

GEOCHEMISCHER BEITRAG ZUR GENESE DER TALK/MAGNESIT-
LAGERSTÄTTE RABENWALD

von

W. Kiesel ^{*)}

(eingelangt am 14.6.1988)

Zusammenfassung

Die Diskussion der Genese der Talklagerstätte Rabenwald führt zur grundsätzlichen Diskussion der Bildung von Magnesit und Dolomit. Es wird gezeigt, daß im ostalpinen Bereich die Bildung der Spatmagnesitlagerstätten nur über eine Magnesiametasomose erklärt werden kann, wiewohl im Salinarbereich unter speziellen Bildungsbedingungen auch eine Ausfällung von Magnesiumkarbonat erfolgen kann, bzw. magnesiumreiche Porenlösungen eine diagenetische Umwandlung sedimentären Stoffbestandes (Kalzit) herbeizuführen in der Lage sind. Die Seltenen Erdelemente werden dabei als genetische Indikatorelemente herangezogen.

Für die Bildung der Lagerstätte Rabenwald wird danach die metasomatische Umwandlung eines sedimentären Stoffbestandes mit nachfolgender Vertalkung der dolomitischen bzw. magnesitischen Gesteinspartien durch kiesel-saure Lösungen als hochwahrscheinlich angesehen.

Zur Genese

Talk und Magnesit, zwei Minerale aus dem reichen Spektrum der Magnesium-Minerale, in geochemisch-genetischer Betrachtungsweise diskutiert bedeutet, daß die lagerstättenkundlichen Gegebenheiten sowie die zahlreichen bisher vorliegenden petrologischen, geologischen und auch die spärlich vorliegenden geochemisch orientierten Arbeiten in stark geraffter Form wiedergegeben werden müssen. Dies im Interesse einer eingehenden geochemischen Diskussion als Beitrag zur Genese dieser Lagerstätte, die nicht abgetrennt oder isoliert betrachtet werden kann von den zahlreichen Magnesitlagerstätten der Ostalpen.

Talk, Talk-Chlorit-Schiefer aber auch Magnesit sind die wichtigsten mineralischen Komponenten der Lagerstätte am Rabenwald, wo allerdings nur der Talkabbau von wirtschaftlichem Interesse ist.

Die Lagerstätten des Rabenwaldes sind insbesondere von FRIEDRICH (1947) eingehend untersucht worden, darüber hinaus sind Arbeiten von MOREAU (1981), PROHASKA (1984) und KIESL et al. (1986) zu erwähnen. Die Talkschiefer befinden

+) Anschrift des Verfassers
Prof. Dr. Wolfgang Kiesel
Institut für Geochemie der Universität Wien
Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

sich mit Kornsteinen in einer mächtigen tektonischen Bewegungszone alpidischen Alters innerhalb der Strallegg-Formation. Im Talkschiefer selbst sind gelegentlich Linsen von Spatmagnetit enthalten. In der Abb. 1 ist dies stark vereinfacht dargestellt. Trotz des gegenüber anderen Lagerstätten komplexen Gebirgsbaues der Lagerstätten des Rabenwaldes kann deren Genese nicht isoliert betrachtet werden von der Anhäufung der Magnetitlagerstätten in den Ostalpen, insbesondere von jenen des altpaläozoischen Abschnitts der Grauwackenzone im Grenzgebiet Tirol und Salzburg sowie der östlichen Grauwackenzone um Trieben, Veitsch und Semmering etwa.

Aus den weiteren Betrachtungen soll vorerst die schon weitgehend aufgeklärte Bildung von dichtem oder kryptokristallinem Magnetit ausgeklammert werden, für die wohl, nach den von PETRASCHECK (1972) veranlassten Untersuchungen wässriger Einschlüsse der Meerschaum-Magnetitknollen von Eskisehir feststeht, daß der Magnesium-Stofftransport über Magnesiumbikarbonatlösungen erfolgte, die aus Serpentinmassiven stammten.

In dieser Arbeit soll die Bildung von Magnetit und Dolomit diskutiert werden, die zweifelsohne die Ausgangsmaterialien für die Talkmineralisation darstellen und zu den in den Ostalpen weitverbreiteten Talk-Magnetit-Paragenesen führen. Auch die für den Rabenwald so wichtige Talk-Chlorit-Paragenese ist auf der Basis eines mergeligen Ausgangssedimentes, das reich an Dolomit ist, nahezu problemlos zu erklären.

Die Entstehung von Spatmagnetit in den Ostalpen ist selbst heute noch sehr umstritten und auch SCHULZ (1986) kommt aus der Sicht neuer Untersuchungen zu keinem endgültigen Ergebnis. Im wesentlichen ist dies darauf zurückzuführen, daß sich nach wie vor zwei Hypothesen diametral gegenüberstehen, nämlich die der sedimentären Anlage und jene der metasomatischen Bildung der Spatmagnetite, wiewohl gelegentlich Vorschläge unterbreitet werden, um eine Annäherung der beiden so unterschiedlichen Ansichten zu erreichen. Als Verfechter der sedimentären Anlage sind insbesondere LEITMEIER und SIEGL, aber auch SCHULZ, VAVTAR sowie DE LLARNA zu erwähnen, während die metasomatische Bildung von FRIEDRICH, ANGEL, TROJER, CLAR und PETRASCHECK vertreten wird. Umfassende Literaturangaben diesbezüglich sind in den Arbeiten von SCHULZ (1986) bzw. HADITSCH und MOSTLER (1978) zu entnehmen. Die Vermittlerrolle übernahm etwa SIEGL und SCHULZ (1986) aber auch NIEDERMAYR et al. (1981) konnten sich keinem der Extremstandpunkte anschließen, wiewohl in deren Arbeit auch nicht abbauwürdige Magnetitbildungen angesprochen werden.

In seiner letzten Arbeit entzieht sich SCHULZ (1986) schließlich dem Spatmagnetitproblem durch die Feststellung, die primären Anreicherungsursachen des Magnesiumstoffbestandes vom heutigen Kristallisationszustand zu trennen und diesen nicht als unmittelbares Produkt des sedimentären Anlagerungsstadiums zu sehen.

Dieser Vorschlag wird sich als wesentlich für die Klärung der Entstehung von Spatmagnetitlagerstätten herausstellen, klammert damit jedoch gerade die so interessanten primären Anreicherungsursachen aus der Diskussion aus und verschiebt sie - nach wie vor ungelöst - zeitlich vor das Ereignis einer Metamorphose.

