

Diverse Berichte

Mineralogie.

Allgemeines.

- Johnsen, A.: Korrelationen in der leblosen Natur. (Natur. XII. Jahrg. Heft 11/12. 1921.)
- Lehner, Alfons: Tafeln zum Bestimmen der Mineralien auf chemischem Wege, besonders vor dem Lötrohr. 8°. 63 p. Preis 10 Mk. Berlin und Leipzig 1921. Vereinigung wissenschaftlicher Verleger. (C.Bl. f. Min. etc. 1922. p. 192.)
- Merrill, George P.: Contributions to a History of American State Geological and Natural History Surveys. (U. S. National Museum. Bull. 109. 1920. 549 p. Mit Porträts auf 37 Tafeln.)
- Millosevich, Federico: Commemorazione del Socio Prof. GIOVANNI STRÜVER. (Rend. Acc. Lincei. 24. Ser 5^a. 1915.)

Kristallographie. Kristallstruktur.

M. Born und O. Stern: Über die Oberflächenenergie der Kristalle und ihren Einfluß auf die Kristallgestalt. (SitzBer. Akad. Wiss. Preußen. 1919. 901—913.)

Verf. berechnen Kapillarkonstanten σ für verschiedene Kristallflächen der strukturell bekannten regulären Alkalihalogenide. Benützt wird ein Ansatz für die potenzielle Energie zweier im Abstand r befindlicher Ionen von der Ladung e :

$$\phi = \pm e^2 r^{-1} + br^{-n},$$

wobei b eine positive Konstante, während n (nach Born's a. a. O. gegebenen Überlegungen für Lithium $9 = 10$) die für die Abstoßung gültige Potenz des Abstandes darstellt. Das anschauliche Gedankenexperiment des Auseinanderschneidens eines unendlich ausgedehnten Kristallgitters zeigt, daß die Oberflächenenergie einer Trennungsfäche F gleich

$$F\sigma = - \frac{U_{12}}{2}$$

ist. — U_{12} ist die negative potenzielle Energie beider Halbkristalle aufeinander. Sie läßt sich darstellen als die Summe der potenziellen Energie jedes Ions im Halbkristall 1 gegen jedes Ion im Halbkristall 2. Die Summierung wird für (100) von NaCl, NaBr, NaJ, KCl, KBr, KJ vorgenommen. Der Vergleich der gefundenen $\sigma_{(100)}$ (Kristall gegen Vakuum) mit σ (Schmelze gegen gesättigten Dampf) zeigt Übereinstimmung in der Größenordnung, die $\sigma_{(100)}$ sind im Durchschnitt doppelt so groß. Die Ordnung der Kristallreihe nach $\sigma_{(100)}$ ergibt keine Ordnung nach σ (4 Inversionen bei 10 Vergleichsmöglichkeiten).

$\sigma_{(011)} : \sigma_{(100)}$ wird größer $\sqrt{2}$, nämlich gleich 2,706. Die Verf. sehen, indem sie auf den Satz von WULFF-CURIE zurückgreifen, eine Bestätigung ihres Ansatzes in der Vorliebe der Alkalihalogenide für {100} als Wachstumsform.

Außer bei (100) und (011) haben sich die Schwierigkeiten der σ -Berechnung bis jetzt noch nicht überwinden lassen. Deshalb ist der letzte Beweis in kristallographischer Hinsicht nicht sonderlich bündig, zumal wenn man berücksichtigt, daß sich die WULFF-CURIE'schen Anschauungen nach neueren experimentellen Daten nicht halten lassen. Die Annahme der Verf., daß $\sigma_{(hkl)}$ um so kleiner sein dürfte, je mehr (hkl) gegen (100) geneigt ist, ist eine unbrauchbar grobe Einschätzung der dem Kristallographen bekannten Mannigfaltigkeit.

Verf. berechnen analog die zur Bildung einer Kante benötigte Energie. Sie ist pro Zentimeter außerordentlich viel kleiner als die Flächenenergie pro Quadratcentimeter und kommt daher nur bei sehr kleinen Kristallen in Betracht. Verhältnismäßig noch kleiner wird die Eckenenergie, so daß sie schätzungsweise erst merklich wird, wenn der Kristall nur mehr wenige Moleküle enthält.

R. Groß.

Cecil H. Desch: Die Wirkung der Oberflächenspannung auf die kristallinische Form. (Chem. Metallurg. Engineering. 21. 773—776. 1919.) [Ref. von DITZ im Chem. C.BI. 91. 1920. I. 666.]

Die Untersuchung soll die Hypothese von QUINCKE prüfen, daß Metalle und andere Substanzen vor der Erstarrung sich in zwei nicht mischbare Flüssigkeiten scheiden, von welchen die eine in viel geringerer Menge entsteht. Diese Flüssigkeiten haben eine zwischenflächige Oberflächenspannung, es entsteht ein Schaum, die in kleinerer Menge vorhandene Flüssigkeit bildet Zellwände, der zweite Bestandteil den Inhalt der Zellen. Innerhalb der Schaumzellen erfolgt dann Kristallisation, und in der festen Masse sind die Zellwände durch die Umgrenzung der Kristallkörner dargestellt. Die Richtigkeit dieser Anschauung vorausgesetzt, würde die Form der Kristallkörner in einem festen Metall den Zellen eines Schaumes, wie sie beim Durchblasen von Luft durch eine Seifenlösung entstehen, entsprechen, und in beiden Fällen würden die Grenzflächen von der Oberflächenspannung abhängig sein. Verf. beschreibt zunächst die theoretische Form der Schaumzellen auf Grund der Untersuchungen von PLATEAU und Lord KELVIN und teilt hierauf die Ergebnisse eigener Untersuchungen

über Schaumzellen und vergleichsweise über die Kristallkörner in Metallen und Legierungen mit, bezüglich welcher auf das Original verwiesen werden muß. Bei der Bildung von Kristallen wirken zwei Kräfte mit, die Kohäsionskraft oder Kristallisationskraft und die Oberflächenspannung. Das Verhältnis beider ist abhängig von der Natur der kristallinen Substanz, der Temperatur der Kristallisation, der Zusammensetzung der Mutterlauge und den absoluten Dimensionen der Menge der festen Substanz. Diese Verhältnisse werden an Beispielen näher erörtert. **R. Brauns.**

A. L. W. E. van der Veen: Zur Kenntnis der enantiomorphen Formen. (Zs. Krist. 1920. 55. 628.)

Sind 2, 3, 4 oder 6 Punkte mit der gleichen nördlichen Breite regelmäßig über eine Kugeloberfläche verteilt, so können diesen Punkten eine gleiche Anzahl mit südlicher, jedoch numerisch gleicher Breite dreierlei Art zugeordnet werden:

1. Die Punkte der südlichen Halbkugel liegen in den Meridianen jener in nördlicher Breite.

Die Berührungsebenen in den betreffenden Punkten stellen ein Doma oder eine Pyramide dar.

2. Die südlichen Punkte liegen in den Halbierungsebenen der betreffenden Meridianwinkel.

Die Berührungsebenen umschließen rhombische Gestalten, einschl. des regulären Tetraeders und tetragonalen Sphenoids.

3. Die südlichen Punkte liegen weniger östlich oder westlich wie bei 2.

Die Berührungsebenen umschließen das rhombische Sphenoid und die Trapezoeder verschiedener Kristallklassen.

Jene Torsion, die auch die Neigung einer rechten Schraubenlinie zum Verschwinden bringt, führt das Trapezoeder in die Pyramide hinüber. Das rhombische Sphenoid ändert sich hierbei in ein Doma. Die drei Mittellinien benehmen sich wie abhängige Torsionsachsen (vgl. dies. Jahrb. 1921. I. -254-).

M. Henglein.

Mineralphysik.

Honda, Kôtarô und Junzô Okubo: Ferromagnetische Substanzen und Kristalle im Lichte von EWING's Theorie des molekularen Magnetismus. (Science reports of the Tôhoku imp. Univ. Sendai. (I.) 5. 153. 1916. — Chem. C.Bl. 1921. I. 270.)

K. Spangenberg: Die Einbettungsmethode. (Fortschr. Min. 7. 3—64. 1921.)

Nach einleitenden Bemerkungen über zweckmäßige Wahl von Hilfsmitteln (Lichtquellen und Einbettungsflüssigkeiten) wird eine vergleichende

kritische Übersicht über die folgenden drei zur mikroskopischen Bestimmung von Brechungsindizes nach der Einbettungsmethode möglichen Beobachtungsarten gegeben.

Als „quantitative Methode“ wird es bezeichnet, wenn durch möglichst vollkommenes Verschwinden der Abbildung der Grenze zweier Medien, von denen das eine der Lichtbrechung nach genau bekannt ist, die absolute Bestimmung der Lichtbrechung des anderen erreicht wird. Indem hierbei zum ersten Male die ABBE'sche Lehre von der Bildentstehung im Mikroskop in allgemeinste Weise auch für die Entstehung von Abbildungen der Grenzen zweier optisch-anisotroper Medien herangezogen wird, ergibt sich ein auf Grund von eigenem Beobachtungsmaterial erläuteter Überblick über alle die zwischen isotropen und anisotropen Medien möglichen Arten von Grenzflächen, deren mikroskopische Abbildung entweder überhaupt nicht entstehen oder nicht wahrgenommen werden kann. Zur Wahrnehmung einer solchen Abbildung ist offenbar für das normale Auge eine Differenz von etwas weniger als 0,001 im Lichtbrechungsvermögen der Grenzflächenkomponenten die unterste Grenze. Es läßt sich daher zeigen, daß in gewissen Fällen (z. B. beim ϵ' -Bild des Calcitrhomboeders) bei optisch-anisotropen Medien ein Verschwinden der mikroskopischen Abbildung unmöglich wird, während in wieder anderen Fällen bei zentraler Beleuchtung nicht wahrnehmbare Grenzflächen bei einseitig schiefer Beleuchtung eine Abbildung erzeugen können. Ferner ergibt sich, daß im allgemeinsten Falle der Grenze zweier optisch-anisotropen Medien vier sich überlagernde Teilbilder entstehen müssen, die sich durch entsprechende Analyse nacheinander beobachten lassen.

Als „Töplersche Methode“ werden alle Beobachtungsarten bezeichnet, die bei schief einfallendem Licht und scharfer Einstellung der Grenzflächen deren ungleiche Beleuchtung als Kriterium einer relativen (qualitativen) Bestimmung der Lichtbrechung der Komponenten benutzen. Unter schief einfallendem Licht ist hierbei nicht nur zu verstehen die neben anderen z. B. auch von SCHROEDER v. D. KOLK verwendete „schiefe Beleuchtung“, die bereits auf das Objekt mit dem zentralen Strahl schief auffällt, sondern auch die nach TÖPLER's Prinzip der „Schlierenmethode“ erfolgende einseitige Abblendung von ursprünglich zentral auf das Objekt auffallenden Strahlen. Für beide TÖPLER bereits gut bekannten Beobachtungsarten wird an Stelle der unrichtigen und nichtberechtigten nach SCHROEDER v. D. KOLK die zusammenfassende Bezeichnung „TÖPLER'sche Methode“ eingeführt. Bei entsprechender Diskussion ergibt sich, daß alle Abarten dieser Methode gegenüber der folgenden „BECKE'schen Methode“ bei Objekten, die mit starker Vergrößerung betrachtet werden müssen, ganz allgemein im Nachteil sind, und daß außerdem bei optisch-anisotropen Objekten für den niedrigsten Index zu hohe, für den höchsten zu niedrige Werte gefunden werden.

Als „BECKE'sche Methode“ wird wie üblich die Beobachtungsart verstanden, die bei zentraler Beleuchtung die bei unscharfer Einstellung (Heben und Senken des Tubus) an der Grenzfläche entstehende unsymmetrische

Lichtverteilung („BECKE'sche Lichtlinie“) als Kriterium für eine ebenfalls relative Bestimmung des Brechungsvermögens der Grenzflächenkomponenten benutzt. Eine eingehende Betrachtung der Eigenschaften dieser Lichtlinie zeigt, daß diese mit Ausnahme der viel breiteren „Lichtflächen“, die bei dickeren Objekten und bei sehr schief zur Mikroskopachse liegenden Grenzflächen auftreten, in der bisher üblichen geometrisch-optischen Weise nicht zufriedenstellend erklärt werden kann. Es besteht vielmehr bei dünnen Objekten (bis etwa herauf zur üblichen Dünnschliffdicke) ein in besonderer Untersuchung (Zs. wiss. Mikroskopie. 38. 1—28. 1921; vgl. nachfolgendes Ref.) eingehender verfolgter Zusammenhang zwischen BECKE'scher Linie und Beugungsinterferenzen, aus dem sich ergibt, daß, sobald überhaupt eine mikroskopische Abbildung der Grenze zweier Medien wahrgenommen werden kann, ohne weiteres bei entsprechender Beobachtung auch die BECKE'sche Linie in Erscheinung treten muß. Da ihre Breite (entgegen geometrisch-optischen Vorstellungen) bei nicht zu dicken Objekten nicht abhängig von der Differenz der erzeugenden Brechungsindizes gefunden wird, können bei optisch-anisotropen Medien der Doppelbrechung entsprechend auch nur dann zwei Lichtlinien an ihrer Grenze wahrgenommen werden, wenn diese infolge der wirksamen Brechungsindizes ($\gamma' > n > \alpha'$) auf verschiedenen Seiten der Grenze auftreten müssen. Diese beiden Linien sind wie die Bilder, denen sie angehören, senkrecht zueinander polarisiert. Kommen mehreren Bildern entsprechende Lichtlinien nach derselben Seite zu liegen, so resultiert eine einzige Lichtlinie, deren Intensität sich durch Überlagerung erklärt. Allgemein ist die Intensität der BECKE'schen Linie zweifellos abhängig von der Größe der die Abbildung erzeugenden Brechungsunterschiede und wächst mit dieser; solange die Funktion, in der diese Abhängigkeit auszudrücken wäre, noch nicht genauer anzugeben ist, kann, wie bisher bereits verschiedentlich geschehen, einfache Proportionalität angenommen werden.

[Vgl. auch „Einige Anwendungen und Erweiterungen der Einbettungsmethode“. Centralbl. f. Min. etc. 1920. 352—362 und 406—414, wo Verf. die oben entwickelten Zusammenhänge der BECKE'schen Linie mit den mikroskopischen Abbildungen bestimmter Grenzen optisch anisotroper Objekte auf spezielle Fälle (Plagioklase, Sphärolithe u. a.) praktisch anwendet.]

K. Spangenberg.

K. Spangenberg: Erscheinungen an der Grenze von dünnen Objekten im Mikroskop. (Zs. wiss. Mikrosk. 38. 1—28. 1921.)

Die rein geometrisch-optische Verfolgung des mikroskopischen Strahlenganges an einer bestimmten Grenzfläche zweier Medien reicht im allgemeinen aus, um das unsymmetrische Auftreten einer Lichtvermehrung neben der Abbildung der Grenze (BECKE'sche Lichtlinie) beim Heben und Senken des Tubus zu erklären. Nicht im Einklang mit geometrisch-optischen Vorstellungen stehen aber gewisse andere Tatsachen, so vor allem die, daß die genannte Lichterscheinung auch an Objekten von so geringer Dicke

auftritt, daß die Vorstellung einer Strahlenbrechung an ihrer Grenze nicht mehr statthaft sein kann. Sie muß also auf Beugungserscheinungen zurückgeführt werden, was durch folgende Beobachtungen des Verf.'s erklärt wird.

An der Grenze von besonders hergestellten sehr dünnen (Größenordnung von Bruchteilen bis zu kleinen Vielfachen einer Wellenlänge gewöhnlichen Lichtes) Kristallen von Jodkalium und Natriumnitrat treten bei geeigneter Beobachtung (sehr geringe Apertur sehr intensiver zentraler Beleuchtung) Systeme von Interferenzstreifen auf, deren charakteristische Eigenschaften für verschiedene Arten der Beleuchtung mit homogenem und weißem Licht ausführlich geschildert werden. Es erweist sich, daß sie keine FRESNEL'schen Interferenzen sein können, wie VIOLA bei ähnlichen Beobachtungen vermutet hatte (TSCHERM. Min. Petr. Mitt. 14. 559. 1895). Es läßt sich vielmehr zeigen, daß für Grenzen schwarz gegen farblos (z. B. Silber gegen Canadabalsam der ABBE'schen Testplatte) die Interferenzerscheinungen der Intensitätsverteilung in der Bildebene entsprechen, wie sie nach ABBE's Theorie der Bildentstehung im Mikroskop für einen „nicht selbstleuchtenden Spalt von endlicher Breite“ errechnet werden können. Auch für Grenzen farblos gegen farblos, die also nur auf Grund verschiedenen Lichtbrechungsvermögens wahrgenommen werden können, ergibt sich Analogie mit der für einen „endlichen Spalt, dessen beide Hälften gegeneinander eine konstante Phasendifferenz besitzen“, zu erwartenden Erscheinungen. Während aber nach der Rechnung die Intensitätsverteilung neben der Grenze für diesen Fall symmetrisch sein müßte, findet sich in Wirklichkeit eine unsymmetrische Lichtverteilung in den Beugungsinterferenzen. Die Unsymmetrie wird hervorgebracht durch den verschiedenen Einfluß des beiderseits der Grenze verschiedenen Lichtbrechungsvermögens auf den Korrektionszustand des Objektivs. Sie ist derart, daß bei unscharfer Einstellung beim Heben des Tubus auf seiten des Mediums mit der höheren Lichtbrechung höhere Intensitätsmaxima auftreten. Durch den Übergang zu weiter geöffneten Beleuchtungskegeln verschwimmen die scharfen Interferenzstreifen immer mehr, und es entsteht als Gesamteffekt neben der schwarzen Kontur der „Abbildung“ ein einziges helles Intensitätsmaximum, die „BECKE'sche Linie“. — Die geschilderte unsymmetrische Lichtverteilung vermag auch eine früher von H. AMBRONN (Ber. Verh. K. S. Ges. d. Wiss. z. Leipzig. Math.-phys. Kl. (3.) 1893. 316—318; Ref. dies. Jahrb. 1894. II. -210-) bekannt gemachte und nicht richtig gedeutete Erscheinung zu erklären.

K. Spangenberg.

Berek, Max: Über den senkrechten Durchgang linear polarisierter ebener Wellen durch planparallele Platten durchsichtiger inaktiver Kristalle. (Ann. Phys. (4.) 58. 1919. 165—198.)

C. Doelter: Neue Untersuchungen über die Farbenveränderungen von Mineralien durch Strahlungen. (SitzBer. Akad. Wiss. Wien. 129. 399—430. 1920.)

