

DK 553.682.2.06 : 553.22 : 551.736.3 : 551.761.2  
DEC A 5543/AG

## Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten, IV Teil\*)

Von O. M. Friedrich, Leoben

Allgemeine Erörterungen über die Genese der Lagerstätten

*(Metasomatische und salinare Magnesitbildung; Alter der Magnesitmetasomatose; zweite Magnesiummobilisation mit Talkbildung [deren Alter]; Herleitung der Magnesia für die zweite und auch für die erste MgO-Zufuhr; allgemeine Betrachtungen.)*

*(The genesis of magnesite-deposits by metasomatacal and salinar processes; the age of the magnesian metasomatism; the second mobilisation of magnesia [genesis of talc]; the age of it; the source of magnesia for the second and also for the first supply of MgO; general views.)*

*(Genèse des gisements de giobertite par dépôts métasomatiques et salins; âge de la métasomatose magnésienne; seconde mobilisation de la magnésie avec formation de talc; son âge; source de magnésie pour le second et aussi pour le premier apport de MgO; considérations générales.)*

In den vorstehenden Ausführungen wurde das Gefüge von Spatmagnesitlagerstätten hauptsächlich im Bereich mikroskopischer Präparate, also im An- und Dünnschliff behandelt und auch in Handstücken. Wir setzen damit eine Tradition fort, die K. A. Redlich eingeschlagen hat, später vor allem durch Angel, Trojer, Clar und den Verfasser weiter ausgebaut und verfeinert worden war.

Wie wohl nicht anders zu erwarten war, gaben die Gefügeuntersuchungen völlige Übereinstimmung mit der von mir (18) 1959 erarbeiteten Erkenntnis, daß die ostalpinen Spatmagnesitlagerstätten metasomatisch entstanden sind und nicht auf eine sedimentäre Bildung zurückgeführt werden können. Dies wird zwar auch in letzter Zeit noch von Gomez De Llarena (22) mit Nachdruck vertreten, doch sind, wie mein Mitarbeiter J. G. Haditsch in der 3. Arbeit dieser Folge darlegt, seine Kristallwachstum-Versuche aus Schmelzen für die Genese der Spatmagnesitlagerstätten überhaupt nicht beweisend.

K. Mohr und A. Pilger (39) haben das Vorkommen von Eugui eingehendst studiert, geologisch kartiert und kommen dabei — ebenso wie früher J. P. Destombes (14) und E. Raguin (47) — zur Überzeugung, daß auch die Magnesite der Pyrenäen, insbesondere jene von Eugui (Asturreta) metasomatisch entstanden sind.

Auch bei den Magnesitlagerstätten der Pyrenäen treten gleichartige Umsetzungen auf, wie bei unseren ostalpinen; dies zeigte schon 1955 F. Trojer (54) durch sehr schöne Schliffbilder, so die Verdrängung von Magnesit durch Kalkspat bei der Rekalzitisierung und die Übernahme von Quarz und Pyrit aus dem Altbestand (Paläosom) durch Magnesit.

Übrigens findet man in Asturreta in einem derzeit aufgelassenen Tagebau, der ein kleines Stückchen talauf vom großen Bruch liegt, nicht nur reichlich Azuritflecken, sondern auch bis 8 mm große, einst Kupferkies oder Fahlerz gewesene, mehr oder weniger dem

Tetraeder entsprechende Pseudomorphosen auf Spatdolomit einer dem Magnesit durchsetzenden Kluft. Heute bestehen diese Körner aus Rotkupfererz + Kupfer + Malachit u. a. grünen Mineralen. Sie entsprechen durchaus den auch auf ostalpinen Spatmagnesitlagerstätten vorhandenen Spuren von Kupfererzen.

### Metasomatose

Damit kann die Theorie der metasomatischen Bildung der Spatmagnesitlagerstätten wohl als allgemein anerkannt gelten; die Frage, ob sie sedimentär oder metasomatisch entstanden sind, wird daher kaum noch ernsthaft erörtert.

Der Ablauf der Metasomatose, wie ihn Angel und Trojer (3) in mustergültiger Weise studiert und dargelegt hatten, konnte immer wieder bestätigt gefunden, aber wohl in Einzelheiten etwas verfeinert werden. Es ließen sich beispielsweise an den großen Crinoidenstengeln aus der Veitsch die Umwandlungsvorgänge bei der Diagenese abtrennen von den Vorgängen bei der Metasomatose zum Magnesit. Zwar habe ich solches auch schon in meiner Bearbeitung 1959 gezeigt, doch kamen hier die Verquarzung und auch die Bildung von Blattsilikaten schon bei der Diagenese jetzt klarer hervor.

Die Magnesit-Metasomatose ist zweifellos eine Neumetasomatose im Sinne von E. Raguin (48). Daß diese Metasomatose oft sehr wählerisch (selektiv) wirkt, ist allen, die sich mit solchen Fragen befassen, bestens bekannt. E. Clar hat mehrfach darauf hingewiesen, ebenso Raguin.

In letzter Zeit ist die Metasomatose auch experimentell überprüfbar geworden und damit aus einer Deutung der Reststrukturen, die nicht immer eindeutig sind und manchmal verschiedene Auslegungen zulassen, in das Feld physikalisch-chemischer prüfbarer Versuche eingetreten. So haben T. E. Rosenberg und H. D. Holland (49) experimentell die Stabilitätsbeziehungen zwischen Kalkspat, Dolomit und Magnesit im hydrothermalen Bereich zwischen 275 °C und 420 °C dargestellt. Es geht daraus hervor,

\*) Eingelangt im Juli 1967.

daß man gar nicht extrem Mg-reiche hydrothermale Lösungen benötigt, damit Magnesit entstehen kann. Beispielsweise sind bei 300 °C bereits ein Viertel Mg gegenüber drei Viertel Ca ausreichend, um eine metasomatische Magnesitbildung zu ermöglichen. Andererseits verkleinert sich das Stabilitätsfeld des Dolomits gegen größere Wärmehöhen hin. „Selbstverständlich bedeutet die Magnesit-Ausscheidung, bzw. die metasomatische Magnesitbildung aus Calcit mit Hilfe von Magnesium-haltigen hydrothermalen Lösungen, daß durch die Magnesit-Ausscheidung nach und nach die Lösung an Magnesium verarmt und schließlich die Grenzlinie gegen das Dolomitgebiet erreicht werden muß, so daß schließlich auch der Dolomit neben Magnesit, bzw. anschließend Dolomit allein gebildet wird.“ (Briefliche Mitteilung von O. Braitsch, 23. September 1964). Letzteres entspricht wohl weitgehend der allgemein verbreiteten Redolomitisierung.

Aus allerletzter Zeit liegen darüber auch sehr interessante Versuche von W. J o h a n n e s (32), (33) vor: „Talk erfordert, wenn er sich aus Quarz und Dolomit bilden soll, um rund 30 °C bis 50 °C größere Wärmehöhen, als wenn Magnesit vorliegt. Ist Quarz neben Magnesit vorhanden, dann wurden 350 bis 400 °C nicht überschritten, falls die Lagerstätte nicht tiefer als 7 bis 8 km lag. Liegt sie aber nur 1 km tief (300 Bar.), dann waren die Wärmehöhen nicht größer als 300 bis 350 °C, falls Quarz und Magnesit nicht Talk lieferten. Wurde aber Talk gebildet, dann können 300 bis 400 °C erreicht bzw. überschritten worden sein.“ Also Versuchsergebnisse, die sehr gut mit den Erfahrungen im Gelände übereinstimmen und die Erkenntnisse des vorwiegend im Felde arbeitenden Lagerstättenforschers ergänzen und ihm höchst willkommene Anhaltspunkte über die Grenzbereiche der einzelnen Vorgänge geben.

Auch H. H e r i t s c h (31) stellte sehr eingehende Erörterungen über die Wärmehöhen bei der Bildung der Talklagerstätten des Rabenwaldes an und kommt auf Werte bis zu 450–500 °C bei 2 Kb Gesamtdruck.

Die beiden Großstufen aus dem Sunk zeigten, daß Lagen(Bänder-)magnesit, solcher mit bipolarem Wachstum und der mit Eisblumentextur in Zentimeterbereichen ineinander übergehen können und daß diesen Texturarten keinerlei Beweiskraft etwa für eine sedimentäre Bildungsweise des Magnesites zukommt, wohl aber können sedimentäre Gefüge von der Metasomatose übernommen und abgebildet werden.

Hierher zu zählen sind auch die groboolithischen „Kugeldolomite“ aus dem Sunk. Die Beobachtungen von J. G. H a d i t s c h (25) an diesen auffälligen Texturen zeigen, daß sich sedimentäre Gefügeigenschaften, wie im vorliegenden Fall die „Kokarden“, auch in den von der Magnesia-Metasomatose erfaßten Kalken — vor allem in den davon weniger betroffenen Bereichen — noch in allen Einzelheiten feststellen lassen, wie dies teilweise auch schon von groben Fossilresten bekannt ist (18).

Von hier wären auch Funde großer Korallen zu erwähnen, die uns vor Jahren gelangen, deren Bear-

beitung sich aber K. O. F e l s e r ausgebeten hatte, ohne daß aber — ähnlich wie mit meinen reichen Fossilfunden von Ozbak-Kuh in Ostpersien (1956!) — in absehbarer Zeit mit einer tatsächlichen Bearbeitung gerechnet werden kann.

Die bisherigen Gefügeuntersuchungen bezogen sich vor allem auf An- und Dünnschliffe und auf Handstücke und nur vereinzelt auf Großstufen oder ganze Aufschlüsse (s. A n g e l 5), blieben also vor allem in der Größenklasse von mm bis zu dm.

Als nächster Schritt wären solche Untersuchungen auf größere Bereiche zu erstrecken, auf Meterbereiche und auf Großaufschlüsse etwa in den Tagebauwänden. Wunderbare Gefügebilder im Meterbereich können bequem studiert werden an den Verfließungen der Vorhalle und der Stiege zur Stiftsbücherei von Admont. Bekanntlich ist das Stift Admont ja der Besitzer des Magnesitvorkommens im Sunk und die Veitscher Magnesitwerke sind Pächter dieser Lagerstätte. Bevor der Magnesit des Sunk industriell im heutigen Sinne verwertet wurde, diente er lange als beliebter Werk- und Zierstein. So ist er beim Portal der Admonter Kirche und auch sonst reichlich verwendet worden, ebenso bestehen Fenster- und Türstürze des Bahnhofes von Trieben und viele andere Bauwerke der Umgebung aus diesem Stein. Die meisten dieser Werksteine sind aber nur roh belassen; für die in neuer Zeit verlegte Vertäfelung der Vorhalle und Stiege zur berühmten Bücherei verwendete man aber polierte Platten, die das Gefüge ganz wunderbar mit allen seinen Einzelheiten erkennen lassen, so daß beabsichtigt ist, die für den Werdegang der Lagerstätte interessantesten Tafeln aufzunehmen und zu veröffentlichen.

