

Schrifttum.

Fesca: Die agronomische Bodenuntersuchung und Kartierung auf naturwissenschaftlicher Grundlage. Berlin 1879.

G. B. Harbour: The Loess in China. Ann Rep. Smithsonian Institution f. 1926 (Washington 1927), S. 279ff.

J. Behr und R. Köhler: Beitrag zur praktischen Auswertung der Bodenanalyse. I. Mitt. a. d. Laborat. Pr. Geol. Landesanst. Berlin, Heft 11, Berlin 1930.

F. Dewers: Flotssandgebiete in Nordwestdeutschland, ein Beitrag zum Lößproblem. Abh. Naturw. Ver. Bremen (Weber-Festschrift 1931).

I. H. Druif: Over het ontstaan der Limburgsche Löß. Proefschrift Utrecht 1927.

K. Futterer: Die allgemeinen wissenschaftlichen Ergebnisse einer Forschungsreise durch Zentralasien, Nordtibet und Innerchina. Verh. VII. Int. Geogr. Kongr., Berlin 1899.

E. Laufer und F. Wahnschaffe: Untersuchung des Bodens der Umgebung von Berlin. Abh. z. Geol. Spezialk. v. Pr., Bd. 3, Heft 2 (1881).

O. v. Linstow: Über jungglaziale Feinsande des Fläming. Jb. Pr. Geol. Landesanst. 23, Heft 2 (1902).

H. Pfeiffer und H. Quiring: Sind Löß und Lößlehm zur Deichschüttung geeignet? Zentralbl. d. Bauverwaltung 1930, S. 570ff.

H. Quiring: Die Schrägstellung der Westdeutschen Großscholle im Känozoikum. Mit einer Terrassenchronologie des Rheins. Jb. Pr. Geol. Landesanst. f. 1926, S. 486ff.

—: Die zeitlichen Beziehungen der Flußterrassen Europas und Nordafrikas zu den Menschheitskulturen. Enke, Stuttgart 1930.

—: Erl. z. Bl. Koblenz der Geol. Karte v. Pr., Berlin 1933.

R. Rungaldier: Bemerkungen zur Lößfrage, besonders in Ungarn. Zeitschr. Geomorphol. 8, Heft 1 (1933).

A. Scheidig: Der Löß und seine geotechnischen Eigenschaften. Dresden und Leipzig 1934.

O. Tietze: Erl. z. Geol. Karte v. Pr., Lieferung 210. Bodenkundl. Teil.

A. D. Udden: The mechanical composition of wind deposits. Aug. Library Publ. (1898).

P. Werling: Chemische Untersuchungen über den Löß der Pampas-Formation Argentiniens. — Diss. Freiburg i. Br. 1911.

W. Wunstorff: Über Löß und Schotterlehm im niederrheinischen Tiefland. Verh. Nat. Ver. d. pr. Rheinlande u. Westf. 69 (1912), S. 293ff.

Die Typen der Magnesitlagerstätten, ihre Bildung, geologische Stellung und Untersuchung.

Von K. A. Redlich, Prag.

Mit 4 Abbildungen im Text.

Redlich (1) hat bereits 1909, hauptsächlich auf Grund geologischer Beobachtungen, eine Reihe von Magnesitlagerstättentypen aufgestellt und seine Einteilung im Jahre 1912 (2) noch in Einzelheiten ergänzt. Wesentlich später (1924) hat Bain (3) eine ähnliche Gliederung vorgenommen, ohne dabei die vorhandenen älteren Arbeiten zu berücksichtigen. Seither sind zahlreiche neue Beobachtungen bekannt geworden, die eine wertvolle Bereicherung unseres Wissens darstellen.

Im allgemeinen sehen wir in der Natur die Lagerstätten des dichten Magnesits (Giobertit) ziemlich reinlich von denen des kristallinen Magnesits geschieden. Erstere gehören fast immer dem Typus Kraubath Redlichs an und sind an Olivingesteine bzw. deren Umwandlungsprodukte gebunden; letztere bilden ausnahmsweise magmatische Ausscheidungen oder durch Wechselwirkung chemischer Sedimente entstandene Fällungsprodukte, gewöhnlich aber Absätze aus zugeführten Lösungen.

Literatur:

(1) K. A. Redlich, Die Typen der Magnesitlagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geol. XVII, 1909, S. 300.

(2) Derselbe, Die Bildung des Magnesits und sein natürliches Vorkommen. Fortschr. d. Min., Krist. u. Petr., herausgeg. von G. Linck, IV, S. 9.

(3) G. W. Bain, Types of Magnesite Deposits and Their Origin. Econ. Geol. XIX, 1924, S. 412.

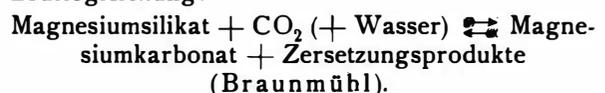
Typus Kraubath.

In manchen Vorkommen von Olivin-Serpentingesteinen finden sich Gänge und Netzwerke von

Magnesit, die meist an die Nähe der Tagesoberfläche gebunden sind und nach Braunmühl (1) höchstens bis 200 m Tiefe niedersetzen. Die Magnesite dieser Lagerstättentypen, mit deren Entstehung sich der vorerwähnte Verfasser besonders beschäftigt hat, sind gewöhnlich nur wenig mit Metalloxyden, wie CaO, FeO und Al₂O₃, verunreinigt, jedoch häufig von SiO₂ in Opalform begleitet und durchtränkt. Sie sind muschelig brechend, von weißer Farbe und meist dichter, nur ausnahmsweise deutlich kristallinischer Struktur, weshalb sie früher vielfach für amorph angesehen wurden. Erst neuere Untersuchungen von Clar (2), Ness (3) u. a. haben ihren kristallinen Charakter einwandfrei festgestellt.

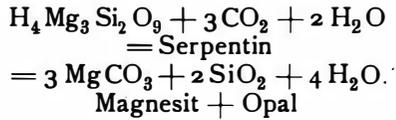
Gewöhnlich sind die dichten Magnesite vom Typus Kraubath an peridotitische Tiefengesteine und deren Umwandlungsprodukte (Serpentine, Chlorit amphibolite) geknüpft, nur ausnahmsweise auch an Ergußgesteine. So erwähnt Dunstan (4) von Toowomba in Queensland Magnesit aus Olivinbasalt. In Dripstone (New South Wales) setzt Magnesit in einzelnen kleinen Butzen im Kontakt von Pikriten mit Kalk bzw. Schiefer auf (5).

Die Magnesitbildung erfolgt nach folgender Bruttogleichung:



Als Ausgangsmaterial kommen die Magnesiumsilikate Olivin (Forsterit), Enstatit und Serpentin

in Frage. Der Magnesit ist aber kein Nebenprodukt der Serpentinisierung, da er in diesem Falle mehr oder minder in allen Serpentinlagerstätten auftreten müßte, sondern eine spätere Bildung etwa nach der Formel:



Die Zersetzung des Serpentin durch kohlen-saure Wasser und der Absatz des dichten Magnesits erfolgte erst nach abgeschlossener Serpentinisierung des olivinreichen Muttergesteins.

Für die Frage der Magnesitbildung aus Serpentin sind die Versuche von Leitmeier wichtig. Leitmeier (6) hat 1 g feingepulverten Serpentin 6 Monate lang in 100 g Wasser, in das etwas Kohlensäure geleitet worden war, bei Zimmertemperatur auf der Schüttelmaschine behandelt, wobei 3,68 % des Silikats in Lösung gingen. Aus der Lösung schied sich beim Verdunsten $\text{MgCO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ in kleinen Kriställchen und SiO_2 in Form von weißen Flocken aus. Bei Versuchen mit kohlen-säureärmeren Wassern ging weniger Silikat in Lösung, auch erwies sich Olivin widerstandsfähiger als der Serpentin. Leitmeier kommt zu folgendem allgemeinen Schluß: „Aus allen Magnesiumsilikaten wird sich theoretisch Magnesit bilden können, und zwar tritt diese Umwandlung bei gewöhnlichen, d. h. nicht zu hohen Temperaturen ein, denn nur bei diesen ist die Kohlensäure eine stärkere Säure als die Kieselsäure, so daß sich also die Umwandlung vom Silikat in der Richtung auf das Karbonat vollziehen kann. Als oberste Grenze dieser Reaktion kann man ungefähr 250° angeben.“

Braunmühl (1) bespricht die Umwandlung von Magnesiumsilikaten in das Karbonat in physikalisch-chemischer Hinsicht und kommt zum Ergebnis, daß Kohlensäuredruck die Karbonatbildung, erhöhte Temperatur die Silikatbildung begünstigt. Die Wärmetönung Q der Reaktion dürfte bei 13000 cal liegen. Die eben zitierte Angabe Leitmeiers von der oberen Grenztemperatur legt Braunmühl in dem Sinne aus, daß zwar auch oberhalb von 250° Karbonatbildung möglich ist, daß hier aber Kohlensäuredrücke notwendig wären, die praktisch nicht mehr in Frage kommen (über 142,3 at bei $Q = 13000$ cal).