Kristalle je eines Minerals verhalten sich den gleichen Strahlungen gegenüber in bezug auf Verfärbung verschieden. Verf. hat sich diesmal die Aufgabe gestellt, die Mineralien vieler verschiedener Fundorte und auch verschiedene Exemplare eines und desselben Fundortes näher zu prüfen, ferner die verschiedenen Stadien im Verfärbungsprozeß näher kennen zu lernen und die Geschwindigkeit desselben festzustellen. „Nur solche Mineralien verfärben sich, welche Pigmente enthalten“ wird gleich anfangs ausgesagt, eine Ansicht, die auch Ref. auf Grund seiner Versuche vertreten hat (C.Bl. f. Min. etc. 1909. 726). Das Pigment ist als ursprünglicher, bei der Entstehung des Minerals gebildeter Bestandteil anzunehmen. Die Ergebnisse sind kurz folgende: Flußspat verschiedener Fundorte verhält sich verschieden; solche von Cornwall verfärben sich (bei Anwendung von $1\frac{1}{2}$ g Radiumchlorid) überraschend schnell, so namentlich die von Cornwall und Derbyshire, sehr schwach oder gar nicht der farblose aus dem Sarntal, wenig der Rosafußspat von St. Gotthard (vgl. hierzu C.Bl. f. Min. etc. 1921. 479). Quarz verfärbt sich im allgemeinen langsamer; der Rutilquarz aus Brasilien wird nach langer Bestrahlung braun. Steinsalz verfärbt sich im allgemeinen schnell, das von Friedrichshall nur schwach. Sapphir, auch von dem gleichen Fundort, verhält sich sehr verschieden, einzelne blaue Kristalle werden schnell gelb, andere nicht. Auch Topas verhält sich ungleich, am schnellsten scheint sich der Schneckensteiner zu verfärben. Apatit von der Knappenwand, Floitental und Rotenkopf verfärbt sich stark, andere schwach. Durch Hitze entfärbter Apatit von Auburn wurde durch Bestrahlung in einem Stück violett, in andern gelb und mehr grün.

Es wurde weiter herangezogen: Vergleich der einzelnen Mineralarten in bezug auf Verfärbungsgeschwindigkeit und Farbenintensität; Vergleich von kristallinen Aggregaten und Kristallen; Versuche mit Pulvern; Geschwindigkeit der Entfärbung der durch Radium gefärbten Mineralien bei darauffolgender Bestrahlung durch ultraviolette Strahlung; Einwirkung von Tageslicht; Beziehung zur Lumineszenz; Ursachen der Verfärbung. Exakten Bestimmungen steht entgegen die Verschiedenheit des gleichen Minerals und die verschiedene Beschaffenheit der Platten und anderes mehr; die Reihenfolge scheint in bezug auf Geschwindigkeit des Farbumschlags eine andere als in bezug auf Intensität; als „purissima“ bezeichnete Reagentien färben sich im Pulver gar nicht oder schwächer als die Mineralien gleicher Zusammensetzung, z. B. Chlornatrium.

Als Ursache der Färbungen wird Pigment als wahrscheinlich angenommen, das kolloidal vorhanden wäre und dessen Farbe mit dem Dispersitätsgrad wechselt. Eine andere von STRUTT vertretene Ansicht, daß der Hyacinth seine Farbe den Strahlen seiner radioaktiven Substanz verdanke, könnte nur für einzelne Fälle gelten.

R. Brauns.

Auerbach, Rudolf: Über Polychromie des kolloiden Schwefels. (Kolloid. Zs. 27. 223. 1920. — Chem. C.Bl. 1921. I. 169.)

Gudden, B. und R. Pohl: Über die lichtelektrische Leitfähigkeit von Diamanten. (Zs. f. Phys. 3. 123—129. 1920. — Phys. Ber. I. 1920. 1628.)

R. Sabot: La technique de FÉDOROFF. — Simplifications au cours du travail et des reports. (Compt. rend. Soc. phys. Genève. 1920. 51—58.)

Bei den FEDOROW'schen Methoden arbeitet man mit einem Theodolitisch, der auf den Tisch eines gewöhnlichen Mikroskopes aufgeschraubt wird, oder man bedient sich eines eigens zu diesem Zwecke gebauten Theodolitmikroskopes. Diese Einrichtungen ermöglichen, den Dünnschliff irgend eines Minerals um drei senkrecht zueinander stehende Achsen des Mikroskopes zu rotieren und demgemäß jede gewünschte Orientierung des Minerals unter dem Mikroskop einzustellen.

Es ist auf diese Weise möglich, den optischen Achsenwinkel eines Minerals in seinem Dünnschliffe zu bestimmen, indem man die beiden optischen Achsen durch zwei Rotationen mit der in der Tischebene liegenden festen Achse J (Ost—West) sukzessive zur Deckung bringt. Wenn H (Nord—Süd) die zu J senkrecht stehende, aber normalerweise ebenfalls in der Tischebene liegende Achse und N die zu J und H senkrechte, also normalerweise die Achse des Mikroskopes sei, so bedeutet n° den Winkel entstanden durch Rotation um die N-Achse und h° den Winkel entstanden durch Rotation um die H-Achse. Ein Zusammenfallen einer optischen Achse mit der J-Achse kann nun auf zwei Arten ermöglicht werden:

1. durch Rotation um n° und um $+ h^{\circ}$,
2. „ „ „ $n^{\circ} + 180^{\circ}$ und um $- h^{\circ}$.

wenn wir das Steigen des Diskus mit dem Präparat im Westen, also linkerhand, als positiv bezeichnen.

Um nun Zweideutigkeiten auszuschalten, schlägt Verf. vor, im Falle von $- h^{\circ}$ den Diskus mit dem Dünnschliffe um 180° um die N-Achse zu drehen, wodurch h° wieder positiv wird. Wenn diese Konvention angenommen wird, läßt sich die Formel von NIKITIN folgendermaßen schreiben:

$$n_1 \pm (90 - h_1) = n_2, n_3 \text{ oder } n_2 + 180^{\circ}, n_3 + 180^{\circ}.$$

Es wird nun das Auftragen in die stereographische Projektion eingehend besprochen. Zum Schlusse gibt Verf. eine Zusammenstellung der bei den Feldspäten beobachteten Zwillingsgesetze und ihrer Kombinationen.

J. Jakob.

Mineralchemie. Polymorphie. Flüssige Kristalle.

J. Johnston, H. E. Merwin and E. D. Williamson: The several forms of Calcium-Carbonate. (Am. J. Sci. (4.) 41. 1916. 473—512.)

Bei gewöhnlicher Temperatur und gewöhnlichem Druck ist der Calcit die stabile Form des Calciumcarbonats; Aragonit und eine als μ -CaCO₃ bezeichnete Modifikation, sowie das Hydrat CaCO₃ · 6 H₂O stellen Phasen geringerer Beständigkeit dar, während die als Vaterit bezeichnete Form mit porösem Calcit identisch ist, Conchit und Ktypeit poröse Ausbildungsformen des Aragonits sind, endlich der Lublinit eine besondere Spielart des Kalkspates darstellt.

Zur Identifikation der verschiedenen Modifikationen dienen optische und kristallographische Kriterien: nach dem Erhitzen der Präparate auf 500—600° kann man Rückschlüsse auf die Stabilität der jeweils vorliegenden Präparate machen, weil nämlich alsdann nur der Calcit keine Veränderung erfährt, Aragonit und μ -CaCO₃ dagegen in Calcit übergehen. Die Bestimmung der Dichte ist allein kein zuverlässiges Kriterium, weil oft die zu identifizierenden Substanzen nicht genügend homogen sind. An chemischen Hilfsmitteln zur Diagnose der Calciumcarbonate stehen die Reaktionen nach MEIGEN, THUGUTT und NIEDERSTEDT zur Verfügung. Die MEIGEN'sche Kobaltnitratreaktion hat nur beschränkte Anwendbarkeit, so ist z. B. das μ -CaCO₃ nach ihr nicht vom Aragonit zu unterscheiden. Die Eisensulfatreaktion ist in der Farbe der Produkte abhängig von dem CO₃^{''}-Gehalt der Lösungen, was auch von der THUGUTT'schen und NIEDERSTEDT'schen Reaktion gilt. Bei der letzteren spielt indessen auch die Isomorphie eine gewisse Rolle. Alle diese Reaktionen versagen mehr oder minder an sehr feinkörnigen Präparaten.

Calcit (β -CaCO₃) ist bei gewöhnlichen Temperaturen am wenigsten löslich; von 400° ab gehen alle anderen Formen in Calcit über. Bei 970° ist eine Umwandlung des β -CaCO₃ in eine α -Modifikation bemerkenswert. Calcit entsteht bei langsamer Sedimentation aus Lösungen; das Hexahydrat geht sehr schnell in seinem Kristallwasser schon bei Zimmer-temperatur in rhomboedrischen Calcit über.

Aragonit (λ -CaCO₃) ist vielleicht bei sehr niedrigen Temperaturen oder bei hohen Drucken stabil; die Bildungsbedingungen des Aragonits waren noch nicht genügend in ihrer Abhängigkeit von spezifischen Faktoren ermittelt. Man wußte nur, daß er in heißen Lösungen in der Nähe von 100° abgeschieden wird oder in Gegenwart eines Salzes eines Metalles, das ein mit Aragonit isomorphes Carbonat bildet (z. B. Pb und Sr). Die Versuche von WARTH, MEIGEN, LINCK u. a. erscheinen deshalb in ihren Resultaten fraglich, weil bei ihnen nicht optische, sondern nur chemische Kriterien zur Bestimmung der als Aragonit gedeuteten Produkte verwendet wurden. Auch die Vermutung von LINCK, CORNU und VETTER sowie von PEINE, daß die Gegenwart von Mg^{''} und NH₄['] die Bildung des

Aragonits begünstige, können die Verf. nicht bestätigen. Endlich ist die Annahme, daß unterhalb 30° Calcit, oberhalb 30° Aragonit entstünde, unbegründet. Die Verf. erhielten gut kristallisierten Aragonit bei $85-90^\circ$, indem sie zu 800 ccm in einem Becherglas befindlichen Wassers oder einer Salzlösung äquivalente (0,1—0,2 n) Lösungen von CaCl_2 und K_2CO_3 zufließen ließen, so daß 1 g Carbonat in 2—3 Stunden gefällt wurde. Fällt man CaCO_3 bei gewöhnlicher Temperatur in einer Lösung, die zuerst ein isomorphes Carbonat sedimentierte, so scheidet sich der Aragonit um die Kristallkerne jenes Carbonates aus, z. B. in paralleler Umwachsung um PbCO_3 . Sorgt man nicht genügend dafür, daß das Bleicarbonat vor dem Calciumcarbonat ausfällt, so erhält man Calcitniederschläge auf dem Cerussit. Bei $80-90^\circ$ ist indessen diese Impfung nicht erforderlich. Bei 60° erhält man ein Gemenge von Aragonit mit $\mu\text{-CaCO}_3$, welches letzteres durch Suspension abgetrennt werden kann. Bei niedrigeren Temperaturen entsteht $\mu\text{-CaCO}_3$ mit Calcit, außer wenn SO_4 -Ion zugegen ist, in welchem Falle ein sulfathaltiger Aragonit ausgeschieden wird, der klare Kristalle bildet und 1,2—1,4 % CaSO_4 enthält. Bei der Umwandlung dieser Kristalle entsteht ein Calcit mit trübenden Einschlüssen. Ähnliche SO_4 -haltige Aragonite wurden von Luray in Virginien in Stalaktiten beobachtet. Aragonit bildet also mit CaSO_4 Mischkristalle; dadurch wird die Löslichkeit des Aragonits so weit herabgemindert, daß man in SO_4 -haltigen Lösungen sogar bei 19° Aragonit in faseriger Form erhält, dessen Brechungsindizes bis 1,51 und 1,65 sinken.

Die Umwandlung des Aragonits in Calcit geht bei gewöhnlicher Temperatur und selbst bei 100° nur sehr langsam vor sich. Man kann daher Aragonit auf großen Calcitkristallen aufgewachsen finden, ohne daß eine Keimwirkung des letzteren zu bemerken ist; auf feinpulverigem Calcit ist indessen ein Aragonitniederschlag nicht so beständig, denn alsdann beschleunigt die Anwesenheit der Kalkspatkeime die Umwandlung sehr wesentlich.

$\mu\text{-CaCO}_3$. Bei Versuchen um 25° enthält gelegentlich der CaCO_3 -Niederschlag eine kleine Menge schuppiger Aggregate und hexagonaler Tafeln, die von der Hauptmenge des Produktes im Typus abweichen; ein Brechungsindex ist = 1,56, das chemische Verhalten gleicht dem des Aragonits. Bessere Kristalle ergaben sich bei 60° , mit Aragonit vermengt. Eine Hauptbedingung der Bildung des $\mu\text{-CaCO}_3$ ist eine wesentliche Übersättigung der Lösung an Calcit und Aragonit, welche stabiler sind. Man hat daher peinlich das Vorhandensein von Keimen dieser Kristallarten sowie Erschütterungen zu vermeiden. Nach der Suspension in einer Flüssigkeit von der Dichte 2,6 gelingt es leicht, $\mu\text{-CaCO}_3$ von Aragonit zu trennen. Die Dichte des reinen $\mu\text{-CaCO}_3$ ist 2,54; hexagonale Blättchen und Aggregate von solchen bis 0,07 mm Durchmesser mit Sektorenteilung und $2E = 35-40^\circ$, Achsenebene parallel der äußeren Kante, auch scheinbar einachsige Blättchen mit positivem Charakter ($\omega = 1,550 \pm 0,005$; $\epsilon = 1,650 \pm 0,005$). Die linsenförmigen Aggregate, die man oft findet, hat VATER (Zs. Krist. 27. 1897. 486) schon abgebildet. Beim Übergang in

Calcit bei höherer Temperatur entsteht meistens ein einzelnes Calcitkristallkorn. In Berührung mit wässriger Lösung geht die Umwandlung verhältnismäßig rasch vor sich. Unzweifelhaft hat PEINE dieselbe Form beobachtet, verwechselte sie indes mit Aragonit durch Anwendung von Farbreaktionen.

Von anderen angeblichen Modifikationen des Calciumcarbonats seien genannt:

Vaterit. VATER hatte seinerzeit Diffusionsversuche in Gegenwart einer alkalischen Lösung mit Baryumgehalt unternommen; er erhielt kugelig-faserige Aggregate von der Dichte 2,54 mit etwas Baryumgehalt, welche die Verf. ebenfalls aus magnesiumhaltiger Lösung darstellten. An sphärischen Aggregaten von 0,03 mm Durchmesser fanden die Verf. durch Zerdrücken derselben einzelne Partikeln mit gerader Auslöschung, negativer Längsrichtung, $\gamma = 1,62$, $\alpha = 1,47$, Dichte 2,51. Eine chemische Untersuchung ergab die Anwesenheit von 4 % Wasser und 1 % KOH. Selbst beim Erhitzen auf 700° ändert sich das Aussehen der Aggregate nicht; dies spricht unzweifelhaft dafür, daß die Vateritaggregate nichts anderes als poröser kristalliner Calcit mit viel Wasser (10 Vol.-%) dazwischen sind. In kleinen offenbar dichten Sphärolithen war überdies ω des Calcits einwandfrei bestimmt worden. Nur in einem Fall ergab ein mehrwöchentlich bei 25° geschütteltes Vateritpräparat Aragonitnadeln, was nur durch Verunreinigung des Materials erklärt werden kann.

Ktypeit. LACROIX beschrieb eine positive Form des CaCO_3 in Pisolithen als besondere Modifikation Ktypeit. Eine Erklärung der Pisolithe gab SORBY durch die Annahme, daß Aragonitkristalle sich tangential um die Kugeln gruppierten. Es ist möglich, daß $\mu\text{-CaCO}_3$ in den Pisolithen aggregiert ist, doch müßte dann die Doppelbrechung derselben höher sein (0,100 statt 0,020). Eine einwandfreie Erklärung der Pisolithe wird daher vorläufig noch nicht gegeben.

Conchit ist identisch mit Aragonit (vgl. R. BRAUNS, Centralbl. f. Min. etc. 1901. 134).

Lublinit. Filzige Aggregate feinsten Nadelchen mit sehr schiefer Auslöschung. Indessen hat E. QUERCIGH (Rivista Min. Crist. Ital. 44. 1916. 65—94) die Annahme ausgesprochen, daß der Lublinit nichts anderes als Calcit sei mit parallel bestimmten Kanten stark verlängerten Rhomboedern. Die Dichte ist gleich derjenigen des Calcits, desgleichen die Lichtbrechung. Auf 450° erhitzt zeigen die Kristalle keine Umlagerung, die MEIGEN'sche Reaktion ist diejenige des Calcits. QUERCIGH sowie die Verf. halten also Lublinit und Calcit für identisch.

Amorphes Calciumcarbonat. Die zentralen Partien mancher der Niederschläge von kristallinem CaCO_3 zeigten niedrige Brechungsindizes und fast isotropen Charakter. Vermengt man konzentrierte Lösungen von CaCl_2 und Na_2CO_3 , so erhält man gelatinöse isotrope Niederschläge mit dem Brechungsindex 1,51—1,53. Es ist auch nach den Untersuchungen von V. WEIMARN, der kontinuierlich alle Übergänge von grobkristallinem bis amikronischem Baryumsulfat darstellte, nicht zu bezweifeln, daß ein

amorphes Calciumcarbonat mit bestimmten isotropen Eigenschaften existiert; es wird sich aber nicht empfehlen, dieses als besondere Modifikation zu unterscheiden.

Das Hexahydrat $\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ entsteht aus Lösungen mit KOH unterhalb 20° als monoklines Kristallpulver, das bei 150° sein Wasser verliert. Man beobachtet basale Blättchen oder gerade Prismen. $a : b : c = 1,02 : 1 : ?$, $2E = 72^\circ \pm 3^\circ$, $110 : 1\bar{1}0 = 89^\circ$. $\alpha = 1,460$; $\beta = 1,535$; $\gamma = 1,545$. $c : \gamma = 17^\circ \pm 2^\circ$ im stumpfen Winkel β für gelbes Licht, deutliche Bisectricdispersion, Achsenebene // 010. — $2V = 38^\circ$. In Benzol, Äther oder Nelkenöl aufbewahrt verwandeln sich die Kristallaggregate in kurzer Zeit bei Zimmertemperatur in Calcit, während einzelne Kristalle in Nelkenöl sich monatelang halten. Das Hexahydrat ist bei allen Temperaturen oberhalb 0° unbeständig. Unter den Bildungsverhältnissen der Natur ist es sehr leicht denkbar, daß es in sehr übersättigten CaCO_3 -Lösungen gebildet werden kann.

Die Bestimmung der Löslichkeit der einzelnen Formen ist ungenügend definiert, solange man nicht die Konzentration der freien Kohlensäure in der Lösung oder den Partialdruck derselben in der Atmosphäre kennt, welche mit der Lösung in Berührung war. Es liegen hier eben nicht binäre Systeme Carbonat—Wasser vor, sondern ternäre zwischen Oxyd—Kohlensäure und Wasser. Die bisher vorhandenen Daten über die Löslichkeit des Calciumcarbonates sind in der Arbeit Journ. Amer. Chem. Soc. **37**, 1915, 2001 und **38**, 1916, Maiheft, zusammengestellt. Das Lösungsprodukt $(\text{Ca}^{++}) \cdot (\text{CO}_3^{--})$ ist konstant, die Menge des gelösten CaCO_3 wechselt jedoch mit den CO_2 -Drucken und der Konzentration anderer Salze in der Lösung. Das Löslichkeitsprodukt des Calcits bei Temperaturen zwischen 0° und 30° wird durch die Beziehung $\log K_C' = 8,087 - 0,006 t$ dargestellt.

