

**Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesite  
unter besonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten  
im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone  
(Tirol, Salzburg) \*)**

von

Helfried MOSTLER \*\*)

**Inhalt:**

1) Einleitung . . . . .	238
2) Die Spatmagnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Schichtfolge; mikrofazielle und -faunistische Charakteristik; Ablagerungsmilieu; synsedimentäre bis frühdiagenetische Bildungen) . . . . .	239
3) Spätdiagenetische-metamorphe Bildungen (spätdiagenetische Dolomitierung; authigene Quarzbildung; Drucklösungserscheinungen; Neubildung von Muskowit, Chlorit, etc.; Dolomit und Magnesitbildung) . . . . .	247
4) Zur Faziesgebundenheit der Magnesitvererzung . . . . .	253
5) Zeitliche Einstufung der vererzten Karbonatgesteinskörper . . . . .	255
6) Tektonische Position der Magnesitlagerstätten . . . . .	255
7) Alter der Vererzung . . . . .	259
8) Herkunft der Mg-Lösungen . . . . .	260
9) Abschließende Bemerkungen zur Genese der Spatmagnesitlagerstätten . . . . .	261
10) Zusammenfassung . . . . .	264
Literaturnachweis . . . . .	265

---

\*) Publikation Nr. 6 des Projektes N 25 „Tiefbau der Ostalpen“

\*\*) Anschrift des Verfassers: Univ. Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck, Österreich

## 1) Einleitung

Mit dem Begriff „Spatmagnetit“ wecken wir in vielen Lagerstättenforschern und Geologen die Erinnerung an eine Zeit, in der heiß um die Entstehungsfrage der ostalpinen Spatmagnetitlagerstätten diskutiert wurde. Obwohl man sich bezüglich der Genesis dieses Lagerstättentyps nicht einigen konnte, blieb es in den letzten 5 bis 10 Jahren um diesen Fragenkreis recht ruhig. Bedingt durch die Arbeit von R. HÖLL & A. MAUCHER 1967, in welcher die Magnetitlagerstätte Tux-Lanersbach als sedimentär entstanden erklärt wird, ist die Diskussion neuerdings wieder stark aufgeflackert, wie die Arbeiten von O. M. FRIEDRICH 1968, J. G. HADITSCH 1968, 1969 und D. BRIEGLEB 1971 zeigen.

Der Verfasser hat sich bemüht, im Zuge seiner stratigraphischen Arbeiten in der Grauwackenzone auch die Magnetitlagerstätten genauer zu studieren. Dabei haben vor allem die neuen stratigraphischen Einstufungen der Magnetitlagerstätten und die damit Hand in Hand gehende lithofazielle Erfassung sowie die Festlegung des Alters von Vulkaniten und die Abklärung der gebirgsbildenden Äußerungen geholfen, zu einer Modellvorstellung zu kommen, die man zunächst mit einigen Einschränkungen auch auf die übrigen Spatmagnetitlagerstätten übertragen könnte. Die Betonung liegt auf „könnte“, denn dem Verfasser ist voll bewußt, daß jede Lagerstätte seine Eigenheit hat und eine einmal gewonnene Modellvorstellung nicht ohne kritische Überprüfung der weiteren Lagerstätten auf diese übertragen werden darf.

Bevor aber auf die eigentliche Problematik anhand einiger Beispiele eingegangen wird, soll stichwortartig der gegenwärtige Stand der „Spatmagnetitkontroverse“ festgehalten werden.

Zwei Fronten stehen sich bezüglich der Magnetitgenese extrem gegenüber: Die „Metasomatiker“ (hydrothermal-metasomatische Entstehung der Spatmagnetite) und die „Sedimentaristen“ (primär sedimentäre Ausfällung bis frühdiagenetische Bildung der Spatmagnetite).

Bei der ersten Gruppe werden die Mg-Lösungen mit einer Orogenese in Verbindung gebracht; auch bezüglich der Frage, um welche Orogenese es sich handeln mag, herrscht ebenso eine unterschiedliche Meinung.

1. Für variszisches Alter sprechen sich F. ANGEL & F. TROJER aus.
2. Für alpidisches Alter plädieren O. M. FRIEDRICH, H. MEIXNER, E. CLAR.

Auch die Ansichten den Magnesiumspender betreffend, streuen bei den „Metasomatikern“ sehr weit.

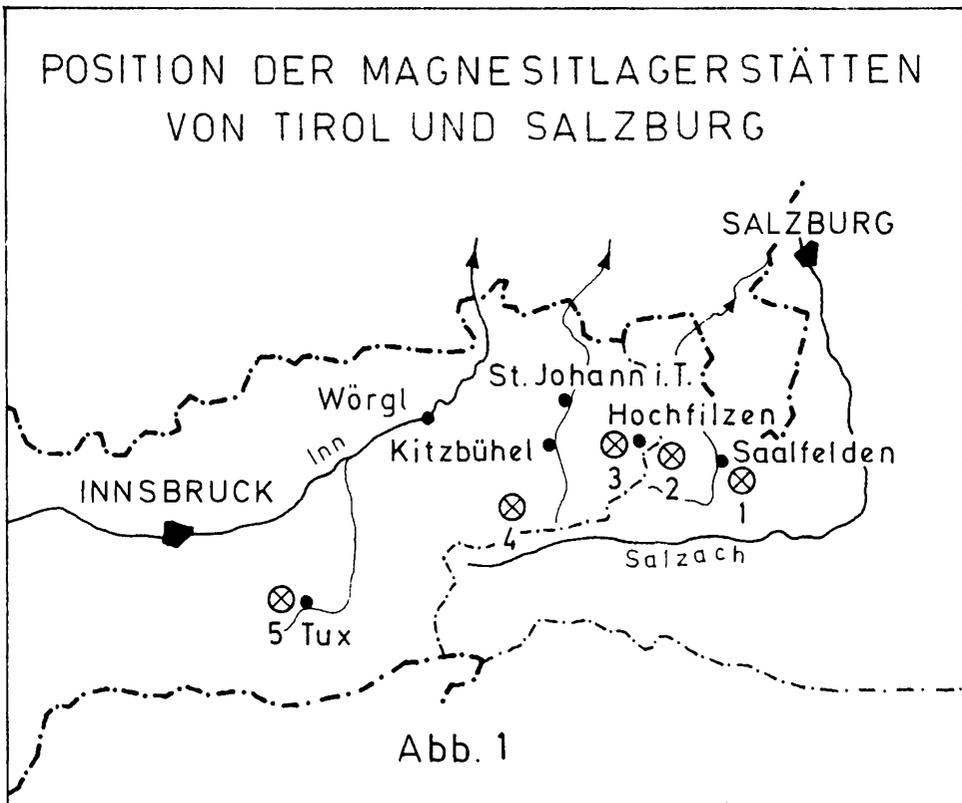
1. Durch Umprägung der Ultrabasite zu Serpentin (F. ANGEL).
2. Durch regionalmetamorphe Vorgänge (E. CLAR, O. M. FRIEDRICH, I. LESKO).
3. Durch saure Intrusiva (A. HIMMELBAUER).
4. Durch andesitischen Vulkanismus (W. PETRASCHECK).

Innerhalb der zweiten Gruppe („Sedimentaristen“) finden wir einmal Vertreter für eine primär-sedimentäre Ausfällung der Magnetite (J. G. LLARENA), auf der anderen Seite solche, die für eine frühdiagenetische Bildung eintreten (H. LEITMEIER, W. SIEGL), und weiters solche, die eine sedimentäre Bildung der Magnetite unter besonderen Bedingungen annehmen und zwar unter gleichzeitiger Zufuhr des Mg durch submarinen Vulkanismus (Z. ROHN, R. HÖLL & A. MAUCHER).

Von experimenteller Seite hat W. JOHANNES seit dem Jahre 1966 grundlegendes zur Magnesitentstehung beigetragen und dies in seiner umfassenden Arbeit 1970 klar dargelegt. Nach JOHANNES 1970 entstehen die Magnesite (abgesehen von der seltener vorkommenden echt sedimentären Bildung) entweder durch eine CO<sub>2</sub>-Metasomatose oder durch eine Mg-Metasomatose.

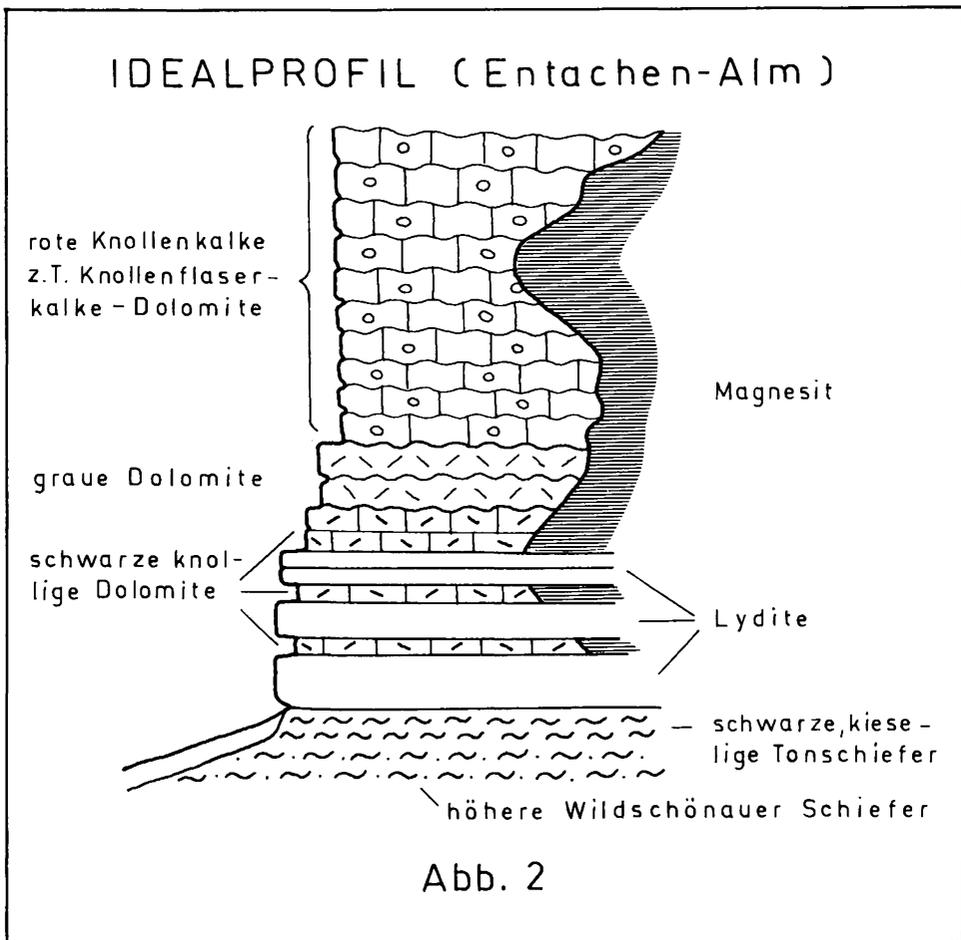
## 2) Die Spatmagnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone

Die vier wichtigsten in Salzburg und Tirol vorkommenden Magnesitlagerstätten (siehe Abb. 1) werden zunächst in ihrer litho- und biostratigraphischen Position von E nach W einzeln besprochen. Gleichzeitig wird auch das für die genetischen Fragen so bedeutende Ablagerungsmilieu bzw. auf die synsedimentären bis frühdiaagenetischen Erscheinungen eingegangen.



## Magnesitlagerstätte Entachen Alm (Salzburg)

**Schichtfolge (Abb. 2):** Aus typischen höheren Wildschönauer Schieferen gehen allmählich  $\text{SiO}_2$ -führende schwarze Tonschiefer hervor, die in Kieselschiefer überleiten; diese wiederum werden von echten Lyditen überlagert. Im höheren Abschnitt der Lydite sind geringmächtige dunkle, knollig entwickelte Karbonatgesteinsbänke zwischengeschaltet (Kalk, Dolomit-Magnesit), die nach oben hin die Lydite völlig verdrängen. Darüber ist ein Farbumschlag innerhalb der Karbonatgesteine beobachtbar; die schwarzen Kalke bis Magnesite werden von wenige Meter mächtigen grauen Dolomiten abgelöst, die ihrerseits ziemlich abrupt in rote Knollenkalke bis Magnesite übergehen. Alle Karbonatgesteine sind durch knollige Oberflächen besonders hervorstechend; nicht selten kann man darauf Orthoceren und Crinodenstielglieder finden. Reine Kalke sind relativ selten; sie werden innerhalb einer Bank von Dolomit und Magnesit (letzterer sproßt recht unregelmäßig) vertreten.



**Kurze mikrofazielle und faunistische Charakteristik:** Bei den Lyditen handelt es sich z. T. um reine Radiolarite, z. T. aus Radiolarien und Kieselschwämmen aufgebaute kieselige Sedimente. Auf den Schichtoberflächen konnten hin und wieder Grapholithenfragmente gefunden werden. Die schwarzen, knolligen Karbonatgesteine (z. T. noch als Biomikrite zu erkennen) sind reich an Biogenen; es handelt sich um Radiolarien, Foraminiferen, Calcisphären, kieselige Poriferenspiculae, Bryozoenfragmente sowie Conodonten. Die relativ gleichmäßige Verteilung der Biogene geht auf eine bankinterne Bioturbation zurück, während die knolligen Oberflächen z. T. auf eine Subsolution zurückzuführen sind. Die roten Knollenkalke, durchwegs Biomikrite sind z. T. sehr reich an Biogenen nur fehlen Radiolarien, Kieselspiculae und Bryozoen; dafür treten aber sehr häufig Orthoceren und Crinoiden auf, wobei letztere zum herrschenden faunistischen Element werden.