Was die Herkunft der kohlen-säureführenden Wasser anbelangt, so hat man sowohl an absteigende Tagwässer als auch an aufsteigende juvenile Säuerlinge gedacht. Gegenwärtig neigt die Mehrzahl der Forscher der Aszensionstheorie zu. Die Säuerlinge, welche die Magnesitbildung veranlassen, scheinen im allgemeinen nicht Ausläufer der Peridotitruptionen gewesen zu sein, denn die hohe Temperatur der eben erst starteten Olivingesteine war der Karbonatbildung

nicht eben günstig, sondern jüngeren, meist sauren eruptiven Nachschüben zu folgen. Braunmühl konnte derartige jüngere Eruptivgänge und -stöcke in vielen magnesitführenden Serpentin-gebieten nachweisen. Hammer (7) hält die Magnesitbildung im Peridotit des Kopainikgebirges (Jugoslawien) für ein Produkt kohlen-säurehaltiger Wässer, welche im Gefolge jüngerer Andesit- und Trachyterruptionen in Spalten des Serpentin eindringen. Hammer berichtet bei dieser Gelegenheit von einer sehr interessanten Beobachtung, die für die Entstehungsfrage des Magnesits von Bedeutung ist. Bei Sipačina und in dem Graben der Džepska reka, am Rand des Serpentin gegen den Andesit, trifft man gelbe und rote, manchmal raubwackenähnliche Gesteine mit zahlreichen Quarzadern und noch erhaltener Serpentinstruktur (MgO 39,95 — FeO 9,62 — CO_2 47,78 — Al_2O_3 1,60 — SiO_2 1,05). Es ist dies eine Umwandlung des Magnesiumsilikats in Karbonat unter Ausscheidung von SiO_2 ; ihre Entstehung erklärt Hammer durch kohlen-säurehaltige Wässer, welche in den Randspalten zirkulierten. Gehen diese Magnesitrandzonen in kristalline Schiefer über, so bilden sich größere idiomorphe Kristalle von Magnesit in diesen. D'Acchardi (8) bringt den dichten Magnesit von San Dalmazio bei Pisa mit Thermalquellen in Zusammenhang, die einen Gehalt von 5 % MgCO_3 aufweisen.

Aus den Löslichkeitsverhältnissen des MgCO_3 ergibt sich nach Braunmühl, daß die Abscheidung des Karbonats erst in der Nähe der Erdoberfläche, wo der Kohlensäuredruck der Lösung bereits stark abnimmt, möglich ist, womit ein anscheinend sehr gewichtiger Einwand gegen die Aszensionstheorie widerlegt ist. Das MgCO_3 fällt aus der Lösung nicht als wasserfreies Karbonat, sondern als kristallisiertes $\text{MgCO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (9) aus¹⁾, welches durch Verlust des Kristallwassers nachträglich in die dichte Form übergeht [Clar (2)].

Bei der Oberflächenverwitterung des Serpentin bildet sich nicht Magnesit, sondern nach Leitmeier höchstens Hydromagnesit, im übrigen wird die Magnesia in Lösung bis auf wenige Prozente weggeführt, so daß nur Eisenoxydanreicherungen zurückbleiben. In manchen Serpentinegebieten Mitteleuropas konnte Braunmühl eine lateritische Verwitterung nachweisen, die unter dem Namen „Rotes Gebirge“ bekannt ist und deren Entstehung in unseren Breiten zeitlich wohl ins Tertiär fällt.

Mit den Magnesiten vom Typus Kraubath sind die Breunerite, Dolomite und Mangandolomite des Greiner in Tirol in gewissem Sinne ver-

1) Durch vorsichtiges Einengen des magnesiumhaltigen Wassers der Donati-Quelle von Rohitsch-Sauerbrunn hat Leitmeier (7) Kristalle von Lansfordit ($\text{MgCO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$) und Nesquehonit ($\text{MgCO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) erhalten. Diese Mineralien sind an der Luft nicht beständig, sondern zerfallen unter Wasserabgabe.

wandt; sie treten als Idioblasten in Talk- und Chloritschiefern auf, welche an die Grenze zwischen einem Serpentinstock und dem benachbarten Gneis gebunden sind. Lösungen mit hohem Kohlensäure-Partialdruck haben hier gelegentlich der Dynamometamorphose die Magnesiummineralien des Ausgangsgesteins unter Bildung von Karbonaten zersetzt.

Nicht unerwähnt mögen schließlich an dieser Stelle hydrothermale Ausscheidungen von dichtem Magnesit bleiben, welche sich in der Grube La Papa (Spanien) zwischen Dolomiten und Mergelkalken der Trias finden.

Literatur:

(1) H. Braunmühl, Über die Entstehung der Lagerstätten dichten Magnesits vom Typus Kraubath. Archiv f. Lagerstättenforschung d. Preuß. Geol. Landesanst., Heft 45, 1929.

(2) E. Clar, Mikroskopische Untersuchungen an den Magnesitlagerstätten von Kraubath. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1928, S. 97—102.

(3) M. Ness, Petrographisch-chemische Untersuchungen über die Magnesitlagerstätten von Baldissero und Caselete. Dissertation d. Universität Köln 1928.

(4) B. Dunstan, Magnesite in Queensland. Queensland Government Mining Journal, Bd. VIII, 1907, S. 405, und Bd. XVII, 1916, S. 529.

(5) M. Morrison, Mineral Industry of New South Wales 1928, S. 333, Sydney 1929.

(6) H. Leitmeier, Zur Kenntnis der Karbonate I, II (mit reichem Literaturnachweis). Neues Jahrb. f. Mineral. usw., Beil.-Bd. 1916.

(7) O. Ampferer und W. Hammer, Die basischen Intrusivmassen Westserbiens. Denkschr. d. Akad. d. Wissensch. Wien, Math.-Nat. Klasse, Bd. 98, 1921. W. Hammer, Über eine metasomatische Bildung von Magnesit nach Peridotit. Zentr. f. Min. usw. 1921, S. 385.

(8) G. D'Achiardi, La Formazione della Magnesita all'Isola d'Elba Atti della Societa Toscana di Scienze Naturali in Pisa Memoire, Bd. XX.

(9) H. Leitmeier, Genesis des Nesquehonites bzw. Lansfordites. Doelter Handbuch der Mineralchemie, Bd. I, 1911, S. 264 u. 271. Ältere Literatur über die Bildung des Magnesits findet sich in der Arbeit G. Link, Über die Bildung der Karbonate, und H. Leitmeier, Synthese des Magnesits, in Doelter Handbuch der Mineralchemie, Bd. I, S. 135 u. 291.

Magnesit als magmatische Ausscheidung.

Tom F. W. Barth (1) beschreibt aus den Sagvanditen von Norwegen Magnesit als magmatische Ausscheidung. Die Sagvandite sind basische Intrusivgesteine von massiger Struktur, welche Glimmerschiefer, Kalke und Dolomite durchbrechen. Sie bestehen aus Bronzit (Enstatit) und Magnesit. Olivin kann vorhanden sein oder fehlen. Ein primärer Gehalt an Chrom, Nickel und Platin, welcher dem Nebengestein fehlt, deutet auf genetische Beziehungen zu basischen Eruptivgesteinen hin, die stockähnliche Form der Vorkommen sowie die kontaktmetamorphe Veränderung der Glimmerschiefer in Hornblende-granatskarne bzw. einige Meter weiter draußen in Biotit-Andesingesteine, spricht für die eruptive Natur der Sagvandite. Die Entstehung der Sagvandite stellt sich Barth so vor, daß peridotitisches Magma durch dolomitische Sediment-

serien brach und dabei durch Aufschmelzung Dolomitsubstanz aufnahm. Bei fortschreitender Abkühlung und Auskristallisation von Mg-Silikaten (Enstatit, Olivin) wanderte die Kohlensäure in die oberen Teile des Magmakörpers, wo sich die Schmelze mit CO₂ sättigte. Der wachsende Gasdruck des letzteren sprengte die Hüllgesteine und ermöglichte der gasreichen Restschmelze, dem Sagvanditmagma, das Eindringen in das Nebengestein. Hier schied sich neben Magnesia-silikaten auch Magnesiumkarbonat als primärer Gemengteil ab, während der aus dem Dolomit stammende Kalk wegen des hohen Kohlensäuregehalts der Schmelze nicht auskristallisieren konnte, sondern mit Restlösungen an das Nebengestein abgegeben wurde, das seinerseits hierdurch metasomatische Veränderungen erlitt.

Literatur:

(1) T. F. W. Barth, Über die Sagvandite und ihre Entstehung durch Syntexe von Dolomitgesteinen. Min.-petr. Mitteilungen, XL. Bd., S. 221, Leipzig 1930.

Magnesit in Salzlagerstätten (Typus Hall).

In den Werfener Schichten der Ostalpen, aber auch in den gleichaltrigen Schichten der deutschen Trias, sind Dolomit- und Magnesit-schnüre durchaus nicht selten und schon lange bekannt (1). Es ist dies nicht verwunderlich, da diese Schichten das Muttergestein von Salzlagerstätten sind, welche die chemischen Verbindungen zum Aufbau des Magnesits enthalten.

Himmelbauer (3) beschreibt vom Haller Salzberg in Tirol Breunerit im Anhydrit, der oft lagenweise auftritt. Im Dünnschliff erkennt man im Kern der Breunerite oolithische Anhäufungen von braunem Staub. Petrascheck (8) (S. 223) hat diese Magnesite von Hall studiert und konnte nachweisen, daß sie an Schollen von Reichenhaller Kalk gebunden sind, welche als Phacoiden im Anhydrit des untertriadischen Haselgebirges auftreten. An der Berührung beider Gesteine, aber auch bankweise im Anhydrit, bildet sich durch Eindringen magnesiumhaltiger Lösungen der Magnesit. Die Körner sind nicht, wie bei den anderen metamorphen Lagerstätten, verschränkt, sondern durch etwas feinkristallines Magnesit- oder Magnesit-Anhydrit-Bindemittel verkittet.

Auch aus dem Gips des Werfener Schiefers von Landl im Ennstal ist durch Petrascheck Magnesit bekannt geworden.

Bei Kundl in Tirol findet sich nach demselben Autor im Gips des Werfener Schiefers Siderit.

Gümbel (4) berichtet bereits 1880, daß in den Werfener Schichten des Wochenbrunner Grabens, am Südabhang des wilden Kaisergebirges, bei Kufstein, bei Elmau knollige Lagen von Magnesit in den Werfener Schichten auftreten. Machatschki (5) befaßt sich in einer Studie mit den von Hofrat Rottleutner ge-

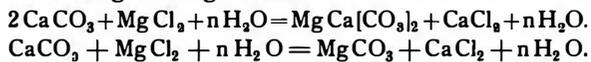
fundenen knollenförmigen Magnesiten und Dolomiten aus dem Kaswassergraben bei Großreifling im Ennstal.

