Verh. Geol. B.-A. | ISSN 0016—7819 | Jahrgang 1981 | Heft 2 | S. 109—131 | Wien, Dez. 1981

Magnesit im Perm und Skyth der Ostalpen und seine petrogenetische Bedeutung

Von Gerhard Niedermayr, Elisabeth Scheriau-Niedermayr, Anton Beran & Robert Seemann *)

Mit 1 Abbildung, 2 Tafeln und 3 Tabellen

Schlüsselwörter
Ostalpen
Perm und Skyth
Magnesit
Fe-Gehalte in Magnesiten
Magnesitgenese

Zusammenfassung

Im Perm und Skyth der Ostalpen konnten neue Vorkommen von Magnesit festgestellt werden. Von diesen und von den früher schon bekannten Vorkommen ausgehend wird deren Genese diskutiert.

Die Magnesitqildung wird im wesentlichen durch diagenetische Prozesse in einem hypersalinaren, marin-litoralen Ablagerungsmilieu verursacht (Sebkha). Eine direkte Ausfällung von Magnesit aus dem Meerwasser ist auch in den magnesitführenden Evaporitfolgen nicht nachweisbar. Der Magnesit ist somit auf eine im Stadium der frühen Diagenese wirksame Metasomatose eines Karbonat-Altbestandes durch entsprechend zusammengesetzte Porenlösungen zurückzuführen. Eine Zufuhr Mg-reicher Wässer, die nicht aus dem unmittelbaren Sedimentationsraum stammen, ist auszuschließen.

In Bereichen, die metamorph beeinflußt wurden, kommt es zu einer mehr oder weniger intensiven Überprägung der Sedimente und damit auch zu Remobilisationen des Magnesit-Altbestandes. Diese jungen, alpidisch angelegten Magnesitmobilisate zeichnen sich durch wechselnde bis hohe Fe-Gehalte aus.

Die sich aus der überaus weiten Verbreitung von Magnesiten im Perm und Skyth des Oberostalpins ergebenden paläogeographischen Konsequenzen werden kurz diskutiert.

Summary

A variety of new magnesite occurrences has been discovered within the Permian and Scythian series of the Eastern Alps. Samples from these localities as well as from localities already known have been studied in order to shed some light on their genesis. The results strongly suggest that magnesite formed during early diagenesis in a hypersaline intertidal-supratidal environment (coastal sabkha). There is no evidence for direct precipitation of magnesite from seawater, not even in the magnesite bearing evaporites. Formation of magnesite therefore must have taken place by reaction of pre-existing carbona-

*) Anschrift der Verfasser: Dr. Gerhard Niedermayr und Dr. Robert Seemann, Naturhistorisches Museum Wien, Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Burgring 7, A-1014 Wien, Österreich.

Dr. Elisabeth Scheriau-Niedermayr, Thimiggasse 15/1, A-1180 Wien, Österreich.

Doz. Dr. Anton Beran, Universität Wien, Institut für Mineralogie und Kristallographie, Dr. Karl-Lueger-Ring 1, A-1010 Wien, Österreich.

tes with magnesia-rich brines. There is no indication for a supply of magnesian fluids from outside the depositional sedimentary environment. Thus, magnesite formation is apparently solely due to auto-metasomatism caused by evaporation.

Some areas of the Permian and Scythian series experienced some metamorphism during the Alpidic events which also led to remobilitations of magnesite. Especially these magnesite mobilisates show variable to high iron contents.

The wide-spread occurrence of magnesite within the Permian and Scythian series of the Oberostalpin is briefly discussed with regard to the paleogeographic situation.

Einleitung und Problemstellung

Eine zusammenfassende Darstellung des Standes der Diskussion über die Genese und die Altersstellung der Magnesitlagerstätten in den Ostalpen geben HADITSCH & MOSTLER (1979). In dieser Arbeit deuten die Autoren die megakristallinen Spatmagnesite (vom Typus Veitsch und Radenthein) als epigenetische, metamorphe Bildungen variszischen Alters. Das für die Magnesitisierung des präexistenten Karbonat-Altbestandes notwendige Magnesium wird auf eine „spätdiagenetische Voranreicherung durch zirkulierende Porenlösungen" zurückgeführt und somit aus dem Sediment selbst, und zwar aus dessen Biogenanteil, bezogen. Es handelt sich somit um eine im weitesten Sinne sedimentäre Magnesitbildung, deren primäre Strukturen durch metamorphe Lösungsumsätze überprägt worden sind. Ungeklärt ist nach wie vor das Alter dieser Bildungen. Wie die Magnesitgerölle in den basalen Serien des Perms belegen (SCHRAMM, 1973) ist die Spatmagnesitbildung z. T. sicher präpermisch anzunehmen.

Die entscheidende Frage aber, ob es sich dabei um sedimentäre, frühdiagenetische, spätdiagenetische oder variszisch-metamorph angelegte Magnesite bzw. um Magnesite mit komplexer Genese handelt, bleibt allerdings nur unbefriedigend beantwortet. Die von HADITSCH & MOSTLER (1979) erwähnte „strenge Faziesgebundenheit" der mehr oder weniger stratiformen Spatmagnesite könnte auch als Hinweis auf eine synsedimentäre bis diagenetische Magnesitbildung gedeutet werden. Als Beweis ist aber auch dies nicht zu werten, da metasomatisch wirksame Lösungen oder metamorphe Stoffumsetzungen bestimmte faziell vorgegebene Areale bevorzugt beeinflussen könnten. Den ostalpinen Spatmagnesiten ähnliche und oft auch im Gefüge entsprechende Magnesitvorkommen werden u. a. auch aus den Pyrenäen (DESTOMBES 1958) und den Karpaten (TURAN & VANČOVÁ, 1979) beschrieben und deren Genese in gleicher Weise diskutiert.

Die gleiche Fragestellung wie bei den grobkristallinen Spatmagnesiten ergibt sich nun aber auch für die im allgemeinen feinerkristallinen Magnesite, die in permischen und skythischen Gesteinen der Ostalpen bisher festgestellt werden konnten. Mit dem — gewichtigen — Unterschied aber, daß diese Magnesite in vielen Fällen keine metamorphen Überprägungen mehr erlitten haben und somit nur mehr zwischen syngenetisch-sedimentärer und früh- bis spätdiagenetischer Entstehung unterschieden werden muß. Eine hydrothermal-metasomatische Magnesitbildung, etwa alpidischen Alters, ist auf Grund des Feldbefundes bei den Magnesiten im Perm und Skyth der Ostalpen von vornherein auszuschließen. Trotzdem zeigen diese überwiegend feinkristallinen Magnesite in den gröberkristallinen Gesteinspartien zum Teil auch Ausbildungsformen wie wir sie aus den Spatmagnesitlagerstätten kennen. So ist z. B. die Ausbildung von „Pinolitmagnesiten" in den Magnesitvorkommen von Hall in Tirol, Kaswassergraben, Diegrub und von den Grödner Schichten des Drauzuges zu erwähnen. Ähnlich dem „Pinolitmagnesit" der Spatlagerstätten aus-

gebildete diskusförmige Magnesit- und Dolomitkristalle (siehe auch LESKO, 1972) finden sich auch in karbonatischen Bänken der Werfener Schichten der Lienzer Dolomiten. So zeigen unserer Meinung nach die Untersuchungen von Magnesitvorkommen im Perm und Skyth der Ostalpen neue Gesichtspunkte bezüglich der sedimentär-diagenetischen Bildungsmöglichkeiten von Magnesiten auf (NIEDERMAYR et al., 1979 und 1980). Diese könnten auch für die genetische Interpretation der alpinen Spatmagnesite von Bedeutung sein.

Vorkommen von Magnesit im Perm und Skyth der Ostalpen

Neben den schon lange bekannten Magnesitvorkommen in permischen und skythischen Gesteinen der Ostalpen wurden in der letzten Zeit eine Reihe neuer Vorkommen in oberostalpinen Serien nachgewiesen. Einen Überblick über die bis heute bekannten Magnesitvorkommen im Perm und Skyth der Ostalpen gibt Tab. 1 (s. auch Abb. 1).

Tabelle 1: Vorkommen von Magnesit im Perm und Skyth der Nördlichen Kalkalpen und des Drauzuges

	Nördliche Kalkalpen	Drauzug
Unterrais	Diegrub bei Abtenau: grobkristalliner Magnesit in dunklem Triasdolomit (FRIEDRICH 1963).	Dobratsch: Lagen kryptokristallinen Magnesits und feinverteilte Magnesitkriställchen in ± gebänderten Gipsen (STREHL et al. 1980).
	Kaswassergraben: ± grobkristalliner Magnesit mit dunklem Dolomit und mit Gips vergesellschaftet (FOULLON 1884, MACHATSCHKI 1922).	Lienzer Dolomiten und westliche Gailtaler Alpen: feinverteilter, kryptokristalliner Magnesit und Magnesitlagen in Gipsen.
	Hall in Tirol: ± kristalliner Magnesit im „Brekzienanhydrit" (briefliche Mitteilung von Herrn Hofrat Dipl.-Ing. Dr. O. Schauberger, Bad Ischl, SCHAUBERGER 1979). Dazu ist möglicherweise auch akzessorisch auftretender Magnesit in anderen Gesteinen der „Reichenhaller Salzfazies" (SCHAUBERGER 1979) zu rechnen (SCHROLL 1961).	
Skyth	Blühnbachtal bei Werfen: im stratigraphisch tieferen Teil der Werfener Schichten des Hundskarlgrabens (TICHY und SCHRAMM 1979) wurde Magnesit in teils beträchtlichen Anteilen festgestellt (J. M. SCHRAMM, persönl. Mitteilung, Mai 1980).	Westliche Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten: Magnesit als „Asche" in oberskythischen Rauhwacken und als krypto- bis feinkristalline Lagen und als Zement in Werfener Schichten (NIEDERMAYR et al 1980).
	„Permoskyth" an der Basis des Kaisergebirges: im Zuge einer petrologischen Untersuchung von klastischen Serien des „Permoskyths" wurde von SCHRAMM (1978) Magnesit festgestellt. Eine stratigraphische Einordnung der angeführten Profile erfolgte leider nicht; möglicherweise sind diese Gesteine schon dem Perm (s. u.) zuzuordnen.	

