

DK 553.682.2

Beziehungen zwischen kryptokristallinem und spätigem Magnesit

Von W. E. Petrascheck, Leoben

Die Lagerstätten des dichten und des kristallinen Magnesits lassen verschiedene Typen je nach ihrer Bildungstiefe unterscheiden; die Lagerstätten der beiden Gruppen sind vielfach durch Mg-Lösungen entstanden, die aus ultrabasischen Gesteinen mobilisiert wurden.

Different types deposits of dense and of crystalline magnesite can be distinguished according to the depth of their formation; both groups have been formed by Mg-bearing solutions which have been mobilized from ultrabasic rocks.

Il existent différents types de gisements de magnésite dense ou spathique, selon leur profondeur de formation; les deux groupes de gisements sont formés par des solutions riches en Mg, mobilisées à partir de roches ultrabasiques.

Im Schlußwort zu einer Abhandlung über epigenetische Neubildung von „dichtem“ (= kryptokristallinem) Magnesit in tertiären Randschichten von Serpentinmassiven in Griechenland und der Türkei (Radex-Rundschau 1962) hat der Verfasser auf Analogien zu ostalpinen Spatmagnesitvorkommen hingewiesen. Die Möglichkeit, solche Vergleiche der Lagerstättentypen zu vertiefen, ergab sich durch einige zu diesem Zwecke durchgeführte Studienreisen nach Südnorwegen (1970), Griechenland, Mittelanatolien und in die Ostpyrenäen (1971), wofür dem die Mittel gewährenden Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung bestens gedankt sei. Kürzlich hat auch I. Lesko (1972) Vergleiche dichten und kristallinen Magnesits behandelt — allerdings vorwiegend vom genetischen Standpunkt, während im folgenden die morphologischen und mineralparagenetischen Gesichtspunkte in den Vordergrund gestellt werden sollen und genetische Ausblicke daraus nur abgeleitet werden.

Tiefenstufen der Magnesitbildung 1. Die Lagerstättenformen

Die oberflächennächst gebildeten Magnesite finden sich zusammen mit Meerschaum in den den magnesitführenden Serpentin überlagernden Tertiärschichten von Mittel-Euböa und Eskisehir (W. E. Petrascheck, 1962 und 1964). Daß es sich hier um Neubildung von Magnesit in Sandstein und nicht um Magnesitgerölle handelt, zeigt — neben den schon 1962 beschriebenen aschgrauen Bleichungshöfen um die Magnesitknollenbereiche — die Abb. 1, wo selbst die Verkittung von Sandsteinkörnchen durch Magnesit deutlich erkennbar ist. Auch für die Neubildung des Meerschaumes neben den Magnesitknollen im Tertiär von Eskisehir kann — entgegen der Auffassung, daß die Meerschaumstücke zersetzte Serpentinbrocken seien — als Beweis angeführt werden, daß laut Angabe der Grubenarbeiter im Inneren einzelner Meerschaumknollen sich ein Hohlraum mit einer

milchigen Flüssigkeit findet; auf meine Bitte hin wurde einmal eine solche Flüssigkeit von den Arbeitern geborgen und im chemischen Laboratorium des M. T. A. Ankara als Mg-Bikarbonat-Lösung bestimmt. Dies also muß die „Mutterlauge“ gewesen sein, aus der sich die Krusten und Knollen von Magnesit und Meerschaum in den Tertiärschichten unweit der Magnesitgänge der Serpentinmassive ausgeschieden haben. Die vielfach auftretenden Kieselknollen oder die verkieselten Magnesitknollen beweisen die Beteiligung von gelöster Kieselsäure, also ein

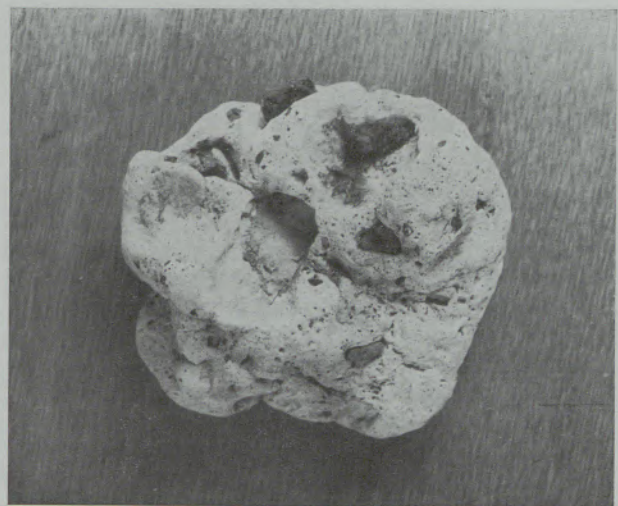


Abb. 1

Neugebildete Magnesitknolle in tertiärem Sandstein nördlich Eskisehir

System von MgO , CO_2 und SiO_2 in der Lösung, aus der, je nach Konzentration und pH-Wert, $MgCO_3$, $2MgO \cdot 3SiO_2 \cdot 2H_2O$ (Sepiolith) oder SiO_2 gebildet wurden. Einzelne Knollen bestehen gemischt aus Magnesit und Sepiolith. Zumeist überwiegen die Magnesitknollen im unteren Teil der Lager, die Sepiolithknollen im oberen Teil.

Das Auftreten der Knollen in einzelnen Lagen in den sandig-tonigen Tertiärschichten läßt sich

wohl durch alte Grundwasserhorizonte erklären, in welche die Lösungen eingetreten sind. Die Entfernung vom Magnesit-Serpentin kann einige 100 m betragen (Margi bei Eskisehir) oder einige 10 m (Nemli-Tutluca bei Eskisehir) oder wenige Meter (Moraitis auf Euböa). Im Tagbau Moraitis fand sich in den roten Tertiärschichten auch eine dünne Sepiolithkluft und, etwas abseits vom Serpentin NE vom Tagbau durchqueren auch zwei dünne Magnesitgänge von einigen Meter Länge des Tertiär. Eine synsedimentäre, diagenetische Erklärung der Magnesit- und Sepiolithknollen ist also hier nicht ohne geistige Umwege möglich.

Magnesitkonkretionen in roten Verwitterungsschichten finden sich auch am Ende des Tagbaues Siladi Ost bei Wawdos (Chalkidiki). Diese Konkretionen, von einigen Zentimetern Durchmesser, sind locker und staubig. Hier, ebenso wie auf Euböa, finden sich neben den vorwiegenden runden Neubildungen von Magnesit auch bisweilen Gerölle und eckige Bruchstücke dieses Minerals neben Serpentinbestandteilen. Das weist auf eine länger dauernde, mehrphasige Magnesitbildung – vor und nach der Ablagerung der Tertiärschichten – hin.

Es sei noch betont, daß sowohl bei Eskisehir wie auf Euböa und der Chalkidike die Jungtertiärschichten mit den Magnesitknollen sandig-konglomeratische, seltener tonige, meist rotbraune kontinentale Ablagerungen sind, die keinerlei Anzeichen einer salinaren oder einer lagunären Fazies aufweisen. Dies sei im Hinblick auf die Deutung der Magnesitknollen im Werfener Sandschiefer des tirolisch-salzburgischen Grenzgebietes der Kalkalpen festgestellt.

