

# Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen  
herausgegeben von

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

## Referate.

II. Allgemeine Geologie, Petrographie, Lagerstättenlehre.  
Redaktion: E. Kaiser.

### Jahrgang 1928.

Drittes Heft



STUTT GART 1928  
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung  
(Erwin Nägele) G. m. b. H.

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

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

Redaktion und Verlag.

### **Beilage-Band LVI Abt. A Heft 3.**

Mit Taf. X und 27 Textfiguren.

Matthes, O.: Ueber Epidot. (Mit Taf. X und 7 Textabbildungen.) 66 S.

Angel, F.: Die Magmenentfaltung im Gleinalmgebiet (Steiermark). Mit 4 Textabbildungen. 45 S.

Brauns, R.: Mitteilungen aus dem Mineralog. Institut der Universität Bonn: 59. Die chemische Zusammensetzung der Basaltlaven des Laacher Seegebietes. 31 S.

Ernst, E.: Zum Problem des Kristallabbaues durch Aetzung. (Mit 16 Abbildungen im Text und als Textbeilage.) 30 S.

## Petrographie.

### Chemische und physikalische Untersuchungsmethoden.

**L. Milch:** Vorläufige Untersuchungen zur mechanischen Trennung von Gesteinsgemengteilen durch Zentrifugieren in schweren Flüssigkeiten. (Festschrift V. GOLDSCHMIDT. C. Winter, Heidelberg 1928. 179—185. Vgl. auch CBl. f. Min. etc. 1927. A. 452.)

Zusammen mit BJÖRN FOUJNER hat Verf. Versuche angestellt, um die Verwendbarkeit des Zentrifugierens von Gesteinspulvern in schweren Flüssigkeiten zu erproben, nachdem vorher W. Gross an Kohlenschlämmen mit Erfolg diese Methode angewandt hatte (vgl. CBl. f. Min. etc. 1927. A. 451). An Hand einiger Beispiele wird gezeigt, daß vor allem für die Untersuchung von Tonen und Kaolinen die Methode von großem Vorteil ist. Von großer Wichtigkeit ist natürlich die richtige Benetzung des Gesteinspulvers, die dadurch erreicht wurde, daß das Pulver erst mit einer geringen Menge Flüssigkeit zu einem Brei angerührt und nach und nach die übrige Flüssigkeit zugesetzt wurde. Zu den Versuchen wurde eine elektrische Zentrifuge mit etwa 4000 Umdrehungen in der Minute benutzt.

Hans Himmel.

**M. Reinhard:** Über die Dicke der Gesteinsdünnschliffe und der darin vorkommenden Mineralkomponenten. (Schweiz. Mineral. und Petr. Mitt. 7. Heft 1. [1927.] 40.)

Trotzdem die Frage nach den Dickenverhältnissen für den Mikroskopiker von großer Bedeutung ist, scheint dieselbe noch nie eingehender überprüft worden zu sein. Neben der Feststellung, ob ein Schliff linsen- oder keilförmigen Querschnitt hat, sollte er auch über die Planarität der den Schliff oben und unten begrenzenden Flächen und bei Störungen derselben über deren Zusammenhang mit den einzelnen Mineralien orientiert sein. Um diese Fragen zu klären, wurden je 10 Dünnschliffe aufeinandergekittet (Deckglas des  $k$ -ten gegen Objektträger des  $k+1$ -ten, ausgenommen der oberste, der in umgekehrter Lage angebracht wurde) und senkrecht zu den Schliffen durch die Mitte dieser Schliffbündel ein Dünnschliff hergestellt. Dabei ergaben sich die Oberflächen als schwach gewellt mit 2—5 Dickenmaxima pro Schliff von mittleren Dickenunterschieden von ca.  $5 \mu$ . Diese Maxima fallen meist nicht

mit bestimmten Mineralien zusammen, sind also im allgemeinen von diesen unabhängig. Sie scheinen vielmehr durch die letzte Schleifphase gegeben zu sein und wären daher bei Schleifen auf absolut ebener Unterlage, die das Schleifmittel in festem Verband enthält, wohl zu vermeiden.

#### E. Brandenberger.

**A. Johannsen und C. A. Merritt:** The Recognition of Minerals and the Determination of their Proportions in Crushed Rocks. (Journ. of Geol. **34.** 462—465.)

Zur qualitativen und quantitativen Bestimmung zerriebenen Gesteinsmaterials empfehlen Verff. sehr sorgfältige Siebung zur Erzielung möglichst gleich großer Körner (am besten Material, das durch ein 90-Maschennetz hindurchgeht und in einem 100-Maschennetz liegen bleibt), Behandlung eines halben Gramms dieses Pulvers in einem Bleigefäßchen mit 50 %iger Flußsäure während 2 Minuten (in dieser Zeit werden Plagiokläse angegriffen, die leichter angreifbaren Kalifeldspate aber noch nicht aufgelöst), nach Waschen Zufügung einer starken Lösung von Gentiana-Violett, erneutes Waschen nach einer Pause von 10 Minuten und vorsichtiges Trocknen über einer kleinen Flamme. U. d. M. sind neben den übrigen optischen Merkmalen Quarz durch Mergel jeder Einwirkung, Plagiokläse durch einen farbigen Mantel, Kalifeldspate durch ihre eckige, zerfressene Gestalt erkennbar; die Feldspate sind nach Zufügung eines Tropfens Öl (mit  $n = 1,537$ ), der die Farbe löst, auch durch die Becke'sche Linie zu unterscheiden. Für quantitative Bestimmungen durch Auszählen u. d. M. muß natürlich die Gesamtmenge des geätzten und gefärbten Pulvers auf den Objektträger gebracht werden.

Miloh.

**H. Sigg et E. Carrasco:** Macles de Manebach, Ala et Complexe. Étude des angles d'extinction sur les sections orientées. (Bull. Soc. Vaudoise Sc. nat. **52.** 1918. 219—232.)

**V. Nicolajev:** Some notes on the linear method of the geometrical analysis of rocks. (Mémoires de la Soc. Russe de Minéralogie. 2 sér. **55.** 1926. Livr. 1. 96—117. Russisch mit englischer Zusammenfassung [116—117].)

Verf. behandelt die ROSIWAŁ-Methode zur Bestimmung der quantitativen mineralogischen Zusammensetzung der Gesteine, bespricht die Literatur der Frage und prüft speziell den Genauigkeitsgrad mathematisch, HIRSCHWALD'S Okular approbiert er nicht, sondern theoretisch [sic! Ref.] von S. SHAND [Dr. SHAND ist aber selbst damit unzufrieden, jedenfalls in der von der Firma angefertigten Form, wie er mir selbst geschrieben hat, Ref.], vielleicht mit Verbesserung von CH. WENTWORTH und H. HUNT. Verf. bespricht die minimale Größe der Schlißfläche, sowie den größten Abstand zwischen parallelen Linien, nach welchen die Messung ohne Störung der Genauigkeit der Ergebnisse vorgenommen werden soll (dazu seine Kontrollformeln I—IV, p. 107 und ein Beispiel der Messungen des Gesteins aus dem Shonkinit-Massiv in Turkestan, p. 111—114).

Peter Tschirwinsky.

**T. Krassenskaja:** Die Anwendung der Bestimmungsmethode der Mineralien nach ihren Brechungsindizes bei der Ton- und Sanduntersuchung. (Verh. d. Staatsinstitut. f. keramische Forschung. Lief. 8. Moskau 1927. 1—37. Russisch mit Zusammenfassung in deutscher Sprache [33—36].)

Verfasserin will feststellen, in welchem Grade die Methode der Mineralbestimmung nach den Brechungsexponenten zur Bestimmung der Mineralien in Tonen und Sanden zu benützen ist. Die Methoden von SCHROEDER VAN DER KOLK und F. BECKE und einige Einzelschriften (vgl. ALLEN DICK, 1914) werden besprochen. Bei ersterer Methode weist Verfasserin darauf hin, daß infolge der Umkehrung des Bildes im Mikroskop man die Verdunkelung an den Kornkanten, die den theoretischen entgegengesetzt sind, beobachtet. In vielen Mikroskopen wirkt außerdem die Lage des Kondensors auf Dunkelerscheinen von der einen oder der anderen Seite, darum ist es empfehlenswert, den Kondensor auszuschalten oder ihn stets in einer und derselben Lage zu behalten.

Beim Vergleichen der Farbenreaktionen bei den Methoden von SCHROEDER VAN DER KOLK und ALLEN DICK bemerkt Verfasserin, daß in dem Moment der Gleichheit der Indizes von Mineral und Flüssigkeit SCHROEDER VAN DER KOLK das Erscheinen roter und blauer Färbung, ALLEN DICK aber nur eine blaue Färbung nennt und das Erscheinen rötlicher Nuancen schon zum Merkmale eines niedrigeren Brechungsindex im Vergleiche mit Flüssigkeit zählt. Die Untersuchung bei gewöhnlicher Temperatur und in Präparaten, in denen die Körner voneinander getrennt sind, ist vorzuziehen.

Verfasserin bespricht u. a. zwei Erscheinungen, die als Hilfsgriffe, zuweilen aber auch als selbständige Methoden dienen können. Die erste Erscheinung besteht aus blasser Färbung winziger Körner, die man in gewöhnlichem Lichte bei starken Vergrößerungen beobachtet. Ein Korn, fokal gestellt, erscheint bläulich, wenn es einen höheren Brechungsindex besitzt als die Einbettungsflüssigkeit, und rosa bei umgekehrten Verhältnissen. Bei gleichen Brechungskoeffizienten sieht man verwaschene bläuliche und rosa Ränder um das ganze Korn. Vergleichstabelle der Erscheinungen, die man bei verschiedenen Brechungsindizes des Minerals und der Flüssigkeit beobachtet. Mineralgemische ergeben folgende Schwierigkeiten: 1. verschiedene Mineralien haben den gleichen Index, 2. viele Mineralien besitzen bedeutende Doppelbrechung und im Falle kleiner Körner fällt es schwer, zu urteilen, ob verschiedene Mineralien oder verschieden orientierte Körner eines und desselben Minerals vorliegen, 3. optisch anomale Brechungsexponentenwerte, die z. B. durch Druck hervorgerufen sein können (z. B. zerriebener Kaolinit, Muscovit, Biotit, Klinochlor und Pennin nach Zerreibung im Achatmörser verkleinern ihre Brechungsexponenten). Die Brechungsexponentenmethode muß deshalb mit gewöhnlichen optischen und chemischen Prüfungen zur Erzielung sicherer Ergebnisse verknüpft werden.

**Peter Tschirwinsky.**

## Sedimentgesteine.

- Wepfer, E.: Die Auslaugungs-Diagenese, ihre Wirkung auf Gestein und Fossilinhalt. (Dies. Jb. Beil.-Bd. LIV. Abt. B. 17—94. Mit Taf. II und 10 Textabb.)
- Quenstedt, W.: Beiträge zum Kapitel Fossil und Sediment vor und bei der Einbettung. (Dies. Jb. Beil.-Bd. LVIII. Abt. B. 353—432.)
- Klähn, Hans: Vergleichende paläolimnologische, sedimentpetrographische und tektonische Untersuchungen an miocänen Seen der Schwäbischen Alb. (Dies. Jb. Beil.-Bd. LV. Abt. B. 343—428. Mit 2 Karten, 1 Skizze, 3 Figuren und 16 Profilen.)
- Börger, H.: Über die Entstehungsweise hohler Brauneisengerölle. (Cbl. f. Min. etc. 1927. Abt. B. 1—8. Mit 2 Textfig.)
- Stach, E.: Zur Entstehung der Braunkohlensphärosiderite der Ville-Braunkohlen. (Dies. Jb. Beil.-Bd. LVIII. Abt. B. 433—452. Mit Taf. XXV—XXXI.)

**Tan Sin Hok:** Over de samenstelling en het ontstaan van krijt- en mergelgesteenten van de Molukken. (Über die Zusammensetzung und die Entstehung von Kreide- und Mergelgesteinen der Molukken.) (Jaarboek v. h. Mijnwezen in Nederlandsch Oost-Indië. 1926. Verhandeling III. 165 p. 16 Taf. und 2 Textfig. Haag 1927.)

Kreide- und Mergelgesteine von jungtertiärem, wahrscheinlich pliocäнем Alter, gesammelt von Dr. R. D. M. VERBEEK (1898—1899), von der ersten Niederländischen Timor-Expedition (1910—1912) und von Prof. Dr. H. A. BROUWER (1915), wurden petrographisch und paläontologisch untersucht.

Paläontologische Ergebnisse: Aragonit-Sternchen und -Rosetten wurden als Reste von Planktonorganismen gedeutet und in einer neuen Gruppe: *Discoasteridae incertae sedis* zusammengefaßt, worin die folgenden Genera unterschieden wurden: *Heliodiscoaster*, *Eudiscoaster* und *Hemidiscoaster*. Die *Discoaster*-Fauna der Molukken zeigt ziemlich große Unterschiede von der von Barbados.

Unter den *Coccolithophoriden* spielen die *Coccolithen* eine überwiegende Rolle, während die *Rhabdolithen* nur untergeordnet anwesend sind.

Die überwiegende Zahl der gefundenen *Foraminiferen* sind pelagisch, sehr untergeordnet dagegen die benthonischen.

Die fossile *Radiolarienfauna* von Rotti wurde ausführlich bearbeitet: 4 neue Genera: *Cenolarmacopyle*, *Hemicryptocapsa*, *Stylocryptocapsa* und *Holocryptocapsa* wurden aufgestellt und 141 Arten und Varietäten, wovon 138 neu waren, beschrieben. Die Zahl der *Radiolarienfamilien* ist nur gering; einige dieser Familien, wie *Cyrtocalpida*, *Theocyrtida* und *Lithocampida* dagegen sind sehr artenreich.

Bei der Beschreibung wurden HAECKEL's systematische Prinzipien streng befolgt, wiewohl nicht verkannt wurde, daß die kleineren und kleinsten

Kategorien, wie Genus, Art, auf zu geringfügigen Formunterschieden beruhen. Der Bearbeiter einer Radiolarienfauna ist bei Befolgung der HÄECKEL'schen Systematik wohl gezwungen, viele neue Spezies aufzustellen.

Die gefundenen Cyrtoiden gehören überwiegend zu den *Corocyrtida* e (POPOVSKY), d. h. sie sind phylogenetisch am höchsten entwickelt. Einige Eucyrtiden zeigen Strukturen, welche die Auffassung eines periodischen Wachstums unterstützen.

Einen stratigraphischen Wert konnte Verf. aus Erwägungen induktiver und deduktiver Art den Radiolarien nicht zuweisen.

Sedimentpetrographische Resultate: Unterschieden wurden:

Globigerinenkalke (Rendjuwa, Savu, Rotti, Timor und Ambon).

*Discoaster*-Coccolithkalke (Rotti und Timor).

Radiolarien-Coccolithkalke (Rotti).

Globigerinenmergel (Jamdena und Halmahera).

In den Globigerinenkalken überwiegen die pelagischen Foraminiferen, hauptsächlich die Globigerinen; die *Discoaster*-Coccolithkalke werden durch die Abwesenheit von größeren Foraminiferen charakterisiert; in den Radiolarien-Coccolithkalken kommen als größere Organismen ausschließlich Radiolarien vor; Foraminiferen sind abwesend.

Die Grundmasse der Globigerinenkalke besteht aus den folgenden Komponenten: Calcit- und Aragonitkörnchen und -prismen, Coccolithen, Calcosphärolithe, *Discoaster* und vulkanischen Mineralien, genannt in der Reihenfolge ihrer Wichtigkeit. Die *Discoaster*-Coccolithkalke sind gänzlich aus diesen genannten Grundmassekomponenten aufgebaut. In der Grundmasse der Radiolarien-Coccolithkalke finden sich nur Calcit- und Aragonitkörnchen und -prismen, Coccolithe und vulkanische Aschbestandteile: Calcosphärolithe und *Discoaster* sind abwesend.

Bei der Rekonstruktion des Sedimentationsraumes wurde — auch der geringen Kenntnis des geologischen Verbandes in vertikaler Richtung wegen — auf die Eigenschaften der Gesteine selbst die Betonung gelegt: eine Untersuchungsmethode, welche für Sedimente, die faziell zu ihrer unmittelbaren Umgebung (Liegendes und Hangendes) abnormal erscheinen, z. B. Radiolarit in Sandstein, Globigerinenkalke auf neritischen Sedimenten, befolgt werden soll.

Wichtig für die Diagnose der Entstehungsverhältnisse dieser Kalke sind die Calcosphärolithe und die Radiolarien. Die Calcosphärolithe wurden als chemische Präzipitate in direktem Zusammenhang mit der Verwesung der Planktonorganismen gebracht und ihre Anwesenheit als wesentlicher Bestandteil in diesen Globigerinenkalken wurde als Indizium einer Entstehung in einem warmen, d. h. untiefen Sedimentationsraum betrachtet. Die Globigerinenkalke wurden also trotz ihres abysalen Globigerinenschlickcharakters als Ablagerungen einer untiefen See gedeutet. Künftigen Untersuchungen wurde überlassen, das geographische Bild dieses Sedimentationsraumes festzustellen. Die *Discoaster*-Coccolithkalke wurden als die feinsten Aufbereitungsprodukte der Globigerinenkalke betrachtet.

In den Radiolarien-Coccolithkalken wurden die Radiolarienskelette, im Anschluß mit HAECKER's Meinung, daß die Tiefe des Lebensraumes die Skelette morphologisch beeinflußt, in ihrer Wanddicke, Schalenlänge und -breite verglichen und als Ergebnis gefunden, daß die Gesteine in bezug auf die Morphologie der Radiolarien in eine unleugbare Reihenfolge gestellt werden können, woraus bathymetrische Folgerungen — die momentan nur relativ sein können — gemacht wurden.

Auf die Morphologie der rezenten Radiolarien in bezug auf die Tiefe des Lebensraumes, auf die Wichtigkeit der Radiolarien als Bathymeter für die Radiolarite wurde hingewiesen.

Die Arbeit schließt mit einer Auseinandersetzung der Präparations-technik der Gesteine und mit einem Appendix über die kreideähnlichen Tuffe von Timor.

**Selbstreferat.**

**F. Münchsdorfer:** Über Almbildung und einen interglazialen Alm in Südbayern. (Geognostische Jahreshefte. 1927. 40. 59—84.)

Der Alm kommt gewöhnlich in Niedermooren vor, seltener in Hochmooren. Er stellt chemisch mikrokristallinen kohlen-sauren Kalk dar, der infolge seiner kolloiden Eigenschaften eine erstaunliche Aufnahmefähigkeit für Wasser besitzt. Er kann selbst Moor- und Tonböden an wasserhaltender Kraft überlegen sein. Die chemischen Analysen lassen Unterschiede zwischen den Almen nicht erkennen. Sie ermöglichen es nicht einmal, einen Alm von einem Kalktuff oder von Charaseekreide zu trennen. Von Kalktuff kann er nur durch seine physikalischen Eigenschaften unterschieden werden; er ist feinkörnig-krümelig, locker und zerreiblich und unterscheidet sich dadurch von Kalktuffen, wenn auch Übergänge vorhanden sind.

Durch verschiedene Erklärungsversuche ist eine Lösung der Frage der Almbildung noch nicht erzielt. Als Beispiel für ein Grundwasser, aus dem Alm entstehen kann, wird als Vertreter des im bayrischen Alpenvorland weit verbreiteten harten Grundwassers das Münchener Leitungswasser angegeben. Der Kalkgehalt des Grundwassers befindet sich überwiegend als Bicarbonat in Lösung. Eine Lösung von Calciumhumat kommt nicht in Frage, weil dieser Stoff fast unlöslich ist. Wenn das kalkreiche Wasser als Quelle zutage tritt, so findet eine Druckentlastung statt. Der Gehalt an freier Kohlensäure, der für die Menge des gelösten Calciumcarbonates nötig ist, mindert sich und der Kalk scheidet sich ab. Dies findet auch statt, wenn kaltes Grundwasser in warmes Oberflächenwasser eintritt; daß aber gerade Alm entstehen müsse, läßt sich nicht begründen.

Für die anorganische Entstehung des Alms, die allein in Frage kommt, wird eine Oxydation von Calciumhumat kaum in Frage kommen. Es ist aber möglich, daß eine Kalkausfällung unter dem Schutze von Humuskolloiden zu der physikalischen Beschaffenheit führt, die den Alm kennzeichnet. Nur Vorversuche über eine derartige Entstehung des Alms sind unternommen worden, doch sind sie schon aus dem Grunde schwierig anzustellen, weil die Unterschiede im Gehalt der Moorbässer an mineralischen und organischen

Bestandteilen schon in einem kleinen Moore ganz erheblich wechseln können. So kann das Wasser in südbayrischen Niedermooren stark sauer sein. Eine Kalklösung zeigt um so saurere Reaktion, je mehr Kohlensäure sie enthält und je größer der Kalkgehalt ist. Allerdings enthält das fragliche Grundwasser nur wenig freies Kohlendioxyd und es ist zu vermuten, daß durch die Oxydation der Humusmassen Kohlensäure fortwährend entsteht. Bei dem in Frage kommenden hohen Grundwasserstand, der sich aus der Fauna ergibt, muß Anreicherung von Humusstoffen unter allen Umständen eingetreten sein. „Es ist daher für uns keinem Zweifel unterlegen, daß der Alm mit seiner feinkörnigen, lockeren und krümeligen Beschaffenheit in der Hauptsache eine anorganische Ausscheidung von Kohlensäure und Kalk unter dem Einfluß von Humussolen darstellt.“

Die Seekreide entsteht auf organischem Wege durch Vermittlung von Algen und der Kalktuff jedenfalls ohne Einwirkung von saueren Humusstoffen.

Es schließt sich eine genaue Schilderung der Almbalagerung von Tutting an. Hier liegt unter Löß und Kalktuff eine mächtige Almmasse vor, die aus einem Grundwasser austritt, das über dem Schliermergel entstanden ist. Sie gehört, wie sich aus Lagerung und Fauna ergibt, dem Rib-Würm-Interglazial an und entstand an einem sumpfigen, z. T. mit Bäumen bewachsenen Hang unter viel höherem Grundwasserstand als jetzt. **Harrassowitz.**

**Heinrich Ries:** Clays, their occurrence, properties, and uses with special reference to those of the United States and Canada. (3. Aufl. 613 p. 173 Abb. New York 1927.)

Trotzdem das vorliegende Werk das einzige größere Buch der Weltliteratur darstellt, das sich mit Ton beschäftigt, ist es in seinen früheren beiden Auflagen (1906, 1908) in dieser Zeitschrift nicht besprochen worden. Es sei daher der Inhalt insgesamt charakterisiert.

Kapitel 1 (51 p.) beschäftigt sich mit Entstehung und Einteilung der Tone. Es wird eine Übersicht über die Einteilung verschiedener Autoren gegeben und nach der eigenen Einteilung in Residual Clays, Colluvial Clays, Transported Clays die Entstehung unter Beigabe wertvoller Analysen besprochen. Die sekundären Veränderungen der Tone, die durch verschiedene mechanische und chemische geologische Vorgänge erfolgen können, werden hier gewürdigt.

Kapitel 2 (44 p.) beschreibt, nach kurzer Erwähnung der Untersuchungsmethoden, die im Ton vorkommenden Mineralien mit ihren wichtigsten Eigenschaften. Kaolinit, Halloysit und verschiedenste wasserhaltige Al-Silikate werden ausführlich behandelt. Man vermißt freilich eine grundlegende, eigene Auseinandersetzung mit den in Frage kommenden kolloidchemischen Problemen.

Ausführlicher behandelt Kapitel 3 (64 p.) nach methodischen Bemerkungen die Bedeutung der einzelnen Stoffe für die chemischen Eigenschaften. — Den physikalischen Eigenschaften, die für die Praxis von ganz

besonderer Bedeutung sind, sind die Kapitel 4 und 5 mit 151 p. gewidmet. Die zahlreichen, von der Technik ausgearbeiteten Untersuchungsmethoden gelangen recht vollständig zur Darstellung. Das folgende Kapitel 6 betrachtet die Arten der Tone nach ihrer Verwendung unter Beigabe zahlreicher chemisch- und physikalisch-analytischer Ziffern: Kaolin, ball-cl., fire-cl., stone-ware-cl. usw. Auch der merkwürdige Bentonit und Walkerde werden ausführlich besprochen.

Der Rest des Buches (210 p.) ist den Vorkommen in Nordamerika gewidmet. Nach kurzer Übersicht über die Verteilung auf die geologischen Formationen werden die einzelnen Staaten in alphabetischer Reihenfolge besprochen. Die Einteilung erfolgt jeweils auf stratigraphischer Grundlage. Chemische und physikalische Analysen, Literatur sind meist reichlich angegeben, oft auch Profile und Karten, so daß ein ausgezeichneter Überblick gegeben wird.

Nach der Gesamtanlage und der Verteilung des Stoffes liegt ein Buch vor, das, durchaus auf wissenschaftlichem Niveau stehend, doch mehr für den Praktiker bestimmt ist. Man kann daher nicht verlangen, daß bestimmte wissenschaftliche Fragen ausführlich erörtert werden. Die reiche angeführte Literatur zeigt aber die Wege, die Verf. gegangen ist, und ermöglicht ein tieferes Eindringen. Für die Beziehungen zwischen Praxis und Wissenschaft ist ein derartiges Werk besonders wertvoll. In der deutschen Literatur entspricht ihm BISCHEF, „Die feuerfesten Tone“, 4. Aufl., Leipzig 1923, doch sind die entsprechenden Teile sehr viel kürzer darin behandelt. Der deutsche Forscher wird daher immer auf RIES zurückzugreifen haben, solange ein in Aussicht stehendes deutsches Buch noch nicht erschienen ist.

**Harrassowitz.**

**H. J. L. Beadnell:** Columnar Structure in the Nubian Sandstone. (Geol. Mag. 63. 1926. 271—272.)

Verf. beschreibt ein ungewöhnlich deutlich ausgebildetes Vorkommen säulenförmig abgesonderten Sedimentgesteins und gibt hierzu eine vorzügliche Photographie.

Die Lokalität befindet sich in der Küstenebene des Roten Meeres, südlich von Berenice, 24 km landeinwärts, auf der rechten Seite des Wadi Kreiga, eines Neben-Wadi des Wadi Hodein, welches letzterer bei Bir Shalatein — etwa 90 km südlich von Berenice — ins Rote Meer mündet. Es handelt sich um einen kleinen Hügel — etwa 100 m im Durchmesser, 25 m in der Breite und 8 m hoch. Das Gestein ist der typische, braun verwitternde, Kreuzschichtung aufweisende nubische Sandstein, der an einzelnen Stellen verkieselt ist, ja in weißen Quarzit übergeht. Die Säulen sind durchweg deutlich ausgebildet, zeigen vier-, fünf- und sechseckigen Querschnitt und einen Durchmesser von 2—5 cm. Die Säulenbündel sind nicht durchweg parallel, sondern teils horizontal, teils vertikal gelagert, ja an manchen Stellen abgebogen und zeigen Übergänge von der vertikalen zur horizontalen Lagerungsform. Obwohl im weichen Sandstein und harten Quarzit auftretend, ist die säulenförmige Absonderung in ersterem durch spätere Verwitterungsprozesse deutlicher ausgeprägt.

Das Vorhandensein von Resten nubischen Sandsteins in diesem Gebiet war bereits durch Dr. JOHN BALL (1905—1908) bekannt geworden. Jedoch gelang es dem Verf. nachzuweisen, daß der nubische Sandstein hier selbst in weit größerer Verbreitung zu finden ist, als dies bisher angenommen wurde, weiterhin, daß im nubischen Sandstein ausgedehnte und mächtige Decken von intrusivem Basalt und Dolerit eingelagert sind, die ebenfalls an mehreren Stellen säulenförmige Absonderung zeigen.

Obwohl bei Wadi Kreiga kein Kontakt zwischen dem säulenförmigen Sandstein und einem Lagergang erschlossen ist, ist Verf. doch der Überzeugung, daß die Säulenbildung aus Abkühlungsvorgängen nach intensiver Erhitzung durch einen doleritischen Intrusivkörper resultierte.

Andere Beispiele säulenförmiger Absonderung in nubischem Sandstein sind Gebel Alarabbia, Gebel Aliberi und die Kaibar-Stromschnellen im Sudan; ähnliche Strukturen in Sedimentgesteinen innerhalb Europas sind von Dunbar (Schottland), der Schweiz und Falcon Clints, Teesdale (Durban) bekannt.

H. P. T. Rohleder.

**J. Challinor and K. E. Williams:** On some curious marks on a Rock Surface. (Geol. Mag. 63. 1926. 341—343.)

In einem Steinbruch in der Nähe von Borth, Cardiganshire (Wales) treten auf der Kluffläche der wohlgeschichteten, stark gestörten Aberystwyth-Sandsteine etwa einen halben Inch lange, hakenförmige oder gekrümmte Vertiefungen auf, die über die ganze Gesteinsoberfläche verteilt sind, nur ganz geringe Vertiefungen darstellen und sich bereits durch ihre hellere Farbe vom Untergrunde abheben. Obwohl — als große Seltenheit — hier selbst ein Graptolith gefunden wurde (*Monograptus planus* BARRANDE), werden diese Zeichen von den Verff. als anorganischen Ursprungs gedeutet und mit gebirgsbildenden Vorgängen in Verbindung gebracht, etwa mit Rutschstreifen vergleichbar. Man hoffte aus der Anordnung dieser Marken Schlüsse auf den Sinn der Bewegung schließen zu können; doch erwies sich dies als undurchführbar.

H. P. T. Rohleder.

**J. A. Kukhareno, N. A. Tananaew und W. N. Tschirwinsky:** Die Kalksteine, ihre Untersuchung und technische Bewertung. (Wiss. Schriften des Experimentellen Staatsinstituts der Zuckerfabrikation. Kijew 1927. 4. 143—173. Russisch.)

Geologisch-petrographische und chemische Übersicht über die in den Zuckerfabriken des Auslands und der Ukraine benutzten Kalksteine. Die Methoden der Analysen der Carbonatgesteine werden besprochen. Kurze Bibliographie. Die Bedingungen für die Kalksteinversorgung der Zuckerfabriken werden erörtert. Neue Analysen russischer Kalksteine. Besonders eingehend (13 vollständige Analysen) wird der Kalkstein aus einem großen Steinbruch bei der Eisenbahnstation Roschdestwo-Lesnoje im Gouvernement Tambow behandelt [geologisches Alter wahrscheinlich Senon. Ref.]. Die aus verschiedenen Horizonten des Steinbruches stammenden Kalksteine zeigen nur sehr geringe Schwankungen. Im Durchschnitt:  $\text{Si O}_2$  0,59;  $\text{Al}_2 \text{O}_3$  +  $\text{Fe}_2 \text{O}_3$

0,28; Ca O 54,34; Mg O 0,87; K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O 0,12; C O<sub>2</sub> 43,24; S O<sub>2</sub> 0,09; H<sub>2</sub>O und org. Sub. 0,36; Unlös. 0,43; Summe 100,30. Daraus folgt Ca C O<sub>3</sub> 97,03 und Mg C O<sub>3</sub> 1,83. Dieser Kalkstein ist zum Kalkbrennen und für die Zuckerfabriken sehr geeignet.

**Peter Tschirwinsky.**

**K. E. Gaboonia:** Diatomaceous Earth in Georgia. (Mineral Resources and their Technology. Moscow 1927. No. 4. 244—250. Mit 4 Fig. Russisch.)

Kieselgur-Lagerstätte in Georgien (Kaukasus), in den Distrikten Akhalkalykh, Akhalkalaki und Kutais. Geologische Skizzen dieser Lagerstätten und ihr praktischer Wert werden besprochen. Gesamtmächtigkeit des Kieselgurs im unteren Miocän unweit des Dorfes Kissatibi (14 km von Akhalkalykh) beträgt nach dem Verf. 8,71 m; davon die weiße beste Schicht 5,04 m, rosa Kieselgur 0,25 m und „bunt gefärbter“ (sowie „grauer“) 2,66 m (Fig. 2). Die Kieselgurserie liegt auf tertiären Sandsteinen. Vorrat des weißen und grauen Kieselgurs mindestens 2 850 000 Tonnen.

**Peter Tschirwinsky.**

**V. Tschirwinsky:** Tripoli et marne de la région de Zinovievsk (Elisabethgrad). (Botschafter des Geol. Komit. 1927. No. 2. 15—17. Beil. z. Bull. du Comité Géologique. Leningrad 1927. 46. Russisch.)

Tripel und Gaize (Opoka) von untertertiärem Alter bei der Stadt Elisawetgrad in der Ukraine werden näher beschrieben. Tripel besteht u. d. M. aus einer Fülle kleinster Si O<sub>2</sub>-Kügelchen (kleiner als 0,01 mm Durchmesser), oft untereinander verwachsen, mit denen zusammen auch spärlich klastische Quarzkörner, Glaukonit und Spongienspicula auftreten. Zerfressene Diatomeenpanzer sind sehr selten, doch scheint es, daß gerade auf ihre Kosten die Kieselsäurekügelchen gebildet wurden. Analyse des Tripel vom Dorf Popowka: Si O<sub>2</sub> 86,55, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 4,51, Ca O 1,42, Mg O 0,46, Glüh-Glühverlust 6,23, Summe 99,17. Dabei > 0,01 mm 80,00 %, 0,01—0,05 mm 7,15 %, 0,05 mm 12,85 %.

Gaize hat sich dann gebildet, wenn die diagenetische Veränderung noch weiter vorgeschritten ist und einzelne Kügelchen zusammengekittet wurden. Analyse vom Mergel aus der Umgebung des Dorfes Perwoswanowka und Konoplianaia (Mittelprobe) ergab: Si O<sub>2</sub> 37,39, Ca C O<sub>3</sub> 55,91, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 3,78, H<sub>2</sub>O 2,82, Summe 99,90. In diesem Mergel sind auch Si O<sub>2</sub>-Kügelchen (etwa 0,006 mm) vorhanden.

Die Tripelablagerungen bei Elisawetgrad können praktischen Wert haben, weil sie im Umkreis der Stadt auf etwa 10—15 Werst hier und da entblößt sind. Die sichtbare Mächtigkeit erreicht 2—3 Saschen (4,3—6,4 m).

**Peter Tschirwinsky.**

**K. Timofeev et V. Tschirwinsky:** Sur certains calcaires et grès de Podolie et Volhynie. (Bull. de la Sect. de l'Ukraine du Comité Géologique. Kiev 1927. Livr. 10. 83—106. Avec 1 planche. Russ. mit franz. Auszug. 105—106.)

Erster Artikel einer Serie „Materialien zur Kenntnis der Bausteine der Ukraine“. Petrographische Beschreibung und mechanische Prüfungen, die meist schon früher in Materialprüfungsanstalten und anderen Laboratorien des Polytechnikums Kijew ausgeführt wurden. Es handelt sich um silurische Kalksteine, tertiäre Kalksteine und kalkhaltige Sandsteine. Die silurischen kristallinen Kalksteine zeigen relativ höchste Druckfestigkeit (etwa 1000 und mehr kg/qcm), kalkhaltige tertiäre Sandsteine und tertiäre muschelarme Kalksteine (zwischen 600—1000 kg/qcm; mittlere Werte für tertiäre oolithische Kalksteine zu 500—700 kg/qcm geschätzt). Tertiäre Muschelkalke wenig fest (200, 400, 607 kg/qcm).

Peter Tschirwinsky.

## Regionale Petrographie.

### Skandinavien.

**N. Sundius:** Grythyttfältets Geologi (Die Geologie der Grythytte-Gegend). (Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. C. No. 312. Årsbok. 16. [1922.] No. 2. Stockholm 1923. English summary of the contents.)

Diese umfassende Monographie ist von großem Interesse, weil sie die erste moderne Beschreibung über die archaischen Formationen der Gegend von Grythyttan gibt. Diese Gegend gehört dem westlichen Teil des Bergslagens an und wurde immer als Schlüsselgebiet des schwedischen Urgebirges aufgefaßt. Die Feldaufnahmen des Verf.'s umfassen wechselnde Zeitperioden der Jahre 1910—1920.

Die große Bedeutung der Grythytte-Gegend besteht darin, daß die älteste Formation des schwedischen Archäicums, die suprakrustale sog. Leptitformation, hier eine wenig metamorphe oder ganz unmetamorphe Tracht zeigt. Daneben ist die genannte Formation stratigraphisch reich entwickelt und enthält zahlreiche, obschon quantitativ unbedeutende, theoretisch aber sehr interessante Eisenerz- und Manganerzlagerstätten. Die Suprakrustalformation wird von zwei getrennten archaischen Granitformationen durchbrochen: die Urgranite oder älteren archaischen Granite und die jüngeren archaischen Granite (hier als „serarchaische“ Granite bezeichnet).

Die Suprakrustalformation wurde in drei stratigraphische Teile gegliedert: die Hälleflinten, die Schiefer und die Konglomerate. Die Hälleflinten bilden die unterste und quantitativ herrschende Abteilung. Durch sehr eingehende mikroskopische Untersuchungen ist es dem Verf. gelungen, nachzuweisen, daß die Hälleflinten aus zwei chemisch-mineralogisch getrennten Stufen besteht: eine untere Abteilung von salischen extremen Albitgesteinen; auf diesen ruht eine andere Gruppe von Hälleflinten, die ungefähr gleiche Mengen von Kalifeldspat und Albit enthalten oder extrem kalifeldspatreich sind. Carbonatgesteine — Kalksteine und Dolomite — kommen als wechselnd mächtige Einlagerungen unter den Hälleflinten vor und reichern sich besonders gegen den obersten Teil der oberen Hälleflint-Etage an. Die Hälleflinten sind vulkanisch und zeigen sehr wechselnde vulkanische Strukturen oder Texturen. Es gibt hauptsächlich homogen-porphyrische, geschichtete und agglomer-

ratische Hälleflinten. Durchgehend sind die Gesteine fein- oder dicht kristallinisch; Relikte von vulkanischen Gläsern kommen nicht vor. Wahrscheinlich ist aber, daß auch vulkanisches Glas gewisse Grundmassebildungen beeinflußt habe, was sich aus den spärlich vorkommenden vitroklastischen Strukturbildungen ergibt (siehe die Abbildungen auf p. 74 u. 75). Die porphyrischen Hälleflinten zeigen wechselnde Strukturen: korrodierte Quarzkörner, mikropoikilitische Grundmassen oder solche mit sog. Netzquarzbildungen („reticulating quartz“; s. Abb. auf p. 94—107). In der engen Nachbarschaft der Granite sind die Hälleflinten öfters kräftig umkristallisiert worden; sie gehen dann in sog. Leptite über, die durch völlig umkristallisierte feinkristallinische Grundmassen gekennzeichnet sind.

Bezüglich der Genesis der Carbonatgesteine gibt Verf. interessante Gesichtspunkte. Da die Hälleflinten außerordentlich arm an Anorthitsubstanz sind, ist es ganz unwahrscheinlich, daß die großen Carbonatgesteinsmengen aus einer großartigen Verwitterung der Hälleflinten hervorgegangen sind. Normale Sedimentbildungen fehlen auch übrigens, weshalb es wahrscheinlich erscheint, daß die Carbonatgesteine Thermalbildungen darstellen.

Die Erzlagerstätten gehören fast ganz der Bildungszeit der Suprakrustalformation an. Es gibt sedimentierte Eisenerze mit schön geschichteter Struktur, in unmetamorpher Tracht sind diese Lager Jaspiliterze mit wechselnden Schichten von Eisenglanz, komplexen Carbonaten, Eisenkiesel, Kalkstein oder sogar Hälleflinta-Material. Die Schichten von Eisenkiesel zeigen u. d. M. eine eigentümliche flockwollähnliche Struktur (p. 264). Die gewöhnlichsten Erzbildungen, die Skarnerze, sind metasomatisch und rühren von erziehen Lösungen her, die aus den tiefer liegenden Leptit-Magmen-Gesteinen emanieren und in den hochliegenden Partien der Schichtkomplexe sich mit den Carbonatgesteinen umgesetzt haben, wobei Magnetit, Hausmannit oder Braunit abgesetzt wurden. Bisweilen haben sich auch komplexe eisen- und manganhaltige Carbonate bei solchen Reaktionen gebildet. Die Skarnerze sind hauptsächlich in drei Gruppen geteilt: 1. manganarme Magnetiterze mit Hornblende, Pyroxen, Biotit, Chlorit, Granat und Epidot (überwiegend Ca-reiche Silikate); 2. manganreiche Skarnerze, die in eine sauerstoffreiche Gruppe mit Eisenglanz, Hausmannit und Braunit und eine sauerstoffarme Gruppe mit Magnetit und manganreiche Carbonate zerfallen. Die manganreichen Erze sind gewöhnlich sehr mineralreich mit Tephroit, Knebelit, manganreichem Grünerit und spärlicheren Ca-haltigen Pyroxenen und Hornblenden versehen. Zu diesen Mineralien gesellen sich gewöhnlich die Assoziationen der Långban- und Dannemora-Vorkommen, z. B. Arsenik-, Antimon- und Bleimineralien (die Sjö-Grube; früher ein reiches Mineralvorkommen). In bezug auf die Natur der Nebengesteine der Skarnerze gibt es eine gesetzmäßige Verteilung, die völlig mit den früheren Ergebnissen des schwedischen Erzgeologen H. E. JOHANSSON übereinstimmt. Die manganarmen Erze kommen nur in der natronreichen Abteilung der Hälleflintformation vor; die kalireiche Abteilung enthält nur manganreiche Skarnerze.

Ganz nahe an dieses interessante Problem der Verteilung der verschiedenen Skarnerze schließt sich das Problem der außerordentlich eigentümlichen

Spaltung der Hälleflinten in zwei chemisch getrennte Gruppen (Kali- und Natron-Hälleflinten). Verf. weist die Gedanken von riesengroßen metasomatischen Prozessen, eine „Albitisierung“ oder eine „Mikroklinisierung“, als Erklärungen dieser Verteilung ab. Er nimmt an, wie auch früher H. E. JOHANSSON getan hat, daß eine besondere magmatische Differentiation diese chemischen Gegensätze verursachte. Das Problem des Differentiationsverlaufs wird nicht näher berührt: andeutungsweise wird hervorgehoben, daß die untere Natron-Hälleflint-Etage erst ausdifferenziert wurde, dabei hat sich ein kalireiches Restmagma der Kali-Hälleflinten gebildet.

Über dem vulkanischen Komplex ruhen zwei getrennte Synklinalgebiete, das nördliche Schieferfeld von Grythyttan und das südliche Åloestorp-Feld. Der untere Teil derselben wird von Grauwacken eingenommen. Diese sind schöne klastische Gesteine, aus chemisch unverwittertem Detritus-Material der Hälleflint-Etagen (Abb. p. 68—71) bestehend. Während der Bildungszeit der Grauwacken und der tiefliegenden Schiefer drangen basische Lavabildungen, vorwiegend Spilite, hervor. Die Schilderung dieser Gesteine ist petrographisch besonders interessant, wie auch die Beschreibungen der Schiefersedimente und ihrer kontaktmetamorphen Fazies (cordieritführende Schiefer usw.).

Das sog. Grythytte-Konglomerat scheint bezüglich seiner Verbreitung recht unabhängig von den Schieferbildungen zu sein. Es ist wesentlich aus Schiefer- und Hälleflint-Fragmenten zusammengesetzt. Verf. dementiert frühere Angaben, daß das Konglomerat Gerölle von Gneisgraniten enthalte. Das Konglomerat schließt sich an den Schieferkomplex als ein Faltungskonglomerat, welches im Gefolge von epirogenetischen und orogenen Bewegungen gebildet wurde, welche die Suprakrustalformation während der Intrusionszeit der älteren Granitformation betroffen hat. Der Intrusion der Granite gingen basische Gesteine — intrusive Amphibolite und wahrscheinlich auch effusive Spilite — voran. Die Urgranite sind in dieser Gegend nur unbedeutend vertreten; an dieselben schließt sich der eigentümliche sog. Silberknutsgranophyr an, ein extrem albitischer Granit (Analyse p. 222). Der eigenartige chemische Charakter der Urgranite deutet eine wiederholte Differentiation im Sinne der Hälleflintdifferentiation an.

Die Intrusion der jüngeren archaischen Granite wurde durch basaltische Ganggesteine eingeleitet. Darnach folgte eine große Differentiationsserie von Quarz-Monzoniten, basischem Hornblende-Pyroxen-Granit (sog. Järnagranit), Augengranit (Filipstadsgranit), sauren Granititen und Aplitgraniten.

Viel jünger als die bisher geschilderten archaischen Gesteine sind die olivinreichen Diabase, die den präcambrischen Åsbydiabasen zugerechnet werden. Die westlichen Diabasgänge zeigen Annäherung an den westschwedischen sog. Bronzitdiabas.

In einem ausführlichen Abschnitt wird die Tektonik der Suprakrustalformation behandelt. Verf. gibt hier eine Reihe sehr wichtiger Ergebnisse seiner mühsamen Feldarbeit in dem wenig entblößten Gesteinsgrund. In Übereinstimmung mit den Ergebnissen der noch mehr hervortretenden tektonischen Forschung im schwedischen Urgebirge weist Verf. auf die all-

gemeine flachwellige Großstruktur der Suprakrustalformation, ihren reichentwickelten Isoklinalbau und kräftige Korrugierung. Besonders die verschiedenen Carbonatgesteins-Horizonte haben die Studien über den Schichtenbau der Suprakrustalformation erleichtert.

[Es ist zu bedauern, daß die ganze Monographie nicht in einer internationalen Sprache erschienen ist, da sowohl das Autoreferat wie auch das hier gegebene nicht die mannigfaltigen interessanten Spezialschilderungen zu ihrem Rechte kommen lassen.]

**B. Asklund.**

**Per Geijer:** Riddarhytte malmfält (Erzlagerstätten von Riddarhyttan). Geologisk beskrivning. (Kongl. Kommerkollegium. Beskrivning över mineralfyndorter. No. 1. 1. Stockholm 1923. 1—138. Englische Zusammenfassung.)