Tabelle 1: Fortsetzung

	Nördliche Kalkalpen	Drauzug
Oberperm (Zechstein)	Alpine Evaporitlagerstätten: die stratigraphische Einordnung des alpinen magnesitführenden Salinars ist nach den vorhandenen Literaturunterlagen noch immer unklar, teils aber sicher ins Skyth (siehe oben) und teils ins Perm vorzunehmen (wie etwa Wienern am Grundlsee, etc.). Magnesit tritt hier in Kristallen in Gips eingewachsen auf (HADITSCH 1968), teils auch in fein- bis kryptokristalliner Form. Magnesit findet sich auch in den Sandsteinkomponenten des Haselgebirges im Blühnbachtal, in Verbindung mit Haselgebirge in Sandsteinen des Lammertales N Annaberg, im Dolomit von Grabenmühl bei Golling und in anderen Evaporitfolgen (wie z. B. im Gipsbergbau Pfennigbach bei Puchberg am Schneeberg).	
Unterperm Oberrotliegend	Kalkalpenbasis in Salzburg und Tirol: Magnesit in Konkretionen, in s-parallelen Linsen und als Zement (?) in roten Tonschiefern (MOSTLER 1972, SCHRAMM 1973) bzw. in durch Uranmineralisationen ausgezeichneten Sandsteinen der „Permotrias" (SCHULZ und LUKAS 1970). Die stratigraphische Einstufung ist zum Teil unsicher; eine postdeformative Bildung gewisser Konkretionstypen im Gefolge alpidischer Metamorphoseereignisse wurde vermutet (EISBACHER 1969).	Dobratsch: Magnesit als früh- bis spätdiagenetischer Zement, als sammelkristallisierte Matrix, als Konkretionen und in mehr oder weniger deutlich laminierten Karbonatlagen; eingeschaltet in Grödener Schichten (NIEDERMAYR et al. 1979); mehr oder weniger grobspätiger Magnesit, z. T. auch in Lagen und Gängen.
Unterrotliegend	Wörgl-Hochfilzen: konkretionärer Magnesit in roten Tonschiefern (MOSTLER 1972). Grobklastische Magnesitkomponenten in permischen Basalbildungen von Alm bei Saalfelden (Salzburg) wurden von SCHRAMM (1973) auf die nähergelegenen Magnesitvorkommen der Nördlichen Grauwackenzone bezogen.	Gailtaler Alpen: konkretionärer Magnesit in roten Siltsteinen der Grödener Schichten. Lienzer Dolomiten: Vorkommen von Magnesit im feinklastischen Mittelteil der Grödener Schichten in gleicher Ausbildung wie in den Dobratsch-Basisschichten. Lesachtal-Lamelle: Magnesit als rekristallisierte Matrix und als Zement in einer niedrig-metamorphen (?) Sandstein-Tonschieferfolge.

In roten Tonschiefern der Kalkalpen-Basis eingeschaltete Magnesite haben u. a. SIEGL (1964) und EISBACHER (1969) beschrieben. Das Alter dieser Bildungen — früher irrigerweise den „Werfener Schichten" oder dem „Buntsandstein" zugezählt — hat MOSTLER (1972) überzeugend als permisch angegeben (teils Unter- und Oberrotliegend).

Aus dem gleichen Bereich hat kürzlich auch SCHRAMM (1978) Magnesit in klastischen Gesteinen des „Permoskyths" angeführt, ohne allerdings eine eindeutige stratigraphische Zuordnung der untersuchten Profile ins Perm oder Skyth durchzuführen. Nach der beschriebenen Gesteinsassoziation könnte es sich dabei z. T. auch um skythische Sedimente handeln. Ähnliches gilt wohl auch für die Uran- und Buntmetallanreicherungen aufweisenden Sedimente dieses Raumes, die nach SCHULZ & LUKAS (1970) Magnesit führen.

In den letzten Jahren konnte Magnesit in größerer Verbreitung auch in feinklastischeren Anteilen der Grödener Schichten des Drauzuges nachgewiesen werden (Fig. 1 und 2). Bedeutsam ist auch die Feststellung von Magnesit als rekristallisierte Matrix

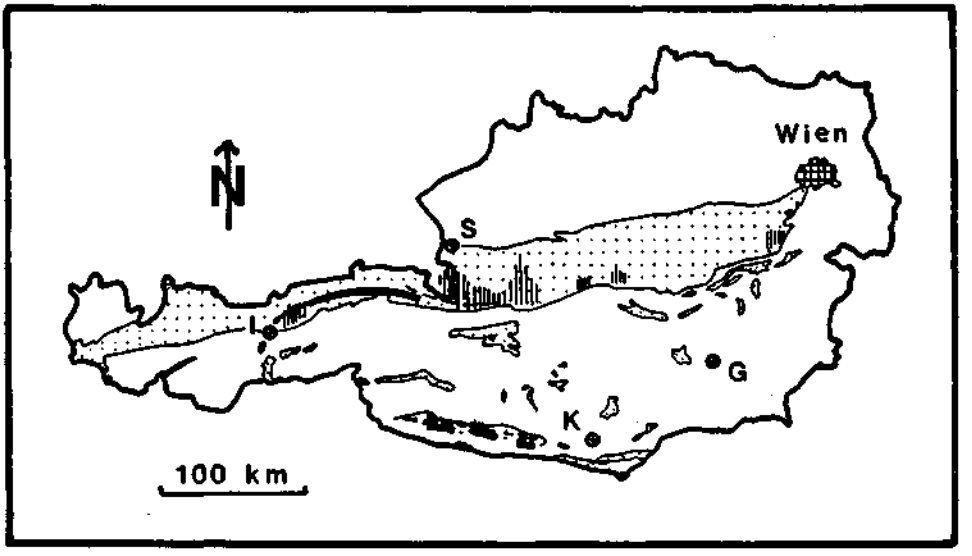


Abb. 1: Vorkommen von Magnesit im Perm und Skyth der Ostalpen. Permomesozoikum ist mit Punktsignatur versehen. I = Innsbruck, S = Salzburg, K = Klagenfurt, G = Graz, ■ Magnesit im klastisch entwickelten Perm, |||| Magnesit in Evaporiten (sowohl Perm als auch Untertrias), - - - Magnesit in klastisch entwickelter Untertrias

und als Zement in permischen Gesteinen der Lesachtal-Lamelle, die offensichtlich als Rest einer, zwischen Gailtalkristallin im Norden und niedrig metamorphen Peliten der südalpinen Val Visdende Formation im Süden eingeklemmten Drauzug-Permotrias zu verstehen ist. In diesem Zusammenhang ist erwähnenswert, daß die in dieser Lamelle auftretenden Gipse $\delta\ ^{34}S$-Werte von +24.4 bzw. +25,6% ±0,2 erbracht haben (briefliche Mitteilung von Herrn Dr. E. PAK, Wien). Dies bestätigt das schon von ZANFERRARI (1976) vermutete oberskythische Alter des Gips führenden, kalkig-dolomitischen Anteiles dieser Lamelle. Damit vergleichbare $\delta\ ^{34}S$-Daten erbrachten auch die stratigraphisch äquivalenten Gipse aus den Lienzer Dolomiten und den Gailtaler Alpen (PAK, 1974 und persönliche Mitteilung; STREHL et al., 1980).

Aus den alpinen Evaporitlagerstätten wurden teils auch eisenreichere Magnesite erstmals von v. FOULLON (1884) erwähnt und später eingehender von MACHATSCHKI (1922), PETRASCHECK (1932), SCHROLL (1961), FRIEDRICH (1963) u. a. beschrieben. Ihr Alter ist zum Teil auch heute noch genauso wie das Alter der Evaporite, mit

welchen sie gemeinsam auftreten, umstritten (s. auch TOLLMANN, 1976). Für die Magnesite von Hall in Tirol konnte kürzlich auf Grund von Schwefelisotopen-Daten der die magnesitführenden Gesteine begleitenden Gipse und Anhydrite ein oberskythisches Alter wahrscheinlich gemacht werden (SCHAUBERGER 1979). Recht bedeutend scheint auch die Magnesitführung der das Haselgebirge im Bereich des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen begleitenden Sandsteine zu sein (Fig. 3, 8 und 9). Die im Haselgebirge des Blühnbachtales W Tenneck angetroffenen Sandsteinkomponenten führen bis zu 25 Gew.-% Magnesit und in einem frischen Haselgebirgsaufschluß des Lammertales N Annaberg wurden in Sandsteinen lagenweise Magnesitgehalte bis zu 90 Gew.-% (!) festgestellt. Magnesit ist auch ein wichtiger Bestandteil der Nebengesteine des Blauquarzvorkommens von Grubach und der teils Schwefel führenden Gips- und Anhydritstöcke im Raum Golling-Abtenau. Für die magnesitführenden Haselgebirgsaufschlüsse im Blühnbachtal und im Lammertal N Annaberg konnte in der Zwischenzeit auf Grund von Schwefelisotopen-Daten der Gipse mit $\delta\ ^{34}S$-Werten von +11,3 bis +14,8‰ ein permisches Alter sichergestellt werden. Das gleiche gilt auch für einen Gips in einer magnesitführenden, dolomitischen Einlagerung aus dem Gipsvorkommen von Grabenmühl bei Golling (Probe NHM-Wien J 3429) der einen $\delta\ ^{34}S$-Wert von +12,4‰ und damit ebenfalls einen Hinweis auf ein permisches Alter dieser Mineralisation erbracht hat (die Untersuchungen wurden in freundlicher Weise von Herrn Dr. E. PAK, Wien, durchgeführt).

In das Skyth zu stellen sind dagegen die Magnesite in den Werfener Schichten des Drauzuges (Fig. 6 und 10), wobei ein Hinaufreichen der Magnesitführung bis in das tiefe Anis nicht ausgeschlossen werden kann. So ist kryptokristalliner Magnesit (mittlere Kristallgröße ~ 2 µm) in Gipsen der Lienzer Dolomiten, des Lammer Grabens bei Kötschach in den westlichen Gailtaler Alpen und vom Dobratsch nachgewiesen; für letzteres Vorkommen wird auf Grund von Sporen ein anisisches Alter der magnesitführenden Serie angenommen (STREHL et al., 1980). Der Nachweis einer relativ bedeutenden Magnesitführung in den Werfener Schichten des Drauzuges erscheint uns auch im Hinblick auf paläogeographische Überlegungen wichtig. Es wird zu prüfen sein, ob nicht dadurch Beziehungen zu den Magnesitvorkommen in den Nördlichen Kalkalpen — insbesondere von Hall in Tirol, von Diegrub und vom Kaswassergraben — gegeben sind. Die Magnesitmenge in den Werfener Schichten des Drauzuges ist jedenfalls beträchtlich. Es ist anzunehmen, daß auch in den Werfener Schichten der Nördlichen Kalkalpen wesentlich mehr Magnesit auftritt, als bisher bekannt geworden ist. Interessant ist in diesem Zusammenhang, daß NÖSSING et al. (1979) im Zuge einer baugeologischen Untersuchung der Autobahntunnel der Tauernautobahn im Bereich von Werfen in den Werfener Schichten des Helbersbergtunnels nicht nur Gips sondern auch Magnesit feststellen konnten. Nach einer mündlichen Mitteilung von Herrn Dr. J. M. SCHRAMM (Salzburg) ist Magnesit auch eine wichtige Komponente des überwiegend quarzitisch ausgebildeten, tieferen Teiles der Werfener Schichten des Hundskarl-Profiles im Blühnbachtal am Südfuß des Hagengebirges. Im stratigraphisch höheren Teil dieses Profiles konnten dagegen nur Dolomit und Calcit im Karbonatanteil der Sedimente festgestellt werden. Das skythische Alter der magnesitführenden Schichten ist paläontologisch belegt (TICHY & SCHRAMM 1979). Somit ist eine Magnesitführung zumindest auch für die Werfener Schichten des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen als gesichert anzunehmen. Der Unterschied zum Drauzug scheint nur darin zu bestehen, daß sich bei letzterem die Magnesitführung auf die hangenden Teile der Werfener Schichten beschränkt. Der tiefere Teil des Skyths ist im Drauzug allerdings grob- bis feinklastisch ausgebildet und weitgehend karbonatfrei.