Zu den Magnesitlagerstätten, die außerhalb der Mg-spendenden ultrabasischen Massive entstanden sind, gehören auch die sedimentären Magnesitlager vom Typus Bela Stena. Sie sind durch den Eintritt Mg-haltiger Lösungen in Süßwasserbecken entstanden. Die Beimengung sedimentierten Kalkes und Tones gibt diesen Flözen meist einen etwas über der technischen Toleranz liegenden CaO-, Al₂O₃ und SiO₂-Gehalt. Solche übereinanderliegende Magnesitflöze hat der Verfasser aus Bozkurt bei Denizli abgebildet (Radex-Rundschau 1962). Die vertikale Abfolge einiger Flöze, die in Bozkurt oben durch eine violette Tuffitschicht abgeschlossen ist, belegt die mehrfachen „Pulsationen“ der thermalen Mg-Zufuhr, wie sie übrigens auch aus den mit Magnesit wieder verkitteten Magnesitbrocken in den mächtigen Gängen von Euböa und von Kraubath gefolgert werden können.

Ob auch ein sedimentäres Lager von fahlbräunlichem Meerschaum (Palygorskit), das 3 bis 5 m mächtig und 200 × 100 m in der Fläche bedeckend im weißen Neogen in einer Schlucht bei Yürük Akcaya im Tertiärbecken nördlich Eskisehir gefunden werden konnte und das von Tuffitlagen begleitet ist, vulkano-

sedimentär durch Mg- und SiO₂-Thermen entstanden ist, oder ob es sich um abgeschwemmte Verwitterungsprodukte aus den Magnesit-Sepiolith-Gebieten handelt, vermag ich noch nicht zu entscheiden.

Als nächst tiefere Bildungsstufe, bereits im Serpentin, doch an dessen ursprünglicher Oberfläche, sind Krusten von dichtem Magnesit anzusehen. Im Tagbau Nord von Tutluca bei Nemli liegt diese magnesitische Oberflächenkruste direkt unter dem flach N fallenden rotbraunen, konglomeratischen Sandstein; der Serpentin darunter ist auf 20 m Tiefe dicht von Magnesitadern durchsetzt oder – richtiger – durchtränkt, so daß der Magnesitanteil 40 bis 60 % beträgt. In Tutluca West liegt ein kleines Magnesitvorkommen direkt unter dem Tertiärkalk. Der Magnesit ist hier plattigschichtig wie der auflagernde Kalk, tritt aber noch innerhalb des grauen, zersetzten Serpentin auf und ist reich an CaO (2 %), dies jedenfalls infolge Reaktion mit dem angrenzenden Kalk. Eine Magnesitkruste von 1 bis 2 m Dicke liegt auch im Serpentin direkt unter dem Tertiär der Grube Moraitis (Euböa).

Der Krustenmagnesit ebenso wie jener der oberflächennahen Adern hat viele Schwundrisse. Eine durch Schwindung bedingte stengelige Absonderung senkrecht zu den Salbändern, schon von G. Hiessleitner erwähnt, findet sich auch in den Gängchen des Adernetzwerkes der Lagerstätten von Mittel- und Nord-Euböa sowie von Wawdos bei Saloniki. Dort sind die Schrumpfungsklüfte oft mit Kieselsäure überkrustet. Das Adernetzwerk folgt stets unter der Oberflächenkruste.*

Unter dem Adernetzwerk stellen sich als tieferes Lagerstättenniveau meist die einzelnen, mächtigen Gänge ein. Diese Anordnung ist in Euböa erkennbar, wenngleich sie durch jüngere Verwerfungen, die das Netzwerk bis zum heutigen Meeresspiegel abgesetzt haben, zum Teil verfälscht erscheint. Um den Einfluß der Bruchtektonik auf die Anordnung und Verteilung der Lagerstätten erkennen zu können, habe ich das 1961 von mir kartierte Magnesit-Meerschaumgebiet nördlich Eskisehir im vergangenen Jahr in der Luftbild-Abteilung des M. T. A. in Ankara photogeologisch studiert; es war nämlich zu erwarten, daß die Verwerfungsstufen, die auf der Serpentinhochfläche bei der Geländebegehung als flache Bodenerhebungen kaum unterscheidbar sind, durch die scheinbare Verteilung bei der stereoskopischen Betrachtung deutlich werden und daß sich dabei auch die weißen Magnesitgänge klar hervorheben. Ebenso sollte die Verbreitung der Meerschaumvorkommen im Tertiär, die im Gelände nur als unübersichtliche

* Eigenartig ist ein Netz von Kalzitadern im Serpentin, das in dem Tagbau Kastri auf der Chalkidike das Netzwerk von Magnesit außen ummantelt; eine Erklärung kann noch nicht gegeben werden.

Kraterlandschaft der zahllosen kleinen Schächte erscheinen, aus den Luftbildern entnommen werden.

Dies ist in der Tat gelungen, wie Abb. 2 zeigt: Es liegen drei Bruchstufen vor. Die orographisch tiefste (südlichste) umfaßt das seicht auf dem Serpentin liegende Tertiär mit den Magnesit- und Meerschaumknollen sowie einige um die E-W-Richtung pendelnde Magnesitgänge im Serpentin, die sehr SiO_2 -reich sind und zum Teil in Kieselgänge übergehen. Ebenso liegt in diesem Niveau das durch Schrumpfkluft gekennzeichnete Adernetzwerk im Serpentin nördlich des Inlerin Tepe. Die mittlere Geländestufe umfaßt die Hauptgänge mit der wichtigen Grube Margi der Magnesit Sirket, deren zwischen 3 und 10 m mächtiger Gang bis 200 m Tiefe durch Bergbau und Bohrungen aufgeschlossen ist. Die nördlichste, am stärksten gehobene Bruchscholle enthält keinen Magnesit, bis auf jene Kluftfüllung, die den längst abgebauten Chromerzkörper der Grube Basören begrenzen. Diese Hochscholle dürfte heute bis unter das Niveau der Magnesitbildung abgetragen sein; vielleicht liegt sie auch zu weit nördlich des tertiären Bruchgebietes.

Die Meerschaumbereiche im Tertiär liegen deutlich in der Fortsetzung der Magnesitgänge. Das ist besonders bei dem NE-SW streichenden Gangsystem östlich bzw. südlich des Akkaya Tepe gelegenen Meerschaum-Magnesitknollengebiet erkennbar, aber auch längs des Tertiärrandes feststellbar. Nach freundlicher Mitteilung des Herrn Dipl.-Ing. Siver Öncel (M. T. A. Ankara) sind die Meerschaumknollen bei Sepetci in Streifen angereichert, die bis 30 m lang, 1 bis 2 m breit sind und NE-SW streichen. Die Meerschaum-Magnesitknollenbereiche sind offenbar das nach oben durchgepauste Abbild der Magnesitpalten im unterlagernden Serpentin.

Die Richtungen der Gänge (NW-SE, E-W, WNW-ESE) fällt nur im letzten Fall mit der vorwiegenden Richtung der Verwerfungen zusammen; die Verwerfungen sind zum größeren Teil nachmagnesitisch.

Relativ einheitlich und von der Tiefenlage unabhängig sind dagegen die Formen der Lagerstätten des Spatmagnesits. Es handelt sich fast stets um gedrungene Lagerlinsen mit vorwiegender Erstreckung in der Schichtung des umgebenden Dolomits oder Kalkes, jedoch fast überall quergreifenden metasomatischen Randkonturen.

