

**Lithologische und geochemische
Charakterisierung der
Magnesitlagerstätte Breitenau
(Grazer Paläozoikum/Ostalpen)**

Masterarbeit von

Daniela Gallhofer, BSc

im Fach Angewandte Geowissenschaften

an der Montanuniversität Leoben

eingereicht am

Department Angewandte Geowissenschaften und Geophysik

Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre

Betreuer:

O.Univ.-Prof. Dr.phil. Fritz Ebner

Ass.Prof. Dipl.-Ing. Dr.mont. Heinrich Mali



Leoben, Oktober 2010

Eidesstattliche Erklärung

Ich erkläre an Eides statt, dass ich diese Arbeit selbstständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt und mich auch sonst keiner unerlaubten Hilfsmittel bedient habe.

Affidavit

I declare in lieu of oath, that I wrote this thesis and performed the associated research myself, using only literature cited in this volume.

Danksagung

Ich danke O.Univ.-Prof. Dr.phil. Fritz Ebner und Ass.Prof. Dipl.-Ing. Dr.mont. Heinrich Mali für die Betreuung während der Erstellung dieser Diplomarbeit und die Korrektur dieser Diplomarbeit herzlich.

Bei DI DWI Thomas Frömmer bedanke ich mich für die Möglichkeit, die für diese Masterarbeit nötigen Arbeiten in der Magnesitlagerstätte Breitenau der RHI-AG durchzuführen und für die Bereitstellung von Mitteln für die chemischen Analysen. DI Klaus Weidner, DI Christoph Stranzl und BSc Achim Sölter danke ich für die Unterstützung bei geologischen Arbeiten in der Lagerstätte und Hilfe bei geologischen Fragestellungen.

Ao. Univ.-Prof. Dr. Ronald J. Bakker danke ich für die Hilfe bei den Messungen mit der Ramansonde und bei der Interpretation der Ramanspektren.

Dem UZAG danke ich für das Ermöglichen der Verwendung der Mikrosonde, Dr. Federica Zaccarini und Helmut Mühlhans danke ich für die Hilfe bei den Mikrosondeanalysen und die freundliche, fachliche Unterstützung bei der Aufbereitung der Daten.

Univ.-Prof. Dr. Hans-Jürgen Gawlick danke ich für das Ermöglichen von Arbeiten im Schlämlabor des Instituts für angewandte Sedimentologie und Prospektion an der Montanuniversität Leoben, bei DI Oliver Krische bedanke ich mich für die Hilfe beim Schlämmen der Conodontenproben.

Dr. H.- G. Krenmayr der Abteilung Geologische Landesaufnahme der Geologischen Bundesanstalt danke ich für das Entgegenkommen beim Schweretrennen der Conodontenproben.

Bei Mag. Konstantin Horkel und DI Thomas Unterweissacher bedanke ich mich für die Durchführung der Isotopenmessungen und die Bereitstellung der Daten.

Ao. Univ.-Prof. Dr. Gerd Rantitsch danke ich für die Hilfe bei Vitritreflexionsmessungen und Auskünfte bezüglich der Ergebnisse.

Frau Sabine Feuchter danke ich für die Hilfe und Unterstützung bei den angefallenen Laborarbeiten.

Bei Frau Reichl bedanke ich mich für die stets freundliche Hilfe bei sämtlichen administrativen und organisatorischen Fragestellungen.

Meinen StudienkollegInnen danke ich für die angenehmen Studienjahre und die anregenden Diskussionen im Lauf der Diplomarbeit.

Mein besonderer Dank gilt meiner Familie, die mich im Lauf meines Studiums in jeder Hinsicht unterstützt hat.

Zusammenfassung

Die Spatmagnetitlagerstätte Breitenau des Grazer Paläozoikums (Ostalpen/Österreich) liegt in obersilurischen Anteilen der mittleren Hackensteiner Formation der Laufnitzdorf Gruppe. Die Lagerstätte wird aus unterschiedlichen Dolomit- und Magnesittypen aufgebaut, die lithostratigraphisch in der neu definierten Breitenau Subformation zusammengefasst werden. Die Karbonatgesteine der Lagerstätte bilden mehrere Bildungsgenerationen ab. Dolomikrospatit ist das Ausgangsgestein des Magnesits, Magnetit liegt in einer einzigen Generation vor. Aus Dolomikrospatit konnten zwei Conodontenfragmente langlebiger (Obersilur – Unterdevon) Conodontenapparate isoliert werden. Gegen Ende der Magnetitbildung entstanden Rosszahndolomit, pigmentreiche grobe Dolomitekristalle und sehr feinkristalliner Dolomit. Entlang von Spaltrissen und Kristallgrenzen des Magnesits tritt Redolomitierung auf. Zu den jungen Dolomitbildungen zählen Dolomit in Störungen, Klüften und Drusen. Das Liegende der Breitenau Subformation bilden dunkelgraue, rote und grüne Schiefer, die in Dolomit-Quarz Gängen hypidiomorphe Breunnerit- und Mesitinkristalle enthalten. Hangend des Karbonatkörpers folgen Metatuffite mit Einschaltungen von violetter Kalk, Diabas und siltigem Dolomit sowie schwarzem, teils tuffitisch beeinflussten Tonschiefer in Wechsellagerung mit Lydit und Einschaltung von Metatuff. Kontakte von Magnetit und Dolomit im Gelände, petrographische Befunde, sowie geochemische und isopenchemische Daten deuten auf eine metasomatische Bildung des Magnesits. In zonierten und in schwarzen Magnetitkristallen bildet das Pigment (v.a. C_{org} , Schichtsilikate) das ursprüngliche Gefüge des Dolomits ab (Abbildungsmetasomatose). Gelegentlich sind in Magnetitkristallen eindeutig primäre Dolomiteinschlüsse enthalten. Erhöhte CaO-Gehalte des Magnesits sind auf Dolomiteinschlüsse und Redolomitierung zurückzuführen. Fe und Mn substituieren Mg im Magnetitgitter, FeO ist aber auch in Nebengemengteilen im Gestein enthalten. SiO_2 -Gehalte sind durch Chlorit und Quarz im Pigment bedingt. Im liegenden und zentralen Teil des Karbonatkörpers hat der Magnetit gute Qualität mit meist niedrigeren CaO-, SiO_2 -, und Fe_2O_3 -Gehalten als im hangenden Bereich der Lagerstätte. Die Gehalte einiger Spurenelemente (Sr, Ba, Cr, Ni, Co) des Magnesits sind vergleichbar mit jenen von Magnetiten, die durch Mg^{2+} Metasomatose und in marin-evaporitischen Environments gebildet wurden. Ähnliche Muster der SEE-Verteilung in Dolomiten und Magnetiten deuten auf eine Entstehung des Magnesits durch hydrothermale Alteration bzw. Mg^{2+} Metasomatose. Pigmentfreier Magnetit zeigt eine starke Abreicherung der leichten SEE. $\delta^{13}C$ - und $\delta^{18}O$ -Werte sind vergleichbar mit jenen aus Spatmagnetiten der Grauwackenzone (Ostalpen). Das organische Material in Magnetit weist denselben Inkohlungsgrad (Anthrazit/Metaanthrazit) wie das Nebengestein auf. Der Ablagerungsraum könnte ein durch intrakontinentales Rifting in stark differenzierte Becken zergliederter passiver Kontinentalrand sein, in dem möglicherweise vulkanische Hochzonen („seamounts“

oder Inselvulkane) existierten. Das Alter der Magnesitmetasomatose ist nach wie vor Gegenstand der Diskussion.

Abstract

The Breitenau sparry magnesite deposit in the Paleozoic of Graz (Eastern Alps/Austria) is situated in Upper Silurian parts of the Middle Hackensteiner Fm. of the Laufnitzdorf Group. The individual dolomite and magnesite rocks of the deposit compose the Breitenau member which is described as a new lithostratigraphic unit. Dolomicrosparite is the magnesite precursor. Two fragments of conodonts deriving from long living (Late Silurian – Early Devonian) conodont multielements were isolated from dolomicrosparite. There is only one generation of magnesite. “Rosszahn”-dolomite, coarse pigment-rich dolomite crystals and very fine grained dolomite were formed after the magnesite formation; magnesite redolomitisation occurs along cleavage planes and crystal boundaries. Late generations of dolomite were formed along faults, joints and in cavities. The footwall of the Breitenau member consists of dark grey, green and red schists, which contain hypidiomorphic breunnerite and mesitine crystals in dolomite-quartz veins. The hangingwall is composed of metatuffite with intercalations of purple limestone, diabase, silty dolomite and black, partly tuffaceous shale with intercalations of lydite and metatuff. Contacts of magnesite and dolomite, petrographic results, as well as geochemical and isotope data indicate a metasomatic magnesite formation. Pigment that consists mainly of C_{org} and phyllosilicates in zoned and black magnesite crystals images the former structure of dolomite crystals. Occasionally magnesite crystals contain primary dolomite inclusions. Increased CaO-contents in the magnesite are due to this dolomite inclusions and redolomitisation. Fe and Mn substitute for Mg in the magnesite lattice, FeO is also contained in accessory minerals. Chlorite and quartz in the pigment cause elevated SiO_2 -contents. The quality of the magnesite in the lower and central parts of the deposit is good, CaO-, SiO_2 - and Fe_2O_3 - contents are usually lower than in the hanging part. Some trace element contents (Sr, Ba, Cr, Ni, Co) are comparable to magnesite formed by Mg^{2+} metasomatism and in marine-evaporitic environments. Similar patterns of REE in dolomites and magnesites indicate a formation of the magnesite through hydrothermal alteration respectively Mg^{2+} metasomatism. Magnesite that lacks pigment shows a depletion of light REE. $\delta^{13}C$ - und $\delta^{18}O$ -data are similar to that of sparry magnesite of the Austroalpine Greywacke Zone. Anthracite/Metaanthracite in magnesite displays the same rank of coalification as neighbouring rocks. The depositional environment could be a passive continental margin, where basins formed due to intracontinental rifting in the presence of volcanic islands or seamounts. The time of the magnesite metasomatism, however, is still a “hot” topic of discussion.

Inhaltsverzeichnis

Eidesstattliche Erklärung	2
Danksagung	3
Zusammenfassung	4
Abstract	5
Inhaltsverzeichnis	6
1 Einleitung und Aufgabenstellung	8
2 Methodenbeschreibung	10
2.1 Geländearbeit und Probenahme.....	10
2.2 Petrographie.....	11
2.3 Haupt- und Spurenelementuntersuchungen	11
2.4 Mikrosonde.....	11
2.5 Isotopenanalyse	12
2.6 Vitritreflexion.....	12
2.7 Conodonten.....	12
3 Der geologische Rahmen der Lagerstätte	14
3.1 Grazer Paläozoikum	14
3.1.1 Laufnitzdorf Gruppe.....	15
3.1.2 Kalkschieferfolge	17
3.1.3 Fazies und Geodynamik des Grazer Paläozoikums im Paläozoikum.....	18
3.1.4 Strukturabfolge und Alpidische Orogenese.....	19
3.1.5 Metamorphose	21
3.1.6 Magnesitgenese	22
4 Geologische Beschreibung der Lagerstätte	25
4.1 Schematisches Säulenprofil	25
4.2 Beschreibung der Lithologien	28
4.2.1 Liegendschichten	28
4.2.2 Breitenau Subformation.....	31
4.2.3 Hangendschichten.....	59
4.3 Strukturgeologie	70
4.4 Detailprofile	74
4.5 Geochemie.....	82
4.5.1 Hauptelemente.....	83
4.5.2 Spurenelemente.....	86
4.5.3 SEE.....	86

4.5.4	Mikrosonde.....	90
4.5.5	Stabile Isotope.....	96
4.6	Vitrinitreflexion.....	99
5	Diskussion der Ergebnisse.....	100
6	Schlussfolgerungen.....	117
	Literatur.....	120
	Abbildungsverzeichnis.....	128
	Tabellenverzeichnis.....	132
	Anhang.....	134
1.	Abkürzungen.....	134
2.	Probenliste.....	135
3.	Gefügedaten.....	137
4.	Mikrosondedaten.....	145
5.	Geochemie.....	156
6.	Ramanspektren.....	158
7.	Legende.....	165

BEILAGE A

Geologische Karte Revier VI

BEILAGE B

Geologische Karte Wendel SH 294 m

BEILAGE C

Geologische Karte Horizont XII

BEILAGE D

Geologische Karte Tagbau

Ein Ziel der vorliegenden Masterarbeit ist die Erstellung eines schematischen Säulenprofils durch die Magnesitlagerstätte Breitenau mit der Erfassung der Gesteine vom Liegenden (bis zirka 40 m mächtig) des Karbonatkörpers, dem Karbonatkörper (Magnesit, Dolomit) und den Gesteinsabfolgen im Hangenden (zirka 80 m mächtig). Das Profil ist auf Basis von Kartierung ausgewählter Lagerstättenbereiche und Bohrkernaufnahmen zu erstellen.

Die Einteilung der Magnesite und Dolomite in unterschiedliche Typen und die Erfassung der Nebengesteine ist ein weiteres Ziel dieser Arbeit. Dazu sind die Magnesit-, Dolomittypen und Nebengesteine zur genaueren Charakterisierung mineralogisch/petrographisch und geochemisch (inklusive Isotopengeochemie) zu bearbeiten. In den Magnesiten und Dolomiten soll die genetische Abfolge der Karbonatphasen/-mineralisationen bestimmt werden.

Anhand dieser Untersuchungsergebnisse soll das Entstehungsmilieu der Magnesitlagerstätte rekonstruiert werden.

2 Methodenbeschreibung

2.1 Geländearbeit und Probenahme

In der Magnesitlagerstätte Breitenau wurden über und unter Tage Teilbereiche im Maßstab 1:100 oder 1:250 kartiert und Magnesit- und Dolomittypen festgelegt. Alle Magnesit-, Dolomittypen und Nebengesteine wurden systematisch beprobt (Pickproben), zusätzlich wurden Proben „auffälliger“ Kontakte von Magnesit und Dolomit genommen. Magnesit und Dolomit wurden im Gelände unterschieden, in einigen unklaren Fällen erfolgte die Zuordnung nach petrographischer und geochemischer Untersuchung. Unter Tage erfolgte die montangeologische Aufnahme in Revier VI Süd im Bereich des Fluchtcontainers, in der Wendel bei Seehöhe (SH) 294 m, in Horizont XII und in Revier II Nord (Abbildung 2). Im Tagbau wurden Teile der Etagen 1, 3, 4 und 5 kartiert. Bei der Geländearbeit wurde besonders auf Kontakte der Formationen und die räumliche Orientierung der Magnesit- und Dolomitgefüge (vor allem der Bänderung) geachtet. Ausgewählte Bohrkern wurden aufgenommen, um die Kartierungsarbeiten in der Lagerstätte zu ergänzen und zu erweitern. Auf Basis dieser geologischen Karten und der Bohrkernbearbeitung wurden geologische Detailprofile einzelner Lagerstättenbereiche und ein schematisches Säulenprofil durch die Magnesitlagerstätte erstellt.

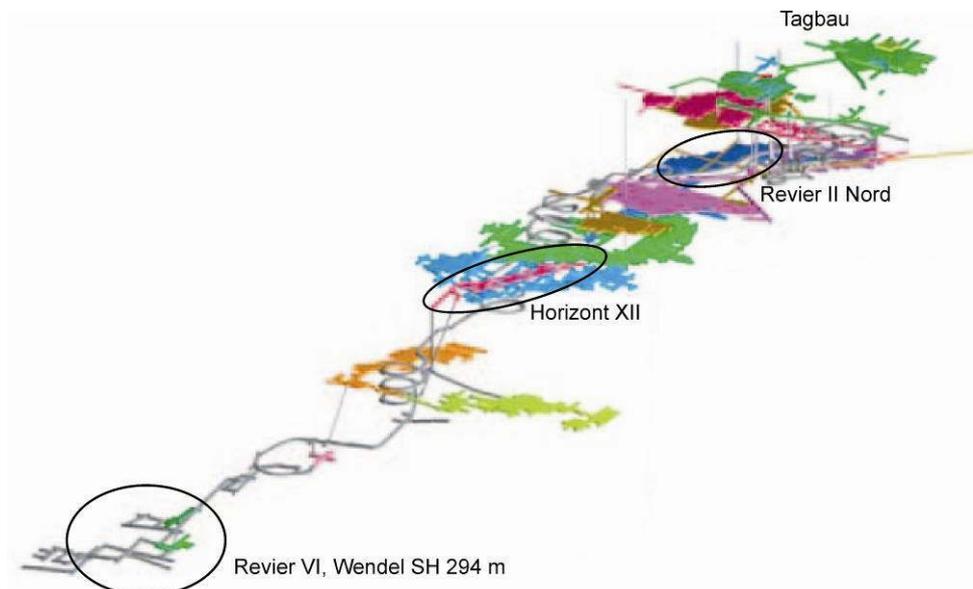


Abbildung 2: Lagerstättenprofil der Magnesitlagerstätte Breitenau und Lage der kartierten Lagerstättenbereiche (Standfolder Breitenau, <http://www.rhi-ag.com>, Stand: 25. Juni 2010).

2.2 Petrographie

Alle Magnesit-, Dolomit- und Nebengesteinsproben wurden makroskopisch beschrieben und Dünnschliffe ausgewählter Proben wurden zur genaueren Charakterisierung mit einem Olympus BX 40 Mikroskop im Durchlicht und im Auflicht untersucht. Da die Unterscheidung von Karbonaten mikroskopisch nicht immer eindeutig möglich ist und um zusätzliche Informationen über die akzessorisch auftretenden Mineralphasen zu gewinnen, wurden die Dünnschliffe außerdem mit einem Jobin Yvon LABRAM Ramanspektrometer mit Nd-YAG Laser (100 mW, 532,2 nm) und Olympus BX 40 Mikroskop als optisches System und zur Laserfokussierung analysiert. Zur Laserfokussierung wurde das Objektiv mit 100-facher Vergrößerung verwendet.

2.3 Haupt- und Spurenelementuntersuchungen

Haupt- und Spurenelementuntersuchungen wurden durch Activation Laboratories Ltd. in Ancaster, Ontario (4Litho Analysepaket) durchgeführt. Gesamtgesteinsanalysen wurden mit Lithiummetaborat/-tetraborat Fusion ICP durchgeführt, Spurenelemente wurden mit ICP/MS bestimmt. Die Proben für die Analysen wurden in Leoben vorzerkleinert und anschließend mit einer Wolfram-Karbid-Kugelmühle zu einem feinen Pulver gemahlen.

2.4 Mikrosonde

Analysen mit der Elektronenstrahlmikrosonde JEOL JXA 8200 wurden im Eugen Stumpfl Elektronenstrahlmikrosondelabor an der Montanuniversität Leoben durchgeführt. Im wellenlängendispersiven (WDS) Analysemodus wurde eine quantitative Analyse von Mg, Mn, Ca, Fe und Sr in Magnesit-, Dolomit-, Breunnerit- und Mesitinproben durchgeführt, in Chloriten wurden Na, Al, K, Ca, Mn, Mg, Ti, Si und Fe gemessen. Die polierten Dünnschliffe wurden mit einer leitenden Schicht bedampft (Kohlenstoff) und zur Messung in einer Vakuumkammer mit einem hoch energetischen Elektronenstrahl (15 kV Beschleunigungsspannung, 10 nA Stromstärke) fokussiert (Durchmesser zirka 3 μm). Die jeweilige emittierte charakteristische Röntgenstrahlung ($K\alpha$ -Linie) wird bei WDS-Analyse auf unterschiedlichen Kanälen mit Analysatorkristallen detektiert. In Abbildung 3 sind die für die Messungen verwendeten Kanäle und Analysatorkristalle dargestellt. Die Messzeiten für den Peak betragen 15 s (20 s für Sr) bei Karbonaten und 20 s bei Chlorit, für den Hintergrund lagen die Messzeiten bei 5 bis 10 s für Karbonate und 10 s bei Chlorit.

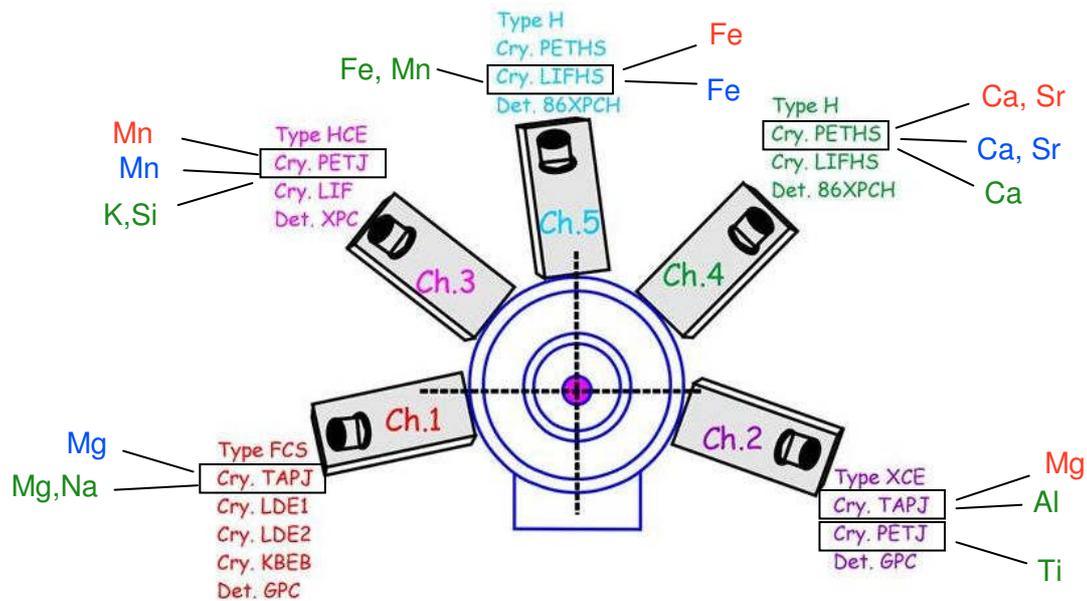


Abbildung 3: Spektrometer- und Kristallkonfiguration von Jeol JXA 8200 und Messbedingungen bei den quantitativen Analysen (WDS) von Magnesit und Dolomit (rot), Breunnerit und Mesitin (blau) und Chlorit (grün) (<http://www.unileoben.ac.at/content/view/578/1225/lang,de/>, Stand: 28.Juni 2010).

2.5 Isotopenanalyse

Ausgewählte Magnesit- und Dolomitproben wurden im Stabile-Isotopen-Labor am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck mit einem Finnigan DELTA^{plus}XL Massenspektrometer mit einer GasBench II zur automatischen Messung von $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ (Phosphorsäuremethode) analysiert. Das Probenmaterial wurde mit einem feinen Bohrer vorbereitet.

2.6 Vitritreflexion

An einem normal zur Schichtung/Schieferung orientierten, polierten Dünnschliff wurde die Vitritreflexion gemessen. R_{max} und R_{min} wurden unter Öl Immersion in polarisiertem Licht mit der Wellenlänge 546 nm (grünes Licht) bestimmt. Zur Eichung diente ein SiC Standard (1,7 % R/Öl).

2.7 Conodonten

Die Dolomitproben wurden mit dem Backenbrecher zerkleinert (zirka walnussgroße Bruchstücke) und in 0,5 l 85 %-iger Ameisensäure CH_2O_2 und zirka 12 l Wasser gelöst. Nach 24 bis 36 Stunden wurde der Lösungsrückstand geschlämmt (Maschenweite: 63 μm , 125 μm , 250 μm und 500 μm) und so die Kornklassen 63-125 μm , 125-250 μm und 250-500 μm abgetrennt. Anschließend wurde durch die Geologische

Bundesanstalt in Wien Schwerentrennung mit Tetrabromethan (Trenndichte $2,96 \text{ g cm}^{-3}$) an diesen Kornklassen durchgeführt. Unter dem Binokular wurde die Schwerfraktion der Kornklasse 125-250 μm auf Conodonten untersucht.

3 Der geologische Rahmen der Lagerstätte

3.1 Grazer Paläozoikum

Die Magnesitlagerstätte Breitenau liegt in oberostalpinen Einheiten des Grazer Paläozoikums. Im Norden und Westen wird das Grazer Paläozoikum vom Gleinalm- und Koralmkristallin (Muriden- und Korideneinheit des Mittelostalpin sensu Tollmann 1977; oberostalpine Silvretta-Seckau und Korralpen-Wölzeinheit sensu Schmid et al. 2004), im Osten vom Raabalpenkristallin (Unterostalpin) unterlagert. Im Südwesten liegt die Kainacher Gosau transgressiv und diskordant über dem Grazer Paläozoikum (Gräf 1975, Ebner & Rantitsch 2000) (Abbildung 4).

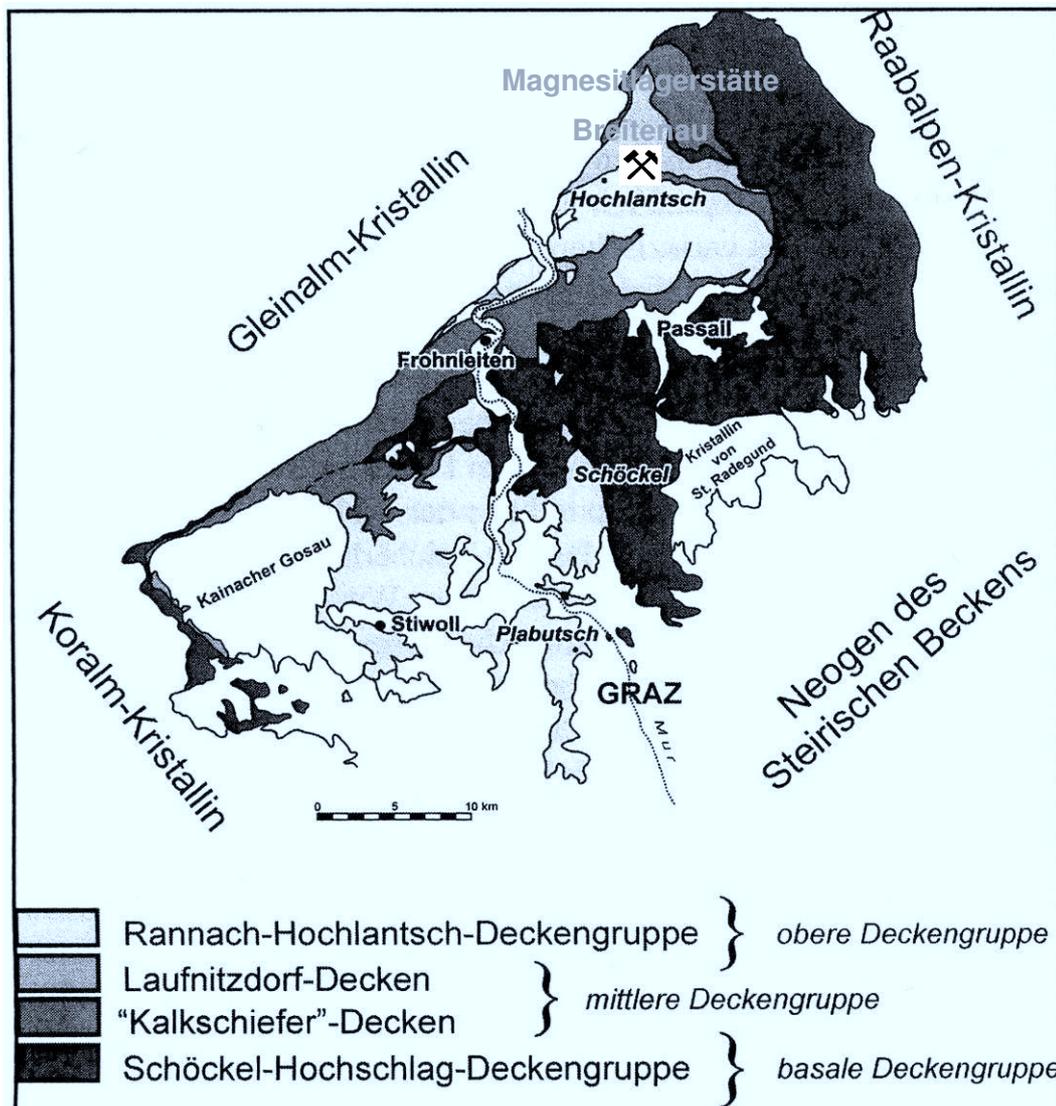


Abbildung 4: Gliederung des Grazer Paläozoikums in Deckengruppen (Ebner et al. 2000).

Der Deckenstapel des Grazer Paläozoikums umfasst Sedimente und Metavulkanite mit silurischen bis karbonen Altern (z.B. Fritz et al. 1992). Die Faziesdecken können zu drei Deckengruppen (tiefe, mittlere und obere Deckengruppe) zusammengefasst werden, die sich durch Schichtinhalt, tektonische Stellung und metamorphe Überprägung unterscheiden (Fritz & Neubauer 1990, Fritz et al. 1992). Zur tiefen (basalen) Deckengruppe werden nach Fritz & Neubauer (1990) das Angerkristallin und die Schöckldecke gestellt, nach Ebner et al. (2000) wird sie durch die „Schöckel-Hochschlag-Deckengruppe“ vertreten. Die mittlere Deckengruppe umfasst die Laufnitzdorf-Decke und die Kalkschiefer-Decken, zur oberen Deckengruppe zählen die Rannachdecke und die Hochlantschdecke (Fritz & Neubauer 1990, Fritz et al. 1992, Schönlaub & Heinisch 1993, Ebner et al. 2000). Um eindeutig zwischen sedimentärer Fazies und tektonischen Einheiten zu unterscheiden, verwerfen Gasser et al. (2009) das Konzept der Faziesdecken und schlagen eine neue, tektonostratigraphische Gliederung in zwei Deckensysteme vor: Das höhere Deckensystem beinhaltet Gesteine der Kalkschiefer-, Rannach- und Hochlantschfazies und wird durch die Rannach- Überschiebung vom tieferen Deckensystem (Kalkschiefer-, Laufnitzdorf- und Schöckelfazies) getrennt. Am Hochlantschnordabfall ist das Grazer Paläozoikum mit der Laufnitzdorf Decke, Kalkschieferdecken und Hochlantschdecke vertreten (Gollner 1983) (Abbildung 7).

3.1.1 Laufnitzdorf Gruppe

Die abgebaute „Magnesitlinse“ und weitere, kleinere Magnesitkörper treten in Einheiten der pelagischen Laufnitzdorf Gruppe auf (Gollner et al. 1982, Gollner 1985). Nach Flügel & Hubmann (2000) wird die Laufnitzdorf Gruppe vom Liegenden zum Hangenden lithostratigraphisch in vier Formationen gegliedert: Hackensteiner Formation, St. Jakober Formation, Harrberger Formation und Dornerkogel Formation (unsicher). Die Schichtfolge reicht vom Grenzbereich Llandovery/Wenlock bis ins Oberdevon (Gollner et al. 1982). Die Hackensteiner Formation ist eine vulkanoklastische Abfolge mit pelagischen Karbonateinschaltungen, sie reicht vom Llandovery bis ins Zlichov (unteres Emsium). Die St. Jakober Formation ist aus Karbonaten, Klastika und basischen Metavulkaniten zusammengesetzt (Ludlow bis Givet). Die Harrberger Formation umfasst Tentakulitenkalke, Tonschiefer, Sandsteine, Radiolarite und Tuffite (Zlichov bis oberes Frasn). Die Dornerkogel Formation besteht aus gröberen Peliten und Psammiten (Flügel & Hubmann 2000, Gollner et al. 1982, Thalhammer 1982, Gollner 1981, Sy 1957). Die fazielle Entwicklung der Laufnitzdorf Gruppe deutet einen offenmarinen, pelagischen Ablagerungsraum an (Gollner et al. 1982).

3.1.1.1 Hackensteiner Formation

Am Hochlantschnordabfall sind im Bereich der Magnesitlagerstätte (zwischen Harrbergergraben im E und Wöllingergraben im W) nur der mittlere und obere Anteil der Hackensteiner Formation (Obersilur-Ems) entwickelt (Gollner 1983, Gollner 1985).

Südlich von St. Jakob ist im mittleren Anteil (zirka 280 m mächtig) der Hackensteiner Formation der Magnesit eingeschaltet, darüber folgt der zirka 20-40 m mächtige, tonsteinbetonte obere Anteil. Gollner (1985) gliedert den mittleren Anteil vom Hangendenden ins Liegende (Abbildung 5):

	Hangend
e) Metatuffite	10- 20 m mächtig
d) Magnesit/Dolomit	bis zirka 200 m
c) Tonsteine	30- 80 m
b) Lydit/Tonstein-Wechselfolge	0- 50 m
a) Sandstein-Tonstein-Wechselfolge	über 100 m
	Liegend

Nahe der Basis der Sandstein-Tonstein-Wechselfolge (a) treten massige Metabasite, Mandelsteine und feinschichtige Metatuffite auf. In den stark rekristallisierten Lyditen der Lydit/Tonstein-Wechselfolge (b) sind vereinzelt noch Radiolarienquerschnitte zu erkennen. Gelegentlich sind in der Tonsteinfolge (c) Sandstein-, Lydit- und Vulkaniteseesteine zu finden (Gollner 1985). Der Magnesit (d) tritt meist in grobspätiger Form mit gelblicher, weißer und grauer bis fast schwarzer Färbung auf, daneben ist er auch feinkörnig pinolitisch ausgebildet. Häufig sind Bändermagnesit und Magnesitsonnen zu beobachten (Zschucke 1956, Tufar et al. 2001a). Stellenweise ist der Magnesit aufgrund tektonischer Beanspruchung brekziiert (Tufar et al. 2001a). Innerhalb der Magnesitlinse treten 10er m mächtige Dolomitkörper auf, die häufig an Störungszonen gebunden sind. Der Kontakt des Magnesits zum Dolomit ist unscharf (Gollner 1983). Im nördlichsten Teil der Lagerstätte geht der Magnesit in massigen Dolomit über (Ebner et al. 2004), nach Gollner (1985) sind noch weiter im Norden in der Position des Magnesits gebankte Flaserkalke aufgeschlossen. In die feingeschichteten kalkigen Metatuffite (e) sind mm bis wenige m mächtige Kalklinsen eingeschaltet (Gollner 1985).

Das Auftreten von Kalken mit pelagischen Faunenelementen (Tentakuliten, Conodonten, Echinodermatenbruchstücke), radiolarienführender Lydite und pelitischer Sedimente weist auf einen pelagischen, tieferen (bathyalen?) Ablagerungsraum für den mittleren und oberen Anteil der Hackensteiner Formation hin (Gollner 1983, 1985, Gollner et al. 1982). Für die den Magnesit beinhaltende Gesteinsfolge wird ein Obersilur-Alter angenommen, wofür biostratigraphische und lithologische Hinweise sprechen (Gollner 1983, 1985). Für die Magnesitbildung wird ein obertriadisches Alter angenommen (221 ± 16 Ma, Henjes-Kunst et al. 2008; $229,3 \pm 2,4$ Ma, Henjes-Kunst & Prochaska 2010).

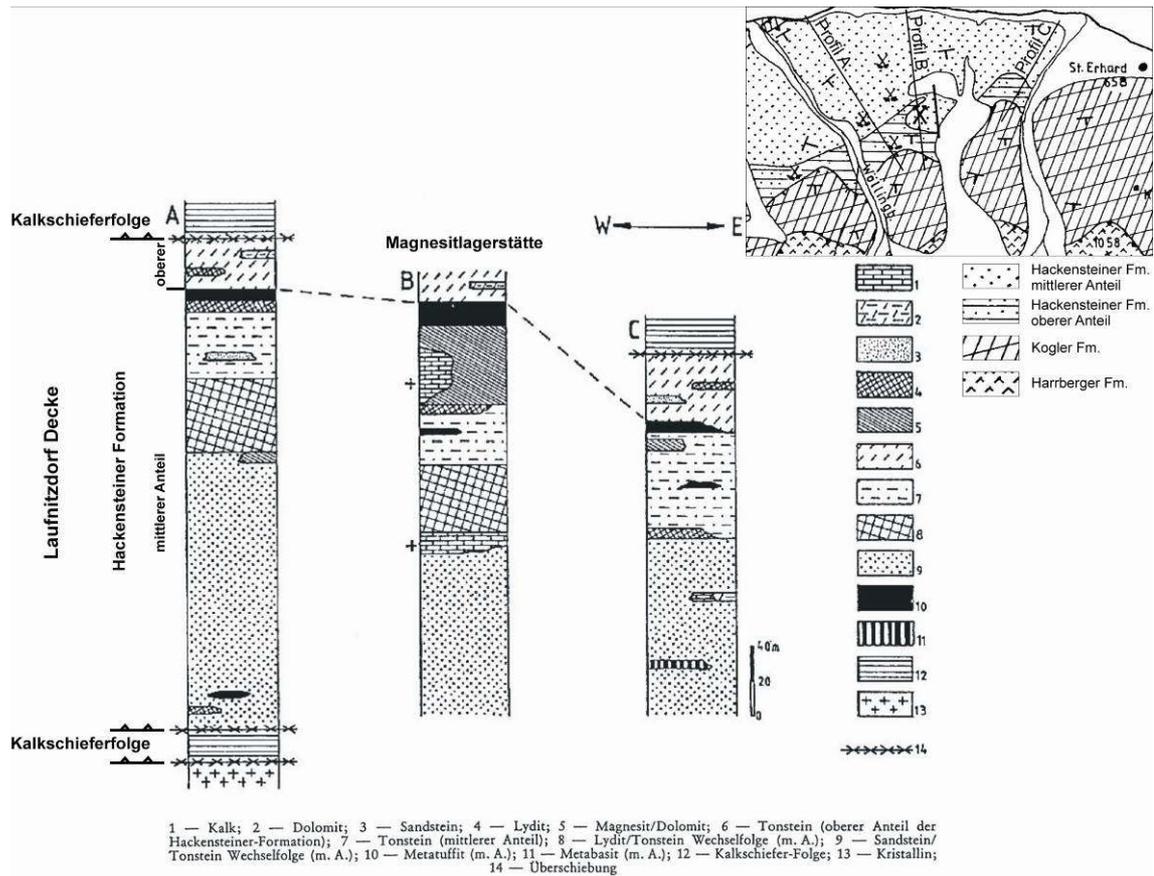


Abbildung 5: Geologische Übersichtskarte und lithostratigraphische Säulenprofile der Hackensteiner Formation am Hochlantschnordabfall im Bereich der Magnesitlagerstätte (Profil B) (Gollner & Zier 1985, Gollner 1985).

Die Schichten der Hackensteiner Formation fallen mit 30-40° nach Süden bis SE ein, die Gesteine werden von einer meist schichtparallelen Schieferung überprägt (Gollner 1985). Der Magnesitkörper der Lagerstätte fällt mit zirka 20° nach SSE ein. Zwei steile, ENE-WSW und NNE-SSW streichende Störungssysteme, die Teile des Lagerstättenkörpers einige 10er Meter versetzten, dominieren das tektonische Regime (Ebner et al. 2004). Im Bereich der Magnesitlagerstätte (Tagbau) ist der tektonische Kontakt (Deckengrenze) zwischen Hackensteiner Formation und hangender Kogler Formation (Kalkschiefer Decken) auf einer Länge von zirka 10 m als „Bereich völlig zerriebener Ton- und Kalksteine“ aufgeschlossen (Gollner 1983).

3.1.2 Kalkschieferfolge

Am Hochlantschnordabfall treten Formationen der Kalkschieferfolge im Liegenden und im Hangenden der Hackensteiner Formation (Laufnitzdorf Gruppe) auf. Die dem Gleinalmkristallin auflagernde Gschwendtformation bildet das Liegende der Hackensteiner Formation, stratigraphisch hangend folgt die Koglerformation (Gollner & Zier 1985, Gollner 1983) (Abbildung 5). Charakteristisch für die Gschwendt- und die Koglerformation sind blaugraue bis dunkelgraue, gut geschichtete, im mm- bis dm-Bereich gebankte Kalke, die stratigraphisch das Unter- und Mitteldevon umfassen

dürften. Untergeordnet treten Sandsteine, Dolomite, Biogenschuttkalke und Vulkanite in der Kalkschieferentwicklung auf (Tschelaut 1984, Gollner & Zier 1985). Fazieskritische Merkmale fehlen weitgehend in den Kalkschiefern, Biogenschuttkalke lassen jedoch auf einen gut durchlichteten, bewegten, offenmarinen Flachwasserraum mit Biostrom- und Rasenbildungen schließen (Tschelaut 1984, Gollner & Zier 1985).

3.1.3 Fazies und Geodynamik des Grazer Paläozoikums im Paläozoikum

Die geodynamische Situation des Grazer Paläozoikums im Silur und Devon reflektiert die Bildung eines passiven Kontinentalrandes, vom Auseinanderbrechen eines silurischen Kontinentes (alkalischer Vulkanismus) bis zur Bildung von Schelf- und Plattformsedimenten im Devon (Fritz & Neubauer 1988, Fritz et al. 1992). Die fazielle Entwicklung im Grazer Paläozoikum zeigt folgenden, generellen Trend: Die basalen Anteile der Schichtfolgen werden bis ins Obersilur von alkalischen, mafischen Vulkanoklastika dominiert, die als initiale Riftentwicklung gedeutet werden (Fritz & Neubauer 1988, Loeschke 1988). In der Hochlantschdecke und in der Kalkschieferdecke fehlen vulkanoklastische Basisentwicklungen, sie sind tektonisch amputiert (Ebner et al. 2000). Vom Obersilur bis ins Unterdevon ist eine Wechselfolge von Karbonaten und feinkörnigen Siliziklastika in Becken unterschiedlicher Wassertiefen entwickelt (Ebner & Weber 1978, Fritz & Neubauer 1988, Fritz et al. 1991, Ebner et al. 2000). Ab dem Devon erhöht sich die Karbonatproduktion (Fritz & Neubauer 1988, Ebner et al. 2000). Im Unter- und Mitteldevon verzahnen mächtige Dolomite, grobe Sandsteine und teilweise fossilreiche Kalksteine einer Karbonatplattform mit einer sandigen, küstennahen Entwicklung (Fenninger & Holzer 1978, Gollner & Zier 1985). Zunehmende Karbonatproduktion ab dem Devon ist wahrscheinlich auf Erwärmung zurückzuführen, da sich der Ablagerungsraum des Grazer Paläozoikums zu dieser Zeit in Äquatornähe befand (Fritz & Neubauer 1988, Fenninger et al. 1997). Ab dem höheren Mittel- und Oberdevon kommt es durch vermutlich eustatisch bedingten Meeresspiegelanstieg zur Sedimentation einer pelagischen, landfernen Fazies (Hubmann 1993). Im Oberdevon und Unterkarbon deuten Schichtlücken, Erosion, Verkarstung und Conodonten-Mischfaunen auf synsedimentäre Tektonik und/oder Meeresspiegelschwankungen zu dieser Zeit (Ebner 1978, Ebner et al. 2000). Die Laufnitzdorffazies (s. o.) weicht vom generellen Trend ab, ihre Schichtfolge ist vom Untersilur bis ins Oberdevon pelagisch entwickelt (Gollner et al. 1982). Faziesunterschiede zwischen den „Faziesdecken“ sind auf Gliederung des passiven Kontinentalrandes in Subbecken und Schwellen zurückzuführen (Fritz et al. 1992), Wassertiefe und pelagische Bedingungen nehmen von der Rannachfazies zur Laufnitzdorffazies zu (Fritz & Neubauer 1988). Nach paläogeografischen Vorstellungen wurden Gesteinsserien der Rannach- und Hochlantschfazies als landnächste, die der Laufnitzdorffazies als landfernste abgelagert, die Entwicklungen der Kalkschiefer- und der Schöckelfazies nehmen eine intermediäre Position ein (Hubmann 1993) (Abbildung 6). Basierend auf tektonischen Überlegungen schlagen Gasser et al. (2009) ein verändertes paläogeografisches Modell vor (Abbildung 6). In ihrem Modell wird die Schöckelfazies von zwei Becken mit Kalkschieferfaziesgesteinen flankiert, außerdem

heben sie hervor, dass unklar ist, ob das höhere und tiefere Deckensystem zur Zeit der Sedimentation unmittelbar aneinandergrenzen.

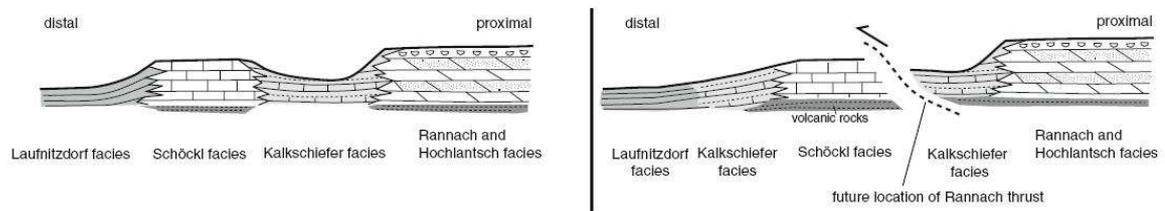


Abbildung 6: Paläogeografie des Grazer Paläozoikums, links: Modell von Hubmann (1993), rechts: Modell von Gasser et al. (2009) (Gasser et al. 2009).

3.1.4 Strukturabfolge und Alpidische Orogenese

Variszische Deformation ist aufgrund intensiver alpidischer Überprägung im Grazer Paläozoikum nicht feststellbar (Ebner et al. 2000). Für die höchsten Deckeneinheiten (Rannach- und Hochlantschdecke) konnte variszische Deformation in den fossilbelegten Schichtfolgen bis in den Namur- Westfal Grenzbereich nicht nachgewiesen werden (Ebner et al. 2008). Detritäre Hellglimmer der Dornerkogel Formation (Laufnitzdorf Decke) zeigen variszisches Alter, weshalb sie von Neubauer et al. (2007) als synorogene Flyschentwicklung interpretiert wird. Die alpidische Orogenese führte im Grazer Paläozoikum zu möglicherweise unterkretazischer (s. u.) Deckenstapelung (Fritz 1988) und darauffolgender oberkretazischer Extension (Fritz & Neubauer 1990, Fritz et al. 1991). In der Oberkreide und teils im Neogen aktive Störungen versetzten den fertigen Deckenstapel (Fritz & Neubauer 1990, Neubauer 1988). Da die in der Literatur angegebenen geochronologischen Alter des Grazer Paläozoikums relativ weit streuen (von zirka 240 bis 90 Ma) und nur wenige Alter in den Zeitraum einer unterkretazischen Überschiebung (130 bis 115 Ma) passen, kann daraus nicht geschlossen werden, dass die gesamte Deformation im Grazer Paläozoikum während der Kreide stattfand (Gasser et al. 2009). Die Deckenstapelung erfolgte zweiphasig: in der ersten, strukturprägenden Phase traten E-W gerichtete Streckungslineation und Deckentransport nach WSW auf, in der zweiten Phase wurde das Hangende nach NW transportiert (Fritz 1988, Fritz & Neubauer 1990, Fritz et al. 1991, 1992) (Abbildung 8). Am Nordrand des Grazer Paläozoikums zeigt sich diese zweiphasige Stapelung in einer doppelten Wiederholung von Kalken der Kalkschieferdecken und Sedimenten der Laufnitzdorf Decke (Fritz et al. 1991, 1992). Erst wurde die Laufnitzdorf Decke auf die Kalkschieferdecken geschoben, dann setzte sich die Stapelung fort mit weiterer Verschuppung beider Decken und Überschiebung durch die Hochlantschdecke („out of sequence thrusting“) (Fritz et al. 1991, 1992) (Abbildung 7).

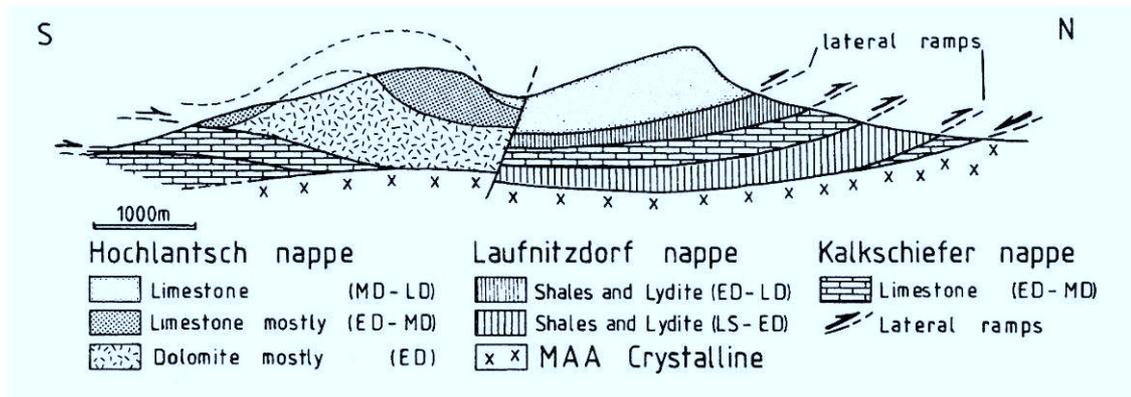


Abbildung 7: Verschuppung der Decken am Nordrand des Grazer Paläozoikums (Fritz et al. 1991).

Eine obere Altersgrenze für die Deckenstapelung im Grazer Paläozoikum ist durch die Transgression der Kainacher Gosau gegeben (Gräf 1975, Fritz et al. 1991, 1992, Ebner & Rantitsch 2000). Das Gosaubecken wurde in der Oberkreide (zirka 80 Ma) in Zusammenhang mit Extension gebildet (Neubauer 1988, Fritz et al. 1991). Der westliche, nordwestliche und nördliche Rand des Grazer Paläozoikums besteht aus einem System steil stehender, NE-SW streichender sinistraler Seitenverschiebungen und zirka N-S streichender, bipolarer Abschiebungen (Neubauer 1988, Ratschbacher et al. 1989, Neubauer & Genser 1990) (Abbildung 8). Dieses System miteinander verbundener sinistraler Seitenverschiebungen und flacher Abschiebungen („sinistral wrench corridor“) erleichterte die Hebung und Abkühlung des metamorphen Gleinalmdoms und war für die Subsidenz des Kainacher Gosaubeckens verantwortlich (Neubauer & Genser 1990, Neubauer et al. 1995). Im Bereich Frohnleiten- Gams sind basale Gosasedimente in die Gleinalmscherzone eingebunden (Fritz et al. 1991, 1992, Neubauer et al. 1995). In diesem West-Ost-Extensionsregime wurde das Grazer Paläozoikum entlang reaktivierter Überschiebungsf lächen vom kristallinen Untergrund abgeschoben (Fritz et al. 1991, Neubauer et al. 1995). Nach Krenn et al. (2008) wurde der Deckenkomplex des Grazer Paläozoikums, noch vor der miozänen Extrusion in den Ostalpen, von den umgebenden kristallinen Einheiten entkoppelt und agierte als großräumiger „extension-extrusion corridor“.



Abbildung 8: Tektonische Strukturen im Grazer Paläozoikum als Folge von Deckenstapelung und Extension (Fritz et al. 1992).

3.1.5 Metamorphose

Eine zweiphasige (variszische und alpidische) Metamorphose wird für das Grazer Paläozoikum in Betracht gezogen (Hoinkes et al. 1999, Neubauer et al. 1999). Punktuell, vor allem am Ostrand des Grazer Paläozoikums, kann variszische Metamorphose (obere Grünschieferfazies) von alpidischen Ereignissen getrennt werden (Fritz & Neubauer 1990). Inkohlung und Illitkristallinität des Grazer Paläozoikums liegen im Metamorphosebereich der späten Diagenese bis Epizone (Hasenhüttl & Russegger 1992). Die Inkohlungswerte der Lafnitzdorf Decke reichen von 4,4 % bis 7,2 % R_{max} (untere Anchizone), der Inkohlungsgrad nimmt geringfügig nach NE zu (Hasenhüttl & Russegger 1992). Die Illitkristallinität der Lafnitzdorf Decke liegt im Grenzbereich Anchi-/Epizone (Mittelwerte 0,23 -0,26 $\Delta 2\theta$), in allen Deckengruppen lässt sie eine Metamorphosezunahme von W nach E erkennen (Hasenhüttl & Russegger 1992). Hasenhüttl & Russegger (1992) nehmen eine unterschiedliche Metamorphoseentwicklung der einzelnen Decken an, die

Hochlantschdecke ist höher metamorph als die tektonisch tiefer liegende Laufnitzdorf Decke. Jüngere Untersuchungen (Rantitsch et al. 2005) zeigen, dass erhöhte Vitrinitreflexionswerte und Raman R2 Verhältnisse im nördlichen Grazer Paläozoikum eine Aureole parallel zu den Rändern des Grazer Paläozoikums bilden. Eine Temperaturabschätzung basierend auf Ramanspektren zweier Proben ergab für die Laufnitzdorf Decke eine „Peak metamorphic temperature“ <330 °C (Rantitsch et al. 2005).

3.1.6 Magnesitgenese

Die Genese des Spatmagnesits ist nach wie vor umstritten, neben einer syngenetisch-sedimentären wird eine epigenetisch-metasomatische Entstehung diskutiert. Die Bildung der Spatmagnesite in den ostalpinen Einheiten wurde vielfach untersucht, es wurden vor allem Modelle für die Entstehung des Magnesits der Grauwackenzone entwickelt. Einige der Bearbeiter übertrugen ihre Vorstellungen auf die Magnesitlagerstätte Breitenau (z.B. Felser 1977, Haditsch & Mostler 1978). Im Folgenden folgt ein Auszug aus den unterschiedlichen Hypothesen zur Magnesitbildung.

Syngenetisch-sedimentäre Magnesitentstehung

Leitmeier & Siegl (1954) und Siegl (1955, 1958) halten die Magnesitbildung für sedimentär bis frühdiagenetisch. Der Spatmagnesit kristallisiert während der Diagenese aus einem Primärsediment (wasserhaltiges Magnesiumkarbonat) oder einem Magnesiumkarbonattrihydratschlamm (Leitmeier & Siegl 1954). Lesko (1972) nimmt aus physikalisch-chemischen Gründen eine primär-sedimentäre Bildung des Spatmagnesits in einem O₂-armen, H₂S-, CO₂- und NH₄-reichen, reduzierenden Milieu an. Die Ausscheidung von wasserhältigen Magnesiumverbindungen und Mikroorganismenaktivität dürften in Zusammenhang gestanden sein, die Magnesitbildung und Kristallisation erfolgte anschließend bei höheren Überlagerungsdrücken und Temperaturen (Lesko 1972). Felser (1977) vertritt sedimentäre oder syndiagenetisch-metasomatische Magnesitbildung in einem vom offenen Meer abgetrennten Flachmeerbereich bzw. Lagune, in einem semiariden Klima, das zu erhöhtem Mg/Ca-Verhältnis des Meerwassers führte (Siegl 1969, Felser & Siegl 1977). Nach Siegl (1984) wurden Spatmagnesitlagerstätten in Becken des epikontinentalen Schelfs gebildet, in denen pelitische Sedimente und Magnesitvorgänger (Magnesiumhydrokarbonat) abgelagert wurden. Bei fortschreitender Diagenese kristallisierte Magnesit aus den Magnesitvorgängern (Siegl 1984). Pohl (1990) erklärt Spatmagnesite als sedimentäre bis frühdiagenetische Karbonate, die Ähnlichkeiten mit chloridischen Seichtwasserevaporiten zeigen. Nach Tufar et al. (1989) erfolgte in einem abgeschnürten, evaporitischen Becken unter semiariden Bedingungen Sedimentation von wasserhältigen Magnesiumkarbonaten, die diagenetisch in Magnesit umgewandelt wurden. Magnesium könnte zusätzlich durch Vulkanismus, Lösungen kontinentaler Herkunft, die durch Gesteinszersetzung

gebildet wurden und hydrothermale Lösungen zugeführt worden sein (Tufar et al. 1989).

