät besteht aus Feldspat (hauptsächlich Plagioklas), Cordierit, Quarz und Biotit. Die Gesteine sind feinkörnig und besitzen eine granoblastische Struktur. Die Cordieritmenge variiert stark. Die beschriebene Cordierit-Varietät kommt in der Nähe des Granitmassives vor.

Die ältesten Effusivgesteine. Diese sind älter als der Granit, da er auf sie kontaktmetamorphosierend einwirkte. Die Effusivgesteine kommen einmal westlich des Granitmassives (Porphyre, Porphyrite und ihre Tuffe) und einmal östlich davon, in der Tuffschieferfolge (Quarzeratophyre) vor. Die ersteren sind dichte grünlichgraue oder graugrüne Gesteine. Man kann bei ihnen mit bloßem Auge Plagioklaseinsprenglinge, Epidot und selten Amphibol erkennen. Die dazu gehörigen Tuffe zeigen eine deutliche Schieferung. Die mikroskopischen Untersuchungen lassen bei ihnen folgende Gesteinstypen ausscheiden: 1. Diabas-Plagioklas-Porphyrite, 2. Diabas-Mikroporphyrite, 3. Felsitporphyrite, 4. Breccienartige Tuffe der Diabasporyrite und 5. Dichte verkieselte Porphyroide und Porphyritoide. Alle diese Effusivgesteine sind dynamischen Prozessen anheimgefallen.

Die andere Gruppe Effusivgesteine, die in der Schieferfolge vorkommt, ist durch graue, blaugraue und selten schwarze Gesteine vertreten. Makro-

skopisch bestehen sie aus einer vollkommen dichten Grundmasse, in der seltene Feldspat- und Quarzausscheidungen schwimmen. An den Gesteinen ist immer eine Schieferung wahrnehmbar. Mikroskopisch erwiesen sie sich als Quarzkeratophyre. Das Hauptmineral der Quarzkeratophyre bildet der Albit. Quarz tritt gegen den Albit zurück, zeigt jedoch größere Individuen. Die Grundmasse setzt sich aus denselben Mineralien mit Beimengung von Glimmer zusammen. Die beschriebenen Quarzkeratophyre stellen Produkte kleiner Eruptionen dar, die während der Ablagerung der Schieferfolge vor sich gingen.

Die Intrusivgesteine der Tuffschieferfolge. Die Intrusivgesteine bilden mehr oder weniger mächtige Gänge in der Schieferfolge. Mikroskopisch kann man sie in zwei Gruppen gliedern: massige Quarzporphyre und Uralitporphyre mit schwachen Spuren der Dynamometamorphose.

Die Quarzporphyre bestehen aus einer holokristallinen Grundmasse und aus Ausscheidungen von Plagioklas, Orthoklas und Quarz. Der Plagioklas herrscht vor und erweist sich als Albit-Oligoklas und Albit. Der Orthoklas trägt kleine Glimmer und Kaolineinschlüsse. In der Grundmasse trifft man allotriomorphe Körner von Quarz, Feldspat, farblosem Glimmer, Calcit, Chlorit, selten von Epidot und Magnetit. Die Quarzporphyre sind nicht deformiert und ist es deshalb anzunehmen, daß sie in die Schieferfolge nach ihrer Dislokation eingedrungen waren.

Die Uralitporphyrite sind grünlichgrau oder grünlichschwarz gefärbt und besitzen ein körniges oder porphyrisches Gefüge, wobei im letzteren Falle Amphiboleinsprenglinge makroskopisch zu erkennen sind. Die Gesteine sind massig, manchmal aber deutlich geschiefert. Trotz größter Ähnlichkeit dieser Gesteine konnte Verf. unter ihnen einige Varietäten unterscheiden. Die am häufigsten vorkommende Uralitporphyritvarietät führt in ihrer holokristallinen Grundmasse (aus Plagioklasleisten, allotriomorphen Uralitkörnern und akzessorischem Biotit, Chlorit, Epidot, Magnetit und Eisenoxyden bestehend) Amphiboleinsprenglinge oder diese zusammen mit Plagioklaseinsprenglingen. Der Amphibol ist blaßgrün und steht nach seinen optischen Konstanten dem Aktinolith näher als einer gemeinen Hornblende. Auf den Plagioklaseinsprenglingen ist reichlich Epidot sichtbar. Von allen Umwandlungsprozessen tritt an diesen Gesteinen die Uralitisierung besonders scharf hervor. Alle Uralitporphyritvarietäten zeichnen sich aus: 1. durch eine äußerst intensive mineralogische Umwandlung der ursprünglichen Bestandteile, 2. eine mechanische Störung ihrer Komponenten (Krümmung und Brüche der Kristalle usw.), 3. eine Schieferung (u. d. M. wird sie durch eine vorherrschende Orientierung der langen Achsen der Einsprenglinge und Plagioklasleisten bedingt) und 4. die gangartige Lagerung der Gesteine. Ob die Uralitporphyrite Derivate der Granitintrusion darstellen oder sie mit einer älteren Intrusion zusammenhängen, ist schwer zu sagen.

Die Tuffschieferfolge. Diese Sedimente kommen als ein breiter meridionaler Streifen östlich der Zone der Hornfelse und Feldspat-Cordierit-Schiefer vor. Sie zeigen keine Spur der kontaktmetamorphen Einwirkung der Granitintrusion. Die Sedimente dieser Folge sind nach ihrem Ursprung,

dem Grade der Dislokation und der Metamorphose verschiedenartig. Einen weitverbreiteten Bestandteil der Tuffschieferfolge bilden Agglomeratuffe (Lapilli verschiedener Gesteine, Kristalle von Feldspäten, Quarz und Chlorit). Die Lapilli sind eckige oder nur schwach abgerundete Bruchstücke des Quarzkeratophyres oder Porphyrites. Die Tuffe enthalten auch Bruchstücke der Sedimente. Die Hohlräume und Spalten der Tuffe sind von sekundärem Quarz ausgefüllt.

Weiter sind Porphyroide zu erwähnen, die aus den Quarzkeratophyren und ihren Tuffen entstanden sind. Sie unterscheiden sich von den Tuffen durch ihre schärfer angedeutete Schieferung, Festigkeit und Härte.

Zu den Sedimenten mariner Entstehung gehören fein- und mittelkörnige Glimmerquarzite. Es sind helle, weiße, grauweiße oder braungraue, deutlich geschichtete Gesteine. Die Quarzite bestehen aus runden oder verlängerten Quarzkörnern und Glimmerschüppchen. Verf. glaubt, daß die Glimmerquarzite durch Dynamometamorphose aus schwach sortierten Quarzsandsteinen hervorgegangen seien.

Graue und weiße, bald harte, bald weiche Tonschiefer kommen häufig vor. Sie haben uns keine Fossilien überliefert, und ihr Alter ist unbekannt.

Für eine Entzifferung der geologischen Geschichte des Buchtarma-Altai sind die Angaben sehr dürftig. Bei der Heranziehung der geologischen Beobachtungen aus den benachbarten besser untersuchten Teilen des Altai unterscheidet Verf. für das untersuchte Gebiet drei selbständige Gruppen der Eruptivgesteine:

1. Die älteren Effusivgesteine: a) Quarzkeratophyre und b) Porphyrite und Porphyre.
2. Die Granitintrusion mit ihren Fazien und Gängen, die in ihrer Umgebung auf das Nebengestein kontaktmetamorphosierend einwirkte und
3. Die Intrusivgesteine der Tuffschieferfolge: a) die Gänge von Uralitporphyriten und b) Quarzporphyre.

Die Granitintrusion ist jünger als die Effusivgesteine, da letztere durch die Kontakteinwirkung verändert wurden. Verf. spricht die Vermutung aus, daß die dritte Gruppe wieder jünger ist als die Granitintrusion.

N. Polutoff.

N. Bulichenko, V. Beloussova und A. Vodneva: Geological explorations in the region of Teletskoie Lake in the Altai. (Bull. of the geological and prosp. Service of USSR. 50. Leningrad 1931. 1105—1128. Russisch mit engl. Zusammenf.)

Der vorangeschickten Beschreibung der Morphologie, Hydrographie, Stratigraphie und Tektonik des Gebietes folgt ein petrographischer Abschnitt.

Die starke Metamorphose der Gesteine und die Abwesenheit von Fossilien machen das Entwirren der gegenseitigen Verhältnisse verschiedenartiger Gesteine äußerst schwierig. Man gruppiert alle Gesteine des Gebietes in einige selbständige Komplexe ein:

1. Nicht metamorphosierte, ruhig und miteinander wechsellagernde Kalksteine, Sandsteine, Tuff-Sandsteine, Tonschiefer, Konglomerate, Tuffe und Effusiva bilden die sog. „Erinat-Serie“.

2. Metamorphe Gesteine der oberen Zone GRUBENMANN's (Chlorit-, Epidot-Chlorit-Schiefer, Epidosite, Phyllite mit Granitporphyren und Porphyriten.
3. Metamorphe Gesteine der unteren und mittleren Zone GRUBENMANN's (Biotit-Quarz, -Muscovit-Granat-Quarz, -Hornblende-Plagioklas, -Cordierit- und Andalusit-Cordierit-Schiefer und Gneise).
4. Intrusivgesteine — Granite, Granodiorite und Diorite. Sie durchsetzen alle genannten Gesteinskomplexe.

Zur ersten Gruppe gehören grob- und feinkörnige, graue, gelbliche, grünliche und dunkelrote, geschieferte Sandsteine, die in Konglomerate mit Quarz- und Chalcedongeröll übergehen, feinkörnige hell- oder dunkelgraue Kalksteine, graue, grünliche und dunkelrote, feinkörnige Tonschiefer und tuffartige Gesteine. Letztere sind äußerlich bald Kalksteinen und Sandsteinen, bald Effusivgesteinen ähnlich. Zu derselben Gruppe werden auch Effusiva gestellt, die durch Augitporphyrite und Spilitite vertreten sind.

Für die Epidot-Chloritschiefer der zweiten Gruppe ist eine grüne Farbe und Fett- und Seidenglanz charakteristisch. Sie bestehen aus Quarz, Chlorit, Epidot und einem Erzmineral, besitzen eine mikrodiablastische, diablastische und lepidoblastische Struktur. Grünlich- und violettgraue Porphyrite und feinkörnige, granitartige Gesteine mit undeutlich hervortretenden Einsprenglingen kommen häufig in der Epidot-Chlorit-Schieferfolge vor.

Die kristallinen Schiefer und Gneise der mittleren und unteren Zone erscheinen als feinkörnige grüne und graue Schiefer, Knotenschiefer und Streifenschiefer und als weiße, graue und grüne mittelkörnige Gneise und grobkörnige Fleck- und Augengneise. U. d. M. gliedert man diese Gesteine folgendermaßen:

1. Biotit-Quarz-Schiefer (Quarz, Feldspat, Muscovit, Biotit, Chlorit, Epidot, Turmalin, Apatit, Titanit und ein Erzmineral).
2. Muscovit-Quarz-Schiefer (dieselben Mineralien und noch dazu Granat, mit Ausnahme des Biotits und Titaneisens).
3. Hornblende-Quarz-Schiefer (hauptsächlich Quarz, Feldspat, Hornblende und ein Erzmineral und dann Biotit, Calcit, Klinoisit und Titanit).
4. Cordierit-Andalusit-Gneise und Cordierit-Schiefer (Quarz, Feldspat, Andalusit, Biotit, Muscovit, Chlorit, Turmalin, Zirkon, Apatit, Granat und ein Erzmineral).

Die Struktur ist sehr verschiedenartig (mikrodiablastisch, diablastisch, granoblastisch, porphyroblastisch, lepidoblastisch usw.).

Die obengenannten Granite, Granodiorite und Diorite des vierten Gesteinskomplexes gehören scheinbar einer und derselben Intrusion an.

Nach ihrem Vorkommen in diesem oder jenem Gesteinskomplex unterscheidet Verf.:

1. Die Intrusivgesteine der Sedimentfolge.
2. „ „ „ „ Epidot-Chloritfolge.
3. „ „ „ „ des 3-Gesteinskomplexes.

Die Gesteine der ersten Gruppe sind mittelkörnig, rosafarbig, haben massige Textur, die der zweiten Gruppe sind fast immer massige, schwarze

oder grünliche Gesteine. Die dritte Gruppe ist in ihrer Körnigkeit und Farbe unbeständig und im Kontakt mit den kristallinen Schiefern intensiv vergneist.

Dem mineralogischen Bestand nach werden unterschieden:

1. Granite (Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Glimmer, Apatit, Titanit, Epidot, Zirkon und ein Erzmineral).
2. Granodiorite (Kalifeldspat [untergeordnet], Plagioklas, Quarz [wenig], die übrigen Mineralien wie früher).
3. Diorite (Kalifeldspat fehlt, Plagioklas, Quarz, Hornblende, die akzessorischen Mineralien sind dieselben).

Nach der Struktur lassen sich hypidiomorphe und porphyroide Varietäten unterscheiden.

N. Polutoff.

F. Loewinson-Lessing: Les gabbro-diabases à hortonolite de la formation trappéenne de Sibérie. (C. R. 194. 1932. 1751.)

Die basischen Eruptivgesteine, die unter dem Namen „sibirischer Trapp“ bekannt sind, treten auf 1½ Millionen qkm zwischen dem Jenissej und der Lena, vom Polarmeer bis über die sibirische Eisenbahn hinaus an der Oberfläche heraus. Es handelt sich bald um intrusive Decken, bald um Oberflächenausbreitungen, oft von Tuffen begleitet, aber ohne Spur von Vulkanen. Verf. hat die Trappgebiete der Stromschnellen von Angara und der Umgegend von Touloun, Nijné-Oudinsk und Oukovskoje besucht und überall intrusive Decken festgestellt. Auf Grund ihrer mineralogischen und chemischen Zusammensetzung stellt Verf. einen neuen Typus von Gesteinen fest. Die Struktur ist allgemein ophitisch; die Mineralien sind Labrador, augitischer Pyroxen, Peridot und Titanomagnetit. Der SiO₂-Gehalt beträgt 48 % und nur in einem Fall 51 %. Verf. bezeichnet das Gestein als Gabbrodiabas. Die Ophitstruktur bietet mehrere Verschiedenheiten. Bald ist sie poikilophitisch, bald intersertal, bald normal, bald taxitisch. In der taxitischen Abart findet man im selben Dünnschliff eine Abwechslung ophitischer Teile, bestehend aus Pyroxen und Feldspäten, und von körnigen Teilen, zusammengesetzt aus Feldspäten und Peridot. Der Feldspat ist ein Plagioklas der Labradorserie mit etwa 70 % Anorthit in dem einen Fall, in andern etwa 55 %. Der Pyroxen ist nach DILAKTORSKY ein Pigeonit. Der Peridot ist grünlichgelb und scheint in Plättchen Hortonolith zu sein oder ein sehr eisenreicher Hyalosiderit. $2V = -74$ bis 72 (um n_p); $n_m = 1,769 \pm 0,005$; $n_g - n_p = 0,36$. Die Analyse von STOUKALOWA ergibt:



Danach wäre der Peridot wirklich ein Hortonolith, so daß das Gestein ein Hortonolithgabbrodiabas ist. Die Gesteinsanalysen ergaben:

1. Nijné-Oudinsk, Berg Vosnesenskaia; anal. von EGOROFF.
2. Cataracte de l'Ouk, nahe der Mündung; anal. von demselben.
3. Stromschnelle von Padounsk am Angara; anal. von M^{lle} MOLEVA.
4. Dorf Ponchkino am Onda, südlich der Eisenbahn; anal. von derselben.

	1.	2.	3.	4.
SiO ₂	48,12	47,78	48,76	48,70
TiO ₂	1,79	1,67	2,00	2,02
Al ₂ O ₃	14,26	16,35	15,12	15,25
Fe ₂ O ₃	1,01	1,60	1,47	3,10
Cr ₂ O ₃	0,02	—	—	—
FeO	12,61	11,29	12,24	10,70
MnO	—	0,22	0,08	0,09
MgO	7,75	6,93	5,22	4,70
CaO	9,68	9,79	10,14	10,32
Na ₂ O	2,27	2,37	2,36	2,60
K ₂ O	0,62	0,64	0,72	0,74
H ₂ O	—	—	0,70	0,54
Verl.	1,78	1,61	1,27	1,36
P ₂ O ₅	—	—	0,21	0,25
Summe	99,91	100,15	100,29	100,37
RO : SiO ₂	4 : 5,49	3,28 : 4,69	3,3 : 5,1	2,93 : 4,80
R ₂ O : RO	1 : 12	1 : 10	1 : 10	1 : 9,3
α (Säurekoeffizient) . .	1,56	1,49	1,61	1,61

Diese Hortonolithgabbrodiabase zeigen nach den Analysen keine Differentiation und müssen als Basalte intrusiver Plateaus betrachtet werden, d. h. als die intrusive Fazies des nicht veränderten Basaltmagmas. Die gewöhnlichen Gabbros entfernen sich davon mehr oder weniger.

M. Henglein.

A. Pek: Geological explorations in the Basin of the Ili River (Central Transbaikalia). (Bull. of the geol. and prosp. Service of USSR. 50. Leningrad 1931. 1079—1094. Russisch mit engl. Zusammenf.)

Das untersuchte Territorium wird von dem System der Flüsse Ili und Ura-Aga, den Nebenflüssen des Onon, bewässert. Der geologische Bau dieses Teiles Transbaikaliens ist äußerst einförmig. Hier ist eine Folge aus wechselagernden, stark metamorphosierten Schiefen und Sandsteinen mit eingelagerten Konglomeraten entwickelt. Die Sedimentfolge ist intensiv disloziert und zeigt eine sehr komplizierte Tektonik. An einigen Stellen wird sie von Eruptivgesteinen durchbrochen, die diese Folge metamorphosiert haben.

Sandig-schieferige Folge.

Unter den Schiefen, die verschieden mächtige Lagen in den Sandsteinen bilden, unterscheidet Verf.:

A. „Sediment“-Schiefer:

- a) mattschwarze, feinschieferige Schiefer aus Quarz-, Plagioklas-, Epidot-, Chlorit- und Sericitbruchstücken,
- b) hellere Schiefer. Sie sind hellgrau gefärbt und besitzen größere Mächtigkeit. Die Schiefer sind stark disloziert und bilden feine Falten. U. d. M. treten deutlich Mikrofalten hervor.

B. Orthoschiefer. Außer den genannten, zweifellos aus Sedimentgesteinen hervorgegangenen Schiefen spielen im untersuchten Gebiet eine bedeutende Rolle grüne metamorphosierte Schiefer, die aus Eruptivgesteinen entstanden sind. Sie haben nicht selten eine Mächtigkeit über 10 m. Man unterscheidet bei ihnen zwei Varietäten:

- a) dunkle, stahlgraue, stark chloritisierte und epidotisierte und
- b) dichte, gewöhnlich dunkelgrüne, bisweilen stark eisenführende Schiefer.

Beide Varietäten unterscheiden sich voneinander hauptsächlich nach dem Grade der Metamorphose.

Sandsteine. Zwei verschiedene Sandsteinvarietäten bilden zweifellos das Hauptelement der sandig-schieferigen Folge.

- a) „Dichte“ Sandsteine. Diese sind dunkelgrau gefärbt und sehr feinkörnig, führen manchmal Geröll eines schwarzen Schiefers. U. d. M. bestehen sie aus ganz kleinen, wenig abgerollten Quarzkörnern, stark zersetzten Feldspäten und einer kleinen Menge Muscovit, Chlorit, Calcit, Epidot, Zirkon und Magnetit.
- b) „Seidige“ Sandsteine. Diese Sandsteine sind von heller Farbe mit deutlicher Schieferung. Mit bloßem Auge sind in ihnen Quarz- und Feldspatkörner und Glimmerschüppchen leicht zu erkennen. Sie führen hier und da das Geröll des schwarzen Schiefers.

Konglomerate. Diese führen dasselbe Geröll des schwarzen Schiefers und z. T. Quarzgeröll.

Das Alter der sandig-schieferigen Folge ist unbekannt, möglicherweise Paläozoicum.

Eruptivgesteine.

Der wichtigste Vertreter dieser Gesteine ist Granit, der an vielen Stellen zutage tritt. Eine größere Fläche nehmen die Granite des Berges Sachanai ein. Dieser Granit ist ein ziemlich grobkörniges Gestein, welches aus Mikroklin, manchmal Mikroperthit, saurem Plagioklas, rauchgrauem Quarz und sechsseitigen Biotittafeln besteht. In vielen Fällen ist der Granit porphyroid. Die Granite der anderen Fundorte variieren in Struktur und mineralogischem Bestand. Sie alle durchbrechen die Sedimentfolge und wirken auf sie mehr oder weniger kontaktmetamorphosierend ein. Die Granite drängen in die Sedimentfolge nicht gleichzeitig ein. Der zeitliche Unterschied zwischen den einzelnen Granitintrusionen soll jedoch nicht allzu groß sein.

Andesite. Andesite fand Verf. an zwei Stellen. Auf einem Fundort ist es ein dunkelbraunes Gestein mit leichter grünlicher Schattierung. U. d. M. erscheint das Gestein porphyroidisch mit einer mikrokristallinen Grundmasse, die aus feinsten Leisten von Plagioklas, monoklinem Pyroxen und zahlreichen Magnetitkörnern zusammengesetzt ist. Das Gestein ist stark verwittert. In der Grundmasse sind ziemlich große Plagioklaseinsprenglinge zu sehen. Die Andesite des zweiten Vorkommens unterscheiden sich von den ersteren durch das vollständige Fehlen der porphyroiden Ausscheidungen und den Reichtum an Drusenräumen.

Unter den Ganggesteinen findet man häufig die Gesteine des Dioritmagmas:

Spessartite. Feinkörnige, sehr dichte Spessartite aus Feldspäten (Plagioklas und z. T. Natronfeldspat) und Hornblende bilden zwei Gänge in der Sedimentfolge.

Quarzdioritgänge. Ein mächtiger Gang dieser Gesteine, die große Menge eines Feldspates, Glimmers, Quarzes, Biotites, Hornblende und etwas Apatit und Zirkon führen, wurde nur an einer Stelle angetroffen.

Kersantite. In der stark sericitisierten Feldspatgrundmasse treten porphyroid idiomorphe Plagioklaskristalle und stark chloritisierter Biotit auf.

Quarzporphyre. Die Grundmasse besteht aus Feldspat, Quarz, Muscovit und Epidot und enthält Einsprenglinge aus stark zersetztem Plagioklas.

Quarzgänge. Ein milchweißer Quarz mit Bruchstücken des Nebengesteins bildet zahlreiche Gänge.

N. Polutoff.

A. Meister and J. Polovinkina: The central Plateau of the Vitim Upland. (Transactions of the United geol. and prosp. Service of USSR. 147. Leningrad 1932. Russisch mit engl. Zusammenfassung.)

Das Relief des untersuchten Teils des Witim-Plateaus in Transbaikalien ist erstaunlich eintönig. Dies wird in erster Linie durch die Entwicklung von Basaltdecken auf weite Strecken hin bedingt. Nur in der Nähe mit den Flußtälern wird das Relief etwas komplizierter. Am Aufbau des Plateaus beteiligen sich Granite, Basalte und Sedimentgesteine (normale Sedimente tertiären [?] Alters und altpaläozoische Sedimente und metamorphe und kristalline Schiefer). Die Granite nehmen den südlichen und die Basalte den nördlichen Teil ein. Die tertiären (?) Schichten kommen voneinander isoliert an einigen Stellen am Flusse Witim vor. Die altpaläozoischen Sedimente wurden im Zentralteil und die kristallinen Schiefer am Nordrande des Witim-Plateaus beobachtet.

Die Tertiärbildungen bestehen aus grobkörnigen Sandsteinen, Ton- und Mergelschiefern und Konglomeraten.

Unter den altpaläozoischen Sedimenten sind zwei Typen zu unterscheiden: graue Sandsteine mit rötlicher Schattierung von normalem Typus und hellgraue Sandsteine, leicht verändert. Ihr Alter ist Silur oder Cambrium.

Die metamorphen Gesteine sind hauptsächlich durch Kalksteine und verschiedene Gneise und kristalline Schiefer vertreten. Untergeordnet kommen Ton-, Glimmer-, Quarzit- und andere Schiefer vor, die auch Spuren der Kontaktmetamorphose aufweisen. Diese Gesteine sind stark disloziert. Dem Alter nach sollen sie älter als die vorhergehenden sein, also präcambrisch.

Basalte. Die Basalte liegen deckenförmig über dem Granit und kristallinen Schiefeln. Die im allgemeinen mächtige Basaltdecke nimmt nach N zu ab. Das Alter der Basalte ist zweifellos jünger als das des Granites und der kristallinen Schiefer und der paläozoischen Sandsteine. Die Beziehungen zu den tertiären Sedimenten (?) sind unklar. Basalt fehlt unter den Geröllen der tertiären Konglomerate. Danach hätten die Basaltergüsse in der Nachtertiärzeit stattgefunden.

Granite. In petrographischer Beziehung sind die Granite ziemlich eintönig. Eine weitere Verbreitung zeigen normale Biotite und auch Biotit-

Hornblende-Granite. Manchmal erscheinen noch dazu glimmerfreie Granite, Aplite und Quarzsyenite. Auf die älteren Sedimente wirkte der Granitkontakt metamorphosierend ein, was für sein jüngeres Alter spricht. Der Granit ist auch jünger als die kristallinen Schiefer und wahrscheinlich älter als die tertiären (?) Sedimente. Ob man es hier vielleicht mit zwei Granitintrusionen verschiedenen Alters zu tun hat, wie es für das südliche Transbaikalien nachgewiesen worden ist, dafür sind die Angaben nach dem Verf. nicht genügend. Außer den Graniten kommen am Witim-Plateau noch Monzonite und Diorite, die miteinander durch Übergänge verbunden sind und scharf den Graniten gegenüberstehen, vor. Im Kontakt des Granites mit den Tonschiefern entstehen Migmatite.

Tektonik. Die Dislokationen der kristallinen Schiefer, der altpaläozoischen und tertiären Sedimente gingen für jede Gesteinsgruppe eigenartig und unabhängig voneinander vor sich. Ihr Alter ist verschieden. Die kristallinen Schiefer wurden noch präcambrisch disloziert. Die zweite Dislokation ist paläozoisch und die dritte känozoisch.

Petrographische Beschreibung.

A. Magmatische Gesteine.

1. Biotit-Granite. Alle Biotit-Granite sind feinkörnig, hauptsächlich gleichmäßig körnig und hell gefärbt. Der allgemeine mineralogische Bestand dieser Gesteine ist wie folgt: Biotit, Plagioklas, Mikroklin und Quarz und dann akzessorische Mineralien: ein Erzmineral, Zirkon, Titanit und die sekundären: Sericit, Muscovit, Epidot, Chlorit. Der Biotitgehalt ist in allen Gesteinen gering. Der Plagioklas ist durch den Albit und Oligoklas-Albit (Zwillinge nach Albit- und Karlsbader Gesetz) vertreten. Der Kalifeldspat tritt in den Graniten als Mikroklin oder Mikroklin-Mikroperthit auf. Das Fehlen des Orthoklases ist für die transbaikalischen Granite charakteristisch. Der Mikroklin zeigt eine deutliche Gitterstruktur. Der Mikroklin-Mikroperthit zeichnet sich durch sehr dünne und zahlreiche Albitschnüre aus. An der Grenze von Plagioklas und Mikroklin bildet sich nicht selten Myrmekit. Die Struktur der Biotit-Granite ist hypidiomorphkörnig, manchmal etwas porphyroid.

2. Biotit-Hornblende-Granite. Der mineralogische Bestand ist im allgemeinen derselbe. Die grüne Hornblende besitzt einen starken Pleochroismus. Den Plagioklas vertritt Oligoklas-Albit. Die Quarzmenge nimmt stark ab. Die Struktur ist wie früher beschrieben.

3. Hornblende-Granite unterscheiden sich von den vorhergehenden durch das Fehlen des Biotits.

4. Biotit-Pyroxen-Hornblende-Granite. Diese hellgrauen mittelkörnigen Gesteine mit hypidiomorpher Struktur führen Apatit, ein Erzmineral, Biotit, einen monoklinen Pyroxen, Hornblende, Plagioklas, Mikroklin und Quarz, die sekundären Chlorit, Sericit, Epidot und Zoisit.

5. Glimmerfreie Granite. Der mineralogische Inhalt ist sehr einfach: Plagioklas, Mikroklin-Mikroperthit, Quarz und ein Erzmineral, wenig Glimmer.

6. **Granit-Porphyre und Mikrogranite.** Plagioklas und Mikroklin oder Mikroklin-Mikroperthit erscheinen als Einsprenglinge, manchmal auch Hornblende und Quarz. Die Grundmasse enthält ein Erzmineral, Titanit, Apatit, Zirkon, Hornblende, Plagioklas, Mikroklin, Quarz und Biotit, die sekundäre Chlorit, Epidot und Zoisit. Die Struktur der Grundmasse ist mikrogranitisch oder granoporphyrisch.

7. **Biotit-Syenite.** Die Biotit-Syenite bilden Gänge und gangartige Massen in den Gesteinen vom Diorit-Monzonit-Typus und zeigen folgende mineralogische Zusammensetzung: Apatit, Sphen, ein Erzmineral, Biotit, Plagioklas, Mikroklin, wenig Quarz, Myrmekeit und Calcit.

8. **Biotit-Pyroxen-Hornblende-Syenite.** Es sind hier der Plagioklas durch Oligoklas und der monokline Pyroxen durch Augit vertreten dazu gesellen sich noch: Biotit, grüne Hornblende, Mikroklin, Mikroklin-Mikroperthit, Antiperthit und akzessorische Mineralien.

9. **Monzonite.** Es sind mittelkörnige, dunkle, leicht grünliche Gesteine, die sich aus Titanomagnetit, Apatit, Zirkon, Biotit, Hypersthen, Augit, Hornblende, Plagioklas, Orthoklas, Quarz und Leukoxen zusammensetzten. (Die Mineralien sind nach ihrer Ausscheidungsfolge angeordnet.) Der Hypersthen ist in großer Menge vorhanden. Die Hornblende bildet selbständige Körner und umschließt häufig die Augitkörner. Der Plagioklas enthält 32 % An. Die Struktur ist monzonitisch. Es kommen hier auch von dem typischen Monzonit etwas abweichende Varietäten vor, die einen größeren Quarzgehalt und das Vorhandensein des Mikroklin anstatt des Orthoklases aufweisen.