2. Die Magnesitgefüge

Die primäre Tiefenposition der Lagerstätten des dichten Magnesits wirkt sich auch im Gefüge des Minerals aus: Der Krusten- und obere Netzwerk magnesit zeigt blumenkohlartige Absonderungsfugen und Schrumpfrisse und zerfällt leicht; der Magnesit der Gänge ist porzellan-

artig dicht, hart und muschelrig brechend. Unter dem Raster-Elektronenmikroskop erweist sich der oberflächennahe Magnesit als lockerer gepackt als der in einigen 100 m Tiefe gebildete (Abb. 3 a und b). Die Porengröße des oberen Erzes liegt um 4μ , die des tieferen um 1μ . In

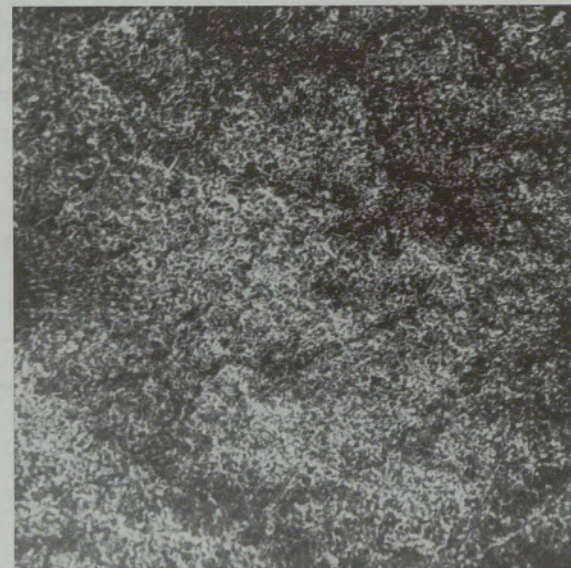
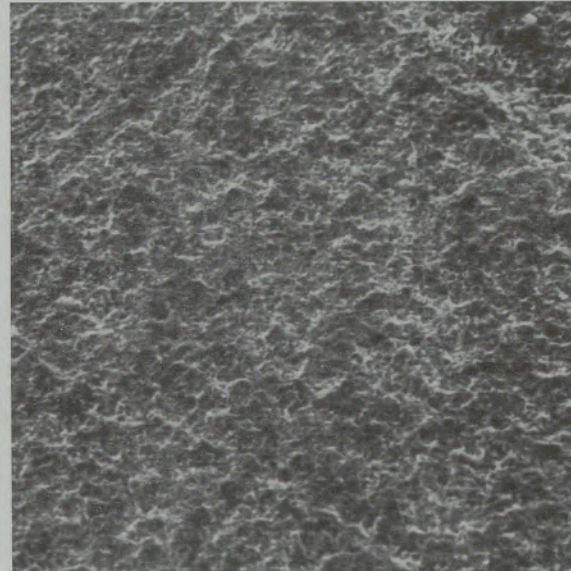


Abb. 3 a und b

Oberflächennaher Magnesit, Tutluca bei Eskisehir, a und tiefer Magnesit (Susahiri), b 680mal, elektron. Mikr.

tiefen Gängen setzt vereinzelt eine Aufsprossung kleiner pinolitischer Kristalle ein, wie wir sie von der Grube Gerorema auf Euböa (Petrascheck, 1961) und Lesko (1972) von der Grube Margi bei Eskisehir abgebildet haben; dort liegen die tiefsten Stollenaufschlüsse 150 m unter dem Gangausbiß. Damit deutet sich ein Übergang des dichten zum kristallinen Magnesit an.

Eine tiefer erfolgte Bildung kristalliner Mg-reicher Carbonate aus Serpentin sind die Dolomite und Breunerite in Serpentinmassiven. An der Randstörung des Eulengebirges in Niederschlesien liegen mächtige Breuneritstöcke, die von D a t h e als „Dolomitgänge“ kartiert waren; sie sind metasomatisch zu kristallinem Carbonat umgewandelter Serpentin, der sich mikroskopisch noch als Verdrängungsrest zu erkennen gibt. Eine ähnliche Serpentinumwandlung sah ich bei Collo in Algerien. Die Dolomitbildung aus dem Serpentin von Hirt bei Friesach (Kärnten) wird von H. M e i x n e r durch zugeführtes Ca in kohlensaurer Lösung erklärt, das von der benachbarten Eisenspatmetasomatose herrührt.*

In all diesen Fällen ist die Ca-Zufuhr bei dieser Serpentinumwandlung ein Problem (siehe das Kapitel genetische Betrachtungen). Reiner kristalliner Magnesit in Form von dünnen Gängen zusammen mit etwas Talk wird von dem Serpentinmassiv von Oppenberg (Steiermark) gemeldet (G. H i e s s l e i t n e r, 1952). Ich selbst konnte dort nur Dolomitspat finden. Meine Vermutung, daß der in der Literatur erwähnte kristalline Magnesit in Serpentin von Snarum (Süd-norwegen) ein hierhergehöriges Beispiel von tiefer Magnesitbildung in Serpentin sei, erwies sich als unzutreffend — der Serpentin dortselbst ist aus einem Lager ursprünglich dichten (weißen) Magnesits entstanden, der durch eine progressive Metamorphose marmorartig kristallin wurde (W. E. P e t r a s c h e c k, 1970). Wahrscheinlich bildet sich der spätige Magnesit und mit ihm der Talk bereits in solchen Tiefen- und Temperaturbereichen, in denen reduzierendes Milieu herrscht und dadurch das FeO des Mutterserpentines zwangsläufig zur Bildung eisenhaltiger Carbonate führt.

Eine weitere strukturelle Verknüpfung von dichtem und kristallinem Magnesit zeigt sich in der Neigung zur Bildung sphärischer Ausscheidungen. Die blumenkohlartigen, außen konvex begrenzten, faust- bis kopfgroßen Magnesitkörper im Serpentin sind bekannt; sie können nur durch Verdrängung des festen Serpentinites entstanden sein, mit dem sie nahtlos verbunden sind. Kugelig bis rundlich sind vielfach auch die dichten Magnesitneubildungen in den tertiären Sedimenten (Abb. 4). Von M o r a i t i s habe ich solche in Radex-Rundschau 1962 abgebildet; das in Abb. 5 dargestellte Stück stammt aus Mittel-Euböa. Ebenso haben die gelblichen feinkristallinen Magnesitbrocken in den Werfener Schiefen und Sandsteinen von Leogang-Hütten nach der Darstellung von W. S i e g l (1969) oft eine rundlich-knollige Umgrenzung. Ob es sich

* Eine ähnliche „Wandermetasomatose“ hat G u i t a r d in den Ostpyrenäen angenommen: Eisenlösungen aus dem Granit von Canigou hätten unter Verdrängung eines kambrischen Dolomits die dortige Sideritlagerstätte gebildet und das aus dem Dolomit befreite Magnesium hat zur Magnesitlagerstätte von Montner und der Talklagerstätte von Reynes geführt.



Abb. 4

Magnesitknollen in tertiären Schichten bei Nemli (Eskisehir)



Abb. 5

Magnesitknolle aus tertiären Schichten, Mittel-Euböa

dabei um synsedimentäre, diagenetische Konkretionen oder um epigenetische Neubildungen im bereits verfestigten Nebengestein handelt, muß offen bleiben — es wird darauf im Abschnitt über Magnesitenstehung noch zurückzukommen sein. Knollige Absonderung deutet sich auch in dem weißen, kristallinen, metasomatisch in grauem Dolomitmarmor auftretenden Magnesit des saudi-arabischen Grundgebirges von Al Rokkham an (Abb. 6). Aber auch im grob-spätigen Magnesit der Ostalpen sind sphärische Ausgangsstrukturen erkennbar; sie zeichnen sich ab im Sternmagnesit des Eichberges am Semmering (Durchmesser 0,5 bis 1 m), im Magnesit von Hintertux und sind klar abgegrenzt in einer Lage des Tagbaues Sunk bei Trieben (Durchmesser 0,1 bis 0,2 m), von wo Abb. 7



Abb. 6

Knolliger Magnesit in Al Rokkham, Arabien

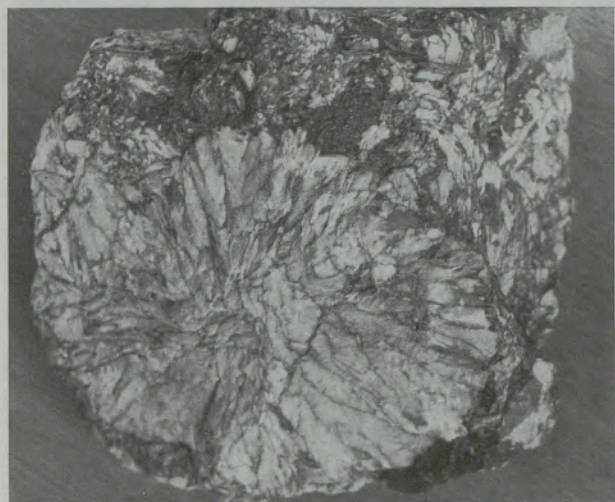


Abb. 7

Magnesitknolle im kristallinen Magnesit von Sunk bei Trieben

stammt. Die Entstehung all dieser Gebilde ist noch ungeklärt.