Epigenetisch-metasomatische Magnesitentstehung

Zahlreiche geologische und petrographische Beobachtungen deuten auf eine epigenetische, hydrothermal-metasomatische Bildung von Spatmagnesitlagerstätten (Angel & Trojer 1953, Clar 1956, Friedrich 1951, 1958). Zschucke (1956) und Clar (1931, 1954) nahmen eine hydrothermale Entstehung des Magnesits der Breitenau an. Grobspätiger, heller Magnesit in Bänderungszonen und ausgewaschenen Hohlräumen wurde aus juvenilen Wässern ausgeschieden, nur in der Nähe von älteren Dolomiten kommt Metasomatose als Entstehungsursache in Betracht (Zschucke 1956). Haditsch (1969) schloss aus Gefügestudien und petrographischen Beobachtungen auf eine postdiagenetisch-metasomatische Bildung der Bändermagnesite von Asturreta und Dienten. Nach Johannes (1970) entstanden die Spatmagnesite durch Mg-Metasomatose unter Beteiligung von salzhaltigen (chloridreichen) Lösungen, die Magnesitbildung ist von der Temperatur und dem Salzgehalt der Lösungen abhängig. Kralik et al. (1989) schließen aus Isotopendaten, dass Spatmagnesite bei metamorphen oder hydrothermalen Ereignissen aus Vorgängerkarbonaten kristallisierten oder rekristallisierten. Haditsch & Mostler (1978) halten die Bildung der Spatmagnesite der nördlichen Grauwackenzone für epigenetisch-metamorph. Durch zirkulierende Porenlösungen wurde Mg spätdiagenetisch vorangereichert, die Spatmagnesite wurden dann unter einer strengen Faziesgebundenheit metamorph gebildet. Bei der Deckenüberschiebung der Grauwackenzone traten kältere, Mg²⁺-reiche Lösungen in wärmere Deckeneinheiten und bewirkten in diesen eine metasomatische Magnesitbildung aus dem ursprünglichen Dolomit (Morteani et al. 1983). Die Deckenüberschiebung bewirkte einen zur Deckenfront gerichteten Fluidstrom, der in der überschobenen Einheit Fluide erzeugte, die Dolomit metasomatisch in Magnesit umwandelten (Morteani & Neugebauer 1990). Ähnliche Muster der SEE-Verteilung in Vorgänger-Dolomiten und Magnesiten der nördlichen Grauwackenzone deuten auf hydrothermale Alteration bzw. Mg²⁺ Metasomatose (Möller 1989). Für Bau & Möller (1992) kommt für die Magnesite aus Radenthein aufgrund der Lanthaniden-Verteilung nur ein metamorphogen-metasomatisches minerogenetisches Modell in Frage. Prochaska (2000) entwickelte ein hydrothermal-metasomatisches Modell für die Spatmagnesite der Grauwackenzone. Hochsalinare, evaporitische Restlösungen, die in evaporitischen Becken im Perm (bis Untertrias) gebildet wurden, infiltrierten während eines permotriadischen Riffings die tieferen stratigraphischen Einheiten. Hoher Wärmefluss im Riftenvironment verursachte hydrothermale Konvektionssysteme, die mit der Hydrosphäre und den evaporitischen Lösungen in Verbindung standen. Spatmagnesite wurden in einem seichten, hydrothermalen Environment gebildet, sobald die Fluide in Kontakt mit den unterlagernden paläozoischen Karbonaten kamen (Prochaska 2000). Petrographie und Geochemie des Magnesits von Eugui-Asturreta zeigen, dass die Lagerstätte durch metasomatische Verdrängung eines Dolomitvorgängers entstand (Lugli et al. 2000).

Die Metasomatose wurde durch Fluidmigration entlang von Stylolithen und Schichtflächen begünstigt (Lugli et al. 2000). Nach Azim Zadeh (2009) wurde der Spatmagnetit von Hohentauern/Sunk (Grauwackenzone) epigenetisch durch metasomatische Umwandlung dolomitischer Protolithen durch hochsalinare, Mg-reiche Lösungen gebildet.

4 Geologische Beschreibung der Lagerstätte

In diesem Kapitel wird die Schichtfolge der Magnesitlagerstätte Breitenau in einem schematischen Säulenprofil abgebildet, die Liegendschichten, der Karbonatkörper (Magnesit, Dolomit) und die Hangendschichten werden petrographisch beschrieben. Weiters werden die tektonischen Verhältnisse in der Lagerstätte und Detailprofile von mehreren Bereichen der Lagerstätte und Bohrungen dargestellt. Ausgewählte Proben der unterschiedlichen Lithologien (Magnesit, Dolomit, liegende und hangende Nebengesteine) werden geochemisch und isopenchemisch charakterisiert und Ergebnisse von Vitritreflexionsmessungen an einer Magnesitprobe werden angeführt.

4.1 Schematisches Säulenprofil

Basierend auf den Detailprofilen der Lagerstättenbereiche (Horizont XII, Wendel SH 294 m, Tagbau), Bohrungen (242, 346, 229) und Daten der Literatur (Gollner 1985, Gollner & Zier 1985) wurde ein schematisches Säulenprofil der Magnesitlagerstätte Breitenau erstellt (Abbildung 9). Im Liegenden ist zirka 8 m mächtiger rötlicher bis grünlich- grauer Sandstein ausgebildet, darüber folgt dunkler siltiger Schiefer (zirka 30 m). Stellenweise sind roter und grüner Tonschiefer ausgebildet. Gollner (1985) beschreibt im Liegenden des Magnesits 30 bis 80 m mächtige Tonsteine und untergeordnet feinblättrige Tonschiefer, in die Sandstein, Lydit und Vulkanite (Metatuffite) eingeschaltet sind. Die von ihm gefundenen Vulkanitlesesteine seien bevorzugt nahe der Basis zum hangenden Magnesit zu finden (Gollner 1985). Der Kontakt des liegenden dunklen Schiefers zum hangenden Magnesit ist tektonisch. Der Karbonatkörper (Breitenau Subformation) wird im liegenden und zentralen Bereich der Magnesitlagerstätte vor allem aus massigem (Mm), gebändertem (Mgeb) und fleckigem (Mf) Magnesit, stellenweise aus grauem (Mg) bis grau gebändertem (Mggeb) Magnesit mit unterschiedlichen Anteilen an C_{org} -reichem und silikatischem Pigment aufgebaut. Teilweise sind im Magnesit Rosszähne (Dwg) ausgebildet, größere Bereiche aus Rosszahndolomit (10er cm bis m) treten vor allem nahe der Reaktionsfront von Dolomit und Magnesit auf (z.B. Tagbau). Im nördlichen Bereich des Tagbaus besteht der Karbonatkörper vom Liegendkontakt in Revier II Nord bis zum Hangendkontakt aus grauem (Dg) und grauem, feingebänderten (Dfgeb) Dolomit, gelegentlich sind unregelmäßige Magnesitkörper eingeschaltet. Gegen das Hangende sind Dolomit und Magnesit gebankt, der Magnesit enthält mehr Pigment (Silikat, C_{org}). Es treten grobpinolitischer (Mpg), grobkörnig gleichkörniger (Mgk), grauer feinkristalliner (Mgf) und roter Magnesit (Mr) auf. In den hangenden Bereichen des Karbonatkörpers sind schwarzer (Ds), grauer (Dg) und roter (Dr) Dolomit entwickelt, die vereinzelt von Magnesit verdrängt werden. Die Mächtigkeit des Karbonatkörpers variiert, die im Profil angegebene Mächtigkeit setzt sich aus der wahren Mächtigkeit des Karbonatkörpers in Horizont XII und Bohrung 346 zusammen (zirka 105 m). Der

Karbonatkörper ist intern gestört. Im Hangenden des Karbonatkörpers ist an manchen Stellen ein zirka 50 cm mächtiges Band aus schwarzem Schiefer, der organischen Detritus enthält, ausgebildet. Stratigraphisch hangend folgt Metatuffit (15 bis 30 m). In den Metatuffit sind violetter Kalk mit Korallen, pyritreiche Kalkbänder (5 bis 10 cm), schwarzer Quarzit (20 cm), alterierter Diabas (wenige m mächtig) und siltiger Dolomit eingeschaltet. Gollner (1985) beschreibt Linsen aus grauen Kalken mit Echinodermatenbruchstücken im Metatuffit. Nach Gollner (1985) ist der Metatuffit der Grenzhorizont zwischen mittlerem und oberem Anteil der Hackensteiner Formation. Hangend ist schwarzer Tonschiefer (zirka 30 m) ausgebildet, der teilweise mit Lydit wechsellagert. In den schwarzen Tonschiefer sind ein Kalkband (10 bis 20 cm) und Metatuff (zirka 5 m mächtig) eingeschaltet. In der Nähe des Metatuffs ist der Tonschiefer tuffitisch beeinflusst, teilweise ist eine Wechsellagerung von schwarzem und tuffitischem, feinkristallinem Grünschiefer ausgebildet. Stratigraphisch hangend folgt eine zerrüttete Zone (Deckenüberschiebung) und Kalkschiefer der Kogler Formation (Kalkschiefer Decke). Die Kogler Formation ist bis zu 800 m mächtig (Gollner & Zier 1985).

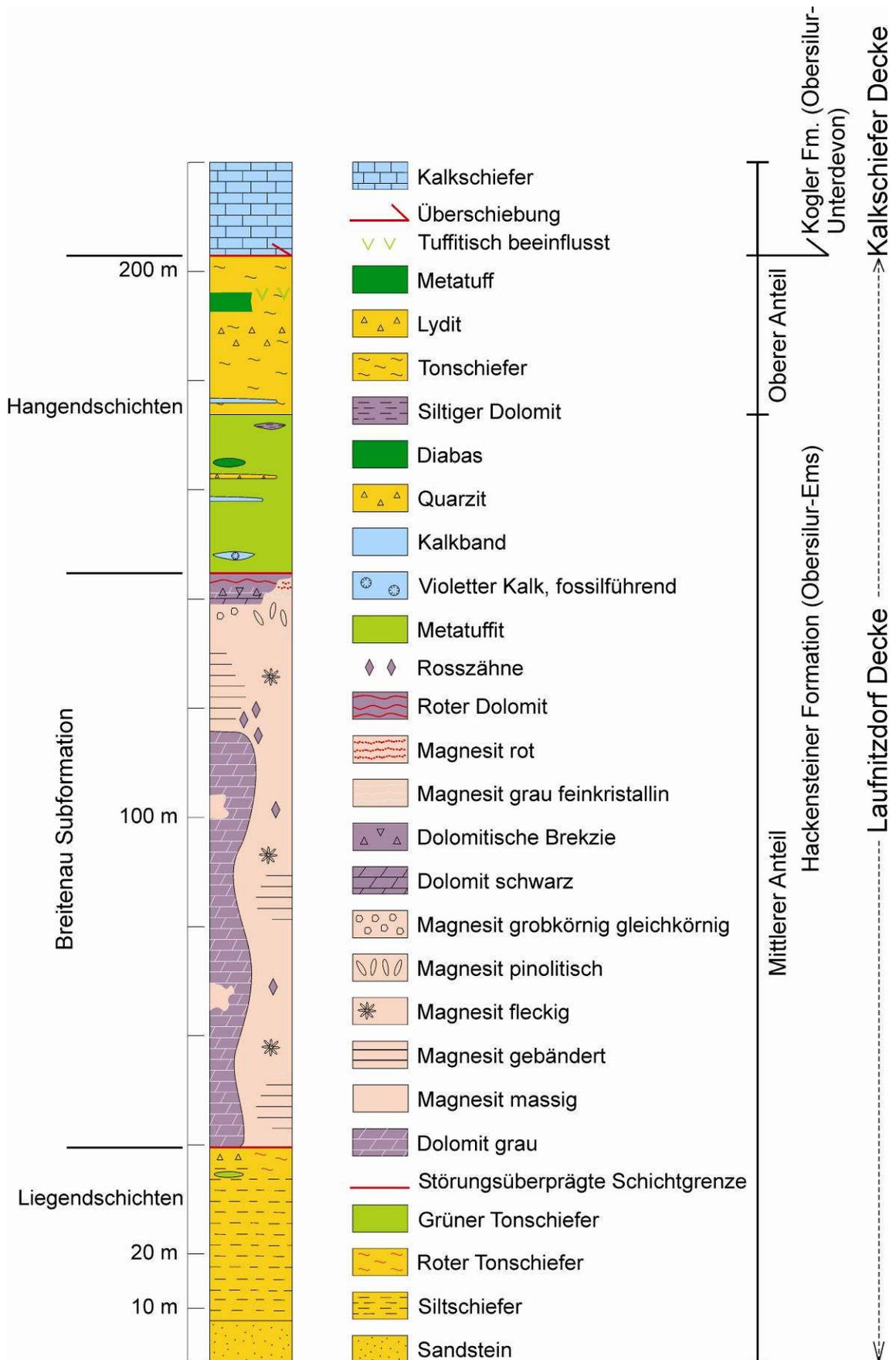


Abbildung 9: Schematisches Säulenprofil durch die Magnesitlagerstätte Breitenau.

4.2 Beschreibung der Lithologien

Die Liegendschichten, die Breitenau Subformation (Magnesit-/Dolomitmörper) und die Hangendschichten werden im Folgenden makroskopisch und mikroskopisch beschrieben. Die Probenliste mit Auflistung aller durchgeführten Untersuchungen ist in Anhang 2 zu finden. Die Ramanspektren der innerhalb des Karbonatkörpers und in den Nebengesteinen auftretenden Minerale sind in Anhang 6 beigefügt (Abbildung 98 bis Abbildung 117).

4.2.1 Liegendschichten

Im unmittelbar Liegenden des Karbonatkörpers tritt vor allem dunkelgrau-schwarzer Schiefer auf. Gelegentlich sind am Kontakt zur Breitenau Subformation grüner und roter Tonschiefer ausgebildet. Diese Gesteine sind dem mittleren Anteil der Hackensteiner Formation zuzurechnen, für sie ist ein Obersilur-Alter anzunehmen (Gollner 1985).

Dunkelgrau-schwarzer Schiefer

Der dunkelgrau-schwarze Schiefer besteht aus einer feinkristallinen, geschieferten Grundmasse, die keine Reaktion mit 10%-iger HCl zeigt. Die blättrige Grundmasse enthält vermutlich Phyllosilikat und C_{org} und wird von größeren, hellen Gängen und Klüften durchzogen. Die Gang- bzw. Kluffüllungen bestehen aus Dolomit und Quarz, untergeordnet tritt grünes, blättriges Silikat (Chlorit?) auf. Vereinzelt durchziehen feinste, bräunlich angewitterte Karbonatäderchen die hellen Kluffüllungen und die dunkle Grundmasse. Der Schiefer ist tektonisch stark beansprucht und zerschert.

Die dunkle, phyllitische Grundmasse des Schiefers besteht aus feinkristallinem Quarz (zirka 60 μm), C_{org} und Serizit, stellenweise ist die Grundmasse gröber rekristallisiert. Akzessorisch sind Pyrit, Anatas, detritärer Muskowit und Apatit enthalten. Gänge sind mit jungen, gröber kristallinen Quarzmobilisaten aufgefüllt. Einerseits ist Quarz bei der Rissöffnung granoblastisch, andererseits als Faserkristallinat (Abbildung 10) gewachsen. Klüfte sind auch mit Dolomit gefüllt, feine Zerrfugen in den grobkristallinen Bereichen sind öfter mit feinkristallinem Chlorit verheilt. Teilweise treten in Gängen und von Gängen ausgehend länglich-mandelige Karbonatkristalle (Mesitin) auf (Abbildung 11). Die silikatreichen Lagen sind intensiv zerschert, stellenweise ist eine Krenulationsfältelung entwickelt.

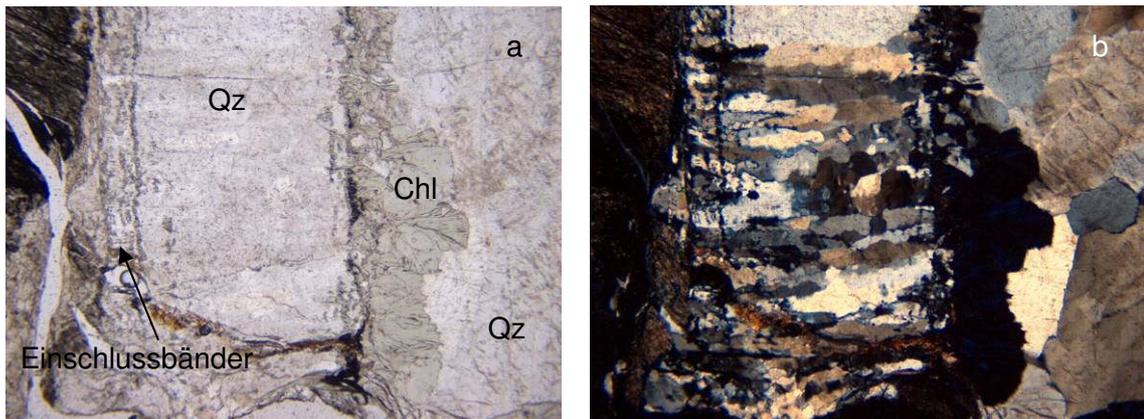


Abbildung 10: a) Faserquarz mit Einschlussbändern in Zerrfugen und Chlorit, Dünnschliff 58-1, IIN, Bildbreite 3,84 mm; b) gekreuzte Nicols; Qz Quarz, Chl Chlorit.

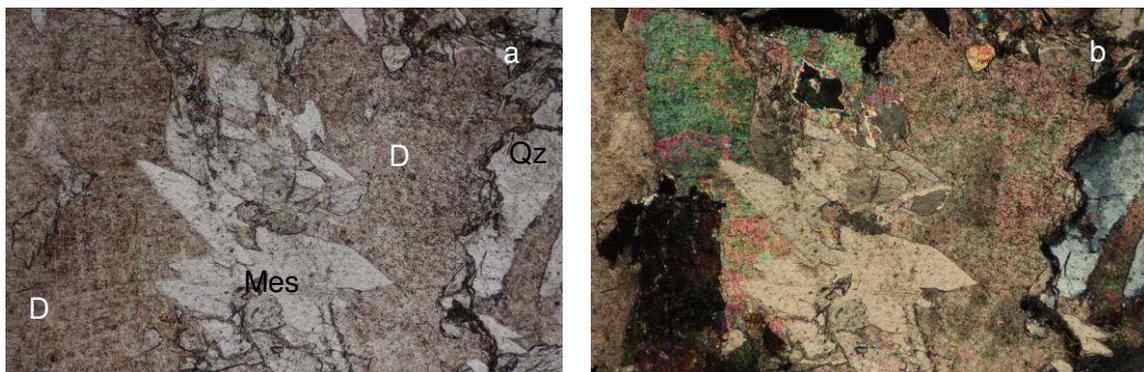


Abbildung 11: hypidiomorphe Mesitinkristalle (Mes) in Dolomit (D), Dünnschliff 58-1, Bildbreite 2 mm; a) IIN; b) +N.

Grüner Tonschiefer

Das feinkristalline, grüne Gestein ist stellenweise rötlich gefleckt und zeigt Übergänge zu rotem Tonschiefer. Der Hauptbestandteil des Gesteins sind feinkristalline Silikate. Karbonatadern sind parallel und schräg zur Schieferung ausgebildet, vereinzelt treten feine Pyritkristalle in den Adern auf. Dieser Tonschiefer tritt in Revier II Nord in einer Scherzone mit rotem Tonschiefer auf.

Der Schiefer enthält Quarz, Chlorit und Serizit, akzessorisch treten Pyrit, Rutil und Apatit auf. Die feine Grundmasse wird von kleinen Quarz- und Chloritkriställchen aufgebaut, Serizitlamellen sind parallel zur Schieferung eingeregelt. Die Korngröße des Schiefers liegt im Bereich von Mittelsilt (0,01 mm). Pyrit tritt in Lagen parallel zur Schieferung und in Dolomitäderchen auf. In Gängchen sind die Pyritkristalle (0,15 bis 0,3 mm) idiomorph ausgebildet, parallel zur Schieferung ist ihre Kristallform ungewöhnlich länglich (bis 0,07 mm lang). Adern sind mit Dolomit und Breunnerit gefüllt (Abbildung 12b). Der Tonschiefer ist zerbrochen und zerschert, teils sind

Scherbänder mit karbonatischen Abrisshäkchen entwickelt. Es ist ein sc-Gefüge erkennbar (Abbildung 12a).

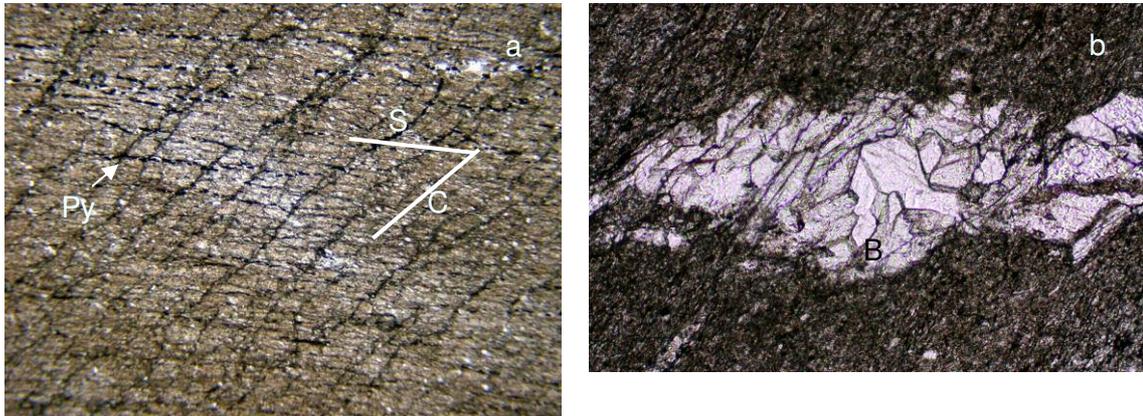


Abbildung 12: a) feinkristalline Grundmasse und länglicher Pyrit (Py) parallel zur Schieferung eingeregelt, sc-Gefüge (S: Schieferungsfläche; C: Scherfläche), Dünnschliff 64-1, IIN, Bildbreite 3,84 mm; b) Breunneritader (B) in grünem Tonschiefer, Dünnschliff 64-2, IIN, Bildbreite 1 mm.

Roter Tonschiefer

Der rote Tonschiefer ist feinkristallin und dicht, einzelne Komponenten sind makroskopisch nicht erkennbar. Feinste, weiße, teils zerscherte Karbonatädrchen durchziehen den Tonschiefer. Der Kontakt zu violetter bis grünem Tonschiefer ist uneben (fein gewellt-verfaltet). Dieser beanspruchte Tonschiefer tritt in Revier II Nord in einer Scherzone mit tektonischem Kontakt zum hangenden Magnesit auf.

Hauptbestandteile des Schiefers sind Quarz und disseminierter Hämatit, untergeordnet treten Chlorit und Serizitlamellen auf, akzessorisch ist Rutil enthalten. Die Quarzkristalle sind wenige μm groß, die Korngröße der Klasten liegt im Grenzbereich von Ton und feinem Silt. Gängchen sind mit Dolomit verheilt, stellenweise tritt in den Gängchen auch Breunnerit auf (Abbildung 13). Der Schiefer zeigt ein sc-Gefüge, die Gängchen wurden mit dem Schiefer deformiert.

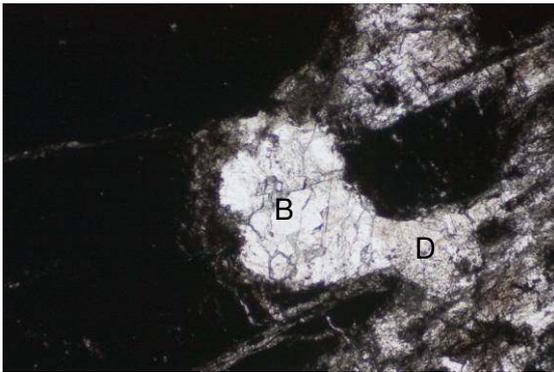


Abbildung 13: Ader mit Breunneritkristallen (B) und Dolomit (D) in rotem Tonschiefer, Dünnschliff 64-2, IIN, Bildbreite 1 mm.

4.2.2 Breitenau Subformation

Die Breitenau Subformation (Magnesit-/Dolomitkörper) wird aus unterschiedlich ausgebildeten Magnesiten und Dolomiten aufgebaut. Der zentrale Bereich des Karbonatkörpers besteht aus massigem grauem bis feingebändertem Dolomit und aus massigem, fleckigem und gebändertem Magnesit. Untergeordnet treten in diesen Magnesithaupttypen zahlreiche Magnesitsondertypen auf. Vereinzelt sind unregelmäßig begrenzte Magnesitkörper (bis mehrere m) in den Dolomit eingeschaltet. Der hangende Abschnitt des Karbonatkörpers ist aus Bänken verschiedener Dolomit- und Magnesittypen aufgebaut. In diesem Bereich treten gebankter schwarzer und grauer Dolomit, Dolomitmekzie, dunkelgrau-feingebankter, rotfleckiger und roter geflaserter Dolomit auf. In diesen Dolomiten kommen gelegentlich kleinräumige Magnesitmineralisationen vor (z.B. schwarze Magnesitkristalle, feinkörniger Magnesit). In den hangenden Anteilen des Karbonatkörpers sind auch Bänke aus pinolitischem, grobkörnig gleichkörnigem, grauem, rotem und dunkelgrauem feinkristallinen Magnesit ausgebildet. Rosszahndolomit, skelettartiger Dolomit, sehr feiner Dolomit und Redolomitisierung von Magnesitkristallen entlang von Spaltrissen und Kristallgrenzen treten in den Magnesitarenalen auf. Dolomite in Störungen, Klüften und Drusen sind die jüngsten Karbonatbildungen innerhalb der Breitenau Subformation und in den Liegend- und Hangendschichten.

Der Kontakt des Karbonatkörpers zu den Liegendschichten ist oft tektonisch überprägt. Der hangende Kontakt von Karbonatkörper und Hangendschichten ist ebenfalls häufig tektonisch beeinflusst, selten ist die ursprüngliche sedimentäre Abfolge ungestört erhalten.

***Dolomite-Magnesit*ausgangsgesteine**

Da der graue, feingebänderte Dolomit und die hangenden, gebankten Dolomite mikroskopisch keine Unterschiede der Gefüge aufweisen, erfolgt ihre mikroskopische Beschreibung im Anschluss an die makroskopische Typbeschreibung gemeinsam.

Grauer feingebänderter Dolomit (Dfgeb)

Der graue feingebänderte Dolomit tritt im liegenden und zentralen Bereich des Karbonatkörpers auf. Dieser Typ wird aus grauem und weißem feinkristallinen Dolomit (<1 mm) aufgebaut. Graue Lagen, die untergeordnet dunkle, silikatische (?) Einschlüsse enthalten, wechseln mit weißen, schmalen, ausdünnenden und anschwellenden Dolomitlagen. Der Bänderungsabstand dieses Dolomits beträgt 1 bis 2 mm. Die feine Bänderung ist mit kurzen Unterbrechungen über einige 10er cm verfolgbar, stellenweise wird sie jedoch von einer gröberen Bänderung (Bänderungsabstand zirka 5 cm), die anders orientiert ist, begrenzt (Abbildung 14). Nahe am Kontakt zum Magnesit enthält dieser Dolomit relativ viel feinverteilten Pyrit in den grauen Lagen.



Abbildung 14: a) Dfgeb (Probe 61b); b) Dfgeb mit grober Bänderung (Revier II Nord).

Schwarzer Dolomit (Ds)

Der schwarze, gebankte, feinkristalline (<1 mm) Dolomit tritt vor allem in hangenden Bereichen des Karbonatkörpers auf (Revier VI, Wendel SH 294 m), in Horizont XII ist er in einem zentralen Teil der Lagerstätte in einer gestörten Zone aufgeschlossen. Gelegentlich ist ein Wechsel von schwarzen und helleren Lagen, die etwas gröbere, hellere Dolomitkristalle enthalten, erkennbar. Selten sind gröber kristalline (bis 1,5 cm), weiße „Linsen“ (evt. Fossilreste) aus Dolomit und gelegentlich Magnesit erkennbar (Abbildung 15a). Teils treten Drusen mit idiomorphen, klaren, rhomboedrischen Dolomitkristallen (Di) auf. Dunkle, silikatreiche Styloflächen durchziehen den Dolomit zirka parallel zur Schichtung. Querschlägige, mit weißem Dolomit gefüllte Gänge (DGKf) treten häufig auf, vereinzelt sind auch Fiederspalten ausgebildet. Das Gestein ist gebankt (maximal 8 cm), die gewellten Schichtflächen enthalten reichlich schwarzes, stark färbendes, kohlenstoffhaltiges, silikatisches Material. Diese tonig-

C_{org}-reichen Lagen sind bis wenige cm dick. Im schwarzen Dolomit sind häufig magnesitische Komponenten ausgebildet. Neben Magnesitnestern aus hellen Magnesitkristallen kommen im schwarzen Dolomit schwarze Magnesitkristalle (Ms, Msstylo), größere, radialstrahlige, zonierte Magnesite (Mzon) und feinpinolitische, magnesitische (Mpf) Bereiche vor. In Revier VI tritt eine Lage auf, die zur Hälfte aus pinolitischem Magnesit (Mpf) und zur Hälfte aus schwarzem Dolomit (Ds) besteht, die Grenze ist nicht scharf ausgebildet, helle Magnesitkristalle wachsen in den Dolomit. Der Kontakt zwischen schwarzem Dolomit (Ds) und pinolitischem Magnesit (Mpg) ist im Revier VI metasomatisch, pinolitische Magnesitkristalle (Mpg) wachsen ungerichtet in den schwarzen Dolomit (Abbildung 16). Der schwarze Dolomit enthält Silikatlagen und ist in beanspruchten, gestörten Bereichen verfaultet und zerrüttet (Abbildung 15b).



Abbildung 15: a) Ds mit Fossilresten, Revier VI (Probe 23); b) Ds, Horizont XII.



Abbildung 16: Kontakt Ds/ Mpg (Probe 16).

Größere schwarze Magnesitkristalle (Ms) in schwarzem Dolomit (Ds)

Große, bis 3 cm große schwarze Magnesitkristalle (keine Reaktion mit 10%-iger HCl) (Abbildung 17) sind in schwarzem Dolomit (Ds) zu finden, von dem sie sich deutlich durch ihren Glanz abheben.



Abbildung 17: Ms (Probe 1).

Schwarze Magnesitkristalle, von Styolithen ausgehend (Msstylo) in Ds

Kleinere (0,3-1 cm), längliche, schwarze Magnesitkristalle (Abbildung 18) wachsen von Styolithen ausgehend richtungslos in schwarzem Dolomit (Ds).



Abbildung 18: Msstylo (Probe 36).

Feinkörniger Magnesit (Mfk) in Ds

Weiß bis wenige mm-große Magnesitkristalle sind unregelmäßig in einer dunklen tonig-C_{org}-reichen Grundmasse enthalten (Abbildung 19a). Die Form der Kristalle ist rundlich-gedrunken bis pinolitisch. Dieser Magnesittyp tritt kleinräumig innerhalb von schwarzem Dolomit (Ds) (Abbildung 19b) auf.



Abbildung 19: a) Mfk (Probe 11); b) Mfk in Ds (Revier VI).

Grauer bis graugebänderter Dolomit (Dg)

Dieser Dolomit ist feinkristallin (<1 mm), einzelne Kristalle sind makroskopisch kaum erkennbar. Häufig sind gröbere (Kristalle wenige mm), länglich-unregelmäßige Flecken aus weißem Dolomit enthalten, die eine Bänderung andeuten (Abbildung 20a). Stellenweise sind nicht näher bestimmbare Fossilreste (0,5-2 cm) erkennbar. Weiße, dolomitische Gänge (DGKf) durchschlagen den Dolomit. Parallel zur Schichtung sind schwarze Styloflächen ausgebildet. Der graue Dolomit ist dicker gebankt als der schwarze Dolomit (Ds) (bis 15 cm), die Schichtflächen sind wellig ausgebildet. Zwischen den Schichtflächen ist schwarzes Material angereichert, das einige cm dicke Lagen formt. Im Bereich der Wendel SH 294 m tritt eine Bank auf, die im unteren Bereich aus grauem Dolomit (Dg), im oberen aus pinolitisch-lagigem Magnesit (Mpg) besteht. Die Grenze zwischen den Lithologien ist relativ scharf ausgebildet (Abbildung 20b).

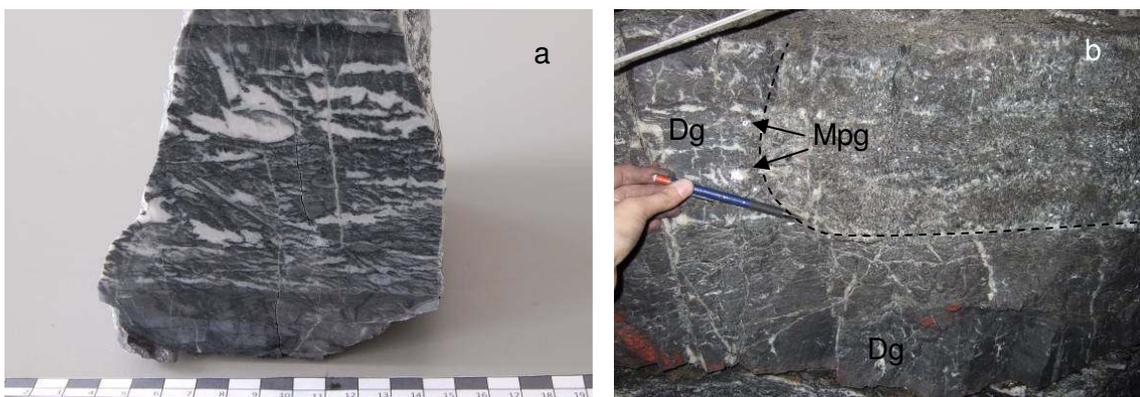


Abbildung 20: a) Dg mit weißen Dolomitflecken (Probe 20); b) Kontakt Dg/Mpg (Wendel SH 294 m).

Anmerkungen zu den Conodontenfunden

Aus dem gebankten, grau bis graugebänderten Dolomit konnten zwei dunkelgrau gefärbte Conodontenfragmente isoliert werden.

Fragment 1:

Element der Einzelementformgruppe *Spathognathodus inclinatus*, das sich durch eine wulstartige Verdickung des Blattes auszeichnet.

Fragment 2:

Element der Einzelementformgruppe *Plectospathodus* mit einer auf den Hauptzahn hinaufgezogenen Basalgrube.

Beide Fragmente sind nicht weiter bestimmbar. Sie gehören Conodontenapparaten an, die im Obersilur und Unterdevon weit verbreitet sind.

Roter Dolomit (Dr)

Der rote Dolomit ist feinkristallin (<1 mm) und zuckerkörnig. Langgezogene, schmale „unförmig-linsige“ Flecken aus etwas größerem, weißem Dolomit (mm-Bereich) sind darin enthalten (Abbildung 21a). Die hellen Flecken scheinen innen grau-klar, randlich weiß-trüb, sie sind parallel zur Schichtung ausgelängt. Der rote Dolomit zeigt eine Flaserung. Dunkelrote, tonige, silikatische(?), wellige Lagen durchziehen ihn zirka parallel zur Schichtung. An einer Stelle ist ein weißer, gröber kristalliner, dolomitischer Gang ausgebildet, der den roten Dolomit quer durchschlägt (Abbildung 21b). Von diesem Gang ausgehend ist das Gestein einseitig alteriert. Die dunkelroten Silikathäute zeigen in diesem zirka 2 cm breiten Bereich grüne Farbe (chloritisiert), der rote Dolomit ist blasser (rosa) gefärbt. In dieser Zone ist auch etwas Hämatit enthalten. Im Bereich der Wendel SH 294 m ist der rote Dolomit im cm-Bereich dünn gebankt. Zwischen den Bänken sind - im Gegensatz zu Revier VI - grüne, bis cm dicke Silikathäute bis -lagen ausgebildet. Dieser Dolomit zeigt Übergänge zu grauem und rotfleckigem Dolomit (Drf).

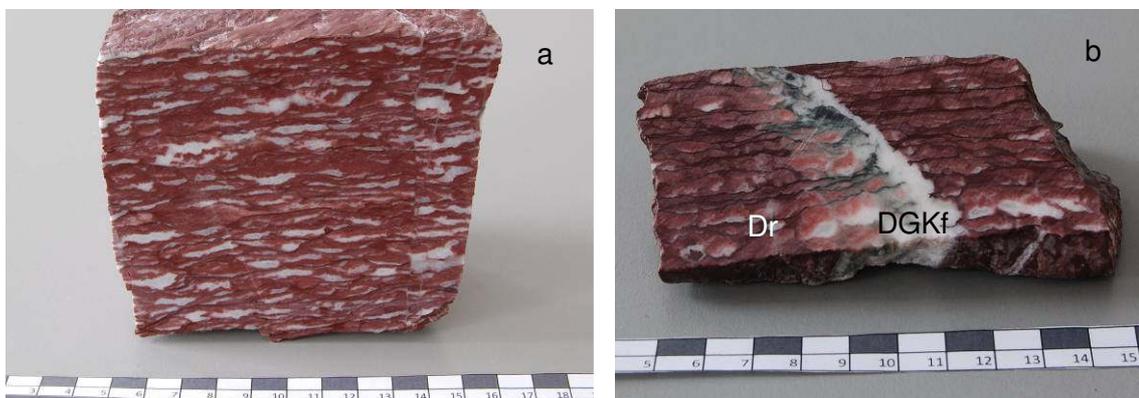


Abbildung 21: a) Dr (Probe 21a); b) Dr mit Dolomitgang und Alteration (Probe 21b).

Rotfleckiger Dolomit (Drf)

In grauem Dolomit sind unregelmäßige, rot-weiße, dolomitische Flecken ausgebildet, die häufig ungefähr parallel zur Schichtung ausgelängt sind (Abbildung 22). Der graue Dolomit ist feinkristallin (<1mm). Die Flecken bestehen aus feinkristallinem rotem und etwas größerem weißem Dolomit (mm-Bereich). Sie sind entweder einheitlich rot oder rot-weiß gefärbt. Die zweifarbigen Flecken zeigen im liegenden Bereich weiße, darüber rote, nach oben heller werdende Färbung. Das Gestein wird von dunkelgrauen, schwach pyrithaltigen Stylolithen durchzogen, die gelegentlich die Flecken begrenzen.



Abbildung 22: Drf (Probe 46).

Dunkelgrauer feingebankter Dolomit (Dgf)

Der graue Dolomit ist feinkristallin und im Abstand von zirka 0,6 cm fein gebankt (Abbildung 23a). Die Dolomitlagen sind uneben begrenzt und ihre Mächtigkeit variiert (Abbildung 23b). Schwarze, silikatische(?), möglicherweise kohlenstoffhaltige Zwischenlagen (bis 0,5 cm dick) trennen die einzelnen Dolomitbänkchen. In diesen dunklen Zwischenlagen ist relativ viel Pyrit enthalten. Die Gesamtmächtigkeit dieses Dolomits beträgt maximal 15 cm. Vereinzelt durchziehen querschlägige, weiße Dolomitadern (DGKf) den Dolomit.

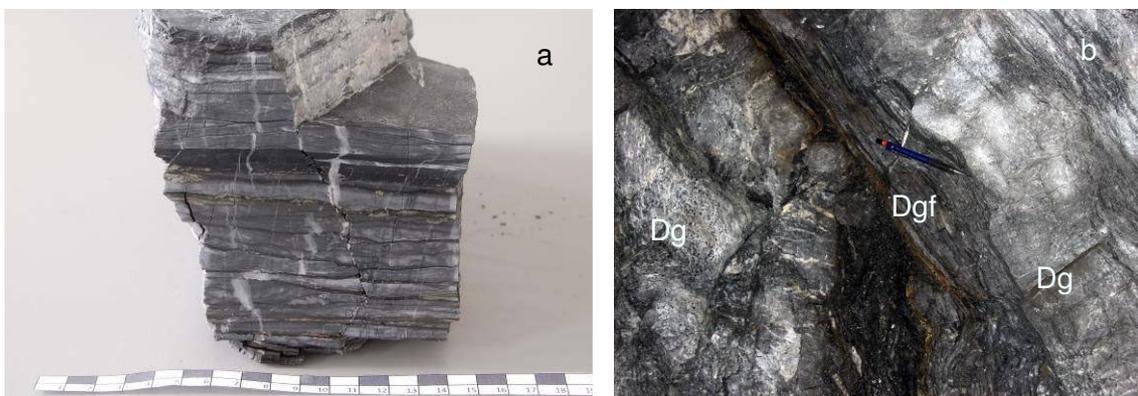


Abbildung 23: a) Dgf (Probe 29); b) Dgf (Wendel SH 294 m).

Siltschiefer

Der Siltschiefer ist innerhalb des Karbonatkörpers zwischen liegendem rotfleckigem Dolomit und hangender dolomitischer Brekzie bei der Wendel SH 294 m ausgebildet. Der zirka drei cm dicke Siltschiefer ist lagig aufgebaut, dunkelgraue und bräunlich-grüne Lagen (mm-breit) wechseln einander ab. Vereinzelt treten hellgraue karbonatische Linsen (bis 4 mm dick) auf.

Die Hauptbestandteile des Siltschiefers sind Quarz, Chlorit und Serizit, untergeordnet sind C_{org} , Pyrit und Kupferkies (oder Millerit), akzessorisch Rutil, Anatas und Turmalin enthalten. Die Chloritkristalle sind bis 6 μm groß, Quarzkristalle sind bis 20 μm groß, die Korngröße der Zwischenlage liegt im Bereich von Fein- bis Mittelsilt (Abbildung 24). Framboidaler Pyrit ist zirka parallel zur Schieferung in der Grundmasse verteilt, Kupferkies (oder Millerit) tritt in den framboidalen Gebilden und in Rissen und Gängchen quer zur Schieferung auf. Karbonatäderchen sind sowohl zirka parallel zur Schieferung, als auch quer dazu entwickelt. Schieferungsparallele Adern sind mit Mesitin gefüllt, querschlägige bestehen aus feinkristallinem Dolomit.

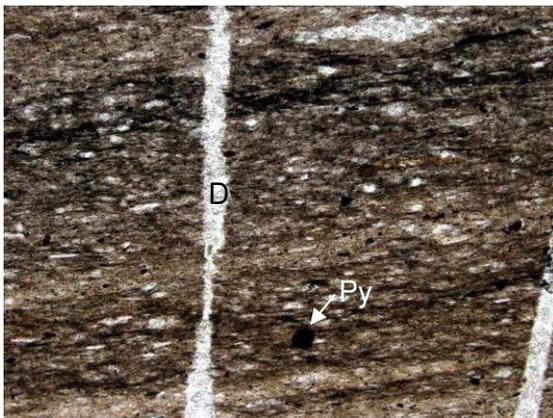


Abbildung 24: Grundmasse des Siltschiefers, Dolomitader, Dünnschliff 55, IIN, Bildbreite 0,885 mm.

Dolomitische Brekzie (DB)

Die dolomitische Brekzie tritt als stratigraphisches Schichtglied bei der Wendel SH 294 m auf und ist nicht tektonisch entstanden. Die Brekzie (Abbildung 25) besteht aus einer sehr feinen, dunkelgrauen bis schwarzen, dolomitischen Grundmasse. Darin befinden sich Klaster unterschiedlicher Größen, die aus grauem und etwas größerem weißen Dolomit bestehen. Im stratigraphisch liegenden Bereich der Klaster ist der weiße Dolomit ausgebildet, darüber folgt der hellgraue Dolomit, selten scheinen die Komponenten grau-weiß gebändert. Die Klaster sind eckig bis leicht abgerundet, unregelmäßig geformt und häufig parallel zur Schichtung ausgelängt. Ihre Größe variiert von 0,3 bis 4 cm, stellenweise sind größere Komponenten (bis 8 cm) entwickelt. Eine Gradierung der Komponenten ist nicht erkennbar. Die Brekzie wird von weißen Dolomitklüftchen (DGKf) durchzogen. Schwarze silikatische(?) Styloflächen sind

ungefähr parallel zur Schichtung ausgebildet und begrenzen die Klasten teils stratigraphisch liegend und hangend. Untergeordnet ist Pyrit enthalten.



Abbildung 25: DB bei der Wendel SH 294 m.

Mikroskopische Beschreibung

Die Dolomite sind generell als Mikrodolosparite anzusprechen, in denen zwei Dolomitgenerationen unterscheidbar sind.

Dolomitgeneration 1

Die Dolomitekristalle der ältesten Dolomitgeneration sind meist xenomorph mit unregelmäßigen Kristallgrenzen und etwas gröberkristallin (0,3 bis 0,4 mm) als Kristalle des Dolomit 2. Meist treten Kristalle des Dolomit 1 nur reliktsch in Dolomit 2 auf (Abbildung 26a), selten sind Pflastergefüge des Dolomit 1 erhalten. Häufig sind Zwillingslamellen entwickelt, die teilweise verbogen sind. Diese Dolomitekristalle löschen stark undulös aus, was auf tektonische Beanspruchung hindeutet. Dolomit 1 wird von Dolomit 2, Magnesit und Dolomit 4 verdrängt. Da anzunehmen ist, dass Kristalle bei der Umwandlung zu größeren Gefügen rekristallisieren, könnte es sich bei Dolomit der Generation 1 auch um Fossilreste handeln.

Dolomitgeneration 2

Diese Dolomitgeneration ist der Hauptbestandteil der frühen Dolomite. Die Kristalle des Dolomit 2 sind hypidiomorph, teils sind gerade Kristallgrenzen und andeutungsweise Rhomboeder entwickelt. Das Gefüge von Dolomit 2 ist gleichkörnig hypidiotop (Abbildung 26a). Der mittelkristalline Dolomit (0,1 bis 0,2 mm, Dolosparit) zeigt hellbraune Eigenfarbe und löscht undulös aus. Von den mittelgroßen Kristallen ausgehend wachsen größere Dolomitekristalle (0,7 bis 0,9 mm) derselben Generation in Hohlräume (Abbildung 26b). Die größeren Kristalle sind zonar gebaut, Wachstumsflächen sind durch verschiedene Färbung (primäre FI Züge) deutlich unterscheidbar. Einschlussreiche Zonen, vor allem im Kern der Dolomitekristalle, sind braun durchstäubt, die Ränder sind meist farblos-klar. Die größeren Dolomitekristalle löschen ebenfalls undulös aus. Zwischen den Kristallen der Hohlraumfüllung ist kaum

Pigment enthalten. In Zwickeln und um die mittelgroßen Kristalle des Dolomit 2 ist dunkles Pigment angereichert, das aus C_{org} , Chlorit, Pyrit, untergeordnet Quarz, Rutil, Anatas und Apatit zusammengesetzt ist. Teils ist fein disseminierter Hämatit (wenige μm) im Dolomit 2 enthalten. Häufig sind parallel zur Schichtung orientierte, meist gezackte Stylolithen entwickelt. Der Dolomit 2 verdrängt Dolomit 1 und detritären Quarz und wird von Magnesit und Dolomit 4 verdrängt.

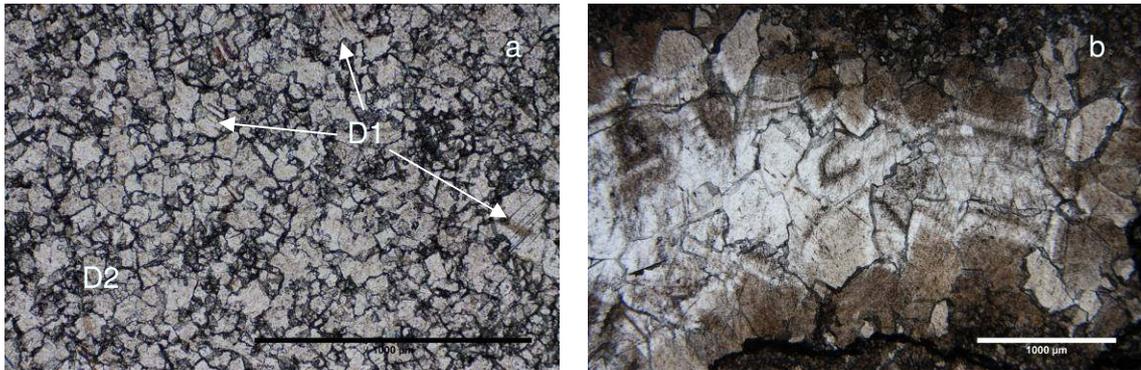


Abbildung 26: a) Dolomit 1 und Dolomit 2, hypidiotopes Gefüge, Dünnschliff 16-1, IIN, Balken entspricht 1 mm; b) grobe, zonar gebaute Dolomitkristalle, Dünnschliff, 46, IIN.

Gröberkristalline Dolomitaggregate (ehemalige Fossilien?) (Dolomit 1, Dolomit 2?)

Die Dolomitaggregate stellen möglicherweise Reste rekristallisierter Fossilien dar (Abbildung 27). Die Dolomitkristalle (zirka 0,4 mm) sind meist xenomorph mit unregelmäßig gebogenen Kristallgrenzen. Die Kristalle sind eher klar, selten verzwilligt und löschen teilweise undulös aus. Ihr Kontakt zur umgebenden Grundmasse aus Dolomit 2 ist scharf, die groben Kristalle sind nicht von Dolomit 2 ausgehend gewachsen. Diese Dolomitaggregate waren bereits vor der Magnesitbildung vorhanden.



Abbildung 27: Dolomitaggregat in Dolomit 2, Dünnschliff 26, IIN.

Magnesit

Zuerst werden die gesteinsbildenden Magnesite, die die Hauptmasse der Lagerstätte ausmachen, und darin ausgebildete Sondertypen makroskopisch beschrieben, dann werden die hangenden Magnesite dargestellt. Die mikroskopische Beschreibung der Magnesite erfolgt gemeinsam, da nur eine Magnesitgeneration vorliegt und die Gefüge aller Magnesithaupt- und -subtypen keine Unterschiede aufweisen.

Massiger Magnesit (Mm)

Der massige Magnesit wird von mittel- bis grobkristallinem (wenige cm) weißem Magnesit (Mwg) und dunklen, pigmenthaltigen Bereichen (Mpf) aufgebaut (Abbildung 28). Die pigmentreichen Zonen sind unregelmäßig, teils lagig im Gestein verteilt. Im Gegensatz zu fleckigem Magnesit (Mf) sind keine/kaum Magnesitsonnen (MS) enthalten. Schichtflächen sind selten erkennbar. Der massige Magnesit kommt oft mit fleckigem (Mf) und gebänderter Magnesit (Mgeb) vor, mit denen er sich abwechselt.



Abbildung 28: Mm (Revier VI).

Gebänderter Magnesit (Mgeb)

Der gebänderte Magnesit zeigt eine Wechsellagerung von hellen und pigmentreichen (dunkelgrau-schwarzen) Lagen (Mpf), deren Abstand von einigen mm bis mehreren cm (maximal 10 cm) variieren kann. Untertypen wurden durch unterschiedliche Bänderungsabstände festgelegt, sie wechseln einander häufig ab. Die Bänderung ist selten länger als 50 cm durchgängig, teils wachsen an den Enden der dunklen Lagen helle Magnesitkristalle (Mwg) radial nach außen. Stellenweise sind zwei unterschiedliche Richtungen der Bänderung erkennbar, die ineinander überleiten können. Dieser Magnesittyp geht in fleckigen (Mf) und massigen Magnesit (Mm) über.

Sehr fein gebänderter Magnesit

Der Bänderungsabstand dieses Magnesits beträgt selten mehr als 0,4 cm. Weiße wenige mm große Kristalle wachsen zirka normal auf sehr feine Stylolithen, die anstelle der breiteren, pigmentreichen Lagen (Mpf) die Bänderung bilden (Abbildung 29). Die dunklen, C_{org} -haltigen Stylolithen sind nicht durchgehend ausgebildet.



Abbildung 29: Mgeb, sehr fein gebändert (Probe 15).

Fein bis mittel gebänderter Magnesit

Der Magnesit ist in Abständen von zirka 0,4 bis 6 cm gebändert (Abbildung 30). In den weißen Lagen (bis 6 cm breit) wachsen längliche, schmale Magnesitkristalle (Mwg) ungefähr normal auf die dunklen Lagen. Die pigmentreichen Lagen (wenige mm bis maximal cm breit) enthalten feine ungerichtete Magnesitkristalle (Mpf) und sind teils von dunklen Stylolithen scharf begrenzt.



Abbildung 30: a) Mgeb, fein bis mittel gebändert (Probe 32); b) Mgeb (Horizont XII).

Grob gebänderter Magnesit

Dieser Magnesit ist in Abständen von 6 bis 10 cm grob gebändert. Helle Lagen sind dicker (zirka 10 cm) ausgebildet als dunkle, pigmentreiche Lagen (zirka 1 cm) (Abbildung 31). Die hellen Bereiche bestehen aus länglichen, schmalen, weißen Magnesitkristallen (Mwg), die ungefähr normal auf die durch dunkle Stylolithen begrenzten dunklen Lagen aufwachsen. In den dunklen pigmentreichen Lagen sind weiße, mm-große Magnesitkristalle (Mpf) enthalten, die keine Einregelung zeigen. Eine typische Abfolge (von liegend zu hangend) mit variierenden Mächtigkeiten ist zusammengesetzt aus zirka 4 cm weißem Magnesit (längliche, geregelte Kristalle), auf den ein 1,5 cm breiter Bereich aus hellgrauem Magnesit folgt, der in eine bis 1 cm

dicke, pigmentreiche, feinpinolitische (Mpf) Lage mündet. Diese dunkle Lage ist stratigraphisch hangend von einem schwarzen Stylolith scharf begrenzt. Normal auf diesen Stylolith wachsen weiße Magnesitkristalle (3 cm) nach oben, die mit von oben gewachsenem hellem Magnesit verzahnen.



Abbildung 31: Mgeb, grob gebändert (Probe 28); L Liegend, H Hangend.

Grau gebänderter Magnesit (Mggeb)

Dieser Magnesit zeigt eine Wechsellagerung von weißem (Mwg) und grauem Magnesit, der Bänderungsabstand beträgt wenige cm (Abbildung 32). Breitere, graue Lagen überwiegen, wodurch der graue Farbeindruck entsteht. Die weißen Lagen (zirka 1,5 cm breit) bestehen aus hellen Magnesitkristallen (Mwg), die ungefähr normal auf Stylolithen wachsen, die die grauen Lagen einseitig scharf begrenzen. Die Magnesite in den grauen Lagen sind durch Pigmentbeimengungen grau verfärbt und etwas feiner kristallin als die weißen Magnesitkristalle.



Abbildung 32: Mggeb (Probe 37).

Fleckiger Magnesit (Mf)

Dieser Typ besteht aus weißem, gröber kristallinem (bis einige cm) Magnesit (Mwg) und dunklen pigmenthaltigen Bereichen (Abbildung 33). In den dunklen unregelmäßig verteilten Zonen sind feine weiße pinolitische Magnesitkristalle (Mpf) (maximal 0,3 cm

groß) enthalten. In den hellen Bereichen sind häufig grobe, weiße, radialstrahlige Gebilde (Mwg) und Magnesitsonnen (MS) zu erkennen, wodurch das Gestein fleckig wirkt. Die Magnesitsonnen (MS) bestehen aus einem grauen, pigmentreicheren Kern (zirka 2 cm Durchmesser) von dem ausgehend sich weiße, längliche Magnesitkristalle (wenige cm) radial ausbreiten. Selten sind im fleckigen Magnesit (Mf) Schichtflächen erkennbar. Dieser Magnesittyp tritt häufig mit massigem (Mm) und gebändertem Magnesit (Mgeb) auf.

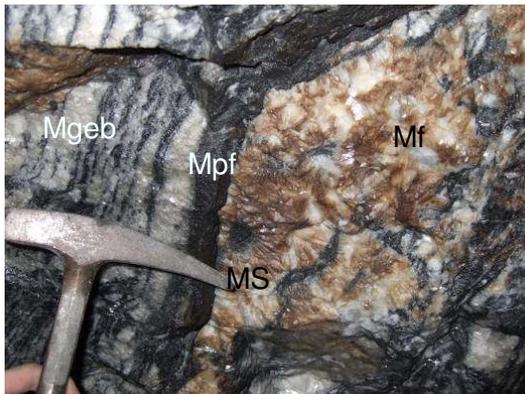


Abbildung 33: Mf (rechts) neben Mgeb (Horizont XII).

Magnesitsonnen (MS) in fleckigem Magnesit (Mf)

Magnesitsonnen sind aus weißen, länglichen Magnesitkristallen (wenige cm) (Mwg) zusammengesetzt, die von einem dunklen Kern radial nach außen wachsen. Der Kern besteht entweder aus maximal cm großen, durch Pigmentbeimengungen grau gefärbten Magnesitkristallen oder aus feinen Pinoliten (Mpf) in einer pigmentreichen Grundmasse.

Weißer grobkristalliner Magnesit (Mwg)

Dieser Magnesit bildet grobe, längliche Kristalle (bis 5 cm lang) aus (Abbildung 34). Diese Kristalle wachsen häufig orientiert, z.B. normal auf Styloflächen oder radial auf feinpinolitische (Mpf) Kerne. Zu finden ist dieser Magnesit in hellen Bereichen von grob gebändertem (Mgeb), massigem (Mm) und fleckigem (Mf) Magnesit, größere Zonen aus Mwg sind selten.

Idiomorpher Magnesit (Mi)

Weißer grobkristalliner Magnesit (Mwg), der radialstrahlig von feiner pinolitischen (Mpf) Kernen wächst, endet teilweise mit idiomorphen Magnesitkristallen in Drusen (Abbildung 34). Die klaren Kristalle des idiomorphen Magnesits (Mi) sind flach und bis zu zwei cm breit, sie enden mit gebogenen Oberflächen in den Drusen. Vereinzelt ist auf den idiomorphen Kristallen ein feiner Kristallrasen aus Dolomit (<1 mm) ausgebildet.