Wenn man allerdings aufmerksam die umfangreiche Literatur zu diesem Problem verfolgt, so fällt sofort auf, daß vorwiegend Gefügeuntersuchungen als Argumente für oder wider eine der beiden konträren Entstehungshypothesen angeführt werden. Sieht man von den allgemein theoretischen und durch Laborversuche gestützten Arbeiten von JOHANNES (1970) bzw. ROSENBERG und HOLLAND (1964) ab, steht als nahezu

einzigste geochemisch orientierte Arbeit jene von MORTEANI et al. (1981) zur Diskussion, der die Seltenen Erdelemente (SEE) als wichtige genetische Indikator-elemente erkannt hat. Arbeiten von MOREAU (1981) und PROHASKA (1984) bedienen sich zur genetischen Interpretation anderer Spurenelemente, deren Bedeutung nicht von so allgemeinem Interesse ist wie jene der SEE, die aber doch, speziell für die einzelnen Lagerstätten, in die Diskussion miteinbezogen werden müssen. Infolge der von MORTEANI et al. angewandten Analysenmethode der instrumentellen Neutronen-aktivierung war es ihm jedoch nicht möglich jenen Spurenbereich zu erschließen, der zur Bewältigung des Problems unbedingt erschlossen werden muß, nämlich den sub-ppb-Bereich.

Zunächst allerdings ist das Problem der Anreicherung des Magnesiumstoffbestandes ein rein chemisches, das von der überwiegenden Anzahl der oben genannten Autoren kaum berücksichtigt wurde.

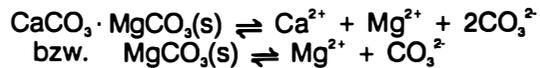
Nach DEGENS (1986) stellen die Karbonate rund 20% aller Sedimentgesteine dar. Zum größten Teil sind sie wohl authigen, also im Bereich der Sedimentation gebildet, doch schon bei DEGENS wird klargestellt, daß Dolomit und Magnesit nicht im Bereich der Sedimentation gebildet werden. Primärer Dolomit bzw. Magnesit sollten sich per Definition aus wässrigen Lösungen bilden, sich in der Lösung absetzen und somit sedimentieren. In BLATT et al. (1980) wird ausführlich die Schwierigkeit diskutiert insbesondere derartig gebildete Dolomite zu erkennen. Ein mir wesentlich erscheinender Faktor ist u.a. die Tatsache, daß eine nachträgliche Umwandlung von Kalksteinen in Dolomite beobachtbar ist, insbesondere wenn geschichtete Karbonatgesteine abrupt von Dolomit in Kalkstein übergehen, wobei die Grenze der beiden Gesteinstypen die Lagerungsrichtung senkrecht schneidet, woraus geschlossen werden kann, daß die Dolomitierung einem ursprünglichen Kalksteinsediment überlagert wurde.

Vielfach wird darauf verwiesen, daß es doch Hinweise auf die Bildung von Dolomit aus wässriger Lösung gibt, wie z.B. die rezenten Dolomite aus Kalifornien (Deep Springs Lake) oder Australien (Coorong Lagoon), die in der Arbeit von VON DER BORCH et al. (1967) besprochen werden. Doch werden die von CLAYTON et al. (1968) durchgeführten isopengeochemischen Untersuchungen nicht als Beweis für die Bildung primären Dolomits angesehen (BLATT et al., 1980). Obwohl nämlich der mit Kalzit koexistierende Dolomit aus Deep Springs Lake unterschiedliche Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenverhältnisse aufweist, kann dies auch mit der Hypothese konform gehen, daß Kalzit durch Wind und Zuflüsse in den See eingebracht wurde, oder daß früher abgeschiedener Kalzit in Dolomit umgewandelt wurde. Wenn also primärer Dolomit definiert wird als Dolomit, der in wässrigem Medium spontan gebildet wird, dann ist bis dato nach BLATT et al. (1980) kein primärer Dolomit bekannt.

Ähnliches gilt für die Bildung von primärem Magnesit und es soll im folgenden gezeigt werden, wieso es so schwierig ist, aus natürlichen Wässern primären Dolomit und Magnesit zu bilden. Die Problematik ist in der Literatur bekanntlich als sogenanntes Dolomit-Problem ausführlich diskutiert, wobei es vor allem um das Faktum geht, daß experimentell bei Temperaturen bis ca 40 °C (d.i. die Maximaltemperatur natürlicher stehender Wässer) aus wässrigen Lösungen Dolomit (Magnesit) nicht ausgefällt werden kann.

Zu der vielfach in der Literatur getätigten Löslichkeitsuntersuchungen bei Temperaturen < 100 °C ist zu bemerken, daß die damit im Zusammenhang stehenden Löslichkeitsprodukte für Dolomit und Magnesit mehr als fraglich sind. Das Problem ist einerseits

darin zu suchen, daß für die beiden Reaktionen



die Rückreaktion nicht abläuft; andererseits die Frage nach dem "Wie" des Lösungsvorganges bei Dolomit noch ziemlich unklar ist. Nach GARRELS (1960) nämlich erfolgt bei Temperaturen von 30 - 50 °C kongruente Lösung, bei T > 50 °C jedoch inkongruente Lösung nach



Noch unsicherer sind die Lösungsverhältnisse bei MgCO₃. Sie werden durch die Existenz stabiler Hydrate kompliziert. Bei Temperaturen von ≈30 °C entsteht aus karbonatischer Lösung bei Einwirkung auf Mg²⁺-Lösungen in Abhängigkeit von Temperatur und pH entweder Nesquehonit, MgCO₃·3H₂O, oder Hydromagnesit, Mg₄(OH)₄(CO₃)₂·3H₂O.