In ganz ähnlicher Weise zeigte die Bruchwand des Vorkommens auf der Inschlagalm bei Leogang prächtige Gefügebilder: Der graue Kalk wurde vor der Magnesiometasomatose in Schollen und Blöcke zerlegt, aufgelockert und dann das Ganze in Magnesit umgewandelt und zu einer einheitlichen Gesteinsmasse verheilt. Es kommt dadurch für diesen Magnesit ein Innenbau zustande, der sehr an gewisse Schollenmigmatite erinnert, etwa an jene von der Wastlkarscharte/Hafner, die in der Arbeit von Chr. E x n e r (s. Rundschau 1953) abgebildet sind. Man erkennt daran, daß der Kalk unter mäßiger Belastung durch überlagernde Schichten zerbrochen und aufgelockert wurde und die Metasomatose und die ihr folgende Kristallisation anschließend diese Massen zu einem einheitlichen Gestein verschweißen.

Ohne einer eingehenden Untersuchung des Großgefüges vorgreifen zu wollen, kann schon jetzt gesagt werden, daß sich ähnliches auch auf anderen Spatmagnesitlagerstätten immer wieder beobachten läßt. Auch die im 1. Teil dieser Reihe beschriebenen Großstufen aus dem Sunk passen gut in diese Vorstellungen: Die das Paläosom bildenden Karbonatgesteine werden soweit es sich um alte Kalke handelt, durch eine germanotype Bruchtektonik zerschert und zerbrochen, dadurch aufgelockert und für die metasomatierenden Lösungen wegsam und zugänglich. Triaskalke hingegen werden, wie wir in Diegrub

schön sehen können, durch eine Bodenunruhe paradiagenetisch zerüttet, ähnlich wie dies vom Jauenkalk bekannt ist, und danach von der Mg-Metasomatose erfaßt und umgesetzt.

Daraus kann man zunächst schließen, daß alte, im Frühzustand der Geosynklinalbildung wirksam gewesene, tief in den Untergrund reichende Narben den metasomatierenden Lösungen als Aufstiegswege dienten. Sie zapften den tiefen Untergrund (etwa Sima) an und führten Stoffe hoch, die die Metasomatose auslösten und die begleitenden Minerale (Apatit, Ni-Co-Erze, Cr-Spuren und dgl.) bildeten.

Die Metasomatose selbst läuft aber — wenn auch in einzelne Teilabschnitte gliederbar (siehe Stufe Millstätteralm) — im großen und ganzen in einer Zeit relativer Ruhe ab, so daß die Eisblumen-, Pinolit- und grobzonaren Magnesitgefüge aufsprössen konnten. Wohl gibt es immer wieder kleine Zerbrechungen usw., denen die Redolomitisierung, Rekalzitierung usw. folgten, doch bedeuten diese fast nichts gegenüber den starken, weitgehend fließenden Verformungen bei der zweiten Magnesiummobilisation mit ihrer Talkbildung usw. Durch diese Kristallisation in Ruhe entstand jenes Grobgefüge, das am Spatmagnetit so auffallend ist und teilweise auch in den Aufsätzen dieser Reihe untersucht erscheint.

Karbonkalke werden besonders häufig von der Magnesiummetasomatose erfaßt. Dies kann mehrere Ursachen haben: nämlich, daß — wie wir noch hören werden — diese Kalke zur Zeit der Metasomatose noch relativ jung waren und daher chemisch leicht angegriffen werden konnten. Andererseits lagen diese Kalke, ähnlich wie jene auf der Inschlagalm, so wenig tief, daß sie schon von schwachen Bewegungen in sich weitgehend zertrümmert werden konnten. Es fehlte ja die ganze Sedimenthülle des Mesozoikums darüber, ausgenommen die tiefsten Schichten des Permoskyths. Diese leichte Decke hat aber anscheinend genügt, daß die Metasomatose durchgreifen konnte.

Die fertigen Magnesitlagerstätten werden später stark, teilweise fließend verformt (eingewickelte Blöcke, Perlenreihen usw.). Dies erfolgte im Zuge der Orogenese und der zweiten Mg-Mobilisation, auf die wir noch ausführlich zurückkommen.

### Salinare Magnesitbildung

Für bestimmte Vorkommen wird noch vereinzelt saline Bildung für möglich gehalten, so für jene im Kaswassergraben und in Hall in Tirol, weil das eine dieser Vorkommen in der Nähe eines Gipsvorkommens liegt und das andere tatsächlich im Anhydrit einer alpinen Salzlagerstätte auftritt. So habe ich selbst (1953) diese Vorkommen in meiner Lagerstättenkarte als salinar eingestuft. Wenngleich hier in Hall keine eigentliche Magnesitlagerstätte vorliegt, sondern nur Schollen und Adern eines sehr eisenreichen Magnesits (Breunnerit) im dunklen Triaskalk (Reichenhaller Kalk) auftreten, der seinerseits wieder in der Salz führenden Abfolge eingebaut ist, so sind auch dort sehr schöne Verdrängungsbilder vom dunklen Kalk durch Magnetit aufgeschlossen, so daß eine

salinare (sedimentäre) Bildung noch lange nicht als wahrscheinlich anzunehmen ist, umso weniger, wenn man bedenkt, wie stark tektonisch mitgenommen das betreffende Gebirge ist. Auch spricht der hohe Eisengehalt des Magnesits (Breunnerit, nach W. Petrascheck 9,03 %  $\text{FeCO}_3$ ) gegen eine saline Bildung, ebenso auch das Auftreten von Kupferkies im roten Steinsalz und von Bleiglanz und Zinkblende im Haselgebirge oder von Flußspat im Guttensteiner Kalk, denn diese weisen auf eine — wenn auch schwache — hydrothermale Zufuhr. Wir kommen noch einmal darauf zurück.

Der in Gips oder Anhydrit eingeschlossene Guttensteinerkalk, welcher vom Magnetit verdrängt wird und der Magnetit selbst müssen ebensowenig mit der salinaren Bildung des liegenden Gesteins etwas zu tun haben wie etwa der im Steinsalz von Hallstatt (35) oder im Gips vom Grundlsee eingeschlossene Melaphyr oder die Tuffite im Salinar von Hall/Tirol. Es genügt auch hierfür ein zeitliches Zusammentreffen der magmatischen Äußerungen und der Sedimentation des salinaren Nebengesteins. Wohl aber sprechen diese magmatischen Erscheinungen dafür, daß zur Zeit, in der sie wirksam waren, im Untergrund große Tiefenlinien (tiefe Narben) vorhanden waren, auf denen ebenso die metasomatierenden Magnesiumlösungen aufdringen konnten, wie da und dort Stoffe, die besonders den normalen, salinaren Sedimentgesteinen fremde Minerale lieferten, wie Flußspat (z. B. im Guttensteinerkalk) oder Spuren von Blei-, Kupfer- oder anderen Erzen, die in jüngster Zeit immer wieder in Gipsvorkommen angetroffen werden (J. G. Haditsch), (24).

Wie H. Mostler (40) betont, ist es für die meisten Magnesitvorkommen (speziell genannt ist dabei jenes auf der Entachenalm) geradezu unmöglich, die Dolomite-Magnesite mit 30–40 % Biogen auf eine Salinarfazies zurückzuführen und damit eine sedimentäre Magnesitgenese ableiten zu wollen.

Gehen wir vom Meerwasser aus, so sehen wir, daß dieses ungeheure Magnesiummengen enthält, und es fällt auf, daß im Verhältnis dazu praktisch kaum oder nur in höchst geringen Mengen Magnetit aus dem Meer ausgefällt wird, wie wir dies aus den vielen Salzlagerstätten immer wieder ersehen können. Dabei können wir nach O. Braitsch (9) annehmen, daß für die Erdgeschichte seit dem Cambrium ein annähernd konstanter Gesamtsalzgehalt im Meerwasser angenommen werden kann. Dieser beträgt nach diesem Werk, soweit uns die betreffenden Gehalte interessieren:

	Gewichts-%	Mol.- bzw. Atom-%	ds. abger.
$\text{Na}^+$	10,56	459,12	459
$\text{Mg}^{++}$	1,27	52,22	52
$\text{Ca}^{++}$	0,40	9,98	10
$\text{K}^+$	0,38	9,68	10
$\text{Cl}^-$	18,98	535,25	535
$\text{SO}_4^{--}$	2,65	27,58	28
$\text{CO}_3$	0,14	2,33	2

Wenn man die Menge des Wassers der Weltmeere bedenkt, ist das Mg-Angebot des Meerwassers derart ungeheuer, daß sehr große Magnesitlagerstätten zu erwarten wären, wenn sich Magnesit unter normalen Bedingungen sedimentär bilden könnte. Da künstlich MgO in neuerer Zeit ja in großen Mengen aus dem Meerwasser gewonnen wird, hat man das Meer ja schon als die größte Magnesialagerstätte angesprochen.

Wie aus den Gehalten des Meerwassers hervorgeht, enthält dieses so viel Magnesium, daß man sich ernstlich darüber wundern muß, daß es kaum marine Magnesitlagerstätten gibt — weder in der salinaren Abfolge, noch unter normalen Sedimentationsbedingungen.

F. Angel (5) macht in diesem Zusammenhang darauf aufmerksam, daß im Ischler Anhydrit wahrscheinlich 7 % Magnesit vorhanden sind. Dieser ist als Sediment im Salinarbereich gebildet worden, ohne daß es zu einer Lagerstättenbildung des Magnesits gekommen ist. Bekanntlich hat E. Schroll (50) als erster auf diese Magnesitgehalte hingewiesen, aber auch er konnte keinen Zusammenhang zwischen diesem nur röntgenographisch nachgewiesenen, salinar gebildeten Magnesit und jenem der Spatmagnesitlagerstätten glaubhaft machen.

Das sehr auffallende Fehlen größerer Magnesitlagerstätten in rein sedimentären (salinaren) Ablagerungen klärt sich aber sogleich auf, wenn man die Gehalte des Meerwassers auf den Partner des Magnesiums im Magnesit hin ansieht: Von allen Anionen, die in einigermaßen großen Mengen im Meerwasser vorkommen, ist es allein die Kohlensäure, die mit dem Magnesium schwer lösliche Verbindungen gibt, vor allem eben den Magnesit. Das Magnesium teilt diese Eigenschaft mit dem Kalzium, wobei noch die Doppelsalzbildung des Dolomites hinzukommt. Die sehr geringen Mengen von  $\text{CO}_2$  werden daher sehr rasch zur Bildung eines dieser Minerale, also von Kalkspat, Dolomit, oder auch von Spuren von Magnesit in Salztonen oder dergleichen aufgebraucht, und große Mengen von Mg und Ca bleiben zunächst in Lösung, bis die Löslichkeit des  $\text{CaSO}_4$  überschritten wird und diese Verbindung als Gips oder Anhydrit ausfällt. Das Mg kann aber nicht einmal schwer lösliche Sulfate bilden und bleibt gelöst, bis die Konzentration so sehr angestiegen ist, daß die verhältnismäßig leicht löslichen Abraumsalze ausgeschieden werden.