Feinklastische Einschaltungen in Gipsen der nach PLÖCHINGER (1980) vermutlich tieftriadischen, mikropaläontologisch allerdings noch unbestätigten, Evaporitfolge von Pfennigbach bei Puchberg führen ebenfalls Magnesit neben Gips, Kalifeldspat, Muskovit und Quarz [1]). Auch Sammelkristallisationen von Fe-reichen Magnesiten wurden in diesem Vorkommen festgestellt (MEIXNER 1980). Zu erwähnen ist hier noch, daß Magnesit auch in Evaporitfolgen der Karpaten mehrfach festgestellt wurde (TURAN & VANČOVÁ 1976). Die magnesitführenden Evaporite sind dort an Oberperm-Untertrias und an die Obertrias (Keuper) gebunden; nur in einem Fall wurde auch in jüngeren Gipsen Fe-reicher Magnesit beobachtet. Die Magnesitbildung wird auf Diageneseprozesse zurückgeführt und sedimentär-diagenetisch gedeutet.

Lithologische Entwicklung der magnesitführenden Sedimente im Perm und Skyth der Ostalpen

Die Magnesit enthaltenden Sedimente werden in das Unter- und Oberperm, in das Skyth und teils auch in das Anis eingestuft; in einigen Fällen ist eine genauere stratigraphische Einordnung noch unklar. Das Alter der Magnesitbildung kann allerdings nicht mit jenem der die Magnesite enthaltenen Ablagerungen von vornherein gleichgesetzt werden.

Für das Auftreten von Magnesit in Sedimenten kommen generell folgende Prozesse in Betracht:

1. Syngenetische Magnesitbildung:
   a) Anlieferung als Detritus = aus dem Hinterland
      = aus dem Sedimentationsraum selbst (salinare Lösungsphase).
   b) Synsedimentär — Ausfällung von Magnesit aus einer entsprechend konzentrierten Lösung.
   c) Syndiagenetisch — im Stadium beginnender bzw. früher Sedimentüberlagerung Umformung eines primären Karbonat-Altbestandes etwa nach der Reaktionsreihe Aragonit und/oder Calcit → Dolomit → Huntit → Magnesit (s. auch MÜLLER et al., 1972) durch in den obersten Sedimentschichten zirkulierende Oberflächen- und Porenlösungen.
   d) Anadiagenetisch (nach FAIRBRIDGE, 1967) — Magnesitisierung eines vorgegebenen Karbonat-Altbestandes durch zirkulierende Porenlösungen nach der vorhin angeführten Reaktionsreihe im Stadium der fortschreitenden Kompaktion und Sedimentreifung mit subsequenter Entwässerung und Verfestigung des Sediments.
   e) Frühdiagenetisch hydrothermal-metasomatisch.
2. Epigenetische Magnesitbildung:

   Im wesentlichen hydrothermal-metasomatische Umkristallisation bzw. epidiagenetische Veränderungen eines Karbonat-Altbestandes nach erfolgter Lithifizierung, wobei der Zeitpunkt dieses Prozesses durch Verwitterungseinflüsse, hydrothermale Lösungszufuhr und/oder Metamorphoseereignisse bestimmt wird.

---

[1]) Eine Schwefelisotopen-Analyse eines Gipses aus diesem Vorkommen, die kürzlich von Herrn Dr. E. PAK, Wien, durchgeführt wurde, erbrachte mit einem $\delta\,^{34}S$-Wert von $+11{,}3‰$ ein permisches Alter. Somit ist zumindest ein Teil der Lagerstätte Pfennigbach in das Perm einzustufen.

Die unter 1/c bis 1/e ablaufenden Prozesse sind als frühdiagenetische Vorgänge zu bezeichnen, während spätdiagenetische Magnesitbildungen wohl in der Hauptsache zur Epigenese zu zählen ist. Eine im Prinzip ähnliche Fragestellung ergibt sich auch bei der Dolomitbildung und Dolomitisierung in karbonatischen Ausgangsgesteinen (s. auch CHILINGAR et al., 1979). Es ist naheliegend, daß in einem Orogen im Laufe dessen geologischer Entwicklung mehrere der angeführten Faktoren zu einer Magnesitbildung beitragen und damit deren Deutung komplizieren. So lassen sich auch in den permischen und skythischen Sedimenten der Ostalpen, sowohl des Drauzuges als auch der Nördlichen Kalkalpen, die verschiedensten Phasen der Magnesitbildung erkennen. Im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen ist zusätzlich noch eine deutliche metamorphe Überprägung der magnesitführenden Serien festzustellen, die in den entsprechenden Sedimenten des Drauzuges bisher nicht erfaßt werden konnte.

Im allgemeinen tritt der Magnesit nur in überwiegend feinklastisch ausgebildeten Abschnitten der Grödener Schichten und der Werfener Schichten auf; nur ausnahmsweise ist er als Zement in gröberklastischen Ablagerungen der gleichen Serien festzustellen. Dies weist unserer Meinung nach auch darauf hin, daß es sich dabei nicht um Magnesitdetritus sondern um eine autochthone Magnesitbildung handelt. Häufig ist der Magnesit von Calcit und Dolomit in wechselndem Mengenverhältnis begleitet (Tab. 2). Die Assoziation Calcit-Magnesit ist allerdings metastabil und sollte in diagenetisch und/oder metamorph beeinflußten Sedimenten nicht auftreten. Tatsächlich ist Calcit in diesem Fall überwiegend in spätdiagenetischen Klüften und kaum als primäre Sedimentkomponente festzustellen. Magnesit kann aber auch einziges Karbonat in den betreffenden Ablagerungen sein. Weitere Komponenten der magnesitführenden Sand- und Siltsteine sind Quarz, Kalifeldspat, Albit, Muskovit und Illit, Chlorit, Kaolinit und Hämatit, selten auch Gips bzw. Anhydrit (in Siltsteinen aus der Kaisergebirgsbasis wurde von SCHRAMM (1978) auch Pyrophyllit festgestellt).

Ein Charakteristikum magnesitführender Gesteine — und von uns im Gelände als Hinweis darauf oft erprobt — ist die Anwesenheit von Aragonit in meist büscheligen Aggregaten in Lösungshohlräumen und in Klüften der entsprechenden Ablagerungen. LIPPMANN (1960) hat gezeigt, daß höhere Magnesiumkonzentrationen der Lösung die Aragonitbildung begünstigen. In magnesitführenden Gesteinen ist aber ein Überangebot an Magnesium infolge der Redolomitisierung von Magnesit durch die im Gestein zirkulierenden Wässer und Porenlösungen gegeben (JOHANNES, 1970). In diesem Zusammenhang ist die Beobachtung interessant, daß sich in Klüften und Lösungshohlräumen magnesitführender Gesteine des Drauzuges häufig zunächst Calcit ausscheidet, und dieser erst später von Aragonit überwachsen wird. Der umgekehrte Fall konnte bisher nicht festgestellt werden. Diese Beobachtung spricht für eine späte Mobilisation des Magnesiums aus dem umgebenden Gesteinsverband. Ungeklärt ist aber, ob es sich dabei um Mineralneubildungen im Zuge der Spätdiagenese, eventuell auch im Gefolge alpidischer Metamorphosephasen, oder um reine Verwitterungsbildungen handelt.

Der Magnesit tritt im Perm und Skyth der Ostalpen in folgender Form auf:

a) als detritär angelieferte Karbonatkriställchen in den Werfener Schichten der Lienzer Dolomiten. Es handelt sich dabei aller Wahrscheinlichkeit nach um Lösungsrückstände evaporitischer Gesteine.
   Die grobklastischen Magnesitkomponenten in den permischen Basalbildungen von Alm bei Saalfelden wurden von SCHRAMM (1973) auf die benachbarten Magne-

Tabelle 2: Röntgenographisch ermittelte Zusammensetzung einiger magnesitführender Gesteine des Perms und Skyths der Ostalpen. Die Mineralgehalte wurden gegen Eichproben abgeschätzt. Es bedeutet × × × = > 50 Gew.-%, × × = 50—10 Gew.-% und × = < 10 Gew.-%

Proben	Quarz	Calcit	Dolomit	Magnesit	Kalifeldspat	Albit	Muskovit-Illit	Chlorit	Kaolinit	Hämatit	Anhydrit	Gips	Lokalität
Skyth / Nördliche Kalkalpen													
P 651/80	× × ×			×			× ×						Hundskarlgraben
P 653/80	× × ×			× ×	× ×		×					×	Hundskarlgraben
Skyth — Unteranis / westlicher Drauzug													
P 633/79		× ×	× ×	× × ×								× ×	Dobratsch
P 728/80	×	×	×	× × ×									Lammergraben, Laas
P 694/80	×	× ×		× × ×	×		×	×					Podlanigbach
P 701/80	× ×			× ×	× ×		×						Pallaserbach
Perm — Salinar / Nördliche Kalkalpen													
P 737/80				× × ×	×		×				× ×		Wienern/Grundlsee
P 749/80	×			× ×	×		×					× × ×	Pfennigbach/Puchberg
NHM Wien													
A. a. 5464	×			× ×							× × ×		Hallstatt
NHM Wien													
J. 3429			× ×	× × ×	×		×					× ×	Grabenmühl/Golling
P 645/80	×	×		× × ×									Lammertal, N Annaberg
Perm — klastisch / Nördliche Kalkalpen													
P 663/80	× ×			× × ×			×		× ×				Sandtal/Ellmau
P 672/80	× ×			× × ×			× ×	×		×			Rote Plaiken/Ellmau
P 688/80	× × ×			×			× ×		× ×				Seebachtal
P 196/73	× × ×			× ×		×	× ×	× ×					Fieberbrunn
Perm — klastisch / westlicher Drauzug													
P 580/79	× ×			× × ×	×		×						Dobratsch
P 618b/79	× ×			× ×			×						Lenzhof/Reißkofel E
P 591/79	× ×	× ×	×	× × ×	×		×			×			Lahnerbach
P 322/76	× ×	×	× ×	× × ×			×						Obergailbach/Lesachtal-Lamelle

sitvorkommen der Nördlichen Grauwackenzone bezogen und sind daher nicht unmittelbar als permische Magnesite anzusprechen.

b) als sammelkristallisierte Matrix und als früh- bis spätdiagenetischer Zement in Sand- und Siltsteinen des Perms und Skyths (Gailtaler Alpen, Lienzer Dolomiten und Nördliche Kalkalpen). Dazu sind auch die kryptokristallinen Komponenten und Lagen in Rauhwacken und in Gipsen der höheren Werfener Schichten des Drauzuges und der Nördlichen Kalkalpen zu rechnen.

c) als Konkretionen im Perm und Skyth (?) (Gailtaler Alpen, Lienzer Dolomiten und Nördliche Kalkalpen)

d) als Sammelkristallisationen in Evaporiten und in diese begleitenden Karbonatgesteinen der Kalkalpenbasis (z. B. Hall in Tirol, Diegrub und Kaswassergraben)

e) als mehr oder weniger eisenführender Magnesit meist in Gängen, offenen Klüften und Sammelkristallisationen in permo-skythischen Sedimenten der Nördlichen Kalkalpen infolge metamorph beeinflußter Mobilisierung aus den magnesithältigen Nebengesteinen (z. B. Kaisergebirge, Werfen, Wienern, Pfennigbach etc.).