Betreffend die relative Löslichkeit des Aragonits und Calcits liegen die Leitfähigkeitsbestimmungen von KOHLRAUSCH und ROSE für r_A und r_C bezw. die von FOOTE vor, der die Löslichkeit in Wasser bestimmte, das mit CO_2 bei Atmosphärendruck gesättigt war. Es ist das Verhältnis der Löslichkeitsprodukte für Aragonit und Calcit gegeben durch

$$\frac{K_A}{K_C} = \frac{(\text{Ca}^{++})_A \cdot (\text{CO}_3^{--})_A}{(\text{Ca}^{++})_C \cdot (\text{CO}_3^{--})_C} = \frac{(\text{Ca}^{++})_A \cdot (\text{HCO}_3')^2_A}{(\text{Ca}^{++})_C \cdot (\text{HCO}_3')^2_C} = \left(\frac{r_A}{r_C} \right)^3.$$

FOOTE untersuchte zur Bestimmung von K_A/K_C auch das Gleichgewicht $\text{CaCO}_3 + \text{K}_2\text{C}_2\text{O}_4 \rightleftharpoons \text{CaC}_2\text{O}_4 + \text{K}_2\text{CO}_3$, doch sind seine Ergebnisse bei höheren Temperaturen unsicher, weil er offenbar unreine, mit etwas Calcit vermengte Aragonitpräparate verwendete, in welchen bereits eine Umwandlung in Calcit stattfand. KENDALL (Phil. Mag. **23**, 1912, 958) bestimmte direkt die Löslichkeiten in destilliertem Wasser S_A und S_C . Es ist alsdann

$$K_A/K_C = \frac{(\text{Ca}^{++})_A \cdot (\text{HCO}_3')^2_A}{(\text{Ca}^{++})_C \cdot (\text{HCO}_3')^2_C} = \left(\frac{S_A}{S_C} \right)^3.$$

Temperatur in ° C	S_A/S_C	K_A/K_C	η_A/η_C	Bemerkungen
0		1,8	1,22	KOHLEAUSCH, 1893 in reinem Wasser gemessen
18		1,7	1,19	
25		1,7	1,19	
34		1,6	1,18	
8		1,52	1,15	FOOTE, 1900 in Wasser, bei Atmosphären- druck mit CO ₂ gesättigt gemessen
25		1,44	1,13	
41		1,40	1,12	
48		1,37	1,11	
25		1,35		FOOTE, 1900, aus dem Gleich- gew. $K_2C_2O_4 + CaCO_3$ $\rightleftharpoons CaC_2O_4 + K_2CO_3$ abgeleitet
49,7		1,36		
59		1,24		
18?		1,35		SEYLER-LLOYD, 1909
25	1,064	1,21		KENDALL, 1912
50	1,075	1,24		
100	1,069	1,22		
0	1,050	1,16		WELLS, 1915
10	1,053	1,17		
20	1,054	1,17		
30	1,060	1,19		
40	1,074	1,24		

Nach SEYLER-LLOYD ist $K_A/K_C = 1,35$. Neueste z. T. noch unveröffentliche Messungen von R. C. WELLS beziehen sich auf die Löslichkeit von Calcit und Aragonit in Wasser in Berührung mit einer Atmosphäre von 3,2 Luft auf 10 000 Teilen CO₂ zwischen 0° und 40°. Seine Zahlen mögen die genauesten vorhandenen der Zeit sein (J. Washington Ac. Sci. 5. 1915. 617). Versuche zur Bestimmung der Löslichkeit von μ -CaCO₃ mußten unterbleiben, da es den Verf. nicht gelungen ist, ganz reine von Calcit und Aragonit freie Präparate herzustellen.

Die Stabilitätsverhältnisse. Calcit ist unter allen normalen Verhältnissen die stabilste Form des Calciumcarbonats. Aragonit geht bei 470° in wenigen Minuten in Calcit über, bei 425° in 90 Minuten, wogegen bei 400° auch dreistündiges Erhitzen wenig bewirkt (cf. SOSMAN, HOSTETTER, MERWIN (J. Washington Ac. Sci. 5. 1915. 563). Bei der Bildung der Umwandlungsparamorphosen von Calcit nach Aragonit beobachtet man, daß die Orientierung der Aragonitteilchen bei Berührung mit dem neu gebildeten Calcit keinen bestimmenden Einfluß auf die Orientierung des-

selben ausübt. Reiner Aragonit ist auch bei Vorhandensein von Calcitkeimen in Berührung mit Wasser jahrelang beständig; bei höherer Temperatur im Druckrohre erhitzt geht die Umwandlung rascher vor sich, wie folgende Tabelle zeigt:

Wassermenge in g auf 0,2 g Aragonit	Temperatur in ° C	Erhitzungs- dauer in Stunden	Zustand des Wassers	Bemerkungen
10	190	24	flüssig	keine Änderung
10	270	24	"	" "
10	280	48	"	" "
1	300	24	Dampf	" "
1	300	48	"	" "
10	337	24	flüssig	in Calcit verw.
10	340	24	"	keine Änderung
10	345	24	"	in Calcit verw.
10	345	24	Dampf?	Paramorphosen
1	350	24	Dampf	"
10	400	24	"	"
1	400	24	"	"
10	410	24	"	"

Ob ein Stabilitätsfeld des Aragonits unter 0° und bei hohen Drucken besteht, ist eine offene Frage. Aus WELLS' Untersuchungen könnte man extrapolieren, daß bei etwa $-100^{\circ} S_A/S_C = 1$ wird, es wäre also dort ein enantiotroper Umwandlungspunkt zu erwarten.

μ -CaCO₃ geht bei 410° in 5 Minuten in Calcit über, CaCO₃ · 6 H₂O bei Temperaturen über 0°.

Die Umwandlungswärme des Aragonits konnte von den Verf. auch nicht mit Hilfe eines von BOEKE (Zs. anorg. Ch. 50. 1906. 249) benutzten Kunstgriffes bestimmt werden. LASSCHENKO (Journ. Russ. Phys.-Chem. Soc. 43. 1911, 793) berechnete diese zu 27 cal. pro Gramm, doch sind seine Voraussetzungen fehlerhaft. Die zuverlässigste Schätzung ergibt sich aus LINDNER'S Untersuchungen (SitzBer. d. Phys.-Mediz. Ges. Erlangen. 34. 1902. 217) zu 1,8 cal. pro Gramm. Ihr Vorzeichen ist unbekannt.

Instabile Modifikationen können nur dann aus einer Lösung abgeschieden werden, wenn diese übersättigt ist für die stabilen. Es ist eine Erfahrungstatsache, daß das Vorhandensein von Alkali in der Lösung die Übersättigung begünstigt, wahrscheinlich durch Peptisationswirkung wie bei den Kolloiden, indem es die Teilchengröße herabsetzt. Es ist auch möglich, daß Calcit leichter gebildet wird, wenn die Konzentration an HCO₃'-Ionen größer ist; die Anwesenheit von OH'-Ionen drängt aber

die Konzentration an HCO_3' zurück, so daß instabile Modifikationen alsdann leichter entstehen können. Bei FeS_2 , ZnS und HgS hatten allerdings ALLEN, CRENSHAW und MERWIN beobachtet, daß das Alkali die Bildung der stabilen Modifikation begünstigt, außerdem scheint Vaterit besonders gern in alkalischer Lösung zu entstehen. Die absolut neutralen Lösungen bilden indessen keine Grenze, an der sich die Bildung der einen oder der anderen Form entscheidet. Beim Fehlen jeglicher Keime ist zwischen 15° und 70° das $\mu\text{-CaCO}_3$, rein oder mit anderen Formen vermischt, die zuerst gebildete Form. Aragonit erscheint oberhalb 70° . Die Beständigkeit des Aragonits in großen Kristallen bei 100° wird dadurch verständlich, daß man die Löslichkeit von kleinen Calcitaggregaten (im Sinne der HULETT'schen Untersuchungen) als größer anzunehmen hat als die Löslichkeit der großen Aragonitkristalle.

Im natürlichen Calcit beobachteten FOOTE und BRADLEY maximal 1% MgCO_3 ; es wäre die Möglichkeit zu erwägen, daß in feinkörnigen Calcitpräparaten ein solcher Magnesiumgehalt auch in der Form eines Überzugs von Mg(OH)_2 vorhanden sei, wie dies an Portlandzementen im Meerwasser nachgewiesen wurde. Calcit in Berührung mit Mg^{++} -Lösungen höherer Konzentration kann nicht im Gleichgewicht verharren, sondern muß wohl in Dolomit übergehen, wie man in Berührung mit Na^+ -Lösungen Gleichgewichte von Gaylussit und Pirssonit kennt (cf. WEGSCHEIDER und WALTER, Monatsh. 28. 1907. 633).

Natürlicher Aragonit ist im allgemeinen verunreinigt mit PbCO_3 , SrCO_3 und ZnCO_3 (cf. Aragonit mit 10% ZnCO_3 ; G. M. BUTLER, Econ. Geol. 8. 1913. 8; es existiert wahrscheinlich eine rhombische mit Aragonit isomorphe Form des Zinkcarbonats, s. GRIFFITHS und DREYFUS, Chem. News. 54. 1886. 67). Verf. untersuchten Aragonitnadeln von den Bahamainseln und fanden in diesen ungefähr 0,7% CaSO_4 in fester Lösung in Übereinstimmung mit den experimentellen Ergebnissen. Jedenfalls begünstigt das SO_4^{--} -Ion die Bildung von Aragonit. In Berührung mit reinem Wasser geht aber der Aragonit in Calcit über, wie dies neuerdings W. WATANABE (Beitr. z. Miner. Japans. 1915. No. 5. 237) an Geysirabsätzen zeigte, die äußerlich noch aus Aragonit bestanden, innen aber in Calcit verwandelt erschienen. Die ursprünglich aus Aragonit bestehenden Gehäuse der Organismen sind ebenfalls als Fossilien in Calcit umgewandelt. Es ist indessen möglich, daß die Verunreinigungen des Aragonits ihn in Berührung mit natürlichen Wässern stabilisieren, daß aber dann mit reinem Wasser sich die Umlagerung einstellt. Bei der Umwandlung in Calcit tritt eine Volumzunahme von 10% ein. Jedenfalls erscheint in folgenden vier Fällen die natürliche Bildung des Aragonits erwiesen: a) unter dem Einfluß organischer Substanzen; b) aus heißen Quellen; c) wenn isomorphe Carbonate eine Impfwirkung ausüben; d) in Salzlösungen, die SO_4^{--} -Ionen enthalten.

Natürliches $\mu\text{-CaCO}_3$ ist bis jetzt noch nicht identifiziert.

Die nachfolgende Tabelle gibt eine Übersicht der wichtigsten Eigenschaften der verschiedenen Modifikationen des Calciumcarbonates.

Modifikation	Ausbildungsform	Kristallsystem	Optischer Charakter	γ	α	Dichte	Bemerkungen
Calcit	künstliche Kristalle	trigonal	negativ	1,658	1,486	2,71	
"	Isländ. Kristalle	"	"	1,658	1,486	2,713	n. GOLDSCHMIDT
"	sphärisch (Vaterit)	"	"	1,585 -1,64	1,455 -1,47	2,51 n. höher	enthält Wasser
Aragonit	künstlich, rein	rhomb.	"	1,682	1,527	2,88	
"	natürlich	"	"	1,673 bis	1,520 bis	2,88	Lichtbrechung u. Dichte wechselnd
"	aus SO_4 -haltiger Lösung	"	"	1,650	1,510		
$\mu\text{-CaCO}_3$	künstlich	hexagonal	positiv	1,650	1,550	2,54	
$\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	künstlich	monoklin	negativ	1,545	1,460	1,75	Dichte n. VETTER

W. Eitel.

Koenig, Alfred E.: Einige Faktoren, welche die rhythmische Fällung beeinflussen. (Journ. Physical Chem. 24. 466—77.) [Ref. Chem. C. Bl. 1920. III. (19.) 683.]

R. Schachenmeier: Über Struktur, optisches und mechanisches Verhalten der als Myelinformen bezeichneten flüssigen Kristalle sowie über Plastizität im allgemeinen. Habilitationsschrift. 58 p. Karlsruhe i. B. 1919.

In der vorliegenden Arbeit soll geprüft werden, ob die von O. LEHMANN angenommene Struktur der Myelinformen die tatsächlich beobachteten Erscheinungen ergibt, und zwar einerseits auf dem Gebiet der optischen, andererseits dem des mechanischen Verhaltens, und welche Folgerungen sich daraus hinsichtlich der Plastizität im allgemeinen ergeben. Zu diesem Zweck wird untersucht:

1. Verhalten der Myelinformen im polarisierten und natürlichen Licht.
2. Zusammenhang der optischen und mechanischen Konstanten von Mischkristallen mit dem Mischungsverhältnis ihrer Komponenten.
3. Plastizität von amorphen und mikrokristallinen Stoffen.

Wegen den Einzelheiten der größtenteils theoretischen Untersuchungen wird auf die Abhandlung verwiesen.

R. Brauns.

- Lehmann, O.: Über die Molekularkräfte flüssiger Kristalle und ihre Beziehung zu bekannten Kräften. (Zs. f. Physik. 2. 127. 1920. — Chem. C.Bl. 1921. I. 314. — Phys. Ber. I. 1920. 1254.)
- Über Strukturverdrehung bei schleimig-flüssigen Kristallen. (Ann. Phys. (4.) 61. 501—532. 1920.) [Ref. Phys. Ber. I. 1920. 1082.]
- Die molekulare Richtkraft flüssiger Kristalle. (Zs. anorg. Ch. 113. 1920. 253—305.)
- Flüssige Kristalle und ihr scheinbares Leben. Forschungsergebnisse dargestellt in einem Kinofilm. 8°. 72 p. Mit 161 Abbildungen im Text. Preis 15 Mk. Verlag von Leopold Voß. Leipzig 1921. (Centralbl. f. Min. etc. 1922. p. 60.)

Einzelne Mineralien.

G. Aminoff: Kalkspatkristaller med buktiga ytor. (Geol. Fören. Förh. 39. 1917. 664—670.)

Die in Andreasberg erworbene Stufe, für die aber Clausthal als Fundort genannt wird, besteht aus Kalkspatkristallen, die bis zu einigen Zentimetern groß werden und folgende Flächen zeigen: (0001) glatt; ein großes negatives Rhomboeder mit gerundeten Flächen; (10 $\bar{1}$ 1) (01 $\bar{1}$ 2), diese beiden Rhomboeder parallel zu ihrer Kombinationskante gestreift; (40 $\bar{4}$ 1), untergeordnet, mit glatten Flächen; (0001), matt und höckerig.

Die gerundeten Flächen sind primär, der „Reflexschwerpunkt“ liegt bei $\rho = 58^\circ$, was der Fläche (0.13.1 $\bar{3}$.8) mit $\rho = 58^\circ 2'$ entspricht, die durch BOURNON bereits an Harzer Kalkspatkristallen angegeben wird.

Bergeat.

G. Aminoff: Kristallographische Studien an Calcit und Baryt von Långbanshyttan. (Geol. Fören. Förh. 40. 1918. 273—446.)

Die Abhandlung bildet einen Beitrag zur Aufklärung der paragenetischen Verhältnisse der so mineralreichen Erzlagerstätten von Longban. Das vorhandene Material an Kalkspat- und Barytkristallen wird in eine große Anzahl von „krystallographischen Typen“ aufgeteilt und dabei werden jeweils deren Vorkommen, ihre Begleiter und ihre Stellung in der Kristallisationsfolge angegeben. Die 48 Figuren sind fast sämtlich Kristallzeichnungen in möglichst treuer Darstellung der relativen Größe der Flächen und des Habitus der Kristalle; von den 5 Tafeln bringt eine die sämtlichen zu Longban beobachteten Kalkspatflächen in gnomonischer Projektion zur Anschauung.

I. Kalkspat. Es sind 73 Flächen beobachtet worden, davon sind die folgenden neu; sie werden im Original tabellarisch mit allen Daten gemäß den GOLDSCHMIDT'schen Winkeltabellen zusammengestellt; hier seien nur die Positionswinkel vermerkt.

	φ	ϱ		φ	ϱ
{5.5.10.6}	. . 30° 0'	39° 26'	{44.20.64.5}	. . 17° 47'	81° 12'
{6.6.12.5}	. . 30 0	49 48	{35.5.40.4}	. . 6 35	79 28
{20.20.40.11}	. 30 0	60 52	{17.5.22.3}	. . 12 31	75 14
{21.21.42.2}	. 30 0	84 29	{14.2.16.3}	. . 6 35	70 46
{15.0.15.2}	. . 0 0	76 49	{6354}	19 6 48 30
{17.8.25.17}	. 18 16	36 32	{30.3.33.4}	. . 4 43	77 28
{17.5.22.5}	. . 12 31	66 16	{9.3.12.2}	. . 13 54	72 1
{53.14.67.14}	. 11 25	68 7	{15.3.18.2}	. . 8 57	78 8
{16.4.20.7}	. . 10 54	56 9	{26.5.31.4}	. . 8 38	76 18
{12.3.15.4}	. . 10 54	62 56	{20.5.25.3}	. . 10 54	77 3
{32.20.52.5}	. 22 25	79 4	{17.5.22.3}	. . 12 31	75 14
{52.28.80.7}	. 20 11	80 5	{24.9.33.5}	. . 15 18	73 27

Verf. erörtert die Frage, ob die beobachteten krummen Flächen primäre oder durch Lösung entstanden sind. Nach V. GOLDSCHMIDT und WRIGHT strahlen an einer von Säuren geätzten Kalkspatkuugel die Reflexzüge von wichtigen Punkten der Hauptzonen aus, das sind vor allem $[(10\bar{1}1):(01\bar{1}2)]$ und $[(10\bar{1}1):02\bar{2}1]$. An den vom Verf. untersuchten Kristallen gehen keine Reflexzüge von $\{02\bar{2}1\}$ aus, dagegen sind andere, recht unwichtige Zonen, wie z. B. $[(2\bar{1}\bar{3}1):(8.8.\bar{1}6.3)]$ und $[(0001):(2\bar{1}\bar{3}1)]$ durch solche markiert. Auch sind sichere Ätzfiguren nicht beobachtet worden. Gleichwohl möchte sich Verf. nicht darüber entscheiden, ob die beobachteten krummen Flächen als primäre zu betrachten sind.

Charakteristische Formen sind folgende: $\{01\bar{1}1\}$, in mehreren Kristallisationstypen zu beobachten und oft sehr wohl ausgebildet. $\{8.4.\bar{1}2.3\}$, oft habitusbestimmend. $\{14.7.\bar{2}1.4\}$, habitusbestimmend am Typus G. $\{24.4.\bar{2}8.5\}$ häufig mit breiten Flächen, an mehreren Typen, ebenso $\{8.8.\bar{1}6.3\}$. Dazu die auch sonst häufigen Formen $\{2\bar{1}\bar{3}1\}$, $\{40\bar{4}1\}$, $\{02\bar{2}1\}$, $\{10\bar{1}1\}$, $\{0001\}$ u. a. Selten ist dagegen $\{01\bar{1}2\}$. Charakteristische Zonen sind: $[(0001):(10\bar{1}0)]$ mit 13 beobachteten positiven Rhomboedern, wogegen $[(0001):(01\bar{1}0)]$ mit nur 4 negativen Rhomboedern, die Zone $[(0001):(2\bar{1}\bar{3}0)]$ mit 7 Skalenoedern, die Zone $[(10\bar{1}1):(11\bar{2}0)]$ mit 16, $[(40\bar{4}1):(11\bar{2}0)]$ mit 5, $[(50\bar{5}1):(1\bar{2}\bar{1}0)]$ mit 5, $[(4483):(10\bar{1}0)]$ mit 5 und $[(0001):(11\bar{2}0)]$ mit 8 Formen; die letzteren drei Zonen werden als besonders wichtig bezeichnet. Ein Zusammenhang zwischen Mineralassoziation und Kristallhabitus hat sich nicht feststellen lassen und ebensowenig lassen sich mit Rücksicht auf die Assoziation Beziehungen zu Kalkspäten anderer Vorkommnisse ausfindig machen.