Im Prinzip sind zwei Gründe für das Ausbleiben primären Dolomits bzw. Magnesits anzuführen:

1) Die sehr hohe Hydratationswärme der Mg²⁺-Ionen. Werden nur die Wassermoleküle der inneren Koordinationssphäre berücksichtigt, so ist die Hydratationswärme der Mg²⁺-Ionen ca. 20% höher als jene der Ca²⁺-Ionen. Nachdem nur das dehydratisierte Mg²⁺-Ion in den Gitterverband eintreten kann, wird die Dehydration eine Funktion der Temperatur und der Ionenstärke. Nur in ganz extremen Fällen, also aus hochkonzentrierten Mg²⁺-Salzlösungen kann durch lösliche Karbonate MgCO₃ ausgefällt werden. Es ist schwer vorstellbar, daß dies ein häufiger, in der Natur ablaufender Vorgang ist, der übrigens als anorganische Fällung angesprochen werden muß. Dieser Vorgang kann darüber hinaus kaum zur Bildung abbauwürdiger Magnesit Lagerstätten geführt haben.

2) Reaktionskinetische Gründe. Diese liegen in der Struktur des Dolomits begründet. Es liegt bekanntlich dabei eine Kristallstruktur hoher Ordnung vor, für die ein gewisser Zeitraum benötigt wird, damit sie eingestellt werden kann. Kommt daher die wässrige Lösung in den Sättigungsbereich von Kalzit, so fällt dieser aus. Erst bei Temperaturen von ≈100 °C wird Dolomit gebildet. Die Bildung von Dolomit ist also im wesentlichen eine Funktion der Temperatur.

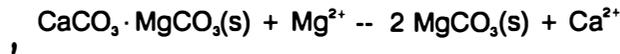
Aus thermodynamischen Berechnungen kann gezeigt werden, daß die Standardreaktionsenthalpie der Reaktion



-2,2 Cal/Mol beträgt, die Reaktion daher freiwillig abläuft. Durch entsprechende Berücksichtigung des Aktivitätsverhältnisses von Ca²⁺/Mg²⁺ im Meerwasser wird der Wert von -3,2 Cal/Mol berechnet, was bedeutet, daß die Dolomitierung durch Meerwasser thermodynamisch möglich ist. Trotzdem wird heute keine dolomitisierende Wirkung von Meerwasser beobachtet (z.B. in den pazifischen Atollen), obwohl auch eine andere Bedingung erfüllt wäre, nämlich die, daß große Mengen der dolomitisierenden Lösung durch die Porenräume gepumpt werden. Die kinetische Hemmung wird erst bei höheren Temperaturen beseitigt, während einer Diagenese beispielsweise.

In Weiterführung dieser Überlegungen folgt schließlich auch für die Magnesitbildung

der Reaktionsweg



Das ΔV für die beiden letztgenannten Reaktionen beträgt ca. -13%. Diese Volumenverminderung würde auch die Permeabilität der Gesteinskörper gewährleisten.

Wie ROSENBERG und HOLLAND (1964) zeigen konnten, vergrößert sich das Stabilitätsfeld von Magnesit mit steigender Temperatur stark auf Kosten der Stabilitätsfelder von Dolomit und Kalzit. Die Bildung von Magnesit wird also bei hohen Temperaturen (300-500 °C) stark begünstigt.

Aus diesen Angaben wird offensichtlich, daß dies (bei Drucken von ca. 2 kb, wobei der Druck keinen kritischen Parameter für die Dolomit- bzw. Magnesitbildung darstellt) der Bereich der "Grenze" zwischen Diagenese und Metamorphose (Metasomatose mit Stoffaustausch) im p-T-Feld ist. Nach CORRENS gibt es nun bekanntlich keine einfache Trennlinie zwischen dem diagenetischen und metamorphen Bereich, weshalb für den Fall der Diskussion der Bildung von Dolomit und Magnesit immer die T-(p-)-Bedingungen definiert werden sollten.

Die Genese der Spatmagnesitlagerstätten der Ostalpen sollte daher im Hinblick auf die eben gemachten Bemerkungen gesehen werden.

Von allen Magnesit/Talk-Lagerstätten der Ostalpen weist zweifelsohne die talkdominierte Lagerstätte am Rabenwald die komplexeste Genese auf. Wir klammern vorerst den Vorgang der Vertalkung eines dolomitischen bzw. magnesitischen Gesteinskörpers aus den weiteren Betrachtungen aus. Der Vorgang der Vertalkung dolomitischer bzw. magnesitischer Gesteinskörper durch SiO_2 -haltige Lösungen ist zweifelsfrei als geklärt zu betrachten.

Zieht man die SEE als Indikatorelemente einer Genese heran, dann hat man die folgende Ausgangslage vor sich:

Unter der Annahme der sedimentären Anlage von Kalzit mit nachfolgender Metasomatose in Magnesit drängt sich sofort die Frage nach der Herkunft der Mg^{2+} -haltigen Lösungen auf. Es wurde schon in einer früheren Arbeit (KIESL et al., 1986) darauf verwiesen, die Mg^{2+} -reichen Lösungen einem tiefliegenden (ultra)basischen Körper zuzuschreiben, da es deutliche Hinweise auf Serpentin im Untergrund des oststeirischen Gneisareals gibt. Diesbezüglich kann auch auf eine Arbeit von KIESL et al. (1983) verwiesen werden, in der zwar nicht unmittelbar Gesteine der Talklagerstätte auf dem Rabenwald geochemisch untersucht wurden, in der jedoch auf metasomatisch bedingte Umwandlungen von Grobgneisen in Leukophyllite im nicht weit von der Lagerstätte entfernten Miesenbachtal hingewiesen wird, die für Mg^{2+} -Zufuhr entlang von Störungszonen sprechen. Das Verteilungsmuster der SEE der Grobgneise bleibt dabei in den Leukophylliten erhalten, auch quantitativ ist nur eine unwesentliche Abnahme der Konzentration zu bemerken. Es hat faktisch nur eine Umlagerung der SEE in die Schwermineralfraktion der Leukophyllite stattgefunden. Die Abb. 2 verdeutlicht diesen Sachverhalt. Daraus kann jedenfalls der Schluß gezogen werden, daß Mg^{2+} -führende Lösungen aktiv waren, die das Bild der SEE-Verteilung nicht wesentlich beeinflußt haben.