Diese umfangreiche Monographie leitet die Reihe der Beschreibungen über schwedische Mineralfundorte ein, die nach Instruktion von Schwedens Geologischer Landesanstalt und des Königl. Kommerzienkollegiums Gegenstand spezieller Untersuchungen werden sollen. Die Arbeit umfaßt drei verschiedene Teile: der erste, geologische, ist von dem Staatsgeologen P. GEIJER ausgearbeitet, die beiden anderen sind von dem Büroingenieur HARALD CARLBORG geschrieben und behandeln die historische Entwicklung und die technisch-wirtschaftlichen Verhältnisse des Erzfeldes. Hier wird nur der geologische Teil besprochen. — Die Vorarbeit der ursprünglichen Beschreibung wurde schon im Jahre 1907 von dem früheren Staatsgeologen FELIX TEGENGREN begonnen, der sie aber infolge anderer Aufgaben abgeben mußte. Bei der Neubearbeitung wurde die geologische Arbeit wesentlich erweitert.

Die Eisenerzfelder des Riddarhyttan machen keine geologische Einheit aus, sondern gehen als ein wirtschaftlich begrenzter Teil in einen großen NO—SW streichenden Zug von erzführenden Leptitgesteinen über. Fagersta, Västanfors und Norberg sind wohlbekannte Industrieorte in dieser Zone.

Der geologische Anteil ist von großem Interesse besonders wegen des Vorkommen von metasomatischen Eisenerzen, die an große Gebiete von metasomatisch umgewandelten Silikatgesteinen geknüpft sind. Verf., der bekanntlich früher analoge, aber hier kieserzführende Gegenden von Mittelschweden beschrieben hatte, ergänzt in dieser Arbeit seine früheren erzen genetischen Gesichtspunkte über die mittelschwedischen, in Glimmerschiefern und aluminiummineralreichen Quarziten aufsetzenden Eisenerzvorkommen. Daneben kommt eine Reihe Beschreibungen der geschichteten Erze und der Skarnerze nebst allgemeiner Entwicklung der genetischen Probleme der mittelschwedischen Eisenerze. Die geologisch-petrographische Umrahmung dieser Probleme wird ausführlich dargelegt.

Der archaische Komplex der Riddarhytte-Gegend zerfällt in drei Hauptgruppen: die Leptit- oder Suprakrustalformation, die Gneisgranite und die jüngeren archaischen Granite.

Unter den Leptitgesteinen herrscht ein quarzporphyrischer, kalireicher und alkaliner Leptit, der hauptsächlich ursprüngliche Lavadecken gebildet zu haben scheint. Eine zweite Leptitart ist dicht gleichkörnig und oft wohl

geschichtet; sie repräsentiert wahrscheinlich ursprüngliche Tuffbildungen des schon erwähnten Typus und steht dieser sehr nahe hinsichtlich chemisch-mineralogischer Zusammensetzung. Außer diesen kalireichen Leptitarten kommen auch plagioklasreiche Typen vor, die aber nicht extrem sind und einen recht wesentlichen Gehalt an Anorthitsilikat enthalten. Hier und da trennt sich mehr ein extremer Plagioklasleptit mit relativ basischem Plagioklas ab. Zusammen und wechsellagernd mit den Leptiten kommen Kalksteine und Dolomite wie auch sedimentäre Eisenerze vor. Sie machen zusammen die einzigartigen „differentierten“ Sedimente des Suprakrustalkomplexes aus. Die Seltenheit jener Sedimente scheint dem Verf. in der Weise erklärlich, daß die Leptitformation unter ariden Verhältnissen verwitterte. Eine Erklärung der Genesis der Kalksteine wäre, daß sie Auslaugungsprodukte der Leptitformation repräsentieren. — Die Sedimenteisenerze bilden drei Typen: 1. schuppige Eisenglanzerze schichtförmig mit rotgrauem, eisenkieselartigem Quarz wechselnd („Skarnsilikate“ selten: Pyroxen und Granat); 2. Magnetit mit grauem Quarz wechsellagernd (1. und 2. treten im gleichkörnigen Kalileptit auf); 3. gemischter Magnetit und Eisenglanz, am meisten quarzgebändert (kommt in geschichtetem Plagioklasleptit vor).

In nahem Verband mit den Leptiten und mit allmählichen Übergängen gegen diesen treten die Glimmerschiefer auf. Ihr Haupttypus ist mittelkörnig, öfters geschichtet, zweiglimmerführend und mit großen ellipsoidischen Cordierit-Individuen versehen, die dem Gestein ein grobgesprenkeltes Aussehen verleihen. Gewöhnlicherweise ist das Gestein feldspatfrei; bisweilen kommt aber ein kleiner Mikroklin- oder Albitgehalt vor. Die Accessorien bestehen aus Orthit, Turmalin und Zirkon. Andalusit tritt in einigen Fällen reichlich auf und kommt auf Spalten oder kleinen Adern vor; das Mineral wurde hier wahrscheinlich durch Lösungsreaktionen entlang den Spalten gebildet. Örtlich, besonders in der Nähe gewisser Erzvorkommen (vgl. unten), geht der Glimmerschiefer in Cordierit-Anthophyllit-Quarzit oder ähnliche Gesteine über. An vielen Orten ist der Glimmerschiefer von Quarz-Turmalingängen durchzogen. — Im ganzen genommen erklärt Verf. den Glimmerschiefer als einen umgewandelten Leptit, der während einer Zeit von kräftigen tektonischen Bewegungen der Massenwirkung pneumato-lytischer Lösungen unterworfen war. Diese Lösungen stammen wahrscheinlich von den Gneisgranitmagmen, die während einer frühzeitigen Orogenese im großen Maßstab hervordrangen. Die metasomatisch umgewandelten Gebiete sind jedoch nicht an den Granitkontakt gebunden und folglich kennt man noch nicht die räumlichen Beziehungen zwischen den Umwandlungs- zonen und den lösungsbringenden Eruptiven. Es ist aber ganz auffallend, daß die größten Umwandlungsgebiete an die Antiklinalen gebunden sind. Der Verlauf der Metasomatose wird durch eine wohlgewählte Reihe von Analysen belegt. Eine schematische Zusammenstellung jener Analysen (p. 124) gibt die Hauptzüge der Substanzumwandlungen, die „*volum pro volum*“ vor sich gegangen sind. Das Ursprungsmaterial, der Kalileptit, geht durch Wegführung von Natron und Zufuhr von relativ unbedeutenden Mengen von Magnesia und Eisenoxydul in den Glimmerschiefertypus über.

Der nächste Schritt der Entwicklung bezeichnet das Verschwinden der Alkalien und die bedeutende Zunahme an Magnesia und Eisenoxydul; das Gestein geht nun in einen Cordierit-Anthophyllit-Quarzit über, dessen relativer Gehalt an  $\text{SiO}_2$  vermindert ist, aber dessen Gehalt an freiem Quarz durch die Wegführung der Alkalien wesentlich vergrößert ist. Eine weitere Identifizierung des allgemeinen Verlaufs der Metasomatose wird von dem silikatischen Nebengestein und der Gangart der Erzlagerstätten des wichtigen Källfalls-Typus illustriert. Unmittelbar in der Nähe der Erze geht der Cordierit-Anthophyllit-Quarzit in Anthophyllit-Biotit-Cordierit-Skarn über; jene Mineralien machen auch zusammen mit Talk die recht gleichmäßig verteilte Gangart der Erze.

Die Erzbildungsprozesse, die an diese großzügigen metasomatischen Umwandlungen geknüpft sind, bedingen Erze des Källfalls-Typus. Diese Erze bestehen aus Magnetit und sind sehr arm an Phosphor (0,009—0,02 %  $\text{P}_2\text{O}_5$ ). Charakteristisch ist ein kleiner Gehalt an Pyrit, Kupferkies, Turmalin und Orthit. Wolframit wurde als Seltenheit gefunden. — Die Erze des Källfalls-Typus illustrieren nach dem Verf. Beispiele der metasomatischen Magnetiterze, die durch die beinahe vollständige Verdrängung eines Silikatgesteins gebildet sind. Der Eisengehalt der metasomatischen Lösungen wurde in diesen Fällen vermehrt; übrigens spielt die Magnesia die größte Rolle der zugeführten Produkte, während Cu, Mo, Ce, W, B, Fl und S ganz untergeordnet sind. — Ein dem Källfalls-Typus gewissermaßen verwandter Typus (Myrboek-Typus) besteht aus quarzhaltigem Magnetit mit Almandin und wechselnden Mengen von Kiesmineralien und Fluorit. Er wird meist von Almandin-Quarzit begleitet. Ein dritter Typus führt manganhaltigen Amphibol und Granat als Gangart oder Skarn.

An Kalkstein geknüpft, treten wechselnde Skarnerze mit Ca-reichen Skarnmineralien auf. Im großen genommen zerfallen die Skarnerze in eine wenig manganhaltige Granat-Pyroxen- und Amphibol-führende Gruppe und eine sulfidreichere Gruppe mit Aktinolithskarn. Eine eigentümliche Abart der letzteren ist der Cerit-Typus, durch seinen Reichtum an Cer-reichen Mineralien charakterisiert. Der Cerit-Typus bildet ganz lokale Absätze auf den Nya Bastnäs- und Storgruve-Feldern, wo er Cerit, Orthit, Törnebohmit (GEIJER) und Bastnäsit führt, daneben auch Kupferkies, Molybdänglanz, Wismutglanz und Magnetit. Gediogenes Gold ist auch als Seltenheit getroffen. Die Cerit-Ablagerungen gaben während der Abbauperiode 1875—1888 eine Produktion von etwa 2—300 Tonnen Cerit. Unter den Halden sollen noch etwa 1000 Tonnen Cerit vorkommen.

In den nordwestlichen Teilen der kartierten Gegend kommen kleine Gebiete von Gneisgranit vor. Sie treten konkordant in die Glimmerschiefer und Leptite intrudiert auf, was darauf deutet, daß die Gegend während der Intrusionsepoche der Gneisgranite eine einheitliche orogenetische Bewegung durchmachte. Der überwiegende Gneisgranit-Typus ist ein linear geschieferter mittelkörniger Hornblende-Biotit-Granit. Ein wenig verbreiteter, extrem plagioklasreicher und salischer Granit scheint teilweise eine Kontaktfazies des Haupttypus auszumachen.

Die beschriebenen Gesteine werden von einem südlichen großen jüngeren Granitmassiv durchbrochen. In seinem Kontakthof kommen zahlreiche kleine Pegmatitstöcke vor. Der mikroklinreiche Biotit-Granit ist eine mittelkörnige Abart des sog. Fellingsbro-Granit-Typus. Die Pegmatite sind durch Muscovit charakterisiert und führen keine seltenen Mineralien. In ganz großem Maßstab haben die Pegmatite ihre Kontaktzonen von Cordierit-Glimmerschiefer „feldspatisiert“ (s. das Bild p. 37). Bei diesem Prozesse sind sowohl Mikroklin wie Albit neu gebildet. Verf. betont, daß diese Umwandlung bei ganz hoher Temperatur geschehen ist, warum sie nicht den von V. M. GOLDSCHMIDT beschriebenen Kontaktumwandlungen unter Zufuhr von spezifisch natronreichen, hydrolytisch abgespaltenen Alkali-Silikatlösungen ähnelt.

Die archaischen Gesteine sind von vielen Olivin-Diabasgängen des Äsby-Typus durchsetzt.

Ein ausführliches Kapitel handelt von der Tektonik der älteren Gesteine, die in eine nordwest-südöstliche Längsfaltung von ganz verwickelter Natur gelegt sind. Die Querfaltung ist sanfter, zeigt aber ganz schroffes Einfallen der Faltungachsen. Die Faltung scheint zeitlich einheitlich zu sein und die jüngeren (serarchaischen) Granite treten ganz diskordant auf.

Die Monographie wird von zahlreichen detaillierten Karten und lehrreichen Abbildungen begleitet.

**B. Asklund.**

**H. Munthe, H. E. Johansson und R. Sandegren:** Göteborgs traktens geologi. Berggrunden. (Die Geologie der Gegend von Gothenburg. — Der Untergrund.) (Göteborgs Litografiska Aktiebolag. Göteborg 1924.)

Der von H. E. JOHANSSON geschriebene Teil über den Untergrund der Gegend von Gothenburg soll hier nur besprochen werden. Diese Arbeit liegt nur in einer kleineren Separatausgabe vor.

Im Zusammenhang mit der Jubiläumsausstellung in Gothenburg im Jahre 1923 wurde eine geologische Detailkartierung und geologische Beschreibung der Nachbargenden der Stadt von der Geologischen Landesanstalt Schwedens veröffentlicht. In den Jubiläumspublikationen kommt nur eine sehr kurze Beschreibung über den Untergrund vor, welche in der hier besprochenen Monographie wesentlich erweitert ist.

Der Untergrund der Gegend von Gothenburg wird von einer petrographisch recht wechselnden Reihe von archaischen Gneisgesteinen zusammengesetzt, die einen Teil der westschwedischen Gneisformation ausmachen. Die vorliegende Arbeit ist besonders interessant, weil Verf. hier seine Gesichtspunkte über die Bildungsweise dieser Formation hervorhebt.

Die Gneisformation wird — zunächst nach den Variationen bezüglich der Proportionen der feldspatbildenden Bestandteile — in vier petrographische Hauptabteilungen gegliedert: 1. anorthitsilikatarme und verhältnismäßig kalifeldspatreiche rote Gneise, 2. „intermediäre“ Gneise, reicher an Anorthitsilikat und dunklen Mineralien, 3. plagioklasreiche graue Gneise und 4. basische Gesteine. In der Gegend von Gothenburg herrschen die plagioklasreichen Gneise, im östlichen Teil gleichkörnige andesinführende Abarten, im

westlichen Teil oligoklasführende Gneise, die teilweise ärmer an Feldspat, gewöhnlich zweiglimmerführend sind und ausgeprägte schlierige Struktur zeigen. Die letzteren Gesteine hängen näher zusammen mit homogenen und massig struierten feldspatreicheren Abarten der Gneise. Unter der demnächst weitverbreiteten intermediären Gneisabteilung sind die anorthitsilikatreicheren Glieder durch (teilweise sehr grobe) Augenstruktur charakterisiert, während die An-ärmeren Abarten gleichkörnige Struktur annehmen. Die An-arme Gneisabteilung umfaßt teils kalireiche salische aplitische Gneise, teils Abreichere, gewöhnlich auch quarzärmere „alkaline“ Glieder, welche recht charakteristisch für die Gneisformation Gothenburgs sind. Lokal kommen unter ihnen Gesteine vor mit u. d. M. blaugefärbten Natron-Eisen-Hornblendenden oder ägrinartigen Pyroxenen.

Die basischen Gesteine sind meistens dioritisch oder amphibolitisch, bisweilen gehen sie auch in hornblenditische, ultrabasische Differentiate oder plagioklasreiche Spaltungsprodukte über. Hier und da trifft man unter den Amphiboliten linsenförmige Ausscheidungen von pyroxen- oder granatreichen Gabbrogesteinen, die sich noritischen oder hyperitischen Gesteinsarten nähern. Gewöhnlich zeigen diese Gesteine eine ausgeprägte diabasähnliche Struktur. Die hyperitoiden Glieder enthalten einen eisenoxydulreichen Hypersthenaugit („Enstatitaugit“) mit kleinem optischem Achsenwinkel. In nahe verwandten „hyperit-dioritischen“ Abarten ist der Pyroxen durch grüne Hornblende (oder cummingtonithaltige schuppige Massen von Hornblende) ersetzt.

Die Verbreitung der verschiedenen Gesteine ist aus der auch kartentechnisch ausgezeichneten Gesteinskarte ersichtlich. Die Gesteinstypen bilden gewöhnlich lange, zusammenhängende Striche nordsüdlicher Erstreckung; besonders wenn der schichtförmig aufgebaute Komplex flach liegt, entsteht runde und elliptische Begrenzung. Die Tektonik der Gneisformation ist im großen einfach, wenn auch im einzelnen sehr verwickelt. Die Gesteinsverteilung zeigt eine durchgehende „Bandarchitektur“, die im Verein mit dem überwiegend flachen Einfallen lagerförmigen Bau der ganzen Formation beweist. In den westlichen Teilen des Kartengebiets kommen höhere Schichten der Gneise vor. Gegen O wird die Lagerung noch flacher, wodurch auch relativ dünne Einzellager auf weite Erstreckung austreichen.

Die beschriebenen, regelmäßig wechselnden Gesteinslager faßt Verf. als Ergebnis des Zerfalls eines riesengroßen, mehr homogenen Magmas durch eine sukzessiv fortgeschrittene Differentiation *in situ* auf. Von besonderem Interesse ist die Bemerkung des Verf.'s, daß die basischen Gesteinsschichten hauptsächlich mit den kalifeldspatreicheren intermediären oder An-ärmeren Gneisen assoziiert vorkommen und besonders wohl entwickelt sind entlang dem mächtigsten Streichen solcher Gneise.

Die Gneisformation der Gegend wird von zwei wohl getrennten Diabasgangformationen durchzogen. Diese werden als „ältere“ resp. „jüngere“ Diabase bezeichnet; ihre Altersstellung ist übrigens nicht näher bestimmbar. Die älteren Diabase sind dicht kristallinisch und uralitisch und kommen als ganz schmale Gänge oder Gangschwärme in dem Schärenhof vor. Die

jüngeren Diabase bilden vereinzelte mächtige Gänge und charakterisieren sich als ein plagioklasreicher Olivindiabas-Typus. Verf. betont, daß er dem sog. Åsby-Diabas-Typus ähnelt.

**B. Asklund.**

**N. H. Magnusson:** Persbergs Malmtrakt och berggrunden i de centrala delarna av Filipstads Bergslag. (Die Erzlagerstätte von Persberg und der Untergrund der zentralen Teile von Filipstads Bergwerksdistrikt.) (Kongl. Kommerkollegium, Beskrivningar över mineralfyndigheter. No. 2. Del. 1. Englischer Auszug.)

Die hier beschriebene Gegend umfaßt große Teile des wohlbekannten Bergwerksbezirks von Filipstad, welcher durch seinen stratigraphisch reich entwickelten archaischen Komplex und die sehr zahlreichen Erzlagerstätten bekannt wurde. Die östliche Grenze der Gesteinskarte des Verf.'s fällt zusammen mit der westlichen Grenze von N. Sundrus' Karte über das Grythyttfeld (vgl. Ref. dies. Heft 235—238). Wie in dieser Gegend ist auch die Umgebung von Filipstad dadurch charakterisiert, daß die Suprakrustal- oder Leptitformation überwiegend wenig metamorphosiert erscheint. Das Hauptinteresse der Gegend bieten vielleicht die Erzbildungen. Die getrennten Erzbezirke sollen alle allmählich beschrieben werden: Diese Arbeit gibt zunächst eine Spezialuntersuchung des Persbergsbezirks.

Wie gewöhnlich zerfallen die archaischen Bildungen in drei Hauptgruppen: die Suprakrustalformation, die Gneisgranite und die jüngeren archaischen Granite.

Die Stratigraphie der Suprakrustalformation wird durch folgendes Schema beleuchtet:

Die Schiefer-Stufe	}	Grauer oberer Schiefer
		Schwarzer unterer Schiefer
Die Grauwacken-Stufe	}	Grauwacken, teilweise konglomeratisch
		Geschichtete mikroklinreiche Hälleflinten
Obere Leptit-Stufe	}	Dolomite und Kalksteine
		Kalileptite
		„ , cordierit- und andalusitführend
Untere Leptit-Stufe	}	Natron-Leptite, einsprenglingsreich
		„ , reich an Kalkstein und Skarnerzen

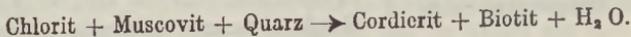
Bezüglich der Bezeichnungen „Leptit“ und „Hälleflinta“, die ja eine Gradverschiedenheit der Korngröße der Gesteinsgrundmasse wiedergeben, folgt Verf. dem folgenden Schema:

	Hälleflinten	Korngröße	< 0,03	mm
Leptitische	„	„	0,03—0,05	„
	Leptite	„	0,05—0,1	„
Grobe	„	„	0,1 bis größer	

Die Korngröße scheint von der Nähe des Granitkontakts abhängig zu sein (Abb. p. 45); die Granite haben deutlich den ursprünglich dichten Hälle-

flint kontaktmetamorphosiert. Die Leptitgesteine zeigen gewöhnlich nicht so weitverbreitete primäre Strukturen als die des Grythytte-Gebietes, es kommen jedoch schöne Beispiele von granophyrischen, sphärolithischen und mikropoikilitischen Grundmassestrukturen vor. Der Leptitkomplex ist durch eine der Grythytte-Gegend völlig ähnelnde chemische Stratigraphie charakterisiert, was durch Gesteinsanalysen beleuchtet wird (Tab. V p. 47). Der obere Teil des Hälleflintkomplexes ist auch hier reich an Kalksteinen, die teilweise silikatreich sind und Olivin, Chondroit, Diopsid, Tremolit, Phlogopit, Serpentin und Spinell führen. Nahe den Graniten sind die Kalksteine reich an Kontaktmineralien, wie Wollastonit, Vesuvian, Granat, Diopsid, Skapolith und Feldspat; die Dolomite sind bisweilen zu Calcit-Brucit-Gestein umgewandelt.

Die Grauwacken bestehen aus klastischem Material, von den unterliegenden Hälleflinten herrührend; daneben kommen auch kleine Schieferbrocken vor. Über den Grauwacken lagern die schwarzen Schiefer, die bisweilen (und im Gegensatz zu den Schiefen des Grythytte-Feldes) relativ hochtemperierte Mineralien führen, wie Cordierit, Andalusit und Granat und seltener auch Hypersthen, welche alle eine relativ hohe thermische Metamorphose angeben sollen. Über dieser Schiefer-Stufe folgen die grauen Schiefer, deren chemischen Charakter Verf. mit z. B. dem der cambrischen Schiefer vergleicht. Unter den relativ unmetamorphen Gliedern der grauen Schiefer kommen Muscovit, Chlorit und Biotit vor. Die stärker metamorphosierten Schiefer zeigen eine ganz veränderte mineralogische Zusammensetzung. Sie werden Fleckschiefer genannt und sind von Biotitporphyroblasten und ungefähr  $\frac{1}{2}$  cm großen poikiloblastischen Cordierit-Individuen gespickt. Der Andalusit kommt nur sporadisch vor. Die Mineralumwandlung niedriger Temperaturstufe bis zur Hochtemperaturfazies soll sich nach Verf. unter Entfernen von  $H_2O$  nach der folgenden schematischen Formel abspielen:



Der Leptitkomplex und teilweise auch die Grauwacke-Schiefer-Reihe wurde von basischen Gesteinen durchbrochen. Diese sind teils intrusiv, teils extrusiv und treten gewöhnlich als Spilite auf. Die Spilite sind bisweilen unmetamorphosiert und bilden dann schöne Schlackenbreccien; teilweise sind sie von den Graniten kontaktmetamorphosiert und führen dann verschiedene Kalksilikate (bemerkenswert Carbonat-Skapolithe).

Jünger als diese Gesteine ist das große Massiv des Horrsjö-Granits. Der Granit ist ausgeprägt alkalisch mit gleichem Gehalt an Kali- und Natronfeldspat. Die Kontaktfazies des Granits ist oft extrem natronreich und zeigt eine charakteristische mikropegmatitartige Struktur.

Jünger als der Horrsjö-Granit ist die Reihe der jüngeren archaischen Granite, die den Leptit-Horrsjö-Granit-Komplex kräftig zerstückeln. Die jüngeren Granite verteilen sich auf zwei ein wenig ungleichalterige Zyklen: die frühesten Intrusionen bestehen aus Dioriten und mittelkörnigem, relativ anorthitsilikatarmem Granit; ihnen folgen die grobporphyrischen Filipstad-Granite. Eine Abart von diesen, der Järna-Granit, ist quarzärmer und mehr

gleichkörnig struiert. An diese jüngeren Granite knüpfen sich vereinzelte Gebiete von Gabbrogesteinen, die öfters interessante ultrabasische Differentiate (Pyroxenite, Peridotite usw.) abspalten.

Unter den vielen Einzelfragen in dieser Monographie interessiert die Diskussion über die eigenartige chemische Zusammensetzung der Leptite. Die Aufteilung in Natron- und Kali-Leptite wird magmatischen Differentiationsprozessen zugeschrieben. Die chemische Verwandtschaft (Alkalinität) zwischen den Leptiten und älteren Graniten wird betont. Verf. hebt hervor, daß diese Verwandtschaft ganz generell in der mittelschwedischen erzführenden Region ausgebildet zu sein scheint (Diagramm p. 87).

Nach der mineralogischen Beschaffenheit der Gangart der Erze oder der angrenzenden Skarnmassen teilt Verf. die Eisen- und Manganerze der Gegend folgenderweise ein:

#### I. Manganarme Eisen-Skarnerze

##### 1. Metasilikatische Erze

##### A. Kalkreiche und relativ kalkreiche Erze

- a) Granat-Pyroxen-Erze (Persberg-Typus)
- b) Strahlstein-Pyroxen-Erze
- c) Strahlstein-Erze

##### B. Kalkarme Erze

- a) Anthophyllit-Cummingtonit-Erze
- b) Talk-Erze

##### 2. Basische Erze

##### 3. Quarzige Erze (Quarz-Amphibol-Erze)

#### II. Manganreiche Eisen-Skarn-Erze

#### III. Manganoxyd-Erze.

Besonders charakteristisch für die Gegend ist der Persberg-Typus mit andraditischem Granat und Diopsid. Dieser Erztypus ist eng verbunden mit dem chemischen Charakter der leptitischen Nebengesteine. Gruppe I kommt nur in natronreichen oder „alkaliintermediären“ Leptiten vor, während die Gruppen II und III sich an die kalireichen Leptite knüpfen. Die Untergruppen 1 B, a) und b) kommen nur in cordierit-gedritreichen, mehr oder weniger quarzitähnlichen Gesteinen vor. Diese Gesteine faßt Verf. als metasomatisch veränderte Leptite auf, die hauptsächlich unter Zufuhr von Magnesia und gleichzeitiger Entfernung von Alkalien kräftig umgewandelt wurden. Das Ursprungsmaterial der Anthophyllit-Cummingtonit- und Talk-Erze sollen die übrigen manganarmen Erztypen repräsentieren. Durch Magnesia-Metasomatose wurden sie völlig ummineralisiert. Auch die Quarz-Amphibol-Erze und ihre Nebengesteine wie auch die glimmerreichen basischen Erze sind durch die Wirkungen der „Magnesia-Metasomatose“ ummineralisiert.

Unter den manganreichen Erzen ist Gruppe III interessant. Das Långban-Vorkommen ist ein Hauptbeispiel. Hausmannit-Braunit-Erze treten hier Seite bei Seite von Eisenglanz-Magnetit-Erzen auf, aber immer voneinander wohl getrennt. Diese Erze führen viele Silikate, die mehr oder minder manganreich sind und daneben von Blei-Arsenik-Antimon-Mineralien, wie auch von

Barium-Mineralien begleitet sind (Långban, Pajsberg, Harstigen, alle wohlbekannte Mineralfundorte).

Verf. findet es wahrscheinlich, daß alle diese Erzbildungen primäre Sedimente darstellen. Jedoch wird die Möglichkeit hervorgehoben, daß ein Teil der Vorkommen als metasomatische Bildungen bei geringer Tiefe unter der Erdoberfläche und niedriger Temperatur entstanden sind. Die manganarmen Erze sollen primär kieselsäurereiche Siderit-Erze darstellen, die mit den Kalksteinen sedimentiert wurden. Während der Faltungsepoche, welche die Leptit-Formation zur Zeit der Intrusion des Horrsjö-Granits betroffen hat, scheinen sich Umstellungen in dem Erzmaterial abgespielt zu haben und gleichzeitig soll durch die Steigerung der Einflüsse thermischer Metamorphose sich eine allgemeine Bildung von Reaktions-Skarnen eingestellt haben. Im Zusammenhang mit dem Hervordringen des Horrsjö-Granits kam es wahrscheinlich auch zu metasomatischen Umsetzungen, die zur Bildung der spez. magnesiareichen Erze führte. Eine viel spätere, aber auch wesentliche Kontaktmetamorphose mit erneuter Skarnmineralbildung traf zusammen mit dem Hervordringen der jüngeren archaischen Granite.

[Die theoretische Darstellung des Verf.'s weicht in bezug auf die Genesis der Skarnerze völlig von den in den vorhergehenden Referaten besprochenen Ansichten von SUNDIUS (p. 235) und GEIJER (p. 238) ab. Ref.]

Die Monographie enthält sehr schöne Karten und Abbildungen.

**B. Asklund.**

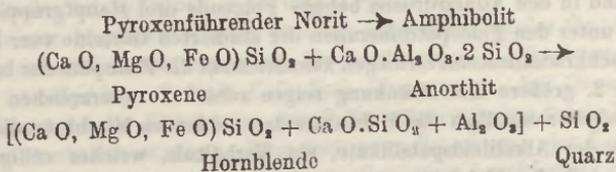
**B. Asklund:** Petrological Studies in the Neighbourhood of Stavsjö, at Kolmården. Granites and associated Basic Rocks of the Stavsjö Area. (Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. C. No. 325. 1925. — Inaugural-Dissertation. Uppsala 1925.)

Die verschiedenen Granite des jüngeren archaischen Granitkomplexes auf Kolmården (in den nördlichen Teilen der Provinz Östergötland) wurden schon durch die Untersuchungen von A. G. NATHORST von 1870—1880 bekannt und spielten später eine gewisse Rolle für die von A. E. TÖRNEBOHM entwickelten Graniteinteilungen Schwedens.

Verf. hat ein kleineres Gebiet ausgewählt, wo die Granit- und mit ihnen verknüpften Gabbrogesteine eine reiche Typenentwicklung aufweisen. Ausführliche chemisch-petrographische Studien von der typisch subalkalinen Differentiationsreihe sind grundlegend für die theoretischen Studien über die Kristallisations- und Differentiationsvorgänge der subalkalinen Magmen im allgemeinen.

Von dem petrographischen Anteil interessieren folgende Beobachtungen: Die Gabbrogesteine werden durch einen noritischen Gabbrotypus mit Hypersthen und diopsidischem Augit repräsentiert. Die Hypersthene werden von Säumen aus enstatitaugitischem Pyroxen umgeben; dieser wurde durch den kleinen optischen Achsenwinkel konstatiert. Gegen den Granitkontakt hin wird der Gabbro amphibolitisch; bei der Amphibolitisierung der Pyroxene wird der Hypersthen in Cummingtonit umgewandelt. Bei länger verlaufener

Umwandlung werden die ursprünglich verschiedenen Ca-Silikatgehalte der Pyroxene ausgeglichen und gemeine Hornblende bildet sich, wobei auch der Anorthitgehalt des Gesteins wesentlich reduziert wird. Die neugebildeten Hornblendeindividuen sind gewöhnlich mit kleinen Quarzkörnern vollgespickt (Abb. p. 23), die von der verteilten Anorthitsubstanz herrühren. Die Amphibolitierungsprozesse werden schematisch durch folgende Formel ausgedrückt:



Ein anderer Gabbrotypus führte ursprünglich Hypersthenaugit als einziges Pyroxenmineral. Optische Untersuchungen zeigen, daß der Hypersthenaugit eisenreich, aber sehr kalkarm sein muß; seine Zusammensetzung nähert sich den Pyroxenen der meteorischen Eukriten. Bei Amphibolitierung zerfällt dieser Pyroxen in komplexe Massen von gemeiner Hornblende und eisenreichem Cummingtonit. Um diese Mineralumwandlung beurteilen zu können, wurde nach den zugänglichen Angaben ein optisch-chemisches Bestimmungsdiagramm für die gewöhnlichen monoklinen Pyroxene konstruiert (p. 29). Nach dem Diagramm soll die Zusammensetzung des Hypersthenaugits etwa  $(\text{Mg Si O}_3)_{55} (\text{Ca Si O}_3)_{12} (\text{Fe Si O}_3)_{33}$  sein. Ein solches Metasilikat wird nicht durch bekannte Hornblenden repräsentiert, warum ein Zerfall in zwei Hornblenden aus chemischen Gründen wahrscheinlich ist. Nach N. SUNDIUS' optischem Bestimmungsdiagramm für die Cummingtonit-Grünerit-Reihe wurde auch festgestellt, daß der neugebildete Cummingtonit (oder Grünerit) eine dem Pyroxen entsprechende Zusammensetzung aufweist  $[(\text{Mg Si O}_3)_{60} (\text{Fe Si O}_3)_{40}]$ . Die Beobachtung deutet darauf, daß die Cummingtonit-Grünerit-Reihe und die gemeinen Hornblenden von einer chemischen Diskontinuität getrennt sind. Eine Vergleichung mit schon bekannten Cummingtonit-Amphiboliten beleuchtet auch dieses Ergebnis (p. 30).

Die Hypersthenaugite sind auch für die Quarzdiorite kennzeichnend. Es ergibt sich daraus, daß kalkarme monokline Pyroxene gleich gewöhnlich in Tiefengesteinen wie in hypabyssischen Gesteinen sind.

Die Granite zeigen große Typenmannigfaltigkeit. Überwiegend kommen salische biotitführende subalkaline Typen vor. Quarzsyenitische (adamellitische) Differentiate treten zurück. Die Granite sind zumeist relativ kalireich; sehr selten treten rein natrongranitische Differentiate auf. Die Haupttypen der Granite wurden analysiert, mittelkörnige Granite dagegen nach der Rosiwalmethode gemessen. Spezielles Interesse bieten kleine Vorkommen von quarzfreien epidot-chloritreichen Gesteinen, sog. Helsinkite (LAIKAKARI). Sie entsprechen wasserreichen und spät kristallisierten Magmenphasen.

In der Diskussion über die Kristallisationsfolge der Gesteine gibt Verf. eine graphische Prüfung der ternären Mischungsvermögen der kristallisierten Feldspatsilikate. Mit dem Ergebnis von H. E. JOHANSSON übereinstimmend

(G. F. F. 27. p. 338) zeigt die graphische Übersicht eine ganz markierte Maximalgrenze des ternären Mischungsvermögens (dieses Vermögen ist viel mehr beschränkt, als es von E. MÄKINEN angenommen wurde). Eine weitere Prüfung zeigt noch beschränkteres Mischkristallisationsvermögen der Feldspäte der quarzreichen Tiefengesteine. Nach JOHANSSON wird auch das außerordentlich beschränkte Mischungsvermögen der Feldspäte in den Erzgängen und in den Adulardrusen belegt. Folgende drei Hauptgruppierungen kommen unter den Feldspatmineralien der studierten Gesteine vor: 1. maximales Mischkristallisationsvermögen kennzeichnen die Feldspäte der basischen Gesteine, 2. größere Einschränkung zeigen schon die quarzreichen Granite und 3. zeigen schließlich die Helsinkite fast fehlendes Mischkristallisationsvermögen der Alkalifeldspatsilikate, ein Verhältnis, welches völlig darauf hinweist, daß die Helsinkite im „hydrothermalen“ Stadium kristallisiert wurden. — Quantitative Studien über die verschiedenen Kristallisationsvorgänge der Gesteine zeigen, daß die Lage der Individualisationsgrenze (wie sie von JOHANSSON und J. H. L. VOGT konstatiert wurde) zwischen der Plagioklasreihe und den kalireichen Alkalifeldspäten sich nicht ändert mit gleichzeitiger Veränderung der Quarzkonzentration der magmatischen Feldspatlösungen. Auch in quarzreichen Restlösungen scheint die Zusammensetzung sich gegen das ternäre Feldspatminimum ( $Or_2Ab_2 + \text{ein wenig An}$ ) zu bewegen.

Bezüglich der paragenetischen Verhältnisse und der Kristallisationsfolge der gewöhnlichen Ca, Fe, Mg-Pyroxene wird ausführliches Material vorgelegt. Eine Berechnung der molekulären Proportionen der Mg, Ca und Fe-Metasilikate von pyroxenreichen Gesteinen (Gabbroide, Norite, Pyroxenite und Diabase) zeigt, daß eine chemische Diskontinuität die Ca-reichen Pyroxene (Diopside, Augite usw.) und die Ca-armen Pyroxene (rhombische Pyroxene, Enstatit- und Hypersthenaugite) trennt. Die Metasilikatproportionen eines Magmas bedingen folglich die Ausscheidung von einem oder zwei verschiedenen Pyroxenmineralien. Dieses Ergebnis steht in guter Übereinstimmung mit der von R. B. SOSMAN nachgewiesenen Mischungslücke der gewöhnlichen Pyroxene (Diagramme p. 77 u. 78). Die Mischungslücke trennt auch die diopsidischen oder augitischen Pyroxene und die monoklinen Ca-armen „Enstatitaugite“. Die letzteren zeigen bezüglich ihres Kristallisationsverlaufs eine völlige Übereinstimmung mit den chemisch nahe verwandten rhombischen Pyroxenen, Beobachtungen, die für den von GROTH und anderen vermuteten polysymmetrischen Charakter der rhombischen Pyroxene sprechen. — Eine erweiterte Studie über die Kristallisationswege der metasilikatischen Lösungen (graphische Darstellungen der erstkristallisierten Phase und der Restlösungen) gibt ein ganz bestimmtes qualitatives Bild der Lösungsfläche der ternären Pyroxenmischungen. Das von N. L. BOWEN experimentell nachgewiesene Minimum der Lösungskurve der synthetischen Ca-Mg-Pyroxene spielt offenbar eine wesentliche Rolle auch für die natürlichen Pyroxenlösungen und wird betreffs der ternären Mischungen in einer Einsenkung in der Lösungsfläche fortgesetzt, einer Einsenkung, die kontinuierlich gegen die Fe Si  $O_2$ -Ecke des ternären Konzentrations-Temperatur-Diagramms abfällt. In den

Konzentrationsgebieten, wo die Mischkristallbildung aufgehoben ist, geht die Einsenkung der Lösungsfläche in eine Individualisationsgrenze über. Diese Untersuchungen weisen schließlich darauf, daß die natürlichen Mg-Ca-Fe-Pyroxene nach Pseudobinärtypen der ROOZEBOOM'schen Typen III, IV und V kristallisieren (für Pyroxenite gilt der Typus IV, für Gabbroide und Norite Typus IV oder V; eisensilikatreiche Diabase und besonders Plateaubasalte kristallisieren nach dem Typus III).

In einem folgenden Kapitel wird die Differentiation der Gesteinsreihe mit graphischen Diagrammen über die Zerstreung der Analysenorte beleuchtet (An-Or-Ab- und MgO-CaO-FeO-Diagramme). Auf Grund dieser Diagramme wird die Entstehung der Differentiationsreihe durch Kristallisationsdifferentiation studiert. Eine successive Berechnung der Zusammensetzung der Restlösungen von einem hypothetischen basaltischen Urmagma führt zu Ungereimtheiten bezüglich des Charakters der erst kristallisierten Phasen. Ähnliche Ungereimtheiten geben Berechnungen von den sauren Differentiaten als Restlösungen voneinander nach der Intrusionsfolge. Eine kritische Prüfung der Kristallisation der basaltischen Magmen (besonders die Plateaubasalte) weist deutlich nach, daß sie nicht durch fraktionierte Differentiation saure Restlösungen geben können, vielmehr geben sie femische Restlösungen, die eisensilikatreichen Pyroxeniten entsprechen könnten; solche fehlen jedoch in der Natur.

Die kritischen Bemerkungen zu der Kristallisationsdifferentiationshypothese werden in drei Punkte zusammengefaßt: 1. die Basaltmagmen können nicht die Muttermagmen der subalkalinen Gesteine sein, 2. die kalireichen Granite sind viel mehr kalireich als spätkristallisierte Restlösungen von plagioklasreichen Magmen, die gegen die Zusammensetzung des ternären Feldspatminimums tendieren, 3. die Ausgleichungsreaktionen der Mischkristallserien der plutonischen Gesteine zeigen, daß sie während ihrer Kristallisation außerordentlich lange Zeit dieselbe Konzentration gehabt haben müssen. Wenn gravitative Einflüsse sich überhaupt auf die Silikatschmelzlösungen geltend machen, werden sie nicht nur ein spezifisches Gewichtsgebiet von 2,72 (Anorthit) und 2,62 (Albit) beherrschen, sondern überhaupt schwere Mineralien wie Magnetit, Hypersthen und Biotit von den sauren Magmen trennen. Studien in den großen Granitgebieten des Archaicum widersprechen der Auffassung, daß in ihnen gravitative Kristallseparation Bedeutung hatte, was für eine außerordentlich geringe Viskosität der sauren Magmen spricht.

Verf. entwickelt Gesichtspunkte für die Liqurationsdifferentiationstheorie, die eine allgemeine Erklärung der studierten Differentiationsphänomene geben kann. Die Spaltung der Quarz-Feldspatlösungen wird von dem Auftreten von chemischen Diskontinuitätsgebieten statistisch beleuchtet. Die von H. E. JOHANSSON nachgewiesene Diskontinuität zwischen der Natrongranitreihe und den intermediären gewöhnlichen Graniten scheint sich auch über Gebiete von quarzreichen und kalifeldspathaltigen Andesin-Labradorlösungen zu erstrecken; diese Lösungen entsprechen andesitischen Magmen, die bei tiefmagmatischen Verhältnissen einerseits in Granodiorite und Quarz-

monzonite und anderseits in Gabbrogesteine zerfallen. — Zunehmenden Gehalt an Anorthitsilikat in den successiv hervorgeprägten Gruppendifferentiaten schreibt Verf. einer fortdauernden Veränderung der Zusammensetzung des Muttermagmas zu. Die Differentiation spielte sich nicht *in situ* ab, sondern die Magmen drangen als in der Tiefe differenzierte inhomogene Massen in höhere Schichten ein.

Die Arbeit enthält eine geologische Karte der Gegend von Stavsjö, die etwa 25 km von der Stadt Norrköping entfernt sind.

#### Autoreferat des Verfassers.

**C. W. Carstens:** Av Trondhjemsfeltets geologi. Nyere undersøkelser. Kortfattet referat av foredrag avholdt i Norsk geologisk forening 12. November 1921. (Aus der Geologie des Trondhjem-Gebietes. Neuere Untersuchungen. In „Norsk geologisk forening“ am 12. November 1921 vorgetragen.) (Norsk geologisk tidsskrift 7. H. 1. 1923. 5 p. Norwegisch.)

In einer früheren Arbeit (Oversigt over Trondhjemsfeltets geologi) wurde vom Verf. eine stratigraphische Einteilung des Trondhjem-Gebietes entworfen, mit einem sog. revidierten Schichtensystem, welches drei Formationsgruppen: Rørosgruppe, Bymarkgruppe und Hovinggruppe enthielt (in der letztgenannten Gruppe ist die Höilandsabteilung eingeschlossen). Die Einteilung hat sich durch Beobachtungen an vielen Orten bewährt. Weiter ist bewiesen worden, daß die roten Granite von Sylene und diejenigen des „Westrandes“ präcambrisch sind, indem sie das Liegende („eocambrischer“) Sparagmite (Sparagmitschiefer) bilden, und an mehreren Stellen von den letztgenannten durch (z. T. stark umgewandelte) granitische Basalbreccien getrennt sind (p. 1—2). Die Sparagmitgesteine bilden wiederum durchwegs das (oft nachweisbar konkordante) Liegende der Rørosschiefer (p. 1—2).

Der Augengneis, welcher linsen- oder gangförmig das Trondhjem-Gebiet umrandet und neben feinkörnigen Granitgängen in Gesteinen der Sparagmitformation auftritt, bedarf einer eingehenderen Untersuchung. Vorläufig erscheint es als nicht ausgeschlossen, daß er durch Metamorphose von Sparagmiten gebildet wurde (p. 2—3).

In Gesteinen der Hovinggruppe sind Fossilien verhältnismäßig reichlich vorhanden; wahrscheinlich sind die Sandsteine und Tonschiefer von Hovinglundemo etwas älter als die Kalksteine und Schiefer von Höilandet (p. 4). — Die Porphyrite von Höilandet wurden vom Verf. früher teils als Ganggesteine, teils als Effusiva aufgefaßt. Die späteren Untersuchungen haben gezeigt, daß sie, in Übereinstimmung mit der alten Annahme BRÖGGER's, als sichere Ganggesteine zu fassen sind. Demgemäß verschwindet jede sichere Spur von oberordovizischen Effusiven in Höilandet (p. 4).

Das Jaspiskonglomerat (Grünsteinkonglomerat) zwischen den Bymark- und Hovinggruppen, welches — wie TÖRNEBOHM und BUGGE nachgewiesen haben — eine Diskordanz bezeichnet, zeigt im Felde große Verbreitung neben bedeutender Mächtigkeit. Somit dürften geotektonische Bewegungen am Ende der Bildungszeit der Bymarkgruppe vor sich gegangen sein. Einzelne

Verhältnisse könnten für eine mittel- oder unterordovizische Gebirgsfaltung sprechen (p. 4). In Verbindung hiermit erhebt sich auch die Frage nach dem geologischen Alter der kaledonischen Gebirgsfaltung im Trondhjem-Gebiet. Nach Beobachtungen an den Gesteinen des jüngsten fossilführenden Horizontes der Hovingruppe (und zwar eines *Rastrites*-Horizontes der älteren Llandovery), sowie an der Sandsteinformation von Hitteren (wahrscheinlich downtonisch oder ludlowisch) zu urteilen, liegt die Möglichkeit vor, daß die kaledonische Gebirgsfaltung im Trondhjem-Gebiet obersilurischen Alters ist, und zeitlich zwischen der Bildungszeit der *Rastrites*-Horizont und derjenigen der *Dictyocaris*-Horizonts liegt (p. 5).

Wie bei früheren Gelegenheiten berührt, scheinen größere Überschiebungen im Trondhjem-Gebiet keine wesentliche Rolle gespielt zu haben (p. 5).

**Olaf Anton Brooh.**

**C. W. Carstens:** Rapakiwigesteine an der westlichen Grenze des Trondhjem-Gebietes. (Norsk geologisk tidsskrift. S. H. 1—2. 81. 1925. 12 p. 3 Taf. Deutsch.)

