

Mg-Isotopie in Magnesiten – eine Pilotstudie für den Lagerstätten-Isotopenkatalog Österreichs

**Projekt der GBA Forschungspartnerschaft:
Grundlagenorientierte Mineralrohstoffforschung**

Fritz Ebner ⁽¹⁾, Martin Dietzel ⁽²⁾, Dorothee Hippler ⁽²⁾ & Heinrich Mali ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Montanuniversität Leoben, Department Angewandte Geowissenschaften und Geophysik,
Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre

⁽²⁾ Technische Universität Graz , Inst. Angew. Geowissenschaften, 8010 Graz, Rechbauerstr. 12

Leoben/Graz Jänner 2018

**Projekt der GBA Forschungspartnerschaft:
Grundlagenorientierte Mineralrohstoffforschung**

**Mg-Isotopie in Magnesiten – eine Pilotstudie für den
Lagerstätten-Isotopenkatalog Österreichs**

Fritz Ebner⁽¹⁾, Martin Dietzel⁽²⁾, Dorothee Hippler⁽²⁾ & Heinrich Mali⁽¹⁾

⁽¹⁾ Montanuniversität Leoben, Department Angewandte Geowissenschaften und Geophysik,
Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre

⁽²⁾ Technische Universität Graz, Inst. Angewandte Geowissenschaften, 8010 Graz,
Rechbauerstr. 12

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung	2
1. Einleitung und Projektgeschichte	3
2. Fragestellung und Ausgangslage	4
3. Geologische Charakterisierung der beprobenen Lokalitäten und Herkunft der Proben	6
4. Untersuchungsmethoden	20
5. Ergebnisse	22
6. Diskussion und Schlussfolgerungen	44
7. Empfehlungen im Hinblick auf die Isotopen Datenbank Österreichischer Lagerstätten	48
8. Datenliste für den Isotopen Datenbank österreichischer Lagerstätten	54
9. Literaturnachweis	57

Zusammenfassung

Unser Projekt bringt als Beitrag für den Isotopenkatalog österreichischer Lagerstätten $\delta^{26}\text{Mg}$ -Werte prominenter österreichischer Magnesitlagerstätten/-vorkommen. Zusätzlich wird zur Absteckung der generellen Bandbreite der Mg-Isotopie von Magnesitlagerstätten auch Material einiger ausländischer Lagerstätten untersucht, die aus einem geologischen Umfeld stammen, das konträr zu den österreichischen Lagerstätten ist: kryptokristalliner Magnesit aus dem Neogenbecken von Bela Stena/Serben, Kraubath-Typ Magnesit aus dem Busveldkomplex/Südafrika und des rezenten, quartären Basalten auflagernden Poldasht Magnesits im NW Iran.

Gemeinsam mit den Untersuchungen von Dong et. al. (2015) über chinesische Spatmagnesite sind die global wichtigen Typen von Magnesitlagerstätten im Hinblick auf die Mg-Isotopie folgend zu charakterisieren:

	$\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ in ‰
Kraubath-Typ	1,80 ‰ bis 2,88 ‰
Veitsch-Typ	-1,53 bis -0,49 ‰
Bela Stena Typ	-1,07 bis -0,42 ‰
Poldasht Typ:	-0,65 bis +1,04 ‰

Die an Karbonatgesteine gebundenen untersuchten Spatmagnesite Österreichs streuen in den $\delta^{26}\text{Mg}$ -Werten (DSM-3) von -1,37 ‰ bis -0,49 ‰. Innerhalb dieser Bandbreite bilden die einzelnen Lagerstätten unterschiedlich streuende Cluster:

	$\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ in ‰
Breitenau:	-0,93 bis -0,72 ‰
Hohentauern/Sankt Veit:	-0,68 bis -0,62 ‰
Hochfilzen:	-1,21 bis -1,04 ‰
Radenthein:	-0,84 bis -0,49 ‰
Kaswassergraben:	-1,37 bis -1,27 ‰

Rasterelektronen-Analysen zeigen, dass diese Magnesite nicht monomineralisch, sondern in unterschiedlichem Ausmaß durch Dolomit (Relikte des nicht umgewandelten Protodolomits, post-magnesitische Redolomitisierungen, Klüfte) kontaminiert sind. Ihre Auswirkung auf die Gesamtisotopie der untersuchten Proben und Möglichkeiten einer quantitativen Erfassung werden diskutiert.

Kryptokristalliner Magnesit vom Kraubath-Typ, der an Kluftsysteme/Netzwerke in ultrabasischen Gesteinen gebunden ist, zeichnet sich durch negative $\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ -Werte aus:

Kraubath/Stmk.: -2,88 bis -1,93 ‰

Bushveld/Südafrika: -1,80 ‰.

Die in nicht marinen Oberflächenwässern gebildeten sedimentären kryptokristallinen Magnesite von Bela Stena/Serbien (-1,07 bis -0,42 ‰) und Poldasht/NW Iran (-0,42 bis +1,01 ‰) treten im geologischen Umfeld von Serpentinit bzw. Basalt auf. Im Bela Stena Magnesit weisen im REM konzentrische Lagenstrukturen möglicherweise auf eine biologische Beteiligung bei den Fällungsprozessen hin. Das rezente Bildungsmilieu des Poldasht Magnesits sind Playas mit extrem schweren Wässern (+2,51 bis 2,59 ‰).

In Bezug auf die Lagerstättenkarte der Ostalpen und den Isotopenkatalog Österreichischer Lagerstätten werden weiterführende Untersuchungen zur Mg-Isotopie angeraten, da damit Spatmagnesitbezirke besser beschrieben und eventuell auch neu definiert werden können. Weiter sind aus derartigen Untersuchungen auch innovative Informationen über Prozessabläufe bei der Spatmagnesitbildung zu erwarten.

Alle ermittelten Mg-Isotopendaten sind tabellarisch für die Aufnahme in die Isotopen-Datenbank strukturiert. Zusätzlich wurden zur vollständigen isotopischen Charakterisierung der Magnesitproben auch die $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ - und $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ -Werte ermittelt.

1. Einleitung und Projektgeschichte

Das Projekt konzentriert sich auf die Untersuchung stabiler Mg-Isotope in Magnesiten. Damit soll abgeklärt werden, inwieweit die Mg-Isotopie für die Charakterisierung und Erstellung genetischer Modelle von Magnesitlagerstätten geeignet ist und ein Beitrag zum Isotopenkatalog österreichischer Lagerstätten geleistet werden kann.

Das Projekt wurde im März 2016 im Rahmen der GBA-Forschungspartnerschaft Grundlagenorientierte Mineralrohstoffforschung beantragt und im Juli 2016 bewilligt. An diesem Kooperationsprojekt sind WissenschaftlerInnen der MU Leoben (F. Ebner, H. Mali) und der TU Graz (M. Dietzel und D. Hippler) beteiligt, die Projektadministration erfolgte über die GBA.

Auslandskooperationen bestanden für die Beprobung des Bela Stena Magnesits/Serbien mit Prof. V. Simic (Universität Belgrad) und des Poldasht-Magnesits mit M. Ovissi (Pars Arian Zanim, Teheran/Iran).

Industriekooperationen für die Geländebeprobung und Weiterverwertung von innerbetrieblichen Proben sowie chemischen Analysen bestehen mit RHIMagnesita (DI C. Stranzl, DI K. Weidinger) und Iranian Refractories Procurement & Production Comp. (A. Bagheri)/Teheran, Iran.

Externe Laborarbeiten erfolgten über das Leibniz Labor der Universität Kiel (C^{14} -Altersdatierungen; Dr. M. Hüls), ACTLAB/Toronto (RFA-Analytik ausgewählter Magnesit-Proben) und mit Zarazma Mineral Studies Co. (Teheran/Iran) für die XRD-Aufnahmen des Poldasht Magnesits und der Wasseranalytik. Die Daten über den Poldasht-Magnesit wurden z.T. in einem bei der ÖAW (Suess-Erbschaft) laufenden Projekt erarbeitet (Ebner 2015).

Die Unterzeichnung des Arbeitsvertrages für das Projekt mit der GBA und Auszahlung der ersten Projektrate erfolgte im September 2016. Der Abschluss der Untersuchungen erfolgte mit Jahresende 2017, der Endbericht und die Endabrechnung wurde Ende Jänner 2018 getätigkt.

2. Fragestellung und Ausgangslage

Magnesium (Mg) tritt in der Natur in Form von drei stabilen Isotopen auf: ^{24}Mg , ^{25}Mg , und ^{26}Mg , die in Geomaterialien in unterschiedlichem Verhältnis eingebaut sind. Es ist davon auszugehen, dass die zum Magnesit (MgCO_3) führenden geologisch/geochemischen Prozesse eine Fraktionierung der Mg-Isotopen bewirken und somit die lagerstättenbildenden Prozesse abbilden bzw. möglicherweise auch Hinweise auf die Mg-Quellen liefern, ähnlich wie dies bereits für Mg Isotopensignale von Dolomiten fallweise gezeigt werden konnte (e.g. Mavromatis et al., 2014; Fantle & Higgins, 2014; Geske et al., 2015).

Global treten mehrere wichtige Typen von Magnesitlagerstätten auf (Pohl 2009, 2015; Ebner & Wilson, 2006; Wilson & Ebner, 2006): (1) die an Karbonatgesteine gebundenen Spatmagnesite (Veitsch-Typ und Kaswassergraben-Typ), (2) die an ultramafische Gesteinsassoziationen (meist Serpentinite) gebundenen kryptokristallinen Magnesite vom Kraubath-Typ und (3) der in Sedimentbecken im Nahbereich von ultrabasischen Gesteinen auftretende Bela Stena Typ. (4) Jüngst wurde im NW Iran an der Basis quartärer Sedimente

über Basalten kreidig ausgebildeter Magnesit bekannt. Die Genese dieses neuen Lagerstättentyps wird derzeit in einem von der ÖAW geförderten Projekt untersucht (Ebner, 2015).

Generell wird angenommen, dass die Bildung der wirtschaftlich interessanten Magnesitlagerstätten epigenetisch bei relativ niedrigen Temperaturen erfolgte (Pohl, 2015; Ebner & Wilson, 2006; Wilson & Ebner, 2006; Ebner et al., 2011). Bei den Spatmagnesiten sind es metasomatische Verdrängungsprozesse in meist dolomitischen Gesteinen, wobei die Herkunft des Mg fraglich ist. Diskutiert werden dabei häufig chloridreiche Fluide evaporitischer Herkunft oder auch salinare Formationswässer, die zu einem späteren Zeitpunkt und entsprechender Versenkung mobilisiert wurden (Azim Zadeh et al., 2015; Henjes-Kunst & Prochaska, 2014). Bei den kryptokristallinen Magnesiten in ultramafischen Gesteinen sind zweifellos Olivin-reiche, wenig Verwitterungs- und Leaching-resistente Gesteine die Lieferanten für das Mg. Zuletzt scheint für den neu bekannten, an Basalte gebundenen Lagerstättentyp von Poldasht/Iran, für den bis zu 6 Gew.% MgO enthaltende Basalte als Mg-Lieferant in Frage zu kommen, oberflächennahe Lösungs- und Anreicherungsvorgänge für die Lagerstättenbildung verantwortlich zu sein.

Die Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopie der Magnesittypen ist hinlänglich bekannt (Ebner et al., 2011; Fallik et al., 1991). Schroll (1997) zeigt, dass die Spatmagnesite im C/O-Diagramm unterschiedliche Felder einnehmen. Für die an ultramafische Gesteine gebundenen Magnesite Österreichs und der Türkei zeigt sich außerdem eine klare regionale und auf Bildungsteufen bezogene Zonierung (Ebner et al., 2011). Aus den Sauerstoffisotopenwerten sind weiter Informationen über die Bildungstemperaturen, aus der C-Isotopie Rückschlüsse über die Herkunft des am Mineralisationsprozess beteiligten CO₂ abzuleiten (Fallik et al., 1991; Zedef et al., 2000).

Gut ausgeprägt und durch die C/O-Isotopie indiziert, kann in den an Ultramafite gebundenen Lagerstätten auch eine teufelmäßige Zonierung der Mineralisationstypen auftreten. Generell sind die Lagerstätten an Teufenbereiche bis max. 300 m unter Paläooberflächen gebunden. Wesentlich sind auch feucht-warme Klimate, die chemische Verwitterung und Stoffumsätze fördern, und eine zeitgleiche Extensions- und Störungstektonik, die das Eindringen von Oberflächenwässer in die Erdkruste ermöglicht und so zum Aufbau der für die Mineralisation wesentlichen Hydrothermalzellen beitragen kann. In den tiefsten Bereichen finden sich Gänge, nach oben gefolgt von Netzwerkmineralisationen und den chemisch umgewandelten tonigen Verwitterungszonen mit streifig ausgebildetem „Zebra-Erz“. In den überlagernden Sedimenten sind knollige bis lagige sedimentäre Magnesite (Bela Stena Typ) zu erwarten (Ebner et al., 2011).

Im Gegensatz zu (mikro)strukturellen und chemischen Signaturen sowie Untersuchungen der stabilen Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope sind für Magnesit Lagerstätten die Magnesium Isotopie bisher nur unzureichend untersucht. Mit Beginn unserer Arbeiten wurden die bis dahin weltweit ersten Informationen über $\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ aus Magnesitlagerstätten bekannt. Dong et. al. (2015) weisen dabei für Spatmagnesite im Präkambrium von Dasiquiao/China $\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ -Werte von -1,53 bis -0,49 ‰ aus.

Experimentelle Arbeiten zur Mg Isotopenfraktionierung von Pearce et al. (2012) zeigen, dass - in Analogie zu Mg-Kalzit - bei der Abscheidung aus der Lösung die leichteren Isotope des Magnesiums bevorzugt in das Kristallgitter von Magnesit eingebaut werden. Die Fraktionierung der Mg Isotope zwischen Fluid und Festphase (dargestellt als $\Delta^{26/24}\text{Mg}_{\text{mag}-\text{Mg}^{2+}(\text{fluid})}$ Werte) variiert dabei zwischen -1.2 ‰ und -0.8 ‰ für 150 und 200°C. Demzufolge nimmt die Mg Isotopenfraktionierung bei höheren Temperaturen mit etwa 0.008‰/°C ab. Auch die Auflösung von Magnesit kann zu Isotopenfraktionierungsprozessen führen, was zur Anreicherung des schweren Mg Isotopes in der Lösung führt. Das System Magnesit - Mg²⁺(fluid) kann als sehr dynamisch verstanden werden, in welchem selbst nach Einstellung des chemischen Gleichgewichtes ein signifikanter Austausch an Mg-Isotopen beobachtet wird. Im Niedrig-Temperatur Bereich wird bei 25°C über die Bildung von Dypingit ($\text{Mg}_5(\text{CO}_3)_4(\text{OH})_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$) und Nesquehonit ($\text{MgCO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) ebenfalls ein bevorzugter Einbau von ²⁴Mg gegenüber ²⁶Mg beobachtet (Mavromatis et al., 2012). Im Gegensatz zum Magnesit existieren für Dolomit umfangreichere sowohl experimentelle Arbeiten (Li et al., 2015) als auch Feldstudien (Fantle & Higgins, 2014; Geske et al., 2015). Die $\Delta^{26/24}\text{Mg}_{\text{dolo}-\text{Mg}^{2+}(\text{fluid})}$ Werte für verschiedene Arten von Dolomit liegen im Bereich zwischen -3.0 ‰ und -0.6 ‰ (Geske et al., 2015). Die theoretische Studie von Pinilla et al. (2015) zeigt, dass die Gleichgewichts-Isotopenfraktionierung zwischen Magnesit und Mg²⁺ Ionen in Übereinstimmung mit den experimentellen Daten zur Anreicherung des leichteren Mg Isotopes in der Festphase führt.

3. Geologische Charakterisierung der beprobten Lokalitäten und Herkunft der Proben

Die Projektkonzeption geht davon aus, dass die Verteilungsmuster der stabilen Mg-Isotopen in Magnesiten unterschiedlicher Genese und geologischer Situierung unterschiedlich sind. Informationen darüber gibt es bisher keine. Unter diesen Gesichtspunkten wurden aus Österreich drei Magnesitgruppen untersucht:

- a) Spatmagnesit der Lokalitäten Breitenau, Hohentauern/Sunk, Hochfilzen und Radenthein
- b) Grobkristalliner „Salinarmagnesit“ des Kaswassergrabens
- c) Kryptokristalliner Magnesit von Kraubath.

Die untersuchten Lokalitäten gehören unterschiedlichen Metallogenetischen Bezirken an (Weber, 1997; IRIS 1999), so dass für die Magnesite dieser Lokalitäten auch eine unterschiedliche geologische Charakteristik anzunehmen ist.

Weiter wurden zusätzlich zur Absteckung der Schwankungsbreite der Mg-Isotopie Magnesite von drei ausländischen Lokalitäten untersucht, die im Vergleich zu den österreichischen Proben aus konträren und extremen Bildungsmilieus stammen:

- d) Sedimentärer kryptokristalliner Magnesit aus Bela Stena /Serbien (Neogen)
- e) Kryptokristalliner Magnesit aus dem Bushveld Komplex/Südafrika (Präkambrium)
- f) Rezenter kryptokristalliner Magnesit aus Playas von Poldasht/NW Iran.

Der rezente Poldasht Magnesit diente auch dazu, Abhängigkeiten der Mg-Isotopie von der Fluidzusammensetzung und den Mineralisationsprozessen aufzuzeigen. In diesem

Vorkommen können die Lagerstättenmineralisationen, für deren Bildung verantwortliche Wässer und mögliche Mg-Lieferanten (Basalte) in ihrem unmittelbaren Zusammenhang untersucht werden.

3.1. Breitenau

Die im Untertagebetrieb abgebaute Lagerstätte Breitenau ist die größte Spatmagnesitlagerstätte der Ostalpen. Sie liegt im **Magnesitbezirk Grazer Paläozoikum** in den Hangenabschnitten der silurisch bis unterdevonen Hackensteiner-Formation der Laufnitzdorf Decke (Hubmann & Weber 2010).

Der meist grobkörnige Magnesit (darunter auch Bänder- und Pinolitmagnesit) ist an graue bis 200 m mächtige Dolomite des Unterdevons gebunden, die mit Tonschiefern, Lyditen, Sandsteinen und basischen Metatuffiten assoziiert sind.

Der Magnesit liegt in mehreren Generation vor. Späte Dolomitbildungen sind Rosszahndolomit, Redolomitisierung entlang von Spaltrissen und Kristallgrenzen sowie pigmentreiche grobe Dolomitkristalle (Gallhofer, 2010). Detaillierte geochemische Daten, die sich zum Teil auch direkt auf das bearbeitete Material beziehen, finden sich bei Gallhofer (2010). Erzmineralfunde sind ausschließlich von mineralogischem Interesse.



Abb. 1: Magnesittagebau Breitenau – M Magnesit, D Dolomit (aus IRIS 1999).

Die Kontakte des Magnesits zum Dolomit, Petrographie und Geochemie deuten auf eine metasomatische Bildung des Magnesits, die nach Sm/Nd-Datierungen in der Obertrias stattfand (Henjes-Kunst & Prochaska, 2014). Die tektonische Deformation erfolgte eoalpidisch in der Kreide, die thermische Beeinflussung lag unter dem Bildungsbereich von Graphit.

Proben

Im Fettdruck sind Proben ausgewiesen, von denen Mg-lotopendaten vorliegen. Die aufgesammelten Proben repräsentieren verschiedene Magnesittypen und begleitenden Dolomit aus dem Untertagebau:

Br 1 Magnesitsonne (rekristallisierter, grobspätiger Magnesit) Horizont XII.

P3 Magnesit grau, Revier VI

P13 Magnesit massig – gebändert Revier VI

P 16 M Magnesit in schwarzen Dolomit (**P 16 D**) Revier VI

P 22 a Dolomit grau Revier VI

P 24 Dolomit schwarz Revier VI

B 85 Bändermagnesit Revier 3süd2



Abb. 2: Abbau im Magnesituntertagebau Breitenau (aus ÖMH).

3. 2. Hohentauern/Sunk

Die Lagerstätte von Hohentauern/Sunk im **Magnesitbezirk Veitscher Decke** ist das am besten erschlossene Beispiel einer Spatmagnesitlagerstätte vom „Veitsch-Typ“ in der Grauwackenzone. Sie ist in die Steilbachgraben-Formation (Grünschiefer faziell metamorphe siltig/sandige z.T. Kohlenstoff reiche Schiefer, Kalkschiefer, dunkle Kalke, Dolomite mit marinen Fossilien des Visé) eingelagert und zeigt typische metasomatische Charakteristika.

Detailliert beschrieben und geochemisch charakterisiert ist die Lagerstätte bei Ebner & Prochaska (2001) und Azim Zadeh & al. (2015). Für die derzeit noch geringfügig abgebaute Lagerstätte wurde ein metasomatisches Bildungsmodell und durch Sm-Nd Datierungen ein oberkarbones bis unterpermisches Bildungsalter belegt (Azim Zadeh et al. 2015).

Bevorzugt treten grobkörniger Pinolit- und Bändermagnesit auf. Umgeben wird der Magnesit von Dolomit mit dem auch irregular verlaufende metasomatische Übergänge bestehen. Bemerkenswert sind in den Magnesitkristallen Reste von Dolomit, die von der Metasomatose verschont geblieben sind. Neben frühdiagenetischem, teilweise noch Fossil führenden Dolomit und grobkörnigem Dolomit am unmittelbaren Dolomit-Magnesit Kontakt gibt es weitere Dolomitgenerationen, die nach der Magnesitbildung auftraten. Eine Besonderheit ist der gangförmig eingelagerte Kokardendolomit, dessen Dolomitaggregate im Kern Spatmagnesit zeigen. Talk tritt entlang von Störungen und Klüften auf.



Abb.3: Der Magnesitbergbau Hohentauern in der Sankt Veitertal (rechte Bachseite). Über der untersten Sohle liegt das Niveau XIV, aus dessen linken Teil viele der untersuchten Proben stammen.

Die Muster der Seltenen Erden (SSE) zeigen im Magnesit eine leichte Abreicherung der leichten SEE und eine negative Ce-Anomalie. Die Werte stabiler O- und C-Isotope überlappen mit bisher bekannten Daten (Schroll, 1997) von metasomatisch geformten Magnesiten. Fluid Inclusions in den Magnesitkristallen weisen auf eine hohe Salinität (24,4 % NaCl Äquivalent) eines Mg-reichen Bildungsfluids marin/evaporitischer Herkunft. Diese Fluide führten zur metasomatischen Magnesitbildung nachdem sie im höchsten Karbon bis Unterperm aus versenkten unterkarbonen Evaporiten (diese wurden im Verband mit der Steilbachgraben-Formation durch Bohrungen im Lagerstättenbereich nachgewiesen) freigesetzt wurden (Azim Zadeh et al. 2015).

Die tektonische und metamorphe Überprägung ist eoalpidisch (Kreide) (Rantitsch et al. 2004). Da die Steilbachgraben-Fm. als eine Art post-variszische marine Molasse abgelagert wurde, fehlt eine variszische tektonische und thermische Überprägung (Ebner et al., 2008).

