

Geochemische Untersuchungen an Kugeldolomiten der Magnesitlagerstätte Sunk–Hohentauern (Steiermark/Österreich)

Geochemistry of orbicular dolomite
("Kugeldolomit") from the sparry magnesite deposit
at Sunk–Hohentauern (Styria/Austria).

C. KRALIK & W. KIESL

mit 3 Abbildungen und 2 Tabellen

Schlüsselwörter:

Sunk–Hohentauern
Kugeldolomite
Spurenelementgeochemie
Spatmagnesitlagerstätten

Keywords:

Sunk–Hohentauern
orbicular dolomite
geochemistry of trace elements
sparry magnesite deposits

Adresse der Autoren:

Address of the authors:

Mag. Claudia Kralik
Prof. Dr. Wolfgang Kiesel
Institut für Geochemie der Universität Wien
Dr. Karl Luegerring 1
A-1010 Wien

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung, Abstract	33
1. Einleitung	33
2. Geologie der Lagerstätte	33
3. Probenbeschreibung	34
4. Analytische Methoden	35
5. Ergebnisse und Diskussion	35
6. Literatur	39

Contents

Zusammenfassung, Abstract	33
1. Introduction	33
2. Geological setting	33
3. Samples	34
4. Analytical methods	35
5. Results and discussion	35
6. References	39

Zusammenfassung

Untersucht wurde die Haupt- und Spurenelement-geochemie von Kugeldolomiten mit Pinolitmagnesitkern aus der Magnesitlagerstätte Sunk-Hohentauern (Steiermark, Österreich).

Der Schwerpunkt der Untersuchungen wurde dabei auf die Geochemie der Seltenen Erdelemente (REE) gelegt, da diese für die Klärung genetischer Fragen von besonderer Bedeutung sind. Die fehlende Korrelation zwischen den Al und REE-Gehalten deutet darauf hin, daß der Hauptteil der REE in der Karbonatfraktion der Proben enthalten ist.

Die Daten unterstützen eine synsedimentäre-frühdiagenetische Bildung der Kokarde aus dem feinklastischen Dolomitsediment, das die Matrix der Kugeldolomite bildet. Die vom „normalen“ Pinolitmagnesit der Lagerstätte abweichenden Spurenelementgehalte der Pinolitmagnesitkerne weisen auf eine teilweise beträchtliche Redolomitierung dieser Kerne hin. Die REE Muster der umgewandelten Pinolitkerne zeigen, daß der Dolomit der Kerne nicht durch Remobilisation aus dem Dolomit der Matrix entstanden sein kann, sondern die Redolomitierung durch eine von außen zugeführte hydrothermale Lösung erfolgt sein dürfte.

Abstract

The major and trace element composition of orbicular dolomite ("Kugeldolomit"), containing cores of pinolitic magnesite, from the sparry magnesite deposit of Sunk-Hohentauern (Styria/Austria) has been studied with particular emphasis on the geochemistry of the rare earth elements (REE).

The lack of correlation between Al and REE content in the samples implies that the REE are mostly hosted within the carbonate fraction.

The white dolomitic rim ("Kokarde") was probably derived by synsedimentary - early diagenetic crystallisation from the finegrained clastic sediment which forms the matrix of the orbicular dolomite. The differences in trace element patterns of the "ordinary" pinolitic magnesite of the deposit from the trace element patterns of the cores of pinolitic magnesite (enclosed in the white dolomitic rims) reveal that the cores have undergone considerable redolomitization (i. e. conversion of magnesite to dolomite). The REE patterns of these redolomitized pinolitic cores point to an outside source such as hydrothermal fluids rather than remobilization from the dolomitic matrix.

1. Einleitung

Kugel- oder Kokardendolomite stellen eine interessante Sonderform karbonatischer Bildungen dar,

die bisher nur aus der Magnesitlagerstätte Sunk-Hohentauern in der östlichen Grauwackenzone beschrieben wurden. Zu den Kugeldolomiten liegen nach Kenntnis der Verfasser bis jetzt nur petrographisch orientierte Arbeiten vor, die in bezug auf die Genese dieser Gebilde zu durchaus unterschiedlichen Ergebnissen kommen (REDLICH, 1935, HADITSCH, 1968, SIEGL & FELSER, 1973). Das hängt sicher nicht zuletzt mit der bis heute bestehenden Uneinigkeit über die Entstehung von Spatmagnesit zusammen. Es erschien daher interessant, Kugeldolomite geochemisch zu untersuchen und die Ergebnisse auch im Lichte neuerer Arbeiten über Magnesit- und Dolomitentstehung zu diskutieren. Im folgenden sind die Ergebnisse früherer Arbeiten zur Genese der Kugeldolomite kurz zusammengefaßt.