Waren diese Lösungen auch für die metasomatische Umwandlung des Kalzitkörpers

verantwortlich, so sollte in etwa das Verteilungsmuster des Kalksteins im Magnesit wiedergefunden werden. Die Abb. 3 zeigt jedoch, daß dies nicht der Fall ist. Der Magnesit aus der Talk-Magnesit-Paragenese (Probe Rabenwald 1) hat entweder das SEE-Verteilungsmuster der vertalkenden SiO_2 -haltigen Lösung übernommen, womit das ursprüngliche SEE-Verteilungsmuster faktisch gelöscht wurde, oder es wurde das SEE-Verteilungsmuster des ursprünglichen Sediments übernommen. Bei den beiden Proben Julientagbau und Krughof handelt es sich um Talk-Chlorit-Paragenesen, wobei darauf hingewiesen werden soll, daß der von MOREAU (1981) vorgeschlagene Bildungsmechanismus der Umwandlung von Chlorit in Talk nicht abgelaufen sein kann, denn das würde in letzter Konsequenz bedeuten, daß zur Bildung von reinem Talk die gesamte Menge der immobilen Elemente, insbesondere Al und Ti, quantitativ abgeführt hätte werden müssen. Da auch die SEE unter entsprechenden p-T-Bedingungen vorwiegend immobil sind, ist es naheliegend, daß die SEE-Verteilungsmuster des Ausgangssediments sowohl während des metasomatischen Vorgangs als auch während der durch die SiO_2 -führenden Lösungen verursachten Vertalkung nahezu unverändert erhalten geblieben sind.

Die zweifelsfrei sehr komplexe Genese der Lagerstätte wird nicht nur aus der Analyse der SEE-Verteilungsmuster der bereits erwähnten Paragenese Magnesit-Talk ersichtlich, sondern auch aus einer Apatit-Talk-Paragenese (KIESL et al., 1986), wobei bei ersterer Paragenese nicht sichergestellt werden kann, ob der Talk nicht eine Hohlraumfüllung im Magnesit darstellt. Im Fall der Paragenese Apatit-Talk wird zudem der Einfluß einer Phosphatmetasomatose offenkundig. Talkproben aus beiden Paragenesen zeigen jedenfalls ein SEE-Verteilungsmuster zwischen 10^2 und 10^1 bei chondritischer Normierung.

Hinsichtlich der Veränderung der SEE-Verteilungsmuster während der Magnesium-metasomatose und einer ev. nachfolgenden Vertalkung soll auf zwei sehr aufschlußreiche Untersuchungen verwiesen werden. Aus dem Magnesit-Bergbau der Veitsch wurde eine Dolomit-Magnesit-Paragenese dermaßen getrennt, daß eine überwiegend dolomitführende und eine überwiegend magnesithaltige Fraktion erhalten wurden (Detailinformation in KIESL et al., in Vorbereitung). Es zeigte sich, daß das SEE-Verteilungsmuster des Magnesits nur in den LSEE gegenüber dem des Dolomits leicht abgereichert erscheint, ein Bild welches im wesentlichen mit den Untersuchungen von MORTEANI et al. (1981) übereinstimmt. Wenn man den Mittelwert der SEE-Verteilung in Kalksteinen von HASKIN et al. (1966) zum Vergleich heranzieht, so wird eine geringfügige Abnahme der LSEE während des metasomatischen Vorganges offenkundig (Abb. 4). Dabei ist allerdings weiter zu berücksichtigen, daß der absolute Gehalt an SEE in Abhängigkeit vom Al_2O_3 - und auch vom P_2O_5 -Gehalt an Sedimenten zu betrachten ist.

Dies zeigt sich insbesondere bei der SEE-Verteilung von magnesitführenden Gesteinen aus dem Salinar verschiedener Provenienz, die von G. NIEDERMAYR (Naturhistorisches Museum Wien) zur Verfügung gestellt wurden. Die Abb. 5 zeigt die Verteilungsmuster der SEE von fünf verschiedenen Gesteinen, wobei der Magnesit einer Konkretion aus Sandstein (Ellmau, Kaisergebirge) eine sehr ungewöhnliche SEE-Verteilung aufweist. Es ist nicht auszuschließen, daß in dieser Probe das Verteilungsmuster der SEE der eisenreichen Pigmentierung zugeschrieben werden kann. Eine Arbeit über diese Gesteine ist in Ausarbeitung.

Schließlich soll noch auf ein besonders schönes Beispiel einer Vertalkung von Magnesit durch kieselsäurereiche Lösungen hingewiesen werden. Es betrifft eine

Pseudomorphose von Talk nach Pinolithmagnesit aus der Lagerstätte Oberdorf/Laming. Bei dieser Probe konnte der rein weiße Talk von den durch Graphit grau gefärbten und tonerdereicheren Partien getrennt werden. Die Abb. 6 zeigt das SEE-Verteilungsmuster der "Gesamtprobe", des "weißen Anteils" aus reinem Talk sowie des "grauen Anteils" aus "verunreinigtem" Talk. Bei dem metasomatischen Vorgang wurde das Verteilungsmuster der SEE sowohl des "reinen" als auch des "verunreinigten" Magnesits nahezu unverändert übernommen. Beachtenswert jedoch eine deutlich ausgeprägte negative Eu-Anomalie, die auf reduzierende Bedingungen und damit verbundener Abfuhr von Eu^{2+} während der Vertalkung hinweist. Die Abbildung enthält übrigens auch die durchschnittliche SEE-Verteilung von Spatmagnesiten.

Aus diesen Beispielen wird offenkundig, daß die Bildung abbauwürdiger Magnesitvorkommen durch magnesiumführende Lösungen bewirkt wird, die auf ein kalkreiches Sediment eingewirkt haben. Greift man nun den Gedanken von SCHULZ (1986) auf, bei Spatmagnesiten die primären Anreicherungsursachen des Magnesiumstoffbestandes vom heutigen Kristallisationszustandes zu trennen, so kommen als Ausgangsprodukte von Spatmagnesiten, die nicht metasomatisch gebildet wurden, doch wohl nur kryptokristalline Magnesite in Frage, die nachfolgend metamorph überprägt wurden. Derartige Spatmagnesite, für die es in den Ostalpen jedoch keine Hinweise gibt, müßten das ursprüngliche SEE-Verteilungsmuster des kryptokristallinen Magnesites erhalten haben (KIESL et al., 1986).

Das Auftreten von Magnesit im salinaren Milieu kann sodann auf spezielle Bildungsbedingungen, etwa hochkonzentrierte Magnesiumlösungen, hindeuten, aus denen durch Karbonatzufuhr die Ausfällung von Magnesit erfolgt ist.