Proben

Metasomatischer Kalk/Dolomit-Magnesit Kontakt (linke Bachseite Niveau XV):

- H 4 dolomitischer Kalk
- H 6 mittelkörniger Dolomit
- H 7-1 fossilführender Dolomit
- H 7-2 mittelkörniger Dolomit
- H 7-3 M/D Magnesit mit Dolomitrelikten
- H 7-3 M** grobkörniger Spatmagnesit

Magnesit (rechte Bachseite Niveau XIV):

- H 8** grobkörniger Pinolitmagnesit
- H 8 F** mittelkörniger Pionolitmagnesit
- H 9** Bändermagnesit
- H 11** mittelkörniges Magnesitnest in grobkörnigem, weißen Magnesit

Post-magnesitischer Dolomit (rechte Bachseite Niveau XIV):

- H 14 Kokardendolomit:
- H 14-1-1 Kokardendolomit Zentrum
- H 14-1-2 Dolomit als Zwickelfüllung zwischen Kokarden

Dolomitgänge:

- H 14-2 D laminierter Dolomitgang
- 14-3 D laminierter Dolomitgang
- Talk: H 2 Talk (rein) Niveau XIV, Kontakt N

3.3. Hochfilzen

Die im Bereich S von Hochfilzen in der Grauwackenzone auftretenden Lagerstätten-/Vorkommen von Spatmagnesit gehören dem **Magnesitbezirk Tirolisch-Norisches-Deckensystem – Wildseeloder - Einheit** an. Sie sind an unterdevonische Dolomite gebunden. Die tektonische Deformation ist variszisch und eoalpidisch. Die Metamorphoseprägung liegt im Bereich der unteren Grünschieferfazies.



Abb. 4: Magnesitlagerstätte Weissenstein (aus IRIS, 1999).

Im Bereich der Bergbautätigkeit (Weissenstein- Bürglkopf) liegt das plattenförmige Magnesitlager in einem bis 500 m mächtigen Dolomitkomplex obersilurischen bis unterdevonen Alters. Die Mineralisation folgt teils dem Schichtgefüge, teils tritt sie diskordant dazu auf. Begleitmineralisationen sind Hämatit, Pyrit, Chalkopyrit, Markasit und Fahlerz. Der Spatmagnesit ist fein- bis mittelkörnig ausgebildet. Es finden sich auch ungewöhnlich feinkörnige, teilweise laminierte Relikt-Partien, die durch die metasomatische Magnesitbildung aber weitgehend verdrängt wurden. Postkinematisch zum Dolomit-/Magnesitgefüge gesprossene Magnesitkristalle weisen auf junge Mobilisate (Vavtar et al. 1996). Am Bürglkopf findet sich auch eine feinkörnige braune, „sandig“ anwitternde Magnesitvarietät.



Abb.5: Magnesitlagerstätte Bürglkopf (von der Lagerstätte Weissenstein aus; aus IRIS, 1999).



Abb. 6: Die Magnesitlagerstätte Inschlagalm (dzt. nicht im Abbau; aus IRIS, 1999).

5 km östlich des Bürglkopfs ist in streichender Fortsetzung auf der Inschlag Alm auch typischer Spatmagnesit entwickelt. Geländebefunde und SEE-Muster (Morteani, 1989) unterstützen ein metasomatisches Modell mit Mg²⁺-Zufuhr. Konträr dazu sind Vorstellungen einer faziell bedingten Magnesitbildung im marinen Milieu oder Sabka Milieu. Dem ist entgegenzuhalten, dass den dolomitischen Wirtsgesteinen pelagische Kalke vorausgegangen sind (Mavridis & Mostler, 1970) und obersilurisch-unterdevone evaporitische Entwicklungen aus der Grauwackenzone nicht bekannt sind (Hubmann et al., 2015). Die feinkörnigen Magnesite sind durch hohe Bor-Gehalte charakterisiert.

Proben

Weissenstein

hof-1 Dolomit hellgrau , Tagebau Etage 11
hof-2 Dolomit schwarz, Tagebau Etage 5
hof-3 Magnesit schwarz, Tagebau Etage 7
hof-4 Magnesit hellgraurot, Tagebau Etage 8
hof-5- Magnesit hellbraun, Tagebau Etage 3

Bürglkopf

hof-6 Dolomit hellgraurot, Grube Bürgl, Ofenbergstollen
hof-7 Magnesit hellbraun, Grube Bürgl, Sohle 1
hof-8 Magnesit-Dolomit Verwachsung, Tagebau Bürgl, Etage 3
hof-9 Magnesit rot, Grube Bürgl, Sohle 1
hof-10 Magnesit hellgrau, Grube Bürgl, Sohle 1
hof-11-M Bohrkern, mit braunem, „sandigen“ Magnesit, Grube Bürgl, Sohle 1 , Bohrung
hof-11-D Dolomitkluft in hof-11-M

Inschlagalm

hof-12 M brauner, „sandiger“ Magnesit aus Dolomit-Magnesit Kontakt
hof-12 D Dolomit aus Dolomit-Magnesit Kontakt

3. 4. Radenthein

Die Lagerstätte von Radenthein (Millstätter Alpe) ist die einzige Magnesitlagerstätte Österreichs, die in einem höher gradig metamorphen Areal (**Radenthein Decke des Koralpe-Wölz-Deckensystems**) liegt. Der im Abbaubereich 30 – 70 m mächtige Spatmagnesit ist in hellglimmerreiche Granatglimmerschiefer des Radenthein Komplexes eingelagert. Einschaltungen finden sich in Form von Amphibolit, Hornblende- Garbenschiefer sowie Calcit- und Dolomit- Marmor. Im Kontaktbereich zum Magnesit wird „Radentheinit“, ein Gemenge aus Cyanit, Granat und Biotit angetroffen. Im Lagerstättenbereich ist der Magnesit mit feinkörnigen, hellgrauem Dolomit- Marmor vergesellschaftet (Tufar, 1997).



Abb. 7: Der ehemalige Tagebaubereich der Magnesitlagerstätte Millstätter Alpe (Radenthein; aus IRIS, 1999).

Vorherrschend ist weißer Spatmagnesit (Magnesitmarmor), daneben findet sich Pinolit- und Bändermagnesit. Mitunter treten cm-große Kristalle auf.

Verwachsen mit dem Magnesit ist geringfügig Calcit und/oder Dolomit, die Magnesit verdrängen oder selbst von jüngeren Magnesit-Generationen verdrängt werden. Als weitere Neben- bis Übergemengteile treten u.a. Talk, eisenarmer Biotit bzw. Phlogopit, Klinochlor, Quarz, Cyanit, Mg-reicher Amphibol, Sulfide (vor allem Pyrit, etwas Chalkopyrit usw.), Rutil, Turmalin und Grafit auf. Turmalin („Turmalinit“) kann im Kontaktbereich der Lagerstätte örtlich erheblich angereichert sein (Tufar 1997).

Die gesamte Mineralparagenese der Lagerstätte stimmt mit der Metamorphoseprägung des umgebenden Radentheiner Glimmerschiefers überein.

Die Genese des Magnesits ist umstritten. Das Modell von Tufar (1997) sieht den Magnesit als Bildung einer vulkano-sedimentären Abfolge in einem abgeschnürten bzw. Evaporit Becken mit einer mittelgradigen prograden praesimaldischen und retrograden alpidischen Metamorphoseprägung. Dem widersprechen Vorstellungen einer mesomatischen Bildung und auch der derzeitige Kenntnisstand über die tektono-metamorphe Prägung des Radenthein Komplexes. Schuster sieht in den Protolithen des Radenthein Komplexes aufgrund der lithologischen Abfolge möglicherweise eine altpaläozoische Abfolge, die eoalpidisch in der Kreide einer prograden Metamorphoseprägung der oberen Grünschieferfazies bis Amphibolitfazies unterlag.

Proben

Untertage S-Feld, Sohle 7:

R4-1 Dolomit, hellgrau

R4-2M grober Spatmagnesit

R4-2T Talkflitter aus grobem Spatmagnesit

R4-3 Spatmagnesit

R4-3T Talkflitter aus Spatmagnesit

R4-2M grober Spatmagnesit

Unterage S-Feld Sohle 8:

R5-1 Dolomit

R5-2.1 Spatmagnesit

R5-2.2 Spatmagnesit

R5-2.3 Spatmagnesit

R5-3 reinweisser, Magnesitmarmor (möglich intern Talkflitter).

3. 5. Kaswassergraben

Die Lokalität Kaswassergraben SSW von Großreifling (OÖ) liegt in den Kalkalpen im basalen Tirolisch-Norischen Deckensystem in Kalk-/Dolomitgesteinen der anisischen Gutenstein-Formation. Zugeordnet wird dieses Vorkommen dem **Evaporitbezirk Permoskyth Tirolisch Norisches, Bajuvarisches und Juvavisches Deckensystem Östliche Kalkalpen**, der zum Großteil an oberpermische und, so wie im Kaswassergraben, auch an anische Gesteine gebunden ist.

In Gips dieses Rohstoffbezirks finden sich auch feinste Magesitkriställchen (Niedermayr et al., 1983; Beran, 1986). Im Kaswassergraben tritt der Magnesit grobkristallin (bis cm-große helle bis hellbraune Kristalle), assoziiert mit Fluorit, Bleiglanz, Zinkblende und anderen Mineralen auf (Götzinger, 1985).

Genese und das Bildungsalter sind unklar, möglicherweise erfolgte sie unter evaporitischer Beeinflussung („Salinarmagnesit“). Darauf weisen aus dem Magnesit und den dunklen dolomitischen Begleitgesteinen herauslösbar, stark fraktionierte salinare, dem Evaoprittrend folgende Einschlußfluide (Prochaska, 1999).

Primäre hochsalinare Flüssigkeitseinschlüsse in Fluoritkristallen ergaben Homogenisierungstemperaturen zwischen 270 und 360°C (Hinweis auf die anchizionale Überprägung). Die SEE-Verteilung in den Fluoriten weist ebenfalls auf eine intraformationelle Lagerstättenbildung durch Mobilisation aus feinkörnigen, sedimentären Fluoriten der bituminösen Gutensteiner Basisschichten hin (Weber, 1997).

Proben

Kas-1, Kas-2

Beide Proben stammen aus dem Sammlungsmaterial des Lehrstuhls für Geologie und Lagerstättenlehre der Montanuniversität.

3.6. Kraubath

Im Serpentinitkörper von Kraubath findet sich in tektonisch kontrollierten Gängen und Netzwerksystemen kryptokristalliner Magensit, der in die Literatur als „Kraubath-Typ“ (Redlich, 1909) Eingang gefunden hat. Er ist an einen ältesten paläozoischen Ophiolithkomplex

im Speik Komplex der Bösenstein Pletzen Decke des Silvretta-Seckau Deckensystems gebunden. Der Ultramafitstock von Kraubath ist lithologisch aus Dunit, Harzburgit und Serpentinit aufgebaut. Untergeordnet kommt auch Klinopyroxenit, Metagabbro und Bronzitit vor. Sm-Nd und Re-Os-Isotopie ergab Altersdatierungen um 550 Mio. Jahre (Melcher & Meisel, 2004). An Mineralisationen finden sich in diesem Lagerstättenbezirk (**Magnesit-Chromit-Asbestbezirk Silvretta-Seckau-Deckensystem**) neben dem Magnesit auch primär gebildete Chromerze (Sommergraben, Augraben, Gulsen) und sekundär entstandener Asbest (Thalhammer et. al., 2010; Melcher & Mali, 1998). Die amphibolit- bis grünschieferfazielle Metamorphosegeschichte (variszisch, permisch, eoalpidisch) ist komplex, die Magnesitbildung erfolgte nach der letzten eoalpidischen Metamorphose im Neogen (Grünschiefer- bis Amphibolitfazies) (Thalhammer et al., 2010).



Abb.8: Aufschlußgruppe im Augraben des Kraubather Serpentinit-Komplexes mit Magnesitbildungen vom „Kraubath-Typ“.

Der Magnesit wird auf Lösungs- und Anreicherungsprozesse durch deszendente und in seichten Krustenbereichen zirkulierende CO₂-reiche Wässer rückgeführt. Seine Position wird tektonisch durch die miozäne Scherzonentekonik entlang der Norischen Senke kontrolliert. Neben Magnesit vom Kraubath-Typ findet sich untergeordnet auch sedimentärer Magnesit (Zement in sedimentären Brekzien) vom Bela Stena-Typ. Dies signalisiert seicht liegende Bildungsbereiche im Nahbereich neogener Verebungsfächen mit tiefreichenden Aufwitterungszonen. Die C- und O-Isotopenwerte des kryptokristallinen Magnesits geben Hinweis auf niedrige Bildungstemperaturen (40 - 50°C) (Thalhammer et al., 2010).

Proben

Wirtsgestein:

U 62 Dunit (olivinreich in Serpentinmatrix)

U 72 Serpentinit (olivinarm)

Au31S Augraben, alterierter Serpentinit aus gangförmiger Magnesitbrekzie

Kryptokristalliner Magnesit (aus Gängen und Netzwerken des Augrabens):

Au 5

Au 31M dichter Magnesit aus gangförmiger Magnesitbrekzie

Au 33 dichter Magnesit aus Brekzie

Au 41: dichter Magnesit

Au 45 dichter Magnesit

Au 47 dichter Magnesit

P-1 dichter Magnesit

LU2D dichter Magnesit.

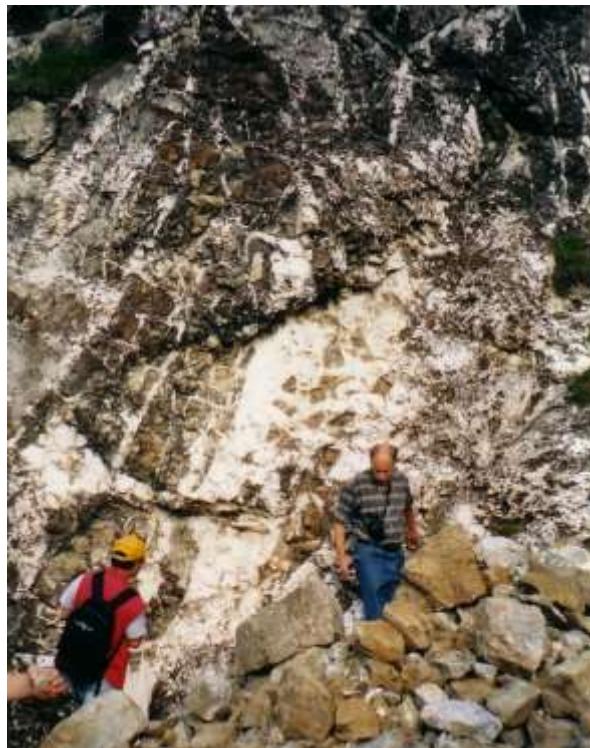


Abb. 9, 10: Tektonisch kontrollierte Gang- und Netzwerk-Magnesit-Mineralisationen (Kraubath-Typ) im Aufschluss Augraben.

3.7. Bela Stena/Serbien

Das Probenmaterial wurde im Sommer 2011 anlässlich einer Exkursion unter Führung von Vladimir Simic (Univ. Belgrad) aufgesammelt. Der stillgelegte Tagebau Bela Stena liegt 70 km S Kraljevo, in der Nähe des Dorfes Baljevac na Ibru (Koordinaten: x 468.742, y 4.803.601, z 446; zone 34T). Diese Lokalität ist die Typus Lokalität für Magnesit vom Bela Stena Typ, der auch als „sedimentärer Magnesit“ bezeichnet wird (Pohl 1990, 2015).

Der Tagebau von Bela Stena liegt innerhalb des miozänen Jarandolbeckens, das von mesozoischen ophiolitischen Gesteinen (meist Serpentiniten) umrandet wird. Der Magnesitkörper mit einer maximalen Mächtigkeit von 50 m verzahnt lateral mit limnischen mergeligen und feinklastischen Sedimenten. Aus dem Liegenden sind Kohlenflöze, aus dem Hangenden Borate bekannt (Dietmayr-Kräutler, 2011).



Abb. 11: Der stillgelegte Tagebaubereich von Bela Stena/Serbien.

Der Magnesit ist weiß – grau gefärbt und feinstkörnig. Er zeigt Sedimentstrukturen wie Lamination, intraformationelle Brekzien und vereinzelt Lagen mit Trockenrissen und führt an Fossilien Süßwassermollusken, Holz, Blatt- und Fischreste. Vereinzelt findet sich auch Chalcedon. Gebildet wurde der Magnesit durch die chemische Interaktion Mg-reicher aus dem Ophiolithbereich stammender Wässer mit dem sedimentären lakustrinen Milieu (Pohl 1990, 2015).



Abb. 12: Feinkörniger Magnesit von Bela Stena.



Abb. 13: Bela Stena, bs-39; Trockenrisse auf den Schichtoberflächen.

Proben aus dem Tagebau Bela Stena:

bs-1, 5, 7: laminierter Magnesit

bs-2 und bs-3: Einzelstücke aus Mischproben für die industrielle (RHIMagnesita) chemische Analyse

- bs-4:** poröser Magnesit
- bs-6:** kompakter Magnesit
- bs-39:** Lage mit Trockenrissen

3.8. Bushveld/Südafrika; aufgelassener Magnesitbergbau am Olifant River

Die Probe Bushv-1 (weißer kyptokristalliner Magnesit) stammt aus dem Bushveld-Komplex, einer typischen altproterozoischen lagenförmigen ultramafischen Intrusion in Südafrika. Der aufgelassene Bergbau am Olifant River liegt in der zweiten ultramafischen Lage der Unteren Zone (Pyroxenit, Harzburgit) dieser Intrusion. Der Hauptmineralbestand dieser Gesteine ist Orthopyroxen und Olivin. Magnesit vom „Kraubath-Typ“ tritt in Form von Linsen, Gängen und Netzwerken im Harzburgit auf. Genetisch wird er auf Reaktionen des Gesteins mit einem CO₂-reichen Fluid bei niedrigen Temperaturen rückgeführt (Exkursionsbericht 2016, MUL, Lehrst. Geol. Lagerstättenlehre).

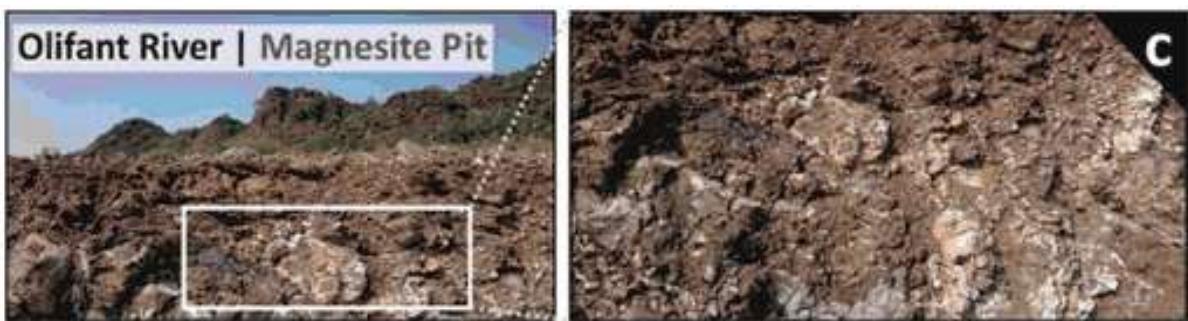


Abb. 14: Aufschluss situation im stillgelegten Magnesitabbau am Olifant River im Bushveld-Komplex/Südafrika.

Probe: Bushv-1

3.9. Poldasht/NW-Iran

Der Magnesit von Poldasht in W Asserbajan (NW Iran) lagert in zwei, je ca. 1 km² großen Playa-Becken direkt quartären Basalten eines von Kleinen Ararat herabziehenden quartären Lavastroms auf. Der bis 15 m mächtig werdende kreidig ausgebildete Magnesit ist röntgenographisch ein Gemenge aus Magnesit, Dolomit und Tonmineralen und häufig von Wurzeln (vermutlich von Binsen, Schilf) durchsetzt. ¹⁴C-Alterdatierungen des Magnesits ergaben Alter zwischen 600 und 5000 Jahren. Diese durch Magnesitpräzipitation in kontinentalen Playabecken entstandene Lagerstätte ist weltweit die einzige bekannte an Basalt gebundene Magnesitlagerstätte. Ihre Genese wird derzeit von Ebner und Mitarbeitern in einem methodisch umfassenden Projekt von untersucht.

Der rezente Poldasht Magnesit ermöglicht die Abhängigkeit der Mg-Isotopie von der Fluidzusammensetzung und den Mineralisationsprozessen aufzuzeigen, da die Mineralisationen, die für ihre Bildung verantwortlichen Wässer und mögliche Mg-Lieferanten (Basalte) in ihrem unmittelbaren Zusammenhang auftreten.

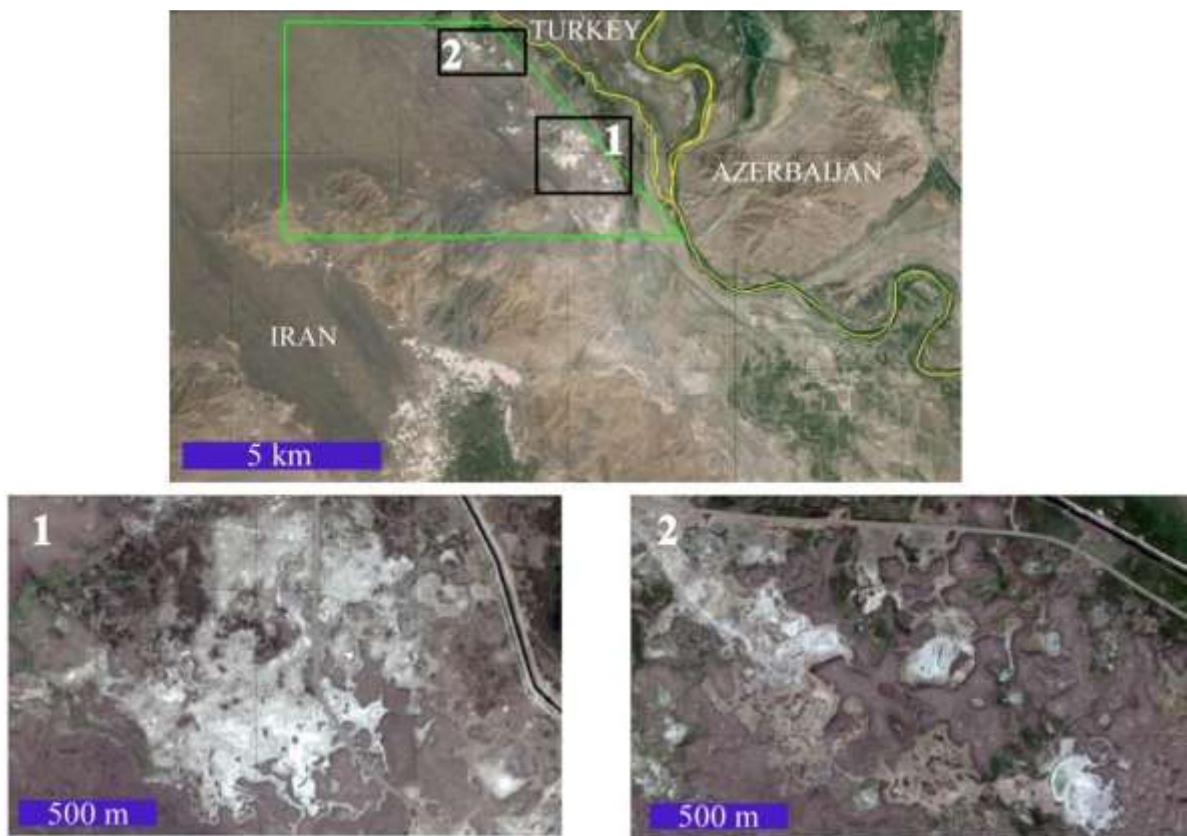


Abb. 15: Satellitenbilder der kontinentalen Playbacken (weiß) mit dem Poldasht Magnesit in NW-Iran.



Abb. 16: Schurfarbeiten in den lockeren Sedimenten des Poldasht Magnesits. Im Hintergrund der Kleine und Grosse Ararat.