3. Die begleitenden Mg-Silikate

Über die Tiefenstufe der Magnesitbildung geben neben der Form und der geologischen Position auch die begleitenden Mg-Silikate Auskunft. Die mineralgenetischen Grundlagen sind aus den Arbeiten von W. Johannes (1970) und V. Trommersdorf (1970) zu entnehmen.

Die Magnesitknollen im Tertiär von Eskisehir sind mit Meerschaum (Sepiolith) verbunden; daneben erscheinen SiO_2 -Knollen. Der Magnesitgang im Serpentin von Margi geht im Streichen in Sepiolith über, das gleiche ist am Südende des Stavros-Ganges von Papadas (N-Euböa) festzustellen. Dieser Gang ist am Salband von gestriemtem, talkähnlichem Sepiolith begleitet (Abb. 8). Das südöstliche, 60 m lange Gangstück besteht nur aus Sepiolith. Der kristalline Magnesit von Oberdorf in der Steiermark

kommt mit Talk vor, der vorwiegend am Rande der Magnesitstöcke liegt. Der kristalline Magnesit von Montner in den Ostpyrenäen (bei Arles sur Tec, unweit Perpignan) ist mit einem Hof von Chloritisierung verbunden, die auch einen den Magnesit durchsetzenden Eruptivgang erfaßt hat; das Nebengestein ist feinkristalliner

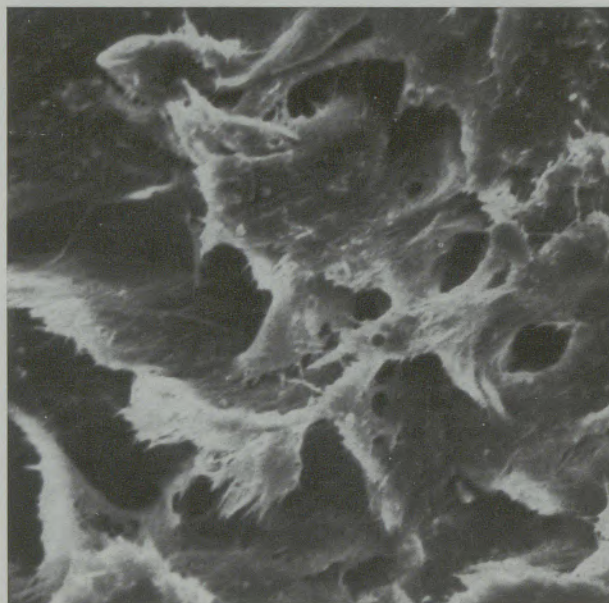


Abb. 8

Sepiolith am Salband eines Magnesitganges von Papadas (N-Euböa), 2900 mal, elektron. Mikr.

kambrischer Dolomit und Kalkmarmor, beide leicht metamorph mit Einschlüssen von Forsterit und Chlorit. Der ähnlich wie in den Alpen auch hier auftretende sekundäre Re-Dolomit erscheint zusammen mit Talk als Einsprengung und in Querklüften. Die tiefste Bildungsstufe oder – wohl richtiger – Umbildungsstufe eines kristallinen Magnesites liegt in Snarum (Norwegen) vor, wo folgende Reaktionsreihe der Gesteine zu erkennen ist:

toniger Sandstein \rightarrow Sillimanitquarzit
 sedim. Magnesit \rightarrow kristalliner Magnesit + $\text{SiO}_2 \rightarrow$
 Serpentin + Al \rightarrow Chlorit + Hydrotalkit *
 Olivindiabas \rightarrow Amphibolit

Die zugehörigen Mineralumwandlungen verweisen auf eine ursprünglich fortschreitende, später rückschreitende Metamorphose.

Eine den Magnesitbildungsstufen entsprechende Mineralgesellschaft findet sich in den großräumlich benachbarten und metallogenetisch wahrscheinlich verwandten Talklagerstätten. Die stillgelegten Talkbergbaue Mautern und Oberdorf-Lamming in der ostalpinen Grauwackenzone sind unmittelbar mit eisenarmem Spat-

* Ich danke Herrn Kollegen Meixner sehr für den freundlichen brieflichen Hinweis von der Existenz dieses seltenen Mg-Al-Carbonats, das ich in meiner Publikation (1971) über Snarum mit Talk verwechselt hatte.

magnesit verbunden. Die „Talklagerstätten“ der östlichen Zentralalpen, die im Rabenwald ausführlich von O. M. Friedrich (1951) beschrieben und gedeutet wurden, sind in mylonitisierendem Gneis zufolge einer Magnesiumzufuhr entstanden. Es sind im wesentlichen Leuchtenbergitschiefer mit Serizit und Talk.

Die Reaktion verläuft nach Friedrich im Prinzip folgendermaßen:

Muskowit + Mg-Zufuhr gibt Leuchtenbergit + Talk + abwanderndes Kali. In Reynes in den Ostpyrenäen liegen sehr ähnliche Verhältnisse vor. An der Kreuzungsstelle zweier variscischer Störungen sind Gneis und Glimmerschiefer durch Mg-Zufuhr in Chloritschiefer umgewandelt worden; wo der Glimmerschiefer an Dolomiteinlagerungen grenzt, entstand weißer Talk. Es liegt also auch hier Zufuhr von MgO vor und die aus dem Glimmerschiefer z. T. freigesetzte Kieselsäure hat den Dolomit in Talk umgesetzt; das freigesetzte Kalium ermöglichte Serizitbildung (G. Guillard).

Experimentelle Untersuchungen und physikochemische Überlegungen von Johannes Trommersdorf und Fortounet lassen auf folgende Temperaturen bei der Bildung der oben geschilderten Paragenesen schließen:

Dichter Magnesit – Sepiolith (Eskisehir, Euböa) unter 150 °C; krist. Magnesit – Talk, Chlorit (Ostalpen, Ostpyrenäen) über 400 °C; krist. Magnesit – Forsterit – Enstatit (Snarum) über 500 °C.

Zur Entstehung der Magnesitlagerstätten

Die seit Jahrzehnten andauernde und kontroverse Diskussion über die Entstehung der Magnesitlagerstätten soll hier nicht zusammengefaßt werden. Diese Diskussion gilt sowohl für den dichten wie für den kristallinen Magnesit. Es sollen nur einige Feststellungen gebracht werden, die in speziellen Fällen eine Entscheidung zwischen ascendent und descendent ermöglichen.