Abbildung 34: Mi in Druse.

Grauer Magnesit (Mg)

Die Kristalle dieses Magnesits sind durch beigemengtes Pigment grau gefärbt, ihre Größe beträgt meist weniger als einen cm, maximal 1,5 cm. Der graue Magnesit (Abbildung 35) ist massig ausgebildet, die Kristalle weisen keine Regelung auf. Dunkle Styloflächen durchziehen das Gestein teilweise parallel zur Schichtung.

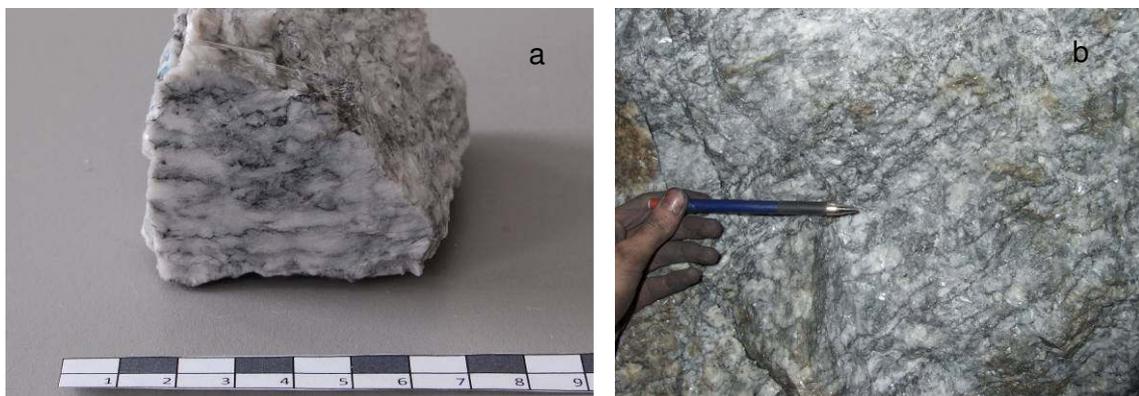


Abbildung 35: a) Mg (Probe 3); b) Mg bis Mggeb (Horizont XII).

Pinolitischer Magnesit (Mpg, Mpf)

Helle, pinolitische, teils mandelförmige Kristalle schwimmen in dunklem, C_{org} -haltigem Pigment (Abbildung 36a). Ihre Länge variiert von wenigen mm bis zirka 2 cm. Die Kristalle sind generell hell, manchmal zoniert, die Kerne sind dann grau, die Randbereiche weiß gefärbt. Der gröberpinolitische Magnesit (Mpg) tritt sowohl mit unregelmäßigem Gefüge (Abbildung 36b), als auch andeutungsweise lagig-gebändert (Wendel SH 294 m) auf. Bei letzterem wachsen weiße Pinolite ungefähr normal auf schichtungsparallele, schwarze Styloflächen. Feinpinolitische Magnesitkristalle (Mpf) sind in pigmentreichen Zonen verschiedener Magnesittypen (z.B. gebänderter, fleckiger Magnesit) zu finden, bilden aber auch eigene Bänke (bis 20 cm mächtig) aus.

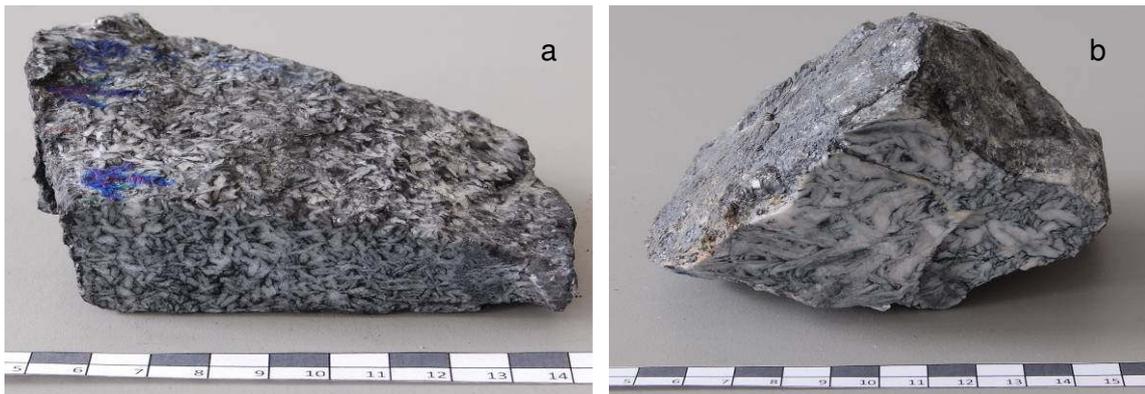


Abbildung 36: a) Mpf (Probe 6); b) Mpg (Probe 5).

Grobe zonierte Magnesitkristalle (Mzon) in Mp

Die länglichen, schmalen Kristalle (2-4 cm) sind zonar gebaut, ihr Kern ist grau, der Randbereich weiß (Abbildung 37). Häufig sind die zonierten Kristalle radialstrahlig angeordnet. Zwischen den größeren, zonierten Magnesiten schwimmen feine, pinolitische Kristalle (Mpf, wenige mm) unregelmäßig in einer dunklen, pigmentreichen Grundmasse. Stellenweise wachsen die feinen Pinolite (Mpf) randlich in den zonierten Magnesit.



Abbildung 37: Mzon (Probe 12).

Grobkörniger gleichkörniger Magnesit (Mgk)

Dieser Magnesittyp setzt sich aus gedrungenen, weißen bis grauen Einzelkristallen und Kristallaggregaten zusammen, die 0,5 bis 1,5 cm groß sind (Abbildung 38). Die Aggregate und Kristalle sind unregelmäßig ausgebildet, ihre Ecken sind leicht abgerundet. Zwischen den hellen Magnesiten ist dunkles, silikatisches Material, in dem wenig Pyrit enthalten ist, angereichert. Dieser Magnesittyp tritt im hangenden Teil des Karbonatkörpers (Wendel SH 294m) auf.



Abbildung 38: Mgk (Probe 49), geharzte Probe.

Grauer feinkristalliner Magnesit (Mgf)

Der graue Magnesit (Abbildung 39a) ist feinkristallin (mm-Bereich), teilweise sind längliche Kristalle (bis 0,3 cm) erkennbar. Intensiver glasiger Glanz kennzeichnet diesen Magnesit. Gelegentlich sind weiße, etwas gröberkristalline, magnesitische Bereiche in den grauen Magnesit eingeschaltet. Grüne, silikatische Styloflächen sind zirka parallel zur Schichtung ausgebildet. Querschlägige, weiße Äderchen (Dolomit, DGKf) sind im Gestein enthalten. Stellenweise tritt dieser graue Magnesit „wolkig“ in rotem Magnesit (Mr) auf (Abbildung 39b).

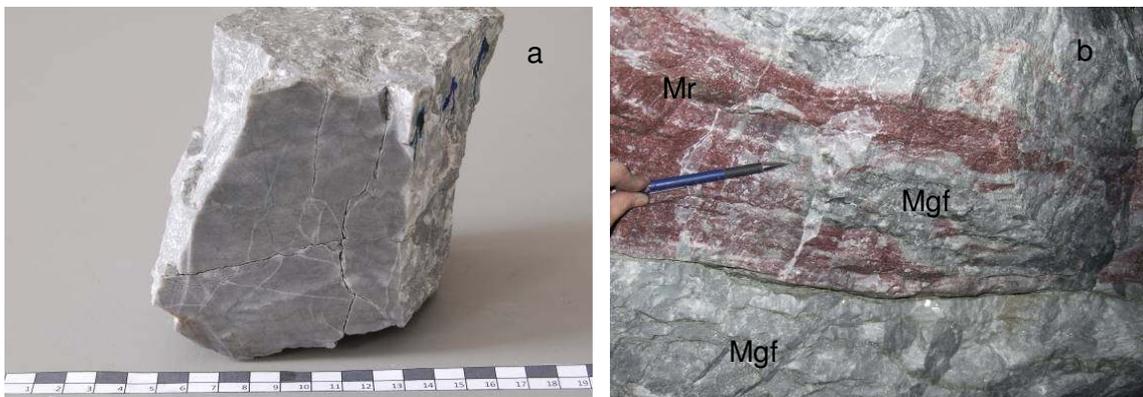


Abbildung 39: a) Mgf (Probe 39); b) Mgf „wolkig“ in Mr (Wendel SH 294 m).

Roter Magnesit (Mr)

Der rote Magnesit ist ungewöhnlich feinkristallin (mm-Bereich) und glänzt intensiv (relativ zu rotem Dolomit, Dr) (Abbildung 40a). Das Gestein ist sehr dicht, selten sind längliche, etwas größere Kristalle ausgebildet. Stellenweise sind Adern aus rotem Magnesit in feinkristallinem grauem Magnesit (Mgf) zu finden, die vom Hangenden in den grauen Magnesit (Mgf) eingreifen (Abbildung 40b). Gelegentlich ist in Kontaktbereichen andeutungsweise eine Bänderung mit grauem feinkristallinem

Magnesit (Mgf) erkennbar, die nur über kurze Bereiche (wenige cm) verfolgt ist. Grüne Silikathäute durchziehen den roten Magnesit ungefähr parallel zur Schichtung, selten sind schwarze Styloflächen erkennbar. Der rote Magnesit tritt im hangenden Bereich des Magnesit-/Dolomitkörpers in der Nähe von rotem Dolomit (Dr) auf (Revier VI, Wendel SH 294 m).



Abbildung 40: a) Mr und Mgf (Probe 41); b) Adern aus Mr in Mgf (Wendel SH 294 m).

Dunkelgrauer feinkristalliner Magnesit (Mdgf)

Die feinen, grauen, glänzenden Kristalle (~1 mm groß) dieses Magnesits sind länglich und zeigen keine bevorzugte Orientierung. In Zwickeln zwischen den Kristallen ist dunkles, silikatisches Material enthalten, stellenweise sind schwarze Styloflächen zirka parallel zur Schichtung ausgebildet. Weiße, dolomitische Äderchen (max. 2 mm breit) durchziehen das Gestein. Bis einige cm große, dolomitische Rosszähne sind in diesem Magnesit enthalten (Abbildung 41). Der dunkelgraue feinkristalline Magnesit tritt im hangenden Teil des Karbonatkörpers (Wendel SH 294 m) in einer Störungszone auf.



Abbildung 41: Mdgf mit Rosszahn (Probe 54).

Mikroskopische Beschreibung des Magnesits

Unter dem Mikroskop zeigen die makroskopisch festgelegten Magnesittypen nur geringe Unterschiede, die Ausbildung der Magnesitkristalle ist in allen Dünnschliffen ähnlich, da außerdem nur eine einzige Magnesitgeneration vorliegt, werden alle Magnesittypen mikroskopisch gemeinsam beschrieben.

Die Magnesitkristalle sind im Durchlicht generell hell (farblos bis schwach bräunlich), sie enthalten meist Züge sekundärer Flüssigkeitseinschlüsse und löschen gerade bis leicht undulös aus. Meist sind die Kristalle (hyp-) idiomorph (länglich-mandelig, auch pinolienförmig) ausgebildet, selten xenomorph (unregelmäßig-gedrunge). Die Kristallgröße variiert zwischen 0,15 mm und wenigen cm (bis maximal 5 cm). Vor allem die größeren Magnesitkristalle wachsen häufig normal auf Styloflächen, der Magnesit tritt aber auch ungerichtet in regellosen Gefügen auf. Die Magnesitkristalle sind bei Styloflächen feiner kristallin ausgebildet. Besonders größere Kristalle (cm-Bereich) in pigmentreichen Magnesittypen sind häufig zoniert, ihre Kerne enthalten Einschlüsse von dunklem Pigment (C_{org} , Pyrit), ihre Ränder sind klar und frei von Einschlüssen (Abbildung 42a). Die Pigmenteinschlüsse in den Magnesitkristallen sind ungleichmäßig im Kern verteilt und bilden das ehemalige Dolomitgefüge ab (Abbildungsmetasomatose).

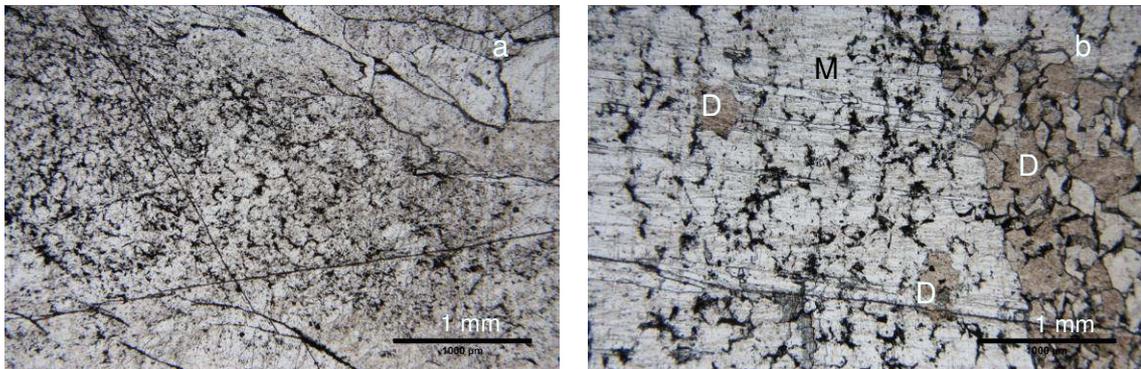


Abbildung 42: a) grober, zonierter Magnesitkristall und Abbildungsmetasomatose, Dünnschliff 6-2, IIN, Balken entspricht 1mm; b) primäre Dolomiteinschlüsse in grobem Magnesit und Abbildung des Dolomitgefüges, Dünnschliff 1, IIN.

Vereinzelt sind noch Einschlüsse primären Dolomites (0,3 bis 0,5 mm) (Dolomitgeneration D1?) im Magnesit enthalten (Abbildung 42b). Die klaren Ränder der zonierten Kristalle dürften gleichzeitig mit den klaren, einschlussfreien Kristallen entstanden sein. Die klaren Magnesitkristalle werden häufig von einem Pigmentsaum umhüllt. Sie bauen kein Pigment ein, sondern schieben es vor sich her, dadurch wird Pigment auch in Zwickeln zwischen den Kristallen angereichert. Dieses Pigment und die Styloflächen bestehen aus C_{org} -reichem Material, Chlorit, Pyrit, Magnesit oder selten Dolomit, akzessorisch aus Quarz, Apatit, Rutil, Anatas oder Brookit und Zirkon. Der Pyrit in den Magnesitkristallen und in den Zwischenräumen ist sowohl (hyp-) idiomorph ausgebildet, als auch framboidal. Vereinzelt ist um die Magnesitkristalle ein

Magnesitanwachssaum entwickelt. Erkennbar ist er, wenn z.B. framboidale Pyritkristalle, die entlang der ursprünglichen Kristallgrenze angeordnet sind, vom Anwachssaum eingeschlossen werden (Abbildung 43).

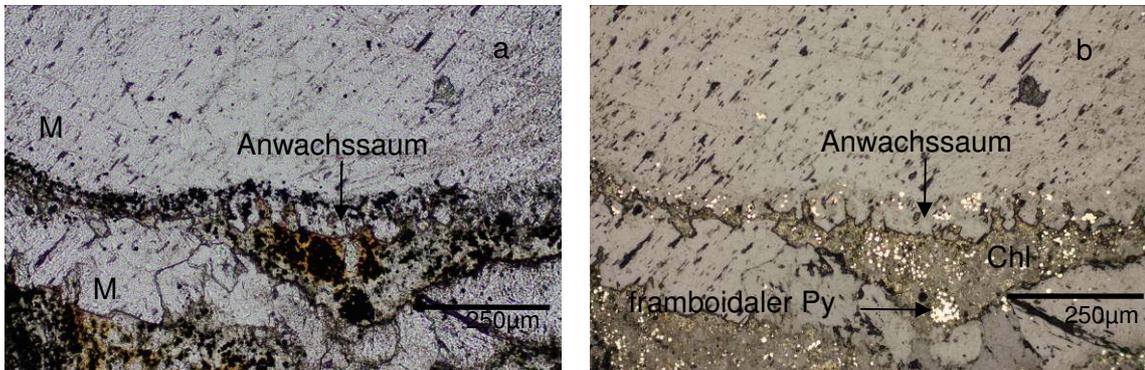


Abbildung 43: Anwachssaum an Magnesitkristall, framboidaler Pyrit und Pigment zwischen den Kristallen, Dünnschliff 49, a) im Durchlicht, IIN; b) im Auflicht.

In größeren, klaren Magnesitkristallen sind teils idiomorphe (sechseckige bis stängelige), authigene Quarzkristalle eingeschlossen. Xenomorpher Quarz war bereits im Vorgänger Dolomit angereichert, im Zug der Magnesitprossung dürfte er von Magnesitkristallen überwachsen worden sein und gleichzeitig zu idiomorphen Kristallen rekristallisiert sein (Abbildung 44).

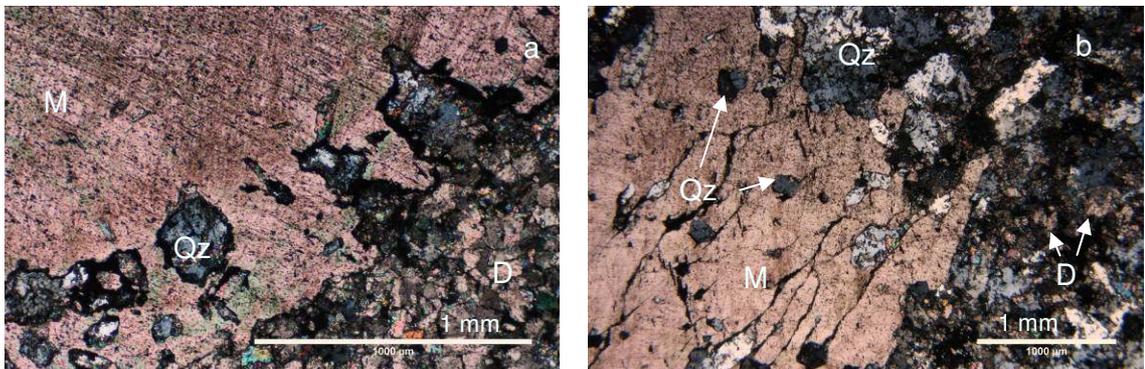


Abbildung 44: a) grober Magnesitkristall verdrängt Dolomit und baut Qz ein, Dünnschliff 16-2, +N; b) detritärer Quarz in Dolomit und authigene Quarzkristalle in Magnesit, Dünnschliff 16-2, +N.

Teilweise ist der Magnesit ungewöhnlich feinkristallin (0,15 bis 0,25 mm) ausgebildet. Diese feinen Kristalle sind dicht miteinander verwachsen, dunkles Pigment fehlt. Manchmal sind diese Kristalle mit sehr feinem (wenige μm), disseminiertem Hämatit durchstaubt. An einigen Stellen scheinen diese feinkristallinen Magnesitkristalle in ehemalige Hohlräume gewachsen zu sein (Abbildung 45a). Idiomorphe Magnesitkristalle in Drusen (bis 5 mm) zeigen häufig Anwachssäume aus Magnesit

und enthalten isolierte Dolomiteinschlüsse. Der Magnesit wurde nur in geringem Ausmaß tektonisiert (die Kristalle löschen meist gerade aus). Selten ist der Magnesit kleinräumig zerschert und entlang von Rissen zerrieben und feiner rekristallisiert (Abbildung 45b).

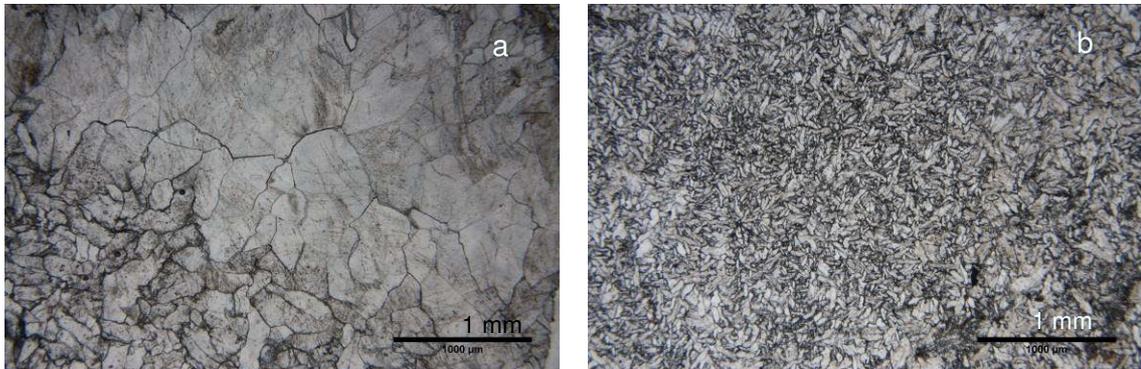


Abbildung 45: a) in ehemaligen Hohlraum gewachsene Magnesitkristalle, Dünnschliff 41, IIN; b) fein rekristallierter Magnesit, Dünnschliff 54, IIN.

Der Magnesit wird von feinem Dolomit (Dolomitgeneration D4), teils von größeren, xenomorphen Dolomitkristallen verdrängt (Rosszahndolomit?), entlang von Spaltrissen wird er redolomitisert. Feine Dolomiteinschlüsse, die teils „schnurartig“ angeordnet sind, sind sekundär entstanden (Dolomit 5a?). Mehrere Generationen von Dolomitadern und -klüften durchziehen den Magnesit. Selten sind ältere Quarzadern und jüngere Zerrklüfte aus Quarz enthalten.

Dolomit in Magnesit

Innerhalb des Magnesitareals treten unterschiedliche Dolomiteinschlaltungen auf, dazu zählen die makroskopisch erkennbaren Rosszähne und die mikroskopischen pigmentreichen groben Dolomitkristalle, Redolomitisierung entlang von Spaltrissen und sehr feinkristalline, den Magnesit verdrängende, Dolomitkriställchen.

Grobe, weiße Dolomitkristalle (Rosszähne) (Dwg)

Grobe Dolomitkristalle (cm-Bereich) bilden unregelmäßige „Flecken“ in Magnesiten und Dolomiten. Die Rosszähne füllen ehemalige Kavernen. Die weißen Kristalle sind hypidiomorph (zirka rhomboedrisch), der Kontakt zum umgebenden Magnesit ist scharf, teilweise werden feine Magnesitkristalle von den Rosszähnen umwachsen. Auf den relativ scharfen, gewellten Kontakt zu grauem feingebändertem Dolomit (Dfgeb) wachsen erst längliche Rosszahndolomitkristalle, die in rhomboedrische Kristalle übergehen (Abbildung 46a). Kleinere, meist unregelmäßige Flecken (cm-Bereich) aus Rosszahndolomit sind in verschiedenen Magnesiten (z.B. massiger Magnesit, gebänderter Magnesit) ausgebildet. Größere Bereiche aus Rosszahndolomit (10er cm bis m) treten vor allem nahe der Reaktionsfront von Dolomit und Magnesit auf (z.B. Revier II Nord, Tagbau) (Abbildung 46b).



Abbildung 46: a) Kontakt Dwg/ Dfgeb; b) Rosszahndolomit (Dwg) in Magnesit, Tagbau.

Die grobkristallinen, xenomorphen Dolomitkristalle (cm-Bereich) sind hell mit wenigen sekundären Fluid Inclusion trails, häufig verzwilligt und frei von opaken Einschlüssen. Die Kristalle löschen gerade bis schwach undulös aus, sie sind nur gering tektonisiert. Die groben Dolomitkristalle verdrängen den Magnesit, kleinere xenomorphe Dolomitkristalle, die mit der Rosszahnbildung zusammenhängen, treten auch zwischen und in den Magnesitkristallen entlang von Spaltrissen auf. Vereinzelt ähnelt die randliche Verwachsung der groben Dolomitkristalle Verdrängungsstrukturen (Abbildung 47). Der Rosszahndolomit wird von Dolomit 4 verdrängt. In einer Druse ist auf idiomorphen Magnesit (Mi) ein grober, FI-reicher Dolomitkristall aufgewachsen. Dieser Dolomit ist jünger als der Magnesit, vermutlich handelt es sich dabei um einen Rosszahn. Die genaue zeitliche Beziehung zu anderen Generationen ist unklar, die löchrige Ausbildung des Kristalls zeigt auch Ähnlichkeit mit den groben Kristallen in Dkav.



Abbildung 47: Zwei Rosszahndolomitkristalle mit randlicher Verwachsung, Dünnschliff 63-1, IIN.

Pigmentreiche grobe Dolomitkristalle

Die pigmentreichen groben Dolomitkristalle treten selten in den C_{org} -reichen und silikatreichen Zwischenräumen zwischen Magnesitkristallen auf (Abbildung 48). Die groben, xenomorphen Kristalle (1- 2 mm) löschen undulös aus. Die zeitliche Einordnung dieser Kristalle ist fraglich, möglicherweise sind sie gleich alt oder älter als der Magnesit.

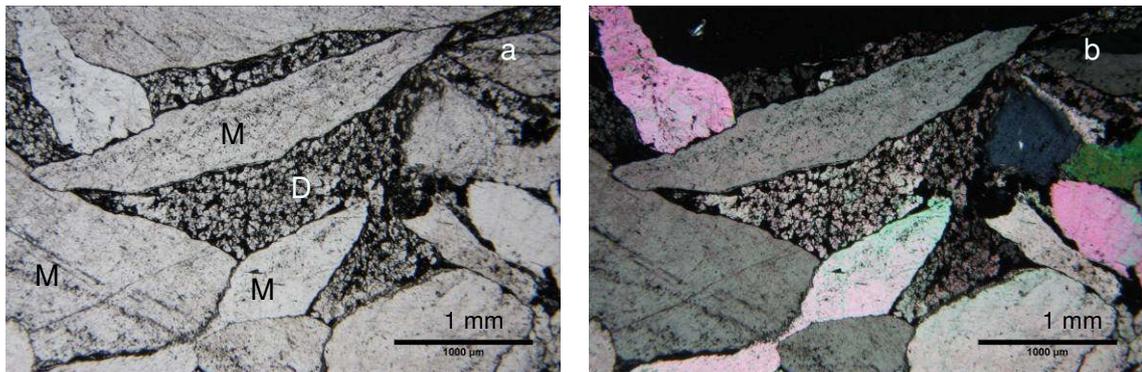


Abbildung 48: a) pigmentreiche grobe Dolomitkristalle in Zwickeln zwischen Magnesit, Dolomit bildet gleich große Kristalle wie Magnesit, Dünnschliff 47, IIN b) gekreuzte Nicols.

Sehr feine Dolomitkriställchen (Dolomitgeneration 4)

Dolomit 4 ist sehr feinkristallin (bis 0,025 mm), die Kriställchen sind hypidiomorph entwickelt. Dieser Dolomit verdrängt Dolomit 1, Dolomit 2 und Magnesit. Dolomit 4 greift älteren Dolomit und Magnesit vor allem an den Kristallrändern, teils auch in den Kristallkernen an. Kluffüllungen und Gänge werden von Dolomit 4 nicht verdrängt.

Redolomitisierung (Dolomitgeneration 4)

In manchen Magnesittypen (z.B. M_{gk}) ist mikroskopisch Redolomitisierung erkennbar. Entlang von Spaltrissen verdrängt xenomorpher, verzwillingter, relativ grobkristalliner Dolomit einzelne Magnesitkristalle. Dieser Dolomit tritt auch im Inneren von Magnesitkristallen in unregelmäßig begrenzten Flecken auf.

Dolomite in Störungen/ Klüften/ Drusen (nach der Magnesitbildung)

Junge Dolomite, deren Bildung nicht in Zusammenhang mit der Magnesitbildung steht, treten in Störungen, Klüften und Drusen auf. In Störungen ist häufig heller, teils brekzierter Dolomit entwickelt. Weitere Störungsbildungen sind Kokardendolomit und grobkavernöser Dolomit. Klüfte und Gängchen sind häufig mit weißem Dolomit verheilt, in Drusen ist idiomorpher Dolomit ausgebildet.

Störungsdolomit (DSt)

Im Bereich von Störungen ist der Magnesit häufig redolomitiert. Der CaO-Gehalt ist variabel, oftmals ist das Gestein noch nicht vollständig in Dolomit umgewandelt und

wäre petrographisch eher als „redolomitisierter Magnesit“ zu bezeichnen. Der Dolomit in Störungen ist häufig brekziiert, in einer hellgrauen feinkristallinen dichten Grundmasse sind weiße, gröber kristalline Magnesit- und Dolomitkomponenten enthalten. Eine Regelung bzw. bevorzugte Richtung der Komponenten ist meist nicht erkennbar.

Dolomit in Gängchen/Klufffüllungen (DGKf)

Mit Dolomit gefüllte Gänge und verheilte Klüfte sind in fast allen Dolomit- und Magnesittypen zu finden. Der Dolomit dieser Generation ist weiß und etwas gröber (einige mm) als die feinkristallinen Dolomite ausgebildet. Oft ist makroskopisch kein gerichtetes Wachstum der Kristalle erkennbar, jedoch wachsen z.B. im Kokardendolomit (DKok) die Kristalle ungefähr normal zur Kluffwand (Abbildung 49a).

Kokardendolomit (DKok)

Der Kokardendolomit tritt in Revier VI in einer Störung auf, er wird von Harnischflächen begrenzt, seine Mächtigkeit beträgt zirka 8 cm. Ungefähr parallel zur Harnischfläche sind Klüfte mit weißem bis grauem Dolomit gefüllt, die länglichen Kristalle wachsen zirka normal auf deren Wände. Außerdem sind querschlägige mit weißem Dolomit (DGKf) gefüllte Gängchen enthalten. In Probe 27a (Abbildung 49a) dominieren eckige Scherben (einige cm groß) aus rotem, feinkristallinem Dolomit (Dr), auf deren Kanten weißer Dolomit normal wächst. Probe 27b (Abbildung 49b) enthält Bruchstücke aus hellem und grauem Dolomit, auf die teils rundlichen Klusten wachsen weiße Dolomitkristalle radial auf. Das Gestein wirkt hier stärker beansprucht, dunkelgraue Stylolithen sind schräg zur Harnischfläche ausgebildet. In Probe 27c (Abbildung 49c) sind grobe Spaten (bis 1,5 cm lang) ausgebildet, die teils radiales Wachstum zeigen. Diese Kristalle sind zonar gebaut, die Kerne sind rot, die Randbereiche hellrot-weiß gefärbt. Bei diesen Kristallen handelt es sich um Magnesit. Daneben sind grauer und heller feinkörniger Dolomit enthalten.

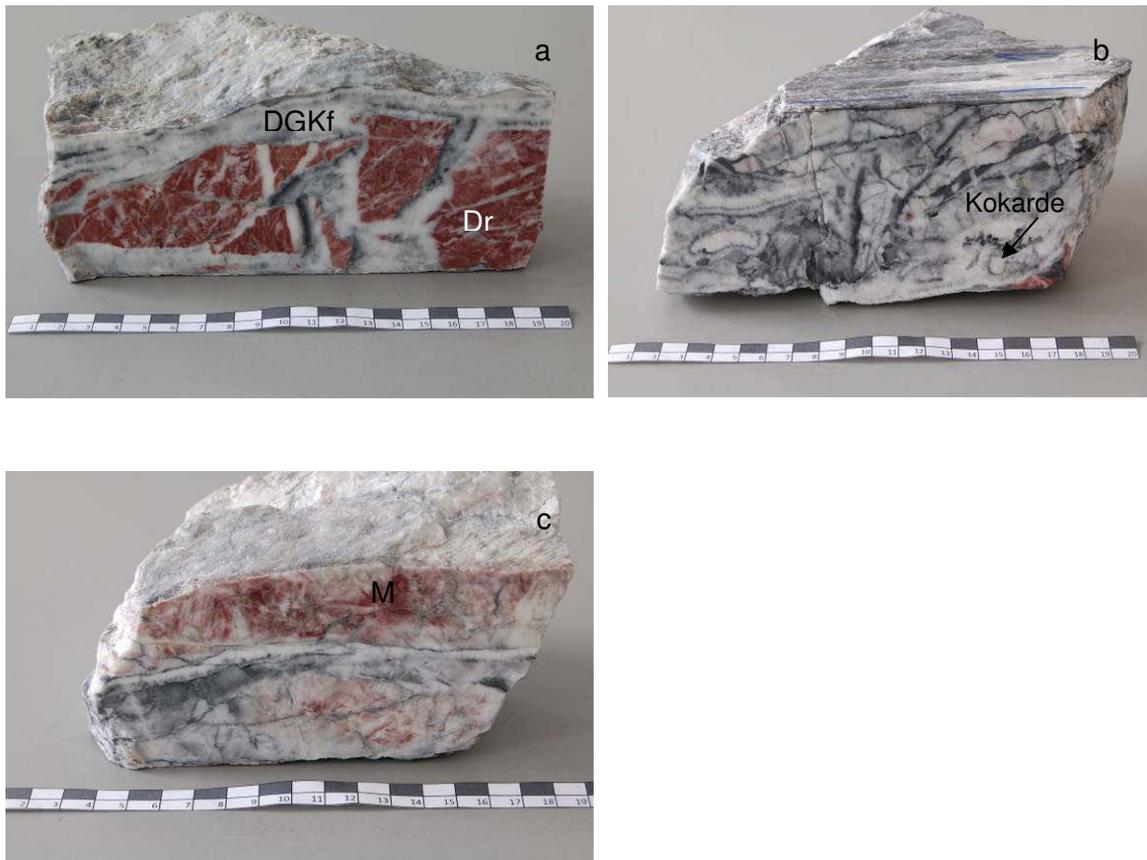


Abbildung 49: a) DKok (Probe 27a); b) DKok (Probe 27b); c) DKok (Probe 27c).

Grobkavernöser Dolomit (Dkav)

Im Randbereich der Störung ist dieser Dolomit relativ dicht und gebändert, in der Störung ist er grobkavernös (Hohlraumdurchmesser max. 5 cm). Der dichtere Dolomit (Abbildung 50a) ist weiß- grau gebändert (Bänderungsabstand <1 cm). Die hellen Bereiche bestehen aus sehr dichtem, weißem, trübem Dolomit. Die grauen Zonen setzen sich aus grauem Dolomit und schwarzen Einschlüssen (Silikaten?) zusammen, akzessorisch ist auch Pyrit enthalten. Kleinere Hohlräume sind vor allem an die weißen Dolomitbereiche gebunden. Im grobkavernösen Dolomit (Abbildung 50b) überwiegt die graue, feinkristalline Grundmasse, in der vereinzelt Dolomitkristalle (Dm, 1-2 cm) mit trüben Kernen und klaren Rändern zu finden sind. Auf den Oberflächen sind ebenfalls größere, idiomorphe, weiße (trübe) Dolomite (Dm) gewachsen, die möglicherweise derselben Generation wie die groben Dolomitkristalle in der grauen Masse angehören. In den Hohlräumen, auf den Oberflächen und auf den größeren Dolomiten (Dm) sind feinkristalline, idiomorphe, klare Dolomitkristalle in Form von Rasen ausgebildet.

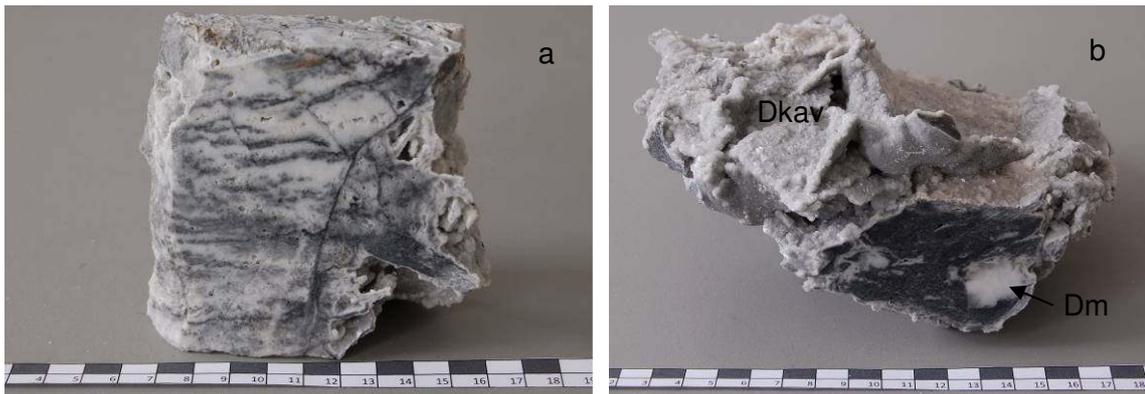


Abbildung 50: a) Dkav gebändert (Probe 52); b) Dkav grobkavernös (Probe 53).

Grobe milchige Dolomitkristalle (Dm)

Im grobkavernösen Dolomit (Dkav) sind größere (bis 2 cm), weiße Dolomitkristalle (Abbildung 50b) ausgebildet, die hypidiomorphe Kristallform zeigen. Ihr Kern ist milchig-weiß gefärbt, der Rand ist klar.

Idiomorpher Dolomit (Di)

Der idiomorphe Dolomit tritt vor allem in Drusen und Hohlräumen auf. Drusen (Abbildung 51a) sind innerhalb des schwarzen und roten Dolomits zu finden, ihre Größe liegt im Bereich mehrerer cm. Die idiomorphen Dolomitkristalle in Drusen zeigen weiße bis graue Farbe und glasigen Glanz und sind einige mm groß, einzelne Rhomboeder sind erkennbar. Idiomorphe Kristalle sind auch im grobkavernösen Dolomit (DKok) ausgebildet, sie zeigen rhomboedrische Kristallform und bilden Rasen auf den Oberflächen und in Kavernen (Abbildung 51b). In Klüften treten pseudohexagonale Dolomittäfelchen (Durchmesser 0,5 cm, 1 mm dick) auf.



Abbildung 51: a) Di in Druse (Probe 7); b) Rasen aus Di (Probe 52).

Mikroskopische Beschreibung

Dolomit in Gängen/ Adern/ Kluffüllungen (Dolomitgeneration 5a)

Der Dolomit in Gängchen ist feinkristallin (zirka 0,1 mm) und im Dünnschliff meist farblos-klar. Häufig bilden die eher xenomorphen Kristalle pflasterartige Gefüge. Als Kluffüllung sind die hypidiomorphen Dolomitkristalle meist gröber (bis cm-Bereich). Feine, längliche Kristalle, die in grobe Kristalle übergehen, wachsen bipolar von den Klufträndern in die Mitte. In einigen Klüften ist Zonarbau in den groben Dolomitkristallen erkennbar, es lassen sich bräunlich-durchstäubte und klare Bereiche unterscheiden (Abbildung 52). Teilweise münden Gänge in Hohlräume und Drusen, in denen der Dolomit idiomorphe Kristalle ausbildet. Häufig treten in Dolomiten und Magnesiten feine Zerrklüfte auf, die mit dolomitischen Faserkristallisaten verheilt sind. Es sind oft mehrere Generationen von Gängchen und Äderchen entwickelt.

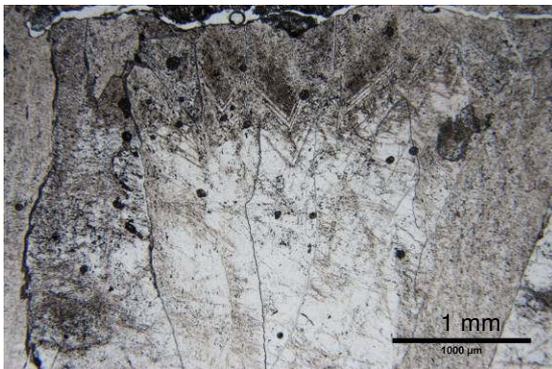


Abbildung 52: Kluffüllung aus zonierten Dolomitkristallen, Dünnschliff 27c-1, IIN.

Dolomit in Störungen (Dolomitgeneration 5b)

Der Dolomit in Störungen ist tektonisch beansprucht. Häufig sind tektonische Brekzien entwickelt, Klasten aus frühem Dolomit und Magnesit schwimmen in einer feinkristallinen, feinporigen dolomitischen Grundmasse. In Störungen ist früher Dolomit zerbrochen, zerschert und mit spätem Dolomit verheilt, Magnesit wird entlang von Kristallgrenzen und Spaltflächen von sehr feinem Dolomit verdrängt. Teils sind unterschiedlich orientierte Scherbänder entwickelt, die mit dolomitischem Faserkristallisat verheilt sind. Eine typische Störungsbildung sind um Klasten gewachsene Kokarden. Die rundlich-ovalen Kokarden bestehen aus mehreren Schalen radial gewachsener, feiner (0,15 bis 0,3 mm) Dolomitkristalle und feinstem Dolomit mit dunklen Beimengungen (Abbildung 53).

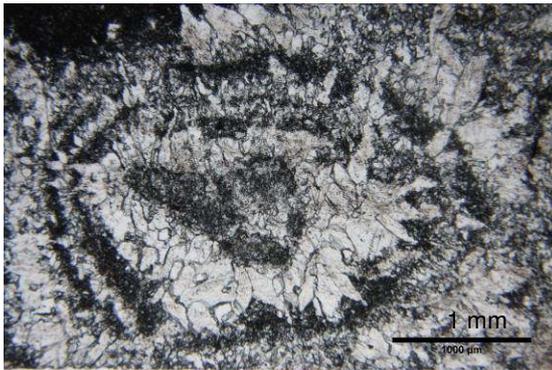


Abbildung 53: Dolomitkokarde, Dünnschliff 27c-2, IIN.

Feine Dolomiteinschlüsse in Magnesit (Dolomitgeneration 5a?)

Häufig sind in Magnesitkristallen feine (0,05 mm), xenomorphe Dolomiteinschlüsse enthalten. Neben einzelnen, isolierten Einschlüssen sind auch Einschlüsse erkennbar, die sich teils „schnurartig“ durch Magnesitkristalle und auch über Kristallgrenzen hinweg ziehen. Diese Einschlüsse sind sekundär, möglicherweise in Zusammenhang mit Äderchen, entstanden. Die zeitliche Zuordnung der isolierten Einschlüsse ist unklar, es könnte sich dabei um frühen Dolomit handeln.

Kavernöser Dolomit (Dolomitgeneration 6)

Der Dolomit der Grundmasse ist sehr feinkristallin (0,05 mm) und meist xenomorph. Zwischen den feinen Dolomitkristallen ist teils dunkles Pigment (C_{org} , Chlorit?, Pyrit, Apatit und Rutil) verteilt. In der dolomitischen Grundmasse sind grobe, hypidiomorphe Dolomitkristalle (5 mm) enthalten. Diese Kristalle sind durch Einschlusszüge von Fluiden getrübt, in den milchig-trüben Kernen sind vereinzelt Magnesitrelikte eingeschlossen (Abbildung 54b). In einer weiteren Wachstumsphase entstand ein meist nur schmaler, klarer, Fe-reicher Saum (0,2 mm) um die groben Kristalle. In freien Hohlräumen entwickelte sich nach dem Fe-reichen Anwachssaum eine löchrige, pyrithältige Zone, auf die wieder ein klarer Saum folgt (Abbildung 54a, c). Gleichzeitig mit dieser Wachstumsphase entstanden die mittelgroßen, idiomorphen, teils zonierten Dolomitkristalle (0,4 mm) des Rasens.

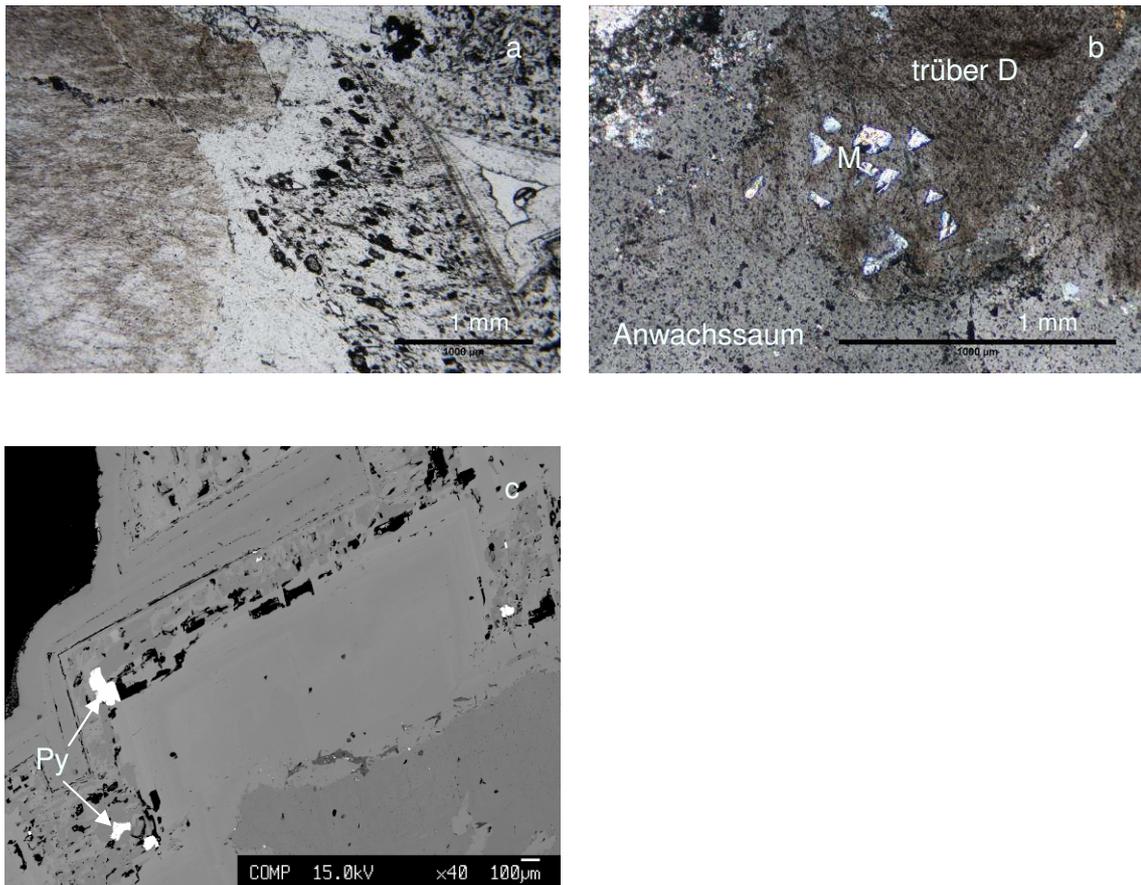


Abbildung 54: a) grober, trüber Dolomit und Anwachssaum, Dünnschliff 53, IIN; b) trüber Dolomit mit Magnesitrelikten, Dünnschliff 53, +N; c) BSE Bild des Anwachssaums, dunkelgrau: Fe-armer Dolomit, hellgrau: Fe-reicher Dolomit.

4.2.3 Hangendschichten

Im Hangenden des Karbonatkörpers folgt vereinzelt ein Band aus schwarzem Schiefer, darüber ist grünlich-grauer Metatuffit ausgebildet. In den Metatuffit sind violetter Kalk, schmale, pyritreiche Kalkbänder, alterierter Diabas, schwarzer Quarzit und siltiger Dolomit eingeschaltet. Stratigraphisch hangend folgt schwarzer Tonschiefer, der teils mit Lydit wechsellagert. Im schwarzen Tonschiefer sind Einschaltungen von Grünschiefer und Metatuff und ein schmales Kalkband enthalten. Stratigraphisch hangend folgt Kalkschiefer. Der Metatuffit wird noch dem mittleren Anteil der Hackensteiner Formation zugerechnet, der hangende schwarze Tonschiefer, Lydit und Metatuff sind zum oberen Anteil der Hackensteiner Formation zu stellen (Gollner 1985). Der Kalkschiefer ist Teil der bis zu 800 m mächtigen Kogler Formation (Gollner & Zier 1985). Zwischen der Hackensteiner Formation (Laufnitzdorf Decke) und der Kogler Formation (Kalkschiefer Decken) tritt eine Deckenüberschiebung auf (Gollner 1983, 1985).

Schwarzer Schiefer zwischen Magnesit und Metatuffit

Die Grundmasse ist kohlenstoffreich, silikatisch und geschiefert. In der dunklen Grundmasse sind helle, teils zerscherte Gänge und Kluffüllungen enthalten. Die Gangfüllungen zeigen teils schwache Reaktion mit 10%-iger HCl (Dolomit), stellenweise bestehen sie aus Quarz. Feine, weiße Äderchen (Karbonat?) durchziehen den Schiefer, vereinzelt sind Pyritkriställchen in der Grundmasse enthalten. Dieser Schiefer tritt in einem wenige dm bis m mächtigen Band zwischen dem Karbonatkörper und dem hangenden Metatuffit auf.

Die dunkle, feinkristalline Grundmasse des Schiefers besteht aus C_{org} , Phyllosilikat (?), Quarz, Dolomit, Pyrit (teils framboidal) und Apatit. Im feinen Schiefer sind größer kristalline Gänge aus Quarz und Dolomit enthalten. Teils sind Zerrklüfte mit Faserquarz verheilt. In einer zirka schieferungsparallelen Lage ist detritisches, organisches Material angereichert (Abbildung 55). Der Schiefer ist zerschert.

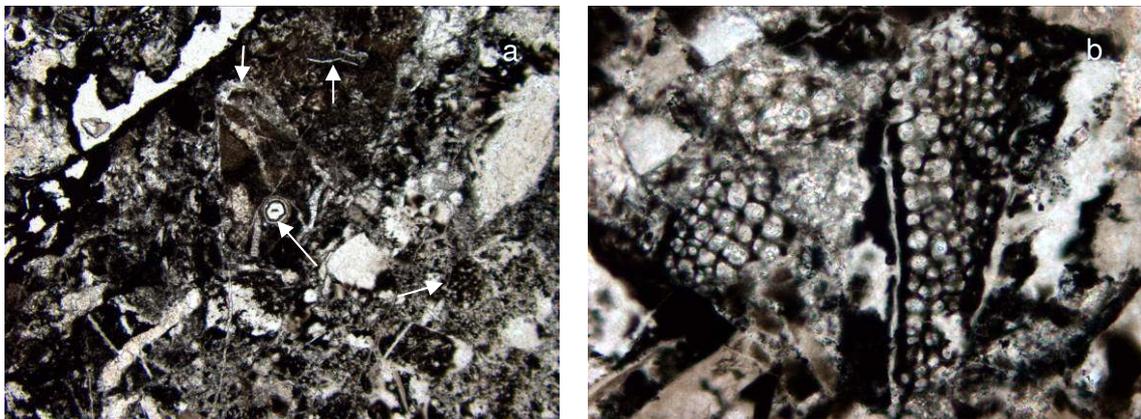


Abbildung 55: organischer Detritus (Pfeile) in dunkler Grundmasse, Dünnschliff 34, IIN, a) Bildbreite 1,77 mm; b) Bildbreite 0,354 mm.

Metatuffit

Der Metatuffit ist grün gefärbt und geschiefert, die Schieferungsflächen glänzen seidig. Die feine karbonatreiche Grundmasse enthält gelblich-weiße, teils poröse „Flatschen“, graue Komponenten (Quarz), grüne (silikatische) Lagen und schwarze Komponenten. Akzessorisch treten parallel zur Schieferung ausgelängte Pyrite auf. Das Gestein reagiert mit 10%-iger HCl, es enthält Kalzit (Tagbau) und Dolomit (Revier III Süd). Helle Karbonatgängen durchziehen den Metatuffit.

Der Metatuffit ist stark karbonatisiert, Dolomit (Revier III Süd) und Kalzit (Tagbau) sind der Hauptbestandteil des Gesteins. Karbonatlagen aus xenomorphen Karbonatkristallen (0,03 bis 0,06 mm) wechseln mit chloritreichen Lagen. Teilweise sind in diesen silikatreichen Lagen pyroklastische Komponenten, z.B. Bimslapilli mit Bläschen (0,03 bis 0,06 mm) erkennbar (Abbildung 56a). Die Grundmasse dieser Klasten besteht aus Titanphasen, Karbonat und Chlorit, die Bläschen sind mit sehr feinem Phyllosilikat, Karbonat oder Quarz gefüllt und meist parallel zur Schieferung

ausgelängt. Ti-Phasen (Anatas und Titanit) und Pyrit sind in diesen silikatreichen Lagen angereichert (Abbildung 56b), akzessorisch sind Hellglimmer und Apatit enthalten. Im Druckschatten von idiomorphen Pyritkristallen (0,02 bis 0,03 mm) sind häufig Faserkristallite aus Quarz entwickelt. Vereinzelt sind im Pyrit Kupferkieseinschlüsse erkennbar. Selten sind einzelne, gröbere, xenomorphe Quarzkristalle in den karbonatreichen Lagen enthalten. Mit Karbonat verheilte Zerrklüfte durchziehen den Metatuffit. Der Metatuffit ist meist zerschert, die karbonatischen Bereiche sind teils rekristallisiert.

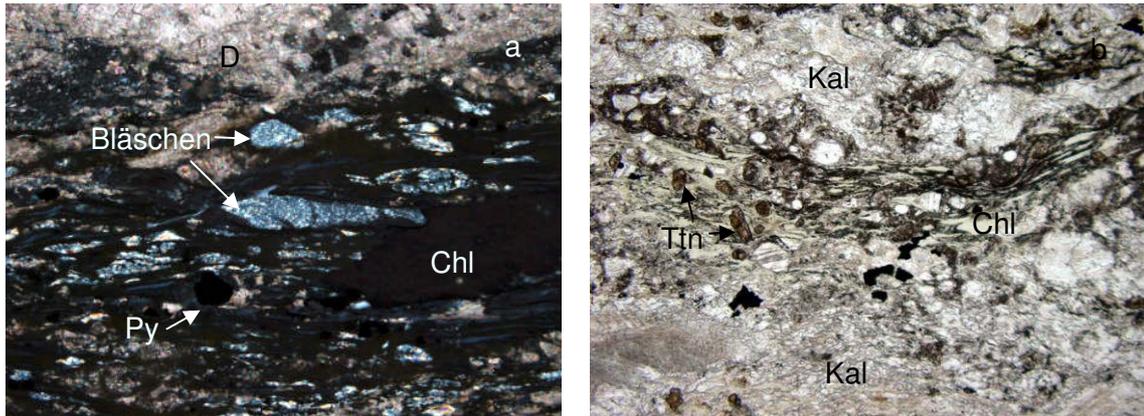


Abbildung 56: a) chloritreiche Lage mit Bläschen (Phyllosilikat zementiert), Dünnschliff 38, +N, Bildbreite 0,885 mm; b) chloritreiche Lage mit Titanit in kalzitischer Grundmasse, Dünnschliff 72, IIN, Bildbreite 1,77 mm; Py Pyrit, D Dolomit, Ttn Titanit, Chl Chlorit, Kal Kalzit.

Violetter Kalk in Metatuffit

Dieser Kalk besteht aus rundlich bis ovalen (max 4 mm großen) rötlich-violetten kalzitischen Komponenten, weißem Karbonat, einem intensiv grünen Schichtsilikat (Fuchsit?) und gelblichen „Flatschen“ (Abbildung 57a). Der Kalk ist geschiefert. Querschlägige, bis 2 cm breite, kalzitische (starke Reaktion mit 10%-iger HCl) Gänge durchschlagen den Kalk. Vereinzelt enthält der violette Kalk nicht näher bestimmbare Korallen (Favosites).

Der violette Kalk besteht aus größeren, xenomorphen Kalzitkristallen (0,7 mm) und Kristallaggregaten, die in sehr feinem Karbonat (Kalzit) liegen. Untergeordnet sind Quarzkristalle enthalten, Hellglimmer, Chlorit (Fuchsit), Anatas und Rutil sind lagenweise (schieferungsparallel) angereichert. Akzessorisch sind Hämatit, Pyrit und Apatit enthalten. In den silikatreichen Lagen sind Pyroklasten (Bimslapilli? mit Karbonat-zementierten Bläschen) enthalten (Abbildung 57b). Kalzitadern sind aus ziemlich groben (2 mm), xenomorphen, verzwilligten Kristallen, zusammengesetzt, untergeordnet sind auch Quarzkriställchen und feiner Kalzit enthalten. Der violette Kalk ist zerschert.