Proben:

Organisch reicher Magnesit: Org 1 und Org 2

Magnesitsedimente: Pol 1 – Pol 5 (**Pol 1 -4**)

Basalt aus der Unterlage des Magnesits: Pol 8 - 11

Wasserproben:

Restwasser aus Evaporitpfannen (Playa Lake): Pol 2, **Pol 5, Pol 7**

Grundwasser aus Trenches in der Magnesitablagerung: **Pol 1, Pol 3, Pol 4**, Pol 6.

Seewasser: Pol 8, Pol 9

Flusswasser: Pol 10.

4. Untersuchungsmethoden

Die untersuchten Lokalitäten sind einigen Projektmitarbeitern bestens bekannt. Die Proben stammen aus eigenen neuen Aufsammlungen, Sammlungsmaterialien der Montanuniversität sowie der RHIMagnesita. Das gesamte zuvor aufgelistete Probenmaterial wurde geschnitten und einer makroskopischen Sortierung unterzogen. Von ausgewählten Proben wurden Schleifklötzchen herausgeschnitten, die an polierten und bereichsweise mit HCl angeätzten Flächen unter dem Auflichtmikroskop auf Magnesit-Dolomit Verwachsungen untersucht wurden. Da alle Magnesite solche Verwachsungen aufweisen, wurden für die weiteren Untersuchungen nur solche Proben ausgewählt, die visuell einen nur „geringfügigen“ Dolomit- Kontaminationsgrad aufweisen. Nach Markierung dieser Bereiche wurde aus diesen mit einem Dental-Mikrobohrer Probenmaterial für die Mg-Isotopenuntersuchungen gewonnen.

Der Probenaufschluss, die chemische Abtrennung und die massenspektroskopischen Analysen erfolgten im NAWI Zentrallabor für Wasser, Gesteine und Minerale am Institut für Angewandte Geowissenschaften der TU Graz.

Für den Probenaufschluss wurden jeweils 1 mg der gepulverten Magensit- und Dolomitproben in vorgereinigten PFA Becherchen eingewogen und mit 1.0 bis 1.5 ml doppelt destillierter, konzentrierter HNO_3 aufgeschlossen, eingedampft und anschließend mit 1 ml 2 M HNO_3 aufgenommen. Im Fall der Poldasht-Wasserproben wurde ein Volumen von 1 bis 3 ml, das einer Mg-Menge von 300 - 400 mg entspricht, in ebenfalls vorgereinigten PFA-Becherchen eingedampft und anschließend mit 1 ml M HNO_3 aufgenommen.

Die chromatographische Abtrennung des Mg erfolgte in zwei Kolonnenabtrennschritten unter Verwendung des BioRad AG50-X12 Harzes und doppeldestillierter HNO_3 und HCl, unter Berücksichtigung des Protokolls von Wombacher et al. (2009). Die selbstdesignten Kolonnen bestehen aus Polypropylen und sind mit 1 ml Harz gefüllt. In dem ersten der beiden Kolonnenabtrennschritte wird das Ca effektiv abgetrennt und in einem zweiten Kolonnenschritt erfolgt die eigentliche Separation des Magnesiums.

Für die Ca-Abtrennung werden die Kolonnen zuerst mit 2 ml 2 M HNO_3 konditioniert. Die Proben werden mit 1 ml 2 M HNO_3 (siehe oben) geladen. Nach dem Durchspülen der

Kolonnen mit weiteren 5 ml 2 M HNO₃, wird die Mg-Fraktion in 10 ml 2 M HNO₃ aufgefangen. Die auf dem Harz verbleibenden divalenten Kationen werden anschließend mit 5 ml 7 M HNO₃ und 5 ml Milli-Q herausgewaschen. Die Mg-Fraktion wird eingedampft und in 0,5 ml 0.4 M HCl aufgenommen. Im zweiten Kolonnenabtrennschritt werden die Kolonnen mit 2 ml der 0.4 M HCl konditioniert und der 0,5 ml Probenlösung (in 0.4 M HCl) geladen. Es folgen 30 ml 0.4 M HCl. Die Mg-Fraktion wird danach mit 4 ml 5 M HCl eingesammelt, eingedampft und mit 1 ml 0.45 M HNO₃ gelöst bzw. auf die Messkonzentration hin verdünnt.

Die Mg-Isotopenanalysen wurden mit einem Plasma II Multicollector-ICP-Massenspektrometer (Nu Instruments, Wexham, UK) mit einer statischen Faradaycup-Konfiguration (L4 = ²⁴Mg, H2 = ²⁵Mg, H7 = ²⁶Mg) im sogenannten „wet plasma mode“ durchgeführt. Die instrumentellen Einstellungen sind unten aufgeführt. Um eine maximale Signalintensität und –stabilität zu erzielen, wurde für jede Messreihe die Fackelposition, die Ar Gasflüsse und die Linseneinstellungen optimiert. Die Analysen wurden i.d.R. bei einer Sensitivität von 25 V für das Hauptisotop ²⁴Mg, unter Verwendung einer reinen 0.05 µg/ml Mg-Lösung und einem 0.1 mL/min Nebulizer durchgeführt. Die Messung der Mg-Isotopenverhältnisse erfolgte mit der „Standard-Sample-Bracketing“-Methode unter Verwendung des Referenzmaterials DSM-3 (Galy et al., 2003). Die Mg-Isotopie wird demnach in der δ-Notation angegeben: $\delta^X\text{Mg} = [(^X\text{Mg}/^{24}\text{Mg}_{\text{Probe}})/(^X\text{Mg}/^{24}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}) - 1] \times 1000$, mit X = 25 oder 26. Die Messmethode ist definiert durch einen Block von 25 Zyklen mit einer Integrationszeit von 5 sec. Die vorausgehende Bestimmung des Hintergrunds erfolgte auf der halben Masse mit einer Integrationszeit von 10 sec. Die Konzentration der Referenzmaterialien und der Proben variierte dabei maximal zwischen 5-10%, um einen vergleichbaren instrumentellen „mass bias“ zu gewähren. Die sekundären Referenzmaterialien IRMM-009 und Cambridge-1 (CAM-1) wurden für die Überprüfung der externen Reproduzierbarkeit in jeder Messreihe wiederholt mitgemessen. Diese liegt für δ²⁵Mg und δ²⁶Mg im Bereich von ≤ 0.10 bis 0.15 ‰, vergleichbar mit Literaturwerten.

Instrumentelle Einstellungen:

RF Power 1300 W
Coolant Gas 13.0 – 13.5 l/min
Auxiliary Gas 0.80 – 0.90 l/min
Neb. Pressure 32.0 – 33.5 psi
Sprühkammertemp. 5°C

Die Bestimmung der C/O-Isotopie erfolgte am Lehrstuhl für Erdölgeologie der MU Leoben mit einem ThermoFisher DELTA V Massenspektrometer (ThermoFisher, Bremen, Germany) in Verbindung mit einer online-Verbindung zu einer ThermoFisher GasBench II und einem CTC Combi-Pal Probengeber (bzw. Aufschlusseinheit). Zum Aufschluss der fein gemahlenen Proben (ca. 0,2 mg) wurde H₃PO₄conc. in einer He-gefluteten Atmosphäre bei einer Temperatur von 70°C verwendet. Die Ergebnisse werden relativ zu den PDB-Standards in der üblichen δ-Angabe (δ¹³C_{V-PDB} und δ¹⁸O_{V-SMO}) wiedergegeben. Die Langzeit-Präzision beträgt 0,06 ‰ für Sauerstoff und 0,05 ‰ für Kohlenstoff.

Magnesitproben der Mg-Isotopenbestimmung wurden im Nahbereich der Beprobung zur optischen Beurteilung der Magnesit/Dolomit-Verwachsungen nach Bedampfung mit Kohlenstoff unter dem Rasterelektronenmikroskop (REM) untersucht. Die Identifikation der

Karbonatminerale und anderer akzessorischer Mineralkomponenten erfolgte mit einem energiedispersiven System (EDS):

REM Zeiss EVO MA 10

Arbeitsabstand 10 mm, Spannung 15 kV

EDS-Sensor Bruker Nano XFlash Detector 430 M

Software Esprite Standalone

Die chemische Analytik der Poldasht Magnesite und ihrer basaltischen Begleitgesteine erfolgte im Auftagswege über ACLTLAB Toronto/Canada. XRF-Aufnahmen der Poldasht Magnesite und der Wasseranalysen erfolgte in diesbezüglichen Speziallabor (Zarazma Mineral Studies Co) in Teheran über Vermittlung von M. Ovissi.

5. Ergebnisse

5.1. Breitenau

Überwiegend treten im Bergbau und Bänder- (Abb. 17) und Pinolitmagnesit (Abb. 18) auf. Eine Sonderart sind „Magnesitsonnen“ (Abb. 19), ein weisser, grobspätiger (möglicherweise rekristallisierter) Magnesit, der sich im REM/EDS durch mindestens zwei Magnesitvarietäten auszeichnet. Diese sind im REM-Bild durch geringe Unterschiede in der Grautönung nur schwer erkenntlich. Die Fe-reichere Varietät ist dabei etwas heller als die Fe-ärmere (Abb. 21).



Abb. 17: Breitenau B 85,
Bändermagnesit.



Abb. 18: Breitenau P 13,
Pinolitmagnesit.



Abb. 19 : Breitenau, B
86, „Magnesitsonne“.

Die metasomatische Natur des Magnesits wird durch irreguläre Magnesit-Dolomit Verdrängungsbilder im Aufschluß und durch Relikte („Phantome“) des dolomitischen Protosediments im Magnesit im Kleinstbereich belegt (Abb. 22). Das Protosediment ist grauer und schwarzer gebankter sowie massiger devonischer Dolomit. Eindrucksvoll sind Verdrängungsbilder von „aufsprossendem“ Spatmagnesit im dunklen Dolomit (Abb. 23, 24).

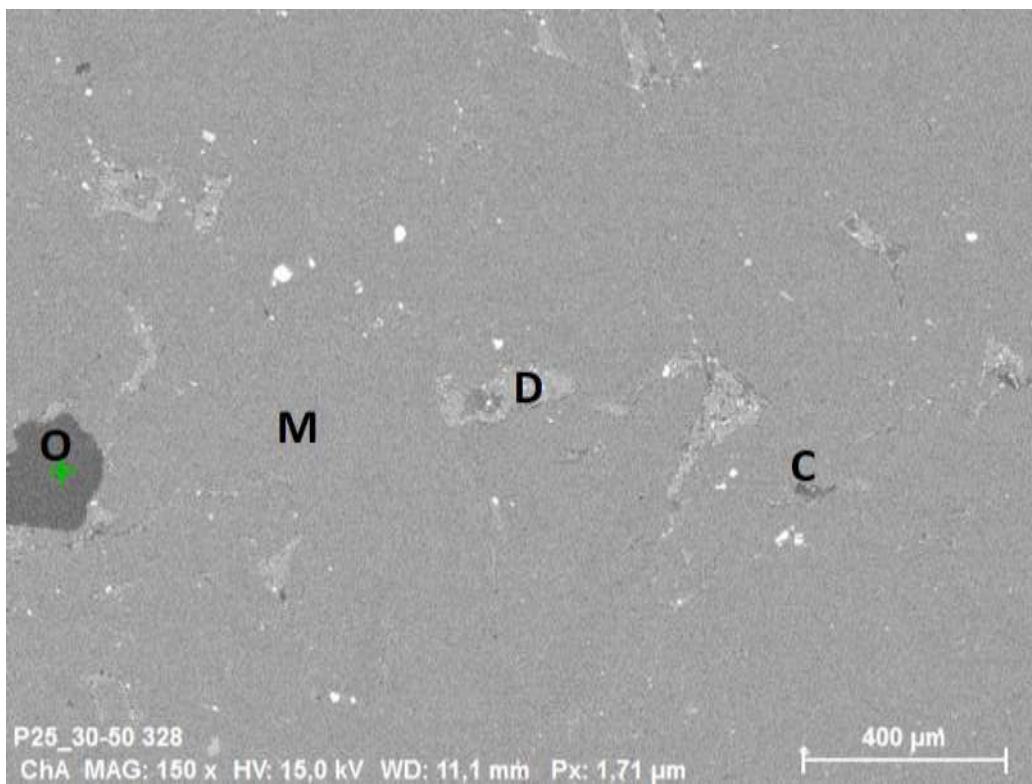


Abb. 20: Breitenau B 85; Bändermagnesit REM Übersichtsbild: Magnesit (M) mit Anreicherung dunkelgrauer Organik (O +) im „Vorgraphitstadium“, Redolomitisierungen (D) und Chlorit (C).

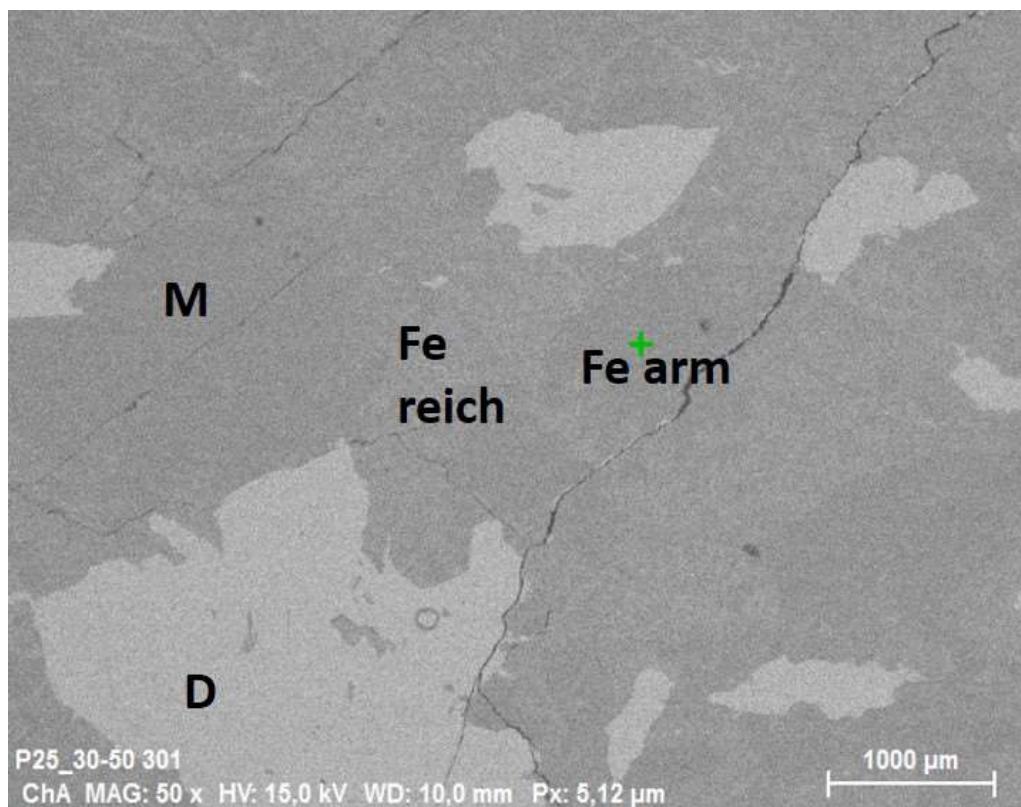


Abb. 21: Breitenau, B 1, „Magnesitsonne“; Magnesit (M) mit zumindest zwei Generationen von Magnesit (Fe-arm + etwas dunkler als Fe-reiche Partien). Ausgeprägte Redolomitisierung (D).

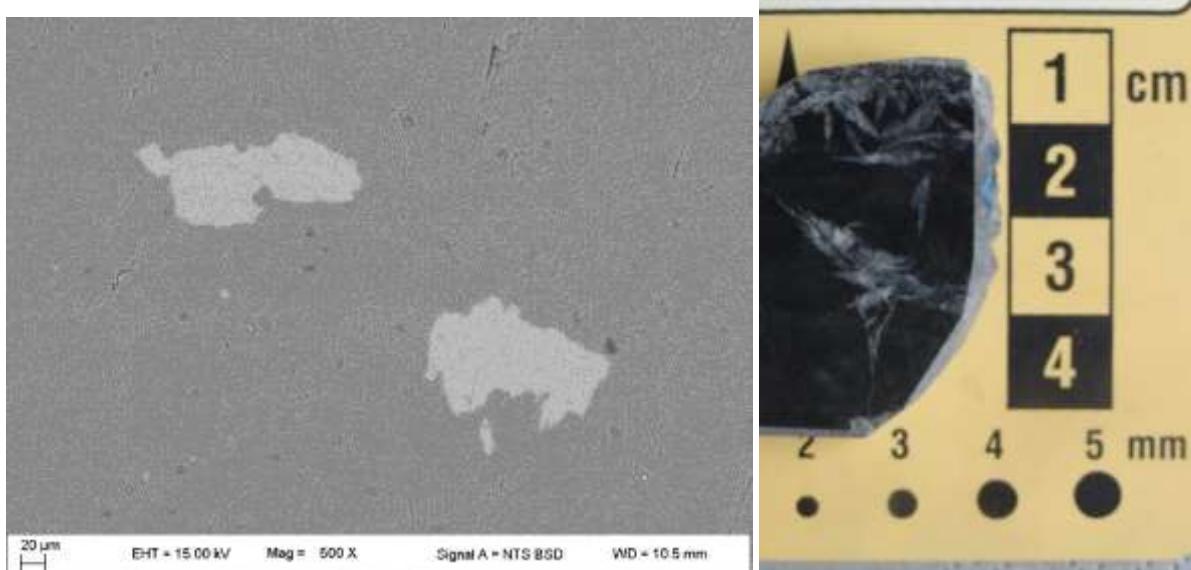


Abb. 22 : Breitenau, P 13; Bändermagnesit; stark korrodierte Reste des Protodolomits (D) in Magnesitkristall (M).



Abb. 23: Breitenau (P 16 M); schwarzer devonischer Dolomit mit metasomatisch gesprossstem grobkristallinen Magnesit.

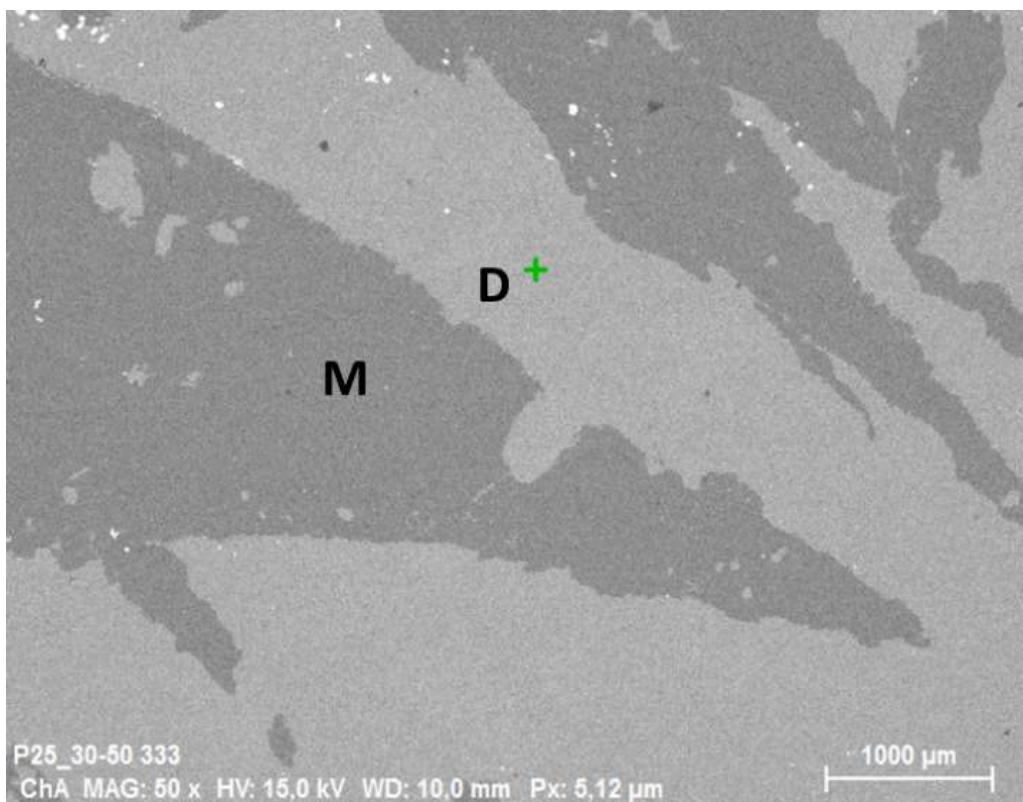


Abb. 24: Breitenau (P 16 M); im Protodolomit (D+) gesprossster grobspätiger Magnesit (M) in dem noch Reste des verdrängten Protodolomits auftreten.

Späte (post-magnesitische) Dolomitbildungen sind Rosszahndolomit und Redolomitisierung (Abb. 21, 22) in Nestern, entlang von Spaltrissen und Kristallgrenzen, sowie pigmentreiche grobe Dolomitkristalle (Gallhofer, 2010). Mitunter sind im REM auch dunkelgraue Putzen organischer Substanz feststellbar (Abb. 20). Diese belegen, ebenso wie

Vitrinituntersuchungen (Gallhofer, 2010), dass die kretazische thermische Überprägung das Graphitstadium noch nicht erreicht hatte. Weiter wurde Chlorit in Nestern sowie idiomorpher und framboidal Pyrit im Magnesit wie Protodolomit festgestellt.

Die $\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ -Werte streuen beim Magnesit zwischen -0,72 und -0,93 ‰. Deutlich isotopisch leichter sind die Protodolomite -0,13 bis +0,05 ‰ (Tab. 5).

Bei Gallhofer (2010) alaysierte Magnesitvarietäten zeigen MgO-/CaO-Gehalte zwischen 42,16/2,91% (dunkelgrauer, feinkörniger Magnesit) und 46,10/0,42% (weißer, grobkristalliner Magnesit). Das Gros der Bänder- und Pinolitmagnesite liegt zwischen 43,56 und 46,23 % MgO und 0,63 – 1,09 % CaO.

5.2. Hohentauern

In Hohentauern/Sunk treten grobspätige Spatmagnesite auf, die in dichte dunkelgraue, z.T. Flachwasserorganismen (Korallen, Crinoiden) führende Dolomite (D/1) eingelagert sind. Am metasomatischen Dolomit-Magnesit-Kontakt (Abb: 26, 27) finden sich grobkörnige Dolomite (D/2). Der Magnesit mit Pinolit-, Bänder- und Rosettentexturen ist unterschiedlich grobkörnig (Kristallgrößen bis in den cm-Bereich) ausgebildet. Im Spatmagnesit finden sich im Kleinstbereich noch Relikte (Phantome), des nicht in Magnesit umgewandelten Proto-Dolomits (D/1; Abb. 28,30).

Metamorphe (post-magnesitische) Mineralbildungen sind Talk, Chlorit, Grafit.



Abb. 25: Charakteristisch für Hohentauern/Sunk ist Pinolitmagnesit mit bis cm-großen Magnesitkristallen.



Abb. 26: Hohentauern; Dolomit am meta-somatischen Kontakt zum Magnesit. Unten dunkel-grauer, noch Fossil-führender Dolomit (H 7-1; D/1), darüber grob-körniger Dolomit (H 7-2; D/2).



Abb. 27: Hohentauern, H 7-2-M. Spatmagnesit am unmittelbaren meta-somatischen Konatkt zu D/1 und D/2. Direkter Anschluß nach oben von Abb. 27.



Abb. 28: Hohentauern, H 7-2 M; Talk (T +) in grobkönigen Spatmagnesit (M) mit Dolomitphantomen (D).



Abb. 29: Hohentauern, H 8; grobköniger Pinolitmagnesit.