Es sind die folgenden Kalkspattypen unterschieden worden:

A. Habitus bedingt durch $\{2\bar{1}\bar{3}1\}$, Pyramiden 2. Ordnung und durch Skalenoeder in der Zone $[(10\bar{1}1):(01\bar{1}2)]$. Drusen in Magnetit mit Granatskarn. Sukzession: 1. Schwarzer Skarngranat (A), manchmal im Kalkspat eingebettet, 2. Kalkspat $\{2\bar{1}\bar{3}1\}$ mit rauhen Flächen, oft mit einem chloritartigen Häutchen überzogen (Kalkspat A_1) und Kalkspat A, 3. Flußspat, 4. kleine hellgelbe $\{110\}$ von Granat B, dazu ein serpentinarartiges Mineral.

B. Habitus bedingt durch $\{10\bar{1}1\}$, $\{8.4.\bar{1}2.3\}$ und die gestreiften Zonenstücke $[(10\bar{1}1):(10\bar{1}0)]$ und $[(10\bar{1}1):(11\bar{2}0)]$. Drusen in Magnetit. Sukzession: 1. Kalkspat B, 2. Granat B.

B₁. Unterscheidet sich in der Ausbildung der Flächen von Typus B.

C. Habitus rhomboedrisch durch $\{10\bar{1}1\}$ und die Zone $[(10\bar{1}1):(40\bar{4}1)]$. Drusen in Magnetit mit Granatskarn. Sukzession: 1. Granatskarn A, 2. Kupferkies, oder Baryt A oder Kalkspat C, 3. auf Kalkspat C Kupfercarbonat, auf Skarngranat Granat B.

D. Habitus skalenoedrisch durch $\{8.4.\bar{1}2.3\}$. Drusen in Granatskarn. Sukzession: 1. Granat A, 2. grüner Pyroxen oder Baryt A, 3. Kalkspat D.

E. Habitus skalenoedrisch durch die Zone $[(10\bar{1}1):(11\bar{2}0)]$. Drusen im Granatskarn. Sukzession: 1. Granat A, 2. grüner Pyroxen, oder Baryt A oder Ektropit, 3. auf Pyroxen Granat B, auf Baryt A Kalkspat E, auf Ektropit Granat B, 4. auf Kalkspat E Granat B.

F. Habitus pyramidal durch $\{44\bar{8}3\}$. Drusen im Granatskarn. Sukzession: 1. Granat A, 2. Baryt A oder Ektropit, 3. auf Baryt A Inesit oder Kalkspat F, auf Ektropit Granat B, 4. auf Kalkspat F Granat B. Die Hauptmenge des Kalkspats ist wahrscheinlich später kristallisiert als der Inesit.

G. Eine einzige Stufe, Habitus bedingt durch $\{14.7.\bar{2}\bar{1}.4\}$ und $\{2\bar{1}\bar{3}1\}$. Hauptmineral ist Inesit in vorzüglichen Kristallen. (FLINK, Bidrag till Sveriges mineralogi. III. Ark. för. kemi, mineralogi etc. 5. 1914. p. 114.)

H. Habitus bedingt durch gestreifte Partien in den Zonen $[(10\bar{1}1):(40\bar{4}1)]$ und $[(10\bar{1}1):(11\bar{2}0)]$, sowie durch großes $\{8.4.\bar{1}2.3\}$. Baryt-Kalkspat-Füllungen in Granatskarn. Sukzession: 1. Pyroxen, 2. Baryt, 3. Kalkspat H und Inesit ohne deutlichen Altersunterschied.

I. Habitus bedingt durch $\{2\bar{1}\bar{3}1\}$, $\{3\bar{1}\bar{4}5\}$ und spitze Rhomboeder. Drusen in Granat-Pyroxenskarn ohne weitere Begleiter.

J. Habitus skalenoedrisch durch $\{2\bar{1}\bar{3}1\}$. Drusen in Pyroxenskarn. Sukzession: 1. Baryt, 2. Kalkspat J, 3. Flußspat.

K. Habitus rhomboedrisch durch $\{40\bar{4}1\}$. Drusen im erzimprägnierten Dolomit. Sukzession: 1. Kalkspat K, 2. Scheelit in kleinen pyramidalen Kristallen $\{011\}$, $\{111\}$.

L. Habitus bestimmt durch $\{2\bar{1}\bar{3}1\}$ und $\{10\bar{1}1\}$. Drusen im Dolomit. Sukzession: 1. Kalkspat L, 2. Tilasit und Eisenglanz.

M. Habitus skalenoedrisch durch $\{2\bar{1}\bar{3}1\}$. Drusen im erzimprägnierten Dolomit, der auch gelben Pyroxen und einen Amphibol führt. Sukzession: 1. Ein Penninmineral, 2. Baryt G, 3. Kalkspat M, 4. Blei.

N. Habitus skalenoedrisch durch $\{6.5.\bar{1}\bar{1}.1\}$. Drusen in grobkristallinem Kalkspat. Sukzession: 1. Schefferit, 2. Margarosanit oder ein nicht näher untersuchtes wollastonitähnliches Mineral oder ein asbestähnliches Mineral, 3. Kalkspat N, 4. Nasonit oder Blei oder Apophyllit, 5. auf dem Nasonit ein prehnitähnliches, nicht untersuchtes Mineral.

O. Habitus prismatisch, bestimmt durch $\{10\bar{1}0\}$. Spalten im Dolomit, zusammen mit einem grauen warzenförmigen Carbonat und Eisenglanz.

II. Am Baryt sind 31 Formen beobachtet. Die Typen sind:

A. Habitus tafelförmig nach $c\{001\}$. Die Kristalle kommen als Drusen in Magnetit mit Granatskarn vor und werden dezimetergroß. Sie sind begleitet von Kalkspat C, D, E und F und haben dieselben Begleiter wie diese.

B. Habitus im allgemeinen bestimmt durch $[a(100):c(001)]$ und $[a(100):b(010)]$, sowie durch $o\{011\}$. Drusen in Granatskarn mit Sukzession: 1. Baryt B, 2. Granat B.

C. Habitus in der Regel bestimmt durch $c\{001\}$, die Prismenzone und reich ausgebildete Pyramidenzone. Drusen im Pyroxenskarn, Sukzession: 1. Baryt C, 2. Barysilit.

D. Habitus bestimmt durch $c\{001\}$, $m\{110\}$ und $o\{011\}$. Drusen im Pyroxenskarn, Sukzession: 1. ein hisingeritähnliches Mineral, 2. Baryt D, 3. ein graues Carbonat in warzenförmigen Aggregaten und Kalkspat O.

E. Habitus in der Regel bedingt durch breites $c\{001\}$, flächenreiche Prismenzone und $[m(110):c(001)]$. Begleiter und Sukzession wie bei Kalkspat M.

F. Habitus tafelförmig nach $c\{001\}$. Spalten in grobkristallinem Kalkspat. Neben ihm findet sich eine frühere Generation von Allaktit (A. und Pyrochroit, deren relatives Alter sich nicht feststellen läßt. Im übrigen ist die Sukzession folgende: 1. Baryt, 2. Hausmannit mit Kalkspat, 3. auf dem Hausmannit Flußspat, auf dem Kalkspat Blei und Kupfer, 4. jünger als der Kalkspat ist Pyrochroit, jünger als dieser 5. Manganocalcit, Tilasit, Flußspat und Manganit, 6. auf Tilasit Allaktit B und Eisenglanz, auf Flußspat Allaktit B.

G. Habitus prismatisch nach $o\{011\}$ und $c\{001\}$. Spalten im grobkristallinen Kalkspat. Sukzession: 1. Baryt, 2. ein hellbraunes Serpentinmineral.

Neue Flächen: $\Theta\{520\}$	φ gemessen	$72^\circ 16'$	berechnet	$71^\circ 56'$
M $\{1.1.11\}$? ρ	"	10 33	"	10 42

Anhangsweise ist noch ein Flußspat- und ein Tilasitvorkommen von Longban untersucht worden.

Der Flußspat stammt aus den Spalten im grobkristallinen Kalkspat und ist farblos. Er zeigt zweierlei Habitus. Der eine wird durch $\{001\}$ und $\{113\}$ nebst krummen Zonenstücken zwischen den Würfelflächen bestimmt. Der andere ergab neben den Flächen $\{100\}$, $\{113\}$, $\{122\}$?, $\{143\}$? und $\{014\}$ die neuen Formen E $\{119\}$, K $\{1.3.14\}$ und h $\{043\}$.

Der Tilasit bildet kleine farblose Kriställchen, die oft hypoparallel zu kleinen Bündeln zusammengewachsen sind, stets Zwillinge nach $\{100\}$. Eine Analyse war nicht möglich. In der von H. SMITH gegebenen Aufstellung sind die gemessenen Formen folgende: $b\{010\}$, $m_1\{\bar{1}10\}$, $y_1\{\bar{1}12\}$, $x_1\{\bar{1}11\}$, $o\{\bar{1}31\}$ und $e\{\bar{1}01\}$; davon sind y_1 , x_1 und e neu. Die Zwillinge sind immer tafelförmig nach $\{010\}$, deutlich spaltbar nach $\{101\}$. (Vergl. dies. Jahrb. 1921, I. -14-.)

Bergeat.

William Ford: Studies in the calcite group. (Trans. Connecticut Acad. Arts and Sci. 1917. 22. 211—248. 9 Fig.) [Ref. nach Min. Mag. 19. Min. Abstr. 10. Ref. von L. J. S. 1920.]

Eine große Anzahl Analysen an Material, dessen physikalische Konstanten zum Teil bestimmt waren, werden aus der Literatur zusammengestellt und durch einige neue Analysen und Bestimmungen ergänzt. Die Resultate werden gruppiert, um die Beziehungen zwischen der chemischen Zusammensetzung und den physikalischen Konstanten zu zeigen. Es ergibt sich, daß die Raumgitter von Calcit, Dolomit, Rhodochrosit, Siderit und Magnesit verschieden voneinander sind; von den Bestimmungen des Gitters des Calcits durch W. L. BRAGG (1914) ausgehend, kann man diejenigen der anderen Körper berechnen. Wenn eins der anderen Glieder in jedes dieser Gitter eintritt, so tut es dies ohne merkbare Änderung des Spaltungswinkels, aber sein Molekularvolumen muß geändert werden, damit es für die neue Struktur paßt. Diese geringen Änderungen des Molekularvolumens haben einen deutlichen Einfluß auf das spezifische Gewicht (das sich aus der chemischen Zusammensetzung errechnen läßt), aber keinen merkbaren Einfluß auf die Brechungsexponenten. FeCO_3 und MgCO_3 sind in allen Verhältnissen mischbar, bei FeCO_3 und MnCO_3 ist zwischen 30—50 % FeCO_3 und 50—70 % MnCO_3 eine Unterbrechung; für die übrigen Paare sind die Mischungsverhältnisse weniger vollständig. Im speziellen Fall des Dolomits können in die Struktur des $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ eintreten: $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$, $\text{CaMn}(\text{CO}_3)_2$, $\text{CaCa}(\text{CO}_3)_2$ und wahrscheinlich $\text{MgMg}(\text{CO}_3)_2$.

E. Schnaebele.

Paul Gaubert: Sur les indices de réfraction des carbonates rhomboédriques. (Bull. soc. fr. min. 42. 88—120. 1919.)

Über diese Arbeit gab Verf. in den C. R. 164. 49. 1917 einen Überblick (dies. Jahrb. 1919. -274-). Inzwischen hat W. E. FORD Brechungsexponenten rhomboedrischer Karbonate mehrerer Fundorte bestimmt (Transactions of the Connecticut Acad. of Sc. 22. 211. 1917. Siehe vorhergehendes Referat.)

Bei Untersuchungen über die Angreifbarkeit des Dolomits durch Säuren kam Verf. zu widersprechenden Resultaten, die dazu führten, die Herkunft der Versuchsstücke zu prüfen. FIZEAU hat seinerzeit die Brechungsexponenten des Dolomits an Stücken, die wohl fälschlicherweise als von Traversella stammend bezeichnet wurden und die DAMOUR analysierte, sehr genau gemessen. DANKER, BORN, EISENHUTH u. a. haben die Brechungsexponenten anderer Dolomitvorkommen gemessen; EISENHUTH machte darauf aufmerksam, daß Lichtbrechung und Doppelbrechung mit dem Eisengehalt steigen.

Da im Dolomit das Magnesium durch Eisen und Mangan ersetzbar ist, liegt Veranlassung vor, erst die Brechungsexponenten der einfachen Carbonate zu bestimmen unter Beiseitelassung des sehr gut bekannten Calcits. Der Brechungsexponent ω des Eisenspats, des Manganspats und

des Zinkspats ist zu groß, als daß man ihn mit dem Refraktometer messen könnte, aber den Exponenten für ε und außerdem einen weiteren Exponenten ε' , welcher der auf die Halbkugel des Refraktometers aufgelegten Fläche (10 $\bar{1}1$) entspricht, kann man bestimmen. Aus den beiden Exponenten berechnet sich der Wert für ω nach der Formel:

$$I. \quad \omega^2 = \frac{\varepsilon'^2 - \varepsilon^2 \sin^2 \mu}{\cos^2 \mu},$$

wo μ den Winkel bezeichnet, den die Normale zur Rhomboederfläche mit der optischen Achse bildet. Ist der Brechungsexponent der Halbkugel des Refraktometers kleiner als der entsprechende an der Fläche, so kommt die allgemeinere Formel LIEBISCH'S zur Anwendung:

$$II. \quad \varepsilon''^2 = \varepsilon^2 \frac{\omega^2 - (\omega^2 - \varepsilon^2) \cos^2 \mu}{\omega^2 - (\omega^2 - \varepsilon^2)(\cos^2 \mu + \sin^2 \mu \cos^2 \delta)}$$

(dies. Jahrb. 1885. II. 181), wo δ den Winkel der Einfallsebene mit dem Hauptschnitt der Grenzebene bezeichnet. ε''^2 ist der Wert des Brechungsexponenten, der durch die Grenze der Totalreflexion bei dem Azimut δ bestimmt ist. Sind die Spaltflächen nicht vollkommen, so wird die Trennungsfläche zwischen heller und dunkler Partie im Gesichtsfeld um so unbestimmter, je größer der Grenzwinkel wird. Selbst wenn der Brechungsexponent für die Richtung der größten Lichtgeschwindigkeit kleiner ist, als der der Halbkugel, ist es nicht ohne Interesse, zum Vergleich den Exponenten an der Spaltfläche zu messen und daraus den Exponenten für die Richtung der kleinsten Lichtgeschwindigkeit zu berechnen. Zu beachten bleibt, daß nach I der Wert des großen Exponenten um so kleiner wird, als der kleine Exponent größer wird, d. h. daß, wenn man bei der Bestimmung dieses letzteren nicht sehr vorsichtig ist, um das Minimum des außerordentlichen Exponenten zu beobachten, ω zu klein wird. Ebenso läuft man Gefahr, ε' einen zu kleinen Wert zu geben, der den von ω ebenfalls herabsetzt, wenn man nicht für ε einen Wert genommen hat, der nicht dem Minimum des kleinen Exponenten entspricht. Für milchige Kristalle oder solche, die aus nicht genau orientierten Subindividuen entstanden sind, sind die Bestimmungen nicht sehr genau. Fehler in der 3. Dezimale; trotzdem sind die Zahlen genau genug, nicht nur zur Bestimmung der Varietäten, sondern selbst der einzelnen Vorkommen. Diese angenäherten Zahlen gestatten selbst ungefähr die chemische Zusammensetzung zu bestimmen. Bei unvollkommenen Stücken kann μ nur auf einige Minuten genau gemessen werden; hieraus entspringt eine neue Fehlerquelle, die die 4. Dezimale beeinflusst. Alle Werte gelten für die D-Linie.

Magnesitspat (Giobertit) und Breunnerit. Magnesitspat von Snarum. Die Spaltungsstücke nicht vollkommen. Ein Stück, dessen G. = 3,05 ergab $\omega = 1,7053$, $\varepsilon = 1,5148$. Desgl. von Montiers (Savoie). Ein sehr eisenhaltiges Stück ergab: G. = 3,09, $\omega = 1,710$, $\varepsilon = 1,517$. 5,3 % FeCO_3 und etwas Mn. Desgl. von Saint-Pandelon. Von

LACROIX untersucht (Min. de Fr. 3. 588) $\omega = 1,7015$, $\varepsilon = 1,5175$. Die Kristalle sind fast schwarz undurchsichtig; ε ist gut, ω schlecht zu messen. Zusammensetzung nach ARSANDAUX: $MgCO_3 = 94,08$, $CaCO_3 = 7,2$. Desgl. von Hall (Tirol) schwarzes Stück, $G. = 3,10$, $\omega = 1,707$, $\varepsilon = 1,519$. Analyse verschiedener Stücke von STROMEYER (I) und HAUSHOFER (II). Der gemessene Kristall gleicht in seiner Zusammensetzung dem Kristall (I).

	I.	II.
$MgCO_3$	89,70	—
$FeCO_3$	8,05	20,88
$MnCO_3$	2,45	—

Desgl. von Djebel Hadifa (Tunesien): $G.$ veränderlich durch Einschlüsse. $G. = 3,05$, $\omega = 1,716$, $\varepsilon = 1,5230$, $FeCO_3$ 6 % und etwas $MnCO_3$. Desgl. von Greiner (Tirol). EISENHUTH bestimmte an Breunnerit, dessen $G. = 3,10$, $\omega = 1,7174$, $\varepsilon = 1,5285$; die Werte entsprechen nicht der Zusammensetzung, die durch EISENHUTH gegeben, sie sind zu klein: $CaCO_3 = 1,23$, $MgCO_3 = 65,78$, $FeCO_3 = 16,33$, $MnCO_3 = 12,83$. Verf. maß $G. = 3,12$, $\omega = 1,719$, $\varepsilon = 1,527$. Desgl. von Pfitsch (Tirol), Analysen von MAGNUS (I) und EISENHUTH (II) und (III):

	I.	II.	III.
$MgCO_3$	82,91	78,13	83,19
$FeCO_3$	15,58	14,67	17,28
$MnCO_3$	1,18	—	—
$CaCO_3$	—	2,05	1,86
$G.$	—	3,06	3,10

Die Kristalle des Verf.'s in Chloritschiefer eingebettet, haben einen Kern mit Chloriteinschlüssen und eine äußere Schale; an dieser annäherungsweise gemessen: $G. = 3,10$, $\omega = 1,723$, $\varepsilon = 1,53$.