Es wäre ein interessantes Vorhaben, zu überprüfen und zu untersuchen, ob etwa in einem Meeresbecken, das untermeerisch  $\text{CO}_2$  zugeführt erhält, andere, und zwar Mg-reiche Karbonate abgesetzt werden als unter normalen Verhältnissen. Bei einigermaßen günstigen Bedingungen müßte erwartet werden, daß sich dabei das  $\text{MgCO}_3$  chemisch sedimentär als Magnesitoolith bildet oder daß sich Lagen oder Konkretionen bilden, wie sie Eisbacher (15) und nach ihm Siegl (51) aus den Werfener Schichten beschrieben haben.

Daß der Mg-Gehalt des Meerwassers im salinaren Bereich sogar zur Bildung verschiedener Mg-Silikate führen kann, zeigte M. V. Pastuchova (43). Bei geringer Salinität (14 — 15 ‰) bilden sich neben Dolomit Sepiolith und zum Teil auch Palygorskit, im

Sulfatstadium (15 — 27 ‰) entstehen Mg-Hydrochlorit, Chlorit und Hydroglimmer, im Halitstadium hingegen trioktaedischer Fe-Mg-Chlorit, dioktaedrischer Hydroglimmer, Montmorillonit, Turmalin, Ti-Minerale und Talk. Im K-Mg-Salzstadium (= 30 — 32 ‰ Salinität) entstehen Mg-Hydrochlorit und Chlorit autigen. Auch H. Mayrhofer (34) hat Blattsilikate, vor allem Talk aus der Salzlagerstätte von Ischl beschrieben.

Daß bei übersteigerten salinaren Verhältnissen sich Magnesit sedimentär in der Form bildet, wie in der Karabogasbucht, ist nicht weiter verwunderlich. Unbekannt bleibt aber auch von hier vorläufig noch, woher die zur Magnesitbildung unbedingt erforderliche Kohlensäure kommt, wenngleich ein Teil sich zwanglos auf oxydierte C-Verbindungen der durch den übermäßig hohen Salzgehalt abgestorbenen Lebewesen zurückführen läßt. Eine gewisse Zwischenstellung würde der sedimentäre Magnesit von Belastena einnehmen, der in einem von Serpentin umrahmten Tertiärbecken vorkommt, in dem Sauerlinge austreten, die auch die geringen (1 — 3 %) CaO-Gehalte gebracht haben dürften (W. E. Petrascheck (46)).

In dieser Hinsicht erscheinen uns auch die sicher sedimentären Magnesitlagen und -knollen, wie sie G. Eisbacher (15) aus dem Perm (früher Permoskyth) aus der Gegend von Fieberbrunn-Leogang beschrieben und die wenig später Siegl (51) ebenfalls eingehend bearbeitet hat, in gänzlich neuem Licht. Sie müssen nämlich nicht, wie Siegl meint, durch ungewöhnlich erhöhte Mg-Gehalte des betreffenden Meeres entstanden sein, das Magnesia aus jenen untermeerischen Quellen zugeführt erhalten habe, die tiefer unten in den unterliegenden Kalken die Magnesiametasomatose auslösten oder richtiger, in Gang hielten. Es würden dazu nach obigem auch „leere Thermen“ völlig ausreichen, die nur Kohlensäure in den betreffenden Meeresteil lieferten. Das ist eine weitere Möglichkeit, diese ungewöhnlichen Magnesitvorkommen in den Werfener Schieferen zu deuten. Siegl erklärt bekanntlich diese dichten und sicher sedimentären Magnesitlagen als Niederschlag jener Magnesiamengen, die bei der Magnesitmetasomatose in den tieferen Stockwerken nicht abgefangen wurden, sondern in das darüber befindliche Meeresbecken eintraten, also ähnlich, wie ich ein Jahr zuvor den sedimentären Anteil an schichtigen Blei- und Zinkvererzungen in den Kalkalpen gedeutet hatte (20). Eine gewisse Stütze sehe ich für meine Deutungsmöglichkeit aber darin, daß diese sedimentären Magnesitlagen sehr arm an Eisen sind, während gerade jene Magnesite (Breunnerite), die sonst an den oberen Werfener Bereich gebunden sind (Diegrub, Kaswassergraben und Hall/Tirol) sehr eisenreich sind. Auf andere, vorwiegend geochemische Schwierigkeiten dieser Auslegung Siegls kommen wir aber im nächsten Abschnitt zurück.

#### Altersfragen

##### a) Alter der Magnesitmetasomatose

Ist die metasomatische Entstehung unserer Magnesitlagerstätten jetzt allgemein anerkannt, so gehen die

Meinungen über das Alter dieser „Mg-Vererzung“ noch recht weit auseinander.

Lange Zeit hindurch waren überhaupt keine Angaben über die Bildungszeit unserer Spatmagnetitlagerstätten möglich. Dies deshalb, weil keine zeitlich einstuftbaren jungen Gesteine bekannt waren, die entsprechende Marken hätten abgeben können.

Wohl hängt W. Petrascheck (45) bekanntlich die Magnetitbildung an jene des Eisenspates an, stellte sie zu den jungen Vererzungen und hielt es damit indirekt für wahrscheinlich, daß sie im Unter-Miozän entstanden seien, umso mehr, als ihnen jede Metamorphose fehlen soll.

Diese Alterseinstufung befriedigte zwar nicht, doch fehlten eben alle das Alter der Magnetitbildung beweisenden Vorkommen in altersmäßig einwandfrei bekannten Gesteinen, die Magnetitmetasomatose wurde aber wohl zu allermeist der alpidischen Abfolge zugerechnet.

Die Magnetitbildung war viel schwieriger altersmäßig zu erfassen als die mit ihr eng verwandte Eisenspatvererzung, denn bei dieser gibt einerseits das vererzte Präbichlkonglomerat die Altershöchstgrenze, die Eisenspat-Ankerit-Gerölle in der Kainacher Gosau das Mindestalter an.

Wie die Aufschlüsse am Polster unmittelbar bei der Leobner Hütte des Alpenvereins und besonders am Erzberg zeigen, wird dieses Triasbasis-Konglomerat teilweise ruhig, teilweise nach vorhergehender Durchbewegung, die bis zur Verschieferung führen kann, von der Eisenspat-Metasomatose erfaßt. Schon vor 30 Jahren habe ich Stücke solchen vererzten Konglomerates vom Erzberg für eine Bearbeitung aufgesammelt und vor Jahren einen großen Block in Ardnig, an der Straße von Liezen nach Admont, mit prächtiger, auswählender Eisenspatmetasomatose einer Lehrfahrt von Marburger (Lahn) Mineralogie-Studenten unter H. G. Winkler vorgeführt und die Schlußfolgerungen für die Alterseinstufung der Eisenspatvererzung erläutert.

A. Alker (1) hat vor wenigen Jahren in Konglomeratbänken der Kainacher Gosau Gerölle von Eisenspat und Ankerit aufgefunden. Wenn man auch die gezogenen Schlußfolgerungen — daß nämlich diese Gerölle vom steirischen Erzberg herzuleiten seien — nicht in allem voll anerkennt, bleibt doch die wichtige Tatsache bestehen, daß die Geröllgesellschaft, nämlich u. a. paläozoische Kalke, Lydite, Porphyroid, Ankerit und Siderit jener der Spateisenlagerstätten der Grauwackenzone durchaus entspricht, daß daher die Spateisenlagerstätten und damit deren Metasomatose älter als dieses Gosaukonglomerat sein müssen. Wir sehen damit, daß die Eisenspatmetasomatose zwischen diesen beiden Zeitmarken abgelaufen sein muß, also jünger ist als die Triasbasisbresche (Präbichlkonglomerat) und älter als das Gosaukonglomerat.

Die ersten Anhaltspunkte für das Alter der Magnetitmetasomatose ergaben sich, als Angel (4) den Magnetit in der Brunnsinkbresche auffand. Er vermutete, daß der Magnetit als Geröll in der Bresche vorkomme, also schon als fertiger Magnetit hinein-

gekommen sei. Daraus mußte er schließen, daß die Magnetitbildung älter als Permo-Skyth sein müsse, sie also nicht mehr der alpidischen Gebirgsbildung zugerechnet werden könne, sondern an die variszische Gebirgsbildung anzuschließen sei. Weil auch alle Magnetit- (und analog Talk-)lagerstätten randlich stark verformt, teilweise völlig verschiefert sind, sie daher mindestens um eine gebirgsbildende Phase älter sein müssen als die Gangvererzungen, etwa der Tauerngoldgänge, hatte er die Spatmagnetitlagerstätten aus der alpidischen Vererzung herausgenommen und ins Gefolge der variszischen Gebirgsbildung gestellt. Auch spielen bei den Überlegungen F. Angels solche über den Stoffhaushalt bei Diaphthoresevorgängen der Gleinalmkristallisation und viele andere gesteinskundliche Fragen sehr wesentlich mit. Ausschlaggebend für ihn war aber die Brunnsink-Bresche bei Fieberbrunn, in der er Magnetitgerölle vermutete, die schon als Magnetit hineingekommen sind. Daraus mußte er schließen, daß die Magnetitbildung älter als Permo-Skyth sein müsse, sie also nicht mehr der alpidischen Gebirgsbildung zugerechnet werden könne, sondern an die variszische Gebirgsbildung anzuschließen sei.

W. Siegl (51) zeigte dann nach meinen Hinweisen (siehe 1. Teil dieser Folge), daß die Gerölle in der fertigen und diagenetisch schon verfestigten Bresche in Magnetit umgewandelt worden sind. Er weist ferner auf die Lagen und Knollen aus dichtem Magnetit hin, auf die schon Gumbel 1880 aufmerksam machte und die kurz zuvor auch G. Eisbacher (15) bearbeitet und untergliedert hatte. Weil nun im Raume von Leogang-Hochfilzen sowohl metasomatische Spatmagnetitlagerstätten vorkommen und auch die Lagen und Knollen aus dichtem Magnetit, hält Siegl beide für ursächlich und auch zeitlich verbunden und stellt deshalb die Mg-Metasomatose in die Zeit der Bildung der Werfener Schichten, also Permo-Skyth.

Nach meinen oben dargelegten Meinungen ist ein ursächlicher stofflicher Zusammenhang beider Magnesiummengen aber gar nicht erforderlich, denn es genügt CO<sub>2</sub>-Zufuhr ins Meerwasser, um die dichten Magnesite auszuscheiden. Es wäre in diesem Falle zu erwarten, daß die Spurenelementgehalte beide Magnesite deutlich verschieden sind und diese Frage entscheiden könnten.

Sollten andererseits die in der Tiefe die Magnesia-Metasomatose auslösenden Thermen ihre Abgänge, wie Siegl annimmt, in die darüber liegenden Meere abgegeben haben, so müßten diese ja jene Ca-Mengen enthalten, die durch die Metasomatose frei geworden sind. Es wäre dann zu erwarten, daß zu jener Zeit, in der in der Tiefe die Mg-Metasomatose abließ, sehr beträchtliche Ca-Mengen ins Meer verfrachtet worden sind und dort reichlich Dolomit sich hätte bilden können bzw. müssen. Es wäre denkbar, daß die in einigen Stufen der Triasformation sehr verbreitete und mächtige Dolomitabscheidung dadurch mit beeinflusst sein könnte, wobei ein gewisses zeitliches Nachhinken durchaus verständlich wäre.