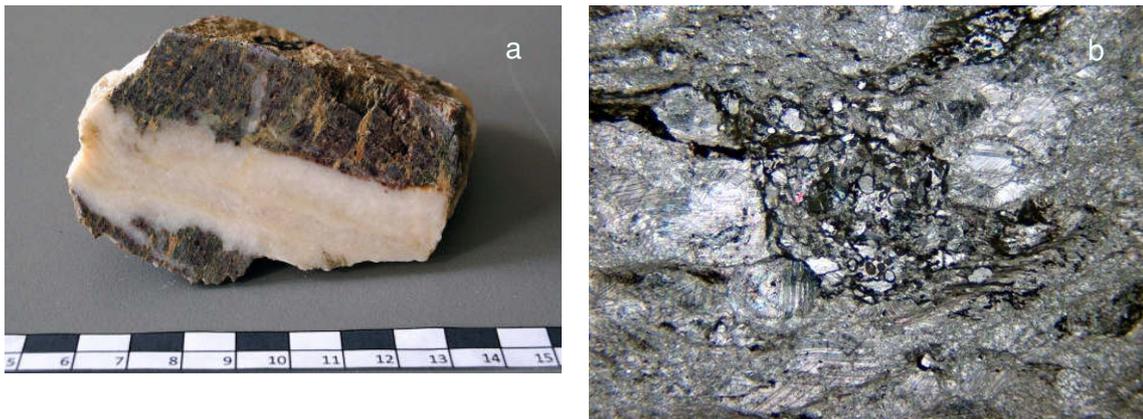


Abbildung 57: a) violetter Kalk mit weißem Kalzitgang; b) Pyroklast mit kalzimentierten Bläschen in violettem Kalk, Dünnschliff 56-1, +N, Bildbreite 3,84 mm.

Pyritreiche Kalkbänder in Metatuffit

Dunkelgraue, gewellte Karbonatlagen (max. cm dick) wechseln mit pyritreichen Lagen. Teils sind gelblich-beige, wenige mm große „Flatschen“ erkennbar, vereinzelt sind schwarze, dünne Lagen (silikatisch?) enthalten. Querschlägige, weiße Kalzitadern durchziehen das Gestein.

Die größeren Kalzitkristalle (0,1 bis 0,2 mm) der Karbonatlagen sind xenomorph, teils ist der Kalzit relativ feinkristallin. In den pyritreichen Lagen sind Kalzit, untergeordnet Quarz, feiner Chlorit, Hellglimmer und Feldspat (Plagioklas) enthalten. Die Pyritkristalle (bis 0,25 mm) sind (hyp-) idiomorph, teilweise auch framboidal, in ihren Druckschatten ist häufig Faserkalzit gewachsen (Abbildung 58). Vereinzelt tritt der Pyrit auch in feinen Äderchen quer zur Schieferung auf. Das Kalkband ist geschiefert, intensiv zerschert und verfaltet.

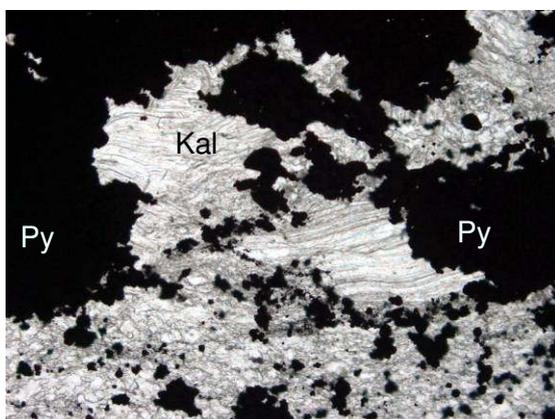


Abbildung 58: hypidiomorphe Pyritkristalle mit Faserkalzit in Druckschatten, Dünnschliff 66, IIN, Bildbreite 0,885 mm.

Alterierter Diabas in Metatuffit

Der Diabas ist im Tagbau als Linse (bis 9 m lang, wenige m mächtig) in den Metatuffit eingeschaltet. Die Grundmasse ist dunkel (schwarz-grün), dicht und feinkristallin. Darin schwimmen schmale (2 mm bis max. 1 cm lange), gelblich-weiße Stängel. Die Stängel sind porös, nicht orientiert und zeigen keine Reaktion mit 10%-iger HCl. Feine Karbonatäderchen und Quarzgängchen durchziehen das Gestein.

Die feinkristalline Grundmasse (0,01 bis 0,02 mm) besteht aus Quarz und Illit, vereinzelt sind feinste Serizitschüppchen erkennbar. Größere opake Skelette (Stängel und Querschnitte) sind unregelmäßig im Gestein verteilt (Abbildung 59). Die Skelettkristalle bestehen aus Titanphasen, mit der Ramansonde wurden Anatas und Brookit gemessen. Selten sind annähernd sechseckige Querschnitte (Durchmesser zirka 1 mm) erkennbar, es könnte sich bei den Pseudomorphosen um umgewandelte Pyroxene oder Amphibole handeln. In und neben den Skeletten tritt feinkristalliner Chlorit (0,07 mm) mit braunen und blauen Interferenzfarben auf. In der Grundmasse schwimmen farblose Apatitstängel (0,3 bis 0,6 mm) mit niedriger (grauer) Interferenzfarbe und hohem Relief, häufig sind Risse normal auf die c-Achse ausgebildet (Abbildung 59a). Feine Dolomitadern durchziehen das Gestein, Quarzgänge aus xenomorphen Kristallen (0,07 bis 0,15 mm) sind ebenfalls enthalten.

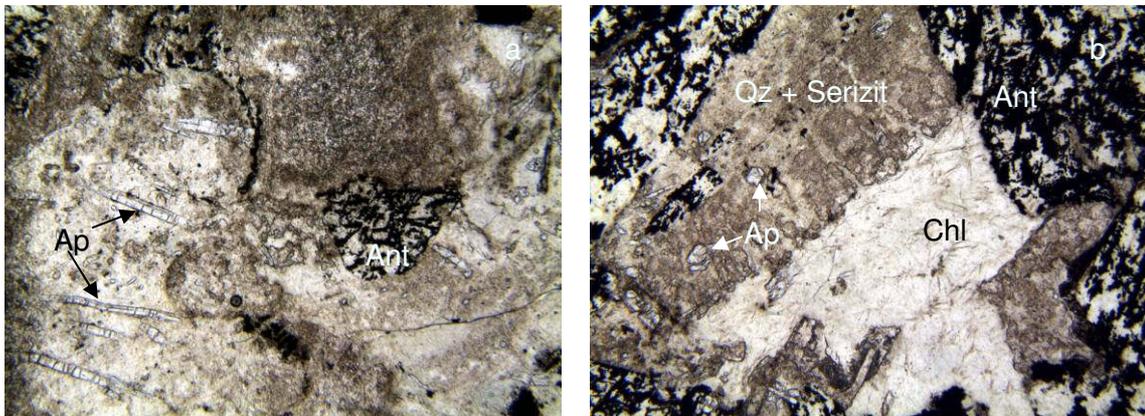


Abbildung 59: a) Apatitstängel und Anataskelett in feiner Grundmasse, Dünnschliff 68, IIN, Bildbreite 2,67 mm; b) Chlorit, Anataskelettkristalle und Apatit in feiner Grundmasse, Dünnschliff 68, IIN, Bildbreite 2,67 mm; Ap Apatit, Ant Anatas, Chl Chlorit, Qz Quarz.

Schwarzer Quarzit in Metatuffit

Der schwarze Quarzit ist sehr feinkristallin, einzelne Komponenten sind makroskopisch nicht erkennbar. Das Gestein ist C_{org} -hältig und ziemlich hart. Feine weiße Äderchen und „Fleckchen“ aus Quarz sind im schwarzen Quarzit enthalten. Vereinzelt ist sehr feiner Pyrit erkennbar. Durch Verwitterung ist die Oberfläche des Quarzits rostig vergrust.

Quarz ist der Hauptbestandteil des Gesteins. Zwischen den meist xenomorphen, feinen Quarzkriställchen (bis 0,01 mm) ist C_{org} verteilt, der das Gestein dunkel färbt. Vereinzelt sind idiomorphe Pyritkristalle (0,1 mm) enthalten, in Spuren tritt feinkristalliner Glimmer auf. Vereinzelt treten in der Grundmasse runde Gebilde (Durchmesser zirka 0,1 mm) aus Quarzkristallen auf. Dolomitgänge (teils Fe-reicher Dolomit) und Adern mit gröberkristallinen, xenomorphen Quarzkristallen durchziehen den Quarzit (Abbildung 60). Stellenweise sind Zerrklüfte mit Faserquarz verheilt. Der Quarzit ist zerbrochen und zerschert.

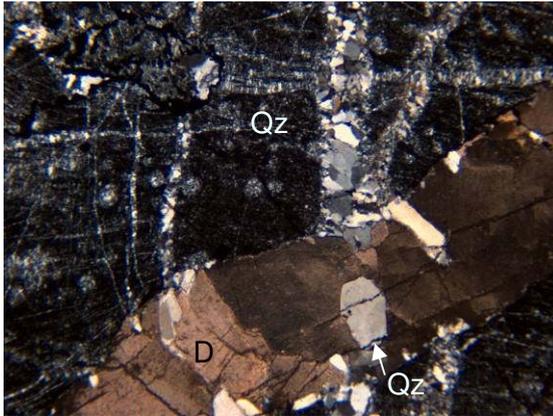


Abbildung 60: Quarzit mit gröberkristallinen Quarz- und Dolomitadern, Dünnschliff 75, +N, Bildbreite 3,84 mm.

Siltiger Dolomit in Metatuffit

Am Nordkogel ist eine Linse (zirka 1 m lang, 0,5 m mächtig) aus Dolomit (schwache Reaktion mit 10%-iger HCl) in den Metatuffit eingeschaltet. Der Dolomit ist mittelgrau und feinkristallin, am Kontakt zum Metatuffit ist er tuffitisch beeinflusst. In der dichten Grundmasse sind ovale, hellere, karbonatische Linsen (ehemalige Fossilien?) enthalten.

Die feinen Dolomitkristalle sind xenomorph (0,02 bis 0,03 mm), das Gefüge des Dolomits ist gleichkörnig xenotopisch. Der Dolomit ist quarzreich (Abbildung 61), die xenomorphen Quarzkristalle (0,04 mm) sind lagenweise/bereichsweise (?) angereichert, die Korngröße des Quarz' liegt im Bereich von Grobsilt. Feine, hypidiomorphe Pyritkriställchen (0,02 mm) sind im feinen Dolomit verteilt. Adern sind mit größeren, xenomorphen Dolomitkristallen (bis 0,3 mm) gefüllt.

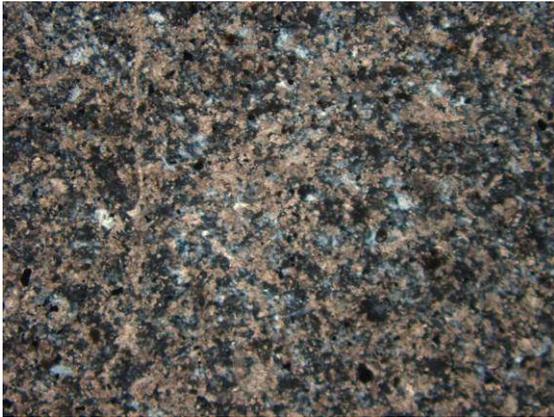


Abbildung 61: Dolomit mit Quarzkristallen, Dünnschliff 74, +N, Bildbreite 1,77 mm.

Schwarzer Tonschiefer

Der schwarze Tonschiefer ist sehr feinkristallin und C_{org} -hältig (stark färbend). Zwischen dünnen (cm mächtigen) Tonschieferlagen sind feine (mm-dicke), silikatische, pyrit-hältige Lagen ausgebildet. Helle, weiße Adern durchziehen das Gestein parallel und quer zur Schieferung. Im Aufschluss sind in den gebankten (wenige cm) Tonschiefer Lyditlagen und -knollen eingeschaltet, häufig ist eine Wechsellagerung von Tonschiefer und Lydit ausgebildet. Stellenweise ist eine Wechsellagerung mit feinkristallinem Grünschiefer entwickelt.

Die feine Grundmasse ist aus Quarz, C_{org} und Chlorit zusammengesetzt, akzessorisch sind detritäre Glimmer, Rutil und Albit enthalten. Die Korngröße der feinen Grundmasse liegt im Grenzbereich von Ton und Feinsilt (wenige μm). In der Grundmasse schwimmen stellenweise gröbere, idiomorphe Fe-reiche Dolomitkristalle (0,1 mm), die möglicherweise authigen entstanden sind (Abbildung 62). Der Tonschiefer ist fein geschiefert, Quarz- und Dolomitäderchen durchziehen das Gestein.

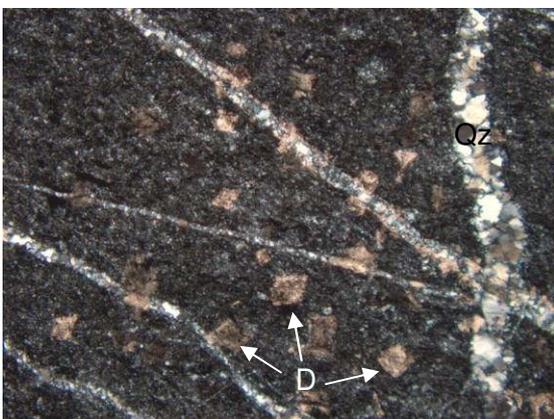


Abbildung 62: hangender schwarzer Tonschiefer mit idiomorphen Dolomitkristallen und Quarzadern, Dünnschliff 84, +N, Bildbreite 1,77 mm.

Lydit

Der Lydit ist dunkelgrau bis schwarz und deutlich härter als der schwarze Tonschiefer. Der Lydit bricht „muschelig“, teilweise glänzt er schwach. Häufig ist der Lydit mit hangendem schwarzem Tonschiefer wechselgelagert.

Der Lydit besteht aus feinen, xenomorphen Quarzkristallen (wenige μm), C_{org} und disseminierten, hypidiomorphen Pyritkriställchen (0,01 mm). In Adern sind Pyritkristalle gröberkristallin (0,1 mm) und idiomorph, teils ist in ihren Druckschatten Faserquarz entwickelt (Abbildung 63). Adern mit xenomorphen Quarzkristallen durchziehen den Lydit. Stellenweise sind runde, mit Quarz gefüllte Strukturen (0,03 mm, ehemalige Fossilien, Radiolarien?) erkennbar.

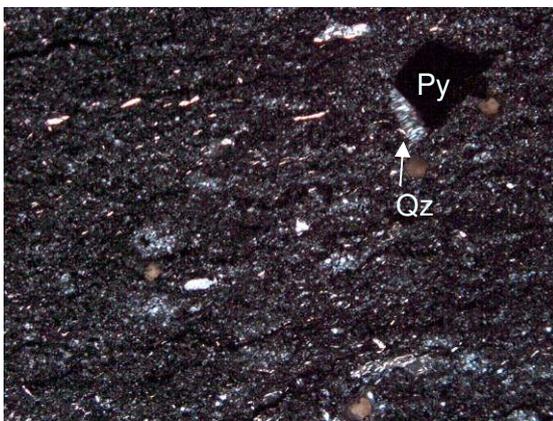


Abbildung 63: feinkristalliner Lydit und Pyrit mit Faserquarz, Dünnschliff 82, +N, Bildbreite 0,885 mm.

Kalkband in hangendem Tonschiefer

Die feine Grundmasse des Gesteins ist dunkelgrau und kalzitisch (starke Reaktion mit 10%-iger HCl). Darin sind oliv-braune, angerundete Klaster (max. 0,5 cm groß) enthalten. Mehrere Generationen weißer, teils zerscherter Kalzitadern durchziehen den Kalk. Untergeordnet sind Pyritkristalle enthalten. An der Oberfläche ist der Kalk stark rostig vergrüst.

Der Kalk besteht aus groben, xenomorphen Kalzitkristallen (0,6 bis 1,3 mm), feinem Kalzit und grobem, detritärem Quarz (0,1 mm), untergeordnet sind Chlorit und C_{org} , akzessorisch Pyrit, Apatit, Anatas und Brookit enthalten. Chlorit, C_{org} und die opaken Phasen sind lagenweise angereichert. Pyrit ist teils framboidal, teils hypidiomorph kristallisiert (bis 0,3 mm), in den Druckschatten ist häufig Faserquarz entwickelt. In der karbonatischen Grundmasse sind Klaster enthalten, teils dürfte es sich dabei um pyroklastische Komponenten handeln. Eine Komponente (Durchmesser zirka 4 mm) mit kalzizementierten, runden Hohlräumen könnte als Tuffkomponente (Bimslapilli?) gedeutet werden (Abbildung 64). Adern aus groben Kalzitkristallen und Quarz durchziehen das Kalkband.

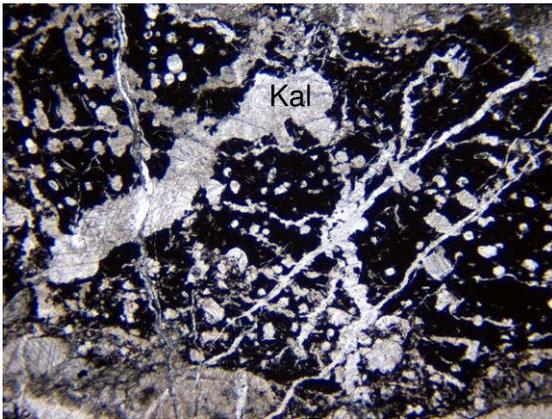


Abbildung 64: Tuffkomponente, schwarz: Ti-Phasen, Dünnschliff 69, IIN, Bildbreite 3,84 mm.

Feinkristalliner Grünschiefer

Der grünlich-graue (tuffitische) Grünschiefer ist feinkristallin. In das überwiegend grünliche Gestein sind schmale, graue Lagen (mm-Bereich) aus Dolomit eingeschaltet. Vereinzelt sind ovale, karbonatische Komponenten (bis 4 mm, ehemalige Fossilien?) enthalten. Feine, schwarze Äderchen durchziehen das Gestein quer zur Schieferung.

Hauptgemengteile des Grünschiefers sind Chlorit, Quarz und Dolomit, akzessorisch sind Pyrit, Anatas, Albit und Titanit enthalten. Die feine Grundmasse ist aus Chlorit und Quarz (zirka 6 μm) aufgebaut, teilweise treten darin hypidiomorphe Dolomitkristalle (bis 0,05 mm) auf (Abbildung 65). Die Karbonatlagen sind aus rekristallisierten, xenomorphen Fe-reichen Dolomitkristallen (bis 0,07 mm) und etwas Quarz (0,03 mm) zusammengesetzt. Dolomit- und Quarzadern aus gröbereren, xenomorphen Kristallen (bis 1 mm) durchziehen das Gestein. Der Grünschiefer zeigt ein sc-Gefüge, er ist intensiv zerschert.

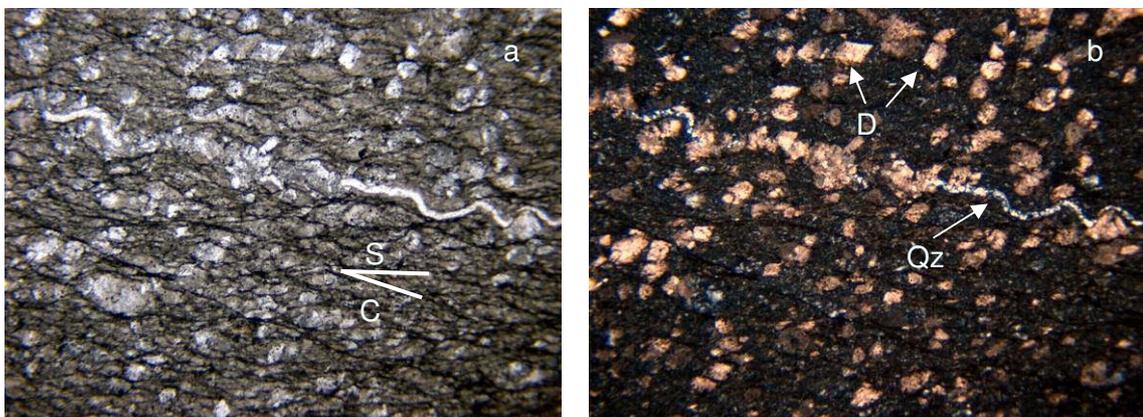


Abbildung 65: Grundmasse aus Chlorit und Quarz mit (hyp-) idiomorphen Dolomitkristallen, feiner Quarzader und sc-Gefüge (S: Schieferungsfläche; C: Scherfläche), Dünnschliff 81, Bildbreite 3,84 mm; a) IIN; b) +N.

Metatuff

Der graue, feinkristalline Metatuff enthält zahlreiche Klasten (bis 5 mm groß, Aschepartikel und Lapilli), die stellenweise gehäuft auftreten. Die Klasten sind meist angerundet, neben hellen, weißen sind schwarze und graue Klasten enthalten. Vereinzelt reagieren weiße Komponenten schwach mit 10%-iger HCl (Dolomit). Das Gestein bricht scharfkantig, oberflächlich ist es rötlich- braun (Fe-Gehalt) angewittert.

Der Metatuff ist aus feinem Chlorit, Dolomit und Serizit zusammengesetzt, untergeordnet tritt Anatas, akzessorisch Pyrit auf. Die feinkristalline Grundmasse (0,01 mm) besteht aus Chlorit und Serizit und ist stark dolomitisiert. Darin sind verschiedene, pyroklastische Komponenten enthalten, die teilweise vollständig karbonatisiert (Fe-reicher Dolomit) sind. Es treten gröbere „ausgefrante“ Komponenten (1,2 bis 2,5 mm) mit ehemaligen Blasen Hohlräumen auf (Abbildung 66). Die Grundmasse dieser Aschekörner besteht aus feinen Feldspatleisten (bis 0,08 mm) und Titanphasen (Anatas). Die Bläschen (Durchmesser 0,07 bis 0,17 mm) sind mit radial gewachsenem Quarz, Karbonat und/oder Phyllosilikat zementiert und werden häufig von Anatas eingesäumt. Außerdem sind auch dunkle, glasige, bis 2 mm große Gesteinsbruchstücke enthalten. Bis 0,2 mm lange idiomorphe Feldspatleisten (Albit) liegen ungerichtet in der Grundmasse, vereinzelt sind xenomorphe, teils karbonatisierte Kalifeldspatkristalle (0,3 mm, perthitische Entmischung) enthalten (Abbildung 67b). Xenomorphe Quarzkristalle (0,2 mm) mit glatter Auslöschung und gebogenen- buchtartigen Kristallgrenzen sind sporadisch im Metatuff verteilt, möglicherweise handelt es sich dabei um vulkanische Quarze (Abbildung 67a). Der eher massige Metatuff ist zerschert.

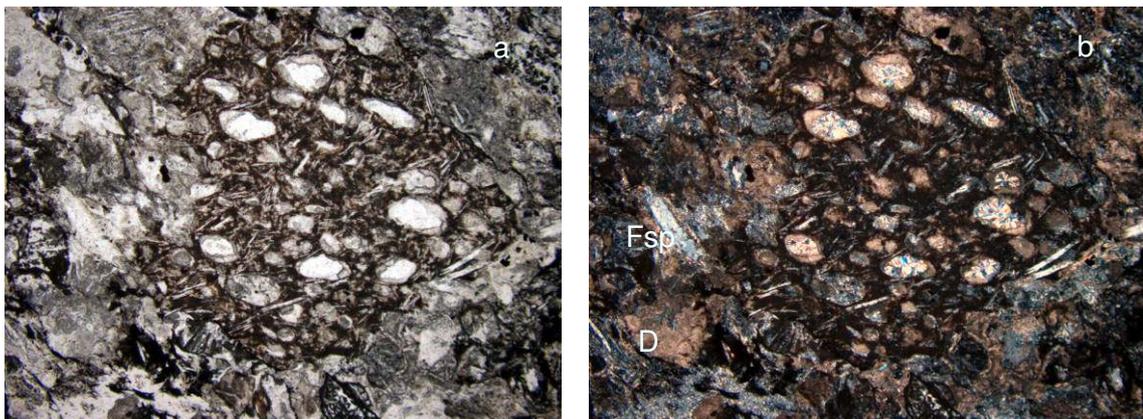


Abbildung 66: Pyroklastische Komponente aus feinen Feldspatleisten, Anatas und Chlorit mit Phyllosilikat- zementierten Bläschen, Dünnschliff 79, Bildbreite 1,77 mm; a) IIN; b) +N.

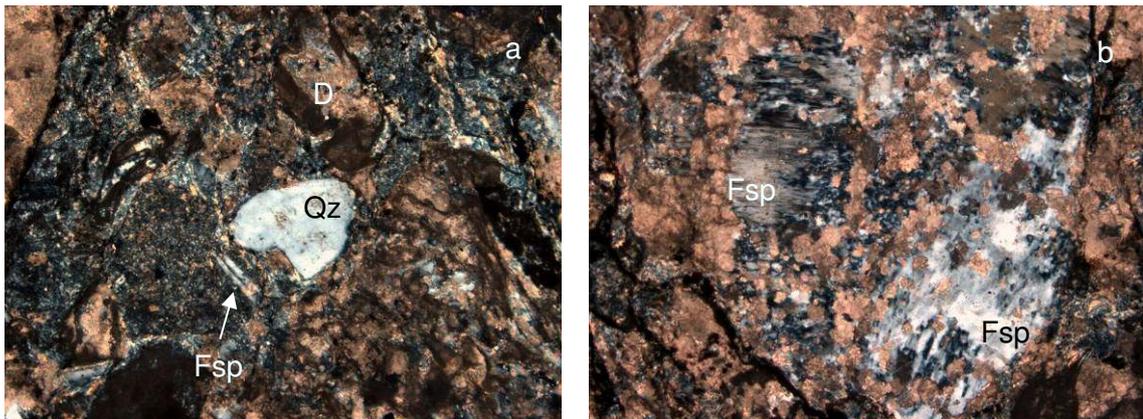


Abbildung 67: a) Quarzkristall, Plagioklasleiste und Dolomit in Grundmasse, Dünnschliff 79, +N, Bildbreite 0,885 mm; b) Kalifeldspat mit perthitischer Entmischung wird von Dolomit verdrängt, Dünnschliff 79, +N, Bildbreite 0,885 mm.

Kalkschiefer (Kogler Formation)

Der Kalkschiefer der Kogler Formation ist im Abstand weniger dm gebankt. Der Kalk ist feinkristallin und im cm-Bereich geschiefert, graue und hellbraune (angewitterte) Lagen wechseln einander ab. Zwischen den Kalklagen sind gewellte, Fe- und silikathältige Styloflächen (bis cm mächtig) ausgebildet. Weiße, meist querschlägige Kalzitadern durchziehen den Kalkschiefer.

Der Kalzit des Kalkschiefers ist sehr feinkristallin (0,01 mm), die Kristalle sind eher xenomorph, teilweise treten parallel zur Schieferung schmale, etwas gröberkristalline (0,03 mm) Lagen auf. Der Kalkschiefer enthält xenomorphe Quarzkristalle (zirka 0,07 mm), die lagenweise angereichert sind. Akzessorisch tritt detritärer Hellglimmer auf. Karbonatgänge aus groben, xenomorphen, verzwilligten Kalzitkristallen (bis 2 mm) durchziehen das Gestein (Abbildung 68). Styloflächen sind zirka parallel zur Schieferung entwickelt und bestehen aus Chlorit, Kalzit, Quarz, Pyrit und Anatas.

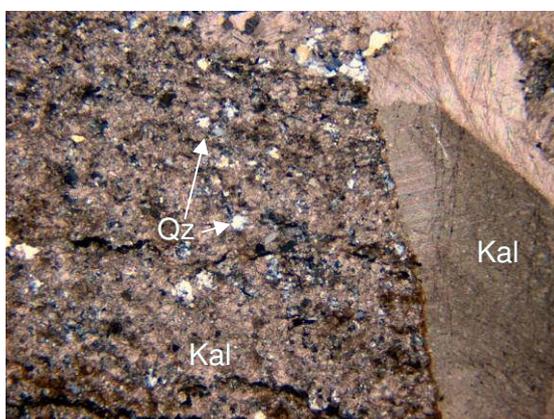


Abbildung 68: Kalkschiefer mit Quarzkristallen und grobkristalliner Kalzitader, Dünnschliff 77, +N, Bildbreite 3,84 mm.

4.3 Strukturgeologie

An ausgewählten Stellen des Grubengebäudes und im Tagbau wurden zirka 400 Messwerte (s. Anhang 3) von Schicht- und Schieferungsflächen und Bänderungen des Magnesits und Dolomits aufgenommen. Um zu überprüfen, ob die Schichtung und die Bänderung übereinstimmen, wurden die Daten bereichsweise getrennt in Polpunktdiagrammen dargestellt. In der Magnesitlagerstätte Breitenau ist die Schieferung immer parallel zur Schichtung ausgebildet. Styloflächen sind meist parallel zur Schichtung/Schieferung entwickelt.

In Revier VI Süd liegen die Schichtung und der Großteil der Bänderungswerte dicht zusammen. Die Schichtflächen und eine schichtparallele Bänderung fallen mittelsteil nach SE ein [mean vector (137/39), bestimmt mit der Methode R% and center]. Zwei Messwerte sind einer anders orientierten Bänderung zuzuordnen, die steil nach NE einfällt (Abbildung 69a).

Im Bereich der Wendel bei SH 294 m fallen die Schichtung und die schichtparallele Bänderung mit einem mittleren Einfallswinkel von 37° in Richtung SE ein (Clar Wert 146/37). Zusätzlich treten Bänderungen auf, die nach NE und ENE einfallen (Abbildung 69b).

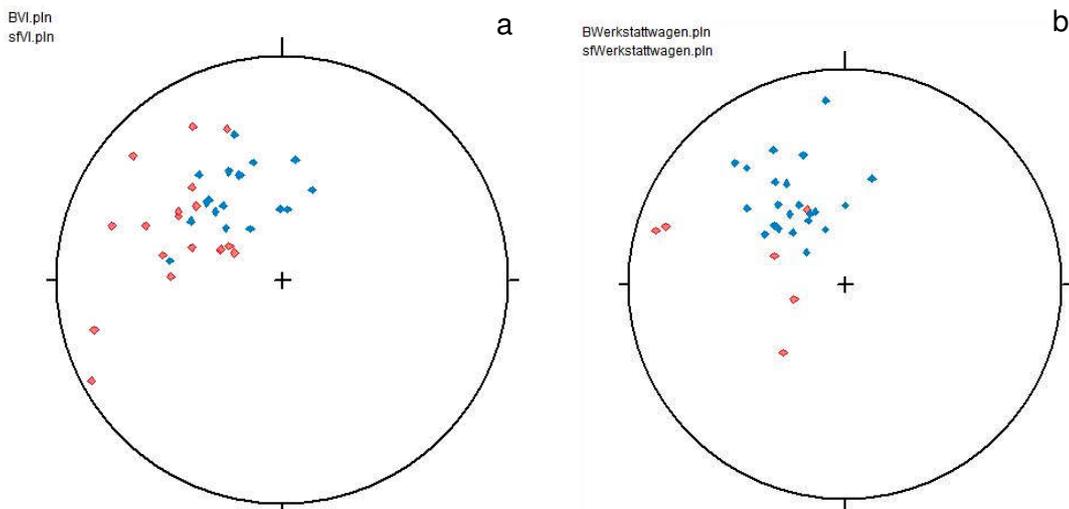


Abbildung 69: Polpunkte der Schichtung (blau) und Bänderung (rot) a) in Revier VI Süd; b) bei der Wendel SH 294 m.

In Horizont XII fällt ein großer Teil der Bänderungen nach SW ein, die Polpunktdichte aller Bänderungswerte zeigt ein Maximum bei (240/20) (Abbildung 70b). Neben einer flacheren, SW-fallenden Bänderung treten steilere, SW und SE gerichtete Bänderungen auf (Abbildung 70a).

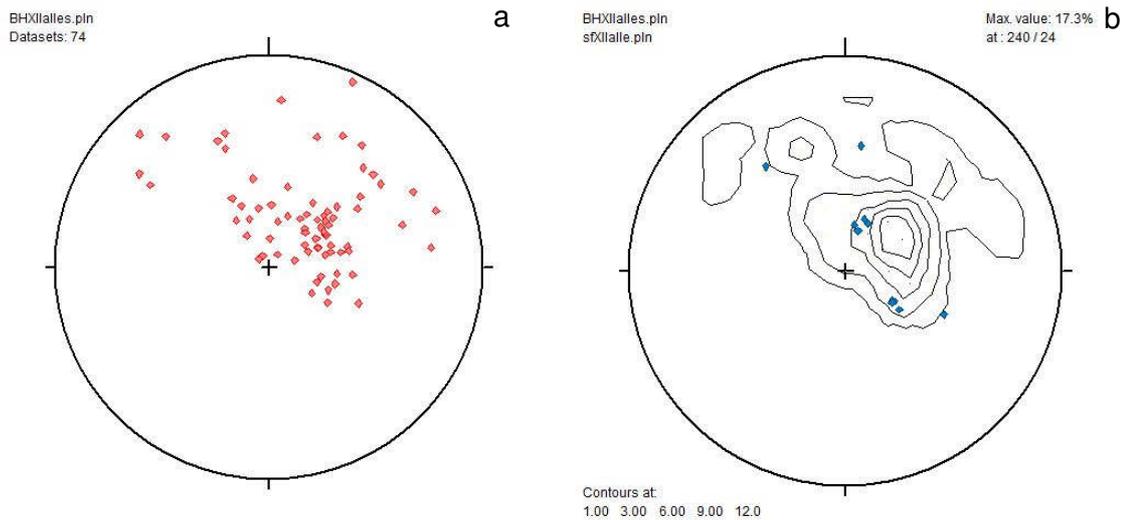


Abbildung 70: a) Polpunkte der Bänderung in Horizont XII; b) Polpunktdichte der Bänderung und Polpunkte der Schichtflächen in Horizont XII.

Schichtflächen sind vor allem im südlichen Teil des Horizontes XII ausgebildet. Um die Orientierungen der Bänderungen und der Schichtung zu vergleichen, wurden deshalb die Gefügedaten dieses Bereichs herangezogen (Abbildung 71). Die flachere, SW-fallende Bänderung verläuft parallel zur Schichtung. Der mean vector (R% and center) der flachen, schichtparallelen Bänderung und der Schichtung beträgt (240/19). Die beiden abweichenden Schichtwerte wurden nahe dem Hangenden gemessen, möglicherweise ist die Schichtung in diesem Bereich verkippt.

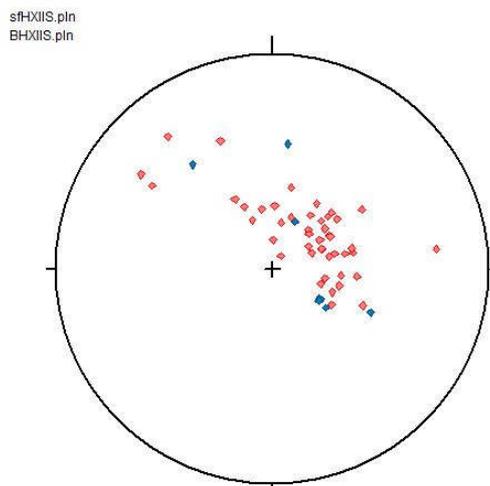


Abbildung 71: Polpunkte der Schichtung (blau) und Bänderung (rot) im südlichen Bereich von Horizont XII.

In Revier II Nord sind in grauem Dolomit (Dg) zwei unterschiedliche Bänderungen ausgebildet. Neben einer groben Bänderung (Bänderungsabstand: bis 10 cm) ist eine engständige Bänderung (Bänderungsabstand: wenige mm) entwickelt. Die feine Bänderung ist „schräg“ zur groben Bänderung orientiert und tritt in Revier II Nord häufiger auf, die breite Bänderung ist nur kleinräumig (im Südosten von Revier II Nord) ausgebildet. Ein Maximum der Polpunktdichte aller Bänderungsdaten liegt bei (225/33) (Abbildung 72).

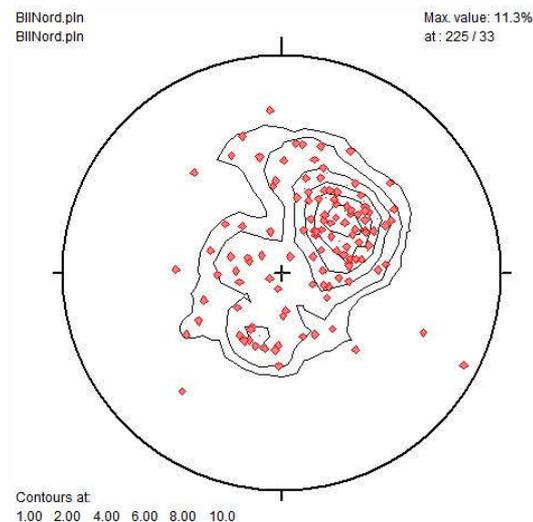


Abbildung 72: a) Polpunkte und Polpunktdichte der Bänderung in Revier II Nord.

Die Bänderung in grauem Dolomit (Dfgeb) und Magnesit (Mgeb) im Tagbau streut stark, eine bevorzugte Richtung ist nicht erkennbar (Abbildung 73a). Der Magnesit und Dolomit im Tagbau sind massig, Schichtflächen sind meist nicht entwickelt. Im Tagbau sind Schieferungsflächen vor allem im hangenden Metatuffit, im hangenden schwarzen und grünen Tonschiefer und Metatuff und in den Kalkschiefern der Kogler Formation ausgebildet. Der Metatuffit fällt nach SW bis SE ein und streicht SE-NW bis NE-SW (Abbildung 73b). Die Schieferungsflächen der stratigraphisch hangenden Tonschiefer, des Lydits und des Metatuffs streuen stark (Abbildung 74a). Die breite Streuung der Daten könnte mit der Überschiebung der Hackensteiner Formation durch die Kogler Formation in Zusammenhang stehen. Die Schieferung in den Kalkschiefern (Kogler Formation) fällt nach SW bis SE ein (Abbildung 74b) und ist mit der Schieferung des Metatuffits vergleichbar.

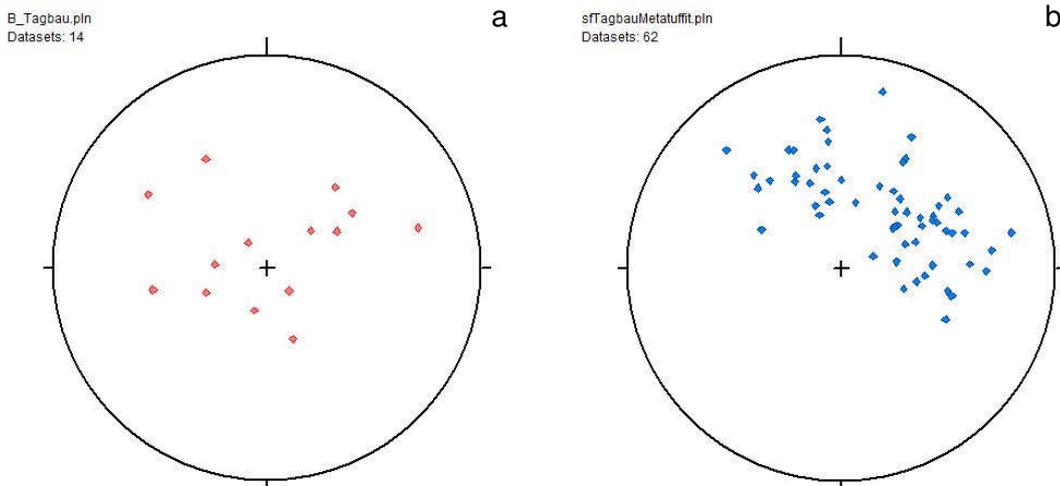


Abbildung 73: a) Polpunkte der Bänderung im Tagbau; b) Polpunkte der Schieferung des Metatuffits, Tagbau (Etagen 3 und 3a).

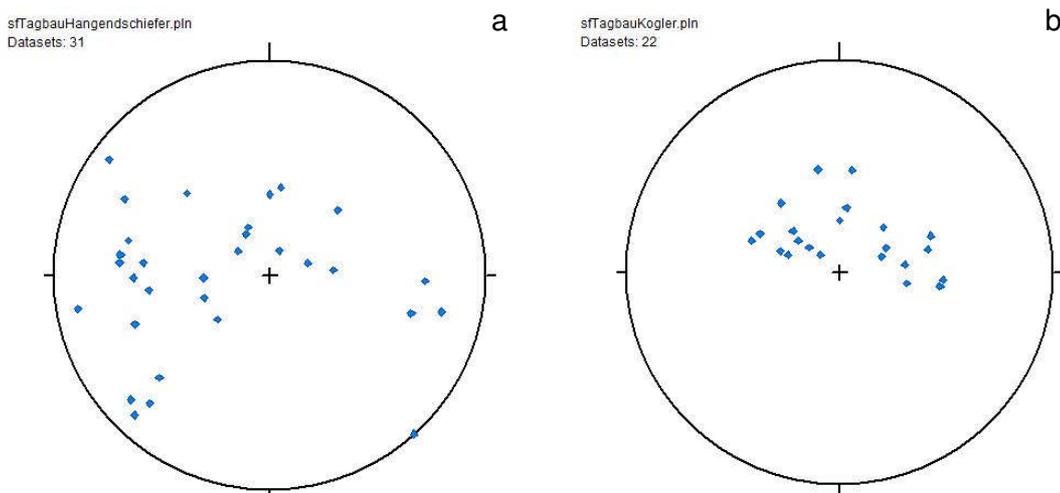


Abbildung 74: a) Polpunkte der Schieferung in hangendem schwarzem und grünem Tonschiefer, Lydit und Metatuff, Tagbau (Etage 2); b) Polpunkte der Schieferung im Kalkschiefer der Kogler Formation, Tagbau (Etage 2).

Störungen sind das dominierende tektonische Element in der Lagerstätte. Einige Störungsflächen wurden mehrmals reaktiviert, häufig ist auf Harnischflächen mehr als eine Lineation ausgebildet. Der Contour Plot der gemessenen Störungsdaten von Revier VI Süd, Wendel SH 294 m, Horizont XII, Revier II Nord und Tagbau (186 Messwerte) zeigt, dass die Messwerte der Störungen stark streuen und ein Maximum der Polpunktdichte bei (060/69) liegt (Abbildung 75). Die Störungsflächen fallen bevorzugt steil nach E bis NE bzw. W ein und streichen ungefähr N-S.

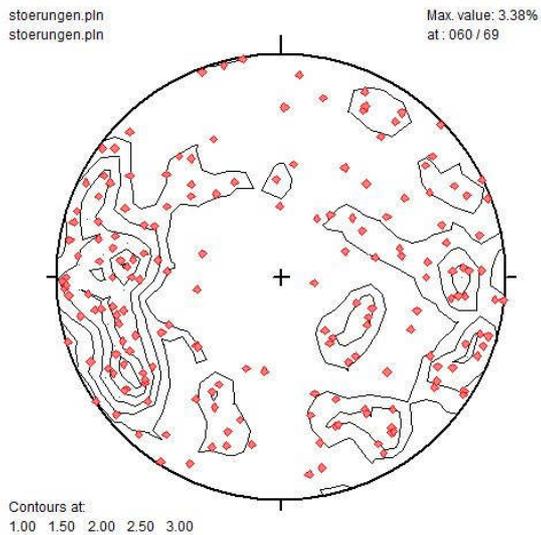


Abbildung 75: Polpunkte und Polpunktdichte der Störungen.

4.4 Detailprofile

Geologische Detailprofile der Lagerstätte wurden für das Revier VI Süd, die Wendel bei SH 294 m, den Horizont XII und den Tagbau erstellt. Zusätzlich wurden acht ausgewählte Bohrungen (229, 242, 283, 290, 346, 361, 362 und 396) in Profilen dargestellt. Die Detailprofile der Lagerstättenbereiche wurden auf Basis der geologischen Karten gezeichnet. Die Erstreckung/Mächtigkeiten der einzelnen Lithologien wurden aus den Karten abgemessen und auf wahre Mächtigkeiten umgerechnet. Für den Ostteil des Reviers VI Süd und die Wendel SH 294 m wurden die wahren Mächtigkeiten mit den für diese Lagerstättenbereiche berechneten Mittelwerten der Fallwinkel der Schichtung (39° , Revier VI Süd bzw. 37° , Wendel SH 294 m) ermittelt. Die wahren Mächtigkeiten des Horizonts XII und des Tagbaus wurden mit dem generellen Fallwinkel des Lagerstättenkörpers (20°) ermittelt. Die Profile der Bohrungen wurden auf Basis der Bohrkernkartierung gezeichnet und gegebenenfalls durch vorhandene Daten der chemischen Analysen der Bohrkerns ergänzt. Die Bohrungen wurden senkrecht und flach gegen die Einfallrichtung der Lagerstätte abgeteuft, die wahren Mächtigkeiten aller Bohrungen wurden mit dem generellen Einfallswinkel des Lagerstättenkörpers (20°) berechnet. Die Ermittlung der wahren Mächtigkeiten ist mit einigen Unsicherheiten behaftet, die angegebenen wahren Mächtigkeiten stellen Richtwerte dar. Die Erstreckung der Lithologien wurde nicht immer genau normal zum Streichen der Gesteine gemessen. Teilweise wurde die Abfolge der Schichtpakete „ums Eck“ aus den geologischen Karten abgelesen. Häufig sind Gesteinsabfolgen bzw. ihre Mächtigkeiten an den gegenüberliegenden Ulmen unterschiedlich ausgebildet, in diesen Fällen wurden die Aufnahmen eines Ulms verwendet und durch Beobachtungen des zweiten Ulms ergänzt.

Detailprofil Revier VI Süd

Die Lage des Profils ist in der geologischen Karte von Revier VI (Beilage A) eingetragen. Im südlichen Stutzen wurde die Aufnahme des östlichen Ulms zum Erstellen des Profils herangezogen, bis zum Liegendenschiefer wurde quer über die Strecke und parallel zum nördlichen Ulm gemessen. Dieses Detailprofil reicht von liegendem, schwarz-grauem Schiefer bis zu rotem Dolomit im hangenden Bereich des Karbonatkörpers (Abbildung 77). Der Schiefer (zirka 1 m mächtig) ist entlang einer Störung eingeschuppt, die den Karbonatkörper gegen das Liegende zuschneidet. Die Mächtigkeit des zentralen Karbonatkörpers dürfte dadurch reduziert sein. Die Störungszone (zirka 4 m mächtig) ist dolomitisch beeinflusst. Darüber folgen 3,5 m mittel gebänderter Magnesit, zirka 10 m fleckiger bis gebänderter Magnesit, 7 m fleckiger Magnesit und 7 m mittel bis grob gebänderter Magnesit. Diese Abfolge wird von einer Harnischfläche begrenzt. Stratigraphisch hangend sind Bänke der unterschiedlichen Lithologien ausgebildet [Mittelwert der Schichtflächen (151/37)]. Bis zu 1,4 m mächtiger schwarzer gebankter Dolomit wird im südlichen Stutzen von grobpinolitischem Magnesit verdrängt (diskordante Reaktionsfront). Im östlichen Stutzen sind im schwarzen Dolomit Fossilreste enthalten. Darüber folgt eine zirka 60 cm mächtige Bank aus grau gebändertem bis pinolitischem Magnesit, die im östlichen Stutzen aus grauem Dolomit besteht. Dieser graue Dolomit enthält nicht näher bestimmbare Fossilreste (Abbildung 76). Darüber liegt im südlichen Stutzen ein schmales Band (20 cm) aus pigmentreichem Magnesit und Silikatlagen (Störung?). Stratigraphisch hangend folgt grauer Magnesit (1,8 m), der von einer grünen Silikathaut gegen hangenden feinkristallinen grauen Magnesit (50 cm) abgegrenzt wird. Darüber tritt feinkristalliner roter Magnesit (20 cm) auf, der in roten Dolomit mit roten Tonfasern übergeht (mindestens 1 m mächtig). Im östlichen Stutzen tritt über den Dolomitbänken in einer steilstehenden Störung Kokardendolomit auf.



Abbildung 76: Fossilreste in grauem Dolomit (siehe auch Abbildung 15a).

Detailprofil Wendel SH 294 m

Die Lage des Profils ist in der geologischen Karte der Wendel SH 294 m (Beilage B) eingezeichnet. Die Abfolge und Mächtigkeiten der Schichten wurden entlang des östlichen Ulms abgelesen und durch Aufnahmen des westlichen Ulms ergänzt. Das Profil umfasst den hangenden Bereich des Karbonatkörpers, der Kontakt zum Nebengestein ist in diesem Lagerstättenbereich nicht aufgeschlossen (Abbildung 77). Auf zirka 4 m mächtigen gebänderten Magnesit folgt schwarzer gebankter, tektonisch beanspruchter Dolomit (2 m), der durch dunkle Silikathäute vom umgebenden Magnesit getrennt wird. Stratigraphisch hangend sind massig bis gebänderter Magnesit (1 m mächtig), massiger Magnesit (2 m) und massiger bis fleckiger Magnesit (zirka 2 m) ausgebildet. Darüber folgen roter Dolomit mit grünen Tonflasern (zirka 1 m), grauer Dolomit (1 m) und dunkelgrauer feingebankter Dolomit (20 cm). Hangend sind roter, grauer und rot- fleckiger Dolomit (4 m) entwickelt, die stellenweise von massigem Magnesit verdrängt werden. Darüber folgt als stratigraphisches Schichtglied dolomitische Brekzie (50 cm mächtige Bank), die von schmalen Lagen aus Dolomit und Silikat (Störungen?) von den darunter und darüber liegenden Bänken getrennt wird. Am westlichen Ulm wird die dolomitische Brekzie von grobpinolitischem Magnesit verdrängt. Im Hangenden der dolomitischen Brekzie ist eine 70 cm mächtige Bank ausgebildet, deren untere Hälfte aus grauem Dolomit und obere Hälfte aus pinolitischem Magnesit besteht. Stellenweise ist sie vollständig zu Magnesit umgewandelt. Am westlichen Ulm ist die metasomatische Front zwischen Dolomit und Magnesit erkennbar. Stratigraphisch hangend folgt eine 40 cm mächtige Bank aus massig bis gebändertem Magnesit. Am östlichen Ulm ist eine zirka 5,5 m mächtige beanspruchte Zone ausgebildet, in der dunkelgrauer feinkristalliner Magnesit mit Rosszähnen, massiger bis gebänderter Magnesit, roter Magnesit und roter Dolomit auftreten. Über dieser Zone sind schmale Lagen von rotem Dolomit (20 cm), grauem feinkristallinem und rotem Magnesit entwickelt. Der graue feinkristalline und der rote Magnesit bilden über einen zirka 1,6 m mächtigen Bereich eine Wechsellagerung aus. Hangend folgt grauer Magnesit (mindestens 1 m mächtig).

Detailprofil Horizont XII

Die Lage des Profils ist der geologischen Karte des Horizont XII (Beilage C) zu entnehmen. Zur Erstellung des Profils wurde die Aufnahme des westlichen Ulms herangezogen, im Süden im Bereich der Wendel wurde parallel zur Längserstreckung des Horizont XII „quer durch die Lagerstätte gemessen“ und durch die Kartierung des östlichen Ulms ergänzt. Das Profil von Horizont XII umfasst den zentralen und hangenden Bereich des Karbonatkörpers (Abbildung 77), Bohrung 346 (in Richtung 350,6° mit Neigung -20° abgeteuft) bildet im Norden von Horizont XII die Erweiterung zum Liegendkontakt des Karbonatkörpers zum Nebengestein. Das Profil des Horizont XII beginnt mit massig bis gebändertem Magnesit (zirka 5 m mächtig), darüber folgen grauer Magnesit (1,5 m), grau gebänderter Magnesit (zirka 4 m), gebänderter Magnesit (2,4 m) und fleckig bis gebänderter Magnesit (7 m). Die Schichtfolge wird fortgesetzt von massigem Magnesit (3 m), massig bis fleckigem Magnesit (5,8 m) und massig bis

gebändertem Magnesit (3,7 m). Stratigraphisch hangend ist eine Störungszone (0,9 m) mit redolomitisierendem Magnesit ausgebildet. Darüber folgen massig bis gebänderter Magnesit (3,7 m) und eine beanspruchte Zone (4,3 m). In dieser Zone treten massig bis fleckiger Magnesit, schwarzer Dolomit und massig bis gebänderter Magnesit auf. Stratigraphisch hangend sind massig bis gebänderter, massig bis fleckiger und gebänderter Magnesit (7,7 m) ausgebildet. Grau gebänderter Magnesit (5,1 m), gebänderter Magnesit (3,8 m) und grau gebänderter Magnesit (12 m) folgen im Hangenden. Darüber ist eine Störungszone (maximal 0,8 m) mit teils dolomitisch beeinflussten Magnesitklasten in einer dunklen, C_{org} -reichen und silikatischen Grundmasse ausgebildet. Stratigraphisch hangend folgen massig bis gebänderter Magnesit (2,6 m) und zirka 0,8 m mächtiger schwarzer und grauer gebankter Dolomit. In diesem Bereich der Lagerstätte sind die hangendsten Bereiche des Karbonatkörpers von einer Störung abgeschnitten.

Detailprofil Tagbau

Die Lage des Profils ist in der geologischen Karte des Tagbaus (Beilage D) eingezeichnet. Das Profil wurde im westlichen Teil des Tagbaus zirka normal zum Streichen erstellt, es umfasst den Karbonatkörper und Gesteine im Hangenden (Abbildung 77). Zusätzliche Informationen wurden der geologischen Karte des Betriebs entnommen. Das Profil beginnt mit zirka 48 m grauem, teils feingebändertem Dolomit, in den ein unregelmäßig begrenzter Magnesitkörper (zirka 4 m lang) eingeschaltet ist (Abbildung 78a). Der Magnesit wird von einer Störung abgeschnitten. Im Dolomit treten braun angewitterte Flecken/Spaten (cm-Bereich) aus Magnesit auf. Über dem Dolomit folgt massiger, teils ansatzweise gebänderter Magnesit (20,5 m mächtig). Der Kontaktbereich ist tektonisch gestört (Etage 4, südwestlicher Bereich), in dieser Zone sind bis zu m-große „Flecken“ aus grobkristallinem, weißem Dolomit (Rosshanddolomit) im Magnesit ausgebildet (Abbildung 78b). Der Magnesit wird im Hangenden von einer redolomitierten Störung (stellenweise erkennbar als bis 20 cm mächtige, rötliche Dolomitlage) abgeschnitten, im Hangenden folgt Metatuffit (29 m mächtig). Darüber ist schwarzer Tonschiefer (29 m) ausgebildet, der durch eine große Störungszone/Deckenüberschiebung vom hangenden Kalkschiefer der Kogler Formation (bis zu 800 m mächtig, Gollner & Zier 1985) getrennt wird. Im Bereich der Deckenüberschiebung sind der schwarze Tonschiefer und der Kalkschiefer zerschert und miteinander verschuppt.

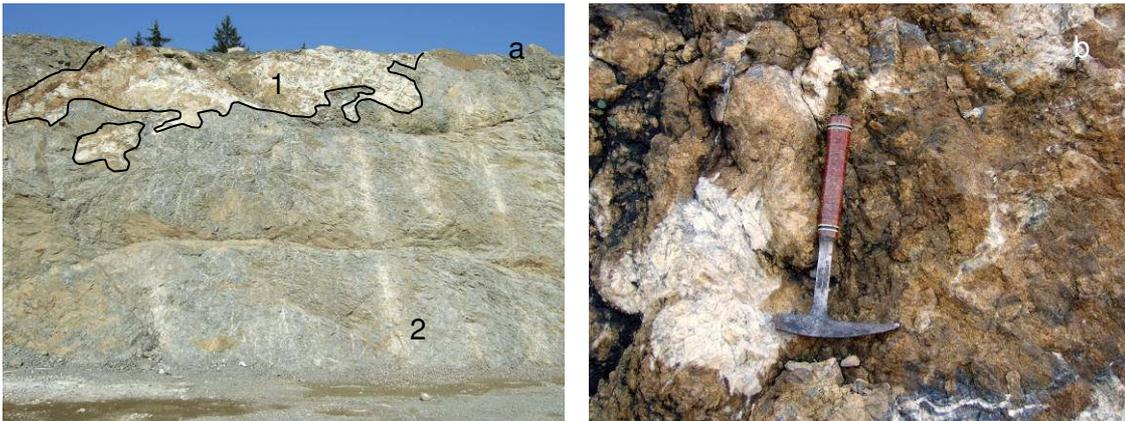


Abbildung 78: a) Magnesit (1) in Dolomit (2); b) Rosszahndolomit (weiß) in Magnesit (braun).