**Ablagerungsmilieu:** Die Lydite bestehen aus Kieselsäure organischen Ursprungs (Radiolarien, Kieselspiculae), wobei die Erhaltung der Radiolarien und andere kieselige Biogene von der starken Beteiligung an Bitumen und dem damit verbundenen Sauerstoffmangel abhängt. Ein Zusammenhang mit Vulkaniten konnte nicht nachgewiesen werden (das letzte wirklich faßbare vulkanische Ereignis war an der Wende Ashgill/tiefstes Llandovery). Die immer wieder auftretenden pyritisierten Biogene weisen auf die reichlich organische Substanz und deren anaerobe Zersetzung unter reduzierendem Milieu hin (Bildung von  $H_2S$ ). Während der eH-Nullwert z. Zt. der Ablagerung der Lydite noch innerhalb der tieferen Wasserschichten lag, wurde dieser mit dem Durchsetzen der Karbonatsedimentation an die Grenze Sediment/Wasser hinabgedrückt, denn die mehr oder weniger autochthone benthonische Fauna (Bryozoen, Crinoiden, Echiniden, Ophiuren und Holothurien) hätte in einem reduzierten Milieu nicht existieren können. Mit diesem Milieuschlag (Verdrängung des reduzierenden Milieus in das Sediment) konnte sich die Karbonatsedimentation völlig durchsetzen (Ende der „euxinischen“ Bedingungen), ohne daß dabei die relativ ruhige Sedimentationsphase gestört wurde. Mit dem Farbumschlag wurden die Lebensbedingungen immer besser, es fehlen die in den schwarzen Kalken auftretenden pyritisierten Biogene, denn das Sediment ist intensiv rot, d. h. der eh-Nullwert wurde in die tieferen Sedimentschichten verdrängt, was bedeutet, daß sich das oxydierende Milieu völlig durchgesetzt hat. Die besseren Lebensbedingungen werden wohl größtenteils durch die Heraushebung von Schwellen verursacht. Während die Lydite in mindestens 200 m Tiefe abgelagert wurden, sind die roten Knollenkalke etwa in einer Wassertiefe von 50 m entstanden.

**Synsedimentäre-frühdiagenetische Prozesse:** Die Pyritisierung der meisten Biogene gehört dem synsedimentären bis frühdiagenetischem Zyklus an; z. T. ist auch die Kieselsäureersetzung der Biogene auf einen sehr frühen Prozeß zurückzuführen. Kriterien dafür sind in  $SiO_2$  umgesetzte Biogene, die gegenüber den in ursprünglicher Substanz überlieferten Biogenen bei der Kompaktion nicht mehr deformiert wurden.

Anzeichen für eine frühdiagenetische Dolomitisierung oder gar Magnesitbildung fehlen, was nicht zu verwundern braucht, zumal für eine frühdiagenetische Dolomitisierung eine Erhöhung der Gesamtkonzentration des Meerwassers nötig wäre, welche nur durch Eindunstung erreicht werden könnte. Nachdem es sich um Sedimente handelt, die sich in mindestens 50 m Tiefe abgelagerten (Anzeichen für eine Sedimentationsunterbrechung

bedingt durch eine oder mehrere Auftauchphasen fehlen), scheidet jede Möglichkeit für Verdunstung aus.

### **Magnesitlagerstätte Inschlagalm bei Leogang (Salzburg)**

**Schichtfolge** (Abb. 3): Über schwarzen Tonschiefern, in denen Sandsteinlagen zwischengeschaltet sind (höherer Wildschönauer Schieferkomplex) – örtlich teilweise tektonisch unterdrückt – folgen nur zögernd schwarze, laminierte Dolomite (zunächst nur in geringmächtigen Bänken und Schiefen zwischengeschaltet), die im Raume Leogang nur einige Meter mächtig werden. Darüber folgen helle Dolomite; es handelt sich z. T. um geschichtete biogenarme Dolomitgesteine, die ihrerseits in bunte, vorherrschend rote Flaserkalke bis Tonflaserkalke überleiten; z. T. verzahnen die roten Flaserkalke mit dunkelgrauen Dolomiten, die auch noch einen relativ hohen Tonanteil aufweisen und im höheren Abschnitt die Flaserkalke völlig verdrängen. Die dunklen Dolomite sind nicht nur im Bereich der Lagerstätte sehr grobspätig, sondern auch weit außerhalb dieser. Der hohe Tonanteil bleibt zunächst weiterhin konstant, so z. B. noch in den basalen Kalken des Oberdevons, wird aber allmählich in den hellen, nahezu weißen Kalken, die die Schichtfolge der Lagerstätte beschließen, verdrängt.

**Kurze mikrofazielle und faunistische Charakteristik:** Die aus den schwarzen Tonschiefern allmählich hervorgehenden laminierten Dolomite entstanden aus ursprünglichen biogenführenden Arenomikriten bis Bioarenomikriten. Die wichtigsten Biogene werden von den Echinodermaten gestellt; seltener treten auch Orthoceren auf. Die darauffolgenden hellen Dolomite sind stark umkristallisiert, lassen sich aber ortsweise noch als Mikrite bis biogenführende Mikrite erkennen. Aus dem Lösungsrückstand wurden neben den vielen stratigraphisch verwertbaren Conodonten, vor allem Radiolarien und psychrosphärische Ostracoden isoliert. Mit dem Einsetzen der bunten Flaserkalke bis Dolomite bringt die mehr oder weniger periodische Tonanlieferung eine ausgeprägte Feinschichtung mit sich, z. T. handelt es sich um fröhdiaogenetische konkretionäre Kalkknollenbildung, die von einer späteren Drucklösung erfaßt wird. Es handelt sich um biogenführende Kalkmikrite bis Arenomikrite, deren wichtigste Biogene Crinoiden und Echiniden sind. Die bunten Flaserdolomite werden abrupt von den Dolospariten abgelöst, in denen keine Biogene gefunden werden konnten (es handelt sich um pyritische, stark tonig verunreinigte Dolomite). Mit den hellen Kalken des Oberdevons setzen wiederum Biomikrite ein, deren Biogene fast ausschließlich von Echinodermaten gestellt werden.

**Ablagerungsmilieu:** Auch hier beginnt die karbonatische Sedimentation in einem Raum, der durch ein reduzierendes Milieu gekennzeichnet ist, wenn auch zeitlich gesehen gegenüber der Entachenalm stark verschoben. Die Biogene selbst, soweit es sich um benthische Organismen handelt, sind aus topographisch höheren Niveaus geschützt. Die besseren Lebensbedingungen in den darüberliegenden hellen Dolomiten haben sich aber nicht, wie weiter im E (Entachenalm), durch Anhebung des Sedimentationsraumes eingestellt, denn die vielen Radiolarien aus den hellen Dolomiten zeigen noch die annähernd gleiche Ablagerungstiefe (nur 2 km Luftlinie entfernt sind in den höheren Dolomiten reichlich Kieselschiefer zwischengeschaltet).

# IDEALPROFIL ( Inschlag - Alm )

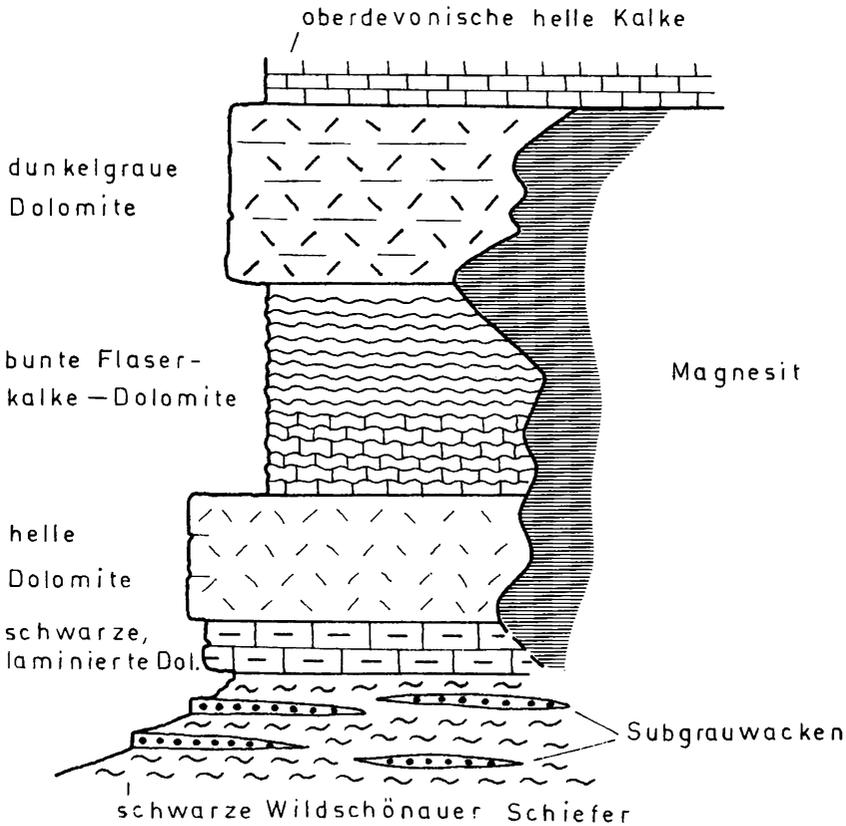


Abb. 3

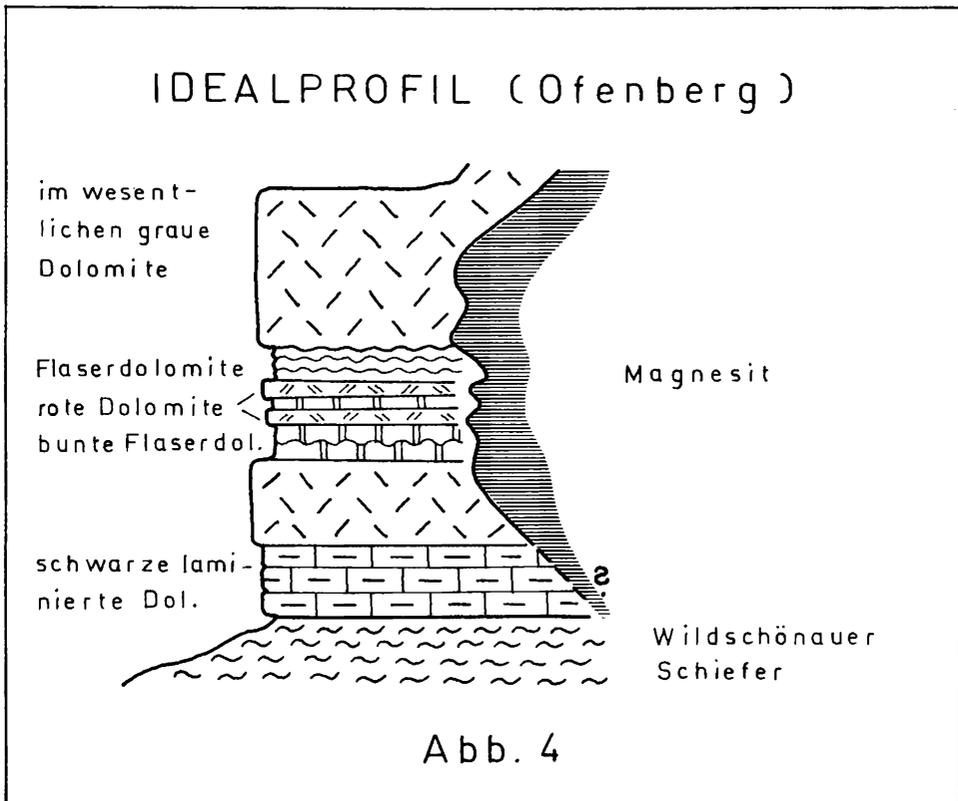
Mit den bunten, vorherrschend roten Flaserkalken wird die Karbonatsedimentation von der Tonanlieferung beträchtlich zurückgedrängt, wobei die Rotfärbung im wesentlichen auf den terrigenen Detritus zurückgeht, zumal fast nur die Tonlagen bunt gefärbt sind. Die teilweise sicher nachweisbare Konkretionsbildung sowie der hohe Tonanteil sind Hinweise dafür, daß die Lage des Sedimentationsraumes bezüglich der Bathymetrie keinen wesentlichen Schwankungen ausgesetzt war, nur das Redoxpotential verschob sich immer wieder, denn die darauffolgenden tonreichen Dolosparite mit dem hohen Pyritgehalt bzw. der Biogenarmut weisen während der Ablagerung des ursprünglichen Kalkschlammes auf den Zurückfallen in das reduzierende Milieu; die Ablieferung der Tonsedimentation hat

jedoch kaum nachgelassen. Während im Oberdevon in den westlichen Abschnitten die Tonsedimentation zunächst noch stärker wird (es entstehen z. T. richtige Tonschiefer, die von Radiolariten abgelöst werden), kommt es im Bereich der Inschlagalm zum Absatz reiner Bioarenite, die in Verbindung mit Radiolariten sicher keine Flachwasserabsätze darstellen.

**Synsedimentäre und frühdiagenetische Prozesse:** Hierher zu zählen sind die konkretionären Bildungen in der Flaserkalk-Dolomit-Schichtfolge und zwar als frühdiagenetische Bildungen, die von einer Stylolithbildung überholt werden. Weiters handelt es sich bei einer Reihe von pyritisierten Biogenen auch um eine sehr frühe Umkristallisation im reduzierenden Milieu. Auch der Umbau des  $\text{SiO}_2$  der Radiolarien in Calcit dürfte noch in den frühdiagenetischen Bereich zu stellen sein.