I. Lesko hat sich neuerdings für die descendent Entstehung des kryptokristallinen Magnesits vom Typus Kraubath ausgesprochen. Zersetzung und Lösung der Serpentinbestandteile durch CO₂-haltige Oberflächenwässer, Trennung derselben unter den oxydierenden Bedingungen der oberen Gesteinshorizonte und getrennte Fällung der Komponenten entsprechend dem pH-Wert in morphologisch vorgebildeten Sammelräumen der Serpentinlandflächen seien die Voraussetzungen der Bildung von Magnesitnetzwerk und Gängen. Auch ich bin der Meinung, daß es diesen von P. Krusch (1912) und P. Kraft (1915) ausführlich begründeten Vorgang nicht nur als Faktor der Bildung oberflächlicher Magnesitadern, sondern auch bauwürdiger Lagerstätten gibt. Vielleicht gehört – in Einklang mit W. Neubaue (unveröffent-

lichter Bericht von 1965 und entgegen G. Hiessleitner) sogar der Magnesitbezirk der Chalkidike hierher, dessen flächenweite Ausdehnung und relativ geringe Teufenerstreckung (50 bis 75 m) in der Nachbarschaft einer tertiären Landoberfläche dafür spricht.

Als bisher unerwähnte Argumente im Sinne einer ascendenten Entstehung durch Kohlen-säuerlinge seien folgende Feststellungen angeführt: Bei Susehiri in NE-Anatolien liegt in einem sonst völlig magnesitfreien Serpentin ein geradliniger, 4 km langer Magnesitgang von 0,3 bis 1 m Mächtigkeit (Abb. 9); sein WNW-ESE-Streichen entspricht dem Streichen der Erzgänge in diesem Abschnitt der großen Kelkitstörung. Es gibt dort keine flächenhafte Magnesitbildung. Bei Konya liegt eine Magnesitlagerstätte im Serpentin, deren Hauptmasse ein reiches Adernetzwerk mit sehr geringem CaO-Gehalt ist. Am N-Ende ist der Serpentin auf Kalk überschoben und nur dort sind die Magnesitgänge sehr CaO-reich, was durch Zuführung von Kalzium durch aufsteigende Kohlen-säuerlinge, die dieses Element nur aus dem unterlagernden Kalk bezogen haben können, erklär-



Abb. 9

Magnesitgang, 4 km lang, Susehiri, Ostanatolien

bar ist. – Die aus der Gegend Eskisehir beschriebene Anordnung der Streifen von Magnesit- und Sepiolithknollen in Fortsetzung der Magnesitgänge ist nur durch „Durchpausen“ der Mg-führenden Spalten im Serpentin nach oben in die sandig-tonigen Deckschichten erklärbar. Schließlich sind die drei scharf abgegrenzten Magnesitflöze im Tertiärbecken von Bozkurt nur durch episodische Mg-Zufuhr aus dem Untergrund und nicht durch stetige Zufuhr Mg-reicher Verwitterungslösungen aus der Serpentin-führenden Umrahmung des kleinen Tertiärbeckens verständlich. Auch die Tatsache,

daß bei Eskisehir die E-W-Gänge SiO₂-reicher sind als die NW-SE-Gänge, ist nur mit verschiedener ascendenten Zufuhr vereinbar.

Von der bisweilen 250 bis 300 m reichenden Tiefererstreckung der Magnesitgänge war schon in früheren Abhandlungen die Rede. Dem Einwand, daß in tiefen Bereichen bereits isomorphe Beimengungen von Fe^{II} im Magnesit zu erwarten seien, kann mit der Feststellung K. Spangenberg's (1948) begegnet werden, daß am Zobten in Schlesien auch noch in der Tiefe, weit unterhalb der lateritischen Verwitterungszone, der Dunit-Serpentin zu einem Gemenge von Bowlingit, Iddingsit und Xylotil, also Fe^{II}-haltigen Produkten, zersetzt wurde, wobei Mg freigesetzt und als Magnesit oben abgesetzt wurde. Dort aber, wo in der Tat Fe^{II} dem Mg ursprünglich beigement war, wurde es in den oberen Niveaus als feine Fe₂O₃-Durchstäubung im „roten Magnesit“ von Trupi auf Euböa abgesetzt. In noch größeren Tiefen, wo reduzierendes Milieu herrscht, entstehen die vorhin beschriebenen Breuneritmassen im Serpentin.

Eine generalisierende Behauptung descendenter Magnesitbildung aus Serpentin ist also nicht möglich.

Die Entstehung der Lagerstätten des Spatmagnesits ist heute mehr umstritten denn je, da verschiedene, früher als eindeutige Beweise angesehene Erscheinungen sich als zweiseitig erwiesen haben. Das gilt insbesondere für metasomatische Verdrängungsbilder im kristallinen Magnesit, die schon diagenetisch, also fast synsedimentär, entstanden sein können, aber umgekehrt auch für Gleitfaltungen im Magnesit, die auch in Spalten des festen Serpentin stattgefunden haben. Echte hypogen-epigenetische Metasomatose, Sedimentation im salinaren Milieu oder in Lagunen werden von Fall zu Fall angeführt und dann sehr oft auf anderen Lagerstätten verallgemeinernd übertragen. Auch hier sei das Problem keineswegs erschöpfend behandelt, sondern es seien Beobachtungen angeführt, mit denen sich die Vertreter jeweiliger Theorien noch auseinandersetzen müssen.

Für eine hypogen-metasomatische Entstehung der überwiegenden Mehrzahl der ostalpinen Spatmagnesitlagerstätten gilt nach wie vor das Argument des Auftretens in verschiedenen stratigraphischen Formationen und Faziesbereichen — oft räumlich sehr benachbart: In silurischen Lagunenkalcken (Entachen), devonischen Riffkalcken (Bürgelkopf bei Hochfilzen), devonischen Dolomiten (Breitenau), untercarbonischen Kalcken (Trieben, Oberdorf) und Dolomiten (Veitsch), skytischen Sandschiefern (Leogang), anisischen Kalcken (Lammertal, Kaswassergraben) und Ladinkalk (Ortler) erscheint grob- oder feinerkristalliner Magnesit in wechselnder Ausbildung — räumlich auf die verschiedenartigen Muttergesteinskarbonatite beschränkt und scharf lokalisiert, aber doch mehr oder weniger lagerförmig. Eine generelle sedimentäre Bildungs-

theorie muß also annehmen, daß die Bildung von Magnesitlagern keine ungewöhnliche Erscheinung sei — was mit der relativen Seltenheit dieses Rohstoffes auf der Erde nicht in Einklang steht. Analoges gilt für die kristallinen Magnesite der Westpyrenäen: Unterdevon, Obercarbon, Muschelkalk nach P. Destombes, wogegen noch keine überzeugenden Argumente angeführt worden sind. In Einzelfällen sind aber recht geschlossene Vorstellungen von sedimentärer Lagerbildung in abgeschwächten Lagunen entwickelt worden: Für Entachen bei Saalfelden von W. Siegl (1969) und für Pacios, Provinz Lugo in Nordspanien, von J. Guillou (1970). Im übrigen kennt die Variabilität der sedimentären Deutungen kaum Grenzen: Magnesitbildung in gut durchlüfteten Riffen (Veitsch, Bürgelkopf), in schlecht durchlüfteten Lagunen, in schwach salinaren Becken mit Gips, in hochsalinaren Becken mit Kalisalz, vulkanosedimentär mit und ohne Diabas...