Analysen dieser Magnesite:

| | Breunerit von Hall in Tirol | | Dolomit in Anhydrit (Eisenhuth) | Breunerit Elmau (Gümbel) | Breunerit Kaswassergraben (Machatschki) | Dolomit Kaswassergraben (Machatschki) |
|------------------------------------|-----------------------------|-------|---------------------------------|--------------------------|---|---------------------------------------|
| | I | II | | | | |
| FeO . . | 11,62 | 4,50 | 1,67 | 6,92 | 3,04 Mn ₂ O ₄ | 1,22 |
| MnO . . | 1,36 | 1,51 | n. b. | 1,04 | 0,67 | n. b. |
| CaO . . | — | — | 30,67 | Spuren | 1,30 | 29,66 |
| MgO . . | 37,68 | 42,71 | 19,89 | 40,01 | 43,46 | 19,89 |
| K ₂ O . . | n. b. | n. b. | n. b. | 0,77 | n. b. | n. b. |
| Na ₂ O . . | n. b. | n. b. | n. b. | 0,52 | n. b. | n. b. |
| SiO ₂ . . | n. b. | n. b. | n. b. | 2,04 | n. b. | 1,33 |
| Al ₂ O ₃ . . | n. b. | n. b. | n. b. | 1,84 | n. b. | 0,34 |
| CO ₂ . . | n. b. | n. b. | 46,80 | 44,72 | CO ₂ + H ₂ O = 50,68 | Glohv. 47,73 |
| Unl. R. . | | | 1,22 | | 0,85 | |

Es ist zweifellos, daß diese Magnesite und Dolomite epigenetischen Ursprungs sind, entstanden durch Einwirkung magnesiahaltiger Wässer der Salzlagerstätten auf vorhandenen Kalk, sei es, daß derselbe, wie in Hall, als tektonisch fremder Körper im Haselgebirge steckt, sei es, daß er primär beim Absatz der Salzlagerstätte gebildet wurde.

Görgey (6) hat für die Entstehung des Dolomits und Magnesits auf Salzlagerstätten folgende Gleichungen aufgestellt:



Damit soll nicht gesagt werden, daß nicht auch noch andere Umsetzungen zwischen den leicht beweglichen zahlreichen Mineralien der Salzlagerstätten möglich sind.

Auch in Deutschland, Frankreich usw. sind derartige Bildungen in den Salzlagerstätten nicht selten.

Literatur.

(1) H. v. Follon, Mineral. u. petr. Mitt., Jahrbuch d. Geol. Reichsanst., XXXVIII. Bd., 1888, S. 2.

(2) K. A. Redlich, Die Bildung des Magnesits und sein natürliches Vorkommen. Fortschr. d. Min. Krist. u. Petr., von G. Linck, IV. Bd., 1914.

(3) A. Himmelbauer, Der Haller Salzbergbau. Min.-petr. Mitt., XXXVII. Bd., 1927, S. 10. Derselbe, Der petrographische Aufbau der österreichischen alpinen Salzlagerstätten. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, Math.-Nat. Kl. 140, 1931.

(4) W. C. Gümbel, Röthikalk, Magnesit von Elmau. Verh. d. Geol. Reichsanst. 1880, S. 276.

(5) F. Machatschki, Das Magnesitvorkommen im Kaswassergraben bei Großreifling. Centralbl. f. Min. usw. 1921, S. 11—18.

(6) R. Görgey, Zur Kenntnis der Kalisalzlager von Wittelsheim im Oberelsaß. Tschermak Min.-Petr. Mitt., XXXI. Bd., S. 339.

(7) K. Eisenhuth, Beiträge zur Kenntnis der Bitterspäthe. Groths Zeitschr. f. Kristallographie, XXXV. Bd., 1902, S. 601. (Daß beim Breunerit ein Teil der Magnesia durch Eisenoxydul ersetzt ist, ist ohne wesentliche Bedeutung, die Reaktion verläuft in derselben Art und Weise, nur daß FeCl₂ statt MgCl₂ in Reaktion tritt.)

(8) W. Petrascheck, Die Magnesite und Siderite der Alpen. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, Math.-Nat. Kl., Abt. I, 141. Bd. (Schluß folgt.)

Literaturbesprechungen.

Wang, C. C.: **The Bauxite deposits of Poshan and Tzechuan districts, Shantung.** Geol. Bull. Geol. Surv. of China, Nr. 18 (1932), S. 23—37.

Der Bauxit findet sich als Anhäufung von Oolithkonkretionen in 1 und 2 Fuß Mächtigkeit inmitten einer 2—4 Fuß mächtigen Schicht von permischen Tonschiefern. Im frischen Handstück grün bis grau,

nimmt er bei der Verwitterung graubraune Farbe an. Es sind bisher an fünf Orten des Distrikts derartige Einlagerungen festgestellt worden. Der Vorrat an bauxithaltigen Schiefen wird auf 271 Mill. t mit einem Reinbauxitgehalt von 68 Mill. t berechnet. Die Analyse ergab: 39,79—59,23% Al₂O₃; 1,57—6,13% Fe₂O₃.
Ge.

Verzeichnis der neueren Literatur auf dem Gebiete der praktischen Geologie.

Allgemeines.

Lindgren, W., Mineral deposits. 4. ed. New York und London: Mc Graw-Hill Book Co. 1933.

Launay, L. de, Les grands types de gisements. La chronique des mines coloniales. (Bur. d'Etudes géol. et min. colon., Paris 2, 1933, S. 179.)

Brinckmeier, G., Pendelmessungen zu Zwecken der praktischen Geologie im norddeutschen Flachlande. (Petroleum, Bd. 30, 1934, Nr. 1.)

Fritsch, V., Einiges über die Grundlagen der Funkmung. (Montanist. Rundsch., Jg. 26, 1934, Nr. 4.)

Erze.

Adams, F. D., Origin and nature of ore deposits, an historical study. (Bull. of the Geol. Soc. of America, Bd. 45, 1934, Nr. 3.)

Rüger, L., Deutschlands Erzvorkommen. (Geograph. Zeitschr., Jg. 40, 1934, H. 4.)

Unterhössel, F., Die wichtigeren Erzvorkommen des persischen Karadag-Gebirges. (Metall u. Erz, Jg. 31, 1934, H. 11.)

Freise, F. W., Gegenwärtiger Stand und Aussichten des brasilianischen Erzbergbaues. (Metall u. Erz, Jg. 31, 1934, H. 11.)

Tornquist, A., Die Erzlagerstätten der Dolomiten und Venetiens. (Sitzungsberichte d. Ak. d. Wiss. Wien, Math.-Nat. Kl., Abt. 1, Bd. 142, 1933.)

Fourmarier, Le problème des gisements filoniens de la Belgique. (Rev. univ. Mines 77, 1934, S. 202 bis 208.)

Umständen auf und weichen von Salzschlirf erheblich ab.

Literaturverzeichnis.

Adolf Bickel: Über den Einfluß der peroralen Gabe von Salzschlirfer Bonifaciusbrunnen auf die Lage des Harnquotienten C:N beim Kaninchen. Zeitschr. f. wissenschaftl. Bäderkunde, H. 6 (1928).

H. Harrassowitz: Die geologisch-chemische Auswertung von Mineralwasseranalysen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 83 [1931] 669.

M. Hirsch und S. Aufrecht: Über die Wirkung alkalischer Kochsalzwässer auf den Harnsäurestoffwechsel des Gichtikers. Ärztl. Rundschau, Jg. 1912, Nr. 18.

E. Roth: Bad Salzschlirf. Anker-Verlag, Berlin 1910.

Die Typen der Magnesitlagerstätten, ihre Bildung, geologische Stellung und Untersuchung.

Von K. A. Redlich, Prag.

Mit 4 Abbildungen im Text.

(Schluß.)

Magnesit als apomagmatische Bildung.

a) Auf Erzgängen.

Als Begleiter von sulfidischen Erzen ist der kristalline Magnesit bzw. Breunerit und Ankerit nicht selten; so findet er sich mit Galenit und Sphalerit in Ujsinka (Komitat Fogaras, Ungarn), auf Bleierzgängen von Ruszkabanya, in den Zinkblendelagergängen von Schneeberg in Tirol usw. Als Gangart trifft man Magnesiumkarbonat in verschiedenen Mischungsverhältnissen mit CaCO_3 und FeCO_3 auch auf zahlreichen Erzlagerstätten der Alpen, mit Mesitinspat und Breunerit in der Flachau bei Salzburg usw. In gewissem Sinne gehören schließlich die Magnesitkristalle in den Blasenräumen des Melaphyrmandelsteins von Tannhof als apomagmatische Hohlraumausfüllungen hierher.

b) Als metasomatische Bildung nach Kalk (Typus Veitsch).

Lagerstätten des kristallinen Magnesits sind aus den Ostalpen bereits seit den Sechzigerjahren des vorigen Jahrhunderts bekannt und wurden zum erstenmal ausführlich von Rumpf (1) beschrieben, der sie als sedimentäre, in Lagunen entstandene Bildungen ansah. Die Auffindung dieser Gesteine in der Veitsch bei Mitterdorf in Steiermark und ihre Verwendung als hochfeuerfestes Rohprodukt hat den Anstoß zur intensiven Durchforschung dieser Materie gegeben. Im Laufe der Jahrzehnte wurden nicht nur in den Ostalpen und in den Karpathen, sondern auch in anderen Gebieten, wie in Schweden, Kanada, in den Vereinigten Staaten von Nordamerika, Rußland, Japan usw. ähnliche Lagerstätten entdeckt. Sie alle weisen gewisse grundlegende gemeinsame Eigenschaften auf, so daß sie zu einem Typus zusammengefaßt werden können.