Der Kugel- oder Kokardendolomit aus der Hangend- Magnesitbank der Lagerstätte Sunk-Hohentauern wurde erstmals von REDLICH (1935) erwähnt. Er beschreibt diese Bildungen als „graue, teilweise verquarzte Dolomitbrocken“, die „von weißen Dolomitkränzen umgeben“ in einer „grauen Dolomitzwischenmasse“ stecken und deutet sie als „Brekzie, die als breiter Streifen mitten in der Magnesitmasse gefunden“ wird. HADITSCH (1968) deutet den Kugeldolomit als „Dolomitmikrit mit Inhomogenitätsbrekzien und oolithischer Textur“, der als „synsedimentäre Einlagerung in den jungpaläozoischen Triebensteinkalken“ auftritt. Nach SIEGL & FELSER (1973) sind „der Kokardendolomit und der Magnesit in den er schichtparallel eingelagert ist, sedimentär entstanden und verdanken ihre heutige Tracht den Vorgängen während der Diagenese“.

2. Geologie der Lagerstätte

Die Spatmagnesitlagerstätten des östlichen Abschnittes der nördlichen Grauwackenzone liegen alle innerhalb der Veitscher Decke, der tektonisch tieferen Einheit der Grauwackenzone. Die Veitscher Decke besteht aus niedrigmetamorphen Sedimentgesteinen (Grünschieferfazies) des Karbon. Die Nebengesteine der Magnesitlagerstätten werden stratigraphisch als Unterkarbon (Visé D₂-D₃) eingestuft (FELSER, 1977).

Die Magnesitlagerstätte Sunk-Hohentauern bei Trieben liegt im Triebensteinkalk. Sie wird im Hangenden von Oberkarbon begleitet, das die benachbarte Graphitlagerstätte Sunk enthält. Die Lagerstätte ist im Bereich des - heute aufgelassenen - Tagbaues in drei Magnesitlinsen gegliedert, die als Liegend-, Mittel- und Hangendbank bezeichnet werden (Abb. 1). Das Liegende der Magnesitlinsen bilden gebankte, fossilführende Kalke und Dolomite. In die Liegendbank sind zweimal dünn-schichtige, zum Teil stark pigmentierte Dolomite eingeschaltet, die teilweise Crinoidenstielglieder führen. In der Umge-

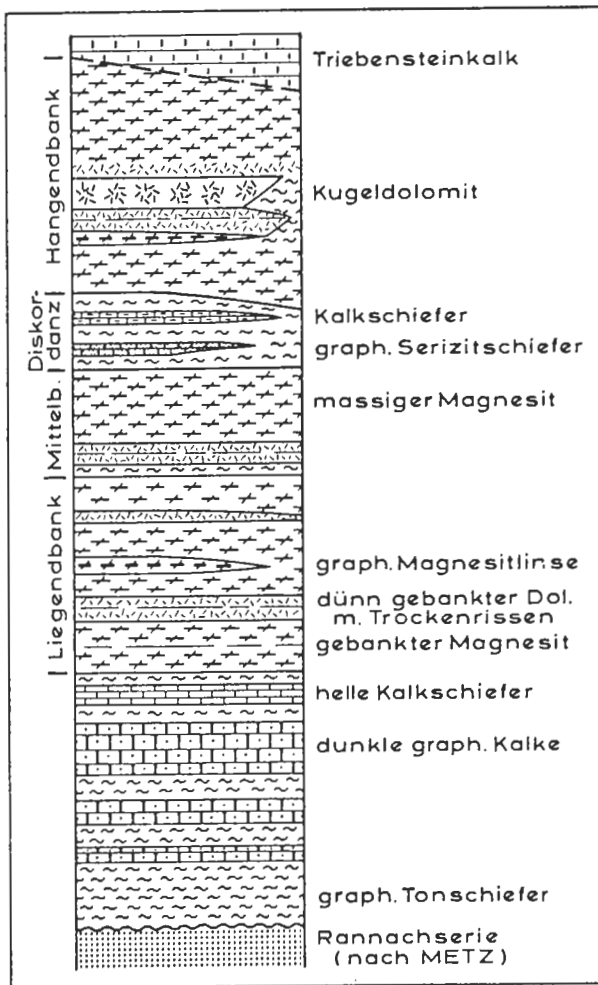


Abb. 1: Idealprofil der Magnesitlagerstätte Sunk-Hohentauern/Stmk.

Fig. 1: Idealized profile for the magnesite deposit of Sunk-Hohentauern/Styria (Austria) (FELSER, 1977).

bung dieser Dolomite ist auch der Magnesit meist deutlich gebankt. Den Übergang zum Magnesit der Mittelbank bilden wieder dünngebankte Dolomite, die in eine schmale Zone massigen Dolomites und schließlich in den massigen, grobkristallinen bis pinolitischen Magnesit der Mittelbank übergehen.

Zwischen Mittel- und Hangendbank ist eine breitere Zone von wechsellagernden, serizitischen Schiefen und hellgrauen, feinkristallinen Kalkschiefern eingeschaltet. Sie sind stark zerschert und ausgewalzt, da sie innerhalb der Magnesitabfolge Schwächezonen darstellen, die nachträglich tektonisch überprägt wurden. Die Grenze zur Hangendbank ist heute eine tektonische. Die Hangendbank besteht aus grauem, spätigem Magnesit, in den nach 8–10 m Magnesit schichtparallel die Kugeldolomitbank eingelagert ist. Ihr Verlauf konnte über fast 4 Abbauetagen nach oben verfolgt werden und endete an einer Bewegungsbahn in Höhe der Etage IX (SIEGL & FELSER, 1973). Heute ist die Kugel-

dolomitbank durch Mineraliensammler fast gänzlich abgebaut.