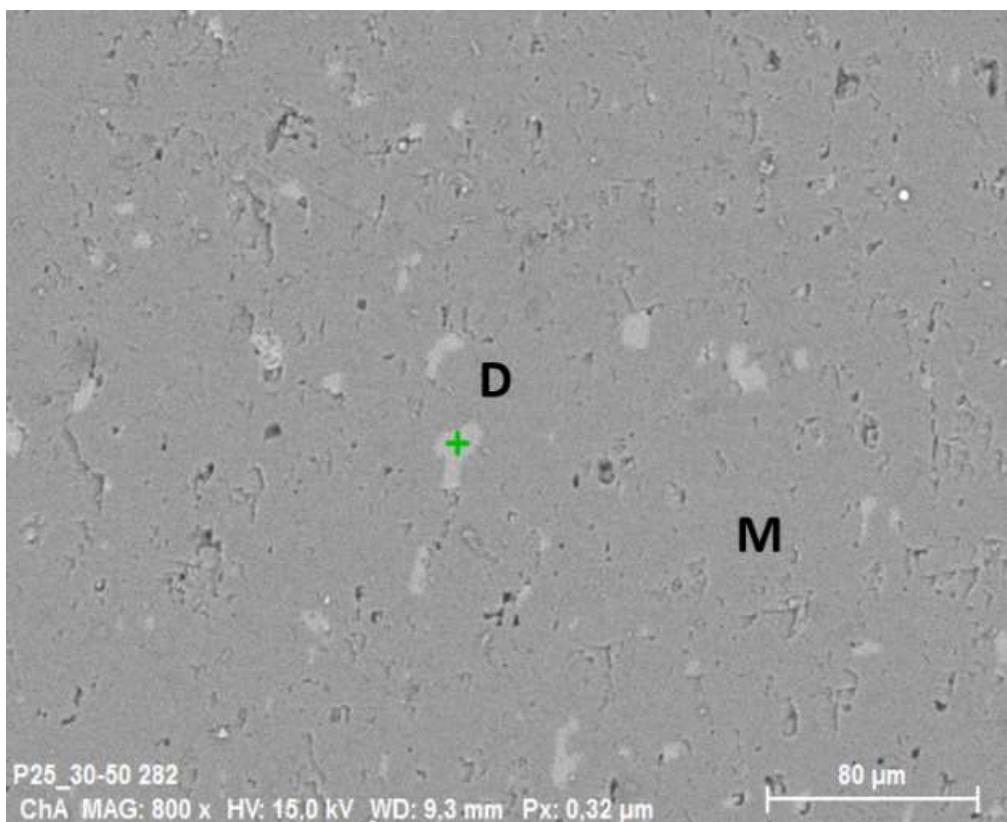


Abb. 30: Hohentauern, H 8; D + Reste (Phantome) von Protodolomit in grobkörnigem Pinolitmagnesit (M).

Neben in Bezug auf die Magnesitbildung prä- und syn(?)-genetischen Dolomit (D/1 und D/2) treten mehrere post-magnesitisch gebildete Dolomitphasen auf:

- Redolomitisierungen entlang von Magnesitkristallen und in Störungszonen (Abb. 31)
- Grobkristalliner Rosszahndolomit in Hohlräumen
- Kokardendolomit als hydrothermale Kluftbildung
- Dolomitklüfte im Kokadendolomit und Magnesit (Abb. 32).

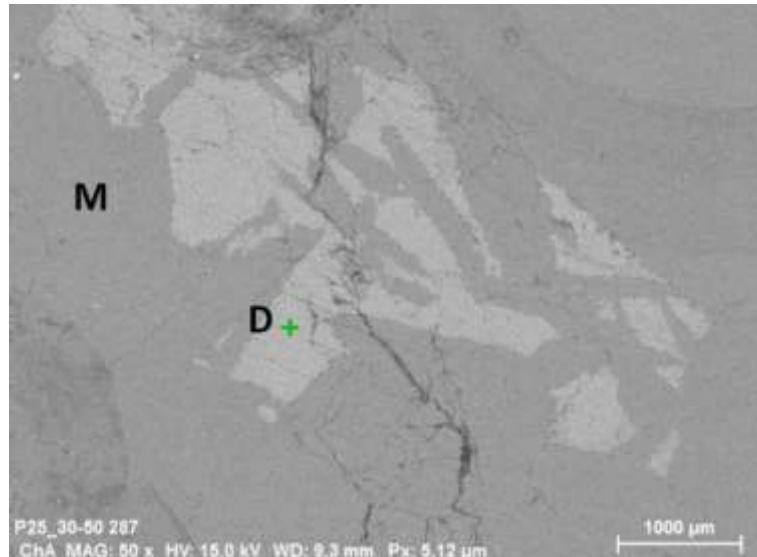


Abb. 31: Hohentauern, (H-8);
Redolomitisierungen (hellgrau, +)
im grobkörnigen Pinolit-magnesit

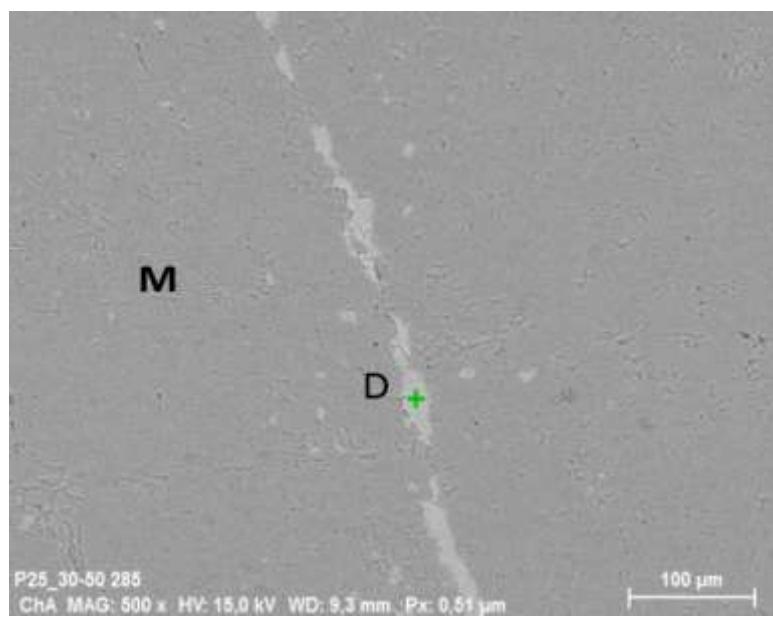


Abb.32: Hohentauern, (H-8);
Dolomitkluft (+) in grob-
körnigem Pinolitmagnesit.

Die $\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ der Magnesite aus der Lagerstätte Hohentauern/Sunk zeigen nur eine geringe Streuung 0,62 bis – 0,68 ‰ (Tab. 5).

Der Durchschnitt des bergmännisch abgebauten Magnesits lag bei 43,3 % MgO und 2,5 % CaO (Ebner & Prochaska, 2001). Der erhöhte CaO-Gehalt im Magnesit ist auf Dolomit-Relikte (Phantome des Protodolomits) und Redolomitisierung rückführbar. Aus Mikrosondeanalysen kalkulierte Werte lagen für Magnesitkristalle bei 45,27 – 48,67 % MgO (Durchschnitt 46,95 %) und 0,01 – 1,32 % (Durchschnitt 0,42 %) CaO (Azim Zadeh et al., 2015).

5.3. Hochfilzen

Abb. 33 - 36 : Verschiedene Magnesittypen aus dem Bereich von Hochfilzen (Weissenstein, Bürgl, Inschlagalm):

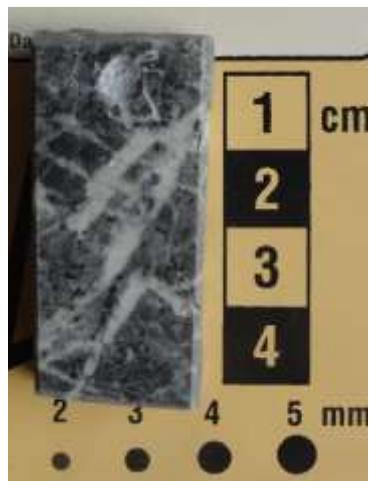


Abb. 33: Weissenstein,
hof-3; hellgrau bis
dunkelgrau/schwarzer
Magnesit.

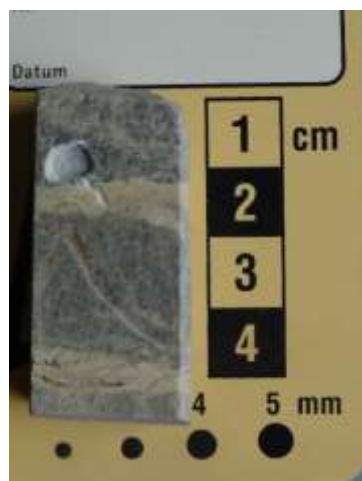


Abb. 34 : Grube Bürgl
Sohle 3, hof-7; hellbraun
bis grauer Magnesit.



Abb. 35 : Bürgl Abbaufeld
2, Zentralbereich, hof-10;
weisslich-grau-rötlicher
Magnesit.

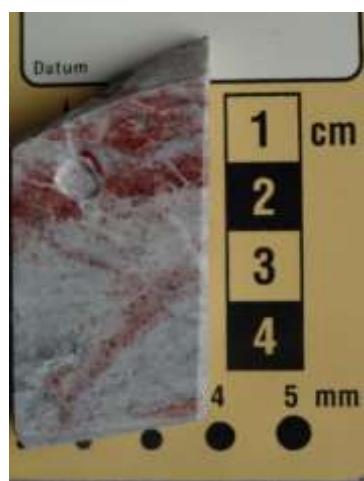


Abb.36: Weissenstein,
hof-4; hellgrau roter
Magnesit.

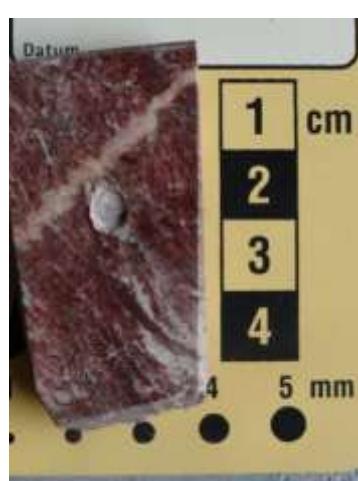


Abb. 37: Bürgl, Abbaufeld,
Zentralbereich, hof-9;
roter Magnesit.



Abb. 38: Grube Bürgl,
Bohrung, hof-11; brauner
Magnesit mit
Dolomitkluft.

Der Magnesit aus dem Bergbau Weissenstein und Bürgl ist feinkristallin und unterschiedlich gefärbt (dunkelgrau/schwarz, hellgrau, bräunlich-grau bis rötlich/rot) (Abb.

33 – 37). Auffallend sind auch hellbraune, sich sandig rauh anführende Magnesite (Abb. 38). Grobkörnige Magnesite treten auf der Inschlagalm auf.

Sekundär wird der Magnesit in Nestern von Dolomit und Calcit/Aragonit verdrängt.

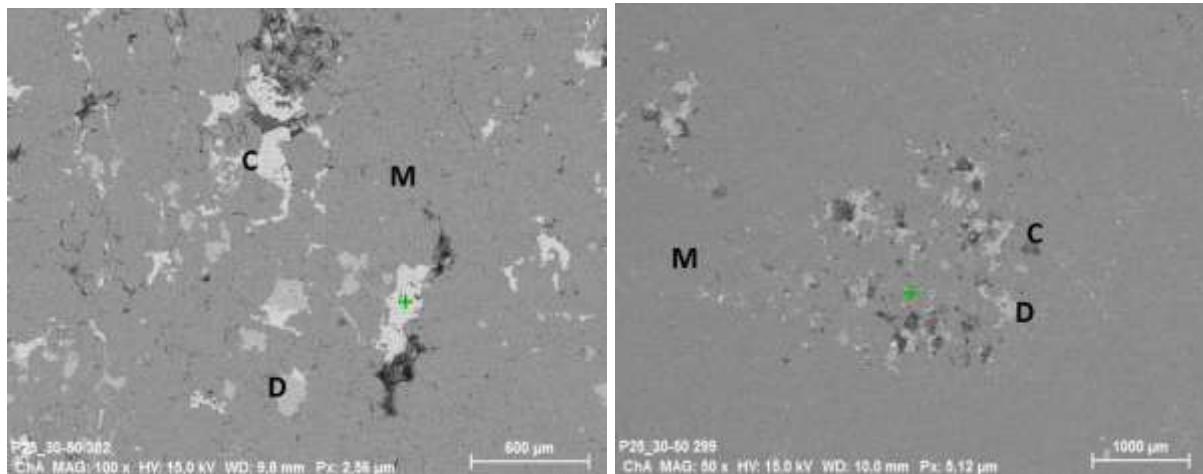


Abb. 39: Grube Bürgl Abbaufeld 2, hof-10; Magnesit (M) mit Nestern von sekundärem Dolomit (D) und Calcit/Aragonit (C +).

Abb. 40: Bürgl, hof-9; rötlich gefärbter Magnesit (M +), sekundäre Dolomitnester (D) und Chlorit (C)

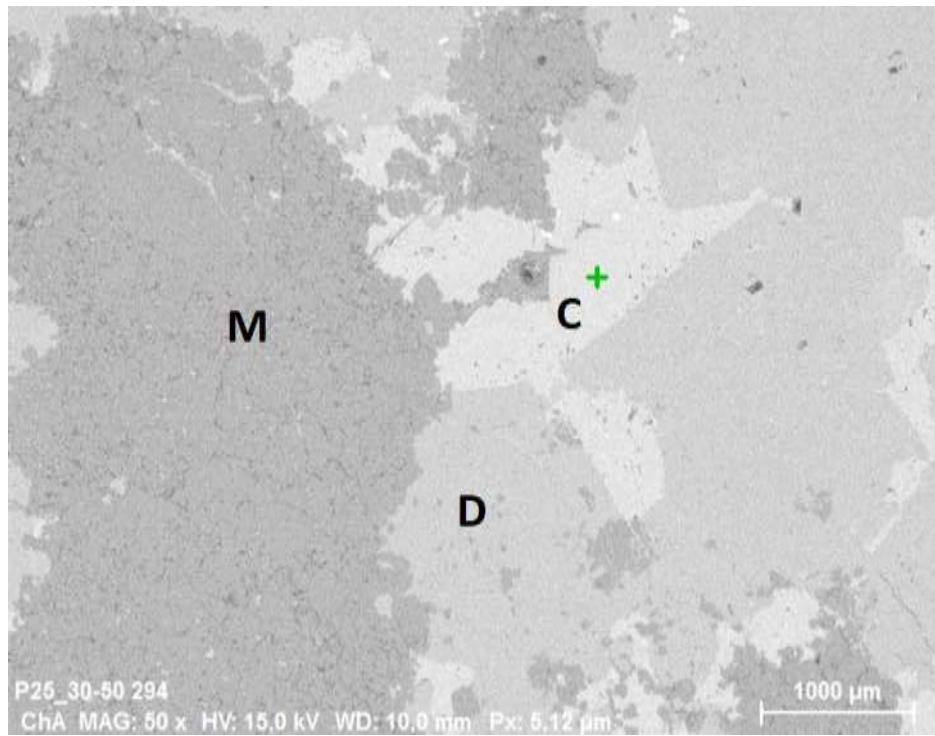


Abb. 41: Bohrung Grube Bürgl, hof-11; Magnesit (M) wird sekundär in Nestern von Dolomit (D) und Calcit (C +) verdrängt.

Bereichsweise zeigt der Magnesit im REM/EDS unterschiedliche Fe-Gehalte (Abb. 40, 41) und deutlichen Zonarbau (Abb. 43).

Mit unterschiedlicher Häufigkeit tritt Hämatit (Abb. 35 - 37 auf, der auch für die rötlichen bis roten Gesteinsfärbungen verantwortlich ist. Blättchenförmige Eisenoxide (Abb. 43) treten in Kluftbildungen auf. Oxidationsprozesse von Fe-Mineralen dürften auch für die braune Färbung der sandigen Magnesite verantwortlich sein.

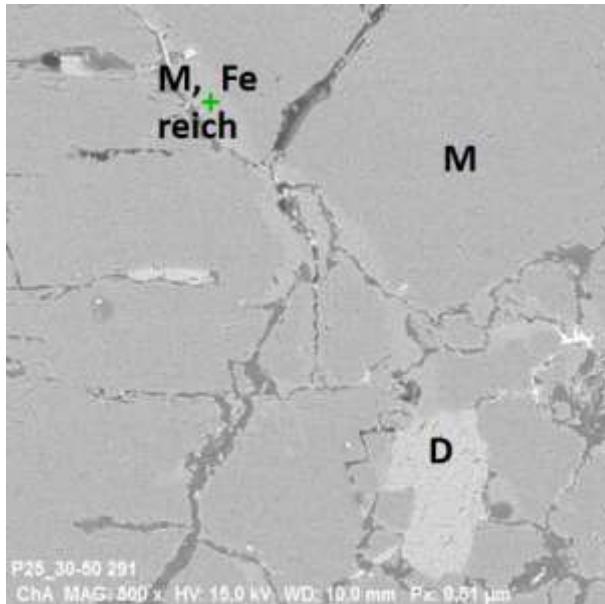


Abb. 42: Bohrung Bürgl Sohle 1, hof-11; brauner Magnesit mit unterschiedlich Fe-reichem Magnesit: Fe-reicher Magnesit (M +) und Fe-ärmerer Magnesit (M).

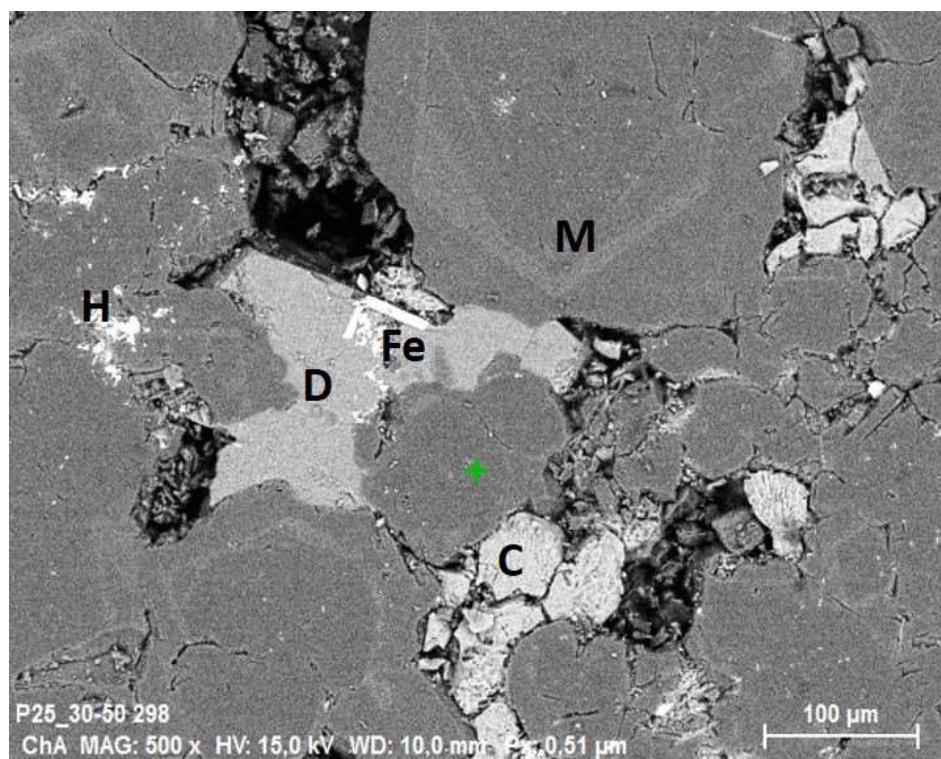


Abb. 43: Bürgl, Sohle 3, hof-9; roter Magnesit mit zonar gebauten Partien (M +). In Kluft Dolomit (D) und Calcit (C), entlang der Kristallflächen (Fe) Eisenoxid; Hämatitdurchstäubung (H).

Probe hof-12 von der Inschlagalm mit einem unregelmäßigen metasomatischen Kontakt eines braun gefärbten Spatmagnesits mit grauem primären Dolomit (Abb. 44). Das REM

(Abb. 43) zeigt Reste des Protodolomits auch innerhalb des Magnesits, der unterschiedliche Fe-Gehalte aufweist. In Zwickeln zwischen größeren Magnesitkristallen ist Chlorit angereichert. Die Klüfte sind calcitisch.



Abb. 44: Inschlagalm, Probe hof-12 D, M: Metasomatischer Kontakt von dunkelgrauem Devonkalk (hof-12 D) zu braunem Magnesit (hof-12 M; Details in Abb. 43).

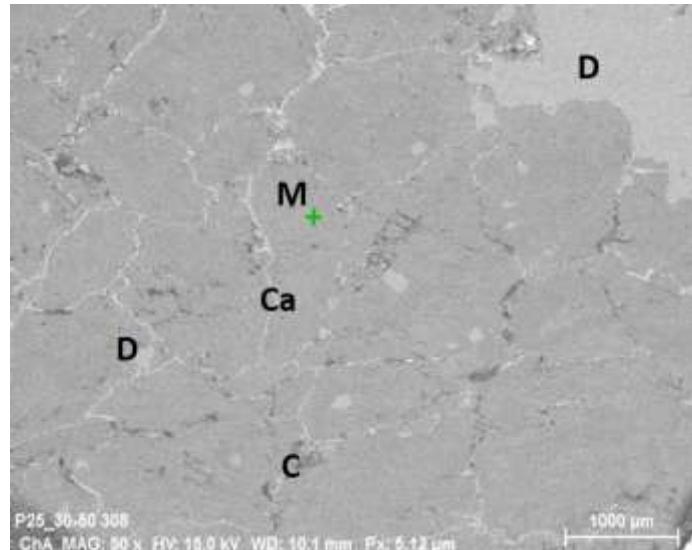


Abb. 45: Primäre Dolomitrelikte (D) in Spatmagnesit (M +); Klüfte Calcit (Ca). In Zwickeln zwischen größeren Magnesitkristallen Chlorit (C). Rechts oben metasomatischer Kontakt des braunen Magnesits (hof-12 M) zu Dolomit (hof-12 D).

Die $\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ -Werte der Magnesite aus dem Raum Hochfilzen streuen zwischen -1,04 und -1,21 ‰. (Tab. 6).

Das betriebliche Blockmodell zeigt durchschnittliche CaO-Gehalte für den Bergbau Weissenstein von 8,7 % CaO und für Bürgl 9,6 % CaO bezogen auf den Rohstein.

5.4. Radenthein

In Radenthein tritt neben grobkönigem Bänder- und Pinolitmagnesit auch reinweisser Magnesitmarmor auf (Abb. 44, 45). Im Verband mit dem Magnesit tritt grauer, feinkörniger Dolomit auf. Im Spatmagnesit sind auch Phantome von Protodolomit evident. Späte Dolomitbildungen treten im Magnesitmarmor lagig (? parallel zur Schieferung) und in Nestern mit diffusen Außenrändern auf. Beide können ineinander übergehen (Abb. 51).

Als metamorphe Bildungen wurde in den Handstücken und im REM Talk, Chlorit und akzessorisch auch Apatit festgestellt. Kluftfüllungen sind dolomitisch und clacitisch.



Abb. 46: Radenthein, Probe R 4-3; grober Spatmagnesit mit intensiver Talkbildung (in Flittern).



Abb. 47: Radenthein, R 4-3; weisser Magnesitmarmor.