Eisenspat von Cornwall. HUTCHINSON maß an einem Siderit von Camborne $\omega = 1,8722-1,8734$; $\varepsilon = 1,6310-1,6342$. Dieser Eisenspat ist ziemlich rein: $MnCO_3 = 1,82$ %, $CaCO_3 = 0,18$ %, $MgCO_3 = 0,26$ %; die Brechungsexponenten sind ziemlich nahe denen eines theoretisch reinen Eisenspates. Desgl. von Wolfberg. ORTLOFF hat gemessen $\omega = 1,934$, $\varepsilon = 1,62185$; ω ist zu groß, ε scheint richtig zu sein; es ist zwar kleiner als das von HUTCHINSON gemessene, aber der Eisenspat von Wolfberg ist reicher an Mangan als der von Camborne. Desgl. von Saint-Pierre d'Allevard. Wechselnde Resultate wegen wechselnder Zusammensetzung und unvollkommener Spaltflächen. Analysen ARSANDAUX (I), BRADLEY (II), BERTHIER (III):

	I.	II.	III.
$FeCO_3$	72,00	73,2	73,62
$MnCO_3$	7,45	2,2	18,95
$MgCO_3$	18,70	23,3	5,04
$CaCO_3$	—	1,3	—
$G.$	—	3,633	—

Verf. erhielt bei 3 Stücken: I. mit leicht gekrümmten Flächen, II. Stück aus dem Innern eines sehr großen Kristalls, III. homogener Kristall mit ebenen Flächen:

	I.	II.	III.
ω	1,7959	1,8056	1,82
ε	1,5982	1,6012	1,609

FORD maß auf Stücken von BRADLEY (Anal. II): = 1,830, = 1,596. Desgl. von Vizille. ω = 1,814, ε = 1,586; Zusammensetzung nach BERTHIER: FeCO_3 = 70,24, MnCO_3 = 1,62, MgCO_3 = 26,88. Desgl. von der Mine de Baigorry (Basses-Pyrénées). Aus dem Gang von Ustelleguy ω = 1,814, ε = 1,586; Anal. ARSANDAUX: FeCO_3 = 89,08, MnCO_3 = 1,9, MgCO_3 = 7,56. Desgl. von anderen Fundorten. FORD erhielt die Ziffern von Bindt (Ungarn) (I), Roxbury (Conn.) (II), Neudorf (III), Ivigtuk (Grönland) (IV); Anal. nach BRADLEY. LARSEN bestimmte Ivigtuk (V) und Spokane (VI); Anal. (V) von WHERRY, (VI) von MAIDER.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
ω	1,838	1,847	1,849	1,872	1,871	1,858
ε	1,603	1,613	1,615	1,634	1,631	1,622
FeCO_3	76,8	83,6	77,2	95,9	93,49	93,16
MnCO_3	4,7	5,7	15,8	4,1	5,16	Spur
MgCO_3	17,9	9,1	6,6	—	0,62	1,83
CaCO_3	0,6	1,6	0,4	—	0,37	5,13
G.	3,707	3,793	3,813	3,951	3,94	3,84

Manganspat von Vielle-Aure, fast rein, aber die Kristalle nicht gut; Anal. GRÜNER: MnCO_3 = 97,12, FeCO_3 = 0,69, CaCO_3 = 1,00, MgCO_3 = 0,75, durchsichtig. Messung dreier Kristalle: ω = 1,8100, 1,8135, 1,8194; ε = 1,5934, 1,5960, 1,6023. Desgl. von Biersdorf. MnCO_3 = 93,08 %, FeCO_3 = 7,12 %; ORTLOFF maß ε = 1,5973. Desgl. von Brancheville (Conn.), Anal. BRADLEY: MnCO_3 = 80,27, FeCO_3 = 20,14, CaCO_3 = 0,84. FORD maß ω = 1,8279, ε = 1,6057. Desgl. von Alicante (Lake Cy. Colorado). Verf. bestimmte ω = 1,7941, 1,7950, 1,7978, 1,7984; ε = 1,5946, 1,5953, 1,5978, 1,5983. LARSEN maß ω = 1,817 \pm 0,003. ε = 1,594 \pm 0,005; Anal. MACKINTOSH (I), WHERRY (II):

	I.	II.
MnCO_3	94,46	95,72
FeCO_3	5,81	1,87
MgCO_3	—	0,68
CaCO_3	—	0,50
Gangart	—	0,82
Summe		99,57

Zinkspat. ORTLOFF bestimmte ε = 1,6177. Mit Material, dessen Analyse nach ARSANDAUX: ZnCO_3 = 90,43, MnCO_3 = 3,51 erhielt Verf. ω = 1,872, ε = 1,612. Ein Stück von Laurion ergab ε = 1,619; Messungen nicht gut auszuführen.

Dolomit und Ankerit. Kaum ein zweites Mineral von so wechselnder Zusammensetzung selbst am gleichen Fundort; Zonarbau mit Einschlüssen. Zonarbau auch nachweisbar durch verschiedene Brechungs-exponenten (Dolomit von Tharand, Tharandit). Dolomit vom Binnental. FIZEAU's Messungen s. o.; aber die Zusammensetzung entspricht nicht den Stücken, die sicher von Traversella stammen, sondern eher Material, das Verf. vom Binnental untersuchte. Anal.: $\text{CaCO}_3 = 54,21$, $\text{MgCO}_3 = 44,41$, $\text{FeCO}_3 = 0,91$, $\text{MnCO}_3 = 0,55$; S. = 100,55. G. = 2,883, $\omega = 1,68174$, $\varepsilon = 1,50256$. Trotzdem die Analysen von SART. v. WALTERSHAUSEN und diejenigen des körnigen Dolomits kein Eisen angeben, findet es sich in beachtenswerten Mengen in großen Kristallen, die Verf. untersuchte. An 3 Kristallen fand Verf.: $\text{FeCO}_3 = 0,95$, 0,92, 0,85 und je etwas Mn; es sind $\omega = 1,6810$, 1,6808, 1,6800; $\varepsilon = 1,5022$, 1,5021, 1,5014; G. = 2,869, 2,868, 2,865. Kristalle, die der theoretischen Zusammensetzung entsprechen von Gebroulaz (von SELLA untersucht) sind zu klein zu Messungen. Desgl. von Haiderenia (Basses-Pyr.), $\omega = 1,6820$, $\varepsilon = 1,5025$; nach ARSANDAUX ist die Zusammensetzung dem von DAMOUR analysierten und von FIZEAU gemessenen verwandt; $\text{CaCO}_3 = 54,20$, $\text{MgCO}_3 = 43,68$, $\text{FeCO}_3 = 1,39$, $\text{MnCO}_3 = 0,96$. Verf. berechnet $\omega = 1,6844$, $\varepsilon = 1,5025$. Desgl. von Saint-Pandelon (Landes). Vorkommen in Schiefer, gute Spaltungs-rhomboeder $\omega = 1,6825$, $\varepsilon = 1,5039$. Desgl. von Bastennes (Landes), weniger gute Kristalle als die vorigen; Mittel aus mehreren Messungen an 4 Kristallen $\omega = 1,6829$, $\varepsilon = 1,5040$. Anal. von DE GRAMONT $\text{FeCO}_3 = 1,5\%$, $\text{MnCO}_3 = 0,92\%$, G. = 2,867. Desgl. von Biskra (Algerien). HUTCHINSON fand $\omega = 1,6813$, $\varepsilon = 1,5022$; Zusammensetzung: $\text{CaCO}_3 = 53,80$, $\text{MgCO}_3 = 45,00$, $\text{FeCO}_3 = 1,208$. Verf. berechnet $\omega = 1,6834$, $\varepsilon = 1,5017$. Desgl. von Djebel-Chettaaba (Constantine). Kristalle schwarz gefärbt durch gleichmäßig verteiltes Pigment; Formen $\{0001\}$, $\{40\bar{1}\}$; $\omega = 1,6820$, 1,6825; $\varepsilon = 1,5035$, 1,5037 deuten einen etwas eisenhaltigen Dolomit an. G. = 2,85, infolge von Einschlüssen selbst 2,82. Desgl. von Djelfa (Algerien). Große Kristalle, die gute Spaltrhomboeder geben; es ist etwa $\omega = 1,6848$, $\varepsilon = 1,5052$; Anal. nach ARSANDAUX: $\text{CaCO}_3 = 53,57$, $\text{MgCO}_3 = 41,16$, $\text{FeCO}_3 = 1,35$, $\text{MnCO}_3 = 0,96$, G. = 2,889—2,901. Verf. berechnet $\omega = 1,6891$, $\varepsilon = 1,5059$. Desgl. von Teruel. Schwarze Kristalle der Form $\{40\bar{1}\}$, $\{0001\}$, ähnlich denen von Hall; Vorkommen in gipsführenden Mergelu; Farbstoff ungleichmäßig verteilt, so daß u. d. M. Zonarstruktur; die Messungen weichen untereinander ab; $\omega = 1,6870$, 1,6875, 1,6882; $\varepsilon = 1,5075$, 1,5079, 1,5083; Anal. von RAMMELSBURG (I), A. BRUN (II), EISENHUTH (III), Verf. (IV) siehe p. 162.

Verf. berechnet an Stelle des zu zweit genannten Wertes $\omega = 1,690$, $\varepsilon = 1,507$.

Kleine Mengen SO_4 , die Verf. stets in sehr reinen Kristallen fand, sind zum Teil auf Einschluß von Gangart zurückzuführen; aber andererseits deuten einige Anzeichen auch darauf hin, daß das CaSO_4 in Form einer festen Lösung im Dolomit sei oder vielmehr einen Mischkristall mit ihm bilde. Verf. hat gezeigt, daß ein Kristall während der Kristalli-

	I.	II.	III.	IV.
CaCO ₃	—	56,64	54,87	—
MgCO ₃	—	37,89	37,71	—
FeCO ₃	6,23	2,11	7,28	5,80
Überschuß FeO	—	2,63	—	—
MnCO ₃	2,52	—	—	2,02
Unlöslich	—	0,90	0,71	0,74
Winkel des Spalt- rhomboeders	106° 30'	106° 14'	106° 10'	106° 18', extrem —106° 20' 106° 8'—106° 24'

sation seinen Habitus ändert infolge Beimengung einer Substanz zur Mutterlauge. Die Kristalle von Teruel wie die von Hall zeigen nun solch einen besonderen Habitus, der sicher einer kleinen Menge fremder Substanz zu verdanken ist. Entsprechend den Ergebnissen von H. VATER's Untersuchungen am Calcit wären auch am Dolomit ähnliche Resultate zu erwarten, da es sich hier um isomorphe Substanzen handelt. Nun zeigte VATER, daß die Beimengung von ein wenig Gips zur Mutterlauge des Calciumcarbonates Ursache zur Bildung steiler Rhomboeder am Calcit ist. Nach Färbeversuchen des Verf.'s kann das CaSO₄ nur dann die Kristalltracht beeinflussen, wenn es am Kristallaufbau teilnimmt. Desgl. von Hall (Tirol). Die Kristalle gleichen nach Größe, Farbe und Habitus denen von Teruel; nur ist ihre Basis besser ausgebildet. Vorkommen ebenfalls mit Gips. $\omega = 1,6870, 1,6873, 1,6946$; $\epsilon = 1,507, 1,509, 1,5133$; G. 2,89, 2,90, 2,91. Werte I und II entsprechen der Anal. EISENHUTH, bei der aber G. unrichtig ist; III ist reicher an Eisen; CaCO₃ = 54,77, MgCO₃ = 41,57, FeCO₃ = 2,69, unlöslich 1,22, S. = 100,25, G. 3,10. Etwas Mn in einigen Stücken. Verf. berechnet für I $\omega = 1,6847, \epsilon = 1,5026$. Desgl. von Vielleigne. LACROIX gibt an $\omega = 1,6940, \epsilon = 1,5065$; sehr eisenreich. Anal. ARSANDAUX: CaCO₃ = 53,57, MgCO₃ = 39,27, FeCO₃ = 6,45, MnCO₃ = 0,97, G. = 2,91. Verf. berechnet $\omega = 1,7015, \epsilon = 1,5147$. Desgl. von Urbeis (Elsaß). Anal. UNGEMACH vom Gang St. Sylvester: CaCO₃ = 53,21, MgCO₃ = 31,5, FeCO₃ = 8,05, G. = 2,94; Verf. bestimmt $\omega = 1,693, \epsilon = 1,512$. Desgl. von Durfort (Gard). Fast schwarzer Kristall, dessen G. = 2,849 ergab $\omega = 1,682, \epsilon = 1,503$. G. infolge von Einschlüssen zu niedrig. Desgl. von Oberwald (Schweiz), G. = 2,890, $\omega = 1,6848, \epsilon = 1,5043$. Desgl. von Tharand (Sachsen). Sehr dünne Spaltungsstücke zeigen, daß das Eisenoxyd ungleichmäßig verteilt ist. Zonen leicht verschiedener Doppelbrechung vorhanden; in Säuren schneller löslich als der Dolomit des Binnentals, außerdem einzelne Teile leichter löslich als andere. Weil die von Eisenoxyd bedeckten Flächen sich leichter lösen, muß man annehmen, daß das CaFe(CO₃)₂ Anlaß war zum Absatz von CaCO₃ als Calcit in regelmäßiger Verwachsung mit Dolomit. Nach der Anal. KUHN ist ein Überschuß von CaCO₃ vorhanden, etwa 1,30%; also ist ein Teil des Eisens verloren gegangen. G. = 2,87 etwas zu niedrig infolge der Zersetzung des Minerals. Mit HCl keine regelmäßigen Ätzfiguren. Anal. KUHN: CaCO₃ = 54,76, MgCO₃ = 42,10, FeCO₃ = 4,19;

$\omega = 1,6846$. Desgl. von Guanajuato (Mexiko). Mehrere Bestimmungen von G. = 2,881—2,912; FORD bestimmte $\omega = 1,685$. Zusammensetzung: $\text{CaCO}_3 = 60,3$, $\text{MgCO}_3 = 31,3$, $\text{FeCO}_3 = 8,4$. Desgl. von Miemo (Miemit). Keine deutlichen Kristalle, aber mit geglätteter Spaltfläche bestimmt $\omega = 1,6830$, $\varepsilon = 1,5063$. Zusammensetzung: $\text{CaCO}_3 = 55,32$, $\text{MgCO}_3 = 40,54$, $\text{FeCO}_3 = 2,68$, $\text{NiO} = 0,18$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,43$. Desgl. von Racovac (Miemit). In Kristallgruppen, daher nur Messung von $\omega = 1,688$ möglich; 6,85 % FeCO_3 und ebenfalls eine kleine Menge NiO und Al_2O_3 . Desgl. von Zillertal. DANKER bestimmte $\varepsilon = 1,50606$ und berechnete $\omega = 1,66708$; ω ist zu klein. Anal. $\text{FeCO}_3 = 0,45$, $\text{MnCO}_3 = 0,93$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2,41$. Verf. berechnet $\omega = 1,6820$, $\varepsilon = 1,5009$. Desgl. von Greiner. EISENHUTH bestimmte $\omega = 1,6830$, $1,6847$, $1,6883$, $1,6847$, $1,6864$; $\varepsilon = 1,5034$, $1,5040$, $1,5070$, $1,5052$, $1,5053$; ein Stück, dessen $\omega = 1,7005$ und $\varepsilon = 1,5148$ stimmt nicht mit der Zusammensetzung $\text{CaCO}_3 = 18,71$, $\text{MgCO}_3 = 30,47$, $\text{FeCO}_3 = 10,6$, $\text{MnCO}_3 = 37,93$, G. 2,96. Rechnerisch ergibt sich nach Verf. für obige Zusammensetzung $\omega = 1,7513$, $\varepsilon = 1,5498$; auch G. ist zu niedrig. An Stelle der ersten 5 Exponenten berechnet Verf.: $\omega = 1,683$, $1,685$, $1,6852$, $1,6868$, $1,6871$; $\varepsilon = 1,5022$, $1,5037$, $1,5030$, $1,504$, $1,5044$. Desgl. von Traversella. Messungen nach BORN, Anal. nach BAERWALD (I und II), nach HIRZEL (III):

	Li	Na	Tl	CaCO_3	MgCO_3	FeCO_3	MnCO_3	G.
I	$\omega = 1,68716$	1,69203	1,69665	53,05	37,69	9,73	—	—
	$\varepsilon = 1,50747$	1,50951	1,51153	—	—	—	—	—
II	$\omega = 1,69138$	1,69641	1,70098	51,96	36,83	11,90	—	—
	$\varepsilon = 1,50964$	1,51185	1,51394	—	—	—	—	—
III	—	—	—	52,71	33,46	11,13	2,84	2,917

Verf. bestimmte $\omega = 1,6931$, $1,6942$, $1,6951$, $1,6981$; $\varepsilon = 1,5098$, $1,5199$, $1,5111$, $1,5123$; berechnet für Na-Linie von I—II (BORN) $\omega = 1,6949$, $1,698$; $\varepsilon = 1,5099$, $1,5119$. Desgl. von Vizille. G. = 2,94; $\omega = 1,6946$, $1,701$; $\varepsilon = 1,5148$, $1,515$. Anal. nach BERTHIER: $\text{CaCO}_3 = 53,39$, $\text{MgCO}_3 = 33,39$, $\text{FeCO}_3 = 14,63$, $\text{MnCO}_3 = 0,48$. Verf. berechnet von I $\omega = 1,7015$, $\varepsilon = 1,5147$. Desgl. von Saint-Pierre d'Alleverd. Die Ankeritkristalle meist aus mikroskopisch kleinen Subindividuen aufgebaut; Messungen $\omega = 1,7272$, $1,7188$; $\varepsilon = 1,5273$, $1,5194$; berechnet $\omega = 1,7305$, $1,7216$; $\varepsilon = 1,5363$, $1,5242$. Anal. ARSANDAUX (I), Verf. (II):

	I.	II.
CaCO_3	50,35	50,56
MgCO_3	22,89	25,10
FeCO_3	27,71	23,20
MnCO_3	—	0,72
G.	3,025	2,991

Desgl. von Gollrath (Steiermark). Ebenfalls aus Subindividuen aufgebaut. $\omega = 1,717$, $\varepsilon = 1,519$; berechnet $\omega = 1,7129$, $\varepsilon = 1,5228$. Anal. BERTHIER: $\text{CaCO}_3 = 51,1$, $\text{MgCO}_3 = 25,7$, $\text{FeCO}_3 = 20,0$, $\text{MnCO}_3 = 3,0$. Desgl. von Erzberg (Steiermark). Mit milchigem Kristall bestimmt

$\omega = 1,73$, $\varepsilon = 1,53$; an durchsichtigerem Kristall $\omega = 1,725$, $\varepsilon = 1,532$; berechnet $\omega = 1,727$, $\varepsilon = 1,532$; seine Zusammensetzung: $\text{CaCO}_3 = 49,6$, $\text{MgCO}_3 = 1,91$, $\text{FeCO}_3 = 30,2$, $\text{MnCO}_3 = 1,1$. FORD maß $\omega = 1,7409$, $\varepsilon = 1,536$ für Kristall; dessen Zusammensetzung: $\text{CaCO}_3 = 49,21$, $\text{MgCO}_3 = 11,63$, $\text{FeCO}_3 = 38,63$, $\text{MnCO}_3 = 2,56$, $G. = 3,121$; Verf. berechnet hier $\omega = 1,742$, $\varepsilon = 1,542$.

Mesitin von Traversella. Verf. bestimmte $\omega = 1,7632$, $1,7729$, $1,7804$, $1,790$; $\varepsilon = 1,5873$, $1,5895$, $1,5910$, $1,5950$. FORD bestimmte: $\omega = 1,7878$, $\varepsilon = 1,5703$ bei der Zusammensetzung: $\text{FeCO}_3 = 50,2$, $\text{MgCO}_3 = 49,8$. Analysenresultate wechselnd, nach FRITZSCHE (I), GIBBS (II), STROMEYER (III):

	I.	II.	III.
MgCO_3	59,05	56,95	42,71
FeCO_3	38,93	43,10	57,23
CaCO_3	1,30	0,40	—
G.	3,55	—	—

Plumbocalcit von Wanlockead. Undurchsichtige Kristalle; die Undurchsichtigkeit ist eine Folge des großen Unterschieds der Brechungsexponenten des CaCO_3 und des PbCO_3 ; sie zeigt, daß es sich nicht um eine feste Lösung, sondern um eine regelmäßige Verwachsung zweier verschiedener Substanzen handelt. Wäre das PbCO_3 nicht regelmäßig verwachsen, so würde die Doppelbrechung des CaCO_3 durch seine Anwesenheit nicht gesteigert. $\omega = 1,6668$, $\varepsilon = 1,4904$, $G. = 2,73$, $\text{PbCO}_3 = 1,9\%$.