Trotz der Vielzahl der bisher beobachteten Ausbildungsformen der Magnesite läßt sich demnach deren Bildung in den hier betrachteten Serien auf im wesentlichen frühdiagenetische Prozesse und untergeordnet auf Anlieferung als Detritus beziehen. Für die Magnesite der Nördlichen Kalkalpen ist, wie bereits erwähnt, zusätzlich auch eine gewisse metamorphe Überprägung anzunehmen.

Mechanismus der frühdiagenetischen Magnesitbildung im Perm und Skyth der Ostalpen

Grundlegende Erkenntnisse zur Magnesitbildung haben USDOWSKI (1967, 1974), JOHANNES (1970) und LIPPMANN (1973) erarbeitet. Die reaktionskinetischen Voraussetzungen, die bei der Bildung von Ca-Mg-Karbonaten berücksichtigt werden müssen behandelt LIPPMANN (1973, 1980). Er weist insbesondere darauf hin, daß bei Mg-Ca-Konzentrationsverhältnissen wie sie etwa im Meerwasser (bei 25° C) vorliegen, Magnesit jenes Mg-Karbonat sein müßte, das aus dem Meerwasser ausgefällt wird, nicht aber Dolomit. Unter Oberflächenbedingungen konnten bisher aber weder Magnesit noch Dolomit im Labor dargestellt werden (LIPPMANN, 1979b; CHILINGAR et al. 1979). Die Magnesitbildung wird allerdings durch kinetische Faktoren entscheidend gehemmt, so daß speziell bei Verdünnung des Meerwassers durch Frischwasserzufluß im allgemeinen Dolomitbildung zu erwarten wäre (LIPPMANN, 1973; BATHURST, 1975). Nach LIPPMANN (1979b) herrscht in einem auf 25° C erwärmten Meerwasser, wie es im tropischen Bereich häufig ist, Übersättigung an Dolomit und auch an Magnesit. Dies ergibt sich aus dem Vergleich der Löslichkeitsprodukte dieser beiden Karbonate mit den entsprechenden Aktivitätenprodukten der im Meerwasser vorhandenen Ca^{2+}- und Mg^{2+}-Ionen (l. c. S. 69). Die starke Hydratation des Mg^{2+}-Ions behindert aber nicht nur die Bildung von Magnesit sondern auch jene von Dolomit. Diese beiden Minerale werden daher aus dem Meerwasser im allgemeinen nicht ausgefällt. Erst während der Diagenese werden jene Bedingungen geschaffen, die eine Magnesitbildung im Sediment aus präexistenten Karbonatphasen begünstigen. Nach GARRELS et al. (1960) ist sowohl Dolomitisierung als auch Magnesitisierung von Karbonatmaterial in evaporitischem Milieu möglich. In erster Linie sind Salinität und Mg-Gehalt der Porenlösungen dafür ausschlaggebend, ob einerseits Dolomit oder andererseits Magnesit im Diageneseprozeß karbonatischer Sedimente gebildet werden kann, oder ob letztlich Calcit entsteht. LIPPMANN (1979b) hat darüber hinaus auf die Rolle der Verfügbarkeit von CO_3^{2-}-Ionen im Meerwasser bzw. in Porenlösun-

gen für die Karbonatbildung generell hingewiesen. Alkalinität und Sulfatreduktion unter anaeroben Bedingungen sind dafür ausschlaggebend. Beide Faktoren sind besonders im Stadium der Frühdiagenese im Sediment im allgemeinen wirksam und ihr Einfluß auf die Karbonatgleichgewichte dementsprechend von Bedeutung. Auffällig ist in diesem Zusammenhang, daß sich Magnesit in den von uns untersuchten permoskythischen Gesteinen oft in Sedimenten findet, die an organischen Substanzen reich sind. Hinzuweisen ist hier etwa auf die an Pflanzenhäcksel reichen und oft bioturbaten Werfener Schichten des westlichen Drauzuges und die pelletführenden Karbonateinschaltungen der Gipse des gleichen Bereiches sowie die bitumenreichen Dolomite der Untertrias (Kaswassergraben, Diegrub etc.). Die an organischem Material auffallend reichen Spatmagnesite der Nördlichen Grauwackenzone (wie z. B. Veitsch, Sunk) seien hier nur am Rande erwähnt.

Aus dem bisher Gesagten wird klar, daß Magnesit im sedimentären Bildungsraum in der Regel als eine Bildung der frühen bis späten Diagenese zu betrachten ist. Er kann sowohl im marin-litoralen als auch im lakustrischen Bereich auftreten (Müller et al., 1972). Zwar hat Braitsch (1962) Magnesit als häufigstes authigenes Karbonat chloridischer Salzgesteine angesehen, doch ist auch hier der Einfluß von diagenetischen Veränderungen der entsprechenden Evaporitserien nicht zu vernachlässigen (Langbein, 1968). Überall dort, wo sich heute Magnesit im sedimentären Zyklus bildet, ist dieser mit anderen Karbonaten, vor allem Dolomit, Huntit, Nesquehonit und Hydromagnesit vergesellschaftet (Alderman 1965; von der Borch, 1965; Kinsman 1967 u. a.). Magnesit kann somit als sekundäres Karbonat im Verlauf der Diagenese einerseits durch Dehydrierung primärer, wasserhältiger Mg-Karbonate entstehen (Wetzenstein & Zachmann 1977) und andererseits durch Metasomatose entsprechend zusammengesetzter Porenlösungen aus Aragonit, Calcit und Dolomit in verschiedenen Stadien der Lithifikation gebildet werden. Somit sind auf eine Metasomatose hinweisende Gefügebilder nicht unbedingt immer als Argumente gegen eine auch im weitesten Sinne sedimentäre Magnesitbildung anzusehen. Entscheidend sind nur das Bildungsmilieu und der Zeitpunkt der metasomatischen Umsetzungen. Auf die möglicherweise syngenetisch-salinar bis frühdiagenetisch-metasomatisch erfolgte Magnesitbildung der alpinen Spatmagnesite hat bereits Siegl (1969) hingewiesen.

Infolge der intensiven Umkristallisation bedingt durch die im allgemeinen hohe Porosität klastischer Sedimente sind in den magnesitführenden Grödener Schichten primäre Sedimentstrukturen weitgehend ausgelöscht worden. Trotz dieser diagenetischen Veränderungen sind z. B. beim Dolomit der Algenmatten 4 Generationen unterschieden worden (Niedermayr et al., 1979). Auch die Ausbildung von „Pinolitdolomit" wurde beobachtet. Die Anlieferung der grobklastischen Komponenten erfolgte sicher terrestrisch-fluviatil. Der etwas feinklastischer entwickelte Mittelteil der Grödener Schichten (speziell vom Dobratsch und von den Lienzer Dolomiten) repräsentiert aber einen marinen Strandbereich mit inter- bzw. supratidalen Bildungen. Diese wechseln mit fein- bis grobklastischen Ablagerungen und werden von ihnen in ihrer Gesamtheit unter- und auch überlagert. Nur der etwas feinklastischer ausgebildete Mittelteil der Grödener Schichten führt somit Magnesit und auch andere Karbonate [2]). Bemerkenswert ist der hohe Mangangehalt (ca. 0,6 Gew.-% MnO) der

[2]) Geländebegehungen im Sommer 1981 erbrachten auch im Bereich der Grödener Schichten der Reißkofel-Südseite den Nachweis magnesithältiger Karbonatlagen; eine nicht unerhebliche Magnesitführung ist somit im gesamten westlichen Drauzug in permischen und skythischen Serien festzustellen.

bisher untersuchten Magnesite. Der FeO-Gehalt dieser Magnesite liegt zwischen etwa 0,2—0,7 Gew.-% und weist relativ starke Schwankungen von Korn zu Korn auf (vgl. Tab. 3). Nach WETZENSTEIN & ZACHMANN (1977) weisen limnisch-kontinental gebildete Magnesite im allgemeinen niedrige Mangangehalte auf. Auffällig ist auch, daß im magnesitführenden Abschnitt der Grödener Schichten des Drauzuges Chlorit ein häufiges Akzessorium und Nebengemengteil ist, während er in den ausschließlich grobklastischen Anteilen fehlt. LIPPMANN (1979a) konnte zeigen, daß Chlorite vor allem im marinen Milieu vor Verwitterungseinflüssen geschützt sind, und außerdem die Tendenz zur diagenetisch bedingten Chloritbildung im salinaren Milieu noch stärker ausgeprägt ist als die Umwandlung von Alumosilikaten zu Muskovit.

Die an einigen Siltsteinen der magnesitführenden Grödener Schichten bestimmten B-Gehalte liegen zwischen 100 und 200 ppm; dies spricht ebenfalls für das Vorliegen mariner Bildungen. Der Anteil an detritärem Turmalin ist in den untersuchten Siltsteinen unterschiedlich, meist aber gering und steht in keinem direkten Zusammenhang zu den bestimmten B-Gehalten.

Die in manchen Bereichen teils häufigen und auffälligen Magnesitkonkretionen, die in der Regel in tiefroten Siltsteinen eingelagert sind, zeigen alle Merkmale von im frühen Stadium der Diagenese gebildeten Sammelkristallisationen und sind mit Lagen kryptokristallinen Magnesits vergesellschaftet (wie z. B. Rote Plaiken und Sandtal bei Ellmau, Tirol). Diese überwiegend kryptokristallinen Magnesitkonkretionen (Fig. 5) und Magnesitlagen, die in den postvariszischen Basisserien relativ häufig beobachtet werden (z. B. „Permoskyth" der Kaisergebirgsbasis, Werfener Schichten und Unteranis des Drauzuges), stellen aber ein interessantes Problem dar. Es ist eine bekannte, wenn auch in ihren Ursachen noch ungeklärte Tatsache, daß kristalline organogene Karbonatsubstanz relativ rasch in feinstkörniges Ca-Karbonat desintegrieren kann; sowohl anorganische als auch organische Prozesse, hauptsächlich bakterieller Natur, werden dafür angenommen (CHILINGAR et al., 1979). EISBACHER (1969) deutet die kryptokristallinen Magnesitknollen in roten Tonschiefern der Nördlichen Kalkalpen (l. c. S. 221, Typ I) als in sandig-tonigem Substrat gewachsene Ausfällungen auf Grund einer temporären Übersättigung der Porenlösungen. Nach unseren eigenen Beobachtungen treten texturell vollkommen gleichartig entwickelte kryptokristalline Magnesite im selben Bereich auch schichtig auf. Organische Strukturen waren aber bisher nicht zu erkennen.