Weiters haben die Anhänger einer sedimentären Bildung der alpinen Spatmagnesite noch kein einleuchtendes Argument dafür beigebracht, warum die den Magnesit einschließenden Dolomite und Kalke ein tektonisch deformiertes Gefüge haben, der Magnesit aber nicht (E. Clar). Für eine selektive Rekristallisation nur des Magnesits, der fingerartig in das Nebengestein hineinwächst, gibt es keine Erklärung.*

Ein besonderes Problem stellt die Anhäufung von Magnesitlagerstätten in dem altpaläozoischen Abschnitt der Grauwackenzone im Grenzgebiet der Länder Tirol und Salzburg dar. Die große Lagerstätte des Bürgelkopfes bei Hochfilzen enthält gröberspächtige Magnesitlinsen in verschupptem Silur, einen sehr feinkristallinen, meist gelblichen Magnesit (ohne Talk!) im devonischen Schwazer Dolomit und metasomatisch eingedungenen Magnesit in der transgredierenden permo-skytischen karbonatischen Burgstall-Breccie (Angel und Trojer, 1955, und Siegl, 1964). In dem stratigraphisch und räumlich nahegelegenen Werfener Sandschiefer liegen örtlich reichlich Knollen von feinkristallinem bis fast dichtem Magnesit, deren Natur als Konkretionen Siegl überzeugend nachgewiesen hat (1964). Diese Konkretionen ähneln sehr den Knollen, die ich aus Tertiärsedimenten nahe von Serpentin-Magnesit beschrieben hatte. Siegl hält diese Knollen für synsedimentäre Bildungen im subsalinaren Milieu des Skyt (Gips!), während ich geneigt bin, sie für epigenetische Bildungen in dem bereits verfestigten Werfener Sediment anzusehen, gleichzeitig und sozusagen als äußerste Ausstrahlung der Magnesit-metasomatose im unterlagernden Altpaläozoikum. Wenn Siegl plastisch gekrümmte Knol-

* Dem von H. Leitmeier und später von P. Ney erhobenen Einwand, daß eine Verdrängung von Dolomit durch Magnesiumkarbonatlösung nicht möglich ist, hat Johannes die wahrscheinlichere Erklärung der Metasomatose durch MgCl₂-Lösungen entgegengehalten.



Abb. 10

Gekröseartig gekrümmte Magnesitader im Serpentin von Papades

len (Abb. 11 loc. cit.) als Beweis für eine frühdiagenetische Entstehung und subaquatische Rutschung derselben anführt, so sei darauf verwiesen, daß ich ähnlich gekröseartig gefalteten dichten Magnesit im Serpentin von Papades, Nord-Euböa, fand (Abb. 10), der natürlich in einer Spalte eines festen Nebengesteins geflossen war; es ist dies offenbar ein kennzeichnendes Verhalten des Gelmagnesites im Stadium seiner Platznahme.

Ein Indiz für hydrothermale Bildung der Spatmagnesite ist die gelegentliche starke Chloritisierung der Nebengesteine. In Montner ist ein den Magnesit durchsetzender Eruptivgang nur in der Nachbarschaft des Magnesits chloritisiert, in Veitsch ist es der Zwischenschiefer am Magnesitkontakt (Briegleb, 1971), auf der Millstätter Alpe (Radenthein) sind große Disthenkristalle in Talk umgewandelt, was nur durch eine Mg-Zufuhr nach der mesozonalen Metamorphose des Gesteinspaketes erklärbar ist.

Schwinner, Angel, Friedrich und später der Verfasser haben das Magnesium der

verdrängenden Lösungen in den Ostalpen auf die alpidische Metamorphose ultrabasischer und vielleicht auch basischer Gesteinsmassen in der Tiefe zurückgeführt. Nach der Vorstellung des Verfassers erfolgte diese Metamorphose im Zusammenhang mit der mittelkretazischen Gebirgsbildung, zu einer Zeit also, als die ostalpinen Decken der Grauwackenzone noch direkt über den penninischen Decken mit ihren zahlreichen Ophiolithen lagen; die vielen Magnesitvorkommen in der Grauwackenzone des westlichen Teils von Salzburg liegen heute, dank des nach-gosauischen Deckenschubes – nördlich des an Serpentin reichten südpenninischen Tauernfensters. Die unmittelbare generelle Herleitung des Magnesiums von einem altpaläozoischen Diabasvulkanismus, wie es A. Maucher und R. Höll (1968) für die ostalpinen Magnesite – und daneben auch für eine große Anzahl verschiedenartiger Metallerze – versuchen, scheitert daran, daß die Magnesitlagerstätten der östlichen Grauwackenzone (Trieben, Veitsch, Semmering) im Carbon mit keinen Diabasen in Verbindung stehen. Da aber Serpentin im vermuteten penninischen Fenster von Bernstein-Rechnitz im Burgenland wieder auftaucht, wobei diese Fenster-Natur durch jüngste mesozoische Fossilfunde dortselbst noch wahrscheinlicher wurde, so darf Serpentin auch im Untergrund der oststeirischen Gneisareale angenommen werden. Dies würde die Mg-Zufuhr in den Talk-Leuchtenbergitschiefern dortselbst erklären.

Serpentine in der weiteren metamorphen Umgebung von Spatmagnesiten sind auch anderwärts bekannt. P. Destombes betont dies von den Pyrenäen; es gilt dies auch für das Gerner-Gebirge in der Slowakei, allerdings kenne ich auch metamorphe Serpentinite ohne zugehörigen Spatmagnesit etwa in den Rhodopen oder in Nordanatolien und andererseits Spatmagnesit metasomatisch in kristallinem Dolomit ohne Serpentin in näherem oder weite-

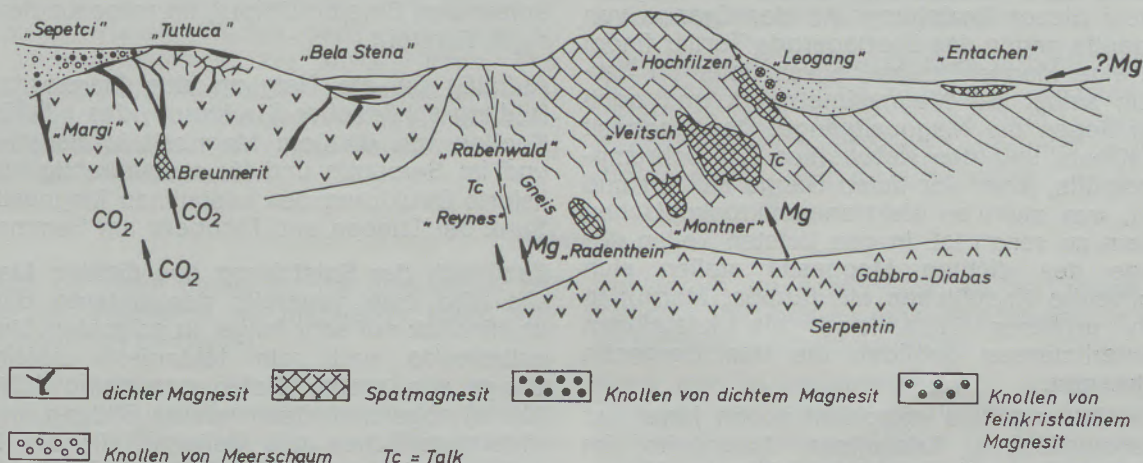


Abb. 11

Schema der Typen von Magnesitlagerstätten

rem Umkreis, so im Jabal Al Rokham nordöstlich von Mekka in Saudi-Arabien.