10. **Biotit-Hornblende-Quarz-Diorit.** (Ein Erzmineral, Hornblende, Plagioklas, Quarz, Chlorit und Leukoxen.)

11. **Biotit-Hornblende-Diorite.** Äußerlich ähneln diese Gesteine den Monzoniten. Der Unterschied stellt sich erst u. d. M. heraus. Die Diorite enthalten keinen Quarz und Orthoklas. Der Plagioklas ist noch mehr basisch (von 36—40 % An).

12. **Malachit.** Er bildet einen Gang in den Graniten. Das Gestein ist grünlichgrau, feinkörnig mit kleinen Feldspateinsprenglingen.

Für alle beschriebenen magmatischen Gesteine, die keine große Mannigfaltigkeit zeigen, werden zahlreiche optische Konstanten angeführt. Hauptgesteine sind verschiedene Granite, die auf den Gängen und in den Kontaktzonen mit anderen Gesteinen verschiedene Syenitvarietäten erzeugen. Die Syenite unterscheiden sich von den Graniten durch einen niedrigeren Quarzgehalt, größere Basizität des Plagioklases und größere Mengen von dunklen Komponenten. Die Struktur und Textur beider Gesteinsarten ist vollkommen ähnlich.

Die Gruppe von Monzoniten und Dioriten zeigen jedoch gegenüber den Graniten schärfere Unterschiede, die sowohl im mineralogischen Bestand als auch in der Struktur und im Habitus zum Ausdruck kommen. Es wurden zwischen diesen Gesteinen keine Übergänge beobachtet. Auf diese Weise liegen zwei Gruppen der magmatischen Gesteine vor: die eine, Monzonit-Diorit-Gruppe, und die andere, Granitgruppe, wobei die erstere älter zu sein scheint.

13. **Porphyre und ihre Tuffe.** Diese Gesteine sind im untersuchten Teil des Witimplateaus wenig entwickelt. Es ist hauptsächlich ein Quarzporphyr mit Einsprenglingen von Plagioklas, Mikroklin, Quarz und einem Erzmineral.

14. **Porphyrit.** Er wurde als eine gangartige Einlagerung im Granit gefunden. Das dichte, grünlichgraue Gestein führt große Plagioklaseinsprenglinge.

15. **Basalte.** Die Feldspatbasalte, die hier weit verbreitet und durch Olivinvarietäten mit mannigfaltigen Strukturausbildungen vertreten sind, werden vom Verf. eingehend in einer besonderen Schrift behandelt.

B. Kristalline Schiefer und Gneise.

1. **Zweiglimmergneise.** Dieses dünngeschichtete, feinkörnige Gestein, welches im Dünnschliff beide Glimmer, Feldspat, Quarz und dann ein Erzmineral, Apatit, Chlorit und Sericit aufweist, wurde nur an einer Stelle im Granit beobachtet. Die Struktur ist granoblastisch, ungleichmäßig körnig.

2. **Andalusit-Glimmer-Schiefer.** Das braunschwarze Gestein setzt sich aus Biotit, Andalusit, Quarz, Muscovit, Feldspat und einem Erzmineral zusammen. Die Mineralien sind nach der abnehmenden Menge angeführt. Der Andalusit ist fast farblos. Die Umrisse seiner Körner sind unregelmäßig mit tiefen buchartigen Ausschnitten. Der Andalusit und Biotit sind die Hauptkomponenten des Gesteins und kommen fast in gleicher Menge vor. Eine nicht weniger kleine Rolle spielt der Quarz. Eine andere Varietät desselben Schiefers unterscheidet sich von der beschriebenen Gesteinsvarietät durch die Anwesenheit eines basischen Plagioklases.

3. **Andalusit-Cordierit-Biotit-Gneis.** Der mineralogische Bestand dieses grauen, schwach schiefrigen Gesteins ist wie folgt: Cordierit, Biotit, selten Andalusit, Feldspat, Quarz, wenig Muscovit, Zirkon, ein Erzmineral, sekundärer Sericit, Pinit und Praseolith. Der Cordierit bildet Kristalle mit unregelmäßigen, manchmal gerundeten Umrisen. Durch seine Zersetzung entstehen Pinit und Praseolith. Die Struktur ist granoblastisch.

4. **Plagioklas-Diopsid-Glimmer-Schiefer.** In diesem feinkörnigen und dünngeschichteten Gestein wurden u. d. M. Diopsid, Biotit, Plagioklas und Quarz und als Beimengung Zirkon und ein Erzmineral nachgewiesen.

5. **Kalksteine.** Man beobachtet hier zwei Arten: a) weiße grobkörnige Kalksteine, die nur aus Calcit mit ganz unbedeutender Beimengung von einem Erzmineral, Quarz und Glimmer bestehen und b) graue feinkörnige Kalksteine, die außer Calcit und gewöhnlichen Beimischungen als Neubildung Tremolit-Kristalle führen.

6. **Biotit-Epidot-Aktinolith-Schiefer.** Dieses feingeschichtete, feinschieferige, dunkelgraue Gestein wird wegen des Vorhandenseins eines strahligen, fast schwarzen Amphibols auf seiner Oberfläche als Garbenschiefer bezeichnet. Es enthält: Aktinolith, Biotit, Epidot, Quarz, Calcit, etwas Feldspat, Apatit, ein Erzmineral, Zirkon, Turmalin, Chlorit,

Leukoxen und sekundären Zoisit. Der Aktinolith ist intensiv pleochroitisch. Der Epidot bildet farblose, langprismatische Kristalle. Der Feldspat kommt in kleinen Mengen vor.

C. Metamorphe Schiefer.

1. **Biotit-Calcit-Schiefer.** Biotit, Calcit, Chlorit, Quarz, Feldspat, ein Erzmineral, Apatit, Turmalin und Zirkon setzen dieses dünn-schieferige, seidenglänzende Gestein zusammen. Nach dem Grad der Metamorphose steht das Gestein zwischen den eigentlichen kristallinen und eigentlichen metamorphen Schiefnern.

2. **Sericit-Calcit-Schiefer.** Ein typischer metamorpher Schiefer, dünnplattig, feinkörnig, aus Wechsellagerungen von Calcit und Calcit-Sericitlagen entstanden.

D. Migmatite.

Das feinkörnige hellgraue Gestein stellt eine innige lagenartige Mischung eines Aplitgranits mit einem dunklen, fast vollständig assimilierten Gesteinsmaterial dar. Das letztere war ehemals wahrscheinlich ein Sediment, in welches das Granitmagma längs der Schieferungsflächen eingedrungen war. Es wurden in diesem Migmatit Apatit, ein Erzmineral, Zirkon, Titanit, Biotit, grüne Hornblende, etwas Plagioklas, viel Mikroclin, Quarz, Sericit und Muscovit festgestellt.

E. Kontaktmetamorphe Gesteine.

1. **Augit-Granat-Gesteine.** Die dunklen, fast schwarzen massigen, schweren Augit-Granatgesteine sind durch die Aufnahme eines kalkigen Materials in das Granitmagma entstanden. Die Gesteine bestehen hauptsächlich aus Augit und Granat mit Beimengungen anderer Mineralien. Beim Vorherrschen des Augits ist die Farbe des Gesteins grünlichschwarz oder, wenn der Granat vorwaltet, rötlichschwarz. Der Calcit als Rest des ursprünglichen Gesteins bildet hier und da kleinere Partien. Die Struktur der Gesteine ist granoblastisch. Jedoch variieren der mineralogische Bestand und die Struktur der Gesteine ziemlich stark.

2. **Pyroxenite.** Der schwarze Pyroxenit aus großen Pyroxenkörnern, die z. T. durch Hornblende ersetzt werden, einzelnen Calcitkörnern, Apatit und einem Erzmineral zusammengesetzt, wurden an einer Stelle beobachtet, wo er von Hornblendegranit durchsetzt war. Der Pyroxen gehört der Gruppe der Augite oder der Diopside an.

F. Sedimentgesteine.

Es sind kalkige Arkosensandsteine, Breccien, Tonschiefer und Kalkschiefer.

N. Polutoff.

S. Mashkovzev and P. Tchourin: Materials to the Geology and Petrography of North Kamtschatka. (Transactions of the geol. and prosp. Service of USSR. 59. Leningrad 1931. 1—62. With a map and plates. Russisch mit englischer Zusammenfassung.)

Der untersuchte Teil von Kamtschatka liegt 60—62° n. Br. und 165—168° ö. L., ungefähr dort, wo diese Halbinsel durch die schmale Landenge an den sibirischen Kontinent angegliedert ist, also zwischen dem Ochotskmeer

im W und Beringmeer im O. Über die Geologie dieses weitentfernten Gebietes weiß man noch wenig.

Außer den Eruptivgesteinen sind hier mesozoische Schichten, die, abgesehen von Radiolarien, fossilfrei sind, und dann Tertiär und Quartär entwickelt. Beide Sedimentfolgen, mesozoische und tertiäre, bestehen aus Schiefertonen, Sandsteinen vom Grauwackentypus und Konglomeraten und Tuffen.

Verf. teilt die Eruptivgesteine in zwei Gruppen: die erste Gruppe — Pyroxen-Hornblende-Gesteine, Gabbro und Basalte (Dolerite) — ist mit dem Mesozoicum verbunden, die zweite Gruppe — Andesite, Feldspatbasalte und Dacite — gehört hauptsächlich in die Tertiärzeit. Das Mesozoicum und Tertiär sind gefaltet, dabei sind die Dislokationen des Mesozoicum stärker. Das Quartär liegt horizontal.

Die Tiefengesteine spielen im Vergleich mit den Effusivgesteinen eine untergeordnete Rolle. Einen typischen Vertreter der Tiefengesteine stellt das Augit-Hornblende-Gestein dar, dessen Mineralbestand und Struktur von dem gewöhnlichen etwas abweichend ist. Der Augit bildet idiomorphe, aber etwas abgerundete Kristalle. Die xenomorphe Hornblende füllt alle Zwischenräume zwischen den Augitindividuen aus. Beide Mineralien kommen fast in gleicher Menge vor. Das Gestein enthält auch kleine idiomorphe Magnetitkörner. Die Ausscheidungsfolge ist: a) Magnetit, b) Augit, c) Hornblende. Dieses holokristalline Gestein wurde in einem Aufschluß neben dem saussuritisierten Hornblende-Pyroxen-Gabbro gefunden.

Zu den Tiefengesteinen gehört ebenfalls ein holokristalliner grobkörniger Dolerit, der sehr basische Plagioklase führt und eine hypabissale Varietät von Intrusivgesteinen darzustellen scheint.

Die Effusivgesteine werden vom Verf. in vier Gruppen eingeteilt:

1. Basalte (Dolerite). Sie haben eine dunkelgrüne bis schwarze Farbe und mikrodiabasische oder doleritische Struktur. Unter den Mineralien herrschen Augit, Hypersthen und basische Plagioklase vor. Olivin ist selten

	Der „mittlere“ Basalt n. DALY	Basalt (Dolerit)	Feldspatbasalt
SiO ₂	48,78	45,42	47,40
TiO ₂	1,39	0,62	1,10
Al ₂ O ₃	15,85	14,44	20,03
Fe ₂ O ₃	5,37	3,95	10,63
FeO	6,34	5,60	1,32
MnO	0,29	0,19	0,09
CaO	8,91	9,41	9,87
MgO	6,03	10,95	3,96
K ₂ O	1,63	0,67	0,98
Na ₂ O	3,18	1,76	2,33
Glühverlust	1,76	4,04	1,26
Hygrosk. Wasser . .		3,28	0,90
Summe		100,33	99,87

und meistens durch sekundäre Bildungen ersetzt worden. Aus der vorstehenden Tabelle über die chemische Zusammensetzung eines Basalts (Dolerits) und eines Feldspatbasalts ist zu ersehen, daß der Kamtschatka-Basalt (Dolerit) etwas basischer ist als der „mittlere“ Basalt von DALY:

2. **Feldspatbasalte.** Die Grundmasse ist glasig und nur z. T. kristallin. Die Einsprenglinge sind der Größe nach verschieden und durch basische Plagioklase (gewöhnlich Bytownite, Anorthite) vertreten. Als dunkelfarbiger Gemengteil erscheint Hornblende und selten Pyroxen. Beim Vergleich des Feldspatbasalts mit dem „mittleren“ Basalt von DALY (s. Tabelle) fällt eine größere Menge des Aluminiumoxyds und die Abnahme des Magnesiumoxyds des Kamtschatka-Basalts auf. Der größere Gehalt an Eisenoxyd ist nur für das untersuchte Gesteinsstück eigentümlich.

3. **Andesite.** Diese sehr typisch entwickelten Gesteine sind grau bis dunkelbraun gefärbt. Plagioklaseinsprenglinge (meistens Labrador-Zwillinge nach dem Albit-, Periklin- und Karlsbader Gesetz) sind reichlich vorhanden. Die Struktur der Grundmasse ist u. d. M. vitroporphyrisch, hyalopilitisch oder pilotaxitisch. Schwach gefärbte Augite und Hypersthen bilden ebenfalls porphyroide Ausscheidungen im Gestein. Fast überall kommt Magnetit vor. Akzessorische Mineralien sind ohne Bedeutung. Die chemische Zusammensetzung ist wie folgt:

	Andesit		Dacit
SiO ₂	55,34	60,29	65,58
TiO ₂	0,72	0,6	0,43
Al ₂ O ₃	18,78	17,44	13,99
Fe ₂ O ₃	2,72	3,43	5,05
FeO	5,81	3,38	1,87
MnO	0,16	0,07	0,07
CaO	7,93	5,07	3,29
MgO	2,40	2,62	0,64
K ₂ O	1,52	2,52	2,19
Na ₂ O	2,53	4,05	5,61
Glühverlust	1,96	0,43	0,97
Hygrosk. Wasser . .	0,42	0,40	0,77
Summe	100,29	100,30	100,46

Die erste Gesteinsprobe stellt einen Andesit-Basalt und die zweite einen typischen Andesit dar.

4. **Dacite.** Die Farbe variiert von grau bis schwarz. Gegenüber den Andesiten sind die Dacite glasreicher. Kleine Andesinkristalle bilden porphyroide Ausscheidungen. Die chemische Zusammensetzung eines Dacits ist aus obenstehender Tabelle zu ersehen. In mineralogischer Beziehung sind die Dacite von Kamtschatka äußerst eintönig.

Hinsichtlich des Vulkanismus in der Tertiärzeit weist der untersuchte Teil von Kamtschatka viele parallele Züge mit dem nördlich liegenden Anadyr-Gebiet auf.

N. Polutoff.

N. Khrushchev: Materials to the Study of the Mineral resources of Northeastern Transbaikalia (Region of the Kara and Amasar rivers). (Transactions of the geol. and prosp. Service of USSR. 90. Leningrad 1931. S. 1—69. Mit 4 Taf. Russisch mit englischer Zusammenfassung.)

Das untersuchte Gebiet liegt am linken Ufer des Flusses Schilka in Nordosttransbaikalien zwischen 118 und 120° ö. L. (von Greenwich) und 52° 40' und 54° 10' n. Br. Die Flüsse Kara und Amasar bilden die linken Nebenflüsse der Schilka und sind wegen ihrer reichen Goldführung berühmt.

Das Kara-Gebiet.

Das Gebiet ist aus metamorphen, eruptiven und sedimentären Gesteinen aufgebaut. Die ältesten Gesteine bilden Gneise und kristalline Schiefer unbekanntes Alters, die den Zentralteil des Gebietes einnehmen. Marmorartige Kalksteine paläozoischen (?) Alters werden an zwei voneinander getrennten Stellen am Ufer der Schilka beobachtet; auf einer kleinen Fläche bei der Karamündung kommen Sandsteine und Konglomerate mit unbestimmbaren Pflanzenresten vor, die vom Verf. nach der Analogie mit anderen Fundorten Transbaikaliens zum Jura gestellt werden. Viel jüngere geröllsandige Ablagerungen, deren Alter durch Reste von *Bos primigenius* und *Elephas primigenius* bestimmt wird, bauen heutige Flußterrassen auf. Die Eruptivgesteine sind weit verbreitet und nehmen etwa $\frac{3}{4}$ der ganzen untersuchten Fläche ein. Das ist ein Granit mit normaler Struktur und ein porphyroider Granit. Der erstere ist dem Alter nach jünger als kristalline Schiefer und die Kalksteine und älter als jurassische Sedimente, die hauptsächlich aus den Verwitterungsprodukten dieses Granites bestehen. Der zweite, porphyroider Granit, hat auch vorjurassisches Alter, ist aber jünger als der normale Granit. Die jüngsten Effusiva sind durch basische Effusiva vertreten, die an die jurassischen Sedimente gebunden sind.

Gneise und metamorphe Schiefer. Sie sind stark disloziert und bestehen aus Augengneisen, feinkörnigen rosa Gneisen, dunklen Amphiboliten, seltener Quarziten, Glimmerschiefern und Phylliten usw. Für diese Gesteine wird mit Vorbehalt altpaläozoisches Alter angenommen.

Kalksteine. Die Kalksteine sind intensiv disloziert und mehr oder weniger metamorphosiert. Sie bilden häufig einen rein weißen, zuckerartigen, mittelkörnigen Marmor.

Sedimentäre und Effusivgesteine. Zu den ersteren gehören Sandsteine von verschiedener Korngröße und Konglomerate und untergeordnet entwickelte tonig-sandige Schiefer mit Pflanzenresten, zu den zweiten Diabase und Spilite, die häufig Decken bilden und mit Sedimenten wechsellagern. Die ganze Gesteinsfolge ist disloziert und bildet eine Synklinale, deren Achse sich nach S senkt.

Tiefengesteine. Die Eruptivgesteine, mit denen die Vererzung des Gebietes zusammenhängt, werden vom Verf. ausführlicher beschrieben:

A. Das Granitmassiv (mit normaler Gesteinsstruktur).

Für die Klassifikation der Gesteinsarten des Granitmassivs gebraucht Verf. die quantitativ-mineralogische Methode, die von A. JOHANNSEN aus-

gearbeitet wurde. Diese Methode ermöglichte dem Verf., alle Gesteinsarten zuerst in fünf Gruppen zu gliedern und dann jede Gruppe nach dem Charakter des farbigen Komponents weiter einzuteilen:

I. Granite.

- a) Die **Turmalin-Granite** bilden Gänge von 1—1,5 m Mächtigkeit. Nach der Struktur sind sie grobkörnig vom Pegmatittypus und feinkörnig vom Aplittypus. Die Struktur der Gesteine ist hypidiomorph-gleichmäßigkörnig.
- b) Die **Muscovit-Granite** kommen ziemlich selten vor. Sie stellen makroskopisch mittelkörnige, hellgelblichgraue Gesteine dar. Die gängebildenden Muscovit-Granite sind von grauer Farbe und weisen denselben mineralogischen Bestand auf. Die Struktur der Muscovit-Granite ist panidiomorphkörnig.
- c) Die **Biotit-Granite** nehmen den größeren Teil des Granitmassivs ein und sind hellgelblichgrau gefärbt. Der mineralogische Bestand dieser Granite ist: Mikroklin, Plagioklas, Quarz und Biotit, Apatit, Zirkon, Sphen, Granat, Magnetit und ein titanhaltiges Erzmineral. Die Struktur ist gleichmäßig hypidiomorph. Die Korngröße schwankt durchschnittlich von 0,05 bis 1—2 mm².

II. Granodiorite.

Diese Gesteine sind im Granitmassiv weit verbreitet und vertreten durch:

- a) Die **Muscovit-Granodiorite**, die eine hellgraue Farbe und gleichmäßig hypidiomorphe Struktur haben.
- b) Die **Biotit-Granodiorite** stellen ein graues mittelkörniges Gestein dar. Die Struktur ist hypidiomorph.
- c) Die **Amphibol-Biotit-Granodiorite** bilden eine Übergangsgruppe, die die Granite mit Quarzdioriten verbindet. Sie sind grau oder dunkelgrau gefärbt und besitzen hypidiomorphkörnige Struktur.

III. Plagiogranite.

Die **Biotit-Plagiogranite** sind mittelkörnig, dunkelgrau mit hypidiomorphkörniger Struktur.

IV. Quarzdiorite.

Sie bestehen aus Plagioklas, Quarz, Amphibol und akzessorischen Mineralien, wie Pyrit, Magnetit, Sphen, Apatit und Zirkon. Die Struktur ist hypidiomorphkörnig.

V. Diorite.

Die Diorite bilden zusammen mit den Quarzdioriten kleine Absonderungen in den sauren Gesteinen des Massivs und bestehen aus Plagioklas, farbigen Mineralien (Amphibol > Biotit > Pyroxen), Quarz, Sphen und Apatit. Die Struktur der Diorite ist prismatisch-körnig mit verhältnismäßig undeutlich ausgedrücktem Idiomorphismus einzelner Mineralien.

Zur allgemeinen Charakteristik der beschriebenen Gesteine bemerkt Verf. folgendes:

Das alte Massiv ist aus den Tiefengesteinen granitischen und dioritischen Bestandes aufgebaut.

Alle Gesteine sind nicht scharf begrenzt und zeigen gegenseitige Übergänge.

Kennzeichnend ist für die Granitgesteine des Massivs, daß sie gegenüber den normalen Graniten mangelhafte Mengen K—Na-Feldspäte aufweisen.

Die mehr basischen Gesteine (Quarzdiorite und Diorite) stellen keine isolierte Bildungen dar, sondern nur lokale Absonderungen im Gesamtkörper des Granitmassivs.

B. Das Granitmassiv (mit porphyroider Struktur).

Der porphyroide Granit besitzt immer eine massige Textur. Die hybriden Ganggesteine und Turmalingänge, die genetisch mit dem porphyroiden Granit verbunden sind, durchsetzten das ältere Granitmassiv. Auf Grund dessen nimmt Verf. für den porphyroiden Granit ein jüngeres Alter an. Die Altersbeziehungen dieses Gesteins mit den übrigen Gesteinen des Gebietes sind unklar. Makroskopisch stellt der jüngere Granit ein graues Gestein mit großen Feldspateinsprenglingen von rosa Farbe und kleinen von grauer Farbe dar. Die Grundmasse ist feinkörnig. Die Korngröße der Grundmasse erreicht durchschnittlich 0,1 mm² und die der Einsprenglinge 15—20 mm².

Ganggesteine. Die Ganggesteine besitzen eine weite Verbreitung im Kara-Gebiet. Es sind folgende: a) Aplite (die ältesten Ganggesteine), b) Quarzgänge, c) Hybride Gesteine und d) Turmalin Quarzgänge (die jüngsten Ganggesteine).

Die **Aplitgesteine** sind auf das ganze Granitmassiv weit verteilt. Sie besitzen panidiomorphkörnige Struktur und eine hellgraue Farbe.

Die **Quarzgänge** sind weniger häufig vertreten und spielen in der Vererzung des Gebiets eine nebensächliche Rolle.

Die **hybriden Gesteine** sind hauptsächlich an die Kontaktzone des normalen mit dem porphyroiden Granit gebunden. U. d. M. zeigen diese Gesteine in einer feinkörnigen Grundmasse, die an farbigen Mineralien (Amphibol und Biotit) reich ist, viele große Plagioklas-, Quarz- und Orthoklaskristalle. Der größte Teil dieser Einsprenglinge stellt ein fremdes Material dar, das wahrscheinlich bei der Gangbildung aus dem porphyroiden Granit mitgerissen wurde.

Die **Turmalingänge** sind für das untersuchte Gebiet äußerst kennzeichnend und zugleich von großer praktischer Bedeutung, da mit ihnen die Vererzung der Gegend zusammenhängt. Diese Turmalingänge werden überall auf dem Massiv des porphyroiden Granits beobachtet. Auf dem älteren Granitmassiv kommen sie seltener vor, besitzen aber dafür eine größere Mächtigkeit. Die Mächtigkeit schwankt im allgemeinen von 2—3 cm bis 1—2 m. Die Turmalingänge bestehen in der Hauptsache aus einer Quarzmasse, die reichlich mit Turmalinkristallen durchsetzt ist. Der Turmalin bildet gewöhnlich idiomorphe Kristalle mittlerer Größe, häufiger aber kleine nadelförmige Kristalle. U. d. M. zeigen diese Gesteine bisweilen einen breccien-

artigen Bau: ein feinkörniges Turmalinaggregat verkittet die Quarz- und Feldspat- und in anderen Fällen Magnetit- und Hämatitbruchstücke. Als akzessorische Beimengung kommt auf den Turmalingängen Apatit vor.

Das Amasar-Gebiet.

Die eine Hälfte dieses Gebiets wird von Graniten und die andere von Gneisen eingenommen. Die hier wenig verbreiteten tuffogenen Gesteine bauen drei isolierte Gipfel und gehören jüngsten Bildungen des Gebiets an. Die Gneise werden von Graniten durchsetzt.

I. Gneise.

Diese Gesteine bestehen aus Oligoklas, Quarz, Biotit und Amphibol. Die Struktur ist granoblastisch.

II. Granite.

Sie besitzen eine petrographisch beständige Ausbildung und stellen ein mittel- und grobkörniges graues Gestein dar.

III. Tuffogene Folge.

Die tuffogene Folge läßt sich petrographisch folgendermaßen einteilen:

- a) Effusivgesteine: Felsitporphyre und Quarzporphyre.
- b) Tuffogene Breccien: als Bindemittel verkitten die genannten Effusiva Bruchstücke einzelner granitbildender Mineralien oder kieseliger Schiefer.
- c) Ganggesteine: Die Ganggesteine durchsetzen die Effusivgesteine, die tuffogenen Breccien und Granite und sind ihrem petrographischen Charakter nach dieselben Felsit- und Quarzporphyre, die sich von oben genannten durch die Struktur ihrer Grundmasse unterscheiden.

IV. Ganggesteine.

Es sind Aplite, die Granite und Gneise durchsetzen, Mikrodiorite, die zusammen mit den ersteren vorkommen und Porphyrite, welche die Granite, Gneise und tuffogene Folge durchsetzen und folglich die jüngsten Bildungen darstellen.

Am Schluß gibt Verf. eine Zusammenstellung aller bis jetzt bekannt gewordenen Mineralien der beiden untersuchten Gebiete.

Das wichtigste nutzbare Mineral des Gebiets ist Gold. Ged. Gold kommt in fast allen Flußtäälern auf Seifen vor. Berggoldlagerstätten sind bekannt, aber wenig untersucht. Goldführend sind hier Quarzgänge und insbesondere Turmalinquarzgänge. Das Gold eines Vorkommens führt Silber, dessen Gehalt etwa 30 % ausmacht, d. h. es liegt hier bereits Elektrum vor. Das Gold des Kara-Gebiets zeichnet sich durch seinen hohen Feingehalt, nicht unter 850, häufiger jedoch bis 980 aus, d. h. stellt fast ein chemisch reines Gold dar.

Es waren hier schon seit Mitte vorigen Jahrhunderts reiche Goldseifen bekannt. Im Kara-Gebiet wurden (von den 50er Jahren des vorigen bis zum

Anfang dieses Jahrhunderts) bis jetzt 40 t gewonnen. Augenblicklich sind die meisten Seifen erschöpft. In seiner primären Lagerung ist das Gold an Turmalingänge gebunden. Das Erz stellt ein Turmalin-Quarzgestein dar, das bis 30—40 % mit goldführendem Pyrit durchtränkt ist. Die Gangarten sind: Turmalin, Quarz, Calcit und Apatit, die Erzminerale: Pyrit, Arsenopyrit, Kupferkies, Magnetit, Bleiglanz, Wismutglanz und Gold. Aller Wahrscheinlichkeit nach sind die Turmalingänge genetisch an den porphyroiden Granit gebunden. Die Turmalingänge haben sich in größeren Tiefen unter Beteiligung von hydrothermalen und pneumatolytischen Prozessen gebildet.

N. Polutoff.

2. Übriges Asien.

Li Shi Lin: Étude sur quelques schistes à ottrelithe de Chine. (C. R. 195. 1932. 444.)

Verf. beschreibt einen Glimmerschiefer vom Ottrelithtypus, wie er bisher aus Ostasien nicht bekannt war. Zwei Proben stammen aus der Provinz Pé-Tchi-Li (Ho-pé), nahe dem Dorfe Sinn-ouang-ssé, eine dritte aus dem Jeholtal, also dem nordöstlichen China. Das eine Gestein von hellgrauer Farbe läßt auf der Oberfläche grüne Ottrelithlamellen erkennen. Mit der Lupe lassen sich auf den Lamellen durch den Mittelpunkt gehende Sektoren wahrnehmen. U. d. M. zeigt sich der Ottrelith bald in dünnen Blättchen polysynthetisch verzwilligt, gruppiert in Rosetten, bald in nach der Basis abgeplatteten Abschnitten. Die optischen Eigenschaften und besonders der Pleochroismus n_m indigoblau, n_p grün und n_g farblos sind die des Ottreliths der Ardennen. Die Manganreaktion ist sehr deutlich, so daß man nicht an irgendeine andere Art von Chloritoid zu denken braucht.

Er schließt einige Quarzkörner ein und ist überall reich an Einschlüssen feiner Rutilnadeln. Seine Blättchen sind eingeschlossen in einen Sericitschiefer, der aus Sericit, Quarzkörnern und zahlreichen Rutilnadeln besteht, welche sich oft anhäufen zu Quasten und manchmal auch größere Kristalle erkennen lassen. Als weiteres akzessorisches Mineral treten einige Zirkonkörner auf.

Das zweite Gestein, ebenfalls von Pé-Tchi-Li ist dunkel, grünlichgrau und enthält schwarze Ottrelithlamellen. Im Dünnschliff erkennt man, daß eine andere Fazies vorliegt gegenüber dem vorher beschriebenen Gestein. Es bildet ein wenig größere Kristalle, manchmal verzwilligt, häufiger einfach, selten in Rosetten gruppiert. Die optischen Eigenschaften sind dieselben; der Pleochroismus ist weniger stark und heller in den Farbtönen. Die Kristalle sind manchmal quer durch die Schieferung des Sericitschiefers gelegt und reich an Einschlüssen von Rutil und einem schwarzen Staub, der wahrscheinlich Graphit ist, und endlich einem farblosen, unbestimmbaren Mineral. Der Schiefer selbst ist sericitisch; der schwarze Staub, wohl Graphit, ist im ganzen Gestein verteilt und in unregelmäßigen Flächen angehäuft. Ein wenig Chlorit ist in kleinen Lamellen mit dem Sericit vergesellschaftet.