Zusammenfassung und Folgerungen. Die Brechungsexponenten isomorpher Mischungen können aus denjenigen der Einzelbestandteile berechnet werden. Die Messungen wurden bisher an Kristallen isomorpher Reihen durchgeführt, deren Elemente schwach lichtbrechend und schwach doppelbrechend sind. Es wäre von Interesse zu wissen, ob zwischen Theorie und Beobachtung eben solche Übereinstimmung herrscht, wenn die Unterschiede innerhalb derselben Gruppe sehr große sind. Der Dolomit sollte hierzu das Material liefern; aber die Exponenten des MgCO_3 , des MnCO_3 und des FeCO_3 sind leider nicht sehr genau bekannt. Außerdem stört der Zonarbau des Dolomits. Dennoch kann man unter Anwendung der MALLARD'schen Formeln Resultate erzielen, die genau genug sind, um aus dem Brechungsexponenten die Zusammensetzung annäherungsweise zu berechnen und umgekehrt. Die berechneten Exponenten sind dem Text beigelegt. Fehlerquellen in ungenauen Messungen, Zonarbau, Zersetzung eines Teils des FeCO_3 . Kristalle desselben Fundortes zeigen ziemlich große Unterschiede; sie sind größer für die eisenhaltigen Dolomite und Ankerite, als für die fast reinen Dolomite. Ebenso haben die rhomboedrischen Carbonate der Erzgänge einen größeren Wechsel, als diejenigen anderer Fundorte, wie auch in ersteren der Zonarbau verbreiteter ist. Es ergibt sich, daß die Brechungsexponenten und das spezifische Gewicht sehr eisenreicher Ankerite denjenigen des Giobertits und des Breunnerits so nahe verwandt sind, daß hierdurch eine Unterscheidung der Arten auf diesem Wege unmöglich wird. Verf. schlägt statt dessen folgenden vor: Die

gepulverte Probe wird zur Rotglut erhitzt, das Pulver auf Glas ausgebreitet und mit einem Tropfen Kobaltnitrat versetzt. Bei Anwesenheit von Dolomit, Ankerit oder Calcit bildet sich sofort ein grünblauer Ring um die zersetzten Rhomboeder, während bei Breunnerit und Giobertit die Färbung erst nach längerer Zeit eintritt, so bei Giobertit von Snarum nach mehreren Stunden, bei dem von Erzberg nach einer halben Stunde. Mit Urannitrat erhält man eine Gelbfärbung, mit Kupfernitrat eine Grünfärbung; aber Kobaltnitrat ist wegen des großen Farbunterschiedes zwischen Reagenz und Niederschlag vorzuziehen. Trotz völliger Zersetzung des Carbonats durch die Hitze behalten die kleinen Spaltrhomboeder ihre Form und werden durchscheinend beim Eintauchen in Monobromnaphthalin. Verf. glaubt hier ein Mittel zu haben, mikroskopisch kleine Giobertite und Dolomite in Sedimentgesteinen unterscheiden zu können; es würde genügen, den Exponenten des Glühproduktes durch Eintauchen in Flüssigkeiten mit bekanntem Exponenten zu bestimmen. Es ist leicht zu sehen, daß ehemalige Dolomitstückchen stärker lichtbrechend sind als solche von Calcit. Die Substanzen sind einfachbrechend und daher ein Vergleich viel leichter möglich. Aber die Glühprodukte, deren Exponenten abhängig sind von der Höhe der Temperatur und der Zeitdauer der Erhitzung, sind danach polymorph; diese polymorphen Modifikationen stören die Bestimmungen, sie sollen demnächst untersucht werden.

[Bemerkung des Ref. In der Zusammenfassung gibt Verf. alle Messungs- und Analysenergebnisse über Dolomit und Ankerit nochmals in Tabellenform. Die Tabelle weist für die Messungen einige Unstimmigkeiten mit dem Texte auf, die erwähnt werden müssen:

Bei Ternel steht im Text $\omega = 1,6875$, in der Tabelle $\omega = 1,6877$.

Bei Djebel-Chettaba steht im Text $\varepsilon = 1,5035$, in der Tabelle $\varepsilon = 1,5025$.

Bei Oberwald steht im Text $\varepsilon = 1,5043$, in der Tabelle $\varepsilon = 1,501$.

Bei Traversella steht im Text bei Kristall I $\omega = 1,67203$, in der Tabelle $\omega = 1,69203$ (dieses wohl das Richtige).

Bei Traversella steht im Text bei Kristall VI $\varepsilon = 1,5199$, in der Tabelle $\varepsilon = 1,5099$.

Bei Traversella sind in der Tabelle eingefügt Kristall III und IV, die im Text fehlen; es sind nach Messungen EISENHUTH $\omega = 1,6983$, $1,6975$; $\varepsilon = 1,5113$, $1,5124$. Zu III berechnet Verf. $\omega = 1,6964$; $\varepsilon = 1,5111$.

Im Text ist als Fundort angegeben: Urbeis (Elsaß), Grube St. Sylvester; in der Tabelle steht nur St. Sylvester.]

E. Schnaebele.

F. M. van Tiy1: The Geodes of the Keokuk Beds. (Am. J. Sci. (4.) 42. 1916. 34-42.)

Im mittleren Tal des Mississippi, im südöstlichen Teil von Iowa, liegen die bekanntesten Fundstellen von Geoden bei Keokuk und Lowell, in Missouri bei Wayland und Francisville, Warsaw und Niota in Illinois

Die Geoden finden sich in einem kieseligen dolomitischen Kalkstein, sowie weniger vollkommen in einem schichtigen Ton. Diese Schichten zeigen nicht die geringste Druckbeanspruchung. Die Geoden enthalten meistens nur Kieselsäuremineralien (Quarz oder Chalcedon), seltener Kalkspat; im Innern ist oft Dolomit, Ankerit sowie etwa ein Metallsulfid anzutreffen, manchmal auch nur Wasser und erdiges Bitumen oder pulveriger Kaolin. Es wurden beobachtet: Quarz, Chalcedon, Calcit, Aragonit, Dolomit, Ankerit, Magnetit, Hämatit, Pyrit, Millerit, Chalkopyrit, Sphalerit, Kaolin, Bitumen. Sekundäre Umbildungsprodukte der vorstehenden primären Mineralien sind: Limonit, Smithsonit, Malachit, Gips. Die Entstehung der Geodenhohlräume glaubte man durch Verdrängung einer Spongienart, von Crinoiden und dergl. erklären zu können. SHALER nahm seinerzeit eine Bildung der Geoden unter hohem Druck der wässerigen Lösungen an. Verf. führt die Bildung der Hohlräume auf weggelöste Kalkkonkretionen zurück. Der Lösungsvorgang scheint von innen nach außen verlaufen zu sein. Als Lösungsmittel wirkten Kohlen- und Schwefelsäure (letztere aus Pyrit entstanden). Der Kaolin in den Geoden ist ein Lösungsrückstand. Die erste Periode der Mineralbildung in den Geoden ist durch das Auftreten von Quarz, Chalcedon, Dolomit, Calcit I, sowie fast aller Sulfide gekennzeichnet, während sich in der zweiten Periode eine Generation des Calcits II in klaren Kristallen sowie eine zweite des Pyrits bildete. Die mineralogische Zusammensetzung der Geoden ist oft an wenig voneinander entfernten Fundorten sehr verschieden, offenbar ist der Attraktionsbereich der einzelnen Geode nur unbedeutend gewesen. W. Eitel.

M. Amadori: Untersuchungen über die Gruppe des Pyromorphits. (Gazz. chim. ital. 49. I. 38—102. 1919.) [Ref. von POSNER im Chem. C.BI. 1919. III. 315.]

Verf. gibt in der vorliegenden Arbeit eine Zusammenfassung seiner z. T. veröffentlichten Untersuchungen über die Mineralien der Pyromorphit-, Mimetesit- und Vanadinitgruppe. An der Hand von zahlreichen Tabellen und Diagrammen wird zunächst über Synthesen in den genannten Gruppen berichtet. Die Erstarrungspunkte der beim Schmelzen beständigen Verbindungen sind:

Fluoropyromorphit . . .	$3 \text{Pb}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{PbF}_2$	Erstarrungspunkt 1098°
Fluoromimetesit . . .	$3 \text{Pb}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot \text{PbF}_2$	„ 1042
Fluorovanadinit . . .	$3 \text{Pb}_3(\text{VO}_4)_2 \cdot \text{PbF}_2$	„ 916
Chloropyromorphit . . .	$3 \text{Pb}_3(\text{PbO}_4)_2 \cdot \text{PbCl}_2$	„ 1156
Chloromimetesit . . .	$3 \text{Pb}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot \text{PbCl}_2$	„ 1140
Chlorovanadinit . . .	$3 \text{Pb}_3(\text{VO}_4)_2 \cdot \text{PbCl}_2$	„ 990

Für die Bildung einer analogen Verbindung mit PbO hat sich kein Anhaltspunkt ergeben, in allen drei Fällen entsteht dagegen die Verbindung $\text{Pb}_3(\text{RO}_4)_2 \cdot 5 \text{PbO}$, die beim Schmelzen beständig ist. Das Phosphat bildet

auch die beim Schmelzen beständige Verbindung $Pb_3(RO_4)_2 \cdot PbO$; das entsprechende Arseniat wird beim Schmelzen zersetzt, ein solches Vanadat bildet sich nicht.

Durch besondere thermische Versuche wird Isomorphie und gegenseitige Mischbarkeit zwischen Fluor- und entsprechenden Chlorverbindungen, zwischen Phosphaten, Arseniaten und Vanadinen bewiesen.

Die kristallographische Untersuchung ergab Übereinstimmung mit den natürlichen Mineralien.

Verf. gibt dann eine kritische Zusammenstellung zahlreicher Analysen von natürlichen Pyromorphiten; diese enthalten, im Gegensatz zu Apatit, kein Fluor an Stelle von Chlor; auch ergibt sich keine Bestätigung für die Annahme ROGERS', daß in natürlichen Pyromorphiten Cl_2 durch O oder CO_3 ersetzt werde.

R. Brauns.

Arthur Russel: On the occurrence of Cotunnite, Anglesite, Leadhillite and Galena on fused lead from the wreck of the fire-ship „Firebrand“ in Falmouth Harbour, Cornwall. (Mineral. Mag. 19. 64—68. 5 Fig. 1920.)

Die 8 Belegstücke wurden 1909 vom Verf. aus der Sammlung von A. Fox zu Falmouth erworben. Sie waren am 4. März 1846 von dem Wrack des Feuerschiffs „Firebrand“, das im Hafen von Falmouth ums Jahr 1780 verbrannt worden war, geborgen worden. Sie bestehen aus geschmolzenen Bleiklumpen von schlackigem Aussehen, die Kohlenstücke umschließen und denen noch Muschelreste anhaften. An der Oberfläche des Bleis und in den Höhlungen finden sich zahlreiche, sehr gut ausgebildete Cotunnit- und Anglesitkristalle, zwei Stücke haben auch kleinen Leadhillit und eines winzigen Bleiglanz.

Cotunnit: $a : b : c = 0,5952 : 1 : 1,872$ nach LACROIX; die Kristalle meist parallel der a-Achse gestreckt, bis zu 3 mm lang, Kristalltracht verschieden nach der Entwicklung der Flächen. 3 Figuren, Fig. 1 $\{111\}$ herrschend, kleiner $\{112\}$; $\{011\}$ und $\{021\}$ alternierend miteinander, $\{101\}$ selten, $\{010\}$ größer entwickelt. Fig. 2 $\{001\}$ herrschend, ebenso $\{010\}$ und $\{111\}$, klein $\{011\}$, $\{012\}$ und $\{112\}$. Fig. 3 stark verzerrter Kristall $\{111\}$ und $\{112\}$ wiederholen sich alternierend. Keine Zwillinge. Die gemessenen Winkel, die mit den berechneten gut übereinstimmen, werden mitgeteilt.

Anglesit: Die Kristalle haben rechteckigen Umriß, sind farblos oder schwarz und bis 5,5 mm lang. Meist: $\{100\}$. $\{001\}$. $\{110\}$. $\{011\}$. $\{102\}$. $\{122\}$, bei einigen Kristallen noch $\{113\}$. $\{100\}$ ist vertikal gestreift.

Leadhillit: $a : b : c = 1,7515 : 1 : 2,2261$, $\beta = 89^\circ 32'$; nach E. ARTINI lichtbraun, durchscheinend dünne, sechsseitige Blättchen, mit der Tendenz der Parallelverwachsung nach $\{001\}$. Durchmesser 1 mm. Formen: $\{101\}$. $\{201\}$. $\{\bar{1}01\}$. $\{201\}$. $\{112\}$. $\{111\}$. $\{112\}$. $\{\bar{1}11\}$, optisch einachsigt positiv.

Bleiglanz: wenige Kubooktaeder von 1 mm Durchmesser.

1907 wurde zu Mahdia an der tunesischen Küste das Wrack eines antiken Holzschiffes aus der ersten Hälfte des 5. Jahrhunderts vor Christi geborgen. An Bleiplatten hatten sich Cotunnitkristalle mit $\{010\}$, $\{001\}$, $\{021\}$, $\{011\}$, $\{012\}$ gebildet, neben pulverigem PbS und einigen Phosgenitkristallen, die an einem Kupfernagel gefunden wurden; meist waren letztere in Covellin verwandelt.

E. Schnaebeli.

H. Buttgenbach: Les Minéraux du Massif de Slata (Tunisie). (Bull. soc. fr. min. 43. 24—67. 1920.)

Das als Djebel-Slata bezeichnete Massiv liegt in Tunis unter $35^{\circ}52'$ nördl. Br. und $8^{\circ}17'$ östl. L. Es ragt 450 m hoch aus einer unfruchtbaren Ebene, die vom Canion des Oued Serrath durchschnitten wird, hervor und ist von Tunis mittels einer 250 km langen Eisenbahn erreichbar. Das Massiv hat zwei sehr ausgeprägte, sich unter rechten Winkeln schneidende Kammlinien mit zerstückelten Rücken. Die eine läuft N—S, die andere O—W. Nach PERVINQUIÈRE bezeichnen die Käme die Richtungen zweier Verwerfungen, die ein aus Mergeln und Kalken bestehendes Gewölbe zerschneiden. Alle Bänke sollen im Süden wieder auftauchen; Schürfarbeiten lassen erkennen, daß diese Gesteine des Aptien an einer noch nicht genügend festgelegten Verwerfung gegen die Trias abstoßen.

Der eigentliche Gipfel des Massivs besteht aus blauen dichten Kalken, die besonders im Süden und Osten von Erzgängen durchsetzt werden. Die Vorkommen wurden schon im Altertum ausgebeutet und neuerdings wieder in Angriff genommen. Im Süden bei Sidi-Amor-ben-Salem findet sich hauptsächlich Bleiglanz mit 350 g Ag pro Tonne; stellenweise ist der Kalk von Bleiglanzwürfeln erfüllt, die dem Gestein 25 % Bleigehalt verleihen können, aber bis heute werden hauptsächlich Spalten- und Verwerfungsausfüllungen abgebaut. Im äußersten Westen liegt das Vorkommen von Slata; es besteht aus unregelmäßigen Gängen und hat besonders im Hangenden und Liegenden des Kalkes Hämatitanhäufungen. Daneben findet man auch Gangtrümer mit Blei- und Kupfererzen.

Verf. gibt die Beschreibung dieser Vorkommen, die durch Schönheit der Kristalle, ihre Größe und den Formenreichtum zu den interessantesten gehören. Die Einzelbeschreibungen mit Anführung der Stufennummern und einer Anzahl Figuren faßt BUTTGENBACH wie folgt zusammen:

Es finden sich in Sidi-Amor: Bleiglanz, Cerussit, Anglesit, Phosgenit, Calcit, Baryt, Quarz, sowie Eisen-Aluminium-Hydroxyd in dünnen Fasern im Calcit; in Slata: Eisenglanz, Malachit, Bleiglanz, Anglesit, Calcit.

Bleiglanz; er ist das Ziel des Bergbaues von Sidi-Amor und findet sich auch im Kalk imprägniert. Verf. hat ihn nur in Spaltstücken gefunden, die z. T. Zwillinge mit (211) als Verwachsungsfläche sind. In Slata füllt der Bleiglanz einige Gänge, die das Eisenvorkommen schneiden, und ist mit Malachit vergesellschaftet.

Eisenglanz; er bildet das Eisenerz von Slata und findet sich auch als dichter oder faseriger Hämatit.

Quarz; meist nur als Gangart, selten mit Kristallformen, außerdem einmal offenbar als Pseudomorphose mikrokristallin in zylindrischen Anhäufungen.

Baryt; häufig in Sidi-Amor. In großen Spaltstücken und bläulichen Tafeln mit (110), (001) und (011), sowie in langgestreckten, nadelförmigen Kristallen mit (011) und sehr steilen Pyramiden oder an den Enden durch 1. 10. 0) begrenzt.

Calcit; sowohl in Slata als auch in Sidi-Amor finden sich fast immer (100) und (111), ferner (510), (720), (101), (201), (535), (878), (221) sowie die neuen Formen (739), (20. 11. 19), (17. 8. 16).

Malachit; sowohl in Slata als auch in Sidi-Amor.

Phosgenit; sehr selten; nur zwei Stücke, das eine mit (001), (110), (100), (120).

Anglesit; in Slata selten und in kleinen Kristallen, in Sidi-Amor sehr häufig mit großen und gut ausgebildeten Kristallen, die bis zu 270 g erlangen; kristalline Massen finden sich bis zu Kilogrammgewicht. In Sidi-Amor herrscht (122), ferner (100), (110), (120), (001), (011), (021), (041), (102), (104), (111), (221), (324). In Slata (010), (111), (112), (102), (110), (001), (100).

Winkeltabelle, zugrunde gelegt nach KOKSCHAROW: (110):(110) = 26° 10' 20", (011):(011) = 104° 24' 30"; a : b : c = 0,78516 : 1 : 1,289385

	gem.	ber.		gem.	ber.
(110):(110)	104°	103° 43' 30"	(100):(102)	50° 42'	50° 36' 38"
(110):(104)	72 34'	72 37 10	(001):(102)	39 18	39 23 22
(100):(111)	45 8	44 49	(001):(112)	46 10	46 13 54
(111):(122)	18 16	18 26 16	(001):(111)	64 18	64 24 28
(011):(122)	26 51	26 42 44	(001):(011)	52 6	52 12 15
(104):(102)	17 14	17 4 8			

Die Messungen wurden an kleinen Kristallen vorgenommen; die großen, besonders die von Sidi-Amor, sind oft oberflächlich in Cerussit umgewandelt; dieser bildet dann einen weißen Überzug aus sehr kleinen, gut meßbaren Kristallen bestehend.

Cerussit; er ist in Sidi-Amor ebenso beachtenswert wie der Anglesit. Beobachtet: (001), (100), (010), (012), (011), (032), (021), (031), (041), (051), (130), (110), (112), (111), (101), (102), (211), (121), (346), (3. 12. 8), (10. 3. 18); Zwillinge nach (130) und (010). Die Zwillinge nach (130) sind die häufigsten und man findet sie in den größten Kristallen, die bis zu 175 g Gewicht erreichen können. Meist sind sie senkrecht zur Zwillingsebene ebenso breit wie hoch. Vielfach sind an den verzwilligten Kristallen nur noch gestreifte Brachydomen erkennbar. Die Zwillinge nach (110) sind meist mit Bleiglanz vergesellschaftet, die Kristalle nach (010) abgeplattet und mit Vizinflächen bedeckt. Selten sind pyramidenförmige Kristalle mit (111), (021); diese Zwillinge sind meist sehr klein.