Als obere Zeitmarke für die Magnetitmetasomatose gelten die von mir studierten Vorkommen von Diegrub und vom Kaswassergraben.

Da andererseits die Brunnensinkbresche zur Zeit der Magnesiummetasomatose schon diagenetisch verfestigt vorhanden war, ist die Zeit der Magnesitbildung ziemlich eng begrenzt und liegt etwa zwischen Oberperm und unterer Mitteltrias. Die Metasomatose dürfte aber auch geologisch gesehen eine ziemlich lange Zeit gewährt haben, ändert in dieser aber doch ihren Charakter insofern, als die Lösungen immer eisenreicher wurden, so daß der Spat, der sich in den Kalken der unteren Mitteltrias bildete, sehr eisenreich ist (Breunnerit) und daß in diesem auch Spuren von Kupfer und anderen Erzen vorkommen (Diegrub, Kaswassergraben, vielleicht auch Hall/Tirol).

Da in den oberen Werfener Schichten Gips und andere Bildungen einer salinaren Fazies gar nicht selten sind, kann das Zusammenvorkommen von Spatmagnesit und Gips auch im eben dargelegten Sinn ein rein zeitliches Zusammentreffen sein und braucht die Magnesitbildung gar nichts mit der Abscheidung des Gipses oder anderen salinaren Bildungen zu tun haben. Ich bin überzeugt, daß dies sowohl für den Spatmagnesit des Kaswassergrabens wie auch für jenen von Hall zutrifft, ebenso aber auch für Diegrub. Hier haben wir unten, beim Namen gebenden Gehöft die großen Gipsdolinien, und der querschlägige Aufschlußstollen durchquert gerade noch die obersten Lagen der Werfener Schichten. Der Magnesit (Breunnerit) setzt, wie ich gezeigt habe, von der Grenzfläche beider Gesteine an parallel liegenden Rißzonen mit prächtigem, bipolarem Wachstum in den fossilereeren Guttensteinerkalk hinein und war streichend gut verfolgbar. Der betreffende Kalk ist eigenartig zerrüttet in einer Art, die an den Jaukenkalk erinnert. Dies geht wohl hier wie dort auf eine Bodenunruhe während der Sedimentation zurück.

Da in diesem Breunnerit verschiedene Sulfide mit Anzeichen relativ großer Wärmehöhe („hochtemperierte“) vorkommen, kann eine Bildung dieser Breunnerite durch salinare Umlagerungen ausgeschlossen werden.

Von Diegrub leiten die Nachbarvorkommen Häfenscherscher und Gwehenberg zu den Eisenerzen von Werfen über. Auch bei diesen haben wir wahrscheinlich diese Doppelstellung, nämlich einerseits Bindung an bestimmte Kalke der unteren Mitteltrias und das Auftreten an geologischen Störungslinien bzw. Gleitbahnen. Es kann daher gut möglich sein, daß in der seinerzeitigen Verschiedenheit der Anschauungen zwischen Heissel und mir beide Teile recht hatten, jeder aber nur das sah, was ihm auf Grund seiner Ausgangsbasis am nächsten lag.

Wenn wir uns umsehen, was an Altersmarken über die Magnesitbildung sonst bekannt ist, so muß da auf die Angaben von C. Andreatta (2) über die Magnesite des Zumpanells in der Ortlergruppe hingewiesen werden. Zwar ist schon seit Hammer (27) bekannt, daß dort die Spatmagnesite in der zentral-alpinen Trias auftreten, doch war auch die Meinung vertreten worden, daß dieses Vorkommen an eingeschuppte paläozoische Kalke gebunden sei und nicht an die Trias selbst, daß also ähnliche Verhältnisse vorliegen wie in Radenthein, wo auch die unmittelbar

daneben vorhandenen Triaskalke nicht vererzt, oder richtiger nicht magnesitisiert sind. Nun brachte kürzlich der leider so frühzeitig verstorbene C. Andreatta (2) sehr genaue Angaben, daß dort der Magnesit in grauem Triasdolomit auftritt, den Kapeller 1938 als Wettersteindolomit bezeichnet hatte. Andreatta bringt weitere Einzelheiten, die nicht daran zweifeln lassen, daß dieser Dolomit metasomatisch verdrängt wurde, daß die Metasomatose an die unmittelbare Grenze gegen das mylonitische Kristallin gebunden ist, das die Unterlagen für diesen Triaskeil darstellt.

Im Spatdolomit, der im Ortler den Magnesit begleitet, kommen auch Quarz, Magnetit, Albit und brauner Turmalin vor, der Magnesit selbst enthält Chrysotil, gebleichten Biotit, Quarz, Magnetit und Hämatit. Auch seien stets Mn-Gehalte vorhanden. Nach dem Magnesit sei Breunnerit, noch später weißer Spatdolomit mit Quarz und in den letzten Phasen etwas Fahlerz in Knötchen abgeschieden worden, also eine Mineralgesellschaft, wie wir sie auch von anderen Magnesitlagerstätten zum Teil kennen. Sie würde aber auch gut passen und durch die oben genannten Silikate sogar darauf hinweisen, diesen Magnesit durch die zweite Magnesia-Mobilisation entstanden zu denken. Nach Andreatta ist eine syngenetische wie auch eine paradiagenetische Entstehung dieses Magnesites absolut ausgeschlossen, sondern dieser bildete sich vor der alpidischen Überschiebung (Faltung) oder gleichzeitig mit den allerersten Phasen derselben. Die vererzenden Lösungen können sich durch die alpidische Orogenese gebildet haben. Mir selbst ist dieses Vorkommen wegen der bekannten politischen Schwierigkeiten bei Arbeiten im Grenzgebiet Südtirols noch unbekannt.

Nach J. P. Destombes (14) ist der Magnesit des Puerto (Col) de Velate in den Westpyrenäen im fossilführenden Muschelkalk vorhanden, wobei der Kalk aber im Bereich der Magnesitmetasomatose in Dolomit umgewandelt ist. Ebenso liegt der Magnesit von Saint Michel in der Trias, wobei nur die Kalke des Muschelkalkes metasomatisch verdrängt wurden, nicht aber die vorhandenen Dolomitite, also die sedimentären Dolomitgesteine! Diese werden auch in Urepele von der Metasomatose gemieden. Die Magnesitbildung ist in den Pyrenäen jünger als Muschelkalk, aber älter als die Schichten darüber, denn in diesen jüngeren mesozoischen Schichten habe man hunderttausende Meter auf Erdöl und Erdgas gebohrt, ohne daß darin jemals Magnesit gefunden worden sei. Destombes hält einen Zusammenhang der Magnesitbildung mit Ophiolithen für möglich; diese seien jünger als Muschelkalk und älter als Hettangien, der Vulkanismus ist vorliassisch.

Hingegen betonen K. Mohr und A. Pilger (39), daß das Verbreitungsgebiet des Magnesits von Eugui durch eine besondere stratigraphisch-fazielle Entwicklung im Devon und Karbon gekennzeichnet sei, daß sich aber der Magnesit erst in der Kreide, also viel jünger gebildet habe. Der Bereich der Magnesitbildung war während des jüngeren Paläozoikums ein Becken mit größeren Sedimentmächtigkeiten. Dieses Zusammentreffen stratigraphisch-fazieller Ausbil-

dung mit der hydrothermalen Magnesitbildung ist jedenfalls sehr auffällig und kann nach beiden nur dadurch gedeutet werden, daß in der Tiefe eine gemeinsame Vorzeichnung wirksam war. Genau im Bereiche der Magnesitverbreitung bzw. innerhalb des NS-Lineamentes wird das generelle NW-Streichen der paläozoischen Achsen von der NNO-Richtung abgelöst. Die alpidische Beanspruchung tritt innerhalb des Paläozoikums lokal auf, wodurch sich stellenweise Faltenvergitterungen ergeben.

Ich habe diese Magnesitvorkommen der Pyrenäen mit meinen Assistenten selbst besichtigt und wir konnten uns davon überzeugen, daß die dortigen Lagerstätten mit unseren ostalpinen durchaus vergleichbar sind (Metasomatose, Gefüge usw.).

Auch K. Metz (37) steuerte wichtige Angaben über das Alter der Magnesitbildung bei. Er betonte, daß die Magnesite in tieferen Abschnitten stecken als die Eisen- und Kupferlagerstätten und daß die Magnesite eisenreicher werden, wenn sie sich den Fe-Cu-Lagerstätten nähern, dabei seien die Fe-Cu-Lagerstätten jünger als die Magnesite und von diesen durch die norische Überschiebung getrennt; Nachschübe setzen aber durch diese noch hindurch. Auch begleitet eine schwache alpidische Metamorphose die Vererzung. Die Magnesite halten sich vorwiegend an die Karbonkalke, die schon vor der Magnesitbildung heftig durchbewegt worden sind. Auch sind die Magnesite älter als die Weyerer Tektonik. In einer Übersichtstafel stellt er die Metamorphose der steirischen Graphitlager, die Magnesitbildung, den Einbau und die Verschuppung des Oberkarbons der norischen Überschiebung gegenüber und stuft sie vorgosauisch bis Eozän ein. In einer neuen Arbeit (38) hält er die Seckauer Kristallisation der Tauernkristallisation für entsprechend und stuft sie altalpidisch ein. Die Rannachserie, die ein Äquivalent der Basisbildungen des zentralalpiner Mesozoikums ist und dem Semmeringquarzit und den Radstädter Quarziten gleichgestellt werden kann, wird noch intensiv tektonisch verformt. Diese Umformung muß daher alpidisch sein; noch jünger ist aber der Aufschub der ganzen Bösensteingruppe auf die Grauwackenzone.

K. Vohryzka (55) hält es für durchaus möglich, daß die Stoffverschiebungen der alttertiären Tauernkristallisation zur Bildung der großen metasomatischen Magnesitlagerstätten führte, doch seien diese zumindestens auf Tiroler Gebiet nur entfernt mit den Eisenspat-Kupferkies-Fahlerzlagerstätten verwandt, weil die Sulfidergänge keinen Magnesit als Gangart führen. Dies ist aber, ähnlich wie die Frage von W. Petraschek nach Magnesitgängen, schon längst geklärt (Siegl 52)).

V. Hanuš und M. Krs (28) untersuchten durch Messungen des Paläomagnetismus das Alter der hydrothermalen Mineralisation des Karpathenbogens und fanden für den metasomatischen Magnesitkörper von Bakov bei Kaschau eindeutig alpidisches Alter, Kreidezeit mit einem maximalen Streubereich von Oberjura bis Paläogen. Der Magnesit entstand eindeutig metasomatisch aus Karbonkalk in der alpidischen Tektonik, er stellt zusammen mit dem Dolomit

das älteste Glied der alpidischen hydrothermalen Mineralisation im Karpathenbogen dar.