Das Gestein von Jehol gleicht dem ersten Typus. **M. Henglein.**

Takeshi Ichimura: Alkaline rocks from the frontier region near Kainei, Chosen (Korea). (Mem. of the Faculty of Sci. and Agr. Taihoku Imp. Univ. 3. 1931. 215—247. Mit 13 Taf.)

Das Hauptverbreitungsgebiet der Alkaligesteine in Korea liegt in der Grenzregion im Kainei-Shōjō-Distrikt. Diese Gesteine drangen in die miozänen Sedimente in Form von Lakkolithen, Sills und Gängen ein. Unter ihnen herrscht Trachydolerit vor, der Übergänge zeigt zu den Differentiationsprodukten Olivin-Trachybasalt, Basanit und Alkaligabbro. Gegen das Innere der Massen zu ist eine Zunahme der natronreichen Minerale deutlich. Strukturelle Unterschiede treten häufig symmetrisch zu den Kontaktflächen auf. In genetischem Zusammenhang mit den Trachydoleriten stehen Alkalisyenite in Form von Gängen und kleineren im Trachydolerit verteilten Massen. In beiden Gesteinsarten ist Analcim häufig und kommt zusammen mit Ägirin und Ägirin-Augit vor. Es scheint sich demnach das Magma lokal in eine saure und eine basische Phase aufgespalten zu haben, entweder vor oder nach der Intrusion. Da die Alkalisyenite auf die größeren Trachydoleritmassen beschränkt sind, welche langsamer erkalten, so entstammen sie zweifellos dem gleichen Magma und erfüllen die Kontraktionsrisse des zunächst erstarrten Trachydolerits. Anzeichen einer Gravitationsdifferentiation wurden nicht beobachtet.

Verf. setzt sich allgemein kurz mit den bestehenden Ansichten über die Bildung alkalischer Magmen auseinander und weist darauf hin, daß in dem von ihm untersuchten Gebiet keine Abhängigkeit von Kalken zu finden sei, wie das die Ansicht von DALY erfordert. Auch eine Abspaltung alkalischer Magmen von subalkalischen, wie sie BOWEN durch Absinken von Kristallen fordert, kann hier nicht nachgewiesen werden. Nach Ansicht des Verf.'s kommt es zur Anreicherung solcher alkalischer Massen an beschränkten Orten durch Migration, die wieder durch Krustenbewegungen ausgelöst wird. Eine solche örtliche Anreicherung liegt auch in gewissen Teilen Koreas vor. Die alkalischen Magmen wurden allmählich in die äußeren Krustenteile gepreßt. Einige Magmen erschienen schon bald nach der Bildung der älteren tertiären Sedimente, ohne daß Verwerfungen vorhanden gewesen wären, auf denen sie hätten aufsteigen können. Der Intrusionsperiode folgte eine Zeit gewaltiger tektonischer Bewegungen, durch die auch die Küstenlinie des heutigen Nordostkorea geschaffen wurde, ebenso die Verwerfung, die den Lauf des Tōman-kō bestimmte. Anschließend erfolgten große Eruptionen saurer Alkaligesteine namentlich im Meisen-Kisshū-Distrikt.

Im Original sind die einzelnen Gesteine genau beschrieben und Analysen aus anderen Arbeiten zusammengestellt.

Kontakterscheinungen wurden selbst bei kleinen Gängen beobachtet. Dabei wurden die grauen Tonschiefer schwarz gefärbt, und zwar stärker an den unteren Kontakten. Auch dichte Schiefer-Hornfelse entstanden. Die dort vorkommende Braunkohle wurde umgewandelt, teilweise bis zu Anthrazit.

Hans Himmel.

Takeshi Ichimura : Alkaline rocks from the frontier region near Kainei, Chosen (Korea). (Mem. of the Fac. of Sci. and Agric. Taihoku Imp. Univ., Formosa, Japan. 3. 1931. 215—247. Mit 13 Taf.)

Die zahlreichen in der letzten Zeit besonders im nordöstlichen Teil von Korea nachgewiesenen Alkaligesteine konzentrieren sich hauptsächlich um Kankyō-dō, wo als Alter zumeist Prämiocän festgestellt ist.

Vorherrschend ist Trachydolerit mit Übergängen zu Olivintrachydolerit, Basanit und Alkaligabbro in Lakkolithen, Lagergängen und Gängen. Gänge und Schlieren von Alkalisyenit treten mit den größeren Trachydoleritmassen auf.

Die Genese der Alkalimagmen wird hauptsächlich an Hand von DALY's Theorie besprochen, die aber nicht auf die Vorkommen in Korea bezogen werden könne. Aber auch BOWEN's Erklärungsweise sei nicht anwendbar.

Beachtenswert ist noch, daß der Intrusion und Extrusion von basischen Alkaligesteinen starke Bruchbildungen folgten, während auf die Bruchbildung die großen Ausbrüche saurer Alkaligesteine des Meisen-Kisshū-Gebietes folgten.

Erich Kaiser.

Tōru Tomita: Geological and Petrological study of Dōgo. Oki. Part XII. (Journ. Geol. Soc. Tokyo 1931. 38. 413—431. Japanisch.)

—: Part XIII. (Ebenda. 461—479. Japanisch.)

—: Part XIV. (Ebenda. 545—564. Japanisch.)

Behandelt werden nach Bespr. im Jap. Journ. of Geol. a. Geogr. 9. 1932. (9): Hypersthenhaltiger olivintrachyandesitischer Basalt, hypersthen- und augitführender, olivintrachyandesitischer Basalt, augitführender titanaugit-olivintrachyandesitischer Basalt und olivinführender basaltische Hornblende haltiger trachyandesitischer Basalt, während die letztgenannte Arbeit die genetischen Beziehungen bespricht.

Erich Kaiser.

Shukusuke Kōzu and Shinroku Watanabe: A study of porphyritic plagioclases in the volcanic rocks of Komagatake. (Journ. Jap. Ass. Min., Petr. a. Econ. Geol. 6. 1931. 51—69. Japanisch.)

Soll nach Bespr. im Japan. Journ. of Geol. a. Geogr. 9. 1932. (11) Einzelheiten besonderer Zonarstruktur in den Schlacken des Ausbruches von 1929 zeigen.

Erich Kaiser.

Kōjirō Kimizuka: A study of Potash-anorthoclase from Taiji, Kii Province, Japan. (Japan. Journ. of Geol. a. Geogr. Tokyo 1932. 9. 213—242 Mit 4 Taf.) — Aus einem Liparitgange stammend.

Tōru Tomita: The Esterel twin of porphyritic quartz in Alkali-Liparite from Dōgo, Oki-Island, Japan. (Ebenda. 243—249.)

Rittmann, A.: Gesteine von Kellany und Manipa. (Geol., petrographical and palaeontol. results of explorations, carried out from Sept. 1917 till June 1919 in the island of Ceram by L. RUTTEN and W. HÖTZ. First series: Petrographie. 2. Amsterdam 1931. 74 S.)

Afrika.

P. Vinassa de Regny: I Depositi di Ghelli, del Galikoma e del Lago Afrera nella depressione Dancala. [Die Ablagerungen von Ghelli, Galikoma und Afrera-See in der Dancalischen Senke.] (Atti della R. Acc. Naz. dei Lincei. Roma 1931. Ser. 6. Rendiconti. 13. Fasc. 1.)

Im Jahre 1920 unternahm Ingenieur CAVAGNARI und Verf. eine große Expedition nach der am Roten Meer gelegenen Kolonie Erythräa zum Studium der Dancaischen Alpen, über deren Geologie auch im Bolletino della soc. Ital. 1931 berichtet wird. Außerdem besuchte Verf. noch das bisher unbekannte Gebiet der Senke oder Depression von Dancala und den in derselben liegenden See Afrera. [Leider ist kein Kärtchen zur Orientierung beigegeben. Ref.] Dieselbe Gegend wurde dann 1928 von NESBITH und 1929 von FRANCHETTI wieder besucht.

Das alte Ufer der Depression ist schon in der Ferne erkennbar durch ein weißes Band von Gips. Die Reste von Korallen, Echiniden und Conchylien sind in der Gipsmasse so gut erhalten, wie wenn sie erst kurze Zeit darin eingebettet wären. Salz erscheint mehr oder weniger in weißen Flecken, speziell in den salzigen und lakustrischen Alluvionen bei Amerti. Auf den inneren Ablagerungen des Beckens trifft man Kieselgesteine [Kieselsinterbildungen Ref.] thermaler Entstehung in Verbindung mit Basaltvorkommen. Letztere sind 1. der kleine Vulkan von Ghelelli, 2. die Basaltgruppe von Galikoma.

Der kleine Basaltvulkan von Ghelelli zeigt Ellipsenform, streicht SW—NO und ist nur etwas über 2 km lang. Die Kieselgesteine sind an seinem Nordostende vorherrschend. Hier ist auch das „Küstenband“ höher als der gegenwärtige Meeresspiegel; es wird aus mehlig-krustigem Gips gebildet mit Einlagerungen von Kieselknoten, die oft geschichtet sind.

Ähnlich liegen die Verhältnisse bei den Basalthügeln von Galikoma. Nur liegt dort das Küstenband niedriger und sinkt unter den Meeresspiegel herab. Die ungeschichteten Kieselbildungen sind hier späteren Alters und entstanden, als sich der Meeresarm schon vom Roten Meer abgetrennt hatte und bis auf den alten Untergrund von Galikoma ausgetrocknet war.

Was den Gips betrifft, so tritt er bald in Zwillingkristallen, bald als Fasergips auf. Wegen seines Irisierens werden die Gipskristalle von den Eingeborenen „Mondsteine“ genannt.

Kieselgesteine mit Kalk vermischt.

Eine kompakte Masse, in Blättchen von $\frac{1}{4}$ cm Dicke spaltbar, mit Mangandendriten und etwas beigemengtem Humus. Organismenspuren fehlen. Mit Säure starkes Aufbrausen; es löst sich 33,1 % des Gesteins und gelatinöse Kieselsäure bleibt zurück nebst nicht gelöstem Gips. Im löslichen Teil Ca, ziemlich viel Mg sowie SO_4 . Somit stellt das Gestein eine Mischung von amorpher Kieselsäure mit Dolomitmalk und Gips dar.

Ein pulveriger Kalk mit Kieselknoten ist trübweiß; er verstäubt leicht; die an der Oberfläche rauhen Kieselknoten fallen leicht heraus und sind gelegentlich mit Gips inkrustiert. Die einhüllende Masse besteht vorwiegend aus Kalk und Magnesia, und zwar kommt letztere als Carbonat vor, der unlösliche Rückstand aus ungelöstem Gips und opalartiger Kieselsäure, die Kieselknoten dagegen ganz aus Kieselsäure; sie sind innen klar, außen porzellanartig, Rostflecke selten und keine Spur von Organismen.

Eisen und gipshaltiges Kieselgestein

ist grünlich mit violetten Flecken und Streifen. Ohne Aufbrausen löst sich 8,2 %. In Lösung befindet sich Gips und Eisenoxyd. U. d. M. erscheint eine opalartige Masse, die an manchen Stellen in Quarz umgewandelt ist. Eisenoxydhydratpigment erscheint in Massen von rundlichen Körnchen, vielleicht von organischer Entstehung. Risse sind mit amorpher, fast durchscheinender Kieselsäure ausgefüllt.

Reine Kieselgesteine.

Eines davon sieht porzellanartig aus, zeigt muscheligen Bruch und ist von kompakter Beschaffenheit mit nur wenigen Rostflecken. Die ganze Masse besteht aus amorpher Kieselsäure und jede Spur von Quarz fehlt. Durch die parallele Anordnung der Eisenoxydhydratkügelchen entstehen parallele Texturen.

Eine andere Art dagegen ist grau, gelb und porzellanartig, dazwischen liegen unregelmäßige Lagen von hyaliner durchscheinender Kieselsäure. U. d. M. sind die schon oft genannten Eisenmineralkörnchen lagenweise angeordnet.

Es sind hydrothermale Bildungen im Zusammenhang mit Vulkanismus. Ähnliche Kieselbildungen entstehen auch heute dort noch, so fand FRANCHETTI solche in einem Thermalwasser von 68°.

Verwandte Bildungen trifft man auch am See Afrera, der von starken Thermalquellen gespeist ist, die ganz nahe am See hervortreten.

Am Ufer finden sich leicht zergehende gipshaltige Salzkrusten. Sodann schwimmen auf dem Wasserspiegel schaumartige weiße Bänder, vom Verf. als „Spume“ Schäume bezeichnet. Es sind dies dünne Salzlamellen. Ihr Ursprung ist leicht erklärlich: Die Wasseroberfläche verdunstet rasch, die Salze konzentrieren sich in einer oberflächlichen Haut. Diese fällt infolge ihrer Leichtigkeit nicht auf den Grund, sondern schwimmt obenauf und bei der Kräuselung des Wassers durch den Wind werden diese Salze alsdann in gewellten Bändern angeordnet.

Die pulverigen Krusten der Ufer haben Ähnlichkeit mit denen von Ghelelli: In warmem Wasser löst sich ein guter Teil auf; in Lösung gehen NaCl und MgCl_2 , dann CaSO_4 und MgSO_4 . Die Lösung ist bitter und sehr wenig salzig. Der Rückstand braust wenig und hinterläßt noch einen ungelösten Teil, in dem man viele Quarzkörnchen und Basaltelemente sieht. Der äolische Ursprung des Quarzes ist zweifellos. Die Basalteilchen entstammen dem Detritus der Bäche, können aber auch durch den Wind hineingetragen worden sein. Die Lösung zeigt lichtgelbliche Farbe, da Fe-Salze in den Basaltfetzchen enthalten sind. Mit Ammoniak behandelt erhält man einen Niederschlag von $\text{Al}(\text{OH})_3$, schwach gefärbt mit $\text{Fe}(\text{OH})_3$. Reichlich vorhanden ist gelatinöse Kieselsäure. Also bestehen diese Krusten aus MgCl_2 und NaCl (Spuren von KCl), MgSO_4 und CaSO_4 , von wenig CaCO_3 , von Al-Silikat und kolloidaler Kieselsäure. Quantitative Bestimmungen wurden nicht vorgenommen.

Etwas verschieden ist die Zusammensetzung der Salzkongregationen über der Vegetationserde am See; es sind Chloride

und Sulfate; starkes Brausen mit Säure zeigt hohen Kalkgehalt, der organischen Ursprungs sein kann. Unlösliches Material, Quarz und Basaltteilchen, sind durch den Wind beigetragen worden.

Die Schäume „Spume“ des Sees lösen sich fast ganz in warmem Wasser auf; beim Erkalten fällt der Gips nieder. Das Material ist braun infolge organischer Substanz und sehr zerfließend. Geringes Aufbrausen im Rückstand weist auf wenig Kalk hin. Der Rest ist organischer Stoff.

So sind die Wasser des Sees Afrera salzig, gips- und magnesiareich, und zwar mehr bitter als salzig. Die Salze entstammen sämtliche den Mineralquellen, welche den See umgeben und speisen. Und keineswegs handelt es sich um Relikte von Meerwasser in der Senke. Aber nicht nur in der Depression selbst ist das hydrothermale Phänomen sehr verbreitet, sondern auch am ganzen umgebenden Rande. Auch ist der relative Wasserreichtum der Gegend ohne starke Zufuhr von juvenilem Wasser nicht zu erklären.

K. Willmann.

W. C. Smith: A classification of some rhyolites, trachytes and phonolites from part of Kenya colony, with a note on some associated basaltic rocks. (Q. J. G. S. London. 87. 1931. 212—258. Mit 2 Taf.)

Die Eruptivgesteine des Gebietes, einzeln schon größtenteils bekannt, werden systematisch zusammengestellt:

1. Comendit. Graue, aphanitische, trachytähnliche Gesteine, besonders von der Njorowa-Schlucht, Südende des Sees Naivasha. Chemisch sehr ähnlich dem von JOHNSEN untersuchten Vorkommen von Guardia dei Mori, San Pietro, Sardinien.

2. Pantellerit-Obsidian. Der Fundort ist nahe dem See Naivasha. In der Glasbasis zeigen sich u. d. M. Mikrokristallite von Ägin und Feldspat. Chemisch am ähnlichsten ist der Hyalopantellerit von Gelkhamar, Pantelleria.

3. Gibelit (Fundort Kikuyu). In einer aphanitischen grauen Grundmasse zahlreiche Einsprenglinge von glasigem Feldspat mit maximal 1 cm Durchmesser. Chemisch am ähnlichsten ist der Natrontrachyt von Gibelé, Pantelleria.

4. Pantelleritischer Trachyt. Diese Gesteinsart wurde von Miss NELSON als phonolithischer Trachyt, phonolithischer Quarztrachyt und phonolithischer Anorthoklastrachyt beschrieben.

5. Kataphorit-Trachyt. [Fundort: Südende des Sees Hannington (Losuguta) und Ostzipfel des Sees Naivasha, sowie Westufer des Sees Magadi.] Das grünlichgraue Gestein enthält spärliche Feldspateinsprenglinge mit maximal 1,5 cm Durchmesser.

6. Phonolith vom Kenya-Typ. (Fundorte: Hönel-Berge u. a.) Unter dieser Bezeichnung werden zusammengefaßt PRIOR's Kamasia-Typ, Kenya-Typ und „vermittelnder“ Typ. Nächste chemische Verwandte sind die Apachite, die OSANN von Westtexas beschrieb.

7. Phonolith vom Losuguta-Typ. Das Gestein, das im Untersuchungsgebiete weite Verbreitung besitzt, ist ausgezeichnet durch kleine Einsprenglinge von Feldspat, Nephelin und Biotit.

8. Phonolith vom Kapiti-Typ. (Fundort: Kapiti-Ebene etc.) Petrographisch besteht große Ähnlichkeit mit dem Phonolith vom Sanhuti-Fluß,

Mozambique. Chemisch ähnlich ist auch der von KAISER beschriebene porphyritische Phonolith der Klinghardt-Berge in SW.-Afrika.

9. Kenyt. Das Gestein erscheint bisher unzureichend definiert. Charakteristisch sind die reichlichen, großen Einsprenglinge von Anorthoklas und die kleineren von Nephelin in der dichten schwarzen Grundmasse. Die Kenyte des Kilimandscharo sind ähnlicher als ursprünglich vermutet. Die Auffassung dieser Kenyte als jungvulkanische Äquivalente der Rhombenporphyre des Oslo-Gebiets darf nur beschränkt bleiben auf die nephelinhaltigen Rhombenporphyre von Vasvik.

10. Basaltische Gesteine sind im Untersuchungsgebiet verbreitet, darunter Nephelinite, Atlantite, Essexitmelaphyr (FINCKH), Trachybasalt, Nephelinbasanit, Limburgit. **Wetzel.**

J. Thoreau: Une Syénite néphélinique de l'Urundi. (Bull. Soc. Belge Géol. 41. 1931. 262.)

Die alkalischen Gesteine kommen auf dem rechten Ufer der Ruvubu, nicht weit der Quellen, etwa 20 km südlich Rubura vor. Man erkennt mit bloßem Auge die Spaltflächen eines farblosen Feldspats, einen grünlichgrauen Nephelin und Nester von Ägirin und Biotit. U. d. M. erkennt man Mikroklin in mikroperthitischer Verwachsung mit Albit, Nephelin umgeben von granulitischen Mikroklinagregaten, Albit und Mesotyp, welche ihn korrodieren. Ägirin und Biotit verteilen sich regellos. Im Nephelin sind Ägirineinschlüsse in kleinen idiomorphen Prismen oder Nadeln, die parallel der c-Achse des Feldspatoids meist orientiert sind. Nephelin zeigt die Umwandlung in Mesotyp. Weniger häufig sind Sodalith, Sphen, Apatit und Cancrinit. Fluorit ist sehr häufig.

Die Mineralzusammensetzung ist Orthosit 28,91, Albit 23,06, Nephelin 38,34, Akmit 1,38, Diopsid 5,47, Ilmenit 0,30, Magnetit 2,32, berechnet aus Analyse 1. Der Hauptunterschied zwischen dieser virtuellen und der wirklichen Zusammensetzung ist das Fehlen des Diopsids in der letzteren. Er kann sich im Ägirinmolekül, größtenteils im Biotit finden (Fe und Mg). Der Kalk des Diopsids findet sich im Fluorit, Granat, Sphen, Apatit und Cancrinit.

	1.	2.
SiO ₂	54,42	54,44
Al ₂ O ₃	23,56	23,59
Fe ₂ O ₃	2,19	0,44
FeO	1,51	1,42
MgO	0,61	9,14
CaO	1,37	1,56
Na ₂ O	11,26	10,20
K ₂ O	4,86	6,26
TiO ₂	0,15	0,20
P ₂ O ₅	Spuren	0,18
H ₂ O +	—	0,83
H ₂ O —	0,03	0,13
Summe	99,96	(+ MnO, Cl, F, CO ₂)

In 1. Fluor nicht bestimmt.

1. Ruvubu (Urundi) anal. BOUBNOFF; 2. von Rutshuru bei A. LACROIX und F. DELHAYE (C. R. Ac. Sc. Paris. 185. 1927. 589).

M. Henglein.

Nord-Amerika.

A. F. Buddington: The Adirondack magmatic stem. (Journ. of Geol. 39. 1931. 240—263.)

Verf. beschreibt in der Arbeit neuere Ergebnisse der Kartierung des Gebietes. Die geologische Aufnahme ergab, daß basischer Syenit und Syenit auf die nördlichen und nordwestlichen Adirondacks beschränkt ist. Augit-Hypersthensyenit wurde überall im Gebiete des Lake Bonaparte und des Long Lake gefunden. In den südlichen und westlichen Adirondacks sind hingegen die herrschenden Gesteine Augit-, Hornblende- und Hornblende-Biotit-Quarzsyenit, Granosyenit und Hornblende-Biotit-Granit. Große Granitkörper finden sich auch in den nördlichen Adirondacks. Echte Dioritkörper wurden im Hauptgebiet der Adirondacks nicht gefunden. Nur Quarz-Diorit tritt lokal im Gebiete des Lake Pleasant und im Luzerne-Gebiet auf.

In der vorliegenden Arbeit betrachtet Verf. nur die Gesteine, die dem sog. Algonian angehören. Die ältesten dieser Gesteine sind Anorthosite und Gabbros. Sie werden von Syeniten intrudiert, in die ihrerseits wieder Granite eindringen. Alle Gesteine werden gelegentlich von Gängen und kleineren Stöcken von Diabasen durchsetzt. Einige Angaben über Mineralzusammensetzung und Chemismus der genannten Gesteine werden in der Arbeit gemacht.

Verf. nimmt in bezug auf die genetischen Beziehungen zwischen Anorthosit, Gabbro und den Granit-Syenitgesteinen ebenso wie BALK (vgl. Ref. dies. Jb. Abt. II. 1932. 313—316) an, daß sie demselben Herd entstammen. Aus physikochemischen Überlegungen kommt Verf., ebenso wie BALK aus strukturellen Überlegungen, zu dem Ergebnis, daß das Ausgangsmagma gabbroid gewesen sein muß. In diesem tiefliegenden Magmenherd bildete sich der Anorthosit durch gravitative Kristallisationsdifferentiation in dessen oberen Zonen. Die oberen Teile des Magmenherdes wurden dann in Form von Lakkolithen und Linsen in die Grenvilleschichten intrudiert, wobei diese zerbrochen und Teile von ihnen vom Magma umschlossen wurden. Während der Intrusion wurden Teile der Kristalle infolge von Differentialbewegungen oder infolge der schnelleren Bewegung der Schmelze gegenüber den festen Kristallen zusammengepreßt und zerbrochen. Die Granite und Syenite entstanden nach Ansicht des Verf.'s aus wenig fraktionierten Differentiaten, die dann für sich intrudiert wurden.

In bezug auf die Magmenabstammung wird auf Grund von Vergleichen mit anderen Abstaubegebieten angenommen, daß die Gesteine der Adirondacks im frühen und teilweise noch im Beginn des mittleren Differentiationsstadiums einer Pyroxen- (Diopsid-) Reihe, gegen Ende des mittleren und im granitischen Stadium einer Hornblendereihe zuzuordnen sind. Bemerkenswert ist im Differentiationsverlauf des Gebietes die relativ große Verzögerung in der Bildung und Abtrennung des Quarzes. Es wird vermutet, daß die Differentiation in wesentlich trockeneren Magmen vor sich ging, als z. B.

in den hornblendereichereren Gesteinen der Coast Range und der Sierra Nevada und in etwas nasserem als in den augitreichereren Gesteinen des Bergen-Jotun oder des Kristiania-Gebietes.

Cissarz.

Carl A. Lamey: Granit intrusions in the Huronian formations of northern Michigan. (Journ. of Geol. **39**. 1931. 288—295.)

Im nördlichen Michigan durchsetzen eine Reihe von Granitgängen von 1—50 Fuß Mächtigkeit die Schichten des Unteren, Mittleren und vielleicht auch des Oberen Hurons. Seitentrümer der Granitgänge gehen lokal in Quarzgänge über. Die Gänge entsprechen in ihrer Zusammensetzung dem großen südlich gelegenen Körper von porphyrischem Granit, von dem sie auszugehen scheinen. Dieser Granit besteht aus großen Einsprenglingen von Feldspat, aus Quarz und etwas Biotit. In seiner Gefolgschaft treten reichlich Pegmatitgänge auf. Die Einsprenglinge zeigen oft eine Parallelorientierung, deren Richtung im allgemeinen den strukturellen Hauptrichtungen der huronischen Schichten im Gebiete entspricht. Es wird daher angenommen, daß die Intrusion des Granits posthuronisch und nicht archaisch ist, wie bisher vermutet wurde.

Kontaktmetamorphose ist im Gebiete überall ausgeprägt, so daß anzunehmen ist, daß die Granitmasse sehr groß ist. Kontaktlich beeinflußt wurden Schichten des Unteren Hurons (Randville-Dolomit), des Mittleren Hurons (Negaunee-Eisenformation) und des Oberen Hurons (Michigamme-Formation).

Cissarz.

G. Marshall Kay: Stratigraphy of the Ordovician Hounsfield Metabentonite. (Journ. of Geol. **39**. 1931. 361—376.)

Der Hounsfield-Metabentonit ist ein umgewandeltes Tufflager (vgl. Ref. Arbeit V. T. ALLEN, dies. Jb. 1931. II. 858) des Ordovicium von spätem Black River-Alter, der über dem Leray und unter den Watertowngliedern der Chaumontformation liegt. Verf. verfolgte das Lager über ein großes Gebiet des östlichen Nordamerika und konnte nachweisen, daß es hier außerordentlich weit verbreitet ist. Zahlreiche Profile wurden untersucht und die Kennzeichen, die zur Identifizierung des Lagers notwendig sind, werden angegeben.

Cissarz.

Vergil R. D. Kirkham: Igneous geology of southwestern Idaho. (Journ. of Geol. **39**. 1931. 564—591.)

Soweit bisher bekannt ist, begann die Bildung von Eruptivgesteinen im südwestlichen Idaho mit der Extrusion mächtiger Massen von permischen Andesiten mit zwischengelagerten Tuffen und Agglomeraten. Die Andesite werden von einem Rhyolithstrom überlagert. Es folgte, vielleicht im Jura, die Intrusion des Idaho-Batholithen, der im wesentlichen aus Granit mit lokalen Zonen von Granodiorit oder Diorit besteht. Pegmatite und Granodioritporphyrgänge durchsetzen die älteren Gesteine. Nach einer ausgedehnten Erosionsperiode folgt im Eocän die Extrusion der unteren Teile des Columbia River-Basalts. Im Anschluß an diese Extrusion herrscht eine

Zeit vulkanischer Ruhe, in der die Payette-Formation abgelagert wird. Dann folgte die Extrusion des Oberen Columbia River-Basalts, über dem sich eine fastebenenartige Erosionsfläche herausbildete. Vor der Ablagerung der Idaho-Formation wurde entweder im Oberen Miocän oder vielleicht auch im Unteren Pliocän der Owyhee-Rhyolith ergossen, der zu dem weitverbreiteten Lager saurerer Laven gehört, die sich über das südliche Idaho und die angrenzenden Staaten erstreckt. Wahrscheinlich gleichzeitig mit der Bildung dieser Ergüsse fand die Intrusion eines oder mehrerer kleiner Batholithen granodioritischer Gesteine in die Payette-Formation und den Columbia River-Basalt statt.

Später senkte sich das Gebiet und im Pliocän legte sich die Idaho-Formation auf den Oberen Columbia River-Basalt und den Owyhee-Rhyolith. Im O der Senkung ergoß sich im Pliocän und Pleistocän der Snake River-Basalt, der in der letztgenannten Formation auch im südwestlichen Idaho gegen die Idaho-Formation vordrang.

Petrographische Einzelheiten über die verschiedenen Eruptivgesteine werden in der Arbeit nicht gegeben. **Cissarz.**

J. C. Reed and James Gilluli: Heavy mineral assemblages of some of the plutonic rocks of Eastern Oregon. (The Amer. Miner. 17. 1932. 201—220.)

Plutonische Gesteine bauen einen großen Teil der prätertiären Blue Mountains im östlichen Oregon auf. Als solche finden sich: Gabbro mit untergeordnetem Norit, Peridotit, Pyroxenit und Serpentin; basischer Diorit; Hornblende-Quarz-Diorit; Biotit-Quarz-Diorit; Trondhjemit und Albit-Granit. Die Verf. suchen nun die Zusammenhänge aller dieser Gesteine zu prüfen nach der Methode von A. W. GROVER (Geol. Mag. 64. 1927. 241 und 457; dies. Jb. 1929. II. 138), wonach die spezifisch schweren Mineralien einen Anhalt für die Zuteilung eines Gesteins ebenso gut geben wie Hauptgemengteile. Zu diesem Zwecke wurde jeweils die „Indexzahl“ ermittelt und die einzelnen Mineralien auf ihre Form usw. hin genau geprüft.

Es zeigte sich, daß der Biotit-Quarz-Diorit in einem Gebiet von über 30 Meilen Länge Übereinstimmung der akzessorischen Mineralien aufweist. Insbesondere waren Apatit und Zirkon in allen untersuchten Stufen völlig gleichartig. Bei den übrigen basischen Gesteinen war eine genaue Unterscheidung schwierig und die Verf. sehen gerade darin eine Bestätigung ihrer Vermutung, daß diese Gesteine dem gleichen Zyklus entstammen. Die Einzelheiten für jede Gesteinsart sind im Original gegeben. Apatit ist weniger häufig in den Gabbros als in den Dioriten; doch scheint dies darauf hinzuweisen, daß dieses Mineral nicht immer zuerst auskristallisierte oder daß infolge der Kleinheit der Kristalle diese durch Bewegungen des Restmagmas leichter fortgeführt werden als Augit und Plagioklas.