In dem eigenartigen Gesteinskomplex, welcher an beiden Seiten des südlichen Trondhjem-Gebietes (Norwegen) auftritt und aus sparagmitähnlichen und leptitähnlichen Gesteinen besteht, teils zu der sog. Sparagmitformation, teils zu der Mylonitfazies des Grundgebirges gerechnet, treten an mehreren, verschiedenen Stellen dicht an der Grenze des Gebietes, und auch vereinzelt außerhalb desselben, gang- oder lagerförmige Gesteine auf, welche von TÖRNEBOHM vor etwa 42 Jahren als Augengneise bezeichnet wurden. Betreffs der stratigraphischen Lage dieser typischen Augengneise sind verschiedene Ansichten vertreten worden. Sie wurden als ein stratigraphischer Horizont der Sparagmitformation von HÖRBYE, TORELL, TÖRNEBOHM und HÖGBOM aufgefaßt, später teils als Grundgebirge (TÖRNEBOHM, HÖGBOM), teils als jüngeres Eruptivgestein (SCHIÖTZ, BJÖRLYKKE, CARSTENS) charakterisiert.

Verf. hatte Gelegenheit, den Augengneis an vielen verschiedenen Stellen zu studieren, und zwar wies er fast immer dasselbe charakteristische Aussehen auf: „Größere und kleinere, ovoidförmige Orthoklas- oder Mikroklindividuen liegen in einem stark geschieferten und zerquetschten Grundgewebe, hauptsächlich aus Feldspatmineralien, Quarz und Glimmer bestehend“ (p. 82).

Betreffs der Grenze zum Nebengestein, und zwar entweder Sparagmitgestein, quarzitähnlichem Gestein, Glimmerschiefer oder eventuell mylonitisertem Eruptivgestein, ließ sich feststellen, daß kontinuierliche Übergänge überall vorhanden zu sein scheinen, so daß der Augengneis eine auffallende Ähnlichkeit mit tektonitisierten Eruptivgesteinen aufweist. Die verschiedenen Vorkommnisse haben oft linsenförmige Begrenzung und liegen häufig perschnurartig aneinander gereiht.

Bei einem kleineren Vorkommen in der Nähe von Drivstuen konnte Verf. eine normale Rapakiwistruktur nachweisen. Verf. liefert eine eingehende petrographische Beschreibung dieses Rapakiwigesteins (p. 82—89) mit che-

mischer Analyse, quantitativer Mineralbestimmung und Berechnung der NIGGLI'schen Molekularwerte; es wird dargelegt, daß das Gestein in seinem Magmentypus (NIGGLI) mit dem granosyenitischen oder monzonitsyenitischen verwandt ist und in die Kalireihe der drei magmatischen Hauptreihen hineinfällt. Das Gestein ist als Rapakiwisyenit zu bezeichnen, es ist jedoch nicht unverändert, sondern von Faltungskräften stark beeinflusst (Saussuritisierung, Uralitisierung, gneisähnliche Grundmasse, Granat [?], p. 88). Weiter wird hervorgehoben, daß in vielen Hinsichten große Ähnlichkeit mit den finnländischen Rapakiwigraniten vorliegt (p. 83, p. 89—90). Die finnländischen Gesteine sind  $K_2O$ -reicher, was auf eine tiefere Anfangstemperatur der Kristallisation deuten könnte (p. 90). — Die chemische Zusammensetzung des Gesteins von Drivstuen befand sich zu Anfang des Kristallisationsprozesses vielleicht in der Nähe des Eutektikums Kalifeldspat—Plagioklas (p. 90). Die Frage, ob das Gestein von Drivstuen als eine mit den postjatulischen Rapakiwigesteinen Finnlands gleichaltrige Bildung aufzufassen ist, muß noch offen bleiben (p. 90).

Die Plagioklasmäntel der Feldspatovoide sind in den stark tektonitisierten Randpartien des Rapakiwisyenits von Drivstuen verschwunden (p. 91). Augengneise mit untergeordneter Rapakiwistruktur sind vom Verf. auch an einigen anderen Stellen des Trondhjem-Gebietes beobachtet worden. Überall gibt es Übergänge zwischen den normalen Augengneisen und den glimmerschiefer- oder gneisähnlichen Nebengesteinen. Der Augengneis ist mit verschiedenen Fazies des Grundgebirges im sog. „Westrand“ petrographisch stark verwandt. Weiter gehört der Rapakiwisyenit, wie die meisten präcambrischen Gesteine, der Kalireihe an, nicht, wie die kaledonischen Gesteine der Kalk-Alkalireihe. Endlich treten die Augengneise immer unterhalb oder innerhalb der Sparagmitformation auf. — Dies alles wird vom Verf. dahin gedeutet, daß die meisten Augengneise an der Westseite des Trondhjem-Gebietes als Reste eines präcambrischen, tektonitisierten Porphyrgesteins aufzufassen sind, welches an vielen Stellen mit Rapakiwistruktur entwickelt war (p. 91). — Wenn der Augengneis und seine Derivate an mehreren Stellen über sparagmitischen Gesteinen liegen, so ist dies durch eine Überschiebung (-faltung) zu erklären.

**Olaf Anton Broch.**

**C. W. Carstens:** Ein aus Rapakiwigesteinen umgewandelter Augengneis. (Norsk geologisk tidsskrift. 8. H. 4. 235. 1926. 15 p. Deutsch.)

Verf. widmet den Augengneisen, welche in der Abhandlung Rapakiwigesteine etc. (s. voriges Referat) besprochen sind, eine eingehendere Behandlung. Die Auffassungen älterer und jüngerer Forscher werden ausführlicher referiert (p. 235—237). Die petrographische Beschreibung des Rapakiwisyenits von Drivstuen wird ergänzt, eine neue Analyse und Mineralberechnung desselben wird gegeben.

Die Mächtigkeit des typischen Rapakiwisyenits beträgt an einer gewissen Stelle nur wenige Meter und an beiden Seiten geht das Gestein fast kontinuierlich in einen normalen Augengneis über, welcher keine Spur von

Rapakiwistruktur besitzt, dafür aber deutlich tektonische Beeinflussung aufweist (p. 241). Die eingehende petrographische Untersuchung, welche Bauschanalyse und Analyse des Biotits im Augengneis, sowie eine quantitative Mineralberechnung einschließt (p. 241—245), scheint zu beweisen, daß dieser Augengneis ein durchbewegtes Rapakiwigestein ist. — Auch das „normal-körnige Gneisgestein“ (mit zerstreuten Augenrelikten), in welches der Augengneis kontinuierlich übergeht, wird vom Verf. als mit dem Rapakiwigestein genetisch zusammengehörend aufgefaßt, wenn auch dieses Gestein in chemischer Hinsicht von den zwei obenerwähnten etwas abweicht (Analyse und Mineralberechnung p. 246—247). Verf. deutet u. a. die Möglichkeit an, daß der chemische Unterschied auf Stoffaustausch während der Metamorphose zurückzuführen sei (p. 247, 249).

An vielen Stellen des Trondhjemgebietes treten Augengneise auf, welche wahrscheinlich nicht aus Rapakiwigesteinen hervorgegangen sind, sondern aus normalen Porphygraniten. Dem Verf. ist es jedoch wahrscheinlich, daß ein großer Teil der umgewandelten Gesteine der Unterlage aus ursprünglichen Rapakiwigesteinen hervorgegangen sind (p. 248). — Das Alter der Gesteine läßt sich nicht entscheiden. Höchstwahrscheinlich sind sie archaisch. Verf. hält es für wahrscheinlich, daß sie — wie die finnländischen und schwedischen Rapakiwigranite und die meisten Augengranite Schwedens — spätarchaischen Alters sind. Die Rapakiwigesteine und die aus ihnen umgewandelten Augengneise von Drivstuen sind auf alle Fälle präkaledonisch (p. 248).

Das norwegische Rapakiwigestein weicht in chemischer Hinsicht z. T. beträchtlich von den finnländischen ab, jedoch sind die letztgenannten unter sich oft sehr verschieden. Der norwegische Rapakiwisyenit von Drivstuen ist metamorphosiert, wenn auch verhältnismäßig wenig, und die Möglichkeit einer (kaum doch bedeutenden) metasomatischen Änderung desselben liegt vor (p. 249).

**Olaf Anton Broch.**

### **Finnland.**

**J. J. Sederholm:** On Migmatites and associated pre-Cambrian rocks of southwestern Finland. Part. II. The region around the Barösunds fjärd W. of Helsingfors and neighbouring areas. (Bulletin de la Commission géologique de Finlande No. 77. Helsinki-Helsingfors. Dezember 1926. 143 p. 1 Karte. 57 Fig. im Text u. 44 Fig. in 9 Taf.)

Das Felsgerüst der Gegend von Barösunds fjärd im südlichen Schärenhof und Küstengebiet von Finnland besteht größtenteils aus Migmatiten (oder Mischgesteinen). Studien in diesem Gebiete und im westlich davon gelegenen Hangögebiete haben den Verf. zuerst veranlaßt, seine bekannten Theorien über die Anatexe, Palingenese und Migmatitbildung aufzubauen; die vorliegende Abhandlung ist der zweite Teil in einer Serie über die Migmatite von Südwestfinnland; der erste Teil erschien 1924 unter dem Titel „On the Pelling region“. (Bull. Comm. géol. Finl. No. 58. 1923.) Die ältesten Gesteine des Gebietes sind Leptite (feinkörnige, meistens gebänderte Gneise)

nebst unbeträchtlichen Kalksteinlagen. Die Leptite in dieser Gegend, wie überhaupt in Südfinnland, sind überwiegend plagioklasreich. Aus ihnen sind nun nach dem Verf. durch die Imbibition mit verschiedenen Graniten Migmatite entstanden. Auch können jüngere Granite die älteren Granite migmatitisiert haben, und schließlich gibt es in großer Ausdehnung „Polymigmatite“, welche zwei- oder sogar dreimal diesen Prozeß durchgemacht haben. Die Granite, welche die Leptite etc. durchdringen, gehören zu drei Gruppen: 1. die älteren Granite (Gneisgranite), 2. die Hangö-Ingågranite und 3. der Obbnäsgranit. Die zwei ersteren treten regional migmatitbildend auf, aber werden zugleich in mehr oder weniger reinem Zustand angetroffen.

	1.	2.	3.	4.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	70,75	71,73	49,26	48,43
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	0,32	0,15	0,63	2,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14,54	13,74	11,87	16,89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,48	0,64	0,88	—
Fe O . . . . .	2,15	2,95	8,12	11,78
Mn O . . . . .	—	0,03	1,56	Spur
Mg O . . . . .	0,98	0,75	11,16	6,85
Ca O . . . . .	3,86	3,03	11,14	8,92
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,64	2,05	1,11	2,64
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,03	4,25	2,99	1,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,88	0,11	0,24	0,61
S . . . . .	—	0,03	0,09	0,23
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,53	0,53	1,89	0,86
Summe . . . . .	100,16	99,99	100,94	100,61
	5.	6.	7.	8.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	46,96	74,76	78,04	68,40
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	3,24	0,02	—	0,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16,02	13,37	12,67	14,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,05	0,72	—	0,87
Fe O . . . . .	9,63	0,86	0,35	3,57
Mn O . . . . .	—	0,01	Spur	0,05
Mg O . . . . .	6,30	0,23	0,09	0,72
Ca O . . . . .	9,11	1,11	2,08	2,84
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,79	3,65	1,78	2,21
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,82	4,62	4,31	5,79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,64	Spur	0,10	0,25
S . . . . .	0,17	0,04	Spur	—
H <sub>2</sub> O . . . . .	2,28	0,50	0,35	0,68
Summe . . . . .	100,01	99,89	99,77	100,56

Mit 0,09 Ba O

1. Gneisgranit, W-Ufer von Påvskär, Ingå.
2. Gneisgranit, Andö, Ingå.
3. Lamprophyr, W-Bågaskär, Ingå.
4. Metabasalt, Zentrum vom breitesten Gang, Påvskärs Westgrund.

5. Metabasalt, Kontaktzone v. breitesten Gang, Pävskärs Westgrund.
6. Granit von der Hangö-Ingå-Gruppe, Svenviken, Ingå.
7. Aplit des Hangögranites, Granö, Ingå.
8. Obbnäsgranit, Steinbruch bei Obbnäs gård. (Die Analysen 1—7 von A. ZILLIACUS, Analyse 8 von P. ESKOLA.)

Die älteren Gneisgranite sind ziemlich reich an femischen Mineralien und Plagioklas (plagioklasgranitisch, vgl. die Analysen 1 und 2) und strukturell entweder gleichkörnig oder porphyrtartig. Sie dringen in die Leptite ein und bilden mit diesen Eruptivbreccien (Agmatite) mit scharfeckigen Leptitbruchstücken, oder auch Adergneise (Arterite), in welchen die Leptite in der Schichtungsrichtung gespalten oder aufgeblättert und mit zahlreichen Granitadern injiziert worden sind. Die Agmatite sind häufig von in wechselnden Richtungen gehenden Lamprophyrgängen durchzogen (vgl. die Analyse 3). Von manchen Lokalitäten werden Fälle beschrieben, wo die helleren Bänder der geschichteten Leptite durch eine von den älteren Graniten verursachte metasomatische Umwandlung in granitähnliche Typen übergegangen sind. Solche palingenetische Granite verhalten sich manchmal als wirklich intrusiv, obwohl in ihnen noch Spuren von der primären Schichtung erhalten sein können. Verf. meint, daß man in solchen Fällen wirklich von einer Refusion, Wiederaufschmelzung, sprechen könne. Jedenfalls sind dann Säfte vom intrudierten Magma dabei wirksam gewesen. Die gneisartige Struktur des älteren Granites entstand im Zusammenhang mit der Aufblätterung und der teilweisen Assimilation des Leptites durch das Granitmagma; auch sind die Deformationen der Minerale in diesem Granite weitgehend durch Bewegungen während der Erstarrung selbst entstanden.

Verf. legt ein sehr großes Gewicht auf die Metabasaltgänge (p. 31—62). Sie liefern für ihn vor allem das wichtigste Merkmal zur Unterscheidung der älteren Granite von der zweiten Granitgruppe, den Hangö-Ingågraniten, indem sie die erstere und ihre Migmatite durchsetzen, von den letzteren aber selbst durchsetzt werden. Die Metabasaltgänge sind überall im Gebiete anzutreffen, und wo sie gut erhalten sind, haben sie vollständig den Charakter von geraden, ursprünglich basaltischen Spaltengängen. Sie sind folglich erst nach dem vollständigen Aufhören der Intrusionsbewegungen der älteren Granite hineingedrungen. Nach dem Verf. ist vor den Eruptionen dieser Basalte sogar eine beträchtliche Abtragung vor sich gegangen, so daß die Metabasalte tatsächlich zu vulkanischen Gesteinen zu rechnen seien. Wenn wohl erhalten, besitzen die Gänge aphanitische, vermutlich primär glasige Kontaktzonen, und das Gestein ist typisch porphyrisch. Solche Kennzeichen der Effusive werden in den Lamprophyren nie gefunden. Erst nach diesen Ereignissen fand die weitumfassende Intrusion der Hangö-Ingågranite statt. Alles dies beweist und illustriert den sehr großen Altersunterschied zwischen den zwei Granitgruppen, welche überall in Südfinnland vertreten sind.

Zweitens dienen die Metabasalte als ein Maß des Grades der späteren metamorphen und anatektischen Umwandlungen. Sie sind nämlich überall von den Hangögraniten durchsetzt und verändert worden. Diese Erscheinungen

werden eingehend beschrieben. Wichtig sind vor allem die Metabasaltgänge der Insel Pávskär. Leptit und plagioklasreicher Gneisgranit sind hier die älteren Gesteine. In die Spaltenklüfte dieser sowie ihrer Migmatite sind die Metabasaltgänge eingedrungen. Nachher hat die Intrusion oder „Imbibition“ des Hangögranites stattgefunden. Dieser durchdringt den ganzen älteren Komplex, damit auch die Metabasaltgänge; dabei ist aus dem älteren Granit stellenweise wieder ein neues Magma entstanden, so daß der Granit sich gegenüber dem Metabasalt als jünger und intrusiv verhält. So geht ein Gang auf Pávskär in seiner Streichrichtung in eine Breccie von Bruchstücken über, und die Spalten zwischen diesen Bruchstücken sind von einem Granit gefüllt, der keine Grenze gegen die besterhaltenen Teile des älteren Granites hat und petrographisch damit ähnlich ist. Er hat palingenetisch eine erneute Eruptivität erworben, wobei der Metabasalt, weil er schwerschmelzender oder schwerlöslicher als der Granit war, der Palingenese viel besser widerstehen konnte. Der Plagioklasgranit selbst geht allmählich in den roten mikroklinreichen Hangögranit über, und dies wird als eine metasomatische Umwandlung des ersteren gedeutet. Doch besitzt der jetzt auch substantiell erneuerte Granit noch die Parallelstruktur des Gneisgranites. Wo der letztere besser erhalten ist, wird er von einem Netz von mikroklinreicheren, aber unscharf hervortretenden Adern durchsetzt (sog. diktyonitischer Migmatit). Die Säfte des jüngeren Granites sind durch das ganze Gestein hineingedrungen und die palingenetische Metasomatose ist *in situ* geschehen.

Petrographisch sind die Metabasalte meistens normal amphibolitisch, aber oft enthalten sie auch diopsidischen Pyroxen, welcher vom Verf. als ebenfalls metamorphen Ursprungs gedeutet wird. Die bauschale Zusammensetzung der Metabasalte ist gabbroid-gabbrodioritisch (Analysen 4 und 5).

Die Hangö-Ingågranite sind rote Mikroklinggranite mit zahlreichen pegmatitischen und aplitischen Begleitgängen. Sie bilden im größten Umfang Migmatite mit den älteren Gesteinen und haben sie durchdrungen „à tâche d'huile“ (TERMIER). Wenn die Granitisation vollkommen war, ist das resultierende palingenetische Gestein fast homophon, und sogar die Metabasaltgänge sind verschwunden oder kommen nur vor in der Form von eingeschlossenen Bruchstücken. Die Erscheinungen der ptygmatischen Faltung (p. 70—83) sind meist großartig auf der Insel Brändö Harun. Es sind vom Hangögranit migmatitisierte Leptite von adergneisartigem, aber oft beinahe homogenisiertem Aussehen, wo die eigentümlich und mannigfach, meistens mit einer fast vertikalen Faltungsachse gefalteten aplitischen Adern eindringen. In einem Fall hat eine Verkürzung zu  $c : a = \frac{1}{4}$  der ganzen Länge eines Aderstückes stattgefunden. Verf. findet als die einzige mögliche Erklärung dieser Faltung, daß sie während der Kristallisation, wenn die ganze Masse noch fluid war, geschehen ist, und polemisiert gegen die Auffassung, daß sie eine nachherige „alpine“ Faltung sein könne. Genetisch deutet er die Palingenese jetzt als eine Metasomatose, wodurch vor allem Natron und Kalk durch Kali ersetzt wurde. Er meint, die granitischen Säfte hätten hierbei die Hauptrolle gespielt und schlägt für sie den Term Ichor (= Serum oder Lymphe) vor.

Als die jüngste Granitgruppe wird das ziemlich homogene, in der allgemeinen Streichrichtung ausgezogene Massiv von Obbnäs aufgefaßt. Damit zusammengehörig ist ein ähnliches Massiv bei Bodom in Esbo, westlich von Helsinki. Es sind grobkörnig porphyrtartige Mikroklinggranite; sie durchschneiden alle Strukturen des älteren Felsgerüsts, auch die Hangögranite, und bilden selbst nur in einem beschränkten Maßstab Migmatite nahe an ihren Grenzen. Es wird noch ein „syntektisches“ Gestein aus dem Kontakte des Obbnäsgranites beschrieben sowie ein Lamprophyr und ein viel jüngerer „Trapp“ (Diabasgestein). Zum Schluß werden die Theorien der Metamorphose weitgehend diskutiert (p. 119—139). **Eskola.**

**Viotor Hackman:** Studien über den Gesteinsaufbau der Kittilä-Lappmark. (Bull. de la Commiss. géolog. de Finlande No. 79. Helsinki-Helsingfors, Dezember 1927. Mit 2 Taf., 2 Kart. u. 23 Fig. im Text.)

Das Felsgerüst des untersuchten Gebietes im südwestlichen Lappland gehört größtenteils zu den jüngeren Formationen des finnischen Grundgebirges, das vom Verf. nach der bis jetzt üblichen Nomenklatur als Kalev (älter) und Jatul (jünger) bezeichnet wird. [Ref. hat vorgeschlagen, sie nebst dem Ladogium in einen Karelischen Formationskomplex zusammenzuführen.] Die Alterseinteilung lautet wie folgt:

	Sedimente	Eruptive
Jatul?	Sandsteinartige Quarzite („Kumpuquarzite“), z. T. konglomeratartig. Basalbildungen: Polymikte Konglomerate, Bodenschiefer und Bodenquarzite.	
	Diskordanz	Postkalevischer Granit
Kalev	Obere Stufe der „älteren Schiefer“: Quarzite („Sodankyläquarzite“).	Spilitische Metabasite
	Diskordanz?	
Unteres Kalev? (event. z. T. noch älter)	Untere Stufe der „älteren Schiefer“: Pelite, Quarzite, Carbonatgesteine. Quarzrandige Eisenerzformation des Porkonen und Pahtavaara.	Amphibolite
	Diskordanz	
Archaicum		Ältere Gneisgranite

Die einzigen nach dieser Einteilung eigentlich archaischen Gesteine, die Granitgneise, haben hier nur eine geringe Verbreitung. Zur unteren Stufe des Kalev gehören die eisenerzführenden Quarzite des Porkonen- und Pahtavaaragebietes, welches vom Verf. früher beschrieben wurde (Geol. Komm. i Finl. geotekn. Medd. 39. Helsingfors 1924). Diese sehr großen, aber

ziemlich armen Erzmassen sind ganz von den Metabasiten umschlossen. Es sind feinkörnige Quarzite, oft fast dicht und von jaspisartigem Aussehen, mit parallelen schwarzen Schichten von Magnetit gebändert. Sie sind mit den gebänderten Eisenerzen der Warangerhalbinsel in Norwegen ähnlich und können nach dem Verf. mit denselben auch geologisch gleichalterig und somit dem älteren Grundgebirge angehörig sein. Sonst gehören zur älteren Stufe Phyllite (andalusitführende im Sodankylä Kirchendorf) und Glimmerschiefer, dolomitische und magnesitische Carbonatgesteine und Quarzite. Die letzteren sind manchmal vom postkalevischen Granit adergneisartig injiziert. Die obere Stufe der „älteren Schiefer“ umfaßt feinkörnige klastische oder halbklastische Quarzite (die Sodankyläquarzite). Mit der unteren Stufe bilden diese allem Anschein nach eine konkordante Folge und die Schichten sind steil aufgerichtet mit einem vorwiegenden NNE-Streichen.

Die große Verbreitung der Metabasite im finnischen Lappland ist auf allen geologischen Übersichtskarten sehr auffallend, und sie sind auch hier die verbreitetsten Gesteine. Es handelt sich um eine mehr oder weniger geschieferte superkrustale, basische Eruptionsphase, deren hypabyssische und abyssische Äquivalente hier und da auch zum Vorschein kommen. Diese Metabasite sind überwiegend Albit-Amphibol-Epidotgesteine. Verf. nennt sie spilitische Metabasite (Analysen 1—5).

	1.	2.	3.	4.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	47,07	46,24	50,58	49,11
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	3,86	3,70	2,10	2,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,55	12,44	12,89	14,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,59	5,49	2,61	2,32
Fe O . . . . .	8,93	11,33	10,56	10,15
Mn O . . . . .	0,16	0,18	0,32	0,24
Mg O . . . . .	8,53	5,60	6,80	6,96
Ca O . . . . .	6,56	8,12	7,18	9,10
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,58	3,50	3,58	2,70
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,30	1,51	0,42	0,72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,01	0,18	0,14	0,09
C O <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O + . . . . .	3,83	1,10	2,42	2,18
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,04	0,18	0,24	0,17
Summe . . . . .	100,01	99,57	99,84	99,85

1. Basischer Porphyrit (Albit, Strahlstein, Chlorit, Epidot). Sotkajärvi, Nilivaara, Kittilä.
2. Albit-Uralitdiabas, epidotführend. 6 km N vom Kirchendorf, Kittilä.
3. Albit-Uralitdiabas, epidotführend. Holkkuavaara, Kittilä.
4. Albit-Amphibolgestein (mit ein wenig Epidot). Holkkuavaara, Kittilä.

	5.	6.	7.	8.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	51,07	50,48	73,35	62,15
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	2,15	1,75	0,68	1,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,79	13,72	13,58	15,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,85	2,52	1,04	2,34
Fe O . . . . .	9,84	7,81	0,66	3,11
Mn O . . . . .	0,18	0,14	0,02	0,05
Mg O . . . . .	7,66	7,81	0,43	2,09
Ca O . . . . .	6,44	11,76	1,49	2,83
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,90	2,22	3,78	4,60
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,22	0,39	4,38	4,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	Spur	0,08	0,03	Spur
C O <sub>2</sub> . . . . .	1,51	—	—	—
H <sub>2</sub> O + . . . . .	4,01	0,67	0,31	1,14
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,10	0,06		
Summe . . . . .	99,72	99,41	99,75	99,79

5. Albit-Amphibolgestein (mit ein wenig Epidot). Harrilompolo, Kittilä.
  6. Skapolith-Hornblendegabbro (mit ein wenig Epidot). Hangasvaara, Kittilä.
  7. Postkalevischer Granit. Isovaara, Kittilä.
  8. Granodiorit, postkalevisch. Pahtakoskenmännikkö, Kittilä.
- Alle Analysen von L. LOKKA.

Ein Vergleich der chemischen Analysen zeigt, daß der Chemismus mit demjenigen der „Kirunagrünsteine“ in Schweden, der Spilite von Aunus (Olonetz) und von Großbritannien und Australien innerhalb gewisser Grenzen übereinstimmt. Namentlich die Spilite der zwei letztgenannten Länder nehmen doch eine abweichende Stellung ein, indem sie einen relativ höheren Natrongehalt haben. [Ref. möchte diese Abweichung etwas stärker betonen: Die analysierten Metabasite von Kittilä sind nicht Spilite im Sinne der britischen Geologen, indem sie, im Vergleich mit Basalten oder Diabasen, keine erhebliche Anreicherung an Natron aufweisen.] Doch werden auch mehr ausgeprägt spilitische Typen beschrieben, wie ein sog. Leukodiabas bei Sirkka mit nur Albit und Calcit, und einige Albit-Biotitgesteine. Ein Quarzkeratophyr wurde als Geröllstück im sog. Kumpuquarzit (s. unten) gefunden. Merkmale vom Effusivcharakter, wie Mandelstein-, Agglomerat- und Tuffstruktur, sind häufig, und das Auftreten von Pillow-lava und variolitischen Strukturen hebt die geologische Verwandtschaft mit den spilitischen Provinzen hervor. Die mehr abyssischen basischen Gesteine mit oft wohlerhaltenem ophitischem oder gabbroidem Gefüge enthalten sogar anorthitreichen Plagioklas und dabei oft Skapolith (Analyse 6). Peridotitische Modifikationen sind spärlich. Von diesen Metabasiten trennt Verf. die höher metamorphen Amphibolite (Plagioklas-Hornblendegesteine), wovon z. B. der höchste Berg des Gebietes, der 810 m hohe Pallastunturi besteht. Diese Amphibolite sowie die Metabasite sind gelegentlich weitgehend skapolithisiert, was als eine Kontaktwirkung

der postkalevischen Granite erklärt wird. Die Zusammensetzung des Skapolites variiert von  $Ma_{24}$  bis  $Ma_{63}$ .

Alle bisher genannten Gesteine werden vom postkalevischen Granit durchbrochen. Dieser ist im Untersuchungsgebiete das zweitverbreitetste Gestein und bildet südlich davon noch größere Gebiete. Der vorwaltende Typus davon ist ein mittelkörniger Mikroclin-Oligoklas-Biotitgranit von roter Farbe, stellenweise muscovitführend. Myrmekitbildungen sind häufig, ebenso tropfenförmige Durchschnitte von Quarz in den Feldspaten der Dünnschliffe. Das massige Gefüge macht zuweilen einer mehr oder weniger parallelschiefrigen Anordnung Platz. Vereinzelte Körner von Mikroclin überragen häufig die übrigen; selten beobachtet man eine ausgeprägt porphyrische Ausbildung. Pegmatite und Aplite sind häufig. Die postkalevischen Granite sind im ganzen einförmig zusammengesetzt (engadinitisch bis yosemitisch). Ausnahmsweise geht er in granodioritische Typen über (Analysen 7 und 8).

Die jüngsten sedimentären Bildungen sind die „Kumpuquarzite“ (nach dem Gebirge Kumputunturi genannt) und deren Basalbildungen. Es sind klastische grobkörnige Quarzite von braunvioletter oder grünlicher Farbe mit eingeschlossenen Rollstücken, unter welchen ähnliche Gesteine wie die der vorher erwähnten superkrustalen Formationen auftreten, wie Quarzite, Schiefer, Dolomite, spilitische Metabasite und gebänderte Eisenerze des Porkonen-Pahtavaara. In den Basalkonglomeraten kommen auch Granite als Gerölle vor, bisweilen den postkalevischen Graniten ähnlich, doch nicht in dem Grade, daß ihre Identität mit den letzteren als bewiesen angesehen werden dürfte. Die Kumpuquarzite bilden die oberen Teile der hohen Berge (Tunturit), während die Sodankyläquarzite tiefer unten hervortreten. Stellenweise läßt sich eine direkte diskordante Überlagerung der älteren Gesteine beobachten; am Kumputunturi liegt der Kumpuquarzit sogar horizontal über dem steil aufgerichteten Metabasitschiefer. Anderorts ist der Kumpuquarzit dagegen mit den älteren Schiefen isoklinal zusammengefaltet. Im ganzen durchschneiden die Umrisse der Kumpuquarzitvorkommen die Streichungsrichtungen der älteren Schiefer und der Metabasite. So ist das jüngere Alter des Kumpuquarzits überzeugend bewiesen, nur sein Altersverhältnis zum postkalevischen Granit wurde noch nicht definitiv aufgeklärt. Verf. hält für wahrscheinlich, daß diese Quarzitformation mit dem Jatul der südlicheren Schiefergebiete zu parallelisieren sei, hebt aber hervor, daß in Nordkarelien die neueren Untersuchungen Auffassungen Raum gegeben haben, welche mehr oder weniger von den älteren Definitionen der jatulischen und kalevischen Formationen abweichen. **Eskola.**

**W. W. Wilkman:** Tohmajärvi-Konglomeratet och dess förhållande till Kaleviska skifferformationen. (Bull. comm. geol. de Finlande No. 62. 1923. 45 p. 15 Fig. u. 1 Karte. Deutsche Zusammenfassung.)

Es wird beschrieben ein Konglomerat mit seinen umgebenden Gesteinen aus der Umgebung des Sees Tohmajärvi innerhalb des ostfinnischen Schiefergebietes.

Das Konglomerat enthält zahlreiche gerundete, in der Schieferungsrichtung gestreckte Bruchstücke (hauptsächlich Granitgneis — schieferiger Diorit, feinkörniger Aplit, Pegmatitquarz und weißgrauer Quarzit). Die Bruchstücke des Granitgneises und Diorites sind stark umgewandelt. Im Konglomeratgebiet wechsellagern Schichten ungleicher Korngröße miteinander und mit reinen Schieferschichten. Die Lager sind steil aufgerichtet und stark zusammengefalteter.

Das Zement des Konglomerates besteht gewöhnlich aus einer kristallinen, fein- oder feinkörnigen gneisartigen Schiefermasse, die kleine Gesteinssplitter enthält. Ausnahmen hiervon bilden hier und da vorkommende Konglomeratlager, in denen das Zement aus einer feinkristallinen Granat-amphibolmasse besteht. Wo der Granat in solchen Schieferpartien an Biotit angrenzt, sind die Grenzlinien geradlinig, und das Mineral ist in Form von gut idiomorphen Kristallen ausgebildet; wo dagegen der Granat an Hornblende grenzte, ist er umgewandelt und oft in zerrissene Aggregate von Almandin, Hornblende und Plagioklas zerfallen. Aus diesem Grunde nimmt Verf. an, daß das Gestein ursprünglich kalkreiche Gemengteile, entweder Diopsid oder Carbonate, enthielt, die sich während der Metamorphose neben Almandin nicht stabil erhielten, sondern mit diesem in Reaktion traten unter Bildung von An-reichem Plagioklas. Reste von Calcit werden auch zuweilen noch im Gestein wahrgenommen.

Auch ein quarzhaltiges Gestein von sehr heterogener Beschaffenheit kommt im Konglomerat vor. Es wird als ein aus verwittertem Granitboden entstandener metamorpher Verwitterungsschutt betrachtet.

Dienächst dem Konglomerat im Hangenden anstehenden Schiefer bestehen aus einem sehr feinkörnigen, quarzreichen Schiefer mit Dolomit und Kalkstein. Daran schließen sich gewöhnlich Phyllite und Staurolithglimmerschiefer.

Der Dolomit und der Kalkstein am Flusse Luosonjoki und am Amphibolitkontakt ist von Streifen durchzogen, die reich sind an Tremolit, Plagioklas, Titanit und Erzkörnern. Verf. meint, das ursprüngliche Gabbrogestein (aus dem der metamorphe Amphibolit wahrscheinlich entstanden ist) hätte bei seiner Erstarrung auf Dolomit und Kalkstein metasomatisch durch Zufuhr von Magnesia in wässriger Lösung (längs sandigen und tonigen Schichten des Gesteins) eingewirkt.

Die Staurolithbildung im Glimmerschiefer wird als lokale Kontaktwirkung des jüngeren Granits auf Fe- und Al-reiches Schiefermaterial erklärt.

Betreffs der „Amphibolit“-Kontaktzone sei hier noch erwähnt, daß die Zone mit exogen veränderten Schiefnern nur ein paar Meter breit ist, während die durch die Einwirkung der jüngeren Granite erzeugte Kontaktzone mit Staurolithglimmerschiefern eine beträchtliche Mächtigkeit aufweist; die Kontaktwirkung des Gabbroids war deshalb von kleinerem Ausmaße als die der Granite und qualitativ von dieser verschieden.

Folgende Assoziationen kommen in der Kontaktzone vor: 1. Chlorit, Almandin, Biotit. 2. Chlorit, Tremolit, Biotit. 3. Anthophyllit, Cordierit, Biotit. 4. Anthophyllit, Chlorit, Almandin. — Die Chloritisierung der

Schiefer an den Kontakten wird der Einwirkung des Wassers zugeschrieben, welches bei der Erstarrung des Gabbros frei wurde.

Als stratigraphisches Ergebnis wird hervorgehoben, daß das Konglomerat ein kalevisches Bodenkonglomerat darstellt, und daß die Schiefer der kalevischen Schieferformation angehören. **Scheumann.**

**Adolf A. Th. Metzger:** Die Kalksteinlagerstätten von Ruskeala in Ostfinnland. (Bull. comm. géol. de Finlande. No. 74. 1925. 24 p. 9 Fig. u. 2 Kart.)

In einem Gesteinskomplex, bestehend aus sedimentären Hornblendefelsen, Glimmerschiefern und Quarziten, finden sich einige Vorkommen von kristallinen Kalkgesteinen und Dolomiten. Die Kalkgesteine enthalten Verunreinigungen von Strahlstein, Pyrit, Magnetkies und Quarz, sowie größere Einlagerungen von Dolomit, auch selbständige Lagerstätten von reinem Dolomitgestein kommen vor. Der Dolomit ist immer „unreiner“ als das Kalkgestein; es treten in ihm Strahlstein, Serpentin, Quarz, Feldspat, Diopsid und Wollastonit auf. Der Kontakt zwischen Dolomit und Kalkgestein ist scharf.

Skarngesteine treten vornehmlich im Kontakte zwischen Kalkgestein und Hornblendeschiefer auf. Die gewöhnlichen Skarnminerale sind Tremolit und Diopsid.

Es folgt dann eine Beschreibung der einzelnen Lagerstätten.

Stratigraphisch werden diese Gesteine als identisch mit denen der Pitkärantaformation betrachtet; unter Zugrundelegung dieser Annahme wird die Tektonik des Ruskealagebietes ausgearbeitet. Als Hauptergebnis stellt sich heraus, daß die Kalksteinlagerstätten von Ruskeala dem oberen Kalksteinhorizont von Pitkäranta gleichzusetzen sind. Diese untere Abteilung der ladogischen Schiefer bildet somit einen langgestreckten Rücken, der sich von Kirjavalhti (am Ladogasee) bis nach Ruskeala hin ausdehnt. **Scheumann.**

**Martti Saxén:** Über die Petrologie des Otravaara-gebietes im östlichen Finnland. (Bull. comm. géol. de Finlande. No. 65. 1923. 63 p. 2 farb. Kart. 13 Fig. u. 1 Taf.)

Der Gesteinsgrund des Otravaara-gebietes besteht aus Sedimenten und Eruptivgesteinen, die in präkalevischer Zeit stark metasomatisch umgewandelt wurden, wobei gleichzeitig Erzlösungen (von einem nebenliegenden Oligoklasgranit herstammend) die Otravaaragesteine durchtränkten, so daß sowohl Imprägnationsverkiezung als selbständige Erzlinsenbildung eintrat.

Die durch die Erzlösungen nicht umgewandelten Gesteine des Gebietes zerfallen in 4 Gruppen:

1. Superkrustale Gesteine: Leptite verschiedener Art; schiefrige, feinkörnige Amphibolite (Anal. 4 mit den Hauptbestandteilen Amphibol und Plagioklas, den Nebenbestandteilen Biotit, Titanit, Ilmenit, Quarz, Epidot); kohlehaltige dunkle Phyllite und Quarzite.
2. Intrusive, mittelkörnige Amphibolite (Anal. 1); Klinozoisit-amphibolite (Anal. 2); Metagabbros; Tremolitserpentingesteine (Anal. 3); Quarzdiorite.

3. Oligoklasgranite mit Pegmatiten.

4. Mikroklingranite mit Pegmatiten, die im Tremolitserpentingestein als desilifizierte Gänge auftreten können.

Die Erzzufuhr steht mit anderen metasomatischen Vorgängen in Verbindung. Dabei unterscheidet Verf. 3 verschiedene Hauptphasen:

1. Die Natrium-Aluminium-Kieselsäure-Metasomatose.
2. Die Kalium-Aluminium-Titan-Bor-Chrom-Metasomatose.
3. Die Schwefel-Kohlenstoff-Metasomatose.

Die Einwirkung der Metasomatose auf den superkrustalen Amphibolit läßt sich durch die Anal. 5—8 verfolgen.

In der ersten Stufe (Anal. 5) sieht man makroskopisch, daß die dunkelgrünen Hornblenden des dichten Amphibolits allmählich größer und schwärzer (zuletzt pechschwarz) werden. Die Grundmasse des Gesteins besteht aus Feldspat; in geringerer Menge finden sich Biotit, Klinozoisit, Epidot, Hornblende.

In der zweiten Stufe (siehe Anal. 6) verschwinden die oben erwähnten schwarzen Hornblenden, und statt ihrer treten kleine Körnchen von Magnetkies auf. Die Grundmasse des Gesteins besteht hauptsächlich aus tremolitischem Amphibol und Plagioklas, daneben ein wenig Magnesia-glimmer und Klinozoisit.

In der dritten Umwandlungsstufe (Anal. 6 und 7) setzt eine allmähliche Sericitisierung des Gesteins ein.

Auch die Umwandlung der Leptite, der Metagabbros und der intrusiven Amphibolite werden besprochen, jedoch ohne Analysenmaterial.

Die oben erörterten umgewandelten Gesteine schließen regelmäßig Anhäufungen von Kiesmassen in sich ein. Ansehnlichere Kiesmassen wurden im ganzen an 8 verschiedenen Stellen gefunden. Die Hauptlagerstätte ist aber Otravaara, wo die „linealförmige“ Erzmasse hauptsächlich aus sehr feinkörnigem Schwefelkies besteht (Anal. 8).

Über das Mineral Borgströmit wird an anderer Stelle referiert<sup>1</sup>.

	1.	2.	3.	4.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	52,18	47,29	38,89	48,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17,42	17,82	3,95	13,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,79	1,31	3,76	2,10
Fe O . . . . .	6,59	8,22	9,27	9,45
Ca O . . . . .	8,11	15,08	7,72	10,56
Mg O . . . . .	6,69	6,08	25,90	10,42
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,39	2,11	0,75	2,35
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,82	0,53	0,27	1,28
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	0,70	0,30	3,28	0,86
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,60	0,92	5,78	1,06
Fe <sub>7</sub> S <sub>8</sub> . . . . .	—	—	—	—
Summe . . . . .	99,29	99,66	99,57	99,99

<sup>1</sup> Ds. Jb. 1928. 1-

	5.	6.	7.	8.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	59,18	52,60	55,23	14,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	18,96	25,21	25,46	4,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,72	0,51	0,69	—
Fe O . . . . .	3,29	0,49	0,31	—
Ca O . . . . .	4,76	5,57	3,02	0,38
Mg O . . . . .	1,61	1,19	1,10	0,36
Na <sub>2</sub> O . . . . .	8,47	4,94	3,62	—
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,61	2,34	5,86	—
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	0,03	2,00	0,42	—
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,83	0,85	1,26	—
Fe <sub>7</sub> S <sub>8</sub> . . . . .	—	4,45	2,80	80,27 <sup>1</sup>
Summe . . . . .	99,46	99,94	99,75	99,77 <sup>2</sup>

1. Intrusiver Amphibolit, 230 m SSE vom Hauptbruch, Otravaara.
2. Klinozoisitamphibolit, 200 m N vom Hauptbruch, Otravaara.
3. Tremolitserpentingestein von Kontiovaara.
4. Suprakrustaler Amphibolit von Huurinainen.
5. Metasomatisch veränderter Amphibolit in der ersten Umwandlungsstufe.
6. Metasomatisch veränderter Amphibolit in der dritten Umwandlungsstufe mit sericitisiertem Tremolit und Feldspat.
7. Sericitschiefer.
8. Kies von Otravaara (technische Analyse). **Scheumann.**

### Rußland.

Fersman, A. E.: Die Mineralien der Chibina- und Lujavr-Tundren auf der Halbinsel Kola. (Dies. Jb. Beil.-Bd. LV. Abt. A. 36—46. Mit Taf. I.)

**H. Kostyleva:** Compte rendu des travaux aux Monts Chibines en été 1926. (C. R. de l'Acad. des Sc. de l'URSS. 1926. VI. 3—4. Russisch.)

Kurzer Bericht über Forschungen hauptsächlich in der westlichen Kontaktzone der kleinen Mannepahka bei der Station Imandra (Ägirin-Sphen-haltige Adern und Nester in Khibinit, Ägirin-Ramsayitausscheidungen in demselben Gestein, Eukolith-Loparitbildungen, Neptunitgänge mit Analcim, Albit, Elpidit usw.). **Peter Tschirwinsky.**

**A. Labuncov (A. Labountzov):** Compte rendu de l'expédition aux Monts Chibines en été 1926. (C. R. de l'Acad. des Sc. de l'URSS. 1927. No. 5—8. Russisch.)

Kurzer Bericht über gangartige Lager des Apatit-Nephelin-Gesteins auf Raswumtschorr, zwischen diesen und Lowtschorr und zwischen südlichen Ausläufern auf Kukiswumtschorr. Diese Gänge sind mächtig entwickelt (z. B. an erster Stelle bis 370 m lang und etwa 200 m mächtig) und können praktischen Wert haben. Verf. hat für Proben 160 kg Apatit beschafft.

<sup>1</sup> Fe = 38,83 und S = 41,44. <sup>2</sup> Mit Cu = 0,015, P<sub>2</sub> O<sub>5</sub> = 0,016, As = 0,00.

Das Gestein enthält z. B. 50—60 % Apatit, 35—45% Nephelin und etwa 5 % andere Mineralien (Titanomagnetit, Sphen, Ägrin oder Hornblende). Über die Verteilung dieser Mineralien wird auch berichtet.

Peter Tschirwinsky.

H. Sigg: Quelques roches et minéraux de la Sysserskaya-Datcha dans l'Oural. (Bull. Soc. Vaudoise Sc. nat. 52. 1918. 161—181.)

Der Arbeit sind folgende Analysen entnommen:

	1.	2.	3.	4.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	96,43	76,42	76,67	29,82
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	—	4,25	13,96	2,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,05	6,84	1,84	0,84
Fe O . . . . .	—	3,71	Spur	4,80
Mn O . . . . .	Spur	0,02	—	—
Ca O . . . . .	id.	1,90	3,25	3,40
Mg O . . . . .	1,08	2,91	Spur	31,67
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,59	1,02	1,39	2,41
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,01	2,10	2,90	1,07
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,42	1,77	0,88	23,65
Summe . . . . .	100,58	100,94	100,89	100,09

1. Quarzitschiefer, östlich Dorf Polewskoi.
2. Quarzglimmerschiefer, chloritoidführend, nördlich Dorf Kassoie-Brod.
3. Quarzglimmerschiefer, südlich Dorf Kassoie-Brod.
4. Thermophyllit, radialstrahlig. Mündung der Syssersk in den gleichnamigen See.

	5.	6.	7.	8.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	67,95	68,70	47,33	49,35
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	0,09	1,03	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	18,09	—	30,80	28,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,46	25,20	1,02	6,28
Fe O . . . . .	2,00	—	4,31	2,00
Mn O . . . . .	Spur	Spur	—	Spur
Ca O . . . . .	1,70	0,12	0,45	0,03
Mg O . . . . .	1,89	0,36	1,36	1,12
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,71	—	8,62	9,48
Na <sub>2</sub> O . . . . .	5,43	—	1,87	Spur
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,47	5,24	4,37	4,27
Summe . . . . .	100,79	100,65	100,13	100,53

5. Krokidolithgranit, östlich Dorf Kassoie-Brod.
6. Limonitquarzit, Diegtiarsky; die Analyse ergab außerdem noch 0,33 % Schwefel.