Profil der Bohrung 229

(y 249764; x -67833,5; SH 766 m; Azimuth 342,5°; Neigung -20°)

Bohrung 229 (Abbildung 79) wurde vom Tagbau (Etag 6) senkrecht ins Liegende abgeteuft. Die Bohrung umfasst den zentralen und liegenden Bereich des Karbonatkörpers und dunklen Liegendenschiefer. Die Schichtfolge beginnt mit magnesitisch beeinflusstem Dolomit (1,4 m) und massivem Magnesit (30 cm). Darunter folgen grauer und grauer feingebänderter Dolomit und magnesitisch beeinflusster Dolomit (13,9 m). Stratigraphisch liegend ist grauer, abschnittsweise feingebänderter Dolomit (30,2 m) ausgebildet. Liegend folgen magnesitisch beeinflusster Dolomit (1,4 m), massiv bis fleckiger Magnesit mit Rosszähnen (5,8 m), feingebänderter grauer Dolomit (zirka 4 m) und massiger Magnesit mit Rosszähnen (zirka 4 m). Darunter treten magnesitisch beeinflusster Dolomit, grauer Dolomit und ein schmales Magnesitband auf (zirka 10 m), der Karbonatkörper endet mit grauem Dolomit (5,5 m). Die Bohrung endet in dunklem Liegendenschiefer (zirka 2m).

Profil der Bohrung 242

(y 249046,5; x -67734,5; SH 409 m; Azimuth 0°; Neigung -90°)

Der Ansatzpunkt von Bohrung 242 liegt in Revier IV Ost, die Bohrung wurde senkrecht ins Liegende abgeteuft. Bohrung 242 reicht vom liegenden Bereich des Karbonatkörpers bis in dunklen Liegendenschiefer und liegenden Sandstein (Abbildung 79). Die Schichtfolge beginnt mit massiv bis fleckigem Magnesit (90 cm), darunter folgen zirka 32 m dunkler Liegendenschiefer, in den stellenweise schmale Bänder aus grünem Liegendenschiefer und grauem Karbonat eingeschaltet sind. Stratigraphisch liegend ist rötlich bis grün-grauer Sandstein (zirka 8 m) ausgebildet.

Profil der Bohrung 283

(y 248572; x -68096,5; SH 325 m; Azimuth 0°; Neigung -90°)

Bohrung 283 (Abbildung 79) wurde von Revier VI senkrecht ins Liegende abgeteuft, sie umfasst Teile des Karbonatkörpers und dunklen Liegendenschiefer. Die Abfolge beginnt mit massigem Magnesit (2 m), darunter folgen massig bis gebänderter (2,7 m), massiger (5,5 m), massig bis gebänderter (2,7 m) und gebänderter (1,9 m) Magnesit. Stratigraphisch liegend ist dunkler Liegendenschiefer (11,8 m) ausgebildet.

Profil der Bohrung 290

(y 248572; x -68096,5; SH 329 m; Azimuth 0°; Neigung 90°)

Bohrung 290 (Abbildung 79) wurde von Revier VI senkrecht nach oben ins Hangende gebohrt. Die Bohrung reicht vom Karbonatkörper bis zum hangenden Metatuffit. Auf 5 m mächtigen Magnesit folgt ein schmales Band (10 cm) aus schwarzem Schiefer, stratigraphisch hangend tritt Metatuffit (zirka 14 m) auf, der gegen Ende der Bohrung in hangenden schwarzen Tonschiefer übergeht. Eine Störung verringert die Mächtigkeit des Metatuffits.

Profil der Bohrung 346

(y 249344; x -67915; SH 597,7 m; Azimuth 350,6°; Neigung -20°)

Bohrung 346 (Abbildung 79) wurde im Norden von Horizont XII in Richtung 350,6° mit einer Neigung von -20° ins Liegende abgeteuft. Die Bohrung umfasst den Karbonatkörper und dunklen Liegendenschiefer. Auf massig bis gebänderten Magnesit (1,7 m) folgen massiger (1,7 m) und massig bis fleckiger (1 m) Magnesit. Darunter sind zwei Störungen (zirka 7 cm) ausgebildet, die mit einer Brekzie aus Magnesit- und Dolomitklasten in einer dolomitischen Grundmasse gefüllt sind. Liegend treten massiger bis fleckiger, grau gebänderter, fleckiger und gebänderter Magnesit auf (zirka 8,5 m mächtig). Darunter folgen massig bis gebänderter, fleckiger und dolomitisch beeinflusster Magnesit (1,6 m), magnesitisch beeinflusster Dolomit und grauer Dolomit (1,4 m). Stratigraphisch liegend sind massiger und massig bis fleckiger oder gebänderter Magnesit (2,7 m), grauer Dolomit (30 cm), magnesitisch beeinflusster Dolomit (30 cm) und massig bis fleckiger Magnesit mit Rosszähnen (3,5 m) ausgebildet. Liegend folgen dolomitisch beeinflusster Magnesit, massig bis fleckiger und gebänderter Magnesit (3 m) und eine Störung mit Störungsbrekzie (15 cm). Darunter treten massiger Magnesit (70 cm) und dunkler Liegendenschiefer (zirka 30 cm) auf.

Profil der Bohrung 361

(y 248397; x -68348; SH 261 m; Azimuth 0°; Neigung -90°)

Bohrung 361 (Abbildung 79) wurde von Revier VI senkrecht ins Liegende abgeteuft. Sie reicht von liegenden Bereichen des Karbonatkörpers bis in dunklen Liegendenschiefer. Die Schichtfolge beginnt mit massigem Magnesit (zirka 1 m), darunter folgen eine redolomitisierte Störung (10 cm) und 0,9 m magnesithaltiger Dolomit.

Stratigraphisch liegend sind grauer Dolomit (60 cm) und magnesithältiger Dolomit (30 cm) ausgebildet. Massiger und massig bis gebänderter Magnesit (3,5 m) folgen darunter. Die Bohrung endet in dunklem Liegendschiefer (1,2 m).

Profil der Bohrung 362

(y 248353,5; x -68407,3; SH 261 m; Azimuth 0°; Neigung -90°)

Bohrung 362 (Abbildung 79) wurde von Revier VI senkrecht ins Liegende abgeteuft. Sie umfasst Bereiche des Karbonatkörpers, dunklen und grünen Liegendschiefer. Auf massig bis gebänderten Magnesit (1,7 m) folgen massig bis fleckiger Magnesit (zirka 2 m), dolomithaltiger Magnesit (1,4 m) und massig bis fleckiger Magnesit (2,3 m). Unter dem Karbonatkörper treten dunkler Liegendschiefer (zirka 0,4 m) und liegender grüner Tonschiefer (zirka 0,4 m) auf.

Profil der Bohrung 396

(y 248452; x -68396; SH 278 m; Azimuth 315°; Neigung 43°)

Bohrung 396 (Abbildung 79) wurde in Revier VI mit 43° Neigung in Richtung 315° abgeteuft. Sie umfasst hangende Bereiche des Karbonatkörpers, hangenden Metatuffit und hangenden schwarzen Tonschiefer. Die Schichtfolge der Bohrung beginnt mit Magnesit (13 m), darüber ist dolomithaltiger Magnesit (6,5 m) ausgebildet. Stratigraphisch hangend folgen grauer Dolomit (0,7 m), in den ein schmales Band (10 cm) blass roten Dolomits eingeschaltet ist, magnesithaltiger Dolomit (2,4 m) und schwarzer Dolomit (3,4 m). Der Kontakt zum hangenden Metatuffit (19,5 m) ist scharf, nach 12,9 m ist Dolomit (30 cm) in den Metatuffit eingeschaltet. Über dem Metatuffit folgt hangender schwarzer Tonschiefer (40 cm).

4.5 Geochemie

An 47 Magnesit-, Dolomit- und Nebengesteinsmustern wurden durch Activation Laboratories Ltd. in Ancaster, Ontario Haupt- und Spurenelementuntersuchungen durchgeführt (Lithium Metaborat/Tetraborat Fusion ICP Gesamtgesteinsanalysen, Spurenelemente ICP/MS). Mit der Elektronenstrahlmikrosonde (WDS) wurden Hauptelemente (MgO, CaO, FeO, MnO, SrO) an 9 Magnesit- und Dolomitschliffen und 2 Nebengesteinsproben gemessen, außerdem wurde die Chloritzzusammensetzung dreier Magnesitproben bestimmt. Die Isotopenzusammensetzung ($\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$) von 27 Magnesit- und Dolomitproben wurde gemessen.

Alle %-Angaben im folgenden Kapitel erfolgten in Masse-%. Abkürzungen der Magnesit- und Dolomittypen sind in Anhang 1 aufgelistet. Die Rohdaten der Mikrosondeanalysen sind in Anhang 4 in Tabelle 11, Tabelle 12 und Tabelle 13 aufgelistet, die Rohdaten der Haupt- und Spurenelementuntersuchungen durch Activation Laboratories Ltd. sind in Anhang 5 in Tabelle 14 beigefügt.

4.5.1 Hauptelemente

Die Gesamtgesteinszusammensetzung von ausgewählten Magnesitmustern der Lagerstätte Breitenau liegt zwischen 42,16 und 46,23 % MgO, 0,36 bis 2,91 % CaO, <0,01 bis 2,15 % SiO₂, <0,01 bis 1,97 % Al₂O₃, 2,1 bis 3,66 % Fe₂O₃(tot), 0,19 bis 0,37 % MnO und 47,7 bis 51,17 % LOI. Redolomitisierter Magnesit in Störungen hat einen niedrigeren MgO- und einen höheren CaO-Gehalt (40,61 % MgO, 7,04 % CaO). Höhere MgO- und erniedrigte CaO-Gehalte gegenüber reinem Magnesit sind auf Dolomiteinschlüsse und Redolomitisierungserscheinungen zurückzuführen. Eisengehalte können durch Substitution von Mg²⁺ durch Fe²⁺ im Magnesitgitter und Einbau von Eisen in detritäre aluminiumhaltige Silikate erklärt werden. SiO₂ ist in Al-hältigen Silikaten (z.B. Chlorit) und in Quarz enthalten.

In Tabelle 1 sind die Korrelationskoeffizienten der Hauptelementoxide aller Magnesitmuster aufgelistet. In Abbildung 80 ist die Variation von FeO gegen MgO für Magnesit- und Dolomitgesamtgesteinsanalysen dargestellt. FeO-Gehalte in Magnesit (Mittelwert 2,5 %) sind meist etwas höher als in Dolomit (Mittelwert 2,2 % FeO). Sowohl in Magnesit (r= -0,4), als auch in Dolomit (r= -0,8) sind FeO und MgO negativ korreliert. Fe²⁺ (Ionenradius 0,92 Å) substituiert Mg²⁺ in den Magnesitkristallen (Möller 1989), Eisen wird aber auch in Nebengemengteile eingebaut.

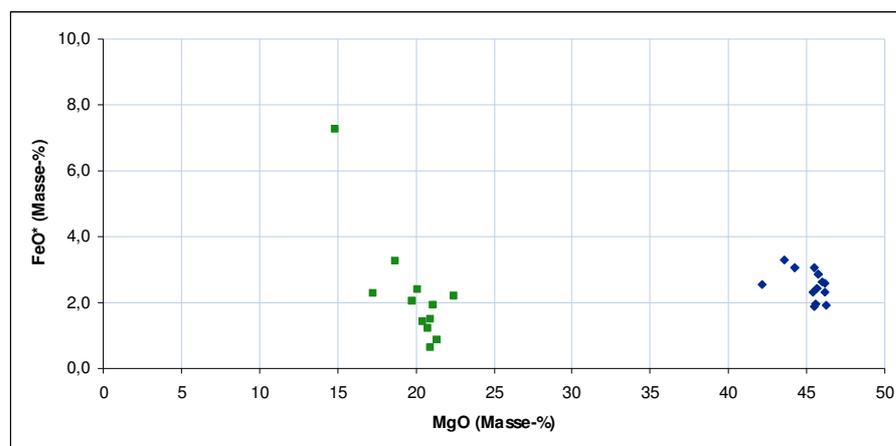


Abbildung 80: Variationsdiagramm FeO-MgO für Magnesit (blaue Rauten) und Dolomit (grüne Quadrate) (ICP Gesamtgesteinsanalyse); FeO* berechnet aus Fe₂O₃(tot).

Ein Dolomit (Dgf, Probe 29) weist einen erhöhten FeO-Gehalt (7,2 %) auf, was vermutlich auf den hohen Pigmentgehalt (Silikate, Pyrit) zurückzuführen ist (Abbildung 80, Abbildung 81).

In Magnesit (r= 0,5) und Dolomit (r= 0,5) sind MnO und FeO positiv korreliert (Abbildung 81). Mn²⁺ kann aufgrund seines Ionenradius' (0,81 Å) Mg²⁺ (0,86 Å) im Magnesitgitter substituieren (Möller 1989).

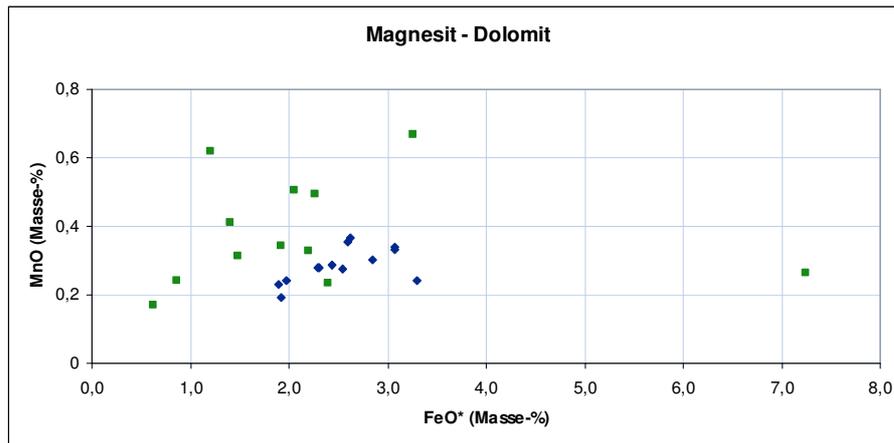


Abbildung 81: Variationsdiagramm MnO-FeO für Magnesit (blaue Symbole) und Dolomit (grüne Symbole) zeigt positive Korrelation (ICP Gesamtgesteinsanalyse); FeO* berechnet aus Fe₂O₃(tot).

P₂O₅-Gehalte von Magnesitproben liegen zwischen <0,01 % (unterhalb der Nachweisgrenze) und 0,23 %. Phosphor wird nicht in den Magnesit eingebaut, es ist als Phosphat in Apatit, der häufig im Pigment auftritt, enthalten.

Die Korrelationen zwischen SiO₂, Al₂O₃, TiO₂ und K₂O sind positiv. Al₂O₃-SiO₂ hat einen Korrelationskoeffizient (r) von 1, r ist 0,9 für TiO₂-SiO₂, r ist 0,7 für K₂O-SiO₂ und r ist 0,8 für K₂O-Al₂O₃. Ausgewählte Variationsdiagramme (Al₂O₃-SiO₂, TiO₂-SiO₂ und TiO₂-Al₂O₃) sind in Abbildung 82 dargestellt. Die positiven Korrelationen reflektieren die detritären Aluminium-hältigen Silikate der Magnesitproben, die positiven Korrelationen von TiO₂ mit SiO₂ und TiO₂ mit Al₂O₃ zeigen an, dass akzessorische TiO₂-Phasen (Rutil, Anatas, Brookit) gemeinsam mit aluminiumhaltigen Silikaten auftreten (Azim Zadeh 2009). Die Korrelationen zwischen MnO und Na₂O, zwischen MgO und CaO, zwischen CaO und K₂O und zwischen Na₂O und K₂O sind negativ.

Tabelle 1: Korrelationskoeffizienten (r) für Hauptelementoxide von Magnesit (ICP Gesamtgesteinsanalyse).

	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
SiO ₂	1									
Al ₂ O ₃	1	1								
Fe ₂ O ₃	0,1	0,3	1							
MnO	-0,1	-0,1	0,5	1						
MgO	-0,4	-0,5	-0,4	0,1	1					
CaO	0,1	0,1	0,1	-0,2	-0,9	1				
Na ₂ O	0,3	0,1	-0,4	-0,9	-0,5	0,6	1			
K ₂ O	0,7	0,8	0,4	0,4	0,5	-0,8	-0,9	1		
TiO ₂	0,9	1	0,4	0,2	-0,5	0,1	0	0,7	1	
P ₂ O ₅	0	0,1	0,5	0,5	-0,4	0,3	-0,2	0	0,3	1

Korrelationskoeffizient r	-0,8 bis -1	-0,3 bis -0,7	-0,2 bis +0,2	0,3 bis 0,7	0,8 bis 1
---------------------------	-------------	---------------	---------------	-------------	-----------

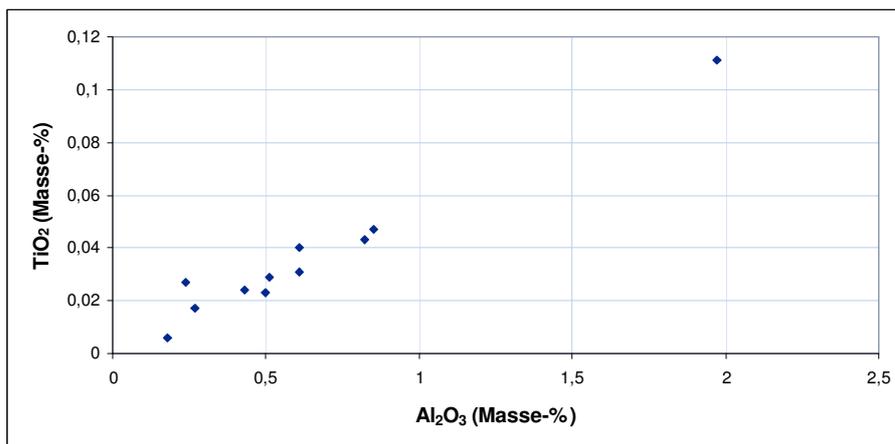
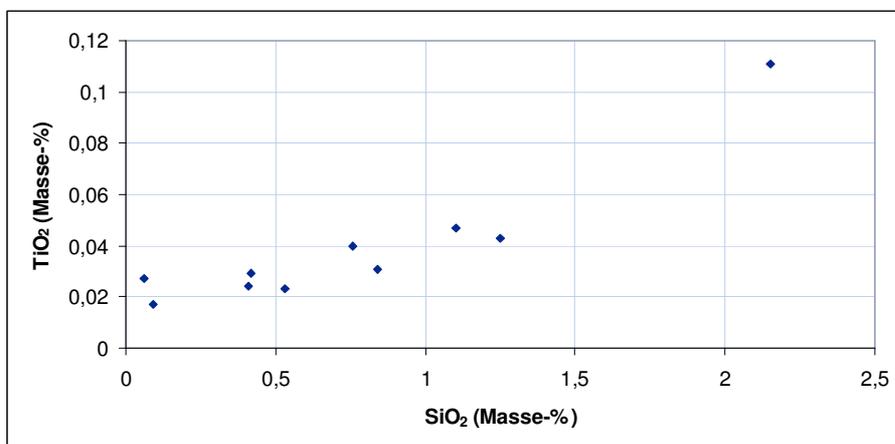
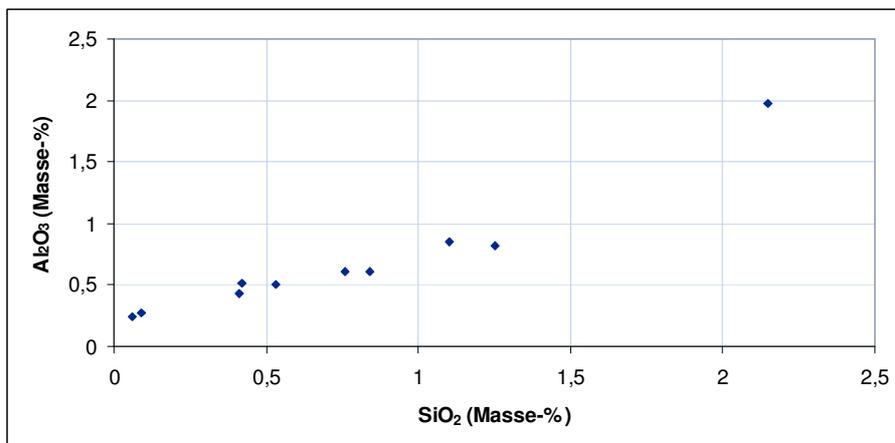


Abbildung 82: Variationsdiagramme von Al₂O₃-SiO₂, TiO₂-SiO₂ und TiO₂-Al₂O₃ der Magnesitproben zeigen positive Korrelation (ICP Gesamtgesteinsanalysen).

4.5.2 Spurenelemente

Spurenelemente geben Hinweise auf die Prozesse, durch die Magnesit gebildet wurde (Möller 1989).

Ba und Sr sind in Spuren in allen Magnesitproben (Gesamtgestein) enthalten (Ba 3 bis 19 ppm; Sr 7 bis 124 ppm) und mit MgO negativ korreliert (MgO-Ba: $r = -0,7$; MgO-Sr: $r = -0,8$). Die Korrelationen von CaO mit Ba und CaO mit Sr in den Magnesitproben sind positiv ($r = 0,6$ bzw. $r = 0,9$). In den Dolomitproben (Gesamtgestein) liegt der Ba-Gehalt zwischen 5 und 119 ppm, der Sr-Gehalt variiert von 31 bis 1316 ppm. Die Ba und Sr Gehalte sind in den Dolomitproben höher als in den Magnesitproben. Ba und Sr werden bei der Magnesitkristallisation nicht ins Magnesitgitter eingebaut, weil sie zu groß sind (Ba 1,49 Å und Sr 1,32 Å) (Möller 1989). Ba und Sr sind in Spurenmineralphasen wie Sulfaten oder Karbonaten enthalten (Möller 1989), die positive Korrelation mit Ca deutet an, dass Ba und Sr in Dolomiteinschlüssen im Magnesit enthalten sind.

Magnesitproben enthalten im Mittel 9,4 ppm Zirkonium (Zr), 15,5 ppm Vanadium (V) und 8,1 ppm Yttrium (Y). Zr, V und Y sind untereinander und mit SiO_2 , Al_2O_3 und teilweise mit K_2O positiv korreliert. Diese Elemente könnten mit den aluminiumhaltigen Silikaten des Pigments in Zusammenhang stehen.

Der Cr-Gehalt aller Magnesitproben liegt zwischen <20 ppm (unterhalb der Nachweisgrenze) und 30 ppm, der Co-Gehalt variiert von 2 bis 22 ppm, der Ni-Gehalt liegt zwischen <20 und 40 ppm. Der Ni-Gehalt liegt in mehr als der Hälfte der Proben unter der Nachweisgrenze (20 ppm). Der Cu-Gehalt liegt meist unterhalb der Nachweisgrenze (10 ppm), eine einzige Magnesitprobe (28b) enthält 70 ppm Cu. Cr ist mit SiO_2 , Al_2O_3 und TiO_2 positiv korreliert.

4.5.3 SEE

Gehalte, Fraktionierung und Anomalien von Seltenen Erden (SEE) in Karbonaten geben Auskunft über die Zusammensetzung des Fluids im Environment, in dem die Minerale gebildet wurden, die chemische Zusammensetzung der Vorgänger von Magnesit, die Art der Kristallisation (primär oder sekundär) und die physiko-chemischen Bedingungen, denen die mineralisierenden Fluide ausgesetzt waren (Möller 1989, Bau & Möller 1992).

Sowohl in den Magnesitproben als auch in den Dolomitproben korreliert die Summe der leichten SEE positiv mit den Al_2O_3 -Gehalten (Abbildung 83a). In den Magnesitproben zeigt die Summe der SEE positive Korrelation mit dem Ca-Gehalt (Abbildung 83b).

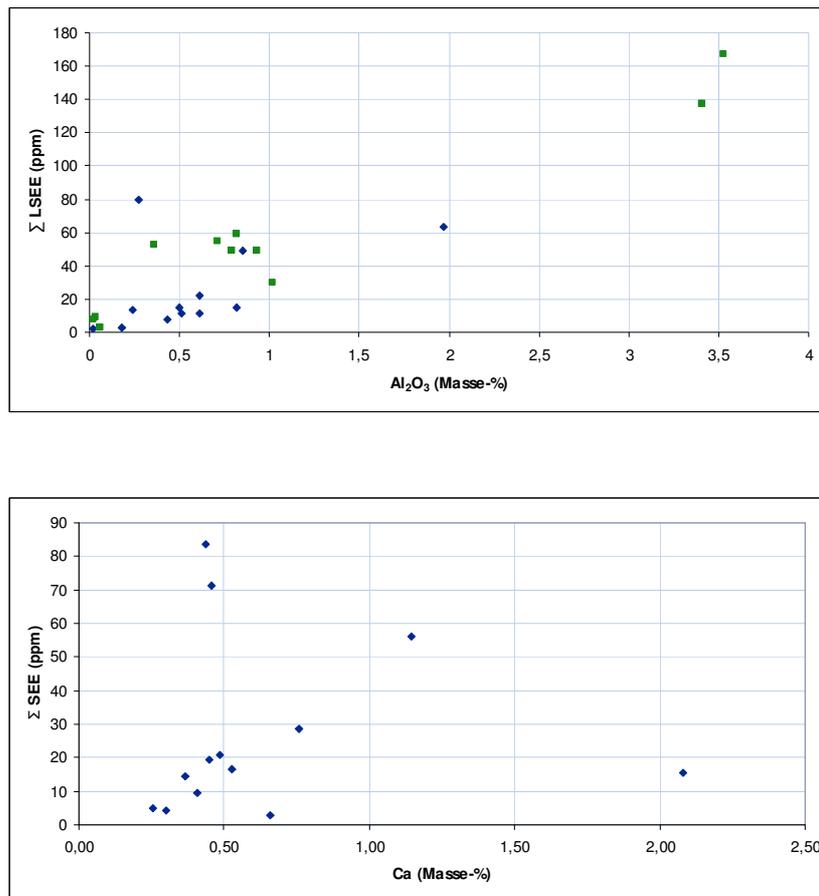


Abbildung 83: a) Positive Korrelation zwischen der Summe der leichten SEE- und Al_2O_3 -Gehalte in Magnesit (blaue Symbole) und Dolomit (grüne Symbole) b) Positive Korrelation zwischen der Summe der SEE- und Ca-Gehalte in Magnesit.

Die Seltenen Erden aller Magnesit-, Dolomit- und Nebengesteinsproben wurden nach Boynton (1984) chondritnormiert. Der SEE-Gehalt von Magnesitgesamtgesteinsproben liegt zwischen 2,8 und 83,6 ppm. Die chondritnormierte SEE-Konzentration in Magnesitproben ist in Abbildung 84a dargestellt. Meist sind in den Magnesiten die leichten SEE angereichert. Alle Magnesite weisen eine negative Eu-Anomalie¹ auf ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,60$ bis $0,86$). Abbildung 84b zeigt die SEE Konzentration zweier Magnesitproben (Probennummern 28, 31), von denen jeweils eine Teilprobe von reinem, weißem grobkristallinem Magnesit (Zusatz a) und eine Teilprobe von Magnesit mit Pigmentbeimengungen (Zusatz b) analysiert wurden. Die Teilproben von Probe 28 weisen deutliche Unterschiede des SEE-Musters auf. Magnesit mit Pigmentbeimengungen (Probe 28b) zeigt eine Anreicherung der leichten SEE gegenüber weißem, grobkristallinem Magnesit (Probe 28a). Leichte SEE sind vor allem in den detritären Silikatmineralen (Chlorit, Tonminerale) im Pigment enthalten. In

¹ $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N / \sqrt{(\text{Sm}_N \cdot \text{Gd}_N)}$ (Taylor & McLennan 1985)

beiden Teilproben ist eine negative Eu-Anomalie entwickelt. Die Eu-Anomalie aller Magnesitproben ist vergleichbar, sie wird vom Tonmineralgehalt nicht wesentlich beeinflusst.

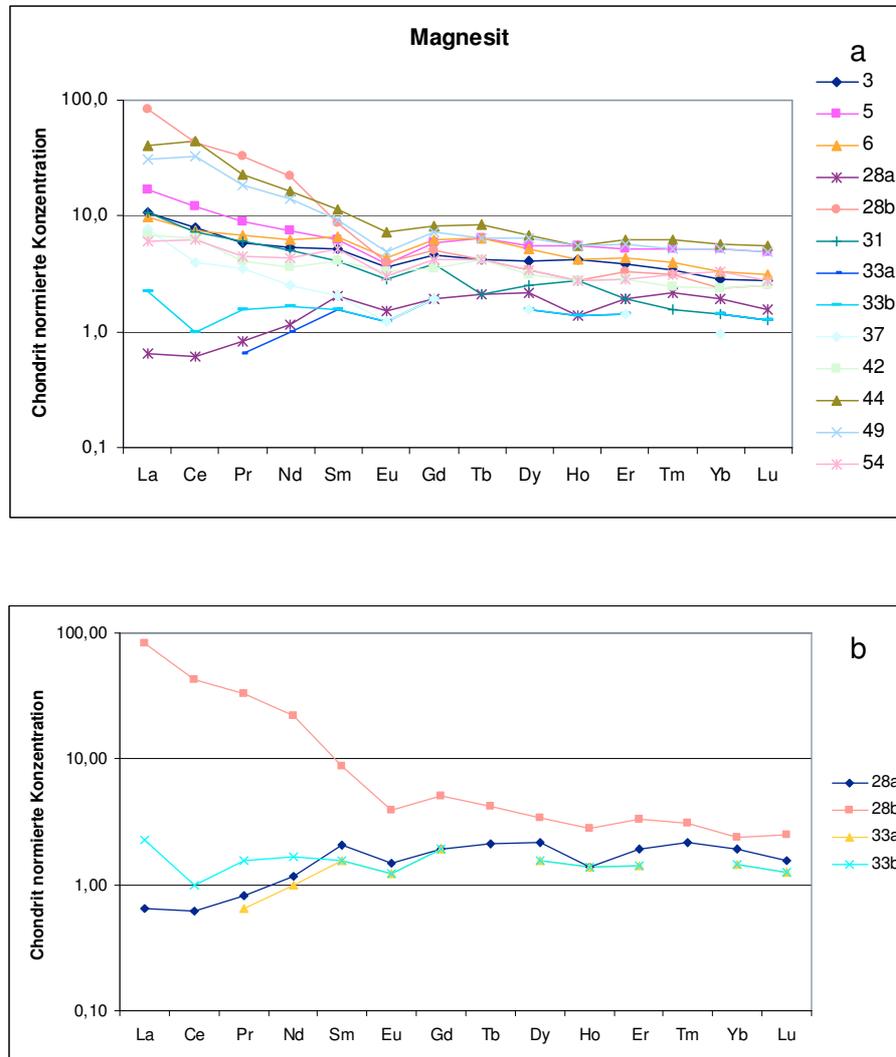


Abbildung 84: Chondrit normierte SEE-Muster von Magnesit a) alle Magnesitproben; b) ausgewählte Magnesitproben.

Die Dolomite (Gesamtgesteinsanalysen) enthalten zwischen 3,9 und 184,4 ppm SEE. Die späten Dolomite (Störungsdolomit: Proben 17 und 83, Rosszahndolomit: Probe 63, kavernöser Dolomit: Probe 53) haben einen relativ niedrigen SEE-Gehalt (3,9 bis 33,2 ppm). In Abbildung 85 ist die Chondrit normierte SEE-Konzentration in den Dolomitproben dargestellt. Die Dolomite zeigen eine schwache Anreicherung der leichten SEE. Mit Ausnahme von Probe 63 weisen alle Dolomite negative Eu-Anomalien auf ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,64$ bis $0,72$). Grobkristalliner, weißer Dolomit (Roszzahndolomit) der Probe 63 hat eine positive Eu-Anomalie ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,27$).

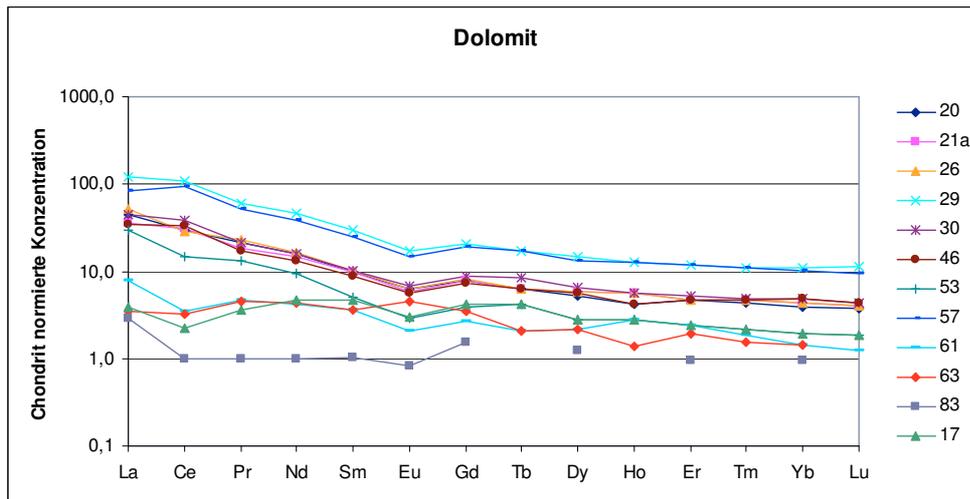


Abbildung 85: Chondrit normierte SEE-Muster von Dolomit.

Die Kalke (Gesamtgesteinsanalysen) im Hangenden der Lagerstätte enthalten 54,7 bis 107,7 ppm SEE. Die Kalke (Abbildung 86a) zeigen eine Anreicherung der leichten SEE. Zwei Proben weisen negative Eu-Anomalien auf (Kalkschiefer der Kogler Formation, Probe 77 und Kalkband in hangendem Tonschiefer, Probe 69), violetter Kalk in Metatuffit (Probe 56) und pyritreicher Kalk in Metatuffit (Probe 66) weisen positive Eu-Anomalien auf.

Die Chondrit normierte SEE-Konzentration der Nebengesteine im Liegenden und Hangenden des Karbonatkörpers sind in Abbildung 86b dargestellt. Die Summe der SEE-Gehalte der Nebengesteine (Gesamtgesteinsanalysen) variiert von 16,3 bis 684,9 ppm. Alle Nebengesteinsproben zeigen eine Anreicherung der leichten SEE. In den Proben 38, 72, 73 und 78 ist eine positive Eu-Anomalie ausgebildet ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1,01$ bis 1,20), während die übrigen Proben eine negative Eu-Anomalie aufweisen. Bei den Proben mit positiver Eu-Anomalie handelt es sich um Metatuffite (38, 72, 73) und einen Metatuff (78). Die Proben 75 (Quarzit in Metatuffit) und 82 (Lydit) haben einen relativ niedrigen SEE-Gehalt und zeigen eine starke Abreicherung der schweren SEE. Probe 82 zeigt keine, Probe 75 eine schwache Eu-Anomalie.

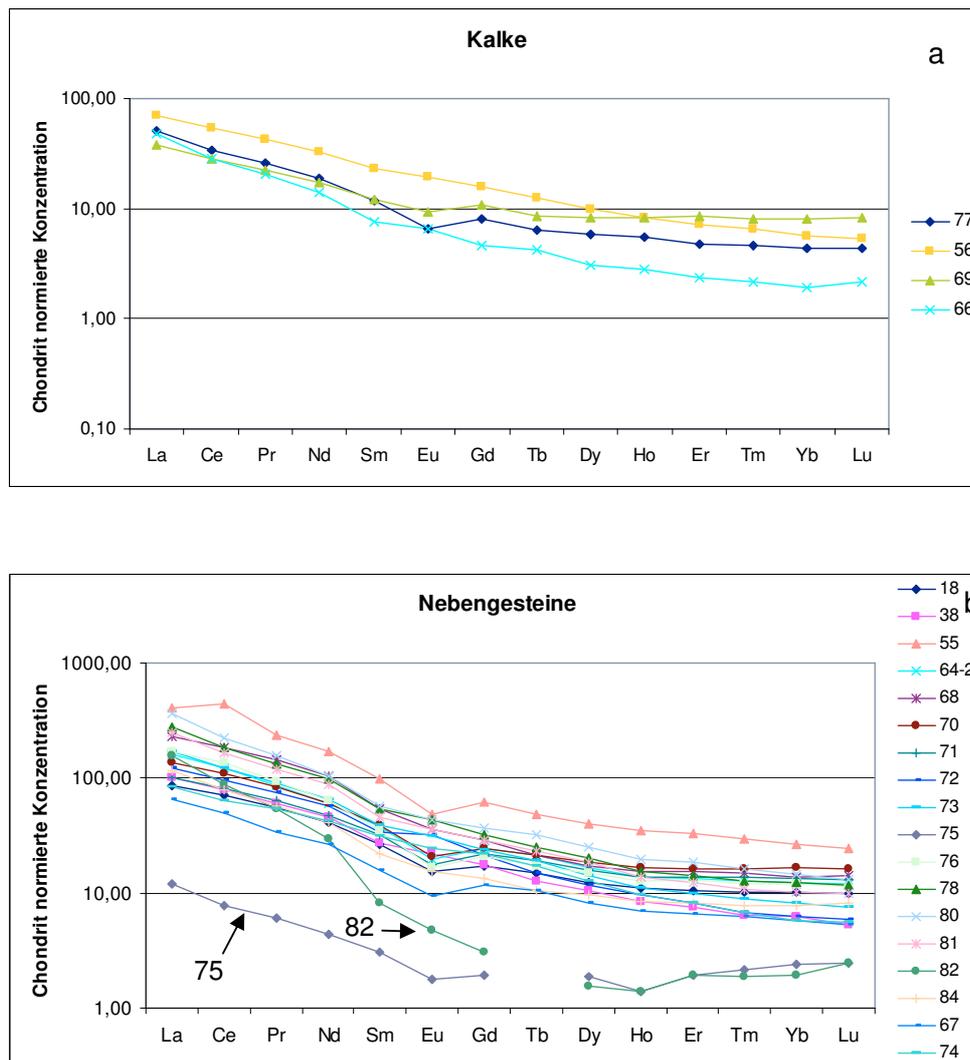


Abbildung 86: Chondrit normierte SEE-Muster von a) Kalcken im Hangenden des Karbonatkörpers und b) Nebengesteinen im Liegenden und Hangenden.

4.5.4 Mikrosonde

Reiner Magnesit besteht aus 47,8 % MgO und 52,2 % CO₂, reiner Dolomit besteht aus 30,4 % CaO, 21,9 % MgO und 47,7 % CO₂.

Um die chemische Zusammensetzung von Magnesit- und Dolomitkristallen und die Variation der Zusammensetzung innerhalb einzelner Kristalle zu bestimmen wurden Mikrosondeanalysen durchgeführt.

Die Ergebnisse der Analysen von Magnesit- und Dolomitkristallen mit der Elektronenstrahlmikrosonde sind im Dreiecksdiagramm MgO - FeO - CaO (Abbildung 87) dargestellt. Die teilweise gegenüber idealem Magnesit und Dolomit erniedrigten MgO-, CaO- und FeO-Gehalte sind auf die Instabilität der Karbonate unter dem Elektronenstrahl der Mikrosonde zurückzuführen. Die Summe der Analyseergebnisse

weicht teils geringfügig von 100 % ab, die Proportionen der analysierten Elemente zueinander stimmen dennoch gut überein. Der MgO-Gehalt des Magnesits variiert von 44,11 % bis 46,88 %. Magnesit enthält zwischen 1,51 und 3,6 % FeO. Ein reliktsicher Magnesiteinschluss in grobkavernösem Dolomit hat einen deutlich höheren FeO-Gehalt von 5,07 %. Magnesitkristalle haben einen geringen CaO-Gehalt (0 bis 1,53 %), MnO und SrO sind nur in geringen Mengen enthalten. Die chemische Zusammensetzung der analysierten Magnesitproben ist ziemlich homogen, eine chemische Zonierung einzelner Magnesitkristalle wurde nicht festgestellt. Der mittlere CaO-Gehalt aller Dolomite liegt bei 28,01 %, im Mittel enthält der Dolomit 22,17 % MgO. Früher Dolomit (vor der Magnesitbildung entstanden; Dolomittypen Dg, Dfgeb, Drf) hat einen durchschnittlichen FeO-Gehalt von 1,65 %, später Dolomit in Spaltrissen und in sekundären Einschlüssen enthält im Mittel 0,71 bzw. 0,64 % FeO, in Dolomitadern (DGKf) steigt der FeO-Gehalt auf bis zu 5,08 % (Mittelwert 1,72 %). Der mittlere FeO-Gehalt von grobkavernösem Dolomit (Dkav) (2,4 %) ist höher als in frühem Dolomit und in den übrigen späten Dolomiten.

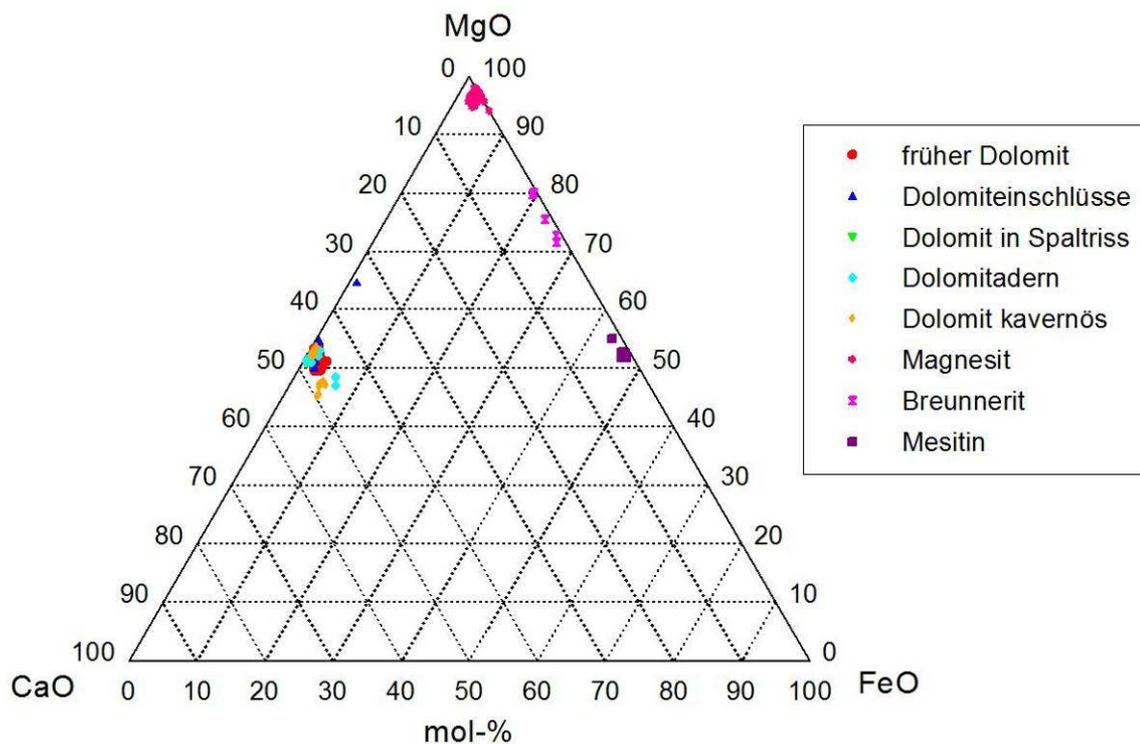


Abbildung 87: Magnesit, früher und später Dolomit, Breunnerit (Probe 64-2) und Mesitin (Probe 58-1) im Dreiecksdiagramm MgO – FeO – CaO.

In dunkelgrauem Schiefer und rotem Tonschiefer (Proben 58-1 und 64-2) der Liegendschichten tritt in Adern neben Dolomit je ein weiteres, spätiges Karbonat auf. Mikrosondeanalysen wurden durchgeführt, da Ramanspektren dieser Karbonate eine Verschiebung der Peaks im Vergleich zu Magnesitspektren zeigten, die einen höheren Fe-Gehalt vermuten ließ (Gallhofer et al. 2010). Nach Meixner (1953) ist das Karbonat

in Probe 58-1 Mesitin (22,9 bis 35,9 % FeO), in Probe 64-2 tritt Breunnerit (8,2 bis 22,9 % FeO) auf. Der MgO-Gehalt von Mesitin (Probe 58-1) variiert von 21,01 bis 22,46 %, FeO liegt zwischen 31,57 und 34,31 %. Der maximale CaO-Gehalt liegt bei 0,99 %, maximal sind 1,68 % MnO enthalten. Breunnerit (Probe 64-2) enthält zwischen 31,26 und 34,57 % MgO und 14,99 bis 20,93 % FeO. Der maximale CaO-Gehalt von Breunnerit in Probe 64-2 ist 0,83 %, maximal sind 1,8 % MnO enthalten. Der MnO-Gehalt von Breunnerit und Mesitin ist höher als in Magnesit und Dolomit. Die Analyseergebnisse sind im Dreiecksdiagramm MgO - FeO - CaO dargestellt (Abbildung 87).

Um die chemische Ursache für die mikroskopisch erkennbare Zonierung größerer Dolomitkristalle in Hohlraumfüllungen zu bestimmen, wurde in den Dolomitproben 53 (Dkav), 61 (Dfgeb) und 46 (Drf) entlang von Profilen mit Messpunktabständen von 50 bis 75 μm die Zusammensetzung zonierter Dolomitkristalle gemessen. Abbildung 88a zeigt gröber kristallinen, zonierten Dolomit (Probe 46), die Profillinie, entlang der die Messungen durchgeführt wurden, und die Ergebnisse der Analysen (Abbildung 88b). Dunklere Bereiche (dunkelgrau) im BSE Bild sind Fe-arm, hellere Zonen (hellgrau) sind Fe-reich. Der Dolomit der hellen Anwachsäume ist reich an FeO (bis 7,4 %), der späte Dolomit im Kern des ehemaligen Hohlraums und der frühe Dolomit um den Hohlraum sind Fe-arm (Minimum 1,1 % FeO). Mit zunehmendem FeO-Gehalt nimmt der MgO-Gehalt ab, in den Fe-reichen Anwachsäumen ist wenig MgO (Minimum 17,3 %) enthalten (Abbildung 88b). Der CaO-Gehalt bleibt über den gesamten Messbereich weitgehend unverändert (Mittelwert 26,85 %). Die übrigen Messprofile über zonierten Dolomit (Proben 46 und 53) zeigen ähnliche Variationen und sind in Anhang 4 dargestellt (Abbildung 96, Abbildung 97).

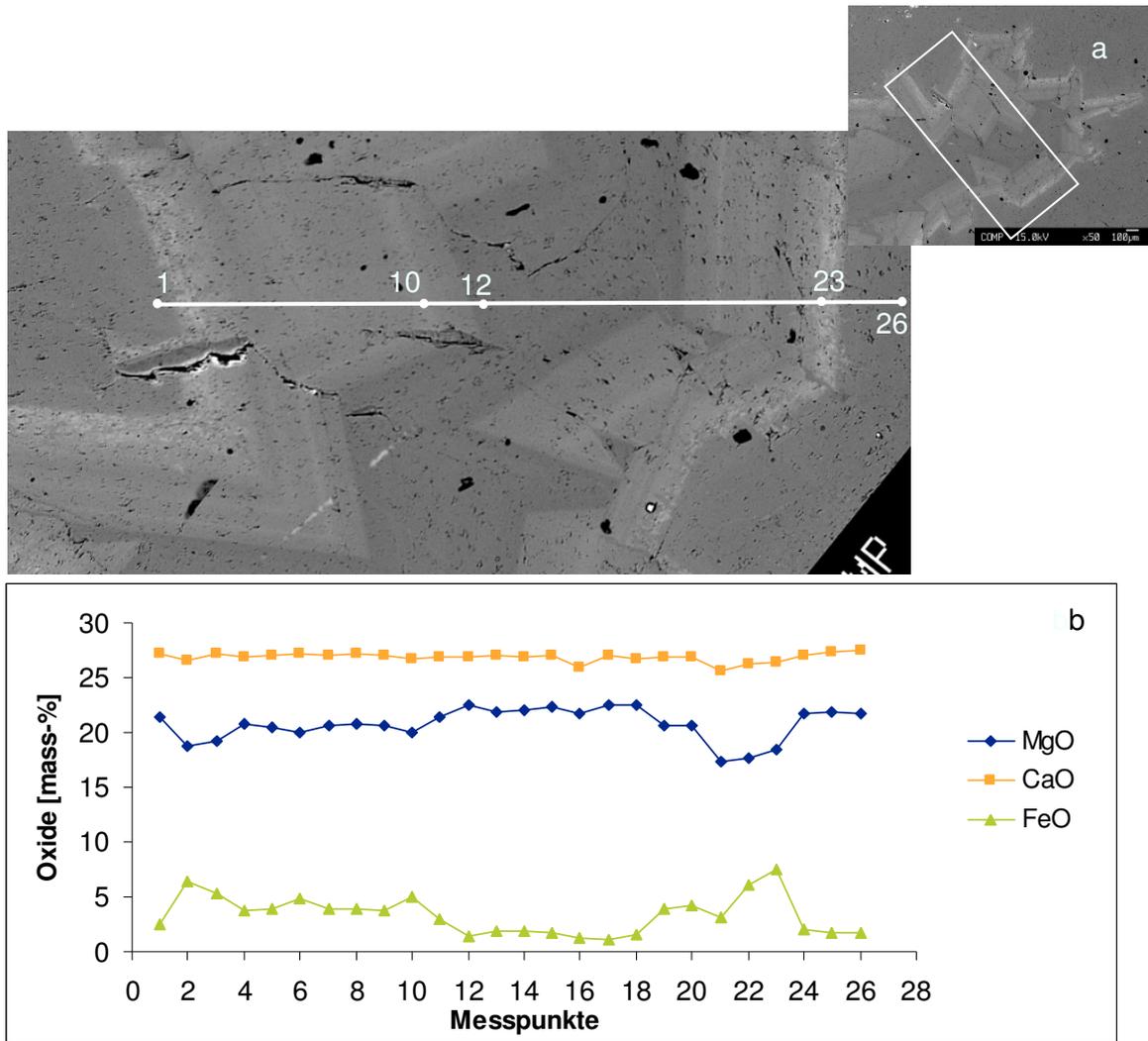


Abbildung 88: a) BSE Bild von zoniertem Dolomit (Probe 46) und Profillinie (46 line 3); b) Elektronenstrahlmikrosondedaten entlang des Messprofils 46 line 3, Messpunktabstand 50 µm.

Um den Chlorit, der im Pigment zwischen den Magnesitkristallen angereichert ist, genauer zu charakterisieren, wurde an den Magnesitproben 12 (Mpf), 13 (Mgeb) und 49 (Mgk) die chemische Zusammensetzung des Chlorits gemessen. Die Analyseergebnisse sind in Tabelle 13 in Anhang 4 aufgelistet. Der MgO-Gehalt aller Chlorite variiert von 17,41 bis 31,43 %, der SiO₂-Gehalt liegt zwischen 30,43 und 38,07 %, der Al₂O₃-Gehalt liegt zwischen 10,38 und 30,07 %. Der maximale FeO-Gehalt liegt bei 4,05 %, maximal sind 2,32 % CaO im Chlorit enthalten. Die Berechnung der Kationen des Chlorits erfolgte auf Basis von 28 Sauerstoffäquivalenten, in Tabelle 2, Tabelle 3 und Tabelle 4 sind die Ergebnisse der Berechnung der Anzahl der Kationen der Chlorite (Probe 12, 13, 49) aufgelistet.

Tabelle 2: Anzahl der Kationen von Chlorit auf Basis von 28 Sauerstoffatomen (Probe 12).

	12chlor1	12chlor2	12chlor3	12chlor4	12chlor5
Si	6,27	5,96	6,14	6,05	6,17
Al	1,73	2,04	1,86	1,95	1,83
Al	2,69	2,42	2,78	2,80	2,43
Na	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
K	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Ca	0,06	0,03	0,44	0,20	0,06
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	8,55	9,18	8,07	8,39	9,05
Ti	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00
Fe ²⁺	0,18	0,18	0,21	0,16	0,16
	8	8	8	8	8
	11,51	11,81	11,54	11,57	11,71

Tabelle 3: Anzahl der Kationen von Chlorit auf Basis von 28 Sauerstoffatomen (Probe 13).

	13chlor1	13chlor2	13chlor4	13chlor5
Si	6,40	6,54	6,66	6,47
Al	1,60	1,46	1,34	1,53
Al	4,95	4,72	4,61	4,97
Na	0,00	0,01	0,00	0,01
K	0,02	0,01	0,01	0,02
Ca	0,46	0,10	0,11	0,08
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	4,80	5,44	5,52	5,07
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe ²⁺	0,11	0,10	0,11	0,11
	8	8	8	8
	10,34	10,38	10,37	10,27

Tabelle 4: Anzahl der Kationen von Chlorit auf Basis von 28 Sauerstoffatomen (Probe 49).

	49chlor1	49chlor2	49chlor3	49chlor4	49chlor5
Si	6,69	6,62	6,57	6,53	7,93
Al	1,31	1,38	1,43	1,47	0,07
Al	3,59	3,11	3,23	3,65	2,47
Na	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00
K	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02
Ca	0,11	0,14	0,11	0,08	0,12
Mn	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Mg	6,74	7,50	7,04	6,36	7,78
Ti	0,01	0,01	0,02	0,18	0,00
Fe ²⁺	0,36	0,36	0,66	0,43	0,40
	8	8	8	8	8
	10,86	11,14	11,09	10,76	10,81

In Abbildung 89 sind die Chlorite in einer Klassifikation nach Hey (1954) dargestellt. Dabei wird das Verhältnis von $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) / (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mg})$ (mit der Mikrosonde wurde nur Fe^{2+} bestimmt, das als Gesamteisen verwendet wird) gegen Si (Atome pro Formeleinheit) aufgetragen. Der Chlorit der Probe 12 liegt im Feld von Klinochlor und Pennin, Chlorit der Proben 13 und 49 liegt im Bereich von Pennin, eine Chloritanalyse der Probe 49 liegt im Feld von Talk-Chlorit. Nach Bayliss (1975) und Bailey (1980) sollte allerdings auf diese Klassifikation verzichtet werden und die trioktaedrischen Chlorite nach dem dominierenden, zweiwertigen, oktaedrischen Kation benannt werden. Das dominierende, zweiwertige Kation des Chlorits aller Proben ist Mg^{2+} , der Chlorit ist als Klinochlor $[(\text{Mg}_{10}\text{Al}_2)(\text{Si}_6\text{Al}_2)\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}]$ anzusprechen.

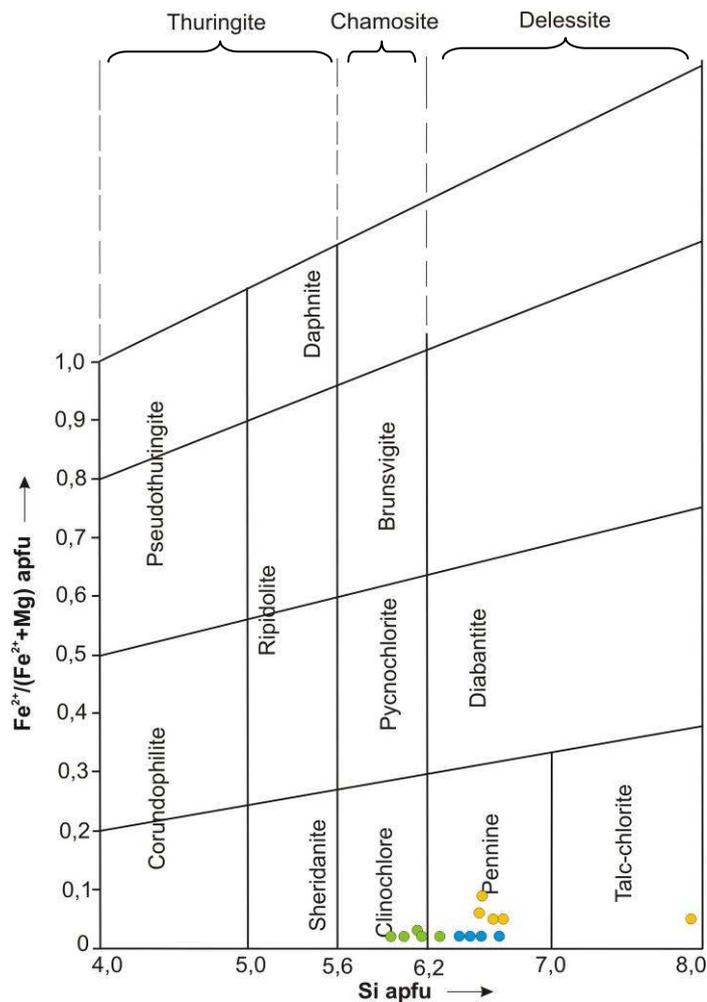


Abbildung 89: Chloritklassifikation nach Hey (1954); grün: Probe 12; blau: Probe 13; gelb: Probe 49 (apfu Atome pro Formeleinheit).

4.5.5 Stabile Isotope

Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope geben grundlegende Informationen über Karbonate, z.B. über die Herkunft von Kohlenstoff und Sauerstoff in Fluiden, das Mischen von Fluiden, sekundäre Prozesse, biogene Aktivität und den Temperaturbereich der Fluide (Schroll 2002). Kohlenstoffisotope sind wichtige Marker, um die Quelle des Kohlenstoffs zu bestimmen, Sauerstoffisotope reflektieren die Isotopensignatur des „Wassers“, in dem Magnesit ausfällt und die Temperatur, bei der die Ausfällung stattfindet (Schroll 2002).