Beim Magnesit der Lagerstätte Sunk überwiegt in den Bereichen der Liegend- und Mittelbank das als pinolitisch bezeichnete Wachstumsgefüge, in dem Pigment und tonige Verunreinigungen eine dunkle Füllmasse zwischen pinienkernförmigen helleren Kristallen bilden. Die Hangendbank zeigt ein weniger stark ausgeprägtes pinolitisches Gefüge (MEIXNER & CLAR, 1953).

3. Probenbeschreibung

Als Kugel- oder Kokardendolomite werden weiße, grobkörnige, rundliche Aggregate (Kokarden) wechselnder Größe (mm bis dm Durchmesser) und Form bezeichnet, die in feinkörnigen dunklen Dolomitsammit eingebettet sind (Abb. 2). Zahlreiche dieser hellen Einschlüsse lassen einen dunklen Kern erkennen, der entweder aus dem Material der Grundmasse, das auch die Zwickel zwischen den hellen Kokarden ausfüllt, oder aus fremden Gesteinsbruchstücken aufgebaut ist. Die Kerne haben überwiegend unregelmäßige Form. Die Kokarden bilden eine durchgehende Schale meist gleichmäßiger Dicke um diese Kerne. Die Dicke reicht von ca. 3 mm bis zu 1–2 cm. Sekundär weisen besonders jene Kokarden, die größere Kerne umschließen häufig Risse auf, die mit dem dunklen Material der Matrix verfüllt sind. Große Gebilde mit dickschaligen Kokarden enthalten manchmal einen Kern aus Pinolitmagnesit. Diese Kerne zeigen in einigen Fällen einen gelblichen Pinolitmagnesit. Bei den untersuchten Handstücken handelt es sich aber nur um oberflächliche Verwitterungserscheinungen (vgl. im Gegensatz dazu SIEGL & FELSER, 1973).

Die Handstücke stammen alle aus der Etage XIV des aufgelassenen Tagbaues vom unteren Ende der Kugeldolomitbank. Dort herrschen große dickschalige Kokarden mit einem Kern aus Pinolitmagnesit vor. Es wurden nur unverwitterte Proben mit einem solchen Kern aus Pinolitmagnesit untersucht. Dünnschliffe zeigen, daß die pinolitischen Kerne der Kugeldolomite in beträchtlichem Ausmaß redolomitisiert („Demagnesitisierung“ nach M. KRÁLIK, 1977) sind. Die redolomitisierende Lösung drang bevorzugt durch Risse in der Kokarde in den Kern ein und bewegte sich in Pinolitmagnesit entlang des Netzwerkes aus tonig-graphitischen Verunreinigungen fort. Die Pinolitkristalle wurden dabei vom Kornrand her fortschreitend durch feinkristallinen Dolomit ersetzt. In den Kristallen selbst drang die Lösung auch entlang von Rissen weiter vor. Die Korngrenzen wurden im Frühstadium der Redolomitisierung beibehalten. Erst im vorgeschrittenen Stadium zeigt sich eine Korrosion der Umriss der Pinolitkristalle.

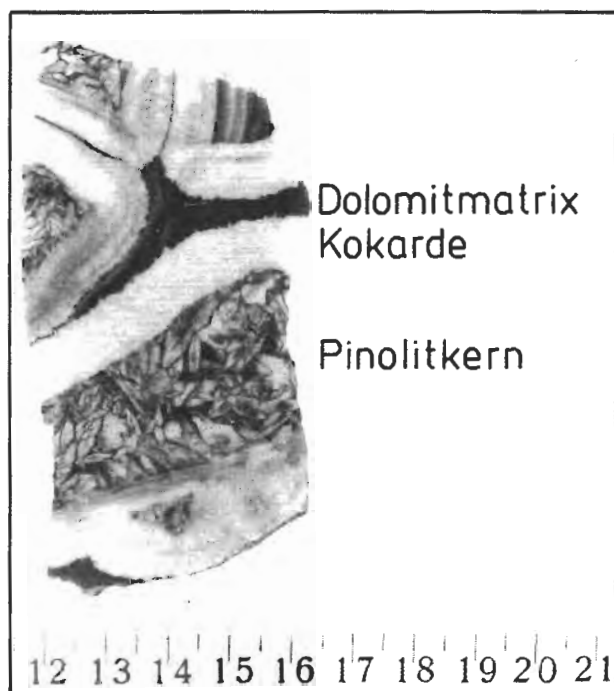


Abb. 2: Kugeldolomit mit Pinolitmagnesitkern aus der Lagerstätte Sunk-Hohentauern.