Winkeltabelle, zugrunde gelegt nach KOKSCHAROW: (110):(110) = 62° 45' 50", (012):(012) = 39° 45'; a:b:c = 0,60997:1:0,723005.

	gem.	ber.		gem.	ber.
(110):(110)	62° 46'	62° 45' 50"	(112):(102)	17° 30'	17° 16' 30"
(110):(100)	31 20	31 22 55	(010):(112)	72 30	72 43 30
(110):(010)	58 20	58 37 5	(111):(111)	50	49 59 28
(110):(130)	30	29 57 45	(111):(010)	64 47	65 0 16
(010):(130)	28 40	28 39 20	(111):(121)	18 20	18 0 6
(001):(102)	30 30	30 39 12	(010):(121)	47	47 0 10
(100):(102)	59 30	59 20 48	(110):(012)	80	79 48 10
(102):(102)	118 40	118 41 36	(110):(121)	33 20	33 39 26
(110):(111)	35 50	35 45 48	(110):(211)	26	26 5 8
(110):(112)	55 8	55 13 53	(110):(102)	64 6	64 11 54
(001):(012)	19 56	19 52 28	(130):(011)	58 30	59 3 35
(012):(012)	39 40	39 44 56	(130):(111)	45 12	45 19 57
(001):(011)	36 6	35 52 1	(130):(102)	75 44	75 50 54
(010):(011)	54 10	54 7 59	(111):(012)	46	46 6 30
(011):(032)	11 4	11 27 16	(111):(021)	47	47 9 33
(010):(021)	35	34 29 58	(111):(011)	44	43 50 50
(010):(031)	25	24 45 6	(111):(102)	31 12	31 8 3
(010):(041)	19 12	19 4 28	(111):(211)	18 40	18 39 15
(010):(051)	15 20	15 27 46			

Zwillinge nach (110).

(110):[110]	54 12	54 28 20	(012):[012]	20 50	20 23 38
(010):[110]	4 10	4 8 45	(102):[012]	15 32	15 36 32
(130):[130]	5 32	5 27 10			

Zwillinge nach (130).

(110):[110]	5 40	5 27 10	(111):[111]	4 20	4 25 59
(010):[130]	122 36	122 41 20	(111):[102]	29 4	28 58 9

E. Schnaebele.

F. Stella Starrabba: Primo contributo allo studio delle olivine dell' Etna. Olivina ed olivina hyalosideritica dei Monti Rossi. (Mem. d. Classe di Scienze d. R. Acc. degli. Zelanti. (3.) 9. 1916/17. 41—65.)

Zusammen mit den losen Kristallen von Magnetit, Augit und Plagioklas finden sich in den Tuffen und Sanden an den Monti Rossi Kriställchen von Olivin von zweierlei Färbung, hellgrün durchsichtig und braungrün und undurchsichtig als Hyalosiderit. Das spezifische Gewicht beträgt von 3,4 bei den lichtgefärbten bis 3,6 bei den letzteren. Von Olivinen aus dem Ätnagebiet liegen bisher nur einige Analysen von v. LASAULX, RICCIARDI und SPECIALE vor; diejenigen von den Monti Rossi sind bisher noch unbeachtet geblieben.

Die hellen, eisenarmen und die dunklen, hyalosideritischen Kriställchen zeigen einen etwas verschiedenen Kristallhabitus. Bei allen sind die folgenden Formen zu beobachten: $n = \{110\}$, $s = \{120\}$, $K = \{021\}$, $T = \{010\}$ und gelegentlich $d = \{101\}$. Doch sind die eisenärmsten langgestreckt nach der Vertikalachse, die eisenreichen mehr tafelförmig nach $\{010\}$ entwickelt oder auch langgestreckt nach der Brachyachse mit stark entwickelten $\{021\}$. Zwischen beiden steht der Habitus derjenigen mit mittlerer Intensität der Färbung, an denen auch $d = \{101\}$ und $e = \{111\}$ auftreten. Die Erscheinungsweise ist allgemein dieselbe wie diejenige der Olivine im Saasbacher Limburgit.

Trotz der teilweise sogar vorzüglichen Ausbildung der gemessenen Kristalle ergaben die Messungen analoger Winkel auch an demselben Olivin eine so unbefriedigende Übereinstimmung, daß das Material für die Lösung der Frage, inwieweit der höhere oder geringere Gehalt der isomorphen Mischung an Fe_2SiO_4 und Mg_2SiO_4 die Form beeinflußt, nicht recht in Betracht kommen kann, zumal da die Differenzen zwischen den analogen Winkeln am Forsterit einerseits und am Fayalit andererseits kleiner sein können als diejenigen, welche der Olivin von den Monti Rossi am gleichen Kristall für die analogen Kanten zeigt. Die Zusammenstellung der Mittelwerte für die eisenärmeren und eisenreicheren Kristalle mit den Winkelwerten für Forsterit und Fayalit läßt immerhin erkennen, daß die Winkel der Mischungen zwischen denjenigen der Komponenten liegen und daß sich darin die hellen Kristalle dem Forsterit, die dunklen dem Fayalit nähern.

An einem künstlich angeschliffenen dunklen Olivin wurden folgende Brechungsindizes bestimmt, dazu für die Ermittlung von β noch eine gesonderte Reihe von Messungen vorgenommen.

λ	Spektrallinie	α	β	γ	$\gamma - \alpha$	$\gamma - \beta$	$\beta - \alpha$	β
760	—	—	—	—	—	—	—	1,7051
721	A 95 a	1,683	1,706	1,724	0,041	0,018	0,023	1,7061
687	B	1,6844	1,7073	1,7248	0,0404	0,0175	0,0229	1,7074
656	C	1,6861	1,7086	1,7266	0,0405	0,0180	0,0225	1,7087
623	C 50 D	1,6874	1,7098	1,7280	0,0406	0,0182	0,0224	1,7099
589	D	1,6895	1,7125	1,7303	0,0408	0,0178	0,0230	1,7125
535	Tl	1,6927	1,7162	1,7342	0,0415	0,0180	0,0235	1,7165
527	E	1,694	1,717	1,736	0,042	0,019	0,023	1,7175
486	F	1,698	1,721	1,740	0,042	0,019	0,023	1,7218
431	G	—	—	—	—	—	—	1,7296

$2 V_{\text{Na}} = 82^\circ 40'$, a ist negative Mittellinie = b , $c = a$. Pleochroismus des Hyalosiderits a braungrün, b grünlichbraun, c olivgrün.

Je eine Probe der hellsten (I.) und der dunkelsten Kristalle (II.) wurde analysiert. In letzterer fanden sich deutliche Mengen von Kobalt

und ganz wenig Nickel. Beide waren möglichst von Pyroxen und Magnetit befreit; der Tonerdegehalt dürfte von Glaseinschlüssen herrühren.

	I.	II.
Si O ₂	37,97	37,43
Ti O ₂	0,05	0,57
Al ₂ O ₃	1,01	0,71
Fe ₂ O ₃	5,24	5,82
Cr ₂ O ₃	—	Spur
Fe O	14,26	19,34
(Co, Ni) O	—	0,11
Mn O	0,32	0,64
Mg O	40,71	34,43
Ca O	0,54	1,00
H ₂ O	0,34	0,14
	100,44	100,19

In II. ist, wenn Fe₂O₃ = 5,82 auf Fe O = 5,24 umgerechnet wird, (Fe, Co, Ni, Mn)₂ Si O₄ = 29% und (Mg, Ca)₂ Si O₄ = 71%. Bemerkenswert ist in beiden Analysen der hohe Gehalt an Fe₂O₃. MOITESSIER und THADDEEFF haben den Eisenoxyd Gehalt in Olivinen durch die Annahme erklärt, daß bei hoher Temperatur eine Oxydation des Fe O stattgefunden habe und in der Tat läßt sich eine solche durch Glühen an der Luft herbeiführen, wobei das Mineral nichts von seiner Frische verliert und lediglich rot wird. Verf. bemerkt indessen, daß die eisenoxydreichen Olivine von den Monti Rossi nicht rot, sondern grün oder braungrün sind und erst beim Glühen rot werden, letzteres aber auch dann, wenn es im Kohlen säurestrom geschieht.

Bergaat.

Minerallagerstätten.

L. von zur Mühlen: Über einen neuentstehenden Magnesitbergbau am Galgenberge bei Zobten in Schlesien. (Zs. prakt. Geol. 1920. 28. 155—158.)

Die tiefsten Teile des Galgenbergs bestehen aus Serpentin, teilweise aus dessen Muttergestein, dem Peridot. Er wird meist von diluvialen Kiesen und einer ca. 0,5 m mächtigen Lößdecke bedeckt. Eine Verwitterungszone, das Rote Gebirge, dessen Entstehung auf kolloide Lösungen zurückzuführen ist, greift taschen-, mulden-, nest- und astförmig in den unterlagernden Serpentin ein. Nickel durchtränkt den unteren Teil des Gesteins und hat auch auf die verkieselte Zone eingewirkt, wie das Vorkommen von schönem Chrysopras beweist. Mit der Entstehung des Roten Gebirges fand gleichzeitig die Ausscheidung von Opal in der verkieselten Zone statt.

Am häufigsten ist jedoch im Roten Gebirge des Galgenbergs, sowie in dem von der Verwitterung verschonten nördlichen Teil und bei der im NW gelegenen Serpentinanhöhe der dichte Magnesit verbreitet. Er

erscheint überall in regellosen, maschenartigen, gangförmigen Spaltenausfüllungen und Trümmern, die sich selten auf weite Strecken verfolgen lassen, großen Schwankungen in der Mächtigkeit unterworfen sind und zahlreiche Abzweigungen und gangförmige Verästelungen aufzuweisen haben. In der Nähe der Gänge ist öfter Chrysotil und Pikrolith zu beobachten; auf den Hohlräumen und Spaltrissen im Magnesit finden sich stellenweise Quarzüberzüge, am Salband gegen das Rote Gebirge Quarz. Als Zersetzungsprodukt des Magnesits tritt der Kerolith auf. Mit zunehmender Tiefe wird der Magnesit fester und dichter und führt weniger Serpentineinschlüsse. Verf. nimmt an, daß sich die leicht löslichen Magnesiaverbindungen des Serpentin in Spaltenräumen oder infolge metasomatischer Verdrängung in den tieferen Lagen des Gesteins ausgeschieden haben, während die schwerlöslichen Nickel-, Eisen- und Kieselsäureverbindungen mehr oberhalb zurückblieben.

M. Henglein.

E. Kittl: Ein neues Talklager auf der Hohenburg zwischen Oberdorf an der Lamming und Troifach. (Verh. Geol. Staatsanst. Wien. 1919. 160—163.)

Das Talklager ist an den Magnesit gebunden. Der Talk ist rein weiß, feinschuppig bis dicht, gewöhnlich sehr mild. Er kommt außerdem noch in einer härteren dann dichten, durchscheinenden Art vor. Als Einschlüsse finden sich in der milden Varietät Knollen von Magnesit, Dolomit in Rhomboedern mit leicht geätzten Flächen, selten Pyrit oder Limonitpseudomorphosen nach Pyrit. In engem Zusammenhang mit dem Talk treten Rumpfitadern auf. (Siehe auch folgendes Referat.)

M. Henglein.

E. Kittl: Das Magnesitlager Hohenburg zwischen Troifach und Oberdorf an der Lamming. (Verh. Geol. Staatsanst. Wien. 1920. 91—111.)

Der Magnesitkörper bildet einen unregelmäßigen Stock am Nordhang der Hohenburg. Das Nebengestein besteht aus Kalk, Resten von Phyllit, Quarzit und Dolomit, welcher zum Teil dem Magnesit gleichwertig ist was das Alter anbelangt. Es werden nach dem Äußeren drei Dolomit-typen unterschieden:

1. Ziemlich feinkörnig, weiß, ohne graphitische Substanz mit zuweilen eingesprengten Rumpfitblättchen; dem Alter nach wenig vom Magnesit verschieden, findet sich auch in beträchtlicher Entfernung vom Magnesit (Analyse 1 und 2).

2. Gangförmiger Dolomit in der Lagerstätte, grobkörnig, grau wie der Pinolithmagnesit, ohne graphitische Substanz; er scheint jünger zu sein als der Magnesit (Pinolit) (Analyse 3 und 4).

3. Grobspätiger, milchweißer Gangdolomit, der in Adern die ganze Lagerstätte begleitet; er gehört einer jüngeren Generation an (Analyse 5).

	1.	2.	3.	4.	5.
Si O ₂	0,63	0,30	0,32	0,84	0,32
Al ₂ O ₃	1,36	1,79	0,26	1,89	—
Fe ₂ O ₃	—	0,10	—	0,09	—
Fe O	0,62	1,19	2,20	1,25	1,05
Mn O	—	0,59	—	0,06	—
Mg O	21,15	19,87	20,32	22,17	22,99
Ca O	29,81	29,78	30,47	28,13	28,33
C O ₂	46,60	46,66	46,70	45,73	47,19
	100,17	100,28	100,27	100,16	99,88

Übergangsglieder von Dolomit zu Kalk scheinen zu fehlen. Allmähliche Übergänge von Magnesit zu Dolomit sind sehr selten, welche Tatsache K. REDLICH als allgemeine Erfahrung für die Magnesitlagerstätten angibt. Es werden die zwei Typen Pinolitmagnesit und kristallinisch-körniger homogener Magnesit unterschieden. Analyse 6 ist die Gesamtanalyse, 6 a die Partialanalyse eines ausgesuchten Magnesitkristallsplitters aus demselben Gestein:

	6.	6 a.	7.	8.	9.
Si O ₂	1,88	—	0,27	1,33	4,15
Al ₂ O ₃	4,16	—	2,17	1,19	0,19
Fe ₂ O ₃	0,26	—	0,56	0,30	0,12
Fe O	0,65	—	0,44	1,09	1,28
Mn O	0,07	—	0,03	0,06	—
Mg O	40,17	42,06	43,27	42,78	35,74
Ca O	6,30	4,83	2,52	4,03	12,01
C O ₂	46,43	—	51,00	49,44	46,22
	99,92		100,26	100,22	99,71

Analyse 7 ist ein Normalpinolit, 8 ein kalkreicherer und 9 ein Verbindungsglied zum Dolomit.

Die Bildung des Pinolites erfolgte aus einer Lösung, die kalkreicher war als die Magnesitkristalle sind. Die Carbonate der Grundmasse stellen den letzten Rest der Lösung dar, aus der Magnesit auskristallisierte. Die anderen Bestandteile der Grundmasse sind wenige Talkschrüppchen, kenntlich an der starken Doppelbrechung, optisch negativem Charakter, und ein chloritisches Mineral mit schwacher Doppelbrechung: Rumpfit. Er bildet eine Art filzige Grundmasse. Das spezifische Gewicht eines Stückes mit 42,28 % MgO ist 2,928.

Analyse 10 ist ein weißer, milder Talk aus Stollen IV, wenige Meter von der Oberfläche, 11 von einem dichten, grünlichen Rumpfitschiefer, der als selbständige Kluftausfüllung den Magnesit durchschneidet, 12 ist ein weißer, schwach durchscheinender Talk aus dem Liegenden des braunen Schiefers, 13 die Analyse des braunen Schiefers, der sich von dem Rumpfitschiefer von Arzbach durch weit höheren Eisengehalt unterscheidet. Als Verwitterungsprodukte durch Tageswässer werden längs Klüften noch ständig limonitischer Ton und Kalksinter abgesetzt.

	10.	11.	12.	13.
Dichte	2,727	2,632	2,755	2,729
SiO ₂	61,30	29,44	61,06	28,59
Al ₂ O ₃	3,77	16,99	1,43	30,23
Fe ₂ O ₃	—	3,08	0,27	1,97
FeO	0,75	1,64	0,44	5,87
MnO	—	—	Spur	0,02
MgO	29,46	36,44	31,89	20,38
CaO	0,19	0,42	—	0,52
Na ₂ O	—	—	—	0,41
K ₂ O	—	—	—	0,45
H ₂ O bis 110° . . .	0,29	0,33	0,15	0,81
H ₂ O über 110° . .	5,15	12,52	4,74	10,88
SO ₃	—	—	—	0,26
S	—	—	—	0,08
Cr ₂ O ₃	—	—	—	Spur
	100,91	100,86	99,98	100,47
O statt S	—	—	—	0,04
				100,43

Der braune Schiefer ist in seinem hangendsten Teil ziemlich stark mit Pyrit imprägniert. Die Analyse ist von einem Stück, das mit freiem Auge Pyrit nicht erkennen läßt.

Über das benachbarte Lager Wiesergut werden einige Vergleichsdaten angeführt. Es herrschen danach ungefähr dieselben Verhältnisse vor wie auf der Hohenburg. Es läßt sich die Sukzession ableiten: 1. Magnesit, 2. Pyrit, 3. Talk, Rumpfit, Quarz, Dolomit. In einem körnigen Dolomit wurde ferner in feinen Äderchen Kupferkies, Fahlerz und Malachit beobachtet. Die centimetergroßen gelblichen Barytkristalle sind weit jüngeren Datums. Es werden noch die Analysen von Obertal bei St. Kathrein (Wiesergut) nach C. JOHN und von einem Talk desselben Fundorts nach C. DOELTER (Handb. d. Mineralchem. II. p. 361) angeführt.

Was die Genese anbetrifft, so fehlen vor allem die Kriterien, daß ein bestimmtes Gestein früher an Stelle des Magnesites gewesen sein muß. Eine teilweise Lösung an den Gangwänden ging naturgemäß vor sich, doch ist die ganze Lagerstätte nicht als metasomatisch zu bezeichnen. Im Gegensatz zu der Auffassung von REDLICH und LEITMEIER, nimmt Verf. nicht Dolomit als erstes Bildungsstadium an, aus dem sich Magnesit gebildet hat, sondern es erscheint vielmehr wahrscheinlich, daß sich je nach Konzentration und dem Massenwirkungsgesetz direkt Magnesit und Dolomit gebildet haben.

Der Absatz der Pinolite erfolgte an oder in der Nähe der Grenze von Kalk und Phylliten, wobei eine Beeinflussung durch Kalk und Phyllit nachweisbar ist; er folgte offenen Spalten und Hohlräumen. Für einen Großteil der Magnesite (körniger Typus) ist die echte Gangnatur festgestellt.

Der Rumpftschiefer ist eine tektonische Fazies des normalen, gangförmigen Rumpfites. Eine geringe Menge des Talkes bildete sich gleichzeitig mit dem Pinolit als Grundmassebestandteil, also als hydrothermale Bildung; die Hauptmenge des Talkes entstand unter denselben Verhältnissen wie der körnige Magnesit und gehört wohl auch einer thermalen Phase an. Als eine Umsetzung dieses Talkes I ist Talk II anzusehen, wobei nicht einmal eine Auflösung, sondern nur eine Ortsveränderung, wie sie Wässer in Lettenklüften erzeugen, stattgefunden haben muß.

M. Henglein.

F. H. Ascher: Der kristallinische Magnesit bei St. Martin a. d. Salza, am Fuße des Grimming in Steiermark. (Zs. prakt. Geol. 1919. 66—69.)