#### b) Alter der 2. Mg-Mobilisation (Talkbildung)

In den Ostalpen haben wir aber noch eine zweite, jüngere Magnesiummobilisation, auf die vor allem die Talklagerstätten zurückzuführen sind. Geht der 1. Mg-Mobilisation eine schwache, germanotype Tektonik voraus, die auflockernd wirkte und dem Absinken des Bodens des Geosynklinaltrogos vor allem an dessen Rändern entsprechen mag, so setzt gegensätzlich dazu die zweite Mg-Mobilisation nach einer starken, das Nebengestein vielfach fließend verformenden Durchbewegung ein, die sehr stark einengend wirkte. Wir sehen dies wie ich (17) zeigen konnte, ganz besonders deutlich an den Talklagerstätten des Rabenwaldes, wo die Talkbildung nach einer mit starker Durchbewegung, ja mit Deckenüberschiebungen einhergehenden Kalimetasomatose einsetzt. Zwischenglieder zwischen ihr und der Magnesiummobilisierung bilden die Vermiculite nach Biotit, den Leuchtenbergit usw. Alle diese Mineralbildungen überdecken sich gegenseitig weitgehend und entsprechen zusammen mit der Talkbildung einer Metamorphose in der unteren ersten bis oberen zweiten Tiefenstufe, die der Tauernkristallisation durchaus vergleichbar ist. Ältere, vor dieser Metamorphose vorhandene Magnesite werden dabei teilweise unter Erhaltung des Pinolitgefüges in Talk umgewandelt, ähnlich wie dies H. Welsler (57) von der Magnesit-Talklagerstätte Oberdorf beschrieben hat. Vor dieser Vertalkung aber wurden die Magnesite tektonisch in manchmal kleinste Schollen zerschert, auseinandergerissen, in die Schiefer eingeknetet, es bildeten sich „Wickelzeilen“ im Sinne von F. Angel. Ich habe am Rabenwald mehrere tausend Meter Streckenprofile mit diesen Erscheinungen aufgenommen und eine kleine Auswahl davon ja auch veröffentlicht. Auch hat jüngst J. G. Haditsch (23) ganz ähnliche Bilder von der Talklagerstätte Oberdorf/Laming veröffentlicht und gezeigt, daß auch dort die Talkbildung jünger ist als die Entstehung des Magnesits und daß sie nach einer starken tektonischen Beanspruchung einsetzt. Das gleiche gilt auch für die Talklagerstätte von Lassing und für viele andere, wie Mautern, Rannach usw.

Überall läuft diese Talkbildung unter den Bedingungen einer Metamorphose ab, die vielfach der Tauernkristallisation selbst angehört, in anderen Fällen dieser im Großen gleichzusetzen ist.

Dies stimmt ausgezeichnet mit den vorerwähnten Syntheseversuchen von W. Johannes (32), (33) überein. Über den Talk von Lessach im Lungau, des Federweißchartls, jenen von der Rastetzen bei Hofgastein, von Ferleiten im Fuschertal usw. gelangen wir, ohne eine scharfe Grenze irgendwo ziehen zu können, zu den Talkschiefern vom Typus Greiner im Zillertal und zu den Serpentinhofgesteinen, die wir hundertfach in den Tauern kennen (Schellgaden, Greifenberg usw.). Auf diesen Talklagerstätten begleitet Hornblende vielfach den Talk, sei es in Form von Asbestine als feinfaseriger Grammatit bis Tremolit, sei es als Strahlstein wie im Gestellsteinbruch zu Schellgaden oder in Lessach.

### Woher stammt das Mg der zweiten Mobilisation?

Immer wieder sehen wir bei diesen Talklagerstätten den Einfluß der vorgosauischen Gebirgsbildung, sehr häufig auch die Mitwirkung von Serpentin und dessen Stoffwechsel in den Serpentinhofgesteinen. Es liegt daher nahe, zwischen dem Eindringen der Serpentine in die Hüllgesteine, beispielsweise in die Gesteine der Tauernschieferhülle (Kalkglimmerschiefer usw.), der vorgosauischen Gebirgsbildung, der Talkbildung und der Tauernkristallisation einen ursächlichen und auch zeitlichen Zusammenhang zu sehen. Er mag in der Form bestehen, daß im Zuge der Tiefenvorgänge vor der vorgosauischen Gebirgsbildung Ultrabasite in großen, kleinen und auch kleinsten Schollen aus dem tiefen Untergrund hochgeschleppt und in die ablaufenden tektonischen Vorgänge einbezogen wurden. Da diese Geosynklinalsedimente, wie etwa die Kalkglimmerschiefer, sehr wasserreich waren, mußten sich zwischen diesen Ultrabasitschollen und -knödeln und den Hüllgesteinen sehr intensive Wechselreaktionen abspielen, die einerseits die Ultrabasite in Serpentin, und zwar weitgehend in Antigorit umprägten, andererseits Mg an die Hülle abgaben und dort nicht nur die Talkbildung in nächster Nähe veranlaßten, sondern auch weitestgehend jene Vorgänge auslösten, die als diaphthoritische Umbildungen jedem Gesteinskundler aus den Alpen bekannt sind. Sie laufen, wie Angel mehrfach sehr ausführlich darlegte, darauf hinaus, daß in eisenhaltigen Mineralien, wie in Granat usw. das Eisen durch Magnesia verdrängt wird. Ich halte dieses überreiche Magnesiaangebot, das uns in alpinen Gesteinen auf Schritt und Tritt entgegentritt, begleitet von einem Übermaß an Wasser aus den Sedimenten, als eine der wichtigsten Ursachen für die Diaphthorose.

In einer sehr inhaltsreichen Arbeit befaßt sich F. Angel (6) mit der Bilanz des Magnesiumhaushaltes und betont, daß die Frage nach dem Woher des Mg noch nicht beantwortet sei. Die progressiv-finalretrograde Metamorphose entspricht nach ihm der Restlösungsphase bei den Magmatiten und die Diaphthorose auf der Millstätteralm ist so eng mit alpidischer Tektonik verknüpft, daß auch die Diaphthorose alpidisch sein müsse.

Diese Magnesiummengen erzeugen im Verein mit den Hydroxylionen alle die kennzeichnenden Mineralreaktionen, denen wir im weiten Bereich der Tauernkristallisation und den ihr gleichzuhaltenden ähnlichen Umprägungen immer wieder begegnen.

Dieses überreiche Angebot von Ultrabasiten zur Zeit der vorgosauischen Gebirgsbildung läßt sich bis hinaus in die jungen Vorlandsedimente verfolgen. So führt G. Woletz (58) aus, daß von Unterkreide bis Santon die Schichten im Vorland und im Helvetikum, teilweise auch der Flysch durch Zirkon als Schwermineral, das Unterostalpin und das Oberostalpin aber durch Chromit(!) gekennzeichnet sind. In den höheren Decken sind im Vorland und im Oberostalpin Granateinschüttungen zu beobachten, die sich im Flysch noch verstärken. Die zentralalpine Gosau zeigt durch ihre Chromit-Zirkon-Granatführung Ähnlichkeiten mit Tertiärsedimenten in den Dinariden.

R. Oberhauser (41) betont diese Ergebnisse von Frau Woletz noch einmal ganz besonders und führt aus, daß es sicher großregionale Bedeutung hat, wenn von der Unterkreide über das Cenoman bis in die tiefe Gosau von Tirol bis Wien in den ostalpinen Kreidegesteinen ganz allgemein Chromit vorkommt, der dann im Lauf des Campans rasch verschwindet und einer Granatschüttung Platz macht. „Bietet es sich nicht an, als Grund für diesen Umschlag eine Versenkung der Tauernophiolithzonen zu sehen, welche durch ein Näherrücken der kalkalpinen Stirne verursacht sein könnte?“

Für uns ergibt sich aus dieser Chromitführung der betreffenden Schichten, daß zu jener Zeit — oder wegen der erforderlichen Abtragung etwas früher — jene Ultrabasite hochkamen, deren Folgegesteine wir als Serpentin und Serpentinhofgesteinen immer wieder begegnen.

Daß im Deckensystem der oberen Schieferhülle mit ihrer bunten und tektonisch sehr stark verformten Gesteinsgesellschaft vor allem im Lias Serpentine reichlich vorkommen, „Ophiolithe“, ist bekannt (etwa Medwentsch, W. Schlager, Exner (35)), sei aber für Leser, die dem Bau der Alpen ferne stehen, doch angeführt.

In ähnlicher Weise treten in den Dinariden nach J. Pamic (42) Ultrabasite immer zusammenhängend mit Juragesteinen, zum Teil auch mit Tithon und Unterkreide auf. Dabei ist der Kontakt mit dem Nebengestein immer tektonisch und die Ultramafite sind wahrscheinlich an Tiefenbrüchen im Jura als mehr oder minder flüssige Körper intrudiert.

Daß vor allem basische Magmen leicht Wasser aufnehmen, wenn sie in Geosynklinalen eindringen, hebt H. Hentschel (30) hervor. Naheliegender, widerspruchsfrei und einfach in seiner Erklärung ist nach ihm die Vorstellung einer Wasseraufnahme aus der Umgebung durch das in der Geosynklinalen emporsteigende Magma, nicht nur bei direkter, submariner Effusion, wo eine solche Assimilation nahezu evident ist, sondern auch beim Durchgang durch die wasser gesättigten, mehr oder minder lockeren Sedimente des Geosynklinalbeckens oder bei intrusivmagmatischer Platznahme in diesem Raum. Wenn auch Hentschel in erster Linie an basaltisches Magma denkt, das dabei in Diabas und Spilit übergeht, gilt dies wohl auch für Ultrabasite, die in Serpentin und dessen Hofgesteine übergehen.

Wie G. D. Aschgirei (7) gezeigt hat, reichen Tiefenbrüche bis zur Untergrenze der Erdkruste. Im Mantel befindliche Wurzeln der Tiefenbrüche bilden die tektonischen Tiefenzonen auf denen intensive Wärmeströme aufsteigen, gleichzeitig damit können aus der tieferen Erdschale (= Sima?) Differentiationsprodukte aufsteigen. Und H. G. Wunderlich (59) schreibt: „Senkung allein schafft noch keine Geosynklinalen, Faltung vom Typ des Saxonikums noch kein Orogen. Alpinotype Orogenzonen geben sich schon im Frühstadium durch eugeosynklinalen Fazies und Ophiolithförderung zu erkennen. Sie gehen auf Bewegungursachen zurück, wo schon von Anfang an der spätere Entwicklungsgang vorgezeichnet wird.“

Fassen wir die bisherigen Überlegungen zusammen, so sehen wir, daß die Bildung der Spatmagnesite bei uns sehr wahrscheinlich im Oberperm einsetzt und in die Trias hinein anhält. Im Muschelkalk nehmen die Eisengehalte merklich zu. Breunnerit tritt an die Stelle des Magnesites. Neben Spuren von Nickel- und Kupfererzen treten auch andere sulfidische, teilweise heiß gebildete Mineralgesellschaften (hochtemperierte Paragenesen) auf, die es sehr unwahrscheinlich sein lassen, daß bei gewissen hierher zu rechnenden Magnesit/Breunneritlagerstätten eine saline Bildung maßgebend beteiligt war, auch dann nicht, wenn die Vorkommen mit Gipsit (Gipsgestein) auftreten. Örtlich kann die Magnesitbildung sehr lange andauern oder in einigen Gebieten auch später einsetzen, wie beispielsweise in den Westpyrenäen oder im Karpathenbogen. Solche zeitlichen Verschiebungen gibt es auch bei anderen Vererzungen; so wurden in den Ostalpen die Blei- und Zinkerze bekanntlich in der mittleren Trias zugeführt (18), (19), hingegen erfolgte eine im großtektonischen Geschehen durchaus vergleichbare Vererzung im Atlasvorland, beispielsweise bei Mibladen oder bei Bou Bekker erst im Lias; in den Alpen haben wir eine wenn auch sehr schwache Manganvererzung im Oberlias-Dogger (11), in Marokko z. B. bei Imini erst im Cenoman.