Die Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope von Magnesit und frühen und späten Dolomiten sind in Tabelle 5 aufgelistet. Frühe Dolomite haben $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen 14,13 ‰ und 19,44 ‰ SMOW ($n=7$, Mittelwert 17,14 ‰). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von frühen Dolomiten liegen zwischen 0,52 ‰ und 2,09 ‰ PDB ($n=7$, Mittelwert 1,08 ‰). Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Magnesits ($n=15$) variieren zwischen 14,27 ‰ und 15,84 ‰ SMOW (Mittelwert 14,95 ‰). Magnesit weist $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen 0,91 ‰ und 1,84 ‰ PDB (Mittelwert 1,25 ‰) auf. Die Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope von spätem Dolomit streuen stark.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von spätem Dolomit liegen zwischen 13,34 ‰ und 19,25 ‰ SMOW ($n=5$, Mittelwert 16,69 ‰), $\delta^{13}\text{C}$ -Werte variieren von -1,49 ‰ bis 0,74 ‰ PDB (Mittelwert -0,24 ‰). In Abbildung 90 sind die Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope von Magnesit und frühen und späten Dolomiten in einem $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ Diagramm dargestellt.

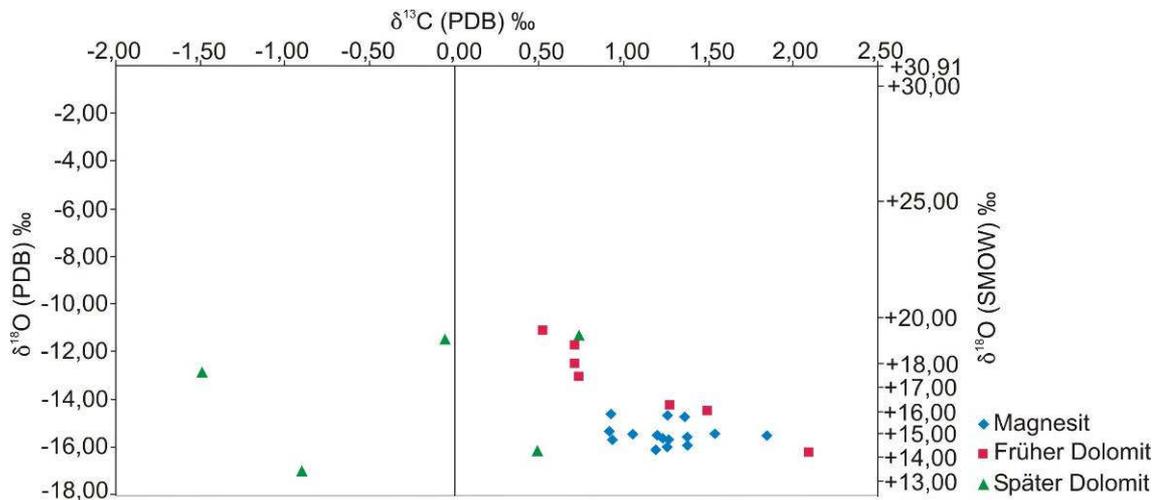


Abbildung 90: Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope von Magnesit und frühen und späten Dolomiten.

Tabelle 5: Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope von Magnesit und frühen und späten Dolomiten (Abkürzungen siehe Anhang 1).

Probe Nr.	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB) ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB) ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) ‰
Früher Dolomit (n=7)			
22 a (Dg)	2,09	-16,28	14,13
46 (Drf)	0,71	-12,53	18,00
21a (Dr)	1,27	-14,24	16,23
30 (DB)	0,74	-13,05	17,46
29 (Dgf)	0,52	-11,12	19,44
25 (Dg)	1,49	-14,53	15,94
26 (Ds)	0,71	-11,73	18,81
Magnesit (n=15)			
B 28 (Mgeb)	1,05	-15,48	14,95
B 31 (Mgeb)	1,20	-15,55	14,88
B 49 (Mgk)	1,19	-16,14	14,27
3 (Mg)	1,38	-15,98	14,44
39 (Mgf)	1,26	-15,71	14,71
5 (Mpg)	1,23	-15,67	14,76
28 (Mgeb)	1,25	-14,71	15,75
37 (Mggeb)	0,93	-15,70	14,73
40 (Mr)	0,91	-15,37	15,07
15 (Mgeb)	1,36	-14,76	15,70
33 (Mf)	1,54	-15,49	14,94
49 (Mgk)	1,26	-16,00	14,41
32 (Mgeb)	0,92	-14,62	15,84
12 (Mzon)	1,84	-15,54	14,89
Mi	1,37	-15,57	14,86
Später Dolomit (in Störungen, Klüften, Drusen) (n=5)			
B 53a (Dm)	0,49	-16,21	14,20
B 53b (Di, Rasen)	-0,06	-11,49	19,07
B 27a (DG in Dkok)	-0,90	-17,04	13,34
27b (Dkok, Kokarde)	-1,49	-12,91	17,60
17 (Dstg)	0,74	-11,31	19,25

4.6 Vitritreflexion

In den pigmentreichen Magnesitproben sind Phytoklasten enthalten, neben Inertiniten treten auch Vitritite auf. Die Vitritreflexion wurde an dispers verteilten organischen Teilchen gemessen, die im Zwischenraum zwischen Magnesitkristallen angereichert sind. An einem polierten Dünnschliff der Probe 47 (Mpg) wurde in 25 Messpunkten die minimale und maximale Vitritreflexion (R_{min} und R_{max}) bestimmt. Der Mittelwert von R_{max} beträgt 5,89 % (Standardabweichung 0,61), der Mittelwert von R_{min} liegt bei 4,96 % (Standardabweichung 0,59). Die Vitritreflexion umfasst den Grenzbereich von Anthrazit und Metaanthrazit. Der Inkohlungsgrad der Probe liegt im Bereich der Anchimetamorphose (Teichmüller et al. 1979).

5 Diskussion der Ergebnisse

Schematisches Säulenprofil-Stratigraphische Zuordnung

In den Abfolgen der Hackensteiner- und Schattleitner Formation sind Spatmagnesite eingeschaltet, die von Flügel & Hubmann (2000) ohne weitere Information dem Breitenauer-Magnesit-member zugeordnet wurden. Das bedeutendste Vorkommen und zugleich die Typlokalität ist der Magnesit-/Dolomitkörper zwischen dem Harrberger- und Wöllingergraben südöstlich St.Jakob. Entsprechend den Empfehlungen der österreichischen stratigraphischen Kommission (Steininger & Piller 1999) wird dieses Breitenauer-Magnesit-member (sensu Flügel & Hubmann 2000) als Breitenau Subformation benannt, die im obersilurischen mittleren Anteil der Hackensteiner Formation (Gollner et al. 1982, Gollner 1985) zu liegen kommt. Die Breitenau Subformation wird im Anschluss an Kapitel 5 definiert.

Petrographische Befunde

Der Karbonatkörper der Magnesitlagerstätte Breitenau wird aus Magnesit und Dolomit aufgebaut. Makroskopisch wurden mehrere Magnesit- und Dolomittypen unterschieden. Dolomit ist das Ausgangs-/Trägergestein des Magnesits, vermutete Vorgängerkalke des Dolomits sind im Lagerstättenbereich nicht erhalten. Den Magnesit- und Dolomittypen wurden zwei Generationen von frühem Dolomit, eine einzige Magnesitgeneration und vier späte Dolomitgenerationen zugeordnet. Die frühen Dolomite sind vor, die späten Dolomite nach der Magnesitbildung entstanden. Die älteste Dolomitgeneration (Dolomit 1) ist meist nur reliktsch erhalten, die xenomorphen gröberen Kristalle wurden fast vollständig von jüngeren Dolomitgenerationen und Magnesit verdrängt. Da anzunehmen ist, dass Kristalle bei der Umwandlung zu gröberen Gefügen rekristallisieren, könnte es sich bei Dolomit der Generation 1 auch um Fossilreste (?Crinoiden) handeln. Dolomit 2 bildet mittelkristalline hypidiomorphe Kristalle und seltener gröber kristalline, zonierte, in Hohlräume gewachsene Kristalle aus. Zu den frühen Dolomiten werden auch gröber kristalline Dolomitaggregate gestellt, bei denen es sich vermutlich um Reste rekristallisierter Fossilien handelt. Die xenomorphen bis hypidiomorphen fein- und grobkristallinen Magnesitkristalle gehören einer einzigen Magnesitgeneration an. Vereinzelt sind in den Magnesitkristallen eindeutig primäre Dolomiteinschlüsse und Pigment (C_{org} , Schichtsilikate), das das ursprüngliche Dolomitgefüge abbildet, erhalten, was auf Verdrängung von Dolomit durch Magnesit hindeutet. Untergeordnet ist Magnesit aber auch in ehemalige Kavernen gewachsen. Rossezahndolomit (Dolomit 3) entstand gegen Ende der Magnesitbildung. Pigmentreiche grobe Dolomitkristalle sind gleich alt oder älter als der Magnesit (Dolomit 3). Zu den späten Dolomiten gehört Dolomit 4. Die sehr feinen Kriställchen dieser Generation verdrängen frühen Dolomit und Magnesit. Redolomitisierung (Dolomit 4) des Magnesits erfolgt entlang von Spaltrissen und Kristallgrenzen. In Gängen, Adern und Klufffüllungen tritt junger

Dolomit (Karbonatgeneration 5a) auf, in Störungen ist Dolomit 5b entwickelt. Feine, vermutlich sekundäre Dolomiteinschlüsse in Magnesit könnten mit Dolomit 5a in Verbindung stehen. Kavernöser Dolomit (Dolomit 6) ist eine weitere Generation von jungem Dolomit.

Die Abfolge der Karbonatgenerationen stimmt gut mit dem postulierten Ablauf der Spatmagnesitmetasomatose überein. Nach Angel & Trojer (1953) läuft die Spatmagnesitmetasomatose in mehreren Phasen ab. In einer ersten Phase werden Kalke metasomatisch in Dolomite umgewandelt. Die Dolomite werden in der zweiten Phase von Magnesit verdrängt, Dolomitrelikte sind häufig in Spatmagnesiten erhalten. In der dritten Phase kommt es zur Redolomitisierung des Magnesits, in dieser Phase wird auch Roszahndolomit gebildet, der Hohlräume schließt. In einigen Fällen kommt es noch zu einer kalzitischen Schlussphase (Angel & Trojer 1953). Zschucke (1956) erklärt Roszahndolomit als Ausfüllung von Hohlräumen, die sich beim Abschluss der Magnesitbildung infolge Schwindung gebildet haben. In der Magnesitlagerstätte Oberdorf a. d. Laming sind mehrere Karbonatgenerationen ausgebildet (Trobey 2001). Auf dunklen, marinen Karbonkalk folgen dunkler, zuckerkörniger Dolomit, Magnesit, dolomitischer Magnesit und Roszahndolomit (Trobey 2001). In der Spatmagnesitlagerstätte Sunk/Hohentauern treten neun karbonatische Bildungsphasen auf (Azim Zadeh et al. 2008, Azim Zadeh 2009). Auf flachmarine, fossilreiche Kalke folgen frühdiagenetischer Dolomit, diverse Typen von Spatmagnesit und verschiedene Generationen von späten Dolomiten. Sechs Generationen karbonatischer Gesteine/Mineralisationsphasen werden im Magnesitvorkommen Bürglkopf unterschieden (Riedler 2010). Feinkörniger Dolomit wird von fein-mittelkörnigem Magnesit verdrängt, als späte Karbonatgenerationen treten grobkörniger und mittelkörniger Dolomit, Dolomit und Kalzit als Füllung in Gängen und Drusen auf (Riedler 2010).

Zschucke (1956) unterschied zwei Magnesitgenerationen in der Magnesitlagerstätte Breitenau, einen älteren, feinkörnig-pinolitischen Magnesit (Generation 1) und groben weißen Magnesit mit langspießigen Kristallen (Generation 2). Aufgrund eigener Beobachtungen liegt in der Magnesitlagerstätte Breitenau eine einzige Magnesitgeneration vor. Fein- und grobkristalliner Magnesit wurden gleichzeitig gebildet, die unterschiedliche Ausbildung/Größe dürfte auf „Wachstumskonkurrenz“ zurückzuführen sein. Kristalle, die zirka normal zur Anwachsfläche (z.B. Stylofläche, ehemalige Schichtfläche des Dolomits) orientiert sind, wachsen schneller/bevorzugt, wodurch das Wachstum feinerer, querliegender Kristalle gebremst/angehalten wird. Ein weiterer Faktor, der das Kristallwachstum hemmt, ist die Anwesenheit von Tonmineralen und Silikaten. In Bereichen mit reichlich Pigment (C_{org} , Silikate) sind die Kristalle feiner ausgebildet (z.B. feinpinolitischer Magnesit).

In der Magnesitlagerstätte Breitenau sind schwarze (Ms, Msstylo) und zonierte (Mzon) Magnesitkristalle mit dunklen, pigmentreichen Kernen und klaren Rändern zu beobachten. In einer frühen Phase der Magnesitbildung wird das Pigment in die Magnesitkristalle eingebaut, die dunklen Kristalle überwachsen den Vorgänger Dolomit (Dolomit 1, Dolomit 2). In diesen pigmentreichen Magnesitkristallen bildet das Pigment

das ursprüngliche Gefüge bzw. die ehemaligen Kristallgrenzen des Dolomits ab (Abbildungsmetasomatose). In weiterer Folge wird das im Vorgänger Dolomit enthaltene Pigment nicht mehr in die Magnesitkristalle eingebaut, sondern vor den Kristallen hergeschoben und entlang der Kristallgrenzen und in Zwickeln angereichert. Leitmeier und Siegl (1954) stellten an pigmentreichen Magnesiten eine Zweiphasigkeit des Kristallisationsprozesses eines Primärsedimentes im Zuge der Diagenese fest. In einem Sediment beginnen in der Grundmasse schwebend Magnesitkristalle zu wachsen, die die Anordnung des Pigments im Sediment übernehmen. Die pigmentierten Kerne (erste Phase) gehen in eine klare Hülle über. Gleichzeitig mit der Kristallisation der Hülle wachsen kleine, klare Kristalle (zweite Phase), die, wie die Hülle, das Pigment vor sich herschieben (Siegl 1955). Nach Clar (1956) bleibt bei metasomatischer Verdrängung vom älteren Korngefüge nichts außer Verunreinigungen (Pigment) und ihre Anordnung sichtbar. Nach Lugli et al. (2000) sind Magnesitkristalle der Lagerstätte Eugui/Asturreta bei Styolithen schwarz, weil sie das Pigment des verdrängten Dolomits einbauen („inkorporative Verdrängung“). Die Kristallenden sind weiß, das Pigment wird an Kristallränder und in Zwischenräume geschoben („ersetzende Verdrängung“). Bei „inkorporativer Verdrängung“ sind die Raten der Dolomitauflösung und Magnesitaustritt gleich, bei „ersetzender Verdrängung“ ist die Rate der Dolomitauflösung größer als die Rate der Magnesitaustritt (Lugli et al. 2000).

Verschiedene makroskopische Magnesittypen der Breitenau dürften auf unterschiedliche Ausgangsgesteine (Dolomittypen) zurückzuführen sein. Aus dunklen Dolomiten entstehen bevorzugt Magnesite mit dunklen Pigmentbeimengungen (z.B. grauer Magnesit, massiger, gebänderter, fleckiger Magnesit). Rote bis rotfleckige Dolomite sind vermutlich das Ausgangsgestein für feinkristallinen roten und grauen Magnesit. Die Färbung dieser feinkristallinen Magnesite und der Tonfasern in rotem Dolomit könnte auf unterschiedliche Redox-Bedingungen zurückzuführen sein. Reduzierende Verhältnisse sind für grau-grüne Gesteine und Silikathäute verantwortlich, während unter oxidierenden Bedingungen rot gefärbter Dolomit und Magnesit sowie rote Tonhäute vorherrschen. In den roten Karbonaten und Tonhäuten ist fein disseminierter Hämatit, in den grünen Tonhäuten Chlorit und Pyrit enthalten. Nach Angel & Trojer (1953) entstehen aus schwarzen Dolomiten typische Pinolitmagnesite, in hellen, bläulichen und gelbrot-faserigen Dolomiten sind die Pinolien unauffälliger.

In fast allen Magnesit- und Dolomitproben sind Pyrit und Anthrazit/Metaanthrazit enthalten. Pyrit und Anthrazit/Metaanthrazit (siehe Vitritreflexion) treten in den Karbonatkristallen, in Zwischenräumen und bei Styloflächen auf. Diese Phasen deuten auf reduzierende Verhältnisse im Karbonatkörper hin. Neben kristallinem Pyrit ist auch framboidaler Pyrit entwickelt. Nach Love (1957) ist framboidaler Pyrit das Ergebnis von Pyritisierung einzelner Bakterien und Bakterienkolonien. Neuere Untersuchungen ergaben, dass framboidaler Pyrit abiogen durch schnelle Nukleation in „environments“ mit starker Pyrit-Übersättigung entstehen kann (Butler & Rickard 2000). Framboidaler

Pyrit ist nicht nur sedimentär- früh diagenetischen Ursprungs, sondern kann auch in hydrothermalen Gängen und entlang von „dissolution surfaces“ (Stylolithen und Krenulationsschieferung), die bei der Metamorphose (bis Anchizone) angelegt wurden, gebildet werden (Scott et al. 2009).

Sehr selten tritt Quarz in den Magnesiten der Breitenau auf, Talk ist jedoch in keiner Probe enthalten. Petrascheck (1932) weist darauf hin, dass Fe-reiche Magnesite talkfrei bis talkarm sind, in den Fe-reichen Magnesitlagerstätten waren die Temperaturen niedriger, so dass es nicht zur Talkbildung kommen konnte. Nach Johannes (1970) ist bei dieser Paragenese anzunehmen, dass Temperaturen von 300 bis 400 °C nicht überschritten wurden, wenn die Tiefenlage der Magnesitlagerstätte nicht über 7 bis 8 km hinausging.

Das Auftreten von Leuchtenbergit, einer Fe-armen Klinochlorvarietät, in Spatmagnesitlagerstätten wurde bereits in älterer Literatur beschrieben (Friedrich 1951). Als weitere akzessorische Phasen sind TiO₂-Phasen (Rutil, Anatas und Brookit) und Apatit enthalten, sehr selten tritt Zirkon auf. In der Magnesitlagerstätte Breitenau wurde nadeliger Millerit gefunden, der auf Dolomit- oder Pyritkristallen aufwächst (Weiss 1971). Als weitere junge Bildungen sind in der Lagerstätte Baryt oder Zinkblende auf Klüften und zahlreiche andere Erzminerale entwickelt (z.B. Bojar 1996, 1998, Taucher & Hollerer 2000, Offenbacher 1991).

Im Bereich der Wendel SH 294 m tritt dolomitische Brekzie als stratigraphisches Schichtglied auf, die Brekzie wurde nicht tektonisch gebildet. Es könnte sich bei der stratigraphischen Brekzie um eine intraformationelle Brekzie oder Pseudobrekzie, die infolge diagenetischer Prozesse entstand (Füchtbauer 1988), handeln.

In liegendem dunkelgrau-schwarzem, rotem und grünem Schiefer sind in Gängchen bzw. von Gängchen ausgehend hypidiomorphe Kristalle von Breunnerit und Mesitin ausgebildet. Nach petrographischen Befunden sind die Kristalle dieser Minerale jünger als Dolomit und Quarz, mit denen sie auftreten. Breunnerit und Mesitin dürften gleichzeitig mit dem Magnesit gebildet worden sein, das zusätzliche Eisen könnte aus den Tonschiefern zugeführt worden sein. Zschucke (1956) beschreibt am metasomatischen Kontakt von Magnesit zu Dolomit zonierte Magnesitkristalle mit Rändern aus Breunnerit, die durch Glühung der Proben bei 800° C sichtbar gemacht wurden. Minerale der Mischkristallreihe Magnesit-Siderit aus den Liegendschichten des Karbonatkörpers der Magnesitlagerstätte Breitenau wurden bisher von keinem Bearbeiter erwähnt.

Der Metatuff und Metatuffit im Hangenden des Karbonatkörpers enthalten blasenreiche Lapilli und Aschekörner und ehemals glasige Pyroklasten, der Metatuffit enthält zusätzlich epiklastische Komponenten und ist stark karbonatisiert. Die überwiegende Feinheit und der Blasenreichtum der Fragmente deuten fast gleichzeitige pyroklastische Eruption und Abschrecken mit Wasser oder Wasserdampf an (Fisher & Schmincke 1984). Nach Fisher & Schmincke (1984) treten diese vulkanoklastischen Gesteine in den oberen 100 m von aufgetauchten „seamounts“, in sehr mächtigen

vulkanoklastischen Abfolgen in seichtem Wasser entlang von aseismischen Rücken und in „dredge hauls“ am oberen Abhang von vulkanischen Inseln auf.

Strukturgeologie/ Bänderung

Es galt zu klären, ob die Bänderung des Magnesits die Schichtung abbildet und somit sedimentär angelegt ist. Eine allgemeine Übereinstimmung von Schichtung und Bänderung konnte nicht nachgewiesen werden. Die Bänderungsdaten streuen generell stark, häufig treten mehrere (meist zwei) unterschiedlich orientierte Bänderungsrichtungen auf. In einigen Fällen, z.B. in Revier VI Süd und bei der Wendel SH 294 m, ist eine Bänderungsrichtung parallel zur Schichtung ausgebildet, die anders orientierten Bänderungsrichtungen könnten parallel zu ehemaligen Klüften, die bei der Magnesitbildung vorhanden waren, liegen. Besonders in Lagerstättenbereichen, in denen keine Schichtflächen entwickelt sind, ist die Orientierung der Bänderung problematisch. Stärkere metamorphe Prozesse sind für die Anlage des Bändergefüges wie grobkristalline Magnesitbildung aufgrund der nur äußerst schwachen Metamorphose innerhalb der Laufnitzdorf Decke aber auszuschließen.

Nach Zschucke (1956) ist die Erstreckung der Bänderung in der Magnesitlagerstätte Breitenau im Streichen und Fallen sehr verschieden, die Mächtigkeit der Bänderungszonen wechselt ebenfalls sehr stark. Er beobachtete, dass fast keine dieser Bänderungen im Streichen und Einfallen der Lagerstätte (konkordant) verläuft (Zschucke 1956). In seiner Meldearbeit stellte Schneider (1958) fest, dass die Bänderung des Magnesits äußerst uneinheitlich ist und auf kurze Entfernung unvermittelt ein- und ebenso unvermittelt wieder aussetzt. Clar (1931) führte erstmals Untersuchungen über die Gefügeregelung des Bändermagnesits in der Breitenau durch. Er bevorzugt eine nichttektonische Entstehungsweise des Bändermagnesits. In den Pinolitlagen wird die metasomatisch übernommene Regelung des Dolomit- oder Kalksteins sichtbar, während die hellen Bänder als Kluftabsatz ihre eigene Regelung entwickeln konnten (Clar 1931). Es handelt sich um ein reines Wachstumsgefüge, das sich grundsätzlich von dem einer rhythmischen, sedimentären Anlagerung unterscheidet (Clar 1931, 1954). Nach Zschucke (1956) entstand der Bändermagnesit der Breitenau durch Auswaschungen und Bildungen von Hohlräumen in grauem, feinpinolitischem Magnesit (Generation 1), in denen aus verhältnismäßig ruhig stehenden Lösungen weiße, grobe Magnesitkristalle (Generation 2) auskristallisierten.

Siegl (1955) bevorzugt anstelle der Bezeichnung gebänderter Magnesit den Begriff „schichtiger“ Magnesit. Er deutet die schichtigen Magnesite als Ergebnis der diagenetischen Kristallisation eines schichtigen Sediments. Schicht- oder bänderähnliche Gefüge, die durch Umkristallisation lokal tektonisch beeinflusster Partien bzw. spätere Metasomatose durch mobilisierte Lösungen entstanden sind, können auftreten, aber für den Großteil der Bändergefüge ist sedimentbedingte Entstehung anzunehmen (Siegl 1955). Er beschreibt Magnesit aus der Breitenau mit geopetaler Schichtung. Auf eine scharfe Grenze gegen die jeweils untere Schicht folgen feinpinolitische Kristalle, die von grobspätigen, pigmentfreien Kristallen abgelöst werden. Die grobspätigen Kristalle reichen bis zur nächsten scharfen Pigmentgrenze

(Siegl 1955). Diese Beobachtung ist konträr zu eigenen Ergebnissen. In grob gebändertem Magnesit (Mgeb, Probe 28) wird die feinpinolitische Lage stratigraphisch hangend von einer Silikathaut (Styloolith) scharf begrenzt, auf die senkrecht nach oben gerichteter, weißer, grobkristalliner Magnesit (Mwg) folgt.

Friedrich (1968) zeigte an Magnesitproben aus Sunk, dass ein ursprünglich gut geschichtetes Karbonatgestein bei der Metasomatose sein Schichtgefüge weitgehend beibehalten kann, wenn auch die Körnchen bei der Sammelkristallisation größer aufspalten. Lugli et al. (2000) erklären die „Zebra-Bänderung“ der Magnesitlagerstätte Eugui-Asturreta durch metasomatische Verdrängung von Dolomit durch Magnesit, die von Styloflächen ausgeht. Auf inkorporative Verdrängung (schwarze Magnesitkristalle, ursprüngliche Strukturen bleiben erhalten) folgt „ersetzende“ Verdrängung (weiße Magnesitkristalle, ursprüngliche Strukturen werden verwischt). Nach Lugli et al. (2000) dürfte die Änderung des „Verdrängungsmusters“ auf eine Änderung des Fluidchemismus zurückzuführen sein.

Chemische Hauptelemente

Höhere MgO- und erniedrigte CaO-Gehalte gegenüber reinem Magnesit sind auf Dolomiteinschlüsse und Redolomitisierungserscheinungen zurückzuführen. SiO₂-Gehalte werden vor allem durch Chlorit und untergeordnet Quarz verursacht. Die FeO- und MnO-Gehalte sind auf Substitution von Mg durch Fe und Mn im Magnesitgitter zurückzuführen.

Nach Zschucke (1956) enthält der Magnesit der Breitenau 2,5 bis 3 % Fe₂O₃, grauer Magnesit (feinpinolitisch) hat aufgrund feinsten Toneinschlüsse höhere SiO₂- und Al₂O₃-Gehalte als weißer (grobkristalliner) Magnesit. Analysen von Magnesiten der Breitenau ergaben 0,3 % Ca, 1,88 % Fe und 0,252 % Mn (Kralik 1993). Tufar et al. (2001a) geben für Spatmagnesit der Breitenau einen mittleren FeO-Gehalt von 2,69 % und einen mittleren MnO-Gehalt von 0,295 % an. Diese Eisen- und Mangangehalte stimmen gut mit den Gesamtgesteinsanalysen überein.

Mikrosondenanalysen ergaben, dass früher Dolomit meist etwas niedrigere FeO-Gehalte (Mittelwert 1,65 %) als Magnesit (Mittelwert 2,32 %) hat. Die FeO-Gehalte von spätem Dolomit sind ebenfalls niedriger als in Magnesit, Ausnahmen stellen einzelne Dolomitadern (FeO-Gehalte bis 5,08 %) und grobkavernöser Dolomit (Dkav) mit einem mittleren FeO-Gehalt von 2,4 % dar. Die Gesamtgesteinsanalysen zeigen ebenfalls einen etwas höheren FeO-Gehalt der Magnesite gegenüber den Dolomiten an. Das zusätzliche Eisen in Magnesit könnte durch Fluide zugeführt worden sein. Lugli et al. (2000) vermuten, dass ein Teil des Eisens bei der Metasomatose in den Magnesit von Eugui-Asturreta eingebaut wurde. Nach Azim Zadeh (2009) wurde der Magnesit von Hohentauern/Sunk durch Mg-Metasomatose von frühem Dolomit durch hochsalinare, Fe- und Mn-hältige Fluide gebildet.

Spurenelemente

Obwohl die meisten Spurenelemente nicht ins Magnesitgitter eingebaut werden, charakterisieren sie dennoch das Environment der Magnesitbildung. Spurenelemente geben Hinweise auf die Prozesse, durch die Magnesit gebildet wurde (Möller 1989). Möller (1989) stellte die Verteilung von Spurenelementen in Magnesiten unterschiedlicher Environments dar (Abbildung 91). Die folgenden Zuordnungen der Spurenelementgehalte zu verschiedenen Environments beziehen sich auf diese Einteilung. Die Spatmagnesite von Veitsch, Entachen, Hochfilzen, Radenthein und Eugui sind nach Möller (1989) Magnesite in metamorphen (Mg^{2+} Metasomatose) Environments, zu den Magnesiten marin-evaporitischer Environments zählt Möller z.B. den Magnesit von Hall und Kaswassergraben.

Der Ba-Gehalt (log ppm 0,5 bis 1,3), die Sr-Konzentration (log ppm 0,9 bis 2,0), der Cr-Gehalt (log ppm <1,3 bis maximal 1,5), der Ni-Gehalt (log ppm <1,3 bis maximal 1,6) und Co-Konzentrationen (log ppm 0,3 bis 1,3) des Magnesits der Breitenau sind vergleichbar mit Spurenelementgehalten von Magnesiten, die in metamorphen (Mg^{2+} Metasomatose) und marin-evaporitischen Environments gebildet wurden (Abbildung 91). Nur zwei Magnesitproben enthalten Cu, meist liegt der Cu-Gehalt unter der Nachweisgrenze (10 ppm).

Tufar (2001b) bestimmte die chemische Zusammensetzung von Magnesiten, Dolomiten und Nebengesteinsproben. Er analysierte 65 Magnesitproben mit CaO-Gehalten von weniger als 1 % (weißer Magnesit und Magnesit mit Pigmentbeimengungen). Der Ba-Gehalt der Magnesite (<1 % CaO) liegt zwischen 11 und 45 ppm, der Sr-Gehalt liegt zwischen 1 und 50 ppm, in drei pigmentreichen Proben sind bis zu 1651 ppm Sr enthalten. Nach Möller (1989) entsprechen diese Ba-Gehalte (log ppm 1 bis 1,7) Magnesiten aus metamorphen (Mg^{2+} Metasomatose) Environments, dieses Ergebnis passt zu den eigenen Analysen. Die Sr-Gehalte (log ppm 0 bis 1,7; ohne pigmentreiche Proben) sind vergleichbar mit Magnesiten in einem metamorphen (Mg^{2+} Metasomatose) und marin-evaporitischen Environment. Nach Tufar (2001b) sind die Cr- und Co-Gehalte meist geringer als 3 ppm (Nachweisgrenze), der Cu-Gehalt liegt unter 10 ppm (Nachweisgrenze). In 25 Proben liegt der Ni-Gehalt (3 bis 76 ppm) über der Nachweisgrenze (3 ppm). Diese geringen Cr-, Co-, und Ni-Gehalte sind vergleichbar mit Magnesiten, die in marin-evaporitischen und metamorphen (Mg^{2+} Metasomatose) Environments gebildet wurden (Möller 1989). Der Zn-Gehalt von Magnesiten mit weniger als 1 % CaO beträgt zwischen 3 und 61 ppm (Tufar 2001b).

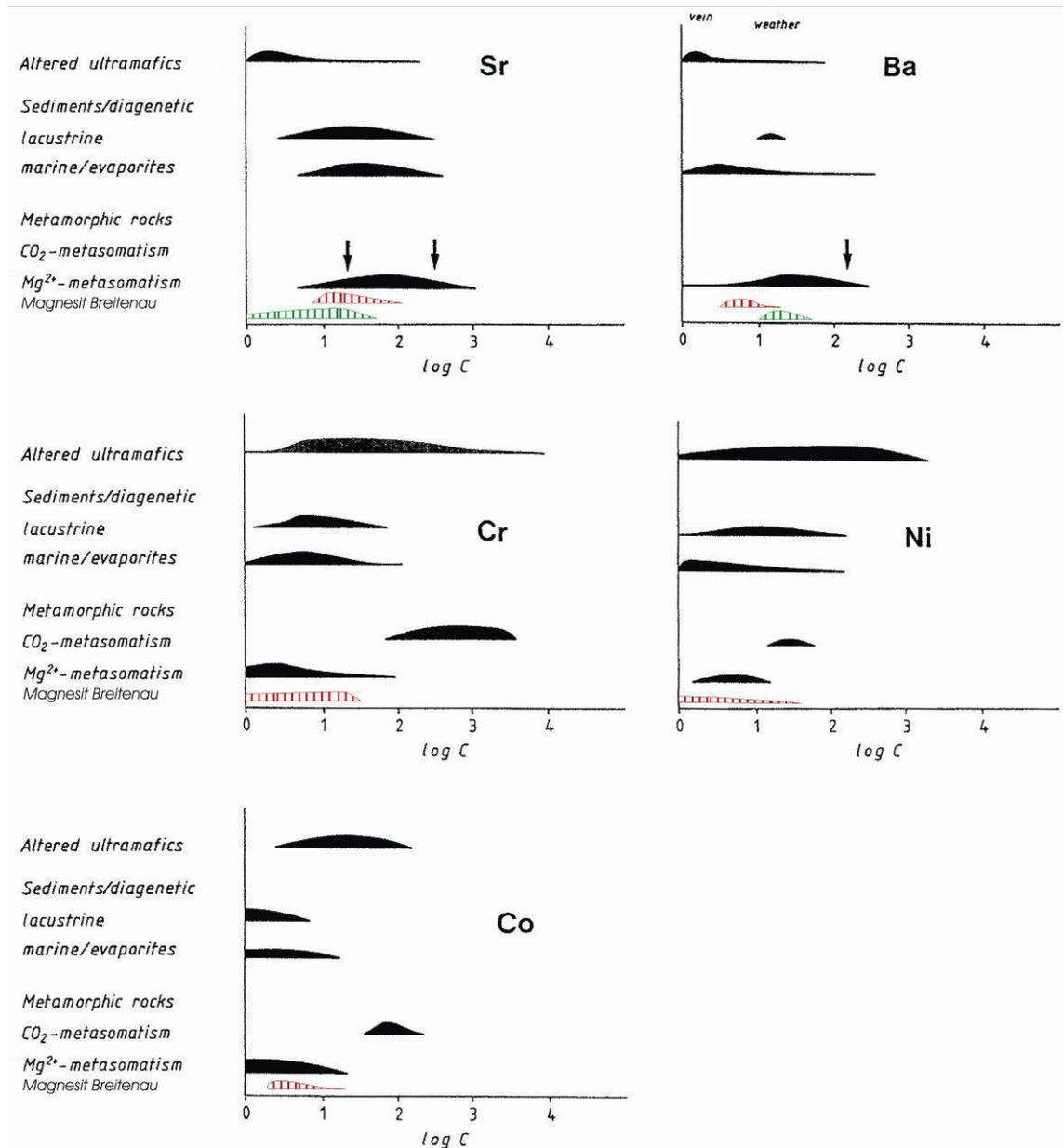


Abbildung 91: Verteilung von Sr, Ba, Cr, Ni und Co-Gehalten (log ppm) in Magnesiten aus unterschiedlichen Environments und in Magnesit der Breitenau (rot schraffiert: eigene Daten, grün schraffiert: Tufar 2001b), verändert nach Möller (1989).

SEE

In den Magnesiten und Dolomiten der Breitenau ist eine positive Korrelation der leichten SEE mit Al_2O_3 zu beobachten, in den Magnesiten ist außerdem eine positive Korrelation der SEE mit Ca entwickelt. Pigmenthaltiger (vor allem Silikat, C_{org}) Magnesit weist einen höheren Gehalt an leichten SEE auf als reiner, weißer Magnesit derselben Probe.

Die leichten SEE (La bis Eu) werden bevorzugt in Tonminerale eingebaut, die positive Korrelation $\sum \text{LSEE} - \text{Al}_2\text{O}_3$ zeigt den Effekt der Kontamination des Magnesits und des Dolomits durch detritäre Al-hältige Silikate und Tonminerale an (Lugli et al. 2000).

Morteani et al. (1982) beschreiben positive Korrelation von SEE und Ca in Spatmagnesiten. SEE können auch in Dolomiteinschlüssen in Magnesit enthalten sein (Möller 1989).

Die hohen SEE-Gehalte der Magnesitproben der Breitenau zeigen, dass eine rein sedimentäre Herkunft/Entstehung nicht möglich ist, da die SEE-Gehalte von sedimentären Magnesiten deutlich niedriger sind als die von Spatmagnesiten (Morteani et al. 1983). Die Dolomitproben haben etwas höhere SEE-Gehalte als die Magnesite, die SEE-Muster der Dolomite und Magnesite zeigen dieselbe Art von Eu-Anomalie. Das kann nur dadurch erklärt werden, dass ein genetischer Zusammenhang zwischen Dolomit und Magnesit besteht (Möller 1989). Unabhängige Bildung von Dolomit und Magnesit aus demselben Fluid würde völlig verschiedene SEE-Muster ergeben, Magnesit muss daher durch hydrothermale Alteration bzw. Mg^{2+} Metasomatose entstanden sein (Möller 1989). Durch Mg^{2+} Metasomatose gebildeter Magnesit ersetzte den Dolomit und erhielt fast alle akzessorischen Phasen des Vorgängerdolomits.

Die schwach negative Eu-Anomalie ist in den Dolomiten und Magnesiten ähnlich entwickelt. Die negative Eu-Anomalie ist auf Magnesitbildung in einem chemisch reduzierenden Environment zurückzuführen (Möller 1983, 1989). Nach Bau & Möller (1992) kann eine negative Eu-Anomalie vom Gestein übernommen werden, mit dem das Fluid wechselwirkte, und zeigt daher nicht unbedingt das physikochemische Environment an.

Grobkristalliner weißer Dolomit (Rosszahndolomit, Probe 63) zeigt eine positive Eu-Anomalie. Positive Eu-Anomalien weisen auf eine Mobilisierung der Lanthaniden bei erhöhten Temperaturen und eine anschließende Ausfällung in einem niedrigen Temperaturbereich (Bau und Möller 1992).

Weißer grobkristalliner Magnesit (Proben 28a, 33a) enthält kaum/wenig leichte SEE, das SEE-Muster weicht von dem der Vorgängerdolomite ab. Bei der Magnesitkristallisation werden nur schwere SEE eingebaut, leichte SEE werden abgewiesen (Möller 1989, Bau & Möller 1992). Remobilisierung von Karbonaten führt zum Verlust von leichten SEE (Bau & Möller 1992). Die SEE-Muster von weißem grobkristallinem Magnesit könnten auf Kristallwachstum in Hohlräumen oder auf Remobilisierung hindeuten.

Die positiven Eu-Anomalien in den Metavulkaniten sind vermutlich auf den tatsächlichen bzw. ehemaligen Feldspatgehalt der Proben zurückzuführen, da Eu^{2+} in Plagioklas und Kalifeldspat kompatibel ist (Rollinson 1996).

Quarzit und Lydit aus dem Hangenden des Karbonatkörpers haben einen geringen Gehalt an SEE, schwere SEE sind stark angereichert. Die Anwesenheit von Quarz hat einen verdünnenden Effekt auf SEE-Konzentrationen (Rollinson 1996).

Stabile Isotope

Die beprobten Spatmagnesite der Breitenau haben einen durchschnittlichen $\delta^{13}C$ -Wert von 1,25 ‰ (PDB) und einen $\delta^{18}O$ -Mittelwert von 14,95 ‰ (SMOW). Ältere

Isotopendaten des Spatmagnesits der Breitenau liegen bei 18,0 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) und 0,9 ‰ $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) (Schroll 1997). Die Abweichung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte könnte auf unterschiedliche Analysebedingungen zurückzuführen sein. Im $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ Diagramm (Abbildung 92) sind Daten verschiedener Magnesite (Spatmagnesite und kryptokristalline Magnesite) dargestellt.

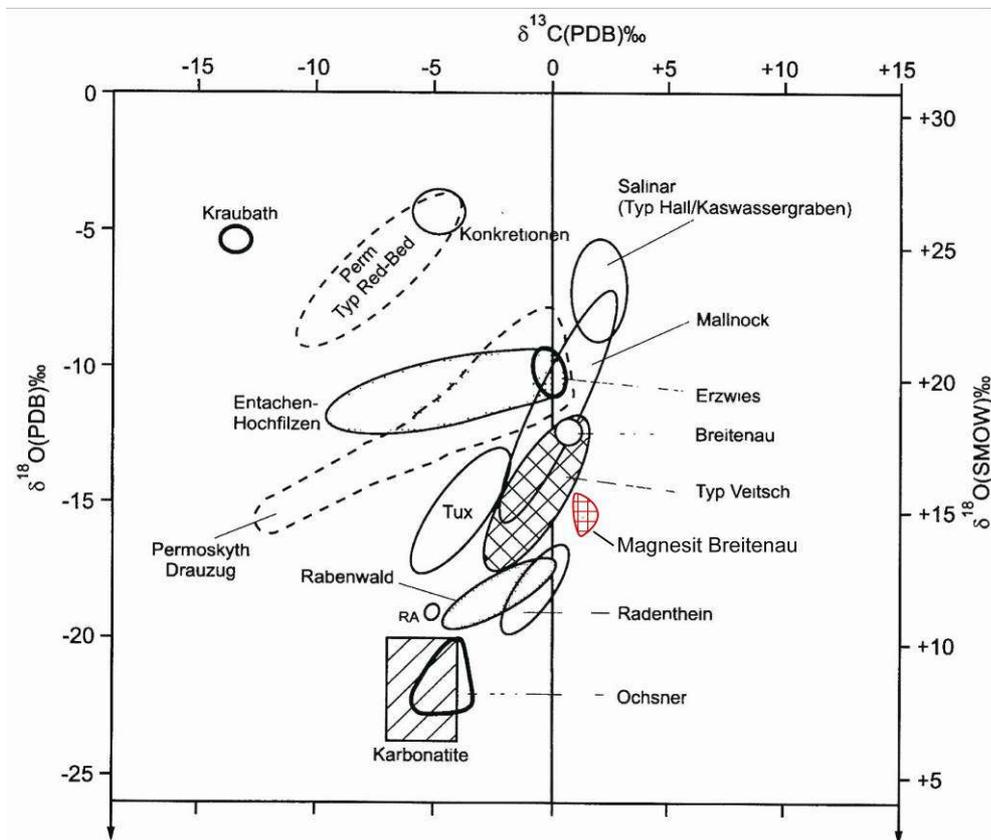


Abbildung 92: Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope von Magnesiten (Schroll 1997) und neue Daten für den Magnesit der Breitenau (rot schraffierter Bereich).

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Spatmagnesiten werden hauptsächlich von der Temperatur der regionalen Metamorphose kontrolliert (Kralik et al. 1989). Das Verschieben zu niedrigeren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten (PDB) ist typisch für Magnesitlagerstätten, die durch diagenetische und metamorphe Prozesse beeinflusst werden (Schroll 2002).

Das breite $\delta^{13}\text{C}$ Maximum bei 0 ‰ zeigt eine marine Quelle für die meisten Magnesitvorkommen oder zumindest ihre Vorgängerkarbonate an (Kralik et al. 1989). Zunehmender Metamorphosegrad ändert $\delta^{13}\text{C}$ zu leichterem C (Schroll 2002).

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Magnesits der Breitenau stimmen zirka mit dem mittleren $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des Magnesits Typ Veitsch (15,5 ‰, SMOW, Schroll 1997) überein. Der $\delta^{18}\text{O}$ -Mittelwert der Lagerstätte Radenthein liegt bei 9,9 ‰ (SMOW, Schroll 2002), der Magnesit von Hochfilzen-Entachen hat einen mittleren $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von 18,6 ‰ (SMOW, Schroll 2002). Die Spatmagnesite der Magnesitlagerstätte Hohentauern/Sunk haben einen mittleren $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von 10,67 ‰ (SMOW) (Azim Zadeh 2009). Magnesite aus

Radenthein und Hohentauern/Sunk weisen deutlich niedrigere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte als Magnesit aus der Breitenau auf, was durch einen höheren Metamorphosegrad dieser Lagerstätten gegenüber der Lagerstätte Breitenau bedingt sein dürfte.

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte des Magnesits der Breitenau liegen teilweise in der Größenordnung von Magnesiten des Typ Veitsch, sie sind höher als die der Magnesitlagerstätten Radenthein (-4,8 bis +1,3 ‰, Schroll 1997) und Hochfilzen-Entachen (-7,5 bis +1,4 ‰, Schroll 1997) (Abbildung 92). Die Spatmagnesite der Magnesitlagerstätte Hohentauern/Sunk weisen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von -2,2 bis 0 ‰ (PDB) auf (Azim Zadeh 2009). Die schwereren $\delta^{13}\text{C}$ -Werte des Magnesits der Breitenau könnten auf einen geringeren Metamorphosegrad zurückzuführen sein.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Dolomit reflektieren die Temperatur der Ausfällung und die isotopische Zusammensetzung der dolomitisierenden Fluide (Tucker & Wright 1990). Die isotopische Zusammensetzung der dolomitisierenden Fluide kann durch die isotopische Zusammensetzung von ersetztem CaCO_3 beeinflusst werden, weil Porenfluide aber über ausreichend Sauerstoff verfügen, haben Vorgänger- Minerale nur eine Auswirkung auf den $\delta^{18}\text{O}$ -Wert bei niedrigem Wasser/Gesteins-Verhältnis oder in geschlossenen diagenetischen Systemen. Meist erfolgt Dolomitisierung und Rekristallisation in der Anwesenheit von Wasser, der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des ausgefällten Dolomits wird von Porenfluid-Zusammensetzung und -Temperatur bestimmt (Tucker & Wright 1990).

Der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von Dolomit wird normalerweise von dem des Vorgänger CaCO_3 stark beeinflusst. Porenfluide haben meist niedrige Kohlenstoffgehalte, weshalb der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert des Vorgänger- CaCO_3 vom Dolomit übernommen wird (Tucker & Wright 1990).

Früher Dolomit hat einen mittleren $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von 1,08 ‰ (PDB), der mittlere $\delta^{18}\text{O}$ -Wert liegt bei 17,14 ‰ (SMOW). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von frühem Dolomit liegen im Bereich des Magnesits, $\delta^{13}\text{C}$ -Werte um 0 ‰ zeigen marin sedimentären Ursprung an (Keith & Weber 1964). Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von frühen Dolomiten sind gleich schwer, teils schwerer als die des Magnesits.

Später Dolomit hat etwas leichtere (auch negative) $\delta^{13}\text{C}$ -Werte als Magnesit und früher Dolomit, diese Werte liegen jedoch noch im Bereich mariner Karbonate (Keith & Weber 1964). Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des späten Dolomits sind zirka gleich oder schwerer als die des Magnesits.

Vitrinitreflexion

Die Vitrinitreflexion passt mit der von Hasenhüttl & Russegger (1992) für die Hackensteiner Formation angegebenen Vitrinitreflexion (5,5-7,2 % Rmax) zusammen. Organisches Material in Magnesit weist denselben Inkohlungsgrad wie das Nebengestein auf. Der Inkohlungsgrad zeigt die normale Versenkungstemperatur der alpidischen Phase an, Rantitsch et al. (2005) schätzten die maximale Temperatur in der Laufnitzdorf Decke bei der kretazischen Deckenstapelung auf < 330 °C. Krenn et al. (2008) erstellten für Strassegg (Schöckl Decke) einen P-T Deformationspfad (basierend auf strukturgeologischen, thermobarometrischen und Fluid-Inclusion Daten)

mit „peak metamorphic“-Bedingungen von zirka 500 °C und 6 kbar. Folgt man diesem P-T Pfad kann für die Laufnitzdorf Decke bei einer maximalen Temperatur von 330 °C (Rantitsch et al. 2005) ein maximaler Druck von zirka 2 bis 3 kbar abgeschätzt werden. Dieser Druck entspricht einer maximalen Versenkungstiefe von zirka 6 bis 9 km.

Da die Inkohlung irreversibel abläuft (Stach 1982), lag die maximale Temperatur bei der Magnesitbildung bei < 330 °C.

Dolomit-/Magnesitgrenzen im Gelände

Die Übergänge vom Magnesit zum Dolomit sind meist nicht scharf. Häufig sind „wolkige“ (metasomatische) Kontakte vom Magnesit zum Dolomit ausgebildet, Magnesit greift teils wolkig in Dolomit (Abbildung 78a). Vereinzelt treten größere Magnesitpaten in grauem (bis grau gebändertem) Dolomit auf (Tagbau, Abbildung 93b). In Revier VI und Horizont XII ist metasomatischer Kontakt von grobpinolitischem Magnesit zu feingebanktem, schwarzem Dolomit ausgebildet. Teils sind Dolomitbänke zur Hälfte in Magnesit umgewandelt (Abbildung 93a), neben Magnesitnestern treten auch größere, zonierte spätige Magnesitkristalle, schwarze Magnesitkristalle und Bereiche aus feinkörnig-gleichkörnigem („zuckerkörnigem“) Magnesit in schwarzem, gebanktem Dolomit auf. In Revier VI ist im östlichen Stutzen eine Bank aus grauem Dolomit (Fossilreste, Abbildung 76) entwickelt, die im südlichen Stutzen in grauen bis grobpinolitischen Magnesit umgewandelt ist, die metasomatische Front ist nicht aufgeschlossen. In Revier VI tritt roter Dolomit auf, der stratigraphisch liegend in roten Magnesit „übergeht“/umgewandelt ist. Der zentrale Bereich des Karbonatkörpers ist aus massigem, gebändertem und fleckigem Magnesit aufgebaut, eine Bankung ist meist nicht entwickelt. Bankung tritt vor allem im hangenden Bereich des Karbonatkörpers auf, auch in diesen gebankten Bereichen gibt es keine Anzeichen für eine sedimentäre Ablagerung des Magnesits. Die bereits vorhandenen Dolomitbänke wurden metasomatisch teilweise oder vollständig zu Magnesit umgewandelt, wobei ihre ursprüngliche Mächtigkeit erhalten blieb (Abbildung 93a). Zwischen Dolomit und Magnesit sind keine sedimentären Kontakte (z.B. Verzahnung, feiner Lagenbau) zu beobachten.

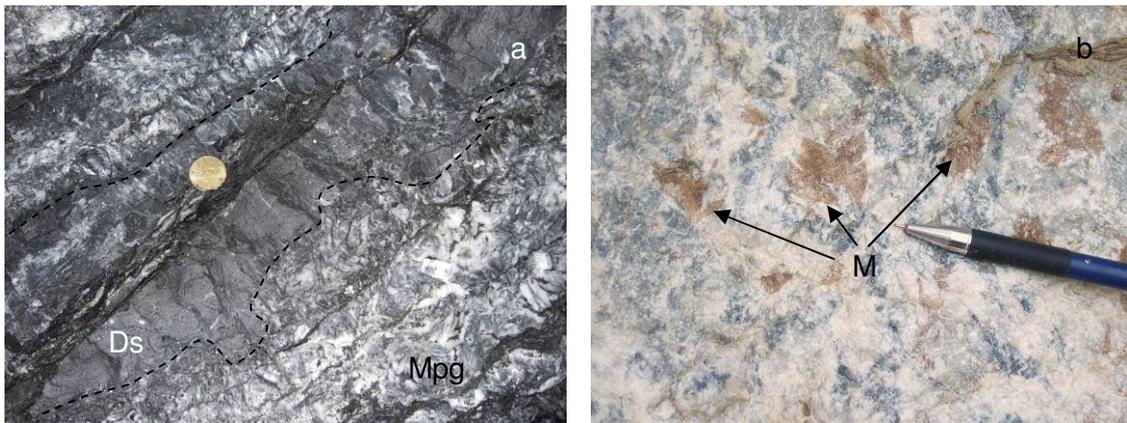


Abbildung 93: a) metasomatische Grenze zwischen Ds und Mpg; b) braun angewitterte Magnesitspaten in Dolomit.

Qualitätssteuerung und Exploration

Magnesittypen im hangenden Bereich des Karbonatkörpers enthalten mehr Pigment (v.a. Silikate und C_{org}) als Magnesite im zentralen und liegenden Bereich der Lagerstätte. Qualitätsunterschiede sind vor allem auf Art und Menge der Pigmentbeimengungen und (Re-) Dolomitisierung zurückzuführen. Im liegenden und zentralen Teil des Karbonatkörpers hat der Magnesit gute Qualität.

Einige der eher geringmächtigen, hangenden Magnesittypen weisen SiO_2 -Gehalte über 1 % auf, z.B. Mr (2,15 % SiO_2), Mg (1,25 % SiO_2) und Mjk (1,1 % SiO_2). Der CaO-Gehalt der Magnesittypen liegt zwischen 0,36 und 2,91 % CaO, redolomitisierter Magnesit im Bereich einer Störung enthält 7,04 % CaO. Die gesteinsbildenden Magnesittypen (Mf, Mgeb) und darin auftretende Sondertypen (z.B. Mwg) weisen niedrige CaO-Gehalte (<1 %) auf. Die höheren CaO-Gehalte (>1 %) einiger Magnesittypen (Mjk, Mdgf, Mpg) sind auf Redolomitisierung entlang von Spaltrissen oder Kristallgrenzen und Dolomiteinschlüsse (primär und sekundär) zurückzuführen. Redolomitisierungsprozesse im Bereich von Störungen heben den CaO-Gehalt deutlich an (zirka 7 bis 28 % CaO). Der Fe_2O_3 -Gehalt der Magnesittypen variiert über eine relativ weite Spanne (2,1 bis 3,66 %). Eine Korrelation von Fe_2O_3 und SiO_2 oder Fe_2O_3 und Al_2O_3 wurde nicht festgestellt, dennoch enthalten die pigmentreichen Typen (z.B. Mjk, Mgeb) meist mehr Fe_2O_3 . Der Al_2O_3 -Gehalt der Magnesittypen liegt meist unter 1 %, nur ein Typ (Mr) enthält 1,97 % Al_2O_3 .

Im hangenden Bereich des Karbonatkörpers ist eine Wechsellagerung von Magnesit- und Dolomitbänken entwickelt, aber auch innerhalb des Karbonatkörpers treten große Dolomitareale auf. Grauer massiger und feingebänderter Dolomit baut weite Teile des Karbonatkörpers im Bereich des Tagbaus bis Revier II Nord auf. Innerhalb der Magnesitareale kommt Dolomit kleinräumiger, in Form von Rosszähnen oder als junge Störungsbildung, vor.

Störungen haben Auswirkungen auf die Qualität des Magnesits (v.a CaO-Gehalt) und führen zu lateralen und vertikalen Versätzen einzelner Lagerstättenbereiche. Der Karbonatkörper wird oft gegen Liegend- und Hangendschichten von Störungen abgeschnitten, die ursprüngliche stratigraphische Abfolge innerhalb des Karbonatkörpers ist dadurch selten vollständig ausgebildet. Auch randlich (im Westen und Osten) wird der Karbonatkörper von Störungen begrenzt, entlang derer ein lateraler und vertikaler Versatz zu beobachten ist. Entlang der Störungen werden z.B. mittlere Bereiche der Lagerstätte ins Hangende versetzt und randlich Blöcke in eine stratigraphisch tiefere Position versetzt. Da auch innerhalb des Karbonatkörpers kleinere Störungen auftreten, ist es in einigen Bereichen der Lagerstätte (z.B. Horizont XII) problematisch, die tatsächliche stratigraphische Position zu bestimmen. Es ist zwar möglich das tektonische Regime aufzulösen, die genaue stratigraphische Position in der Abfolge der Lagerstätte ist aber häufig unklar.

Für die Exploration durch Bohrungen sind nachstehend einige Marker für die stratigraphische Position innerhalb des Karbonatkörpers und liegende und hangende Nebengesteine angeführt. Eine Wechsellagerung von Magnesit (z.B. Mgk, Mr, Mgf) und Dolomit (z.B. Ds, Dr, DB) zeigt den hangenden Bereich des Karbonatkörpers an. Infolge der Versätze ist in Bohrungen nicht immer klar, ob es sich beim Nebengestein um liegende oder hangende Schiefer handelt. Petrographisch, vor allem mikroskopisch, lassen sich die Schiefer meist gut voneinander unterscheiden. Der grüne Tonschiefer im Liegenden und der Metatuffit im Hangenden des Karbonatkörpers sind aufgrund der größeren Komponenten im hangenden Metatuffit auch makroskopisch gut unterscheidbar. Der Metatuffit und hangender feinkristalliner Grünschiefer enthalten außerdem, im Gegensatz zu liegendem grünem Tonschiefer, in der Grundmasse Karbonat (Dolomit). Der liegende dunkelgrau-schwarze Schiefer ist gröberkristallin als der hangende Tonschiefer, im liegenden Schiefer sind „mächtigere“ Karbonat-Quarz Adern entwickelt als im hangenden Tonschiefer. Der hangende Tonschiefer ist mit Lyditen wechselgelagert, Lydite wurden im liegenden Schiefer nicht beobachtet. Mikroskopisch sind in der Grundmasse des hangenden Tonschiefers idiomorphe, Fe-reiche Dolomitekristalle erkennbar, die Grundmasse des liegenden Schiefers ist weitgehend karbonatfrei.