Fig. 2: Orbicular dolomite with core of pinolitic magnesite from the Sunk-Hohentauern deposit.

4. Analytische Methoden

Die Handstücke wurden grob zerkleinert, die interessierenden Phasen (Kern, Kokarde, dunkle Dolomitmatrix) makroskopisch separiert und in der Achatmühle analysenfein gemahlen. Die mineralogische Zusammensetzung der separierten Phasen wurde semiquantitativ durch Röntgendiffraktometrie bestimmt. Nach einem Lithiummetaborataufschluß von etwa 500 mg Probe wurden die Elemente Mg, Ca, Al, Si, Fe, Mn, Ti, Ni, Cr, P sowie Sr mittels DCP analysiert. Zur Kontrolle der Analyseergebnisse wurden die Hauptelemente und einige Spuren auch durch RFA von Preßpillen gemessen.

Kohlenstoff und Schwefel wurden mit einem simultanen Kohlenstoff/Schwefel-Analysator (LECO CS-244) bestimmt.

Die Seltenerd-Elemente (REE) und weitere Spurenelemente wurden mit instrumenteller Neutronenaktivierungsanalyse bestimmt. Dazu wurden etwa 200 mg Probe zusammen mit synthetischen Multielementstandards und einem internationalen Gesteinsstandard als Referenzmaterial im TRIGA Mark II Reaktor des Atominstutes der Österreichischen Universitäten ca. 24 Stunden bei einem Neutronenfluß von $1.7 \times 10^{12} \text{ N cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ bestrahlt. In mehreren Meßdurchgängen, die nach verschiedenen langen Abklingzeiten auf HPGe Detektoren durchgeführt wurden, konnten folgende Elemente bestimmt werden: Na, K, Sc, Cr, Fe, Co, Zn, As, Br,

Rb, Sr, Zr, Sb, Cs, Ba, Hf, Ta, Th, U und die Seltenerd-Elemente La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Yb und Lu.

Die Meßgenauigkeit liegt bei den Hauptelementen in Abhängigkeit von der Methode bei 1–2 rel.% (DCP) bzw. < 5 rel.% (RFA), bei den Spuren im ppm-Bereich bei 3–15 rel.%, bei denen im ppb-Bereich bei 20–30 rel.%. Die Ergebnisse sind in Tab. 1 und 2 zusammengefaßt.

5. Ergebnisse und Diskussion

Die röntgendiffraktometrische Untersuchung der separierten Phasen ergab, daß die Pinolitmagnesite auch Dolomit als Hauptgemengteil (ca. 30–40 %) enthalten. Die Kokarden bestehen aus Dolomit mit untergeordneten Mengen an Kalzit, die dunkelgraue Dolomitmatrix praktisch aus reinem Dolomit. Ihre Färbung dürfte auf feinverteilten Kohlenstoff in Form von Graphit zurückzuführen sein, der in der Lagerstätte Sunk auch im Pinolitmagnesit überall auftritt. Alle Proben enthalten Talk und Chlorit in Spuren (< 1%).

Es zeigt sich, daß die Kokarden an Al, Si und Ti signifikant gegenüber der Dolomitmatrix abgereichert sind. Dies weist auf einen wesentlich niedrigeren Anteil an Tonfraktion in den Kokarden hin. Die Gehalte an Al, Si und Ti in den Pinolitkernen weisen keinen signifikanten Unterschied zur Dolomitmatrix auf. Beide Phasen enthalten also etwa denselben Anteil an Tonfraktion.

In den Pinolitkernen sind die Fe- und Mn-Gehalte etwa doppelt so hoch wie in den Dolomiten. Dies zeigt in Übereinstimmung mit der Literatur, daß diese beiden Elemente bevorzugt in Magnesit eingebaut werden bzw. im Dolomit die Mg^{2+} -Positionen im Kristallgitter besetzen (MÖLLER 1989, ZEMANN, 1989).

Von den Spuren sind die Elemente Sc, Cr, Co, As, Hf, Ta, Th und U in den Kokarden signifikant gegenüber der Dolomitmatrix abgereichert. Diese Elemente sollten also an die Tonfraktion der Proben gebunden sein. Die Pinolitmagnesitkerne weisen mit Ausnahme von As, Sb und U ähnliche Gehalte an Spurenelementen in der Tonfraktion auf wie die Matrix. Die erhöhten As- und Sb-Gehalte sind wahrscheinlich auf den gegenüber der Matrix leicht erhöhten Schwefelgehalt der Kerne zurückzuführen, während ihre höheren U-Gehalte mit einem größeren Anteil an organischem Kohlenstoff in der Tonfraktion zusammenhängen dürften (MASON & MOORE, 1985). Die Kokarden weisen ein wesentlich größeres Cl/Br-Verhältnis auf als die Dolomitmatrix und die Pinolitkerne. Nach Untersuchungen an Magnesiten und Dolomiten der Magnesitlagerstätte Oberdorf an der Laming (KIESL et al., 1990) ist das Cl/Br-Verhältnis in Dolomiten höher