Im Hornblende-Quarz-Diorit und im Trondhjemit sind die Apatit- und Zirkonkristalle überwiegend korrodiert. Damit ist die bisherige Anschauung, daß diese Mineralarten während des ganzen magmatischen Ablaufs stabil bleiben, in Frage gestellt. **Hans Himmel.**

William J. Miller: Anorthosite in Los Angeles County, California. (Journ. of Geol. **39**. 1931. 331—344.)

Ein vom Verf. in Kalifornien neu gefundener Anorthositkörper umfaßt einen wesentlichen Teil der westlichen San Gabriel Mountains im zentralen Los Angeles County. Die größte Länge des Körpers ist 18 Meilen in ostwestlicher Richtung, die größte Breite 8 Meilen in nordsüdlicher Richtung. Nordöstlich des großen Anorthositkörpers, und von ihm durch eine breite, intrusive Zone von Granodiorit getrennt, liegt ein 25—30 Quadratmeilen großes Gebiet dioritischer Gesteine. Diese Diorite sind nach Ansicht des Verf.'s älter als der Anorthosit.

Der Anorthosit wechselt mit allen Übergängen von nahezu reinen blaugrauen bis weißen grobkörnigen Plagioklasgesteinen über gabbroide und dioritische Anorthosite, ilmenitreiche Gabbros und Diorite zu nahezu reinem Titanomagnetit. Der eigentliche Anorthosit besteht zumeist über 95 % aus Plagioklas (Oligoklas bis Labrador, vorwiegend Andesin). Der Plagioklas der weißen Varietät ist etwas saurer als der der blaugrauen. In Mengen von 0—2 % treten hinzu: Augit, Biotit, Magnetit, Muscovit, Apatit und Epidot. Akzessorisch finden sich Pyrit, sekundärer Calcit, Hypersthen, Zirkon oder Titanit. Der Anorthosit zeigt lokal Paralleltexur. In der innerhalb des reinen Anorthosits unregelmäßig verteilten gabbroiden und dioritischen Fazies ist das Gefüge außerordentlich wechselnd. Paralleltexur ist selten. Der Plagioklasgehalt schwankt von 80—0 %. Es handelt sich um Oligoklas bis Labrador, meist Andesin. Andere häufige Gemengteile sind: gemeine Hornblende, monokliner Augit, Biotit und Magnetit. Geringe Mengen von Apatit, Titanit oder Pyrit sind im Schriff oft zu beobachten, lokal können 10—20 % Granat oder Olivin in den Gesteinen vorkommen. Zonenweise ist in diesen Gesteinen ferner Magnetit auf 10—40 % angereichert. Dieser Magnetit ist stets titanreich.

Älter als der Anorthositkörper sind Granite und Injektionsgesteine, die sich ebenfalls im untersuchten Gebiete vorfanden. Sie sind entweder paläozoisch oder älter. Auch der Anorthosit gehört wahrscheinlich dem Paläozoicum an. Jünger als alle diese Gesteine ist Quarzdiorit und noch jünger ist Granodiorit, der wahrscheinlich im Jura intrudierte. Noch jünger als diese sind verschiedenartige Ganggesteine, deren jüngste Diabasgänge sind, die dem Tertiär zuzuordnen sind.

Verf. faßt den Anorthositkörper als echten Intrusionskörper, entweder als Lakkolith oder als konischen Batholith auf. Die Intrusionszone ist stets scharf abgeschnitten. Das Ursprungsmagma war gabbroid, die Differentiation sehr unregelmäßig. Nach der Hauptdifferentiation fanden im Magma noch größere oder kleinere Bewegungen statt.

Verf. stellt in der Arbeit noch Vergleiche mit anderen Anorthositgebieten der U.S.A. und Indiens an und setzt sich auch etwas mit den Auffassungen von BOWEN, BALK u. a. über den Intrusionsmechanismus derartiger Anorthositmassen auseinander.

Cissarz.

Howard A. Powers: The lavas of the Modoc Lava-Bed Quadrangle, California. (The Amer. Miner. **17**. 1932. 253—294.)

Modoc Lava-Bed Quadrangle liegt in Nordkalifornien östlich des Mt. Shasta und nördlich des Lassen Peak. Im mittleren Teil befindet sich ein vulkanisches Hochland, das „Medicine Lake Highland“. Auch das übrige Gebiet von Modoc wird fast ausschließlich von Laven eingenommen. Sie gehören alle ins Tertiär oder sind noch jünger.

Die älteste Serie vulkanischer Gesteine umfaßt basaltische Deckenergüsse, Intrusiva und pyroklastisches Material, entsprechende Andesite und Rhyolithe. Die Serie kommt den Cedarville-Andesiten der Warner Mountains gleich und ist miocänen Alters. Beachtenswert ist das Vorkommen von Chlorophaeit in diesen Basalten. Am häufigsten sind die Andesite, die Hypersthen und Augit als Phenokristalle enthalten. Rhyolithe erscheinen vor allem als Bimsstein-Tuffe.

Auf diese Serie folgt eine Gruppe massiver Basalte, Andesite und Rhyolithe, die als die Massive Lava Group bezeichnet wird. Säulige Absonderung tritt hier nicht auf. Vergletscherungserscheinungen beweisen, daß sie älter als diluvial ist; vermutlich ist sie gleichaltrig mit den pliocänen Gesteinen der Cascade-Region. Die Gruppe umfaßt verschiedene Gesteinstypen: Gleichkörnigen Olivinbasalt am Bear Mountain, hornblendeführenden Hypersthen-Tridymit-Dacit vom Haight Mountain, Hypersthen-Augit-Andesit am Garnet Mountain, porphyrischen Olivinbasalt beim Medicine Lake und Rhyolith. Im Dacit beobachtet man um die Hornblende-Phenokristalle einen Reaktionsrand von Magnetit und kleine Körner von Pyroxen. In diesem Gestein macht Tridymit etwa 20 % aus. Die Rhyolithe treten in zwei Lavaströmen auf. Der südliche Strom ist ein homogener schwarzer Obsidian mit eingelagerten dünnen Schichten eines helleren Glases. Er enthält einige kleine Sphärolithe. Parallel zur Fließrichtung finden sich winzige Feldspatkristallite und Blasenräume eingelagert. Das Glas hat ein spez. Gew. von $2,36 \pm 0,01$ und $n_{Na} = 1,4905 \pm 0,005$.

Starke tektonische Vorgänge nach der Bildung der Cedarville-Serie führten zur Bildung von Gräben, die später durch lakustre Sedimente und Basalte ausgefüllt wurden. Die Sedimente bestehen hauptsächlich aus Treibsand, Aschen und Diatomeenerde. Die Basalte dieser Epoche unterlagern fast die Hälfte des gesamten Gebietes. Sie werden als Warner-Basalte bezeichnet. Hier kann eine deutliche Anreicherung des Eisens in den Restlösungen festgestellt werden.

Im jüngeren Diluvium entstanden einige Lavadecken und Aschenkegel aus Pyroxen-Andesit, neben zwei Rhyolithergüssen und einem kleinen Intrusivkörper aus Dacit. Diese Gesteinsserie wird als Platy Andesite Group bezeichnet. Sie umlagern den Gipfel eines alten pliocänen Vulkans. Die Gletschererosion ist bei diesen Gesteinen nur gering.

Nach der Vergletscherung begann eine Periode der Basalteruptionen, die wohl bis vor etwa 500 Jahren anhielt. Diese Gesteinsgruppe führt den Namen Modoc-Basalt. Es entstanden gleichzeitig eine große Zahl von Aschenkegeln. Zu den jüngsten Bildungen zählen einige Lavaergüsse, die als Obsidian Group zusammengefaßt werden und die in den Legenden der Indianer noch heute eine Rolle spielen. Die zwei ältesten dieser Ergüsse sind etwa 800—1000 Jahre alt, die übrigen höchstens 500 Jahre. Die ersteren

bestehen aus Dacit, die jüngeren aus Rhyolith. Fliegeraufnahmen einiger Lavaströme sind dem Original beigelegt und geben eine ausgezeichnete Vorstellung von den Fließrichtungen usw. Den meisten Ergüssen gingen Bimssteinauswürfe voraus.

Petrographie der Gesteine. Die Laven von Modoc, die zwischen olivinreichen Basalten und Rhyolithen stehen, gehören zur Cascade-Serie, die von BOWEN als normale subalkalische Serie bezeichnet wurde, die aus einem primären basaltischen Magma durch fraktionierte Kristallisation entlang der Hornblendelinie entstand. Die Zusammensetzung der Basalte verschiedener Zeiten dieses Gebietes ist sehr gleichartig und ähnelt der des Mull-Basaltes. Die Modoc-Basalte sind wohl entstanden durch die Anreicherung basischer Plagioklase und Magnesia-Olivine während der Differentiation des andesitischen Magmas. Die holokristallinen Basalte zeigen hier teils intergranulare, teils ophitische Struktur. Bei den letzteren findet man keine Olivin-Phenokristalle. Die Basalte enthalten 73 % Feldspäte von der Zusammensetzung $Or_6Ab_{38}An_{60}$. Da aber in einer Feldspatschmelze dieser Zusammensetzung nur weniger als 5 % die Zusammensetzung $Ab_{15}An_{85}$ haben können, in den Basalten aber derartige Kerne der Phenokristalle etwa 24 % des Gesteines ausmachen, können diese nicht im Gleichgewicht mit einer Schmelze der heutigen Gesteinszusammensetzung gewesen sein. Die geringe Zonarstruktur der Kerne weist jedoch auf Gleichgewichtsbedingungen hin, so daß die Schmelze Plagioklas mit An_{60} enthalten haben muß. Die Randteile dieser Phenokristalle zeigen starke Zonarstruktur. Während dieser Bildungen änderte sich die Schmelze bis zu einem Gehalt an Plagioklas mit An_{45} . Solche Veränderung ist entweder möglich durch Transport der Phenokristalle oder durch Veränderung der Schmelze infolge Mischung mit einem anderen Magma oder durch Abgabe gewisser Elemente an andere Teile des Magmas.

Die blasenreichen Rhyolithe enthalten winzige Teile kryptokristallinen Materials mit scharfer Abgrenzung gegen die Glasgrundmasse. Da Deformationen infolge der Fließbewegung in ihnen beobachtet werden, waren sie also vorhanden, bevor die Bewegung zur Ruhe kam. Da diese Gebilde häufig mit offenen Blasenräumen zusammen vorkommen, wird angenommen, daß ihre Bildung mit gasreichen Anteilen zusammenhängt, die mit der Lava nicht mischbar waren.

24 Analysen mit ihrem normativen Mineralbestand seien auch hier angefügt. Die Nummern beziehen sich auf die Stufen in der Sammlung der Harvard-Universität.

19141 Ophitischer Basalt. Cedarville-Andesitgruppe. Stone Coal Valley (GONYER).

19123 Ophitischer Basalt. Warner-Gruppe. Laird's Ranch (HERDSMAN).

19071 Desgl. Massive Lavagruppe. Bear Mountain (GONYER).

19142 Desgl. Modoc-Basalt. Beim Burnt Lava Flow (GONYER).

19144 Porphyrischer Basalt. Massive Lavagruppe. Beim Medicine Lake.

1. Analyse von GONYER, 2. von HERDSMAN.

19116 Intersertaler Basalt. Modoc-Basaltgruppe. Beim Sharp Mountain (HERDSMAN).

- 19086 Intergranularer Basalt. Modoc-Basaltgruppe. Aschenkegel nord-westlich des Medicine Lake (GONYER).
 19143 Desgl. Modoc-Basaltgruppe. Burnt Lava Flow (GONYER).
 19145 Porphyrischer Andesit. Massive Lavagruppe. Garner Mountain (GONYER).
 19063 Trachytischer Andesit. Platy-Andesitgruppe. Südlich des Medicine Lake (GONYER).
 19064 Desgl. Oberflächenphase von 19063 (GONYER).
 19106 Porphyrischer Dacit. Obsidiangruppe. Big Glass Mountain (HERDSMAN).
 19099 Desgl. Obsidiangruppe. Medicine Flow (HERDSMAN).
 19018 Desgl. „ Oberfläche von 19099 (GONYER).
 19018a Desgl. „ Oxydierte Oberflächenphase von 19099 (SHEPHERD).
 19041 Rhyolithischer Bimsstein. Obsidiangruppe. Pumice Stone Mountain (HERDSMAN).

	19 141	19 123	19 071	19 142	19 116	19 144
SiO ₂	46,00	47,10	47,26	48,98	51,46	49,66
Al ₂ O ₃	18,24	18,52	18,56	18,92	17,69	19,79
TiO ₂	0,74	0,90	0,88	1,16	1,25	1,12
Fe ₂ O ₃	2,00	Spur	1,42	2,22	1,37	4,80
FeO	7,43	7,91	7,96	7,12	9,05	5,40
MnO	0,12	Spur	0,08	0,09	0,18	0,06
MgO	10,04	10,89	9,62	7,42	5,13	4,16
CaO	11,56	11,98	11,54	10,04	8,92	10,90
Na ₂ O	2,34	2,33	2,24	3,04	3,37	3,37
K ₂ O	0,22	Spur	0,20	0,44	0,77	0,72
H ₂ O +	1,51	0,10	0,30	0,34	0,44	0,18
H ₂ O —	0,18	0,18	0,06	0,05	0,30	—
P ₂ O ₅	0,04	0,09	0,08	0,14	0,14	0,17
Summe	100,42	100,00	100,20	99,96	100,07	100,33

qu	—	—	—	—	—	—
or	1,1	—	1,1	2,2	4,5	3,9
ab	17,3	17,8	18,7	25,2	28,3	28,8
an	38,6	40,0	41,7	37,0	31,2	36,7
ne	1,1	0,8	—	—	—	—
di	15,2	15,1	12,0	9,7	10,2	13,4
hy	—	—	3,3	10,0	18,4	7,3
ol	20,6	23,9	19,6	9,6	2,2	0,6
mt	3,0	—	2,1	3,3	2,1	7,0
il	1,4	1,7	1,6	2,3	2,4	2,1
ap	0,2	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3
wo	7,9	7,8	6,1	5,0	5,5	7,0
en	5,1	4,9	6,1	10,2	11,1	9,8
hy	2,2	2,4	3,0	4,5	12,0	4,0

	19 144	19 086	19 143	19 145	19 063	19 064
SiO ₂	49,80	54,56	55,46	57,22	59,98	59,98
Al ₂ O ₃	21,81	17,52	17,70	19,16	16,71	17,28
TiO ₂	1,04	1,28	0,68	0,92	1,30	1,20
Fe ₂ O ₃	1,64	8,70	1,58	2,21	2,52	2,56
FeO	6,43	0,32	5,12	4,55	5,04	4,88
MnO	Spur	0,04	0,08	0,12	0,11	0,15
MgO	4,40	4,34	5,86	3,32	2,22	2,10
CaO	10,82	8,14	8,12	6,12	4,84	4,72
Na ₂ O	3,04	3,94	3,00	4,28	5,12	4,92
K ₂ O	0,60	0,90	1,58	1,64	1,63	1,68
H ₂ O +	0,10	0,10	0,50	0,81	0,19	0,21
H ₂ O —	0,10	0,05	0,01	0,05	—	—
P ₂ O ₅	0,10	0,22	—	0,11	0,43	0,44
Summe	99,88	100,11	99,69	100,51	100,09	100,12
qu	—	7,0	4,8	6,4	9,9	10,7
or	3,3	5,6	9,4	9,4	9,6	9,9
ab	25,7	33,5	25,2	36,2	43,1	41,5
an	44,2	27,2	30,3	28,4	17,9	20,1
ne	—	—	—	—	—	—
di	7,0	6,9	8,1	0,9	2,8	0,4
hy	10,6	7,6	17,8	13,0	9,3	10,1
ol	4,1	—	—	—	—	—
mt	2,3	—	2,3	3,3	3,7	3,7
il	2,0	0,6	1,4	1,7	0,9	0,9
ap	0,3	0,3	—	0,3	1,0	1,0
wo	3,6	3,7	4,2	0,5	1,4	0,2
en	8,0	10,8	14,7	8,1	5,6	5,3
hy	6,0	—	7,0	5,3	5,1	4,9
		+ hm 8,6	+ tn 2,4			
	19 106	19 099	19 018		19 018 a	19 041
SiO ₂	67,20	67,70	68,12		68,44	71,30
Al ₂ O ₃	16,22	16,32	15,73		15,44	13,76
TiO ₂	0,30	0,30	0,42		0,49	0,20
Fe ₂ O ₃	0,34	0,27	0,32		1,17	0,47
FeO	3,03	3,20	2,74		2,08	2,02
MnO	Spur	Spur	0,03		0,04	Spur
MgO	1,32	1,25	1,24		1,46	0,42
CaO	3,43	3,35	3,30		3,47	1,66
Na ₂ O	4,02	3,89	3,56		3,72	3,85
K ₂ O	3,36	3,22	3,78		3,32	3,88
H ₂ O +	0,32	0,22	0,31		0,31	1,95
H ₂ O —	0,12	0,05	—		0,08	0,35
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,12		0,21	0,03
Summe	99,72	99,83	99,67		100,23	99,89
	+ 0,20 S	+ 0,20 S		+ 0,03 Cl, 0,03 S, 0,06 BaO	+ 0,21 S	

qu	19,7	21,8	22,4	24,5	28,8
or	20,0	18,9	22,2	19,5	22,8
ab	34,1	33,0	29,9	31,4	32,5
an	16,1	15,9	15,6	15,6	8,0
ne	—	—	—	—	—
di	—	—	—	0,9	—
hy	8,1	8,1	8,0	5,1	3,9
ol	—	—	—	—	—
mt	0,5	0,5	0,5	1,9	0,7
il	0,6	0,6	0,8	0,9	0,5
ap	0,3	0,3	0,3	0,3	0,1
wo	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0
en	3,3	3,1	3,1	3,5	1,0
hy	4,8	5,0	4,9	2,0	2,9
		+ C 0,6	+ C 0,1		+ C 0,2

	19044	19103c	19103b	19103	19103	19033a	19007
SiO ₂	71,50	72,64	73,34	72,75	73,59	73,59	74,10
Al ₂ O ₃	14,66	14,07	13,35	14,34	13,78	14,03	13,33
TiO ₂	0,22	0,36	0,30	0,20	0,27	0,31	0,20
Fe ₂ O ₃	0,33	0,77	0,58	Spur	0,60	0,42	Spur
FeO	2,28	1,45	1,27	2,10	1,30	1,43	1,68
MnO	Spur	0,02	0,02	Spur	0,02	0,02	Spur
MgO	0,44	0,49	0,37	0,43	0,33	0,36	0,38
CaO	1,50	1,60	1,41	1,34	1,39	1,38	1,45
Na ₂ O	4,53	4,25	4,13	3,73	4,19	4,04	3,86
K ₂ O	4,07	4,08	4,45	4,27	4,32	4,34	4,50
H ₂ O +	0,20	0,11	0,33	0,30	0,14	0,12	0,29
H ₂ O —	Spur	—	0,03	0,22	—	0,06	0,05
P ₂ O ₅	—	0,11	0,18	—	0,12	0,09	—
Cl	—	—	0,08	—	—	0,03	—
S	0,21	—	0,10	0,22	—	0,02	0,22
Summe	99,94	99,95	99,94	99,90	100,05	100,24	100,06
qu	24,0	27,8	28,9	29,4	28,8	29,7	30,0
or	24,5	24,5	26,7	25,6	25,6	25,6	26,7
ab	38,2	35,6	34,6	32,0	35,6	34,1	32,5
an	7,2	7,2	4,5	6,4	6,1	6,1	5,6
C	—	—	—	1,0	0,2	0,4	—
di	—	—	1,4	—	—	—	1,4
hy	4,7	2,7	1,5	4,3	2,1	2,5	2,8
mt	0,7	1,2	0,9	0,2	0,9	0,7	0,2
il	0,5	0,8	0,6	0,5	0,6	0,6	0,5
ap	—	0,3	0,3	—	0,3	0,3	—
wo	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,7
en	1,1	1,2	0,9	1,0	0,8	0,9	0,9
hy	3,6	1,5	1,3	3,3	1,3	1,6	2,6

- 19044 Trachytischer Obsidian. Massive Lavagruppe. Nordhang des Medicine Lake Highland (HERDSMAN).
- 19103c } Rhyolithischer Obsidian. Obsidiangruppe. Big Glass Mountain.
 19103b } 1., 2. und 4. Analyse SHEPHERD, 3. HERDSMAN.
 19103 }
 19033a Rhyolithischer Obsidian. Obsidiangruppe. Little Glass Mountain (SHEPHERD).
- 19007 Desgl. Massive Lavagruppe. Südhang des Medicine Lake Highland (HERDSMAN). **Hans Himmel.**

H. Hirschi & F. de Quervain: Beiträge zur Petrographie von Baja California. (Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 10. 1930. 228—272.)

Die Verf. setzen ihre in Bd. 7 und 8 der Schweiz. Min.-Petr. Mitt. begonnenen Untersuchungen fort (vgl. Ref. ds. Jb. 1930 II. 64). Nach der Beschreibung der Tiefengesteine des nördlichen Teils von Baja California (frühere Mitteilungen) werden die Gang- und Ergußgesteine dieses nördlichen Teils beschrieben. Die Beschreibung folgt der Sammelroute: Ensenada—Santa Tomas—San Vicente—San Antonio des mar—El Rosario—San Augustin (Onyxminen)—Santa Catarina.

Die Untersuchungen am Golf von Californien werden im N (südlich Mexicali) begonnen und am Punta San Francisquito im S abgeschlossen.

W. Minder.

Arktis.

B. Kupletsky: Zur Erforschung der Diabasgesteine von Novaja Zemlja. (Travaux Inst. pétrograph. Ac. Sc. d. l'URSS. Liv. 2. 1932. 1—15. Russisch mit deutscher Zusammenfassung.)

Verf. beschreibt eine Reihe Diabase der südlichen Insel der Novaja Zemlja. Vor allem sind es die Olivindiabase der Mednij-Halbinsel (= Kupfer-Insel) in der Propastschaja Guba. Sie führen einen basischen Plagioklas und Olivin, Augit, Calcit, selten Quarz und Pyrit. Die betreffenden Gesteine sind stark epidotisiert und bilden sowohl kompakte als auch blasige Varietäten. Die Struktur ist ophitisch. Der Olivin ist in Serpentin umgewandelt. Am Jaschma-Berg auf derselben Halbinsel kommen verhältnismäßig wenig veränderte, an Pyroxen und Olivin reiche Diabase vor. Die quantitativ-mineralogische Analyse ergab:

	Olivindiabas Jaschma-Berg	Epidotisierter Diabas
Plagioklas	52,6	34,0
Epidot und Pyroxen	27,3	—
Epidot und Saussurit	—	39,8 (+ Calcit)
Chlorit	7,5	21,0 (mit Serpentin)
Erzmineral und Leukoxen . .	6,6	5,2
Pseudomorphosen des Serpentin nach Olivin	6,0	—

Es liegen auch typische Diabas-Mandelsteine vor, deren Grundmasse ein körniges Gemenge aus Chlorit, Calcit, Saussurit und Leukoxen darstellt.

Die Diabase der nördlichen Halbinsel der Novaja Zemlja sind dagegen Albit-Diabase (mit Vorherrschen von Uralit, Chlorit, Saussurit). Die chemische Zusammensetzung der Diabase der beiden Inseln der Novaja Zemlja ist in der nebenstehenden Tabelle wiedergegeben:

	Südliche Insel				Nördliche Insel			
	Olivindiabas des Jaschma- Berges	Epidotierter Diabas	Kupferführender Diabas der Mednj-Halbinsel	Diabas-Mandel- stein der Mednj- Halbinsel	Albit-Diabas, Russnaow-Tal	Albit-Diabas, Diabas-Berg	Pikrit, Diabas- Berg	Pikrit, Sarytschewa- Berg
SiO ₂	46,15	46,17	41,54	54,97	45,52	45,07	39,54	42,24
TiO ₂	1,47	2,05	0,90	1,02	1,92	1,20	0,67	0,91
Al ₂ O ₃	14,24	13,90	16,31	13,31	16,45	15,62	8,42	12,26
Fe ₂ O ₃	3,32	2,33	8,41	5,53	2,59	2,37	3,21	2,96
Cr ₂ O ₃	0,10	—	0,05	0,09	0,03	0,10	0,32	—
FeO	7,50	10,53	2,86	5,05	7,70	7,67	8,44	9,00
MnO	0,18	0,21	0,14	0,12	0,15	0,18	0,20	0,17
MgO	10,67	5,92	3,48	9,05	6,82	9,86	24,46	10,64
CaO	8,61	8,82	20,19	2,61	11,95	10,96	5,40	15,01
Na ₂ O	2,98	2,73	0,10	3,05	2,49	2,52	0,39	0,50
K ₂ O	0,08	0,20		0,08	fehlt	0,07	0,14	0,31
Glühverlust	4,63	5,00	2,34	5,07	4,05	4,32	8,42	5,86
CO ₂	0,35	2,25	0,86	0,19	0,36	n. best.	0,38	0,16
SO ₃	0,07	0,11	0,04	0,07	0,12	0,25	0,24	Spur
P ₂ O ₅	—	0,05	—	—	—	—	—	—
Cu	—	—	3,27	—	—	—	—	—
NiO	—	—	0,11	—	—	—	—	—
Cl	—	—	—	—	—	—	0,02	—
Summe	100,35	100,27	100,50	100,26	100,15	100,19	100,25	100,02

Die Analysen zeigen, daß alle Diabase der Novaja Zemlja in chemischer Beziehung einander nahestehen. Die Albitdiabase der nördlichen Insel besitzen im Vergleich mit den in der Literatur beschriebenen Diabasen eine erhöhte Quantität an MgO und CaO und enthalten weniger Alkali. Für die nördliche Insel ist charakteristisch eine beständige Assoziation der Albitdiabase mit den ultrabasischen Gesteinen vom Pikrit-Typus. Dieses berechtigt anzunehmen, daß die Albitdiabase und Pikrite durch die Spaltung ein und desselben Magmas hervorgegangen sind. Das betreffende Magma war wahrscheinlich normal basaltisch, worauf der Bestand der Olivindiabase der südlichen Insel hinweist.

Die Diabase der beiden Inseln sind gleichzeitig im Oberdevon in die Erdkruste eingedrungen.

N. Polutoff.

Pazifisches Gebiet.

Kôroku Tsuboya: Petrographical Investigation of some volcanic rocks from the South Sea Islands Palau, Yap and Saipan. (Japan. Journ. of Geol. a. Geogr. Tokyo 1932. 9. 201—212. Mit 3 Taf.)

Anschließend an die petrographischen Arbeiten von A. WICHMANN, K. OEBBEKE, ERICH KAISER und Y. ÔTSUKI wird gezeigt, daß die Gesteine der Marianen und westlichen Karolinen Kalkandesiten zugehören, während in den östlichen Karolinen Alkaligesteine auftreten. **Erich Kaiser.**

Angewandte Geologie.

Allgemeines.

- Lahee, F. H.: Field Geology. (3. ed., Mc Graw-Hill Book Co. New York 1931. XXXI + 789 S. Mit 538 Abb. Preis \$ 5.00.)
- Ries, H. and T. L. Watson, Elements of Engineering Geology. (John Wiley and Sons. New York 1930. 411 S. Mit 276 Abb.)
- Bayley, W. S.: Guide to the Study of Non-Metallic Mineral Products (except Building Stones). (New York, H. Holt and Co. 1930. XVI + 530 S. Mit 127 Abb.) — Bespr.: Journ. Geol. 1931. **39**. 94—95.
- Stein, P.: Leitfaden der Tiefbohrtechnik (3., neu bearbeitete Aufl. Berlin. Springer 1932. 52 S. 61 Abb., 1 Taf. RM. 4.20).

E. Kreidler: Über den Einfluß von Technik und Wirtschaft auf die geologischen Aufschlußverhältnisse. (Geologie und Bauwesen. **3**. Wien 1931. 151 f.)

Die Zahl der künstlichen geologischen Aufschlüsse wird nach Meinung des Verf.'s immer kleiner, hauptsächlich aus folgenden Gründen:

1. Rationalisierung und Konzentrierung der Produktion.
 2. Anwendung neuer Bauformen und neuer Baustoffe.
 3. Wirtschaftskampf mit der Auslandskonkurrenz.
 4. Weltwirtschaftskrise.
- Aus diesem Grunde sei ein um so innigeres Zusammenarbeiten zwischen Ingenieur und Geologen nötig, um die wenigeren Aufschlüsse besser auszuwerten. **Kieslinger.**

Wilser, J. L.: Geologisches und Morphologisches zur Wasserkraftnutzung in Deutschland. (Aus „Die Wasserkraftwirtschaft Deutschlands“. Berlin 1930. Herausgeg. v. Deutschen Wasserwirtschafts- und Wasserkraft-Verband E. V. Berlin.)

Stočas, B. und B. Černik: Bekämpfung hoher Grubentemperaturen. (Berlin, Jul. Springer. 1931. 311 S. Mit 110 Abb. u. 2 Taf. Preis 36 RM.)

F. Schwartz: Eine mikroskopische Untersuchung von Destillaten mineralischer Öle. (Berg- u. Hüttenm. Jahrb. Leoben. **80**. 1932. 19.)

Mit Hilfe des Mikroskops ist die Bestimmung der Schichtdicke an Schmierölen und schweren Destillaten bei Temperaturen bis etwa 280° möglich. Dadurch läßt sich eine Konstante für den Schmierwert bestimmen, die von Randwinkel (Oberflächenspannung) und Viskosität abhängt. Aus dem Verlauf der Kurve kann weiter geschlossen werden auf Schmierwert in einem bestimmten Temperaturabstand, auf Paraffingehalt, auf Gasentwicklung und vielleicht auf Bildung hochmolekularer, polymerer Verbindungen.

Die Einstellung auf die Oberfläche des Öls ist verhältnismäßig schwierig. Bei etwa 400facher Vergrößerung ist das Objektiv dem Tropfen so nahe, daß bei Erwärmung das Objektiv sofort mit Öldampf verschmutzt.