Für die ostalpinen Spatmagnesite wird also die Umwandlung eines ursprünglich sedimentären Stoffbestandes (Kalzit) durch Magnesiumlösungen in Dolomit bzw. Magnesit anzunehmen sein. An dieser Stelle sei auch darauf verwiesen, daß bereits PETRASCHECK (1972) die Ansicht äußerte, daß eine generelle sedimentäre Bildungstheorie zur Folge hätte, daß die Entstehung von Magnesitlagern dann ja keine ungewöhnliche Erscheinung sei, was aber mit der relativen Seltenheit dieses Rohstoffes auf der Erde nicht im Einklang stehe.

Die Herkunft der magnesiumhaltigen Lösungen in den Ostalpen kann aus ultrabasischen und basischen Tiefengesteinen abgeleitet werden, nachdem es Hinweise auf Serpentin im Untergrund der oststeirischen Gneisareale und des an Serpentiniten reichen südpenninischen Tauernfensters gibt.

Die Ausbildung einer Talklagerstätte wie jener des Rabenwaldes ist dann schlußendlich auf die Vertalkung eines Dolomit/Magnesit-Stoffbestandes durch Zufuhr kieselsäurereicher Lösungen zurückzuführen, wobei diese hochtemperierten Lösungen, die aus granitischen Gesteinen abgeleitet werden, die ursprünglichen SEE-Verteilungsmuster der Dolomite und Magnesite mit ihren charakteristischen Verteilungsmustern überprägen könnten.

Danksagung

Der Kommission für Grundlagen der Mineralrohstoff-Forschung der Österr. Akademie der Wissenschaften sowie dem Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung (Az 30.181) sei an dieser Stelle für die finanzielle Unterstützung der geochemischen und lagerstättenkundlichen Untersuchungen Dank ausgesprochen.

Literatur

- BLATT, H., MIDDLETON, G., MURRAY, R. (1980): Origin of Sedimentary Rocks. Prentice Hall, New Jersey.
- CLAYTON, R.N., JONES, B.F., BERNER, R.A. (1968): Isotope Studies of Dolomite Formation under Sedimentary Conditions. *Geochim.Cosmochim. Acta* 32, 415.
- DEGENS, E.T. (1986): *Geochemie der Sedimente*. F.Enke Verlag, Stuttgart.
- FRIEDRICH, O.M. (1974): Die Talklagerstätte des Rabenwaldes, Ost-Strmk. Berg- und Hüttenmänn.Mh. 92, 66.
- GARRELS, R.M., THOMPSON, M.E., SIEVER, R. (1960): Stability of some carbonates at 25 °C and one atmosphere total pressure. *Am.Journ.Sci.* 258, 402.
- HADITSCH, J.G., MOSTLER, H. (1978): Genese und Altersstellung der Magnesitlagerstätten in den Ostalpen. *Verh.Geol.BA.*, 357.
- HASKIN, L.A., WILDEMAN, T.R., FREY, F.A., COLLINS, K.A., KEEDY, C.R., HASKIN, M.A. (1966): Rare Earths in Sediments. *J.Geophys.Res.* 71, 6091.
- JOHANNES, W. (1970): Zur Entstehung von Magnesitvorkommen. *N.Jb.Mineral.Abh.* 113, 274.
- KIESL, W., KLUGER, F., WIESENER, H. (1986): Petrology and Geochemistry of Selected Talc Deposits in the Eastern Alps. In: *Mineral Parageneses, Theophrastus Publ. S.A. Athen*, 649.
- KIESL, W., WIESENER, H., KLUGER, F. (1983): Untersuchungen des Vorkommens der Seltenen Erden und von Thorium in Gesteinen des unterostalpinen Kristallins des Semmering-Wechselseifers. *Sitz.-Ber. Österr.Akad.Wiss.Mathem.naturwiss.Kl. Abt.I* 192, 1.
- MOREAU, Ph. (1981): *Le massif du Rabenwald (Autriche) et ses Mineralisations*. These de l'Université de Franche-Comté, Besancon, France.
- NIEDERMAYR, G., SCHERIAU-NIEDERMAYR, E., BERAN, A., SEEMANN, R. (1981): Magnesit im Perm und Skyth der Ostalpen und seine petrogenetische Bedeutung. *Verh.Geol.BA.*, 109.
- PETRASCHECK, W.E. (1972): Beziehungen zwischen kryptokristallinem und spätigem Magnesit. *Radex-Rundschau*, 339.
- PROHASKA, W. (1984): Neue geochemische Aspekte zur Genese der Talklagerstätte Rabenwald. *Strmk. Berg.u.Hüttenmänn.Mh.* 129, 457.
- ROSENBERG, P.E., HOLLAND, H.D. (1964): Calcite-Dolomite-Magnesite Stability Relations in Solutions at Elevated Temperatures. *Science* 145, 700.
- SCHULZ, O. (1986): Die ostalpinen Lagerstätten mineralischer Rohstoffe in der Sicht neuer Forschungsergebnisse. *Arch.f.Lagerst.Forsch.Geol. BA.*, 257.

VON DER BORCH, C.C., JONES, J.B. (1967): Spherular Modern Dolomite from the Caroong Area, South Australia. *Sedimentology* 23, 587.

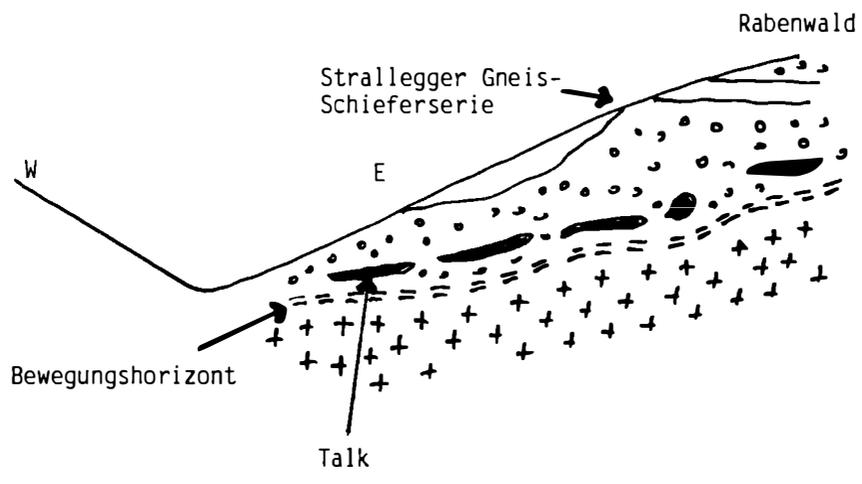


Abb. 1: Stark vereinfachtes Profil durch die Talklagerstätte Rabenwald. (Nach WIESENER).