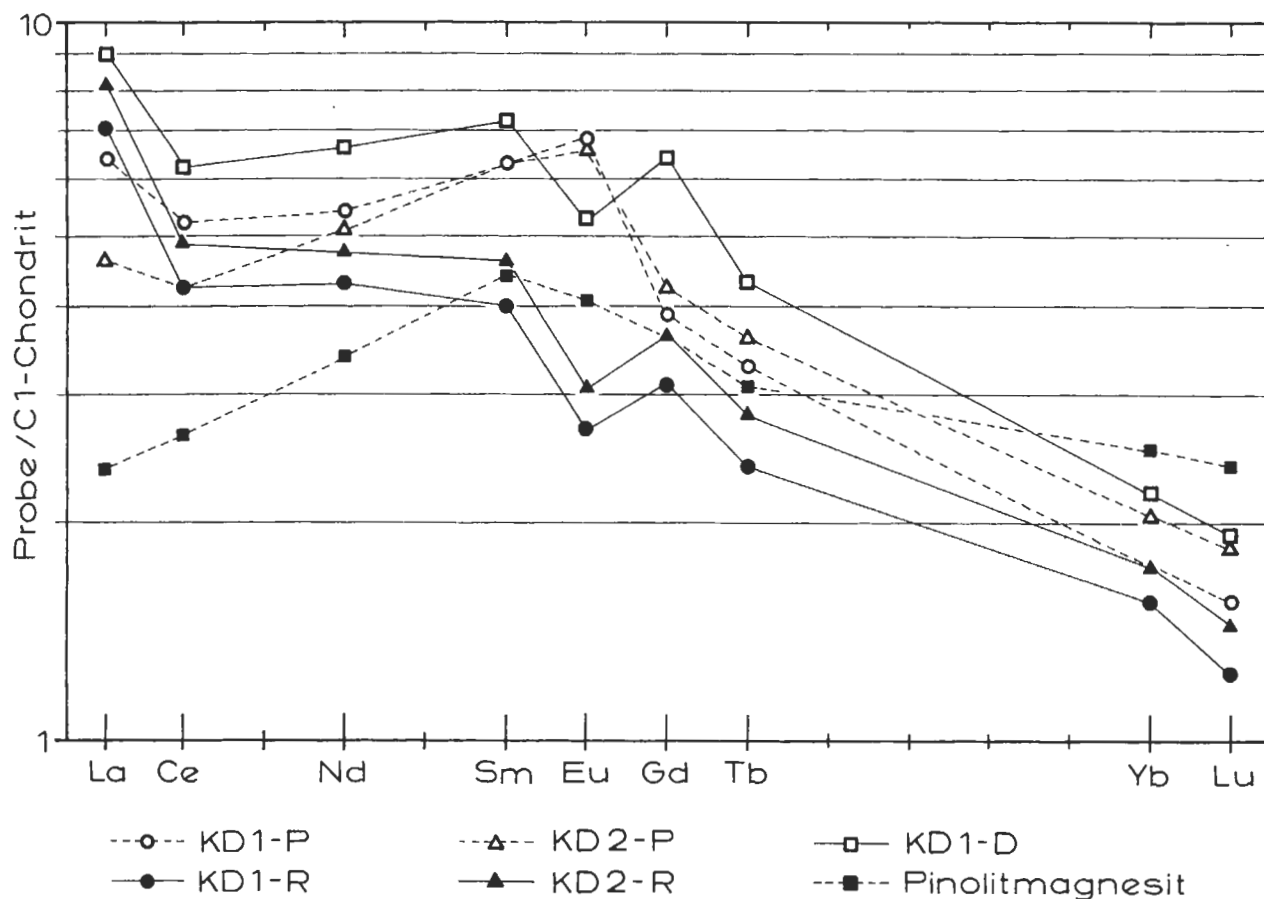


Abb. 3: Chondritnormierte REE Muster der separierten Phasen von Kugeldolomiten mit Pinolitkernen (P... Pinolitkern, R...Kokarde, D...Dolomitmatrix) sowie eines Pinolitmagnesites (P1) der Lagerstätte Sunk-Hohentauern.

Fig. 3: Chondrite normalized REE patterns of separated phases of orbicular dolomite with cores of pinolitic magnesite (P...pinolitic core, R...dolomitic rim, D...dolomitic matrix) and of pinolitic magnesite (P1) from the Sunk-Hohentauern deposit.

als in Magnesiten.

Die Gruppe der Seltenen Erden (REE) wurde aufgrund ihrer Bedeutung als geochemische Indikatorelemente zur Klärung genetischer Fragen getrennt von den anderen Spuren ausgewertet. Die Elementgehalte wurden auf C1-Chondritwerte (Werte aus TAYLOR, 1982) normiert.