Dieser Typus wurde bis jetzt am besten in den Ostalpen und Karpathen studiert, weshalb der Stand der Frage nach Entstehung, Alter und tektonischen Verhältnissen gerade an Beispielen aus diesen Gegenden erörtert werden soll. Redlich (2) hat bereits 1907 für die Veitsch eine epigenetische Entstehung angenommen. Seit dieser Zeit haben sich außer dem Genannten noch

andere Forscher mit der Entstehungsfrage beschäftigt und den grundlegenden Gedanken immer weiter ausgebaut.

Die Bildung der Magnesitlagerstätten vom Typus Veitsch erfolgte grundsätzlich in der gleichen Weise wie die der Sideritlagerstätten vom Typus „Steirischer Erzberg“: In spröde, zerklüftete Kalke drangen Magnesialösungen ein, erfüllten die Spalten mit Magnesit und drangen von den Klüften aus gegen das Innere des Gesteins vor, indem sie, das Kalzium durch Magnesium ersetzend, den Kalk in Dolomit und Magnesit umwandelten (Abb. 1–3)³⁾.

Neben Magnesit und Dolomit bildete sich gelegentlich unter Mitwirkung von Silikaten oder Quarz auch Talk. Letzterer zeigt in der Analyse stets merkliche Mengen von Tonerde, was auf Verunreinigungen durch Klinochlor (Rumpfit) (4) zurückzuführen ist. In der im Vergleich zum Kalk wesentlich größeren Widerstandsfähigkeit der Tonschiefer und Quarze ist es begründet, daß sich die Talk- bzw. Klinochlorbildung gegenüber der Magnesitbildung gewöhnlich in bescheidenen Grenzen hält.

Daß die Magnesitlagerstätten vom Typus Veitsch nicht ursprünglich sedimentäre Meeresabsätze, wie neuerdings wieder vereinzelt Autoren meinen, sondern durch metasomatische Verdrängung entstandene epigenetische Bildungen sind, wird durch zahlreiche Beobachtungen belegt. Besonders die ursprünglich aus Kalzit bestehenden, im Bereiche der Lagerstätte aber in Dolomit oder Magnesit umgewandelten Krinoidenstielglieder (Veitsch, Sunk bei Trieben) (5) (Abb. 4) sowie die noch primäre Bankung zeigenden Dolomitschollen, welche als unverdaute Reste allseits von massigem Magnesit umschlossen werden, sind in dieser Hinsicht beweisend (Semmering, Lammersbach usw.).

3) Interessante Beispiele für eine heute noch vor sich gehende Verdrängung von Kalk durch Magnesiumkarbonat bringt Spurr (3). Im Aspen Mining District zirkulieren magnesiahaltige Wässer auf Klüften eines Kalkes und setzen ihn in Dolomit um. 40 Meilen von Aspen entfernt zeigen die Felsen in der Umgebung des großen Mengen von MgCO_3 führenden Glenwood Springs gegen den Quellenursprung hin eine allmähliche Zunahme des MgCO_3 -Gehaltes.

Wo die Magnesialösungen lagenförmig in unreine, ursprünglich oder infolge tektonischer Zerschering dünnplattige Kalke dringen, wird in den klaffenden Ablösungsflächen meist grob-spätiger Magnesit abgesetzt, während die Kalke selbst in feinkörnigen pinolitischen Magnesit (siehe später!) umgewandelt werden. Solche „Bändermagnesite“ wurden von Redlich schon seit langem als epigenetische Bildungen erkannt und fast in allen Magnesitlagerstätten der Alpen und Karpathen nachgewiesen. Die oft ziemlich unvermittelten Übergänge der Bändermagnesite in massigen Magnesit, die häufigen Unterbrechungen der dunklen, feinkörnigen Bänder und gelegentliche Verdrehungen einzelner Teilstücke derselben beweisen, daß nicht ursprünglich gebänderte, aus dunklen und lichten Lagen bestehende Kalke in Magnesit umgewandelt wurden, wie Petrascheck (6) meint, sondern daß lagergangartige Hohlräumeausfüllungen, verbunden

Wachstumsrichtung durch die Orientierung der verdrängten Kristalle beeinflußt wurden. Wahrscheinlich waren es Restspannungen der vermutlich unmittelbar vorhergehenden Bewegungsphase, welche durch Aufblättern des Kalkes das Eindringen der Magnesialösungen ermöglichten.

Bei der gleichzeitigen Umkristallisation und stofflichen Veränderung des Muttergesteins darf es nicht wundernehmen, wenn zwischen den dunklen und lichten Lagen nicht scharfe Salbänder, sondern unregelmäßig zackige Grenzen liegen. Nur jüngere, das Nebengestein stofflich und strukturell unverändertlassende Gangtrümer von Dolomit und Magnesit schneiden scharf durch.

Nicht alle Bändermagnesite sind durch Durchaderung verschieferter, bituminöser oder mergeliger Kalke entstanden, sondern auch Tonschiefer zeigen zuweilen die gleiche Umwandlung: Im



Abb. 1.
Das Dunkle: Grauer Dolomit als Rest des Umwandlungsprozesses, umflossen von kristallinem Magnesit (b). (Veitsch, Steiermark.)



Abb. 2.
Längs Sprüngen dringt der Magnesit in das Muttergestein und nagt dasselbe an. B grauer Dolomit. (Veitsch, Steiermark.)

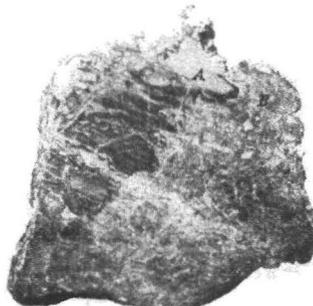


Abb. 3.
Eindringen des Magnesites in den ursprünglich gebankten Kalk. Der Magnesit B ungebant, deutlich längs schmaler Spalten gangbildend in das Muttergestein eindringend. A Dolomit mit der noch deutlichen Bankung des ursprünglichen Kalkes. (Kothalpe bei Trurrach.)

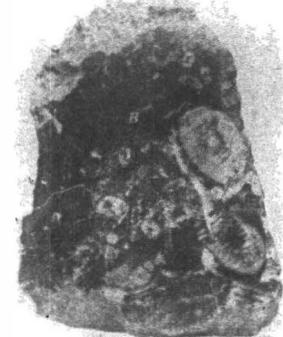


Abb. 4.
In Dolomit umgewandelte Krinoidenstielglieder. (Veitsch, Steiermark.)

mit Verdrängungserscheinungen vorliegen. Sehr wichtig sind im Hinblick auf diese Frage die gefügekundlichen Untersuchungen Clars (7) an einem Bändermagnesit aus der Breitenau. Clar konnte zeigen, daß in den lichten Lagen eine andere Gefügeregel herrscht als in den dunklen. Die lichten Bänder zeigen reines Anlagerungsgefüge, die dunklen Bänder jedoch durch Bewegung mechanisch erzwungene Schiefstellung der Körner. Da zwischen diesen verschiedenen geregelten Lagen Störungen fehlen, können die dunklen Bänder nicht nachträglich durch zonenweise Durchbewegung umgelagert worden sein, sondern muß ihre mechanische Regelung älter sein als der Absatz der lichten Kluffüllungen. Da Clar die Möglichkeit zweier verschieden-älterer Magnesitgenerationen ausschließen zu dürfen glaubt, so kommt er zum Ergebnis, daß die Regelung der dunklen Lagen schon im verschieferten Ursprungsgestein (Kalk oder Dolomit) vorhanden und metasomatisch übernommen wurde, indem die sich bildenden Magnesitkristalle in ihrer

Jezzbachtale bei Saalfelden (Salzburg) (5) sehen wir symmetrisch gebaute Lagergänge von Magnesit in die Schieferungsflächen des Tonschiefers einschieben. Auf der Dubrava in der Slowakei (8) dringt der Magnesit an der Basis der Lagerstätte in die Liegendenschiefer ein, durchadert sie und löst sie sogar teilweise zu Magnesit auf, so daß oft nur die graue Farbe der Streifen die ursprünglichen Schiefer anzeigt. Verfolgt man die Lagergänge im Streichen, so gehen sie schließlich in rein pinolitische Massen über.

Unter Pinolitmagnesiten versteht man gesprengelte Gesteine, welche aus ovalen Magnesitkörnern bestehen, zwischen denen Häutchen von Graphit oder dünne Lagen von Tonschiefer liegen. Sie sind durch eine Art Kristalloblastese der Magnesitindividuen entstanden, die bei ihrem Wachstum unter Raumnot die Verunreinigungen bzw. Reste des verdrängten Gesteins vor sich herschoben. (Weinschenk, Petrascheck) (6). Die Kerne der Kristalle sind zuweilen von dunklen Einschlüssen erfüllt, so daß sie den

Nahrungskanälen der magnesitisierten Crinoidenstielglieder recht ähnlich werden.

Stellenweise, z. B. bei Trieben, bilden die Pinolite große zusammenhängende Massen, an anderen Orten [Jezzbachtal, Wanglalpe (5)] gehen sie bei weniger durchgreifender Veränderung des Muttergesteins in perlschnurartige Kristallreihen über, die durch starke Tonschieferzwischenlagen getrennt sind: im Ausklingen findet man schließlich vereinzelt, bis haselnußgroße Magnesitkristalle frei schwimmend in der schwarzen Liegend- und Hangend-Tonschiefermasse. Bändermagnesite und Pinolitmagnesite stellen also deutliche Analogien zu den eruptiven Mischgesteinen vor; sie entsprechen den Adergneisen (Arteriten), Nebuliten und Porphyroblastenschiefern an der Grenze zwischen Schiefergesteinen und granitischen Massen.