#### Magnesitlagerstätte Ofenberg bei Hochfilzen (Tirol)

**Schichtfolge (Abb. 4):** Die schwarzen, z. T. kieseligen Tonschiefer fehlen tektonisch bedingt in diesem Bereich der Lagerstätte. Der vererzte Sedimentstapel beginnt mit schwarzen, laminierten Dolomiten einem Schichtglied, das im gesamten Westabschnitt der Grauwackenzone auftritt (allerdings ist das Einsetzen dieser zeitlich recht unterschiedlich; siehe Abb. 8). Aus den schwarzen Dolomiten (echinodermatenführend) entwickeln sich



graue Dolomite, die stark umkristallisiert sind und am ehesten den hellen Dolomiten im Bereich der Inschlagalm entsprechen. Die bunten bis vorherrschend roten Flaserkalke (teilweise sind auch geringmächtige, eben begrenzte Bänke roter Kalke zwischengeschal- tet) sind bereits zur Genüge besprochen. Über diesen folgen graue, ortsweise sogar dunkelgraue Dolomite bis Magnesite, die die Schichtfolge abschließen.

**Kurze mikrofazielle und faunistische Charakteristik:** Die schwarzen Dolomite sind im wesentlichen auf ursprünglich biogenführende Kalkmikrite zurückzuführen, örtlich dürfte es sich auch um geschütteten Biogendetritus handeln. Die wichtigsten Biogene stellen die Echinodermaten, vor allem Crinoiden und Echiniden neben einer reichen Ostracoden- und Conodontenfauna, dagegen sind die hellen Dolomite durch eine reiche Crinoidenfauna charakterisiert (z. T. stark umkristallisierte Crinoidenkalke). Die Flaserkalke bis Dolomite führen neben Ostracoden (stark skulpturierte Formen) vor allem Echinodermaten verschiedenster Art und sind reich an Calcisphären, z. T. auch an agglutinierten Foraminiferen. Die hangenden Dolomite sind so stark umkristallisiert, daß nur mehr wenig über das ursprüngliche Sediment auszusagen ist.

**Ablagerungsmilieu:** Entspricht im wesentlichen dem des Raumes der Inschlagalm; es handelt sich also auch um typische Beckensedimente, während die hangendsten dickbankigen Dolomite eher die Bildung eines Schwellenkalkes darstellen, d. h. die Beckensedimente haben im oberen Ludlow eine Heraushebung erfahren.

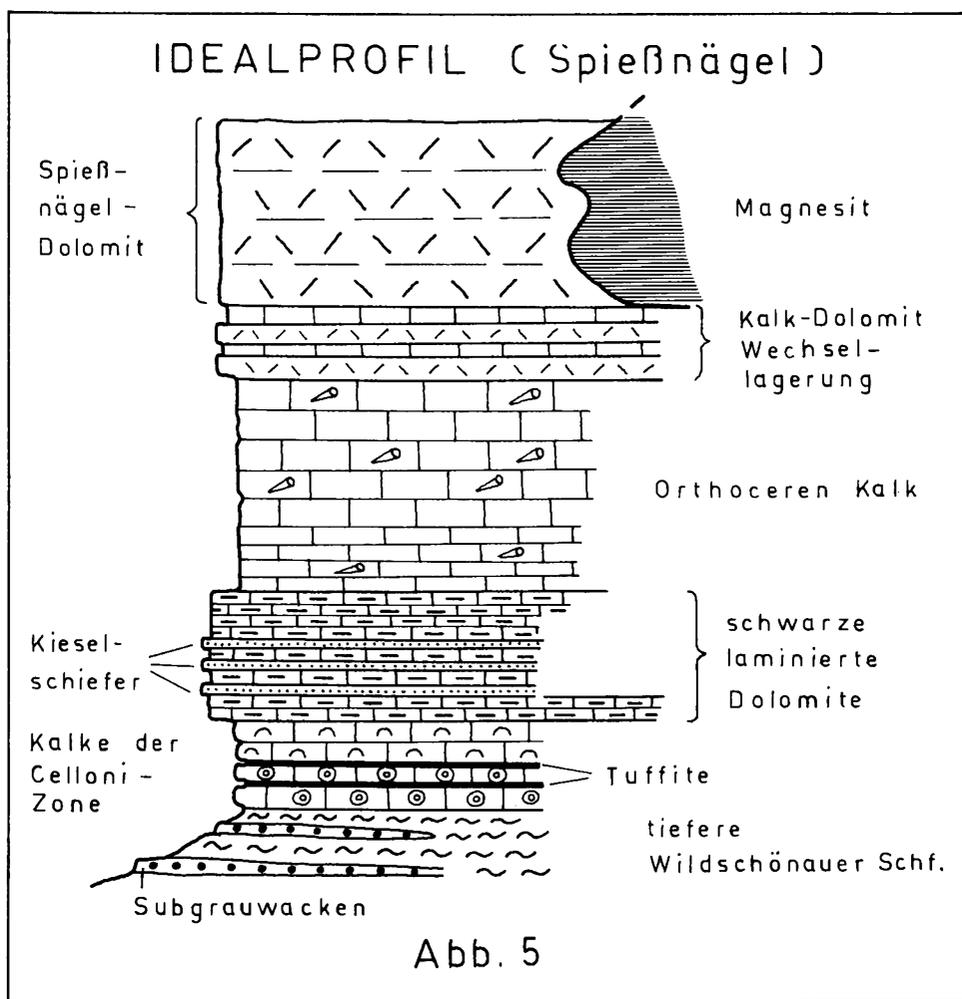
Auch zu den synsedimentären bis frühdiagenetischen Prozessen kann nichts Neues hinzugefügt werden, nur daß die Stylolithbildung in diesem Raum stark zurücktritt.

#### **Magnesitlagerstätte Spießnägel bei Aschau (Tirol)**

**Schichtfolge (Abb. 5):** Es ist die einzige Lagerstätte, bei der die Karbonat- sedimentation unmittelbar über den tieferen Wildschönauer Schiefern mit dem basalen Llandovery beginnt, während in allen vorher besprochenen Lagerstätten die Karbonat- sedimentation erst über dem höheren Wildschönauer Schieferkomplex, also an der Wende Mittel-/Obersilur einsetzt. Die basalen Crinoidenkalke sind noch durch terrigenen Detritus beeinflusst und führen außerdem die im Kitzbüheler Raum weit- verbreiteten Tuffite. Über Onkolithen setzen schwarze, laminierte Dolomite in Wechsel- lagerung mit Kieselschiefern ein (reich an Echinodermen; mikroskopisch vor allem im Lösungsrückstand sehr viele Conodonten und Graptolithenfragmente). Abgelöst werden diese von Orthocerenkalken (sehr biogenreiche Mikrite mit etwas SiO<sub>2</sub>-Beteiligung), die nach oben hin allmählich (Wechselagerung von Kalk- und Dolomitbänken) in biogen- arme, dickbankige Dolomite überleiten. Die Dolomite sind durch einen mehr oder weniger starken Crinoidenreichtum charakterisiert und werden von einer Magnesitprossung überholt.

**Kurze mikrofazielle und faunistische Charakteristik:** Biomikrite, Bioarenosparite und Oosparite bauen den basalsten Karbonatgesteinskomplex auf (Biogene: Echinodermaten, Lamellibranchiaten, Brachiopoden, Ostracoden und Conodonten). Detailprofil siehe H. MOSTLER 1968, Al-HASANI & H. MOSTLER 1969. Die schwarzen, laminierten Dolomite sind feingeschichtet, bedingt durch Korngrößenwechsel und einen höheren Tonanteil, wobei sich aus den schwarzen Tonlagen sehr viele Graptolithen (Formen der Familie Retiolitidae) nachweisen ließen. Der biogene Detritus setzt sich vor allem aus

Echinodermaten zusammen. Die Kieselschiefereneinschaltungen sind z.T. als reine Radiolarite anzusprechen. Die Orthocerenkalke bestehen aus Biomikriten mit relativ hohem  $\text{SiO}_2$ -Anteil, wobei letzterer die Biogenen ganz oder partiell umwandelte. Die magnesitführenden hangenden braunen Dolomite entwickeln sich aus Orthocerenkalcken, die im höheren Abschnitt frei von  $\text{SiO}_2$  sind. Die 1969 vom Autor zur Diskussion gestellte Frage, ob die schwarzen Dolomite durch Orthocerenkalcke auch im Profil der Spießnägel vertreten werden könnten, ließ sich, wie weitere Untersuchungen ergaben, dahingehend beantworten, daß die Orthocerenkalcke tektonisch ausgequetscht wurden und im Sedimentationsgeschehen somit zwischen den laminierten Dolomiten mit Kieselschiefereneinschaltungen und den Spießnägeldolomiten vermitteln. Obwohl die Spießnägeldolomite durch Magnesit stark umgesetzt sind, sind einzelne Bereiche noch als biogenführende Mikrite bis Bioarenomikrite anzusprechen.



**Ablagerungsmilieu:** Im Gegensatz zu allen anderen besprochenen Lagerstätten beginnt die Schichtfolge mit in Flachwasser abgesetzten Kalken unter optimalen Lebensbedingungen. Erst mit den schwarzen Dolomiten und Kieselschiefern kommt es zu einer stärkeren Absenkung des Sedimentationsraumes unter gleichzeitiger Verlagerung des Redoxpotentials (im basalen Abschnitt reduzierendes Milieu; eH-Nullwert liegt wohl in den tieferen Wasserschichten). Mit den Orthocerenkalken folgt wiederum eine Anhebung des Sedimentationsraumes, die Lebensbedingungen werden wesentlich besser. Der Übergang bzw. die Wechsellagerung von Kalk- und Dolomitbänken im Bereich der eigentlichen Magnesitlagerstätte weist auf eine relativ früh angelegte Dolomitbildung hin; bedingt dürfte dies durch das Fehlen (Kalkbänke) bzw. Vorhandensein von Echinodermaten (Dolomitbänke) sein.

Die frühdiaogenetischen Bildungen beschränken sich wie bei den anderen Lagerstätten auf eine  $\text{SiO}_2$ -Mobilisierung, die einen Teil der Biogene unter Erhaltung der Struktur umsetzte.

### 3) Spätdiaogenetische-metamorphe Bildungen

Hier soll kurz auf einige problematische Punkte eingegangen werden, wie: spätdiaogenetische Dolomitisierung (örtlich sicher nachweisbar); authigene Quarzbildung (spätdiaogenetisch-metamorpher Prozeß); Drucklösungserscheinungen (früh–spätdiaogenetisch–postmetamorph).

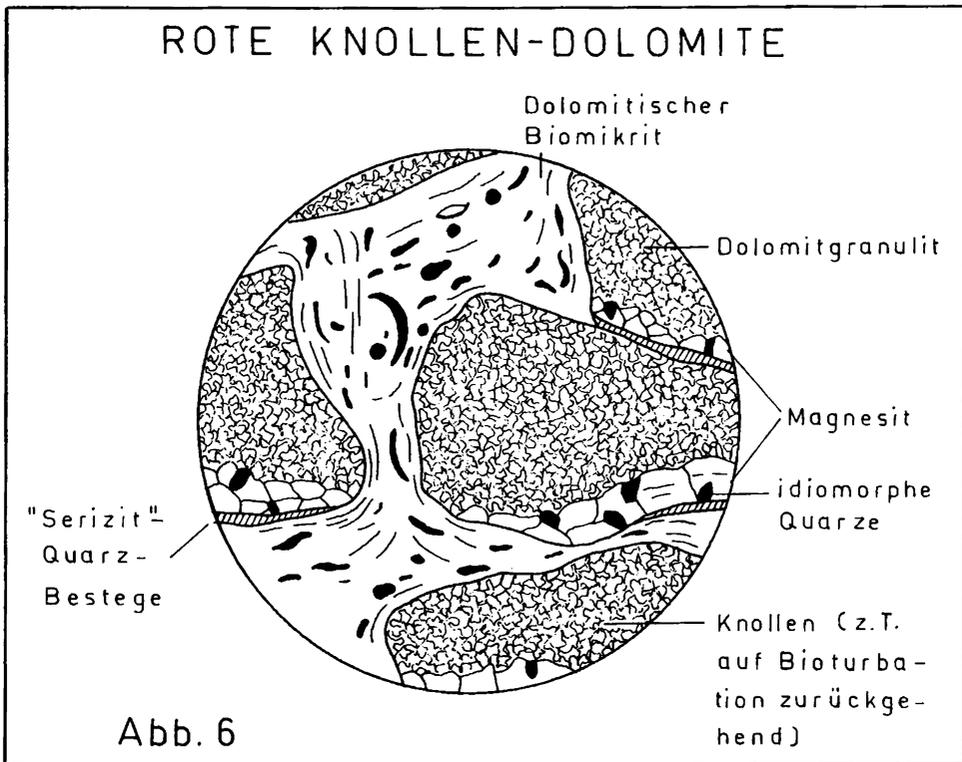
Neubildung von Muskowit und Chlorit  
Dolomit- und Magnesitbildung

im Zuge der Metamorphose entstanden

#### 1. Spätdiaogenetische Dolomitisierung:

Nachdem im gesamten Teiltrog der Südfazies, aber auch im Bereich der Spielberg-dolomit-Fazies inter- bis supratidale Sedimente fehlen, scheidet eine primäre bzw. frühdiaogenetische Dolomitisierung völlig aus. Wir hielten allerdings fest, daß die Karbonatgesteine reich an Echinodermaten sind, wobei letztere bis zu 22%  $\text{MgCO}_3$  eingebaut haben. Durch eine teilweise submarine Auflösung (Subsolution) sind diese (infolge ihres Chemismus nicht dem Lösungsprozeß zum Opfer gefallen) sogar ortsweise angereichert worden. Dadurch hat das Sediment einen höheren MgO-Gehalt als die übrigen sonst im subtidalen Bereich abgelagerten Karbonatgesteine. Im Zuge der Diagenese allerdings läßt sich das Mg der Biogene kaum oder gar nicht mobilisieren, denn sonst könnte man auch die im Calcimikrit eingestreuten Biogene (z. B. in triassischen Kalken) nicht ohne Schwierigkeiten mit Hilfe von Essigsäure herauslösen. Eine spätdiaogenetische Dolomitisierung durch zirkulierende Porenlösungen ist aber durchaus gegeben, denn an einigen Stellen wurden noch Relikte von Calcit in Dolomit gefunden; nur läßt sich eine solche schwer oder meist gar nicht von einer durch die Metamorphose hervorgerufenen Dolomitisierung unterscheiden. Auf die spätdiaogenetischen Abläufe, die insbesondere die alten Karbonatgesteine (präkambrischen und paläozoischen Alters) erfaßt haben, wurde in der Literatur schon oft hingewiesen und speziell bei H. E. USDOWSKI 1967 behandelt, da die Wahrscheinlichkeit, daß Karbonatgesteine auf Porenlösungen treffen, welche den für die Dolomitisierung ausreichenden Ca/Mg-Quotienten haben, eben viel größer ist als bei jüngeren Gesteinen.