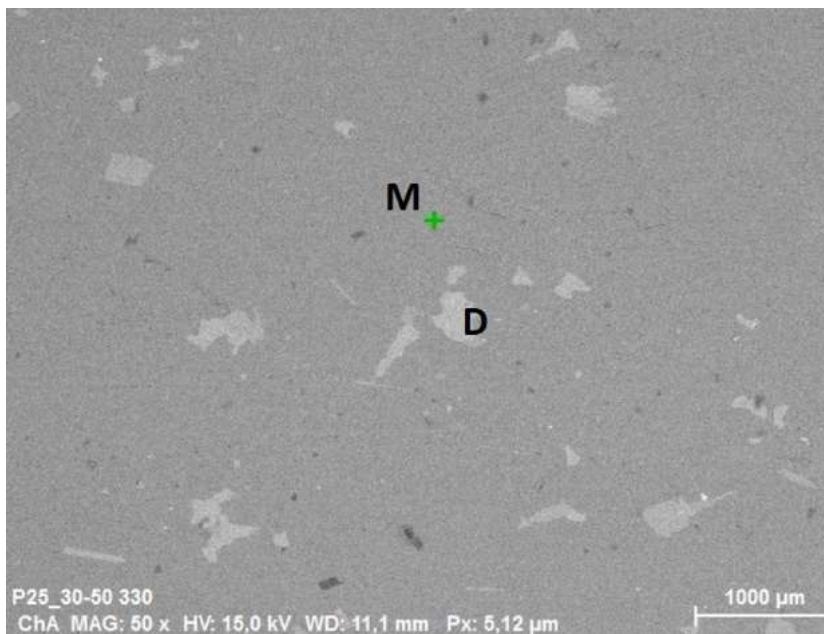


Abb. 48 : Radenthein R-5-2; Spatmagnesit (Übersichtsbild), Magnesit (M +), Dolomit (D).

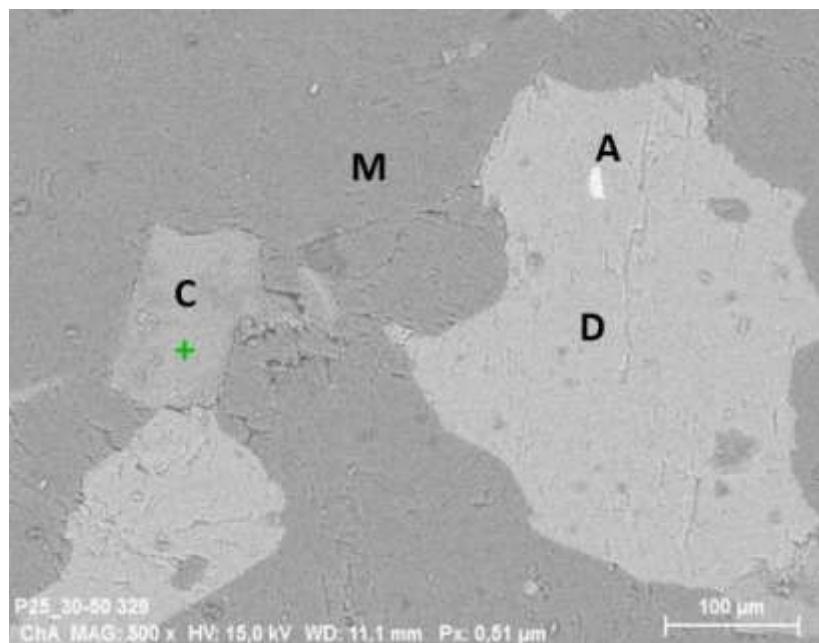


Abb. 49: Radenthein,
Magnesitmarmor, R5-2-2;
Magnesit (M), sekundärer
Dolomit (D) mit Resten
von Magnesit, Chlorit
(C+), Apatit (A).

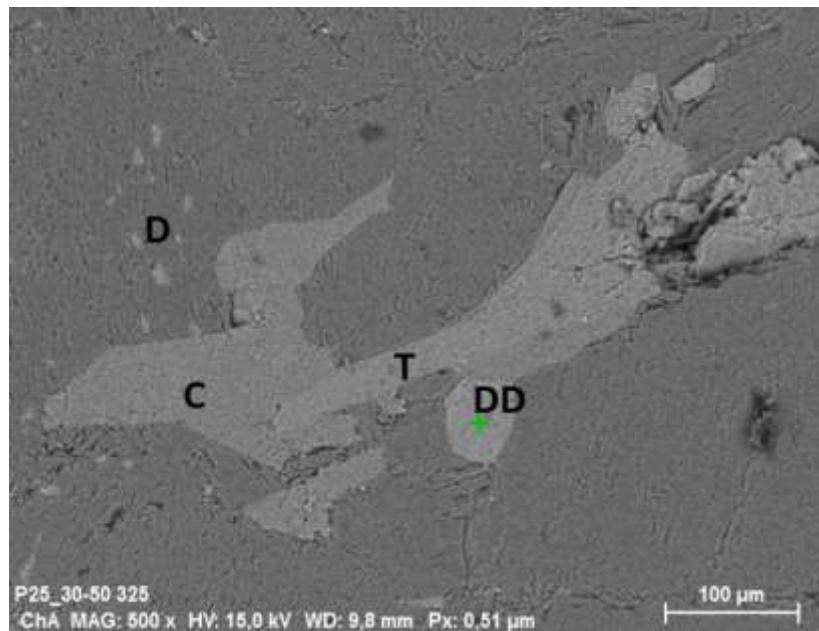


Abb. 50: Radenthein, R 5-
2-2; Spatmagnesit. Post-
magnesitischer Dolomit
(DD +), darüber Talk und
Chlorit im Magnesit (M);
kleine Phantome von
Dolomit im Magnesit (D).

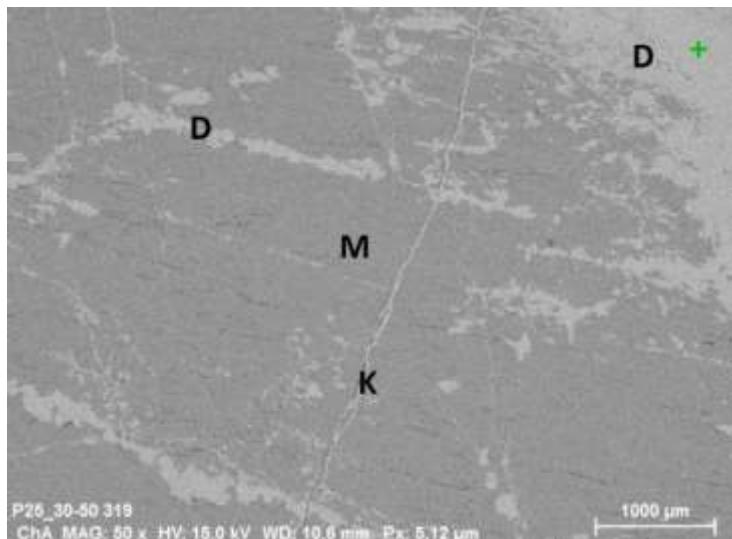


Abb. 51: Radenthein, R 4-3;
Sekundäre
Redolmitisierungen (D +)
im Magnesitmarmor (M)
lagig parallel zur
Schieferung und in Nestern
im Spatmagnesit. Klüfte(K):
Dolomit, Calcit

Die $\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ -Werte der Magnesite aus der Lagerstätte Millstätter Alm (Radenthein) zeigen eine große Streuungsbreite (-0,49 bis -0,84 ‰) (Tab. 5). Für Radenthein typisches Material aus dem Abbau zeigte 2014 für CaO einen Mittelwert von 3,02 Gew. % bezogen auf den Rohstein (RHIMagnesita).

5.5. Kaswassergraben

Der bräunlich gefärbte Magnesit des Kaswassergraben ist grobkristallin (Kristalle bis in den cm-Bereich). Das REM zeigt im Magnesit Zonarbau mit Fe-reicherem (helleren) und Fe-ärmerem (dunkleren) Lagen (Abb. 53, 54). Weiter finden sich Relikte von Dolomit (Abb. 54) und postmagnesitisch gebildetem idiomorphem Pyrit (Abb. 55). In einer Probe (Kas-2) wurde im Anschliff Zinkblende festgestellt.

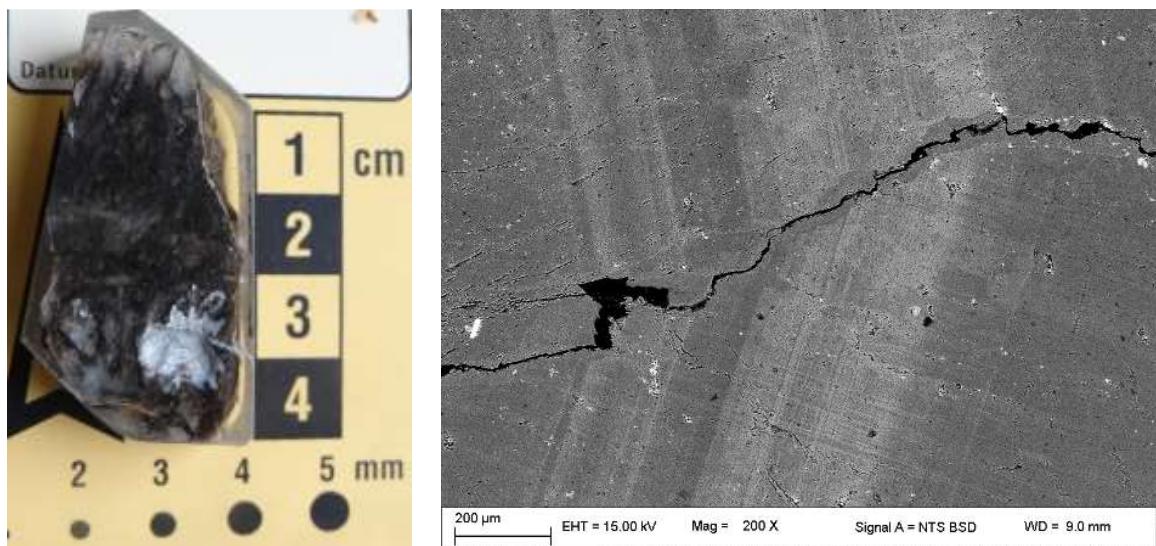


Abb. 52: Kaswassergraben, Kas-1;
grobkristalliner Magnesit.

Abb. 53: Kaswassergraben (Kas 1) zoniert
gebauter Magnesit mit Magnesitlage
unterschiedlichen Fe-Gehalts (dunkelgrau Fe-
reicher; hellgrau Fe-ärmer)

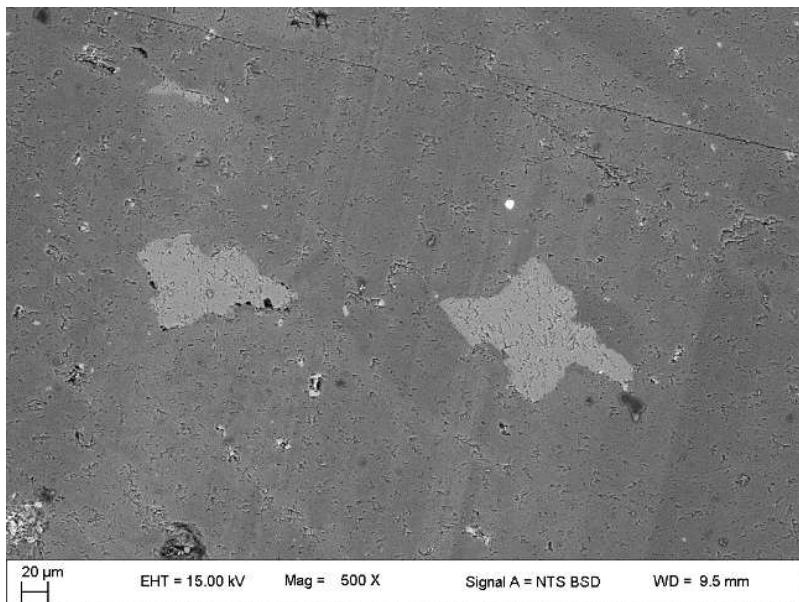


Abb.54: Kaswassergraben (Kas 1), zoniert gebauter Magnesit mit Relikten von Dolomit.

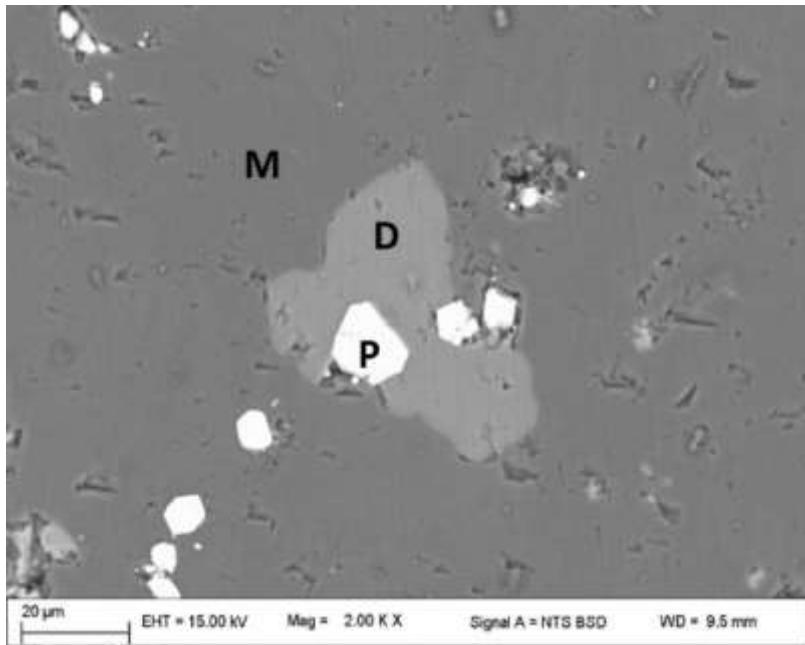


Abb. 55:
Kaswassergraben (Kas 1).
Magnesit mit
Dolomitrelikten (D) und
postmagnesitisch
gebildetem idiomorphem
Pyrit (P)

Die $\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ -Werte der Magnesite des Kaswassergrabens liegen zwischen -1,27 und -1,37 ‰ (Tab. 5).

5.6. Kraubath

Das Wirtsgestein des kryptokristallinen Magnesits von Kraubath ist Serpentinit und Dunit. Der Magnesit ist homogen ausgebildet. An nicht magnesitischen Komponenten treten nur im Kleinbereich Relikte von nicht umgewandelten Serpentin auf, der innig mit dem Magnesit verwachsen ist. Die Kristallgrößen des Magnesit liegen im Bereich von wenigen μm .

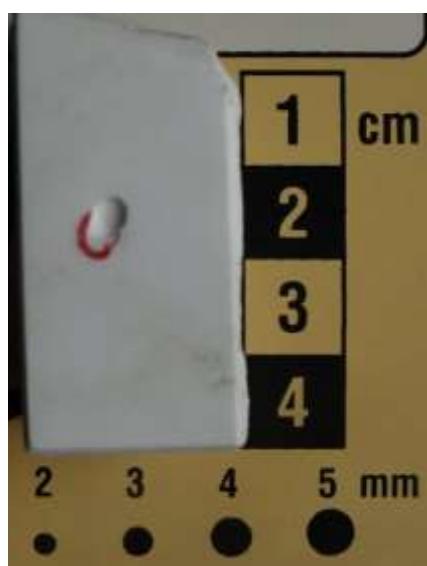


Abb. 56: Kraubath, Augrabben, Au 45;
homogen ausgebileter kryptokristalliner
Magnesit.

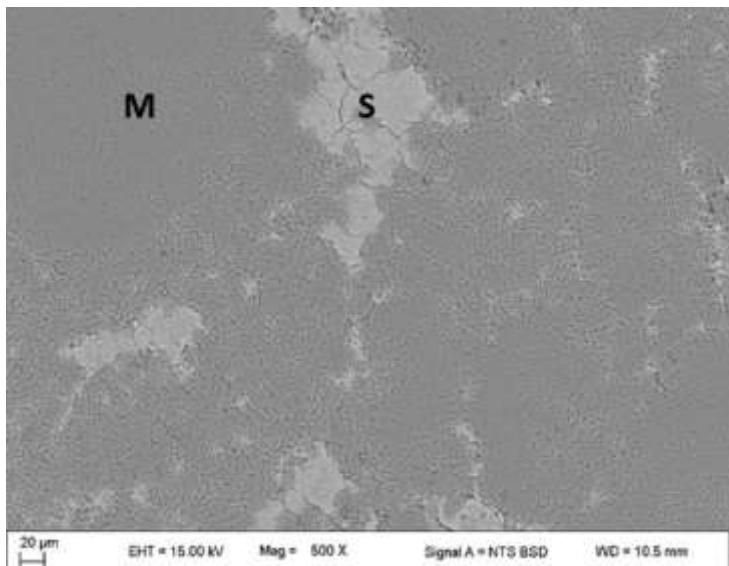


Abb. 57: Kraubath, Augrabben, Au 45;
Nester mit nicht umgewandelten Serpentin
(S) im Magnesit (M).

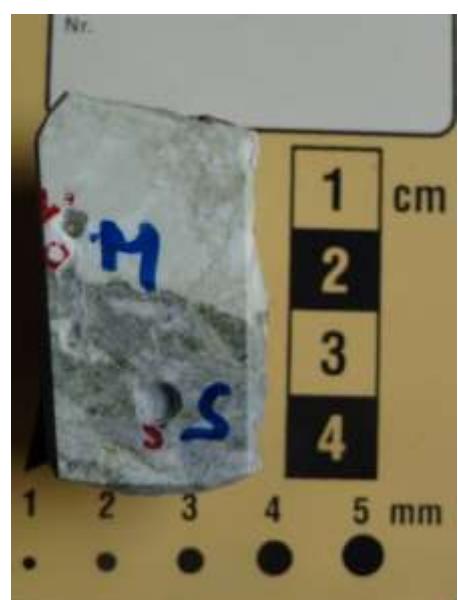


Abb. 58: Kraubath, Augrabben, Au 31:
Gangbildung von Magnesit (in Brekzie)
im Serpentinit (Detail in Abb. 59).

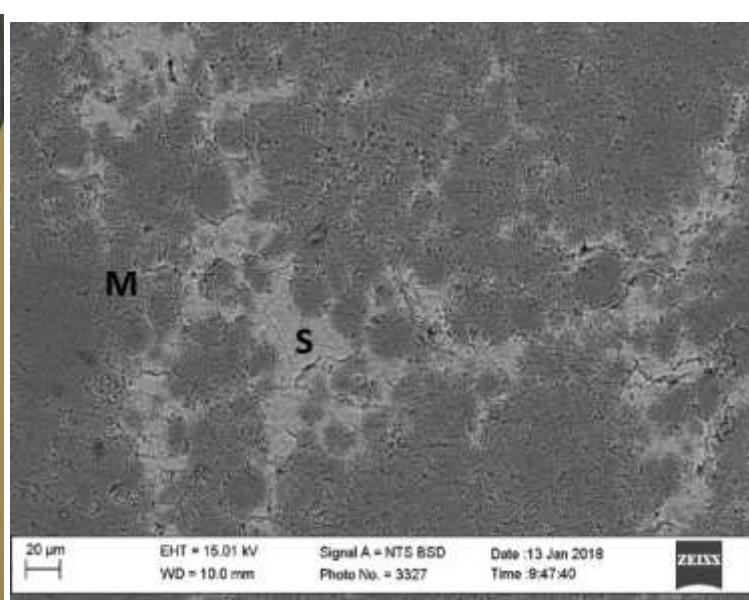


Abb. 59: Kraubath, Augrabben, Au 31:
Nester mit nicht umgewandelten Serpentin
(S) im kryptokristallinen Magnesit (M).

Tab. 1: Hauptelemente von kryptokristallinem Magnesit aus dem KraubatherSerpentinitstock (aus Thalhammer et al. 2010). KB Au- und Sommergraben, LO Lobminggraben, MA Mangehube.

wt %	Hauptelemente											
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
KB 12,2	1,3	< 0,01	0,08	0,02	47,25	0,38	< 0,01	< 0,01	< 0,001	< 0,01	51,15	100,2
KB 4,6	1,22	0,01	0,05	0,02	46,31	0,52	< 0,01	< 0,01	< 0,001	< 0,01	51,2	99,35
LO 4,4	4,17	0,01	0,63	0,04	46,09	0,31	0,04	< 0,01	0,003	< 0,01	49,2	100,5
LO 4,9	2,2	0,03	0,47	0,03	47,15	0,3	0,03	0,02	0,003	< 0,01	50,46	100,7
MA 2,1	5,47	0,02	0,99	0,08	45,41	0,11	0,05	< 0,01	0,003	< 0,01	48,28	100,4

Die $\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ -Werte des stark fraktionierten Kraubather Magnesits zeigt eine große Variation (- 2,88 bis - 1,93‰; Tab. 6).

Die $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ – Werte variieren von -23 bis -10 ‰, die $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ – Werte von 24 – 27% (Unterweissacher, 2013).

5.7. Bela Stena

REM-Bilder zeigen feinstkörnigen Magnesit mit bereichsweise lagig-porösen Partien. Der z.T. konzentrische Lagenbau ist neben Magnesit durch Chalzedon und organische Sedimentpartikel bestimmt. Diese Strukturen legen nahe, dass organische Prozesse (? Algen, Bakterien) Anteil an der anorganischen Magnesitbildung hatten (Abb. 60, 61).

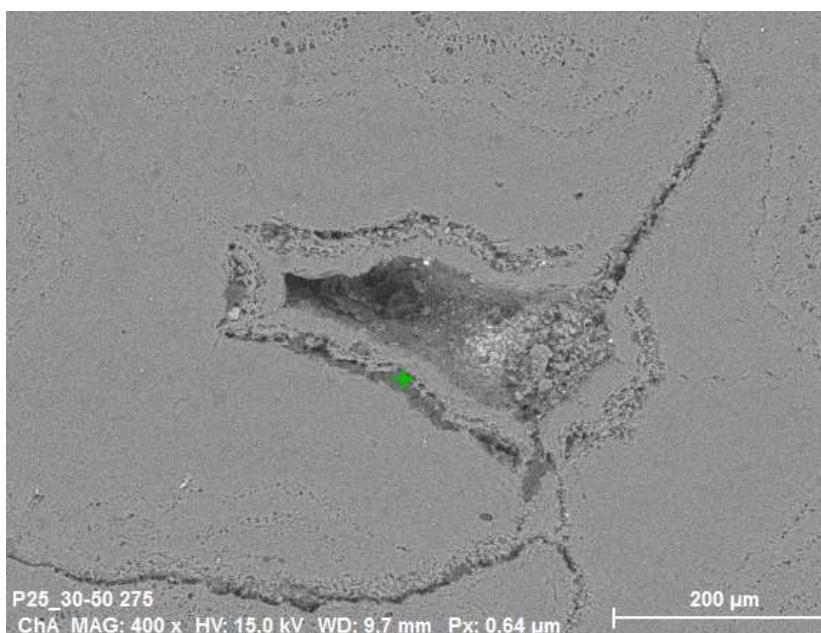


Abb. 60: Bela Stena, bs-2; konzentrisch umrandete Pore und lagig-porige Sedimentbereiche im feinstkörnigen anorganisch gefällten Magnesit.

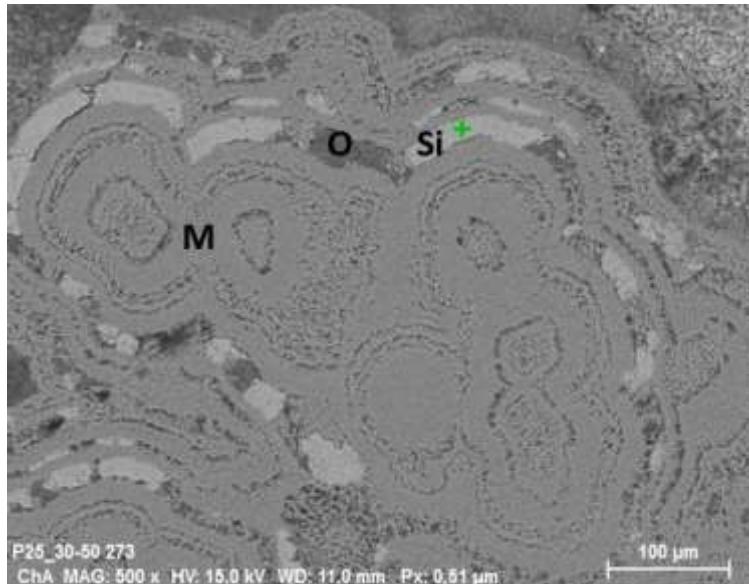


Abb. 61: Bela Stena, bs-2; lagenförmige, konzentrische Sedimentpartien im Magnesit: Magnesit (M), Chalzedon (Si +), Organik (O).