Infolge ihrer Entstehung aus tonigen Kalken und Tonschiefern enthalten die Pinolitmagnesite oft viel Tonerde und Kieselsäure, so daß sie beim Abbau ausgehalten werden müssen, sofern ein minderwertiges Brennprodukt vermieden werden soll.

In die meist grauen Massen der Magnesitlagerstätten greifen jüngere lichte Magnesitnachschiebe ein. Vor allem treffen wir, ähnlich wie im ostalpinen Siderit, große, nach Petrascheck (6) oft zu Gruppen vereinigte Dolomitrhomboeder, die sogenannten Roßzähne der Bergleute⁴⁾. Petrascheck geht von der Ansicht aus, daß bei der Umwandlung des Kalkes in Magnesit eine Volumsabnahme erfolgte (Molekularvolumen von $\text{CaCO}_3 = 37,0$, von $\text{MgCO}_3 = 28,1$), so daß in den Hohlräumen Restlösungen auskristallisieren konnten. Ähnlich wie die Roßzähne erklärt er auch die häufigen sekundären Dolomitgänge als nachträglich ausgefüllte Schwundspalten. Scharf abgesetzte jüngere Magnesitgänge sind recht selten, wenn sie auch keineswegs fehlen, wie sich der Verfasser namentlich bei einer der kleinen Magnesitlagerstätten in der Umgebung von Schwarzach — St. Veit überzeugen konnte. Das Auftreten von schönen Apatitkristallen in derartigen Dolomitgängen (Trieben) (9), von Apatitnadeln in sekundären Talkanhäufungen (Eichberg) (10) und Turmalin-Quarzausscheidungen (Eichberg) zeigt an, daß diese Bildungen noch dem apomagmatischen Prozeß angehören. — Dem Dolomitstadium folgt ein Nachschieben von verschiedenen Sulfidgängen in Verbindung mit Quarz und Dolomit, schließlich (selten) als jüngste Bildung Aragonit und Kalzit. Bis jetzt kennt man aus den Sulfidgängen vom Eichberg Bleiglanz und den wismutführenden Eichbergit, von Arzbach bei Neuberg Kupferkies, vom Pretalgraben Kupferkies, von St. Martin Arsenfahlerz und Kupferkies, von der Kothalpe Kupfer-

kies und Antimonfahlerz, von Nustya (Slowakei) Glaukodot, aus dem Burdabruche (Slowakei) sowohl im Magnesit als auch in dem benachbarten Dolomit Bleiglanz. Redlich und nach ihm Petrascheck haben gezeigt, daß diese Sulfidnachschiebe nicht auf die Magnesit- und Sideritlagerstätten der Ostalpen und Karpathen beschränkt, sondern auch aus den Sideritgängen des Siegener Reviers, aus der metamorphen Sideritlagerstätte von Bilbao usw. bekannt sind und zweifellos einer mit dem Magnesitierungsprozeß genetisch zusammenhängenden Bildungsphase angehören.

Eine eigentümliche Stellung nimmt der Talk und der mit ihm verwandte Klinochlor (Rumpfit) in der Paragenese und Sukzession der Magnesitlagerstätten ein. Teilweise ist er gleichzeitig mit dem Magnesit entstanden, teils bildet er jüngere Gänge und Pseudomorphosen nach Magnesit, Dolomit und Quarz.

Petrascheck (6) weist weiter darauf hin, daß bei der Magnesitbildung gleichzeitig auch Quarz abgesetzt wurde, der sich sowohl in den metasomatischen Stöcken als auch in den sekundären Gängen findet. Seine stete Anwesenheit zeigt an, daß auch er einen Bestandteil der apomagmatischen Lösung bildete.

Einer jüngeren Bruchtektonik gehören die zahlreichen Klüfte an, welche die Magnesitmassen, oft wie ein Netzwerk, kreuz und quer durchsetzen. In der Nähe der Oberfläche sind sie zuweilen durch die lösende Wirkung des Wassers zu 1 bis 2 m breiten, oft höhlenartigen Spalten erweitert, die von Sinterabsätzen und Tropfsteinbildungen überkrustet sind. Die Ausweitung der Klüfte ist, wie gelegentliche Funde diluvialer Tierreste beweisen, zum Teil diluvialen oder vordiluvialen Alters.

Als „Eiserner Hut“ der Magnesitlagerstätten ist eine dünne Schwarte von gelbem, limonithaltigem Magnesit anzusehen, den die Bergleute „toten Magnesit“ nennen. Bei starker Pyritführung wandelt sich der Magnesit an der Luft in braunen Ocker um (Semmering [Österreich], Cinnobanya [Slowakei]).

Das Bild, das die Beobachtung der Struktur- und Verbandsverhältnisse von der Entstehung der Magnesitlagerstätten vermittelt, wird vervollständigt, wenn man die Lagerstätten im Rahmen der Gesamtgeologie betrachtet. Von den mehrfachen Versuchen, die Vererbung z. B. der Alpen, zu der im weiteren Sinne auch die Magnesitbildung gehört, unter diesem Gesichtswinkel zu klären, sei in erster Linie die außerordentlich wertvolle Arbeit Petraschecks (6) herangezogen.

Zunächst zeigt es sich, daß die Magnesite der Alpen und Karpathen nicht an ein bestimmtes stratigraphisches Schichtniveau geknüpft sind. Zwar sind die Altersverhältnisse der Nebengesteine bei der außerordentlichen Fossilarmut derselben, zu der noch petrographische Eintönigkeit und komplizierte Tektonik tritt, nur äußerst

4) Die Roßzähne in den Sideriten des steirischen Erzberges bestehen nicht, wie Petrascheck meint, ausschließlich aus Dolomit, sondern auch aus Kalzit.

schwierig zu lösen, doch weiß man heute mit Sicherheit, daß die Magnesite nicht an einen bestimmten Horizont gebunden sind. Am Sattlerkogel in der Veitsch finden sich in den der Magnesitmasse eingelagerten Schiefen Fossilien des marinen Karbon (11). Petrascheck (12) fand auch ein Lepidodendron. Aus dem Magnesitkörper des Sunk bei Trieben kennt man nicht näher bestimmbare Krinoidenstielglieder und eine Stockkoralle, die Heritsch (13) als devonisch erkannt hat. Es muß daher das Muttergestein des Magnesits zum Devon gerechnet werden, zumal Redlich in den benachbarten Dolomiten die gleichen Fossilien fand. Eine devonische Koralle wurde auch aus dem Kalk des Häuselberges bei Leoben bekannt, in dem gleichfalls Magnesit aufsetzt. Andererseits fand Heritsch (14) auf dem Triebenstein *Productus giganteus*, was für Unterkarbon spricht. Die Magnesite von Dienten liegen nach Aigner (15) sowohl in zweifellosen Silur-, als auch in Devonkalen, jene der Karpathen nach den von Ulrich (16) gefundenen Fossilien in sicherem Karbon. Die Magnesite am Brenner und bei Sterzing gehören der Quarzphyllitzone an, jene von Radenthein und Oberwölz dem Hochkristallin. Stratigraphisch am höchsten, an der Basis der Trias, liegen die Zumpanellmagnesite (17).

Auch die den Magnesiten genetisch verwandten Talklagerstätten setzen in verschiedenen Horizonten auf. Aus diesen wenigen Angaben ist zu ersehen, daß weder die Magnesite noch die verwandten und durch Übergänge verbundenen Siderite der Ostalpen niveaubeständig sind (18). Da aber die Ausscheidung von Magnesiumkarbonat aus dem Meerwasser nur unter ganz ungewöhnlichen Bedingungen möglich ist, die in einem eng begrenzten Gebiete schwerlich durch Formationen hindurch immer wieder gegeben waren, so bildet die mangelnde Niveaubeständigkeit der Magnesite eine weitere Stütze für die Theorie ihrer epigenetischen Entstehung.

Was nun die Zeit der Magnesitbildung anbelangt, so hat sich Petrascheck wiederholt für ein sehr junges Alter der meistens ostalpinen Lagerstätten eingesetzt. Er hat gezeigt, daß die Großtektonik der Alpen und Karpathen bereits fertig war, als die Magnesit- und Sideritbildung einsetzte. Während die Begleitgesteine der Lagerstätten stark durchbewegt und gequält, ja sogar zu kristallinen Schiefen umgewandelt sind, zeigt die Lagerstätte selbst keine Spur von Dynamometamorphose⁵⁾. Das Gefüge der Lagerstättenminerale ist im allgemeinen intakt geblieben, primäre Strukturen sind durchaus die Regel. In diesem Zusammenhang hebt Petrascheck

5) Die gegenteilige Annahme Redlichs beruhte auf einer irrthümlichen Deutung der Pinolitstruktur und Epidotführung gewisser Magnesite. Die Ähnlichkeit der Pinolitstruktur mit dem kristalloblastischen Gefüge gewisser metamorpher Gesteine hebt auch Petrascheck hervor.

namentlich die „Eisblumentextur“ der Pinolitmagnesite von Trieben (6) hervor: Die flachen rhomboedrischen Kristalle des Magnesits liegen in divergentstrahligen Büscheln übereinander. Diese Büschel sind nach und nach, durch allmähliche Verdrängung des Kalkes, von einzelnen Zentren aus übereinander fortgewachsen. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß diese Textur durchaus primär und daher metamorphen Gesteinen fremd ist. Auch die Idioblasten von Magnesit in den stark gekneteten Schiefen der Lagerstättenhülle (z. B. Wanglalpe⁵⁾ usw.) zeigen an, daß diese leicht deformierbaren Gesteine nach der Bildung der Magnesitporphyroblasten keine Durchbewegung mehr mitgemacht haben.