Als Kriterium für einen späteren Ablauf einer Dolomitisierung bzw. Magnesitbildung kann auf jeden Fall die diskordant durchgreifende Dolomit- und Magnesit sprossung innerhalb einer Bank, die aus biomikritischen Kalken aufgebaut ist, gesehen werden. Aber nicht nur an den quergreifenden Verdrängungen ist ein spätablaufender Prozeß zu erkennen, sondern auch im Feinbau des Sediments, speziell in den roten Knollenkalken ist dies ortswise zu beobachten (siehe Abb. 6). Die Knollen – es handelt sich größtenteils um bioturbat durcharbeitete Bereiche – zeigen an den basalen Grenzflächen, bestehend aus „Serizit“-Quarz-Bestegen, eine Magnesitkristallsprossung, während der übrige Bereich der Knollen in ein Dolomitgranulat umgesetzt ist. Die Knollen umgebende mikritische Matrix, in der die Biogene eingebettet sind, ist zwar im Dolomit umgesetzt, ohne daß dabei das Gefüge zerstört wurde; nicht einmal eine Sammelkristallisation der Matrix hat stattgefunden. Somit sind es die durchwühlten Bereiche, die dem Porenwasser als günstige Lösungswege dienten. Hier hat es zunächst den Anschein, daß es sich um eine spätdiagenetische Dolomitisierung, vielleicht sogar um eine spätdiagenetische Magnesitbildung handeln könnte, vor allem deswegen, weil auch authigene Quarze, die völlig den Salinarquarzen von GRIMM entsprechen, immer reichlich mitauftreten (siehe unten). Es zeigte sich aber, daß die Quarz-„Serizit“-Bestege (der Muskowit bzw. „Serizit“ ist als Produkt der Metamorphose mehr oder minder gleichzeitig mit Magnesit und idiomorphen Quarz entstanden) später, also postmetamorph von einer Stylolithbildung überholt wurden.



Dolomitierungen unter Bezug des Mg aus höheren stratigraphischen Einheiten, wie dies z. B. D. ROSSI (1967) für die im Anis auftretenden Dolomite fordert, scheidet innerhalb der Grauwackenzone völlig aus, da in den höheren stratigraphischen Niveaus keine Karbonatgesteine mehr abgelagert wurden (nur tonig-sandige Sedimentation).

## 2. Authigene Quarzbildung:

In allen Lagerstätten fand sich idiomorpher Quarz, z. T. muß man aber wirklich danach suchen; besonders stark fällt dieser im Bereich der Lagerstätte Entachen Alm auf. Der Quarz entspricht nach Habitus (gedrungene Form; Längen-Breiten-Verhältnis liegt zwischen 1,7 und 2,5) ganz den von W. D. GRIMM 1962 beschriebenen Salinarquarzen und ist nach den bisherigen Beobachtungen stets in Verbindung mit der Magnesit-sprossung, in einigen Fällen unmittelbar darauffolgend gebildet worden. Da idiomorphe Quarze z. B. in den schwarzen laminierten Dolomiten der Grauwackenzone häufig und wiederum in Verbindung mit der Vererzung vorkommen (dies wurde speziell auch in den vielen Rückstandsuntersuchungen der Karbonatgesteine festgestellt), scheint es jetzt schon einigermaßen gesichert zu sein, daß auch später noch reichlich  $\text{SiO}_2$  mobilisiert wurde, ganz gleich, ob es sich um hydrothermale Zufuhr von Lösungen oder nur um eine Mobilmachung von Stoffen aus dem unmittelbar umgebenden Gestein handelt. Daß  $\text{Cl}_2$ -Lösungen beteiligt waren, ist nicht von der Hand zu weisen; allerdings besteht durchaus die Möglichkeit, daß diese sosehr verdünnt vorlagen, daß im Zuge des Kristallisationsprozesses diesen nur die Rolle eines Katalysators zukommt.  $\text{Cl}$ -Lösungen derart schwacher Zusammensetzung sind im Porenwasser durchaus zu erwarten. Es ist aber nicht unbedingt erforderlich, mit nur in Spuren auftretenden  $\text{Cl}_2$ -Gehalten zu operieren, da ein Bezug von verdünnten Salzlösungen bei der Umkristallisation von Tonmineralen durchaus zu erwarten ist (geringe Salzkonzentration, die im Zuge der Kompaktion in den Tonmineralien stattfand, wie dies z. B. E. T. DEGENS 1968 beschreibt). Die dazu notwendigen Tonminerale liegen in den roten Knollen- bis Flaserdolomiten vor. Chloridische Lösungen müssen also nicht in einem ursprünglich salinarem Milieu oder gar in hydrothermalen Lösungen gesucht werden.

Abschließend sei noch darauf hingewiesen, daß eine gewisse Abhängigkeit der idiomorphen Quarze von kieselsäurereichen Gesteinen auffallend ist, da überall dort, wo Kieselschiefer und Lydite im unmittelbaren Lagerstättenbereich auftreten, die idiomorphe Quarzbildung sehr häufig, um nicht zu sagen konzentriert ist (siehe dazu auch frühdiagenetische  $\text{SiO}_2$ -Mobilisation).

## 3. Drucklösungserscheinungen:

Hier soll auf ein Phänomen eingegangen werden, das nach Erachten des Autors bei genetischen Betrachtungen von Vererzungen zu wenig oder gar nicht, gerade im Hinblick auf Lösungsumsätze, beachtet wird. Das sehr häufige Auftreten von Stylolithen im Bereich der Lagerstätte Inschalgaln hat den Autor veranlaßt, den Drucklösungserscheinungen in den Magnesitlagerstätten etwas nachzugehen. P. TRURNIT 1968 hat aufgezeigt, daß Drucklösungen schon innerhalb der Entwicklung einer Geosynklinale auftreten können, so z. B. bereits auf eine Drucklösungstätigkeit in Verbindung mit der rein mechanischen Setzung hingewiesen, wo zunächst Kompaktionsströme durch porenreiches Sediment vertikal aufsteigen können. Dann, wenn eine mehr oder minder vollständige Zementation ein vertikales Aufsteigen verhindert, werden die gelösten Stoffe entlang von ausgedehnten

Drucklösungsflächen in lateraler Richtung abgeführt. Dadurch werden z. B. (P. TRURNIT 1968: Abb. 3) in einem Becken Stoffe frei gemacht und an den Schwellen als Porenzement abgesetzt. Dieses von TRURNIT entworfene Bild kann man recht gut auf die Entachen Alm anwenden. Danach ist eine mehrmalige Konzentration von  $MgCO_3$  zu erwarten; einmal ist es die schon erwähnte Subsolution, die eine erste Magnesiumkonzentration hervorruft, und zwar durch die Anreicherung der Biogene, zum anderen Mal entstand durch eine ? früh- bis spätdiagenetische Styolithbildung, bei der wiederum calcimikritisches Material aufgelöst wird, eine weitere Konzentration des Magnesits durch nochmalige Anreicherung der Biogene. Gleichzeitig entsteht, wenn wir es mit ursprünglich „unreinen Kalken“ zu tun haben und dies ist in den Magnesitlagerstätten der Grauwackenzone der Fall, eine Anreicherung des unlöslichen silikatischen Rückstandes, d. h. vor allem die Tonminerale werden dadurch lagenweise als Residualtone auftreten. Beides, sowohl Anreicherung von Biogenen als auch toniger Rückstand, ist in der Lagerstätte Inschlagalm sehr gut zu beobachten. Dort allerdings lassen sich auch noch senkrecht zum ss auftretende Styolithen erkennen; diese sind nach TRURNIT 1968: 381 auf tektonische Vorgänge, wie Heraushebung, Zerklüftung etc., zurückzuführen.

Es ging hier darum aufzuzeigen, daß durch Drucklösung eine weitere Magnesiumkonzentration möglich ist und daß eine nahezu allzeit gegenwärtige Drucklösung auch in den späteren Abläufen z. B. auch nach der Metamorphose noch für Stoffumlagerungen zu sorgen in der Lage ist.

#### 4. Neubildung von Muskowit und Chlorit:

In den tonigen Lagen, die z. T. sowohl auf eine Konzentration durch Subsolution als auch auf eine diagenetische Drucklösung zurückgehen, hat sich im Zuge der variszischen Metamorphose bereits Muskowit und Chlorit gebildet; Stilpnomelan ließ sich in den Magnesitlagerstätten selbst nicht nachweisen, konnte aber in der Nähe kleinerer Dolomit- und Magnesitvorkommen bei Dienten eindeutig nachgewiesen werden. Durch die Untersuchungen von G. HOSCHEK 1973: 91 wissen wir, daß in der Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Zell am See ein metamorpher Mineralbestand bestehend aus Klioamphibol, Epidot-Zoisit, Chlorit, Muskowit, Glimmer, Stilpnomelan, Aloit, Kalifeldspat, Quarz und Karbonat vorhanden ist; Biotit allerdings fehlt durchwegs und damit wird die Stabilitätsgrenze von Biotit nicht mehr erreicht. Nach den bisherigen experimentellen Daten sind für die Stabilität von Stilpnomelan maximale metamorphe Temperaturen von  $450^\circ$  anzunehmen. Demgegenüber ist zur Stabilität von Klioamphibol und Epidot eine minimale Temperatur von ca.  $350^\circ$  notwendig. Übertreten auf das Fazieskonzept von H. G. F. WINKLER bedeutet dies für die Metamorphose im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone, daß P,T-Bedingungen der niedrigsten Grünschieferfazies herrschten. Nachdem sich die Magnesitlagerstätten nicht aus diesem Rahmen herauslösen lassen, waren sie denselben Bedingungen unterworfen, wobei die Minerale Muskowit, Chlorit, Dolomit, Magnesit und Quarz neu gebildet wurden.

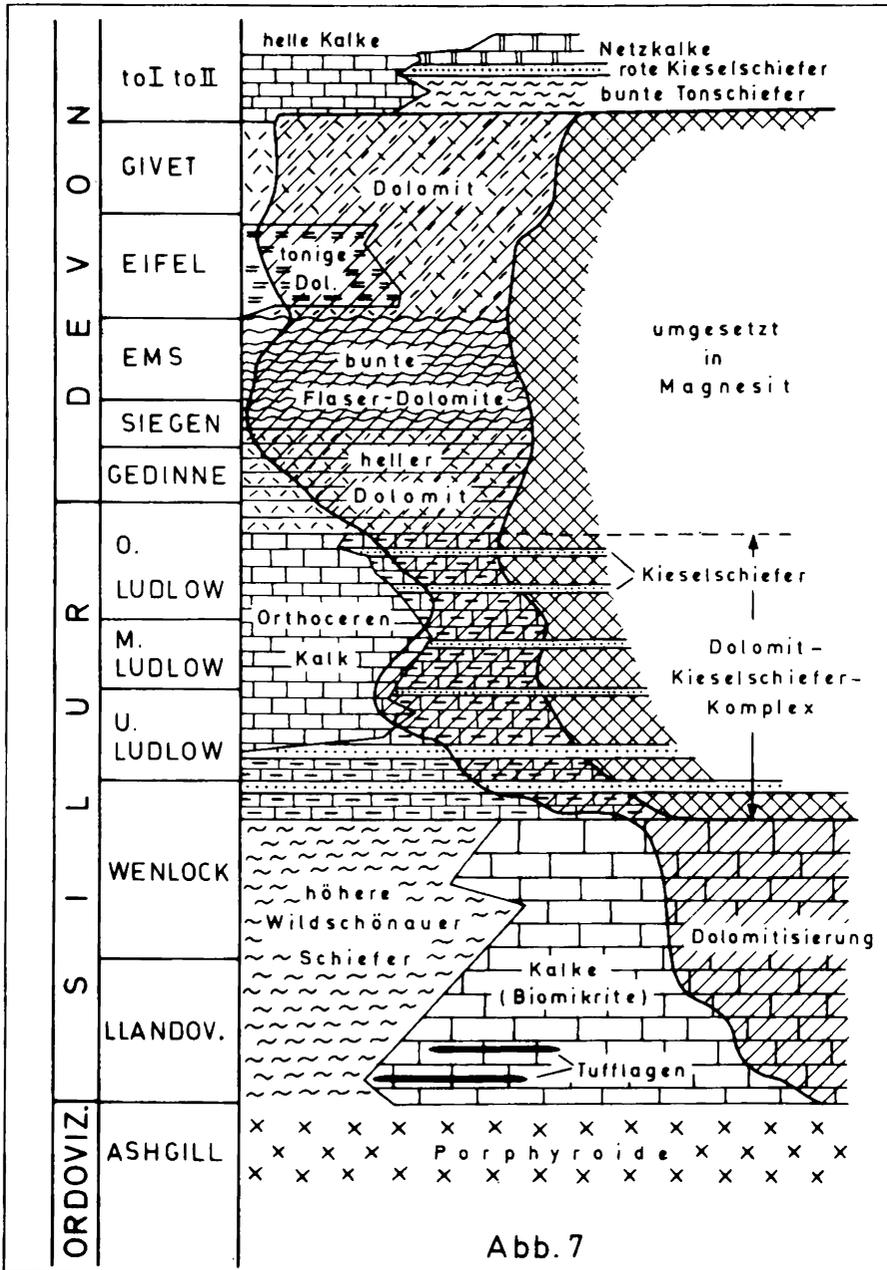
#### 5. Dolomit-Magnesitbildung:

Wenn man sich nach Magnesiten sedimentären bzw. frühdiagenetischen Ursprungs umsieht, wird man immer wieder auf saline Bildungen zurückkommen. Hier sei kurz A. J. BERNARD 1973: 4 zitiert, der in: Ores of Sediments festhält: „Siderites and magnesites deposits which are well explained by the arrival of iron and calcium rich

waters in penesaline lagoons possessing a syngenetic dolomite sedimentation. However all the last three cases (. . . siderit and magnesite) the distribution is terrigenous, whereas the chemical trap belong to the evaporitic environment.“ Daß in den Sedimentationsraum (Teiltrog der Nördlichen Grauwackenzone) keine salinaren Bildungen auftreten, wurde bereits ausführlich behandelt. Auch auf die Problematik der Abgrenzung einer spät-diagenetischen Dolomitisierung von einer solchen im Zuge einer Metamorphose wurde bereits eingegangen, so daß hier nur die Kriterien, die für eine metamorphe Dolomit- und Magnesitbildung sprechen, behandelt werden sollen. Die enge Bindung bzw. Zusammengehörigkeit von Dolomit und Magnesit geht aus Abb. 7 hervor, wenngleich es auffallend ist, daß die Magnesitbildung den basalen Teil nicht vererzt, dieser aber von einer Dolomitisierung noch erfaßt wird. Sehr klar sind die Verhältnisse an der Wende Mittel-/Oberdevon, wo die Kalke weder von einer Dolomitisierung noch von einer Magnesit sprossung erfaßt wurden. Im Handstück- und Dünnschliffbereich konnte die gleichzeitige Ausscheidung beider Karbonate eindeutig nachgewiesen werden (jetzt ganz abgesehen von Redolomitisierungen, die sicher z. T. mit der Temperaturabnahme und jüngeren Lösungsumsetzungen in Verbindung zu bringen sind).