7. Muscovit aus Pegmatit. Die optischen Daten sind:  $n_\gamma = 1,5976$ ;  
 $n_\beta = 1,5936$ ;  $n_\alpha = 1,5574$ ;  $n_\gamma - n_\alpha = 0,0402$ ;  $n_\gamma - n_\beta = 0,0040$ ;  
 $n_\beta - n_\alpha = 0,0362$ ;  $2V$  (berechnet) =  $36^\circ 47'$ .
8. Muscovit aus Pegmatit. **M. Reinhard.**

**L. Duparc et A. Mabut:** Sur les roches vertes de la Syssertsckaya-Datcha (Ural du Sud). (C. R. Soc. phys. et hist. nat. Genève. **37.** 1920. 42—47.)

Verff. geben 6 Analysen von Grünsteinen und eine kurze petrographische Beschreibung der Gesteinstypen. **M. Reinhard.**

**N. Smirnof:** Les granits de Tschéliabinsk (Ural du Sud) et leurs modes de différenciation. (Archives Sc. phys. et hist. nat. Genève. **43.** 1917. 317—331 et 402—416.)

Der Arbeit sind folgende Analysen entnommen:

	1.	2.	3.	4.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	73,46	64,44	63,27	76,52
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	0,20	—	—	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	11,82	19,17	19,05	11,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,47	1,15	1,08	1,25
Fe O . . . . .	0,73	—	—	0,60
Ca O . . . . .	1,95	0,58	1,86	0,87
Mg O . . . . .	1,58	0,61	1,26	2,02
K <sub>2</sub> O . . . . .	4,12	12,44	10,07	2,18
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,43	1,62	2,32	4,68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,29	—	—	0,01
Glühverlust . . .	0,46	0,62	0,75	0,30
Summe . . . . .	100,51	100,63	99,66	100,43
Spez. Gew. . . . .	2,67	—	—	2,667

	5.	6.	7.	8.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	58,22	53,15	70,90	74,18
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	1,38	1,01	0,24	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	19,26	14,47	15,01	15,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,66	3,25	0,80	0,60
Fe O . . . . .	3,84	5,18	1,86	0,35
Ca O . . . . .	4,98	11,79	2,46	1,52
Mg O . . . . .	2,65	4,29	1,92	0,94
K <sub>2</sub> O . . . . .	4,17	2,30	2,91	2,90
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,68	3,75	3,90	3,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	1,27	0,12	0,16	—
Glühverlust . . .	0,70	1,17	0,48	0,51
Summe . . . . .	100,81	100,48	100,64	99,65
Spez. Gew. . . . .	2,72	2,845	2,71	2,667

	9.	10.	11.	12.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	64,57	43,15	68,59	54,99
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	—	—	0,18	1,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	19,92	31,45	16,29	26,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	—	8,10	0,88	—
Fe O . . . . .	—	—	1,97	3,57
Ca O . . . . .	0,82	0,89	1,23	4,58
Mg O . . . . .	0,99	1,66	1,99	0,51
K <sub>2</sub> O . . . . .	9,41	5,74	2,73	5,52
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,14	3,40	4,90	3,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	—	0,22	0,80
Glühverlust . . .	0,48	6,12	0,82	2,35
Summe . . . . .	100,33	100,51	99,80	99,25
Spez. Gew. . . . .	2,554	—	2,67	2,72

1. Glimmerfreier Oligoklas-Mikroklingranit. 2. und 3. Mikroklin aus Gestein 1. 4. Zweiglimmergranit. 5. Basische, titanitreiche Fazies des Granites. 6. Hornblendegranit. 7. Biotitreicher Granitporphyr. 8. Aplit. 9. Mikroklin aus Pegmatit, Auslöschung auf 001 = 16°. 10. Glimmer aus Pegmatit; optische Daten:  $n_\gamma = 1,617$ ;  $n_\beta = 1,608$ ;  $n_\alpha = 1,567$ ;  $n_\gamma - n_\alpha = 0,050$ ;  $n_\gamma - n_\beta = 0,009$ ;  $n_\beta - n_\alpha = 0,041$ ;  $2 V_{n_\alpha} = 39^\circ 14'$ . 11. Wenig schieferiger Granitporphyr. 12. Uralitporphyr. **M. Reinhard.**

**J. Frelwald:** Le gisement de mica du voisinage du village Andréevka, région d'Andréevka de l'arrondissement de Marioupol. (Botschafter des Geol. Kom. 1927. No. 5. Leningrad 1927. 19—21. Russisch.)

Glimmerhaltig sind Pegmatitgranite und Glimmerschiefer. Pegmatite führen Feldspat, Quarz, Muscovit, schwarzen Turmalin (meist 5—6 cm lang) und Granat. Bergbrechender Glimmer aus einem Schurf im Salband des Pegmatits zeigt folgende Oberflächengröße:

von 1—3 Quadratzoll . . . . .	56,7 %
„ 3—6 „ . . . . .	32,3
„ 6—10 „ . . . . .	11

Dicke einzelner Kristalle bis 20 cm. Die Glimmerschiefer sind auch abbauwürdig. Sie wechsellagern mit Amphibolschiefern und Amphiboliten in einer Mächtigkeit bis zu 3—4 m. **Peter Tschlrwinsky.**

**N. Lestschenko:** Notiz über die Umwandlung von Graniten der Ukraine. (Scientific Magazine of the Geological Cathedral of Dnepropetrovsk. 1927. 211—222. Mit 3 Fig. Ukrainisch. [Mit deutschem Auszug. 210—222.])

Dünne, weiße oder graue Häutchen in den Granitgneisfelsen und deren Halden von Ekaterinoslaw (jetzt Dnepropetrowsk), in der Nähe von Kremenchug und in Wolhynien (Gorodnitza, Goliwka und Winnitza) bestehen

aus  $\beta$ -Palygorskit und Opal, denen Limonit und sehr wenig Pyrolusit beigemischt sind. Analysen vom Verf.:

	I.	Ia.	II.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	51,91	54,98	53,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	11,80	12,55	13,15
Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	—	—	ca. 0,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,74	—	1,54
Fe O . . . . .	1,93	1,98	3,15
Ca O . . . . .	0,35	0,35	0,24
Mg O . . . . .	7,64	8,15	8,10
H <sub>2</sub> O — . . . . .	8,58	9,13	8,73
H <sub>2</sub> O + . . . . .	12,00	12,76	10,89
	96,95	100,00	99,61

I.  $\beta$ -Palygorskit, Ekaterinoslaw; Mittel aus 5 Analysen.

Ia. Dasselbe auf 100 umgerechnet. Daraus Formel: 1,79 Mg O, 0,94 Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub>, 7 Si O<sub>2</sub>, 3,89 H<sub>2</sub> O, 5,09 H<sub>2</sub> O oder etwa H<sub>18</sub> Al<sub>2</sub> Mg<sub>2</sub> Si<sub>7</sub> O<sub>28</sub>.

II.  $\beta$ -Palygorskit, Goliwka. Formel: 1,95 Mg O, 1 Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub>, 6,97 Si O<sub>2</sub>, 3,79 H<sub>2</sub> O, 4,73 H<sub>2</sub> O oder wieder etwa H<sub>18</sub> Mg<sub>2</sub> Al<sub>2</sub> Si<sub>7</sub> O<sub>28</sub>.

Zwei Figuren veranschaulichen die Palygorskithäutchen makroskopisch (Fig. 1 u. 3) und mikroskopisch (Fig. 2).

Verf. bespricht die Entstehungsmöglichkeit dieses Palygorskits; kurze Literaturliste. **Peter Tschirwinsky.**

**W. W. Weber** und **A. N. Geißler**: Ein Fund vulkanischer Asche in der produktiven Serie der Halbinsel Apscheron. (Botsch. des Geol. Kom. 1925. Nr. 4. Leningrad 1926. 14—15. Russisch.)

Die vulkanischen Ascheneinlagerungen auf der Apscheron-Halbinsel wurden bisher stratigraphisch höher gesetzt (Aktshagyl- und Apscheron-Stufe). Verf. erwähnten dünne Lagen (15—30 cm) der weißen Asche aus den produktiven (= ölführenden) Schichten (225—235 m unter Hangendem dieses Komplexes). Sie liegt tiefer als die Aktshagyl-Stufe. Es ist zumeist eine Anhäufung von farblosen Bimssteinsplittern (bis 75 %) von 0,01 bis 0,30 mm; außerdem sind Quarz- und Plagioklaskörner, Täfelchen von Biotit, sowie Hornblende und sehr selten Augit vorhanden, so daß eine Asche dacitliparitischer Natur vorliegt. (Vgl. z. B. bei Ref. Zeitschr. f. Vulkanologie. 1. Berlin. 95—96.) **Peter Tschirwinsky.**

# Lagerstättenlehre.

## Sedimentäre Lagerstätten.

### Salz.

**I. P. Tolmatschew:** Der Steinsalzberg im nördlichen Sibirien. (Mineral Resources and their Technology. Moscow 1927. No. 5/6. 345—348. Russisch.)

Verf. beschreibt einen 87 m hohen Salzdom (salt dome), den er 1905 im nördlichen Sibirien zwischen Fl. Chatanga und Anabara unter 74° nördl. Breite als erster Geologe besuchte. Er meint jetzt, daß dieser Salzstock aus der Tiefe aus Silurschichten bei tektonischen Vorgängen aufgepreßt sei, wie dies in letzter Zeit für andere Salzdoms vielfach angenommen wurde.

**Peter Tschirwinsky.**

**N. Kurnakov:** Le gisement des sels de potassium à Solikamsk. (C. R. de l'Acad. des Sc. de l'URSS. 1926. 21—23. Russ.)

Bohrungs-Journal eines Bohrloches 1925 in Solikamsk, Gouvernement Perm, aus der Tiefe von 83—122 m, wo neben Steinsalz und Gips auch dicke Schichten von rotem Sylvinit angetroffen wurden. Die Lagerstätte hat hohen wissenschaftlichen und praktischen Wert.

**Peter Tschirwinsky.**

**N. A. Shadlun:** Deposits of Kali at Solikamsk. (Mineral Resources and their Technology. Moscow 1926. No. 10/11. 774—793. Mit 3 Kart. u. 1 Schema. Russisch.)

Diese Lagerstätte ist durch Bohrungen noch nicht völlig überprüft. Man kann aber schon jetzt sagen, daß sie sehr wichtig werden wird. Die produktive Zone zeigt etwa 100—120 m Mächtigkeit und enthält:

	Totalmächtigkeit der Schichten in m	% KCl	% K <sub>2</sub> O
Karnallitschichten . . .	30,09	18,48	11,66
Sylviniteschichten . . .	18,36	24,47	15,44
Total . . . . .	48,45	Im Durchschnitt 20,75 %	13,10 %

Nur die Schichten, die nicht dünner als 0,6—0,7 m sind, wurden berücksichtigt. Es sind aber solche von 3—9,5 m vorhanden. Sulfate fehlen. Kalisalzlager liegen auf Steinsalz in noch unbekannter, aber über 130 m Mächtigkeit. Das Hangende der Kalisalze bilden hauptsächlich Tongesteine (etwa 100 m). Die Karnallitzzone liegt oben, die Sylvinitzone unten. Verf. bespricht die Genesis der Lagerstätte und vergleicht sie mit solchen Deutschlands. Er beschreibt die Bergarbeiten und erörtert die Frage vom Standpunkt der russischen Landwirtschaft und des ausländischen Exports aus. Die beiliegenden Kärtchen veranschaulichen seine Abhandlung. (Vgl. dies. Jahrb. 1927. 1. Ref. p. 192.)

**Peter Tschirwinsky.**

**V. Silbermlnz and E. Kopchenova:** On the chemical composition of rock salt of Donetzky Bassin. (Mineral Resources and their Technology. 1926. No. 12. 853—857. Russisch.)

In der Bachmutmulde des Donetzbeckens bildet das Steinsalz in 80 bis 100 m Tiefe 8 Schichten, deren mächtigste (40 m dick) als dritte von oben erscheint. Diese sog. Brianzew-Schicht zeigt Jahresringe aus Schlamm und Anhydrit [falsch bestimmt als Gips, wie dies nach N. N. JAKOWLEW auch die Verf. meinen, Ref.]. Die 10 chemischen Analysen (Anal. von Studentin E. W. KOPTSCHENOWA) beziehen sich auf Proben (je 1—2 kg schwer) aus dieser Schicht. Der Mittelwert von 5 Analysen, die nach der Tiefe verteilt sind, ist folgender:

Na Cl . . . . .	97,53
Ca S O <sub>4</sub> . . . . .	1,28
Ca Cl <sub>2</sub> . . . . .	0,14
Mg Cl <sub>2</sub> . . . . .	0,19
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,48
Unlöslich in 2 % H Cl . . . . .	0,08
	<hr/>
	99,70
Unlöslich in H <sub>2</sub> O . . . . .	0,30

**Peter Tschirwinsky.**

**A. Guérassimov:** Calcaires salpêtrifères turoniens dans les bassins de la Koubane, de la Kouma et de la Malka (Caucase du Nord). (Matériaux pour la géologie générale et appliquée. Livr. 45. Petersbourg 1922. 1—69. Avec 5 planches et 12 fig. Russisch.)

Nach Literaturangaben über Salpeter in Kalksteinen bei Kislowodsk bespricht Verf. dann seine Feld- und Laboratoriumsuntersuchungen. Besonders wurden kreideähnliche Turonkalksteine (7—8 m mächtig) verfolgt, welche schwarze Albentone bedecken. Diese Kalke sind reich an Styolithbildungen, die sich meistens in 3 sehr dünnen Zwischenlagen der grünlich-braunen Mergel zeigen. Sie liegen flach (Fallen etwa 4—5°). Spalten sind mit Calcit erfüllt. Vier Analysen (p. 16) zeigen, daß diese Kalksteine sehr rein sind und nur kleine Mengen von Mg C O<sub>3</sub> führen (z. B. 94,26 % Ca C O<sub>3</sub> und 0,50 % Mg C O<sub>3</sub>, 95,42 % Ca C O<sub>3</sub> und 0,65 % Mg C O<sub>3</sub> usw.). U. d. M.

Foraminiferenreste, sowie Bruchstücke der Brachiopodenschalen, Seeigel und anderes, weiter Quarz, Glaukonit, Gips, Muscovit, Kohlesubstanz und Limonit, der auf Kosten des Pyrits entstanden ist (Mikroph. Taf. IV). Anflüge und Krusten auf diesen Kalksteinen bestehen aus mehrlartigem Calcit und Kalisalpet. Wässriger Auszug gibt (Anal. B. KARPOW):

Ca O . . . . .	3,50	Entsprechend	
K <sub>2</sub> O . . . . .	43,80	Ca S O <sub>4</sub> . . . . .	8,50
S O <sub>2</sub> . . . . .	12,20	K <sub>2</sub> S O <sub>4</sub> . . . . .	15,68
N <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	40,68	K N O <sub>3</sub> . . . . .	75,70
Cl . . . . .	Spuren	Summe . . . . .	99,88
Summe . . . . .	100,18		

Nach Analysen von KARSTENS erwiesen sich alle Proben dieser Kalksteine als K N O<sub>3</sub>-haltig. Grenzwerte 0,002 % und 1,4 %, meist aber 0,01 bis 0,06 % (p. 21). Im Durchschnitt für 39 Proben 0,264 %. Verf. beschreibt systematisch die Aufschlüsse dieser Kalksteine an den Flüssen Belaja, Kuban und Podkumok und gibt verschiedene Analysen.

**Peter Tschirwinsky.**

### Kohle.

**W. N. Tschirwinsky:** Braunkohle der Ukraine. (Verh. des I. Allukrainischen Kongresses für Kenntnis der produktiven Kräfte der Ukraine. 1926. 88—122. Mit 17 Fig. und 3 Karten. Russisch.)

Braunkohlenindustrie existierte in der Ukraine von 1860—1895 und wurde während der Revolution wieder aufgenommen, in welcher Zeit neue Aufschlußarbeiten gemacht wurden, an denen Verf. teilnahm. Alle Braunkohlenlagerstätten und Fundorte (Karte 1) der Ukraine, ihre Geologie und, wenn bekannt, die Vorräte und praktische Bedeutung werden besprochen. Analysen der Kohlen und Literatur sind beigelegt. Für die besser bekannten Lagerstätten (Gouv. Kijew, Kherson und Ekaterinoslaw) ist der mögliche Braunkohlenvorrat etwa 26 Millionen Tonnen. Die Kohlen treten in verschiedenen Abarten auf und sind von verschiedenem Gefüge (erdig, dicht, sandig, torfähnlich, Lignit). Lagerungsformen: Flötze, schichtenartige Lager und Nester. Alter untertertiär (paläogen). Die Braunkohlen der Ukraine sind nach dem Verf. noch zu wenig untersucht; hoffentlich werden noch viele in der Zukunft entdeckt.

**Peter Tschirwinsky.**

### Erdöl.

**Peter Tschirwinsky:** Übersicht der wichtigsten Hypothesen über den Ursprung des Erdöls. (Azerbaidschansche Erdölwirtschaft. Baku. März 1925. 35—50. Russisch.)

Diese Übersicht betont zunächst die Notwendigkeit, inniger die chemischen und geologischen Arbeiten (Naphthageologie) miteinander zu verbinden, als es bis jetzt der Fall gewesen ist. Die reine Chemie der Bitumina fordert für sich noch weitere Schritte.

Das Erdöl stellt ein flüssiges Gestein dar, in dem paragenetisch verwandte Kohlenwasserstoffe komplizierte homologe Reihen bilden, die nach dem Gesetz der Komplikation (Harmonie) von VICTOR GOLDSCHMIDT gefaßt sein können (vgl. dies Jahrb. 1912. I. p. 1). Von diesen Reihen können im Erdöl homologe, isomere und polymere verstanden sein (vgl. chemische Elemente in paragenetischen Familien, z. B. in Gesteinen und besonders in Eisenmeteoriten). Die Kohlenstoffe, wie die chemischen Elemente, können im periodischen System gruppiert sein (darüber im Buch von N. A. MOROZOW, Periodische Systeme der Materie, Moskau 1907). Jede Reihe hat hier 8 Glieder, wie auch im periodischen System der chemischen Elemente. Jedes weiterstehende Glied zeigt das Molekulargewicht, das nach homologer Differenz größer ist, als das des vorigen. Wie im periodischen System der Elemente, wenn wir nicht Atomgewichte, sondern die entsprechenden Atomnummern in Betracht ziehen, umfaßt hier die „symmetrische Dur-Akkord“-Reihe:

$$0 \frac{1}{2} 1 3 \infty$$

$$0 \frac{1}{2} 1 3 \infty$$

(dies paßt auch für die Reihe: Lithium, Beryllium, Bor, Kohlenstoff, Stickstoff, Sauerstoff, Fluor, Neon, Natrium). Ein Chemiker muß bei seiner Untersuchung nicht nur die einzelnen Glieder der Kohlenstoffe im Erdöl feststellen, sondern auch ihre Rolle quantitativ schätzen können, wie dies die Mineralogen für isomorphe Bestandteile machen. Wie in isomorphen Mischungen nur einzelne Glieder vorwalten, so auch bei den Erdölen, die sich hauptsächlich auf die Methan- oder Naphthareihen beziehen. Bei künstlicher Darstellung von Kohlenstoffgemengen muß darauf geachtet werden, nur nach verschiedenen Methoden die Bildungsverhältnisse einzelner Glieder zu studieren. Analyse und Synthese des Erdöls sind auch analog der Genesis der chemischen Elemente wichtig.

Nach diesen allgemeinen Betrachtungen werden die Haupthypothesen der Erdölentstehung zusammen mit dem entsprechenden experimentellen und geologischen Tatsachenmaterial folgendermaßen erörtert: I. Kosmischer Ursprung. II. Terrestrischer Ursprung: A. Unorganischer Ursprung, B. Organischer Ursprung, a) aus Tieren, b) aus Pflanzen, c) aus Tieren und Pflanzen. Organischer Ursprung ist nach dem Verf. für alle industriell ausgebeuteten Lagerstätten am wahrscheinlichsten. Wörtlich angeführt wird das interessante Gedicht von N. A. MOROZOW „Beim Licht der Lampe“, in welchem die organische Hypothese über den Ursprung des Erdöls auseinandergesetzt wird. Die Abstammung des Erdöls aus pflanzlichen Resten hat sich der berühmte russische Dichter und Gelehrte MICHAEL LOMONOSSOW („Metallurgie“, Petersburg 1763, p. 375) folgendermaßen vorgestellt: „Bei der Umwandlung des Torfes in Braun- und Steinkohlen durch unterirdische Hitze destilliert braune und schwarze Ölmaterie ab, die sich in trockenen oder wasserhaltigen Höhlungen sammelt; so entstehen Erdöl, Judenpech, Gagat und ähnliche Substanzen, die, obgleich nach ihrer Reinheit verschieden, doch gleichen Ursprung haben. Aus Versuchen ist bekannt, daß, wenn solche Substanzen stark erhitzt sind, das destillierte Öl schwarz und zäh ist; die Destillate sind bei niedrigeren Temperaturen leicht und durchsichtig.“

Dieser Absatz scheint z. T. auch wörtlich von J. R. SPIELMANN im Jahre 1774 wiederholt, nicht aber als erster solcher Art selbständig ausgesprochen zu sein, wie WALDEN (Chem. Zeitung, 1906, p. 1170) und nach ihm H. HÖFER (Das Erdöl, 1922, p. 255) meinen.

Peter Tschirwinsky.

## Magmatische Lagerstätten.

**A. Zavaritsky:** Sur la classification des gites métallifères magmatiques. (Bull. du Com. Géol. 45. 1926. No. 2. 67—80. Russisch mit Rés. in franz. Sprache. 79—80.)

Verf. unterscheidet unter den magmatischen Lagerstätten (liquidmagmatische Lagerstätten im Sinne von P. NIGGLI und H. SCHNEIDERHÖHN) zwei Hauptgruppen: eine durch Kristallisationsdifferentiation und eine zweite durch Liquefaktionsprozesse gebildete. Weitere Einteilungen sind folgendermaßen darstellbar:

A. Erste Gruppe: 1. Akkumulative Bildungen (z. T. Chromitlagerstätte in Duniten, wobei Kristallisation früh eintritt). 2. Fusive Bildungen (z. B. titanomagnetische spätere Ausscheidungen und Schlieren in Gabbrogesteinen).

B. Zweite Gruppe: 1. Eigentliche Liquefaktionslagerstätten (Beispiele: magmatische Pyrrhotinlagerstätten und Magnetitlagerstätten; es handelt sich hier schon um echte Erzmagmen). 2. Syntektische Liquefaktionsbildungen, meist Spaltungsprodukte, selten Schlieren. (Beispiele: Berge Blagodat und Wysokaja im Ural, Kirunavaara in Schweden.)

Die Gruppen A und B sind auch von H. SCHNEIDERHÖHN angenommen, er hat aber keine weitere Einteilungen gegeben. Es sei noch etwas über die Vorstellungen des Verf.'s über die Erzbildung und ihre Struktur in Blagodat und Wysokaja gesagt.

Im Blagodat haben wir wirkliche Erzmassen vor uns (Magnetitmassen), die Kalifeldspatkristalle, sowie Bruchstücke der metamorphisierten Tuffe, der Syenitporphyre und — besonders wichtig — Kalksteinblöcke, welche marmorisiert und mit einem Kranz von kontaktmetamorphischen Mineralien besetzt sind (W. M. DERVIES), eingeschlossen führen. Dieses Erzmagma ist etwas später erstarrt als die umgebenden Syenitporphyre. Das Erzmagma hat seine Kontaktwirkung auf der Nordseite der Lagerstätte gezeigt (Silikat-hornfelse). Am Berg Wysokaja ist dies noch typischer ausgeprägt. Die Magnetitausscheidung führt Verf. aber auf eine Einwirkung flüchtiger [? Ref.] Eisenverbindungen des Magmas auf Kalksteine zurück. Dann tritt schon Liquefaktion und Trennung im Erzmagma und Silikatmagma ein.

Peter Tschirwinsky.

**A. Zavaritsky:** Matériaux pour l'étude des régions aurifères de l'Ural. I. La région aurifère de Togouzak. II. La région aurifère de Goumbekka. (Comité Géol. Matériaux pour Géologie générale et appliquée. Livr. 16. Leningrad 1926. 1—139 p. Mit 2 Kart. Russisch mit Rés. in franz. Sprache. 138—139.)

Das Gebiet liegt im südlichen Ural am östlichen Abhang des Uralgebirges im O des Flusses Ural, im Bassin des Flusses Gumbeika und 3 Togusaki. Verf. beschreibt den geologischen Bau, die primäre Goldlagerstätte und seine Seifen, von welchen nur die primäre Lagerstätte besonders interessiert. In der Umgebung der Dörfer Trebia und Nawarinsky ähneln die Gänge denen bei Beresowsk. Es sind Quarzgänge in Graniten, Granodioriten oder Porphyren. Sie führen Pyrit und Chalkopyrit. Saure Eruptivgesteine sind beresitisiert, basische in Listwenit umgewandelt. Feldspat tritt zuweilen in Quarzgängen auf, manchmal auch Scheelit. Die primäre Lagerstätte im östlichen Teil der Gumbeika ist in zwei Gruppen einzuteilen: Pyritführende Quarzgänge in metamorphen Schiefen (auch im Togusak-Gebiet) von geringem praktischem Wert und talk- bzw. chrysothilasbestführende, gangartige Bildungen in Serpentinmassiven. Goldseifen haben postpliocänes bzw. rezentes Alter.

**Peter Tschirwinsky.**

**A. Melster:** Nouvelles données sur l'extension des gisements aurifères des steppes Kirghizes. (Botschafter des Geol. Komitets. 1927. No. 2. 11—12. Beil. z. Bull. du Comité Géologique. Léningrad 1927. 46. Russisch.)

Goldlagerstätten waren bis vor kurzem in der Kirgisensteppe nur aus zwei Gebieten bekannt: Kalbinsky-Bergkette im Gouv. Semipalatinsk und im Koktschetawsky-Distrikt, Gouv. Akmolinsky. Primäres Gold in polymetallischen Erzen ist noch bekannt aus der Alexandrowsky-Grube im Baian-Tal.

Verf. weist nun auf zwei goldhaltige Quarzgänge hin (einer davon 1,3 m mächtig und auf 1 km verfolgbare), die cambrische Schiefer des nördlichen Abhangs der Tschingis-Kette durchsetzen. Eine Probe des Quarzes war goldfrei, eine zweite zeigte 3,68 Dolja auf 100 Pud und 0,00060 % Ag, eine dritte 3,68 Dolja Au und 0,00081 % Ag. Oberflächlich ergaben sich 19,66 Dolja Au auf 100 Pud und 0,00160 % Ag.

**Peter Tschirwinsky.**

**V. J. Serpoukhov:** Résultats principaux des travaux de prospection et de recherches minières dans la région de l'Aldan en 1926. (Botschafter des Geologischen Komitets. 1927. No. 1. 12. Beil. z. Bull. du Comité Géologique. Léningrad 1927. 46. Russisch.)

Kurze Angaben über Prüfung der neu entdeckten Goldseifen im Bassin des Flusses Aldan in Sibirien. Das Gold stammt aus Pegmatiten, Quarz und Gneisen (Stücke von Gneisen und Pegmatiten mit eingesprengtem sichtbarem Gold wurden gefunden).

**Peter Tschirwinsky.**

**W. G. Orlowsky:** The primary gold-deposits of North Caucasus. (Mineral Resources and their Technology. Jahrg. 1. Moscow 1926. No. 9. 659—662. Russisch.)

Das Gold wurde qualitativ nachgewiesen in Pb-Zn-Erzen aus Ardon und den Uruchschluchten auf der Cholst-, Zimi- und Khod-Grube. In der

Smedichoch-Grube (Pyrrhotin, Zinkblende, auch untergeordnet Kupferkies und Arsenkies) ist Gold in kleiner Menge vorhanden. Kupferkies bei Kolo-tekan, sowie Erzstufen aus Pb S, Fe S und Arsenkies bei der Ortsstelle St. Nikolai in der Kassarschlucht erwiesen sich auch goldführend. In der Songutidon-Schlucht bildet Arsenkies mit Fe S<sub>2</sub> und Cu Fe S<sub>2</sub> schmale Gänge. Hier sind auch anzutreffen Apatit, Scheelit, Wismutglanz, Molybdänit und im Nachbargestein Turmalin. Arsenkiesstufen ergaben 15 g Gold auf 1 Tonne geschätzt (Berg Choranta-Choch). Das Gold ist hier niemals frei gefunden worden, sondern stets chemisch gebunden. **Peter Tschirwinsky.**

**N. Vysockij:** Ural and Siberia Platinum fields. (The Geology and World distribution of Platinum. Part IV. KEPS. Leningrad 1925. p. 347—692. Mit 23 Fig. Russisch.)

Der vorliegende Teil IV bespricht eingehend Geologie, Petrographie, Ausbeute usw. der Platinlagerstätten des Urals. Die existierende Literatur ist gut ausgenutzt. Ziemlich viele Beobachtungen, neue Analysen der Gesteine und des Platins selbst werden gegeben. Die Figuren stellen fast ausschließlich geologische Karten dar, die den Wert des Buches erhöhen.

Alle Platin-, sowie Gold-Platin-Seifen des Urals sind an einen N—S-Streifen der Gabbro-Pyroxenit-Dunitformation gebunden. Diese Streifen laufen untereinander parallel. Von besonderem praktischem Wert ist der westlichste Streifen, der bei etwa 10—30 Werst Breite längs seinem Kontakt mit metamorphosierten Unterdevonablagerungen auf mehr als 500 Werst im Ural von N nach S zu verfolgen ist. Dieser Streifen der basischsten Gesteine stellt aller Wahrscheinlichkeit nach einen kolossalen Horst hercynischer Faltung dar (Mitte oder Ende der Carbonperiode).

Die Beschreibung der einzelnen Lagerstätten ist im Referat unmöglich.

**Peter Tschirwinsky.**

**A. Zavaritsky:** 1. Le mont Magnitnaïa et ses gisements de fer. Livr. I. Texte. Partie 1. Pétersbourg 1922. (Mémoires du Comité Géologique. Nouvelle série. Livr. 122. 280 p. Mit 38 Fig. und 4 Karten. Russisch.)

2. Livr. II. Atlas. Pétersbourg 1922. Ibid. (Atlas aus 17 Taf., von denen Taf. 3—18 die Mikrostruktur der Gesteine, 1 und 2 Ansichten und Aufschlüsse wiedergeben. Russisch.)

3. Livr. I. Texte. Partie 2. Petrograd 1923. (Ibid. 281—414. Fig. 39—48. Russisch.)

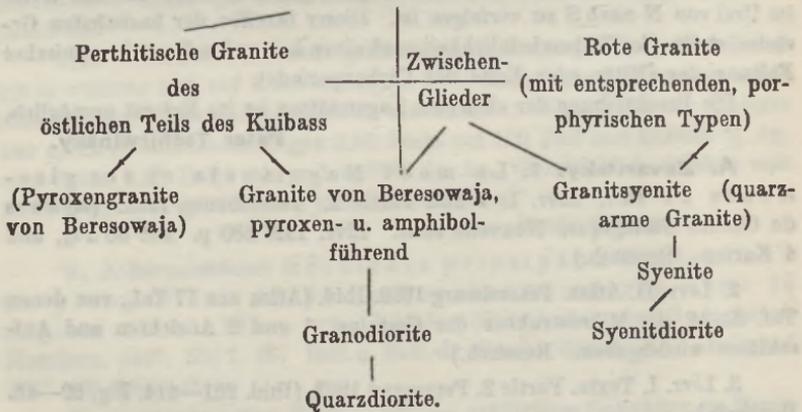
. Livr. I. Texte. Partie 3. Leningrad 1927. (Ibid. 415—695. Fig. 49—59. Russisch mit Résumé in französischer Sprache für das ganze Werk. 675—695.)

Diese ungewöhnlich ausführliche und inhaltreiche Monographie folgt der von J. MOROZEWICZ, „Berg Magnitnaja und seine Umgebung“, 1901 (Ref. dies. Jahrb. 1903. II. 235—240). Der Hauptwert des Werkes liegt in der petrographischen und geologischen Darstellung und der Beschreibung der Eisenerze. Die Mineralien sind eingehend behandelt bei der Gesteinsbeschreibung, sowie auch für sich. Neue chemische Analysen der Gesteine (und der

einzelnen Mineralien) geben uns mit den von J. Morozewicz veröffentlichten ein klares Bild der Geochemie dieser Gegend.

Die Gesteine der Berge Magnitnaja, Kuibass und anderer im südlichen Ural sind zusammengefaßt in verschiedene Abarten von Graniten, Syeniten, Granodioriten, Quarzdioriten und taxitischen Granodioriten. Als Ganggesteine treten auf Pyroxen- oder Uralitdiorite (Dioritporphyrite), Porphyrite und Diabase, Atatschit (Morozewicz), Feldspatolithe, Felsite, Albitophyre (Keratophyre), Mikrogranite, Aplite, Granitporphyre und einige andere. Devonische und carbonische Sedimente werden erwähnt. Die kontaktmetamorphen Umwandlungen der untercarbonischen Kalksteine und Eisenerze werden besonders eingehend behandelt (Skarne mit Granat, Pyroxen, Hornblende, Epidot, Zoisit und Klinozoisit, Chlorit, Glimmer, Vesuvian, Wollastonit, Prehnit, Quarz, Magnetit, Eisenglanz, Pyrit, Calcit, Apatit, Titanit und einige andere; Hornfelse mit Pyroxen-Granat-Hornblende, Vesuvian-Granat-Hornblende, Glimmer-Granat-Hornblende u. a.). Magnetiteisenerze mit Einschlüssen toniger Substanz, quarzige Eisenerze, reine Eisenerze, solche mit Silimanit, Calcit und Kies. Eisenglanz, Hämatit und Brauneisenstein. Genesis der Erze und ihre Vorräte. Die genetischen Verhältnisse im granitischen Komplex ersieht man aus folgendem Schema:

Weißliche Albitgranite vom Berg Atatsch  
(und ihre entsprechenden porphyrischen Typen)



Die Glieder, die ineinander übergehen und nur verwischte Grenzen haben können, sind durch Striche miteinander verbunden. Alle diese granitischen Gesteine bilden einen gemeinsamen geologischen Körper, in welchem man jedoch zwei Hauptrichtungen der Differentiation bemerken kann: Quarzdiorite gegenüber Syeniten. Die Granite und Diorite von den Bergen Magnitnaja und Kuibass zeigen folgende chemische Zusammensetzung:

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	72,23	60,61	68,59	60,45	47,44	44,57	45,88
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	0,63	1,69	0,12	1,50	1,50	—	2,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,76	16,96	17,64	15,17	12,00	13,58	18,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	} 2,60	4,34	1,97	3,66	6,23	12,97	4,84
Fe O . . . . .		2,91	1,42	4,52	3,65	5,43	3,83
Mn O . . . . .	—	—	—	0,18	0,80	0,17	—
Mg O . . . . .	0,29	1,55	Sp.	2,24	5,62	5,17	5,01
Ca O . . . . .	1,15	4,52	0,59	4,78	15,85	11,09	14,77
Na <sub>2</sub> O . . . . .	5,43	3,94	5,20	4,32	3,47	3,81	2,39
K <sub>2</sub> O . . . . .	3,58	2,52	3,65	1,80	1,60	0,97	0,41
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,23	} 0,58	0,97	0,87	2,29	1,96	1,62
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,35						
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	—	—	0,36	—	—	—
Summe . . . . .	100,25	99,61	100,15	99,85	100,45	99,72	99,67

I. Granit, Berg Beresowaja. Anal. N. N. BARABOSCHKIN.

II. Quarzdiorit, Berg Beresowaja. Anal. derselbe.

III. Roter Granit, Kuibass. Anal. A. W. NIKOLAJEW.

IV. Quarzdiorit, Berg Kuibass. Anal. B. G. KARPOW.

V. und VI. Melanokrater Augitdiorit, Berg Beresowaja. Anal. J. MOROZEWICZ.

VII. Basische Schliere im Granodiorit, Berg Beresowaja. Anal. N. N. BARABOSCHKIN.

„Ägirinsyenit“ von MOROZEWICZ ist in Wirklichkeit quarzarmer Albitgranit und führt keinen Ägirin.

	VIII.	IX.	X.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	77,34	71,58	71,76
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	0,45	0,50	0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,83	13,30	12,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	} 1,10	2,38	2,46
Fe O . . . . .		0,60	1,96
Mn O . . . . .	—	0,10	—
Mg O . . . . .	0,17	Sp.	Sp.
Ca O . . . . .	1,11	0,92	Sp.
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,62	5,38	3,46
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,82	4,48	5,49
H <sub>2</sub> O — . . . . .	} 0,62	0,59	0,90
H <sub>2</sub> O + . . . . .		0,06	0,08
	100,09	99,89	99,36

VIII. Felsitischer Quarzporphyr, Berg Beresowaja. Anal. N. N. BARABOSCHKIN.

IX. Quarzporphyr, Berg Magnitnaja. Felsitische Grundmasse. Anal. B. G. KARPOW.

X. Quarzporphyr, Berg Magnitnaja. Poikilitische Grundmasse. Anal. B. G. KARPOW.

	XI.	XII.	XIII.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	61,65	61,88	59,34
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	1,28	1,01	0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14,89	16,34	16,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,87	4,28	3,20
Fe O . . . . .	3,57	2,21	5,21
Mn O . . . . .	—	0,25	—
Mg O . . . . .	2,25	0,73	2,98
Ca O . . . . .	3,59	4,00	3,85
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,50	4,92	4,61
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,85	1,95	1,35
Glühverlust . . . .	2,02	1,40	1,87
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,27	0,35	0,18
	99,74	99,32	99,60

XI und XII stellen die „Porphyre von granodioritischen und syenitischen Bestandteilen“ (Augit-Orthoklasporphyr von MOROZEWICZ) dar, XI vom Berg Baschikowa, XII südlich von Ai-Darly. Anal. B. G. KARPOW. Nach LÖWINSON-LESSING's magmatischen Formeln müssen diese Gesteine zwischen Trachyandesite und Dacite gestellt werden.

XIII. Augitplagioklasporphyr (Andesit). Anal. B. G. KARPOW.

	XIV.	XV.	XVI.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	51,15	51,80	57,30
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	1,80	2,07	1,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16,96	16,91	16,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	7,86	6,85	7,10
Fe O . . . . .	4,02	2,59	1,95
Mn O . . . . .	—	0,08	—
Mg O . . . . .	3,30	3,94	2,18
Ca O . . . . .	6,47	8,10	5,62
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,83	4,29	4,83
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,04	1,07	2,09
Glühverlust . . . .	1,85	1,55	0,98
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,34	0,55	0,38
	99,62	99,80	100,06

XIV., XV. und XVI. Gruppe: „Spilite, aphyrische Porphyrite und Mikroporphyrite.“ Das sind grünlichgraue, fast schwarze einsprenglingsfreie Gesteine. Anal. B. G. KARPOW.

Nach LÖWINSON-LESSING haben

			$\alpha$	R <sub>2</sub> O : R O
XIV. . . . .	1,65 R O R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,07 Si O <sub>2</sub>	1,75	1 : 3,26
XV. . . . .	1,25 R O R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,23 Si O <sub>2</sub>	2,0	1 : 2,25
XVI. . . . .	1,4 R O R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,83 Si O <sub>2</sub>	2,2	1 : 1,82

Die erste magmatische Formel entspricht dem Diorit, die zweite dem Andesit und die dritte dem Andesitotephrit. Der Atatschit (von MOROZEWICZ nach Atatsch am Berge Magnitnaja genannt) ist ein aphanitisches, manchmal porphyritisches oder breccienartiges Gestein von dunkler Farbe, mit in der Grundmasse reichlichem weißen Glimmer. Magnetitkörner sind ungleichmäßig verteilt und können eigenartige feine Schlieren auch makroskopisch bedingen (Fig. 40, p. 304). Die mangelhaft ausgebildeten und selten vorkommenden Einsprenglinge oder Sphärolithe bestehen meist aus Kalifeldspat (Orthoklas oder nach Verf. Sanidin-Orthoklas). MOROZEWICZ erwähnt noch als häufige Mineralien des Atatschits Sillimanit und Cordierit. Verf. hat sie niemals angetroffen und nennt dafür als große Seltenheit Andalusit. Andere Mineralien: Quarz, wahrscheinlich sekundär, Chlorit, Epidot, sekundäre Hornblende, Leukoxen, Turmalin (selten), Pyrit und Apatit. Ein metamorphes, unbestimmt gebliebenes Mineral ist dunkelrosa gefärbt; einachsigt negativ,  $\gamma - \alpha = 0,006$ . Atatschit bildet die oberen Horizonte des Dioritporphyritlakkolithen, zu welchem auch Übergangsglieder existieren: XVII und XVIII. Atatschit und Atatschitbreccie, XIX. Übergangsglied zu Porphyrit; erste zwei Analysen von MOROZEWICZ, letztere von N. N. BARABOSCHKIN.

	XVII.	XVIII.	XIX.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	52,35	50,28	62,83
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	nicht best.	nicht best.	0,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	19,34	19,58	18,58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	8,39	10,60	3,47
Fe O . . . . .	2,57	3,63	1,57
Mn O . . . . .	0,13	—	—
Mg O . . . . .	1,26	1,11	0,39
Ca O . . . . .	2,12	1,16	3,32
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,07	1,30	3,37
K <sub>2</sub> O . . . . .	7,72	9,15	5,72
S . . . . .	0,20	0,35	—
H <sub>2</sub> O . . . . .	1,76	1,97	1,12
Unlös. (Sillimanit n. MOROZEWICZ) . .	0,33	0,33	—
	99,24	99,46	101,03

Verf. berechnet den mineralogischen Bestand von XVII und XVIII auf andere Weise als MOROZEWICZ zu:

	XVII.	XVIII.
Or . . . . .	33	30
Ab . . . . .	18	11
An . . . . .	11	6
Quarz . . . . .	6	9
Muscovit . . . . .	15	25
Magnesiaglimmer . .	5	4
Magnetit . . . . .	11	14
Wasser . . . . .	1	1
	100	100
Plagioklas . . . . .	Ab <sub>77</sub> An <sub>23</sub>	Ab <sub>90</sub> An <sub>10</sub>

[Diese Werte sind leider nicht durch direkte mikrometrische Messungen bestätigt. Dies kann man auch gegen andere Rechnungsergebnisse des Verf.'s sagen, was um so bedauerlicher ist, als die basischen Glieder der Eruptivgesteine meist nicht ganz frisch erscheinen. Ref.] XX gibt einen feinkörnigen Diorit mit Diabasstruktur wieder (Anal. N. N. BARABOSCHKIN):

	XX.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	53,86
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	1,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5,05
Fe O . . . . .	6,36
Mg O . . . . .	3,12
Ca O . . . . .	7,17
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,37
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,14
H <sub>2</sub> O . . . . .	1,07
	99,76

Diese Diorite treten meist gangförmig, uralitisiert auf. Plagioklas bewegt sich von Andesin bis Oligoklas. Verf. betrachtet diese Gesteine am Berge Magnitnaja als Apophysen des dioritischen Magmas des Hauptgranitmassivs. Diese Dioritgänge sind von Aplitgängen durchsetzt und dadurch metamorphosiert. Vulkanische Tuffe und Breccien der Porphyrite sind wenig verbreitet.

Devonische Sedimentgesteine sind mit Jaspis vertreten, in welchem man u. d. M. viele Radiolarienreste sieht. Ihr Alter ist durch Zwischenlager im Kalkstein nachweisbar. Carbonkalksteine sind auch fossilführend (*Productus giganteus*, *Pr. striatus*, *Chonetes papilionacea*, *Athyris variabilis*, etwas höher gelegene Kalke mit *Productus striatus*, *Pr. hemisphaericus* u. a.). Zwei Streifen der carbonischen Kalksteine in der Umgebung des Berges Magnitnaja stellen die verschiedenen Flügel einer Synklinale dar. Die Porphyren nehmen eine antiklinale Lage ein. Sprünge sind vorhanden.

Verf. beschäftigt sich viel mit den Kontakterscheinungen und -gesteinen. Im Vergleich mit MOROZEWICZ hat er zum ersten Male eine allmähliche Anreicherung an Kontaktsilikaten (Granat, Wollastonit) in untercarbonischen Kalksteinen klar bewiesen und darum ihren genetischen Zusammenhang mit Kalksilikathornfelsen außer Zweifel gestellt. Dies hat die genetischen Vorstellungen von MOROZEWICZ über die Erzbildung des Magnetberges erschüttert. Endogene Kontaktwirkungen werden eingehend beschrieben; es werden erwähnt Adern von Diopsid, Granat, Hedenbergit, Magnetit, Epidot und Plagioklas in Graniten und Dioriten vom Berg Beresowaja, sowie in ihren basischen Ausscheidungen. Ein Hornfels von vulkanischem Ursprung (aus Diorit entstanden) hat folgende Zusammensetzung (XXI):

	XXI.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	52,63
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	0,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (inkl. Fe O) . . . . .	3,74
Mg O . . . . .	3,49
Ca O . . . . .	14,07
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,43
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,36
Glühverlust . . . . .	3,78
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,51
	<hr/>
	100,86

Hauptbestandteile: Plagioklas Ab<sub>70</sub>An<sub>30</sub>, Diopsid, Prehnit, Granat, sehr spärlich Sphen und Magnetit.

Die Gruben zeigen deutlich Granatisierung und Epidotisierung der Diorite und Porphyrite, manchmal auch Skapolithisierung (480—484) und Prehnitisierung (484—485). Skapolith zeigte  $\gamma - \alpha = 0,0011$  und  $0,0083$ , optisch negativ; Analyse von I. I. MARCHILEWITSCH.

XXII weist auf Mariolith.