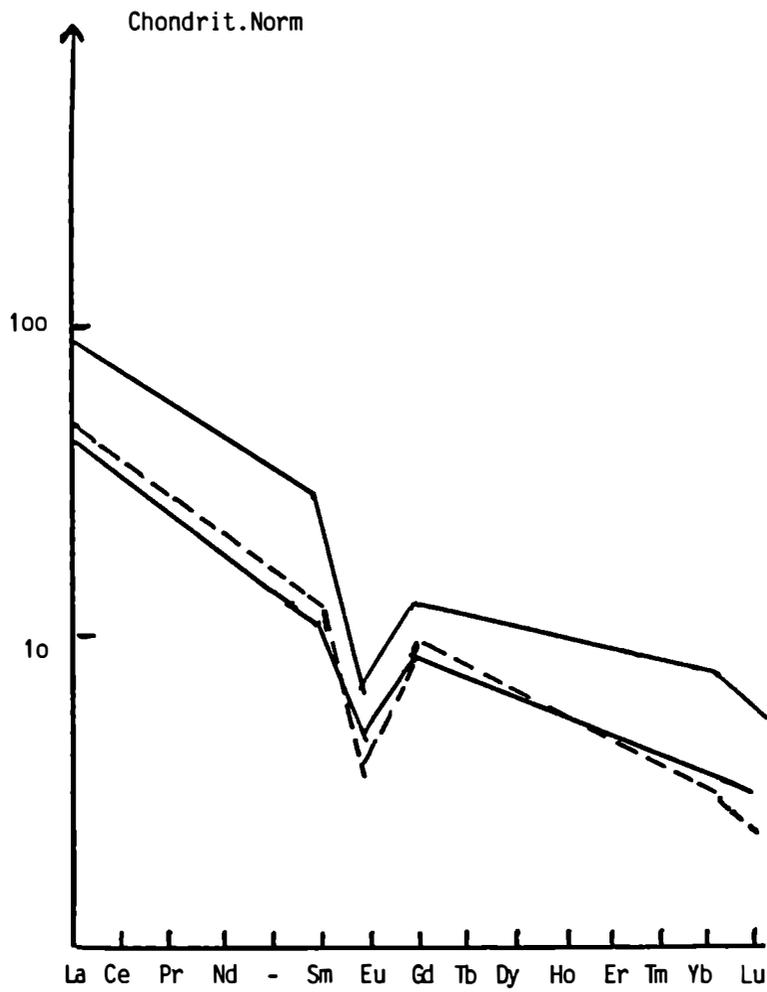


Abb. 2: SEE-Verteilung in Grobgneisen (volle Linien) und diesen benachbartem Leukophyllit (strichlierte Linie) aus dem Miesenbachtal (Birkfeld) nach KIESL et al. (1983).