Die normierten REE-Kurven zeigen in allen Proben eher flache Muster mit einer Abreicherung der schweren Seltenen Erden (HREE) relativ zu den leichten Seltenen Erden (LREE) (Abb. 3). Die Kokarden haben fast identische REE-Gehalte und weisen ein zur Dolomitmatrix zu tieferen Gehalten hin parallelverschobenes REE-Muster auf. In allen untersuchten Dolomitproben tritt eine deutliche negative Ce- und eine negative Eu-Anomalie auf, wie sie bei marinen Karbonaten häufig beobachtet wird. Die Pinolitmagnesitkerne zeigen ebenfalls zueinander parallele REE-Muster, die sich von den REE-Mustern der Dolomite aber durch eine weniger ausgeprägte negative Ce-Anomalie sowie eine schwach positive Eu-Anomalie unterscheiden. Die Absolutge-

halte an REE liegen bis auf La und Eu immer zwischen denen der Kokarden und der Dolomitmatrix.

Bei Diskussion der REE-Verteilungsmuster der Karbonate muß zunächst der Einfluß der Nichtkarbonatkomponente der Proben geklärt werden. Der Al_2O_3 -Gehalt der Kokarden ist etwa zehnmal niedriger als der der Dolomitmatrix. Die REE sind aber nur bis zu einem Faktor 0.5 (Eu) in den Kokarden gegenüber der Dolomitmatrix abgereichert. Das bedeutet, daß der überwiegende Anteil der REE in der Karbonatfraktion der Kokarde eingebaut sein muß. Die Ähnlichkeit der REE Muster von Kokarde und Matrix ist ein Anhaltspunkt dafür, daß auch das REE Muster der Matrix nicht von der Tonfraktion bestimmt sein kann.

Zum Vergleich mit den vorliegenden Proben wurden Untersuchungen an Magnesiten und dolomitischen Nebengesteinen von Magnesitlagerstätten der westlichen Grauwackenzone herangezogen (MORTEANI, 1982). Dabei stellt man fest, daß die Dolomite aus Sunk-Hohentauern in Absolutgehalt und Muster den dolomitischen Nebengesteinen des

Tabelle 1: Hauptelementchemismus der separierten Phasen von Kugeldolomiten der Lagerstätte Sunk-Hohentauern.

Table. 1: Major element composition of separated phases of orbicular dolomite from the Sunk-Hohentauern deposit.

Probe	KD1-P Kern	KD1-R Kokarde	KD1-D Matrix	KD2-P Kern	KD2-R Kokarde	P1 Pinolit- magnetit
MgO	31.34	20.30	20.94	37.86	20.26	41.98
Al ₂ O ₃	0.24	0.03	0.39	0.20	0.03	0.26
SiO ₂	0.38	0.10	0.61	0.32	0.09	0.65
CaO	18.46	31.75	30.25	10.46	32.40	4.43
TiO ₂	0.010	0.002	0.008	0.005	0.002	0.014
MnO	0.10	0.06	0.06	0.12	0.07	0.14
FeO	1.41	0.81	0.71	1.58	0.75	1.98
SO ₃	0.014	0.006	0.010	0.012	0.004	0.015
P ₂ O ₅	0.15	0.04	0.09	0.10	0.04	0.09
GV	48.05	46.94	45.79	49.40	46.95	49.78
Total	100.16	100.02	98.85	100.05	100.58	99.34
CO ₂	47.04	44.83	44.87	49.04	45.42	48.90
I. R.	0.91	n.b.	1.62	0.75	0.06	3.10

Alle Werte in %; I. R. ... säureunlöslicher Rückstand
All data in wt%; I. R. ... Insoluble residue

Magnetitvorkommens Hochfilzen sehr ähnlich sind. Beide weisen eine negative Ce-Anomalie, negative Eu-Anomalie sowie ähnliche La/Yb Verhältnisse auf. Auch die Größe der Eu-Anomalie ist wie in Hochfilzen unabhängig vom Absolutgehalt an REE.

Die negative Eu-Anomalie der Dolomite liegt in der für phanerozoische Sedimente üblichen Größenordnung ($Eu/Eu^* = 0.66-0.70$). Das bedeutet, daß Eu trotz der reduzierenden Bedingungen (Graphitgehalt der Matrix) dreiwertig vorgelegen sein muß, denn nur in dieser Oxidationsstufe wird es in Ca-Karbonate eingebaut (MORTEANI, 1982). Neuere Untersuchungen über die Temperatur- und pH-Abhängigkeit des Redoxpotentials von Eu^{3+}/Eu^{2+} zeigen, daß Eu bei höheren Temperaturen ($>200^\circ C$) schon in schwach reduzierendem Milieu überwiegend zweiwertig vorliegt (BAU & MÖLLER, 1991; BAU, 1991). Die Dolomitierung muß also wegen der reduzierenden Bedingungen bei niedrigen Temperaturen stattgefunden haben.

Das REE Muster der Pinolitmagnetitkerne ist hingegen mit keinem Magnetit aus den Lagerstätten der westlichen Grauwackenzone vergleichbar. Dort zeigen Magnetite keine positive Eu-Anomalie, selbst wenn das dolomitische Nebengestein eine solche aufweist (MORTEANI, 1982).