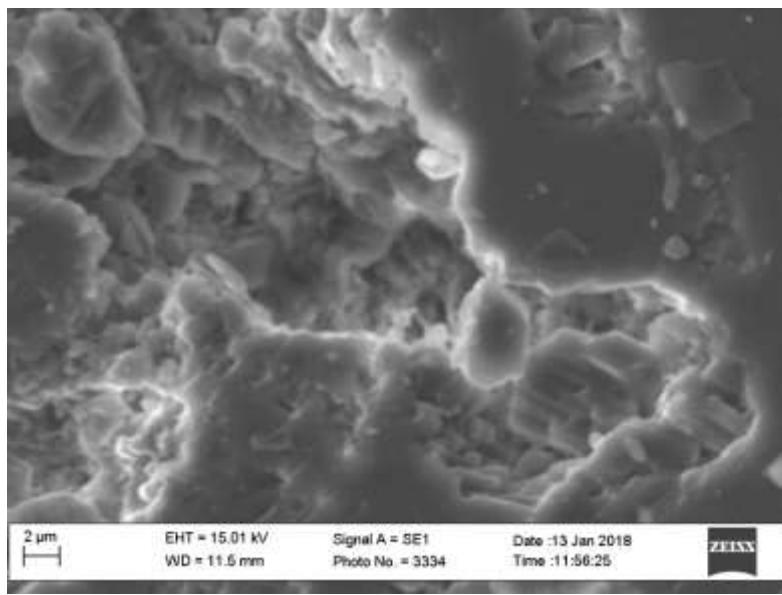


Abb.62: Der Magnesit ist aus Komponenten einer Korngröße von wenigen μm aufgebaut.

Tab.2 zeigt die durch RFA ermittelte chemische Hauptelementzusammensetzung des Probenmagterials von Bela Stena. Bs-2 und bs-3 sind Sammelproben für die verwendungstechnische Charakterisierung (Analytik RHI/Magnesita).

Die $\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM}-3}$ -Werte des Magnesits zeigen eine große Variation -1,07 bis -0,42 ‰ (Tab. 6).

Tab. 2: Hauptelementanalysen des Magnesits von Bela Stena (Analytik RHIMagnesita).

		bs_1	bs_2	bs_3	bs_4	bs_5	bs_6
ZrO₂	[wt. %]	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	[wt. %]	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe₂O₃	[wt. %]	0,56	0,21	0,18	0,32	0,17	0,05
MnO	[wt. %]	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Cr₂O₃	[wt. %]	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO₂	[wt. %]	0,04	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00
CaO	[wt. %]	2,34	1,12	1,63	3,27	1,83	0,97
K₂O	[wt. %]	0,14	0,02	0,02	0,04	0,03	0,00
P₂O₅	[wt. %]	0,02	0,03	0,38	0,04	0,60	0,01
SiO₂	[wt. %]	5,55	2,31	2,50	2,80	2,63	0,15
Al₂O₃	[wt. %]	0,99	0,30	0,28	0,50	0,30	0,01
MgO	[wt. %]	42,79	45,01	44,46	42,92	44,82	46,18
Na₂O	[wt. %]	0,05	0,06	0,06	0,04	0,07	0,04
LOI	[wt. %]	46,84	50,38	49,93	49,27	48,89	52,10

5.8. Bushveld/Südafrika

Die reinweisse, homogene Probe feinkristallinen Magnesits hat eine hohe Porosität (Zunge bleibt an der Oberfläche kleben!).

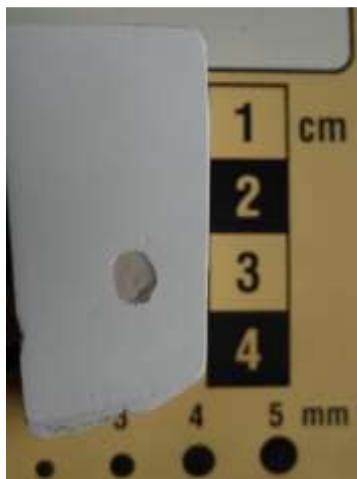


Abb. 63 : Magnesit aus dem Bushveld Komplex (Bushv-1)/Südafrika.

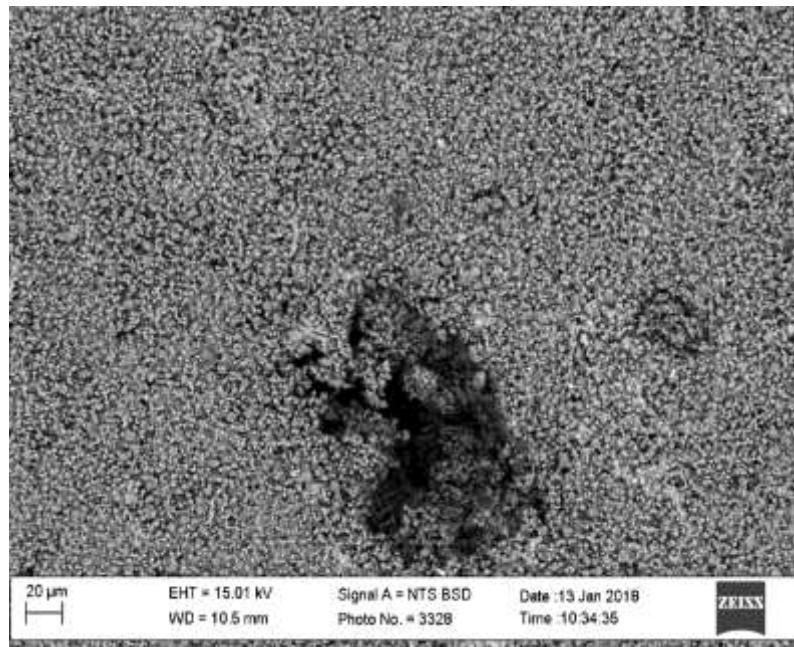


Abb. 64: Probe Bushv-1; der Magnesit ist aus Kristallen einiger μm aufgebaut. Schwarz, eine der zahlreichen Poren.

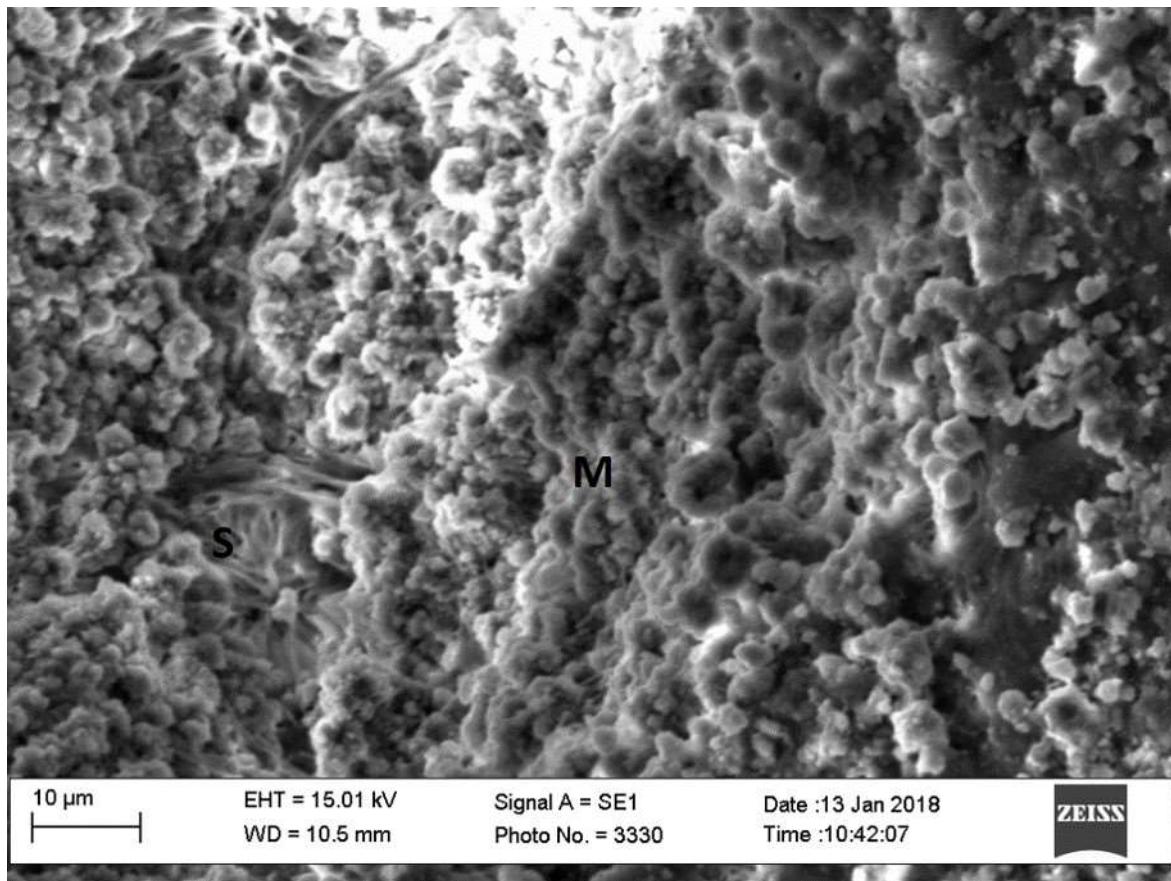


Abb. 65: Probe *Bushv-1*); Die Kristallitgröße des Magnesits (M) beträgt max. 4 μm ; die Nadeln im linken Bildteil sind Serpentinfasern (S).

Der $\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ -Wert von *Bushv-1* liegt bei $-1,80\text{ ‰}$ (Tab. 6).

5.9. Poldasht/Türkei

Der Magnesit von Poldasht ist gering verfestigt und überaus feinkristallin ausgebildet. Die Durchmesser der körnigen Magnesitkristalle liegen im Bereich einiger weniger μm (Abb. 67). Dazu kommen noch blättchenförmig ausgebildete Mg-Minerale (Abb. 58). Die Röntgendiffraktometrie weist Magnesit als Hauptbestandteil neben Albit, Dolomit, Montmorillonit, Kaolinit, Quarz, Hornblende, Muskovit/Illit, Chlorit und Augit aus. Die im REM/EDS nachgewiesenen akzessorischen Mineralkomponenten (Albit, Amphibol, Orthopyroxen, Pyroxen, Kalifeldspat, Chromit, Klinopyroxen, Plagioklas, Olivin, Quarz, Apatit, Enstatit, Mg-Amphibol, Muskovit, Rutil, Zirkon) mit maximalen größten Abmessungen bis 50 μm werden aufgrund ihrer eckigen Kornform als detritär eingetragene Sedimentkomponenten angesehen. Als Liefergebiet kommt das basaltische und paläozoisch-mesozoisch vulkanosedimentäre Hinterland in Betracht.

Die $\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ -Werte des Magnesits sind stark schwankend: $-0,42$ bis $+1,01\text{ ‰}$ (Tab. 7).

Abb. 66: Poldasht;
feinkörniges magesitisches
Sediment (Pol. 4) mit
vereinzelten Einstreuungen
klastischer
Mineralkomponenten. Im
Bild Albit (+).

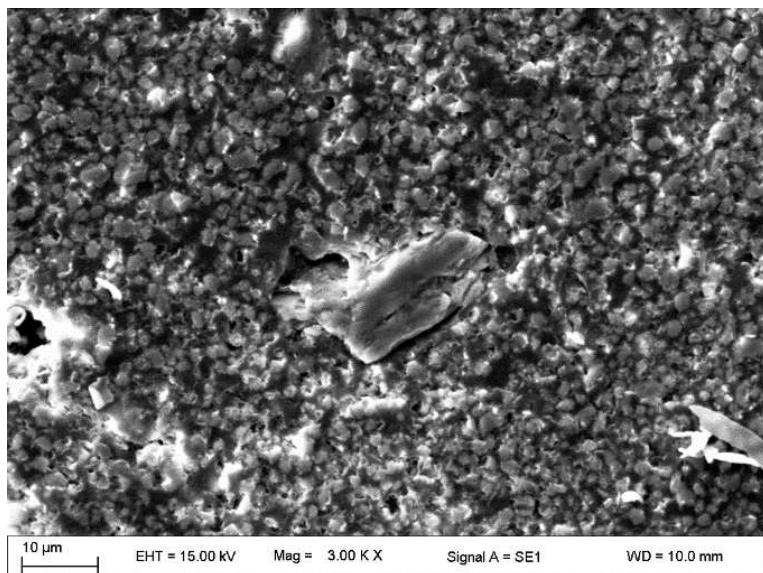
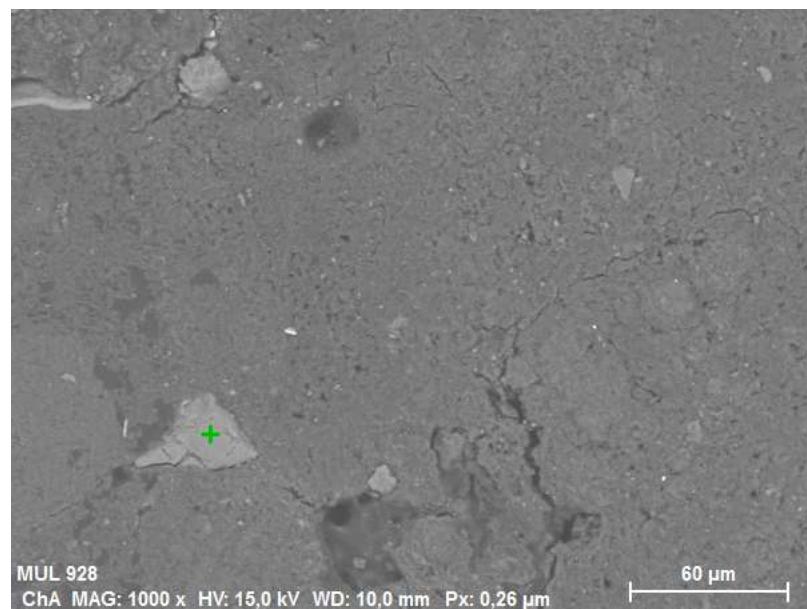


Abb. 67: Poldasht, Pol. 2;
feinstkörnige
Magnesitkristalle, darin
detritärer Plagioklas.

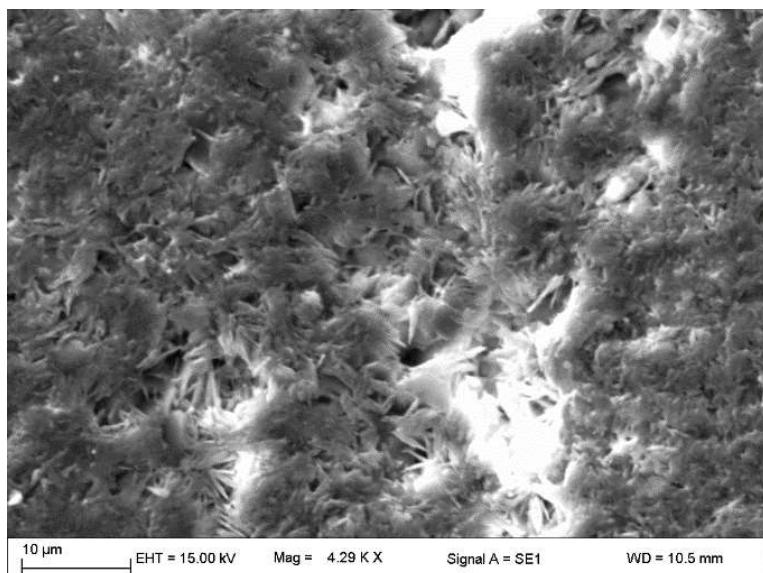


Abb. 68: Pol. 2;
feinstkörnige
blättchenförmische Mg-
Minerale.m

Tab. 3: Hauptelementanalysen (ACTLABS/Toronto) des Polasht Magnesits (Pol 1 – 5), Magnesits reich an pflanzlichen Resten (Org. 1 – 2) und der darunter lagernden Basalte (Pol 8 – 11).

Proben	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI
MAGNESIT											
Org1	3,46	0,57	0,25		0,006	41,77	0,93	1,64	0,16	0,03	0,05
Org2	3,2	0,47	0,17		0,005	41,46	1,17	2,32	0,3	0,019	0,05
POL 1	3,49	0,37	0,16		0,005	41,9	2,69	0,7	0,13	0,018	0,05
POL 2	4,16	0,44	0,2		0,005	41,92	1,1	0,56	0,07	0,023	0,04
POL 3	8,36	0,3	0,14		0,004	34,37	7,48	0,26	0,04	0,015	0,08
POL 4	4,47	0,4	0,16		0,005	36,96	1,31	0,9	0,09	0,017	0,08
POL 5	5,56	0,45	0,11		0,004	35,09	8,44	0,88	0,13	0,01	0,05
BASALT											
POL 8	53,49	16,43	8,56		0,139	6,57	8,31	3,53	1,04	1,228	0,37
POL 9	53,29	15,66	8,65		0,139	6,78	8,15	3,55	1,02	1,219	0,3
POL 10	54,26	15,68	8,74		0,139	6,76	8,12	3,52	1,08	1,232	0,35
POL 11	53,22	15,73	8,81		0,141	6,73	8,3	3,47	1,02	1,282	0,33
											1,14

Wasserproben:

Restwasser aus Evaporitpfannen (Playa Lake): Pol 2, Pol 5, Pol 7 (Abb. 69).

Grundwasser aus Trenches in der Magnesitablagerung: Pol 1, Pol 3, Pol 4, Pol 6. (Abb. 70)

Seewasser: Pol 8, Pol 9

Flusswasser: Pol 10

$\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ -Werte der Wässer:

Restwasser aus Evaporitpfannen (Playas): + 2,51 bis 2,59 ‰

Grundwasser aus Trenches in der Magnesitablagerung: + 0,55 bis 2,59 ‰.



Abb. 69: Poldasht, Wasser Pol 2; Playa mit Restwasser.



Abb. 70: Poldasht, Wasser Pol 4; mit Grundwasser gefüllter Trench im Magnesit.

Tab. 4: pH-Werte und Anionen der Poldasht Wässer



Element	pH	Element	F	Cl	NO3	NO2	SO4	SO3	PO4	Br
Unit		Unit	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Method	Env-01	DL	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
CO		Method								
CO		POI Water-01	<0.1	283.68	3.2	<0.1	144.12	<0.1	4	0.1
Pol WATER-01	8.92	POI Water-02	<0.1	4255.2	7.2	<0.1	120.1	<0.1	95	0.1
Pol WATER-02	9.33	POI Water-03	<0.1	443.25	4.5	<0.1	408.34	<0.1	18	0.1
Pol WATER-03	8.76	POI Water-04	<0.1	354.6	1.2	<0.1	201.76	<0.1	3	0.1
Pol WATER-04	8.61	POI Water-05	0.73	15779.7	8.1	<0.1	4491.7	<0.1	0.4	65
Pol WATER-05	9.67	POI Water-06	0.58	2482.2	3	<0.1	281.03	<0.1	70	5
Pol WATER-06	9.34	POI Water-07	0.99	9485.5	2.7	<0.1	7768.06	<0.1	50	65
Pol WATER-07	9.41	POI Water-08	<0.1	41222.2	15	<0.1	25941.6	<0.1	0.7	15
Pol WATER-08	9.26	POI Water-09	0.55	13474.8	4.2	<0.1	8839.36	<0.1	0.9	65
Pol WATER-09	9.46	POI Water-10	0.1	49.64	1.7	<0.1	9.6	<0.1	1.1	0.1
Pol WATER-10	8.8									

6. Diskussion und Schlussfolgerungen

Die vorliegende Studie bringt die ersten Angaben über die Mg-Isotopie alpiner Spatmagnesite und versucht zudem erstmalig die Mg-Isotopie genetisch diverser und geologisch unterschiedlich situierter Magnesitlagerstätten/-vorkommen in Österreich, Serbien und des Iran zu beleuchten. Unter Berücksichtigung der für die chinesischen Magnesite bekannten $\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ -Werte (Dong et. al., 2015) werden alle aus der Literatur bekannten globalen Typen ökonomisch wichtiger Magnesitlagerstätten inklusive des erst in Bearbeitung befindlichen rezenten in Umfeld von Basalt auftretenden Poldasht Magnesit angesprochen. Die bisher bekannte Bandbreite der Mg-Isotopie von Magnesitlagerstätten ($-2,88 \leq \delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}} \leq +1,04 \text{ ‰}$) ist weit gestreut und zeigt deutliche Clusterbildungen für genetisch unterschiedliche Magnesitlagerstätten:

	$\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ in ‰
Kryptokristalliner Magnesit vom Kraubath-Typ	-2,88 bis -1,80 ‰
Karbonat gebundene Spatmagnesite	-1,53 bis -0,49 ‰
Sedimentärer Magnesit vom Bela Stena-Typ	-1,07 bis -0,42 ‰
Basalt bezogener Poldasht-Magnesit:	-0,65 bis +1,04 ‰

Damit sind die Typen global wichtiger Magnesitlagerstätten vollständig über stabile Isotope ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{26}\text{Mg}$) charakterisierbar (Abb. 71 – 75). In der Mg-Isotopie wird dabei eine massenabhängige Fraktionierung der Isotopen ^{25}Mg und ^{26}Mg gegenüber dem ^{24}Mg Isotop nachgewiesen (Abb. 71).

Bei den O- und C-Isotopen bestätigen die untersuchten Proben die bereits aus der Literatur bekannte Gruppierung. Die Kraubath-Mgnesite bilden einen abgesetzten Cluster im Bereich negativer $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ -Werte (Abb. 72). Spatmagnesit und Bela-Stena-Magnesit sind bei

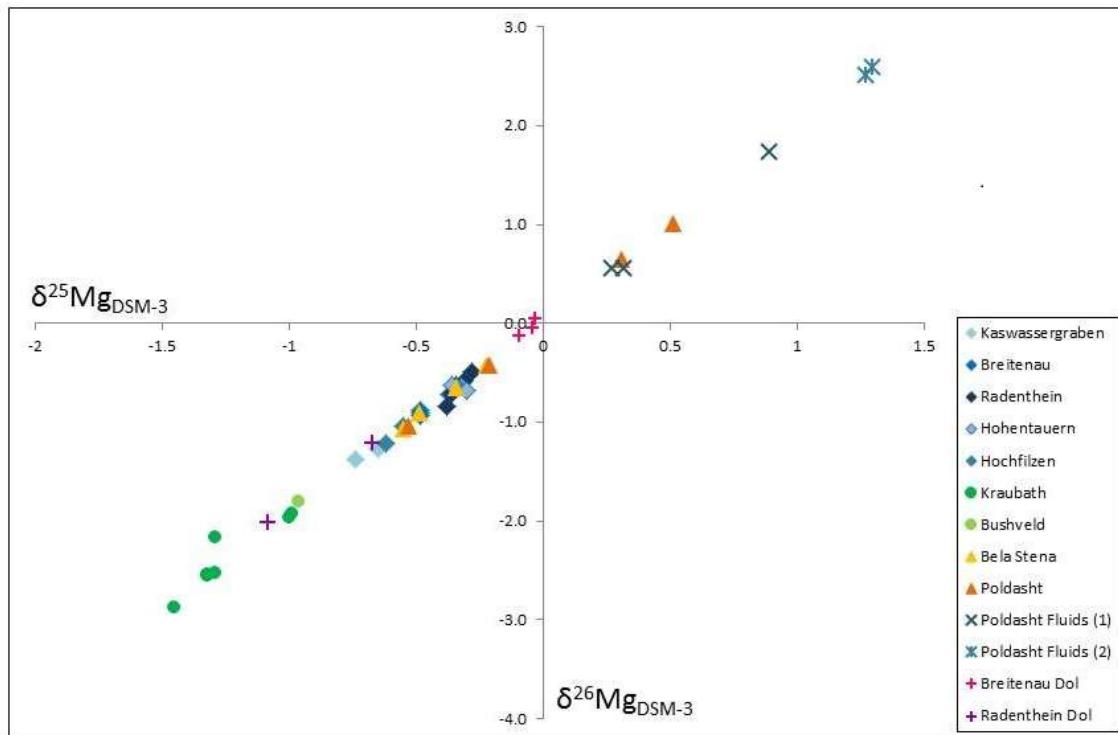


Abb. 71: 3-Isotopenplot ($\delta^{25}\text{Mg}$ vs. $\delta^{26}\text{Mg}$ in ‰ DSM-3) der die massenabhängige Fraktionierung aller untersuchten Proben darstellt.