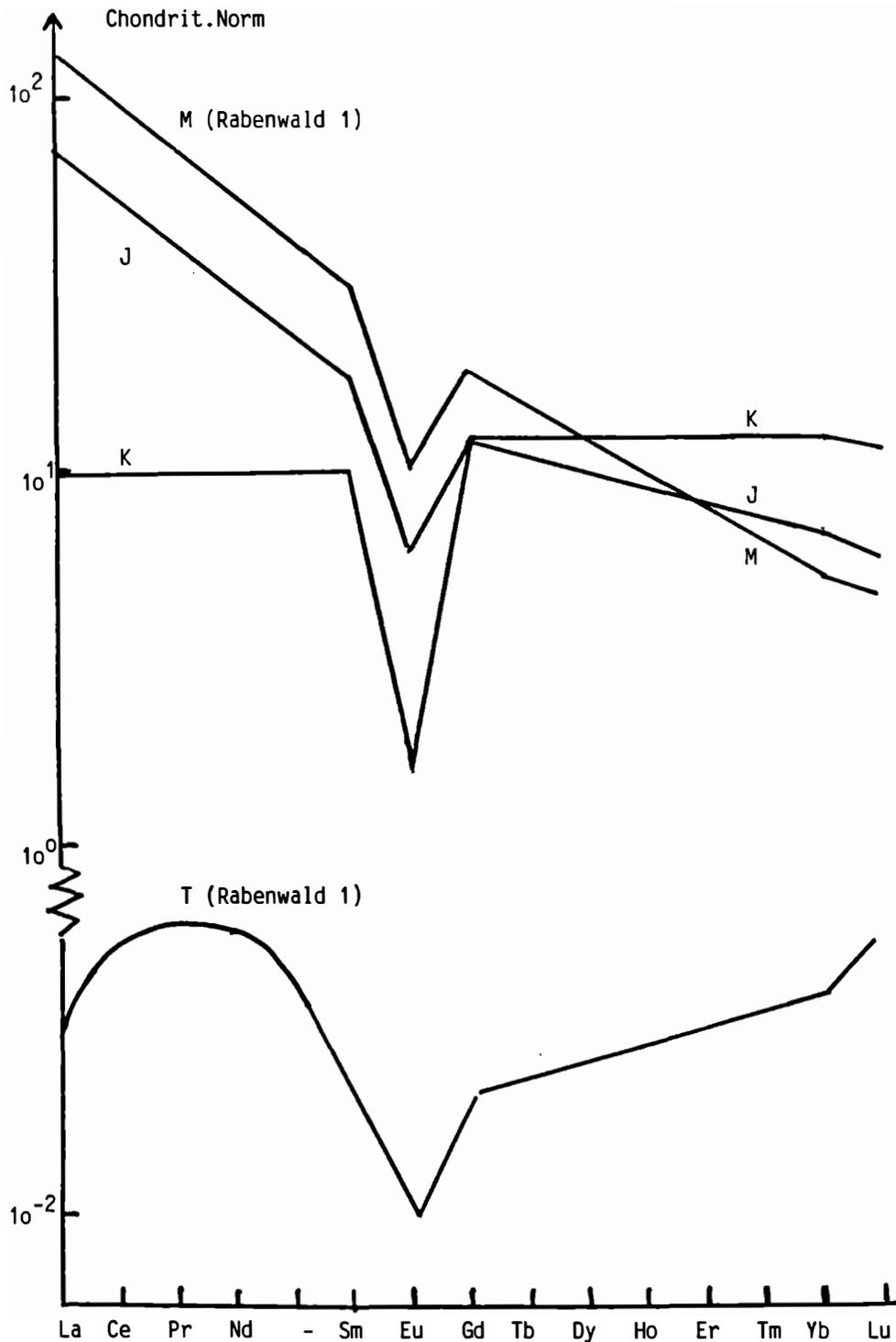


Abb. 3: SEE-Verteilungsmuster einer Magnesit-Talk-Paragenese [T (Rabenwald 1) = Talk; M (Rabenwald 1) = Magnesit] sowie zweier Talk-Chlorit-Paragenesen (J = Julientagbau; K = Krughof) aus dem Bergbau Rabenwald. (Aus KIESL et al., 1986).

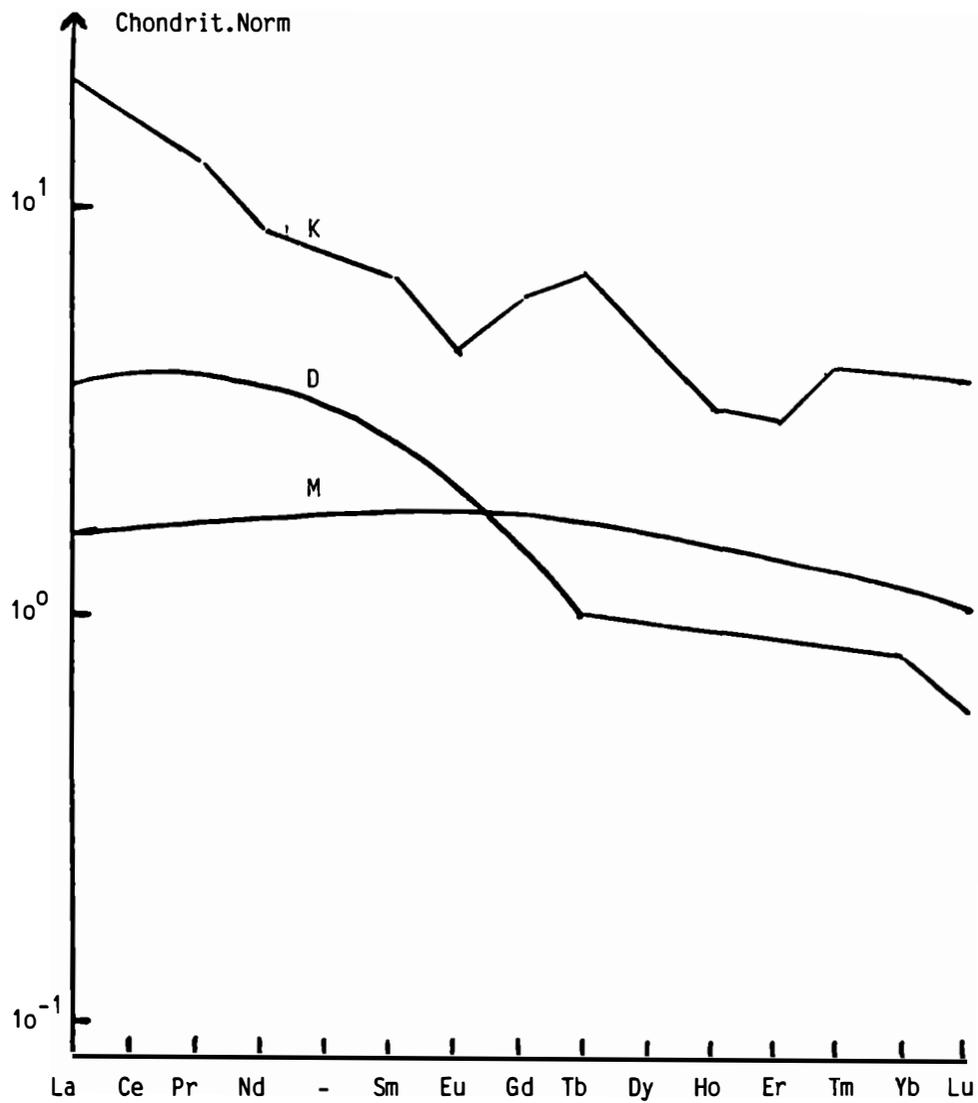


Abb. 4: SEE-Verteilung in einer Magnesit-Dolomit-Paragenese (M = Magnesit; D = Dolomit) aus der Lagerstätte Veitsch und der Mittelwert der SEE-Verteilung in Kalkstein (K) nach HASKIN et al. (1966).