	XXII.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	55,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	22,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,78
Ca O . . . . .	6,17
Mg O . . . . .	0,30
Na <sub>2</sub> O . . . . .	6,52
K <sub>2</sub> O . . . . .	3,02
H <sub>2</sub> O . . . . .	1,52
Cl . . . . .	2,20
	<hr/>
	98,27

Bei der Granatisierung zehrt Granat metasomatisch Augit und Plagioklas gemeinsam auf. Epidotbildung und Chloritbildung können nicht als vadosc Umbildungen betrachtet werden, sondern sind wie die anderen erwähnten Mineralien schon im erstarrten, aber noch heißen dioritischen und porphyritischen Gestein metamorph entstanden. Dies geschah auch so im Bogoslowsky-Kreis in Gesteinen der Kupferlagerstätten, die E. S. FEDOROW, STRATANOWITSCH und Verf. selbst studiert haben. Die Einwirkung der Tiefenexhalationen und stofflichen Zuführung (z. B. bei Skapolithisierung, Chlorpneumatolyse) stand hier und da in Zusammenhang mit dem erstarrenden Granitmagma, das in seinen peripherischen Teilen durch Einschmelzung besonders der Kalksteine in dioritische Abarten umgewandelt ist. Schwach metamorphosierter Kalkstein unweit von Aidarly läßt folgende eingesprengte Mineralien erkennen: Granat (Grossular), Epidot, Zoisit, Klinozoisit, Diopsid, Wollastonit, Quarz, Prehnit, Fluorit,

Magnetit, Eisenglanz und Pyrit. Marmor vom Berg Magnitnaja kann enthalten: Granat, Diopsid (und Hedenbergit), Vesuvian, Epidot, Magnetit, Glimmer und Apatit. Echte Skarne enthalten: Granat (von MOROZEWICZ zweimal analysiert: Andradit), monokline Pyroxen (Hedenbergit und Diopsid), Hornblende, Epidot (von MOROZEWICZ analysiert) und Klinozoisit, Chlorit, Glimmer (Muscovit), Vesuvian, Quarz, Magnetit, Eisenglanz, Pyrit, Calcit, Apatit, Sphen (selten) und einige andere (517—563). Charakteristik der Eisenerze, ihrer Abarten und chemische Zusammensetzung sind auf p. 563—583 gegeben. Kap. IV in Teil III des Werkes (589—606) beschreibt hornsteinähnliche kontaktmetamorphe Apotuffe vom Berg Ai-Darly. Die Analyse eines solchen Gesteins, eines früheren Sedimenttuffs aus untercarbonischen Ablagerungen, ergab (XXIII, Analyse von B. G. KARPOW):

XXIII.	
Si O <sub>2</sub> . . . . .	46,30
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	2,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	29,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,95
Fe O . . . . .	1,04
Mg O . . . . .	Sp.
Ca O . . . . .	0,97
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,47
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,70
H <sub>2</sub> O . . . . .	3,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	Sp.
	99,93

Im IV. Teil beschäftigt sich Verf. mit der Struktur der Kontaktzone, bespricht ihre Genesis der Eisenerze und ihre Vorräte. Granatsilikathornfelse (aus Kalksteinen gebildet) sind eng mit Eisenerze verbunden und wechsellagern manchmal schichtenartig mit ihm. Diese Serie ist auch von Ganggesteinen (Augitdiorite, Porphyrite, Aplite) durchsetzt.

Die Hauptzonen des Magnetberges sind folgende (um das Granitmassiv herum): 1. Metamorphosierte Eruptivgesteine. 2. Erzführende Zone der dichten Granatgesteine. 3. Eisenglanzführende Zone der körnigen Granatgesteine. 4. Zone der Kalksteine und Apotuffe von Ai-Darly; Ausstrich von Marmor und Kalkstein (dazu Fig. 55 u. 56, p. 617—618). Bei Kontaktmetamorphose führte pneumatolytisch die Kontaktzone besonders Eisen (Eisenerze) und Silicium zu, bewirkte aber nicht eine Umbildung der schon vorhandenen Eisenerze. Verf. berechnet, daß zur Bildung der Erzmasse am Magnetberge 0,4—0,5 % der Granit- und Dioritmasse verwendet seien. Eisen ist wahrscheinlich als Chlorid eingewandert (Fe Cl<sub>3</sub> und Fe Cl<sub>2</sub>, vgl. E. STIRNEMANN, E. S. FEDOROW, DUPARC und V. M. GOLDSCHMIDT).

Erzvorräte des Magnetberges: nachweisbare 53, wahrscheinliche mehr als 32 Millionen Tonnen.

Bei Pneumatolyse eingewanderte Metalle	stecken geblieben in
Eisen	Andradit, Erze
Kupfer	Kupferkies
Mangan	? Silikate (Granat)
Alkalien	Glimmer
Metalloide und Oxyde	Silikate im allgemeinen
Kieselsäure	Skapolith
Chlor	Pyrit (und Kupferkies)
Schwefel	Apatit
Phosphorsäure	Sphen
Titansäure	Fluorit
Fluor	Turmalin (in Atatschit).
Borsäure	<b>Peter Tschirwinsky.</b>

**A. N. Zawaritsky:** Über die Bakalagerstätte im südlichen Ural. (Botsch. des Geol. Kom. 1925. Nr. 4. Leningrad 1926. 21.—28. Russisch.)

Metasomatisch umgewandelter Kalkstein geht nach unten in Siderit und in einigen Gruben auch in Magnesit über, während oben Limonit und Turjit lagern. In dem kristallinischen Siderit sitzen in kleinen Höhlungen eingewachsene Kristalle dieses Minerals, sowie von Braunspat, dann Quarz (manchmal als Bergkristall ausgebildet), Pyrit, Chalkopyrit (eine Assoziation) und weiter Baryt, selten feinschuppiger Eisenglanz (zweite spätere Assoziation). Quarz auf Sulfiden von einer Seite und Baryt von der anderen zeigen sich meist getrennt und z. T. auch in verschiedenen Teilen der Lagerstätte. Quarz ist verbreitet in der nördlichen Gruppe der Uspensky-Gruben und einigen anderen. Baryt ist in dem mittleren Teil der Uspensky-Gruben häufig. Aragonitnadeln werden äußerst selten angetroffen (letzte Bildung der Minerogenese). Im Bakal-Rayon ist eine andere Form der Aragonitbildung bekannt geworden: strahlige Nieren, Axiolithe und echte Eisenblüte vom Erzberg-Typus aus einer Spalte im Kalkstein der Ober-Balan-Grube. Die Lagerstätte ist hyperthermal-hypogenen Ursprungs. In umgebenden Quarziten (Hangendes) und Schieferen ist in der Nähe des Erzes auch Siderit vorhanden, sowie Pyrit und Glimmer. Diabas ist carbonatisiert, sericitisiert und mit Prehnit angereichert. Dies ist auch vom Standpunkt der hydrothermalen Umbildung aus verständlich. Die Entdeckung des Magnesits weist auf Analogie mit Satka-Magnesitlagerstätten im Ural, sowie mit Erzberg und Veitsch in den Ostalpen hin. Sekundäre Eisenerze treten in zwei Abarten auf: dicht und leicht mit Quarz- und Baryteinschlüssen (Limonit und Turjit) und von grobporösem Gefüge (Limonit). In Poren und Höhlen Stalaktitbildungen (Glas-kopf) und schwarze Anflüge von Manganoxiden (manchmal feine Manganitkriställchen). Die Höhlungen sind bis einige Kubikmeter groß. Als ersten Typus nennt Verf. oxydierte sekundäre Erze, als zweiten sekundäre Trauben-

erze. Manchmal sind noch Zwischenglieder vorhanden („gemischte Erze“ vom Verf.). Spez. Gewicht des Bakal-Sideriteisenerzes ist 3,7—3,9 gleich, der Limonit- und Turjit-Stufen 2,1 (bei Eisengehalt von 58—64 %). Phosphorgehalt (P) im Durchschnitt von 0,012—0,035 % je nach der Grube.

**Peter Tschirwinsky.**

**N. N. Kotliar:** A propos de l'utilisation des schistes à magnétite du côté de Mourman. (Botschafter des Geol. Kom. 1925. Nr. 5. Leningrad 1927. 13—19. Mit 2 Fig. Russisch.)

Mechanische Prüfung der Magnetitschiefer von zwei Punkten der Halbinsel Kola (Zerkleinerung, feuchte magnetische Anreicherung). Eisengehalt in einer Probe 36,96 %, in einer anderen 45,26 %.

**Peter Tschirwinsky.**

**A. A. Rosin:** Über Genesis einiger Limonitlagerstätten am westlichen Abhang des südlichen Urals. (Mineral Resources and their Technology. Moscow 1927. Nr. 9. 547—560. Mit 1 Karte. Russisch.)

Die Limonitlagerstätten im südlichen Ural sind zwischen liegende harte Quarzite und hangende Kalksteine in eine Schieferzone des unteren Devons ( $D_1'$ ) eingelagert. Verf. betrachtet diese Zone als „scheted zone“, die auf Kosten der verschiedenen Sedimentgesteine (in erster Linie aber der Sandsteine) dynamometamorphisch entstanden ist. Die Diabasgänge, die hier auch häufig vorkommen, sowie die Verwerfungsklüfte erleichtern die metasomatische Bildung der Erze. Verf. meint, daß man es bis jetzt nur mit Hutbildungen zu tun gehabt habe und es nicht ausgeschlossen sei, in tieferen Horizonten  $FeS_2$  oder  $FeCO_3$  in großen Massen anzutreffen.

**Peter Tschirwinsky.**

## Regionales zu russischen Lagerstätten.

**A. K. Boldrev and J. F. Grigorjev:** The Mapping of Ore Deposits (with a map of the polymetallic ore deposits of Russian Altai). (Ann. de l'Inst. des Mines à Leningrad. 7. 1926. 97—136. Russisch mit Resumé in englischer Sprache [135—136].)

— —: Map of the Chief Polymetallic Deposits of the Russian Altai (Explicative notes to the map and deductions.) (Com. Géol., Matériaux pour la Géologie générale et appliquée. Livr. 67. Leningrad 1927. 1—85 p. With 1 map and 4 plates. Russisch mit Resumé in englischer Sprache [84—85].)

I. Die erste Abhandlung enthält folgende Abschnitte: 1. Ziele der Kartierung der Lagerstätten nutzbarer fossiler Rohstoffe, 2. Inhalt der Karten 3. Form der Karten, 4 Typen der Karten, 5. Legenda, 6.—11. Bezeichnungsweise des Stoffverhältnisses der Lagerstätten mit mehrfarbigen Fahnenzeichen. In den letzten Kapiteln liegt der Schwerpunkt der Abhandlung. Verff. beschreiben ihre Methode, 8 Haupteigenschaften jeder polymetallicischen Lagerstätte sind kartographisch veranschaulicht. Diese Eigenschaften sind:

geographische Position, Natur des Metalls (Au, Ag, Pb etc.), Lagerungsart, Gewicht des Erzes (Erzvorrat), Gangart, Wert der Lagerstätte, Prozentgehalt der Metalle und relative Wichtigkeit jedes Metalls für sich. Die Länge der Fahne ist proportional dem Erzvorrat (z. B. 1 mm = 8 Millionen Pud), die Breite jedes farbigen Streifens der Fahne ist proportional dem Prozentgehalt des Metalls in dem Erz (z. B. 1 mm = 0,00047 % für Gold, 1 mm = 0,0166 % für Silber, 1 mm = 4,35 % für Blei, 1 mm = 0,97 % für Kupfer und 1 mm = 2,78 % für Zink in der beigegebenen Karte des russischen Altai. Daraus ist auch ein Maßstab für den Wert des entsprechenden Metalls in 1 Gewichtseinheit (1 Pud) des Erzes des Vorkommens (z. B. 1 mm = 0,1 Rubel) angenommen. Dann ist die Gesamtoberfläche der Fahne proportional dem Wert der Metalle in diesen Lagerstätten (z. B. 1 qmm = 800 000 Rubel) usw.

II. Die Karte der wichtigsten Metallagerstätten des Altai wurde in der zweiten Abhandlung näher besprochen. Von den vielen altaischen Lagerstätten (über 1000) werden 149 in Betracht gezogen und nach ihren Dimensionen auf vier Gruppen zerlegt: I. Nr. 1—14; II. Nr. 15—24; III. Nr. 25—68; IV. Nr. 69—149.

Die ersten zwei Gruppen werden eingehend veranschaulicht nach der vorher angegebenen Methode, die anderen aber mit Hilfe verschiedener Abkürzungen (darüber siehe Näheres Kap. III). Schon die Bergingenieure TULTSCHINSKY (1904) und W. K. KOTULSKY (1917) haben hervorgehoben, daß die polymetallischen Lagerstätten des Altai nach 3 parallelen Linien auftreten: 1. Irtyshsky, 2. Zmeinogorsk-Ridder-Zyrianowsky und 3. Tscharysch'sky. In den südlichen und nördlichen Linien (also 1 und 3) walten die Kupferlagerstätten vor. Verff. entwickeln dies weiter und sehen für die mittlere Linie (2) ein charakteristisches Merkmal in dem relativ hohen Gehalt an edlen Metallen (Silber und Gold). Die Tscharysch'sky-Linie ist nur schwach angedeutet. Im letzten Kapitel (IX) besprechen die Verff. die Frage über die Klassifikation der altaischen Lagerstätten.

Peter Tschirwinsky.

### Eisenerzlagerstätten.

**N. G. Kassin:** Die Eisenerze des Nord-Wiatka-Bergdistriktes. (Botschafter des Geol. Kom. 1925. Nr. 4. Leningrad 1926. 28—37. Russisch.)

Geologische Verhältnisse, Genesis und Vorräte der Eisenerze, teils Spateisensteine, Sphärosiderite, teils Limonit in permotriassischen tonig-sandigen Ablagerungen. Schichten und Linsen in verschiedenen Horizonten (1, 2, 3 und darüber) mit großer Oberflächenausbreitung (etwa 13 000 qkm). Mittlere Zusammensetzung des Spateisensteins: Si O<sub>2</sub> 17,40; Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub> 8,80; Fe O 38,97; Fe<sub>2</sub> O<sub>3</sub> 2,57; Mn O 2,10; Ca O 1,54; Mg O 1,71; P<sub>2</sub> O<sub>5</sub> 0,10; S O<sub>2</sub> 0,35; Glühverlust 24,30; Fe 33,02. Eisengehalt von 20—45 % im Roh-erze, 35—65 % im gebrannten. Die erzführende Serie wird von Jura bedeckt. Die einzelnen Lagerstätten der Wiatka-Kamen-Wasserscheide sind nach

peripherischem Gürtel der mesozoischen Meere gruppiert. Verf. meint, daß die Erze in der oberen Mergelserie der tartarischen Stufe (Permo-Trias) durch Umsetzung des  $\text{CaCO}_3$  und  $\text{MgCO}_3$  infolge eindringenden eisenschüssigen Grundwassers entstanden sind. Der Eisengehalt ist dabei durch die Umwandlung des Pyrits, der reichlich in oben liegenden Jura- und Kreidenschichten verbreitet ist, erklärlich. Mögliche Vorräte etwa 1 Milliarde Tonnen Eisenerze mit 33 % Eisengehalt oder 340 Millionen Tonnen metallisches Eisen.

**Peter Tschirwinsky.**

**A. Faas:** Les gisements de fer des régions de Kriwoi Rog et de la rivière Joltaï. (Comité Géologique. Matériaux pour la Géologie générale et appliquée. Livr. 29. Leningrad 1926. 16 p. Russ. mit franz. Zusammenfassung. 1 Taf. u. 1 Karte.)

Diese Abhandlung ist etwas veraltet, weil sie als Manuskript schon zu Anfang 1921 fertig war. Das Material stammt aus den Jahren vor 1914/15.

Geologie, Vorräte und Ausbeute des Erzes nach verschiedenen Erzstreifen (Saksagan-Streifen auf etwa 47,4 km ausgebeutet; Inguletz-Gruppe und Tscherwony-Schicht 8,5 km, Lichmansky-Schicht 32,53 km usw.; total 107,2 km). Geologische Karte 1 : 126 000 und zwei Querschnitte des Erzreviers nach Forschungen des Russischen Geologischen Komitees, an welchen Verf. schon lange teilnimmt. Verf. sieht eine Analogie zwischen Kriwoi Rog und einigen Eisenerzlagerstätten am Oberen See Nordamerikas.

Das Erz besteht aus Eisenglanz und Roteisenstein, aber auch Magnetit, dieser in einigen Schichten besonders beigemischt. Die Analysen geben 3,5 bis 8,5 Fe O. In der Tab. I sind reiche Erze nach ihrem chemischen Bestand und einzelnen Erzschichten zusammengestellt. Mittelgehalt für solche Erze nach Erzschichten geordnet:

	Metall Eisen	Si O <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P	S
Lichmansky-Schicht . . . . .	64,0	4,0	1,4	0,04	—
Hauptsaksagan-Schicht . . . . .	63,0	5,6	1,7	0,02	(0,07)
Tarapaka-Schicht . . . . .	60,3	bis 9,0	3,1	bis 0,05	—
Tscherwony-Schicht . . . . .	61,2	8,4	2,7	0,05	—
Östl. Teil des Ingulez-Rayons . .	58,0	8,0	(1,9)	(0,08)	—
Hauptschicht v. Fl. Scheltaja . .	60,8	8,0	—	(0,04)	Spur

(Grenzwerte  
3,1—2,4)

Kriwoi Rog hat 1881—1914 66 Millionen Tonnen reichen Erzes geliefert.

**Peter Tschirwinsky.**

**N. Svitalsky:** Sur le sondage au diamant du Comité Géologique dans la région du Kriwoi Rog. (Botschafter des Geol. Kom. 1927. No. 6. Leningrad 1927. 21—22. Russisch.)

Die Tiefbohrung (gegenwärtige Tiefe = 500 m) in Dubowaja Balka bei Kriwoi Rog lieferte folgende interessante Ergebnisse:

Rotbändrige Martit- und Eisenglimmerschiefer-Jaspilite	94,65—199,00 m
Eisenschüssiger Hornstein mit Zwischenlagern . . . . .	199,00—220,30 „

Siderit-Thuringitschiefer wechsellagert mit eisenschüssigen und -armen Hornsteinen . . . . .	220,30—282,00 m
Jaspilit . . . . .	282,00—295,77 „
Eisenschüssiger Hornstein mit farbigen Streifen . . .	295,77—301,15 „
Jaspilit . . . . .	301,15—375,45 „
Eisenschüssiger Hornstein farbig gebändert . . . . .	375,45—372,56 „
Jaspilit . . . . .	382,56—469,50 „
Eisenerz (Martit, Fe 57—63 %) . . . . .	469,50—489,50 „
Jaspilit . . . . .	489,50—496,00 „

Einfallswinkel dieser Serie etwa 45°.

Die Bohrung geht weiter und der Haupterkörper wird hoffentlich bald erreicht.

**Peter Tschirwinsky.**

**A. Serk:** Sur les minerais de fer oolithique de la région d'Alapayevsk. (Botschafter des Geol. Kom. 1927. Nr. 2. 23—26. Beil. z. Bull. du Comité Géol. Leningrad 1927. 46. Russisch.)

Verf. benützte alte unveröffentlichte Materialien über diese Erze, die seit 1822 bekannt und z. T. ausgebeutet waren. Alter tertiär, was für den Ural ungewöhnlich ist. Analysen: Si O<sub>2</sub> 7,41—16,45, Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub> 4,00—5,01, Fe<sub>2</sub> O<sub>3</sub> 62,10—82,85 (Fe 45,27—58,00), Mn<sub>2</sub> O<sub>4</sub> 0,18—0,23, Ca O 0,40—1,54, Mg O 0,41—0,80, P 0,04—0,06, Cr<sub>2</sub> O<sub>3</sub> 1,23—3,10.

Hohe Chromgehalte, die noch größer sein können (1893 wurden 11,94 % Cr<sub>2</sub> O<sub>3</sub> bei 51,11 % Fe bestimmt), behindert die Ausbeutung; in einigen Fällen ist aber gerade dieser Gehalt an Chrom nützlich für die Herstellung harten Gußeisens.

**Peter Tschirwinsky.**

**N. I. Svitalsky:** Les gisements de fer de la région Korsak-Moghila. (Botschafter des Geol. Kom. 1927. Nr. 3. Leningrad 1927. 7—9. Mit 2 Fig. Russisch.)

Kurze Angaben über geologische Bau und Erzführung der Eisenlagerstätte vom Typus Kriwoi Rog, Korsak-Moghila, Kuksungur-Berg und Kamennaja-Moghila im südlichen Rußland. In Korsak-Moghila liegt eisenschüssiger Quarzit direkt auf Gneis auf und ist von Granitgängen durchbrochen.

**Peter Tschirwinsky.**

**M. Roussakov:** Gisements de fer de Ken-Tubé et autres de la partie orientale de la région de Karkaralinsk des steppes du Kasakstan. (Botschafter des Geol. Kom. 1927. Nr. 5. Leningrad 1927. 6—10. Russisch.)

Granite und Syenite, die mit verschiedenen Ganggesteinen durchsetzt werden, sind besonders verbreitet. Daneben treten metamorphe Schiefer und sedimentäre (hauptsächlich Devon) Ablagerungen auf. Letztere sind in der Kontaktzone metamorph umgewandelt (Skarnbildungen, Hornfelse). Die Eisenlagerstätten sind genetisch zu teilen in magmatische (Erze mit Alkalifeldspat, Granat, Fluorit usw.), kontaktmetamorphe (Ken-Tübe, To-

gai II, Kos-Tübe u. a., meist Magnetit, selten auch Eisenglanz), gangartige (Eisenglanz). Letztere, die mit Verquarzung der Eruptivgesteine verbunden sind, treten reichlich auf (Ak-tschoku, Dschumagul, Baipak, Akkuduk u. a.).

Peter Tschirwinsky.

### Manganerzlagerstätten.

**W. A. Selsky:** Manganerzlager im Kubangebiet. (Verhandl. d. Nordkaukasischen Assoziation der Wissensch.-Forsch. Institute. 16. Rostow am Don 1926. 1—171. 10 Textfig. 12 Taf. u. 5 Kart. Russisch mit deutschem Auszug [159—162].)

Eingehende Feld- und Laboratoriumsarbeit über Manganerzlager im Kubangebiet, die bisher nur sehr wenig bekannt waren. Die Erzsichten sind untersucht bei Chamketinskaja (westliches Erzgebiet) und Gubskaja (östliches Erzgebiet). Einfallswinkel der Erzsichten etwa  $4^{\circ}$  nach NO. In Jakunka, Mansurka und Beket sind drei Erzsichten und eine ganze Reihe kleiner Zwischenschichten bloßgelegt. In der Gegend von Zarski Kukurusnik erscheint ein Erzlager, welches der zweiten Schicht von Jakunka und Mansurka entspricht. Die Erzsichten liegen im Sande. Für das Erz ist oolithische und kavernöse Struktur charakteristisch. Etwa 100 chemische Analysen, abgesehen von reinen Manganbestimmungen. Si O<sub>2</sub>-Gehalt ist infolge Verunreinigung mit Quarzsand ziemlich hoch. Tatsächlicher Erzvorrat bei Jakunka mit durchschnittlich 40 % Mn zu 3 Millionen Tonnen = 1 200 000 Tonnen metallisches Mn.

Bei Mansurka und Beket wurden die Manganerzschichten nur von einer Seite entblößt. Aus der ganzen kartierten Fläche bei Mansurka (4,4 qkm) schätzt Verf. als produktiv 2,3 qkm, Vorrat 6 900 000 Tonnen Erz = 2 750 000 Tonnen Mangan-Metall usw. Das ganze Gebiet Gubskaja soll etwa 23 Millionen Tonnen Erz = 7 Millionen Tonnen Mn-Metall enthalten.

Der ganze Vorrat für alle vom Verf. untersuchten Erzfelder muß auf 33 Millionen Tonnen Erz = 11 500 000 Tonnen Mn-Metall angenommen werden. Dabei ist noch nicht die ganze erreiche Fläche kartiert und untersucht worden. Es gibt noch unerforschte produktive Flächen, die in Zukunft noch einen größeren Manganerzvorrat liefern werden.

Das Erz ist sedimentär, dem Alter nach etwas jünger als in Tschiatyry in Georgien (Kaukasus). Es liegt in Tschokrak-*Spirialis*-Schichten (Mittelmiozän) eingeschlossen, nicht aber im Oligocän. (Vgl. Ref. dies Jahrb. 1926. II. A. 399.)

Ref. möchte bemerken, daß die im Jahre 1926 in Rostow am Don (Engelsstraße 57) gegründete Assoziation der Nordkaukasischen Wissenschaftl.-Forsch. Institute im geologischen Fachgebiet eine energische Tätigkeit entwickelt hat. Unter den schon erschienenen Druckarbeiten ist diese von W. A. SELSKY (aus dem Institut der Angewandten Wissenschaften im Donischen Polytechnikum) von großem Interesse.

Peter Tschirwinsky.

**A. Voroblev:** On the manganese ores of the river Soundouk. (Mineral Resources and their Technology. Moscow 1926. No. 10/11. 730—732. Russisch. Mit 1 Kärtchen.)

Kurze Beschreibung der Lagerstätten von Brauneisenstein und Psilomelan im Bassin des Flusses Suunduk im Gouvernement Kustanaisky. Psilomelan ist durch Verwitterung von eisen- und manganerzführenden Quarzgängen entstanden.

**Peter Tschirwinsky.**

### Blei-Zinkerzlagerstätten.

**P. Tchouenko:** Gisement de plomb de Souleiman-Saï. (Botschafter des Geol. Kom. 1927. Nr. 5. Leningrad 1927. 10—12. Mit 1 Karte und 1 Fig. Russisch.)

Linsenartige Erzanhäufungen finden sich zwischen durch Granit marmorisierten silurischen Kalksteinen, sowie devonischen Kalksteinen und Sandsteinen. Das Erz ist reich.

5 m Tiefe Pb 65,91; Zn 1,01; Ag 0,0119;

7 m Tiefe Pb 61,26; Zn 6,06; Ag 0,0127;

10 m Tiefe Pb 58,57; Zn nicht fest; Ag 0,0139.

Gold ist nicht nachgewiesen. In den oberen Teilen sind reichlich Wulfenit, Kalamin und Pyromorphit vorhanden. Das Erz selbst besteht hauptsächlich aus Cerussit. In 1,5 km Abstand wurden noch Manganerzgänge gefunden. Sie setzen durch den Marmor durch, in dessen Nähe wieder Granit entblößt ist. Analyse: Mn O<sub>2</sub> 30,52, Mn<sub>2</sub> O<sub>3</sub> 9,83, Mn O 13,91, Fe<sub>2</sub> O<sub>3</sub> 0,77, Ca O 13,63 und C O<sub>2</sub> 19,32.

**Peter Tschirwinsky.**

**S. Smirnov et V. Kreiter:** Recherches minières dans les gisements de plomb et de zinc du district de Nertchinsk en 1926. (Botschafter des Geol. Kom. 1927 Nr. 3 Leningrad 1927. 9—16. 2 Kart. Russisch.)

Besonders zwei Lagerstätten wurden bearbeitet: Kadainsky-Grube (bekannt seit dem 18. Jahrhundert; bis 1906 170 000 Tonnen reiche Erze gefördert), Wosdwischensky-Grube (bekannt seit 1764; bis in die 70er Jahre vor. Jahrh. 100 000 Tonnen reiche Erze gefördert). Kurze geologische Darstellung; analytische Bestimmungen von Pb und Zn an verschiedenen Bohrproben.

**Peter Tschirwinsky.**

**N. M. Fedorofsky:** Lead-Silver Deposits of Semirechie. (Miner. Resources and their Technology. Moscow 1927. No. 3 176—179. Mit 3 Fig. Russisch.)

Kurze Angaben über Ganglagerstätten auf der Strecke von Tschimkent bis Alma-Ata (600 km) in Semiretschje. Das Erz ist meist Pb S, manchmal Cerussit. In Suleiman-Saï: Cerussit, Bleiglanz, Wulfenit, Chalcédon und Quarz.

**Peter Tschirwinsky.**

**J. M. Schoenmann:** Sur le gisement d'étain de Zavita ya. (Botschafter des Geol. Kom. 1927. Nr. 1. 17—18. Beil. z. Bull. du Com. Géol. Léningrad 1927. 46. Russisch.)

Fundort: Dorf Zawitaia, unweit vom Zusammenfluß des Ingoda und Onon in Transbaikalien. Kassiterit wurde hier schon 1817 entdeckt und 1821 und 1914—1918 aufgeschürft. Kassiteritkristalle sind schwarz, von tafelförmiger oder stengeliger Tracht. Maximale Größe 3—4 cm. Mineral ist in greisenartigen äußeren Zonen des turmalinführenden Granitpegmatits eingeprengt.

**Peter Tschirwinsky.**

### Kupferlagerstätten.

**P. M. Samlatin:** Die Kieslagerstätten der Bogomolowsky-Gruben im Ural. (Miner. Resources and their Technology. Moscow 1927. No. 5/6. 323—345. Mit 13 Fig. Russisch.)

Vorläufige geologische Beschreibung der kupferhaltigen Kieslagerstätten im Goroblagodat-Distrikt. Von besonderer Wichtigkeit sind die Lagerstätten Kompaneisky (entdeckt 1915) und Nowo-Lewinsky. Das Kieslager der Kompaneisky-Grube ist im Albitporphyr eingeschlossen, der aber in Sericit-, Sericit-Quarz und Chloritschiefer in der Nähe des Erzkörpers „übergeht“. Der „Eiserne Hut“ enthält (im Mittel aus 25 Proben) 7,93 g Au, 64,9 g Ag in der Tonne. Das Kieslager ist in einer Tiefe von 155 m 65 m mächtig. Durchschnittlicher Kupfergehalt 2,55 % (Analysen, p. 335—336, geben Si O<sub>2</sub>, Fe, Cu, S, Zn, Au und Ag). Wirklicher Vorrat des kupferhaltigen Pyrits bis 213 m Tiefe: 3 377 000 Tonnen mit 75 650 Tonnen Kupfer (nach der Schätzung der Verwaltung der Rogoslawsky-Gesellschaft).

Der geologische Bau in der Nowo-Lewinsky-Grube ist analog dem der Kompaneisky. Mittelgehalt an Kupfer 2,5 %. Vorrat bis 106 m 1 508 200 Tonnen. Analysen des Erzes auf p. 340—342.

**Peter Tschirwinsky.**

**J. Tanatar:** Über Kupferlagerstätten am Flusse Zamanly und Sisi-su. (Miner. Resources and their Technology. Moscow 1927. No. 9. 531—538. Mit 3 Fig. Russisch.)

Kurze Beschreibung von Kupfererzergängen am Abhange des Berges Elliar (1922 m ü. d. M.), unweit von der Eisenbahnstation Schagali, 136 km südlich von der Stadt Tiflis in Transkaukasien. Hauptgestein ist hier Quarzporphyr (Feldsteinporphyr, auch Fleckenporphyr) mit Tuffen, stark sericitisiert und chloritisiert, manchmal verquarzt. Diese Gesteine sind auch von Porphyrit- und Diabasgängen durchsetzt. Turon-Kalkstein ist erwähnt, der auch von diesen Eruptivgesteinen durchbrochen ist. Kupfererze auch hier vorhanden als Kupferkies und Pyrit.

**Peter Tschirwinsky.**

**E. V. Rojkova and T. I. Gorshkova:** Cupriferous sandstones of Donetzky Bassin. (Miner. Resources and their Technology. Moscow 1926. No. 7/8. 544—551. Mit 1 Karte. Russisch.)

Kupferhaltige Sandsteine, Tone, Schiefertone, Konglomerate von permocarbonischem Alter und sedimentären Ursprungs im Donetzbecken sind schon lange bekannt. Sie sind z. T. auch zeitweise ausgebeutet worden. Erste Verfasserin (ROSKOWA) hat einige Fundorte 1924—1925 besucht. Die vererzte Tonschicht, 25—35 cm dick, von blauer und grüner Farbe, mit Pflanzenresten, aus dem Schacht Gorely Pen in der Bachmut-Mulde ergab (Anal. GORSCHKOWA):

	Schurf 1	Schurf 2
Cu O (Cu) . . . . .	1,72 (1,37)	2,10 (1,68)
Si O <sub>2</sub> . . . . .	70,05	68,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	9,76	15,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	10,11	4,46
Ca O . . . . .	0,61	0,90
Mg O . . . . .	1,42	1,80
S O <sub>3</sub> . . . . .	0,08	—
C O <sub>2</sub> . . . . .	0,56	0,72
Glühverlust . . . . .	4,82	5,25
Summe . . . . .	99,13	99,13 [Richtige Summe 99,33. Ref.]

Vererztes rötliches Gestein (Mergel nach Verfasserin) von Kurtamysch, unweit der Eisenbahnstation Popasnaja (Anal. ROSCHKOWA):

Cu O (Cu) . . . . .	6,72 (5,37)
Si O <sub>2</sub> . . . . .	54,56
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	Spur
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	9,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5,99
Fe O . . . . .	n. vorh.
Mn O . . . . .	Spur
Ca O . . . . .	4,39
Mg O . . . . .	4,20
S O <sub>3</sub> . . . . .	0,44
S . . . . .	0,06
C O <sub>2</sub> . . . . .	4,26
Glühverlust . . . . .	7,49
Summe . . . . .	98,41 [Richtige Summe 97,46. Ref.]

Dazu noch V<sub>2</sub> O<sub>5</sub> 0,04 und Cr<sub>2</sub> O<sub>3</sub> 0,03.

Die Kupferminerale dieser Lagerstätte sind fast ausschließlich Carbonate, selten und in kleiner Menge aber auch Chalkopyrit, Kupferglanz und Covellin. Verf. besprechen kurz existierende Hypothesen über die Genesis dieser Lagerstätten (N. JAKOWLEW, J. TANATAR und J. SAMOILOW).

Peter Tschirwinsky.

## Nickellagerstätten.

**I. I. Grednik:** About the nickel production on Ural. (Mineral Resources and their Technology. Moscow 1926. No. 12. 871—877. Mit 1 Fig. Russisch.)

Der Gesamtvorrat an Nickelerzen mit 4 % Ni ist im Ural nicht kleiner als 250 000 t, beträgt also 10 000 t metallischer Nickel. Der Vorrat an armen Erzen ist viel größer.

Die Rewdinskit-Analysen aus dem Ural lauten:

Qualität des Erzes	Ni	Fe	Si O <sub>2</sub>	Fe O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
I. Qualität . . . . .	4,78	12,72	31,25	—	13,71
I. „ . . . .	3,92	27,13	26,00	34,88	7,28
II. „ . . . .	2,03	13,30	32,10	—	12,04
II. „ . . . .	1,95	13,87	34,00	15,40	12,04
III. „ . . . .	1,14	9,35	47,34	12,02	7,28
III. „ . . . .	1,29	11,37	37,32	—	8,27
IV. „ . . . .	0,86	8,56	39,33	12,23	13,37
Qualität des Erzes	Mg O	Ba O	Ca O	S	Mn
I. Qualität . . . . .	13,92	0,00	0,28	0,00	—
I. „ . . . .	11,42	—	1,06	0,00	—
II. „ . . . .	15,26	0,00	0,65	0,00	—
II. „ . . . .	13,29	—	—	—	0,26
III. „ . . . .	21,55	—	1,51	—	—
III. „ . . . .	24,72	—	1,81	—	—
IV. „ . . . .	18,11	—	1,26	—	0,58

Weiter sind metallurgische Schmelzversuche mit diesem Erze beschrieben.

**Peter Tschirwinsky.**

**I. D. Kurbatow:** Über Nickelsilikaterze aus Nischne-Isssetsky Dutschka im Ural. (Verh. d. Mineral. Mus. d. Akad. d. Wiss. der SSSR. 1. Leningrad 1926. 167—182. Russisch.)

Die Nickelerzstufe stammt aus einer kleinen Grube südlich vom Dorf Schabry (Sedelnikowo) im Ural, wo das Erz mit Chalcedon und Quarz im Aktinolith-Chloritgestein Krusten und Adern bildet.

Analysen (vom Verf. und L. IGNATOWA):

	A.	B.	C.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	52,03	74,61	59,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,45	0,55	1,10
Ni O . . . . .	2,16	3,75	7,42
Ca O . . . . .	0,56	0,48	0,77
Mg O . . . . .	28,32	11,47	19,30
Glühverlust . . . . .	8,21	3,86	6,90
H <sub>2</sub> O bei 105—110° . . . . .	8,53	5,40	5,53
	100,26	100,12	100,04

A. Grellgrünes Erz.

B. Etwas verwittert, grün.

C. Verwittert, von grauer Farbe.

Weiter sind Partialanalysen ausgeführt, namentlich für eine grellgrüne Stufe: Nr. 1 grüne Substanz, Nr. 2 weiße matte Adern, Nr. 3 grünlichweiße durchsichtige Adern, Nr. 4 weißer Anflug.

	1.	2.	3.	4.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	52,31	92,24	92,13	57,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .	0,36	0,21	Sp.	0,20
Ni O . . . . .	2,08	0,34	0,58	0,83
Ca O . . . . .	0,68	0,38	Sp.	0,11
Mg O . . . . .	28,05	4,27	4,45	25,28
Glühverlust . . .	7,79	1,75	1,93	7,59
H <sub>2</sub> O (105—110°)	8,96	1,13	1,21	8,25
	100,23	100,32	100,30	100,13

Die Molekularverhältnisse sind für alle oben angeführten Analysen berechnet. Sie haben doch keine einfachen Verhältnisse ergeben. Vielleicht sind die Mycellen (Mg, Ni) O : Si O<sub>2</sub> = 2 : 2 oder 3 : 2 und 4 : 3, sowie (Mg, Ni) O : H<sub>2</sub> O = 3 : 2 zulässig. Unsere Bildungen sind feste Lösungen in Si O<sub>2</sub>-Gel und z. T. feinmechanische Gemische. Um ein solches Dispersionsystem näher prüfen zu können, schlägt Verf. die Methode der Bearbeitung solcher Substanzen mit schwachen chemischen Reagentien vor. Verf. hat lockeres verwittertes Material aus der Erzstufe ausgewählt und es mit Sodalösung (2 %), HCl-Lösung und wieder Sodalösung (2 %) behandelt. Aus einer Tabelle der Analysenresultate (p. 180) erwies sich, daß in Lösung überführt ist

	Mol
(Mg, Ni, Ca) O . . .	2,039
Si O <sub>2</sub> . . . . .	3,241,

was ziemlich dem Verhältnis 2 : 3 nahesteht.

**Peter Tschirwinsky.**

### Chrom-, Molybdän-, Wolfram-, Uran-Lagerstätten.

**A. Woroblyev:** The chromite deposits in the district of the Orsk-Railroad. (Mineral Resources and their Technology. Moscow 1926. Jahrg. 1. No. 9. 664—666. Mit 1 Kärtchen. Russisch.)

Die Chromitlagerstätten unweit von Orsk im südlichen Ural sind von großer Bedeutung. Sie sind mit Serpentinmassiven verbunden; z. B. sind vor kurzem bei der Eisenbahnstation Khalilowo u. a. mehr als zehn neue Lagerstätten entdeckt worden, wo das Erz 45—55 % Cr<sub>2</sub> O<sub>3</sub> zeigt.

**Peter Tschirwinsky.**

**A. Gelblor:** Neue Chromitlagerstätte im südlichen Ural. (Botschafter des Geol. Kom. 1925. Nr. 4. 33—34. Leningrad 1926. Russisch.)

Zwei Gebiete haben in den letzten Jahren viel Chromerze geliefert: Khalilowsky (bei der Eisenbahnstation Khalilowo) und Kapraktowsky am Fl. Kumak, 120 km östlich von Orsk. Die Erze sind hier an Dunit, Serpentin und talkchloritische Schiefer gebunden.

**Peter Tschirwinsky.**

**N. A. Smollaninow:** Plastonsche Lagerstätte des Molybdänglanzes im entfernten Orient. (Mineral Resources and their Technology. Moscow 1927. No. 9. 542—547. Russisch.)

Die Plastonsche Lagerstätte findet sich 550 km nördlich von Wladiwostok und liegt am Strande des Japanischen Meeres, 20 km südlich von der Bucht Dschigit. In den umgebenden Orten finden sich noch Kupferkies, Pyrit, Arsenkies und manchmal Pb S und Zn S (die letzteren besonders in der bekannten Tetüche-Lagerstätte, welche aber südlicher liegt). Der Molybdänglanz ist hauptsächlich in Quarzadern eingesprengt, die Granitmassive durchsetzen. Manchmal wird er von Zn S, Pb S und Ca F<sub>2</sub> und Calcit begleitet. In der Kontaktzone zwischen Granitmassiv und daraufliegendem Quarzporphyr ist eine Anreicherung von Mo S<sub>2</sub> konstatiert worden. Nur kleine Vorräte.

**Peter Tschirwinsky.**

**A. A. Aniskowicz:** Aufschlußarbeiten auf Wolframit in Transbaikalien im Jahre 1926. (Mineral Resources and their Technology. Moscow 1927. No. 9. 539—542. Mit 4 Fig. Russisch.)

Die Ganglagerstätten befinden sich in Belucha, Bukuka, Groß- und Klein-Soktin in Transbaikalien. Die Vorräte in Bukuka betragen etwa 10—15 000 t (Fe, Mn) W O<sub>4</sub>.

**Peter Tschirwinsky.**

**I. Kurbatov et V. Kargin:** Sur la présence des terres alcalines dans les uranovanadates de Tjuja-Moujou n. (Compt. Rend. de l'Acad. des Sc. de l'URSS. 1926. A. Déc. 235—238. Russisch.)

Die Verff. haben ein Gemenge von Calcit mit gelbem Uranovanadat analysiert und dabei folgende Werte erhalten (Gang der Analyse wird auch beschrieben):

H <sub>2</sub> O bis 101° . . . . .	1,82	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,97
H <sub>2</sub> O beim Glühen . . . . .	2,25	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,19
Li <sub>2</sub> O . . . . .	Sp.	Si O <sub>2</sub> . . . . .	5,42
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,53	Ti O <sub>2</sub> . . . . .	0,07
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,97	C O <sub>2</sub> . . . . .	31,68
Mg O . . . . .	0,18	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	Sp.
Ca O . . . . .	40,55	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	3,43
Cu O . . . . .	0,71	U O <sub>3</sub> . . . . .	9,61
Ni O . . . . .	nicht vorh.	S O <sub>2</sub> . . . . .	0,37
Pb O . . . . .	0,02	Mo O <sub>3</sub> . . . . .	nicht vorh.
Mn O . . . . .	nicht vorh.	Unlöslich (Ba S O <sub>4</sub> ) . . . . .	0,32
Zn O . . . . .	nicht vorh.		<hr/> 100,09

Die Verf. schließen daraus, daß typischer Tüjamunit in Tüja-Mujür von Carnotit begleitet sein muß, weil die Alkalien in beträchtlichen Mengen vorhanden sind.

**Peter Tschirwinsky.**

### Graphitvorkommen.

**A. Zelénko:** Sur les gisements du graphite de Khoschewato, Moltschanowka, Koschari, Kapitowka et quelques centres en Podolie. (Bull. d. Sc. de l'Ukraine du Com. Géol. 1925. Livr. 6. 169—178. Mit 1 Fig. Russisch.)

Alle diese Graphitlagerstätten liegen im Bereich der südrussischen kristallinen Tafel in den Gouvernements Podolien und Odessa, wo überall Gneise, Granitgneise und Granite vorwalten. Bei Moltschanowka (z. T. auch schon bei Khostschewato) bildet Graphit eine gangartige, steil fallende Masse im Biotitgranit, der in der Nähe auch netzartig von Graphit durchsetzt ist. Kohlenstoffgehalt 83—90 %. Hier sind auch Quarzgänge und kristallinische Kalksteine gefunden worden. Die Umgebung von Khostschewato, Haisin-Distrikt, Gouvernement Podolien, ist besonders reich an graphitführendem Gesteine (Graphitgneis). Reiche Zonen dieser Gneise können 25 m betragen (Graphitschiefer), sonst ist sie nur 35—75 cm dick. Folgende Gesteine sind weiter nachgewiesen: Amphibolit, Amphibolitgneis, Biotitgneis, kaolinisierter Graphitgneis (im Liegenden des Graphitganges), Zweiglimmergneis, Muscovitgneis und Granitpegmatit.

Großartige Graphitlagerstätten finden sich beim Dorf Koschary Alexandrowskije. Der Graphitgneis enthält hier durchschnittlich 27 % C. Vorräte: „viele Zehner-Millionen Pud“. Andere Gesteine sind: Biotitgranit, Granatgranit, Zweiglimmergranit, Hypersthenbiotitgranit, Rosa-Granitgneis und einige andere. Gneis ist meist verwittert und kaolinisiert. Auch reiner primärer Kaolin (bis 6,4 m mächtig) ist angetroffen worden. Graphitgneis wird bei Kapitowka von anderen Gneisarten (Granitgneis, z. T. stark kaolinisiert) begleitet. Verf. betont den genetischen Zusammenhang zwischen Graphitlagerstätten und Kaolin, was auch N. BESBORODKO für unsere Lagerstätten hervorgehoben hat. (Vgl. dies. Jahrb. 1926. Abt. A. 2. 108.)

**Peter Tschirwinsky.**

**N. Besborodko:** Gisements graphito-ferro-caoliniques du gouvernement d'Odessa. (Bull. de la Sec. de l'Ukraine du Com. Géol. 1925. Livr. 6. 179—192. Mit 1 Karte u. 1 Fig. Russisch.)