Den Nördlichen Kalkalpen ähnliche kryptokristalline Magnesite sind lagenweise und auch als Komponenten in den Rauhwackenhorizonten der Werfener Schichten (Fig. 7) und in den skythisch-anisischen Gipsen des westlichen Drauzuges festzustellen. Hier war zu erkennen, daß es sich dabei wenigstens zum Teil um ehemalige, teils auch Biogene führende Pillenkalke und Oolithe handelt, die frühdiagenetisch in Magnesit umgewandelt worden sein müssen.

Die von EISBACHER (1969) erwähnten Spatmagnesitknollen (l. c. S. 222, Typ III) stellen hingegen deutlich metamorph beeinflußte Rekristallisate dar, mit allen Übergängen zu Typ I (z. T. „Übergangstypus" II, l. c. S. 221).

Die Magnesite im oberpermischen Salinar der Nördlichen Kalkalpen sind teils kryptokristallin (SCHROLL, 1961), teils handelt es sich um grobkristalline Sammelkristallisationen (z. B. HADITSCH, 1968). Auffällig ist, daß der Magnesit hier in der Regel mit Anhydrit vergesellschaftet ist. Interessant ist in diesem Zusammenhang, daß die von PAK (1974, 1978) aus einigen nordalpinen Salinarvorkommen (Hallstatt, Bad Ischl und Reichenhall) bestimmten Schwefelisotopen-Daten mit $\delta\ ^{34}S$-Werten von +25,1 bis +27,7‰ ± 0,2 für ein untertriadisches Alter der untersuchten Anhydrite sprechen. Es ist aber nicht bekannt, ob ausschließlich diese Anhydrite Magnesit

führen, oder ob die Magnesitführung auch in sicher oberpermischem Salinar anzutreffen ist. Es sei hier daran erinnert, daß in der Salzlagerstätte von Hall in Tirol nur die magnesitführende Evaporitserie δ ^{34}S-Werte ergeben hat, die eine Einstufung dieser Evaporite in die Untertrias ermöglichte (freundl. briefl. Mitteilung von Herrn wHR Dipl.-Ing. Dr. O. SCHAUBERGER, Bad Ischl). Wie schon früher erwähnt, haben aber kürzlich durchgeführte Schwefelisotopen-Bestimmungen an Gipsen magnesitführender Evaporitfolgen (aus dem Blühnbachtal, vom Lammertal N Annaberg und von Grabenmühl bei Golling) δ ^{34}S-Werte erbracht, die ein permisches Alter dieser Bildung belegen.

Der teils beträchtliche Magnesitanteil der alpinen „Salztone" ist schon lange bekannt (SCHAUBERGER & RUESS, 1951; SCHROLL 1961), seine Genese aber noch ungeklärt. Eventuell handelt es sich dabei um salinare Fällungsprodukte, wie dies von BRAITSCH (1962) für die Magnesite des norddeutschen Zechsteinsalinars angenommen worden ist. Möglicherweise spielen aber auch hier Diageneseprozesse die wichtigere Rolle. Für die grobkristallinen, meist Fe-reichen Sammelkristallisationen, wie etwa von Wienern/Grundlsee und Grubach bei Golling, ist eine spätdiagenetisch-metasomatische Bildung bis metamorphe Rekristallisation wahrscheinlicher (Fig. 4). Das Magnesium kann dabei leicht aus dem primären, kryptokristallinen Magnesitanteil des umgebenden Salinars bezogen werden.

In den Werfener Schichten wurde Magnesit einerseits als Detritus, der bereichsweise auch diagenetisch bedingte Magnesit-Sammelkristallisationen zeigt, angeliefert. Andererseits ist auch hier, ähnlich wie in den Grödener Schichten, vor allem in den karbonat- und gipsreichen oberen Werfener Schichten mit einer metasomatisch bedingten Umkristallisation eines Karbonat-Altbestandes zu rechnen (NIEDERMAYR et al., 1980). Auf die petrogenetische Bedeutung der magnesitführenden Rauhwacken der obersten Werfener Schichten des Drauzuges wurde in der gleichen Arbeit hingewiesen. Insbesondere geben diese Rauhwacken Hinweise auf recht bedeutende Lösungsumsätze, die das ostalpine, untertriadische Salinar nachhaltig beeinflußt haben. Die unmittelbare Vergesellschaftung von Gips und Magnesit, wie dies sowohl vom Dobratsch als auch vom Lammer Graben bei Kötschach und vom Ochsengarten in den Lienzer Dolomiten nachgewiesen werden konnte, zeigt, daß es sich dabei um eine ausschließlich sedimentär angelegte, durch Metasomatose Mg-reicher Porenlösungen im hypersalinaren Milieu bedingte Magnesitbildung handelt. Unabhängig vom tatsächlichen Alter dieser magnesitführenden Gipse und Rauhwackenhorizonte, das im einzelnen noch geprüft werden sollte, ergeben sich damit deutliche Beziehungen zu den Magnesiten von Hall in Tirol, Kaswassergraben und auch Diegrub.

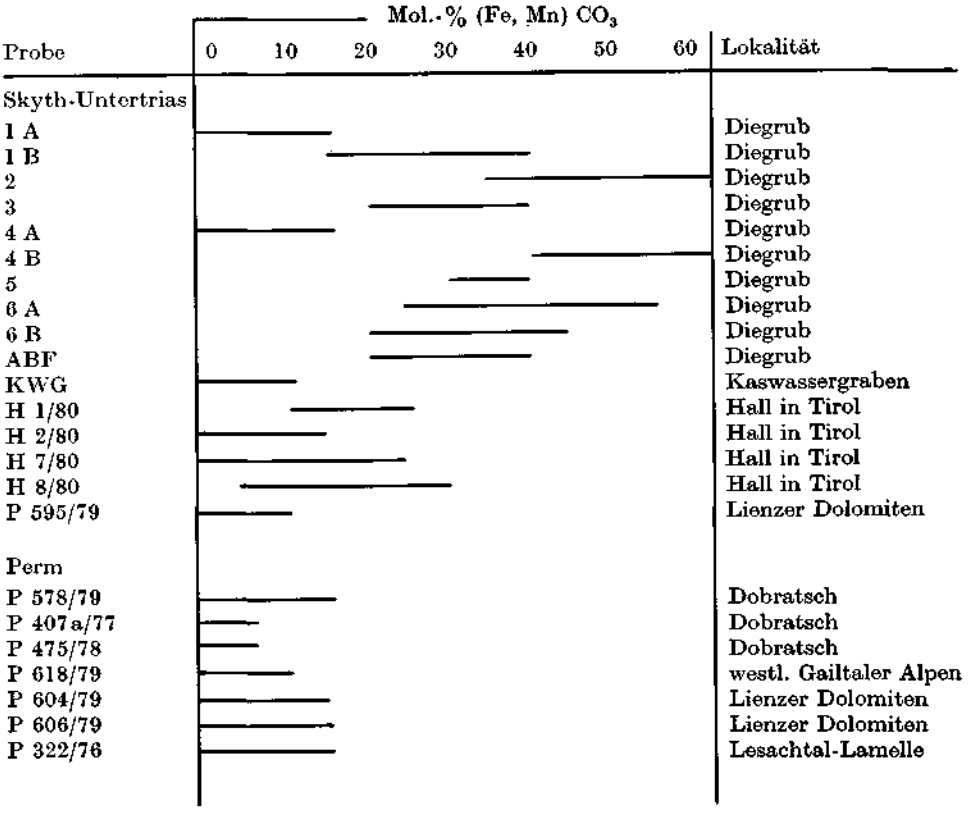
Aus den genannten Magnesitvorkommen liegen Gefügebilder vor, die auf eine frühdiagenetische, metasomatisch bedingte Umprägung eines Karbonat-Altbestandes durch Mg-reiche Porenlösungen bezogen werden können. In Fig. 11 ist zu erkennen, daß der Magnesit einen primären Altbestand ersetzt hat, größtenteils ohne dessen sedimentär angelegtes Interngefüge zu verändern. Pigmentierung und Schichtung gehen vollkommen ungestört durch die Magnesitkristalle hindurch; zum Teil sind sogar noch Ostrakodenquerschnitte, die im umgebenden Dolomit relativ häufig sind, auch im Magnesit zu erkennen. Das Magnesitwachstum erfolgte auch ohne Zerstörung der im Sediment deutlich ausgeprägten Stylolythen; somit muß die Stylolythbildung noch vor dem Magnesitwachstum angenommen werden. Aus dem Schliffbefund ergibt sich, daß Stylolythhäute Karbonatlagen unterschiedlicher Körnigkeit und Umkristallisation trennen und aller Wahrscheinlichkeit nach somit durch die bei der Kompaktion des sich verfestigenden Karbonatschlammes eintretenden Drucklösungsvorgänge bedingt sind. Da die stark pigmentierten Ton-

häute der Stylolythe frühdiagenetische Schwundrisse im Sediment versetzen, ist an eine Drucklösung im z. T. gerade noch plastisch verformbaren Sediment zu denken. An manchen Stellen haben die im Dolomit wachsenden Magnesitkristalle das Pigment nicht übernommen und an ihren sich ausdehnenden Korngrenzen gewissermaßen vor sich hergeschoben. Eine bereichsweise ausgebildete rhythmische Schichtung von pigmentierten und nicht pigmentierten Magnesiträndern zeigt, daß die Kristallisationsbedingungen der Magnesite Schwankungen unterworfen waren. Wichtig ist die Beobachtung, daß die Magnesite im offenbar noch plastisch verformbaren Sediment teilweise zerbrochen bzw. zerschert worden sind. Erst diese rupturell verformten Magnesit-„Aggregate" sind von Klüften durchschlagen worden. Diese trennen auch die Stylolythen und die früher angelegten Sedimentstrukturen. Dies bedeutet, daß das Magnesitwachstum zwischen der Stylolythbildung und der Klüftung anzunehmen ist. Genetisch wichtig ist, daß die durch diese Klüfte getrennten Magnesit-Teilindividuen mit Magnesitsubstanz gleicher optischer Orientierung verheilt werden. Im umgebenden Dolomikrit bestehen diese Klüfte hingegen aus Dolomitzement. Es muß daher angenommen werden, daß auch zur Zeit der Kluftbildung die Zusammensetzung der im Sediment zirkulierenden Porenlösungen eine Magnesitbildung von vorhandenen Kristallisationskeimen aus ermöglichte.