M. Henglein.

Spackeler: Untersuchungen über Gebirgsschläge. (Zs. Berg-, Hütten- und Salinenwesen i. preuß. Staate. 79. 1931. B. 195—229.)

Verf. gibt zuerst ein Schriftenverzeichnis von 38 Abhandlungen und äußert sich dann über den Zweck der Untersuchungen. Gebirgsschläge, ein mit Erschütterung verbundenes, plötzliches Zubruchegehen von Grubenbauen, treten bei bestimmten Lagerungsverhältnissen im Bergbau der ganzen Welt auf. In alle Gebirgsschläge, mögen sie in Steinkohle, Braunkohle, Erzlagerstätten oder im Kalisalz auftreten, haben gewisse übereinstimmende und kennzeichnende Merkmale, so daß eine gemeinsame Ursache anzunehmen ist. Man unterscheidet Spannungs- und Firstschläge. Die ersteren gehen aus den durch Teufe und Abbau bedingten Unterschieden der Druckspannungen hervor. Als Ursache der schwersten Firstschläge wird die Durchbiegung des festen Haupthangenden angenommen, die zu plötzlichem Bruch führt, wobei infolge der elastischen Rückverformung große Kräfte frei werden. Am Herd des Firstschlages wird dabei ein Schlag auf die Lagerstätte nahe der Stoßkante ausgeübt. Daneben können in größerer Entfernung vom Herd die verschiedensten Auswirkungen entstehen. Der Herd kann im verlassenen Felde liegen, so daß die befahrbaren Grubenbaue nur von diesen Nebenwirkungen betroffen werden.

Von den Maßnahmen zur Bekämpfung der Gebirgsschläge werden gegen den oft für diesen Zweck vorgeschlagenen Versatz Bedenken geltend gemacht. Ein Versatz kann die Durchbiegung fester Hangendschichten bis zur gefährlichen Bruchgrenze nicht hindern, kann sie dagegen verzögern. Die Wirkung kann sein, daß die Firstschläge zwar seltener, aber um so schwerer werden. Die Erfahrung zeigt außerdem, daß bei Versatzbau die mit Menschen belegten Abbauräume besonders gefährdet sind, während sonst mehr die Abbau Strecken betroffen werden. Als wichtigste Mittel zur Bekämpfung der Firstschläge werden vorgeschlagen:

1. Abbau in einheitlicher Fläche mit gerader Abbaufont unter Vermeidung aller Restpfeiler, also kein zweiflügliger Abbau, sondern sog. „Aufrollen der Bremsbergfelder“.

2. Sorge für planmäßiges, rechtzeitiges Hereinbrechen des Hangenden unter Bildung einer Bruchlinie parallel zum Stoß in beschränkter Entfernung von diesem, wobei es jedoch nicht auf den Bruch der Dachschichten ankommt, vielmehr möglichst das Haupthangende zu Bruch gehen soll. Gelingt dies

nicht, so bedeutet aber auch das Hereinwerfen der Dachsichten einen Vorteil. Dieses planmäßige Bruchwerfen ist auch bei Versatzbau erforderlich.

3. Einheitlicher Abbau benachbarter Flöze, da jede Stoßkante in einem Flöz Druckzonen und Spannungsunterschiede im Nachbarflöz erzeugt, so daß Abbaue in dieser Zone besonders gefährdet sind. Vollständiger Abbau des einen Flözes kann dagegen das zweite Flöz schlagungefährdet machen (Theorie der Schutzflöze).

Zur Erreichung der unter 1—3 genannten Ziele werden eine Reihe von Einzelschlägen gemacht, wie Stellung des Stoßes parallel zu den Schlechten, vollständiges Rauben der Zimmerung durch Wegschießen der letzten Stempel u. a.

Spannungsschläge werden, da die Entspannung des Gebirges unvermeidlich ist, kaum völlig verhütet. Sie können vermindert werden durch Herbeiführung einer möglichst allmählichen Entspannung. Durch einen langsamen Streckenvortrieb oder durch einen kleinen Streckenquerschnitt ist dies zu erreichen.

Die interessante und eingehende Abhandlung kann als die für den Geologen am meisten bietende und umfangreichste ihrer Art bezeichnet werden. Durch zahlreiche Abbildungen wird sie ergänzt. Auch das Kapitel Verbreitung und Bezeichnung der Gebirgsschläge ist, obwohl kurz gefaßt, sehr inhaltreich und führt Gebirgsschläge aller Gebiete der Erde an.

M. Henglein.

Rother: Beitrag zur Frage der Verhütung von Gebirgsschlägen. (Zs. Berg-, Hütten- und Salinenwesen i. preuß. Staate. 79. 1931. B. 230.)

Verf. weist darauf hin, daß SPACKELER und LINDEMANN in dem Grundsatz: „Das Hangende im Bereich des Abbaus möglichst gleichmäßig beanspruchen“ in der praktischen Durchführung voneinander abweichen. LINDEMANN hält ein gleichmäßiges Absenken des Hangenden, SPACKELER ein rechtzeitiges Hereinbrechen des Hangenden für erstrebenswert. Daher gibt LINDEMANN im allgemeinen dem Abbau mit Versatz, SPACKELER, wenigstens für mächtige Flöze, dem planmäßigen Bruchbau den Vorzug. Verf. ist nun der Auffassung, daß für die Verhütung von Gebirgsschlägen die Frage „Versatz oder Bruchbau“ nicht allgemein gestellt werden kann, und zwar aus folgenden Erwägungen:

1. Ob das Hangende abzusenken oder hereinzubrechen ist, richtet sich nach der Mächtigkeit und dem Einfallen des Flözes und nach dem nur durch die Erfahrung zu bestimmenden Verhalten der schlaggefährlichen Schicht.

2. Der gleichmäßig fortschreitende Abbau bleibt das Wesentliche. Bei einem Abbauverfahren, das vorspringende Ecken, schmale Rippen, Restpfeiler oder dgl. erzeugt, darf nicht erwartet werden, daß allein eine zusätzliche Anwendung von Versatz die Gefahr bant. Bruchbau erfüllt seinen Zweck nur dann, wenn man das Hangende regelmäßig hereinbrechen kann.

3. Es ist nicht nur zwischen Versatzbau und Bruchbau zu unterscheiden. Es müssen vielmehr alle technischen Möglichkeiten in Betracht gezogen werden, wie Handversatz und maschineller Versatz, Vollversatz, Teilversatz

oder Bruchbau, Versatz mit Schonung des Hangenden (Liegenden) oder Blindortbetrieb.

Verf. vertritt auch den von SPACKELER vertretenen Grundsatz, daß die Frage nach Lage des Einzelfalles zu entscheiden ist. **M. Henglein.**

Tunnelgeologie.

O. Jacobini: Anwendung der Erdbohrkunst bei den geologischen Vorarbeiten für die großen Eisenbahnbauten. (Montanistische Rundsch. 22. 1930. 333—338; 357—360.)

Die Erfahrungen bei großen Tunnelbauten (Simplon-, Lötschbergtunnel) und ähnlichen Projekten haben gelehrt, daß sich die geologischen Voruntersuchungen nicht nur auf Oberflächenkartierungen und aus diesen gewonnene Profile stützen, sondern möglichst auch durch einige Tiefbohrungen ergänzt werden sollten. Beim Bau des großen Apennintunnels der „Direttissima Bologna Florenz“, sowie beim Bau der Renobrücke bei Sasso haben sich derartige Maßnahmen bestens bewährt. **Fr. Buschendorf.**

Erd- und Grundbaugeologie.

Max Singer: Der Baugrund. Praktische Geologie für Architekten, Bauunternehmer und Ingenieure. (Wien, Julius Springer, 1932. 393 S. Mit 123 Abb. Preis gebd. RM 28.—.)

Von vornherein dürfen wir sagen, daß auch der Geologe sehr vieles aus diesem Werke lernen kann, daß also Verf. in dem Nebentitel reichlich bescheiden ist. Verf. verbindet die geologischen Erfahrungen eng mit dem „technischen Denken“, wie er mit Recht im Vorworte hervorhebt.

Die vom Verf. hervorgehobene mehrfache Umarbeitung des Buches hat vielerlei Vorteile gebracht. Mag hier und da der Text auch telegrammartig kurz sein, so ist damit eine Fülle von Material auf engen Raum zusammengepreßt.

Die Hauptabschnitte sind: I. Das Bauwesen, nach den verschiedensten Richtungen ausgreifend. II. Die Erde als Baugrund, worin viele Hauptdaten der Geologie wiedergegeben sind, so neben anderen Stoffen ausführlich junge Krustenbewegungen (Niveauveränderungen), die Talverlegung, Deltabildungen, Uferhalden, auch ein Überblick über die eiszeitlichen Ablagerungen. III. Physik, Chemie und Biologie des Baugrundes mit ausführlicher Behandlung des Grundwassers, der verschiedenen Gleichgewichtsstörungen, der Erschütterung des Baugrundes und der Bauwerke, der Wärmeverhältnisse, Frost und Eis im Baugrund, der chemischen Wirkungen im Baugrund, des Auftretens von Gas und Lebewesen im Baugrund. IV. Bautechnische Berg- und Bodenkunde. Dieser Abschnitt liefert mit seinen Angaben über die einzelnen Gesteine in ihrer Bedeutung für die Baugründung vielerlei Anregung. V. Statische und klimatische Standfestigkeit. VI. Die Untersuchung und Prüfung des Baugrundes. VII. Baugrundmechanik. Diese letzteren Abschnitte enthalten sehr viele, für den Geologen wichtige, technische Einzelangaben. Der wichtigste,

nahezu die Hälfte des Werkes umfassende Abschnitt ist der letzte: VIII. Regionale und topographische Baugrundgeologie. In diesem Abschnitte werden zunächst Regelfälle des Baugrundes (Untergrund-Typen), dann als Beispiele aus Salz- und Gipsgebieten Lüneburg, von Tertiärbecken London, Paris und Wien, von küstennahen Pliocän- und Quartärgebieten Rom und das Gebiet des argentinischen Quartärs, aus dem Gebiete der nordeuropäischen Vereisung Berlin, Hamburg, Lübeck und die Niederlande, aus dem Innen- und Randgebiet der alpinen Vereisung u. a. Zürich, Innsbruck, Salzburg, München und Graz, aus dem Gebiet der nordamerikanischen Vereisung Chicago, New York und Boston, aus jungquartären Schwemmlandbildungen u. a. Mexico, Leningrad, Venedig, Pisa, Triest und Fiume besprochen. Man kann sich schon nach dieser, nicht einmal vollständigen Aufzählung denken, wie vielerlei Daten aufgeführt werden. Bei fast allen besprochenen Beispielen werden zunächst der geologische Bau des Gebietes, der Baugrund und die Bau-erfahrungen besprochen. Wohl mögen Einzelheiten angreifbar sein; aber es ist doch im ganzen ein einheitliches brauchbares Nachschlagebuch mit großer Mühe und Sorgfalt zusammengetragen worden, das, wie nochmals hervor-gehoben sei, auch dem Geologen angelegentlich empfohlen sei.

Erich Kaiser.

W. Rickmer Rickmers: Die größten Talsperren der Welt. (Umschau. 36. 1932. 161.)

Verf. schildert den Bergsturz der Nacht vom 5. auf 6. Februar 1911, der das Dörfchen Ussoi an einem der oberen rechten Nebenflüsse des Oxus im westlichen Pamir begrub. Zu gleicher Zeit verspürte man überall in Russisch-Turkestan ein Erdbeben. Die dadurch entstandene natürliche Talsperre hat einen Damm, der sich 500 m über den Talboden erhebt und etwa 2 qkm deckt, was einer Gesteinsmasse von 6 Milliarden Tonnen entspricht. Hinter dem Wall hat sich der Sareser See gebildet, der 80 km lang und stellenweise 400 m tief ist. Ein verheerender Durchbruch ist kaum zu befürchten. Der Fluß wird sich langsam durch den Schutthaufen sägen. Jedenfalls ist hier das größte natürliche Staubecken der Welt.

Der Indus hat seit 1780 sechzehn mächtige Überschwemmungen im Indus-tal verursacht. Der wasserreiche Oberlauf des Indus staute sich durch einen Erdbeben im Jahre 1841. Dahinter bildete sich innerhalb von 5 Monaten ein 60 km langer und 300 m tiefer See, der im Mai überlief und als brausender Wasserfall sich über die Krone des Damms ergoß. Die mittleren und kleineren Indusfluten führte man zumeist auf Sperrgletscher zurück. Der Gletscher Tschong Kumdun, dessen Zunge aus einem Seitental des Scheiok-Flusses herausragt, gilt als der Hauptsünder. Infolge des steilen Bettes und der sich daraus ergebenden Geschwindigkeit verlängern sich diese Gletscher schnell, wenn einmal viele schneereiche Winter aufeinanderfolgen. Vor zwei Jahren hatte sich der Scheiok-Gletscherdamm von neuem gebildet. Es war ein 60 m dicker, viele 100 m breiter und 350 m langer Eiswulst, der an den Felsen des andern Ufers stieß und das Tal abriegelte. Dahinter lauerte ein 16 km langer See. Die Staugletscher sind nicht ganz so schlimm wie die Bergschlipfe. Der zähe Eisriegel gibt langsamer nach. Auch nagt das Wasser schon von

Anbeginn Schächte und Gräben durch das Eis. Der See erreicht fast nie die volle Höhe des Damms und ist schon halb leer, wenn er die letzten Trümmer mit dem Rest seiner Gewässer hinwegfegt. Auch bleiben die Stauseen hinter Gletschern verhältnismäßig seicht, weil sie im Gebiet der oberen, breiten und flachsohligen Täler liegen.

M. Henglein.

J. Stiny: Eine merkwürdige Einlagerung in einer Bergsturzmasse. (Geologie und Bauwesen. 3. Wien 1931. H. 5. 227—229.)

In der Umgebung von Mixnitz in Steiermark hat eine Unterschneidung des Murufers gegen Ende der Eiszeit einen Bergsturz ausgelöst, wobei mächtige Massen (7—8 Millionen m³) devonischer Kalke von ihrer Schieferunterlage abglitten. Das Bergsturzfeld hatte sich seither den Angriffen des Flusses und technischen Eingriffen (Straßenbau) gegenüber als gefestigt erwiesen. Bei der Anlage eines Oberwassergrabens wurden nun aber — schon gegen Ende der bis dahin gut verlaufenen Arbeiten — tonige, von Wasser erweichte Mittel angefahren, die schwere Bedenken auslösten, um so mehr, als die bodenkundliche Untersuchung dieser Einlagerung sehr gefährliche Eigenschaften ergab (Bildsamkeitsziffer 5,25, Quellung 38,47% in 24 Stunden). Die nähere Beobachtung zeigte, daß es sich um einen in der Bergsturzmasse lotrecht stehenden linsenförmigen Lehmlappen handelte, mit 40—50 m Länge, 8—12 m Höhe, 16—17 m größter Dicke. Es waren Liegendschiefer, die beim Bergsturz mitgerissen worden waren. Durch Anlage entsprechender Entwässerung ließ sich die Rutschungsgefahr beseitigen.

Kieslinger.

J. Stiny: Steinsprengung durch rostendes Metall. (Geologie u. Bauwesen. 3. Wien 1931. H. 5. 230.)

Ein Türpfosten aus Verrucanokonglomerat wurde durch Rosten eines eisernen Dorns zersprengt.

Kieslinger.

H. Mohr: Das Klein-Kinitzer Speicherwerk bei Brünn und sein geologischer Rahmen. (HDI-Mitteilungen des Hauptvereins Deutscher Ingenieure in der Tschechoslowakischen Republik. 1932. H. 10.)

Einleitend allgemeine Auseinandersetzungen über die unbedingte Notwendigkeit genauer geologischer Voruntersuchungen bei der Anlage von Speicherbecken und ähnlichen Wasserbauten. Die breite Talmulde des Schwarzaflusses, die als Speicherbecken ausgebaut werden soll, ist in die Diorite (der Brünnner Intrusivmasse) und deren Kontaktgesteine eingesenkt. Diese Mulde weist vier Scharten auf, die beiden Durchtritte der Schwarza und zwei mit jüngeren Sedimenten erfüllte Randstellen, die Klein-Kinitzer und die Bysterzer Lücke. Die erstere ist mit Schottern und Löß bedeckt und es besteht der Verdacht, daß das hier ausgefüllte Tal unter den Stauspiegel hinunterreicht, somit die Gelegenheit zu Wasserverlusten bietet. Es sind daher tiefreichende Sondierungsarbeiten an dieser Stelle dringend erforderlich. In der Bysterzer Lücke haben Bohrungen Löß, darunter Schotter, darunter Schliermergel festgestellt (aus diesem Mergel beschreibt Verf. 23 Foraminiferenarten). Die Unterkante des Schotters liegt über dem Stauspiegel, die Mergel sind wasserdicht, jedoch besteht Gefahr, daß durch

subaquatische Rutschungen auch der Schotter abgesenkt und so zur Beckenwand wird, wozu er natürlich nicht geeignet ist. Viel wichtiger aber noch ist der dringende Verdacht, daß unter dem Mergel noch *Oncophora*-Sande liegen, die ebenfalls nicht wasserdicht wären. Da benachbarte Aufschlüsse diese Sande (in alten Talrinnen) zeigen, ist die Anwesenheit der Sande in der Bysterzer Lücke sehr wahrscheinlich und es sind daher auch hier noch weitere Untersuchungen nötig. Die behandelten Lücken in der Umrahmung des Beckens gehen auf alte Flußtäler zurück, die z. T. bis in vormiocäne Zeit zurückreichen. Die entsprechende vormiocäne Erosionsbasis liegt nun so tief, daß auch mit einer beträchtlichen Tiefe der Randlücken gerechnet werden muß. Aus allen diesen Gründen ist es unbedingt notwendig, die verdächtigen Stellen durch Tiefbohrungen, die bis auf den kristallinen Untergrund reichen, zu untersuchen.

Kieslinger.

E. Nowack: Hochgebirgsbauten und Geologie. (Geologie und Bauwesen. 3. Wien 1931. 1—11. Mit 7 Textbild.)

Wichtigkeit der geologisch-morphologischen Vorarbeiten für Ingenieurbauten, besonders Wasserkraftanlagen im Hochgebirge. Treppenbau des Alpenreliefs als Grundlage der technischen Projekte. Ein „Hauptniveau“ in rund 2000 m Höhe (im wesentlichen voreiszeitlichen Alters), über ihm die „Kartrepe“ (mit kleineren Teilniveaus), unter ihm die „Taltrepe“ (in Form von Talbodenverflachungen, Terrassen, Leisten und Gesimsen). Über der Kartrepe können noch steile Grate und Gipfel folgen. Alle drei morphologischen Gruppen wurden eiszeitlich überformt. Der nacheiszeitliche Schurf jedoch (und mit ihm die gefährlichen unausgeglichenen Hänge) beschränkt sich auf die Taltrepe, also im allgemeinen unter 2000 m. Diese mehr oder minder regelmäßigen Zusammenhänge werden als „Stufengesetz“ zusammengefaßt (das natürlich jeweils nur für einen nicht zu großen Bereich Geltung hat).

Das Tauernwerksprojekt der AEG. fußt auf diesem Stufengesetz, indem es das Hauptniveau (zwischen 2080 und 2300 m) zur Fassung der Gewässer benützt, weil dort große Speichermöglichkeiten vorhanden sind, die geringe Schuttbedeckung u. a. die Führung von Hangkanälen begünstigen. Der Grundgedanke ist: „Heraus aus der Taltrepe“.

Anhangsweise werden andere Wirkungen der Eiszeitmorphologie auf technische Bauten erwähnt: Überdeckung von Hanggesimsen durch Moränen, Talverlegungen, verschüttete alte Talrinnen u. a., die gelegentlich dem Techniker sehr unerwünschte Überraschungen bringen.

Kieslinger.

J. Stiny: Schäden durch Naturgewalten in Österreich während des Jahres 1931. (Geologie u. Bauwesen. 4. Wien 1932. H. 1. 91 f.)

—: Felsschliff an der Vintschgauer Straße. (Geologie u. Bauwesen. 4. Wien 1932. H. 1. 101—104. Mit 5 Abb.)

Die Vintschgauer Straße oberhalb von Landeck wurde in einem sehr steilen Felshang in Phyllit eingeschnitten. Die Folge davon war ein bedeutender Felsschliff im Januar 1932. Im Anschluß an die Besprechung dieses

Ereignisses tritt Verf. für die „formschonende Bauweise“ (ohne Unterschneidung der Gehänge) ein, die zwar anfangs teuer kommt, aber weniger Erhaltungskosten erfordert.

Kieslinger.

Stiny, J.: Die Bewährung von Schneezäunen bei der Lahnenverbauung. (Geologie u. Bauwesen. 4. Wien 1932. H. 1. 105 f. Mit 1 Abb.) — Beispiel aus dem Arlberggebiet.

J. Stiny: Ein nicht gewöhnlicher Felssturz bei Langen am Arlberg. (Geologie und Bauwesen. 3. Wien 1931. Heft 3. 148—150. Mit 2 Abb.)

Nördlich von Langen am Arlberg ereignete sich am 19. September 1931 in der Hinterwand eines Steinbruches im „Virgloria-Kalk“ ein „echter“ Felssturz, d. h. durch reine Abscherung des Gesteins, ohne daß vorher eine Gleitfläche vorhanden gewesen wäre. Das widersinnig in Platten einfallende Gestein war talwärts durch den Steinbruchbetrieb entblößt, bergwärts durch einen Quetschstreifen aus dem Zusammenhang mit dem Nachbargestein gebracht. Die Scherfestigkeit wird nach der Formel des Verf.'s aus Böschungswinkel, Gewicht und Rutschhöhe mit 600 kg/cm^2 berechnet.

Kieslinger.

Rothfuchs: Zur Normung der Körnungen für Sand, Kies und zerkleinerte Stoffe. (Stein-Ind. 27. 1932. 36.)

Verf. gibt Hinweise, die zeigen, daß auch der zweite DIN-Entwurf 1179 noch nicht in jeder Hinsicht den Belangen aller Fachkreise entspricht. Es werden Anregungen gegeben, die bei der endgültigen Normung der Körnungen in Betracht gezogen werden mögen. So wird vor allem darauf hingewiesen, daß statt rundgelochter Prüfsiebe zweckmäßiger Maschensiebe genormt werden. Verf. empfiehlt, dem ABRAM'schen Feinheitsmodul immer mehr Eingang in die Praxis zu verschaffen, zumal damit auch die Auswertung von Prüfungsergebnissen bei der Schotterprüfung wesentlich erleichtert wird.

M. Henglein.

J. Stiny: Der Hohlrauminhalt tatsächlicher Bodengerüste. (Geologie und Bauwesen. 4. Wien 1932. Heft 2. 145—148.)

Versuche mit Kugeln, die in Gefäße verschiedenen Durchmessers eingerüttelt werden. Gute Übereinstimmung der Ergebnisse mit der mathematischen Behandlung durch MANGOLD, HOFMANN und SOLF. Aus den Ergebnissen sei folgendes herausgegriffen:

Das Zunehmen der Setzung durch Schütteln geht nur bis zu einem gewissen „Schwellenwert“, dann tritt wieder Auflockerung ein. Der Betrag der Setzung ist um so größer, je kleiner die Kugeln. Aber auch dies gilt nur bis zu einem gewissen Durchmesser der Kugeln herab, bei sehr kleinen Stückchen (noch mehr bei Schuppen und Stengeln) ermöglichen die Haftkräfte eine relativ lockere Lagerung. Je enger die Gefäße, desto geringer die Setzung (desto leichter treten Verspannungen ein). Die theoretische (ideale) Kugel-

packung ist praktisch im Versuchswege nicht zu erreichen. Die tatsächlichen Packungen haben immer einen etwas größeren Porenraum, weil einige Kugeln einander nicht berühren (Fehlstellen, Lockerstellen). **Kieslinger.**

J. Stiny und M. Winkler: Die Böschungswinkel geschütteter trockener Sande und ihr Durchfluß durch Öffnungen. (Geologie und Bauwesen. 3. Wien 1931. 12—19. Mit 1 Textbild.)

Es wurden verschiedene Sandkörnungen durch Trichter mit wechselnder Ausflußweite, ungleicher Fallhöhe und sonst geänderten Bedingungen durchlaufen gelassen und die Böschungswinkel der darunter entstandenen Kegel gemessen. Ausführlich wird die Wirkung der einzelnen Versuchsbedingungen behandelt und auch die Fehlerquellen, die hauptsächlich darauf zurückgehen, daß sich der Sand an diesen Kegeln meist nicht gleichmäßig anlagert und Rutschungen ausführt.

Je größer die Fallhöhe, desto geringer die Neigung des Schuttkegels. Ebenso, je weiter die Ausflußöffnung, desto flacher und unregelmäßiger der Kegel. Die Länge des Ausflußstückes hat keinen besonderen Einfluß auf den Böschungswinkel, jedoch fördert eine Verlängerung die Durchflußmenge. Die Neigung des Kegels wächst in erster Linie mit der Korngröße.

Kieslinger.

J. Nahnsen: Zur Verhütung von Schwimmsand- und Wasserdurchbrüchen im mitteldeutschen Braunkohlenbergbau. (Zs. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen i. preuß. Staate. 79. 1931. B. 48.)

In den letzten 20 Jahren ereigneten sich 100 Unfälle infolge von Schwimmsand- und Wasserdurchbrüchen im mitteldeutschen Braunkohlenbergbau. 70 % der Unfälle fallen auf echte Schwimmsand- und Wasserdurchbrüche, 12 % auf Durchbrüche aus alten Bauen und 18 % auf Durchbrüche infolge übertägiger Unwetter.

Bei den echten Schwimmsand- und Wasserdurchbrüchen kann man zwischen langsam sich entwickelnden und schlagartig plötzlich auftretenden Fällen unterscheiden. Die ersteren bezeichnet Verf. als „Anbrüche“, die letzteren als „Einbrüche“. Etwa $\frac{3}{4}$ der Unfälle waren Einbrüche. Die Anzahl der Anbrüche ist aber wesentlich größer als die der Einbrüche. Die Anbrüche zeigen sich durch Feuchtwerden des Stoßes, matte Wetter und Druckerscheinungen an. Dann folgt langsam beginnend ein Durchfluß von Sand und Wasser, bis die immer stärker werdende Schlammung eine anfangs ungeahnte Kraft erlangt. Ohne baldige Gegenmaßnahmen entwickeln sich die Anbrüche gelegentlich infolge der entstehenden und dann zusammenbrechenden Hohlräume zu Einbrüchen. Die Anbruchsstelle ist schleunigst durch Pfähle und Stroh abzudichten. Verf. beschreibt die weiteren Maßnahmen, wobei dem Kohlenversatz die wichtige Aufgabe zukommt, den zu befürchtenden Einbruch nachgiebig aufzufangen und dadurch den Bohlenschutz zu sichern. Er soll das Wasser durchlassen, den Sand zurückhalten, damit die Bildung von Hohlräumen verhindert wird.

Der Einbruch ist der gefährliche, plötzlich auftretende Durchbruch im Abbau und gelegentlich auch in der Strecke. Nach dem Auftreten der-

selben warnenden Anzeichen, wie oben beim Anbruch angegeben, oder auch schon gleichzeitig, erfolgt schlagartig der Durchbruch. Die hereinbrechenden Schwimmsandmassen sind infolge der Druckauslösung und ihrer durch die Fallbeschleunigung erhöhten lebendigen Kraft von verheerender Gewalt. Bei jedem Einbruch sind zwei Luftstöße zu beobachten, die infolge des Ausgleichs des Luftdrucks zwischen den Hohlräumen und der Grube sowie infolge der zusammenbrechenden Massen entstehen. Der Einbruch entsteht durch das Zusammenbrechen von Hohlräumen im Alten Mann oder Hangenden.

Die Durchbrüche durch übertägige Unwetter entstehen bei Überschwemmungen der Bruchfelder. Man baut Schutzdämme so daß diese nicht überflutet werden können. Öfter werden aber die Wasserhaltungen durch Rutschungen und Wasserströme so schnell überflutet, daß sich die Pumpenwärter nicht schnell genug retten können.

Die bergpolizeilichen Vorschriften werden nunmehr vom Verf. angeführt und die Verhütung der Unfälle behandelt. Die Schwimmsand- und Wasserdurchbrüche entstehen infolge der rolligen Beschaffenheit und des Wasserreichtums fast aller tertiären und diluvialen Schichten. Kiese, Sande und sandige Tone sind durch ihren hohen Wassergehalt beweglich. Diese Beweglichkeit ist praktisch ebenso groß und ihre lebendige Kraft wegen des höheren spezifischen Gewichts sogar stärker als die des reinen Wassers. Die planmäßige Entwässerung bedeutet die Aus- und Verrichtung und den Abbau der Wasserlagerstätte vor dem Beginn des Kohlenabbaus. Ist eine Entwässerung nicht möglich, so kann auch der Bergbau nicht von langer Dauer sein. Verf. verweist auf sein Buch über „Die Praxis der planmäßigen Entwässerung im Braunkohlenbergbau“ (Verlag Wilh. Knapp, Halle 1929).

Als besondere Sicherheitsmaßnahmen neben der Entwässerungsarbeit und dem Verbohren werden noch erwähnt die Regelung des Gebirgsdrucks, die Sonderausbildung und praktische Erfahrung der Aufsichtsbeamten und die Sicherung eines Feuchtwegs.

M. Henglein.

Pfeifer und Quiring: Sind Löß und Lößlehm zur Deichschüttung geeignet? (Zbl. der Bauverwaltung. 50. 1930. 570.)

Die Untersuchungen im Laboratorium, wie der Bau eines Probedeiches bei Rodenbach a. d. Wied zeigten, daß der teilweise noch kalkhaltige Jüngere Löß (Aurignac-Löß), sowie der entkalkte Ältere Löß (Acheul-Löß) zum Deichbau ganz unbrauchbar sind. Das Löß- bzw. Lehmlager, dem das Material entnommen wurde, ist in der Nähe von Rodenbach. Versuche zur Klärung der Vorgänge bei Benetzung von Löß zeigten, daß sich zwischen den benetzten und unbenetzten Lößteilen Luftpolster bilden. Die nach und nach benetzten Lößteile blättern ab, so daß das Wasser immer wieder an neue Partien gelangt. Das sind dieselben Vorgänge, die bei der Bildung steiler Lößwände statt finden. Es handelt sich hier nicht um eine einfache Abschwemmung, wie sie bei Sand und Ton stattfindet; sondern der vom Regen benetzte Löß blättert unter Bildung von Luftpolstern zwischen benetztem und unbenetztem Material ab.