Das Gebiet der Graphitlagerstätten wird von den Flüssen Bug und seinen Nebenflüssen Tscherny (Schwarzer) Taschlyk und Kodyma durchflossen. Sie sind verknüpft mit schiefrigem Adergneis (von Granitadern injizierte dunkle Biotitgneise). Die Absonderungsfächen dieser Gneise sind im allgemeinen NO—SW gerichtet. Dieser Gneis erscheint auf den Graphitlagerstätten immer kaolinisiert und ist noch mit Brauneisenstein verknüpft. Einzelne Lagerstätten: Tschauowo, Dorf Podgury, Dorf Dolgaja Pristan, Lüschnewatka-Goloskowo, Koschary-Alexandrowskiye und andere. Eisenerz, Kaolin und Graphit betrachtet Verf. als pneumatolytische und hydrothermale

Bildungen, die der Injektion der Granitadern folgten. Diese Injektion fand hauptsächlich auf NW—SO-Spalten statt; deshalb sind die Adern, sowie die Lagerstätten nach dieser tektonischen Richtung orientiert. [Ref. möchte dazu bemerken: Es ist nicht ausgeschlossen, daß Limonit hier aus Pyrit entstanden ist, weil gerade dieser in einigen anderen Graphitlagerstätten der südrussischen kristallinen Tafel auftritt, wie z. B. nach der Untersuchung meines Schülers D. P. SERDÜTSCHENKO bei Sary Krym im Mariupol-Kreis. Die Kaolinbildung auf Kosten der Arkosandsteine und Schiefersandsteine ist weit verbreitet im Donetzbecken; solche Umwandlung ist besonders dort zu beobachten, wo in Schluchten ganz verwitterte Kohlenflöze zutage treten. Umwandlung scheint durch Einwirkung der Schwefelsäure,  $\text{CO}_2$  und Huminsäure zu erklären; alle diese Säuren bilden sich bei der Verwitterung der Steinkohle. Vgl. auch die Beobachtungen von St. MALKOWSKI, Arch. du Labor. de Minéralogie de la Soc. des Sciences de Varsovie. 1925. 1. 104—110, der solchen Prozeß im Carbonbecken nur der Einwirkung von  $\text{CO}_2$  und Wasser zuschreibt. Die Kohlen der Ursedimentgesteine sind durch Metamorphismus in Graphit umgewandelt, nachdem schon stellenweise Kaolin durch Verwitterung gebildet wurde. Pneumatolytische und hydrothermale Prozesse nach Granitintrusion sind natürlich nicht ausgeschlossen, wobei sich auch Kaolin und Graphit wieder bildet und der Graphit etwas wandern konnte [gangartige Bildungen, sowie manchmal magmatisch resorbierte und wieder auskristallisierte Partien des Graphits].

**Peter Tschirwinsky.**

**D. P. Serdütschenko:** Graphitlagerstätte bei Alte Krym, Mariupol-Kreis. (Miner. Resources and their Technology. Moscow 1927. No. 5/6. 348—353. Mit 5 Fig. Russisch.)

Graphitführende Gesteine sind auf einer Fläche von 25 qkm nachgewiesen. Die näher untersuchte Graphitgrube liegt 2 km nördlich vom Dorfe Alte Krym und etwa 12 km von der Stadt Mariupol am Azowschen Meere entfernt, wo seit 1912 gearbeitet wird. Graphitgneis tritt in einer Serie anderer Gneise (hellgrauer Gneis, dunkelgrüner Amphibolpyroxengneis und blaßgrüner Pyroxengneis) auf. Letzterer ist meist etwas kaolinisiert und pyritführend. Die Gneise werden besonders reichlich von Granitpegmatit- und Aplitgängen durchbrochen (Fig. 1 und 2). Diese Gesteine führen auch spärliche Graphitshuppen und sogar Graphiteinschlüsse bis 3 cbm (Fig. 5, im Pegmatit). Abbauwürdiger Teil der Graphitlinsen in der Grube 0,4 bis 2,0 m mächtig. Graphitgehalt meist 20—30 %, aber auch 40 %.

Die Genesis des Graphits soll in der Hauptsache metamorph-organisch sein; andere Prozesse (Pneumatolyse und Einschmelzung) hätten nur Nebenbedeutung. Verf. will aber diese Fragen später näher behandeln. [Die Arbeit ist unter Leitung des Ref. ausgeführt.]

**Peter Tschirwinsky.**

**I. A. Shapiro:** Mine research expedition for graphite on Kourejka river, Touroukhansk district in 1924/25. (Miner. Resources and their Technology. Moscow 1926. No. 1 62—69. Mit 6 Fig. Russisch.)

Die seit den 60er Jahren des 19. Jahrhunderts bekannte Graphitlagerstätte (entdeckt und zuerst bearbeitet von Kaufmann SIDOROW) lieferte im Jahre 1925 ca. 800 Tonnen Graphit (90 % C) nach Moskau. Das Graphitflöz, das aus einem Kohlenflöz metamorphosiert ist, erreicht 15 m Mächtigkeit. Die Horizonte unterscheiden sich nach C-Gehalt (80—97,5 %) und anderen Eigenschaften. Im Jahre 1922/23 wurde festgestellt, daß die kohlenführenden permischen Ablagerungen (Sandsteine und Schiefer) noch durch Diabas metamorphosiert sind. Im Liegenden des Graphitflözes treten 2—4,5 m Marmor auf, Diabas überlagernd, während im Hangenden Granitschiefer und Sandsteine liegen.

**Peter Tschirwinsky.**

### Asbestvorkommen.

**A. G. Vologdin:** Gisement d'amiant d'Aspagach. (Botschafter des Geol. Kom. 1927. Nr. 1. 13—17. Beil. z. Bull. du Com. Géol. Léningrad 1927. 46. 2 Karten. Russisch.)

Die Lagerstätte liegt am Fluß Aspagasch, einem Nebenfluß vom Teß, 11 km östlich vom Fluß Enissej. Asbest ist mit Serpentin verknüpft, der ein Stockwerk im cambrischen marmorisierten Kalkstein bildet. Der Kalkstein ist stellenweise in Ophioalcit umgewandelt. Durchschnittliche Länge der Asbestfasern kann zu 20—25 mm angenommen werden.

Nach Qualität:

4. von 5—8 mm . . . . .	10 %
3. „ 8—12 „ . . . . .	20 %
2. „ 12—16 „ . . . . .	30 %
1. „ 16 und höher . . . . .	40 %

Manchmal können die Fasern 40—60 mm erreichen.

Diese Lagerstätte wurde kurz vor dem Weltkriege entdeckt und damals wenig bearbeitet, aber von 1926 ab stärker ausgebeutet.

**Peter Tschirwinsky.**

**P. Tatarinov:** Gisement d'amiant chrysotile des sources de la Kouban (Caucase N). (Botschafter des Geol. Kom. 1927. No. 1. 25—29. Beil. z. Bull. du Com. Géol. Léningrad 1927. 46. Mit 1 Kärtchen. Russ.)

Kurze Angaben über Asbestfundorte im oberen Lauf des Flusses Kuban. Asbest ist mit Serpentinstöcken verbunden, die selbst aus Pyroxenit entstanden. Chrysotilasbest hat nach dem Verf. nur kleinen praktischen Wert. Sein Besuch dieser Stellen wurde durch Arbeiten von A. P. KOLODIASCHNY und I. W. POPOW hervorgerufen, die im Jahre 1926 auch hier gewesen sind und die Fundorte höher als er einschätzten.

**Peter Tschirwinsky.**

### Magnesit.

**A. Gelbler:** Magnesit im Khalilowsky-Rayon. (Botschafter des Geol. Kom. 1925. Nr. 4. 34. Leningrad 1926. Russisch.)

Magnesit, an Serpentinmassiv gebunden, erstreckt sich mindestens auf 5 km bei 1 km Breite. Spaltenfüllungen, Gänge, Nester und Linsen. Stellenweise verkieselt, sonst dicht, weiß, von guter Qualität.

**Peter Tschirwinsky.**

### Phosphate.

**R. Palel:** Sur le gisement des phosphorites de Djurjewka en Podolie. (Bull. de la Sect. de l'Ukraine du Com. Géol. 1925. Liefer. 6. 156—168. Russisch.)

Nach einer literarischen Übersicht über podolische Phosphorite im allgemeinen (p. 156—160) bespricht Verf. seine Forschungen beim Dorf Dschurschewka. Primäre Phosphoritknollen liegen in fossilereen Tonschiefern des oberen Silurs und vielleicht auch unteren Devons, welche von cenomanischen sandigen Schichten überdeckt werden, an deren Liegendem 5—25 cm dicke Agglomerate aus Phosphoritknollen (sekundäre Lagerstücke) auftreten. Diese Gerölle stellen z. T. zerbrochene, bis 15 cm dicke und dann abgerollte, z. T. vollständige, 4—8 cm große Knollen dar, die in grobkörnigem Kies liegen, in welchem auch abgerollte Stücke von silurischem Sandstein, Schiefer und Granit liegen.

**Peter Tschirwinsky.**

**M. P. Flveg:** Phosphorite deposite in Antonovsk Lipovsk, Ural. (Miner. resources and their Technology. Moscow 1926. No. 1. 79—81. Mit 1 Fig. Russisch.)

Die seit 1908 bekannte Lagerstätte in Retschewskaja Datscha, 75 km nordöstlich von Ekaterinburg, besteht aus Blöcken von Phosphorit, Granit, Aplit und Pegmatit, die in Vertiefungen der Oberfläche der kristallinischen Schiefer eingelagert sind. Es sind alte Seifen. Die Vertiefungen sind in den Schiefen besonders da ausgeprägt, wo sie an Granitmassive anlagern. Mittelprobe des Phosphorits: P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 30,51, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 6,18, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 4,64, Ca O 38,53, Si O<sub>2</sub> 11,02, Glühverlust 4,58.

**Peter Tschirwinsky.**

**C. Vojnovskij-Krieger:** Gisement de fluorite de la rivière Solonetchnaya du district de Srétensk (Transbaikalie orientale). (Botschafter des Geol. Kom. 1927. Nr. 2. 18—19. Beil. z. Bull. du Comité Géologique. Léningrad 1927. 46. Russisch.)

Fluorit in etwa 10 m mächtigem Quarzgang, der in dem randlichen Teil des Biotitgranitmassivs liegt. Fluorit bildet tellenweise „einige Meter“ mächtige Anschwellungen, welche schon im Jahre 1834 ausgebeutet wurden. Seine Farbe ist im frischen Zustande dunkelgrün und dunkelviolet. Der Quarzgang selbst ist bald dicht, bald aus Quarzkristallen zusammengekittet, die auch frei in Höhlungen sitzen (prismatische Kristalle bis 7 cm lang). Quarz und Fluorit sind in verschiedenen Generationen (scheinen doch drei Hauptgenerationen ausgeprägt zu sein) vertreten. Keine anderen Mineralien sind im Gang gefunden worden. Die Lagerstätte ist gut.

**Peter Tschirwinsky.**

**N. P. Jahontov:** Ratovkite. (Mineral Resources and their Technology. Moscow 1926. No. 4. 291—294. Russisch.)

Ratowkit, erdiger Fluorit, findet sich im Gouvernement Moskau und Twer zwischen dem oberen Horizont der untercarbonischen (Serpuchow-Stufe mit *Prod. giganteus*) und dem unteren Horizont der mittelcarbonischen (Moskau-Stufe mit *Sp. mosquensis*) Ablagerungen. Bauschanalysen, auf Verbindungen berechnet:

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
Ca F <sub>2</sub> . . . . .	81,85	46,87	57,00	58,12	58,03	59,32
Ca S O <sub>4</sub> . . . . .	1,55	1,60	6,38	2,62	2,41	1,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	11,35	11,12	10,69	3,64	3,40	2,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .						
Si O <sub>2</sub> . . . . .	3,75	5,26	3,40	2,00	2,54	15,72
Ca C O <sub>3</sub> . . . . .						
Ca <sub>3</sub> (P O <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> . . . . .	1,50	0,10	5,13	3,85	4,16	3,65
H <sub>2</sub> O . . . . .						
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
		7.	8.	9.	10.	11.
Ca F <sub>2</sub> . . . . .		60,06	71,51	72,08	65,02	65,63
Ca S O <sub>4</sub> . . . . .		2,03	2,86	2,83	1,71	1,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .		2,90	3,52	3,02	2,94	2,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .		0,80	0,44	0,56	0,70	0,61
Si O <sub>2</sub> . . . . .		15,81	2,48	2,37	4,35	4,10
Ca C O <sub>3</sub> . . . . .		15,97	17,17	16,05	22,02	21,82
Ca <sub>3</sub> (P O <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> . . . . .		3,23	3,44	3,12	3,13	2,88
H <sub>2</sub> O . . . . .		0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
		100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Verf. bespricht kurz die einzelnen Fundorte und vermutet, daß das Mineral in der russischen Aluminiumindustrie verwendet werden kann.

**Peter Tschirwinsky.**

### Strontium.

**R. Wyrglkowsky:** Gisements du celestine de la region de Chotine. (Bull. de la Section de l'Ukraine du Comité Géologique. 1925. Livr. 6. 143—156. Russisch.)

Die Cölestin-Lagerstätten bei Darabany, Distrikt Khotin in Bessarabien sind seit 1839 bekannt. Die geologische Untersuchung der Lagerungsverhältnisse ist früher besonders von I. SINZOW, W. D. LASKAREW, M. D. SIDORENKO, die mineralogische von R. A. PRENDEL und M. D. SIDORENKO gemacht worden, deren Arbeiten ziemlich eingehend ausgenutzt werden. Verf. hat seine im wesentlichen praktische Forschung im Jahre 1917 ausgeführt, wobei sich

aber auch einige neue geologische Tatsachen herausstellten. Die Analysen sind von E. DRISO (Cölestinführende Gesteine und Cölestin selbst). Vgl. dies. Jahrb. 1926. II. A. Ref. 402.

**Peter Tschirwinsky.**

### Korund, Quarz.

**M. Rusakov and N. Nakovnik:** The Corundum Deposits of Semis-Bugu in the Kirghiz Steppes. (Bull. du Com. Géol. Léningrad 1927. 56. No. 3. 281—298. Mit 2 Karten. Russisch mit englischer Zusammenfassung. 297—298.)

Korund wurde 1925 in der Kirgizsteppe zuerst von S. F. GLINKA nachgewiesen. Die Verff. beschreiben 1926 entdeckte eigenartige und praktisch wichtige Lagerstätten dieses Minerals in Semis-Bugu, Gouv. Semipalatinsk, Distrikt Pawlodar, 300 km südwestlich von der Stadt Pawlodar. Die Berge Groß- und Klein-Semis-Bugu bestehen aus verquarztem Quarzporphyr-gestein [„sekundäre Quarzite“; Ref. möchte bemerken, daß dieser Name von E. S. FEDOROW eingeführt, aber nicht zutreffend ist, weil auch gewöhnlicher Quarzit als eine sekundäre Bildung betrachtet werden kann; es wäre besser, in diesem Falle den Namen Orthoquarzit zu benutzen, wie ich und meine Schüler es tun], das Glimmer, Alunit, Pyrit und gangartige Ausscheidungen von Korund führt. Granitisch-syenitische Gesteine von diesem Berge sind nach W und NW entwickelt. Ein kleiner Stock Granit-syenit und Syenitporphyr liegt auch zwischen beiden Bergen. Diorit und Dioritporphyre durchsetzen an 3—4 Stellen „sekundäre Quarzite“ und Granite. Korund wurde zum ersten Male als dünne, violettblaue Adern in glimmerreichem Quarzit gefunden; weiter sind die Stücke des Korund-gesteins auf 240 m Länge und durchschnittlich 100 m Breite verstreut. Das Korundgestein enthält hier 70—80 % Korund. Die einzelnen Blöcke müssen 10—50 und sogar 100 Pud schwer sein. Die Korundgesteine führen folgende Mineralien: Quarz, Muscovit, Eisenglanz, Pyrit, Rutil, Feldspat (äußerst selten), Carbonat, ? Zirkon, Magnetit, Diaspor, Alunit, Hydrargillit, Jarosit und wahrscheinlich einige andere. Struktur ist massig oder breccienförmig (bläulicher Korund des Zements und Bruchstücke des weißen oder grauen feinkörnigen Aggregates desselben Minerals). Also Korund scheint hier in zwei Generationen vorhanden zu sein. Es werden 12 chemische Analysen des Gesteins angeführt, die darauf hinweisen, daß Si O<sub>2</sub> 0,00—5,09, Ti O<sub>2</sub> Spur bis 0,47, Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub> (total) 85,44—97,46, Fe<sub>2</sub> O<sub>3</sub> 0,45—2,48, Fe O 0,18—0,45, Mg O 0,05—0,10, Ca O 0,08—0,21, K<sub>2</sub> O 0,16—0,43, H<sub>2</sub> O 1,65—5,23, S O<sub>2</sub> 0,97—3,24 % ausmachen. Spez. Gew. 3,587—3,836. Verf. hält diese Lagerstätten für pneumatolytische Entstehung nach der Zerklüftung des sekundären Quarzits (also auch pneumatolytisch-hydrothermale Umwandlung). Die Emanationen rühren von der unterliegenden Granitsyenitmasse her. Der Vorrat wird vorläufig auf 1,2 Millionen Pud Korundgestein geschätzt.

**Peter Tschirwinsky.**

**M. A. Gordlenko:** Quarz deposits in the Kyshtym mining district. (Mineral Resources and their Technology. 1926. No. 12. 836—840. Mit 5 Kärtchen. Russisch.)

Gänge von Quarz sowie Bergkristall, deren Lagerstätten geschildert und technische Analysen ihres Quarzgehalts gegeben werden. Einige dieser wichtigen Lagerstätten wurden nur von 1923—1924 bearbeitet. Bei Kisiltasch ist ein mächtiger Quarzgang 1,2 km lang, der ganz durchsichtige Partien enthält (99,1 %  $\text{SiO}_2$ , 0,06 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). Der Gang ist in Devonschiefer eingelagert.

**Peter Tschirwinsky.**

**A. Schuppe:** A propos de l'emploi des corindons de provenance russe. (Botschafter des Geol. Kom. 1927. Nr. 6. 28—34. Leningrad 1927. Russisch.)

Am wichtigsten sind im Ural die Schmirgellagerstätten der Gruppe Tetscha, 13—18 km von der oberen Kyschtym-Hütte entfernt. Vorräte etwa 120—150 000 t.

Analysen:

	I.	II.	III.
$\text{Al}_2\text{O}_3$ . . . . .	66,82	59,14	56,64
$\text{SiO}_2$ . . . . .	13,25	11,20	13,84
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ . . . . .	6,46	10,05	nicht best.
$\text{FeO}$ . . . . .	4,30	8,09	19,53
$\text{MgO}$ . . . . .	0,41	—	1,78
$\text{CaO}$ . . . . .	0,21	2,23	2,44
$\text{K}_2\text{O}$ . . . . .	0,03	—	—
$\text{Na}_2\text{O}$ . . . . .	0,38	—	—
$\text{TiO}_2$ . . . . .	1,60	2,89	—
$\text{P}_2\text{O}_5$ . . . . .	3,18	4,94	—
Glühverlust . .	nicht angegeben	nicht angegeben	5,36
$\text{H}_2\text{O}$ . . . . .	2,25	1,18	nicht angegeben

Ausgebeutet wurden im Jahre 1925/26 5530 t. **Peter Tschirwinsky.**

**A. P. Ivanov:** Fire proof Materials and Fluxes of Ural and Kouznetzky Basin. (Mineral Resources and their Technology. 1927. No. 1. 20—31. Russisch.)

Es ist hier die Rede über Quarzite, feuerfeste Tone, Magnesit, Dolomit, Chromeisenstein, Sande und einige andere Mineralien. Viele Analysen. besonders der Tone, aus dem Ural und Kusnezky-Bassin (Sibirien).

**Peter Tschirwinsky.**

### Glimmer.

**A. A. Mamoorovsky:** Mica deposits in the district of the river Mama and Vitim. (Mineral Resources and their Technology. 1926. No. 12. 821—835. Mit 14 Fig. Russisch.)

Diese schwer zugängliche reiche Muscovitlagerstätte studierte im Jahre 1926 eine spezielle Expedition des Instituts für angewandte Mineralogie und Metallurgie (früher Lithogaea). Geschichte (seit der Zeit von Imp. Peter der Große), Grubenverbreitung und ihre Charakteristik, wirtschaftliche Bedeutungen usw. werden hier geschildert.

Die Glimmergruben erstrecken sich von dem Fluß Witim aus, treten über den Fluß Mama bei der Mündung des Großen Sludianka und folgen dann südlicher dem Fluß Tschuja einer tektonischen Richtung. Der abbauwürdige Muscovit ist nur mit den Quarzonen der Granitpegmatite verknüpft, nicht aber mit den Pegmatiten selbst. Die Expedition hat eigene Grubenarbeiten im Kolotowka-Berg und Krasny Jar (d. h. Rote Schlucht) ausgeführt. Kolotowka besteht aus Disthen- und Granatschiefer, die vom Pegmatit durchbrochen sind. Diese Pegmatite führen große Beryllkristalle, die leider undurchsichtig und rissig sind. Der dortige Muscovit soll dem „ruby mica“ aus Indien zugerechnet werden.

**Peter Tschirwinsky.**

**V. N. Lodotchnikov:** Mica blanc de la chaîne Kalbinski. (Botschafter des Geol. Kom. 1927. Nr. 1. 10—11. Beil. z. Bull. du Comité Géologique. 46. Léningrad 1927. Russisch.)

Verf. hat eine Muscovitplatte von 11 cm im Durchmesser erhalten, die bei der Siedlung Kokpekty der Kalbinsky-Bergkette im Gouvernement Semipalatinsk gefunden wurde. Sie soll aus Granitpegmatit stammen. Die Lagerstätte hat praktischen Wert. Verf. gibt nähere geographische Angaben.

**Peter Tschirwinsky.**

### Feldspat, Kaolin.

**W. A. Warsonoffowa:** Die Vorkommen der Kaolintone in den Distrikten Kungur, Krasnoufimsk und Solikamsk, Gouvernement Perm. (KEPS. Léningrad 1927. Nr. 64. 1—68. Mit 5 Fig. u. 1 Karte. Russisch mit deutscher Zusammenfassung. [66—68.]

Eine Gruppe der Lagerstöcke der Kaolintone liegt im Bezirke von Krasnoufimsk, die anderen in demjenigen von Solikamsk. Die Kaolinlager von Krasnoufimsk sind an die Kalkformation geknüpft. Sie liegen am Nordende des Plateaus von Ufa. Die ältesten Ablagerungen dieses Gebietes sind obercarbonische Kalksteine; weiter sind die Ablagerungen von der Kungur- und Artinsk-Stufe verbreitet. Die Kungur-Stufe besteht aus Mergeln und Kalken, die Artinsk-Stufe aus Sand- und Tonablagerungen. Die Kaoline und die weißen feuerfesten Tone finden sich nur auf dem Plateau von Ufa und auch an seiner Ostgrenze, in der Gegend, wo Sandsteine verbreitet sind, aber immer ganz nahe bei Kalkgebieten. Ihr Alter ist bisher als postpliocän angenommen worden. Verf. unterscheidet in den jüngeren Formationen dieser Gegend zwei ganz verschiedene Teile. Der untere Teil besteht aus weißen und gelblichweißen Tönen, welche oft mit karminrotem Ton und Eisenerzlagern verbunden sind. In den oberen Teilen der Tonstöcke finden sich oft kleine Lignitflöze und einzelne Stücke von verkohlten Baumstämmen (das sind *Taxodioxyton Taxodii*, *Cupressinoxyton sequoianum*, *C. sp.*, *Pitio-*

zylon sp.). Am wahrscheinlichsten gehören die weißen Tone zum Miocän. Die Kaolinablagerungen werden von braunrotem Sandkies und Tonschichten bedeckt, welche einer ganz anderen und später entstandenen Formation angehören. Wahrscheinlich sind sie postpliocän. Verf. unterscheidet zwei Gruppen von Kaolinlagern:

1. Auf dem Plateau von Ufa ruhen diese Tone auf der unebenen Oberfläche der Kalkablagerungen und füllen oft große Vertiefungen in derselben aus. Sie sind sehr mächtig und zeigen keine Spur von Schichtung. Der Kaolin ist hier meist sehr rein.

2. Die Ablagerungen der feuerfesten Tone, welche auf den unterpermischen Sandsteinen ruhen, haben ganz andere Merkmale: Sie sind immer wohlgeschichtet und wechseln mit weißem Sand und Quarzkies. Der Quarzsand ist öfters zu Quarzsandstein verkittet. Verf. weist auf Pflanzenreste (*Equisetum limosellum* [miocän]) hin.

Die Kaoline der ersten Gruppe sind nach Meinung des Verf.'s aus unterpermischen und obercarbonischen Kalksteinen und Mergeln durch Verwitterung und Auflösung entstanden. Endliche Umbildung dieser Tone in Kaolinlager geschah nach dem Verf. unter entsprechenden klimatischen Bedingungen (feuchtes subtropisches Klima). Die Ablagerungen der zweiten Gruppe sind sekundäre Lager. Sie wurden durch Umlagerung wahrscheinlich in Flüssen und Flußbuchten gebildet. Dieser Vorgang fand im Miocän statt, wie es die Anwesenheit von *Eq. limosellum* beweist. Im Bezirke von Solikamsk wurden von dem Verf. die Lager von Vsewolodo-Vilva und Ust-Igum besucht. Die ersten befinden sich am Westabhange eines kleinen Kalkgebirges und sind der ersten Gruppe ganz analog. Sie sind auch mit Eisenerzlagern verbunden und enthalten Lignit. Die Kaolinablagerungen von Ust-Igum befinden sich in einer Gegend, wo permische Kupfersandsteine verbreitet sind. Sie gehören zur zweiten Gruppe. Verf. gibt eine historische Übersicht über die Ausbeute der feuerfesten Tone und eine tabellarische Zusammenstellung der Analysen (für die erste Gruppe Tab. I p. 42—43 [32 Analysen], für die zweite Gruppe Tab. II p. 45 [19 Analysen]).

**Peter Tschirwinsky.**

**V. I. Louchitzky:** Primary and secondary Kaolin resources of Ukraine. (Miner. Resources and their Technology. Moscow 1926. No. 5. 355—362. Russisch.)

Verf. bespricht die Vorräte des Kaolins nach einzelnen Lagerstätten der Ukraine (Gouv. Wolynien, Kijew, Podolien, Odessa, Ekaterinoslaw und Tschernigow).

**Peter Tschirwinsky.**

**V. I. Louchitzky:** Ceramic resources of USSR. and possibilities of their utilisation. (Miner. Resources and their Technology. Moscow 1926. No. 1. 47—53. Mit 1 Karte. Russisch.)

Kurze Angaben über russische Lagerstätten von Kaolin, Feldspat und Quarz. Hauptsächlich sind beschrieben die primäre und sekundäre Kaolinlagerstätte in der Ukraine, die besonders in den letzten Jahren untersucht wurden.

**Peter Tschirwinsky.**

**S. G. Koklik:** Feldspar Deposits of Ukraina. (Miner. Resources and their Technology. 1927. No. 1. 11—20. Russisch.)

Kurze Beschreibung vieler Lagerstätten in Pegmatitgängen im Gouv. Wolynien, Kijew, Podolien und Taurien. In 80 % der Gänge des Kalifeldspats ist Mikroklin, in 8 % Orthoklas und in 12 % Plagioklas. Nebengemengteile außer Glimmer, Apatit, Granat, selten auch Turmalin und Magnetit.

**Peter Tschirwinsky.**

**I. Besdeka:** Sulphur and Ozokerite Deposits in Shoor-Sou and Moom-Kan-Sae. (Miner. Resourc. and their Technology. Moscow 1927. No. 4. 250—253. Russisch.)

Lagerstätten von Ozokerit, Erdöl, Schwefel und Alaun in Schor-Su und Mum-Kan-Sai finden sich 35 km von der Stadt Kokand in der Usbekrepublik in Asien. Antiklinal gebundene Schichten der Fergana-Stufe bestehen hier aus Tonen, Mergeln, Kalksteinen und Gips. Schwefel findet sich meist in Mergeln, Gips und Kalksteinen. Schwefelhaltige Serie erreicht 64 m. Die reichste (15—20 % S) Serie beträgt 8 m (in Kalkstein und Mergel). Ozokeritkalkstein liegt auf dieser Schwefelserie. Schwefel bildet die Zwischenlager, Adern, Nester, in Drusenräumen oft gut kristallisiert. Verf. bespricht bergmännische Arbeiten und die wirtschaftlichen Verhältnisse. **Peter Tschirwinsky.**

### Verschiedene Rohstoffe.

**V. Renngarten:** Aperçu des gisements de minéraux utiles et des sources minérales du Daghestan méridional. (Bull. du Com. Géol. 1927. Léningrad. 46. No. 3. 207—244. Mit 2 Fig. u. 1 Karte. Russisch mit englischem Auszug [244].)

Beschreibung und Karte der Lagerstätten von Pb und Kupfererzen, Pyrit, Zinnober (eingehende Darstellung der Lagerstätten von Khpek, Gapt-sakh und Kasardi-Kam), Steinkohle, Phosphorit, Gips, Mergel, Ton, Schleifstein, Bimsstein, Eisensulphat und Mineralquellen. Literaturverzeichnis.

**Peter Tschirwinsky.**

**P. G. Dobrowolsky:** Nutzbare Lagerstätte des Maikopdistrikts. (Vorläufige Mitteilung.) (Miner. Resources and their Technology. Moscow 1927. No. 9. 561—565. Mit 1 Karte. Russisch.)

Aus dem Maikopdistrikt des Kubangebietes in Ciskaukasien werden kurz besprochen Lagerstätten von: Eisenerz, rotgefärbte Schiefer, Gips, Nickelerze, silberhaltiger Bleiglanz, lithographische Schiefer, sodann früher fälschlich als Zinnober angenommene Vorkommen (= Eisenhydroxyde) und Malachit (letzterer am Flusse Belaja erwies sich als Serpentin).

**Peter Tschirwinsky.**

**A. K. Meister:** Metallische fossile Rohstoffe von SSSR. (Reichsverlag. Moskau-Leningrad 1926. 303 p. Mit 4 Karten u. 36 Fig. Preis 6 Rubel 50 Kop. Russisch.)

Das Buch ist für weite Kreise bestimmt. Das Stoffmaterial ist nach Metallen gruppiert. Die Erze, Vorräte, Ausbeute, ökonomische Bedeutung,

Typen der Lagerstätten sind beschrieben. Im Schlußkapitel ist eine Übersicht der wichtigsten Erzlagerstätten Rußlands gegeben und in einer Ergänzung wird noch Pyrit, Fluorit, Asbest und Glimmer besprochen. Die Karten sind trotz des kleinen Maßstabs gut leserlich.

**Peter Tschirwinsky.**

**Peter Tschirwinsky.** Nützliche mineralische Rohstoffe des Kubangebietes und des Bezirkes des Schwarzen Meeres. (Arbeiten der Nordkaukasischen Assoziation Wissenschaftlicher Institute. Nr. 24. Institut der angewandten Wissenschaften am Donschen Polytechnikum. Liefer. 5. Rostow an Don 1927. 1—232. Mit 33 Textabbildungen u. IV Taf. Russisch.)

Das Buch faßt unsere jetzigen Kenntnisse der fossilen Mineralstoffe und ihrer Lagerstätten (einschl. Gesteine und Wasser) des Kubangebietes und des Bezirkes des Schwarzen Meeres zusammen. Viele noch nicht veröffentlichten Beobachtungen verschiedener Personen und neue analytische und petrographische Angaben (hierzu auch Taf. I—IV nach dem Verf.) werden mit den bereits bekannten zusammengestellt und systematisch nach einzelnen Rohstoffen behandelt. So sind hier die neuen Forschungen von Doz. P. D. GREBNEW (Kohlen), A. W. LUKOWSKY, W. IWANIS, M. PRIGODIN, K. PONOMAREW (Untersuchung von vier Erdölproben), Prof. N. M. ABRAMOW (Bausteine), N. OSMANOW (Zementmergel), N. BESBORODKO (Erze u. a.), Bergingenieure P. DOBROWOLSKY (Nickelerze, Salpeter), A. KOLODIASCHNY (Asbest, Chromit, Epsomit), I. W. POPOW (Chromitlagerstätte und Serpentine), vom Verf. selbst und einigen anderen berücksichtigt. Im Vordergrund steht das Kubangebiet (p. 9—188), dann folgt der Bezirk des Schwarzen Meeres (p. 189—211). Folgende Rohstoffe und ihre Lagerstätten aus dem Kubangebiet werden besprochen: Erdöl, Erdgas, Steinkohle, Graphit, Torf, Schwefel, Pb-, Zn-, Ag-Erze (hauptsächlich Karatschay-Lagerstätte), die Erze und Lagerstätten von Cu, As, Hg (angeblich nachgewiesen), Fe, Mn (hierzu die letzten Untersuchungen von W. A. SELSKY mit einer Reihe Abbildungen, p. 93—100), Cr, Ni, Salpeter, Schwefelsäure. Salze, nämlich Glaubersalz, Epsomit (Fig. 15 und Taf. II, Fig. 10), Eisensulfate, Alaun, Gips, Baryt und Cölestin, dann Halit, Borate, Brom- und Jodsalze, natürliche Bausteine, feuerfeste Materialien, lithographischer Schiefer, Ornamentsteine, Tone, Sande, Kies, Geröll, Granit, Diorit, Quarzporphyr (Keratophyr), Andesit, Glimmerschiefer, Granit-Pegmatit, Feldspat, Serpentin, Asbest, Tafek, Petalit, Edelsteine des Kubangebietes. Im Bezirk des Schwarzen Meeres sind berücksichtigt: fossile Brennstoffe, die Lagerstätten von Pyrit, Cu, Ag, Pb, Zn und Fe, natürliche Baumaterialien inkl. Zementschiefer (bekannte Lagerstätte bei Noworossijsk u. a., dazu Textabbildungen p. 26—31), Sande, Sandsteine, Calcit und Doppelspat (Fig. 32 und 33), Süß- und Mineralwässer. Die Tab. I—IV (Fig. 1—24) veranschaulichen die Mikrostruktur der Gesteine und einiger Mineralien, die Verf. selbst untersuchte. Alphabetisches Sach-, Orts- und Personenregister und Erklärung der Tafeln.

**Peter Tschirwinsky.**

## Allgemeine Geologie.

### Klima und geologische Vorgänge.

(Insbesondere Arides Klimareich.)

**Erich Kalsor:** Surface Geology in Arid Climates. (Trans. geol. Soc. South Africa. Johannesburg 1927. 30. 121—131.)

Es wird zu zeigen versucht, wie notwendig es ist, für die Deutung der unter aridem Klima gebildeten fossilen Ablagerungen Abtragung und Sedimentation im heutigen ariden Klima zu studieren und dabei auf alle dem jetzigen Klima fremden Erscheinungen zu achten.

Zunächst zeigte sich bei den Studien im ariden Klimagebiete Südafrikas, daß nicht in allen Teilen gleich starke Sedimentation herrscht. In der Namibwüste Südwestafrikas, also im extrem ariden Gebiete, zeigt sich zunächst starke Abtragung, vornehmlich äolischen Abtransports. Gegen die Grenze des normal ariden Gebietes nimmt die Sedimentation stark zu und erreicht dann an dieser Grenze ein Maximum, wogegen weiterhin im normal ariden und dann im semi-ariden Gebiete die Aufschüttung mehr und mehr abnimmt und zuletzt in starke Abtragung übergeht. Dies wird durch eine Aufschüttungskurve graphisch dargestellt.

Vom Untergrunde abhängige Erscheinungen werden als edaphisch bezeichnet. Diese zeigen sich vor allem in der Verwitterung, damit in der Bodenbildung wie in den Oberflächenformen. Die starke edaphische Beeinflussung der Bodenbildung verhindert uns, klimatische Bodenzonen voneinander abzutrennen.

Als Fremdfornen oder als fremde Vorgänge und Erscheinungen treten uns solche entgegen, welche in der Vorzeit gebildet sind (Vorzeitformen, -erscheinungen). Fremdformen können auch edaphisch oder durch das Hinübergreifen der Vorgänge aus einer Klimazone in die andere bedingt sein. Dies Hinübergreifen zeigt sich in einzelnen ariden Klimagebieten in der starken, vom humiden Klimareiche aus bedingten Sedimentation (Argentinien, Zentralasien usw.). Vom humiden Klima aus kann auch, wie im östlichen Teile Südafrikas, bei tiefer Lage der Erosionsbasis die Abtragung weit in arides Gebiet zurückgreifen. Glaziale Bildungen können u. U. mit denen des ariden Gebietes gemischt werden. Äolischer Abtransport beeinflußt die marine Sedimentation in dem benachbarten Ozean.

Wenn man aber nun vom Prinzipie des Aktualismus aus die fossilen Sedimente von den jetzigen Erscheinungen aus beurteilen will, so muß man sehr vorsichtig zu Werke gehen. Die Ausbildung der badland-Landschaften in allen natürlichen oder durch Eingreifen des Menschen vegetationsleeren oder -armen Gebieten zeigt uns eine der vielen Konvergenzerscheinungen in verschiedenen Klimaten. Sobald ein Gebiet intensiver Erosion im humiden Gebiete aufgeforstet ist, wird der starke Abtrag wesentlich behindert. In den Zeiten, in welchen die Vegetation noch nicht auf die Festländer vorgedrungen war, muß dort eine intensive Abtragung der Verwitterungsmassen erfolgt und verwittertes, halb- und unverwittertes Material muß nach dem nächsten Sedimentationsbecken fortgeführt und dort abgesetzt worden sein. Deshalb sehen wir in jenen alten terrestren und marinen Sedimenten Gesteine, welche den heutigen Bildungen ariden Klimas sehr gleichen. Heute wird die Abtragung halb- und unverwitterten Materials aus den humiden Gebieten durch die dichte Vegetationsdecke stark behindert. Paläozoische Arkosen brauchen nicht ein Zeichen für Entstehung unter aridem Klima zu sein. Sie sind ebenso wie viele Grauwacken beeinflusst durch den intensiven Abfluß von vegetationsleeren oder -armen Festländern humiden Klimas jener Zeit. Das Verschwinden von Arkosen und Grauwacken in den marinen Schichten späterer Zeit ist ein Zeichen für die Änderung der Abtragsbedingungen. Weiter hat man bei dem Vergleich der jetzigen Bildungen mit fossilen zu beachten, daß die letzteren durch Verwitterung, Diagenese und Metamorphose in verschiedenartiger Weise verändert sein können.

Das Studium der heutigen Abtragung und Sedimentation im ariden Klima hat auch mancherlei Folgerungen für die Bewirtschaftung des ariden Gebietes wie für die Erkenntnis von Minerallagerstätten, wofür Beispiele angeführt werden.

**Erich Kaiser.**

**Wilhelm Ramsay:** The Probable Solution of the Climate Problem in Geology. (Geol. Mag. 61. 1924. 152—163.)

Die „Relief Hypothesis“ genannte Theorie des Verf.'s soll das Problem lösen, warum zu gewissen geologischen Perioden nivale und zu anderen warme klimatische Verhältnisse praktisch auf der ganzen Erde vorherrschten. Der Wechsel ist nach dem Verf. rhythmisch und zyklisch:

	1. Phase	2. Phase	Orogenetische Phase
I. Zyklus	Präcambrisch Cambrisch Ordovicisch	Gotlandisch	Caledonisch
II. „	Devon-Untercarbon		
III. „	Perm-Trias-Jura	Obercarbon	Hercynisch
IV. „	Quartär	Kreide-Tertiär	Alpin

Die 1. Phase eines jeden Zyklus ist „anorogenetisch“, dann folgt ein Vorläufer der Hauptorogenese, wieder Ruhe (2. Phase), dann mit allmählicher

Steigerung die Hauptorogenese, die nach dem Maximum allmählich abnimmt und zum II. Zyklus überleitet.

Funktionen dieser Zyklen sind vulkanische Tätigkeit, Trans- und Regressionen der Meere und die Oberflächengestaltung der Erde. Verf. kommt zu dem Schluß, daß die Quartär- und Jetztzeit eine Periode hochoberer Kontinente und tiefer Ozeane darstellt. Das gleiche nimmt er für den Beginn der caledonischen, hercynischen und alpinen Zyklen an. Für diesen Zustand wird der Ausdruck „orokratisch“ (orocratic), für den der anorogenetischen Einebnung „pediokratisch“ (pediocratic), für die klimatischen Verhältnisse überwiegender Vergletscherung „miothermisch“ (miothermic), für die größere Wärme „pliothermisch“ (pliothermic) eingeführt.

Präcambrium, älteres Paläozoicum, Unterdevon, Perm, untere Kreide (?) und Quartär sind miothermisch; sie alle folgen unmittelbar auf Zeiten erhöhter Gebirgsbildung. Die anderen Erdperioden sind pliothermisch.

Verf. behandelt ausführlich die Wechselbeziehungen zwischen Gebirgsbildung und Klima und kommt zu dem Schluß, daß intensive Gebirgsbildung notwendigerweise Abnahme der Temperatur zur Folge hat.

Klimatische Oszillationen innerhalb miothermischer Perioden werden durch die vertikalen Ausgleichsbewegungen verursacht, welche sich aus zunehmender Belastung durch intensivere Vereisung und Belastungsabnahme durch Schmelzung ergeben. Daß die Maxima und Minima beider Kurven nicht notwendigerweise zusammenfallen, zeigt das Beispiel Fennoskandias, dessen aufwärtssteigende Bewegung noch lange nach der Periode der Vereisung und Befreiung vom Belastungsdruck anhält.

H. P. T. Rohleder.

**Erich Kaiser:** Über Fanglomerate, besonders im Ebrobecken. (Sitz. Ber. d. B. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Abt. München 1927. 17—28. 2 Taf.)

Als Fanglomerate wurden bereits in der Diamantenwüste (Bd. II) im Anschluß an A. C. LAWSON bezeichnet „die grobkörnigen bis grobstückigen Ablagerungen ariden Klimas mit vielen beigemengten feineren Bestandteilen, die sich bei ihrer Ablagerung durch eine relativ große Frische ihrer Bestandmassen auszeichnen, die zuweilen geschichtet, aber noch nicht gut, nach den Korngrößen getrennt, sondern oft in wildem Durcheinander durch trockenen Massentransport und durch die Schlammströme fluvio-ariden Abflusses, besonders im normal- und extrem-ariden Klima gebildet worden sind“. Sie füllen die Hohlformen aus und gehen von grobkörnigen, ja grobstückigen Massen am Gebirgsrande bis zu feinstaubigen Bildungen in der Tiefe der einzelnen Senke. Schuttkegel gehen dabei in flache Schuttfächer über. Für die Begriffsbestimmung der Fanglomerate ist am wichtigsten die unregelmäßige Mischung von grobkörnigen und grobstückigen mit feinkörnigen, sandigen und staubigen Bestandteilen innerhalb der einzelnen Bank und die relativ geringe Abrollung der einzelnen Bruchstücke.

A. C. LAWSON und A. O. WOODFORD haben bereits Beispiele von fossilen Fanglomeraten behandelt (dies. Jb. 1914. II. -64-, 1926. II. B. 198, außerdem LAWSON, Univ. of California publ., Bull. of the Dep. of Geol. 7. No. 15.

325—334. Berkeley 1913). Verf. beschreibt nun aus dem Tertiär des Ebrobeckens Fanglomerate, die der aufgestellten Begriffsbestimmung unterzuordnen sind (Lutetien bis Stampien). Fehlen von Schichtung, stark wechselnde Mächtigkeit; am Gebirgsrande wenig, gegen das Innere des Beckens stark durch mergelige Sandsteine geteilt. Die einzelnen Bestandteile in den tieferen Lagen noch sehr eckig; in den höheren Horizonten reich an gerundeten Bruchstücken. Ebenso ist in Richtung vom Gebirgsrande nach der Mitte des Beckens eine Zunahme der Abrollung festzustellen.

In bezug auf die Faziesausbildung in den Sedimentationsbecken ariden Klimas ist zu beachten, daß kleinere Becken ganz durch Fanglomerate aufgefüllt sein können. In größeren Becken finden wir vom Rande her nach dem Beckentiefsten hin folgende petrographische Faziesgliederung: Meist eluviale Schuttmassen — Fanglomerate — Übergangsbildungen — Arkosen — Salzarkosen — Alphitite (Gesteinsmehle) — stellenweise Salzpelite — Salze. In den Sedimentationsbecken ariden Klimas, deren Randgebirge aus nicht-kristallinen, etwa kalkigen Gesteinen gebildet werden, fehlen selbstverständlich die frischen, unverwitterten Silikate, die an dem Aufbau der normalen Fanglomerate so reichlich beteiligt sind.

**Erich Kaiser.**

**F. M. Exner:** Zur Physik der Dünen. (Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien 1920. Math.-nat. Kl., Abt. II a. 129. 929—952.)

Verf. behandelt zunächst den Fall der engständigen, niedrigen Wellenlinien an der Oberfläche von ebenen oder geneigten Sandmassen [Kräuselungen, Rippelmarken, Wellenfurchen. Ref.]. Laboratoriumsversuche über das Entstehen von Sandwellen durch Wind in einem 4 m langen Holzkanal mit quadratischem Querschnitt von 20 cm Seitenlänge, dessen Boden mit etwa 2 cm dicker Sandschicht bedeckt war, bildeten den Ausgangspunkt. Ein Ventilator erzeugte in dem Kanale Wind, der mit einem Handanemometer gemessen wurde. Es zeigte sich, wie aus einer horizontalen Luftströmung allmählich eine oszillierende wird, die ihre Wellenberge und -täler in den Sand einprägt. Die damit gebildeten Kräuselungen zeigen eine neue Art von Wellenbewegung, bei welcher die Wellenlänge und -höhe mit dem Fortschreiten in der Windrichtung, auch ohne Interferenz verschiedener Wellen, zunimmt.

Die Höhe der fortschreitenden Luftströmung war nach oben hin begrenzt. Für diesen in der Natur wohl kaum vorliegenden Fall war bei den Versuchen schließlich ein Maximum der Wellengröße erreicht, das eben der Ausbreitungsmöglichkeit der Oszillationen nach oben entspricht. Es wurde versucht, eine mathematische Formel für das in der Windrichtung eintretende Wachstum der Wellen zu finden, wobei annähernde Übereinstimmung der beobachteten und berechneten Zahl der Wellen in den einzelnen Abschnitten des Windkanals erreicht wurde. Der Wind gerate beim Auftreten auf eine Sandfläche in Oszillationen, die beim Fortschreiten „in einer arithmetischen Progression wachsen“.