Es wäre aber auch denkbar, daß der eine oder der andere dieser Magnesite, beispielsweise jener des Ortlers erst durch die zweite Magnesiamobilisation der alpidischen Gebirgsbildung gebildet worden sein könnte. Diese ist mehrfach mit der Tauernkristallisation oder ihr entsprechenden Umbildungen verbunden. Sie bildet sowohl aus Magnesit Talk, kann aber auch die verschiedensten anderen Gesteine und Minerale in Talk und — soweit Al vorhanden — auch in Leuchtenbergit überführen. Diese Talkbildung setzt nach sehr starken tektonischen Bewegungen ein und erfolgt in Wärme- und Druckbereichen, die der final-retrograden Metamorphose im Sinne Angels entsprechen. Sie bringt so hohe Magnesiamengen, daß dadurch die vielen Mineralumbildungsvorgänge der Diaphthorese erzwungen werden. Diese zweite Magnesiamobilisation läßt sich recht sicher auf jene Ultrabasite zurückführen, die bei der vorgosauischen Gebirgsbildung und den ihr vorhergehenden Tiefenvorgängen aus dem tiefen Untergrund hochgeschleppt werden, mit dem Wasser der Sedimente, wie auch der darüber befindlichen Meeresbecken zu Serpentiniten und entsprechenden Serpentinhofgesteinen reagieren und dabei große Mengen von Magnesia freigeben.

#### Woher stammt das Mg der 1. Mg-Mobilisation?

Schwieriger zu beantworten ist die Frage, woher die Magnesiamengen der ersten, also der eigentlichen Magnesitmetasomatose stammen. Die in vielen Spatmagnesitlagerstätten auftretenden Minerale Apatit, Fuchsit und andere, Cr-Spuren führende Silikatminerale, ihre fast stets vorhandenen Titangehalte usw. weisen, worauf ich schon mehrmals hingewiesen hatte, ziemlich eindeutig auf ein basisches Magma als Magnesiaspender. Wenn wir uns — wie vorstehend erörtert worden ist — überlegen, daß die Bildung einer Geosynklinale ihre Ursache in Strömungen des tiefen

Untergrundes haben dürfte, dann ist es naheliegend, daß diese Magnesiamengen auch dem tiefen Untergrund entstammen. Wir haben bei den Magnesitlagerstätten der Pyrenäen von Mohr und Pilger (39) gehört, daß der Bereich der Magnesitlagerstätten schon im frühen paläozoischen Bereich irgendwie vorgezeichnet war und daß diese Sonderstellung bis in die Zeit der Magnesitbildung hin immer wieder wirksam war. Auch die Tatsache, auf die immer wieder, beispielsweise von K. Metz, hingewiesen wurde, daß die Magnesitlagerstätten an großen Störungen des Gebirgsbaues, nahe von Deckengrenzen und dergleichen auftreten, spricht dafür, daß alte, tief in den Unterbau greifende Narben als Aufstiegswege für die Metasomatose bewirkenden Lösungen gedient haben, und es ist nur folgerichtig, daß diese Narben den tiefen Unterbau anzapften und aus diesem jene Stoffe hochführten, die uns in den betreffenden Lagerstätten entgegentreten.

Daß eine solche Ableitung der Magnesitlagerstätten aus dem tiefen Untergrund und nicht aus einzelnen Magmenherden, gleichgültig ob man Andesite, einen Zentralgranitkörper oder ein einzelnes Peridotitmassiv dazu erennt oder vermutet, nahe liegt, zeigen Erkenntnisse, die beispielsweise der große russische Lagerstättenforscher W. I. Smirnow (53) auf Grund der reichen Erfahrungen in einem so riesigen Staat sammeln und aussprechen konnte. Er zeigte nicht nur die Probleme der Metallogenese von Geosynklinalen auf, sondern auch die Zusammenhänge der einzelnen großen Vererzungsvorgänge mit dem Bau und dem Werdegang der verschiedenen Geosynklinalen.

F. Wegmann (56) hat ebenfalls sehr nachdrücklich auf Zusammenhänge zwischen dem Oberbau und dem Unterbau und auf die Zyklen des geologischen Geschehens hingewiesen, darauf, daß vielfach mehrere Mobilisationen aufeinander folgen und daß Erwärmung einer der Hauptfaktoren für die Mobilisierungen (in den oberen Stockwerken) darstellt. Die Stockwerke des Unterbaues zeigen fließende Bewegungen an und die Bewegungen des Oberbaues sind die in den starren Stil übersetzten Abbilder der Bewegungen der Unterkruste; Vorstellungen, die ausgezeichnet mit unseren Geländebeobachtungen übereinstimmen.

Auch über den tieferen Untergrund der festen Erdkruste, der abgekürzt als „Moho“ bezeichneten Zone, liegen schon gewisse Erfahrungen vor. Die früher als eine geophysikalisch ermittelte Grenzfläche „Mohorovicic-Diskontinuität“ wird nach Meiszner (36) jetzt als eine mehr oder weniger breite Übergangszone, also als (dreidimensionaler) Körper aufgefaßt. So bringt R. Meiszner eine gute Zusammenfassung, aus der hervorgeht, daß sie nicht durch eine scharfe Grenzfläche vom Oberbau getrennt ist und daß nach unten hin der Anteil an dichterem, basischem Material zunimmt.

Hingegen zeigt B. Berce (8), daß der tertiäre Vulkanismus in Slowenien entgegen früheren Meinungen in Bezug auf Metallförderung fast steril war. Dies ist deshalb wichtig, weil W. Petrascheck (45) noch in einer seiner letzten Arbeiten die Magnesite als Glieder der jungalpidischen Vererzung anspricht und basische Plutone als Erzsponder ablehnt.

Daß wir auch bei den Sideritlagerstätten mindestens zwei zeitlich getrennte Phasen vorliegen haben, zeigen die sedimentär gebildeten Siderite der Teltschenalm und des Rötels bei Aussee, deren geologischen Rahmen vor wenigen Jahren E. Haslinger (29) erarbeitet hat. Sie schließen an die Breunneritvorkommen von Diegrub, Kaswassergraben und Hall in Tirol zeitlich und auch lagerstättenkundlich an und zeigen typische Bleigehalte, so daß durch sie die Brücke zum sedimentären Anteil der kalkalpinen Blei- und Zinkerze hergestellt wird. Eine Bearbeitung dieser Vorkommen ist durch uns schon angefangen.

Auch nach den Forschungen der Hüttenberger Arbeitsgemeinschaft ist die Siderit-Metasomatose ebenfalls als zweiphasig anzusehen, denn in Hüttenberg selbst haben wir eine recht junge, jungalpidische Vererzung, gebunden an die Brüche der Görtschitztallinie, während die Erze der Grauwackenzone älter sein und der altalpidischen Gebirgsbildung angehören dürften, wenn nicht zur Zeit der Vererzung im Sinne von E. Clar (11) ein räumliches Übereinander vorlag.

Es liegt die Frage nahe, warum die Bildungen der ersten und der zweiten Mg-Mobilisation so oft räumlich zusammenfallen, wenn beide auf verschiedene Ursachen zurückgehen und auch zeitlich verschieden entstanden sind. Auch dies läßt sich verhältnismäßig einfach verstehen und erklären: Wenn wir auch neben einigen großen Magnesitlagerstätten recht viele Kleinvorkommen haben, so ist ihre Zahl dennoch als gering anzusehen gegenüber den vielen Talkvorkommen der zweiten Mb-Mobilisation und den mit ihnen verwandten anderen Bildungen, den Serpentinhofgesteinen usw. Wenn wir, wie vorstehend dargelegt, annehmen, daß die erste Mg-Mobilisation von jenen tiefen Bruchlinien ausgeht, entlang denen die Ränder des Geosynklinaltroges absinken und die den tiefen Untergrund anzapften und dessen Stoffe (Mg, P, Cr, Ti, Ni usw.) aufsteigen ließen und dadurch die Metasomatose auslösten, so stellen diese Bruchlinien auch für die späteren Phasen der alpidischen Gebirgsbildung Schwächezonen dar, auf denen wiederum Teile des Untergrundes empordringen konnten, diesmal eben die Ultrabasite. Diese reagierten, wie vorstehend dargelegt, mit dem Wasser der Sedimente und lösten die 2. Mg-Mobilisation aus. Erfolgte das Absinken der Geosynklinale im ersten Stadium entlang weniger, aber weit reichender Bruchlinien, so erzwang die Falten- und Deckentektonik der eigentlichen Gebirgsbildung eine Unmenge von Brüchen, Rissen, Überschiebungsflächen usw. Auf vielen dieser konnten Ultrabasite hochgeschleppt werden, die die zweite Mg-Mobilisation bewirkten, weitgehend im Wechselspiel mit den anderen Stoffwechselfvorgängen, wie der Tauernkristallisation u. dgl. Auf diesen vielen Schwächezonen drangen aber nicht nur die Mg-Mobilisate der Ultrabasite hoch, sondern auch beweglich gewordene Anteile vorbestandener Lagerstätten, die völlig umgelagert uns nun vielfach als Lagergänge, als metamorphe Lagerstätten usw. entgegentreten. Auf solche Zusammenhänge wird demnächst anderweitig eingegangen werden; es sei hier nur kurz angedeutet, daß sich viele Fragen der ostalpinen Vererzung von

diesen Überlegungen ausgehend viel einfacher verstehen und deuten lassen, als dies gegenwärtig geschieht, beispielsweise Mitterberg (Cu).