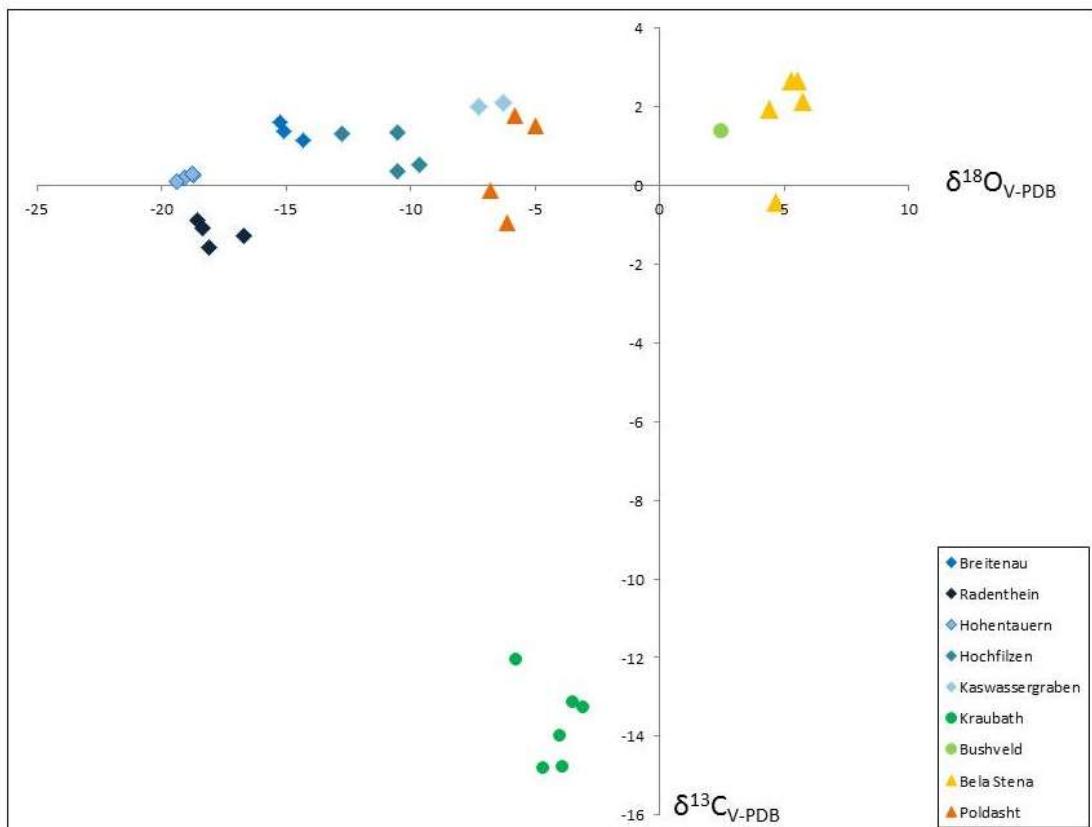


Figure 72: $\delta^{18}\text{O}$ - vs. $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (in ‰ V-PDB) zur Darstellung der unterschiedlichen Isotopensignaturen der untersuchten Magnesit Lagerstätten.

$\delta^{13}\text{C}$ V-PDB- Werten von -2 bis +2 ‰ in den $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ -Werten von -18 bis -20‰ linear bis um +5‰ für den Bela Stena-Magnesit angeordnet. Der Poldasht-Magnesit liegt entlang dieser Linie im Bereich von -7 bis -5‰ (Fig. 72). Diese abgesetzte Position von Kraubath wird auch durch das $\delta^{26}\text{Mg}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ – Diagramm (Abb. 74) unterstrichen. Alle untersuchten österreichischen Lagerstätten zeigen in der Darstellung der $\delta^{26}\text{Mg}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ - Werte eine negative Korrelation, der die sedimentär gebildeten Lagerstätten von Bela Stena und Poldasht nicht folgen (Abb. 73).

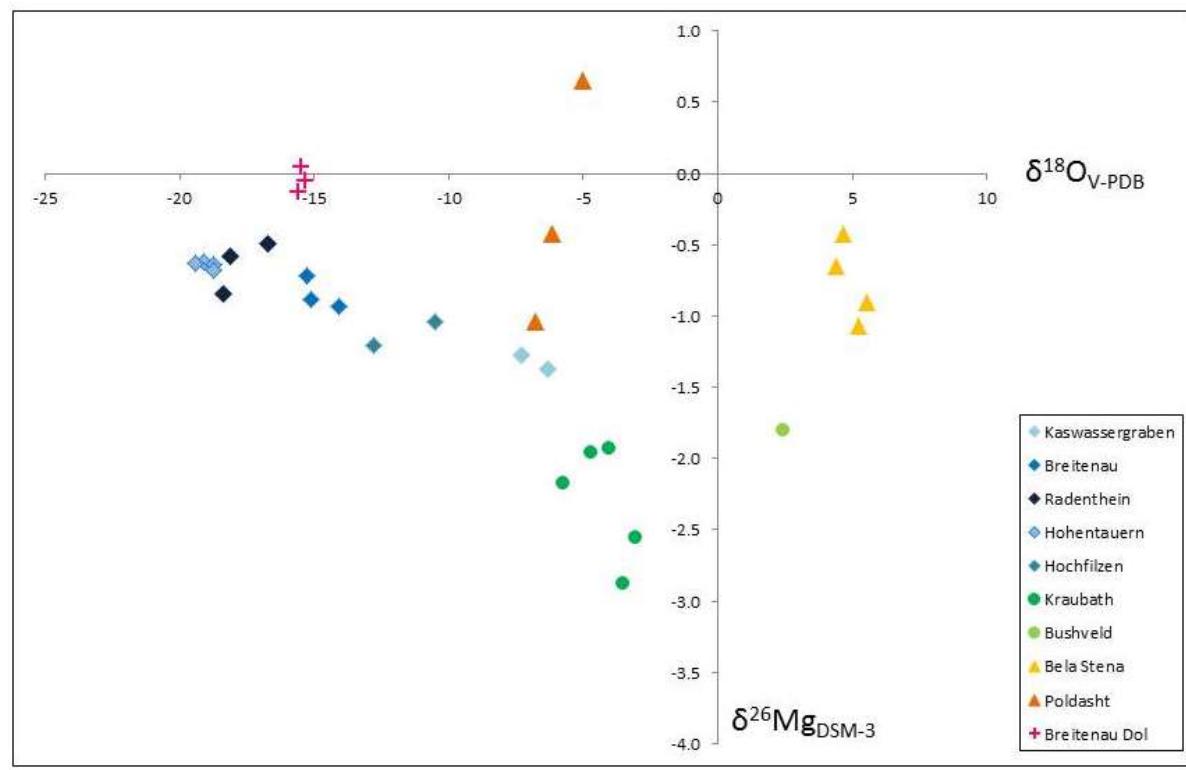


Abb. 73: Alle untersuchten österreichischen Lagerstätten zeigen eine negative Korrelation der $\delta^{26}\text{Mg}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ - Werte (in ‰ DSM3 und ‰ V-PDB). Die sedimentär gebildeten Lagerstätten (Bela Stena/Serbien und Poldasht/Iran) folgen nicht diesem Trend.

Ostalpine Spatmagnesite

Die ostalpinen an Karbonatgesteine gebundenen Magnesitlagerstätten mit $\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ -Werten von -1,37 bis -0,49 ‰ fallen durchaus in die Bandbreite der chinesischen Spatmagnesite (-1,53 bis -0,49 ‰; Mittelwert: -0,87 ‰; Dong et al., 2016). In den Ostalpen fallen auf Lagerstätten bezogene Cluster auf, deren Abnahme im Bereich negativer $\delta^{26}\text{Mg}$ -Werte in etwa auch der maximalen thermischen Überprägung der Lokalität (Anchizone bis obere Grünschiefer-Amphibolit Fazies) entspricht:

Kaswassergraben:

$\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ in ‰
-1,37 bis -1,27 ‰

Hochfilzen:	-1,21 bis -1,04 ‰
Breitenau:	-0,93 bis -0,72 ‰
Hohentauern/Sunk:	-0,68 bis -0,62 ‰
Radenthein:	-0,49 bis -0,84 ‰.

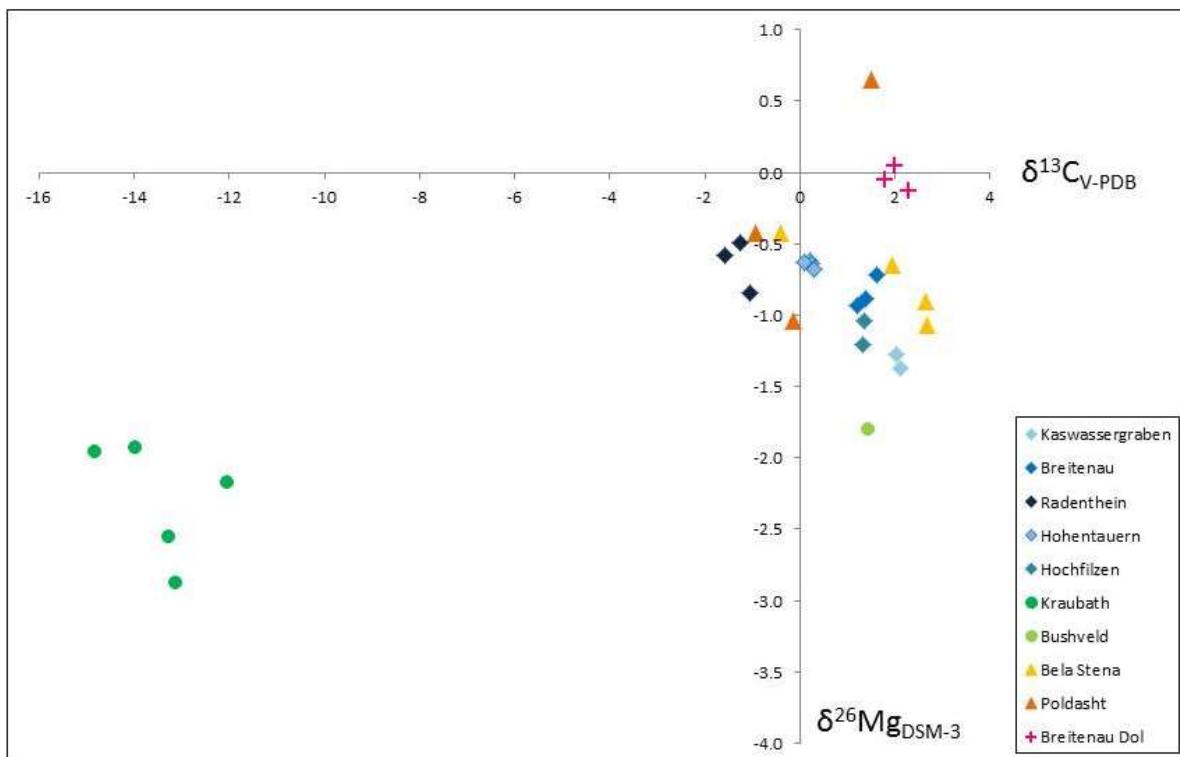


Abb. 74 : Die negative Korrelation der $\delta^{26}\text{Mg}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ Werte (in ‰ $_{\text{DSM-3}}$ bzw. ‰ $_{\text{V-PDB}}$) unterstreicht die spezifische C-Isotopenzusammensetzung der Magnesitlagerstätte von Kraubath . Alle anderen Lagerstätten zeigen eine geringe Streuung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen -2 und +3 ‰ (V-PDB).

Es ist anzunehmen, dass die Mg-Isotopie von metasomatisch gebildeten Magnesiten einen größeren Variationsbereich aufweist, der von der Primärisotopie des karbonatischen Wirtsgesteins, der Zusammensetzung des mineralisierenden Fluids und der Temperatur gesteuert wird.

Für die Metasomatose der ostalpinen Spatmagnesite ist die primäre Fluidzusammensetzung unbekannt. Auf sie kann nur bedingt aus Fluideinschlüssen und den aus den Gesteinen herausgelösten Mineralsubstanzen geschlossen werden. Danach werden für die Mg-Zufuhr vor allem hochsalinare, durch Evaporation beeinflusste Fluide in Betracht gezogen (z.B. Prochaska, 1999, Azim Zadeh, 2015). Ihre Rückführung auf marine Lösungen oder Formationswässer ist jedoch nur durch die Gesamtsituation bzw. das vorgeschlagene Genesemodell erklärbar.

Ausgangsgesteine für die ostalpinen Spatmagnesite sind überwiegend marine dolomitische Gesteine. Dong et. (2016) geben zusammenfassend für genetisch unterschiedliche Dolomite $\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ -Werte von -4,30 bis -0,50 ‰ an und engen diesen Bereich auf -2,8 bis -1,2 ‰ für

diagenetisch aus marinen Sedimenten entstandene Dolomite ein (Blätter et al., 2015). Eine weitere Gruppe von Dolomiten, die im Verband mit Magnesit auftreten können, sind hydrothermale Dolomite ($\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ -Werte von -2,50 bis -0,40 ‰; Geske et al., 2015). Sabka Dolomite zeigen eine Bandbreite der ($\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ -Werte von -2,50 bis -0,30 ‰ (Geske et al., 2015).

Ein Großteil der ostalpinen Magnesit-Wirtsgesteine sind diagenetisch aus marinen Sedimenten entstandene Dolomite, die nach Angaben von Blätter et al. (2015) $\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ -Werte von -2,8 bis -1,2 ‰ haben. Diesen entsprechen aber nicht die für die Protodolomite der Lagerstätte Breitenau ermittelten $\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ -Werte (-0,13 bis +0,05 ‰), die generell leichter als die bei Dong et. (2015) und Hoefs (2015) gezeigten Werte für Dolomite sind. Da in Breitenau diese Dolomite im Nahbereich zu metasomatisch gebildetem Magnesit auftreten, erfolgt ihre mögliche Erklärung durch Einwirkung Mg isotopisch schwerer metasomatischer Restfluide. In der Lagerstätte Radenthein treten im Lagerstättenbereich dagegen Dolomite mit $\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ -Werten von -1,21 und -2,02 ‰ auf, die durchaus der zuvor genannten Bandbreite für Dolomit entsprechen. Diese Beispiele zeigen divergierende Stoffverschiebungen bei der Metasomatose an. Es wird daher empfohlen, Dolomite der ostalpinen Magnesitlagerstätten systematisch auf ihre Mg-Isotopie zu untersuchen.

Rasterelektronen-Analysen der ostalpinen Magnesite zeigen, dass in keinem Fall monomineralischer Magnesit vorliegt. Dieser ist immer von Relikten (Phantomen) des Protodolomits (Hostrock), post-magnesitischer Redolomitierung und Kluftbildungen betroffen. Inwieweit dadurch die für die Magnesite ermittelte Mg-Isotopie betroffen sein kann, hängt vom Ausmaß dieser Kontaminationen ab, die bei den bisherigen Untersuchungen nicht berücksichtigt wurde. In weiterführenden Untersuchungen sollten zur Erfassung dieses Effekts die gemessenen Festphasen zusätzlich im Hinblick auf ihren quantitativen Mineralbestand und Chemismus hin detailliert untersucht werden. Als grober Hinweis für das Ausmaß der Kontamination durch Dolomit können die CaO-Gehalte der Magnesite gewertet werden, die im abgebauten Magnesit der einzelnen Lagerstätten bis zu einigen Gewichtsprozenten betragen können.

Es empfiehlt sich daher das Ausmaß derartiger Kontaminationen in eigenen weiterführenden Untersuchungen zu quantifizieren. Ein Ansatz dazu wäre, in den für die Mg-Isotopie untersuchten Proben über Pulver-Röntgendiffraktometrie den prozentuellen Anteil an Dolomit und Calcit zu quantifizieren und diese mit den an Dünnschliffen optisch visualisierbaren Mineralphasen in Beziehung zu setzen. Nach einer repräsentativen Anzahl derartiger Untersuchungen kann dann entschieden werden bis zu welchem Ausmaß solche Dolomit-Kontaminationen die Mg-Isotopie der Magnesite signifikant verändern können.

Ein methodisch anderer Ansatz stellt sequentielles Leaching dar, bei dem aus dem Mineralpulver Dolomit und Magnesit selektiv gelöst und auf ihre individuelle Mg-Isotopenzusammensetzung untersucht werden. Eine dritte Möglichkeit bietet hochauflösende Elektronenmikroskopie und insbesondere Laser-In situ-Mg-Isotopenbestimmung der beteiligen Mineralphasen. Ferner wäre für eine Gesamtinterpretation der vorhandenen Daten in Bezug auf ein erweitertes Genesemodell die Analyse der sogenannten „clumped isotopes“ im Karbonat (Δ_{47} ; Bonifacie et al., 2017; Eiler, 2007; Quesnel at. al., 2016) von Interesse. Die

Δ_{47} -Werte ($\Sigma^{13}\text{C}$, ^{18}O , ^{16}O , ^{16}O) ermöglichen – vereinfacht dargestellt - eine Ermittlung der Temperaturen bei der Entstehung der jeweiligen Karbonate, ohne Vorgaben in Bezug auf die (isotopen-)geochemische Zusammensetzung der Lösung zu berücksichtigen.

Kryptokristalliner Magnesit vom Kraubath Typ in ultrabasische Gesteinen (Lokalitäten Kraubath, Bushveld)

Magnesite dieser Lokalitäten zeichnen sich durch extrem negative $\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ -Werte (-2,88 bis -1,80 ‰) aus. Die stark negativen Mg-Isotopenwerte erklären sich dadurch, dass leichte Mg Isotope in Vergleich zur Lösung bevorzugt in die Festphase eingebaut werden (Mavromatis et al. 2014). Die Bandbreite der $\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ -Werte für silikatisch magmatische Gesteine liegt zwischen -0,8 und +0,3‰ (Hoefs, 2015).

Die Magnesite vom Kraubath-Typ sind durch deszendente in den ultrabasischen Gesteinskörper eindringende meteorische Wässer bei relativ geringen Temperaturen durch Herauslösung des Mg aus dem Hostrock und Magnesitabscheidung aus diesen Lösungen im Kluftnetz entstanden. Das Mg stammt aus den bei Verwitterungsbedingungen chemisch vergleichsweise leicht lösbar Mineralen (vor allem Olivin) der ultrabasischen Gesteine. Die Variation in der Mg-Isotopie des Kraubath Magnesits ($\delta^{26}\text{Mg}$ -Werte von -2,88 bis -1,93 ‰) ist eventuell darauf rückführbar, dass die beiden Proben mit schwerer $\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ -Werten (-1,96 bis -1,81 ‰) der Magnesitbrezkien aus Gängen im unmittelbaren Nahbereich zum Serpentinit stammen (Abb. 58, 59) und somit eine stärkere Kontamination durch isotopisch schwereres silikatisches Material (Serpentin; $\delta^{26}\text{Mg}$ -Wert -0,19 ‰ Teng, 2017) zeigen.

Sedimentärer Magnesit vom Bela Stena Typ

Die $\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ -Werte von -1,07 bis -0,42 ‰ des Bela Stena Magnesits decken sich z.T. mit denen der alpinen Spatmagnesiten (-1,37 bis -0,49 ‰). In Bela Stena zeigt das Feld eine relativ große Variation, die geologisch begründet sein dürfte. Als Liefergebiet für das Mg wird das ultrabasische Hinterland (Serpentine) angenommen, aus dem Mg-haltiges Wasser angeliefert wurde aus dem dann durch Fraktionierung bei der Abscheidung das leichtere Isotop in die Festphase eingebaut wurde. Die Überlappung der Mg-Werte mit den karbonatgebundenen Magnesiten lässt auch hier den Schluss zu, dass für die Mg-Isotopie der Bela Stena-Magnesite weniger die Gesamtchemie, Petrographie und Isotopie des Gesteins (Serpentine) aus dem das Fluid angeliefert wird, als vielmehr Fraktionierungsvorgänge bei klimatisch bedingten Lösungsvorgängen und Fällungsprozessen verantwortlich gemacht werden können.

Poldasht Magnesit

^{14}C -Altersdatierungen von pflanzlichem Material mit einem Alter von 600 bis 5700 Jahren weisen den Magnesit als rezente Bildungen in Playas aus, die unmittelbar über quartärem Basalt situiert sind. Der Poldasht Magnesit zeichnet sich durch eine enorme Variation in der Streuung der Mg-Isotopie $\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ -Werte zwischen -1,04 und +1,01 ‰ aus. Die $\delta^{26}\text{Mg}$ -Werte sind somit isotopisch signifikant schwerer wie auch leichter als Basalt ($\delta^{26}\text{Mg}$ -Werte zwischen -0,25 und -0,10 ‰, Teng, Hu & Chauvel, 2016).

Von den in Poldasht auftretenden Wässern ist Flußwasser (Pol 10) aufgrund des pH Wertes von 8,8 und der geringerer Mineralisation deutlich unterschiedlich zu den alkalischen See-/Playa-Wässern und dem Grundwasser in den Trenches, die bei der Lagerstättenexploration angelegt wurden. Die $\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSM-3}}$ -Werte der Playa Wässer (+2,51 bis +2,59 ‰) unterscheiden sich signifikant vom Grundwasser in den Trenches (+0,42 bis 0,56 ‰). Beide zeigen aber gegenüber Flußwasser und Basalt eine deutliche Anreicherung des schweren Mg Isotops und somit signifikant positivere $\delta^{26}\text{Mg}$ -Werte.

Die Anreicherung des schweren Isotops in den Playas und die unterschiedliche Isotopie des Magnesits kann damit zusammen hängen, dass bei der Magnesit-Fällung das bei Verwitterungsprozessen aus dem Basalt angelieferte leichte Mg-Isotop zunächst verstärkt in die Festphase eingebaut wurde. In weiterer Folge schied sich dann bei fortgeschrittener Magnesitbildung aus dem Mg isotopisch zunehmend schwer werdenden Playa-Wasser folglich auch isotopisch schwerer Magnesit ab (Rayleigh Fraktionierung in einem quasi geschlossenen System). Das Wasser in den Trenches ist isotopisch etwas leichter, da seine Mineralisation auf Leachingprozesse im bereits abgelagerten Magnesitkörper zurückgeführt werden könnte.