Verf. hält es für wahrscheinlich, daß die Wellen weiter wachsen würden, wenn sie genügenden Entwicklungsraum nach oben und auch nach unten,

in den Sand hinein, hätten. Es sei nicht einzusehen, warum, wenn die Oszillationen in immer höhere Luftschichten greifen können, nicht auch Wellen von sehr großer Länge, wie es die Küsten- und Wüstendünen sind, hervorgehen könnten. Verf. meint, daß „die ganz großen Wüstendünen von 50 und mehr Meter Höhe und mehreren hundert Meter Länge eine sehr gleichmäßige Luftströmung bis in recht beträchtliche Höhen zur Voraussetzung haben“. [Das ist recht wichtig für die quer zum Winde gestellten Sandwälle, die „Transversaldünen“, die nicht selten beobachtet sind, welche sich durch gleichartige Böschung auf Luv- und Leeseite auszeichnen. Die Erklärung der Wanderdünen mit ungleichartiger Luv- und Leeseite kann damit nicht erreicht werden. Beide Dünenformen haben nach meinen Beobachtungen verschiedene Entstehungsbedingungen. Ref.]

In einem zweiten Teil wird die Fortbewegung der Dünen unter dem Einfluß des Windes untersucht. Es wird eine Differentialgleichung aufgestellt, deren Integration für verschiedene Anfangsbedingungen des Dünenbildes recht mannigfache Ergebnisse liefert, welche z. T. mit den Erfahrungen übereinstimmen. Zu einer sicheren Ausdeutung fehlt es noch an einer genaueren Untersuchung der „Physik des Sandes“. Etliche Überlegungen führen dazu, daß die einfache Parallelverschiebung einer Sandwelle nur auf der Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe beruht. Aus den entwickelten Formeln folgt weiter, daß ein Wellenkamm, der seiner ganzen Querausdehnung nach von ungleicher Höhe ist, verzerrt wird. Die niedrigeren Teile, welche einer kürzeren Wellenlänge der Oszillationen und des bewegten Sandes entsprechen, eilen den höheren Teilen des Wellenkammes voran. Die niedrigeren Teile werden dann die Ausläufer der höheren Erhebungen des primär unregelmäßig gestalteten Wellenkammes, womit Sicheldünen (Barchane) entstehen. [Das entspricht manchen vom Berichterstatter beobachteten Formen in der Entwicklung von Barchanen. Die andersartige Entstehung aus langgestreckten Sandwehen und Sandschilden (vgl. Diamantenwüste II) ist damit noch nicht gedeutet. Ref.] Es fehlt aber auch noch, wie Verf. selbst sagt, die Theorie für die Form der sich bildenden „Sandwälle“ mit steilem Böschungswinkel auf der Leeseite gegenüber dem geringeren auf der Luvseite.

[Es wäre sehr erwünscht, daß die vom Verf. schon als notwendig bezeichneten Messungen in Dünengebieten vorgenommen würden, um die so oft versuchte, aber immer wieder als unzulänglich erkannte Erklärung für die verschiedenartigen Formen von Flugsandansammlungen endlich zu erlangen. Es sollten die Untersuchungen aber nicht in einem einzigen Dünengebiet durchgeführt, sondern Dünengebiete in verschiedenartigen Klimazonen und in morphologisch verschiedenartigen Oberflächengebieten experimentell und theoretisch ausgemessen werden.

Berichterstatter bedauert lebhaft, diese wichtige Arbeit bei Abfassung der entsprechenden Abschnitte der „Diamantenwüste“ nicht gekannt zu haben, da er die theoretischen Ableitungen auf seine Beobachtungen vielfach hätte anwenden können. Ref.]

**Erich Kaiser.**

**E. B. Bailey:** Subterranean Penetration by a Desert Climate. (Geol. Mag. 63. 1926. 276—280.)

Die vorliegende Arbeit betrifft die anomale Rotfärbung vieler Partien des Carbons der Insel Arran. Zunächst bekräftigt Verf. die früheren Aussagen von B. N. PEACH, daß

1. die Rotfärbung vieler der Karbongesteine Arrans nicht primär ist,
2. diese in irgendeiner Form mit dem „Neuen Roten Sandstein“ in Verbindung steht.

Verf. fügt hinzu, daß

3. die rote Farbe nicht von oben nach unten von auswärts eingedrungen ist,
4. sondern diese in situ entstanden ist, durch Oxydation des in den Carbongesteinen enthaltenen Eisens, jedoch unter Mitwirkung von der „Neuen-Roten-Sandstein“-Atmosphäre und Wasser.

Durchlüftung zusammen mit der Möglichkeit des Eindringens von Sickerwassern waren nach dem Verf. die Bedingungen, welche Luftzutritt in die von der „Neuen-Roten-Sandstein“-Wüste bedeckten carbonischen Gesteine zuließen. Wenn Wasser hinzutrat, so war es durch die Vegetationsarmut frei von organischen Stoffen. Durch das beständige Anwachsen der „Neuen-Roten-Sandstein“-Ablagerungen bis zu einer Mächtigkeit von mehreren tausend Fuß bildeten diese vielmehr eine schützende Hülle und Hindernis gegen klimatische Färbung als eine Quelle derselben.

Die Wahrscheinlichkeiten dieser Hypothese werden des längeren im einzelnen diskutiert.

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

**G. W. Graham:** Note on Red Colouration under Climatic Influence in the Sudan. (Geol. Mag. 63. 1926. 280-282.)

Die Wüste ist in erster Linie ein Gebiet der Erosion und Deflation und die Bedingungen sind der Anhäufung und Ablagerung von Sedimenten durchaus feindlich.

Was die Sahara betrifft, so ist das nördliche Gebiet bedeutend kühler gegenüber dem südlichen Randgebiet. Längs des Nils, zwischen Assuan und Halfa, werden Wüstensande vom Plateau in Täler und Vertiefungen ergossen, die eine ausgesprochene Oranje-Färbung besitzen.

In Kordofan (jetzt mit 12 Inches Regen) finden sich Sande, die fraglos entstanden, als die Wüste sich weiter nach S erstreckte. Hier zeigen die Sande eine ausgesprochene Rotfärbung, die aber nur oberflächlich besteht und nicht weiter als 20 Fuß herabreicht.

Südlich von Wadi Halfa wiegen wieder oranjefärbte Sande vor, doch bilden diese nur die Überdeckung rotgefärbter.

Im Gebiet des nubischen Sandsteins zwischen Halfa und Khartum tritt vielfach eine rotgefärbte Kruste auf, bis zu 10 Fuß mächtig. Nach dem Verf. resultiert diese rote Kruste aus der Tatsache, daß das lateritbringende, gegenüber dem heutigen weit feuchtere Klima früher weiter nach N sich erstreckte.

Ob die Rotfärbung auf Oxydation präexistierenden oder erst neuhinzukommenden Eisens zurückzuführen ist, kann nicht entschieden werden. Verf. glaubt ohne die Mithilfe von zirkulierenden Wassern nicht auskommen zu können. Er weist auf die Möglichkeit hin, daß ganz allgemein in der Erdgeschichte die Rotfärbung von Gesteinsserien nicht notwendigerweise während des Aktes der Sedimentation stattgefunden haben müsse und wendet diese Annahme auf das Carbon von Corrie sowie möglicherweise auf den „Neuen Roten Sandstein“ an.

H. P. T. Rohleder.

**Hans Mortensen:** Der Formenschatz der nordchilenischen Wüste. Ein Beitrag zum Gesetz der Wüstenbildung. (Abh. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, Math.-phys. Klasse. N. F. XII. 1. Berlin. Weidmannsche Buchhandlung. 1927. 191 p. 45 Abb. 9 Taf.)

Verf. schildert hier seine Beobachtungen, die er Juni bis September 1925 in der nordchilenischen Wüste machte, also in einem für eine Übersicht der Eigenschaften der Wüste recht knappen Zeitraum. Der Formenschatz der Wüste kann so vielleicht beobachtet werden, aber ob eine morphogenetische Deutung auch eines kleinen Wüstengebietes, namentlich wenn keinerlei Beobachtungen über den Chemismus der Wüstenumformung gegeben und vorhandene geologische Profile nicht richtig ausgedeutet werden, damit geliefert werden kann, das möchte Berichterstatter nach seinen Erfahrungen bestreiten.<sup>1</sup> Wenn dann Verf. mehrfach sich gegen Darstellungen des Berichterstatters über Wüstenbildung und -umformung wendet, so extrapoliert er wohl nur zu leicht über sein Beobachtungsmaterial hinaus, das nur eine kurze Zeitspanne umfaßt. Er übersieht in dieser Polemik auch die aus seinen Darstellungen wohl hervorgehende, aber wohl früher nicht scharf genug betonte, so überaus große Langsamkeit aller der Prozesse, die in der Wüstenbildung und -umformung tätig sind. Aber geben wir zunächst einen Überblick über die Darlegungen des Verf.'s in seinem für den Vergleich mit anderen Wüsten wichtigen Werke.

Die nordchilenische Wüste nimmt das gesamte Gebiet westlich der Andenkordillere bis zum Pazifischen Ozean von 28—18° südl. Breite in einer Erstreckung von ungefähr 1100 km ein. Dies Wüstengebiet ist in bezug auf Abtragungsbedingungen und Formen in zwei Zonen zu trennen. Während im W rein wüstenhafte Verhältnisse herrschen, nehmen im O hochgebirgs-hafte Verhältnisse einen größeren Raum ein und verdecken z. T. die rein wüstenhaften Verhältnisse. Die Grenze liegt bei 3000—3500 m Meereshöhe; die Breite beträgt im Durchschnitt 100—200 km. Die Andenkordillere ist von der Küstenkordillere (1200—1500, ja über 2000 m hoch) durch eine große N—S verlaufende Längsebene getrennt. Einzelne Teile dieser Längsebene sind genauer erforscht worden. Als „Kernwüsten“ werden die im mittleren Teile der Längsebene gelegenen Gebiete bezeichnet, welche einen einheitlichen

<sup>1</sup> Vgl. hierzu auch die Kritik von W. WETZEL in der nach Abfassung obigen Referates erschienenen Arbeit in „Chemie der Erde“. 3. Jena 1928, 381—383.

Formenschatz aufweisen, der sich auf das Wirken ganz gleichartiger Kräfte zurückführen lassen soll. Berg- und Hügelzüge mit sehr starker Zerrung schließen die Talungen oder Pampas ein, welche entweder lange Talzüge oder mehr der Form von Wannern oder Becken genähert sind. Aufbauformen des Windes fehlen nahezu vollständig. Der Wind tritt in seiner formenschaffenden Wirkung völlig zurück gegenüber der Tätigkeit des fließenden Wassers.

Die Hügel sind zum geringeren Teile mit alluvialer Schutte ganz verschiedener Korngröße bedeckt. Rindenbildung, Napsprünge, Mattierung durch Korrasion und Karrenbildung auf Kalken. Zwischen den Schuttblöcken liegt ein feiner Staub, der alle Hügel und Kuppen fast lückenlos überzieht, womit die Wüste einen nahezu einheitlichen Farbenton erhält. Der Staub besitzt eine äußere gehärtete Lage [wohl Verkrustung. Ref.]. Verf. bezeichnet sie als Staubhaut. Unter ihr liegt eine Salzstaubschicht (völlig weiß, Natriumsulfat z. T., durch Staub verunreinigt). Auf der Staubhaut liegen kleine Gesteinssplitter, ein „Steinchenpanzer“, dessen einzelne Steinchen zumeist scharfkantig waren. Bei dichterem Steinchenpanzer war auch der darunter befindliche Staub nie steinfrei, wobei die aus dem Anstehenden im Untergrunde stammenden Stücke immer gegenüber dem Staube zurücktraten [das ist doch ein ausgezeichnetes Beispiel für die Windabhebung, die Deflation. Der Steinchenpanzer ist ein Deflationsrückstand in dem von mir vertretenen Sinne. Ref.] Die Staubhaut bildet sich noch heute. [Sie kann nur eine Verkrustung durch geringe eindringende Niederschläge sein. Ref.] Die Staubhaut bedingt, daß die Gesteinsunterschiede in den Kleinformen kaum zur Geltung kommen. [Es ist für Ref. nicht verwunderlich, wenn Verf. sagt, daß der Wind die Staubhaut nur dann angreift, wenn Schleifmaterial vorliegt.] Die Flächenabspülung greift korrodierend in die Staubhaut ein.

Das Wasser tritt in den Berg- und Hügelgebieten der Kernwüste als einzige formenschaffende Kraft von Bedeutung auf, die teils flächenhaft, teils linear wirkt.

Die von den umgebenden Bergzügen in die Pampa vordringenden Schuttfächer sind von parallelen oder vom oberen Ende des Schuttfächers strahlenförmig auseinandergehenden Trockentälern überzogen. Auch die von der Hochkordillere herabkommenden Fluten — als „Avenida“ bezeichnet — sind überaus selten. Das in den Schuttfächern abgelagerte Material wird als „Schwemmschutt [= Fanglomerat des Ref.] bezeichnet. Es ist ein durch Wasser transportierter geschichteter oder ungeschichteter Schutt, dessen einzelne Teile stets eckig und scharfkantig sind. Schottereinlagerungen sind selten und deuten auf andere klimatische Verhältnisse [? Ref.]. Die große Mächtigkeit des Schwemmschuttes deutet — bei der doch sicher sehr geringen Geschwindigkeit der Abtragungsvorgänge in der Wüste — „auf das lange Bestehen der augenblicklich herrschenden Verhältnisse“. Die Schotterzwischenlagen werden als Fremdlingsformen, bedingt durch die Abschmelzung der diluvialen andinen Vereisung aufgefaßt und sollten damit nicht beweisend für eine klimatische Änderung sein, falls diese Schotterhorizonte nicht noch wesentlich älter seien. Der Steinchenpanzer auf der Oberfläche der Pampa

wird auf die Ausspülung durch fließendes Wasser zurückgeführt [die Beweise dafür sind für Ref. nicht zwingend]. Glättung, Rindenbildung, Ausblasung usw. sollen mit dem Auftreten von Windhosen in Zusammenhang stehen [also doch Deflation! Ref.].

Am Rande der Kernwüste treten mehrere übereinandergelegene Ebenen auf. Sie sollen überall vorkommen, wo ein langer meridional erstreckter Höhenzug, d. h. einer der Kordillerezüge, von einer meridional erstreckten Pampa begleitet wird. Diese stufenartig übereinanderliegenden Ebenen sollen dem Formentypus der *Piedmonttreppen* von W. PENCK entsprechen. Verf. bezeichnet sie als *Flankentreppe*, die einzelnen Ebenen als *Flankenebenen*. Verf. erklärt sie durch immer weitergreifende Hebung des Kordillerezuges [was mir wenig wahrscheinlich ist. Ref.]. Die erste Flankenebene soll im Mitteltertiär, die Flankentreppe im Spättertiär ausgebildet worden sein. — Aus der Pampa aufragende inselhafte Berge und Hügelgruppen zeigen starke Verschüttung durch Vordringen der Pampa, aber auch Herausarbeitung von Einzelbergen.

Die ganzen Formen der Kernwüste sollen, trotz der höchst seltenen Regen, fast nur durch das fließende Wasser bestimmt sein. In den jahrzehntelangen Pausen zwischen zwei Regengüssen liegen die wassergeschaffenen Formen wie erstarrt da!

Die *Taltal-Wüste* (DARAPSKY, Das Departement Taltal, Berlin 1900, soll viele gute Einzelheiten und Beobachtungen enthalten, aber in den Schlußfolgerungen z. T. überholt sein) soll stärkere Windwirkungen aufweisen, wenn auch Aufbauformen des Windes fehlen. Reichlichere Bodenversetzungen trockener Bewegung. Die Schuttfächer sind ebenso geformt und aufgebaut wie in der Kernwüste, aber Wüstenlack und Ausblasung sind häufiger. Verschüttung und Verwehung verwischen die scharfen Formen der Einschnitte und arbeiten an der Einebnung der Flächen. Aus den äußeren Formen wird auf häufigeres Auftreten von Vorzeitformen geschlossen [wobei aber Beobachtungen geologischer Art beweisender gewesen wären. Ref.].

Ähnlich gebaut ist die *Iquique-Wüste*, wo die Staubhaut in den Hügelgebieten zurücktritt, während Sandverschüttungen und Verwehungen den Formenschatz in ähnlicher Weise beeinflussen, wie in der Taltal-Wüste. Östlich des Salars von Pintados (vgl. J. BRÜGGEN, *Publicaciones del Servicio Geológico*, Folleto No. 2, Santiago de Chile 1918), einer infolge eines nahe unter der Oberfläche liegenden Grundwasserspiegels mit einer harten Salzkruste durchweg überzogenen, fast völlig ebenen Fläche, scheint der Wind stärker zu wirken als in der Taltal-Wüste.

Die *Tacna-Wüste* (bei Tacna und Arica) ist am stärksten verschieden von der Kernwüste. Kleinere Täler in den oberen Lagen zeichnen sich durch Schuttarmut aus; das fließende Wasser wirkt dort recht kräftig. Auf den unzerschnittenen Flächen recht kräftige Schwerkraftbewegungen. Salzverwitterung fehlt. Während die Hänge der großen Täler am unteren Rande stark verschüttet sind, zeichnen sich die Hänge der unzerschnittenen Flächen durch Schuttarmut aus. „Gesteinszersetzung durch Salz“ in den

tiefen Lagen erheblich. Der lockere Detritus wird unter dem Einfluß der Schwerkraft und auch des Windes verlagert.

Die küstennahe Gebirgswüste bildet einen Streifen, der sich mehr oder minder stark von der Wüste des Inneren, besonders der Kernwüste, unterscheidet. Hier sind die abtragenden und formengebenden Vorgänge von der Nähe des Meeres beeinflusst. Der Verwitterungsschutt wird sofort abtransportiert. Vom Wasser abgelagerter Schutt, der nicht selten richtige Terrassen aufbaut, wird sofort wieder zerstört. An den Hängen herrscht mechanische Verwitterung. Der Staub der Kernwüste fehlt fast völlig; ebenso tritt der Sand der Mittelwüsten zurück. Salzausblühungen sind kaum zu sehen. Schnelligkeit des Materialtransportes und große Intensität der abtragenden Kräfte. Der Wind soll noch geringer wirken. An dem dem Westwind ausgesetzten Stellen sollen Deflation und Korrasion bedeutend sein.

Die Randwüste (Atacama) schließt an die Taltal-Wüste südlich an. Verf. möchte sie wegen ihrer Vegetation lieber als Halbwüste bezeichnen. Statt des fließenden Wassers sind es Schwerkraft und in sonst im chilenischen Wüstengebiet nicht vorkommendem Maße der Wind, die als formende Kräfte auftreten. Zungenhügel aus Flugsand auf den Pampas, verschüttete Talformen in den Berggebieten sind anscheinend die Regel.

Verf. sagt zusammenfassend, daß die Kernwüste vorwiegend durch das fließende Wasser geschaffene Formen zeigt, die, solange kein Wasser anzugreifen vermag, nicht zerstört werden, sondern erstarrt daliegen. Unterschiede in den einzelnen Teilen sind vorhanden. In der Taltal-Wüste, welche noch Wasserwirkung zeigt, bestimmen freie Massenbewegungen und äolische Verlagerungen bereits erheblich die Formen, während in der Iquique-Wüste der Übergang zur Tacna-Wüste vorliegt, in welcher Wirkung des Windes und der Schwerkraft immer deutlicher werden und Salzverwitterung eine erhebliche Rolle spielt. In der randwüstenhaften Atacama treten Wind und Schwerkraft noch mehr in den Vordergrund. Von einem Einfluß des Untergrundes (der „geologischen Verhältnisse“) auf den Formenschatz soll „kaum die Rede sein“ können. Dagegen soll eine Beziehung zwischen Vorzeitformen und Formenschatz bestehen.

Eine vollständige Übereinstimmung zwischen Formenschatz und jährlicher Niederschlagshöhe besteht nicht, auch nicht mit den Windverhältnissen, Tau und Nebel. Verf. sieht dagegen für die Ausbildung des Formenschatzes eine geradezu verblüffende „Parallelität“ mit dem Niederschlagsdefizit, d. h. dem Unterschied zwischen Niederschlag und Verdunstung, wobei er auf Arbeiten von W. KNOCHE (Meteorologische Zeitschr. 1923. 343—345; Revista Chilena de Historia y Geografía, No. 32, Santiago de Chile 1919) zurückgreift. Das Zentrum der Kernwüste ist, gemessen am Niederschlagsdefizit, tatsächlich das extremste Gebiet der gesamten chilenischen Wüste. Der wüstenhafte Formenschatz soll also in seiner Hauptausbildung im wesentlichen von der Verdunstung abhängen. [Das ist eine recht wichtige, glaubwürdige Erklärung, die auch für andere Wüsten nachgeprüft werden sollte. Für die südwestafrikanische Namib liegen leider keinerlei Beobachtungen über die

Verdunstung vor. In diesem Hinweis auf die Verdunstungsbeobachtungen von KNOCHE liegt der Hauptwert der Arbeit für den Geologen. Ref.]

**Erich Kaiser.**

**J. Brüggen:** Aufbau des Bodens Chiles. (In CARL MARTIN, Landeskunde von Chile. 2. Aufl. herausgeg. v. Christoph Martin, Hamburg. L. Friederichsen & Co. 1923.)

Diese Zusammenfassung enthält viele Einzelangaben, welche als Ergänzung zu den Ausführungen in dem vorstehenden Referate dienen können und namentlich dem willkommen sein müssen, der sich mit den jüngsten Bildungen und den Umformungen in den trockenen Teilen Chiles beschäftigt. Auch andere Abschnitte der „Landeskunde Chiles“ enthalten viele verwertbare Angaben, so die über das Klima.

**Erich Kaiser.**

**J. Brüggen:** La geología de los yacimientos de salitre de Chile y las teorías de explicar su origen. („Caliche“. 6. Heft 11. 483—488 und Minist. Agricult. Industr. y Colon. Publ. Serv. Minas y Geología. No. 13. 1925.)

Seit der mittleren Kreide ist das Gebiet der Salpeterwüste nicht mehr vom Meere bedeckt gewesen. Die kontinentale Epoche begann mit der Kordillerenfaltung während der oberen Kreide. Schon vom Oligocän an herrschte Trockenklima, dessen Ablagerungen im Miocän unterbrochen wurden durch die Ausbreitung von Liparitdecken. Im Pliocän brach zwischen der Küstengebirgsmasse und der Hochkordillere das Nordchilenische Längstal ein. Daneben erfolgten auch andere tektonische Talbildungen. Die vulkanische Aktivität hielt an. Das Diluvium brachte 2—3 Gletschervorstöße in der Hochkordillere, und ein etwas feuchteres Klima machte sich auch in der westlich gelegenen Wüstenregion bemerkbar. Die tektonischen Hohlformen begannen sich mit Schuttsedimenten zu füllen. Zugleich mit der Bildung des Natriumnitrates erfolgte auch schon seine Konzentration namentlich auf den Flanken des großen Längstales. Weitere Vulkanausbrüche fallen in diese Zeit. Im Alluvium nahm die Konzentration des Salpeters noch zu, und es vollendete sich die aride Zuschüttung der Talformen unter dem wiederkehrenden extremen Trockenklima. Der Vulkanismus ist noch nicht erstorben.

Die unregelmäßige Verteilung der Salpeterfelder erschwert die Aufstellung einer allgemein gültigen Theorie der Lagerstättenbildung. SEMPER und MICHELS unterschieden 1904 vier Typen, wovon aber nur einer, die Salzsuttbänke der flachen Gehänge, eine größere Verbreitung besitzt. Über den Aufbau dieser Bänke bezw. die vertikale Gliederung der Lagerstätten werden die ziemlich generalisierenden Angaben von SEMPER und MICHELS, sowie von WHITEHEAD (1920) wiederholt.

Auch hinsichtlich der Art und Verteilung der Salze werden die schematischen Angaben von WHITEHEAD wiedergegeben, wobei die Sulfate gemeinhin als weniger löslich gelten, was in solcher Verallgemeinerung natürlich nicht zutrifft. Hierbei erwünschten mineralogischen und petrographischen Daten, wie Referent sie seit 1924 gab, räumt Verf. keinen Platz ein. Indessen wird auf das Fehlen des Natriumcarbonates unter den Mineralien der Salpeter-

lagerstätten Wert gelegt. Das Vorkommen von Chaledonknollen in der Taltalwüste, dem südlichsten Abschnitt der Salpeterzone, sowie im nord-östlichen Randgebiete der Wüste wird erwähnt, ohne Anerkennung der alten (bei den Praktikern der Salpeterwerke noch vielfach verbreiteten) Anschauung, daß die Entstehung dieser Knollen mit der Bildung oder der Konzentration des Salpeters im Zusammenhang stehe.

Der Polygonboden (Steinpolygone), der im Hinterlande von Antofagasta und auch sonst beobachtet wird, zeigt sich in geeigneten Aufschlüssen gebunden an die durch Salz und Feinschutt verheilten Vertikalspalten in den Lagen der Salzschtuttgesteine. Beides wird zurückgeführt auf Kontraktionen der sog. „Costra“-Schicht des Salzschtuttprofils als Folge von Wasserverlusten dieser Gesteine.

Den zweiten Teil der Arbeit bildet eine Übersicht über die bisherigen Hypothesen, die die Bildung des Chilesalpeters erklären wollen. (An Stelle einer chronologischen Übersicht, wie Ref. sie 1924 gab, wird versucht, die Hypothesen genetisch zu gruppieren, was schwierig ist, da es sich sowohl um die Genese des Nitrates als auch der Konzentrationslagerstätten handelt.)

1. Mit Recht wird, zumal aus erdgeschichtlichen Gründen, die Algenhypothese NOELLNER's abgelehnt.
2. Desgleichen die Guano-Hypothesen, die sich in ihren verschiedenen Formen an die Namen FORBES, HILLINGER, GAUTIER und PENROSE knüpfen.
3. OCHSENIUS hat sogar 2 Hypothesen aufgestellt, die im Hinblick auf die chloridischen und sulfatischen Salze einen unhaltbaren Vergleich mit den ozeanischen Salzlagern des deutschen Zechsteins versuchen und hinsichtlich der Nitrates eine Kombination der Guano-Hypothese mit der Annahme atmosphärischer Nitratbildung (s. unten).
4. Die vulkanische Hypothese erscheint zuerst bei COURTENAY DE KALB und wurde von FIESTAS modifiziert, ohne daß ein Einklang mit den geologischen Befunden erzielt wurde.
5. Wiederum hat STOCKLASA die magmogene Herkunft der Stickstoffverbindungen (primär  $NH_3$ ) in Betracht gezogen, wobei die Oxydation des  $NH_3$  durch radioaktive Substanzen im Wüstenschutt begünstigt worden sein soll.
6. WHITEHEAD hat dagegen die  $NH_3$ -Verbindungen aus den mesozoischen Ergußgesteinen herleiten wollen, wogegen auf Grund allgemeiner geologischer Erfahrungen und der erdgeschichtlichen Sonderverhältnisse manches einzuwenden ist.
7. PISSIS und SUNDT stellten für das Nitrat die atmosphärische Bildungshypothese auf. Zugleich erklärte SUNDT das Auftreten der chloridischen und sulfatischen Wüstensalze als Einwanderung zyklischen Meeressalzes. Zu dieser als zulässig erachteten Annahme fügt Verf. als weitere Möglichkeit hinzu, daß der Entsalzungsvorgang mesozoischer Meeressedimente und Thermalquellen die Menge jener Wüstensalze vermehrt haben könnten. Unberücksichtigt bleibt dagegen die Wüstensalzbildung, wie sie nach FUTTERER in anderen Wüstengebieten vorgestellt wird (vgl. hierzu die einschlägigen Arbeiten des Ref.).
8. Die atmosphärische Hypothese wurde von SINGEWALD und MILLER insofern modifiziert, als die Bindung des Luftstickstoffes nicht so sehr durch katalytische Wirkungen im Boden, als vielmehr durch lufterlektrische Entladungen erklärt wurde. Diese Entladungen sind nicht mit episodischen Gewittererscheinungen

verknüpft, sondern scheinen dauernd und unmerklich zu erfolgen, besonders beim Niedergang der eigentümlichen Camanchaca-Nebel. Ohne die letzteren Vorstellungen geradezu abzulehnen, begünstigt Verf. besonders eine 9. Hypothesengruppe, die biochemischen Hypothesen von MÜNTZ, PLAGEMANN und HEADDEN. In ihrer neuesten Form (HEADDEN) beziehen sich diese Vorstellungen auf semiaride Gebiete Nordamerikas, in welchen gegenwärtig Stickstoffbindung erfolgt, angeblich durch Bakterien. Demnach wäre die Salpeterbildung in Nordchile während der in der Tat feuchteren diluvialen Klimaperiode erfolgt. [Unberücksichtigt bleibt die Schwierigkeit, die der Annahme bakterieller Nitratabbildung entgegensteht angesichts der auch für Bakterien giftigen Salzkonzentrationen schon im Diluvium, wie denn auch damals schon Mumienbildung, also Ausschaltung des normalen bakteriellen Fäulnisprozesses stattfand. Ref.]

Dankenswert wäre es gewesen, wenn Verf. zu diesen von ihm referierten Hypothesenbildungen auch Stellung genommen hätte auf Grund neuerer Unterlagen, die die mineralogische und petrographische Untersuchung der Salpeterlagerstätten zu liefern vermag (vgl. W. WETZEL, Petrogr. Untersuch. an chilen. Salpetergest. Zs. f. prakt. Geol. 32. 1924). **Wetzel.**

**J. Brügger:** 1. Informe sobre el agua subterránea de la Region de Pica. (Minist. Industr. i Obr. Public. Publ. del Serv. Jeolog. 8. 1918. 70 p. 5 Kartentaf. 13 Textabb.) 2. El agua subterránea en el Norte de Chile. (Santiago 1921. 24 p.)

Wenn von manchen Seiten angenommen wird, das Grundwasser der nordchilenischen Wüste könne gespeist werden durch die Kondensation der eigentümlichen Camanchaca-Nebel, so stehen dem die physikalischen Verhältnisse der Salzschuttwüste entgegen, die ein tieferes Eindringen solcher Feuchtigkeitsmengen unmöglich machen.

Im O des nördlichen Wüstenabschnittes, der Pampa del Tamarugal, beginnt die erste dürftige Vegetation in 3300—3500 m Höhe. Die Regenfälle des klimatischen Spätsommers und in untergeordnetem Maße auch der Schnee des klimatischen Winters kommen oberhalb der bezeichneten Höhengrenze nicht nur den andinen Hochgebieten zugute, sondern durch deren westliche Randschluchten „kommen“ dann auch Wasserläufe „ab“, die sogar bis in die Pampa del Tamarugal eindringen können. Alle 20—40 Jahre durchläuft ein solches abkommendes Wasser die Schlucht von Quisma und überschüttet Teile der Ebene von Pica mit Sand. Die hauptsächlichliche und regelmäßige Ergänzung des Grundwassers der Pampa erfolgt wohl zweifellos durch Untergrundströme, diese sind aber besonders unter den Trockentälern zu erwarten, die einst tief in die Hochregion zurückgeschnitten worden sind.

Die tiefsten Teile der verschiedenen tektonisch präformierten Senken, insbesondere der Pampa del Tamarugal, werden von Salzbecken, sog. „Salaren“, eingenommen, deren einen, den Salar de Pintados, Verf. schon 1918 besonders beschrieben hat. Unter der Salzkruste ist in geringer Tiefe Wasser vorhanden, bemerkenswerterweise sogar in einigen 20 m Tiefe ein wenig

salzhaltiges, fast als Trinkwasser zu bezeichnendes Wasser. Das Längstal von San Pedro de Atacama enthält drei Salare von ähnlichem Charakter.

Das Untergrundwasser der Längswannen kann sogar artesisch gespannt sein. Denn es erfüllt Schuttablagerungen, die ein Hauptgefälle von den östlichen Hochgebieten her besitzen und in deren Schichtverbände sich schwer durchlässige Lagen (von feinklastischem Schuttmaterial) vorfinden. So erklärt sich wahrscheinlich auch das Druckwasser in einer alten Bohrung bei Pozo Almonte. Auf der argentinischen Seite der ariden Zone sind unter entsprechenden geologischen Verhältnissen teils salzige, teils süße Grundwässer gefunden worden.

In der Oase von Pica treffen mehrere besondere Umstände zusammen, die sogar das Auftreten von Quellen ermöglichen. Deren Wasser kann ausweislich der chemischen Zusammensetzung kaum als juvenil gelten. Vielmehr vermögen hier Grundwasserströme aus fernem östlichen Niederschlagsgebiet auszutreten. Diese Ströme bewegen sich in einem großen tertiären Tale, das nicht nur mit Schutt zugefüllt, sondern auch von vermutlich obermiocänen Liparitdecken überzogen worden ist. Das Tal läßt sich daher nicht weit in die hochandine Region verfolgen, wahrscheinlich verlieren sich in ihm aber die hochgelegenen Quellen der Gegend von Pica. Den Verlauf der Erdgeschichte dieser Gegend erläutert Verf. an Hand zahlreicher Profile. Da aber die wichtigsten erdgeschichtlichen Daten bereits im voraufgehenden Referat über desselben Verfassers allgemeinerer Beschreibung der Salpeterwüste wiedergegeben sind, genüge es, von den geologischen Verhältnissen Picas noch hervorzuheben, daß die postliparitischen Sandablagerungen dort durch Erosion geschaffene Lücken zeigen, so daß die Liparitdecke wieder frei liegt. Hier können nun die Untergrundwässer um so leichter zutage treten, als die Liparitdecke noch von schwachen, jungen Störungen betroffen ist.

Die Beschreibung der technischen Anlagen zur Gewinnung des Wassers von Pica sei hier übergangen. Dagegen enthalten die geologischen Beschreibungen noch einige Dinge allgemeineren Interesses. Die jüngsten sandigen Ablagerungen, die sich in der Ebene von Pica ausgebreitet haben (? infolge von diluvialen Wassertransporten durch die östlichen Randschluchten), unterscheiden sich von den älteren Schuttablagerungen durch ihre graue Farbe. Außerdem finden sich dünne Kalkbänke mit Pflanzenresten, Hinweise auf das feuchtere Diluvialklima. Allerdings haben auch noch die spanischen Kolonisten dort eine reichere Vegetation vorgefunden, als heute existiert. Aber Kalkkrusten bilden sich gegenwärtig nicht mehr, dafür jedoch Salzausblühungen und an einer Stelle eine Gipskruste. Daß aber die Salzverkrustung in diesem Teil der Wüste noch nicht weit vorgeschritten ist, beweisen die ganz jungen Dünenbildungen der Ebene von Pica.

Östlich von Pica enthält das Gebirge noch eine Nordsüddepression, in welcher der Salar von Huasco liegt. Das Wasser, das sich unter ihm in Oberflächennähe findet, kann von demselben Grundwasserstrom herrühren, der auch die Gegend von Pica speist, außerdem treten an seinem Rande aber auch Thermalquellen auf. Im Diluvium war der Salar noch ein größeres

Wasserbecken, in dem sich Kalktuffe abgeschieden haben. Heute sind einzelne kleine Lagunen übrig, zwischen denen sich Salzkrusten und Salzausblühungen finden. Die Salze besitzen ebenso wie im Salar von Pintados einen gewissen Kaligehalt. Dieser wird durch die Auslaugung der liparitischen Eruptivdecken erklärt.

**Wetz el.**

- Wetz el, W.: Kalkfällende Organismen und ihre Produkte im Loa-Becken der mittleren Atacama-Wüste. (Cbl. f. Min. etc. 1926. B. 354—361.)  
 — Vogelmumien und „Guano“ in chilenischen Salpeterablagerungen. (Cbl. f. Min. 1925. A. 284—288.)  
 — Petrographische Untersuchungen an chilenischen Salpetergesteinen. (Zs. f. prakt. Geol. 32. 1924. 113—120, 132—142.)  
 — El examen microscópico del caliche por métodos petrográficos abreviados. Tabla suplementaria. („Caliche“. 5. Santiago 1924.)

**W. Wetz el:** Die Welt der konzentrierten Lösungen. (Ein Einblick in die Natur der Salpeterwüste.) (Natur. 17. 1926. 350—356. 8 Abb.)

Verf. schildert die Wanderung der Verwitterungslösung in der Atacama Nordchiles (vgl. auch seine verschiedenen Darstellungen über hierher gehörige Fragen in den vorstehend angegebenen Arbeiten).

Die starken täglichen Temperaturschwankungen (Verf. beobachtete im Südwinter Amplituden bis zu 36°, im Südsommer von mindestens 15°, BOWMAN 46°) und das starke tägliche Luftfeuchtigkeits-Minimum am Nachmittage (sogar bis zu 7 % relative Feuchtigkeit) erklären eine gewisse Beweglichkeit konzentrierter Lösungen der Wüstensalze im Boden unter steter Rückkehr der Laugen an die Bodenoberfläche. Salzkrusten bilden sich und scheinen, wenn auch bescheiden, noch weiter zu wachsen. An der Oberfläche findet sogar Zerfall der hydratischen Salze statt. Sie verwittern zu wasserärmeren oder -freien Salzen.

Die Salzverkrustung legt die oberste Lockerschuttschicht fest. Windkorrosion fehlt deshalb. Nur an einigen feuchteren küstennahen Plätzen ist eine Wanderung des Sandes und Dünenbildung möglich.

Geschwürartig wachsen zu kuppelförmigen oder oft pilzartigen Formen Anhydrit, Steinsalz, seltener Gips aus der Oberfläche heraus. Steinsalz hebt zusammenhängende Staub- und Schuttmassen schildartig empor.

Jenes beschriebene Wüstengebiet ist äußerst konservativ in der Bewahrung des Formenschatzes (vgl. das Referat über die Arbeit von MORTENSEN auf p. 312 u. f. dies. Heftes) wie auch der Reste von Organismen (vgl. WETZEL, Cbl. f. Min. etc. 1925. A. 284).

Verf. führt die Salpeterbildung auf „Säureverwitterung“ besonders der Alkalifeldspäte zurück (Näheres dies. Jb. 1927. Beil.-Bd. LVIII. Abt. B. 569—570). Die Entladung der elektrisch geladenen, ins Innere eindringenden Küstennebel soll unter Bildung von Salpetersäure aus dem Luftstickstoff vor sich gegangen sein. Namentlich in früheren Zeiten soll dieser Vorgang stärker gewesen sein. Bor und Jod sollen aber vulkanischen Ursprungs sein (vgl. hierzu die andersartigen Annahmen von G. STEINMANN, Ref. dies. Jb. 1926. II. Abt. B. 179—180.)

**Erich Kaiser.**

**Isalah Bowman:** Desert trails of Atacama. (American geographical Soc., Special publication. 5. New York 1924. 362 p. 116 Textfig. und 3 Taf.)

Das Werk enthält viele Einzelheiten über die physikalischen Verhältnisse in Trockengebieten, welche als Ergänzung zu den Angaben in den Arbeiten dienen können, die in den vorhergehenden Referaten ausgezogen sind, und die namentlich für denjenigen wichtig sind, der sich mit der Petrogenese der Sedimente im ariden Klima beschäftigt.

**Erich Kaiser.**

**B. v. Freyberg:** Der Salzsee Mar Chiquita in der Provinz Cordoba, Argentinien. (Naturwissenschaften. 15. 1927. 304—311.)

Dieser 80 km lange und 40 km breite Salzsee liegt im Zentrum einer Depression, hat drei Flußläufe als Zubringer, die zeitweilig (bei reichlicher Wasserführung) das Seebecken erreichen. Die Flüsse bringen Sinkstoffe, die sich deltaartig in den See vorschieben.

Der See hatte früher einen Abfluß und bildete sich erst in neuerer Zeit zum Salzsee um. Das Salz stammt aus der Verwitterung im Niederschlagsgebiet der Zuflüsse. Der Salzgehalt schwankt stark je nach den Zuflüssen (70—360 g Abdampfückstand pro Liter). Im Winter scheidet sich Natriumsulfat in dicker Kruste auf dem Seeboden ab. Über die Zusammensetzung des Wassers und der ausgeschiedenen Salze lehren die von FRANK ausgeführten Analysen.

Wasseranalysen, Mar Chiquita (FRANK).

Gehalt in g pro l	November 1911	Juli 1912
Dichte bei 15° . . . . .	1,2358	1,1930
Rückstand bei 15° . . . . .	360,250	290,61
Natriumchlorid . . . . .	268,100	228,463
Magnesiumchlorid . . . . .	6,185	4,878
Kaliumchlorid . . . . .	4,842	—
Calciumchlorid . . . . .	—	0,776
Calciumsulfat . . . . .	1,088	—
Magnesiumsulfat . . . . .	4,313	—
Natriumsulfat . . . . .	69,980	50,342
Kaliumsulfat . . . . .	—	6,566
Nitrate . . . . .	—	—
Borate . . . . .	Spuren	Spuren
Bromide (Na Br) . . . . .	Spuren	Spuren

Die in den Sedimenten des Sees auftretenden Tierreste stammen aus Lebensräumen, die mit dem Ablagerungsraum nicht identisch sind.

Interessant ist das Strandprofil im Bereich des südlichen Brandungsufers, das durch die von N kommenden Winde geschaffen ist. Vor einem

## Salzanalysen, Mar Chiquita (FRANK).

	Sommersalz		Wintersalz
	Auskristallis. an einem Zweig	Ausgeschieden am Ufer	Salzbank am Ufer
Natriumchlorid . . . . .	97,89	94,76	1,49
Kaliumchlorid . . . . .	0,54	3,01	—
Magnesiumchlorid . . . . .	—	—	0,52
Calciumchlorid . . . . .	—	—	0,01
Natriumsulfat . . . . .	—	Spuren	94,48
Kaliumsulfat . . . . .	—	—	3,30
Magnesiumsulfat . . . . .	0,75	0,87	—
Nicht bestimmte Verunreinigungen . . . . .	0,82	1,19	—

kleinen Kliff liegen auf flach geneigter Fläche zuoberst ein Heuschreckensaum, dann eine mehr oder weniger breite Fläche von größerem Häcksel aus den Elementen des Heuschreckensaums, dann abgerollte Stücke einer Gips-Salzkruste, worauf eine stark zerfurchte Fläche mit Rippelmarken, die durch ausblühendes Salz ganz fest und damit leicht erhaltungsfähig werden. Auch in ihnen bilden sich Gipsrosetten. Dunkler Faulschlamm wurde an mehreren Stellen im Seeboden festgestellt.

**Erich Kaiser.**

**Erich Kaiser:** Der Bau der südlichen Namib. Fragen und Probleme der Geologie der Wüsten. (Sitzungsber. d. Berl. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Abt., München 1926. 105—133.)

**L. Schultze-Jona:** Zur Kenntnis der Namib. (PETERM. Mitt. 72. Gotha 1926. 258—259.)

Ausführliche Überblicke über das in der „Diamantenwüste“ (Berlin 1926) des Ref. Dargestellte. (Vgl. Besprechungen Cbl. f. Min. etc. 1926. A. 200—205; B. 254—255.)

**Erich Kaiser.**

**R. Maaok:** Die Tsondab-Wüste und das Randgebirge von Ababes in Südwestafrika. (Zs. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1924. 13—29. Mit einer topographischen Karte des Tsondab-Unterlaufes 1 : 200 000 und einer geologischen Übersicht 1 : 500 000.)

Der Tsondab kommt von der innerafrikanischen Hochfläche (südlich vom Kuiseb) herunter und endet am Dünenrande des großen Dünenmeeres (vgl. darüber auch das folgende Referat). Auf dem kristallinen Grundgebirge mit vielen Granitintrusionen und Melaphyr[?Diabas]gängen lagern die Schichten der Namaformation, z. T. steil gestellt.

Vom Fuße des 600—800-m-Steilabfalles aus liegt über dem Grundgebirge [primitive Systeme bei Du Toit] eine 20—25 m mächtige Kalk-

konglomeratdecke, die dann weiterhin in eine Kieselfläche übergeht. Das Konglomerat schließt Gerölle von kleinen Kieseln bis zu mächtigen Blöcken ein [also wohl wieder typisches Fanglomerat; vgl. Referat p. 308 dies. Heftes. Ref.]. Die Konglomeratdecke (bezw. Kieselfläche) geht weiter vom Steilrande ab in geschichtete Tone und Lehme mit dünner Kalk- oder Kieselkruste über. Der Tsondab hat diese Ablagerungen in bis 150 m tiefer Schlucht durchschnitten. Inselberge und lange Rücken blendend weißen Marmors durchstoßen diese jungen Ablagerungen. Überdeckt ist die Kalkdecke von Sand.

Die Erosionsbasis für den Tsondab und andere vom Steilrand herunter kommende Flüsse bildet die Namibfläche, heute nicht mehr das Meer. Wenn auch die einzelnen Täler im Steilrand deutlich eingeschnitten sind und linearen Wasserablauf ermöglichen, so breiten sich die ablaufenden Wasser in der Aufschüttungsfläche am Fuße des Steilrandes als Schichtfluten über die Fläche aus.

Der Dünen sand soll z. T. aus alten Sandbänken, z. T. aber aus dem Verwitterungsschutt stammen und nicht weit verweht sein. Ein älteres System von Dünen soll S—N streichen, zu rundlichen Hügeln umgeformt und mit Stechgras bewachsen sein. Über die Rücken und Hügel dieses älteren Systems schieben sich die mächtigen, losen Flugsanddünen hin, die zu langen, gleichmäßig NW—SO streichenden Ketten zusammengeweht sind und einen ziemlich regelmäßigen Kammabstand von 1,5 km zeigen und durch Eisenoxyde lebhaft rot gefärbt sind. Die Barchane haben am Rande des Dünenfeldes nur 10—15 m Höhe, türmen sich aber im Inneren zu wahren Sandgebirgen zusammen, mit relativen Höhen bis zu 150 m. Nach S hin (Einzugsgebiet) nimmt die Höhe der Dünen wesentlich ab. Das ältere Dünen system soll durch West-, das jüngere durch Südwestwinde gebildet worden sein. Dünen umkehr und -umkrepelung tritt durch Ostwinde häufig ein.