### Allgemeine Betrachtungen

Der Einwand F. Angels und mancher anderer, daß die Magnesitlagerstätten älter sein müßten als beispielsweise die Golderzgänge der Hohen Tauern, weil sie nach ihrer Bildung tektonisch ganz wesentlich stärker beansprucht worden sind, war sehr schwerwiegend und durchaus berechtigt. Andererseits sind die Spatmagnesitlagerstätten so eindeutig an die alpidischen Kettengebirge gebunden (Alpen, Pyrenäen, Karpathen) und die typisch variszisch geprägten Bereiche hingegen frei davon, daß eine Lösung dieser beiden sich zunächst auszuschließen scheinenden Fragenbereiche gesucht und auch gefunden werden mußte. Gerade die Brunnsinkbresche aber, die von Angel als Kronzeuge für die voralpidische, variszische Entstehung unserer Magnesitlagerstätten angeführt worden war, erwies sich in der Folge als äußerst wichtig, um hier weiterkommen zu können. Wie ich im ersten Teil dieser Reihe darlegte, zeigte sich, daß selbst die Gangäderchen aus Spatdolomit vielfach Verdrängungsreste von Spatmagnesit enthalten, abgesehen davon, daß die Gerölle, die aus Magnesit bestehen, nicht schon als solche in das Konglomerat hineingekommen sind, sondern erst durch eine sehr auswählende Metasomatose im schon fertigen und durch Diagenese verfestigten Gestein in Magnesit übergeführt worden sind. Die auffallend hohe Zahl von „hohlen Geröllen“ in diesem Konglomerat weist uns außerdem sehr nachdrücklich darauf hin, daß diese Metasomatose unter sehr geringer Überlast stattfand, ja daß sie fast an der damaligen Erdoberfläche wirksam war. Auch dies ist leicht verständlich, da ja, wie wir oben abgeleitet haben, zur Zeit dieser „Magnesitvererzung“ die ganzen mesozoischen Schichten, welche heute über diesem Grundkonglomerat liegen, noch gar nicht abgelagert waren.

Wenn wir hier die Bildung unserer ostalpinen Spatmagnesitlagerstätten dem frühen Geschehen der alpinen Geosynklinale sowohl zeitlich wie auch stofflich zuordnen, folgen wir dabei Gedankengängen, die E. Clar (10) schon 1953 grundsätzlich ausgesprochen hatte, nämlich, daß die Vererzungen im weiteren Sinne nur im Rahmen des Entwicklungsganges der alpinen Geosynklinale verstanden und sinnvoll gedeutet werden können. Der initiale basische Magmatismus im Sinne von H. Stille stellt einen Teil des frühen magmatischen Geschehens der Geosynklinalbildung dar, die Magnesitbildung wird hier als ein weiterer Teil dieses einleitenden Geschehens gedeutet, ohne aber auf ein bestimmtes Teilmagma rückbezogen zu werden. Auch die auf den Spatmagnesitlagerstätten immer wieder in Spuren auftretenden Erze — vom Ni-Co-bis zum Fahlerz und Zinnober — passen gut in diese Vorstellungen. Dabei erfolgte diese frühe Lagerstättenbildung, die nach einer Zerbrechung des Gesteines einsetzt, in einer Zeit relativer Ruhe (Eisblumentextur u. ä. vieler Spatmagnesite) und in mäßiger Tiefenlage, verglichen mit den Verhältnissen bei der zweiten Ma-

gnesi mobilisation, die der fréalpidischen Tektonik im jüngeren Mesozoikum (Jura, Kreide) entsprechen und zuordenbar sein dürfte.

Diese zweite Magnesiafront zeigt, wie wir gesehen haben, deutliche Beziehungen zur Tauernkristallisation, zur Bildung der Serpentinofgesteine, zur Diaphthorese (= retrograde Metamorphose im Sinne von F. A n g e l (6)). Vielleicht folgt dieser auch die Sideritbildung der Grauwackenzone mit den ihr zuordenbaren anderen Vererzungen (Ni-, Co, Cu usw.). Dies könnte dem synorogenen Magmatismus der alpidischen Geosynklinale entsprechen, während die Vererzung von Hüttenberg-Oberzeiring dem subsequenten Magmatismus zugerechnet werden könnte und der finale — wie fast überall — erzfrei geblieben ist.

Doch stellen diese Gedanken nur den Versuch dar, die Vererzung der Ostalpen — zu der ja im weiteren Sinne auch die Magnesitbildung gehört — im Rahmen unserer heutigen Anschauungen über die alpidische Geosynklinale mit ihren Gebirgsbildungen, ihrem magmatischen Geschehen und ihrer Metallogene zu deuten. Manches mag da vielleicht noch geändert oder verfeinert werden müssen, aber die grundsätzlichen Beziehungen dieser Ereignisse zu einander sind deutlich erkennbar. Sie lassen sich unter dem Sammelbegriff der „alpidischen Vererzung“ zusammenfassen, im Gegensatz etwa zu älteren Erzbildungen, beispielsweise solchen der variszischen Gebirgsbildung. Nur in diesem weiten Rahmen kann sinnvoll von einer alpidischen Vererzung gesprochen werden. So habe

ich es schon lange gehalten, beispielsweise, als ich schon 1929 in meiner Habilitationsschrift (gedruckt 1932 (16)) die Kieslagerstätte Lamprechtsberg als „alte“ Lagerstätte von den alpidischen abtrennte und diesen gegenüberstellte.

Der Versuch W. Petraschecks, die Magnesit- und die Siderit-Lagerstätten als etwa gleichaltrig (Miozän) anzusehen, im Zuge eines Großvorganges entstanden, der nach den großen alpidischen Deckenbewegungen abließ und die von jenem Magma abgeleitet werden können, denen etwa die Andesite der Dinariden entstammen, führte gerade durch die Widersprüche, die dieser Gedanke auslöste, unser Wissen über die Entstehung der Magnesit- und der Talklagerstätten ganz wesentlich weiter. Ich habe schon sehr frühzeitig, vor mehr als 30 Jahren, die altalpidischen Lagerstätten von den jungalpidisch entstandenen abgetrennt, wie ich am Typus Schellgaden der Goldlagerstätten zeigte, zum Unterschied von den Tauerngoldgängen.

Wenn auch oftmals im Suchen nach der Wahrheit Irrwege eingeschlagen worden sind, sind wir doch in diesem Fragegebiet ein gutes Stück weiter gekommen. Dies war nur möglich durch unermüdete Feldarbeit, vereint mit entsprechenden Untersuchungen im Labor, vor allem aber durch die eingehenden mikroskopischen Studien des Freundeskreises, dem Angel, Clar, Meixner, Trojer und auch ich angehören. In diesem Sinne sei die vorliegende Arbeit auch eine kleine Widmung zum 80. Geburtstag meines verehrten Lehrers und Freundes F. Angel.

### Zusammenfassung

Die Magnesit-Lagerstätten sind metasomatisch entstanden. Die Metasomatose ist experimentell überprüfbar, sie läuft vor der Orogenese ab. Salinar kann Magnesit zwar entstehen, doch fehlt bei salinaren Prozessen die für Großlagerstätten nötige CO<sub>2</sub>-Menge. Die Magnesite entstanden zwischen Oberperm und Mitteltrias. Die zweite Mg-Mobilisation erfolgte bei

der Orogenese und geht auf Ultrabasite zurück, die dabei eingeschuppt und serpentiniert werden. Die erste Mg-Mobilisation entstammt dem tiefen Untergrund (Sima?), der durch die Scherrisse des Geosynkinaltroges angezapft wird. Auch die Sideritlagerstätten sind mindestens zweiphasig entstanden.

### Summary

The magnesite-deposits are of metasomatacal origin. The metasomatism may be tested by experiments; it is older than the alpine orogenesis. It is possible, that magnesite may be built by salinar processes, but there is not the necessary quantity of CO<sub>2</sub> for bigger deposits. The magnesite-deposits are of upper permian to middle triassic age. The second mobili-

sation of MgO follows the orogenesis and is based on ultrabasic rocks, which were enclosed and have changed into serpentine. But the first MgO-mobilisation comes from the deeper underground (sima?), which is reached by the shearzones of the geosyncline. The siderite-deposits are also built by at least two phases.

### Résumé

Les dépôts de giobertite ont une origine métagénétique. La métagénétique est vérifiable expérimentalement. Elle précède l'orogénèse. La giobertite peut se former par dépôts salins, mais dans ce type de processus la quantité de CO<sub>2</sub> nécessaire pour la formation de grands gisements est insuffisante. Les giobertites se sont formées entre le permien supérieur et le trias moyen. La seconde mobilisation de Mg a

eu lieu au cours de l'orogénèse et elle provient de roches ultrabasiques qui ont été enrobées et transformées en serpentine. Mais la première mobilisation de Mg provient de couches très profondes (Sima?) qui ont subi l'attaque des fissurations de la cuvette géosynclinale. Les gisements de sidérite se sont également formés en au moins deux phases.