M. Henglein.

G. Strele: Die Quellen der Geschiebeführung. (Geologie und Bauwesen. 4. Wien 1932. Heft 2. 119—144. Mit 10 Abb.)

Die Wildbäche beziehen ihre Geschiebe entweder aus den Verwitterungsvorgängen oder durch Aufwühlung bereits vorhandener Lockermassen. Es werden die verschiedenen Faktoren, welche die Standfestigkeit bedingen, bezw. sie aufheben, ausführlich besprochen. Die Wühlarbeit des Wassers erfolgt entweder als „Längswühlung“ (Tiefenschurf) und erzeugt dann Feilenanbrüche (Beispiel Hochwasserkatastrophe 1882 in Laghetti, Bezirk Primiero). Oder aber sie greift als „Querwühlung“ (Seitenschurf) seitlich aus und unterschneidet die Lehnen (Beispiele Rovana im Kanton Tessin, Klausenkofelbach im Möltal). Durch das Anschneiden entstehen „Bruchflächen“ im engeren Sinne des Wortes (Beispiel Schesatobel bei Bludenz). Eine weitere Form ist die „unterirdische Auswühlung“; im Lockerboden bilden sich Hohlräume, bis dann Einsturz erfolgt und eine rasch sich vergrößernde Runse entsteht (Beispiel Bruchkessel von Sette Fontane im Avisiotal; ferner werden die Unterwaschungen des Ortes Regelsbrunn und die erfolgreichen Gegenmaßnahmen behandelt). Sodann bespricht Verf. näher die verschiedenen Ursachen von Rutschungen. Übermäßige örtliche Belastung (z. B. Sandlingmure bei Goisern), Rutschungen auf Gleitflächen (zahlreiche Beispiele). Rutschungen infolge Kohäsionsverminderung, die auf Durchfeuchtung zurückgeht; hierher gehören die meisten Blatt- und Muschel-anbrüche (ausführliche Beispiele). Rutschungen infolge hydrostatischer Druckwirkung gestauten Wassers. Endlich wird der schützende Einfluß der Vegetationsdecke an vielen Beispielen eindringlich dargelegt.

Kieslinger.

E. Kreidler: Mitteilung über neuere erdbaumechanische und bodenphysikalische Arbeiten des geotechnischen Büros der finnländischen Eisenbahnen. (Geologie und Bauwesen. 4. Wien 1932. Heft 2. 155—163.)

Ausführliches Sammelreferat, besonders über die Arbeiten des finnländischen Geologen THORD BRENNER.

Kieslinger.

J. Stiny: Zur örtlichen Verteilung von Rutschungsanbrüchen auf Steilhängen. (Geologie und Bauwesen. 3. Wien 1931. Heft 3. 143—147.)

Unter den Rutschungsanbrüchen lassen sich unter sonst gleichen Umständen zwei Hauptgruppen unterscheiden:

1. In feinkörnigen Ablagerungen entstehen vorwiegend Muschel-anbrüche meist nahe dem Fuße des Steilhanges.

2. In grobkörnigen Ablagerungen entstehen vorzugsweise Blatt-anbrüche: diese bevorzugen die oberen Teile der Hänge bezw. bei Gefällsbrüchen die Brechungskante.

Kieslinger.

A. Ohnesorge und H. Schulz: Steinbruchbetrieb und Tektonik. (Geologie und Bauwesen. 3. Wien 1931. Heft 3. 135—142. Mit 3 Abb.)

Es wird auf die Wichtigkeit der Kluftrichtungen und ihrer genauen Feststellung für den Steinbruchbetrieb hingewiesen. Als Ideallösung er-

scheint Abbaurichtung senkrecht zur Spaltfläche, entgegengesetzt dem Bankungseinfallen, Verbiebsrichtung längs der Spaltfläche. **Kleslinger.**

Diwald, K.: Die Führung von Verkehrslinien in ihrer Abhängigkeit von der Morphologie des Tales. (Geologie und Bauwesen. **3.** Wien 1931. Heft 2. 31—64. Mit 7 Abb.)

Technische Gesteinsuntersuchung (einschl. Bausteine und ihre Verwitterung).

Bowles, O.: Economics of Crushed Stone Production. (U. S. Bureau of Mines, Econ. Pap. **12.** 1931. 62 S. Mit 49 Abb.)
 Stübel: Kritische Betrachtung der Materialprüfungszeugnisse über natürliche Gesteine. (Wasser- und Wegebau-Zs. 1931. Nr. 20, 21.)

F. Schmeer: Zuverlässigkeit der Prüfung von Gesteinen auf Schlagfestigkeit. (Stein-Ind. **26.** 1931. 348.)

Verf. entgegnet auf den Aufsatz von STÜBEL, der durch kein genügend beweiskräftiges Zahlenmaterial gestützte Behauptungen aufstellt. Ihnen müssen die 25jährigen Erfahrungen entgegengehalten werden, die seit der Einführung des Prüfverfahrens durch A. FÖPPL im Mechanisch-technischen und später im Bautechnischen Laboratorium der Techn. Hochschule in München bei der Prüfung zahlreicher Gesteinsarten gemacht worden sind. Auch in Aufsätzen von BREYER und KRÜGER, in denen das FÖPPL'sche Prüfverfahren wegen der zu großen Streuungen der Prüfungsergebnisse abgelehnt wird, ist kein beweiskräftiges Zahlenmaterial enthalten.

Auf Grund langjähriger Erfahrungen kann das FÖPPL'sche Verfahren zur Prüfung von Gesteinen auf Schlag-Druckfestigkeit hinsichtlich der Streuung der Prüfungsergebnisse als genügend zuverlässig und die von dem DVM vorgeschlagene Normung als berechtigt bezeichnet werden. Eine andere Frage ist es, ob diese Prüfung in allen Fällen zur sicheren Beurteilung der Widerstandsfähigkeit von Steinmaterial gegen Schläge und Stöße, denen es bei der praktischen Verwendung ausgesetzt ist, ausreicht und ob nicht bisweilen eine Ergänzung oder ein Ersatz durch andere Prüfungen angezeigt ist.

M. Henglein.

Rothfuchs: Voraussetzung für die Erzielung einwandfreier Ergebnisse bei der Schlagprüfung von Schotter. (Stein-Ind. **26.** 1931. 311—322.)

Die Zuverlässigkeit der Prüfungsergebnisse ist besonders dadurch erreicht worden, daß bei der Prüfung u. a. auch die Kornzusammensetzung sowie die Kornform der Schotterproben berücksichtigt wird. Dies ist erforderlich, weil die Schlagfestigkeit eines Schotters nicht von der Zähigkeit des verwendeten Gesteins, sondern auch von der Körnung und Kornform der Schotterstücke abhängig ist. Wie bedeutsam die Beachtung dieser und anderer Gesichtspunkte für die Erzielung einwandfreier Prüfergebnisse ist, soll vom Verf. dargelegt werden. Er schildert:

1. Prüfverfahren und Auswertung der Ergebnisse.
2. Unzulänglichkeit der bisher üblichen Auswertung der Ergebnisse von Schotterprüfungen.
3. Einfluß der Körnung des Schotters auf seine Schlagfestigkeit.
4. Kornzusammensetzung des Prüfgutes.
5. Einfluß der Kornform des Schotters auf seine Schlagfestigkeit.
6. Berücksichtigung der Kornform des Schotters bei der Schlagprüfung.

Die Darlegungen zeigen, daß sich bei der Schlagprüfung der Schotterstoffe nur dann zuverlässige Vergleichswerte für ihre Schlagfestigkeit ergeben, wenn die Schotterproben von gleicher Raummenge in der gleichen Kornzusammensetzung geprüft werden, wenn bei der Auswertung der Prüfungsergebnisse alle angefallenen Kornklassen der Trümmermengen berücksichtigt werden und wenn beim Vergleich der Prüfergebnisse auch der Kornform der Schotterproben Rechnung getragen wird.

Die gleichen Gesichtspunkte müssen auch bei der Prüfung von Schotter auf Widerstandsfähigkeit gegen Druckbeanspruchung nach den RUDLOFFschen oder ähnlichen Verfahren sowie bei der Prüfung von Schotter auf Kantenfestigkeit nach dem Trommelversuch sinngemäß angewendet werden, um zuverlässige Prüfergebnisse zu erzielen.

M. Henglein.

Karel Špaček: Schleunige Gefrierprobe der Gesteine. (Tschechoslowakischer Verband für Erforschung und Prüfung von technischen Materialien und Konstruktionen. Praha 1931. Nr. 25 einheitlicher Prüfungsvorschriften. Fach 5 Dc, Sep. 1—15. Mit 6 Textfig. Čechisch, französische und deutsche Zusammenfassung.)

Verf. beschreibt in der vorliegenden Abhandlung ein beschleunigtes Prüfungsverfahren zwecks Bestimmung der Widerstandsfähigkeit der Gesteine gegen die Frostwirkung, welches in der Forschungsanstalt für natürliche Steine bei der Čechischen technischen Hochschule in Prag ausgearbeitet wurde und seit längerer Zeit mit gutem Erfolge verwendet wird.

Es handelt sich um die Verwendung des „trockenen Schnees“ der Kohlensäure, welche die Durchführung der Untersuchung binnen 2 Stunden ermöglicht. Bezüglich aller Einzelheiten bei der Ausführung der Probe muß auf das Original verwiesen werden.

Fr. Ulrich.

J. Kratochvíl - J. Kašparová: Die Qualifizierung der Gesteine für den Gebrauch in der Praxis. (Kámen. Jahrg. XII. Heft 7—8. Sep. 1—12. Mit 1 Textfig. Čechisch. Praha 1931.)

Die Verf. versuchen in dem vorliegenden Artikel den Zusammenhang zwischen den physikalischen Eigenschaften (Zähigkeit, Druckfestigkeit, Härte) einer Gruppe von granitischen und dioritischen Gesteinen aus Böhmen und ihrer petrographischen Beschaffenheit (mineralische Zusammensetzung, Korngröße, Struktur und Textur) aufzufinden und dem praktischen Bedarf nutzbar zu machen.

Fr. Ulrich.

Stübel: Unzuverlässigkeit der Prüfung von Gesteinen auf Schlagfestigkeit nach Din-Entwurf DVM 2107 (Verfahren FÖPPL). (Stein-Ind. 26. 1931. 293.)

Das von FÖPPL vorgeschlagene Verfahren zur Prüfung natürlicher Gesteine auf Schlagfestigkeit soll genormt werden. Verf. nimmt kritisch Stellung dazu, und zwar gegen die Unzuverlässigkeit der Prüfungsergebnisse. Bei der Prüfung mehrerer Probewürfel aus dem gleichen Gestein weichen nämlich die Prüfergebnisse oft so stark voneinander ab, daß einwandfreie Mittelwerte zum Vergleich der Schlagfestigkeit nicht zu gewinnen sind. Es wird das Ergebnis der Prüfung eines Basaltes auf Schlagfestigkeit vorgeführt. Die sich ergebenden Unterschiede sind keinesfalls auf die Ungleichmäßigkeit des Gesteins, sondern auf Zufälligkeiten zurückzuführen. Welche Umstände dabei mitspielen, ist noch nicht ganz aufgeklärt. Die große Streuung bei dem Verfahren beruht in der Hauptsache auf zufälligerweise in einzelnen Probewürfeln vorhandenen Haarrissen, die von Zerklüftungen, Sprengungen im Steinbruch oder auch vom gewaltsamen Zersägen herrühren können. Infolgedessen wird die Schlagfestigkeit des Gesteins sehr herabgesetzt. Verf. glaubt, daß sich bessere Einzelwerte bei Parallelprüfungen ergeben, wenn man nach dem amerikanischen Prüfverfahren von PAGE einen leichteren Hammer oder größere Probekörper zur Prüfung verwenden würde.

Die Zufälligkeiten müssen jedenfalls so weit ausgeschaltet werden, daß die Streuung bei Parallelprüfungen höchstens 20 % beträgt. Läßt sich dies aber bei der Schlagprüfung an Gesteinswürfeln nicht erreichen, so sollte man von einer solchen Prüfung überhaupt ganz absehen. Denn man kann sich bei der Beurteilung der Güte von Materialien nicht auf Prüfungsergebnisse stützen, die als Zufallsergebnisse anzusehen sind. **M. Henglein.**

Kurt Stöcke: Ist das Verfahren FÖPPL zur Prüfung von Gesteinen auf Schlagfestigkeit nach Din-Entwurf DVM. 2107 unzuverlässig? (Stein-Ind. 26. 1931. 337.)

Verf. führt die Gründe, die STÜBEL anführt, für die Unterschiede nicht auf Zufälligkeiten, Beschädigungen bei der Würfelherstellung und durch gewaltsames Zersägen zurück. Die ursächlichen Zusammenhänge lassen sich meist auf petrographischem Wege erklären. Es handelt sich einmal um feinnissiges Material, bei dem Haarrisse schlagfestigkeitsvermindernd wirken, wenn an Würfeln geprüft wurde. Der Schotter hingegen war nach Anlage seiner natürlichen Klüfte bereits beim Brechen aufgeteilt und stellte so in seinem Einzelkorn ein einheitlich zusammenhängendes Gebilde dar, wodurch bei der Prüfung ein günstigeres Ergebnis zeitigt wurde.

Aus den Ergebnissen der Prüfung zahlreicher natürlicher und künstlicher Gesteine der verschiedensten Strukturtypen und besonders auf Grund der Ergebnisse einer Arbeit über schlesische Granite mit über 200 Einzelwerten scheint nach dem Verf. die Zuverlässigkeit des Verfahrens hervorgegangen zu sein. Er glaubt, daß die Berechtigung zur Normierung des Verfahrens durch seine Ausführungen erwiesen sei. **M. Henglein.**

Stübel: Ist das Verfahren FÖPPL zur Prüfung von Gesteinen auf Schlagfestigkeit zuverlässig? Erwiderung zu den Aufsätzen von Dr. Stöcke. [Siehe vorstehendes Ref.] (Stein-Ind. 27. 1932. 34.)

Es werden die Ergebnisse von Gesteinsprüfungen nach dem FÖPPL'schen Verfahren in zwei Tabellen zusammengestellt und zwar von Diorit, Diabas, Basalt, Syenit, Porphyrit, Glaukonit, Quarzporphyr, Granit, Gneis, Grauwacke, Hornfels, Hornblende und Kalkstein.

Die Ausführungen des Verf.'s sollen beweisen, daß seine Bedenken gegen das FÖPPL'sche Prüfverfahren durchaus berechtigt und begründet sind. Auch in Kreisen der Steinindustrie sollen Bedenken bestehen, so daß der Reichsverband der deutschen Pflasterstein- und Schotterindustrie gegen den DIN-Entwurf 2107 ebenfalls beim Deutschen Verband für die Materialprüfungen der Technik Einspruch erhoben und diesen mit der Unzuverlässigkeit und praktischen Unbrauchbarkeit dieses Prüfverfahrens begründet. Falls die Fehler des FÖPPL'schen Prüfverfahrens nicht so weit aufgeschlossen werden können, daß die Prüfungsergebnisse einwandfreie Vergleichswerte für die Schlagfestigkeit der Gesteine liefern, würde man am besten auf Schlagprüfungen an Probewürfeln ganz verzichten. Durch Entnahme einer Anzahl von Proben aus den verschiedensten Gewinnungsstellen, wodurch nur allein das ganze Gestein beurteilt werden kann, wird die an sich schon kostspielige Schlagprüfung an Probewürfeln noch ganz erheblich verteuert. Es bleibt zu erwägen, ob man sich nicht auch zur Beurteilung der Zähigkeit der Gesteine, also ihrer reinen Stoffeigenschaften, auf Schlagprüfungen an Schotterproben beschränken kann. Wenn auch bei einer solchen Prüfung an Schotterproben die Beanspruchung von Pflastersteinen beim Einrammen nicht nachgeahmt wird, so ergeben sich doch für die Zähigkeit der Gesteine praktisch gut verwendbare Vergleichswerte, die auch der Beurteilung von Pflastersteinen unbedenklich zugrunde gelegt werden können. Diese Vergleichswerte stehen mit der praktischen Bewährung von Pflastersteinen in viel besserem Einklang als die FÖPPL'schen Prüfergebnisse.

M. Henglein.

Hans Breyer: Über die geologische Untersuchung von Steinbrüchen und die Prüfung von Gesteinen auf Wetterbeständigkeit durch die Gesteinsprüfstelle der Reichsbahn. (Stein-Ind. 26. 1931. 306.)

Von der im Jahre 1929 bei der Reichsbahndirektion Kassel eingerichteten Gesteinsprüfstelle werden nicht nur die für Gleisbettungszwecke in Frage kommenden Stoffe (Naturgesteine und Schlacken) auf ihre mechanische Widerstandsfähigkeit geprüft, sondern auch eingehend auf ihre Wetterbeständigkeit untersucht. Der Geologe der Gesteinsprüfstelle untersucht von Zeit zu Zeit örtlich alle Steinbrüche (etwa 500), die für die Reichsbahn Steinschlag liefern. Dabei werden gleichzeitig von allen Gewinnungspunkten und allen Stellen, die verschiedenartiges Gestein aufweisen, Proben für petrographische Untersuchungen zur Beurteilung der Wetterbeständigkeit entnommen.

Verf. schildert die örtlichen geologischen Untersuchungen, die den Zweck haben, die Gewinnung einwandfreien und sauberen Steinschlags zu überwachen. Der Auswahl dienen ferner petrographische Untersuchungen, die einen tieferen Einblick in das Gestein geben. Es folgt dann die technologische Prüfung, die Begutachtung von Steinbrüchen und Gesteinen.

Wenn dem Verf. entgegengehalten wird, daß für den einzelnen Steinbruchunternehmer, dessen Steinbruch gegebenenfalls wegen Minderqualität des Gesteins von der weiteren Lieferung ausgeschlossen wird, das Vorhandensein einer derartigen Prüfungsstelle unangenehm ist, so glaubt er, daß es im Interesse der gesamten Steinindustrie sein dürfte, daß minderwertige Steinbrüche von der Lieferung ausgeschlossen werden, damit das Vertrauen des In- und Auslandes zur deutschen Steinindustrie nicht untergraben wird.

M. Henglein.

Kieslinger, Alois: Zerstörungen an Steinbauten, ihre Ursachen und ihre Abwehr. (VIII + 346 S. Mit 291 Abb. im Text u. 13 Zahlentaf. Preis geh. RM 25.—, in Ganzleinen 27.—. Verlag Franz Deuticke, Leipzig u. Wien.) — Besprechung folgt.

Carlowitz, Christoff: Schutz und Instandhaltung schadhafter Bauwerke mittels chemischer Lösungen. (Architektur u. Bauwesen. 1931. H. 23. 364—365.)

Kieslinger, A.: Krustenbildung an Bausteinen. (Der Bautenschutz. 2. Jahrg. März 1931. H. 3. 25.)

Stone, R. W.: Evidence of durability of building stone. (Proc. Pennsylvania. Ac. Sci. 5. Harrisburg, Pennsylvania.)

R. J. Schaffer: The weathering of natural building stones. (Departm. of scientific a. industr. Research. — Building Research. — Spec. Rep. 18. London 1932. 149 S. Mit 56. Abb. Preis 4 s. 6 d. net. Zu beziehen von H. M. Stationary Office in London WC 2, Adastral House, Kingsway, in Deutschland durch A. Asher & Co., Berlin W 8, Behrenstr. 17.)

Dieser amtliche Bericht soll, wie der „Director of Building Research“ in einem Vorworte sagt, keinerlei endgültige Antworten auf die sich bietenden Fragen geben. Das merkt man oft bei dem ein ausgedehntes Material auf nur wenigen Seiten behandelnden Berichte. Das zeigt schon ein Überblick über den Inhalt: Einteilung der natürlichen Bausteine (Eruptiv-, Sediment-, metamorphe Gesteine!) nach einfachstem petrographischen System (6 S.) mit einigen Abbildungen. Sodann wird die mit natürlichen Fehlern zusammenhängende Verwitterung behandelt (3 S. „soft beds“, „vents and shakes“, diese letzteren vielleicht durch Adern und Stiche zu übersetzen). 6 S. sind den Fehlern falscher Gewinnung und praktischer Bearbeitung gewidmet. Bekannt ist, daß viele Fehler bei der Auswahl des Materials gemacht werden, was durch Beispiele besonders erläutert wird. Die chemische Verwitterung, die damit zusammenhängende Abblätterung und Abschuppung, der Einfluß der Struktur (z. B. Makro- und Mikroporosität) werden eingehend behandelt. Daran schließt sich dann eine Darstellung der chemischen Vorgänge der Verwitterung der einzelnen Gesteinsarten in wohl dem wichtigsten Abschnitt des Buches. Auch die physikalischen Vorgänge bei der Verwitterung werden besprochen, noch eingehender die Bedeutung der löslichen Salze als Agentien des Zerfalls, wobei nicht nur der aus dem Gesteine selbst herrührenden Lösungen, sondern ebenfalls der von auswärts zugeführten gedacht wird. Hierbei wird der mechanischen Wirkung (z. B. Kristallisationskraft) der sich aus-

scheidenden Salze eine besondere Rolle zugesprochen, aber auch der erhobenen Einwände gedacht. Die Bedeutung der Organismen für die Verwitterung findet eingehende Würdigung, wobei die gerade von englischen Untersuchern hervorgehobene Bedeutung der Bakterien angezweifelt wird.

Über den Stand der Frage der Verhinderung und der Heilung von Verwitterungsschäden an Naturbausteinen wird eingehend berichtet. Eine 1861 eingesetzte Kommission zur Untersuchung der Verwitterungsschäden am Parlamentsgebäude in London stellte fest, daß damals noch keine Methode bekannt gewesen sei, um der Verwitterung Einhalt zu tun. Auf demselben Standpunkte stehe man noch heute. Es gibt höchstens Methoden, um die Verwitterung, aber nur auf eine kurze Zeit, zu verschieben. Am besten sei es, nach Erfahrungen in England, die Gebäude in kurzen Zeiträumen gründlich, möglichst heiß, mit der Spritze abzuwaschen. Reines Wasser müsse verwandt werden. Der Zusatz von Alkalien sei schädlich. Diese Abschnitte enthalten vielerlei Winke.

Die praktische Prüfung des zur Erneuerung verwandten Materials wird eingehend besprochen, wobei HIRSCHWALD's Ergebnisse besonders hervorgehoben werden. Die beste Prüfung für die Materialauswahl werde durch die Erfahrung gegeben. Die Zeit reicht dazu oft nicht aus. Dann könne ersatzweise an Stelle der Erfahrung mit Vorsicht der Versuch im Laboratorium gesetzt werden. Überblick über die in der „Building Research Station“ angewandten Methoden.

Im Anhang wird die Bedeutung der atmosphärischen Verunreinigung in bezug auf die Verwitterung und eine Kopie eines Berichts der „Building Research Station“ über ein neues Gestein gegeben.

Ein Literaturverzeichnis und ein Register vervollständigen den Band.

Trotzdem das alles auf 149 S. zusammengepreßt ist, und die Erfahrungen in anderen Ländern nicht bis auf alle Einzelheiten verwertet sind, so enthält doch dieses Buch so mancherlei Einzelheiten, daß man aus ihm mancherlei Anregung schöpfen kann.

Erich Kaiser.

W. Wybergh: The building stones of the Union of South Africa. (Union of South Africa. Geological Survey. Memoir 29. Pretoria 1932. 238 S. Mit 3 Fig. u. 2 Taf. Preis 7 s. 6 d.)

Der Bericht ist, wie A. W. ROGERS in der Einführung sagt, nicht ein voller Überblick über alle Möglichkeiten der Gewinnung von Bausteinen in der südafrikanischen Union, sondern einmal beschränkt auf die nähere Umgebung der hauptsächlichsten Verbraucher, der größeren Städte, dann in deren Umkreis wesentlich beschränkt auf Sandsteine.

Vom Verf. wird hervorgehoben, daß ein solcher, vor 20—30 Jahren gegebener Überblick über die Bausteine der südafrikanischen Union vielerlei unnötig aufgewendete Kosten hätte vermeiden können. Dies ist nichts Besonderes für Südafrika.

Das Buch enthält zunächst einen Überblick über die hauptsächlichsten in Frage kommenden Bausteine, ihre Verbreitung und ihre Eigenschaften. Behandelt werden Sandsteine, Granite, kurz Kalke und einige andere. Eingehender besprochen wird die Verwitterung der Sandsteine. Der Gang der

Untersuchung der Bausteine auf ihre Verwertbarkeit veranlaßt zu einer weitgehenden Anwendung der von HIRSCHWALD vorgeschlagenen Methoden. Die Untersuchungsmethoden werden in einem späteren Abschnitte genauer erläutert.

Der Hauptteil des Buches ist die Angabe der Eigenschaften von 144 Gesteinsvorkommen, darunter 102 Sandsteinen. Unter Benutzung dieser Angaben werden dann Winke für die Auswahl von Bausteinen gegeben.

Im ganzen liegt eine beachtenswerte Übersicht über die südafrikanischen Bausteine und deren Verwitterung vor.

Erich Kaiser.

J. A. Dunn: Weathering of Vindhyan Building Stone. (Records of the Geol. Surv. of India. 65. 434—437.)

Beobachtungen an der aus Sandstein bestehenden Deckplatte einer Veranda, deren Oberfläche mit einem dichten Zementbelag versehen war, zeigten, daß durchsickerndes Wasser Kalk zur Ausscheidung besonders an der Unterseite des primär kalkfreien Sandsteines brachte, und daß durch die Auskristallisation des Calciumcarbonates Platten des Sandsteines abgesprengt wurden.

Zum Vergleiche damit ließ Verf. Kupfersulfatlösungen in Sandsteinblöcke eindringen. Die Auskristallisation des Kupfersulfates führte ebenfalls zu Absprengungen an der Außenfläche wie zu Rissen quer durch den ganzen Block hindurch.

Verf. führt die Erscheinungen auf die beim Wachstum der Kristalle entwickelte Kraft zurück, die in dem vorliegenden Falle mindestens der Druckfestigkeit („tensile strength“) des Gesteines gleich sein muß, d. h. 610 lbs auf den Quadratzoll. [? Ref.]

Gute Abbildungen der Versuchskörper.

Erich Kaiser.

Kurt Stöcke: Versuche über das Verhalten von Naturgesteinen gegenüber der Einwirkung von Hitze. (Stein-Ind. 27. 1932. 115.)

Es werden die allgemeinen Zusammenhänge zwischen Gesteinswärmung, -ausdehnung und -zerstörung zunächst behandelt. Verf. stellte im staatlichen Materialprüfungsamt in Dahlem Versuche zur Feststellung des Einflusses von Hitze auf die Festigkeit von Gesteinen an. Es ergibt sich daraus, daß im allgemeinen Hartgesteine, soweit sie nicht von vornherein in ihren technischen Eigenschaften (Druckfestigkeit, Widerstand gegen Zertrümmerung usw.) als ungenügend erwiesen, gegen Temperatureinflüsse bis zu 500° widerstandsfähig sind. Die Festigkeit läßt durch Einwirkung dieser Hitzegrade, wie aus vergleichenden Zertrümmerungsversuchen mit lufttrockenem oder bei 100° getrocknetem Schotter und Splitt und hitzebeanspruchtem Material hervorgegangen ist, praktisch nicht nach, wenn das Gestein langsam an der Luft abgekühlt und nicht in Wasser abgeschreckt wird.

Die auffällige Erscheinung, daß Splitt auch bei höheren Temperaturen weniger Schaden nimmt als der gröbere Schotter, wird damit erklärt, daß der Splitt ein zwischen den Klüften meist riß- und spannungsfreies kleines „Grund-

korn“ darstellt. Auch das unterschiedliche Verhalten der Gesteinswürfel dem Schotter und Splitt gegenüber läßt sich ähnlich begründen.

Während das Schotter- oder Splittkorn z. T. seiner inneren natürlichen Anlage den Schlechten entsprechend beim Brechen gespalten ist und Spannungen, die im Gestein enthalten waren, ausgelöst worden sind, hat der durch Heraussägen aus einem Gesteinsblock gewonnene Würfel eine aufgezogene Form und ist von unsichtbaren Haarrissen durchzogen und mit Spannungen geladen. Diese erfahren erst durch das Erhitzen ihre Auslösung und begünstigen die Zerstörung.

Beim Erhitzen über 500° macht sich bei allen Gesteinen, mit Ausnahme eines untersuchten dichten und nicht klüftigen Kalksteins, ein erheblicher Abfall der Festigkeit bemerkbar. Besonders das Abschrecken der Gesteine von diesen hohen Temperaturen verursacht starke Gefügerüttung.

Sandstein erlitt erst bei Temperaturen über 500°, wenn er normal abgekühlt, und bei solchen von 300°, wenn er abgeschreckt wurde, eine bedeutende Festigkeitsabnahme. An Grauwackenwürfeln wurden von 500° an große Absplitterungen hervorgerufen, die meist glatt an einer oder mehreren Klufflächen verliefen.

Granit wird bei Temperaturen über 500° so stark angegriffen, daß er z. T. in sich zerrieselt.

Tabellen enthalten die Ergebnisse der Siebanalyse nach Druckbeanspruchung und der Prüfung auf Druckfestigkeit. Durch Erhitzen beschädigte Gesteinswürfel von Basalt, Grauwacke und Granit sind abgebildet.

M. Henglein.

Sudovikov, N.: Results of inspection of building stone occurrences along the eastern shore of the Onega Lake. (Trans. Geol. and prosp. Serv. of USSR. 114. 1931.)

Behre jr., C. H.: Tertiary volcanic tuffs and sandstones used as building stones in the upper Salmon River Valley, Idaho. (U. S. G. S. Bull. 811 E. 237—248. Mit 3 Taf. u. 28 Abb.)

Technologisch wichtige Mineralstoffe.

Hundt, O.: Die nutzbaren Gesteine Ostthüringens. (Halle a. S. 1931.)

Kieslinger, A.: Verwendung von natürlichen Gesteinen zur Glaserzeugung. (Steinbruch und Sandgrube. 30. 1931. 267.)

Ginsburg, J. und J. Hecker: Die Quarzsande und ihre Anwendung in der Glasfabrikation. (Comité géolog. Mat. p. l. géol. générale et appliquée. 93. Leningrad 1928. 48 S.)