Und doch zeigt die Beobachtung der Lagerstättenumgrenzung, daß die fertigen Magnesitkörper häufig mit ausgesprochenen Bewegungsflächen, die nichts mit der jüngsten Bruchtektonik zu tun haben, an den Hüllschiefer grenzen. Clar (7) hat dies mit folgenden Worten ausgedrückt: „Stellt man sich vor, daß an tektonischen Lockerungszonen ein vielleicht bereits zerlegter Kalkzug etwa auf kurze streichende Erstreckung, aber in ganzer Mächtigkeit in Magnesit umgewandelt und dadurch in diesem Bereiche seiner Gleitfähigkeit verlustig gegangen ist, so ist es aus den Unterschieden im mechanischen Verhalten sehr gut zu verstehen, wenn bei tektonischen Bewegungen die Kalke und Kalkschiefer sich aus dem Verbande mit dem Magnesit lösen und abgeschleppt werden. Der Magnesit bleibt trotz Verfrachtung ein tektonischer Block ohne innere Durchbewegung, bleibt je nach dem Grade der Abspaltung eine unregelmäßige rundliche Knolle.“ Auch die Zerlegung der Lagerstätten in mehr oder minder blockartig gerundete Körper, welche in die Hüllschiefer eingeknetet sind, und die Verwischung der Zufahrtswege der Minerallösungen⁶⁾ bei den meisten alpinen Vorkommen beweist, daß noch nach der Lagerstättenbildung Bewegungen nicht unbeträchtlichen Ausmaßes stattgefunden haben, welche zwar das innere Gefüge des Lagerstättenkörpers unberührt ließen, die äußere Form aber zum Teil erheblich einflußten. Beispiele dafür sind die kopfgroßen Magnesitblöcke im Tonschiefer des Strantzbruchs am Eichberg (Semmering), die im Schiefer verkneteten Blöcke des Dientener Tales (5) u. a. mehr.

Fassen wir zusammen: Zweifellos setzte die Bildung der Magnesite (und Siderite) erst zu einer Zeit ein, als die Großtektonik der Alpen

6) Eine außerordentlich wichtige Beobachtung teilt Ohnesorge in einem leider unveröffentlichten Manuskript mit. Ohnesorge fand im Schwarzleotaler Überschiebungen als Erzbringer für die den dortigen Phylliten eingelagerten Siderite, Ankerite, Magnesite und Kobalterze. Auch die Siderit-Quarz-Kupferkieslageregänge des nahen Kitzbühel legt er in große ältere Überschiebungsflächen. Wir sehen hier zum ersten Male in den Alpen präexistierende tektonische Flächen als Zufahrtswege für Erzlösungen nachgewiesen. (Siehe K. A. Redlich, Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt. Im Druck.)

und Karpathen bereits fertig war. Die Lagerstättenbildung wurde aber noch von erheblichen schichtenparallelen Bewegungen überdauert, welche die Form und den Verband der Lagerstättenkörper wesentlich beeinflussten. Unter solchen Verhältnissen ist es ein Streiten um Worte, ob man die Magnesitbildung als para- oder posttektonisch erklärt.

Betrachten wir die juvenilen Lagerstätten der Alpen noch nach ihrer Lage zum hypothetischen Magmaherd, so zeigen sie, entsprechend der Bildungstemperatur, eine deutliche Tiefengliederung, die auch in der Bergeatschen Einteilung der Lagerstätten zum Ausdruck kommt. Bergeat unterscheidet bekanntlich folgende Gruppen:

1. Intramagmatische Lagerstätten (Differentiationen im flüssigen Magma).
2. Perimagmatische Lagerstätten (pneumatolytisch-metasomatische Prozesse bei höherer Temperatur).
3. Apomagmatische Lagerstätten (Gangfüllungen und Metasomaten kühler hydrothermalen Lösungen).

Die apomagmatische Gruppe läßt sich nach Brinkmann (19), dem Grade der Abkühlung entsprechend, weiter unterteilen:

1. Magnesit-, intrusive Kies- und Goldquarzlagerstätten.
2. Sideritlagerstätten.
3. Kupferkies- und Kobalt-Nickellagerstätten.
4. Zink-Blei-Silberlagerstätten.
5. Antimonit- und Zinnoberlagerstätten.

Petrascheck (6), Brinkmann (19) und andere Forscher konnten für die Ostalpen nachweisen, daß die von keiner Regionalmetamorphose ergriffenen, also jüngeren metasomatischen und gangförmigen Magnesite, Siderite, Kupferkies-, Kobalt-Nickel- sowie Zink-Bleierzlagerstätten, weiter zahlreiche Mischformen, wie die Pistomesite und Breunerite der Flachau (Salzburg), die magnesiahaltigen Siderite und eisenreichen Magnesite von Turrach (Steiermark), die Siderit-Kupferkiesgänge usw. entsprechend der oben angeführten Reihenfolge eine fortlaufende Äußerung eines gemeinsamen Magmaherdes darstellen.

Die Verteilung dieser Lagerstätten in den einzelnen alpinen Decken zeigt eine deutliche Zonengliederung, die bis zu einem gewissen Grade im Streichen anhält. Auf den ersten Blick könnte man vermuten, daß diese Lagerstättenzonen mit der Deckengliederung zusammenhängen, derart, daß jeder Decke bestimmte Lagerstättenentypen zukommen (Granigg) (20). Die Lagerstätten wären in diesem Falle also älter als die Deckenbewegung. Nun konnte aber Petrascheck, wie schon des öfteren betont, zeigen, daß die vorgenannten Erze die Metamorphose der Decken nicht mehr mitgemacht haben, daß viele Gänge die Schubflächen der Decken durchschneiden (Seekar am Radstätter Tauern), daß der Magnesit des Ortlergebietes, an der Grenze zwischen Phyllit und Trias liegend, nach Hammer eine der oberen

Trias angehörige Verwerfung als Erzbringer hat, daß im Semmeringgebiete die Eisenerzlagerstätten, ohne einen Unterschied zwischen den übereinandergeschobenen Überfaltungsdecken zu machen, nebeneinanderliegen usw. Diese Umstände haben ihn mit Recht veranlaßt, die Erzbildung für jünger als die kretazisch-tertiäre Faltung anzusehen. Das Auftreten von Erzgeröllern jener Lagerstätten im Miozän von Pitten, die Entstehung miozäner Verwitterungsprodukte aus den oben genannten Sideriten bzw. Ankeriten (Diernsdorf in Steiermark) usw., gestattet die Erzbildung in die Zeit zwischen dem Oligozän und dem älteren Miozän zu verlegen.

Die Lage der Erzlagerstätten innerhalb der Decken, welche Brinkmann und Petrascheck in einer geologischen Karte vorführen, zeigt, daß die apomagmatischen Absätze, entsprechend der größeren oder geringeren Entfernung vom Magmaherde, im allgemeinen die Reihenfolge einhalten, wie wir sie oben kennengelernt haben. Im Süden liegen als ältestes Glied die Magnesite, daran schließen sich die Siderite (ofters mit magnesiareichen Zwischengliedern), weiter im Norden folgen Kupfer-, Nickel- und Kobalterze und schließlich die Blei-Zinkerze, welche ihre Hauptverbreitung bereits in den Triasgesteinen der Kalkalpen haben. Mit anderen Worten: die einzelnen Lagerstättenentypen stellen, entsprechend den Ausführungen Petraschecks, nach Lage und Inhalt primäre Teufenunterschiede dar.

Daß eine solche Einteilung eintreten natürlich nur in ihren Hauptzügen gelten kann, und daß an verschiedenen Stellen durch komplizierte tektonische Verhältnisse bzw. durch Änderungen in den physikalisch-chemischen Bedingungen scheinbare, noch nicht geklärte Widersprüche auftreten, ist selbstverständlich. So verschieben sich, wie Brinkmann hervorhebt, die Isothermen beim Abklingen der magmatischen Tätigkeit allmählich nach abwärts, jeder Teil der Erdkruste durchläuft eine fallende Temperaturskala, so daß in Gebieten von Lagerstätten, die durch heißere Lösungen entstanden sind, solche von niedrigerer Bildungstemperatur als zeitliche Nachläufer anzutreffen sind, z. B. Zink-Bleilagerstätten innerhalb der Sideritzone, jüngere Sulfidnachschiebe in den Magnesiten usw.

Die von Petrascheck, Brinkmann, Huttenlocher (21) u. a. gewonnenen Erkenntnisse stellen einen Rahmen dar, in welchen sich bereits zahlreiche Beobachtungen mühelos einfügen lassen; sie müssen aber noch durch eingehende chemische und geologische Forschungen einen gesicherten Ausbau erhalten.

Es bleibt nun noch die Frage zu erörtern, welche Eruptionen die beschriebenen apomagmatischen Wirkungen hervorgerufen haben, und welche Zusammensetzung die dabei auftretenden Erz- bzw. Minerallösungen hatten.

Petrascheck glaubt den tertiären Andesiten, welche ihre Ausläufer bis in die Ostalpen senden,

die Rolle des Erzbringers zuschreiben zu müssen, doch bedarf diese Ansicht noch näherer Prüfung und bleibt einstweilen eine mehr oder minder subjektive Hypothese. Auch die Zusammensetzung der Erzlösungen ist bis jetzt nicht geklärt. Redlich vertrat in allen seinen Arbeiten die Anschauung, daß kohlen-saure Lösungen des Magnesiums bzw. Eisens die Gangfüllung und Metasomatose bedingten. Leitmeier hat bereits 1913 auf die Schwierigkeiten dieser Erklärung aufmerksam gemacht. Petrascheck weist darauf hin, daß das Beispiel der Magnesitlagerstätte von Hall in Tirol eher an Magnesiumchlorid oder andere Magnesiumsalze (Sulfate?) denken lasse, zumal, wie experimentell nachgewiesen, $MgCl_2$ Kalkstein in Dolomit umwandeln kann.