Die ältere Vorstellung der apomagmatischen Herleitung des Magnesits von einem granitisch-dioritischen Tiefenherd in den Alpen und in der Slowakei ist aufgegeben worden. Weitgewanderte metamorphogene Lösungen aus Serpentiniten und anderen ophiolithischen Gesteinen dürften in vielen Fällen die Bringer des kristallinen Magnesits gewesen sein. Damit ist eine Verbindung zu den oberflächennahen serpentinbürtigen Lagerstätten des dichten Magnesits gegeben. Bei beiden Lagerstättengruppen stammt das Magnesium aus ultrabasischen und basischen Gesteinen, aber nicht aus den ursprünglichen Magmen selbst, sondern aus durchgewanderten Lösungen (Abb. 11). Bei den Spatlagerstätten sind dabei Mg-Chloridlösungen besonders wahrscheinlich geworden, seit J. Rucklidge bei kanadischen Serpentiniten nachgewiesen hat, daß diese aus einem Cl-freien Dunit durch ascendente chloridische Wässer serpentinisiert wurden.

Danksagung

Neben dem schon genannten Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung, der einen wichtigen Teil der hier angeführten Aus-

landsarbeit finanziell ermöglicht hat, gilt mein persönlicher Dank folgenden Herren und Gesellschaften für Führung und wertvolle Belehrung: M. J. Aubague und seinen Mitarbeitern vom B. R. G. M. Paris für Führung in den Ostpyrenäen, Herrn Dipl.-Ing. Dünbar Renda von der Magnesit Sirket in Eskisehir für neuerliche Führung im türkischen Magnesit-Meerschaumgebiet, Herrn Direktor Longin, Dipl.-Ing. Fröhauß und Dipl.-Ing. Pappas von der Magnomin S. A. in Thessaloniki für Führung in die Gruben bei Wawdos. Herrn Oberingenieur Dendrinov von der Bergbaufirma Skalistiri in Athen für Führung in den Magnesitabbau von Mittel-Euböa. Herrn Dr. Pirkel von der Österreichisch-Amerikanischen Magnesit AG., Radenthein, für Führung in dem Bergbau bei Hochfilzen und Herrn Generaldirektor Doktor Sadrettin Alp an vom M. T. A. in Ankara für die Ermöglichung des Studiums der Luftbilder in der photogeologischen Abteilung des M. T. A., dem Directorate of Mineral Resources in Jeddah für Stellung eines Flugzeuges zum Flug nach Jabal Al Rokham.

Schließlich sei der Metallurgischen Abteilung des Reaktor-Zentrums Seibersdorf (Prof. Hörl) für Herstellung der Aufnahmen mit dem Raster-Elektronenmikroskop bestens gedankt.

Zusammenfassung

Das Ziel dieser Studie ist, die Typen von Magnesitlagerstätten – des dichten und des kristallinen – entsprechend ihrer Bildungstiefe zu unterscheiden.

Die Knollen von Magnesit und Meerschaum, die in tertiären Sandsteinen und Ton angrenzend an Magnesit-führende Serpentinmassive liegen, sind oberflächennah aus denselben Lösungen entstanden, welche die unterlagernden Magnesitgänge geschaffen haben (Eskisehir, Mittel-Euböa, Wawdos). Eine bisweilen vorkommende weiße Flüssigkeit mit Magnesiumbicarbonat im Inneren von Meerschaumknollen ist ein direkter Beweis dieser Beziehung. An der Grenze von Serpentin gegen das überlagernde Tertiär findet sich eine Magnesitkruste, etwas tiefer im Serpentin selbst ein Magnesitnetzwerk und noch tiefer liegen die Magnesitgänge. Der Magnesit der Kruste und des Netzwerkes hat Schrumpfungsklüfte, jener der tiefen Gänge ist hart und dicht, was auch an elektronenmikroskopischen Bildern zu sehen ist. In den tiefsten Teilen der Gänge des dichten Magnesits stellen sich pinolitische Kriställchen ein (Euböa, Margi); in noch größerer Tiefe sind die kristallinen Breuneritmassen gebildet, die den Serpentin verdrängen.

Diese Bildungstiefe entspricht schon jener der metasomatischen kristallinen Magnesite im Kalk und Dolomit. In relativ höherem Niveau dürfte der feinkristalline Magnesit bei Hochfilzen entstanden sein. In seiner Nachbarschaft

finden sich im Werfener Sandschiefer konkretionäre Knollen von gelbem, feinkristallinem Magnesit, die an die Knollen von dichtem Magnesit im Tertiär erinnern. Tiefer sind die grobkristallinen Spatmagnesite von Trieben, Radenthein oder Montner entstanden. Der marmorartige, weiße Magnesit von Snarum ist ein katazonal metamorphosierter dichter Magnesit von ursprünglich sedimentärer Entstehung. Die Tiefenniveaus der Magnesitbildung spiegeln sich auch in den begleitenden Mg-Silikaten wieder. Mit dem dichten Magnesit ist Sepiolith verbunden, mit dem Spatmagnesit Talk oder im epizonalen Bereich Chlorit, im mesozonalen Bereich Forsterit.

Auffällig ist die Neigung des Magnesits zur Bildung sphärischer Strukturen; das gilt für die Knollen von dichtem Magnesit in Sedimenten und im Serpentin und für radialstrahlig kristallisierte Strukturen des kristallinen Magnesits im Sunk bei Trieben und Eichberg am Semmering.

Bezüglich der Entstehung des dichten Magnesits wird eine generelle descendente Bildung im Hinblick auf sehr lange, in schmalen Streifen auftretende und rein tektonisch bestimmte Gänge von großer Tiefenerstreckung (200 bis 300 m) abgelehnt; descendente Bildung an Verwitterungsflächen gilt vielleicht für die Netzwerklagerstätten der Chalkidiki. Für die Spatmagnesite der Ostalpen und der Pyrenäen wird wiederholt, daß die Hauptargumente einer spä-

teren epigenetisch-metasomatischen Bildung von den Sedimentaristen noch nicht widerlegt worden sind: Das Auftreten in verschiedenen stratigraphischen Niveaus und das unversehrte Gefüge des Magnesits auch in tektonisch deformiertem Nebengestein. Einzelne sedimentäre Lager gibt es bei dichtem und bei kristallinem Magnesit (Bela Stena, Bozkurt, Kaswassergraben, Entachen); vulkanosedimentäre, sali-

nare und lagunäre Bedingungen haben dazu geführt.

Als Quelle des Magnesiums werden für die dichten und für die kristallinen Magnesite ultrabasische und z. T. basische Gesteine (nicht Magmen!) angenommen, die von späteren vulkanogenen oder metamorphogenen Lösungen durchwandert wurden.

Summary

It is the aim of this study to distinguish types of deposits of magnesite — dense as well as crystalline — in relation to depth of their formation.

The nodules of magnesite and sepiolite, embedded in tertiary sandstones and clays adjacent to magnesite bearing serpentine, have been formed near the surface; they were precipitated from the same solutions, which have produced the underlying veins. A milky white liquid, containing Mg-bicarbonate was found in the center of several sepiolite nodules, thus giving evidence of this relation. The border of serpentine and the sediments shows a crust of magnesite, deeper within the serpentine we find the network of magnesite veinlets and yet deeper the real veins occur. The magnesite of the crust and of the network shows phenomena of shrinking, those of the deep veins is dense and hard. This can be seen also by the electron microscope. Small crystals of pinolitic magnesite have been detected within the dense magnesite of deep veins in Margi and Central Euböa. In the very deepest levels of serpentine stocks the masses of crystalline breunerite have been formed.

This level corresponds to the level of the formation of the replacement deposits of crystalline magnesite in carbonatic rocks. The fine-crystalline yellowish magnesite in devonian lime near Hochfilzen was formed in a comparatively higher level. Concretionary nodules of similar magnesite have been found locally in sandy shales of the lower triassic Werfen beds, analogous to the white nodules in the tertiary beds. The marble-like white magnesite in Snarum (Norway) originated from a white sedimentary magnesite like Bela Stena, but later was transformed in a catazonal environment.