Moritz, W.: Geologisches vom Dolomit. (Tonindustrie-Zeitg. 35. 1931. 645.)

Seipp, H.: Comersee-Marmor und seine Verwendung. (Architektur und Bautechnik. 1931. H. 23. 368—377. Mit 11 Abb.)

Winter, Anton: Die österreichischen Marmore und Serpentine. (Architektur u. Bautechnik. 18. 225—241, 243—259.)

Derville, H.: Le marbre Napoléon et ses variétés; les buissons organiques des marbres Napoléon Tigré et Napoléon Gris. (C. R. 191. 1930. 273.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1931. III. 716/7.

- Quiring, H.: Die älteste Gewinnung und Verwendung von Dachschiefer im Rheinland. (Forschungen u. Fortschr. Berlin 1932. 8. 222.)
- Sommer: Die Dachschiefervorkommen in der Eifel. (Zs. pr. Geol. 38. 1930. 41—45.)
- LAVROV, S. E.: Precious and ornamental stones of Russia. (Econ. Geol. 26. 1931. Nr. 4.)

O. Burre u. W. Dienemann: Vorkommen und Verbreitung technisch verwendbarer Gesteine, Tone und Sande in Deutschland. (Stein-Ind. 26. 1931. 141, 318, 330, 339, 346 u. 27. 1932. 6, 19, 33, 53, 65, 85, 97, 113.)

Die Aufsatzreihe soll dem Erzeuger und vor allem dem Verbraucher eindrucksvoll zeigen, welche nutzbaren Gesteine in Deutschland vorkommen und besonders in welchen Landschaften und zu welchen Zwecken sie gewonnen werden.

Die Verf. schildern zunächst die Entstehung der Tiefengesteine und ihre Verwendungsmöglichkeit. Eine Aufzählung der Fundorte folgt für Granit, Syenit, Diorit und Gabbro. Eine Karte Deutschlands zeigt übersichtlich die Vorkommen dieser Gesteine. Eine weitere Karte enthält die Fundstellen der Ergußgesteine Basalt, Phonolith, Andesit, Quarzporphyr, Trachyt, Porphyrit, Melaphyr, Diabas, Keratophyr. Auch deren Entstehung und Verwendungsgebiet wird geschildert. Wenn man die Karte der Erguß- und Tiefengesteine vergleicht, so ist auffallend, daß die Gebiete nahezu zusammenfallen, abgesehen vom Bayrischen und Oberpfälzer Wald, in denen nur Tiefengesteine und dem Saar—Nahegebiet, Eifel, Westerwald, Vogelsberg und der Kasseler Gegend, wo nur Ergußgesteine vorkommen.

Ein besonderes Kapitel ist den vulkanischen Tuffgesteinen gewidmet, wovon die Phonolithtuffe des Laacher See-Gebietes (Weibern und Ettringen) die bekanntesten sind. Auch hier gibt eine besondere Karte Deutschlands die Fundorte an. Von den lockeren Tuffen ist der Bimssand des Neuwieder Beckens, der seine Entstehung gewaltigen Ausbrüchen des Laacher See-Gebietes verdankt, am bedeutendsten. Der Bimssand dient zur Herstellung von Schwemmsteinen, die weit über die Rheinlande hinaus als Baustein Verwendung finden. Die lockeren Auswurfsmassen der Eifel dienen als Mauersand und auch als Straßenschotter. Man hat auch versucht, nach Art der Schwemmsteine künstliche Bausteine aus ihnen herzustellen. Die Trachyttuffe des Siebengebirges und Westerwaldes, sowie die diesen nahestehenden Suevittuffe des Nördlinger Rieses werden angeführt, ferner die Basalttuffe im Vogelsberg, wo die Michelnauer Schlackenagglomerate einen schönen roten Baustein liefern. Porphyrtuffe finden sich bei Rochlitz, Buchheim und Zeisigwalde in Sachsen und bei Tambach in Thüringen. Diabastuffe sind die Schalsteine des Lahn- und Dillgebietes und des Sauerlandes, die ebenso wie die Keratophyrtuffe des Sauerlandes als Bausteine verwandt werden.

Sandsteine, Grauwacken, Quarzite sind, wie ein Blick auf die Karte zeigt, so ziemlich in allen Formationen, besonders im älteren Paläozoicum des Rheinischen Schiefergebirges, im Buntsandstein, im Keuper, auch

im Jura und in der Kreide vertreten. Im Alpengebiet haben wir Sandsteine in der Kreide und im Tertiär (Nummuliten- und Molassesandstein) und im Diluvium die Nagelfluh.

Kalksteine und Dolomite kommen in allen Formationen vor, besonders reichlich im Devon, Muschelkalk, Jura und Kreide. Ihre Zusammensetzung, ihre ausgedehnte Verwendung und ihre Vorkommen werden beschrieben. Eine Karte ist beigegeben. In der Westpfalz ist der obere Muschelkalk für Hochöfen, zum Brennen, auch für Bau- und Pflastersteine verwertbar. Von Saarbrücken aus zieht ein Muschelkalkstreifen saarabwärts über Trier bis in die Eifel. Aus dem Winkel zwischen Schwarzwald und Jura erstreckt sich über Neckar, Tauber und Main nach N bis zum Thüringer Wald ein größeres Muschelkalkgebiet, dem sich kleinere Vorkommen im Kraichgau und im SW in den Dinkelbergen anschließen. In Württemberg und Franken wird in zahlreichen Brüchen der Kalkstein als Schotter gewonnen, als guter Werkstein bei Crailsheim, Langenburg und besonders in der Würzburger Gegend (fränkischer Muschelkalk oder Kirchheimer Marmor). Sehr wertvolle Kalke liefert der Schwäbische und Fränkische Jura. In den deutschen Alpen enthalten Trias-, Jura- und Kreideschichten manche wertvollen Kalksteine, die Bausteine, Schotter, Zementrohstoff (Steadach, Kiefersfelden) und auch polierbaren Kalkstein geben. In der Mainzer Gegend wird ein tertiärer Kalkstein gewonnen. Bei Westhofen und Gundersheim finden sich sehr reine Kalke für die chemische Industrie. Das Rheinische Schiefergebirge hat einen großen Reichtum im Massenkalk des Devons und im Kohlenkalk. In der Münsterschen Bucht und am Teutoburger Wald geben die verschiedenen Kreidekalke zur Entwicklung einer ausgedehnten Kalk- und Zementindustrie Veranlassung (Beckum, Lengerich). Im Weserbergland und Südhannover werden die in viele Schollen zerlegten oder gefalteten Muschelkalke und Jurakalke an zahlreichen Stellen als Baustein, Schotter und für die Zementindustrie ausgebeutet. Im nördlichen Harzvorland liefern Muschelkalk und Jura brauchbare Kalksteine, die z. B. bei Königslutter einen guten Werkstein und sonst vielfach neben Bausteinen und Schotter Rohstoffe für Kalköfen und Zementfabriken abgeben. In Thüringen und der Provinz Sachsen liefern Muschelkalkschichten vielerorts Bausteine und Schotter; besonders geschätzt sind die Schaumkalkbänke (Dorla, Freyburg). Im Fichtelgebirge, Vogtland und Erzgebirge sind paläozoische Kalke vielfach verbreitet. In Schlesien bergen die Sudeten und ihr Vorland viele Einlagerungen kristalliner Kalk und Dolomite, besonders das Katzbachgebirge und die Gegend von Groß-Kunzendorf. In Oberschlesien hat der Muschelkalk eine große Bedeutung für die Kalk-, Zement- und Hüttenindustrie. Kalktuffe (Travertin) sind technisch wichtig bei Stuttgart-Cannstatt, Dittwar in Baden, Mühlhausen und Langensalza in Thüringen. Den Wiesenkalcken Norddeutschlands kommt heute kaum noch Bedeutung zu.

Marmor und polierbare Kalksteine und Dolomite werden zusammengefaßt als Carbonate, deren Wert nicht allein auf ihrer Polierbarkeit, sondern auch auf ihrer Farbe, Farbzeichnung und Aderung beruht. In Schlesien liegen die bekanntesten Vorkommen in den Sudeten und ihrem Vorland, im Odenwald bei Auerbach a. d. Bergstraße. Im Sauerland liegen bei Meckling-

hausen, Deutmecke, Alme, Nehden und Brilon, sowie im Neandertal bei Düsseldorf z. T. schön gefärbte Marmore. Am bekanntesten sind die Vorkommen an der Lahn (Dietz, Limburg, Vilmar, Balduinstein, Schupbach, Odersbach, Gaudernbach). Im Alpengebiet werden Gesteine verschiedener Trias-, Jura-, Kreide- und Tertiärstufen ausgebeutet. Im schwäbischen und fränkischen Jura werden besonders weiße und gelbliche „Marmore“ bei Treuchtlingen und Kelheim gewonnen. Kalksinter ist der rot oder gelb gefärbte Bandmarmor von Böttingen in Württemberg.

Gesteine zum Dachdecken finden sich im Rheinischen Schiefergebirge und in Thüringen reichlich. Die sonstigen Vorkommen werden beschrieben. Eine Karte zeigt die Verbreitung im westlichen Mitteldeutschland.

Farbige Gesteine bestehen aus zahlreichen Gesteinsarten, die zur Außenarchitektur, sowie für Denkmäler und Dekorationsgesteine in Betracht kommen. Es sind Granite, Sandsteine und Keratophyre (rot), Sandstein, Serpentin und Diabas (grün), Eklogit und Porphyrtuff (gelb), Kalkstein, Diorit und Serpentin (schwarz mit Adern). Wirklich schwarze Gesteine haben wir nur in der Basaltlava von Mayen und Niedermendig. Die Trennung der Gesteinsarten in Farben ist keine scharfe.

Mühl-, Schleif- und Wetzsteine sind in Deutschland im S und in Mitteldeutschland ziemlich verbreitet. Wetzsteine und Abziehsteine werden vor allem aus cambrischen, silurischen und devonischen, quarzitischen Schiefen des Thüringer Schiefergebirges, sowie aus der tertiären Molasse Südbayerns hergestellt.

Gesteine für hochfeuerfeste Materialien, wie für Silika- und Dinassteine, erfordern mindestens 96 % SiO_2 . Nur die Tertiärquarzite des Siebengebirges, Westerwalds und die Findlinge in der Gegend von Trier, an der unteren Saar, in dem vom Vogelsberg durch Niederhessen bis Südhannover reichenden Gebiet, in Teilen von Thüringen, Provinz und Staat Sachsen, wo auch bankförmige Vorkommen sind, haben sich als geeignet erwiesen. Zur Streckung des teuren Tertiärquarzits nimmt man auch Zuschläge von Felsquarziten, worunter besonders der Taunusquarzit und quarzitisches Gestein aus dem Devon des Oberbergischen sich bewährt haben sollen.

Edelsande, Kristallquarz und Kieselgur. Mit wenigen Ausnahmen gehören die Vorkommen von Edelsanden den Festlandsbildungen der Tertiärzeit an. In der Lausitz in der jüngeren Braunkohlenformation; bei Dobien bei Wittenberg, nördlich von Helmstedt, im Weserbergland bei Dörentrup in Lippe, im Niederrheinbezirk am Eifelrand bei Drove, Altsch, Büsbach, Haawen, bei Nievelstein und Herzogenrath und an den Rändern der Ville westlich Köln, bei Weiperz in der Rhön, bei Grünstadt und Dürkheim in der Rheinpfalz, bei Sythen und Haltern in Westfalen, in Schlesien bei Grösau im Kreis Landeshut treten Sande auf.

Die deutschen Kaolinlager treten größtenteils im Zusammenhang mit tertiären Schichten auf. Es werden die schlesischen Kaolinlager, die des Freistaats Sachsen, die von Halle a. d. S., vom Fichtelgebirge, von der Oberpfalz, von Thüringen (Kaolinsandstein), von Geisenheim im Rheingau, Lohrheim südlich Limburg, Gladenbach im hessischen Hinterlande, Birkenfeld

und Nohfelden a. d. Nahe beschrieben. Deutschland ist reich an den verschiedenartigsten Kaolinen. Auch hier ist eine Spezialkarte beigegeben.

Der große Wert dieser Abhandlungen über die deutschen Bodenschätze (Nichterze) besteht vor allem in der Beigabe der 12 Karten, die im Maßstab 14 : 17 cm jeweils die einzelnen Gesteinsvorkommen enthalten. Sie sind sehr übersichtlich und seien wegen ihrer großen Bedeutung nachfolgend noch besonders zusammengestellt.

- Karte 1. 26. 1931. 319: Tiefengesteine.
 " 2. 26. 1931. 331: Ergußgesteine.
 " 3. 26. 1931. 339: Vulkanische Tuffe.
 " 4. 26. 1931. 347: Sandsteine, Quarzite, Grauwacken.
 " 5. 27. 1932. 7: Kalksteine und Dolomite.
 " 6. 27. 1932. 19: Marmor und polierbarer Kalkstein.
 " 7. 27. 1932. 33: Gesteine zum Dachdecken (Dach- und Plattenschiefer, Sollingplatten, Solnhofener Schiefer).
 " 8. 27. 1932. 53: Farbige Gesteine (Granit, Sandstein, Porphyrtuff, Kalkstein, Keratophyr, Diabas, Eklogit, Serpentin).
 " 9. 27. 1932. 66: Mühl-, Schleif- und Wetzsteine.
 " 10. 27. 1932. 85: Gesteine für hochfeuerfeste Materialien.
 " 11. 27. 1932. 97: Edelsande, Kristallquarze, Kieselgur.
 " 12. 27. 1932. 114: Kaoline.

Der Aufsatz wird fortgesetzt, worüber im nächsten Bande referiert wird.
M. Henglein.

Deidesheimer, A.: Ein interessantes Basaltvorkommen in der Slowakei. (Stein-Ind. 25. 1930. 191.)

Häberle, D.: Neue Diabas-Steinbrüche im Nordpfälzer Bergland. (Stein-Ind. 24. 1929. 50.)

Hoppe, W.: Die technische Untersuchung und Verwendbarkeit von Basalten der Rhön und Diabasen des Ostthüringer Schiefergebirges. (Stein-Ind. 25. 1930. 128—131.)

Walter Klein: Petrographische Untersuchungen über die Eignung von Basalten als Pflastermaterial. (Diss. Köln 1930.)

Einleitend schildert Verf. die allgemeinen Untersuchungsmethoden über die Eignung der Gesteine zu Straßenbauzwecken, die sich auf a) technische Untersuchung im Laboratorium, b) den Bau von Versuchsstrecken und c) auf die petrographische Untersuchung erstrecken. Dann werden Einteilung der Basalte, Gefügeeigenschaften, Gang der Untersuchung, die vier Strukturtypen, Mengenverhältnis der Einsprenglinge zur Grundmasse, Strukturverhältnisse und gesteintechnische Eigenschaften, sowie die mechanischen Abnutzungs- und Druckfestigkeitsversuche beschrieben. Zum Schluß werden die praktischen Ergebnisse der petrographischen Untersuchung und die Beziehungen zu den durch das Rundschreiben festgestellten straßentechnischen Eigenschaften ermittelt. Es stellte sich heraus, daß die in bezug auf Rauheit, Festigkeit und Haltbarkeit als Straßenpflaster brauchbarsten

Basalte dem mittel- und grobkörnigen Strukturtypus angehören. Die feinkörnigen Gesteine sind ebenfalls für den Straßenbau geeignet; doch werden sie schnell glatt, im Gegensatz zu den Gesteinen mit einem größeren Korn der Grundmasse. Tafelige Ausbildung der Feldspäte, namentlich in fluidaler Anordnung, ist wohl z. T. als die Ursache der Spaltbrüchigkeit anzusehen.

M. Henglein.

Kresse: Sonnenbrenner. (Stein-Ind. 26. 1930. 304.)

Verf. behauptet, daß über die chemischen Prozesse, die zur Verwitterung der unter dem Namen Sonnenbrenner bekannten Basalte geführt haben, sozusagen nichts bekannt sei. Er glaubt, einen näheren Einblick in die Zersetzungsprozesse der Sonnenbrenner geben zu können, wenn er chemische Reaktionen ausfindig macht, die den Zerfall erklären.

Angestellte Versuche führen zu folgenden Resultaten:

Durch Reduktion mit Zinkstaub und verdünnter Schwefelsäure oder mit Zinn und Salzsäure zeigen die Sonnenbrenner eine Violettfärbung der Lösung, gesunde Basalte nicht. Die Violettfärbung ist nach dem Grad des Sonnenbrandes mehr oder weniger stark und wird auf einen Titangehalt der Lösung zurückgeführt. Versetzt man die violette Lösung mit Ammoniak oder raucht man Sonnenbrenner mit konzentrierter Schwefelsäure ab und glüht, so tritt Phosphorgeruch auf. Da Phosphorsäure von naszierendem Wasserstoff nicht reduziert wird, wird der Phosphorgeruch auf die Anwesenheit von phosphoriger und unterphosphoriger Säure zurückgeführt. Gesunder Basalt gibt die Phosphorreaktion nicht.

Der Sonnenbrand soll durch die Existenz einer Phosphorsäure-Titanverbindung hervorgerufen werden, die durch hydrolytische Spaltung rasch in sich zerfällt. Welchem Mineral sie angehört, wird nicht erwähnt. Somit sind auch die chemischen Prozesse durch den Verf. keineswegs geklärt.

M. Henglein.

A. Steuer und K. Holler: „Sonnenbrenner“. (Stein-Ind. 26. 1931. 234.)

Die Verf. geben eine Erwiderung auf den Aufsatz von KRESSE [vorstehendes Referat], der feststellt, daß beim Sonnenbrand schlechthin nicht von Zeolithen als Träger der Zerfallerscheinung gesprochen werden kann. Ohne die im Basalt vorkommenden Mineralien zu berücksichtigen, hat KRESSE auf rein chemischem Wege Versuche gemacht. Auch gibt er nicht an, auf welche Anzahl von Basaltproben und Versuchen er seine Thesen stützt. Die von KRESSE im Säureauszug festgestellten Titan- und Phosphorsäuremengen rühren von Titaneisen und Apatit her. Titan kommt auch im Augit vor. Titaneisen ist gerade in den sauren Feldspatbasalten, die bekanntlich stets frei von Sonnenbrand sind, besonders häufig.

In den basischen Nephelinbasalten, die den Sonnenbrand häufig zeigen, ist das Titan mehr an Augit gebunden. Trifft es zu, daß man das Titan aus einem basischen Sonnenbrenner leichter herauslösen kann als aus einem sauren gesunden Feldspatbasalt, dann ist die geringe Widerstandsfähigkeit der Titanaugite gegen Säurebehandlung die Ursache. Auch vom Apatit kann man keineswegs behaupten, daß er in Sonnenbrennern oder basischen

Basalten häufiger wäre als in sauren, gesunden Basalten. Eher ist das Gegenteil der Fall.

Die von KRESSE angegebenen Reaktionen sind nach den Verf. keine Erkennungszeichen für Sonnenbrennerbasalte. Sie stellen lediglich einen größeren oder kleineren Titanerz- bzw. Apatitgehalt im Gestein fest. Nach HOLLER zeigen gesunde saure Basalte aus Grönland, gesunde basische Basalte aus dem Westerwald die violette Titanreaktion in gleicher Weise.

Zum Schluß wird ein sehr einfaches Verfahren zur Erkennung von Sonnenbrennern mitgeteilt, das sich bisher als recht zuverlässig bewährt hat. Es besteht darin, daß die mittels einer besonderen Schneidvorrichtung glatt geschnittenen Basaltplatten 48 Stunden in destilliertem oder auch nur in gewöhnlichen Wasser gekocht werden. Nach dieser Zeit treten bei „kranken“ Basalten Flecken und Risse deutlich hervor. Diese Untersuchungsmethode hat sich als viel zweckmäßiger als Ätzen mit Säuren, Ammoniumcarbonat oder anderen Flüssigkeiten erwiesen.

M. Henglein.

E. Krüger: Ist grauer Basalt minderwertig? (Stein-Ind. 26. 1931. 282.)

Die oft in der Praxis vertretene Anschauung, daß jeder graue Basalt minderwertig ist, trifft nicht immer zu. Es wird an Beispielen nachgewiesen, daß die „verdächtige“ graue Farbe oft auf einer Abnahme des Pyroxens und einer entsprechenden Zunahme des Plagioklas bei unverändertem qualitativem Mineralbestand beruht. Druckfestigkeitsmessungen bestätigen den petrographischen Befund, daß in diesem Falle der graue Basalt dem blauen ebenbürtig ist. Für einen Gesteinstypus ist nicht die Farbe maßgebend, sondern der Stoff- und Mineralbestand.

Verf. gibt zwei untersuchte Beispiele. Dem ersten liegt ein Basaltsteinbruch zugrunde, in dem ein blaugrauer und ein hellgrauer Basalt vorkommen, letzterer allerdings nur in einer an der oberen Bruchwand gelegenen Zone. Durch Auszählen auf dem LEITZ'schen Integrationstisch wurden folgende Volumverhältnisse ermittelt:

	blauer Basalt	grauer Basalt
Plagioklas	36,00	50,23
Augit	43,90	27,50
Olivin	13,90	15,40
Magnetit und Apatit .	6,20	6,87

Ein zweites Beispiel ist ein Feldspatbasalt, der den Kontakt zwischen einer blauen und einer grauen Varietät enthält. Hier ergeben sich:

	dunkel	grau
Plagioklas	26,50	67,73
Augit	47,50	11,80
Olivin	17,60	15,70
Magnetit und Apatit . .	8,40	4,77.

Außer der sehr großen Plagioklaszu- und Augitabnahme tritt hier als Grund zur Hellfärbung noch die Abnahme des schwarzen Magnetits hinzu.

M. Henglein.

Herbert Haberlandt: Verwertbarkeit von Hartgesteinsabfallsand in feinen Körnungen für keramische Zwecke nach magnetischer Aufbereitung. Verfahren B. GRANIGG. (Stein-Ind. 27. 1932. 65.)

Mit Hilfe eines besonders konstruierten magnetischen Schneckenscheiders bei zerkleinertem Granit- und Syenitmaterial ist B. GRANIGG die Abscheidung der eisenführenden Bestandteile in solchem Ausmaße gelungen, daß das gereinigte Gemisch von Feldspatkörnern mit wechselnden Quarzmengen in der keramischen Industrie Verwendung finden kann. Da in Steinbruch- und Schotterbetrieben feiner Granit- bzw. Syenitsand in reichlicher Menge entsteht, entfallen bei Erzeugung dieses Rohstoffes Gewinnungs- und Zerkleinerungskosten.

Bei verschiedenen Graniten und Syeniten, einem Monzonit, einem natürlich aufbereiteten Nephelinsand und zwei Abfallpegmatiten wurde in zwei Kornklassen (0,1—0,3 und 0,3—1 mm) die magnetische Scheidung vorgenommen. Bei Karlsbader und Lausitzer Granit wurden im ganzen nach drei Scheidungen 86,5 % des ursprünglichen Eisengehalts entfernt. Noch besser ließ sich der Granit von Baveno und der Cima d'Asta enteisen. Der Eisengehalt der gereinigten Produkte betrug bei den untersuchten Graniten 0,13 bis 0,43, den Syeniten 0,16—0,51, dem Monzonit 0,59, dem Nephelinsand 0,38 und den zwei Abfallpegmatiten 0,1—0,21 %. Bei Monzonit war das Ergebnis nicht befriedigend.

Infolge des geringen Polabstandes von wenigen Millimetern und des dadurch herabgesetzten magnetischen Widerstandes ist es möglich, Kraftliniendichten bis 14 000 Linien pro qcm noch wirtschaftlich zu erzeugen.

M. Henglein.

Hjalmar Nordqvist: Granitindustrien J Förenta Staterna. (Granitindustrie in den Vereinigten Staaten.) Nur Schwedisch. (Sveriges Geologiska Undersökning.) Avhandlingar och uppsatser. Ser. C. Nr. 365. Årsbok. 24. (1930.) Nr. 2. Mit 2 Taf. und 113 Abbau-Photos. 162 S.)

Nach der Angabe des Verf.'s soll die vorliegende Arbeit nur ein Reisebericht sein. Sie entwickelt sich weit darüber hinaus zu einer wertvollen technisch-geologischen Monographie. Kap. I gibt einen Überblick über Produktion und Verbreitung der amerikanischen Granitindustrie. Die Übersichtskarte zeigt eine erhebliche Granitindustrie in den Staaten Wisconsin, Minnesota, Vermont, New Hampshire, Maine, Massachusetts, Rhode Island, Connecticut, New York, New Jersey, Pennsylvania und in den südöstlichen atlantischen Staaten Maryland, Virginia, Nord- und Südcarolina und Georgia. Im Text geben die Prod.-Zahlen in sh. t. Aufschluß über den Stand der Industrie. Das II. Kapitel behandelt die Technik der Steinindustrie. Es beschreibt zunächst Werkzeuge, Bohrmaschinen, Beschaffenheit der Werkzeugs- und Bohrstähle, Arten der verschiedensten Sägen, Schleif- und Polier-einrichtungen und die Gewinnungsarten. Ein III. Kapitel enthält einen geschichtlichen Überblick, Produktion und Kosten, Ein- und Austuhr, sowie einen Überblick über die in der Architektur und für Monumente bevorzugten Gesteine, sowie die Pflaster-, Schotter- und Bordsteinindustrie in den verschiedenen Staaten.

Rudolf Schreiter.

A. Fersmann: Neue Mineralrohstoffe (Apatite und Nephelin). (Intern. Bergwirtsch. u. Bergtechn. 25. 1932. 37.)

Es werden Apatit und Nephelin als zwei neue Rohstoffe, deren Wichtigkeit für die Wirtschaft noch nicht genug geschätzt wird, behandelt.

1. Phosphorit und Apatit. Phosphorit und Guano mit jährlich 10 Mill. t Produktion sind an zwei große Gebiete, nämlich an Nordafrika und Ostamerika, gebunden. Ihr Ursprung ist rein biochemischen Charakters. Apatit wurde während des Krieges in Kirunavaara in Schweden und Südnorwegen abgebaut. In den letzten Jahren wird Apatit in Brasilien, Ostafrika, Indien und im Kolagebiet gewonnen.

Der magmatische Apatit ist eines der verbreitetsten Mineralien der Erdoberfläche. In jedem Kubikkilometer kommen 10 Mill. t Apatit vor. Granit enthält 0,55, Gabbro 1,00, saure Aplite 0,25, Peridotite 0,07 % Apatit. Es müssen eigentümliche Bedingungen herrschen, um primäre Anhäufungen des Apatits zu bewirken. Die wichtigsten Fundorte sind:

Spanien mit zwei verschiedenen Typen: Die einen sind an Quarzgänge nur im Zusammenhang mit Granit gebunden (Logrosan, Caceras, El-Calerizo), die andern an Alkaligesteine der Missouriitgruppe (Jumilla, Murcia).

In Südnorwegen sind mehrere Vorkommen an Gabbro als Pneumatolithe geknüpft; in Schweden existieren außer einzelnen kleineren Vorkommen (Alnö, Dundret bei Gellivaara) zwei bedeutendere Gebiete: Grängesberg in Mittelschweden, wo die Abfälle der Magnetitserze über 8 % Apatit enthalten, und in Lappland, wo die Magnetitserze folgenden Apatitgehalt aufweisen: Kirunavaara 13, Rektor 33, Nokutusvaara 20, Luossavaara 10 %. Mit der Tiefe nimmt jedoch recht gesetzmäßig der Phosphorgehalt ab.

In Dänemark-Grönland sind im Nephelinsyenitgebiet von Julianehaab Apatitvorkommen zu erwarten. In Rußland sind die mächtigen Lagerstätten der Chibina-Tundren auf Kola, einzelne kleinere Vorkommen am östlichen Abhang des Urals bei Lipowka, Wyssokaya Gora und Lebjašensky-Rydnik. In China ist im Gebiet von Chu-Shan (Kjangsi) ein ansehnliches Apatitvorkommen im alten kristallinen Gestein mit 33 %. Es wird nicht ausgebeutet. In Indien kommt Apatit in Magnetitlinsen in der kristallinen Serie von Singhbhum (Bengalien) vor.

In Afrika sind in Transvaal zwei Vorkommen von Bedeutung. Das Vorkommen von Spitzkop (Sekukuniland im Buschfeld-Komplex) ist recht interessant, aber wenig erforscht. Bei Zoutpansberg (Bandolier Kop) wird Apatit aus pegmatitischen Quarzadern (20 % Apatit) gewonnen und durch Flotation angereichert.

In Australien sind unbedeutende Vorkommen, die noch wenig untersucht sind (Pilbara).

In Nordamerika stehen an erster Stelle die kanadischen Apatitvorkommen, die besonders für die chemische Industrie wegen ihrer Reinheit von Wert sind. Weniger interessant sind die Rutil-Ilmenit-Apatit-Gesteine, Nelsonit genannt, in den Vereinigten Staaten, die bis 15 % Apatit enthalten und analog den südnorwegischen mit Gabbro verknüpft sind.

In Südamerika sind in Chile wenig bekannte Vorkommen im Gabbro, in Brasilien in den Provinzen San Paulo (Jakupiranga und Ibanema) und

Santa Catharina in Nephelin-Magnetitgesteinen, wo in einzelnen Gebieten eine Apatitgewinnung durch ein elektromagnetisches Verfahren geplant ist.

Es wird dann die Bildung des magmatischen Apatits besprochen, der an recht verschiedene Gesteine gebunden ist. Die Art des Vorkommens ist auch recht mannigfaltig, da die Anhäufungen verschiedensten Etappen und Phasen des Erkalzens der magmatischen Gesteine angehören: Protokristallisation bei ca. 1200—1000°, magmatischer Nachschub mit einer Letzt-Kristallisation bei 700—600°, typische Pegmatite 600—500°, fluide-pneumatolytische Bildungen bei 400° und sogar Niederschlag aus heißen und warmen wässerigen Lösungen bei 350—100°. Dies zeigt deutlich, daß die Apatitsubstanz leicht migriert und daß zu ihrem Niederschlag ganz besonders chemische Eigenschaften und physikalisch-chemische Bedingungen nötig sind.