Der Typus der alpinen metasomatischen Magnesitlagerstätten (Dolomit und Magnesit nach Kalk) wurde hier so ausführlich behandelt, weil er in den Alpen am besten studiert ist und sich die ähnlichen Typen anderer Länder enge an ihn anschließen. Die Klärung der tieferen Bildungsursachen ist auch bei den außeralpinen Vorkommen noch nicht über Vermutungen gediehen, was an einigen Beispielen leicht gezeigt werden kann.

In Valley Stevens County (22), wo die Entstehung von Dolomit und Magnesit nach Kalk besonders schön beobachtet werden kann, wird diese Umwandlung nach Jenkins durch hydrothermale kohlen-säure- und magnesiareiche Wässer erzielt, welche von benachbarten basischen Eruptivgesteinen ausgingen. Ähnliche Kontakterscheinungen meldet Koch aus der Fruska Gora (23). Der Kreidekalk ist im Kontakt mit Serpentin teils verkieselt, teils in reinen Magnesit umgewandelt. Für die Magnesite des Grenville-Distrikts nimmt Bain (24) an, daß die daselbst auftretenden Granitintrusionen mit ihren Pegmatiten zuerst kontaktmetamorphe Mineralien, wie Wollastonit, Skapolith usw. gebildet haben. In der letzten Exhalationsphase haben sich kohlen-säurereiche Wässer in basischen Eruptivgesteinen mit Magnesium beladen und die Magnesitisierung der Kalke verursacht. Auch in der Mandchurei wurden nach Niinomy und Kato (25) bereits kontaktmetamorphe Kalke durch jüngere postvulkanische Prozesse auf dem Umweg über Wollastonit usw. zu ähnlichen Magnesit- und Dolomitmassen umgewandelt, wie wir sie in der Veitsch sehen.

Literatur.

- (1) J. Rumpf, Über kristallisierte Magnesite aus den nordöstlichen Alpen. *Tschermaks Min.-Petr. Mitt.* 1873, S. 263; *dto.*, *Verh. d. Geol. Reichsanst.*, Wien 1873, S. 312; *dto.*, Über steierische Magnesite. *Mitt. d. nat. Ver. f. Steiermark*, Graz 1867, S. 91.
 (1a) G. Tschermak, Analyse des Rumpfits. *Tschermaks Min.-Petr. Mitt.* 1913.
 (2) K. A. Redlich, Die Bildung des Magnesits und sein natürliches Vorkommen. *Fortschritte der Min., Krist. u. Petrogr.*, Jena 1914, Bd. IV, S. 9, daselbst auch die Literatur bis 1913.

- (3) J. E. Spurr, The Aspen Mining District Colorado. U.S.A. Survey Monogr. XXXI, 1898, S. 210 und 211.
 (4) K. A. Redlich, Zur Kenntnis des Minerals Rumpfit. *Centralbl. f. Min. usw.* 1914.
 (5) K. A. Redlich, Über einige neue und wenig bekannte Magnesitlagerstätten in Österreich. *Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt*, Wien. (Im Druck.)
 (6) W. Petrascheck, Die Magnesite und Siderite der Alpen. *Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, Math.-Nat. Kl.*, Abt. I, Bd. 141, 1932, S. 195.
 (7) E. Clar, Die Gefügeregelung eines Bändermagnesits. *Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt Wien*, Bd. 81, 1931, S. 387; *Gefügestatistisches zur Metamorphose. Min.-Petr. Mitt.*, Bd. 43, 1932, S. 129.
 (8) K. A. Redlich, Die Magnesitlagerstätten der Slowakei. *Sbornik, stát. geol. ústavu Č. S. R. Prag.* (Im Druck.)
 (9) O. Großpietsch, Apatit aus dem Magnesitbruch im Sunk (Steiermark). *Zeitschr. f. Krist.*, Bd. L1V, S. 461.
 (10) A. Himmelbauer, Apatit im Talk von Eichberg am Semmering. *Tschermaks Min.-Petr. Mitt.*, Bd. XXXII, Heft 1 u. 2.
 (11) R. Klebelsberg, Eine paläozoische Fauna aus der Veitsch. *Verh. d. Geol. Bundesanstalt*, Wien 1926, S. 94.
 (12) W. Petrascheck, Führer zur montangeologischen Exkursion in Obersteiermark. *Mitt. d. Geol. Gesellsch. in Wien* 1928, S. 144.
 (13) F. Heritsch, Über einen neuen Fund von Versteinerungen in der Grauwackenzone von Obersteiermark. *Mitt. d. nat. Ver. f. Steiermark*, Jahrg. 1907, S. 21.
 (14) Derselbe, Korallen aus dem Kalk des Triebenstein-Sunk bei Hohentauern. *Mitt. d. Geol. Ges. Wien III, IV*, 1916, S. 152.
 (15) G. Aigner, Eine Graptolithenfauna aus der Grauwackenzone von Fieberbrunn in Tirol nebst Bemerkungen über die Grauwackenzone von Dienten. *Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-Nat. Kl.*, Abt. I, Bd. 140, S. 23.
 (16) Fr. Ulrich und B. Bouček, *Výskyt zkamělin v magnositové zóně Slovenského Rudohoří Věst. stát. geol. úst. Č. S. R. VII*, Prag 1931.
 (17) W. Hammer, Ein Nachtrag zur Geologie der Ortleralpen. Magnesit am Zumpanell und Stiereck. *Verh. d. k. k. Geol. Reichsanstalt*, Wien 1909, S. 199.
 (18) K. A. Redlich und K. Preclik, Zur Tektonik und Lagerstätten-genese d. steier. Erzberges. *Jahrb. d. Geol. B. A. Wien* 1930.
 (19) R. Brinkmann, Gipfelflur und Lagerstättenstockwerke in den Alpen. *Nachr. d. Ges. d. Wiss. in Göttingen, Math.-Nat. Kl.*, 1928, S. 217.
 (20) B. Granigg, Über die Erzführung der Ostalpen. Leoben 1913, Verlag L. Nussler.
 (21) Huttenlocher, Zur Kenntnis verschiedener Erzgänge aus dem Penninikum. *Schweizer Min.-Petr. Mitt.*, Bd. 5, 1924. *Metallogene und Metallprovinzen in den Alpen. Metall u. Erz* 1926.
 (22) O. P. Jenkins, Notes on the possible of the Magnesite near Valley Washington. *Econ. Geol. XIII*, 1918, S. 381.
 (23) Schriftliche Mitteilungen von F. Tucan und W. Petrascheck.
 (24) G. W. Bain, Magnesite Deposits of Grenville Quebec. *Transact. of the Americ. Inst. of Mining and Met. Eng.*, Bd. LXIX, 1923, S. 60; *dto.*, Types of Magnesite Deposits. *Econ. Geol.*, Bd. XIX, 1924, S. 412.
 (25) T. Kato, The Origin of the Manchuria Magnesite Deposits. *Econ. Geol.* 1929, Bd. XXIV, S. 90. K. Niinomy, The Magnesite Deposits of Manchuria. *Econ. Geol.*, Bd. XX, 1925, S. 25.

Sedimentäre Magnesiumkarbonatlagerstätten.

Als Beispiele für sedimentäre Ablagerungen können die Lagerstätten von wasserhaltigem Magnesiumkarbonat (Hydromagnesit) im Atlin-Grubendistrikt (Britisch-Kolumbia), von Kern County in Kalifornien usw. angesehen werden. Sie sind Absätze von Seebecken, welche ihre Entstehung kohlen säurehaltigen, magnesiumführenden Mineralquellen verdanken.

Petrascheck (6) erwähnt ein europäisches Vorkommen ohne Ortsbezeichnung, ein weiteres aus dem Departement Gard.

Die Begutachtung von Magnesitlagerstätten.

Für die praktische Auswertung kommen nur die dichten, an Serpentin gebundenen Magnesite vom Typus Kraubath und die metasomatischen Stöcke vom Typus Veitsch in Betracht. Die sedimentären Hydromagnesitablagerungen sind viel zu klein und meist so verunreinigt, daß ihre Verwendung immer nur für kurze Zeit und für den lokalen Bedarf erfolgte.

Der „Serpentinmagnesit“ bildet Gänge und Netzwerke im Muttergestein. Entsprechend ihrer Entstehung erreichen seine Lagerstätten selten besondere Teufen. Oft kann man eine bevorzugte Richtung der Gänge im Fallen und Streichen feststellen, wodurch das Aufsuchen und der Abbau erleichtert wird. Die Mächtigkeit der Gänge wechselt oft auf kurze Strecken außerordentlich, so daß ausgedehnte Aufschlüsse notwendig sind, um den prozentualen Anteil der verwendbaren Masse gegenüber dem tauben Gestein feststellen zu können und stets eine greifbare Masse für den Abbaubetrieb vorrätig zu haben (1). Da bei der Bildung des dichten Magnesits neben $MgCO_3$ stets auch SiO_2 in der Lagerstätte abgesetzt wird, so ist der Anteil des letzteren manchmal recht beträchtlich und darf bei der Beurteilung des Materials nicht unberücksichtigt bleiben. Der Magnesiumkarbonatgehalt des gewonnenen Gutes ist gewöhnlich sehr hoch, da der Kalziumkarbonatgehalt sehr klein ist und meistens nur lokal etwas ansteigt.

Der kristalline Magnesit vom Typus Veitsch kommt, entsprechend seiner Entstehung, fast immer in Stöcken vor, langanhaltende Lagerlinsen sind selten (Millstädter Alpe). Bei der Beschürfung ist es vor allem notwendig, die tektonische Stellung und Form des Magnesitkörpers zu klären. Die weitgehende Zerteilung in tektonische Stöcke und Linsen zwingt vor allem zu ausgedehnten Untersuchungsarbeiten, um ihre Ausdehnung, Mächtigkeit und Tiefenerstreckung festzustellen, denn die Körper erscheinen im Ausbiß oft groß und halten trotzdem im Streichen und gegen die Teufe hin nicht lange an. Andererseits erweisen sich unansehnliche Hervorragungen oft als größere, in die Tiefe gehende Stöcke. Bevor man zu dieser Erkenntnis durchdrang,

geschahen viele Fehler, da die Ausbisse einfach, wie bei einem Kohlenflöz, verbunden und als geschlossenes Lager gerechnet wurden.