Untrennbar vom metamorphen Mineralbestand ist die Dolomit- und Magnesit sprossung, wie bereits oben erläutert. Alle erwähnten Minerale stehen in enger Wechselbeziehung zueinander und sind das Produkt einer Metamorphose. Aufgrund der Funde von Magnesitgeröllen in permischen Schichten sind wir in der Lage, dafür die variszische Metamorphose verantwortlich zu machen; es ist aber bis jetzt nicht möglich, die alpidischen Einflüsse, die mehr oder minder im selben P,T-Feld abliefen, von ersteren zu unterscheiden. Bei der Metamorphose kam es zu einer starken Mobilisation (nur örtlich wurden Lösungsumsetzungen im cm-Bereich beobachtet, wie z. B. in den roten Knollenkalken der Entachen Alm). Durch Metamorphose entstandene Magnesitkristalle, die von sedimentären Gefügen kontrolliert wurden, wie sie z. B. von P. BARTHOLOME et al (1973: 32) in präkambrischen Dolomiten festgestellt wurden, wo sich die Magnesitkristalle an die Stromatolithlagen halten, fehlen völlig. Auch fehlen Bändermagnesite, bei denen anzunehmen ist, daß der Stoffbestand nur wenig mobilisiert wurde. Die Frage nach einer starken Magnesiummobilisation muß insoferne gestellt werden, als man weiß, daß bei der Metamorphose von Silikatgesteinen Stofftransporte nur auf kurze Strecken ablaufen. Für die karbonatischen Gesteine hat man diesbezüglich noch wenig Angaben, doch fordert das Gesamtbild der Lagerstätte dazu heraus, stärkere Stoffumsetzungen anzunehmen; dies soll aber bei der Frage nach dem Woher der Magnesiumlösungen diskutiert werden. In Verbindung mit den Untersuchungen von W. JOHANNES (1970: 307) wird von der experimentellen Seite unmißverständlich aufgezeigt, daß Spatmagnesite bei höheren Temperaturen, also zwischen 300 und 400° C entstanden sein müssen; JOHANNES denkt zunächst vor allem an die Lagerstätten, in denen Talk auftritt, wie z. B. Oberdorf und Veitsch; er hält es aber durchaus für möglich, daß die talkfreien Magnesitlagerstätten bei nicht viel geringerer Temperatur entstanden sind. Für den Westabschnitt der Grauwackenzone kann man aufgrund des metamorphen Mineralbestandes, wie oben bereits gezeigt, einen Temperaturbereich zwischen 350 und 450° annehmen, d. h. daß die Temperaturen ausreichten, sogar Magnesit zu bilden, für die die Anwesenheit stark verdünnter chloridischer Lösungen völlig genügte. Damit konnte die

von JOHANNES erstmals ausgesprochene Annahme, daß auch die talkfreien Spatmagnesite bei nicht extrem niedrigeren Temperaturen als bei 300° entstanden sein können, bestätigt werden.



#### 4) Zur Faziesgebundenheit der Magnesitvererzung

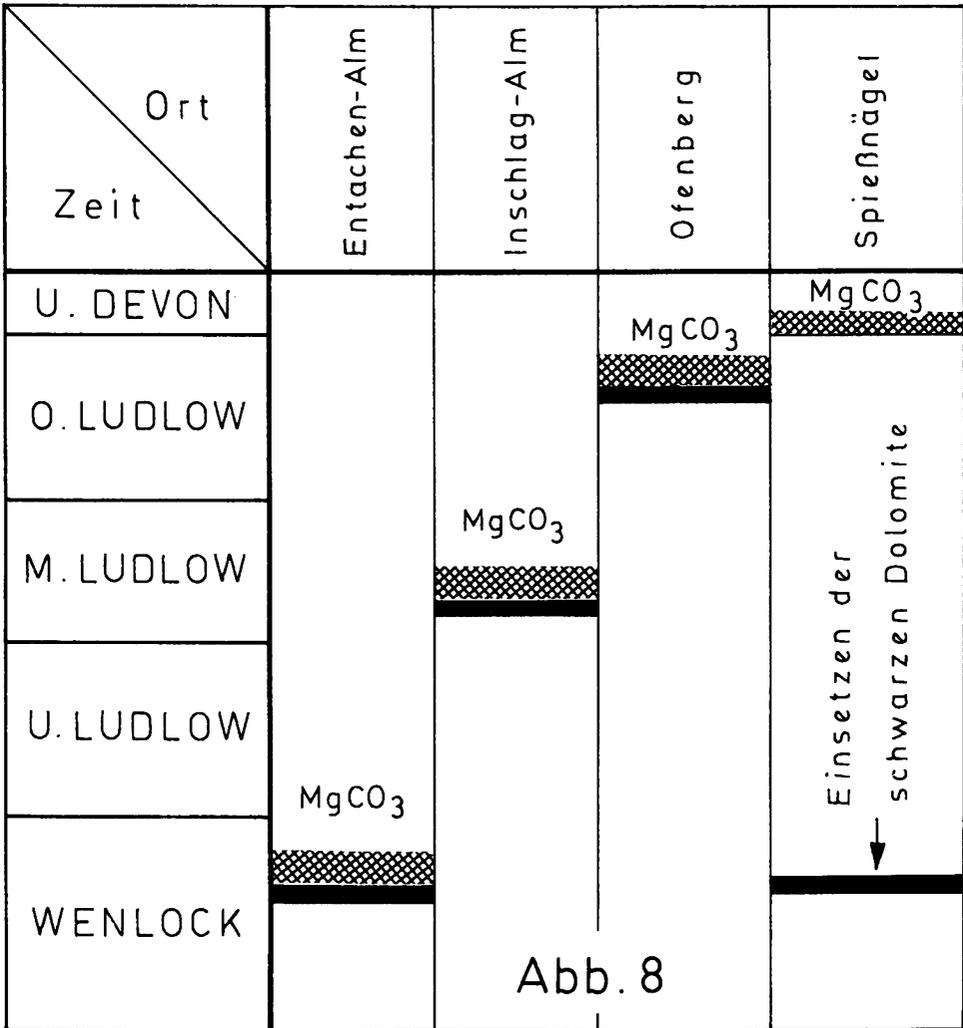
A. MAVRIDIS & H. MOSTLER 1970 haben die „Südfazies“, einen sehr heterogenen Karbonatgesteinskomplex von einem relativ homogen aufgebauten Dolomitkomplex mehr oder minder gleichen Alters der sogenannten „Spielbergdolomit-Fazies“, abgetrennt. Abgesehen von der tektonischen Trennung der beiden Fazies bot sich eine Gliederung dieser infolge getrennter Sedimentationsbereiche besonders an. Der Begriff Südfazies ist sehr weit gefaßt (dunkle, laminierte Dolomite, bunte Knollenflaserkalke und Dolomite, helle z. T. tonig verunreinigte Dolomite, Netzkalke und rote Radiolarite bzw. bunte Tonschiefer; stratigraphische Reichweite: Obersilur bis Oberdevon). An die so definierte Südfazies ist ausnahmslos die Magnesitvererzung gebunden. Es hat zunächst den Anschein, als ob die Spatmagnesite unmittelbar mit den schwarzen, laminierten Dolomiten (einen Teilbereich der Südfazies) in Verbindung gebracht werden könnten, da der Magnesit in diesem, wie z. B. auf der Entachen Alm, erstmals auftritt. Dies ist allerdings nicht immer streng der Fall, wie Abb. 8 zeigt, bzw. trifft für die Vorkommen Entachen Alm, Inschlagalm und Ofenberg zu; im Bereich der Spießnägel liegt die Vererzung höher und damit zeitlich und räumlich relativ weit von den schwarzen Dolomiten entfernt. Trotz dieser Einschränkungen sind die dunklen, laminierten Dolomite immer irgendwie mit den Magnesitlagerstätten in Verbindung zu bringen.

Betrachten wir die vererzten Gesteine näher, so müssen wir auch zugeben, daß die Spatmagnesitbildung immer die gleichen mikrofaziellen Typen (mit nur wenig differierenden Bildungsbedingungen) erfaßt; dabei bleiben die Biogene erhalten (oft völlige Pseudomorphosierung dieser, wenn nicht schon diagenetisch Weiterwachssäume um Biogene vorlagen). In allen vorher besprochenen Lagerstätten fällt der Reichtum an Echinodermaten besonders auf, der allerdings, sobald es sich um bioarenitische Ausgangsgesteine handelte, infolge diagenetischer Veränderung (große Porenräume sind geradezu prädestiniert für Weiterwachssäume) nur sehr schwer erkennbar ist. Dazu muß bemerkt werden, daß die Echinodermaten schon zu Lebzeiten Magnesium speichern bzw. in die Skelette einbauen. So bleiben z. B. bei der Subsolution die Echinodermatenskelettelemente als unlösliche Komponenten erhalten und werden auf diese Weise angereichert.

Nicht nur die hier besprochenen Lagerstätten weisen einen Echinodermatenreichtum auf, sondern auch andere Lagerstätten, wie z. B. Tux oder Veitsch. In der Tuxer Lagerstätte sind die Verhältnisse denen der Grauwackenzone sehr ähnlich. Die Sedimente entsprechen völlig denen der Südfazies; über Schwarzschiefern (analog den höheren Wildschönauer Schiefern von H. MOSTLER 1968) folgen dunkelgraue bis schwarze laminierte Dolomite. Während die schwarzen Dolomite nur wenig oder selten Magnesit sprossung aufweisen, sind die darüberfolgenden grauen Dolomite sehr stark in Magnesit umgesetzt. Die dunklen, aber auch die hellen Dolomite lassen schon megaskopisch Crinoidenstielglieder erkennen. Zum Studium der mikrofaziellen und mikrofaunistischen Verhältnisse hat der Autor selbst viele Proben in der Tuxer Lagerstätte aufgesammelt, die sowohl zeitlich eine genauere Erfassung (siehe dort) als auch sedimentologisch präzisere Aussagen ermöglichen, als sie von R. HÖLL & A. MAUCHER 1967 gegeben wurden.

Kommen wir aber zurück zur Frage nach der Faziesgebundenheit bzw. zum Aussagewert dieser bezüglich genetischer Fragen, so müssen wir feststellen, daß

Faziesgebundenheit immer wieder mit Schichtgebundenheit gleichgesetzt wird und diese wiederum bei vielen Lagerstättenforschern an eine syngenetische Bildung von Erzen denken läßt. Abbildung 7 vermittelt recht gut die heterogene Schichtfolge, die von der Magnesitvererzung erfaßt wird, zeigt aber auch auf, in welchen zeitlichen Grenzen sich diese hält (von höheren Wenlock bis hinauf zum tieferen Oberdevon; ein Zeitraum von 65 bis 70 Mill. Jahre). Gehen wir von der Annahme einer syngenetischen Magnesitbildung aus, würde dies bedeuten, daß für rund 70 Mill. Jahre salinare Ablagerungsbedingungen geherrscht haben müßten; wenn man mit Magnesiumlösungen, die aus einem synchron mit der Sedimentation ablaufenden Vulkanismus stammen, operiert, müßten diese für einen sehr langen Zeitraum (70 Mill. Jahre „Mg-Spender“) verfügbar sein. Da es für die beiden



hier diskutierten Möglichkeiten nicht die geringsten Anhaltspunkte gibt, muß man nach einer anderen Erklärung suchen; diese liegt, wie bereits in den vorangegangenen Kapiteln dargelegt, in der zweimaligen Vorkonzentration des Magnesiums während des Sedimentations- und Diageneseprozesses (und nur in dieser Richtung kann die Faziesgebundenheit gesehen werden) und einen mehr oder minder einzeitigen Prozeß, der erst, nachdem der gesamte Sedimentstapel vorlag, in Form einer Magnesiummetasomatose (im Zuge eines orogenetischen Geschehens) ablief.