Die Apatitlagerstätten in den Chibina-Tundren. Seit Frühjahr 1930 ist ein ansehnlicher Bergbau angelegt, nachdem Verf. vorher die Lagerstätten untersucht hat. Sie liegen in den recht steilen Bergrücken des großen Gebirgsmassivs Chibina-Tundren und bilden zwei große Bogen, die dem bogenförmigen Aufbau des Massivs entsprechen. Der westliche Bogen ist wirtschaftlich weniger interessant und besteht aus zwei schwach nach O fallenden Lagergängen von 2—5 m Mächtigkeit und je 2—3 km Länge. Der östliche Bogen zieht sich bis zu 12,5 km hin und wird durch eine Anzahl Schluchten und Täler zerschnitten. Er bildet wahrscheinlich einen einheitlichen Streifen, der von 1050 bis in 300 m Tiefe verfolgt werden kann und deren Mächtigkeit zwischen 20 und 200 m schwankt. Der Streifen fällt unter 30° nach der Innenseite des bogenförmigen Massivs und wird überlagert von einem Astrophyllit-Nephelin-Syenit, der in scharfem Kontakt die unregelmäßig verlaufende Apatit-Nephelin-Masse überdeckt. Unter dem Apatitgestein liegt eine 1,5—2 km breite Zone von Urtit- und Jolithgesteinen, die wiederum scharf durch eine ausgesprochene Kontaktzone von den Chibiniten (Nephelin-Syeniten) begrenzt ist, nach oben aber allmählich durch Anhäufung von Apatit in reine Apatit-Nephelingeine übergeht.

Das Gestein besteht aus zwei Generationen von Apatit, der längliche Kristalle oder hellgrüne Körner bildet, Nephelin in großen, grauen, stark angegriffenen Körnern, Titanomagnetit, der meist als schwarze Körner im Gestein sitzt oder im Liegenden einzelne Gänge bildet, Ägirin in schwarzen und grünen Nadeln, Titanit, Glimmer und seltenen akzessorischen Mineralien. Der mittlere Gehalt an P_2O_5 schwankt in den einzelnen Vorkommen und einzelnen Zonen zwischen 16 und 32 %, wobei im Hangenden der tieferen Teile des Bogens eine recht reiche Zone von einer Mächtigkeit bis 70 m beobachtet wird, deren mittlerer Gehalt 31 % P_2O_5 entspricht. Im Apatit sind noch bis 2% Fluor, bis 2% Strontiumoxyd und im Mittel 0,7 % seltene Erden, größtenteils Ceriumoxyd, enthalten.

Verf. geht auf die Vorräte und wirtschaftliche Bedeutung des magmatischen Apatits ein. Aus einer Tabelle ergibt sich, daß die Apatitvorkommen ziemlich groß sind und die Vorräte der Chibina-Tundren ungefähr zehnmal größer sind als alle anderen. Dann folgen weiter Kirunavaara, Logrosan in Spanien und wahrscheinlich Jakupiranga in Brasilien und Zoutpansberg in Südafrika.

Die totalen Vorräte an P_2O_5 in verschiedenen abbauwürdigen Phosphatmineralien kann man zurzeit auf ungefähr 66,5 Milld. t schätzen, wovon über 61 Milld. auf Nordafrika fallen. Aus diesen können zur magmatischen Phosphorsäure nur ungefähr 250 Mill. t gerechnet werden. Also nur 0,35 % sind magmatische Phosphorsäure und 99,65 % biochemischen Ursprungs.

2. **Nephelin.** Die Fundorte sind zwar häufig; doch sind große Anhäufungen selten. Man kennt Nephelin in Südnorwegen, in Kanada, Westgrönland, Uralgebirge und anderen Orten als Bestandteil magmatischer Gesteine. Nur in den Pegmatiten kommt er reichlicher vor, aber meistens gemengt mit Feldspat und schwarzem Glimmer. Das Auffinden riesiger Massen der Nephelingeesteine in den Chibina-Tundren förderte aufs neue die technologische und technische Untersuchung. Man kann vom Beginn einer Nephelinindustrie sprechen. Hier findet sich Nephelin einerseits als ein Hauptbestandteil des Nephelin-Syenits (Chibinit), welcher die Hauptmasse des Massivs bildet, sowie einiger recht spezifischer Ganggesteine, der Jiolithe und Urtite; andererseits tritt Nephelin in Pegmatit-Gangausscheidungen auf. Die letzteren sind nicht sehr mächtig und so werden zweifellos nur die nephelinführenden Gesteine eine praktische Bedeutung in Zukunft haben. Von Interesse sind hierbei die Produkte der Zerstörung der Nephelinsande, deren mächtige Anhäufungen besonders am Ostufer des Imandrasees, in den Mündungen der Gebirgsflüsse, die sich in den See ergießen, ausgebeutet werden.

Es werden folgende Analysen von Nephelin, Nephelingeesteinen und Nephelinrückständen gegeben:

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO_2 . . .	44,59	43,80	42,29	56,92	42,84	37,14
TiO_2 . . .	—	0,06	1,75	0,51	1,24	1,79
Al_2O_3 . . .	32,72	29,78	27,23	22,47	30,13	22,97
Fe_2O_3 . . .	0,25	2,32	3,22	2,45	2,33	3,64
FeO . . .	0,73		2,32			
MnO . . .	—	—	0,06	0,52	—	0,24
MgO . . .	0,30	Spuren	0,96	0,25	0,50	0,22
CaO . . .	0,80	0,54	4,09	0,81	2,80	11,48
Na_2O . . .	12,12	13,86	12,60	8,06	13,01	7,97
K_2O . . .	5,52	6,56	4,68	0,53	5,46	6,68
H_2O . . .	1,74	0,78	0,55	1,59	0,61	1,50
P_2O_5 . . .	—	0,98	9,39	—	0,80	5,92
Summe . .	98,77	98,68	100,14	99,08	99,72	99,55

1. Reiner Nephelin, Poatschwumtschor. 2. Ebensolcher aus Apatitgestein. 3. Urtitgestein, Jukspor. 4. Nephelinsand, St. Chibiny. 5. und 6. Nephelinrückstand.

Die größten Vorräte gibt der mächtige Urtit-Jiolithbogen, dessen Fläche 25 qkm übersteigt und in dem der Gehalt an Nephelin von 60—90 % und der Gehalt an Tonerde von 20—30 % variiert. Der Urtit weist die beste Qualität auf. Die Lagerstätte ist besonders wichtig, weil sie leicht durch Tagebau mit groß angelegten Explosionstrichtern ausgebeutet und das Gestein unmittelbar auf die Eisenbahnwagen geladen werden kann.

Verf. geht dann auf die Technologie und wirtschaftliche Bedeutung des Nephelins ein. Der leichtlösliche Nephelin enthält eine Reihe von nützlichen Oxyden, und zwar SiO_2 als Silikogel bis 50, Tonerde bis 34, Kali und Natron bis 22 %. Er wird benützt in der Glas- und keramischen Industrie, wo er als Ersatz für Feldspat recht gute Resultate ergeben hat, in der Landwirtschaft und in der chemischen Industrie. Die Darstellung reiner und billiger Tonerde ist am häufigsten. Wir haben im Nephelin ein neues Aluminiumerz. Man sucht den Nephelin auch anderen Industriezweigen nützlich zu machen, wie bei der Leder- und Ultramarinfabrikation.

12 Literaturzitate werden gegeben.

M. Henglein.

Edmund Motschmann: Eruptivgesteine als Rohmaterialien für die Keram- und Glasindustrie. (Stein-Ind. 27. 1932. 30.)

Man verwendet in der Keramik und bei der Glasererschmelzung möglichst alkalireiche Eruptivgesteine, also solche, die reich an Feldspat, Nephelin oder Leucit sind. Zu beachten ist der Gehalt an Farboxyden. Es werden Zusammensetzung und Eigenschaften von Granit, Diabas, Syenit, Basalt, Porphyry, Pechstein, Phonolith, Trachyt, Bimsstein, Andesit und Liparit behandelt unter dem Gesichtspunkt ihrer technischen Verwertung als Fluß- und Sinterungsmittel für die keramische Industrie. Es geschah dies in der Weise, daß der Steinbruchfachmann auch sieht, worauf er bei der Anlieferung der erwähnten Rohmaterialien zu achten hat und sich beispielsweise auch bei zufälliger Erschließung derartiger Rohstofflager nach den Analysenbefunden schon von vornherein wenigstens ein ungefähres Urteil über die speziell keramische oder glastechnische Verwertung des Materials zu bilden vermag.

Deutschlands Vorkommen an keramischen Rohstoffen und solchen für die Glaserzeugung sind so reich, daß sie weit mehr als bisher in den Gang der Gütererzeugung eingeschaltet werden könnten. Man kann der Schwierigkeiten, die hinsichtlich der Gewinnung, Verfrachtung und Verwendung bestehen, wohl Herr werden. Dazu ist notwendig, daß die Art der Vorkommen, ihre Eigenschaften und Besonderheiten unter der Initiative des Steinbruchbesitzers vom Geologen und Glas- bzw. Keramfachmann genau erforscht werden, damit die verbrauchende Industrie sich mit ihnen in größerem Maßstab befassen kann.

Im ganzen sind 20 Analysen mit Angabe des Fundortes eines jeden Gesteins angeführt.

Verf. schenkt dem Brenker Phonolith der Eifel eine besondere Beachtung, weil er bei höchstem Gehalt an Alkalien und bei verhältnismäßig geringem Eisengehalt den für Flaschen gewünschten Farbton abgibt. Großes glastechnisches Interesse widmet Verf. auch der Lava, die das klassische Beispiel für eine derartige Benutzung überhaupt darstellt.

Bimsstein eignet sich auch zur Herstellung poröser Massen- und Segerkegel. Glastechnisch scheint der Bimsstein, ähnlich wie der Basalt, schon für sich allein leicht zu schmelzen und sich dann mit den übrigen Gemengteilen gut zu verglasen.

M. Henglein.

E. Wasmund: Die Gewinnung von Kies und Sand im Bodensee. Hydrogeologische Beobachtungen. 6. (Geologie und Bauwesen. 3. Wien 1931. Heft 4. 167—226. Mit 36 Textabb.)

Die großzügige Ausbeutung von Kies und Sand unter Wasser hat erst vor 50 Jahren eingesetzt, einen besonders großen Aufschwung aber in den letzten 10 Jahren genommen. Verf. bringt die erste zusammenfassende Darstellung der Seeboden- und Deltanutzung und verweist einleitend auf die Wichtigkeit dieses Wirtschaftszweiges. Die Ausbaggerung von Kies usw. ist bisher erst auf einigen Seen der Schweiz und Schwedens im Gange. Die Alpenseen sind im wesentlichen Klärbecken der sie durchströmenden Flüsse und bieten Sedimentationsbedingungen, die im allgemeinen nur rein mineralische Absätze zur Bildung kommen lassen. Einige Zahlen: Die Rhone lagert in ihrem Delta jährlich 3 Millionen m³ ab. Der Bodensee wird in 12 500 Jahren von den Sedimenten des Rheins erfüllt sein. Denkt man sich den Bodensee ausgepumpt, so würde der Rhein 7 Jahre brauchen, um ihn wieder aufzufüllen. Besonders wichtig ist für die Kiesindustrie die verkehrsgeographische Lage, die gerade für die Bodenseeorte sehr günstig ist.

Beschreibung der alten Frachtschiffe und ihrer Entwicklung bis zu den modernen. Größere Betriebe haben sich nur an zwei Stellen ausgebildet: An der Argen und an der Bregenzer Aach. Der Rhein hingegen liefert auch an seiner neuen Mündung wenig Grobkies. Die beiden andern Flüsse jedoch haben infolge ihres hohen Gefälles eine sehr bedeutende Geschiebelast. Der jährliche Zu- und Abfluß des Bodensees beträgt rund 10 Milliarden m³, wovon der Rhein 7 Milliarden beistellt, so daß die Seeschwankungen im wesentlichen von den Hochwässern des Rheins abhängen. Die Verlandung des Sees wurde sowohl durch Deltamessungen festgestellt als auch durch historische Untersuchungen über die Änderungen der Küstenlinie.

In der Ausbildung der Deltaformen werden 5 „Fazien“ unterschieden:

1. Schlauchtypus; offene, sich verbreiternde ungespaltene Mündung ohne vorgelagerte Inseln.
2. Halbmondtypus; vor der Mündung des ungespaltenen Flusses liegt eine halbmondförmige Kiesbarre quer zur Mündung.
3. Spalttypus; der Flußschlauch spaltet sich in zwei Teile, davor, in den See hinausragend oder schon sich isolierend, liegt eine in Mündungsrichtung langgestreckte Insel.
4. Fächertypus; das Fließ teilt sich in zahlreiche Arme, getrennt durch Bänke und Inseln aus Kies, Sand und feineren Sedimentbänken, meist mit Sektorgefälle des ganzen Schuttkegels.
5. Unterwasserstromtypus; das Flußbett geht unter Wasser weiter, unter seitlicher Aufwerfung von Schlammdämmen.

Diese Fazien werden durch das Ineinandergreifen folgender Faktoren bedingt:

1. Absolute Wassermenge des Fließgewässers.
2. Absolute Schwemmstoffführung des Fließgewässers.
3. Gegenseitige Abstimmung der jahreszeitlichen Schwankungen der Wasserführung des Flusses und der Seespiegelschwankungen.

4. Der jahreszeitlich schwankende Temperaturgradient von Fluß zum See und die davon abhängige Tiefeneinschiebung und Fällung der Schlamm suspension.
5. Mengenverhältnis der einzelnen zugeführten Korngrößen.
6. Gefälle der Mündungsstrecke.
7. Abflußform des Wasserlaufs (laminar, turbulent ...).
8. Vorgegebene Unterwasserformen der Seeküste (Breite der Uferbank, Abfall der Halde usw.).
9. Küstenströme, Windstau usw.
10. Quartäre Tektonik, d. h. sinkende oder hebende Tendenz der Wanne im Diluvium und Alluvium bis heute fortdauernd.

Sehr ausführliche Angaben über die Entwicklung der Kleinförderung am Strand und des maschinellen Abbaues unter Wasser, seiner wirtschaftlichen Grundlagen. Die enorme Zunahme der Kiesgewinnung, vor allem an der Bregenzer Aach, hat besonders zwei Ursachen:

Sie ist umsonst und nicht an Kauf und Entwertung von Grundstücken gebunden.

Der Seekies hat verschiedene Eigenschaften, die ihn als Betonzuschlag besonders geeignet machen, vor allem ist er schon gewaschen und die minderwertigen Bestandteile sind durch Auslese längst entfernt. Gleichzeitig liegt die Baggerung auch im Interesse der Flußkanalisierung.

Das Gesteinsmaterial der Bregenzer Aach ist entsprechend dem großen Einzugsgebiet (Molasse, helvetische, ostalpine Decken, zentrales Kristallin sehr bunt. Granite und kristalline Schiefer machen etwa 10 % aus, stammen aber wahrscheinlich zum größeren Teil aus Diluvialterrassen. Mehr als 50 % mesozoische Kalke. Hornsteine relativ angereichert.

Weiter wird die Organisation der Unternehmungen, die Kiesflotte, Arbeitsweise der Bagger usw. ausführlich behandelt. Aus der Statistik ergibt sich für die Bregenzer Aach eine Jahresförderung (Durchschnitt 1925—1931) von 436 000 t, ein Betrag, der unter dem natürlichen Zuwachs bleibt.

Endlich wird die Berechnung der Geschiebemengen und des Abtrags im Einzugsgebiet einer kritischen Erörterung unterzogen, vor allem die Berechnungsgrundlagen mit ihren Fehlerquellen. Verf. kommt für das Einzugsgebiet der Bregenzer Aach zu einem Abtrag von einem Meter in rund 3000 Jahren, ein Betrag, der der Größenordnung nach mit andern Schätzungen für das Rheingebiet usw. gut übereinstimmt.

Kieslinger.

P. Budnikoff: Quarzite aus der Ukraine. (Mineralische Rohstoffe. 9. Moskau 1931. 1254—59. Russisch.)

Verf. teilt viele chemische Analysen von Quarziten aus 8 Lagerstätten der Ukraine mit, deren Vorräte betragen:

wirkliche	mögliche	zusammen
6 496 700 m. t.	11 500 000 m. t.	17 996 700 m. t.

Es werden auch 8 Dünnschliffbilder gegeben.

N. Polutoff.

Jan Stejskal: Lagerstätten feuerfester Rohstoffe in der tschechoslowakischen Republik. (Zs. prakt. Geol. 39. 1931. 129-148.)

Es werden die Vorkommen, Zusammensetzung, Entstehung und die geologische Position von Kaolin, feuerfesten Tonen und Schiefertönen, Magnesit, Graphit und Quarzit, sowie ihre praktische Verwertung behandelt.

1. Kaolin. Nach der Entstehung werden 5 Typen von Kaolinlagerstätten unterschieden, die aus Feldspatgesteinen durch folgende Vorgänge entstanden sind:

- a) durch vulkanische hydrothermale Lösungen (Propylitisierung),
- b) durch Solfatarenexhalationen (Liparite kaolinisiert und umgewandelt in Alunit bei Berehovo in Karpathorußland),
- c) durch kalte Sauerlinge (Kaolinisierung von Granit bei Gießhübel),
- d) in der Oxydationszone der Graphitlagerstätten (Böhm. Krumau in Südböhmen und bei Velké Tresné in Westmähren),
- e) durch organische Säuren und durch die Kohlensäure von der Oberfläche.

Die größten und wertvollsten Kaolinlager entstanden im Tertiär durch eine von der Oberfläche ausgehende Umwandlung und sind in Böhmen im Karlsbader und Pilsner Gebiet konzentriert.

Böhmen.

Im Karlsbader Gebiet entstanden die Kaolinlager in dem großen Grabenbruch durch eine Umwandlung des granitischen Grundgebirges, des Karlsbader und Neudeck—Eibenstocker Granitmassives. Die Lagerstätten sind teils primär, teils sekundär, umgelagert auf sekundäre Lokalitäten in Tertiärschichten. Die Lagerstätten entstanden im Liegenden der Braunkohlenformation. Die Kaolinisierung hängt mit dem Josefi-Braunkohlenflöz zusammen, dessen Ablagerung durch viele Granitkuppen unterbrochen wird, die zur Bildungszeit aus den Süßwasserablagerungen hervorragten und von der Kaolinisierung nicht ergriffen wurden. Die Mächtigkeit erreicht 20 bis 30 m, stellenweise bis über 40 m. Die beim Kaolinisierungsprozeß freigewordene Kieselsäure bildet teils mächtige Hornsteingänge, teils silifiziert sie das Nebengestein. Im Hangenden ist in der Regel ein sog. „Quarzitdeckel“. Dort, wo dieser geschlossen ist, findet sich Kaolin von bester Qualität. Das reichliche Kaolinvorkommen erstreckt sich von der Linie Litmitz—Wudingrün im W bis Lessau im O auf 19 km Länge. Am linken Egerufer gegenüber Karlsbad finden sich einzelne Lagerstätten. Größere Vorkommen sind bei Zettlitz, Schankau, Ottowitz, Dallwitz, Alt-Rohlau, Schobrowitz und gegen O bis Schlackenwerth. Im W bei Chodau und Imlikau. Am weitesten im W findet sich Kaolin bei Oberlohma nächst Franzensbad.

Sekundäre Lagerstätten verschwemmten Kaolins befinden sich am Ostrande des Duppauer Gebirges bei Pomeisl, Puschwitz und Podersam, am Nordrand des Duppauer Gebirges bei Kaaden und Warta, weitere dann bei Münchhof nächst Chodau.

In Zettlitz und in Chodau sind die größten Unternehmen.

Im Pilsner Gebiet treten die Kaolinlager im Permocarbon auf und befinden sich hauptsächlich im nördlichen Teil des Pilsner Steinkohlenbeckens.

Die größte Kaolingewinnung ist Horní—Břıza, nördlich Pilsen. Bei Dobřany südwestlich von Pilsen ist ein großer Tagebau.

Die Pilsner Kaoline entstanden durch Umwandlung permocarbonischer Arkosen auf der ursprünglichen Stelle durch Einwirkung der Humussäuren und Kohlensäure aus Tertiärsümpfen. Von den 4 Zonen gehören drei dem Obercarbon, eine dem Perm an. Der rohe Kaolin enthält 30 % reinen Kaolin, 50 % Quarzsand und 20 % Schlamm. Er findet in der keramischen und Papierindustrie Verwendung.

Sonst kommen in Böhmen Kaoline bei Salesel und Sebuscin a. d. Elbe im Böhmischem Mittelgebirge vor. Der Kaolinsand von Salesel enthält 17 % Kaolin. Ferner im Rücken zwischen Slonovec und Brdy bei Pířbram in Dislokationsspalten im Streichen der cambrischen Schichten, wo die Kaoliniterde durch eine Umwandlung der cambrischen, granitisches Material enthaltenden Sedimente infolge der Einwirkung des sauren Wassers aus Sümpfen entstand. Giebhübel bei Karlsbad, Böhm. Krumau, Mugrau, Schwarzbach und Stěpánov nächst Chotěboř besitzen keine praktische Bedeutung.

Mähren.

Im Gebiet der Schwarzawa kommt Kaolin reichlich in der Umgebung von Veverska Bítýřka vor. Im Tale des Bilyřpotok zwischen Marřov und Lařánký ist das größte Lager aus dem Bittescher Gneis durch Einwirkung organischer Säuren und der Kohlensäure in der Miocänzeit entstanden. Im Liegenden findet sich roher Primärkaolin mit Gneisbruchstücken vermischt. Als feuerfeste Ware eignet sich dieser Kaolin nicht; er wird in der Papierindustrie verwendet. Im Thaya-Gebiet ist ein Kaolinlager nördlich von Znaim durch Umwandlung der zum sog. Thaya-Batholith gehörenden Gneise und Granite entstanden. Auf dem böhmisch-mährischen Hochland bei Krasoniře entstand ein Kaolin im Kern des Orthogneissattels durch Pneumatolyse. Bei Velké Tresné bildet Kaolin kleine Adern und unregelmäßige Nester in den Graphitflözen. Die beiden letzten Vorkommen liefern einen vorzüglichen Kaolin. Doch ist er wegen des geringen Ausmaßes und der Entfernung von der Bahn ohne wirtschaftliche Bedeutung. Auch bei Kvittein nächst Hohenstadt sind vereinzelte bedeutungslose Kaolinvorkommnisse.

Schlesien.

Der Friedeberger Granit wurde im Liegenden der Braunkohlenformation zwischen Weidenau, Vidnava und Neu-Rothwasser in Kaolin umgewandelt. Der 7—8 m mächtige Abraum besteht hauptsächlich aus diluvialen Sanden und Schottern mit nordischen Geschieben. Der Weidenauer Kaolin ist von guter Qualität und wird zur Erzeugung von Schamotteziegeln und anderen feuerfesten Waren verwendet.

Slowakei.

Der Kaolin entstand durch Propylitisierung aus Andesiten und Lipariten durch Thermalquellen, die gleichzeitig auch Erzgänge bildeten. Man findet den Kaolin in Nestern und Gängen, besonders in der Nachbarschaft von Erzgängen im Kremnicko-řtávnické Rudohoři (Kremnitz-Schemnitzer Erz-

gebirge). Bei Banská Belá kommt auf den Erzgängen ein Gemisch von Kaolin und Diaspor vor (Dillnit, Agalmatolith). Minder reiner Kaolin kommt auch in der östlichen Slowakei bei Straňany nächst Michalovec vor.

Karpathorußland.

Der in Karpathorußland vorkommende Kaolin entstand durch Umwandlung der Liparite und deren Tuffe. Bei Užhorod (Ungvár), Dubrinič nächst Perečín in miocänen Schichten, bei Berehovo und Kvasovo, aus Lipariten durch Solfatarenexhalationen gleichzeitig mit Alunit gebildet sind teilweise sehr gute Kaoline.

Von den meisten Fundorten werden Analysen angegeben.

In der Tschechoslowakei wurden 1925 897 398 t rohen Kaolins gefördert, wovon durch Schwemmen 220 740 t Reinkaolin gewonnen wurden.

2. Feuerfeste Tone und Schiefertone. Sie treten in der Steinkohlen-, Jura-, Kreide- und Tertiärformation auf.

Das Kladnoer Steinkohlenbecken hat in der Umgebung von Rakovník, Lubná, Lány u. a. die wertvollsten feuerfesten Tone. Sie bilden meist Zwischenlagen in den Kohlenflözen, sog. „Opuka“-Bänke. Sie entstanden durch Umwandlung und Verschwemmung der Porphyrtuffe. Die Schiefertone im Pilsner Steinkohlenbecken sind stark bituminös. Sie werden im Gebiet von Nürschan-Blatnitz gewonnen.

In Mähren finden sich feuerfeste Juratone bei Olomúcaný und Rudice, wo sie gemeinsam mit Sanden und Eisenerzen im Devonkalk bis 140 m tiefe Karsttrichter ausfüllen. Die Rudicer Tone liefern für die keramische Industrie ein sehr gutes Material.

Feuerfeste Kreidetone finden sich in den sog. Perucer Schichten (Cenoman). Es sind durchweg Süßwassertone, welche Flöze schlechter Kreidetone begleiten.

In Böhmen kommen sie im NW von Prag bei Dívce nächst Vinařice vor und sind stark bituminös, ferner im Bereich des Džbán auch bei Nečmice, Kounov, Mutějovice und Hředle. Die Tone von Sliveneč und Vyšehořovice dienen zur Schamotteherstellung, auch zu Töpferwaren und Öfen. Bei Wolfersdorf, nordwestlich Böhmisches-Leipa, finden sich 0,2—0,5 m mächtige Lagen zwischen Emscher Sanden.

Noch auf böhmischer Seite gehören zu den mährischen Ausläufern der Kreideformation die Vorkommen von Schirmdorf mit 4 m Mächtigkeit. Die reichsten Vorkommnisse befinden sich aber auf mährischer Seite. Sie verlaufen von N nach S in vier Streifen: 1. Der westliche Streifen in der Umgebung von Kunštát, 2. der Schönhengstzug, 3. der Steinbergzug und 4. der östliche Streifen, östlich Mährisch-Trübau.

Tertiäre feuerfeste Tone kommen hauptsächlich in Böhmen in Süßwasserbraunkohlenbecken vor. In Nordböhmen befinden sich feuerfeste Tone im Mittleren Oligocän und im Unteren Miocän, und zwar von W nach O bei Wildstein unweit Eger (Einlagen in den Sandsteinen im Liegenden der Kohlenflöze), Měcholupy südlich Saaz, Touchovice südwestlich Louny, Priesen, östlich Komotau, Lang-Ugest (Jenišov, Újezd), Preschen, Briesen und Prohn westlich Bilin, vereinzelte Vorkommen in der Brüxer Gegend,

Lewin, Mutzka, Neu-Tein, Alt-Tein und Tirschowitz in der Auschauer Gegend, Bensen in der Tetschener Gegend. Die untermiocänen „Preschener Tone“ werden in großem Ausmaße in der Biliner Gegend abgebaut.

3. Magnesitlagerstätten. In der Tschecho-Slowakei kommen zwei Typen von Magnesit vor: Dichter Magnesit in Serpentin (Böhmen und Mähren) und metasomatische Lagerstätten kristalliner Magnesite in Kalksteinen (Slowakei).

4. Graphitlagerstätten. Sie treten hauptsächlich im Bereich der Böhmisches Masse, minder auch im karpathischen Kristallinikum in der Slowakei auf. Alle diese Lagerstätten sind von konkordantem Typus und entstanden durch Umwandlung von Kohlen. Sie treten in Gneisen, Glimmerschiefern oder Phylliten auf und werden gewöhnlich von kristallinen Kalken begleitet. Sie bilden entweder unregelmäßige Flöze oder Linsen. Es gibt zwei wichtige Graphitgebiete: die Umgebung von Böhmisches-Krumau in Südböhmen und das Gebiet Altstadt-Goldenstein in Nordmähren.

5. Quarzite. Diese kommen in verschiedenen geologischen Formationen vor, so untersilurische Quarzite bei Drabov in Mittelböhmen, unterdevonische in Mähren und Schlesien, permische in der Slowakei, tertiäre in Böhmen und in der Slowakei (Limnoquarzite). Für die Dinasindustrie eignen sich die Tertiärquarzite, die im Bindemittel einen namhaften Anteil von amorpher Kieselsäure enthalten. Sie kommen besonders im Gebiet der nordböhmisches Braunkohlenbecken vor und gleichen hinsichtlich der Qualität ganz den deutschen Dinasquarziten, Sie sind größtenteils von mitteloligozänem Alter (Rupélien) und finden sich im Hangenden der Letten. Zerstreute lose Quarzitblöcke sind entweder Denudationsrelikte ehemals zusammenhängender Quarzitbänke oder lokale, durch angesammelte Kieselsäure verfestigte Partien ursprünglicher loser Sande oder quarzreicher Letten.

Ein umfangreiches Literaturverzeichnis ist der Abhandlung beigegeben, so allein für Kaolin 52 alphabetisch geordnete Zitate, 54 für die feuerfesten Tone, 30 für Magnesit, 46 für Graphit und 23 für Quarzit.

Zahlreiche chemische Analysen sind angeführt. Es würde hier zu weit führen, sie zum Abdruck zu bringen. Nur ein kurzes übersichtliches Verzeichnis sei gegeben:

A. Kaolin:

1. Karlsbader Kaoline 7 Anal.
2. Pilsner Kaoline 5 Anal.
3. Mährerer Kaoline 5 Anal.
4. Slowakci-Kaoline 2 Anal.
5. Karpathorussische Kaoline 4 Anal.
6. Böhmen, Slonovec-Kaoliniterde 1 Anal.

B. Feuerfeste Tone und Schiefertone:

1. Böhmen, Revier von Rakovnik, 6 Anal.
2. Böhmen, Jura und Kreide, 3 Anal.
3. Mähren, Schönhengstzug, 7 Anal.
4. Mähren, westlicher Streifen, 3 Anal.
5. Mähren, Steinbergzug, 10 Anal.

6. Nordböhmische Braunkohlentone 5 Anal.
7. Südböhmische Miocäntone 6 Anal.
8. Schlesische und slowakische Tertiärtone 7 Anal.

C. Magnesit, dichter, 3 Anal.
„ kristalliner, 6 Anal.

D. Graphit:

1. Südböhmen 11 Anal.
2. Nordmähren 4 Anal.
3. Westmähren 9 Anal.
4. Slowakei 1 Anal.

E. Nordböhmische Dinasquarzite 4 Anal.

Für jede Analyse ist der Autor und die Jahreszahl angegeben, so daß unter den Literaturzitate wiederum die Originalabhandlung festgestellt werden kann.

M. Henglein.

350

—

57.