Ist die Lagerstätte in ihrer geometrischen Form bekannt, so hat sich die weitere Untersuchung auf die qualitative Zusammensetzung des Materials zu erstrecken.

Das für den kaustisch gebrannten Magnesit notwendige Rohmaterial muß soweit als möglich kalkarm sein. Der Kalkgehalt darf 2 % nicht überschreiten, welche Bedingung bei den meisten dichten Magnesiten erfüllt ist. In neuester Zeit wird auch kristalliner Magnesit kaustisch gebrannt. Die übrigen Verunreinigungen, wie Kieselsäure, Eisen und Tonerde, können bei dieser Verwendungsart als mehr oder minder indifferent betrachtet werden.

Der kristalline Magnesit, der vor allem zu feuerfesten Erzeugnissen verarbeitet wird, soll in geringen Mengen SiO_2 , Al_2O_3 und FeO sowie CaO enthalten, da diese Verunreinigungen bei der Sinterung in Verbindung mit dem MgO eine zähe Schlacke bilden, in der die Periklaskristalle schwimmen, in größeren Mengen sind sie schädlich und können unter Umständen die Abbauwürdigkeit in Frage stellen. Über 3 % CaO wird von der die Periklaskristalle verbindenden Schlacke nicht mehr aufgenommen und blüht später aus. Auf das Vorhandensein dieser schädlichen Stoffe soll nur insoweit eingegangen werden, als sie sich bereits bei der Beobachtung in der Natur zu erkennen geben und daher gelegentlich der geologischen Begehung schon berücksichtigt werden können und müssen.

Zunächst ist das Verhältnis des Magnesits zu dem immer vorhandenen, mehr oder minder wertlosen Dolomit festzustellen. Wenn auch auf manchen Lagerstätten große reine Partien angetroffen werden, wo der Abfall nur 15—20 % beträgt (z. B. am rechten Ufer des Sunkbaches bei Trieben [Steiermark]), so gibt es auch Lagerstätten, bei denen der Dolomitanteil bis auf 70 % steigt. Wo der Dolomit feinkörnig und dunkler gefärbt ist als der grobkristalline Magnesit, wird die Unterscheidung beider nicht schwer sein. Wo aber der Dolomit mit dem Magnesit innig gemengt ist und überdies auch noch die gleiche Korngröße und Struktur zeigt, sei es, daß beide licht und grobkristallinisch sind (Oberort), sei es, daß beide die gleiche dunkle Farbe haben, dann wird die Unterscheidung selbst für das geübte Auge schwierig. Der höhere Glanz des Magnesits ist zwar im allgemeinen ein gutes Kennzeichen, wo aber auch dieses Unterscheidungsmerkmal versagt, muß man, um langwierige chemische Analysen zu ersparen, zu den einfachen, ausgezeichnet brauchbaren Färbungsproben greifen.

F. Feigl und H. Leitmeier (2) zeigten, daß Magnesium im Magnesit sich durch einfaches Aufkochen eines erbsengroßen Stückes oder einer gepulverten Probe in einer alkohol-alkalischen

Diphenylkarbazidlösung durch Anfärbung ausgezeichnet erkennen läßt. Hingegen fällt die Diphenylkarbazidprobe negativ aus, wenn Dolomit oder magnesiahaltiger Kalkstein in gleicher Weise behandelt wird.

Ausführung der Probe: Man bereitet sich eine Lösung wie folgt: In einer Epruvette wird eine geringe Menge (1—2 g) des Karbazides bis zu halber Höhe mit Alkohol übergossen und in der Wärme aufgelöst, bis alles in Lösung gegangen ist. Dann gibt man etwa 3 ccm einer 25prozentigen NaOH- oder KOH-Lösung hinzu, wobei durch Bildung des Na- (bzw. K-)Salzes des Diphenylkarbazides eine rote Farbe auftritt. Nun gibt man ein erbsengroßes Stück oder Pulver des Minerals in eine Epruvette, überschüttet mit etwa 5 ccm der Lösung und kocht zwei bis drei Minuten. Die rote Flüssigkeit wird dann abgegossen und der Bodenkörper so lange mit heißem Wasser gekocht, bis die Flüssigkeit vollkommen farblos ist. Dies tritt meist schon nach zweimaligem Kochen ein, manchmal aber auch schon mit kaltem Wasser, wenn die Probe negativ war. Alle Magnesite ergeben bei solcher Behandlung rotviolette Anfärbung, die bald stärker, bald schwächer erfolgt. Dolomitproben bleiben ungefärbt. Besitzt das zu prüfende Mineral eine stärkere Eigenfärbung, dann empfiehlt es sich, nicht mit erbsengroßen Stückchen, sondern mit Pulver zu arbeiten.

Diese Methode ist bis jetzt für Schurfwerte als die geeignetste und verlässlichste anzusehen, da die Untersuchung mit wenigen Reagenzien und einer leicht transportablen Apparatur ausgeführt werden kann. Bei eisenreichen Magnesiten mit über 10% FeO scheint die Reaktion nur am fein gepulverten Material vor sich zu gehen, bei den eisenreichen Pistomesiten versagt sie.

Schwarz (3) schlägt die Anfärbung des vorher mit Salzsäure angeätzten Karbonatgesteins durch alizarinsulfosaures Natrium vor, wobei Kalkstein tiefviolett, Dolomit blauviolett und reiner Magnesit nicht angefärbt wird. Da in allen alpinen Magnesiten kleinere Mengen von Kalk vorhanden sind, besteht bei dieser Untersuchungsmethode die Schwierigkeit, daß die Erkennung des Magnesiumgehalts nur nach dem Farbton möglich ist und dadurch an Sicherheit verliert.

Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal liefert die Verwitterung. Reiner grobkristalliner Magnesit verwittert in der Natur rascher als Dolomit und dolomitischer Magnesit, weshalb wohlgerundete Ausbisse auf gutes, eckige auf schlechteres Material hinweisen.

Auch ein höherer Kieselsäure-Tonerdegehalt läßt sich schon bei der geologischen Begehung nach äußeren Kennzeichen feststellen. Derselbe ist gewöhnlich auf einen höheren Talk- bzw. Klinochlor- (Rumpfit-) Gehalt zurückzuführen. Die Proben sind also eingehend auf das Vorhandensein dieser Mineralien zu untersuchen.

Bildet der Talk mehr oder minder zusammenhängende stärkere Lagen, was gewöhnlich an der Grenze des Magnesits gegen die begleitenden Schiefer der Fall ist, dann ist er als wertvolles Nebenprodukt willkommen. Anders liegen die Verhältnisse, wenn er größere Teile der Lagerstätte gleichmäßig durchsetzt. In diesem Falle wird er bei schwächerem Brande unverarbeitet zurückbleiben und das Gefüge des Brennprodukts ungünstig beeinflussen oder aber mit dem stets vorhandenen Eisenoxyd schmelzen und die Feuerfestigkeit herabsetzen. Da dieses störende Material nur durch eine komplizierte Aufbereitung (Auswaschen, elektromagnetische oder elektroosmotische Separation) entfernt werden kann, wird es zumindest die Gestehungskosten erhöhen.

Ein höherer Tonerde-Kieselsäuregehalt ergibt sich auch, wenn das Rohmaterial als Pinolit entwickelt ist, bei dem die einzelnen Magnesitkristalle von stärkeren Tonschieferhäuten umgeben sind. Durch diese Verunreinigungen kann der Gehalt an Tonerde und Kieselsäure so steigen, daß das Rohmaterial bei den hohen Anforderungen, welche an die Feuerfestigkeit des Fertigfabrikats gestellt werden, ausgeschieden werden muß. Lokale Verkieselungen, wie sie an Stellen auftreten, wo der Magnesit an quarzreiches Nebengestein grenzt, lassen sich leicht an der ungewöhnlichen Härte des Magnesits erkennen. Ein höherer Eisengehalt prägt sich in der Natur durch ein intensives Gelb der Verwitterungskruste aus, das bis ins Gelbbraune übergehen kann.

Aus allen diesen äußeren Kennzeichen gelangen wir bereits zu einer angenäherten Beurteilung der Qualität der Lagerstätte. Volle Sicherheit über die Zusammensetzung gibt aber erst die systematische Probenahme und die auf ihr basierende Arbeit des Analytikers, ferner der stets notwendige Probebrand. Die Probenahme darf sich nicht auf das Material der Oberfläche beschränken, das, wie Petrascheck angibt, häufig infolge Auslaugung kalkärmer ist, sondern muß durch das Material der beim Schürfen gemachten Aufschlüsse, namentlich der Bohrkerne, ergänzt werden. Richtige Bohrkern-durchschnittsanalysen aus der gesamten systematisch abgebohrten Lagerstätte werden leicht ihre gesamte Zusammensetzung erkennen lassen und eine genaue Massenberechnung und Bewertung ermöglichen.

Literatur:

(1) B. Granigg, Über die Beurteilung des wirtschaftlichen Wertes der Gelmagnesite von Kraubath. Ost. Zeitschr. f. Berg- u. Hütt. 1910.

(2) F. Feigl und H. Leitmeier, Eine Reaktion zur Untersuchung von Dolomit und Magnesit. Centralblatt f. Min. usw. 1928, Abt. A, S. 74. — H. Leitmeier und F. Feigl, Der Nachweis von Magnesium in Mineralien, Min. u. petr. Mitt., Bd. 40, S. 325.

(3) F. Schwarz, Farbe- und Ätzversuche an Magnesit und Dolomit, Berg- und hüttenmänn. Jahrb., Bd. 78, S. 25.