Ein petrogenetisch interessantes Problem stellt allerdings der Fe-Gehalt vieler Magnesite der Nördlichen Kalkalpen dar (s. auch Tab. 3). Beispielsweise enthalten die „Magnesite" von Diegrub bis zu 60 Mol.-% $FeCO_3$. Wie statistische Mikrosondenuntersuchungen und Reflexionsmessungen gezeigt haben (vgl. Beran, 1978), liegt hier neben praktisch Fe-freien Magnesiten ein ausgeprägtes Häufigkeitsmaximum zwischen 30 und 40 Mol.-% $FeCO_3$ in Fe-hältigen Magnesiten vor. Auffällig sind auch hier die relativ starken Schwankungen der einzelnen Magnesitkörner in ihren Fe-Gehalten. Die Fe-reichsten Magnesite weisen auch die höchsten Mn-Gehalte mit etwa 2 Gew.-% MnO auf. Die höchsten Ca-Gehalte liegen bei 0,5 Gew.-% CaO. Friedrich (1959, 1963) hat die hohen Fe-Gehalte als Beweis für eine hydrothermale Bildung der entsprechenden Magnesite angesehen. Interessanterweise wurde bisher nie eine metamorphe Bildung als Erklärungsmöglichkeit in Erwägung gezogen. Schramm (1974, 1978) hat erstmals auf die den Bedingungen der unteren Grünschieferfazies entsprechende, metamorphe Überprägung der Kalkalpenbasis im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen hingewiesen. Überträgt man die experimentellen Ergebnisse von Johannes (1970) betreffend die Mischkristallbildung in der Reihe Magnesit — Siderit auf die offensichtlich alpidisch überprägten Magnesite der Kalkalpenbasis, so müßten die neugebildeten Magnesitmobilisate in der Regel zonargebaut sein, mit einer Zunahme des Fe-Gehaltes nach außen hin. Darüber hinaus wäre zu erwarten, daß die in spätdiagenetischen Klüften ausgeschiedenen Magnesite wesentlich Fe-reicher sind, als die Magnesite des die Klüfte umgebenden Nebengesteins. Diese Annahme geht davon aus, daß die endgültige Gleichgewichtseinstellung in den betreffenden Sedimenten — soweit sie die Karbonatphasen betrifft — vor allem auf Grund des anzunehmenden hohen Anteiles an fluiden Phasen erst im Zuge der retrograden alpidischen Metamorphose erfolgen konnte und zusätzlich auch vom jeweils wirksamen maximalen Metamorphosegrad beeinflußt wurde. Dies gilt im besonderen Maße für die Magnesite in den Salinarvorkommen der Nördlichen Kalkalpen, die schon auf Grund der mächtigen Sedimentüberdeckungen von einer niedriggradigen Metamorphose erfaßt worden sein müssen („low grade and/or very low grade metamorphism", Hoschek et al., 1980, S. 339). Die grobkristallinen Magnesite von Hall in Tirol zeigen einen ausgeprägten Zonarbau, mit einem Fe-armen Kern und einer Fe-reichen Hülle. Dies weist nach Johannes

(1970) auf eine Rekristallisation des Magnesits bei fallender Temperatur hin. Das Eisen kann dabei aus den Nebengesteinen hergeleitet werden. Dies könnte aber auch für die alpinen Magnesit- bzw. Spatmagnesitvorkommen insgesamt gesehen von Bedeutung sein. Zuletzt hat FRIEDRICH (1968) betont, daß der Fe-Gehalt der alpinen Magnesite in den triadischen Vorkommen deutlich höher ist als in den, auch stratigraphisch, tiefer liegenden Spatmagnesiten der Grauwackenzone. Seiner Meinung

Tabelle 3: Schematische Darstellung der (Fe, Mn)CO_3-Gehalte einiger Magnesite aus permoskythischen Serien der Ostalpen (in Mol.-%). Die Daten wurden aus Mikrosondenanalysen und Reflexionsmessungen ermittelt (pro Probe 20 Meßpunkte, zur Methode vgl. BERAN, 1978)



nach ist dies als Hinweis auf eine hydrothermale Lösungszufuhr von unten her mit konsequenterweise abnehmender Metasomatosetemperatur zu betrachten. Gleiches gilt ganz allgemein aber auch für den Metamorphosegrad der alpinen Magnesite. Nimmt man daher eine prämetamorphe, syndiagenetische Magnesitbildung sowohl für die alpinen Spatmagnesite als auch für die Magnesite im Perm und Skyth der Ostalpen an, so weist der höhere Fe-Gehalt der metamorph überprägten permoskythischen Magnesite auf geringere Rekristallisationstemperaturen hin als jener der tieferliegenden und damit auch höher metamorphen Spatmagnesite. Da nach HADITSCH & MOSTLER (1979) für die Spatmagnesite bereits eine variszisch-meta-

morphe Prägung angenommen werden muß, handelt es sich bei diesen Magnesiten überdies um polymetamorphe Bildungen.

Trotz der relativ reichlichen Magnesitführung in permo-skythischen Sedimenten der Ostalpen sollte dies überdies in Hinkunft auch bei paläogeographischen Überlegungen berücksichtigt werden. Es wird hier in erster Linie zu prüfen sein, ob nicht auch in anderen Bereichen der permo-triadischen Serien der Ostalpen Magnesit als wichtiger Bestandteil der Ablagerungen anzutreffen ist. Wie gerade das Beispiel des westlichen Drauzuges zeigt, ist die Anwesenheit von Magnesit hier trotz vieler Detailuntersuchungen dieses Bereiches erst spät erkannt worden. Dies obwohl z. B. der magnesitführende Anteil der Werfener Schichten etwa 100 m Mächtigkeit erreicht, exklusive des sehr magnesitreichen Rauhwackenhorizontes in seinem Hangenden, der im zentralen Teil der Lienzer Dolomiten immerhin ebenfalls bis zu 50—60 Meter mächtig wird. Auffallend ist jedoch, daß Magnesit in permo-triadischen Ablagerungen bisher praktisch nur aus oberostalpinen Serien festgestellt werden konnte. Hinzuweisen ist hier allerdings auf die hinsichtlich ihrer Genese noch ungeklärte „Eisendolomit"- und Magnesitvererzung (Klebelsberg, 1935; Brigo & Omenetto, 1979) im Anis der Ortler-Trias (bes. Zumpanel und Stiereckkamm/Cresta del Toro), die nach Tollmann (1977) dem mittelostalpinen Deckenstockwerk zuzurechnen sein soll. Auffällig ist ferner, daß die permo-skythischen Ablagerungen, die am Nordrand des Drauzuges — in meist tektonisch mehr oder weniger reduzierten Vorkommen — liegen (Gödnachgraben, Simmerlach, Glanz und Glatschach b. Dellach/Drautal), keinerlei Anzeichen einer Magnesitführung erkennen ließen. Dolomit und Calcit konnten dagegen festgestellt werden. Dies könnte jedenfalls als weiteres Indiz dafür gewertet werden, daß ungeachtet der räumlichen Nähe doch bedeutende fazielle Gegensätze zwischen diesen Vorkommen und dem eigentlichen Drauzug bestehen, worauf schon verschiedentlich hingewiesen worden ist (Anger, 1965; Niedermayr, 1975). Auch einige weitere Permotrias-Vorkommen führen nach unseren bisherigen Ergebnissen keinen Magnesit (wie z. B. die Vorkommen von Griffen und St. Paul, Kalkstein, u. a.).

Ein für die genetische Interpretation der Magnesite im Perm und Skyth der Ostalpen wichtiges Faktum ist deren überaus weite Verbreitung, wobei zusätzlich noch das Auftreten in bestimmten, offensichtlich stratigraphisch definierbaren Niveaus hervorzuheben ist. Dies läßt sich insbesondere an Hand der Magnesite, die in den Grödener Schichten des Drauzuges und den damit vergleichbaren Sedimenten der Nördlichen Kalkalpen auftreten, erläutern. So deutet schon ganz allgemein das Auftreten von Karbonaten in den fein- bis überwiegend grobklastisch entwickelten Grödener Schichten auf besondere Sedimentationsbedingungen hin. So gesehen ist die Annahme einer zusätzlichen Mg-Zufuhr aus tieferliegenden Magmenherden, wie dies u. a. Friedrich (1969) zur Diskussion stellt („1. Mg-Mobilisation", l. c. S. 558) von untergeordneter Bedeutung. Solange nur einige wenige Vorkommen von Magnesit in postvariszischen Sedimenten bekannt waren, war eine hydrothermale Mg-Zufuhr sicher noch vorstellbar. Die flächenmäßige Ausdehnung der heute bekannten magnesitführenden Sedimente, etwa der Werfener Schichten, aber auch der Grödener Schichten und verwandter Bildungen, liefert einen starken Hinweis dafür, daß die Magnesitbildung auf ein spezielles Ablagerungsmilieu zurückgeführt werden muß. Dies impliziert nun aber keineswegs die Annahme einer synsedimentären Magnesitentstehung in diesen Sedimenten. In Übereinstimmung mit reaktionskinetischen Überlegungen und rezenten Feldbeobachtungen ist die Magnesitbildung allerdings in erster Linie als eine Folge frühdiagenetischer Umsetzungen zu sehen, die zumindest zum Teil durch spätdiagenetische Prozesse und/oder Metamorphoseereignisse über-

prägt worden ist. Die im Rahmen dieser Arbeit mitgeteilten Beobachtungstatsachen und Untersuchungsergebnisse sind daher unserer Meinung nach nicht nur wesentlich für die Deutung der im Perm und Skyth der Ostalpen auftretenden Magnesite, sondern sollen auch als Beitrag zur genetischen Interpretation der ostalpinen Spatmagnesite verstanden werden.

Dank

Frau Doz. Dr. E. KIRCHNER und Herrn Dr. J. M. SCHRAMM (beide Salzburg) sind wir für sachkundige Führungen im Gelände, die uns einen Überblick über einige Magnesitvorkommen der Nördlichen Kalkalpen ermöglichten, und kritische Diskussionsbemerkungen sehr dankbar. Herr Dr. E. PAK (Wien) lieferte mit Schwefelisotopen-Daten der im Rahmen unserer Untersuchungen aufgesammelten Evaporite wertvolle lithostratigraphische Hinweise. Herr Hofrat Prof. Dr. E. SCHROLL (Wien) hat einige Bor-Bestimmungen an Siltsteinen ausgeführt. Dafür sei ihm ebenfalls gedankt.

Die Reflexionsmessungen wurden durch eine Leihgabe des Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung ermöglicht; A. B. dankt der Kommission für Grundlagen der Mineralrohstoff-Forschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften für finanzielle Unterstützung.

Literatur

ALDERMANN, A. R.: Dolomitic sediments and their environment in the South-East of South Australia. — Geochim. Cosmochim. Acta, **29**, 1355—1365, New York—Oxford—London—Paris 1965.