Vergleicht man die Kerne der Kugeldolomite mit Pinolitmagnetiten aus der Hangendbank von Sunk (Etage XIV) so erkennt man deutliche Unterschiede bei den REE Mustern. Die Pinolitmagnetite weisen niedrigere LREE Gehalte auf und es fehlt ihnen die negative Ce- sowie die positive Eu-Anomalie der Pinolitmagnetitkerne. Die in den Dünnschlif-

fen erkennbare Redolomitierung bewirkte offenbar eine Veränderung des REE-Musters der Magnetitkerne. Die LREE wurden gegenüber den HREE stärker angereichert. Darüber hinaus wurde dem ursprünglichen Muster der Pinolitmagnetite eine negative Ce-Anomalie sowie eine positive Eu-Anomalie aufgeprägt. Sekundär entstandene Karbonate, die durch Remobilisation des Nebengesteins gebildet wurden, zeigen üblicherweise Fraktionierung der REE mit einer Abreicherung der LREE gegenüber den HREE sowie keine Eu-Anomalie (MORTEANI, 1982; MÖLLER & MORTEANI, 1983). Es ist daher unwahrscheinlich, daß der Dolomit der Pinolitkerne durch Remobilisation aus der Dolomitmatrix entstand. Die redolomitisierende Lösung dürfte vielmehr von außen zugeführt worden sein. Da die Lösung durch Risse in der Kokarde in den Kern eindringt, muß die Redolomitierung nach der Verfestigung der Kokarde stattgefunden haben. Die gegenüber den unveränderten Pinolitmagnetiten der Lagerstätte erhöhten REE-Gehalte und das „steilere“ REE-Muster (d. h. größeres La/Yb-Verhältnis) weisen auf Bildung aus einer hydrothermalen Lösung hin. Die negative Ce-Anomalie verbunden mit einer positiven Eu-Anomalie deutet auf eine Lösung, die ihre REE-Fracht im Gleichgewicht mit feldspatreichen Sedimenten hoher Sauerstoffugazität erhalten hat (MORTEANI, 1982).

Die chemischen Analysen bestätigen die in früheren Arbeiten aus petrographischen Untersuchungen gewonnenen Erkenntnisse über die Entstehung der Kugeldolomite weitgehend. Allerdings kann die Bildung der Kugeldolomite nicht als primär

Tabelle 2: Spurenelementchemismus der separierten Phasen von Kugeldolomiten der Lagerstätte Sunk-Hohentauern.

Table. 2: Trace element composition of separated phases of orbicular dolomite from the Sunk-Hohentauern deposit.

Probe	KD1-P Kern	KD1-R Kokarde	KD1-D Matrix	KD2-P Kern	KD2-R Kokarde	P1 Pinolit- magnesit
Na	143	228	127	178	231	189
Cl	180	n. b.	110	190	360	255
K	24	27	16	24	53	28
Sc	0.77	0.13	0.99	0.66	0.13	1.27
Cr	5.02	0.37	6.85	4.10	0.54	16.21
Co	0.31	0.05	0.25	0.21	0.04	0.30
Zn	9.2	6.6	4.4	9.2	6.2	4.7
As	3.44	0.19	1.78	2.32	0.18	2.45
Br	12.04	3.58	3.56	14.47	3.94	21.93
Rb	0.62	0.59	0.65	0.65	0.55	0.64
Sr	379	350	396	270	416	103
Zr	16	23	45	25	22	20
Sb	0.200	0.084	0.140	0.193	0.044	0.177
Cs	0.158	0.068	0.061	0.108	0.095	0.063
Ba	< 2	1.7	2.3	2.3	< 1	3.0
Hf	0.058	0.009	0.057	0.036	0.008	0.113
Ta	< 0.02	0.015	0.045	0.021	< 0.01	0.029
Th	0.380	0.024	0.263	0.254	0.027	0.415
U	0.43	0.09	0.38	1.03	0.10	1.34
La	2.344	2.606	3.300	1.705	3.002	0.872
Ce	4.993	4.084	5.975	4.075	4.696	2.523
Nd	3.848	3.061	4.737	3.653	3.388	2.412
Sm	1.459	0.928	1.675	1.456	1.077	1.023
Eu	0.593	0.234	0.461	0.575	0.267	0.355
Gd	1.194	0.953	1.973	1.300	1.118	1.107
Tb	0.191	0.139	0.253	0.210	0.164	0.179
Yb	0.433	0.385	0.547	0.507	0.431	0.626
Lu	0.059	0.047	0.073	0.070	0.055	0.091
Lan/Ybn	3.66	4.57	4.08	2.27	4.71	0.96
Eu/Eu*	1.37	0.76	0.77	1.28	0.74	1.02
∑REE	15.11	12.44	18.99	13.55	14.20	9.19
Cl/Br	15	n. b.	30	13	91	12

Alle Werte in ppm.