Der Magnesit ist von bester Qualität; die streichende Länge des Lagers beträgt genau 1130 m. Die geringste Mächtigkeit ist 12,1 m und die größte 66 m. Analysen aus dem Laboratorium von JOHN F. W. BENGOUGH in Wien ergaben:

	I.	II.
Si O ₂	1,83	2,30
Fe O	3,65	3,60
Al ₂ O ₃	0,16	0,50
Mg O	41,85	43,59
Ca O	3,45	1,13
CO ₂	49,02	48,84
	<u>99,96</u>	<u>99,96</u>

Aus dem Laboratorium von Prof. SEEGER und CRAMMER stammende Analysen:

	Probe vom Felsvor- sprung	Probe II vom Steinbruch	Probe II u. III vom Schurf	Probe vom östlichen Schurf	Allgem. Durchschn.- Probe von 10 versch. Anbrüchen
Glühverlust .	47,33	48,02	47,82	47,06	48,03
Si O ₂	5,38	3,47	2,50	4,27	5,33
Al ₂ O ₃	0,87	2,76	2,62	0,78	0,59
Fe ₂ O ₃	3,18	3,78	2,47	2,91	3,31
Ca O	0,78	3,73	8,00	3,00	0,69
Mg O	42,40	38,52	36,55	42,01	41,77
Mn O	ger. M.	ger. M.	ger. M.	ger. M.	ger. M.
	<u>93,95</u>	<u>100,28</u>	<u>99,96</u>	<u>100,03</u>	<u>99,77</u>

Nach REDLICH (Zs. prakt. Geol. 1909. p. 102) erreicht der Magnesit wegen seines hohen Kalkgehaltes nicht die vom gebrannten Magnesit verlangten Eigenschaften. Den Kalkgehalt gibt REDLICH auf 2—3 % an, auch nicht höher wie in obigen Analysen. Betreffs der Verwendung gehen also die Ansichten trotz desselben chemischen Befundes auseinander.

M. Henglein.

H. Mohr: Der Veitscher Magnesittypus im Ural (Montanistische Rundschau. 1919. 11. 3—5.)

Am Berge Boltscheja, 4 km vom Werk auf der Straße nach Berdjausch im Kreise Slatoust findet sich ein Magnesit, der eine geradezu verblüffende Ähnlichkeit mit unserem alpinen Typus „Veitsch“ erkennen läßt. Der Fundpunkt wird nach der Fabrik Satka genannt. Einige Stücke zeigen ausgeprägte Bänderung, die durch zonenweisen Wechsel der Kristallgröße der Magnesitindividuen erzeugt wird; auch grobspätige Individuen sind vertreten, sowie Rosettenbildungen. Eine andere Art des Vorkommens rein weißen Dolomitspates sind Gänge und Adern, welche einen grauen bis bläulichgrauen, schwach kristallinen Dolomit durchsetzen, der als Muttergestein des Magnesits anzusprechen ist. Der Dolomit ist gewissermaßen metasomatisch korrodiert und die Stücke stehen in nichts den von K. A. REDLICH von Veitsch beschriebenen nach. Talk scheint nicht vorhanden zu sein, wohl aber der auch von den alpinen Lagerstätten her bekannte Rumpfit.

Die Serie, welche die Dolomite mit den Magnesitlagerstätten birgt, setzt sich zusammen aus tonigen Kalkschiefern mit phyllitischen Zwischenlagen, grauen, dichten Quarziten und Grünschiefern mit Übergängen zu noch ganz gut erhaltenen Diabasen, welche äußerst seltene porphyrische Einsprenglinge eines Feldspats erkennen lassen. Auch der Serpentin tritt als Begleiter dieser basischen Eruptiva auf.

Es ist zum erstenmal die Vertretung des Veitscher Typus in einer außeralpin-karpathischen Region mit Sicherheit nachgewiesen. Die Magnesitproduktion von Satka hat einen beträchtlichen Aufschwung genommen und Rußland steht nach Österreich-Ungarn und Griechenland an dritter Stelle der Magnesit produzierenden Länder.

Die aus der älteren Literatur bekannten uralischen Magnesitvorkommen von Ssurjunsak, der Teptjarskischen Datscha im Gouvernement Orenburg und die im Gouvernement Ufa werden besprochen, ebenso der Unterschied zwischen Spat- und Gelmagnesit.

M. Henglein.

W. Petrascheck: Die Magnesite von Kalifornien und Nevada. (Montanist. Rundschau. 1920. 344—345.)

Die Magnesitgänge treten in Kalifornien und Nevada in Olivin-gesteinen auf; in Kern Co. in der Nähe von Bissel an der Atchison Topeca- und Santa Fé-Eisenbahn befindet sich auch ein sedimentäres Magnesitlager, wechsellagernd mit Ton- und Mergelschichten in steiler und gestörter Lagerung. Das reinweiße Mineral ist feinkörnig und ähnlich den amorphen in den Olivin-gesteinen vorkommenden Magnesiten. Der Magnesit ist den österreichischen nicht gleichwertig und bildet keine Konkurrenz.

M. Henglein.

- Dolman, C. D.: Die Geologie des Magnesits, die aus demselben hergestellten Produkte und ihre Anwendung. (Bull. Amer. Inst. Mining Engineers. 1919. 1193—1202.) [Ref. Chem. C.Bl. 91. 1920. I. 7.]
- Glatzel, Emanuel: Über einen kristallinen Normaldolomit von der Kneifelspitze bei Berchtesgaden in Bayern. (C.Bl. f. Min. etc. 1919. 289.)
- Faucou und Aninat: Über die bathonischen Dolomite von Mourèze (Hérault). (Bull. Soc. Chem. de France. 25, 26. 507—09. 1919.)
- Über die dichten Dolomite von Saint-Barthélémy (Hérault). (Ebenda. 509—11.)
- Über die devonischen Dolomite von Villeneuve (Hérault). (Ebenda. 511—12. — Chem. C.Bl. 1920. I. 246.)
- Adolf, M., M. Pulfrich und G. Linck: Über die Darstellung des Dolomits und die Dolomite des Röt in der Umgebung von Jena. (C.Bl. f. Min. etc. 1921. No. 18. 545—558.)
- Kalkowsky, Ernst: Mikroskopischer Cölestin im Röt von Jena als geologische Erscheinung. (Zs. D. Geol. Ges. 73. 1921. 1—23.)

R. Kettner: Zur Stellung der Pribramer „Dürerreze“. (Bergbau u. Hütte. 1918. 403.)

Verf. knüpft an die Arbeiten von A. Hofmann und F. Slavík, wonach die Dürerreze mit den symmetrischen Bleierzgängen als gleichzeitige Gebilde aufzufassen sind und nur eine tiefere Lage einnehmen, seine Beobachtungen an. Er hält im ganzen Birkenberger Berglandgebiet die Dürerreze für jünger als die symmetrischen Gänge; sie bilden eine selbständige Gangformation. Die Dürerreze beschränken sich nicht nur auf die tieferen Horizonte des Pribramer Bergbaus, sondern reichen bis an die Oberfläche empor. Der Bleiglanz nimmt nach der Tiefe ab; doch ändert sich die symmetrische Struktur der symmetrischen sulfidischen Gänge gegen die Tiefe nicht besonders. Nur in der Vertretung der einzelnen Mineralien in der Zusammensetzung der Gänge äußert sich die Änderung in der Weise, daß der Spateisenstein mit der Tiefe zunimmt. Dadurch wäre ein Übergang der symmetrischen Gänge der Silber—Blei—Zinkerz-Gruppe zu den Eisensteingängen geschaffen.

Die Pribramer Erzgänge gehören im ganzen zu den sog. apomagmatischen Erzlagerstätten, d. i. zu solchen, die sich aus thermalen Lösungen am weitesten entfernt vom magmatischen Herd abgesetzt haben. Die symmetrischen sulfidischen Gänge und die Dürerreze haben dieselbe Entfernung vom magmatischen Herd erreicht. Da aber die Dürerreze, die symmetrischen Gänge durchsetzend, jünger sind als die letztgenannten, so ist notwendigerweise anzunehmen, daß die Dürerreze sich aus kühleren Quellen abgesetzt haben als die Gänge der Silber—Blei—Zinkerz-Formation.

Spalten, die vielleicht noch nach dem Absatz der Dürerreze zustande gekommen sind, pflegen von tauber Füllung, meist von Quarz, Kalkspat oder Dolomit ausgeheilt zu werden.

Während 1884 81,33 % Bleierze und 18,67 % Dürrerze gefördert wurden, war 1909 das Verhältnis gerade umgekehrt; 1916 fand jedoch Verf. in mehr als 1100 m Tiefe eine 1 m mächtige Partie eines reinen stengeligen Bleiglanzes, der von einem $1\frac{1}{2}$ dm mächtigen Dürrerzgang quer durchsetzt wurde. Die Aufschlüsse des Bergbaus haben somit die Annahme HOFMANN's betr. Gleichaltrigkeit der Erze hinfällig gemacht.

M. Henglein.

E. S. Bastin and F. B. Laney: The genesis of the ores at Tonopah, Nevada. (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 104. 1918. 50 p. 16 Taf. 22 Fig.)

Über den geologischen Aufbau des Gebiets und die einzelnen Lagerstätten vgl. die neue Arbeit von J. E. SPURR: Econ. Geol. 1915. 713—769 [Ref. dies. Jahrb. 1921. II. -162-]. Die vorliegende Arbeit bringt die Ergebnisse eingehender mikroskopischer Untersuchungen der Erze und Nebengesteine, vor allem im auffallenden Licht. Verf. nehmen zwei ascendente Vererzungsepochen an, wobei die der zweiten Epoche angehörigen Erze z. T. die der ersten zementativ verdrängten und auch stärkere Verdrängungen im Nebengestein bewirkten. Mineralien der ersten ascendente Phase sind: Zinkblende, Bleiglanz, Kupferkies, Pyrit, Arsenkies, Rotgültigerz, Argyrodit (?), Polybasit, Stephanit (?), Elektrum, ged. Selen, Silberglanz, Quarz, Carbonate. Mineralien der zweiten ascendente Phase sind: Polybasit, Silberglanz, unbekanntes Pb-Ag-Sulfid, Kupferkies, Elektrum, Carbonate. Alle diese von den Verf. als ascendent aufgefaßten Mineralien wurden im Bereich der Oberflächenwässer weitgehend verändert. Es sind mehrere descendente Umbildungsphasen zu unterscheiden, auch ist der Charakter der sekundären Erze etc. ein anderer, je nachdem sie sich auf den Gängen selbst, als Rückstandsprodukt bei der Oxydation und als Drusenmineralien in der Oxydationszone gebildet haben, oder ob sie Verdrängungen des Nebengesteins im Bereich der sekundären Teufenzonen darstellen. Die sekundären Bereiche der ersten Art führen folgende Mineralien: ged. Gold, ged. Silber, Pyrit, Kupferkies, Silberglanz, Polybasit, Rotgültigerz, Silberhaloide, Quarz, amorphe SiO_2 -, Fe- und Mn-Oxyde, Kalkspat, Malachit, Kieselzinkerz, Kaolin, Dahllit, Schwerspat, Gips, Epsomit. Von descendente Verdrängungsmineralien wurden folgende beobachtet: Verdrängung von Kupferkies durch Buntkupfer + Kupferindig + Silberglanz; Verdrängung von Zinkblende und Bleiglanz durch Kupferindig + Silberglanz; ged. Silber.

Die Altersfolgen, Verdrängungsphasen und die Gründe für die Zuordnung vieler sonst von vielen Forschern unbedingt als descendente aufgefaßter reicher Erze zur ascendente Phase werden durch zahlreiche ausgezeichnete Mikrophotographien und Zeichnungen von polierten Anschliffen erläutert. Es scheint auch aus dieser sorgfältigen Arbeit wieder hervorzugehen, daß bestimmte Erzminerale an und für sich nicht aus-

schließlich als Leiterze für die deszendente Zementationszone vorzukommen brauchen, sondern daß erst die Paragenesis und vor allem die charakteristische mikroskopische Verdrängungsstruktur Anhaltspunkte zur Erkennung deszendenter Erze geben kann. Beides ist freilich ohne die Verwendung chalkographischer Methoden nicht möglich.

H. Schneiderhöhn.

Meteoriten.

Merrill, George P.: Handbook and descriptive catalogue of the Meteorite Collections in the United States National Museum (Smithsonian Institution. U. S. National Museum. Bull. 94. 205 p. Mit 41 Taf. Washington 1916. — Centralbl. f. Min. etc. 1922. 96.)

John C. H. Mingaye: Über ein Meteoreisen, gefunden bei Yenberrie, Nordaustralien. (Journ. Washington Acad. of Sci. 10. 314—16. 1920.) [Ref. von BISTER im Chem. C.Bl. 1920. III. 439.]

Von dem ca. 132 kg schweren Meteoreisen sind drei Analysen gemacht worden. In dem metallischen Anteil fällt ein spurenweiser Gehalt an Pt auf. Metallische Stücke eines dunklen Kerns im Innern waren mit einer schwarzen, spröden Hülle bedeckt, die eine Mischung von Sulfiden, Phosphiden, Oxydationsprodukten und C darstellt. Die Analysen des dritten, außerordentlich brüchigen und magnetischen Anteils erweist denselben als hauptsächlich aus Schreibersit und Magnetit bestehend. R. Brauns.

F. Heide: Die Meteoritensammlung der Technischen Hochschule zu Braunschweig. (Jahresber. des Vereins f. Naturw. zu Braunschweig. 1919.)

Die Zahl der Fallorte beträgt 25, die Stückzahl 58, das Gesamtgewicht 27 460 g, darunter ein Eisen aus Deutsch-Südwestafrika im Gewicht von 26 400 g; nichts besonders Bemerkenswertes. R. Brauns.

F. Heide: Sachsens Meteoriten. (Natur u. Kultur. 10. Jahrg. Heft 18.)

Kurze Übersicht über die aus Sachsen bekannt gewordenen Meteoriten, von denen der Siderophyr von Rittersgrün der hervorragendste ist, den BREITHAUPT vor dem Schicksal des Bitburger Eisens bewahrt und für Freiberg erworben hat. R. Brauns.

Carl Benedicks: Über natürliches und synthetisches Meteoreisen und seine Elektrizitätsleitung. (Internat. Zs. f. Metallogr. 9. 105—14.) [Ref. von GROSCHUFF im Chem. C.Bl. 1918. II. 145.]

Mittels der GALLANDER'schen Methode bestimmte Verf. den elektrischen Widerstand einiger Meteoreisen mit 5,3—9.9 % Ni. Der Widerstand nimmt im allgemeinen mit dem Ni-Gehalt zu. Er ist bei konstantem Ni-Gehalt um so geringer, je gröber die Struktur des Meteoreisens, die Lamellendicke des Kamazits ist (die aber doch auch von dem Ni-Gehalt abhängt). Das vom Verf. 1910 synthetisch hergestellte (Int. Kongr. Bergbau, Düsseldorf 1910, Ber. f. theor. Hüttenwesen, p. 3) Meteoreisen mit 11,7 % Ni schließt sich auch hinsichtlich des elektrischen Widerstandes an die untersuchten natürlichen Meteoreisen von höherem Ni-Gehalt (N'Goureyma, Muonionalusta) nahe an. Bei geringerem Ni-Gehalt ist eine sehr langsame Abkühlung erforderlich, um denselben geringen Widerstand wie bei dem Meteoreisen z. B. Mount Joy zu erhalten.

R. Brauns.

Ruer, Rudolf und J. Biren: Über die Löslichkeit des Graphites in geschmolzenem Eisen. (Zs. anorg. Ch. 113. 98. 1920. — Chem. C.Bl. 1921. I. 170.)

Ir. N. Wing Easton: The Billitonites. (An attempt to unravel the tektite puzzle.) (Verh. der Kon. Akad. van Wetensch. te Amsterdam, Tweede Sectie. Deel XXII. No. 2. 1921. 1—32. Mit 2 Taf.)

Verf. gibt zunächst in gedrängter Form eine Übersicht unseres heutigen Wissens von den Tektiten (Kosmolithen, Obsidianiten), d. h. von deren geographischen und geologischen Vorkommnissen und allgemeinen Eigenschaften und beleuchtet dann kritisch die vorgebrachten Ansichten über deren Herkunft. Er kommt dabei zu dem Ergebnis, daß keine dieser Ansichten annehmbar erscheint.

Der zweite Abschnitt behandelt ziemlich ausführlich die Morphologie der Billitonite, zu deren Beschreibung ihm ein prachtvolles Studienmaterial zu Diensten stand, und welche mit Hilfe von 2 Tafeln mit 42 charakteristischen Photos dem Leser verdeutlicht wird. Seine Darstellung schließt sich zwar im großen ganzen derjenigen KRAUSE's an (P. G. KRAUSE, Obsidianbomben aus Niederländisch-Indien. Samml. des geol. Reichsmuseums in Leiden. Ser. I. 5. 1898), weicht aber doch in mehreren wichtigen Punkten erheblich ab.

Ausgehend von der wohl unbestrittenen Meinung, daß, wiewohl die verschiedenen Tektitgruppen (Queenstownite, Moldavite, Amerikanite, Australite, Billitonite) sich in mancherlei Hinsicht voneinander unterscheiden, dennoch jede vergleichende Untersuchung zu dem Resultate führen muß, daß sie einer einzigen großen Familie angehören und auf ähnliche Weise entstanden sein müssen, betont Verf., daß es nicht nur unzulässig ist, eine genetische Hypothese aufzustellen, welche sich auf bloß eine Gruppe mit

Ausschluß der anderen bezieht, sondern daß die richtige Hypothese auch imstande sein muß, alle die Verschiedenheiten der Tektitgruppen zu erklären.

Seine neue Hypothese geht dann darauf hinaus, daß die Tektite entstanden sind aus Gele, welche zunächst ausgetrocknet und zuletzt in Glas umgewandelt sind. Er nimmt an, daß unter besonderen klimatologischen Verhältnissen ein mit Alkalien nur teilweise gesättigtes Humussol entstand, welches auf verwitterte, saure, massige Gesteine (Granite und dergl.) oder auf annähernd ähnlich zusammengesetzte Gneise, resp. kristalline Schiefer, auch wohl auf Arkosen einwirkte, wobei namentlich die Si-, Al- und Fe-Verbindungen in Bewegung gesetzt wurden, deren Sole mit dem als Schutzkolloid fungierenden Humussol abfließen und an geeigneten Stellen stagnieren konnten.

Diese Humussol-Produktion fand aber nur während einiger Monate statt; in den übrigen konnte die Kolloidflüssigkeit sich konzentrieren, koagulieren und z. T. eintrocknen. Im nächsten Jahre kam neuer Zufluß und, in Anbetracht der Reversibilität der Kieselgele, trat nebenbei Quellung des schon vorhandenen Gels ein. Das dauerte so lange bis an dieser Stelle aus irgend welchen Gründen keine neue Sole einlief, und dann konnte der Austrocknungsprozeß zu Ende geführt werden, welcher in den letzten Stadien von einer Entstehung von Sprüngen (nach Art der perlitischen) begleitet wurde. Diese beschleunigten einerseits die Austrocknung, verursachten aber einen Zerfall der schon teilweise verglasten Masse in ein Nest von kleineren Körpern: die jetzigen Tektite.

Zum Schluß werden dann die Eigentümlichkeiten betreffs Vorkommen, Gestalt, Skulptur, Zusammensetzung und physikalischen Eigenschaften der Tektite mit Hilfe dieser Hypothese erläutert. **Easton.**

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie](#)

Jahr/Year: 1922

Band/Volume: [1922](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Diverse Berichte 1137-1182](#)