Völlig andere fazielle Verhältnisse treten bei den in permischen Sedimenten eingeschalteten Magnesitkonkretionen auf. Flachwasserbildungen mit zeitweiser Eindampfung etc. (auf diese Bildungen sei hier nicht eingegangen, da sie genetisch keine direkten Beziehungen zu den Spatmagnesiten aufweisen).

### **5) Zeitliche Einstufung der vererzten Karbonatgesteinskörper**

Mit Hilfe von z. T. sehr reichen Conodontenfaunen ließen sich alle vier im Westabschnitt der Grauwackenzone auftretenden Magnesitlagerstätten zeitlich exakt in den Griff bekommen (siehe Abb. 9). Auffallend ist zunächst, daß in den Lagerstätten bei Leogang, Hochfilzen und auf den Spießnägeln die vererzten Karbonatgesteine mehr oder weniger gleichzeitig im Oberludlov einsetzen, während die Vererzung der Entachen Alm bereits im höheren Wenlock beginnt. Die Untergrenze läßt sich bei allen Vorkommen sowohl faunistisch als auch vom Sediment her klar erfassen (keine tektonischen Abscherungen etc.); anders allerdings steht es mit der Obergrenze, zumal auf der Entachen Alm nirgends jüngere Gesteine als solche tiefdevonischen Alters anstehen. Ähnlich ist die Situation am Ofenberg und den Spießnägeln, während im Leoganger Raum (Inschlagalm) die Vererzung nicht nur im Liegenden, sondern auch im Hangenden ganz klar erfaßt werden konnte, zumal die oberdevonischen Karbonatgesteine, welche die Lagerstätte sedimentär überlagern, nicht mehr von der Magnesitprossung erfaßt wurden. Mit diesem Beispiel können wir aber exakt belegen, welcher Zeitraum in den vererzten Sedimenten steckt. In absoluten Zahlen ausgedrückt benötigte die von der Vererzung erfaßte Schichtfolge (Inschlagalm) zur Ablagerung rund 45 Mill. Jahre. Nachdem aber die Vererzung auf der Entachen Alm schon im tieferen Silur einsetzte (leider ist die höhere Schichtfolge dort der Erosion zum Opfer gefallen), kommt man mit der Annahme, die Vererzung hätte auch dort das Mitteldevon miterfaßt, auf 65 bis 70 Mill. Jahre. Betrachten wir die Schichtfolgen weiterer Spatmagnesitlagerstätten Österreichs, die vererzt wurden (siehe Abb. 10), dann können wir festhalten, daß nur die tiefsilurischen und oberdevonischen bzw. ? tiefunterkarbonischen Karbonatgesteine nicht von einer Magnesitprossung erfaßt wurden.

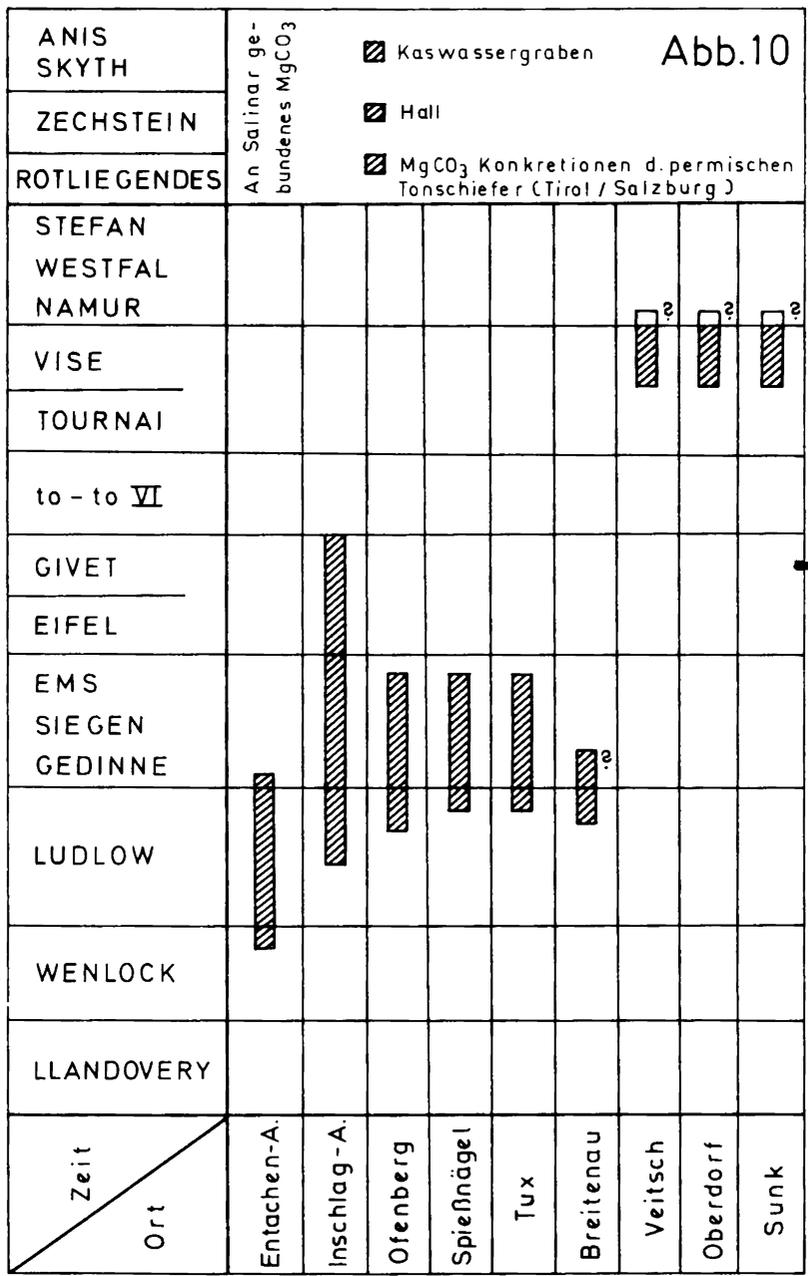
### **6) Tektonische Position der Magnesitlagerstätten**

Der Westabschnitt der Grauwackenzone läßt sich tektonisch in vier Großeinheiten gliedern (siehe Abb. 11; tektonische Karte anläßlich eines Vortrages in München 1971 erstmals vorgelegt). Die Lagerstätten Ofenberg bei Hochfilzen, Inschlagalm bei Leogang und Entachen Alm (Umgebung Saalfelden), welche bezüglich des Sedimentationsablaufes genetisch eng miteinander verknüpft sind, liegen innerhalb derselben tektonischen Einheit (Decke 3), während die Magnesitlagerstätte der Spießnägeln der tiefsten Grauwackendecke

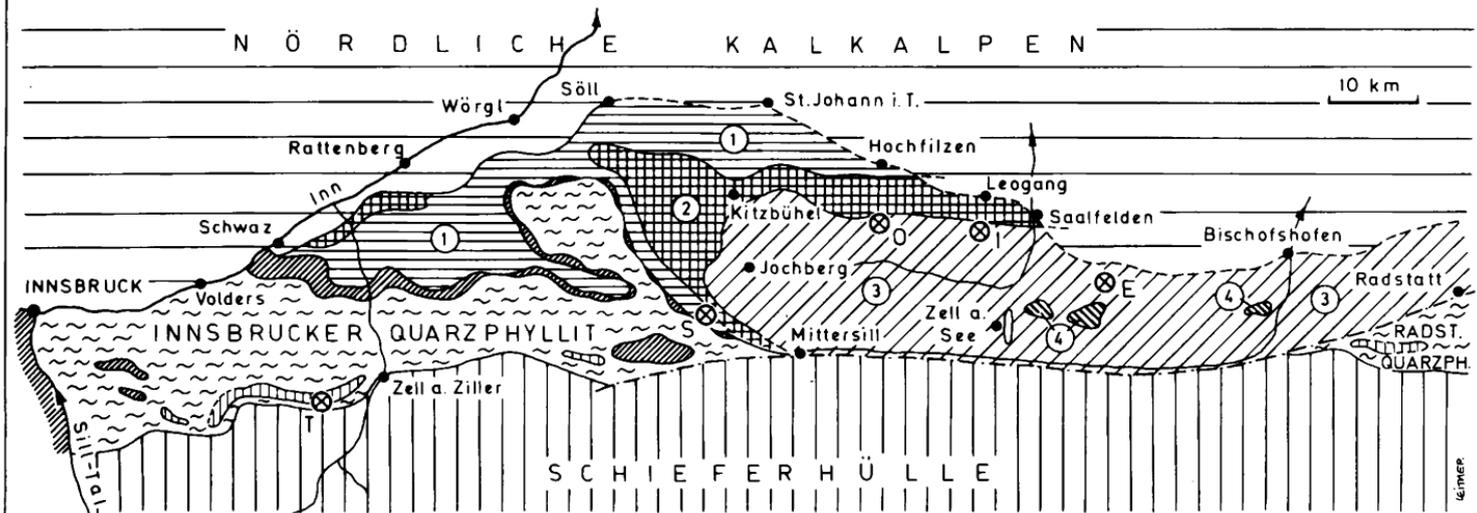
	Conodonten- zonen	Entachen-Alm	Inschlag-Alm	Ofenberg	Spießnägel
O. DEVON	?				
M. DEVON					
EMS					
SIEGEN					
GEDINNE					
O. LUDLOW	eosteinhornensis				
	crispus				
	latialatus				
M. LUDLOW	siluricus				
	ploeckensis				
U. LUDLOW	crassa				
	sagitta				
WENLOCK					
LLANDOVERY					
ASHGILL					

xxx Vulkanismus  
 ■ genau faßbare Conodontenzonen  
 T max. stratigraph. Reichweite d. Conodontenz.

Abb. 9



# TEKTONISCHE ÜBERSICHT: QUARZPHYLLIT - GRAUWACKENZONE



LEGENDE: 1-4 Großtektonische Einheiten der Nördl. Grauwackenzone;  Mittelostalpinen "Altkristallin";  
 stratigr. höherer Anteil vom Quarzphyllit;  Magnesitlagerstätten: E = Entachen-Alm, I = Inschlag-Alm,  
 O = Ofenberg, S = Spießnägel, T = Tux.

Abb. 11

(Einheit 1) angehört. Die Lagerstätte Tux, die hier öfters vergleichsweise herangezogen wurde, liegt dagegen innerhalb des unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllits, und zwar in einer höheren stratigraphischen Position, die sich nach den Untersuchungen des Autors aus Graphitschiefern und Karbonatgesteinen zusammensetzt und daher faziell den Lagerstätten der tektonischen Einheit 3 sehr nahe steht.

Die Lagerstätten Ofenberg und Inschlagalm sind mehr oder weniger an die Grenze zwischen Einheit 2 und 3 gebunden; der Magnesit selbst tritt aber auch dort nur in den Sedimenten der Südfazies auf und wird nicht direkt von der Überschiebung erfaßt. Die Spießnägeln liegen wiederum innerhalb der tektonischen Einheit 1 in einiger Entfernung von der Überschiebungsbahn der Einheit 2, während die Entachen Alm nahe der ihr vorgelagerten Schuppenzone beheimatet ist. Wollte man die Magnesitgenese direkt mit der Tektonik in Verbindung bringen, träfe dies mit einigen Vorbehalten nur für die beiden zuerst genannten Lagerstätten zu.

Die tektonische Position der Magnesitlagerstätten wird von der Fazies kontrolliert, zumal es sich bei den Deckeneinheiten wohl zum größten Teil um Fazies-Decken handelt, und soweit es die Magnesite der Grauwackenzone betrifft ist es durchaus verständlich, daß z. B. drei der Lagerstätten in der tektonischen Einheit 3 beheimatet sind.

### 7) Alter der Vererzung

Wie bereits besprochen ist die Magnesitvererzung nicht oder nur in einigen Fällen von der Dolomitisierung, die ansehnliche Bereiche der Grauwackenzone erfaßt hat, zu trennen. Auch sind die großen Dolomitareale nicht auf eine synsedimentäre bis frühdiagenetische Dolomitisierung zurückzuführen, zumal die dazu notwendigen faziellen Voraussetzungen fehlten (es gibt keine Hinweise für lagunäre Bildungen oder gar Eindampfungssedimente bzw. Sedimentationsunterbrechungen etwa durch Heraushebungen hervorgerufen).

In den permischen Basalkonglomeraten bis -breccien (H. MOSTLER 1972) finden sich Geröllkomponenten, die den Dolomiten der Südfazies zuordenbar sind. Untersuchungen der Gerölle haben gezeigt, daß es sich um ursprüngliche Kalkmikrite, Kalkbiomikrite bis Kalkarenomikrite handelte, die einer Dolomitisierung zum Großteil unter Wahrung der ursprünglichen Sedimentgefüge zum Opfer fielen. Wenn wir bislang keine Magnesitgerölle gefunden haben, so hängt das mit dem Einzugsgebiet zur Zeit des Perms zusammen (siehe dazu H. MOSTLER 1970). Mittlerweile hat Herr cand. geol. J. M. SCHRAMM, Dissertant am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, eckige bis kantengerundete Spatmagnesitkomponenten in der Basalbreccie gefunden, die nun eindeutig belegen, daß nicht nur die Dolomitisierung, sondern auch die Magnesitbildung zur variszischen Zeit stattfand. Dolomitgerölle kommen relativ häufig vor. Über die Bedeutung der Spatmagnesitgerölle in den Basalbreccien berichtet Herr J. M. SCHRAMM in einer eigenen Arbeit im selben Band.