Der Tsondab, der sich zuerst nur wenig, später bis 40 m in die Schuttflächenbildungen eingeschnitten hat, endet in einem etwa 25 qkm großen Staubecken, das auf allen Seiten von mächtigen Dünen verriegelt wird. Früher soll der Fluß das Meer etwa bei der Empfängnisbucht erreicht haben. Das Gefälle des Tsondab zeigt von km 8—43  $8,6\%$ , km 43—53  $7,0\%$ , km 53—78  $9,3\%$ , km 78—88  $10,0\%$ , km 88—98  $11,0\%$ , km 98—108  $3,0\%$ , km 108—129 (Tsondabende)  $2,3\%$ . Trotz des großen Gefälles im Oberlaufe ist der Tsondab im Flugsand erstickt als Folge des kurzen Oberlaufs in regenarmer Landschaft und der Auswirkung des Trockenklimas. **Erich Kaiser.**

**P. Range:** Die Küstenwüste zwischen Lüderitzbucht und Swakopmund in Südwestafrika. (PETERM. Mitt. 1927. 343—353. 1 Karte 1: 800 000. 1 Taf.)

Verf. sammelte alle Daten über den unwegsamsten mittleren Teil der Küstenwüste SW-Afrikas und vereinigte sie in der hier vorgelegten Karte. Nach einer Darstellung der Erforschungsgeschichte, des Klimas, der Tier- und Pflanzenwelt wird die Entstehung der Wüste, besonders des Sandgebietes, zu erklären gesucht. Südlich vom Kuiseb drücken keine Flüsse

mehr bis zur Küste durch. Alle anderen versiegen in der großen Dünenwüste. Sie zeichnen sich durch große Neigung aus (vgl. das vorhergehende Referat über die Arbeit von MAACK). Die schiefe Ebene des Abhanges vor dem Steilabfall wird von Inselbergen überragt, welche an gewisse Schwellen gebunden sind. Ein Teil der Inselberge ist teilweise bis ganz unter den Dünen verborgen.

Nahe dem Rande der inneren Wüste finden wir als Fächerschuttbildungen zahlreiche grobe Konglomerate [besser als Fanglomerate zu bezeichnen; vgl. Referat auf p. 308 dieses Heftes. Ref.]. Weiter gegen die Küste tritt eine Aufeinanderfolge von Ablagerungen episodischer Flüsse und Flächenspülungen auf, in denen unter Kalk- und Kieselkrusten grobe Konglomerate, Sande, Geröllbänke, Lehme regellos und auf kurze Entfernung miteinander wechseln. So ist der Untergrund des Dünenmeeres zwischen Lüderitzbucht und Swakopmund im wesentlichen Auflagerungsgebiet, z. T. eben von Dünen überdeckt, z. T. von Inselbergen durchragt. Der Dünen sand ist z. T. Sand der Brandungszone und rührt z. T. aus dem großen Deflationsgebiet der Wannennamib her. Nach dem Innern zu ordnen sich die Dünen zu langgestreckten Walldünen, deren Material aus dem Innern des Landes stammt und durch die Ostwinde zugeführt wurde, während die in der Nähe der Küste gelegenen Dünen durch Südwind transportiert werden. Durch das Zusammentreffen dieser beiden Hauptwindrichtungen soll das Dünenmeer bedingt sein.

**Erlch Kaiser.**

**Leo Waibel:** Gebirgsbau und Oberflächengestaltung der Karrasberge in Südwestafrika. (Mitt. aus den Deutschen Schutzgebieten. Berlin 1925. 33. 1—38. 81—114. Mit 1 geol. Taf. 1 topogr. Karte 1:200 000. 7 Textskizzen u. 10 Abb. auf 4 Taf.)

Während die regional-geologischen Angaben in Abt. III der Referate dies. Jb. besprochen werden, sollen hier nur die wichtigeren allgemein geologischen Angaben verwertet werden; doch dienen die Angaben im regional-geologischen Teil mehrfach zum Verständnis der folgenden.

Verf. betrachtet das Gebiet als semiarid [Ref. als normalarid]. Infolge Steilstellung der Schichten findet leicht Zerspaltung (physikalischer Zerfall) zu scharfkantigen Bruchstücken statt. Eine „Wandverwitterung“ in den steilstehenden Gneisen führt zu Blockmeeren. Bröckellöcherbildung tritt sowohl in den Gneisen und Graniten wie in den Kuibisquarziten auf, welche außerdem starke Absandung zeigen. Durch Unterhöhlung zerbricht der Kuibisquarzit vielfach in rechteckige Platten und Blöcke (Schichtverwitterung), die durch Zerspaltung (Insolation) geteilt, oberflächlich durch chemische Vorgänge verkrustet und gerundet werden. Die mechanische Verwitterung arbeitet in den Schiefen der Karrooformation und im kristallinen Grundgebirge sehr energisch, während die Sandsteine der Namaformation ihr sehr viel schwerer und langsamer erliegen.

Die chemische Verwitterung soll gering [? Ref.], aber schwer erkennbar sein. Verf. betont ihre Bedeutung für die Vegetation, beschreibt die roten sandigen Lehme in den Talungen und an einzelnen Hängen. Roter Lehm sei der Rückstand der chemischen, Steinpflaster seien

das Ergebnis der physikalischen Verwitterung. Kalkkrusten treten in den Talungen auf.

Während im Gebirge sich die Wirkung des Windes nur in den Tälern durch Anhäufung des Sandes zu Dünen zeigt, trägt auf den das Gebirge umgebenden Flächen von Karrooschichten der Wind in Windhosen und Staubwirbeln beträchtlich ab. „Deflation ist hier sicherlich ein abtragender Faktor von nicht geringer Bedeutung.“

Im Gebirge ist die Wirkung des spülenden Regenwassers beträchtlich. Verf. schildert anschaulich die Bedeutung der Schichtfluten wie der Regenrinnsale oder Spülrinnen als Kanäle des abfließenden Regenwassers, die [auch nach Ansicht des Ref.] von allergrößter Bedeutung sind, die sich in SW-Afrika überall da zeigen, wo noch periodischer Niederschlag von 100—200 mm jährlich fällt, und wo die Vegetation in Form von Halbstrauchsteppen oder Halbwüsten entwickelt ist. Wenn sie auch oft sehr dicht nebeneinander herlaufen, lange haltbar sind und deutlich einen linearen Ablauf haben, so wirken sie zum Schluß doch flächenhaft. Sie wirken als Abtragungsgebiete innerhalb des Gebietes der Schichtfluten. Dicht nebeneinander liegen hier Abtragungs- und Aufschüttungsgebiete. [Der Vergleich mit manchen Keuperprofilen liegt sehr nahe. Ref.]

An steilen Gehängen aber bildet das abfließende Regenwasser zahlreiche, steil geböschte Rinnen, auf deren Grunde große Felsblöcke, kleinere Bruchstücke und Scherben nebst feinem Sande eine Schuttader bilden. Die zwischen den Rinnen liegenden Rücken oder auch schmalen Grate sind weit weniger mit Schutt bedeckt. Die meisten „Spülfurchen“ enden blind; das Wasser und der Schutt breiten sich am Fuße des Hanges sofort flächenhaft aus. Die Ausbildung der Spülfurchen ist in verschiedenen Gesteinen ganz verschieden.

Die Erosionsbasis für die Abtragung in den großen Karrasbergen ist nicht das Meer, sondern die 700—900 m hohe Fußfläche in der Umgebung, also ein binnenländisches Niveau! Wichtige Ziffern gibt Verf. über das starke Gefälle dieser periodischen und episodischen Flüsse ariden Klimas.

Stufenlandschaften, Hochplateaus und Inselberglandschaften sind die drei Oberflächentypen der großen Karrasberge. Sie sind durch die gleichen Kräfte gebildet und gleich alt. [Sie bilden ein ausgezeichnetes Beispiel für die edaphische Beeinflussung der Oberflächenausbildung in diesen ariden Gebieten. Ref.]

Eine sehr interessante Schilderung widmet Verf. der Frage der Entstehung der Inselberglandschaften, bei welcher er die darüber vorhandene, vornehmlich geographische Literatur eingehend kritisch würdigt. Wir können die wichtigen Besprechungen hierüber nur kurz ausziehen. Er betrachtet die Inselberge der Karrasberge und ihrer Umgebung als Jetztzeitformen [in welcher Auffassung ihm Referent voll beistimmt]. Für die Ausbildung der Inselberge sei es dann besonders wichtig, daß eine Tiefenerosion nur sehr langsam fortschreite, daß dafür aber Seitenerosion bei der überaus langsamen Abtragung sehr viel rascher vor sich gehe. Wandverwitterung infolge der

Vorgänge im ariden Klima helfe nach, so daß sich breite, ebene Rumpflächen ausbilden, aus denen nach Ansicht des Verf.'s dann die Inselberge, allermeistens als Härtlinge, herauspräpariert werden. [Wichtig ist hierbei vor allem die Hervorhebung der Ausbildung von ebenen, wenn auch geneigten Flächen durch Seitenerosion, durch die so intensive Wirkung der Schichtfluten, der Flächenspülung. Bedeutsam aber ist dabei vor allem die Lage der Erosionsbasis bei der Abtragung in ariden Gebieten, von der aus die Abtragung in die Hochgebiete eben nicht linienhaft, sondern flächenhaft fortschreitet. Daß aber nun die entstehenden Inselberge, in diesem Falle zumeist nur Restberge, nur Härtlinge seien, will dem Referenten nach seinen Erfahrungen nicht einleuchten. Ein großer Teil dieser Restberge ist wohl zu erklären durch die Entfernung der entstehenden Inselberge von den Hauptabtragungsrinnen. Jedenfalls aber sind diese Ausführungen des Verf.'s für die Morphogenese im ariden Klimareiche von ganz besonderer Bedeutung. Ref.]

**Erich Kalsor.**

**W. F. Hume:** *Geology of Egypt. Vol. I. The surface features of Egypt, their Determining Causes and Relation to Geological Structure.* (Government Press. Cairo 1925. 408 p. 122 Taf. mit 205 Abb. Revised geological Map of Egypt 1: 2 000 000.)

Dieses umfangreiche Werk bedarf, ohne daß in besondere Einzelheiten eingegangen werden kann, auch an dieser Stelle einer kurzen Besprechung. Enthält es doch eine recht gute Übersicht über die Vorgänge zur Wüstenbildung. Dabei werden nicht nur die Endprodukte, sondern auch die umgestaltenden Faktoren eingehend besprochen, so die täglichen Temperaturabfälle, die Bodentemperaturen, der Wind und vor allem recht ausgiebig die Verteilung und Höhe der seltenen Niederschläge, so daß gerade durch die Besprechung des Niederschlags und seines Oberflächenabflusses die Umgestaltung der Wüstenoberfläche durch Wasserwirkung sehr gut hervortritt. Die durch die einzelnen Vorgänge erhaltenen Endprodukte wie der Zerspaltung (diffusion) und der Sanddünen gelangt zur Besprechung, wobei gerade die vom Berichterstatter in SW-Afrika als Sandwehen bezeichneten Sandanhäufungen, namentlich im Windschatten einzelner Berge, besonders beachtet werden. Sie werden als „sand drifts“ scharf [und mit Recht. Ref.] von den Barchanen getrennt. Die Wirkung der Erosion durch das nur selten abfließende Wasser auf die verschiedensten Gesteine wird besonders beschrieben. Das führt über zur Besprechung des Untergrundwassers. Aber auch die chemischen Vorgänge, die durch das eindringende Niederschlagswasser und seine Wiederverdunstung bedingt sind, gelangen zur Behandlung, wie auch einige damit zusammenhängende Eigenschaften ägyptischer Böden.

So wird ein Überblick über die Oberflächenerscheinungen in ihrer Abhängigkeit vom Untergrunde gegeben, dem man überall wieder die Beeinflussung durch WALTHER's Gesetz der Wüstenbildung allein anmerkt.

Ein Literaturverzeichnis zur gesamten Geologie Ägyptens umfaßt 912 Nummern. Ein 94 p. umfassendes Register erleichtert die Benutzung

des Werkes. Es ist hier nicht der Ort, um die historisch-geologischen Angaben des Werkes zu besprechen.

**Erich Kaiser.**

**Fourtau, R.:** Les Pluies aux environs du Caire. (Bull. Inst. Egypt. Cairo. 1. Session 1918/19. 87—115.)

**Chudeau, R.:** Études sur les Dunes Sahariennes. (Ann. Géogr. Paris. 29. 1920. 334—351.)

### Wind und seine Wirkungen.

**Wilhelm Hartnack:** Die Wanderdünen Pommerns, ihre Form und Entstehung. (VI u. 112 p. 1 Taf. 1 Titelbild u. 25 Abbild. Greifswald 1925.)

Die Arbeit weicht in der Schilderung der Entstehung von Wanderdünen von den bisher herrschenden Auffassungen erheblich ab, wenigstens für das Untersuchungsgebiet. Bei der Würdigung der europäischen Wanderdünengebiete zieht Verf. zum erstenmal die Bedeutung des Winkels heran, unter dem die betreffende Küstenstrecke von der Hauptwindrichtung geschnitten ist. Für die hinterpommersche Küste ist er spitzwinklig. Hieraus ergeben sich auffallend breite Windmulden. Die Vordüne wird zerstört zu Windmulden und Haldendünen. Es bilden sich „Primärparabeln“. Die wandernden Einzeldünen sind flache, schildbuckelartige Gebilde mit Streckung in NS-Richtung senkrecht zum Winde und kürzerem asymmetrischen OW-Profil. Die stehengebliebenen Äste älterer gewanderter Einzeldünen werden von ihnen nachfolgenden jüngeren aufgezehrt. Die Sandmassen der Äste werden in den nachfolgenden Dünen aufgearbeitet. Diese Vereinigung erklärt die Größe der Sandmengen. Die Wandergeschwindigkeit hängt von der Windintensität und dem Feuchtigkeitsgehalt der Dünen-sande ab. Die Dünen saugen kapillar Bodenwasser auf und absorbieren die atmosphärischen Niederschläge. Die Absorptionsfähigkeit ist abhängig von der Korngröße und der Lagerungsdichte des Dünensandes. Gröberer Sand wird zwar vom Winde schwerer transportiert als feiner, aber seine wasserhaltende Kraft ist viel geringer und er wird schneller ausgetrocknet. Dementsprechend nimmt mit zunehmender Lagerungsdichte und Verfeinerung der Korngröße die durchschnittliche Wandergeschwindigkeit der Dünen ab. Ist bei den wandernden Einzeldünen der Sandvorrat verbraucht, so entstehen sekundäre Parabeldünen. Es erfolgt auch die Zusammenballung mehrerer wandernder Einzeldünen zu einem Ganzen.

**Joh. Welgelt.**

**Edward Greenly:** An Aeolian deposit at Clevedon. (Geol. Mag. 59. 1922. 365—376 und 414—421.)

Die Ablagerungen von Clevedon (SW-England, Grafschaft Somerset) bestehen aus Breccien in sandiger Matrix, sowie Lehmen und Sanden, die nur ausnahmsweise Spuren von Schichtung erkennen lassen. In ihnen finden sich einmal typische Dreikanter, sowie Reste einer ausgesprochen terrestrischen Fauna, die auf subarktische klimatische Verhältnisse hindeutet.

Das Alter dürfte spätpleistocän sein, allem Anschein nach ident mit der Periode, während welcher sich die Vereisung von Südwalles zurückzog. Die Ablagerung ist typisch äolischen Ursprungs, unter der Mitwirkung von Frost, und erinnert in allem an den eurasiatischen Löß. Da die Winde allem Anschein nach aus nördlicher Richtung kamen, dürften die zugeführten Sande aus den fluvioglazialen Ablagerungen des südlichen Wales stammen.

Mit Sicherheit ist jedenfalls auszusagen, daß die Entstehungsbedingungen der Ablagerungen von Clevedon diejenigen der Steppe waren, mit ausgesprochenen Steppenfauna, kaltem, trockenem Klima und schweren Wintern, in denen Staub- und Schneestürme häufig waren. **H. P. T. Rohleder.**

## Geophysik.

**B. Wanach:** Eine fortschreitende Lagenänderung der Erdachse. (Zeitschr. f. Geoph. 3. 1927. 102—105.)

Es wird darauf hingewiesen, daß die Kurve der Polwanderung deutlich einen säkularen Anteil erkennen läßt, der eine andauernde Verschiebung des Nordpols anzeigt, und zwar berechnet sich aus den Polkoordinaten von Anfang 1900 bis Mitte 1925 seine mittlere jährliche fortschreitende Lagenänderung zu  $0,0047'' \pm 0,0007''$  in der Richtung  $42^\circ \pm 9^\circ$  westl. Länge. Das entspricht auf der Erdoberfläche einer jährlichen Verschiebung um  $14 \text{ cm} \pm 2 \text{ cm}$  nach der Westküste von Peary-Land in Nordgrönland oder auch weiter nach der Südspitze von Grönland zu; doch würde Kap Farewell erst in 23 Millionen Jahren erreicht werden, wenn man annimmt, daß Richtung und Geschwindigkeit dieser säkularen Bewegung unverändert bleibt, wozu aber keinerlei Anlaß vorliegt. Es wäre daher verfrüht, wollte man auf diesen säkularen Anteil besondere Überlegungen über Klimaverschiebungen gründen. **E. Tams.**

**W. Heiskanen:** Die Erddimensionen nach den europäischen Gradmessungen. (Veröffentl. d. Finnischen Geodät. Institutes Nr. 6. Helsingfors 1926. 26 p.)

Aus den Lotabweichungen in Amerika ermittelte J. HAYFORD für den Äquatorialradius der Erde den Wert  $a = 6\,378\,388 \pm 53 \text{ m}$  und für die Erdabplattung  $a$  den Betrag  $1/297,0$ , wobei der Nenner mit dem mittleren Fehler  $\pm 1,2$  behaftet ist. Die sich aus den europäischen Gradmessungen (westeuropäische und russisch-skandinavische) sowie aus den Beobachtungen der Lotabweichungen in Mitteleuropa ergebenden Erddimensionen dagegen zeigen hierzu größere Unstimmigkeiten bzw. auch erheblich größere mittlere Fehler. Das liegt, wie Verf. ausführlich rechnerisch dartut, daran, daß im Unterschied zu der amerikanischen Bestimmung die topographisch-isostatische Reduktion unausgeführt blieb. Zieht man die hieraus folgenden Korrekturen mit in Rechnung, so ergibt sich aus allen europäischen Daten für die HAYFORD'sche Abplattung  $a = 1/297,0$  der Äquatorialradius  $a = 6\,378\,397 \pm 72 \text{ m}$ . Für denselben Abplattungswert folgt auf Grund der Bearbeitungen von R. SCHUMANN aus der Längengradmessung in Indien  $a = 6\,378\,352 \pm 182 \text{ m}$

und aus der Breitengradmessung in Afrika  $a = 6\,378\,358 \pm 179$  m, wobei allerdings wieder die topographisch-isostatische Reduktion der Lotabweichungen unberücksichtigt blieb. Die Größe des Äquatorialradius nach den europäischen Beobachtungen weicht demnach nur um 9 m von derjenigen nach den amerikanischen Beobachtungen ab und die Abweichungen der Werte für Indien und für Afrika von dem HAYFORD'schen Wert liegen mit 36 m bezw. 30 m auch noch ganz innerhalb der errechneten mittleren Fehler. Die bereits international angenommenen HAYFORD'schen Elemente des Erdsphäroids erscheinen damit in der Tat ebenfalls für die außer-amerikanischen Erdteile verwertbar. Auch ist zu sagen, daß die wiederholt aus Schwerekräftmessungen abgeleitete Elliptizität des Äquators in den hier besprochenen Daten noch keine Stütze findet, insofern eben die Äquatorialradien für die verschiedenen Erdgegenden ihrer Größe nach innerhalb der bisher erreichbaren Beobachtungs- und Rechengenauigkeit durchaus übereinstimmen. Die Abhängigkeit der Schwerkraft von der Länge kann ja aber auch, wie Verf. selbst bemerkt, durch eine in verschiedenen Längen nach Mächtigkeit und Dichte verschiedene Beschaffenheit der Erdkruste bedingt sein.

E. Tams.

**G. V. Douglas and A. V. Douglas:** Note on the Interpretation of the WEGENER Frequency Curve. (Geol. Mag. 60. London 1923. 108—111.)

In diesem kurzen und einfach gehaltenen aber wichtigen Artikel zeigen die beiden Verf., daß der Schluß von WEGENER, das Vorhandensein zweier Häufigkeitsmaxima im Auftreten der Höhen und Tiefen der Erdrinde lasse sich nur durch ein ursprüngliches Gegebensein zweier verschiedener Ausgangsniveaus (Sal- und Sima-Schicht) erklären, nicht zwingend ist. Die durch die vertikalen und horizontalen endogenen Kräfte geschaffenen Großformen im Antlitz der Erde lassen sich, im ganzen genommen, als große Antiklinal- und Synklinalbildungen auffassen, so daß, wenn man nur von einer Oberflächenschicht ausgeht, diese wellenförmig umgestaltet worden ist, wobei dann die allgemeine Kontur der Erhebungen konvex nach außen und diejenige der Vertiefungen konkav nach außen verläuft. Mathematisch gesehen, könnte man etwa von einer Reihe von Sinuswellen sprechen, indem zugleich einer Grundwelle von großer Spannweite auch kleinere Wellen aufgelagert sind; doch sind die Verf. natürlich nicht der Ansicht, daß sich die Höhen und Tiefen der Erde längs irgendeines Querschnittes nun tatsächlich rechnerisch nach dem Theorem von FOURIER durch solche Wellen darstellen lassen. Aber es genügt hier durchaus die Ähnlichkeit in den Hauptzügen. Und aus dem geometrischen Bilde einer Sinuskurve folgt notwendig, daß zwei Häufigkeitsmaxima auftreten müssen, eines bei den Höhen und eines bei den Tiefen, bezogen auf die eine Ausgangsoberfläche. Bei gleicher Größe kommen bestimmten Höhen- bezw. Tiefenintervallen im Bereich der beiden Scheitelpunkte der Kurve, wo die Tangente parallel oder nahezu parallel zur ursprünglichen Oberfläche, etwa dem mittleren Krustenniveau, gerichtet ist, große Areale zu, während zu ihnen in der Nähe dieses Niveaus,

wo die Kurve auf beiden Seiten am steilsten verläuft, nur kleine Areale gehören.

Die WEGENER'sche Erklärung der beiden Häufigkeitsmaxima ist hiermit gewiß nicht widerlegt; es ist aber gezeigt worden, daß auch bei einheitlicher stofflicher Beschaffenheit der Kontinentalschollen und der Ozeanböden zwei Häufigkeitsmaxima zu erwarten sind. Die von diesem Autor gegebene und auch vom Ref. seinerzeit angenommene Deutung einer Frequenzkurve der Höhen und Tiefen mit einem einzigen Maximum ist nicht stichhaltig, wie noch des Näheren ausgeführt wird. Eine solche Kurve folgt nicht ohne weiteres bei Vorhandensein von nur einem Ausgangsniveau, sondern ist allein möglich, wenn dann außerdem das Profil der Erdoberfläche durch Kurven mit Spitzen oder Rückkehrpunkten darzustellen wäre, was dynamisch-geologisch nicht wohl erklärbar ist, denn die allgemeine Konturlinie der Erhebungen würde dabei konkav und diejenige der Tiefen konvex nach außen gekrümmt sein. So erhält denn auch der von SOERGEL schon 1916 (Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges. 68) unternommene Versuch, die beiden Häufigkeitsmaxima bei Annahme einer Oberflächenschicht durch Hebungen und Senkungen zu erklären, mit dieser einfachen mathematisch orientierten Betrachtungsweise ihre gute Begründung.

**E. Tams.**

**A. Wegener:** Der Boden des Atlantischen Ozeans. (GERLAND's Beiträge z. Geoph. 17. 1927. 311—321.)

Dem Grundgedanken in seiner Hypothese der Kontinentalverschiebung nachgehend, daß nämlich die beiden Häufigkeitsmaxima im Auftreten der Höhen- und Tiefenstufen der Erdrinde zwei verschiedenen Sphären des Erdkörpers, der Sial- (oder Sal-) und der Simasphäre, entsprechen, untersucht Verf. in der vorliegenden Arbeit an der Hand einer Serie neuzeitlicher Echo- lotungen insbesondere den Boden des nördlichen Atlantik. Es handelt sich dabei um ein Profil, welches auf diese Weise im Juni 1922 von dem amerikanischen Dampfer „Stewart“ zwischen Newport und Gibraltar, also in etwa 42—36° n. Br., festgelegt wurde. Da auf die 5650 km lange Strecke 210 Tiefenmessungen entfielen, so liegen die Lotungspunkte durchschnittlich nur rund 27 km auseinander. Dabei tritt nun besonders deutlich hervor, daß die durchquerte Tiefsee (hier in erster Linie das nordamerikanische Becken) zwischen 2700 und 2800 Faden, d. h. also bei etwa 5000 m eine ausgesprochene Konstanz der Tiefe zeigt, wobei zugleich diese Tiefe von allen überhaupt geloteten Tiefen am häufigsten vorkommt (sie wurde 28—29mal gemessen). Nur ein zweites, nicht viel schwächeres Häufigkeitsmaximum (22—23 Lotungen) zeigt sich noch bei den Tiefen von 2400—2500 Faden, d. i. von rund 4500 m; doch gehören zu diesem zweiten Maximum nicht so weit ausgedehnte ebene Flächen wie zu dem ersten. Ob dieses zweite Maximum eine besondere Bedeutung hat, kann noch nicht gesagt werden. Auffallend aber erscheint dem Referenten, daß ein häufigeres Auftreten den Tiefen des g a n z e n noch größeren Bereichs zwischen 2300 und 2900 Faden (4200 bis 5300 m) eigen ist, indem allein hierauf die Hälfte aller Lotungen entfällt. Dann kommt zwar diesem g a n z e n Intervall eine große Häufigkeit des

Vorkommens zu, weniger aber dem besonderen Unterintervall um 5000 m herum.

Diese 5000-m-Fläche wird nunmehr aber als die Oberfläche des Simas angesprochen und dem unruhigeren Relief der anderen Teile des Profils gegenübergestellt, das seinerseits auf verschieden mächtige und daher auch verschieden tief in das Sima eintauchende und verschieden hoch aus ihm herausragende Sialschollen zurückgeführt wird. Diese somit jetzt statt-habende Beschränkung der freien Simafläche auf den Boden der 5000-m-Tiefsee hat zur Folge, daß dieser Boden im Atlantik nicht nur, wie auch bisher vom Verf. angenommen, seiner Natur nach der sialisch beschaffenen mittelatlantischen Schwelle gegenübersteht, sondern daß er auch auf seinen beiden kontinentalen Seiten von je einer breiten, weit über die Schelfgrenze ins offene Meer hinausreichenden sialischen Zone begleitet wird.

Auf Grund der Forderung der Isostasie (und zwar nach der AIRY'schen Auffassung) wird dann noch längs der durchfahrenen Strecke ein Vertikal-schnitt durch den Boden des Atlantik gelegt, indem aber gar zu generell hier überall gleiche Dichteverhältnisse angenommen werden, und zwar so, daß der ins Sima eintauchende Teil einer Sialscholle sich zu ihrem über dem Sima hervorragenden Teil wie 10 zu 1 verhält. Auch darf bezweifelt werden, ob sich denn somit wirklich im einzelnen das Relief des Meeresbodens in 10facher Verstärkung nach unten zu im Sima widerspiegelt.

Dem mit allen diesen Vorstellungen überschläglich für den ganzen Atlantik in der durchquerten Breite gefundenen Betrag der mittleren Mächtigkeit der Sialdecke von 13 km (welcher aber natürlich in diesem Zusammenhang nur rechnerische Bedeutung hat) kommt bei der nicht genügenden Sicherheit der Voraussetzungen nach Ansicht des Ref. kein größeres Gewicht zu als dem Wert von 20—30 km bei GUTENBERG, der aus Beobachtungen über die seismischen Oberflächenwellen schließen möchte, daß der ganze Atlantik noch auf einer zusammenhängenden Sialschicht von der angegebenen Mächtigkeit ruht. Durch die Einengung der Simaoberfläche auf den Tiefseeboden innerhalb der 5000-m-Isobathe erscheint übrigens im ganzen genommen — räumlich betrachtet — der Unterschied zwischen der WEGENER'schen und der GUTENBERG'schen Auffassung gar nicht einmal so sehr groß. Vom Standpunkt der geographischen Verbreitung der Erdbeben im Atlantik möchte aber Referent nach einer eigenen Untersuchung (Zs. f. Geophysik 1927. 3. 361—363 Gerlands Beitr. z. Geophysik 1927. 18. 319—353) noch bemerken, daß einer recht regen Seismizität der nördlichen Hälfte der mittelatlantischen Schwelle ein praktisch aseismisches Verhalten der weiten übrigen Teile des eigentlichen Atlantik gegenübersteht, während doch bei der WEGENER'schen Auffassung von der Natur des atlantischen Bodens nicht recht einzusehen ist, warum nicht auch die beiden nach den Kontinenten zu gelegenen trümmerartigen sialischen Randzonen der 5000-m-Tiefsee eine lebhaftere Erdbebentätigkeit entfalten.

Bezüglich der Abspaltung Amerikas von Europa-Afrika hält WEGENER es nach dieser seiner neuen Beurteilung des Verhältnisse des Meeresbodens für notwendig, anzunehmen, daß sich in der Breite des untersuchten Profils

nicht nur eine Spalte gebildet habe, sondern daß diese sich netzartig verzweigte, wodurch gleichzeitig das weniger gute Zusammenpassen der Konturen der beiderseitigen Kontinentalränder hier erklärt würde. Weiter südlich möchte Verf. aber auch ferner mit einer wesentlich schmaleren Zerrümmungszone rechnen, die im Südatlantik vielleicht nur einige hundert Kilometer breit gewesen sein mag, so daß man hier noch die Vorstellung einer Einzelspalte beibehalten könne. Wichtige Aufklärung ist mit dem Verf. von den Lotungsprofilen und auch wohl den Bodenproben des Meteor zu erwarten.

**E. Tams.**

**W. Helne:** Beispiele für die Auswertung der räumlichen Verbiegung der Potentialflächen zur Feststellung von Einlagerungen. (Metall und Erz. 1927. 24. 407-412.)

Theoretische Überlegungen für die Auswertung von Potentiallinienmessungen nach der Sondenmethode im gebirgigen Gelände. An einem Beispiel wird gezeigt, daß auf diese Weise unterirdische Einlagerungen lokalisiert werden können.

**H. Schnelderhöhn.**

**J. Schander:** Der Untergrund der Texas-Golfküste und seine Schwerkereverhältnisse. (Zs. prakt. Geol. 35. 1927. 152-257.)

Über den Golfküstenstreifen des südlichen Teiles von Osttexas, der durch Drehwagenmessungen ziemlich dicht vermessen ist, werden die Zusammenhänge zwischen den auf Grund geologischer Erwägungen konstruierten Strukturverhältnissen und den Resultaten der Schweremessungen behandelt.

Die Schwerestruktur zeigt innerhalb der Golfküste gewisse Schwereanstiege und -abfälle, die sich an bestimmten Stellen zu Schwere-maxima und -minima gruppieren. Sie können nicht durch Einflüsse der jüngsten obersten Tertiär- bzw. Pleistocänschichten erklärt werden, die das Bild nur klein modellieren. Der Haupteinfluß muß von einheitlicheren Massenverteilungen und Lagerungen in größerer Tiefe herrühren. Die ausgeprägten Minima fallen mit den schuttsammelnden Senken zusammen, während sich die Maxima durch Schwellenzonen erklären lassen.

Es wird versucht, rechnerisch die tatsächlich festgestellten Schwereanomalien mit den gefolgerten Annahmen zu vergleichen. Verstärkende Faktoren in bezug auf die Schwerewirkung sind wohl in der posteocänen tertiären Tektonik zu suchen. Die alten Becken und Schwellen der Kreide-sockelfläche haben sich tektonisch auch noch im jüngeren Tertiär durchgeformt. Mit jungen tektonischen Bewegungen in der Golfküste ist das langsame Absinken des Golfes verknüpft. Auch die Salzdombildung ist letzten Endes nur eine Folge dieser jungen tektonischen Bewegungen, deren Hauptphase wohl ins Miocän zu legen ist. Die Tertiärtektonik wird die Becken- und Schwellenzonen noch stärker hervorgehoben haben, bekannte Erscheinungen in Geosynklinalgebieten, wobei Becken im Verlauf eines Sedimentationszyklus isostatisch weitersinken.

Auch eine quantitative Analyse des Schwerebildes deckt sich mit den gewonnenen qualitativen Resultaten.

**M. Henglein.**

**F. Hopfner:** Über die Eötvös'sche Schwerewage und ihre Eignung für die praktische Geologie. (Mitteil. staatl. techn. Versuchsamt Wien. 16. 1927. 89—102.)

Es wird das große Drehwagenmodell der Askania-Werke und der ungarischen Mechanikerfirma Süß in Budapest beschrieben bezüglich ihres Prinzips. Die Beobachtungsergebnisse werden auf photographischem Wege registriert. Doch sind die Drehwagen so gebaut, daß auch visuelle Beobachtungen möglich sind.

Einige Beispiele zeigen, daß die Eötvös'sche Drehwage zur Feststellung von unsichtbaren Massenunregelmäßigkeiten und ihrer horizontalen Erstreckung geeignet ist. Sie vermag auch über ihre Tiefenverhältnisse unter gewissen Voraussetzungen Aufschluß zu geben. Der Grund für diese besondere Eignung der Schwerewage liegt darin, daß sich die zweiten Ableitungen der Kräftefunktion an den Rändern von Schollen verschiedener Dichten sprunghaft ändern. In der großen Empfindlichkeit der Schwerewage gegenüber jeder Massenunregelmäßigkeit liegt eine gewisse Schwierigkeit bei ihrem Gebrauch, besonders in einem gebirgigen Terrain, da die Wage natürlich auch von jeder sichtbaren Massenunregelmäßigkeit — also in der Umgebung von Gräben, Dämmen, Straßen und in weiterer Entfernung von jedem Höhenzuge — beeinflußt wird. Daher sind die Ergebnisse der Drehwage für die praktische Geologie nicht ohne weiteres verwendbar. Sie sind zunächst von dem Einfluß der sichtbaren Unregelmäßigkeiten in der Massenverteilung bis zu 1 km im Umkreis zu befreien. Zu dieser sog. topographischen Reduktion kommt noch die kartographische, mit welcher die entfernteren, sichtbaren Massenunregelmäßigkeiten in summarischer Weise in Rechnung gestellt werden. Die Vornahme der Beobachtung im Gelände ist eine relativ einfache Aufgabe. Der schwierigere Teil ist die sachgemäße Reduktion der Beobachtungsergebnisse und ihre richtige Deutung. Für den Erfolg ist Voraussetzung, daß Geodäten und praktische Geologen zusammenarbeiten.

#### M. Henglein.

**F. M. Exner:** Über den Druck von Sandhügeln. (Sitzber. Ak. Wiss. Wien. Math.-nat. Kl. Abt. II a. 133. 1924. 295—305.)

Hat der Sandkörper die Gestalt eines Rückens mit maximalen Böschungswinkeln, so liegt der Druck in der Grundfläche zwischen  $H\rho/2$  des festen Körpers und  $H\rho$  des flüssigen ( $H$  = Höhe der Aufschüttung,  $\rho$  = spez. Gew.). Der Druck unter der Mitte des Sandrückens muß kleiner sein als der hydrostatische, an den Rändern aber größer, als der dortigen Sandhöhe entspricht; die inneren Säulen müssen von der Seite her teilweise durch Reibung getragen werden, während die äußeren Säulen durch die inneren vermittelst der Reibung nach abwärts gedrückt werden.

Messungen ergaben, daß der Sanddruck angenähert gleich oder nur etwas größer ist als der Druck einer dem Sandrücken an Höhe gleichen Wassersäule (spez. Gew. des trockenen Sandes = 1,5). Von dem Gewicht einer Sandsäule in der Mitte des Rückens geht also etwa ein Drittel durch Reibung an den äußeren Sandsäulen verloren, welche Differenz in einem erhöhten Druck der äußeren Sandsäulen zum Ausdruck kommt.

Die Linien gleichen Druckes innerhalb des Sandrückens sind Hyperbeln. Die Ergebnisse werden angewandt auf das isostatisch ausgeglichene Eintauchen eines Gebirgszuges einer spezifisch leichteren Masse in eine untere schwerere und plastische. Der eintauchende Kompensationskörper unter einem Bergrücken von gleichschenkliger dreieckiger Gestalt ist flach gewölbt und reicht an den Seiten verhältnismäßig tief hinab. Die früher angenommene Prismenform mit rechteckigem Querschnitt ist eher zutreffend als die Annahme einer dreieckigen Form unterhalb der Mitte. **Erich Kaiser.**

### Isostasie.

**Wilhelm Ramsay:** Nivåförändringar och stenålderbosättning i det baltiska området. (Niveaushiftningar och steinzeitliche Siedelung im Baltischen Gebiete.) Fennia 47. No. 4. Helsingfors 1926. 1—68. 9 Fig. Deutsche Zusammenfassung.)

Die Niveaushiftungen Fennoskandias sind nach dem Verf. Folgen der Kombination der isostatischen Krustenbewegungen und der eustatischen Bewegungen des Meeresspiegels. Auf Grund der Untersuchungen werden neue, beachtenswerte Parallelisierungen im Bereiche der geologischen und archäologischen Entwicklung dargestellt.

Die Uferfläche des Litorinameeres schneidet die Landmassen an der Litorinagrenze (L.G.). Diese ist im südlichen Teile des Baltischen Meeres und im Umkreise des Finnischen Meerbusens deutlich als Transgressionsufer bis zur Höhe von 30 m ausgebildet. Nördlich der Isobase für 30 m hat man nur vereinzelte und wenig zuverlässige Angaben, wohl hauptsächlich darum, weil die Landhebung dort schneller vor sich ging als das Steigen des Meeres. Die Darstellung der Ausdehnung des Litorinameeres gründet sich dort auf Beobachtungen über die höchsten Niveaus der postglazialen Brackwassersedimente oder sog. Clypeus-Grenze (Cl.G.). Diese ist nicht identisch mit der L.G., denn das Salzwasser drang in die Ostsee ein, bevor die Litorinagrenze ihr Maximum erreichte.

Das Verhältnis der L.G. und Cl.G. wird durch die Uferfläche des großen Sees Alt-Päijänne erklärt. Er hatte seinen Abfluß früher nach N in den Bottnischen Meerbusen, wurde aber später infolge der Landhebung, die im NW größer war als im SE, nach S in den Finnischen Meerbusen abgezapft. Der gleichzeitige Meeresspiegel lag 46 m tiefer, im N, bei der Mündung des ersten Abflusses 80 m und im S 30 m über dem heutigen Meeresspiegel, im Niveau der dortigen L.G. Folglich ist auch das genannte Meeresufer im N synchron mit dem Maximum der Litorinagrenze. Die Cl.G. aber liegt in Österbotten 105—114 m, also 25—30 m höher als die L.G.

Nach dem Verf. ist es nicht wahrscheinlich, daß das Tapes-Litorinameer in ganz Fennoskandia und den umgebenden Gebieten gleichzeitig war, wenn nämlich die Transgression ihre Ursache in einer Landsenkung hatte. Nicht einmal, wenn die Transgression auf dem Steigen des Meeres beruhen sollte, brauchte die Transgression in allen Zonen synchron zu sein, denn die Landhebung konnte in einigen Zonen früher das Steigen des Meeres überholt haben als in anderen.

Die Zone der L.G. muß um so breiter geworden sein, je schneller das Meer im Verhältnis zum Lande stieg. Je mehr sich aber dieses Steigen verlangsamt, desto weniger breit konnte sie werden, und die Transgression hat sukzessiv in verschiedenen sukzessiven Zonen in immer jüngeren Zeitpunkten aufgehört. Die jüngeren Uferflächen haben also transgressiv einen Teil der älteren überschritten. Hierdurch hat eine topographisch kontinuierliche Isobasenfläche entstehen können, deren Einzelteile zonar sukzessiv verschiedenartig *metachron* sind. Es muß also nachgeprüft werden, wie weit die als L.G. angegebenen Uferlinien synchron oder metachron sind.

Die Verbreitung der Erteböllekultur scheint zu zeigen, daß Tapes-Litorinatransgression in Dänemark und SW-Schweden synchron bis zur Isobase von 35 m ist. Innerhalb derselben fangen die Isobasen für die Tapesgrenze an, immer dichter zu liegen und stellen wahrscheinlich eine metachrone Uferfläche dar.

Um im nördlichen Teile des baltischen Gebietes die wirkliche L.G. zu finden, ist ein Diagramm konstruiert worden, in welchem die verschiedenen Isobasenflächen und Wohnplätze projiziert wurden. Der Spiegel des Alt-Päijänne liegt in der geraden Fortsetzung der L.G. unterhalb 39 m, und in der Nähe dieser Uferfläche finden sich vier bekannte Küstenwohnplätze. Diese sind mit denen auf dem Litorinawall Gotlands und mit der Erteböllekultur synchron.

Die jüngeren steinzeitlichen Küstenwohnplätze in Finnland bleiben in der genannten Projektion unterhalb der L.G. Sie sind von Europaus in sieben Gruppen nach ihrem Alter, auf Grund ihrer Keramik eingeteilt worden. Linien, welche zwischen den verschiedenen Gruppen gezogen werden, zeigen einen sehr regelmäßigen Verlauf, welcher sich dem der L.G. anpaßt. Auf dieselbe Weise kann man auch für die schwedischen steinzeitlichen Küstenwohnplätze eine Altersfolge erhalten. Es scheint auch eine zweite Transgression während der Steinzeit stattgefunden zu haben. Die betreffenden Strandbildungen liegen 63—65 % unterhalb der L.G.

Die Gradienten der verschiedenen Isobasenflächen einer Gegend ändern sich kontinuierlich mit ihrem Alter, proportional mit der Größe der Landhebung. Sie sind darum für chronologische Vergleiche besser geeignet als die Meereshöhen der Uferlinien. Eine größere Menge von Ereignissen in der geographischen Entwicklung sowie die Uferflächen der Küstenwohnplätze der Steinzeit sind auf einer chronologischen Tabelle geordnet. Ferner wird der Betrag der Landhebung für einige Zeitpunkte berechnet.

M. Sauramo.

**W. Heiskanen:** Schwerkraft und isostatische Kompensation in Norwegen. (Veröffentl. d. Finnischen Geodät. Institutes. Nr. 5. Helsingfors 1926. 33 p. und 1 Karte.)

Auf guter kartographischer Grundlage werden unter mühevoller rechnerischer Arbeit die Schwerebeobachtungen von 29 Stationen in Süd-Norwegen (bis Trondhjem) und 17 Stationen in Nord-Norwegen (bis Gjaesvaer beim Nordkap) eingehend erörtert. Es werden die Korrekturen nach der Freiluft-Reduktion und der BOUGUER'schen Reduktion sowie ferner nach der topo-

graphisch-isostatischen Reduktion, und zwar bei dieser sowohl auf Grund der HAYFORD'schen als auch der AIRY'schen Hypothese, abgeleitet und dann die übrig bleibenden Schwereanomalien für jeden besonders berücksichtigten Fall zusammengestellt. (Ausgleichstiefe von 80 bzw. 120, 160 und 200 km bei der HAYFORD'schen Reduktion, sowie dem Meeresniveau entsprechende Erdkrustendicke von 40 bzw. 60, 80 und 100 km bei der AIRY'schen Reduktion.) Bei der Forderung einer möglichst großen Annäherung an eine isostatische Massenlagerung ergibt sich daraus, daß sich bezüglich Süd-Norwegens, wo Beobachtungen von Küsten- und Gebirgsstationen zur Verfügung standen, die HAYFORD'sche Hypothese mit einer Ausgleichstiefe von 80 km und die AIRY'sche Hypothese mit einer mittleren Erdkrustendicke hier im Betrage von 37 km (im Meeresniveau: 32 km) als gleich gut erweisen, so daß man sich vom geologischen Standpunkt aus für die AIRY'sche Hypothese entscheiden wird. Der Größenordnung nach stimmt die Krustendicke von 37 km für Süd-Norwegen auch mit der aus seismischen Beobachtungen für Eurasien bzw. Amerika und den Atlantik samt Arktik gefolgerten Mächtigkeit der Sialschicht (55—60 km bzw. 50 km und 25 km) überein. Die Freiluft-Reduktion und die BOUGUER'sche Reduktion erweisen sich entschieden als weniger günstig. Unter den Lofoten muß ein Massenüberschuß vorhanden sein, da die Anomalien hier bei einem Wert von mindestens  $+0,110$  bzw.  $+0,045$   $\text{cm/sec}^2$  auch um  $0,100$  bis  $0,150$   $\text{cm/sec}^2$  größer sind als auf dem benachbarten Festland, wo entsprechend den hier vorhandenen negativen Anomalien ein Massendefekt anzunehmen ist. Zu einer genaueren Verfolgung des wahrscheinlichen Zusammenhanges der Landhebung mit der Schwereverteilung erscheint dem Verf. das Stationsnetz noch nicht dicht genug.

**E. Tams.**

# Grundzüge der Geologie

Ein Lehrbuch

für Studierende, Bergleute und Ingenieure

Mit Unterstützung zahlreicher Fachgelehrter herausgegeben von

**Prof. Dr. W. Salomon-Heidelberg**

**Band I: Allgemeine Geologie.**

**Teil I: Innere Dynamik — Teil II: Äußere Dynamik**  
Gr.-8°. 877 Seiten mit Taf. I, II und 331 Textabbildungen.

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

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

**Band II: Erdgeschichte**

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

**Teil II: Mesozoikum und Neozoikum**

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

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

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

Soeben erschien:

# Grundwasserkunde

von

**Prof. Dr. W. Koehne**

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

Gr. 8<sup>o</sup>. 294 Seiten mit 100 Textabbildungen.

Preis in Leinwand gebunden RM. 18.—.

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

Soeben erschien:

# Die Entstehung und Besiedelung der Koralleninseln

von

**Prof. Dr. Aug. Krämer.**

Gr. 8<sup>o</sup>. 54 Seiten mit 4 Tafeln.

Preis broschiert RM. 5.—.

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