ANGER, H., mit einem Beitrag von W. KLAUS: Zur Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Gailbergsattel und Jauken (Kärnten). — Sitzber. Österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., I, **174**, 79—84, Wien 1965.

BATHURST, R. G. C.: Carbonate sediments and their diagenesis. — Developments in Sedimentology, **12**, 658 S., 1975.

BERAN, A.: Die Bestimmung der Zusammensetzung von Dolomit-, Ankerit- und Magnesit-Siderit-Mischkristallen mit Hilfe von Reflexionsmessungen. — N. Jb. Min., Mh., **1978**, 559—565, Stuttgart 1978.

BORCH, C. C. von der: The distribution and preliminary geochemistry of modern carbonate sediments of the Coorong area, South Australia. — Geochim. Cosmochim. Acta, **29**, 781—799, New York—Oxford—London—Paris 1965.

BRAITSCH, O.: Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten. — Miner. u. Petrogr. in Einzeldarst., **3**, 232 S., 1962.

BRIGO, L. & OMENETTO, P.: Metallogenese der Italienischen Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., **1978**, 249—266, Wien 1979.

CHILINGAR, G. V., ZENGER, D. H., BISSELL H. J. & WOLF K. H.: Dolomites and Dolomitization. — Developments in Sedimentology (ed. G. LARSEN and G. V. CHILINGAR), **25A**, 423—532, Amsterdam 1979.

DESTOMBES, J. P.: Art der Spatmagnesitlagerstätten der Westpyrenäen. — Berg- u. hüttenmänn. Monatsh., **103**, 246—250, Wien—New York 1958.

EISBACHER, G. H.: Neue Beobachtungen zur Deutung der knolligen Magnesite im Tonschieferkomplex des alpinen Buntsandsteins der Nördlichen Kalkalpen. — Mineral. Deposita, **4**, 219—224, Berlin—Heidelberg—New York 1969.

FAIRBRIDGE, R. W.: Phases of diagnesis and authigenesis. — Developments in Sedimentology (Ed. G. LARSEN and G. V. CHILINGAR), **8**, 19—89, Amsterdam 1967.

FOULLON, v. H. B.: Über ein neues Vorkommen von krystallisiertem Magnesit mit säulenförmiger Ausbildung. — Verh. Geol. R.-A., **1884**, 334—335, Wien 1884.

FRIEDRICH, O. M.: Zur Genesis der ostalpinen Spatmagnesit-Lagerstätten. — Radex-Rdsch., **1959**, 393—420, Radenthein 1959.

FRIEDRICH, O. M.: Zur Genesis des Magnesites vom Kaswassergraben und über ein ähn-

liches Vorkommen (Diegrub) im Lammertal. — Radex-Rdsch., **1963**, 421—432, Radenthein 1963.

FRIEDRICH, O. M.: Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. — Archiv f. Lagerstättenforschung, 8, 1—136, Leoben 1968.

FRIEDRICH, O. M.: Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten, Teil 4. — Radex-Rdsch., **1969**, 550—562, Radenthein 1969.

GARRELS R. M., THOMPSON, M. E. & SIEVER, R.: Stability of some carbonates at 25° C and one atmosphere total pressure. — Am. J. Sci., **258**, 402—418, New Haven 1960.

HADITSCH, J. G.: Bemerkungen zu einigen Mineralien (Devillin, Bleiglanz, Magnesit) aus der Gips-Anhydrit-Lagerstätte Wienern am Grundlsee, Steiermark. — Archiv f. Lagerstättenforschung 7, 54—76, Leoben 1968.

HADITSCH, J. G. & MOSTLER, H.: Genese und Altersstellung der Magnesitlagerstätten in den Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., **1978**, 357—367, Wien 1979.

HOSCHEK, G., KIRCHNER, E. Ch., MOSTLER, H. & SCHRAMM, J. M.: Metamorphism in the Austroalpine units between Innsbruck and Salzburg (Austria) — A Synopsis. — Mitt. Österr. Geol. Ges. **71/72**, 335—341, Wien 1980.

JOHANNES, W.: Zur Entstehung von Magnesitvorkommen. — N. Jb. Mineral. Abh., **113**, 274—325, Stuttgart 1970.

KINSMAN, D. J. J.: Huntite from a carbonate-evaporite environment. — Am. Mineral., **52**, 1334—1340, New Haven 1967.

KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol. — 872 S. Berlin (Borntraeger) 1935.

LANGBEIN, R.: Zur Petrologie des Anhydrits. — Chemie der Erde, **27**, 1—38, Berlin 1968.

LESKO, I.: Über die Bildung von Magnesitlagerstätten. — Mineral. Deposita, **7**, 61—72, Berlin—Heidelberg—New York 1972.

LIPPMANN, F.: Versuche zur Aufklärung der Bildungsbedingungen von Calcit und Aragonit. — Fortschr. Min., **38**, 156—161, Stuttgart 1960.

LIPPMANN, F.: Sedimentary Carbonate Minerals. — Minerals, Rocks and Inorganic Materials, **6**, 228 S. Heidelberg (Springer) 1973.

LIPPMANN, F.: Stabilitätsbeziehungen der Tonminerale. — N. Jb. Miner. Abh., **136**, 287—309, Stuttgart 1979 (a).

LIPPMANN, F.: Der gegenwärtige Stand des Dolomitproblems. — Bull. Mus. d'Histoire Naturelle Belgrad, Ser. A., **34**, 65—79, Belgrad 1979 (b).

LIPPMANN, F.: Phase diagrams depicting aqueous solubility of binary mineral systems. — N. Jb. Miner. Abh., **139**, 1—25, Stuttgart 1980.

MACHATSCHKI, F.: Das Magnesitvorkommen im Kaswassergraben bei Großreifling. — Centralbl. f. Min., Geol., Pal., **1922**, 11—19, Stuttgart 1922.

MEIXNER, H.: Neue Mineralfunde aus Österreich, XXX. — Carinthia II, **170./90.**, 33—63, Klagenfurt 1980.

MOSTLER, H.: Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raum zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). — Verh. Geol. B.-A., **1972**, 155—162, Wien 1972.

MÜLLER, G., IRION, G. & FÖRSTNER U.: Formation and Diagenesis of Inorganic Ca-Mg Carbonates in the Lacustrine Environment. — Naturwiss., **59**, 158—164, Frankfurt 1972.

NIEDERMAYR, G.: Gedanken zur lithofaziellen Gliederung der postvariszischen Transgressions-Serie der westlichen Gailtaler Alpen, Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **66./67.**, 105—126, Wien 1975.

NIEDERMAYR, G., SCHERIAU-NIEDERMAYR E. & BERAN A.: Diagenetisch gebildeter Magnesit und Dolomit in den Grödener Schichten des Dobratsch, Kärnten, Österreich. — Geol. Rdsch., **68**, 979—995, Stuttgart 1979.

NIEDERMAYR, G., SCHERIAU-NIEDERMAYR E. & SEEMANN, R.: Magnesit in der Untertrias des westlichen Drauzuges, Kärnten, Osttirol. — Carinthia II, **170./90.**, 91—102, Klagenfurt 1980.

NÖSSING, L., SCHRAMM, J. M. & STINGLHAMMER H.: Ingenieurtechnische, geologische und mineralogische Probleme beim Bau einiger Tunnels der Tauernautobahn im Bereich von Werfen (Salzburg, Österreich). — Rock Mechanics, **11**, 151—176, Wien 1979.

PAK, E.: Schwefelisotopenuntersuchungen am Institut für Radiumforschung und Kernphysik I. — Anzeiger Österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Kl., **1974**, 166—174, Wien 1974.

PAK, E.: Schwefelisotopenuntersuchungen am Institut für Radiumforschung und Kernphysik II. — Anzeiger Österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Kl., **1978**, 6—22, Wien 1978.

PETRASCHECK, W.: Die Magnesite und Siderite der Alpen. Vergleichende Lagerstättenstudien. — Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Kl., **I**, 195—242, Wien 1932.

PLÖCHINGER, B.: Die Nördlichen Kalkalpen. — [In]: Der geologische Aufbau Österreichs (Red.: Geol. B.-A), 699 S., Wien—New York (Springer) 1980.

SCHAUBERGER, O.: Die alpinen Salzlagerstätten. — Verh. Geol. B.-A., **1978**, 455—459, Wien 1979.

SCHAUBERGER, O. & RUESS, H.: Über die Zusammensetzung der alpinen Salztone. — Berg- u. hüttenmänn. Monatsh. **96**, 187—195, Wien 1951.

SCHRAMM, J. M.: Magnesitkomponenten in der Basalbrekzie (?Unter-Rotliegend) östlich Saalfelden (Salzburg). — Veröff. Univ. Innsbruck, **86**, Festschr. HEISSEL, 281—288, Innsbruck 1973.

SCHRAMM, J. M.: Vorbericht über Untersuchungen zur Metamorphose im Raume Bischofshofen—Dienten—Saalfelden (Grauwackenzone/Nördliche Kalkalpen, Salzburg). — Anz. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Kl., **111**, 199—207, Wien 1974.

SCHRAMM, J. M.: Anchimetamorphes Permoskyth an der Basis des Kaisergebirges (Südrand der Nördlichen Kalkalpen zwischen Wörgl und St. Johann in Tirol, Österreich). — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **8**, 101—111, Innsbruck 1978.

SCHROLL, E.: Über das Vorkommen von Magnesit in alpinen Salzlagerstätten. — Radex-Rdsch. **1961**, 704—707, Radenthein 1961.

SCHULZ, O. & LUKAS W.: Eine Uranlagerstätte in permotriadischen Sedimenten Tirols. — Tschermaks Min. Petrogr. Mitt., **14**, 213—231, Wien 1970.

SIEGL, W.: Die Magnesite der Werfener Schichten im Raum Leogang bis Hochfilzen sowie bei Ellmau in Tirol. — Radex-Rdsch., **1964**, 178—191, Radenthein 1964.

SIEGL, W.: Entwurf zu einer salinar-sedimentären Entstehung der Magnesite vom Typ Entachen (Salzburg). — Mineral. Deposita, **4**, 225—233, Berlin—Heidelberg—New York 1969.

STREHL, E., NIEDERMAYR, G., SCHERIAU-NIEDERMAYR E. & PAK E.: Die Gipsvorkommen an der Südseite des Dobratsch (Villacher Alpe), Kärnten. — Carinthia II, **170./90.**, 77—89, Klagenfurt 1980.

TICHY, G. & SCHRAMM, J. M.: Das Hundskarl-Profil, ein Idealprofil durch die Werfener Schichten am Südfuß des Hagengebirges, Salzburg. — Karinthin **80**, 106—115, Klagenfurt 1979.

TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. — 580 S. Wien: (Deuticke) 1976.

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. **1**, 766 S. Wien (Deuticke) 1977.

TURAN, J. & VANČOVÁ, L.: Výskyty magnezitu v evaporitoch Západnych Karpát. — Západné Karpaty, sér. mineral., petrogr., geochémia, metalog., **2**, 95—149 (mit englischer Zusammenfassung), Bratislava 1976.