Gehen wir von der Lagerstätte Inschlagalm aus, bei der die Vererzung noch die basalsten oberdevonischen Karbonatgesteine erfaßt hat, so bleibt für die Vererzung unter Voraussetzung, daß es sich nicht um eine synsedimentäre bis frühdiagenetische Bildung handelte (daß es sich um eine solche nicht handeln kann, wurde bereits oben dargelegt), nur die Zeit des Oberdevons zur Verfügung, denn bereits an der Wende Oberdevon/Unter-

karbon setzt die erste orogene Phase der variszischen Gebirgsbildung (bretonische Phase) ein. Der Magnesit muß ebenso wie ein Großteil des Dolomites im Zuge der variszischen Gebirgsbildung entstanden sein, denn die permischen Konglomerate stellen bereits die grobklastischen Abtragsprodukte des variszischen Gebirges, und es erscheint wenig wahrscheinlich, daß die Dolomit- und Magnesitbildung z. Zt. des Oberdevons, also noch vor der Heraushebung der Geosynklinalfüllung entstanden ist, zumal die dazu notwendigen Temperaturen nicht vorhanden waren.

### 8) Herkunft der Magnesiumlösungen

Wie bereits einleitend erwähnt, hat man bei der Frage nach der Herkunft der Mg-Lösungen an verschiedenste Quellen gedacht. Eine sedimentär bis frühdiagenetische Bildung, d. h. mehr oder minder eine Entstehung aus dem Meerwasser scheidet, wie schon ausführlich diskutiert, völlig aus; das trifft ebenso für eine synsedimentäre Zufuhr des Magnesiums durch einen submarinen Vulkanismus zu, da jede vulkanische Tätigkeit sowohl räumlich als auch zeitlich gesehen fehlt. Saure Intrusiva für die Magnesiumzufuhr verantwortlich zu machen, wie dies HIMMELBAUER versucht hat, dafür haben wir keine Belege und es ist, wie noch zu besprechen sein wird, völlig unnötig darauf zurückzugreifen (es müßte sich um synorogene variszische Intrusiva handeln). Die Umwandlung der Ultrabasite zu Serpentin unter Freimachung des Magnesiums, wie dies F. ANGEL diskutiert, ist genausowenig erforderlich wie die Zufuhr durch saure Intrusiva; abgesehen davon gibt es im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone nur ein sehr bescheidenes Serpentinvorkommen, das sich aus Diallagiten herausentwickelt hat, wobei nur 20% der gesamten Diallagitmasse in Serpentin umgesetzt wurde. Es bleibt demnach nur mehr der Bezug des Magnesium aus den Sedimenten selbst und zwar nicht in einem früh- bzw. spät-diagenetischen Stadium (letzteres ist zwar lokal nachweisbar), sondern im Zuge einer Metamorphose, die im Falle des Westabschnitts der Nördlichen Grauwackenzone durch den Nachweis von Magnesitkomponenten in permischen Breccien, der variszischen Gebirgsbildung zugeordnet werden muß.

Die Entstehung der Spatmagnesite durch  $\text{CO}_2$ -Metasomatose oder durch Mg-Metasomatose hat W. JOHANNES 1966–1970 experimentell nachgewiesen (siehe dort); die Frage nach der Herkunft des Magnesiums bei seinem Metasomatosekonzept hat er völlig ausgeklammert. Hier soll nun versucht werden, einen Weg aufzuzeigen, wie aus den Sedimenten, die weder in einem semisalinen noch einem vollsalinen Milieu abgelagert wurden, dennoch Magnesit entstehen konnte. Dazu muß nochmals kurz auf die Biogene (Echinodermaten) zurückgegriffen werden, die sehr häufig in den Sedimenten auftreten und bis 22%  $\text{MgCO}_3$  eingebaut haben; im Durchschnitt sind es 18%. Bedingt durch Subsolution (erste Magnesiumkonzentration, im Zuge welcher ein hoher Anteil mikritischer Matrix weggelöst wurde, die Biogene dagegen angereichert wurden) und durch eine Drucklösung (zweite Magnesiumkonzentration, der wiederum die bereits reduzierte mikritische Matrix zum Opfer fiel) kam es zu einer starken Anreicherung der schwerer löslichen Mg-führenden Biogene. Im ungünstigsten Falle haben wir in den Karbonatgesteinen 60%  $\text{CaCO}_3$  und 40%  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  zur Verfügung; in dem 40%igen Dolomit sind etwas mehr als 18%  $\text{MgCO}_3$  eingebaut, was bedeutet, daß wir auf ein Molverhältnis von knapp unter 0,8 kommen (siehe W. JOHANNES 1970: Abb. 9); dieses Molverhältnis

läßt es zu, daß sich schon bei ca. 230° Dolomit bildet und bei Temperaturen zwischen 420 und 450° der Magnesit. In der Regel sind es günstigere Zusammensetzungen, d. h. das Molverhältnis liegt bei 0,7, was bedeutet, daß mit einer Magnesitentstehung schon ab etwa 340°C zu rechnen ist. Diese Temperatur wird aufgrund des metamorphen Mineralbestandes, wie oben angeführt, leicht erreicht und es ist daher sogar wahrscheinlich, daß sich bei einem Temperaturrückgang aus ursprünglichem Magnesit Dolomit gebildet hat, und es ist zu erwarten, daß nach dem Magnesiumangebot mehr Magnesit gebildet wurde, als heute vorliegt. All diese Überlegungen gelten nur unter der Voraussetzung, daß chloridische Lösungen an diesem Prozeß mitbeteiligt waren. Die hier vom Verfasser genannten Werte beziehen sich alle auf die von W. JOHANNES 1970: Abb. 9 angeführten Kurven, die für stark verdünnte chloridische Lösungen zutreffen (100 und mehr Mole H<sub>2</sub>O pro ein Mol an gelösten Kationen). Deshalb tritt, nachdem die Frage nach der Herkunft des Magnesium befriedigend beantwortet werden konnte, nun aber die Frage nach den Bezugsquellen von chloridischen Lösungen auf. Z. T. wurde diese schon bei der Entstehung der authigenen Quarze ventiliert (siehe dort). Jedes Porenwasser wird im Laufe der Zeit einen beachtlichen Wechsel in der Zusammensetzung und Konzentration aufweisen. Ein ursprünglicher Zusammenhang mit dem Meerwasser ist nur z. T. möglich. Ein Großteil des Porenwassers z. T. als reliktsches Meerwasser, wurde spätestens nach frühdiagenetischen Prozessen (Kompaktion) ausgeschieden. Die Tonminerale vermögen aber eine Filterung der Salzlösungen in den Tonmembranen (E. T. DEGENS 1968: 154); es werden die Salze aufgrund ihrer elektrolytischen Dissoziation und den elektrischen Eigenschaften der Tonmembrane gefiltert und im Zuge der Metamorphose also beim Umbau der Tonminerale freigegeben. Darin wäre eine naheliegende Bezugsquelle für chloridische Lösungen zu sehen. Nach Ansicht des Verfassers wäre es aber durchaus möglich, daß sehr geringe Gehalte an Chloriden genügen, um eine Magnesitmetasomatose hervorzurufen und es muß zur Diskussion gestellt werden, ob nicht das normale Porenwasser, etwa in dem Sinne wie es USDOWSKI definiert, unter Mitwirkung von CO<sub>2</sub> dieselben Reaktionen hervorrufen kann, so daß wir uns nicht zu sehr auf die Frage der Herkunft der chloridischen Lösungen werfen müssen. (Voraussetzung allerdings sind Temperaturen, die zwischen 350 und 450° liegen.) Dennoch soll nicht außer Acht gelassen werden, daß die für die chloridischen Lösungen erforderlichen Tonminerale praktisch in allen Magnesitlagerstätten verfügbar waren bzw. heute als Muskowit und Chlorit vorliegen.

### 9) Abschließende Bemerkungen zur Genese der Spatmagnesite

Aus den vorangegangenen Kapiteln ergeben sich folgende Untersuchungsergebnisse:

1. Der Sedimentationsraum des variszischen Teiltroges, der sich im Zuge der niederbrechenden Ignimbrit-Plattform herausbildete, war in Becken- und Schwellenbereiche gegliedert; die Beckensedimente während des Silurs wurden in Wassertiefen von 150 bis 200 m, z. T. auch darunter abgelagert, während die Schwellensedimente in den auf etwa in 50 m Tiefe angehobenen (Tiefschwellen) abgelagert wurden. Dieses hier kurz entworfene Bild trifft nur für die „Südfazies“ zu. Die Sedimente der „Spielbergdolomit“-Fazies wurden im Flachwasser abgelagert; sie sind durchwegs biostromartigen Charakters; Lagunensedimente fehlen allerdings auch in diesen Flachwasserablagerungen (Hochschwellen).

2. Aus der Schichtfolge der Lagerstätte bzw. Beschreibung der einzelnen Sedimenttypen unter Diskussion ihres Ablagerungsmilieus wurde sehr deutlich, daß saline oder nur annähernd saline Sedimente am Aufbau der Lagerstätten nicht beteiligt waren; ja selbst in der weiteren Umgebung wurden keine salinaren Bildungen gefunden und sind nach den paläogeographischen Gegebenheiten auch nicht zu erwarten.

3. Alle synsedimentär bis frühdiagenetisch abgelaufenen Prozesse lassen eine Dolomit- oder gar Magnesitbildung ausscheiden; im Bereich der Spießnägel wäre eine frühere Dolomitisierung (Überführung von Protodolomit in stöchiometrischen Dolomit eventuell möglich); die Wechsellagerung von Kalken und Dolomiten in einer 3 m mächtigen Schichtfolge könnte aber auch als eine lagenweise Metasomatose gedeutet werden.

4. Die in Magnesit umgewandelten Gesteine sind reich an Echinodermaten, was schon primär einen höheren Magnesiumgehalt der Sedimente bewirkt nur mit der Einschränkung, daß das Magnesium zunächst an die Biogene selbst gebunden ist.

5. Es sind nicht die homogenen Dolomite (Spielberg Dolomit) vererzt, sondern die heterogenen Karbonatgesteinsfolgen; letztere weisen primär einen höheren  $\text{SiO}_2$ -Gehalt, höheren Kohlenstoffgehalt und Tonmineralgehalt auf; (heute durch eine Muskowit-Chlorit-Sprossung gekennzeichnet).

6. Spätdiagenetische Dolomitisierung ist örtlich vorhanden; die Wahrscheinlichkeit, daß Porenwasser mit dem entsprechenden Ca/Mg-Quotienten auf ältere Karbonatgesteine treffen, ist viel größer als bei jüngeren (siehe H. E. USDOWSKI 1967).

7. Eine mehrmalige (sicher nachgewiesene zweimalige) Magnesiumkonzentration durch Subsolution und Drucklösung trägt zur sogenannten „Faziesgebundenheit“ bei; Hand in Hand damit findet eine Anreicherung der unlöslichen Silikate statt.

8. Authigene Quarzbildung ist im Zuge der Metamorphose entstanden und bedingt mehr oder minder die Anwesenheit von chloridischen, wenn auch stark verdünnten Lösungen.

9. Es hat sich gezeigt, daß die Drucklösung für genetische Fragen von Lagerstätten nicht ohne Bedeutung ist und nicht nur für frühe Umsetzungen von Stoffen bedeutungsvoll sein kann, sondern daß sie auch noch Stoffmobilisationen auslöst, die selbst nach einer Metamorphose zum Gefügeumbau führt.

10. Die Neubildung von Muskowit und Chlorit steht in engster Verbindung mit der Dolomit- und Magnesitsprossung und belegt eine Magnesitentstehung unter P,T-Bedingungen der niedrigsten Grünschiefer-Fazies. Damit ist für die Annahme von JOHANNES der Beweis erbracht, daß auch die talkfreien Spatmagnesitlagerstätten bei höheren Temperaturen also zwischen 350 und 450° entstehen können.

11. Im Zuge der Metamorphose kam es abgesehen von einer örtlich sehr beschränkten Umsetzung (fast insitu-Bildungen) zu größeren Stoffmobilisationen.

12. Die Diskussion über die Herkunft des Magnesiums hat gezeigt, daß alle Voraussetzungen für einen Bezug des Magnesiums aus den unmittelbar benachbarten Karbonatgesteinen nicht nur durchaus möglich ist, sondern mit gewissen Einschränkungen sogar gefordert werden muß.

13. Die zur Magnesium-Metasomatose nötigen chloridischen Lösungen können ohne Schwierigkeiten aus dem Porenwasser der Sedimente bezogen werden, wobei vor allem den Tonmineralen eine nicht unbedeutende Rolle zukommt.

14. Es konnten weder saure noch basische Vulkanite nachgewiesen werden. Im Bereich der Spießnägel, wo die Tuffe in den basalen Kalken der *celloni*-Zone auftreten, tritt keine Magnesitbildung auf; die Magnesite treten dort erst in den Sedimenten des höchsten Silurs auf, d. h. zwischen dem vulkanischen Ereignis und der Sedimentation des im Magnesit umgesetzten Karbonatgesteins ist ein Zeitraum von gut 30 Millionen Jahren verstrichen.

15. Die zeitliche Einstufung der vererzten Sedimente ist in jeder der besprochenen Lagerstätten verschieden. Innerhalb der zeitlich am besten faßbaren Lagerstätte Inschlagalm (dies ist nicht bedingt durch schlecht verwertbare Fossilien der übrigen 3 Lagerstätten der Grauwackenzone, sondern durch das erosive Fehlen der Sedimente im Dach dieser) sind die Sedimente vom mittleren Ludlow bis zum basalen Oberdevon vererzt; ein Zeitraum, der 45 Millionen Jahre umfaßt. Um z. B. Magnesit sedimentär bis frühdiagenetisch zu machen, wäre es notwendig, daß in diesem Raum 45 Millionen Jahre hindurch salinärer Einfluß geherrscht hätte. Unterziehen wir alle im Westabschnitt der Grauwackenzone auftretenden Magnesitlagerstätten einer zeitlichen Kontrolle, so wäre für den salinaren Einfluß ein Zeitraum von 65 bis 70 Millionen Jahre notwendig. Für eine syngenetische Vererzung eines so langen Zeitraumes kann man weder sedimentäre (salinare) Ursachen noch vulkanische Ereignisse verantwortlich machen.