Ablagerungsraum

Das Grazer Paläozoikum ist dem Norischen Composite Terrane zuzurechnen, das im frühen Paläozoikum vermutlich am Nordrand Gondwanas situiert war (Frisch & Neubauer 1989). Die Sedimentfazies des Mitteldevons und Unterkarbons lässt vermuten, dass das Norische Composite Terrane zu dieser Zeit von Afrika abgespalten wurde (Frisch & Neubauer 1989). Im Grazer Paläozoikum setzt die Extensionstektonik bereits im Silur/Unterdevon mit dem Auftreten alkalischer Intraplattenbasalte ein (Loeschke 1988, Loeschke & Heinisch 1993). Intrakontinentales Rifting im Silur führte im Grazer Paläozoikum zu Sedimentakkumulation in stark differenzierten Becken eines passiven Kontinentalrandes, die Wassertiefe und pelagische Bedingungen nehmen von der Rannach zur Laufnitzdorf Gruppe zu (Abbildung 94) (Fritz & Neubauer 1988).

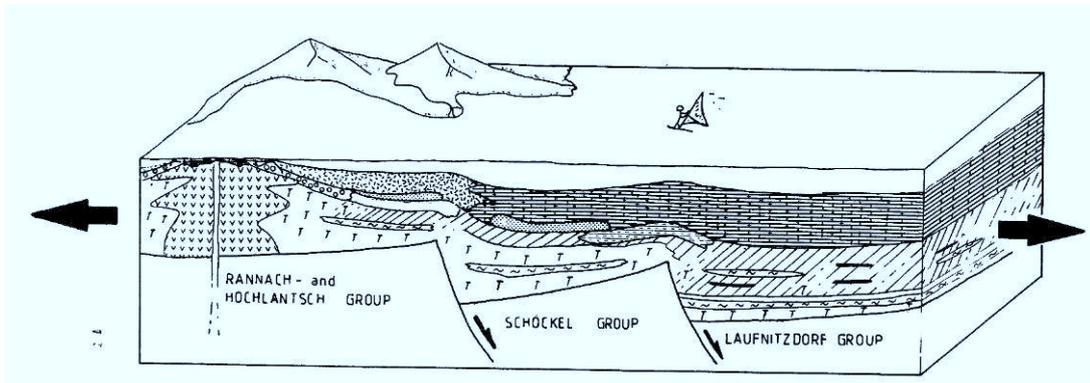


Abbildung 94: Unterschiedliche bathymetrische Bedingungen in den Becken des Grazer Paläozoikums (Silur/Devon) (Fritz & Neubauer 1988).

Nach Gollner et al. (1982) und Gollner (1985) sprechen vor allem das Auftreten von Kalken mit pelagischen Faunen und Lyditen mit Radiolariten für einen pelagischen, tieferen Ablagerungsraum des mittleren Anteils der Hackensteiner Formation. Die Orthoceren-, Flaser- und Knollenkalke bei Lauffnitzdorf sind Wackestones mit überwiegend pelagischer Fauna (Gollner et al. 1982). Diese Kalke treten vor allem auf Schwellen oder im Schelfbereich auf, es wird eine Ablagerungstiefe von mehreren zehner bis wenige hunderter Meter vermutet (Gollner et al. 1982). Nach Tschelaut (1984) erfolgte die Sedimentation dieser Kalke auf submarinen Schwellen, die von mittelozeanischen Rücken oder abgetauchten Vulkanen und Riffen gebildet wurden. Im Bereich südlich von St. Jakob (Breitenau) treten neben diesen Wackestones pelagische Mudstones auf. Die Kalke, radiolarienführende Lydite und feinklastische Einschaltungen deuten auf einen im Vergleich zu den Kalken bei Lauffnitzdorf tieferen Ablagerungsraum (Tiefes Becken) (Gollner et al. 1982).

Die in den Hangendschichten der Magnesitlagerstätte Breitenau auftretenden vulkaniklastischen Gesteine (Metatuff, Metatuffit) sind typische Bildungen für den oberen Abhang von Inselvulkanen oder die oberen 100 m von aufgetauchten „seamounts“ (Fisher & Schmincke 1984). Explosiver, submariner Vulkanismus tritt nach Fisher & Schmincke (1984) in weniger als 500 m Wassertiefe auf, Fritz & Neubauer (1988) leiten aus dem Auftreten von Mandelsteinen in der Lauffnitzdorf Gruppe eine maximale Wassertiefe von 500 m ab. Der alterierte Diabas, der in den Metatuffit im Hangenden des Karbonatkörpers eingeschaltet ist, könnte als Lavaflow gedeutet werden. Chemische Analysen von Kolmer (1978) und Loeschke (1988) zeigten, dass basische Vulkanite aus dem Grazer Paläozoikum Alkali-Basalte sind, die im Intraplattenbereich gefördert wurden. Schlaegel-Blaut (1990) untersuchte den basischen Vulkanismus der nördlichen Grauwackenzone. Der basische Intraplattenvulkanismus der nördlichen Grauwackenzone stellt Teile vulkanischer Hochzonen („seamounts“, Inselvulkane) dar, die in einem mäßig tiefen Meeresbecken im Bereich eines passiven Kontinentalrandes existierten (Schlaegel-Blaut 1990).

In violetten Kalken, die in den Metatuffit der Hangendschichten eingeschaltet sind, sind nicht näher bestimmbare Korallen (Favosites) enthalten. Favosites (Ordnung der

Tabulata) sind weltweit vom Ober-Ordovizium bis ins Mittel-Devon verbreitet (Lehmann & Hillmer 1997). Korallen sind ausschließlich marine Organismen, die überwiegend in Flachmeerregionen beobachtet werden (Lehmann & Hillmer 1997). Das Auftreten dieser Flachmeerorganismen in einer Wassertiefe von einigen 100 m könnte als Eingleitung der violetten Kalke in größere Tiefe gedeutet werden.

Es wäre denkbar, dass vulkanische Hochzonen (Vulkaninseln oder „seamounts“), ähnlich denen der nördlichen Grauwackenzone (vgl. Schlaegel-Blaut 1990) auch im Bereich des Grazer Paläozoikums entwickelt waren. Die Laufnitzdorf Gruppe stellt Ablagerungen eines pelagischen Beckens dar, eine maximale Tiefe von 500 m wird jedoch nicht überschritten (Mandelsteine, blasenreiche Vulkaniklastika) (Fritz & Neubauer 1988). Anzeichen für einen pelagischen Ablagerungsraum der Hackensteiner Formation sind im Bereich der Magnesitlagerstätte auftretende geflaserte Dolomite, Lydite (Radiolarien-führend?) und Pyrit- und C_{org}-hältige schwarze Tonschiefer der Hangendschichten. Die blasenreichen Vulkaniklastika bzw. Vulkanite wurden möglicherweise an den Flanken (pyroclastic flow) oder am Fuß (secondary flow) (Fisher & Schmincke 1984, Schlegl-Blaut 1990) einer vulkanischen Hochzone abgelagert.

Definition der Breitenau Subformation

Typus Profil: Magnesitlagerstätte Breitenau, zusammengesetzt aus Detailprofilen einzelner Lagerstättenbereiche und Bohrungen

Typus Region: Magnesitlagerstätte Breitenau, ÖK-Blatt 134

Derivatio nominis: Breitenau am Hochlantsch

Synonyme: Magnesit von Breitenau bei St. Erhard (John 1907), Breitenauer-Magnesitmember (Flügel & Hubmann 2000)

Lithologie: Magnesit, Dolomit

Fossilien: Conodonten

Genese, Fazies: diagenetische Dolomitisierung eines nicht definierbaren Kalkes bzw. metasomatische Magnesitbildung aus dem Dolomit

Chronostratigraphisches Alter: Alter der Magnesitbildung $229,3 \pm 2,4$ Ma (Henjes-Kunst & Prochaska 2010)

Biostratigraphische Einstufung: Obersilur (Gollner 1985)

Mächtigkeit: zirka 105 m

Übergeordnete lithostratigraphische Einheit: Hackensteiner Formation der Laufnitzdorf Gruppe

Hangendes: mittlerer und oberer Anteil der Hackensteiner Formation (Gollner 1985), Metatuffit mit Einschaltungen von violetter, fossilführendem Kalk, Diabas und siltigem Dolomit, schwarzer Tonschiefer in Wechsellagerung mit Lydit und Einschaltungen von Metatuff und Grünschiefer

Liegendes: mittlerer Anteil der Hackensteiner Formation (Gollner 1985), dunkelgrauer Siltschiefer, roter Tonschiefer, grüner Tonschiefer

Geographische Verbreitung: ÖK-Blatt 134

Bemerkungen: In der Revision der stratigraphischen Begriffe des Grazer Paläozoikums wird der „Magnesit der Breitenau“ als Breitenauer-Magnesit-member bezeichnet, das in Form von Linsen innerhalb der pelagischen Hackensteiner-Fm. und des Schattleiten-Mb. der St. Jakob-Fm. auftritt (Flügel & Hubmann 2000). In einem korrekten lithostratigraphischen Konzept (vgl. Steininger & Piller 1999) ist es aber weder statthaft eine Subformation (Member) in zwei unterschiedlichen Formationen (bei Flügel & Hubmann 2000 Hackensteiner und St. Jakob Formation) noch eine Subformation (Member) in einer hierarchisch gleichwertigen anderen Subformation (Member; Schattleiten Member) zu positionieren.

Aufgrund der im Bergbau beobachtbaren Aufschlüsse wird der Magnesit-/Dolomitkörper in der Breitenau SE von St. Erhard als stratigraphische Einschaltung innerhalb der Hackensteiner Formation betrachtet. Die in der Schattleiten Subformation (Thalhammer 1982, Flügel & Hubmann 2000) auftretenden Magnesite gehören der St. Jakob Fm. an. Sie sind daher nicht der Breitenau Subformation anzugliedern.

Literaturzitate: Gollner et al. (1982), Gollner (1983), Gollner (1985)

6 Schlussfolgerungen

Der Magnesit-/Dolomitmkörper der Magnesitlagerstätte Breitenau wird entsprechend den Empfehlungen der österreichischen stratigraphischen Kommission (Steininger & Piller 1999) als Breitenau Subformation bezeichnet und kommt im obersilurischen mittleren Anteil der Hackensteiner Formation zu liegen.

Innerhalb des Karbonatkörpers der Lagerstätte treten mehrere Karbonatgenerationen auf. Dolomikrospatit (Dolomit 1, Dolomit 2) ist das Trägergestein des Magnesits, Magnesit liegt in einer einzigen Generation vor, späte Dolomitbildungen gegen Ende der Magnesitbildung sind Rosszahndolomit, Redolomitisierung entlang von Spaltrissen und Kristallgrenzen, pigmentreiche grobe Dolomitekristalle und sehr fein kristalliner Dolomit. Zu den jungen Dolomitbildungen zählen Dolomit in Störungen, Klüften und Drusen (ehemalige Kavernen). Die Kristallisationsabfolge der Karbonatgenerationen kann mit der zeitlichen Abfolge der geologischen Ereignisse korreliert werden (Abbildung 95).

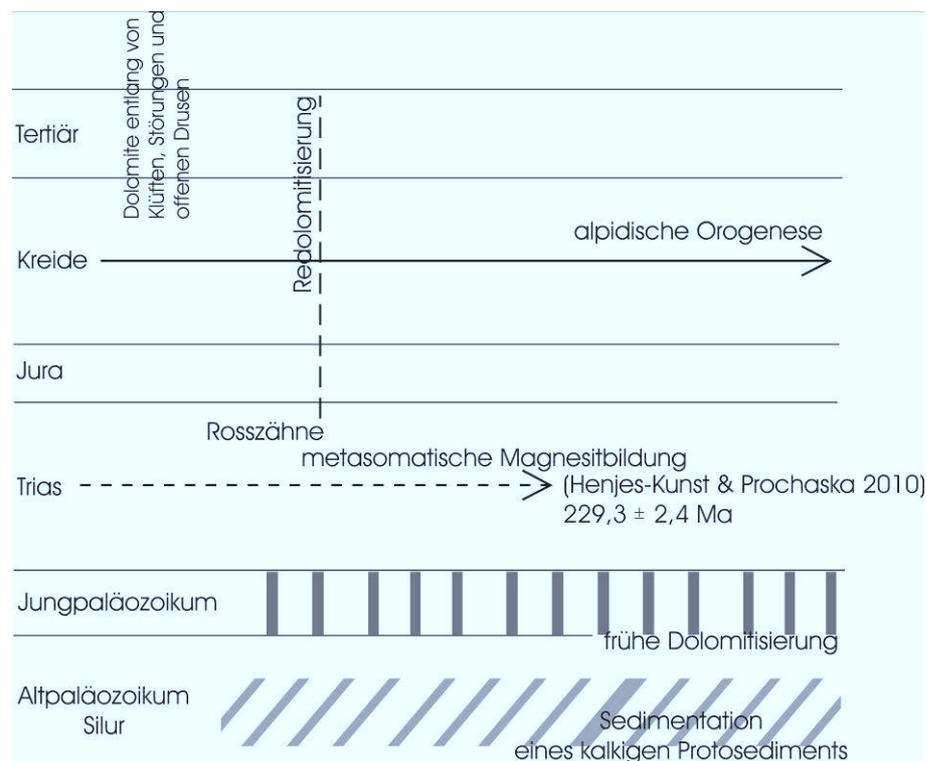


Abbildung 95: Eingliederung der Kristallisationsabfolge in die geologischen Ereignisse.

Aus gebanktem, grauem bis graugebändertem Dolomit konnten zwei Conodontenfragmente isoliert werden. Es handelt sich dabei um Elemente der Einzelelementformgruppen *Spathognathodus inclinatus* und *Plectospathodus*. Die

Fragmente gehören Conodontenapparaten an, die im Obersilur und Unterdevon weit verbreitet sind.

Die Liegend- und Hangendschichten zur Breitenau Subformation werden aus Metasedimenten und Metavulkaniklastika aufgebaut. In den Liegendschichten (dunkelgrauer, roter und grüner Schiefer) sind in Dolomit-Quarz Gängen hypidiomorphe Breunnerit- und Mesitinkristalle ausgebildet. Im hangenden Metatuffit sind violette Kalke, pyritreiche Kalkbänder, Quarzit, Diabas und siltiger Dolomit eingeschaltet. Stratigraphisch hangend sind schwarzer, teils tuffitisch beeinflusster Tonschiefer, Lydit und Metatuff entwickelt (oberer Anteil der Hackensteiner Fm., Gollner 1985).

Kontakte von Magnesit und Dolomit im Gelände, petrographische Befunde, sowie geochemische und isopenchemische Daten deuten auf eine metasomatische Bildung des Magnesits der Magnesitlagerstätte Breitenau.

Die Kontakte von Dolomit und Magnesit sind meist unregelmäßig-wolzig, Magnesit bildet innerhalb der Dolomitareale unregelmäßig begrenzte Körper aus. Stellenweise sind Dolomitbänke (schwarzer und grauer Dolomit) zur Hälfte in Magnesit umgewandelt, Magnesitnester und Magnesitkristalle sind in den Dolomit eingeschaltet.

In zonierten und in schwarzen Magnesitkristallen bildet das Pigment (v.a. C_{org} , Schichtsilikate) das ursprüngliche Gefüge bzw. die ehemaligen Kristallgrenzen des Dolomits ab (Abbildungsmetasomatose). Gelegentlich sind in Magnesitkristallen eindeutig primäre Dolomiteinschlüsse enthalten. Nur untergeordnet ist Magnesit (Mi) in ehemalige Kavernen gewachsen. Verschiedene makroskopische Magnesittypen der Breitenau Subformation dürften auf unterschiedliche Ausgangsgesteine (Dolomittypen) zurückzuführen sein.

Erhöhte CaO-Gehalte gegenüber reinem Magnesit sind auf Dolomiteinschlüsse und Redolomitisierungserscheinungen zurückzuführen. Fe und Mn substituieren Mg im Magnesitgitter, FeO ist aber auch in Nebengemengteilen im Gestein enthalten. SiO_2 -Gehalte sind auf Chlorit und Quarz im Pigment zurückzuführen. Magnesit enthält mehr FeO als der Vorgängerdolomit, das zusätzliche Eisen könnte durch Fluide zugeführt worden sein (vgl. Lugli et al. 2000, Azim Zadeh 2009).

Die Gehalte der Spurenelemente Sr, Ba, Cr, Ni und Co des Magnesits der Breitenau Subformation sind vergleichbar mit jenen von Magnesiten, die in metamorphen (Mg^{2+} Metasomatose) und marin-evaporitischen Environments gebildet wurden (nach Möller 1989).

Die Dolomite und Magnesite der Breitenau Subformation zeigen ähnliche Muster der SEE-Verteilung, was auf eine Entstehung des Magnesits durch hydrothermale Alteration bzw. Mg^{2+} Metasomatose hindeutet (Möller 1989). Die Dolomitproben weisen etwas höhere SEE-Gehalte als die Magnesite auf. Weißer, pigmentfreier Magnesit zeigt ein vom Vorgängerdolomit abweichendes SEE-Muster (starke Abreicherung der SEE), was auf Kristallwachstum in Hohlräume oder Remobilisierung hindeutet (Bau & Möller 1992).

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte um 0 ‰ von Magnesit und frühem Dolomit der Breitenau Subformation liegen im Bereich mariner Karbonate (Keith & Weber 1964) und wurden vom Vorgänger- CaCO_3 übernommen. Der mittlere $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von Magnesit ist etwas niedriger als der mittlere $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von frühem Dolomit und wird hauptsächlich von Temperatur und Zusammensetzung des Fluids bestimmt (Tucker & Wright 1990).

Die Vitrinitreflexion von organischem Material in den Pigmentbeimengungen des Magnesits liegt im Bereich der Anchimetamorphose, die Inkohlung umfasst den Grenzbereich von Anthrazit und Metaanthrazit. Das organische Material in Magnesit weist denselben Inkohlungsgrad wie das Nebengestein auf und zeigt die normale Versenkungstemperatur der alpidischen Phase an.

Eine generelle Übereinstimmung von Schichtung und Bänderung in Magnesiten der Breitenau ist nicht gegeben, häufig treten mehrere (meist zwei) unterschiedlich orientierte Richtungen auf. In manchen Bereichen der Lagerstätte ist zumindest eine Bänderungsrichtung schichtparallel ausgebildet. Störungen, meist mit Redolomitisierung verbunden, beeinflussen die Qualität des Magnesits und führen zu Versatz des Karbonatkörpers gegen Liegend- und Hangendschichten und zu Verstellungen innerhalb des Karbonatkörpers.

Im liegenden und zentralen Teil des Karbonatkörpers hat der Magnesit gute Qualität, die CaO -, SiO_2 -, und Fe_2O_3 -Gehalte sind meist niedriger als im hangenden Bereich der Lagerstätte. Eine Wechsellagerung von Magnesit und Dolomit zeigt den hangenden Bereich des Karbonatkörpers an. Markerhorizonte für Liegend- und Hangendschichten sind unterschiedlich ausgebildeter grüner Tonschiefer im Liegenden und Metatuffit mit gröberer Komponenten im Hangenden des Karbonatkörpers. Der hangende schwarze Tonschiefer ist feinerkristallin als der liegende dunkelgraue Schiefer, häufig tritt außerdem eine Wechsellagerung mit Lyditen auf, die im Liegenden fehlen. Mikroskopisch sind in der Grundmasse des hangenden schwarzen Tonschiefers, des Metatuffits und des hangenden Grünschiefers (Fe-reiche) Dolomitkristalle erkennbar, die Grundmasse der liegenden Schiefer ist weitgehend karbonatfrei.

Der Ablagerungsraum ist ein durch intrakontinentales Rifting in stark differenzierte Becken zergliederter passiver Kontinentalrand (Fritz & Neubauer 1988), in dem möglicherweise vulkanische Hochzonen („seamounts“ oder Inselvulkane) existierten.

Literatur

ANGEL, F. & TROJER, F. (1953): Der Ablauf der Spatmagnetit-Metasomatose.- Radex- Rundschau, 1955/2, 315-334

AZIM ZADEH, A. M., EBNER, F., JIANG SHAO-YONG & KLÖTZLI, U. (2008): Mineralisationsphasen in der Spatmagnetitlagerstätte Sunk/Hohentauern-Stmk./Ostalpen.- Journal of Alpine Geology, 49, P.5, Pangeo 2008, Wien

AZIM ZADEH, A. M. (2009): The genetic model of the Hohentauern/Sunk sparry magnesite deposit (Eastern Alps/ Austria).- Unveröff. Dissertation Montanuniversität Leoben, 182 S.

BAILEY, S.W. (1980): Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee on clay minerals.- American Mineralogist, 65, 1-7

BAU, M. & MÖLLER, P. (1992): Rare Earth Element Fractionation in Metamorphogenic Hydrothermal Calcite, Magnesite and Siderite.- Mineralogy and Petrology, 45, 231-246

BAYLISS, P. (1975): Nomenclature of the trioctahedral chlorites.- Canadian Mineralogist, 13, 178-180

BOJAR, H. P. (1996): Gersdorffit, Arsenopyrit, Tetradrit, Pyrit und Chalkopyrit vom Tagbau des Magnetitbergbaues Breitenau am Hochlantsch, Steiermark, Österreich.- Matrixx, 5, Graz

BOJAR, H. P. (1998): Violarit, Pentlandit und Metacinnabarit auf Dolomitkristallen vom Magnetitbergbau Breitenau am Hochlantsch, Steiermark.- Mitteilungen der Abteilung Mineralogie am Landesmuseum Joanneum, 62/63, Graz

BOYNTON, W. V. (1984): Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies.- In: Henderson P. (ed.) Rare earth element geochemistry, Elsevier, 63- 114

BUTLER, I. B. & RICKARD, D. (2000): Framboidal pyrite formation via the oxidation of iron (II) monosulfide by hydrogen sulfide.- Geochimica et Cosmochimica Acta, 64, 2665-2672

CLAR, E. (1931): Gefügeregelung eines Bändermagnetits.- Jb. d. Geol. B.A., 81, 387-401, Wien

CLAR, E. (1954): Über Parallel-, Schräg- und Kreuzbänderung in Spatlagerstätten.- Tsch. min. petr. Mitt., 4, 55-64, Wien

CLAR, E. (1956): Zur Entstehungsfrage der ostalpinen Spatmagnetite.- Carinthia II: Sonderheft, 20, 22-31, Klagenfurt

EBNER, F. (1978): Stratigraphie des Karbon der Rannachfazies im Paläozoikum von Graz, Österreich.- Mitt. Österr. Geol. Ges., 69, 163-196, Wien

- EBNER, F. & RANTITSCH G.** (2000): Das Gosaubecken von Kainach – ein Überblick.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 44, 157-172, Wien
- EBNER, F. & WEBER, L.** (1978): Die geologisch- tektonischen Verhältnisse zwischen Tannebenstock und Rötschgraben (Grazer Paläozoikum).- Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 108, 95-113, Graz
- EBNER, F., HUBMANN, B. & WEBER, L.** (2000): Die Rannach- und Schöckel-Decke des Grazer Paläozoikums.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 44, 1-44, Wien
- EBNER, F., MALI, H., PROCHASKA, W. & AZIM ZADEH, A.** (2004): Excursion to Magnesite, Siderite and Talc Deposits in Austria.- IGCP 443 Magnesite and Talc Geological and environmental correlations, Final Fieldmeeting 2004 IGCP 443
- EBNER, F., VOZÁROVÁ, A., KOVÁCS, S., KRÄUTNER, H.-G., KRSTIC, B., SZEDERKÉNYI, T., JAMICIC, D., BALEN, D., BELAK, M. & TRAJANOVA, M.** (2008): Devonian- Carboniferous pre- flysch and flysch environments in the Circum Pannonian Region.- *Geologica Carpathica*, 59, 159- 195, Bratislava
- FELSER, K. O.** (1977): Die stratigraphische Stellung der Magnesitvorkommen in der östlichen Grauwackenzone.- *BHM*, 122, 17-23, Wien
- FELSER, K. O. & SIEGL W.** (1977): Die Magnesite der steirischen Grauwackenzone und die Auswahl geeigneter Prospektionsgebiete nach geologisch-faziellen und lagerstättenkundlichen Kriterien.- *Mitt. Ant. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum*, 38, 41-46, Graz
- FENNINGER, A. & HOLZER, H. L.** (1978): Die Genese der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums.- *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 69, 106-162, Wien
- FENNINGER, A., HUBMANN, B., MOSER, B. & SCHOLGER R.** (1997): Diskussion zur paläogeographischen Position des Grazer Terrane aufgrund neuer paläomagnetischer Daten aus dem Unterdevon.- *Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark*, 126, 33-43, Graz
- FISHER, R. & SCHMINCKE, H.-U.** (1984): *Pyroclastic rocks*.- Springer, Berlin, 472 S.
- FLÜGEL, H. W. & HUBMANN, B.** (2000): *Das Paläozoikum von Graz: Stratigraphie und Bibliographie*.- Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, 13, Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien, 118 S.
- FRIEDRICH, O. M.** (1951): Zur Genese ostalpiner Spatmagnetit- und Talklagerstätten.- *Radex- Rundschau*, Heft 7, 281- 298, Wien
- FRIEDRICH, O. M.** (1968): Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten.- *Radex- Rundschau*, 113-126
- FRISCH, W. & NEUBAUER, F.** (1989): Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the eastern Alps.- In: Dallmeyer, R.D. (ed.): *Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens*. The Geological Society of America- Special Paper, 230, 91-100

- FRITZ, H.** (1988): Kinematics and geochronology of Early Cretaceous thrusting in the Paleozoic of Graz (Eastern Alps).- *Geodin. Acta*, 2, 53-62, Paris
- FRITZ, H., EBNER, F. & NEUBAUER, F.** (1992): The Graz Thrust- Complex (Paleozoic of Graz).- *ALCAPA- Field Guide*, 83- 92, Graz
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F.** (1988): Geodynamic aspects of the Silurian and Early Devonian Sedimentation in the Paleozoic of Graz (Eastern Alps).- *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 68, 359-367, Zürich
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F.** (1990): Grazer Paläozoikum- Exkursionsführer, TSK III, 3. Symp. Tektonik, Strukturgeol. Kristallingeol., 1-24, Graz
- FRITZ, H., NEUBAUER, F. & RATSCHBACHER, L.** (1991): Compression versus extension in the Paleozoic of Graz (Eastern Alps, Austria).- *Zentralbl. Geol. Paläont.*, Teil I, 55-68, Stuttgart
- FÜCHTBAUER, H.** (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine*.- Schweizerbart, Stuttgart, 1141 S.
- GALLHOFER, D., BAKKER, R.J. & STROHMAIER, B.** (2010): Ramanspektroskopischer Nachweis der chemischen Zusammensetzung von Karbonaten.- *Pangeo 2010 Abstracts, Journal of Alpine Geology*, 52, 113-114
- GASSER, D., STÜWE, K. & FRITZ, H.** (2009): Internal structural geology of the Paleozoic of Graz.- *International Journal of Earth Sciences*
- GOLLNER, H.** (1981): „Harrberger- Formation“- eine neue lithostratigraphische Einheit des Grazer Paläozoikums.- *Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark*, 111, 57-64, Graz
- GOLLNER, H.** (1983): *Die Geologie des Hochlantschstockes (Grazer Paläozoikum, Stmk.)*.- Unveröff. Dissertation Universität Graz, 251 S.
- GOLLNER, H.** (1985): *Die stratigraphische Stellung der Breitenauer Magnesitvorkommen*.- *BHM*, 130, 45-50, Wien
- GOLLNER, H., THALHAMMER, O., TSCHELAUT, W. & ZIER, C.** (1982): Die Laufnitzdorfer-Gruppe – eine pelagische Fazies im Grazer Paläozoikum.- *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 112, 63-73, Graz
- GOLLNER, H. & ZIER, C.** (1985): *Zur Geologie des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum, Steiermark)*.- *Jb. Geol. Bundesanst.*, 128, Heft 1, 43-73, Wien
- GRÄF, W.** (1975): Ablagerungen der Gosau von Kainach.- In: *FLÜGEL, H. W.:* Die Geologie des Grazer Berglandes.- *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergbau Joanneum*, Sonderheft 1:, 83-99, Graz
- HADITSCH, J. G.** (1969): Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten.- *Radex-Rundschau*, Heft 1, 426- 438, Radenthein
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, M.** (1978): *Genese und Altersstellung der Magnesitlagerstätten in den Ostalpen*.- *Verh. Geol. Bundesanst.*, 357-367, Wien

- HASENHÜTTL, C. & RUSSEGGER, B.** (1992): Niedriggradige Metamorphose im Grazer Paläozoikum.- Jb. Geol. Bundesanst., 135, Heft 1, 287- 297, Wien
- HENJES-KUNST, F. & PROCHASKA, W.** (2010): Sm-Nd dating of hydrothermal carbonate formation- the case of the Breitenau magnesite deposit.- Pangeo 2010 Abstracts, Journal of Alpine Geology, 52, 138-139
- HENJES-KUNST, F., PROCHASKA, W. & SCHRAMM, M.** (2008): Application of the Sm-Nd isochron method to dating of evaporitic and hydrothermal carbonates.- From Sea to Sky- Goldschmidt 2008, Goldschmidt Conference Abstracts, A 368
- HEY, M. H.** (1954): A new review of chlorites.- Min. Mag., 30, 277-92
- HOINKES, G., KOLLER, F., RANTITSCH, G., DACHS, E., HÖCK, V., NEUBAUER, F. & SCHUSTER, R.** (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 79, 155-181, Zürich
- HUBMANN, B.** (1993): Ablagerungsraum, Mikrofazies und Paläoökologie der Barrandeikalk- Formation (Eifelium) des Grazer Paläozoikums.- Jb. Geol. Bundesanst., 136/2, 393-461, Wien
- JOHANNES, W.** (1970): Zur Entstehung von Magnesitvorkommen.- N. Jb. Miner. Abh., 113, 3, 274-325, Stuttgart.
- KEITH, M. L. & WEBER, J. N.** (1964): Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils.- Geochim. Cosmochim. Acta, 28, 185- 193
- KOLMER, H.** (1978): Die Verteilung von Ti, Sr, Y und Zr in spilitischen Gesteinen der Steiermark.- Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 108, 31-43, Graz
- KRALIK, M., AHARON, P., SCHROLL, E. & ZACHMANN, D.** (1989): Carbon and Oxygen isotope systematics of magnesites: a review.- In: Möller, P. (ed) Magnesite: Geology, mineralogy, geochemistry, formation of Mg- carbonates. Monogr. Ser. Min. Dept., 28, 197-223, Bornträger, Berlin
- KRENN, K., FRITZ, H., MOGESSIE, A. & SCHAFLECHNER, J.** (2008): Late Cretaceous exhumation history of an extensional extruding wedge (Graz Paleozoic Nappe Complex, Austria).- Int. Journal Earth Sciences (Geol. Rundsch.), 97, 1331-1352, Berlin, Heidelberg
- LEHMANN, U. & HILLMER, G.** (1997): Wirbellose Tiere der Vorzeit- Leitfaden der systematischen Paläontologie der Invertebraten.- Enke, Stuttgart, 304 S.
- LEITMEIER, H. & SIEGL, W.** (1954): Untersuchungen an Magnesiten am Nordrande der Grauwackenzone Salzburgs und ihre Bedeutung für die Entstehung der Spatmagnesite der Ostalpen.- BHM, 99, 201-208
- LESKO, I.** (1972): Über die Bildung von Magnesitlagerstätten.- Mineral. Deposita, 7, 61-72, Berlin
- LOESCHKE, J.** (1988): Zur Geochemie basischer Vulkanite aus dem Grazer Paläozoikum.- Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 118, 95-105, Graz

- LOESCHKE, J. & HEINISCH, H.** (1993): Paleozoic Volcanism of the Eastern Alps and its Paleotectonic Significance.- In: Raumer, J. F. von und Neubauer, F. (ed.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps., Springer, 395-422, Berlin Heidelberg.
- LOVE, L. G.** (1957): Micro-organisms and the presence of syngenetic pyrite.- Q. J. Geol. Soc. Lond., 113, 429-440
- LUGLI, S., TORRES- RUIZ, J., GARUTI, G. & OLMEDO, F.** (2000): Petrography and Geochemistry of the Eugui Magnesite Deposit (Western Pyrenees, Spain): Evidence for the Development of a Peculiar Zebra Banding by Dolomite Replacement.- Economic Geology, 95, 8, 1775- 1791
- MEIXNER, H.** (1953): Mineralogische Beziehungen zwischen Spatmagnetit- und Eisenspatlagerstätten der Ostalpen.- Radex- Rundschau, Heft 7/8, 445-458
- MÖLLER, P.** (1983): Lanthanoids as a geochemical probe and problems in lanthanoid geochemistry- distribution and behaviour of lanthanoids in non- magmatic processes.- In Sinha S.P. (ed): Systematics and properties of the lanthanoids. 561-616, Reidel, Dordrecht
- MÖLLER, P.** (1989): Minor and trace elements in magnesite.- In: Möller, P. (ed) Magnesite: Geology, mineralogy, geochemistry, formation of Mg- carbonates. Monogr. Ser. Min. Dept., 28, 173-195 Bornträger, Berlin
- MORTEANI, G., MÖLLER, P. & SCHLEY, F.** (1982): The rare earth element contents and the origin of the sparry magnesite mineralizations of Tux- Lanersbach, Entachen Alm, Spiessnägel and Hochfilzen, Austria, and the lacustrine magnesite deposits of Aiani- Kozani, Greece and Bela Stena, Yugoslavia.- Economic Geology, 77, 617-631
- MORTEANI, G. & NEUGEBAUER, H.** (1990): Chemical and tectonic controls on the formation of sparry magnesite deposits- the deposits of the northern Greywacke Zone (Austria).- Geologische Rundschau, 79/2, 337- 344, Stuttgart
- MORTEANI, G., SCHLEY, F. & MÖLLER, P.** (1983): On the formation of magnesite.- In: Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe (ed. H. J. Schneider), Springer, 105-116
- NEUBAUER, F.** (1988): Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld- Mugel- und des Gleinalm- Kristallins (Ostalpen).- Abh. Geol. Bundesanst., 42, 1-137, Wien
- NEUBAUER, F. & GENSER, J.** (1990): Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen- eine Übersicht.- Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 120, 203-219, Graz
- NEUBAUER, F., DALLMEYER, R.D., DUNKL, I. & SCHIRNIK, D.** (1995): Late cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps: kinematics, cooling history and sedimentary response in a sinistral wrench corridor.- Tectonophysics, 242, 79-98, Amsterdam
- NEUBAUER, F., FRIEDL, G., GENSER, J., HANDLER, R., MADER, D. und SCHNEIDER, D.** (2007): Origin and tectonic evolution of the eastern Alps deduced from dating of detrital white mica: a review.- Mitt. Österr. Geol. Ges., 100, 8-23, Wien

- NEUBAUER, F., HOINKES, G., SASSI, F.P., HANDLER, R., HÖCK, V., KOLLER, F. & FRANK, W.** (1999): Pre-Alpine metamorphism of the Eastern Alps.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 79, 41-62, Zürich
- OFFENBACHER, H.** (1991): Die Magnesitlagerstätte in der Breitenau und ihre Mineralien: ein Zwischenbericht.- Der Steirische Mineralog, 4, Graz
- PETRASCHECK, W.** (1932): Die Magnesite und Siderite der Alpen.- Sitz.-Ber. Akad. zu Wien, Math. Naturwiss. Kl., 141, 195-242.
- POHL, W.** (1990): Genesis of magnesite deposits – models and trends.- Geologische Rundschau, 79/2, 291-299, Stuttgart
- PROCHASKA, W.** (2000): Magnesite and talc deposits in Austria.- Mineralia Slovaca, 32, 543-548
- RANTITSCH, G., SACHSENHOFER, R.F., HASENHÜTTL, C., RUSSEGGER, B. & RAINER, T.** (2005): Thermal evolution of an extensional detachment as constrained by organic metamorphic data and thermal modeling: Graz Paleozoic Nappe Complex (Eastern Alps).- Tectonophysics, 411, 57-72, Amsterdam
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S. M. & NEUGEBAUER, J.** (1989): Extension in compressional orogenic belts: The eastern Alps.- Geology, 17, 5, 404-407
- RIEDLER, E.** (2010): Geologische Charakterisierung und 3D-Modellierung des Magnesitvorkommens Bürglkopf (Hochfilzen/Tirol; westliche Grauwackenzone).- Unveröff. Diplomarbeit Montanuniversität Leoben, 119 S.
- ROLLINSON, H. R.** (1996): Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation.- Longman Scientific & Technical, Harlow, 352 S.
- SCHLAEGEL-BLAUT, P.** (1990): Der basische Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone, Oberostalpinen Paläozoikum.- Abh. Geol. B.-A., 43, 1-149, Wien
- SCHMID, S. M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R.** (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen.- Eclogae geol. Helv., 97, 93-117, Basel
- SCHNEIDER, G.** (1958): Bändermagnetit in der Breitenau.- Meldearbeit, Montanist. Hochsch., Leoben, 21 S.
- SCHÖNLAUB, H. P. & HEINISCH, H.** (1993): The Classic Fossiliferous Palaeozoic Units of the Eastern and Southern Alps.- In: Raumer, J. F. von und Neubauer, F. (ed.): Pre- Mesozoic Geology in the Alps., Springer, 395-422, Berlin Heidelberg.
- SCHROLL, E.** (1997): Geochemische und geochronologische Daten und Erläuterungen.- In: Weber, L. (ed.) (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. Arch. f. Lagerstättenforschung. Geol. B.-A., 19, 395-538.

- SCHROLL, E.** (1997): Geochemische und geochronologische Daten und Erläuterungen.- In: Weber, L. (ed.) (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. Arch. f. Lagerstättenforschung. Geol. B.-A., 19, 395-538.
- SCHROLL, E.** (2002): Genesis of magnesite deposits in the view of isotope geochemistry.- Boletim Paranaense de Geociencias, 50, 59-68
- SCOTT, R. J., MEFFRE, S., WOODHEAD, J., GILBERT, S. E., BERRY, R. F. & EMSBO, P** (2009): Development of Framboidal Pyrite During Diagenesis, Low- Grade Regional Metamorphism, and Hydrothermal Alteration.- Economic Geology, 104, 1143-1168
- SIEGL, W.** (1955): Zur Entstehung schichtiger und strahliger Spatmagnesite.- BHM, 100, 79-84, Wien
- SIEGL, W.** (1958): Beiträge zur Magnesit- Frage.- BHM, 103/12, 245-246, Wien
- SIEGL, W.** (1969): Entwurf zu einer salinar- sedimentären Entstehung der Magnesite vom Typ Entachen (Salzburg).- Mineral. Deposita, 4, 225-233, Berlin
- SIEGL, W.** (1984): Reflections on the origin of sparry magnesite deposits.- Syngeneses and Epigenesis in the Formation of Mineral Deposits, Springer, Berlin, 653 S.
- STACH, E.** (1982): Stach's textbook of coal petrology.-Borntraeger, Berlin, 535 S.
- STEININGER, F.F. & PILLER, W.E.** (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur.- Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 209, 1-19, Frankfurt am Main
- SY, E.** (1957): Neuaufnahmen im Grazer Paläozoikum 1955/56: 2. Paläozoikum und Kristallin nördlich vom oberen Breitenauer Tal.- Anz. Österr. Akad. Wiss., math.- naturwiss. Kl., 115-120, Wien
- TAUCHER, J. & HOLLERER, C. E.** (2000): Baryt mit eingewachsenem Cinnabarit aus dem Magnesitbergbau Breitenau, Untertagebau, Steiermark, Österreich.- Der Steirische Mineralog, 14, S?, Graz
- TAYLOR, S. R. & McLENNAN, S. M.** (1985): The continental crust: its composition and evolution.- Backwell, Oxford
- TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. & WEBER, K.** (1979): Inkohlung und Illit-Kristallinität. Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen.- Fortschr. Geol. Rheinld. U. Westf., 27, 201-276, Krefeld
- THALHAMMER, O.** (1982): Das Paläozoikum nördlich der Breitenau, Grazer Paläozoikum, Steiermark.- Unveröff. Dissertation Universität Graz, 251 S.
- TOLLMANN, A.** (1977): Geologie von Österreich. Band 1. Die Zentralalpen.- Deuticke, Wien, 766 S.
- TROBY, J.** (2001): Die Magnesitlagerstätte Oberdorf an der Laming (Steiermark, Österreich).- Unveröff. Diplomarbeit Montanuniversität Leoben, 209 S.

- TSCHELAUT, W.** (1984), Das Paläozoikum zwischen Röthelstein und Gams bei Frohnleiten.- Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 114, 133- 161, Graz
- TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P.** (1990): Carbonate Sedimentology.- Blackwell Scientific Publ., Oxford, 482S.
- TUFAR, W., GIEB, J., SCHMIDT, R., MÖLLER, P., PÖHL, W., RIEDLER, H. & OLSACHER, A.** (1989): Formation of magnesite in the Radenthein (Carinthia/Austria) type locality.- In: Möller, P. (ed) Magnesite: Geology, mineralogy, geochemistry, formation of Mg- carbonates. Monogr. Ser. Min. Dept., 28, 135-171 Borträger, Berlin
- TUFAR, W., SIEWERS, U. & WEBER, Ch.** (2001a): Die Spatmagnesitlagerstätte Breitenau (Steiermark), eine paläozoische Magnesit- Mineralisation aus dem Grazer Paläozoikum.- Mitt. der österr. Min. Gesellschaft, 146, 292- 294, Wien
- TUFAR, W.** (2001b): Lagerstättenkundliche Untersuchungen in der Magnesit- Lagerstätte Breitenau (Grazer Paläozoikum, Steiermark).- unpublizierter Bericht
- ZSCHUCKE, W.** (1956): Die Magnesitlagerstätten von Breitenau bei Mixnitz, Steiermark.- BHM, 101, 1-12, Wien

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Geografische Lage der Magnesitlagerstätte Breitenau, ÖK- Karte der Steiermark (Quelle: http://www.gis.steiermark.at/cms/beitrag/10026199/82619/ ; Stand: 9. Mai 2010)	8
Abbildung 2: Lagerstättenprofil der Magnesitlagerstätte Breitenau und Lage der kartierten Lagerstättenbereiche (Standortfolder Breitenau, http://www.rhi-ag.com , Stand: 25. Juni 2010).	10
Abbildung 3: Spektrometer- und Kristallkonfiguration von Jeol JXA 8200 und Messbedingungen bei den quantitativen Analysen (WDS) von Magnesit und Dolomit (rot), Breunnerit und Mesitin (blau) und Chlorit (grün) (http://www.unileoben.ac.at/content/view/578/1225/lang,de/ , Stand: 28. Juni 2010).	12
Abbildung 4: Gliederung des Grazer Paläozoikums in Deckengruppen (Ebner et al. 2000).	14
Abbildung 5: Geologische Übersichtskarte und lithostratigraphische Säulenprofile der Hackensteiner Formation am Hochlantschnordabfall im Bereich der Magnesitlagerstätte (Profil B) (Gollner & Zier 1985, Gollner 1985).....	17
Abbildung 6: Paläogeografie des Grazer Paläozoikums, links: Modell von Hubmann 1993, rechts: Modell von Gasser et al. 2009 (Gasser et al. 2009)....	19
Abbildung 7: Verschuppung der Decken am Nordrand des Grazer Paläozoikums (Fritz et al. 1991).....	20
Abbildung 8: Tektonische Strukturen im Grazer Paläozoikum als Folge von Deckenstapelung und Extension (Fritz et al. 1992).	21
Abbildung 9: Schematisches Säulenprofil durch die Magnesitlagerstätte Breitenau. ...	27
Abbildung 10: a) Faserquarz mit Einschlussbändern in Zerrfugen und Chlorit, Dünnschliff 58-1, IIN, Bildbreite 3,84 mm; b) gekreuzte Nicols; Qz Quarz, Chl Chlorit.....	29
Abbildung 11: hypidiomorphe Mesitinkristalle (Mes) in Dolomit (D), Dünnschliff 58-1, Bildbreite 2 mm; a) IIN; b) +N.....	29
Abbildung 12: a) feinkristalline Grundmasse und länglicher Pyrit (Py) parallel zur Schieferung eingeregelt, sc-Gefüge (S: Schieferungsfläche; C: Scherfläche), Dünnschliff 64-1, IIN, Bildbreite 3,84 mm; b) Breunneritader (B) in grünem Tonschiefer, Dünnschliff 64-2, IIN, Bildbreite 1 mm.	30
Abbildung 13: Ader mit Breunneritkristallen (B) und Dolomit (D) in rotem Tonschiefer, Dünnschliff 64-2, IIN, Bildbreite 1 mm.....	31
Abbildung 14: a) Dfgeb (Probe 61b); b) Dfgeb mit grober Bänderung (Revier II Nord).....	32
Abbildung 15: a) Ds mit Fossilresten, Revier VI (Probe 23); b) Ds, Horizont XII.	33
Abbildung 16: Kontakt Ds/ Mpg (Probe 16).	33
Abbildung 17: Ms (Probe 1).....	34
Abbildung 18: Msstylo (Probe 36).....	34
Abbildung 19: a) Mfk (Probe 11); b) Mfk in Ds (Revier VI).	35
Abbildung 20: a) Dg mit weißen Dolomitflecken (Probe 20); b) Kontakt Dg/ Mpg (Wendel SH 294 m).	35
Abbildung 21: a) Dr (Probe 21a); b) Dr mit Dolomitgang und Alteration (Probe 21b).	36

Abbildung 22: Drf (Probe 46).....	37
Abbildung 23: a) Dgf (Probe 29); b) Dgf (Wendel SH 294 m).	37
Abbildung 24: Grundmasse der Zwischenlage, Dolomitader, Dünnschliff 55, IIN, Bildbreite 0,885 mm.	38
Abbildung 25: DB bei der Wendel SH 294 m.	39
Abbildung 26: a) Dolomit 1 und Dolomit 2, hypidiotopes Gefüge, Dünnschliff 16-1, IIN, Balken entspricht 1 mm; b) grobe, zonar gebaute Dolomitkristalle, Dünnschliff, 46, IIN.....	40
Abbildung 27: Dolomitaggregat in Dolomit 2, Dünnschliff 26, IIN.	40
Abbildung 28: Mm (Revier VI).	41
Abbildung 29: Mgeb, sehr fein gebändert (Probe 15).	42
Abbildung 30: a) Mgeb, fein bis mittel gebändert (Probe 32); b) Mgeb (Horizont XII).	42
Abbildung 31: Mgeb, grob gebändert (Probe 28); L Liegend, H Hangend.....	43
Abbildung 32: Mggeb (Probe 37).....	43
Abbildung 33: Mf (rechts) neben Mgeb (Horizont XII).	44
Abbildung 34: Mi in Druse.	45
Abbildung 35: a) Mg (Probe 3); b) Mg bis Mggeb (Horizont XII).....	45
Abbildung 36: a) Mpf (Probe 6); b) Mpg (Probe 5).	46
Abbildung 37: Mzon (Probe 12).....	46
Abbildung 38: Mgk (Probe 49), geharzte Probe.....	47
Abbildung 39: a) Mgf (Probe 39); b) Mgf „wolkig“ in Mr (Wendel SH 294 m).....	47
Abbildung 40: a) Mr und Mgf (Probe 41); b) Adern aus Mr in Mgf (Wendel SH 294 m).	48
Abbildung 41: Mdgf mit Rosszahn (Probe 54).	48
Abbildung 42: a) grober, zonierter Magnesitkristall und Abbildungsmetasomatose, Dünnschliff 6-2, IIN, Balken entspricht 1mm; b) primäre Dolomiteinschlüsse in grobem Magnesit und Abbildung des Dolomitgefüges, Dünnschliff 1, IIN.	49
Abbildung 43: Anwachssaum an Magnesitkristall, framboidaler Pyrit und Pigment zwischen den Kristallen, Dünnschliff 49, a) im Durchlicht, IIN; b) im Auflicht. ...	50
Abbildung 44: a) grober Magnesitkristall verdrängt Dolomit und baut Qz ein, Dünnschliff 16-2, +N; b) detritärer Quarz in Dolomit und authigene Quarkristalle in Magnesit, Dünnschliff 16-2, +N.....	50
Abbildung 45: a) in ehemaligen Hohlraum gewachsene Magnesitkristalle, Dünnschliff 41, IIN; b) fein rekristallisierter Magnesit, Dünnschliff 54, IIN.	51
Abbildung 46: a) Kontakt Dwg/ Dfgeb; b) Rosszahndolomit (Dwg) in Magnesit, Tagbau.	52
Abbildung 47: Zwei Rosszahndolomitkristalle mit randlicher Verwachsung, Dünnschliff 63-1, IIN.	52
Abbildung 48: a) pigmentreiche grobe Dolomitkristalle in Zwickeln zwischen Magnesit, Dolomit bildet gleich große Kristalle wie Magnesit, Dünnschliff 47, IIN b) gekreuzte Nicols.....	53
Abbildung 49: a) DKok (Probe 27a); b) DKok (Probe 27b); c) DKok (Probe 27c).....	55
Abbildung 50: a) Dkav gebändert (Probe 52); b) Dkav grobkavernös (Probe 53).....	56
Abbildung 51: a) Di in Druse (Probe 7); b) Rasen aus Di (Probe 52).	56
Abbildung 52: Klufffüllung aus zonierten Dolomitkristallen, Dünnschliff 27c-1, IIN.	57
Abbildung 53: Dolomitkokerde, Dünnschliff 27c-2, IIN.	58

Abbildung 54: a) grober, trüber Dolomit und Anwachssaum, Dünnschliff 53, IIN; b) trüber Dolomit mit Magnesitrelikten, Dünnschliff 53, +N; c) BSE Bild des Anwachssaums, dunkelgrau: Fe-armer Dolomit, hellgrau: Fe-reicher Dolomit.	59
Abbildung 55: organischer Detritus (Pfeile) in dunkler Grundmasse, Dünnschliff 34, IIN, a) Bildbreite 1,77 mm; b) Bildbreite 0,354 mm.	60
Abbildung 56: a) chloritreiche Lage mit Bläschen (Phyllosilikat zementiert), Dünnschliff 38, +N, Bildbreite 0,885 mm; b) chloritreiche Lage mit Titanit in kalzitischer Grundmasse, Dünnschliff 72, IIN, Bildbreite 1,77 mm; Py Pyrit, Ttn Titanit, Chl Chlorit, Kal Kalzit.	61
Abbildung 57: a) violetter Kalk mit weißem Kalzitgang; b) Pyroklast mit kalzitementierten Bläschen in violetter Kalk, Dünnschliff 56-1, +N, Bildbreite 3,84 mm.	62
Abbildung 58: hypidiomorphe Pyritkristalle mit Faserkalzit in Druckschatten, Dünnschliff 66, IIN, Bildbreite 0,885 mm.	62
Abbildung 59: a) Apatitstängel und Anatasskelett in feiner Grundmasse, Dünnschliff 68, IIN, Bildbreite 2,67 mm; b) Chlorit, Anatasskelettkristalle und Apatit in feiner Grundmasse, Dünnschliff 68, IIN, Bildbreite 2,67 mm; Ap Apatit, Ant Anatas, Chl Chlorit, Qz Quarz.	63
Abbildung 60: Quarzit mit gröberkristallinen Quarz- und Dolomitadern, Dünnschliff 75, +N, Bildbreite 3,84 mm.	64
Abbildung 61: Dolomit mit Quarzkristallen, Dünnschliff 74, +N, Bildbreite 1,77 mm.	65
Abbildung 62: hangender schwarzer Tonschiefer mit idiomorphen Dolomitkristallen und Quarzadern, Dünnschliff 84, +N, Bildbreite 1,77 mm.	65
Abbildung 63: feinkristalliner Lydit und Pyrit mit Faserquarz, Dünnschliff 82, +N, Bildbreite 0,885 mm.	66
Abbildung 64: Tuffkomponente, schwarz: Ti-Phasen, Dünnschliff 69, IIN, Bildbreite 3,84 mm.	67
Abbildung 65: Grundmasse aus Chlorit und Quarz mit (hyp-) idiomorphen Dolomitkristallen, feiner Quarzader und sc-Gefüge (S: Schieferungsfläche; C: Scherfläche), Dünnschliff 81, Bildbreite 3,84 mm; a) IIN; b) +N.	67
Abbildung 66: Pyroklastische Komponente aus feinen Feldspatleisten, Anatas und Chlorit mit Phyllosilikat- zementierten Bläschen, Dünnschliff 79, Bildbreite 1,77 mm; a) IIN; b) +N.	68
Abbildung 67: a) Quarzkristall, Plagioklasleiste und Dolomit in Grundmasse, Dünnschliff 79, +N, Bildbreite 0,885 mm; b) Kalifeldspat mit perthitischer Entmischung wird von Dolomit verdrängt, Dünnschliff 79, +N, Bildbreite 0,885 mm.	69
Abbildung 68: Kalkschiefer mit Quarzkristallen und grobkristalliner Kalzitader, Dünnschliff 77, +N, Bildbreite 3,84 mm.	69
Abbildung 69: Polpunkte der Schichtung (blau) und Bänderung (rot) a) in Revier VI Süd; b) bei der Wendel SH 294 m.	70
Abbildung 70: a) Polpunkte der Bänderung in Horizont XII; b) Polpunktdichte der Bänderung und Polpunkte der Schichtflächen in Horizont XII.	71
Abbildung 71: Polpunkte der Schichtung (blau) und Bänderung (rot) im südlichen Bereich von Horizont XII.	71
Abbildung 72: a) Polpunkte und Polpunktdichte der Bänderung in Revier II Nord.	72
Abbildung 73: a) Polpunkte der Bänderung im Tagbau; b) Polpunkte der Schieferung des Metatuffits, Tagbau (Etagen 3 und 3a).	73