Tab. 5: Magnesium, Sauerstoff und Kohlenstoff Isotope der untersuchten Lagerstätten.
 n.d. = ist nicht bestimmt, 2s = 2* Standardabweichung, n = Anzahl der Proben.

Location	Sample-ID	$\delta^{25}\text{Mg}_{\text{DSMM-3}}$	2s	$\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSMM-3}}$	2s	n	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$	
Austria:									
Kaswassergraben	Kas-1	Magnesite	-0.65	0.07	-1.27	0.09	3	-7.28	2.02
	Kas-2	Magnesite	-0.74	0.16	-1.37	0.04	3	-6.29	2.11
Breitenau	Br-1	Magnesite	-0.48	0.04	-0.93	0.06	4	-14.07	1.20
	P3	Magnesite	-0.48	0.01	-0.90	0.09	2	n.d.	n.d.
	P 13	Magnesite	-0.48	0.06	-0.88	0.02	5	-15.11	1.39
	P 16 M	Magnesite	-0.37	0.07	-0.72	0.09	2	-15.24	1.63
	P16D	Dolomite	-0.04	0.09	-0.05	0.14	2	-15.30	1.79
	P24D	Dolomite	-0.09	0.05	-0.13	0.12	3	-15.55	2.28
	P22a	Dolomite	-0.03	0.04	0.05	0.04	2	-15.47	1.98
Radenthein	R4-3	Magnesite	-0.38	0.05	-0.84	0.10	3	-18.38	-1.07
	R5-2.1	Magnesite	-0.36	0.04	-0.7	0.01	3	n.d.	n.d.
	R5-2.2	Magnesite	-0.28	0.01	-0.49	0.06	3	-16.73	-1.26
	R5-2.3	Magnesite	-0.31	0.06	-0.58	0.08	3	-18.13	-1.57
	R4-1	Dolomite	-1.08	0.10	-2.02	0.29	2	-8.22	1.97
	R5-1	Dolomite	-0.67	0.05	-1.21	0.20	2	-15.54	0.23
Hohentauern	H 7-3 M	Magnesite	-0.32	0.03	-0.64	0.04	3	n.d.	n.d.
	H-8	Magnesite	-0.34	0.06	-0.62	0.05	5	-19.09	0.21
	H-8 F	Magnesite	-0.34	0.08	-0.64	0.13	3	-18.72	0.25
	H-9	Magnesite	-0.30	0.08	-0.68	0.08	2	-18.75	0.30
	H-11	Magnesite	-0.36	0.04	-0.63	0.02	6	-19.42	0.10

Tab. 6: Magnesium, Sauerstoff und Kohlenstoff Isotope der untersuchten Lagerstätten.
 n.d. = ist nicht bestimmt, 2s = 2* Standardabweichung, n = Anzahl der Proben.

Location	Sample-ID	$\delta^{28}\text{Mg}_{\text{SM}-3}$	2s	$\delta^{18}\text{Mg}_{\text{SM}-3}$	2s	n	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$		
Hochfilzen	hof-10	Magnesite	-0.55	0.04	-1.04	0.13	3	-10.51	1.36	
	hof-11 M	Magnesite	-0.62	0.03	-1.21	0.07	3	-12.77	1.32	
Kraubath	Au 45	Magnesite	-1.32	0.06	-2.54	0.1	5	n.d.	n.d.	
	Au-5	Magnesite	-1.29	0.09	-2.53	0.14	3	n.d.	n.d.	
	Au 47	Magnesite	-1.45	0.01	-2.88	0.07	3	-3.50	-13.13	
	Au 31 M	Magnesite	-0.99	0.09	-1.93	0.14	2	-4.03	-13.98	
	Au 33	Magnesite	-1.00	0.01	-1.96	0.05	2	-4.70	-14.82	
	P-1	Magnesite	-1.32	0.05	-2.55	0.09	3	-3.06	-13.27	
	P-LU 2D	Magnesite	-1.29	0.07	-2.17	0.14	2	-5.76	-12.05	
	South Africa:									
	Bushveld	Bushv-1	Magnesite	-0.96	0.01	-1.80	0.06	2	2.42	1.43
	Serbia:									
Bela Stena	bs-1	Magnesite	-0.22	0.10	-0.42	0.17	3	4.67	-0.41	
	bs-2	Magnesite	-0.55	0.06	-1.07	0.07	3	5.25	2.67	
	bs-5	Magnesite	-0.34	0.11	-0.65	0.08	3	4.38	1.93	
	bs-6	Magnesite	-0.49	0.12	-0.90	0.09	3	5.54	2.65	

Table 7: Magnesium, Sauerstoff und Kohlenstoff Isotope von Poldasht/Iran.
. n.d. = ist nicht bestimmt, 2s = 2* Standardabweichung, n = Anzahl der Proben.

Location	Sample-ID	$\delta^{26}\text{Mg}_{\text{DSVA}}$	2s	$\delta^{18}\text{Mg}_{\text{DSVA}}$	2s	n	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$
<u>Iran:</u>								
Poldasht	Pol 1	Magnesite	-0.21	0.05	-0.42	0.03	2	-6.15
	Pol 3	Magnesite	0.31	0.07	0.65	0.14	3	-5.00
	Pol 4	Magnesite	0.51	0.13	1.01	0.17	2	n.d.
	Pol 5	Magnesite	-0.53	0.04	-1.04	0.06	3	-6.79
							-0.14	
H-Pol1	Trench-Groundwater	0.32	0.03	0.55	0.04	4	n.d.	n.d.
H-Pol3	Trench-Groundwater	0.89	0.06	1.73	0.07	4	n.d.	n.d.
H-Pol4	Trench-Groundwater	0.27	0.07	0.56	0.08	4	n.d.	n.d.
H-Pol5	Playa Lake water	1.30	0.03	2.59	0.06	2	n.d.	n.d.
H-Pol7	Playa Lake water	1.27	0.07	2.51	0.13	4	n.d.	n.d.

8. Datenliste für den Isotopenkatalog österreichischer Lagerstätten

Isotopendaten österreichischer Rohstofflagerstätten sind derzeit noch nicht systematisch aufgearbeitet. Rantitsch & Russegger (2009) legte in einem Projekt für die ÖAW Rohstoffkommission einen Vorschlag für die statistische Auswertung und Visualisierung der Isotopendaten österreichischer Rohstoffvorkommen und den Aufbau einer Isotopen-Datenbank vor.

Basis dafür sind die verfügbaren stabilen Sauerstoff ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$)-, Wasserstoff ($\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$)-, Schwefel ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$)- und Kohlenstoff ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$)- Iso-topendaten, sowie die radiogenen Strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)- und Blei ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)- Isotopen daten österreichischer Rohstoffvorkommen. Stabile Mg-Isotope werden nicht berücksichtigt, da bisher noch keine Daten verfügbar sind.

Es sollte aber kein Problem sein, die nun vorliegenden Mg-Isotopen daten in diese Datenbank aufzunehmen. Daher werden in Tabelle 6 die vorliegenden Mg-Isotopen daten von österreichischen Magnesiten so strukturiert, dass alle von Rantitsch & Russegger (2009) genannten Eingabeparameter für die vorgeschlagene Isotopen-Datenbank Österreichischer Rohstoffvorkommen erfüllt sind.

Die $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sind auf den $\text{PDB}_{\text{Vienna}}$, die Mg-Isotopenwerte auf den DSM-3 Standard bezogen.

Tab. 7: Mg, C, O-Isotopendaten Österreichischer Magnesite

Lokalität - Metallog. Bezirk	$\delta^{18}\text{O}/16\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}/12\text{C}$	$\delta^{25}\text{Mg}$	$\delta^{26}\text{Mg}$
BREITENAU Magnesitbezirk Grazer Paläozoikum				
P 16 M	-15,24	1,63	-0,37	-0,72
P 3			-0,48	-0,9
P 13	-15,11	1,39	-0,48	-0,88
P-BR 1	-14,66	1,04	-0,48	-0,93
HOHENTAUERN Magnesitbezirk Veitscher Decke				
H 7-3 M	-17,82	0,36	-0,32	-0,64
H 8	-19,09	0,21	-0,34	-0,64
H 8F	-18,72	0,25	-0,34	-0,64
H 9	-18,75	0,30	-0,3	-0,68
H 11	-19,42	0,10	-0,36	-0,63
HOCHFILZEN Magnesitbezirk Tirolisch Norisches Deckensystem Wildseeloder Einh.				
hof-10	-10,51	1,36	-0,55	-1,04
hof-11-M	-12,77	1,32	-0,62	-1,21
RADENTHEIN/Millstätter Alpe				
R4-3	-18,38	-1,07	-0,38	-0,84
R5-2.1			-0,36	-0,7
R5-2.2	-16,73	-1,26	-0,28	-0,49
R5-2.3	-18,13	-1,57	-0,31	-0,58
KASWASSERGRABEN Evaporitbez. Permoskyth Tir. Nor. Bajuv. Juv. DS Östl.Kalkalpen				
Kas-1	-7,28	2,02	-0,65	-1,27
Kas-2	-6,29	2,11	-0,74	-1,37
KRAUBATH Magnesit-Chromit-Asbestbez. Sivretta Seckau Deckensystem				
Au 45	-3,50		-1,32	-2,54
Au 47			-1,45	-2,88
Au 31M	-4,03	-13,98	-0,99	-1,93
Au 33	-4,70	-14,82	-1	-1,96
P-1	-3,06	-13,27	-1,32	-2,55
LU2D			-1,11	-2,15
Au5			1,29	-2,53

Tab. 8: Mg-Isotopendaten Österreichischer Magnesite, Lokalitäten Min.=Mineral, SM Spatmagnesit, KM Kryptokristalliner Magnesit RG=Rohstoffgruppe, IM Industriemineral

Lokalität -Metallog. Bezirk		Koord. Gauss Krüger, M31		Min.	RG
		x	y		
BREiTENAU Magnesitbezirk Grazer Paläozoikum					
P 16 M	Revier VI	5249700	-676000	SM	IM
P 3	Revier VI	5249700	-676000	SM	IM
P 13	Revier VI	5249700	-676000	SM	IM
P-BR 1	Grube, Horizont XII	5249700	-676000	SM	IM
HOHENTAUERN Magnesitbezirk Veitscher Decke					
H 7-3 M	li Bachseite Niv. XV	5257439	85323	SM	IM
H 8	re Bachseite Niv.XIV	5257426	85515	SM	IM
H 8F	re Bachseite Niv.XIV	5257426	85515	SM	IM
H 9	re Bachseite Niv.XIV	5257426	85515	SM	IM
H 11	re Bachseite Niv.XIV	5257426	85515	SM	IM
HOCHFILZEN Magnesitbezirk Tirolisch Norisches Deckensystem Wildeeloder E.					
hof-10	Bürgl Sohle 1	5254619	-55495	SM	IM
	Bürgl Sohle 1,				IM
hof-11-M	Bohrung	5254605	-55495	SM	
RADENTHEIN/Millstätter Alpe					
Magnesit					
R4-3	S-Feld, Sohle 7	5190000	230000	SM	IM
R5-2.1	S-Feld, Sohle 8	5190000	230000	SM	IM
R5-2.2	S-Feld, Sohle 8	5190000	230000	SM	IM
R5-2.3	S-Feld, Sohle 8	5190000	230000	SM	IM
KASWASSERGRABEN Evaporitbez. Permoskyth Tir. Nor. Bajuv. Juv. DS Östl.KA					
Kas-1		5278300	102000	SM	IM
Kas-2		5278300	102000	SM	IM
KRAUBATH Magnesit-Chromit-Asbestbez. Sivretta Seckau Deckensyst.					
Au 45	Augraben	5239600	-105400	KM.	IM
Au 47	Augraben	5239600	-105400	KM.	IM
Au 31M	Augraben	5239600	-105400	KM.	IM
Au 33	Augraben	5239600	-105400	KM.	IM
P-1	Augraben	5239600	-105400	KM.	IM
LU2D	Augraben	5239600	-105400	KM.	IM
Au5	Augraben	5239600	-105400	KM.	IM

9. Literurnachweis

- Azim-Zadeh, A., Ebner, F. & S.-Y. Jiang (2015): Mineralogical, geochemical, fluid inclusion and isotope study of Hohentauern/Sank sparry magnesite deposit (Eastern Alps/Austria): implications for a metasomatic genetic model.- *MinerPetrol*, 109: 555 - 575.
- Blättler, C.L., Miller, N.R. & Higgins, J.A. (2015): Mg and Ca isotope signatures of authigenic dolomite in siliceous deep-sea sediments.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 419: 32 – 42.
- Bonifacie, M., Calmels, D., Eiler, J.M., Horita, J. et al. (2017): Calibration of the dolomite clumped isotope thermometer from 25 to 350°C, and implications for a universal calibration for all (Ca, Mg, Fe)CO₃ carbonates. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*.
- Dietmayer-Kräutler, M. (2013): Untersuchungen von sedimentären Magnesiten an ausgewählten Lagerstätten Serbiens.- Bachelor Arbeit, Montanuniversität Leoben, 47. S.,
- Dong, A., Zhu X.K., Li, S.Z., Kendall, B., Wang, Y. & Goa, Z. (2016).- Genesis of a giant Paleoproterozoic strata-bound magnesite deposit: Constraints from Mg isotopes.- *Precambrian Research*, 281: 673 – 683.
- Ebner, F. (2015): Magnesit im Verband mit Basalt – ein neuer Typ von Magnesitlagerstätten.- 10 S., Projektantrag bei der ÖAW.
- Ebner, F. & Prochaska, W. (2003): Die Magnesitlagerstätte Sank/Hohentauern und ihr geologischer Rahmen.- *Joannea Geol. Paläont.*, 3: 63 – 103.
- Ebner, F. & Wilson, I. (2006): Magnesit – globales Potenzial und geologische Lagerstättencharakteristik.- *BHM*, 151: 164 - 174.
- Ebner, F., Prochaska, W. & Azim Zadeh, A.M. (2003): The type region of „Veitsch type“ sparry magnesite (Austria/Eastern Alps).- *Int. Conf. of Mineralization in Precambrian Terranes & UNESCO/IUGS IGCP 443 Annual Meeting and Field Correlation*, Abstr. Vol., 11-18, Nanjing.
- Ebner, F., Prochaska, W., Troby, J. & Azim Zadeh, A.M. (2004): Carbonate hosted sparry magnesite of the Greywacke zone, Austria/Eastern Alps.- *Acta Petrol. Sinica*, 20: 791 - 802.
- Ebner, F., Vozarova, A., Kovacs, S., Kräutner, H.-G., Krstic, B., Szederkenyi, T., Jamicic, D., Balen, D., Belak, M. & Trajanova, M.: Devonian-Carboniferous pre-flysch and flysch environments in the Circum Pannonian Region.- In: Vozár et al. (ed): Variscan and Alpine terranes to the Circum-Pannonian Region: 11-49, Geol. Inst. SAS, Bratislava 2010.
- Ebner, F., Azim-Zadeh, K., Horkel, K., Mali, H. & Unterweissacher, T. (2011).- Magnesite deposits worldwide and trends in magnesite exploration.- 22nd World Mining Congress, Vol.III: 529 - 537, Istanbul.
- Ebner, F., Dietzel, M., Hippler, D. & Mali, H. (2017).- Mg-Isotopie in Magnesiten – eine Pilotstudie für den Lagerstätten-Isotopenkatalog Österreichs.- Arbeitstagung „Angewandte Geowissenschaften an der GBA“, Bad Ischl, Hallstatt, Gmunden, S. 271-272.

Eiler, J.M. (2007): "Clumped-isotope" geochemistry—The study of naturally-occurring, multiply-substituted isotopologues.- *Earth and Planetary Science Letters*, 262(3–4): 309–327.

Fantle, M.S., & Higgins, J. (2014): The effects of diagenesis and dolomitization on Ca and Mg isotopes in marine platform carbonates: Implications for the geochemical cycles of Ca and Mg.- *Geochim. Cosmochim. Acta* 142: 458–481.

Fallick, A.E., Ilich, M. & Russell, M.J. (1991): A stable isotope study of the magnesite deposits associated with the Alpine-type ultramafic rocks of Yugoslavia.- *Econ. Geol.*, 86: 847–861.

Fallik, A.E. & Hall, A. (2000): Genesis of vein stockwork and sedimentary hydromagnesite deposits in the ultramafic terranes of Southwestern Turkey: a stable isotope study.- *Economic Geology*, 95, 429 – 446.

Geske, A, Goldstein, R.H., Mavromatis, V. et al. (2015): The magnesium isotope ($\delta^{26}\text{Mg}$) signature of dolomites.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 149: 131 – 151.

Gallhofer, D. (2010): Lithologische und geochemische Charakterisierung der Magnesitlagerstätte Breitenau (Grazer Paläozoikum/Ostalpen).- Masterarbeit, MU Leoben.

Götzinger, M. (1985): Mineralisationen in den Gutensteiner Schichten (Anis) in Ostösterreich. Ein Überblick. - *Archiv f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, 6: 183 - 192.

Henjes-Kunst, F., Prochaska, W., Niedermayr, A., Sullivan, N., & Baxter, E. (2014): Sm–Nd dating of hydrothermal carbonate formation: An example from the Breitenau magnesite deposit (Styria, Austria). - *Chemical geology*, 387: 184-201.

Hoefs, J. (2015): Stable Isotope Geochemistry, 7th edition, 388 S., Springer, Heidelberg/London.

Hubmann, B. & Weber, L. (2010): Rohstoffe und Riffe im Grazer Paläozoikum.- *J. Alpine Geology*, 53: 159 - 180.

Hubmann, B., Ebner, F., Ferretti, A., Kido, E., Krainer, K., Neubauer, F., Schönlaub H.P. & Suttner, T. (2013): The lithostratigraphic units of the Austrian stratigraphic chart 2004 (sedimentary successions). Bd. 1: The Paleozoic Era (them), 2. Aufl.- Abh. Geol. B.-A., 66: 136 S. Wien (GBA).

IRIS (1999): Interaktives Rohstoff Informationssystem Metallogenetiche Karte von Österreich.- CD, Wien (GBA).

Li, W., Beard, B.L., Li, C. & al. (2015): Experimental calibration of Mg isotope fractionation between dolomite and aqueous solution and its geological implications. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 157: 164 - 181.

Mavridis, A. & Mostler, H. (1970): Zur Geologie der Umgebung des Spielberghorns mit einem Beitrag über die Magnesitvererzung.- *Festband Geol. Inst. 300 Jahrfeier Univ. Innsbruck*: 523 -546.

Mavromatis, V., Meister, P. & Oelkers, E.H. (2014): Using stable Mg isotopes to distinguish dolomite formation mechanisms: A case study from the Peru Margin.- Chemical Geology 385: 84 - 91.

Mavromatis, V., Pearce, C.R., Shirokova, L.S., Bundeleva, I.A., Pokrovsky, Benzeth, P. & Oelkers, E.H. (2015): Magnesium isotope fractionation during hydrous magnesium carbonate precipitation with and without cyanobacteria.- GCA 38: 1-20.

Melcher, F. & Mali, H. (1998): Platingruppenminerale in Chromiten von Kraubath.- Mitt. Abt. Miner. Landesmus. Joanneum, 62/63: 39 – 48:

Melcher, F., Meisel, T., Puhl, J. & Koller, F. (2002): Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraints from geochemistry.- Lithos, 65: 6 - 112.

Morteani, G. (1989): Mg-metasomatic type sparry magnesite of Entachen Alm, Hochfilzen/Bürglkopf and Speiñägel (Austria).- Monogr. Ser. Mineral Deposits, 28: 105 – 114.

Niedermayr, G., Beran, A. & Scheriau-Niedermayr, E. (1983): Magnesite in Permian and Skythian series of the Eastern Alps, Austria and its petrogenetic significance.- In: Schneider, H.J. (Ed.): Mineral Deposits of the Alps of the Alpine Epoche in Europe, 97 – 104, Berlin-Heidelberg (Springer).

Pearce, C.R., Saldi, G.D., Schott, J. & al. (2012): Isotopic fractionation during congruent dissolution, precipitation and at equilibrium: Evidence from Mg isotopes. - Geochim. Cosmochim. Acta 92: 170 - 183.

Pohl, W. (1990): Genesis of magnesite deposits – models and trends. – Geol. Rdsch., 79/2: 291 - 299.

Pohl, W.L. (2015): Chapter “3.15 Magnesite” (updated October 2015).- In: Pohl, W.L. (2011) Economic Geology, Principles and Practice: Metals, Minerals, Coal and Hydrocarbons – an Introduction to Formation and Sustainable Exploitation of Mineral Deposits. S. 333-339 Wiley-Blackwell, Oxford.

Prochaska, W. (1999): Die Bedeutung der chemischen Zusammensetzung von Einschlusseffluiden und laugbaren Salzen für die Genese von hydrothermalen und sedimentären Karbonatgesteinen der Ostalpen.- Mitt. Österr. Geol. Ges. 90: 175 - 183.

Rantitsch, G., Grogger, W., Teichert, C., Ebner, F., Hofer, C., Maurer, E.-M., Schaffer, B. & Toth, M. (2004): Conversion of carbonaceous material to graphite within the Greywacke Zone of the Eastern Alps.- Int. J. Earth Sci, 93: 959 - 973.

Rantitsch, G. & Russegger, B. (2009): Statistische Auswertung und Visualisierung der Isotopendaten österreichischer Rohstoffvorkommen.- Unveröff. Ber. Geowiss. Zentrum ÖAW, 17 S.

Thalhammer, O.R., Ebner, F., Horkel, K. & Mali, H. (2010): Der Ultramafit-Komplex von Kraubath.- J. Alpine Geology, 53:137-158.

Rantitsch, G., Grogger, W., Teichert, C., Ebner, F., Hofer, C., Maurer, E.-M., Schaffer, B. & Toth, M. (2004): Conversion of carbonaceous material to graphite within the Greywacke Zone of the Eastern Alps.- *Int. J. Earth Sci.*, 93: 959 - 973.

Redlich, K.A. (1909): Die Typen der Magnesitlagerstätten.- *Z. prakt. Geol.*, 17: 300 - 310.

Schroll, E. (1997): Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope.- In: Weber, L. (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralen und Energierohstoffe Österreichs.- *Archiv f. Lagerst.forsch.*, Band 19: 451 - 464.

Teng, F-Z, Hu, Y. & Chauvel, C. (2016): Magnesium isotope geochemistry in arc volcanism.- *PNAS* 113:7082–7087, doi:10.1073/pnas.1518456113.

Teng, F.-Z. (2017): Magnesium Isotope Geochemistry.- *Rev. Mineral. Geochem.*, 82: 219 – 287.

Tufar, W. (1997): Magnesitlagerstätte Radenthein - In: Weber, L. (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralen und Energierohstoffe Österreichs. - *Archiv f. Lagerst.forsch.*, 19: 314.

Vavtar, F. Schulz, O. & Schroll, E. (1997)- In: Weber, L. (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralen und Energierohstoffe Österreichs. - *Archiv f. Lagerst.forsch.*, 19: 334 – 335.

Weber, L. (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralen und Energierohstoffe Österreichs. *Archiv f. Lagerst.forsch.*, 19: 607 S.

Wilson, I. & Ebner, F. (2006): The World of Magnesite.- *Industrial Minerals*, 2006/March, 54-61.

Quesnel, B., Boulvais, Ph., Cathelineau, M., John et al. (2016): Paired stable isotopes (O, C) clumped isotope thermometry of magnesite and silica veins in the New Caledonia Peridotite Nappe.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 183 (Supplement C): 234-249.

Zedef, V., Russel, M., Fallik, A.E. & Hall, A. (2000): Genesis of vein stockwork and sedimentary hydromagnesite deposits in the ultramafic terranes of Southwestern Turkey: a stable isotope study. - *Economic Geology*, 95: 429 – 446.