16. Die tektonische Position wird z. T. von der Fazies kontrolliert, wenn auch die Gebundenheit zweier Lagerstätten (Inschlagalm, Ofenberg) an die Großtektonik mehr oder weniger denkbar wäre. Allerdings handelt es sich dort um alpidische Deckengrenzen (in diese wurden permotriassische Sedimente einbezogen) und nicht um variszische Zäsuren.

17. Das Alter der Vererzung (Nachweise von echten Spatmagnesitgeröllen; nicht zu verwechseln mit den konkretionären Bildungen in den permischen Sedimenten) durch Herrn J. M. SCHRAMM belegt eindeutig eine Bildung des Magnesits in variszischer Zeit; dasselbe gilt für die Dolomite der Südfazies; ja selbst für die Spießnägel-Dolomite (siehe H. MOSTLER 1972) zu. Hiefür steht nur der Zeitraum des Oberdevons bzw. tieferen Unterkarbons zur Verfügung.

Soweit zu den Daten, wie sie in den Raum im Westabschnitt der Grauwackenzone erarbeitet wurden, und soweit der Geologe dazu Stellung nehmen kann.

Abschließend seien noch einige Bemerkungen über die geologische Situation der Lagerstätte Tux gestattet. Das von R. HÖLL & A. MAUCHER 1967: 4 dargestellte Profil soll hier kurz diskutiert werden. Die tiefste Einheit bestehend aus Phylliten und Metadiabaseeinschaltungen, z. T. auch Porphyroiden, stellt das stratigraphisch tiefste Element des Innsbrucker Quarzphyllits (siehe dazu die tektonische Karte, Abb. 11). In der Lagerstätte Tux sind nur die Phyllite und die in sie eingeschalteten Metadiabase erschlossen, es fehlen tektonisch bedingt die Porphyroide, denn über den grauen Phylliten setzen hier gleich die Schwarzschiefer ein. Übertragungen auf die Grauwackenzone bzw. eine Parallelisierung ist aufgrund der Untersuchungen von H. MOSTLER bzw. von T. BECHSTÄDT, H. MOSTLER & R. STEIGER (in Druck) durchaus gerechtfertigt, zeigen aber, daß die basischen Vulkanite in das Liegende der Porphyroide gehören und damit in das Ordovizium, während die schwarzen Schiefer (völlig den höheren Wildschönauer Schiefen nach H. MOSTLER 1968 entsprechend) frühestens im höheren Wenlock einsetzen. Die sichere sedimentäre Verbindung der Dolomite und Magnesite mit den

Schwarzschiefern (und das beschreiben auch R. HÖLL & A. MAUCHER 1967: 3), die Conodontenführung in den Karbonatgesteinen (der Nachweis von Conodonten aus dem Innsbrucker Quarzphyllit gelang den beiden Autoren erstmals und kann nicht genug hoch eingeschätzt werden) weist auf die enge zeitliche Verknüpfung der beiden Gesteinsfolgen hin.

Der Verfasser hat selbst über 60 Karbonatproben aus der Lagerstätte aufgesammelt und konnte das Alter des Dolomit-Magnesit-Körpers noch besser zeitlich in den Griff bekommen und zwar beginnt die Lagerstätte mit der *siluricus*-Zone (höheres Mittelludlov) und reicht sicher bis in das untere Emsium. Dies bedeutet für die Scheelit-führenden Quarzschiefer aber, daß sie in einem Zeitraum des unteren, wahrscheinlich aber doch mittleren Ludlov sedimentiert wurden. Damit ergäbe sich eine sehr gute Übereinstimmung mit der Lagerstätte Inschlagalm. Wenn man allerdings für die Mg-Zufuhr den basischen Vulkanismus für die Entstehung der Magnesitlagerstätte heranziehen möchte, dann muß man feststellen, daß dieser ca. 40 Millionen Jahre vorher bereits seine Aktivität eingebüßt hat, und es ist nicht zu erwarten, daß postvulkanische Thermen 40 Millionen Jahre lang als Magnesiumspender fungiert haben.

Damit scheidet die für Tux geforderte sedimentäre Magnesitentstehung in genetischem Zusammenhang mit einem untermeerischen basischen Vulkanismus völlig aus; der Reichtum an Echinodermaten in Dolomit-Magnesit-Körper von Tux spricht eher für das vom Verfasser entworfene Modell und paßt außerdem in den von W. JOHANNES experimentell geforderten Typus der talkführenden Magnesitlagerstätten.

Herrn Doz. Dr. G. HOSCHEK, Institut für Mineralogie und Petrographie, Innsbruck, sowie Herrn cand. geol. M. KÖHLER, Institut für Geologie und Paläontologie, Innsbruck, sei für die Diskussionsmöglichkeiten herzlichst gedankt. Herr Leo LEITNER hat in dankenswerter Weise die Reinzeichnung der Abbildungen übernommen.

## 10) Zusammenfassung

Die Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone sind in variszischer Zeit entstanden, dafür sprechen die von J. M. SCHRAMM gefundenen kantengerundeten Magnesitgerölle in den permischen Basalbreccien.

Nachdem aus faziellen Gründen eine synsedimentäre bis frühdiagenetische Bildung von Magnesit unwahrscheinlich ist, ein synsedimentär ablaufendes vulkanisches Ereignis ebenso ausscheidet, kommt für die Entstehung des Magnesits nur ein spät-diagenetischer oder metamorpher Prozeß in Frage. Es konnte aufgezeigt werden, daß zwar eine spät-diagenetische Dolomitisierung örtlich möglich war, aber zu einer Magnesitbildung konnte es infolge zu geringer Mg-Konzentration bzw. zu niedriger Temperatur nicht kommen.

Der metamorphe Mineralbestand der Magnesitlagerstätte läßt deutlich werden, daß sowohl ein Großteil des Dolomits als auch Magnesits bei Temperaturen zwischen 350 und 450° (trifft für letzteren zu) entstanden sind; damit konnte die von W. JOHANNES 1970 aufgezeigte Möglichkeit, daß auch die talkfreien Spatmagnesite bei höheren Temperaturen entstanden sein dürften, erstmals sicher nachgewiesen werden.

Für die Herkunft des Magnesiums war keine hydrothermale Zufuhr notwendig, sondern das Magnesium konnte durchwegs aus den im Silur und Devon abgelagerten Karbonatgesteinen bezogen werden.

### Literaturnachweis:

- AL-HASANI, N. & MOSTLER, H.: Zur Geologie der Spießnägel südlich Kirchberg (Nördliche Grauwackenzone, Tirol). – Alpenkundl. Studien, Veröffentl. Univ. Innsbruck, 9, Innsbruck 1969
- ANGEL, F.: Unser Erzberg. – Mitt. Naturw. Ver. Steiermark, 75, Graz 1939
- ANGEL, F.: Petrographische Studien der Ultramafit-Masse von Kraubath (Steiermark). – Joanneum Miner. Mitt.-Bl., 2, Graz 1964
- ANGEL, F. & TROJER, F.: Zur Frage des Alters und der Genesis alpiner Spatmagnesite. – Radex-Rdsch., Wien 1955
- BARTHOLOME, P., EVARD, P., KATEKESHA, F., LOPEZ-RUIZ, J., NGONGO, M.: Diagenetic Ore-forming Processes at Kamoto, Katanga, Republic of the Congo. – (Ores in Sediments), Berlin 1973
- BERNARD, A. J.: A Review of Processes Leading to the Formation of Mineral Deposits in Sediments. – (Ores in Sediments), Berlin 1973
- BRIEGLEB, D.: Geologie der Magnesitlagerstätte am Sattlerkogel in der Veitsch (Steiermark). – BHM, 116, H. 10, 1971
- CLAR, E.: Über Parallel-, Schräg- und Kreuzbänderung in Spatlagerstätten. – Miner. petr. Mitt., 3, 1954
- CLAR, E.: Zur Entstehungsfrage der ostalpinen Spatmagnesite. – Car., 2, Klagenfurt 1956
- DEGENS, E. T.: Geochemie der Sedimente. – Enke Verlag Stuttgart 1968
- FRIEDRICH, O. M.: Zur Genese der ostalpinen Spatmagnetit- und Talklagerstätten. – Radex-Rdsch., 1951
- FRIEDRICH, O. M.: Zur Genesis der ostalpinen Spatmagnetitlagerstätten. – Radex-Rdsch., 1969
- FRIEDRICH, O. M.: Zur Genesis des Magnesites vom Kaswassergraben und über ein ähnliches Vorkommen (Diegrub) im Lammertal. – Radex-Rdsch., 1963
- FRIEDRICH, O. M.: Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten, IV. Teil. – Radex-Rdsch., 1969
- GRIMM, W. D.: Idiomorphe Quarze als Leitminerale für saline Fazies. – Erdöl u. Kohle, 15. Jg., Hamburg 1962
- HADITSCH, J. G.: Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten. – Radex-Rdsch., 1968
- HADITSCH, J. G.: Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten (Untersuchungen an Bändermagnesiten von Azurreta (Spanien) und Dienten (Salzburg). – Radex-Rdsch., 1969
- HADITSCH, J. G. & MOSTLER, H.: Die Kupfer-Nickel-Kobalt-Vererzung im Bereich Leogang (Inschlagalm, Schwarzleo, Nöckelberg). Arch. f. Lagerstättenforsch. i. d. Ostalpen, 11, Leoben 1970
- HIMMELBAUER, A.: Magnesit und Talk. – In: Lagerstätten der Nichterze von O. STUTZER, Berlin, Borntraeger 1933
- HÖLL, R. & MAUCHER, A.: Genese und Alter der Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux. – Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., München 1967
- HOSCHEK, G.: Bericht über Untersuchungen an magmatischen Gesteinen aus der Grauwackenzone, Raum Kitzbühel. – SPP der DFG „Geodynamik des mediterranen Raumes“, Salzburg 1973
- JOHANNES, W.: Experimentelle Magnetitbildung auf Dolomit und  $MgCl_2$ . – Contr. Minera. Petrol., 13, 1966
- JOHANNES, W.: Experimente zur metasomatischen Magnetitbildung. – N. Jb. Miner. Mh., 1967
- JOHANNES, W.: Zur Entstehung von Magnetitvorkommen. – N. Jb. Miner. Abh., 113, Stuttgart 1970
- LEITMEIER, H. & SIEGL, W.: Untersuchungen an Magnesiten am Nordrande der Grauwackenzone Salzburgs und ihre Bedeutung für die Entstehung der Spatmagnesite der Ostalpen. – BHM, 99, Wien 1954
- LESKO, I.: Geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im Raume Oberdorf a. d. Laming, Steiermark. – Mitt. Ges. Geol. Bergbau. Stud., Wien 11, Wien 1960
- LLARENA, J. G.: Über die sedimentäre Entstehung des ostalpinen Magnesites, Typus Veitsch. – Montanztg., 69, 1953

- MAVRIDIS, A. & MOSTLER, H.: Zur Geologie der Umgebung des Spielberghorns mit einem Beitrag über die Magnesitvererzung (Nördliche Grauwackenzone, Tirol-Salzburg). – Festbd. d. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, Innsbruck 1970
- MEIXNER, H.: Beitrag zur mineralogischen Kenntnis der Magnesitlagerstätte Oberdorf a. d. Laming bei Bruck a. d. Mur, Steiermark. – Karinthin 1952
- MEIXNER, H.: Mineralogische Beziehungen zwischen Spatmagnetit- und Eisenspatlagerstätten der Ostalpen. – Radex-Rdsch., 1953
- METZ, K.: Über die tektonische Stellung der Magnesit und Erzlagerstätten in der steirischen Grauwackenzone. – BHM, 86, 1938
- MOSTLER, H.: Conodonten aus der Magnesitlagerstätte Entachen Alm. – Ber. Nat. Med. Ver. Innsbruck, 54, Innsbruck 1966
- MOSTLER, H.: Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18, Wien 1968
- MOSTLER, H.: Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silur-Grenze in der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). – Festb. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, Innsbruck 1970
- MOSTLER, H.: Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). – Mitt. Verh. Geol. B. A., 20, Wien 1972
- PETRASCHECK, W.: Die Magnesit- und Siderite der Alpen. – Sitz. Ber. Akad. math.-naturw. Kl., 141, Wien 1932
- PETRASCHECK, W. E.: Zur Bildung griechischer Magnesitlagerstätten. – Radex-Rdsch., 1961
- PETRASCHECK, W. E.: Weitere Erkenntnisse über die Bildung der Lagerstätten des dichten Magnesites und Meerschaums. – Radex-Rdsch., 1964
- ROHN, Z.: Zur Frage der Entstehung des kristallinen Magnesits. – Montan-Zeit., Wien 1950
- ROSSI, D.: Dolomitizzazione delle formazioni anisiche e ladin-carniche delle Dolomiti. – Mem. Mus. Trid. Sc. nat., vol. XVI, Trient 1967
- SCHRAMM, J. M.: Magnesitkomponenten in der Basalbrekzie (? Unter-Rotliegend) östlich Saalfelden (Salzburg). – Im selben Band
- TRURNIT, P.: Druck-Lösungsstadien innerhalb der Entwicklung einer Geosynklinale. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 6, Stuttgart 1968
- TRURNIT, P.: Die Schnittführung bei der Beurteilung von Druck-Lösungsphänomenen. – SMPM, 48, Basel 1968
- TRURNIT, P.: Morphologie und Entstehung diagenetischer Druck-Lösungserscheinungen. – Geol. Mitt., 7, Aachen 1967
- TRURNIT, P.: Pressure Solution Phenomena in Detrital Rocks. – Sedimentary Geology, 2, Amsterdam 1968
- USDOWSKI, H. E.: Die Genese von Dolomit in Sedimenten. – Springer-Verlag, Berlin 1967
- WINKLER, H. G. F.: Die Genese der metamorphen Gesteine. – Springer-Verlag, Berlin 1967