All data in ppm.

sedimentärer Prozeß erklärt werden. Nach neueren Untersuchungen wird direkte Dolomitbildung nur im evaporitischen Milieu beobachtet (HARDIE, 1987), für das es in der Lagerstätte Sunk keine Hinweise gibt. Wahrscheinlicher ist eine Deutung des Dolomites als klastisches Sediment. Dafür sprechen auch die Dolomitfragmente, die den überwiegenden Teil der Kugeldolomitkerne ausmachen. Von der Abtragung wurde zu einem geringeren Teil auch der schon bestehende Pinolitmagnesit der Lagerstätte erfaßt, was das seltenere Auftreten von Pinolitmagnesitfragmenten als Kerne erklärt. Die Gesteinsbruchstücke können dabei nicht weit transportiert worden sein, da die Kerne meist keine abgerundeten Formen aufweisen. Die Bruchstücke von Pinolitmagnesit und

Dolomit dienten dann als Kristallisationskeime für die Bildung der Kokarden. Die ähnlichen REE Muster und Spurenelementgehalte der Karbonatfraktion von Kokarden und Matrix deuten auf eine Entstehung der Kokarden aus dem Material der Matrix hin. Das Wachstum der Kokarden dürfte allerdings schon vor der Kompaktion der Matrix weitgehend abgeschlossen gewesen sein, da sich um die Kokarden keine vermehrte Pigmentierung angesammelt hat, wie es bei Kristallisation der Kokarde in einer bereits verfestigten Matrix der Fall gewesen wäre. Die Pinolitmagnesitkerne der Kugeldolomite wurden dann sekundär durch eine von außen zugeführte hydrothermale Lösung teilweise redolomitisiert.

Danksagung

Die Verfasser möchten Herrn Dipl.-Ing. K. H. KRISCH von der Veitscher Magnesitwerke AG. für die Hilfe beim Sammeln der Proben sowie Frau Doz. H. EFFENBERGER (Institut für Mineralogie und Kristallographie, Univ. Wien) für die röntgendiffraktometrischen Analysen an dieser Stelle herzlich danken.

6. Literatur

- BAU, M. (1991): Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. — *Chem. Geol.*, **93**, 219–230.
- BAU, M., MÖLLER, P. (1991): REE systematics as source of information on minerogenesis. — [In:] PAGEL, M., LEROY, J. L. (ed.), *Source, Transport and Deposition of Metals*, 17–20, Rotterdam (Balkema).
- CLAR, E., MEIXNER, H. (1953): Die Magnesitlagerstätten in Sunk bei Trieben (Obersteiermark). — *Joanneum, Min. Mittbl.*, **1953/1**, 1–6.
- FELSER K. O. (1977): Die stratigraphische Stellung der Magnesitvorkommen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich). — *Berg- u. hüttenmänn. Mh.*, **122**, 2a, 17–23.
- HADITSCH J.G. (1968): Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten. — *Radex-Rundschau*, **3**, 188–193.
- HARDIE, L. A. (1987): Perspectives. Dolomitization: A critical view of some current views. — *J. Sed. Petrol.*, **57**, 166–183.
- KIESL, W., KOEBERL C., KÖRNER W. (1990): Geochemistry of magnesites and dolomites at the Oberdorf/Laming (Austria) deposit and implications for their origin. — *Geol. Rundschau*, **79/2**, 327–335.
- KRALIK, M. (1977): Verbreitung und Genese der Magnesitlagerstätte von Eugui (Asturetta) W-Pyrenäen/Spainien. — *Phil. Diss. Univ. Wien*, 54ff., (unpubl.).
- MASON, B., MOORE, C.B. (1985): Grundzüge der Geochemie. — 173f., Stuttgart (Enke Verlag).
- MÖLLER, P., MORTEANI, G. (1983): On the geochemical fractionation of rare earth elements during the formation of Ca-minerals and its application to problems of the genesis of ore deposits. — [In:] Augustithis S. S. (ed.), *The Significance of Trace Elements in Solving Petrogenetic Problems & Controversies*, 747–791, Athens (Theophrastus Publ. S. A.).
- MÖLLER, P. (1989): Minor and trace elements in magnesite. — *Monograph Series on Mineral Deposits*, **28**, 173–195.
- MORTEANI, G., MÖLLER, P., SCHLEY, F. (1982): The rare earth element contents and the origin of sparry magnesite mineralizations of Tux-Lanersbach, Entachen Alm, Spiessnägel and Hochfilzen, Austria, and the lacustrine magnesite deposits of Aiani-Kozani, Greece and Bela Stena, Yugoslavia. — *Econ. Geol.*, **77**, 617–631.
- REDLICH, K. A. (1935): Über einige wenig bekannte kristalline Magnesitlagerstätten Österreichs. — *Jb. Geol. B.-A.*, **LXXXV**, 101–133.
- SIEGL, W., FELSER, K.O. (1973): Der Kokardendolomit und seine Stellung im Magnesit von Hohentauern/Trieben. — *Berg- u. hüttenmänn. Mh.*, **118/8**, 251–256.
- TAYLOR, S. R. (1982): Planetary science: A lunar view. — 481 pp., Houston (Lunar and Planetary Institute).
- ZEMANN, J. (1989): Crystal chemistry of magnesium carbonates and related compounds. — *Monograph Series on Mineral Deposits*, **28**, 241–257.