TURAN, J. & VANČOVÁ, L.: Dalšie výskyty magnezitu v sz. časti gelnickej série gemerid. — Západné Karpaty, sér. mineral., petrogr., geochémia, metalog., **6**, 157—202 (mit deutscher Zusammenfassung), Bratislava 1979.

WETZENSTEIN, W. & ZACHMANN, D.: Sedimentäre magnesiumkarbonatische Bildungen im Servia-Becken/Nordgriechenland. — Radex-Rdsch., 1977, 29—49, Radenthein 1977.

ZANFERRARI, A.: On the occurrence of a Permo-Scythian syncline outcropping in the middle Lesachtal along the Gailtal line (Carinthia, Austria). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1976**, 2, 109—117, Stuttgart 1976.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 5. Dezember 1980.

Tafel 1

Fig. 1: Kristalliner Magnesit (grau) in Siltmaterial (dunkel) der Grödener Schichten; Podlanigbach N Birnbaum, Kärnten. Die knolligen, teils gelängten Karbonatbildungen zeigen keine Anzeichen eines konkretionären Wachstums und sind teilweise Stromatolithstöcken recht ähnlich (P 605/79). Bildbreite 10 cm.

Fig. 2: Lagen mittel- bis grobkristallinen Magnesits (hellgrau) mit Siltsteinen (dunkelgrau) wechsellagernd, in Grödener Schichten der Dobratsch-Basis; Roter Graben N Nötsch, Kärnten (P 580/80), Bildbreite 10 cm.

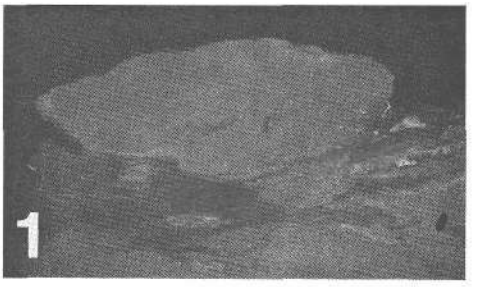
Fig. 3: Feingeschichteter, magnesitreicher Sandstein; Haselgebirgsaufbruch N Annaberg, Lammertal, Salzburg (P 641/80). Bildbreite 9 cm.

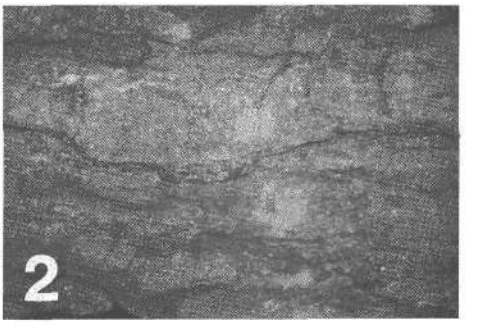
Fig. 4: Grobkristalliner Magnesit (schwarz) in massigem Anhydrit; Gipsbergbau Wienern/Grundlsee, Oberösterreich (P 737/80). Bildbreite 12 cm.

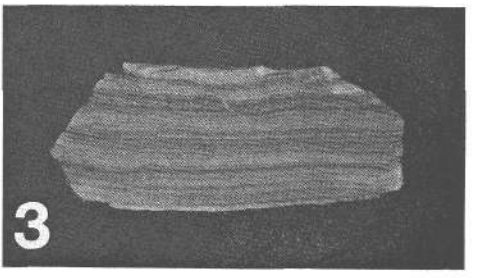
Fig. 5: Kryptokristalline Magnesitknollen (hellgrau) in „Permoskyth"-Sandstein der Kaiser-Basis; Sandtal N Ellmau, Tirol (P 682/80). Bildbreite 7 cm.

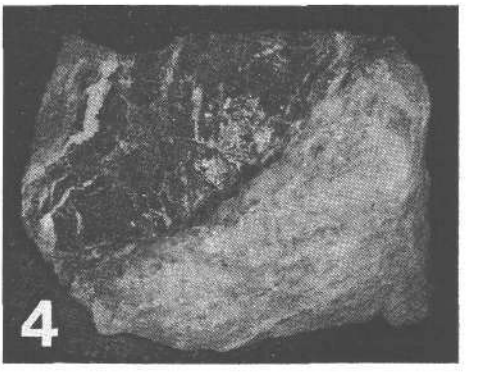
Fig. 6: Magnesitreicher Flasersandstein aus den Werfener Schichten der Lienzer Dolomiten; Podlanigbach N Birnbaum, Kärnten (P 710/80). Bildbreite 7 cm.

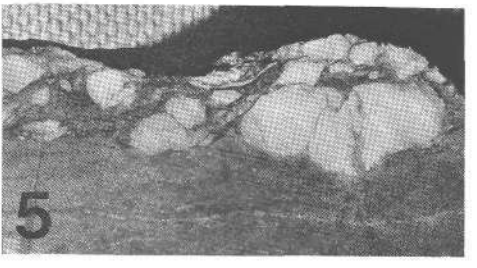
Fig. 7: Magnesitführende Rauhwacke aus den Werfener Schichten der Lienzer Dolomiten; Podlanigbach N Birnbaum, Kärnten. Im kryptokristallinen Unter- bzw. Oberteil des Stückes ist Magnesit Hauptbestandteil; die graue, poröse Lage dazwischen führt dagegen überwiegend Calcit (P 694/80). Der bis 60 m mächtige Rauhwekenkomplex baut sich aus diesen unterschiedlich magnesitführenden Lagen auf. Bildbreite 23 cm.


1

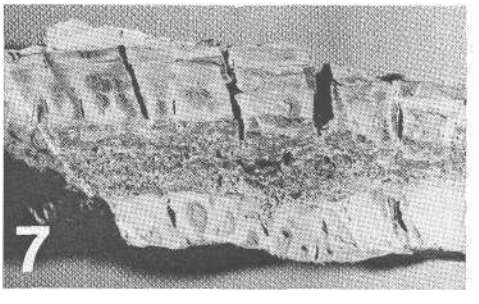

2


3


4


5

6


7

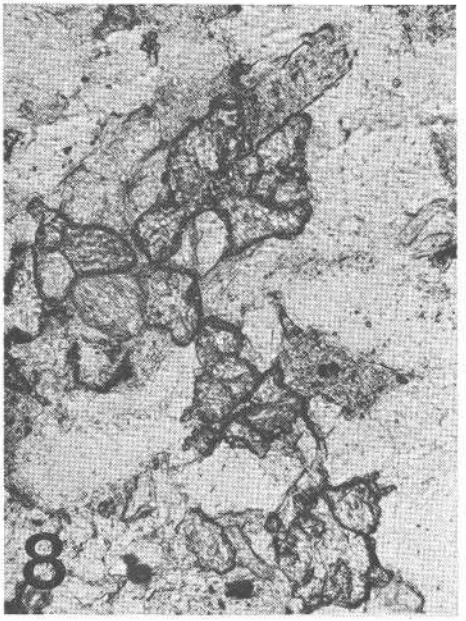
Tafel 2

Fig. 8: Mikrokristalliner Magnesitzement (Magnesit mit deutlichem Relief, Quarz hellgrau) in Sandsteinkomponenten des Haselgebirges — Haselgebirgsaufbruch im Blühnbachtal, W Tenneck, Salzburg (P 653/80); unpolarisiertes Durchlicht. Bildhöhe etwa 0,6 mm.

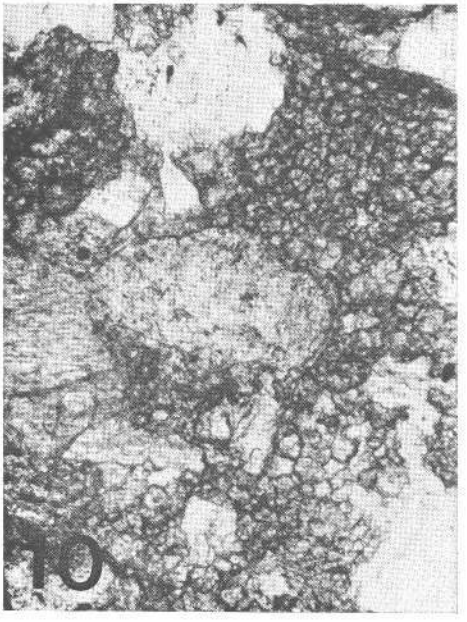
Fig. 9: Geschichteter bis dünngebankter, sehr magnesitreicher Sandstein; opake Körnchen sind Pyrit — Haselgebirgsaufbruch N Annaberg, Lammertal, Salzburg (P 644/80); unpolarisiertes Durchlicht. Bildhöhe etwa 16 mm.

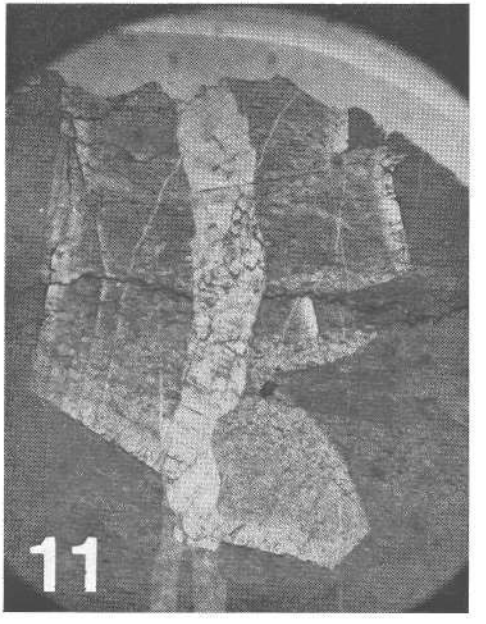
Fig. 10: Frühdiagenetischer, krypto- bis mikrokristalliner Magnesitzement (feinstkörnig, grau), neben Quarz (weiß) und mikro- bis makrokristalliner, später gebildeter Magnesitzement (grau) in magnesitführendem, geflaserten Sandstein — Podlanigbach N Birnbaum, Kärnten (P 710/80); unpolarisiertes Durchlicht. Bildhöhe etwa 0,6 mm.

Fig. 11: In mikritischem Dolomit (dunkelgrau) gesproßter Magnesitkristall (hellgrau) wird von einem Karbonatgang durchschlagen (Bildmitte). Im Magnesitkristall besteht die Gangfüllung aus Magnesitzement (hell), im Dolomit hingegen aus Dolomitzement (dunkel). Nähere Erklärungen im Text — Kaswassergraben bei Großreifling, Steiermark (KW 5/80); unpolarisiertes Durchlicht. Bildhöhe etwa 13 mm.


8

9


10


11

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1981

Band/Volume: 1981

Autor(en)/Author(s): Niedermayr Gerhard, Scheriau-Niedermayr Elisabeth, Beran Anton, Seemann Robert

Artikel/Article: Magnesit im Perm und Skyth der Ostalpen und seine petrogenetische Bedeutung 109-131