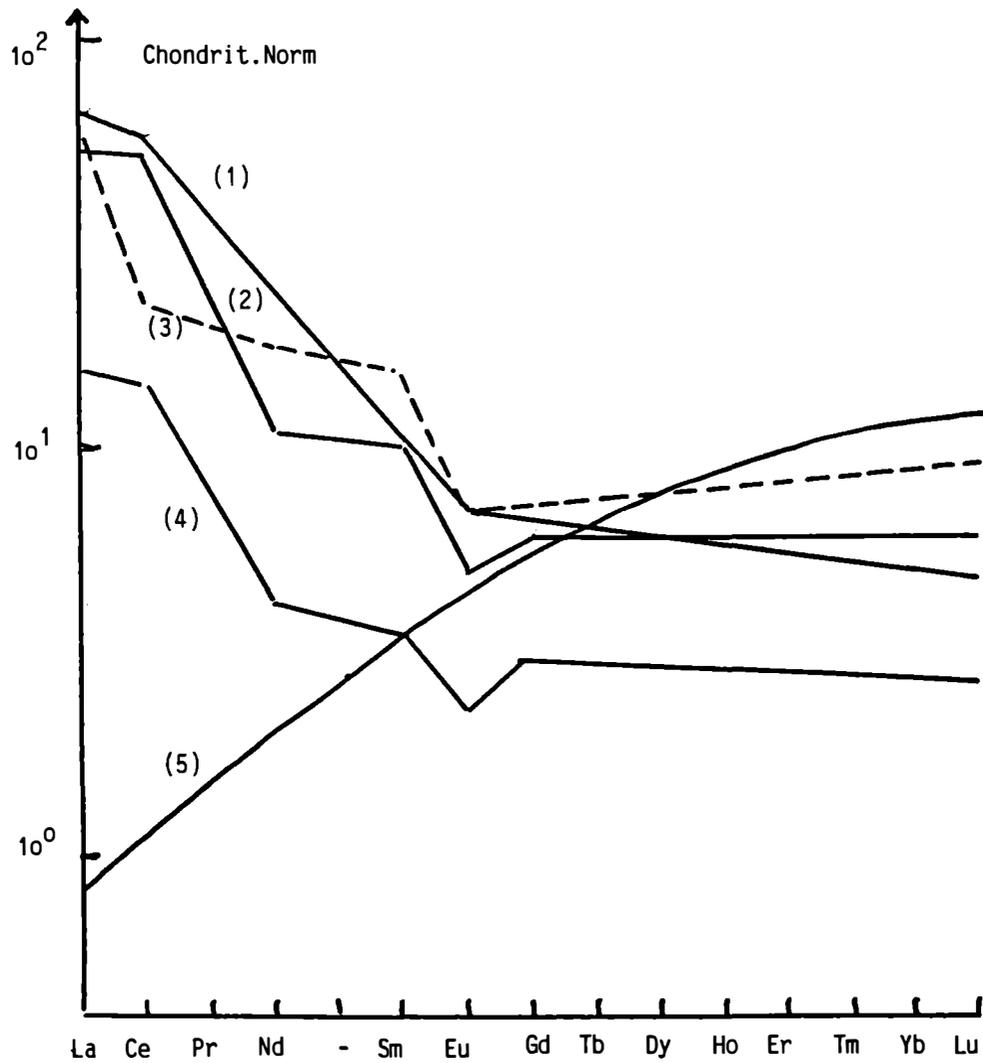


Abb. 5: SEE-Verteilung magnesitförender Gesteine. (1) Hundskarlgraben, (2) Lammertal, (3) Podlaningbach, (4) Dobratsch, (5) Ellmau.

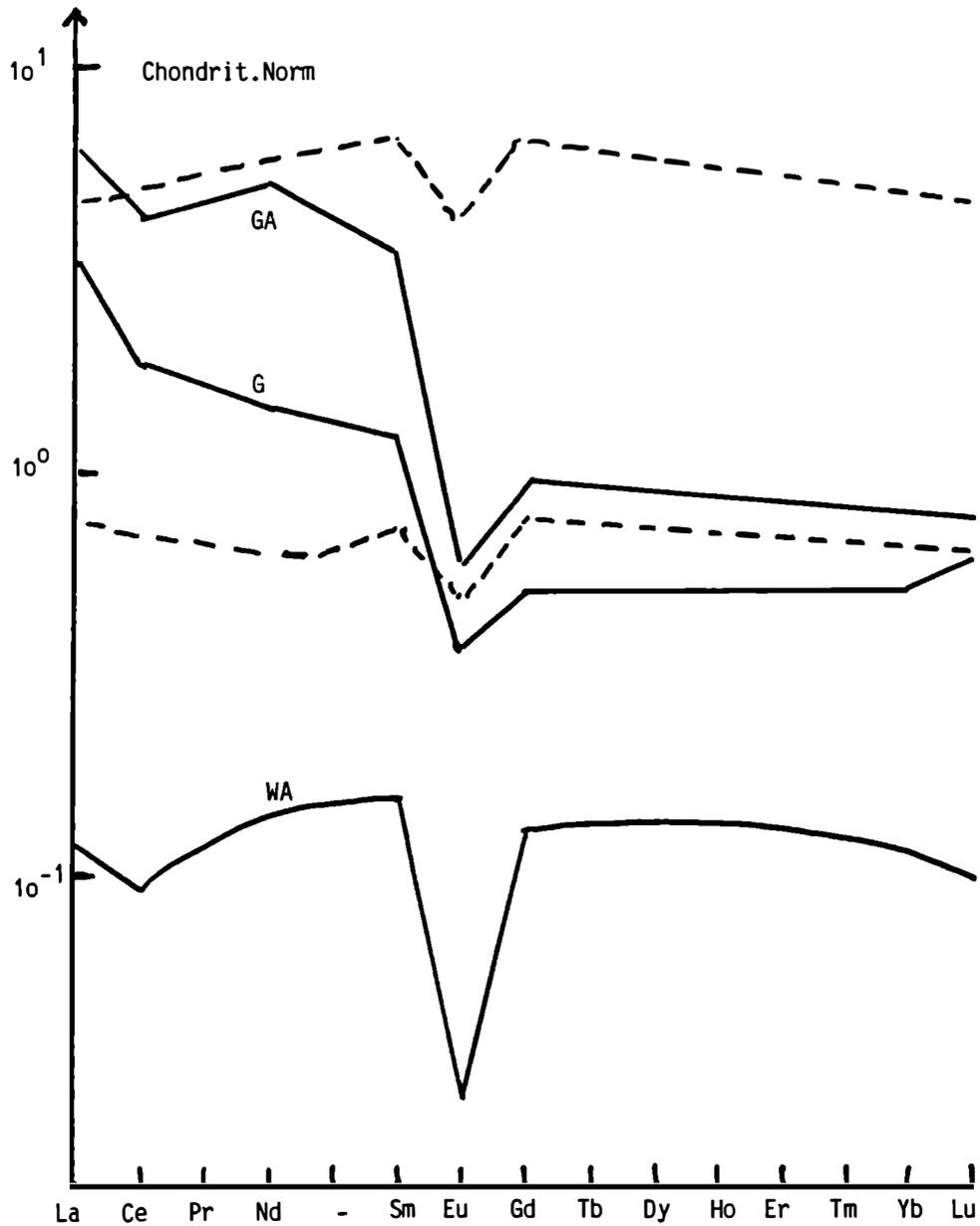


Abb. 6: SEE-Verteilung in separierten Anteilen einer Pseudomorphose von Talk nach Pinolitmagnetit. G = Gesamtprobe, GA = "grauer" graphitführender Anteil, WA = "weißer" reiner Talk-Anteil. (Mittelwerte der Spatmagnetite: Strichlierte Kurvenzüge).