## Literaturverzeichnis

1. Alker, A., Über Gerölle aus der Gosau von Kainach in Steiermark, Joanneum, Min. Mittgbl. 1, 1962, 19—20.
2. Andreatta, C., Petrographische und petrotektonische Studien über die Entstehung der Magnesitlagerstätten des Zumpans (Ortlergruppe) und über die geologische Geschichte der umgrenzenden Dolomitformation. N. Jb. Min. Abh. 91, 1957, 585—622.
3. Angel, F. u. F. Trojer, Der Ablauf der Spatmagnesit-Metasomatose, Radex-Rdsch. 3, 1953, 315—334.
4. Angel, F. u. F. Trojer, Zur Frage des Alters und der Genesis alpiner Spatmagnesite, Radex-Rdsch. 4, 1955, 374—392.
5. Angel, F., Magnesit- und Talklagerstätten in Österreich, Keram.-Zt., 14, 1962, 508—526.
6. Angel, F., Retrograde Metamorphose und Diaphthoresis, N. Jb. Min. Abh. 102, 1965, 123—176.
7. Ashgiri, G. D., Einige Wesenszüge der Tektonik und Entwicklungsgeschichte globaler Mobilzonen. 3. Tektonische Bewegungen und Magmatismus. Geologie, 13, 1964, 919—928.
8. Berce, B., Die Bildung der Erzlagerstätten in Slowenien, Rend. Soc. Min. Ital. 19, 1963, 25—40.
9. Braitsch, O., Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten, Springer Verlag, Berlin, 1962.
10. Clar, E., Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung, Geol. Rdsch. 42, 1953, 107—127.
11. Clar, E., Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen, Zt. d. Geol. Ges. 116/2, 1964, 267—291.
12. Clar, E., Zur Entstehungsfrage der ostalpinen Spatmagnesite, Angel Festschrift, Natw. Ver. Stmk. und Carinthia II, 20. Sonderheft, 1956, 22—31.
13. Cornelius, H. P. u. B. Plöschinger, Der Tennengebirgs-N-Rand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales, Jb. Geol. B. A. 95, 1952, 145—225.
14. Destombes, J. P., Art der Spatmagnesitlagerstätten der Westpyrenäen, Bg. hm. Moh. 103, 1959, 246—250.
15. Eisbacher, G., Sedimentpetrographische Untersuchungen am alpinen Buntsandstein im Raume Innsbruck-Saalfelden, Diss. Geol. Inst. Innsbruck, 1963.
16. Friedrich, O., Eine alte pegmatitische Lagerstätte der Ostalpen (Lamprechtsberg), N. Jb. Min. usw. 65. Beilgbd., 1932, 479—508.
17. Friedrich, O. M., Die Talklagerstätten des Rabenwaldes, Oststeiermark, Bg. hm. Moh. 92, 1947, 66—85.
18. Friedrich, O. M., Zur Genesis der ostalpinen Spatmagnesit-Lagerstätten, Radex-Rdsch., 1959, 393—420.
19. Friedrich, O. M., Zur Genesis des Magnesites vom Kaswassergraben und über ein ähnliches Vorkommen (Diegrub) im Lammertal, Radex-Rdsch. 1963, 421—432.
20. Friedrich, O. M., Zur Genesis der Blei- und Zinklagerstätten in den Ostalpen, N. Jb. Min. Moh. 1964, 33—49.
21. Friedrich, O. M., Radnig, eine sedimentäre Blei-Zinklagerstätte in den südlichen Kalkalpen, Archiv Lgstförsch. i. d. Ostalp. 2, 1964, 121—164.
22. Gomez de Llarena, J. G., Observaciones complementarias y experimentales sobre la magnesita sedimentaria, Notas y Com. Onst. Geol. Min. Espana, 66, 1962, 5—36.
23. Haditsch, J. G., Die Talklagerstätte Oberdorf an der Laming, Archiv f. Lgstförsch. i. d. Ostalpen 4, 1966, 36—83.
24. Haditsch, J. G., Die Gipslagerstätte Schildmauer bei Admont und ihre Kupfervererzungen, Archiv. f. Lgstförsch. Ostalpen, 3, 1965, 125—142. — Eine weitere Arbeit über ein anderes entsprechendes Vorkommen wird gerade abgeschlossen.
25. Haditsch, J. G., Bemerkungen zur Genese des „Kokardendolomites“ der Magnesitlagerstätte Sunk bei Trieben. 2. Teil dieser Reihe, Radex-Rdsch. 3/68, S. 188.
26. Haditsch, J. G., Untersuchungen an Bändermagnesiten von Asturra (Spanien) und Dienten (Salzburg). 3. Teil dieser Reihe, Radex-Rdsch. 1/69, S. 426.
27. Hammer, W., Ein Nachtrag zur Geologie der Ortleralpen (Magnesit am Zumpansell und Stiereck), Verh. Geol. R. A. 1909, 199—204.
28. Hanuš, V. u. M. Krs., Über die Anwendung des Paläomagnetismus, N. Jb. Min. Abh. 100, 1963, 93.
29. Haslinger, E., Dissertation, Lagerstätten um Aussee, Geol. Inst. Univ. Wien, 1962.
30. Hentschel, H., Basischer Magmatismus in der Geosynklinalen, Geol. Rdsch. 50, 1961, 33—45.
31. Heritsch, H., Über die Bildungstemperatur der Talklagerstätten auf dem Rabenwald, Joann. Min. Mittgbl. 1, 1967, (Angel-Festschr.) 40—45.
32. Johannes, W., Experimentelle Magnesitbildung aus Dolomit + MgCl<sub>2</sub>, Contr. Mineral. und Petrol. 13, 1966, 51—58.
33. Johannes, W., Bildung von Talk aus Quarz und Magnesit, N. Jb. Min. Moh. 1966, 305—308.
34. Mayrhofer, H., Beiträge zur Kenntnis des alpinen Salzgebirges, Diss. Min. Inst. Mont. Hochschule Leoben, 1954.
35. Medwenitsch, W., W. Schlager u. Ch. Exner, Ostalpenübersichtsexkursion, Mittg. Geol. Ges. Wien 57, 1964, 57—106.
36. Meiszner, R., Neue Erkenntnisse über die „Moho“, Umschau 66, 1966, 608, dort weiteres Schrifttum.
37. Metz, K., Über die tektonische Stellung der Magnesit- und Erzlagerstätten in der steirischen Grauwackenzone, Bg. hm. Moh. 86, 1938, 105—113.
38. Metz, K., Das Kristallin der Bösensteingruppe, Mittg. Geol. Ges. Wien, 57, 1964, 275—280.
39. Mohr, H. u. A. Pilger, Das Nord-Süd-streichende Lineament von Elizondo in den westlichen Pyrenäen, Geol. Rdsch. 54, 1964, 1044—1060.
40. Mostler, H., Conodonten aus der Magnesitlagerstätte Entachen-Alm, Ber. Nat. Med. Ver. Innsbruck 54, 1966, 21—31.
41. Oberhauser, R., Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit, Verh. Geol. B. A. 1964, 47—52.
42. Pamić, J., Magmatische und tektonische Strukturen in den Ultramafiten der zentralen bosnischen Serpentinzone, Geol. Glasnik Pos. izd Sarajevo 2, 1964, 1—108. (Mont. Litber. C. 12. 1966, 667).
43. Pastuchova, M. V., (Zur Kenntnis autigener Silikat- und Aluminosilikat-Mineralen in Salzgesteinen). Litol. polez. iskop. Moskau, 1965, 78—90 (Montanw. Litber., Freiberg, C. 12, 1966, 137415).
44. Petrascheck, W., Die Magnesite und Siderite der Alpen, Sitzber. Wien. Akad. d. W. Mn., I, 141, 1932, 195—242.
45. Petrascheck, W., Die österr. Magnesite als Glied der alpinen Metallogene, Bg. hm. Moh. 98, 1953, 207—211.
46. Petrascheck, W. E., Zur Bildung griechischer Magnesitlagerstätten, Radex-Rdsch. 7, 1961, 641—646.
47. Raguin, E., Erscheinungen der Siderit-Metasomatose. Vortragsbericht, Bg. hm. Moh., Leoben 103, 1958, 240—243.
48. Raguin, E., (Lehrbuch) Géologie des Gites minéraux, 3. Aufl., Paris 1962.
49. Rosenberg, T. E. u. H. D. Holland, Science 145, 1964, 700—701.
50. Schroll, E., Über das Vorkommen von Magnesit in alpinen Salzlagerstätten, Radex-Rdsch. 7, 1961, 704—707.
51. Siegl, W., Die Magnesite der Werfener Schichten im Raume Leogang bis Hochfilzen sowie bei Ellmau in Tirol, Radex-Rdsch. 3, 1964, 178—191.
52. Siegl, W., Zur Vererzung einiger Magnesite, Karinthin 1953, 138—240.
53. Smirnow, W. I., Probleme der Metallogene von Geosynklinalen, Deutsch in: Zt. angew. Geologie 8, 1962, 351—357.
54. Trojer, F., Die mikroskopische Untersuchung von Karbonatgesteinen im Auflicht, Bg. hm. Moh. 100, 1955, 73—79.
55. Vohryzka, K., Zur alpidischen Metallogene in Nordtirol, Bg. hm. Moh. 111, 1966, 190—193.
56. Wegmann, E., Über zyklische Entwicklung im Rahmen der Krustenbewegungen, Geol. Rdsch. 54, 1964, 733—758.

57. Welser, H., Über Pseudomorphosen von Talk nach Pinolit. Bg. hm. Moh. 86, 1939, 78 — 79.
58. Woletz, G., Schwermetallgesellschaften aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit, Erzmetall 19, 1966, 313 — 314.
59. Wunderlich, H. G., Epirogene und orogene Senkungströge, ortfeste Tektonik und dynamische Bewegungsfronten, ein Vergleich zwischen Saxonikum und Alpen, Geol. Mittg. Aachen, 4, 1964, 83 — 90, (Monatl. Litber. 12, 1966, 175 — 176).
60. Zirkl, E. J., Der Melaphyr von Hallstatt, Jb. Geol. B. A. 100, 1957, 137 — 178.

Nach Abschluß der vorliegenden Arbeit erschienen:

61. Petrascheck, W. E., Die zeitliche Gliederung der ostalpinen Metallogenese, Sitzber. Wr. Akad. Mn. I, 175, 1966, 57 — 74.
62. Höll, R. u. A. Maucher, Genese und Alter der Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux, Sitzber. Bayr. Akad. München Mn-Nw., 1967, 1 — 11.

W. E. Petrascheck hält darin die Grauwackenvererzung (Fe, Cu usw.) für in der Mittelkreide entstanden; für die uns hier interessierenden Magnesit-Lagerstätten denkt er an einen Milieueinfluß Mg-haltiger Porenwässer der salinaren Skythserie. Er hält es auch für wahrscheinlich, daß die Magnesit führenden Schubmassen damals über dem an Ophiolithen reichen Pennintrog lagen, hat andererseits doch Bedenken gegen diese Deutung, weil in der Slowakei über dem Gemeriden der Südpennintrog fehlt, trotzdem aber Magnesit vorhanden ist. Die für die Magnesitbildung nötige Kohlensäure leitet Petrascheck von jenen Karbonatmassen ab, die in der Verschluckungszone verdaut wurden. Für die Eisenspatvererzung wird ebenfalls angenommen, daß sie mehrphasig erfolgt sei.

Höll und Maucher gehen von den alten, von den führenden Fachleuten seit Jahren als überholt angesehenen Vorstellungen über die Genesis der Magnesitlagerstätten aus und halten den Scheelit als sedimentär abgelagert und behaupten, daß auch der dortige Magnesit sedimentär entstanden sei. Überprüfbar Befunde, Hinweise oder stichhaltige Gründe, die gegen die Deutung einer metasomatischen Entstehung dieser Lagerstättengruppe sprechen würden, wie sie 1953 von F. Angel und P. Weisz dargelegt worden waren, sind aber nicht gebracht. Die unlegbar vorhandenen Verdrängungsercheinungen, auf die sich Angel und Weisz stützen, werden wieder wie einstens bei den kalkalpinen Blei- und Zinklagerstätten auf Re- und Umkristallisationen, Stoffmobilisationen und Stoffaustausch bei der variszischen und alpidischen Faltung und Metamorphose zurückgeführt, ohne daß geringste Hinweise auf diese Vorgänge vorgelegt werden, diese werden also bloß angenommen bzw. vorausgesetzt. Wenn man sich durch mehr als drei Jahrzehnte hindurch bemüht hat, seine Erkenntnisse durch sorgfältige Beobachtungen vor allem in der Natur an der Lagerstätte selbst, aber auch im Labor zu erarbeiten und darauf die Schlüsse aufzubauen und ausführlich zu begründen, empfindet man bloße Behauptungen besonders als leer. Als positiv sind in dieser Arbeit aber Fossilfunde anzusehen, die die Autoren bei ihrem angeblich nur dreitägigen Besuch der Lagerstätte machten, während sie dem Lagerstättengeologen, der jahrelang dort arbeitet und über dieses Gebiet auch seine Dissertation anfertigte, bisher entgangen waren. Wenn damit zusammenhängend aber das karbone Alter der Karbonatgesteine anderer ostalpiner Magnesitlagerstätten angezweifelt wird, geht dies offensichtlich zu weit.

Auch in der abschließenden Zusammenfassung wird die sedimentäre Entstehung des Lanersbacher Magnesits nur behauptet, nicht aber durch überprüfbar Angaben wahrscheinlich gemacht. Scheelit allein ist kein Beweis oder „Leifossil“ für sedimentäre Bildung, sonst müßten auch die Zinnerz-Lagerstätte von Zinnwald in Sachsen oder jene vom Mulatberg bei Predazzo in Südtirol und viele andere als sedimentär angesprochen werden.