The different levels of magnesite formation are reflected by the associated Mg-silicates. Sepiolite is connected with dense magnesite, talc and chlorite with crystalline magnesite, in the Mesozone even forsterite.

The tendency of all kinds of magnesite to form sphaeric structures is a strange phenomenon; this calls for the dense nodules in sediments as well as for round crystalline structures in the magnesite of Sunk/Trieben and Eichberg/Semmering.

A general theory of descendent origin of the dense magnesite is not accepted; very long veins of magnesite in barren areas of serpentine do not fit with such a theory; neither does their extension to depths of 200–300 m from the surface. The network veinlets of Chalkidiki however, controlled by a tertiary land surface, might have a descendent origin.

The main reasons for a younger epigenetic-metasomic formation of the crystalline magnesites in the Alps and the Pyrenees are briefly recapitulated: these reasons are the occurrence of magnesite in very different stratigraphic horizons in the same regions and also the non-deformed texture of magnesite within tectonized dolomites and limestones.

However, a few sedimentary layers of magnesite are known: Bela Stena, Bozkurt, Kaswassergraben, Entachen. Sublacustral thermal waters or lagoons or saline environment may be considered as the ore forming factors.

The source of the Magnesium in both cases — dense and crystalline magnesite — comes from ultrabasic and basic rocks (not magmas!), through which solutions of volcanic or metamorphic origin have migrated.

Résumé

Le but de cette étude est de différencier les types de gisements de magnésite selon leur profondeur de formation.

A un niveau très voisin de la surface, se sont formés des nodules de magnésite et de sépiolite, qui se trouvent dans les grès et argiles tertiaires à proximité de massifs de serpentine (Eskisehir et Eubée). La serpentine y est elle-même souvent recouverte par une croûte de magnésite, qui se

transforme en profondeur en un réseau de veinules. Plus bas, on rencontre les grands filons de magnésite cryptocristalline.

Alors que la magnésite de la croûte et des veinules est poreuse et riche en fissures de contraction, celle des filons est bien compacte et solide et présente parfois aux niveaux inférieurs quelques petits cristaux pinolitiques (Eubée centrale, Margi). Plus bas encore, on

rencontre la breunérite cristalline, remplaçant la serpentine. C'est probablement à ce même niveau que se sont formés les amas métagénétiques de magnésite spathique, dans les dolomites et les calcaires, dont la forme suit généralement la stratification des calcaires, mais toujours avec des limites irrégulières qui coupent les strates.

Les structures sphériques sont un phénomène particulier, et on trouve sous cette forme de la magnésite dense dans les sédiments du tertiaire, du werfénien, dans la serpentine et même dans les masses de magnésite spathique.

Les silicates de magnésium, associés à la magnésite, sont également différents selon la profondeur: on trouve la sépiolite avec la magnésite dense, le talc et la chlorite avec la magnésite spathique, la forstérite avec la magnésite des régions métamorphiques.

En ce qui concerne la gène de la magnésite dense, une origine supergène me semble le cas le plus rare (peut-être Chalkidike). La grande extension des filons en profondeur (200–300 m),

leur position souvent isolée dans de longues failles et enfin l'extension en zones linéaires des nodules de magnésite-sépiolite, parlent plutôt en faveur de la théorie «per ascensum».

Les adeptes de la théorie sédimentaire de la magnésite spathique, malgré leurs observations et leurs raisonnements subtils, n'ont pas encore donné de réponse satisfaisante aux deux objections suivantes: l'apparition des gisements dans plusieurs horizons stratigraphiques situés au même endroit (Alpes, Pyrénées) et la texture intacte de la magnésite, même dans les calcaires tectonisés. Malgré tout, une origine sédimentaire dans un milieu salin ou lagunaire est vraisemblable dans certains cas (Entachen-Salzburg, Porcia Espagne).

Les sources de magnésium pour les magnésites denses comme pour les magnésites spathiques sont des roches — pas des magmas! — ultrabasiques et basiques, qui étaient traversées par des solutions vulcanogènes ou métamorphogènes à des époques orogéniques ou tardives.

Literaturverzeichnis

- Akinci, Ö.; „Geologie des Kartenblattes Eskisehir und die darin befindlichen geschichteten Meerschaumvorkommen“; Bull. M. T. A. 68–81 (1967).
- Angel, F., u. F. Trojer; „Zur Frage des Alters und der Genese alpiner Spatmagnesite“; Radex-Rundschau 2 (1955), S. 374–392.
- Briegleb, D.; „Geologie der Magnesitlagerstätte am Sattlerkogel in der Veitsch (Steiermark)“; Berg- u. Hüttenm. Monatshefte 116 (1971), S. 359–375.
- Friedrich, O. M.; „Zur Entstehung ostalpiner Spatmagnetit- und Talklagerstätten“; Radex-Rundschau 7/8 (1951), S. 281–289.
- Gouillou; „Les magnesites Cambriennes de Pacios“ (Prov. Lugo Espagne); Bull. B. R. G. M. IV/3-6-16 (1970).
- Guitard, G.; „Origine hydrothermale et mode de formation de la magnésite, de la brucite et de la dolomite spathique du Gisement Serra de Montner“ (Pyrenees oriental); C. R. Acad. Sc. Fr., Fasc. 265 (1967), p. 1879–1882.
- Hiessleitner, G.; „Serpentin- und Chromerzgeologie der Balkanhalbinsel“; Jb. d. Geol. Bundesanstalt Wien, Sonderband (1951).
- Johannes, W.; „Zur Entstehung von Magnesitvorkommen“; N. Jb. Miner., Abh. 113, S. 274–325 (Stuttgart, 1970).
- Lesko, I.; „Über die Bildung von Magnesitlagerstätten“; Min. Dep. 7 (1972), S. 61–72.
- Maucher, A., u. R. Höll; „Die Bedeutung geochemisch-stratigraphischer Bezugshorizonte für die Altersstellung der Antimonitlagerstätte von Schläining im Burgenland“; Min. Dep. 3 (1968), S. 272–285.
- Ney, P.; „Zum gegenwärtigen Stand des Magnesitproblems“; Z. Deutsche Geol. Gel. 108 (1957), S. 203–220.
- Petrascheck, W. E.; „Zur Bildung griechischer Magnesitlagerstätten“; Radex-Rundschau 4 (1961), S. 641–646.
- Petrascheck, W. E.; „Neue Beobachtungen an griechischen und türkischen Magnesitlagerstätten“; Radex-Rundschau 6 (1962), S. 303–310.
- Petrascheck, W. E.; „Weitere Erkenntnisse über die Bildung der Lagerstätten des dichten Magnesits und des Meerschaumes“; Radex-Rundschau 2 (1964), S. 103–108.
- Petrascheck, W. E.; „Der kristalline Magnesit von Snarum in Norwegen“; Radex-Rundschau 3 (1971), S. 487–491.
- Rucklidge, J.; „Chlorine in serpentinized dunite“; Econ. Geol. 67/1 (1972), p. 38–40.
- Siegl, W.; „Die Magnesite der Werfener Schichten im Raume Leogang bis Hochfilzen sowie Ellmau in Tirol“; Radex-Rundschau 3 (1964), S. 179–191.
- Siegl, W.; „Entwurf einer salinar-sedimentären Entstehung der Magnesite vom Typ Entachen (Salzburg)“; Min. Dep. 4 (1969), S. 225–233.
- Spangenberg, K.; „Zur Genesis der Magnesitlagerstätten vom Typus Kraubath“; Fortschr. Min. 27 (1948), S. 42–44.