Abbildung 74: a) Polpunkte der Schieferung in hangendem schwarzem und grünem Tonschiefer, Lydit und Metatuff, Tagbau (Etage 2); b) Polpunkte der Schieferung im Kalkschiefer der Kogler Formation, Tagbau (Etage 2).....	73
Abbildung 75: Polpunkte und Polpunktdichte der Störungen.....	74
Abbildung 76: Fossilreste in grauem Dolomit (siehe auch Abbildung 15a).....	75
Abbildung 77: Detailprofile Horizont XII, Revier VI, Wendel SH 294 m und Tagbau; Legende in Anhang 7.....	76
Abbildung 78: a) Magnesit (1) in Dolomit (2); b) Rosszahndolomit (weiß) in Magnesit (braun).....	79
Abbildung 79: Detailprofile der Bohrungen; Legende in Anhang 7.....	80
Abbildung 80: Variationsdiagramm FeO- MgO für Magnesit (blaue Rauten) und Dolomit (grüne Quadrate) (ICP Gesamtgesteinsanalyse); FeO* berechnet aus Fe ₂ O ₃ (tot).....	83
Abbildung 81: Variationsdiagramm MnO- FeO für Magnesit (blaue Symbole) und Dolomit (grüne Symbole) zeigt positive Korrelation (ICP Gesamtgesteinsanalyse); FeO* berechnet aus Fe ₂ O ₃ (tot).....	84
Abbildung 82: Variationsdiagramme von Al ₂ O ₃ - SiO ₂ , TiO ₂ - SiO ₂ und TiO ₂ - Al ₂ O ₃ der Magnesitproben zeigen positive Korrelation (ICP Gesamtgesteinsanalysen).....	85
Abbildung 83: a) Positive Korrelation zwischen der Summe der leichten SEE- und Al ₂ O ₃ -Gehalte in Magnesit (blaue Symbole) und Dolomit (grüne Symbole) b) Positive Korrelation zwischen der Summe der SEE- und Ca-Gehalte in Magnesit.....	87
Abbildung 84: Chondrit normierte SEE-Muster von Magnesit a) alle Magnesitproben; b) ausgewählte Magnesitproben.....	88
Abbildung 85: Chondrit normierte SEE-Muster von Dolomit.....	89
Abbildung 86: Chondrit normierte SEE-Muster von a) Kalken im Hangenden des Karbonatkörpers und b) Nebengesteinen im Liegenden und Hangenden.....	90
Abbildung 87: Magnesit, früher und später Dolomit, Breunnerit (Probe 64-2) und Mesitin (Probe 58-1) im Dreiecksdiagramm MgO – FeO – CaO.....	91
Abbildung 88: a) BSE Bild von zonierte Dolomit (Probe 46) und Profillinie (46 line 3); b) Elektronenstrahlmikrosondedaten entlang des Messprofils 46 line 3, Messpunktabstand 50 µm.....	93
Abbildung 89: Chloritklassifikation nach Hey (1954); grün: Probe 12; blau: Probe 13; gelb: Probe 49 (apfu Atome pro Formeleinheit).....	96
Abbildung 90: Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope von Magnesit und frühen und späten Dolomiten.....	97
Abbildung 91: Verteilung von Sr, Ba, Cr, Ni und Co-Gehalten (log ppm) in Magnesiten aus unterschiedlichen Environments (Möller 1989) und in Magnesit der Breitenau (rot schraffiert: eigene Daten, grün schraffiert: Tufar 2001b).....	107
Abbildung 92: Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope von Magnesiten (Schroll 1997) und neue Daten für den Magnesit der Breitenau (rot schraffierter Bereich)....	109
Abbildung 93: a) metasomatische Grenze zwischen Ds und Mpg; b) braun angewitterte Magnesitspaten in Dolomit.....	112
Abbildung 94: Unterschiedliche bathymetrische Bedingungen in den Becken des Grazer Paläozoikums (Silur/ Devon) (Fritz & Neubauer 1988).....	114
Abbildung 95: Eingliederung der Kristallisationsabfolge in die geologischen Ereignisse.....	117
Abbildung 96: a) BSE Bild von zonierte Dolomit (Probe 53) und Mikrosondedaten entlang Messprofil 53 line 1, Messpunktabstand 75 µm; b) BSE Bild von	

zonierte Dolomit (Probe 53) und Mikrosondedaten entlang Messprofil 53 line 2, Messpunktabstand 50 µm.....	153
Abbildung 97: a) BSE Bild von zonierte Dolomit (Probe 46) und Mikrosondedaten entlang Messprofil 46 line 1, Messpunktabstand 50 µm; b) BSE Bild von zonierte Dolomit (Probe 46) und Mikrosondedaten entlang Messprofil 46 line 2, Messpunktabstand 50 µm.....	154
Abbildung 98: Ramanspektrum von Magnesit, gemessen an Probe 28.....	158
Abbildung 99: Ramanspektrum von Dolomit, gemessen an Probe 49.....	158
Abbildung 100: Ramanspektrum von Kalzit, gemessen an Probe 66.....	158
Abbildung 101: Ramanspektrum von Breunnerit, gemessen an Probe 64-2.....	159
Abbildung 102: Ramanspektrum von Mesitin, gemessen an Probe 58-1.....	159
Abbildung 103: Ramanspektrum von Fe-reichem Dolomit, gemessen an Probe 79 ..	159
Abbildung 104: Ramanspektrum von C _{org} , gemessen an Probe 63.....	160
Abbildung 105: Ramanspektrum von Hämatit und Magnesit (unbeschriftete Peaks), gemessen an Probe 2.....	160
Abbildung 106: Ramanspektrum von Apatit, gemessen an Probe 68.....	160
Abbildung 107: Ramanspektrum von Rutil, gemessen an Probe 54.....	161
Abbildung 108: Ramanspektrum von Anatas, gemessen an Probe 8.....	161
Abbildung 109: Ramanspektrum von Brookit, gemessen an Probe 46.....	161
Abbildung 110: Ramanspektrum von Zirkon, gemessen an Probe 28.....	162
Abbildung 111: Ramanspektrum von Fuchsit, gemessen an Probe 56-1.....	162
Abbildung 112: Ramanspektrum von Quarz, gemessen an Probe 68.....	162
Abbildung 113: Ramanspektrum von Chlorit, gemessen an Probe 58.....	163
Abbildung 114: Ramanspektrum von Plagioklas, gemessen an Probe 66.....	163
Abbildung 115: Ramanspektrum von Pyrit, gemessen an Probe 63.....	163
Abbildung 116: Ramanspektrum von Titanit, gemessen an Probe 72.....	164
Abbildung 117: Ramanspektrum einer nicht näher bestimmten opaken Phase (Vanadat?), gemessen an Probe 64-1.....	164

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Korrelationskoeffizienten (r) für Hauptelementoxide von Magnesit (ICP Gesamtgesteinsanalyse).....	84
Tabelle 2: Anzahl der Kationen von Chlorit auf Basis von 28 Sauerstoffatomen (Probe 12).....	94
Tabelle 3: Anzahl der Kationen von Chlorit auf Basis von 28 Sauerstoffatomen (Probe 13).....	94
Tabelle 4: Anzahl der Kationen von Chlorit auf Basis von 28 Sauerstoffatomen (Probe 49).....	95
Tabelle 5: Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope von Magnesit und frühen und späten Dolomiten (Abkürzungen siehe Anhang 1).....	98
Tabelle 6: Abkürzungen der Magnesit- und Dolomittypen.....	134
Tabelle 7: Probenliste der Magnesit-, Dolomit- und Nebengesteinsproben.....	135
Tabelle 8: Bänderung von Magnesit und Dolomit.....	137
Tabelle 9: Schichtung/ Schieferung im Bereich der Lagerstätte (TS Tonschiefer).....	141

Tabelle 10: Störungen im Bereich der Lagerstätte.....	143
Tabelle 11: Rohdaten der Mikrosondenanalyse von Magnesit, Dolomit, Breunnerit und Mesitin	145
Tabelle 12: Rohdaten der Mikrosondenanalyse von zoniertem Dolomit (Angaben in Masse- %)..	150
Tabelle 13: Rohdaten der Mikrosondenanalyse von Chlorit (Angaben in Masse-%) ..	155
Tabelle 14: Rohdaten der Haupt- und Spurenelementanalysen durch Activation Laboratories Ltd.....	156

Anhang

1. Abkürzungen

Tabelle 6: Abkürzungen der Magnesit- und Dolomittypen

massiger Magnesit	Mm
gebänderter Magnesit	Mgeb
fleckiger Magnesit	Mf
Magnesitsonnen	MS
weißer grobkristalliner Magnesit	Mwg
grauer Magnesit	Mg
grau gebänderter Magnesit	Mggeb
grauer feinkristalliner Magnesit	Mgf
roter Magnesit	Mr
dunkelgrauer feinkristalliner Magnesit	Mdgr
pinolitischer Magnesit	Mpf, Mpg
grobe zonierte Magnesitkristalle	Mzon
grobkörniger gleichkörniger Magnesit	Mgk
feinkörniger Magnesit	Mfk
idiomorpher Magnesit	Mi
schwarze Magnesitkristalle	Ms
schwarze Magnesitkristalle, von Stylolithen ausgehend	Msstylo
grauer feingebänderter Dolomit	Dfgeb
grauer bis graugebänderter Dolomit	Dg
schwarzer Dolomit	Ds
roter Dolomit	Dr
rot- fleckiger Dolomit	Drf
dunkelgrauer feingebankter Dolomit	Dgf
dolomitische Brekzie	DB
Grobe, weiße Dolomitkristalle (Rosszähne)	RZ
Störungsdolomit	DStg
Dolomit in Gängen/ Kluffüllungen	DGKf
idiomorpher Dolomit	Di
Kokardendolomit	Dkok
grobkavernöser Dolomit	Dkav
grobe milchige Dolomitkristalle	Dm

2. Probenliste

Tabelle 7: Probenliste der Magnesit-, Dolomit- und Nebengesteinsproben

Probennr.	Lithologie	Magnesit-/Dolomittyp	Lokalität	Dünnschliffnr.	Geochemie	Mikrosonde	Isotopen	Conodonten
1	Magnesit	Ms	Revier VI	1				
2	Übergang Magnesit/Dolomit	Dr-Mr-Mgf	Revier VI	2-1,2-2,2-3				
3	Magnesit	Mg	Revier VI	3	3		3	
5	Magnesit	Mpg	Revier VI	5	5		5	
6	Magnesit	Mpf	Revier VI	6-1,6-2	6	6-1		
7	Dolomit	Di	Revier VI	7				
8	Dolomit	Ds	Revier VI	8				
10	Magnesit	Mpf	Revier VI	10-1,10-2				
11	Magnesit	Mfk	Revier VI	11				
12	Magnesit	Mzon, Mpf	Revier VI	12		12	12	
13	Magnesit	Mm-Mgeb	Revier VI	13		13		
15	Magnesit	Mgeb	Revier VI	15			15	
16	Dolomit-Magnesit	Ds,Mpg	Revier VI	16-1,16-2,16-3				
17	Dolomit	Dstg	Revier VI	17	17		17	
18	dunkelgrau-schwarzer Schiefer		Revier VI	18	18			
20	Dolomit	Dg	Revier VI	20-1,20-2,20-3	20			
21a	Dolomit	Dr	Revier VI	21a-1,21a-2	21a		21a	21a
21b	Dolomit	Dr	Revier VI	21b-1,21b-2				21b
22a	Dolomit	Dg	Revier VI				B 22a	22a
22b	Dolomit	Dg	Revier VI					22b
23	Dolomit	Dg	Revier VI	23				23
24	Dolomit	Ds	Revier VI	24				24
25	Dolomit	Dg	Revier VI				25	25
26	Dolomit	Ds	Revier VI	26	26		26	
27a	Dolomit	Dkok	Revier VI	27a			B 27a	
27b	Dolomit	Dkok	Revier VI				27b	
27c	Dolomit	Dkok	Revier VI	27c-1,27c-2				
28	Magnesit	Mgeb	Revier VI	28	28a,28b	28	B 28,28	
29	Dolomit	Dgf	Wendel, Sh 294 m	29	29		29	
30	Dolomit	DB	Wendel, Sh 294 m	30-1,30-2	30		30	
31	Magnesit	Mgeb	Horizont XII	31	31		B 31	
32	Magnesit	Mgeb	Horizont XII	32			32	
33	Magnesit	Mf, MS	Horizont XII		33a,33b		33	
34	schwarzer Schiefer		Revier III Süd	34				
36	Dolomit-Magnesit	Ds,Ms	Horizont XII	36-1,36-2,36-3				
37	Magnesit	Mggeb	Horizont XII	37	37		37	
38	Metatuffit		Revier III Süd	38	38			
39	Magnesit	Mgf	Wendel, Sh 294 m	39			39	
40	Magnesit	Mr	Wendel, Sh 294 m				40	
41	Magnesit	Mr,Mgf	Wendel, Sh 294 m	41				

42	Magnetit	Mgf	Wendel, Sh 294 m	42	42		
43	Magnetit	Mgf,Mr	Wendel, Sh 294 m				
44	Magnetit	Mgf,Mr	Wendel, Sh 294 m		44		
45	Dolomit	Dg	Wendel, Sh 294 m	45			
46	Dolomit	Drf	Wendel, Sh 294 m	46	46	46	46
47	Magnetit	Mpg	Wendel, Sh 294 m	47			
48	Magnetit	Mgf	Wendel, Sh 294 m	48		48	
49	Magnetit	Mgk	Wendel, Sh 294 m	49	49	49	B 49,49
50	Magnetit	Mpg	Wendel, Sh 294 m	50			
51	Dolomit	Dg	Wendel, Sh 294 m	51			51
52	Dolomit	Dkav,Dm	Horizont XII	52			
53	Dolomit	Dkav,Dm	Horizont XII	53	53	53	B 53a,B 53b
54	Magnetit	Mdgm	Wendel, Sh 294 m	54	54		
55	Siltschiefer		Wendel, Sh 294 m	55	55		
56	violetter Kalk		Tagbau,Etage 3	56-1,56-2	56		
57	Dolomit	Dr	Wendel, Sh 294 m		57		
58-1	dunkelgrau-schwarzer Schiefer		Tagbau,Etage 4	58-1		58-1	
58-2	dunkelgrau-schwarzer Schiefer		Tagbau,Etage 4	58-2			
61a	Dolomit	Dfgeb	Revier II Nord	61a-1,61a-2	61	61a-1	
61b	Dolomit	Dfgeb	Revier II Nord	61b			
63	Dolomit	Dfgeb,RZ	Revier II Nord	63-1,63-2	63		
64-1	grüner Tonschiefer		Revier II Nord	64-1			
64-2	roter Tonschiefer		Revier II Nord	64-2	64-2	64-2	
66	pyritreiches Kalkband		Tagbau,Etage 3	66	66		
67	Dolomit hellgrau		Tagbau,Etage 3	67	67		
68	alterierter Diabas		Tagbau,Etage 3a	68	68		
69	Kalkband		Tagbau,Etage 3	69	69		
70	dunkelgrau-schwarzer Schiefer		Tagbau,Etage 4		70		
71	dunkelgrau-schwarzer Schiefer		Tagbau,Etage 4		71		
72	Metatuffit		Tagbau,Etage 3a	72	72		
73	Metatuffit		Tagbau,Etage 3		73		
74	siltiger Dolomit		Tagbau,Nordkogel	74	74		
75	schwarzer Quarzit		Tagbau,Etage 3a	75	75		
76	grüner Tonschiefer		Revier II Nord		76		
77	Kalkschiefer		Tagbau,Etage 2	77	77		
78	Metatuff		Tagbau,Etage 2	U 1	78		
79	Metatuff		Tagbau,Etage 2	79			
80	Grünschiefer		Tagbau,Etage 2	80	80		
81	Tonschiefer gebändert	schwarz-grün	Tagbau,Etage 2	81	81		
82	Lydit		Tagbau,Etage 2	82	82		
83	Dolomit	DStg	Tagbau,Etage 4		83		
84	schwarzer Tonschiefer		Tagbau,Etage 2	84	84		
85	Magnetit	Mw,Mi	Revier III Süd 2	85-1,85-2,85-3			
RZ 2	Dolomit	RZ	Tagbau,Etage 4	RZ 2			
RZ 3	Dolomit	RZ	Tagbau,Etage 4	RZ 3			

3. Gefügedaten

Tabelle 8: Bänderung von Magnesit und Dolomit, Fläche aus Linear 1 und 2 berechnet.

Fläche		Linear 1		Linear 2		Lithologie	Lokalität
Einfallsrichtung	Einfallswinkel	Richtung	Winkel	Richtung	Winkel		
112	29	170	16	124	28	Magnesit	Wendel SH 294
153	32	194	25	104	22	Magnesit	Wendel SH 294
42	35					Magnesit	Wendel SH 294
108	76					Magnesit	Wendel SH 294
106	80					Magnesit	Wendel SH 294
74	20					Magnesit	Wendel SH 294
254	10					Magnesit	Horizont XII
301	19	214	1	320	18	Magnesit	Horizont XII
150	5					Magnesit	Horizont XII
145	15					Magnesit	Horizont XII
130	5					Magnesit	Horizont XII
136	76					Magnesit	Horizont XII
160	50					Magnesit	Horizont XII
160	50					Magnesit	Horizont XII
170	35					Magnesit	Horizont XII
204	85					Magnesit	Horizont XII
242	65					Magnesit	Horizont XII
252	55					Magnesit	Horizont XII
250	25					Magnesit	Horizont XII
228	35					Magnesit	Horizont XII
184	68					Magnesit	Horizont XII
162	56					Magnesit	Horizont XII
212	22					Magnesit	Horizont XII
234	28					Magnesit	Horizont XII
230	28					Magnesit	Horizont XII
62	85					Magnesit	Revier VI Süd
122	45					Magnesit	Revier VI Süd
102	45					Magnesit	Revier VI Süd
112	55					Magnesit	Revier VI Süd
116	25					Magnesit	Revier VI Süd
108	68					Magnesit	Revier VI Süd
123	23	201	5	94	20	Magnesit	Revier VI Süd
136	48					Magnesit	Revier VI Süd
110	35					Magnesit	Revier VI Süd
120	20					Magnesit	Revier VI Süd
124	46					Magnesit	Revier VI Süd
92	41	75	40	150	25	Magnesit	Revier VI Süd
75	75					Magnesit	Revier VI Süd
150	68					Magnesit	Revier VI Süd
160	61					Magnesit	Revier VI Süd
130	75					Magnesit	Revier VI Süd
131	42					Magnesit	Revier VI Süd
117	25					Magnesit	Revier VI Süd
209	54	274	30	158	41	Dfgeb	Revier II Nord
131	28	83	20	172	22	Dfgeb	Revier II Nord
108	28					Dfgeb	Revier II Nord

Fläche		Linear 1		Linear 2		Lithologie	Lokalität
Einfallsrichtung	Einfallswinkel	Richtung	Winkel	Richtung	Winkel		
318	28	32	8	290	25	Dfgeb	Revier II Nord
139	51	207	25	102	45	Dfgeb	Revier II Nord
176	64	222	55	88	5	Dfgeb	Revier II Nord
261	25	257	25	338	6	Dfgeb	Revier II Nord
237	37	180	22	280	29	Dfgeb	Revier II Nord
218	33	278	18	204	32	Dfgeb	Revier II Nord
157	49	214	32	80	14	Dfgeb	Revier II Nord
229	34	310	6	265	29	Dfgeb	Revier II Nord
258	26	333	7	258	26	Dfgeb	Revier II Nord
240	49	212	45	301	29	Dfgeb	Revier II Nord
239	17	212	15	257	16	Dfgeb	Revier II Nord
342	25	318	23	344	25	Dfgeb	Revier II Nord
3	27	323	21	341	25	Dfgeb	Revier II Nord
206	18	148	10	214	18	Dfgeb	Revier II Nord
332	26	310	24	9	21	Dfgeb	Revier II Nord
164	55	228	32	132	50	Dfgeb	Revier II Nord
225	42	210	41	304	10	Dfgeb	Revier II Nord
232	36	234	36	314	6	Dfgeb	Revier II Nord
196	45	262	22	176	43	Dfgeb	Revier II Nord
181	43	246	21	138	34	Dfgeb	Revier II Nord
241	13	258	12	174	5	Dfgeb	Revier II Nord
132	10					Dfgeb	Revier II Nord
219	44	178	36	264	34	Dfgeb	Revier II Nord
186	50	218	45	260	18	Dfgeb	Revier II Nord
244	46	226	45	308	25	Dfgeb	Revier II Nord
293	59	222	29	354	39	Dfgeb	Revier II Nord
60	36					Dfgeb	Revier II Nord
214	37	233	36	179	32	Dfgeb	Revier II Nord
215	34					Dfgeb	Revier II Nord
297	82	212	29	208	5	Dfgeb	Revier II Nord
197	51	194	51	282	6	Dfgeb	Revier II Nord
230	54	210	52	308	16	Dfgeb	Revier II Nord
92	40	63	36	146	26	Dfgeb	Revier II Nord
354	14	8	14	272	2	Dfgeb	Revier II Nord
26	28	60	24	336	19	Dfgeb	Revier II Nord
109	13	71	10	128	12	Dfgeb	Revier II Nord
52	21	62	21	340	7	Dfgeb	Revier II Nord
275	21	352	5	254	20	Dfgeb	Revier II Nord
78	16	72	16	135	9	Dfgeb	Revier II Nord
40	60					Dfgeb	Revier II Nord
2	35					Dfgeb	Revier II Nord
15	6	346	5	84	2	Dfgeb	Revier II Nord
29	23	114	2	68	18	Dfgeb	Revier II Nord
286	18	230	10	330	13	Dfgeb	Revier II Nord
286	16					Dfgeb	Revier II Nord
165	16	234	6	143	15	Dfgeb	Revier II Nord
29	29	47	28	335	18	Dfgeb	Revier II Nord
57	43	328	1	32	40	Dfgeb	Revier II Nord
277	25	198	5	276	25	Dfgeb	Revier II Nord
316	40	25	17	266	28	Dfgeb	Revier II Nord
67	5	348	1	86	5	Dfgeb	Revier II Nord
34	28	12	26	114	5	Dfgeb	Revier II Nord
206	7	288	1	170	6	Dfgeb	Revier II Nord

Fläche		Linear 1		Linear 2		Lithologie	Lokalität
Einfallsrichtung	Einfallswinkel	Richtung	Winkel	Richtung	Winkel		
13	29	72	16	322	19	Dfgeb	Revier II Nord
20	29	294	2	72	19	Dfgeb	Revier II Nord
5	29	55	20	284	5	Dfgeb	Revier II Nord
360	16	69	6	316	12	Dfgeb	Revier II Nord
93	17	53	13	170	4	Dfgeb	Revier II Nord
290	12	356	5	266	11	Dfgeb	Revier II Nord
268	36	195	12	328	20	Dfgeb	Revier II Nord
108	20	150	15	32	5	Dfgeb	Revier II Nord
299	19	316	18	14	5	Dfgeb	Revier II Nord
248	26	323	7	232	25	Dfgeb	Revier II Nord
253	24	218	20	314	12	Dfgeb	Revier II Nord
248	31	227	29	290	24	Dfgeb	Revier II Nord
224	35	272	25	190	30	Dfgeb	Revier II Nord
174	33	200	30	86	1	Dfgeb	Revier II Nord
243	35	320	9	268	32	Dfgeb	Revier II Nord
266	15	212	9	260	15	Dfgeb	Revier II Nord
244	35	213	31	261	34	Dfgeb	Revier II Nord
224	26	153	9	246	24	Dfgeb	Revier II Nord
207	35	196	35	256	25	Dfgeb	Revier II Nord
222	22	280	12	217	22	Dfgeb	Revier II Nord
264	25	194	9	268	25	Dfgeb	Revier II Nord
265	39	200	19	289	37	Dfgeb	Revier II Nord
227	35	252	32	185	27	Dfgeb	Revier II Nord
206	31	270	15	170	26	Dfgeb	Revier II Nord
169	45	174	45	250	9	Dfgeb	Revier II Nord
260	30	224	25	257	30	Dfgeb	Revier II Nord
224	35	208	34	259	30	Dfgeb	Revier II Nord
218	25	213	25	270	16	Dfgeb	Revier II Nord
194	37	249	24	128	17	Dfgeb	Revier II Nord
235	40	318	6	270	35	Dfgeb	Revier II Nord
231	40	150	8	280	29	Dfgeb	Revier II Nord
245	43	238	43	300	28	Dfgeb	Revier II Nord
252	34	177	10	272	32	Dfgeb	Revier II Nord
247	22	272	20	202	16	Dfgeb	Revier II Nord
231	30	262	26	190	23	Dfgeb	Revier II Nord
233	39	189	30	284	27	Dfgeb	Revier II Nord
71	31	54	30	124	20	Dfgeb	Revier II Nord
189	50	261	20	222	45	Dfgeb	Revier II Nord
208	23	120	1	228	22	Dfgeb	Revier II Nord
239	32	197	25	262	30	Dfgeb	Revier II Nord
217	20	179	16	271	12	Dfgeb	Revier II Nord
200	29	164	24	258	16	Dfgeb	Revier II Nord
216	27	180	22	244	24	Dfgeb	Revier II Nord
221	19	210	19	266	14	Dfgeb	Revier II Nord
241	30	190	20	226	29	Dfgeb	Revier II Nord
176	35	177	35	248	12	Dfgeb	Revier II Nord
233	23	155	5	262	20	Dfgeb	Revier II Nord
191	29	167	27	255	14	Dfgeb	Revier II Nord
202	39	165	33	268	18	Dfgeb	Revier II Nord
219	20	146	6	233	19	Dfgeb	Revier II Nord
210	36	156	23	249	29	Dfgeb	Revier II Nord
89	24	120	21	53	20	Dfgeb	Revier II Nord
140	23					Dfgeb	Revier II Nord

Fläche		Linear 1		Linear 2		Lithologie	Lokalität
Einfallsrichtung	Einfallswinkel	Richtung	Winkel	Richtung	Winkel		
198	32					Dfgeb	Revier II Nord
245	38	163	6	264	37	Magnesit	Revier II Nord
201	43	282	8	215	42	Magnesit	Revier II Nord
114	14	40	4	80	12	Magnesit	Revier II Nord
29	24	68	19	333	14	Dfgeb	Revier II Nord
224	29	228	29	312	1	Dfgeb	Revier II Nord
259	28	207	18	260	28	Dfgeb	Revier II Nord
143	12	112	10	228	1	Dfgeb	Tagbau, Etage 4
220	41	172	30	253	36	Dfgeb	Tagbau, Etage 4
255	62					Dfgeb	Tagbau, Etage 4
242	30	170	10	247	30	Dfgeb	Tagbau, Etage 4
151	49	182	45	86	26	Mm-Mgeb	Tagbau, Etage 5
340	29						Tagbau, Etage 5
316	12	37	2	314	12	Mgeb	Tagbau, Etage 5
17	17	45	15	332	12	Mgeb	Tagbau, Etage 5
79	45	166	3	78	45	Mgeb	Tagbau, Etage 5
237	39	303	18	206	35	Mgeb	Tagbau, Etage 5
94	20					Mm-Mgeb	Tagbau, Etage 4
68	25					Mm-Mgeb	Tagbau, Etage 4
158	54	221	32	146	53	Mm-Mgeb	Horizont XII
125	57	116	57	157	53	Mm-Mgeb	Horizont XII
226	29	203	27	262	24	Mggeb	Horizont XII
226	31					Mggeb	Horizont XII
215	25					Mggeb	Horizont XII
301	26	247	16	316	25	Mggeb	Horizont XII
170	23					Mm-Mgeb	Horizont XII
182	24					Mm-Mgeb	Horizont XII
156	26	218	13	160	26	Mm-Mgeb	Horizont XII
214	30	250	25	160	19	Mm-Mgeb	Horizont XII
232	31					Mm-Mgeb	Horizont XII
142	67	168	65	150	67	Mgeb	Horizont XII
126	64	130	64	174	54	Mgeb	Horizont XII
255	31					Mgeb	Horizont XII
248	16					Mgeb	Horizont XII
213	6	201	6	142	2	Mgeb	Horizont XII
240	25					Mgeb, grob	Horizont XII
247	20					Mgeb, grob	Horizont XII
258	28					Mgeb, grob	Horizont XII
284	26					Mgeb, grob	Horizont XII
158	20	82	5	206	14	Mggeb	Horizont XII
193	32	120	10	245	21	Mggeb	Horizont XII
152	30	205	19	65	2	Mggeb	Horizont XII
275	26	208	11	318	20	Mggeb	Horizont XII
236	41	276	34	218	40	Mggeb	Horizont XII
191	18					Mggeb	Horizont XII
237	16					Mggeb	Horizont XII
200	21					Mggeb	Horizont XII
256	24					Mggeb	Horizont XII
222	20					Mggeb	Horizont XII
248	20					Mggeb	Horizont XII
226	19					Mggeb	Horizont XII
275	32					Mgeb grob	Horizont XII
287	19					Mgeb grob	Horizont XII

Fläche		Linear 1		Linear 2		Lithologie	Lokalität
Einfallsrichtung	Einfallswinkel	Richtung	Winkel	Richtung	Winkel		
258	31					Mgeb grob	Horizont XII
292	37	242	26	210	6	Mgeb grob	Horizont XII
291	24	341	16	12	4	Mgeb grob	Horizont XII
280	20					Mgeb grob	Horizont XII
257	22					Mgeb grob	Horizont XII
263	65					Mggeb	Horizont XII
232	25					Mggeb	Horizont XII
239	25					Mggeb	Horizont XII
238	21	238	21	185	13	Mggeb	Horizont XII
225	26	244	25	168	15	Mggeb	Horizont XII
181	11	140	8	201	10	Mggeb	Horizont XII
223	54	148	20	190	49	Mgeb	Horizont XII
233	55					Mgeb	Horizont XII
232	45					Mgeb	Horizont XII
200	55	168	51	210	55	Mgeb	Horizont XII
228	55					Mgeb	Horizont XII
217	61	156	41	220	61	Mgeb	Horizont XII
209	60	134	25	190	59	Mgeb	Horizont XII
251	71	175	35	209	65	Mgeb	Horizont XII
145	22	225	4	136	22	Mgeb	Horizont XII
236	25					Mgeb	Horizont XII
229	22	142	1	214	21	Dfgeb	Tagbau, Etage 4
122	55	140	54	192	26	Dfgeb	Tagbau, Etage 4

Tabelle 9: Schichtung/Schieferung im Bereich der Lagerstätte (TS Tonschiefer)

Einfallsrichtung	Einfallswinkel	Lithologie	Lokalität	Richtung	Winkel	Lithologie	Lokalität
140	60	Dolomit	Wendel SH 294	192	26	Metatuffit	Tagbau, Et. 3a
140	40	Dolomit	Wendel SH 294	158	26	Metatuffit	Tagbau, Et. 3a
152	60	Dolomit	Wendel SH 294	220	35	Metatuffit	Tagbau, Et. 3a
146	48	Dolomit	Wendel SH 294	223	30	Metatuffit	Tagbau, Et. 3a
142	34	Dolomit	Wendel SH 294	210	50	Metatuffit	Tagbau, Et. 3a
130	19	Dolomit	Wendel SH 294	205	35	Metatuffit	Tagbau, Et. 3a
138	65	Dolomit	Wendel SH 294	172	60	Metatuffit	Tagbau, Et. 3a
160	22	DB	Wendel SH 294	158	22	Metatuffit	Tagbau, Et. 3a
150	35	Dolomit	Wendel SH 294	160	35	Metatuffit	Tagbau, Et. 3a
162	53	Magnesit	Wendel SH 294	174	55	Metatuffit	Tagbau, Et. 3a
174	75	Dolomit	Wendel SH 294	180	34	Metatuffit	Tagbau, Et. 3a
154	30	Magnesit	Wendel SH 294	156	51	Metatuffit	Tagbau, Et. 3a
128	48	Magnesit	Wendel SH 294	154	40	Metatuffit	Tagbau, Et. 3a
130	35	Magnesit	Wendel SH 294	158	50	Metatuffit	Tagbau, Et. 3a
122	36	Dolomit	Wendel SH 294	174	50	Metatuffit	Tagbau, Et. 3a
150	45	Dolomit	Wendel SH 294	134	45	Metatuffit	Tagbau, Etage 3
180	30	Dolomit	Wendel SH 294	141	44	Metatuffit	Tagbau, Etage 3
158	30	DB	Wendel SH 294	137	50	Metatuffit	Tagbau, Etage 3
194	42	Magnesit	Wendel SH 294	136	66	Metatuffit	Tagbau, Etage 3
130	33	Dolomit	Wendel SH 294	50	26	TS schwarz	Tagbau, Etage 3
135	28	DB	Wendel SH 294	128	15	Kalkband	Tagbau, Etage 3
150	28	Dolomit	Wendel SH 294	170	26	Metatuffit	Tagbau, Etage 3
133	28	Magnesit	Revier VI Süd	71	26	TS schwarz	Tagbau, Etage 3
142	35	Magnesit	Revier VI Süd	88	25	TS schwarz	Tagbau, Etage 3
123	40	Dolomit	Revier VI Süd	172	70	M	Revier II Nord

Einfallsrichtung	Einfallswinkel	Lithologie	Lokalität	Richtung	Winkel	Lithologie	Lokalität
148	22	Magnetit	Revier VI Süd	214	36	TS,rot grün	Revier II Nord
154	45	Magnetit	Revier VI Süd	204	37	TS,rot grün	Revier II Nord
142	50	Magnetit	Revier VI Süd	143	51	Dg	Horizont XII
162	58	Dolomit	Revier VI Süd	187	49	Dg	Horizont XII
158	42	Dolomit	Revier VI Süd	306	25	Mg	Horizont XII
186	45	Dolomit	Revier VI Süd	302	21	Mg	Horizont XII
136	40	Magnetit	Revier VI Süd	304	21	Mg	Horizont XII
138	40	Magnetit	Revier VI Süd	294	41	Mg	Horizont XII
166	45	Magnetit	Revier VI Süd	191	18	Mggeb	Horizont XII
198	35	Magnetit	Revier VI Süd	205	20	Mggeb	Horizont XII
136	35	Magnetit	Revier VI Süd	200	21	Mggeb	Horizont XII
178	26	Magnetit	Revier VI Süd	197	16	Mm	Horizont XII
184	26	Magnetit	Revier VI Süd	47	59	Metatuff	Tagbau, Etage 2
100	42	Dolomit	Revier VI Süd	70	56	Metatuff	Tagbau, Etage 2
142	50	Dolomit	Revier VI Süd	83	47	Metatuff	Tagbau, Etage 2
245	49	dunkler Schiefer	Tagbau, Etage 4	89	53	Metatuff	Tagbau, Etage 2
104	80	dunkler Schiefer	Tagbau, Etage 4	104	57	Metatuff	Tagbau, Etage 2
268	85	dunkler Schiefer	Tagbau, Etage 4	98	59	Metatuff	Tagbau, Etage 2
245	80	dunkler Schiefer	Tagbau, Etage 4	126	81	TS grün	Tagbau, Etage 2
272	78	dunkler Schiefer	Tagbau, Etage 4	80	79	TS grün	Tagbau, Etage 2
282	42	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	118	65	TS grün	Tagbau, Etage 2
296	45	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	48	75	TS grün	Tagbau, Etage 2
258	70	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	43	70	TS grün	Tagbau, Etage 2
263	21	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	272	61	TS geb.	Tagbau, Etage 2
268	50	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	282	70	TS grün	Tagbau, Etage 2
248	13	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	95	59	TS grün	Tagbau, Etage 2
232	25	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	265	24	TS schwarz	Tagbau, Etage 2
244	51	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	96	49	TS schwarz	Tagbau, Etage 2
237	45	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	44	79	TS schwarz	Tagbau, Etage 2
240	41	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	251	15	TS schwarz	Tagbau, Etage 2
288	25	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	318	89	TS schwarz	Tagbau, Etage 2
271	57	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	285	57	TS schwarz	Tagbau, Etage 2
242	40	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	201	10	TS schwarz	Tagbau, Etage 2
250	43	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	150	18	TS schwarz	Tagbau, Etage 2
263	60	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	135	45	TS schwarz	Tagbau, Etage 2
229	33	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	156	20	TS schwarz	Tagbau, Etage 2
210	48	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	180	31	TS schwarz	Tagbau, Etage 2
116	34	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	187	34	TS schwarz	Tagbau, Etage 2
168	30	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	226	36	TS schwarz	Tagbau, Etage 2
193	74	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	249	17	Kalkschiefer	Tagbau, Etage 2
166	40	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	279	26	Kalkschiefer	Tagbau, Etage 2
220	35	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	133	10	Kalkschiefer	Tagbau, Etage 2
152	38	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	129	15	Kalkschiefer	Tagbau, Etage 2
210	50	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	109	21	Kalkschiefer	Tagbau, Etage 2
208	59	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	187	40	Kalkschiefer	Tagbau, Etage 2
232	27	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	224	24	Kalkschiefer	Tagbau, Etage 2
275	32	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	116	34	Kalkschiefer	Tagbau, Etage 2
242	35	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	128	20	Kalkschiefer	Tagbau, Etage 2
250	30	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	140	35	Kalkschiefer	Tagbau, Etage 2
268	35	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	132	24	Kalkschiefer	Tagbau, Etage 2
280	29	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	110	36	Kalkschiefer	Tagbau, Etage 2
284	44	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	180	20	Kalkschiefer	Tagbau, Etage 2
252	45	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	110	24	Kalkschiefer	Tagbau, Etage 2
254	50	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	168	41	Kalkschiefer	Tagbau, Etage 2

Einfallsrichtung	Einfallswinkel	Lithologie	Lokalität	Richtung	Winkel	Lithologie	Lokalität
244	41	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	255	35	Kalkschiefer	Tagbau, Etage 2
237	36	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	278	39	Kalkschiefer	Tagbau, Etage 2
232	26	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	248	38	Kalkschiefer	Tagbau, Etage 2
220	35	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	263	25	Kalkschiefer	Tagbau, Etage 2
214	36	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	274	40	Kalkschiefer	Tagbau, Etage 2
236	50	Metatuffit	Tagbau, Etage 3	242	20	Kalkschiefer	Tagbau, Etage 2
249	26	Metatuffit	Tagbau, Etage 3 Tagbau, Etage	186	25	Kalkschiefer	Tagbau, Etage 2
172	40	Metatuffit	3a				

Tabelle 10: Störungen im Bereich der Lagerstätte, Nr. Nummerierung der Störungen in den geologischen Karten (Beilage A, B, C, D)

Einfallsrichtung	Einfallswinkel	Lokalität	Nr.	Einfallsrichtung	Einfallswinkel	Lokalität	Nr.
320	66	Horizont XII	1	246	79	Tagbau, Etage 4	1
240	45	Horizont XII	2	232	70	Tagbau, Etage 4	2
159	88	Horizont XII	3	231	75	Tagbau, Etage 4	3
303	86	Horizont XII	4	348	53	Tagbau, Etage 4	4
65	49	Horizont XII	5	286	81	Tagbau, Etage 4	5
22	71	Horizont XII	6	328	59	Tagbau, Etage 4	6
42	84	Horizont XII	7	240	65	Tagbau, Etage 4	7
206	74	Horizont XII	8	330	80	Tagbau, Etage 4	8
321	25	Horizont XII	9	317	40	Tagbau, Etage 4	9
324	30	Horizont XII	10	256	45	Tagbau, Etage 4	10
344	45	Horizont XII	11	252	64	Tagbau, Etage 4	11
325	74	Horizont XII	12	170	89	Tagbau, Etage 4	12
18	68	Horizont XII	13	244	89	Tagbau, Etage 4	13
31	50	Horizont XII	14	312	53	Tagbau, Etage 4	14
90	56	Horizont XII	15	68	59	Tagbau, Etage 4	15
35	56	Horizont XII	16	320	29	Tagbau, Etage 4	16
119	76	Horizont XII	17	292	52	Tagbau, Etage 4	17
77	64	Horizont XII	18	79	80	Tagbau, Etage 4	18
230	34	Horizont XII	19	10	35	Tagbau, Etage 4	19
136	48	Horizont XII	20	62	76	Tagbau, Etage 4	20
80	65	Horizont XII	21	292	83	Tagbau, Etage 4	21
94	58	Horizont XII	22	268	65	Tagbau, Etage 4	22
280	12	Horizont XII	23	120	80	Tagbau, Etage 4	23
100	52	Horizont XII	24	276	85	Tagbau, Etage 4	24
26	82	Horizont XII	25	264	55	Tagbau, Etage 4	25
55	59	Horizont XII	26	122	50	Tagbau, Etage 4	26
260	45	Horizont XII	27	267	70	Tagbau, Etage 4	27
210	47	Horizont XII	28	74	64	Tagbau, Etage 4	28
299	36	Horizont XII	29	216	80	Tagbau, Etage 4	29
82	31	Horizont XII	30	61	69	Tagbau, Etage 4	30
324	74	Horizont XII	31	100	85	Tagbau, Etage 4	31
298	64	Horizont XII	32	19	62	Tagbau, Etage 4	32
306	73	Horizont XII	33	67	45	Tagbau, Etage 4	33
289	35	Horizont XII	34	88	85	Tagbau, Etage 4	34
289	29	Horizont XII	35	78	61	Tagbau, Etage 4	35
298	75	Horizont XII	36	276	92	Tagbau, Etage 4	36
108	85	Horizont XII	37	51	40	Tagbau, Etage 4	37
339	60	Horizont XII	38	289	84	Tagbau, Etage 4	38
290	76	Horizont XII	39	347	65	Tagbau, Etage 4	39
108	85	Horizont XII	40	132	58	Tagbau, Etage 4	40

Einfallsrichtung	Einfallswinkel	Lokalität	Nr.	Einfallsrichtung	Einfallswinkel	Lokalität	Nr.
143	56	Horizont XII	41	240	34	Tagbau, Etage 4	41
177	36	Horizont XII	42	215	66	Tagbau, Etage 4	42
154	39	Horizont XII	43	112	51	Tagbau, Etage 4	43
188	21	Revier VI Süd	1	268	78	Tagbau, Etage 4	44
258	35	Revier VI Süd	2	60	75	Tagbau, Etage 4	45
277	65	Revier VI Süd	3	96	61	Tagbau, Etage 4	46
142	39	Revier VI Süd	4	47	70	Tagbau, Etage 4	47
111	55	Revier VI Süd	5	30	46	Tagbau, Etage 4	48
256	65	Revier VI Süd	6	304	72	Tagbau, Etage 4	49
248	25	Revier VI Süd	7	54	74	Tagbau, Etage 4	50
276	68	Revier VI Süd	8	330	75	Tagbau, Etage 4	51
270	54	Revier VI Süd	9	336	50	Tagbau, Etage 4	52
73	89	Revier VI Süd		85	84	Tagbau, Etage 4	53
105	85	Wendel SH 294 m	1	104	65	Tagbau, Etage 4	54
107	74	Wendel SH 294 m	2	186	42	Tagbau, Etage 5	55
130	19	Wendel SH 294 m	3	96	80	Tagbau, Etage 5	56
322	40	Wendel SH 294 m	4	181	65	Tagbau, Etage 5	57
107	30	Wendel SH 294 m	5	68	65	Tagbau, Etage 5	58
232	68	Wendel SH 294 m	6	16	56	Tagbau, Etage 5	59
216	75	Wendel SH 294 m	7	21	36	Tagbau, Etage 5	60
258	79	Wendel SH 294 m	8	50	40	Tagbau, Etage 5	61
295	35	Wendel SH 294 m	9	80	73	Tagbau, Etage 5	62
116	86	Wendel SH 294 m	10	95	70	Tagbau, Etage 5	63
132	45	Wendel SH 294 m	11	80	70	Tagbau, Etage 5	64
50	85	Wendel SH 294 m	12	66	82	Tagbau, Etage 5	65
114	78	Wendel SH 294 m	13	348	76	Tagbau, Etage 3	66
284	52	Revier II Nord		165	88	Tagbau, Etage 3	67
54	75	Revier II Nord		154	58	Tagbau, Etage 3	68
237	55	Revier II Nord		179	26	Tagbau, Etage 3	69
249	88	Revier II Nord		114	65	Tagbau, Etage 3	70
242	76	Revier II Nord		211	25	Tagbau, Etage 3	71
204	80	Revier II Nord		268	72	Tagbau, Etage 3	72
222	47	Revier II Nord		10	65	Tagbau, Etage 3	73
27	55	Revier II Nord		276	71	Tagbau, Etage 3	74
124	70	Revier II Nord		90	64	Tagbau, Etage 3	75
126	88	Revier II Nord		185	80	Tagbau, Etage 3	76
116	86	Revier II Nord		56	89	Tagbau, Etage 1	77
302	85	Revier II Nord		206	72	Tagbau, Etage 1	78
36	76	Revier II Nord		218	29	Tagbau, Etage 1	79
324	72	Revier II Nord		89	53	Tagbau, Etage 1	80
328	61	Revier II Nord		93	42	Tagbau, Etage 1	81
55	64	Revier II Nord		97	56	Tagbau, Etage 1	82
226	88	Revier II Nord		85	75	Tagbau, Etage 1	83
33	88	Revier II Nord		89	87	Tagbau, Etage 1	84
52	66	Revier II Nord		102	72	Tagbau, Etage 1	85
53	65	Revier II Nord		64	64	Tagbau, Etage 1	86
352	78	Revier II Nord					
134	83	Revier II Nord					
340	60	Revier II Nord					
286	85	Revier II Nord					
100	65	Revier II Nord					
54	75	Revier II Nord					

4. Mikrosondedaten

Tabelle 11: Rohdaten der Mikrosondenanalyse von Magnesit, Dolomit, Breunnerit und Mesitin

Probe	MgO [Masse-%]	MnO [Masse-%]	CaO [Masse-%]	FeO [Masse-%]	SrO [Masse-%]	Total [Masse-%]
MAGNESIT (n=97)						
28 an 1	45,741	0,22	0,867	2,687	0	49,515
28 an 2	45,723	0,213	0,085	2,729	0	48,75
28 an 3	45,321	0,27	1,466	2,598	0	49,655
28 an 4	46,288	0,24	1,311	2,561	0,034	50,434
28 an 5	45,877	0,256	0,467	2,474	0	49,074
28 an 6	45,241	0,179	1,346	2,649	0	49,415
28 an 7	45,53	0,166	0,842	2,549	0	49,087
28 an 8	44,11	0,241	1,068	2,577	0	47,996
28 an 9	46,014	0,194	1,08	2,606	0	49,894
28 an 10	45,51	0,154	0,889	2,575	0,022	49,15
28 an 11	46,287	0,176	0,271	2,461	0,014	49,209
28 an 12	46,234	0,285	0,218	2,772	0	49,509
28 an 13	45,886	0	0,041	2,574	0	48,501
28 an 14	46,057	0,131	0,642	2,578	0	49,408
28 an 4/2	44,836	0,182	1,221	2,71	0	48,949
28 an 15	45,182	0,111	1,266	2,407	0,031	48,997
28 an 16	45,478	0,229	1,222	2,597	0,011	49,537
28 an 17	45,958	0,198	0,972	2,553	0	49,681
28 an 18	45,049	0,247	1,338	2,578	0	49,212
28 an 19	46,025	0	0,043	2,736	0	48,804
48 an 1	45,651	0,06	0,889	2,723	0	49,323
48 an 2	46,575	0,138	0,221	2,788	0,039	49,761
48 an 3	46,04	0,013	0	2,995	0	49,048
48 an 7	46,485	0	0,043	1,957	0	48,485
48 an 8	46,346	0,038	0,011	2,438	0	48,833
48 an 9	45,93	0,145	0,477	2,654	0,045	49,251
48 an 10	46,123	0,112	0,317	2,824	0	49,376
48 an 11	46,246	0	0	2,565	0	48,811
48 an 12	45,933	0,171	0,427	2,7	0,048	49,279
48 an 13	46,255	0	0,039	2,235	0,003	48,532
48 an 14	46,048	0,023	0,003	2,375	0,031	48,48
48 an 15	45,939	0,203	0,859	2,814	0	49,815
6_1 an 1	46,768	0,137	0,13	1,839	0	48,874

Probe	MgO [Masse-%]	MnO [Masse-%]	CaO [Masse-%]	FeO [Masse-%]	SrO [Masse-%]	Total [Masse-%]
6_1 an 3	46,219	0,071	0,72	2,42	0	49,43
6_1 an 4	46,173	0,218	0,863	2,212	0	49,466
6_1 an 5	45,61	0,196	0,964	2,29	0,003	49,063
6_1 an 7	46,552	0,123	0,58	2,314	0,014	49,583
6_1 an 9	46,009	0,109	0,75	2,147	0	49,015
6_1 an 10	45,91	0,176	0,68	2,146	0,039	48,951
6_1 an 11	46,389	0,155	0,826	2,392	0	49,762
6_1 an 13	46,451	0,049	0,163	1,511	0,022	48,196
6_1 an 14	46,873	0,063	0,314	2,578	0,025	49,853
6_1 an 15	45,01	0,124	0,544	2,43	0,011	48,119
6_1 an 16	46,882	0,137	0,166	1,925	0	49,11
6_1 an 17	46,409	0,077	0,108	1,943	0,003	48,54
6_1 an 18	46,728	0,095	0	2,064	0	48,887
6_1 an 20	46,01	0	0	3,598	0,059	49,667
13 an 1	45,83	0,02	0,089	2,194	0,021	48,154
13 an 2	45,734	0,203	1,249	2,46	0	49,646
13 an 3	45,886	0,064	1,138	2,591	0,055	49,734
13 an 4	44,399	0,156	1,151	2,646	0	48,352
13 an 5	45,279	0,205	1,134	2,79	0,005	49,413
13 an 7	46,053	0,189	0,03	2,912	0	49,184
13 an 9	45,646	0,153	0,785	2,74	0,037	49,361
13 an 11	45,475	0,165	0,859	2,559	0,005	49,063
13 an 12	46,383	0,082	0,179	1,817	0	48,461
13 an 13	46,17	0,065	0,193	2,468	0	48,896
13 an 14	45,137	0,15	1,113	2,68	0,018	49,098
13 an 15	45,969	0,149	0,615	2,717	0	49,45
13 an 16	46,734	0,133	0,029	2,16	0	49,056
13 an 17	45,763	0,243	0,914	2,624	0	49,544
13 an 18	45,721	0,126	0,635	2,636	0,011	49,129
13 an 20	46,083	0,126	0,004	2,318	0	48,531
13 an 21	46,297	0	0	1,731	0	48,028
13 an 22	45,777	0,157	0,013	2,561	0	48,508
13 an 23	45,851	0,169	0,58	2,634	0	49,234
12 an 1	46,177	0,097	1,08	1,817	0	49,171
12 an 2	45,947	0,138	0,685	1,791	0	48,561
12 an 3	46,053	0,123	1,263	1,832	0,013	49,284
12 an 4	46,32	0,105	1,112	1,74	0,016	49,293
12 an 5	46,101	0,075	0,996	1,804	0,005	48,981

Probe	MgO [Masse-%]	MnO [Masse-%]	CaO [Masse-%]	FeO [Masse-%]	SrO [Masse-%]	Total [Masse-%]
12 an 6	45,553	0,133	0,655	1,828	0	48,169
12 an 7	46,088	0,058	0,32	2,02	0	48,486
12 an 8	46,292	0,077	0,48	1,733	0	48,582
12 an 9	46,189	0,1	1,019	1,632	0	48,94
12 an 10	46,201	0,132	1,228	1,685	0,026	49,272
12 an 12	46,068	0,045	0,665	1,695	0,008	48,481
12 an 13	46,487	0,099	0,761	1,632	0	48,979
12 an 14	45,913	0,018	0,836	1,699	0,003	48,469
12 an 15	46,027	0,082	0,826	1,687	0,013	48,635
12 an 18	45,549	0,117	1,533	1,765	0,011	48,975
12 an 19	46,49	0,135	0,449	1,808	0	48,882
12 an 20	46,827	0,166	0,051	1,543	0	48,587
12 an 21	46,604	0,137	0,023	1,742	0	48,506
49 an 2	46,786	0,051	0,095	2,043	0,005	48,98
49 an 3	46,193	0	0,116	2,211	0	48,52
49 an 4	45,484	0	0,121	2,354	0,016	47,975
49 an 5	45,935	0,099	0,473	2,157	0	48,664
49 an 7	46,232	0,021	0,222	2,284	0,032	48,791
49 an 11	46,564	0	0,08	2,079	0,005	48,728
49 an 14	45,739	0,104	0,346	2,17	0,003	48,362
49 an 15	46,42	0,016	0,2	2,649	0	49,285
49 an 17	45,548	0	0,218	2,481	0,034	48,281
49 an 19	46,462	0,034	0,287	2,174	0,034	48,991
49 an 22	46,223	0,022	0,114	2,209	0,003	48,571
49 an 23	46,61	0,124	0,195	2,1	0,029	49,058
53 an 13	45,556	0	0,021	5,071	0	50,648
Früher Dolomit (n=32)						
49 an 1	22,03	0,307	29,681	2,041	0	54,059
49 an 8	21,818	0,235	29,197	1,825	0,005	53,08
49 an 9	21,204	0,296	28,033	2,107	0	51,64
49 an 10	23,023	0,066	29,219	0,475	0,03	52,813
49 an 12	21,497	0,385	28,619	2,475	0,021	52,997
49 an 26	22,926	0,179	28,415	0,589	0	52,109
49 an 27	23,064	0,314	27,996	1,078	0,135	52,587
61a1 an 1	24,103	0	28,824	0,787	0,023	53,737
61a1 an 2	22,705	0	28,134	0,873	0,038	51,75
61a1 an 3	21,651	0	27,793	2,346	0,015	51,805
46	21,782	0	27,93	2,527	0,002	52,241

Probe	MgO [Masse-%]	MnO [Masse-%]	CaO [Masse-%]	FeO [Masse-%]	SrO [Masse-%]	Total [Masse-%]
46 an2	21,718	0	27,543	1,596	0	50,857
46 an3	21,545	0	28,489	1,603	0	51,637
46 an4	21,522	0,023	27,569	1,658	0	50,772
46 an5	21,257	0	27,122	1,61	0	49,989
46 an6	19,679	0	24,436	1,63	0	45,745
46 an7	21,744	0	27,119	1,645	0,017	50,525
46 an8	18,747	0,003	23,685	1,883	0	44,318
46 an9	21,23	0	26,243	2,569	0,004	50,046
46 an10	21,419	0	27,539	2,307	0	51,265
61a1 an7	20,751	0	27,331	2,512	0,008	50,602
61a1 an8	21,412	0,018	27,259	2,293	0	50,982
61a1 an9	22,024	0,01	26,951	1,444	0,013	50,442
61a1 an10	22,512	0,021	27,152	1,346	0,023	51,054
61a1 an11	21,775	0,005	27,27	1,98	0	51,03
61a1 an12	21,693	0	27,295	1,937	0	50,925
61a1 an13	21,877	0	27,258	1,334	0,011	50,48
61a1 an14	22,946	0,001	27,522	0,448	0,009	50,926
61a1 an17	21,431	0,019	27,165	2,424	0	51,039
61a1 an18	22,905	0	27,16	0,941	0,006	51,012
61a1 an20	22,646	0	27,356	0,855	0,006	50,863
61a1 an23	22,123	0	26,893	1,539	0	50,555
Dolomiteinschlüsse (n=20)						
6_1 an 12	23,374	0,039	29,655	0,466	0,019	53,553
6_1 an 21	23,712	0,108	28,678	0,501	0,309	53,308
6_1 an 22	23,031	0,157	28,869	0,453	0	52,51
6_1 an 23	24,358	0,208	27,808	0,498	0,356	53,228
6_1 an 24	22,531	0,126	28,991	0,562	0	52,21
6_1 an 25	23,005	0,166	28,422	0,37	0,256	52,219
13 an 6	23,143	0,063	29,479	0,536	0,005	53,226
13 an 8	22,461	0,049	28,741	0,83	0	52,081
13 an 10	22,361	0,204	28,595	1,409	0	52,569
13 an 19	23,105	0,101	29,246	0,564	0,064	53,08
13 an 24	22,832	0,145	29,097	0,657	0	52,731
13 an 25	22,4	0,183	28,521	0,7	0,014	51,818
12 an 11	23,561	0,044	29,896	0,454	0,014	53,969
12 an 16	23,373	0,108	29,244	0,438	0,021	53,184
12 an 17	23,188	0,084	28,505	0,443	0,114	52,334
12 an 22	22,976	0,105	29,432	0,231	0,453	53,197

Probe	MgO [Masse-%]	MnO [Masse-%]	CaO [Masse-%]	FeO [Masse-%]	SrO [Masse-%]	Total [Masse-%]
12 an 23	28,99	0,09	21,31	0,806	0,218	51,414
49 an 6	21,932	0,246	29,075	1,709	0	52,962
49 an 24	23,184	0,156	28,399	0,559	0,053	52,351
49 an 25	23,686	0,09	28,454	0,563	0,023	52,816
Dolomit in Spaltriss (n=8)						
48 an 4	22,781	0,169	30,39	0,68	0,026	54,046
48 an 5	22,792	0,123	29,529	0,67	0,017	53,131
48 an 6	22,644	0,175	29,15	0,683	0,029	52,681
49 an 13	23,208	0,13	28,754	0,802	0,105	52,999
49 an 16	23,049	0,029	28,896	0,606	0	52,58
49 an 18	23,041	0,082	28,864	0,668	0,007	52,662
49 an 20	22,925	0,108	28,309	0,73	0,037	52,109
49 an 21	22,992	0,185	28,663	0,814	0	52,654
Dolomitadern (n=9)						
6_1 an 2	23,313	0,159	30,416	0,381	0,298	54,567
6_1 an 6	22,365	0	29,156	1,108	0,005	52,634
6_1 an 8	22,882	0,062	30,172	0,441	0,082	53,639
6_1 an 19	23,187	0	29,581	0,527	0,063	53,358
46 an11	19,696	0	26,944	5,081	0,178	51,899
46 an12	20,315	0	26,416	4,538	0,238	51,507
61a1 an19	22,23	0	26,528	1,166	0,141	50,065
61a1 an21	22,03	0	27,179	1,311	0	50,52
61a1 an22	22,822	0	27,615	0,94	0,011	51,388
Dolomit kavernös (n=13)						
53 an 5	22,795	0,018	28,716	0,639	0,017	52,185
53 an 6	22,79	0,006	27,727	0,45	0	50,973
53 an 7	20,231	0	28,289	3,451	0,157	52,128
53 an 8	19,029	0,017	28,605	3,79	0,099	51,54
53 an 9	19,971	0	28,195	3,446	0,097	51,709
53 an 10	20,102	0,02	27,876	3,441	0,098	51,537
53 an 11	22,836	0	28,052	0,452	0,038	51,378
53 an 12	19,696	0	27,596	3,949	0,108	51,349
53 an 14	18,87	0,015	28,843	3,701	0,095	51,524
53 an 15	22,342	0,002	27,646	0,787	0	50,777
53 an 16	19,644	0	28,067	3,208	0,106	51,025
53 an 17	22,992	0,002	27,34	0,567	0,047	50,948
53 an 18	19,268	0	27,801	3,267	0,097	50,433

Probe	MgO [Masse-%]	MnO [Masse-%]	CaO [Masse-%]	FeO [Masse-%]	SrO [Masse-%]	Total [Masse-%]
Breunnerit (n=5)						
64-2_22	31,264	0,567	0,826	20,933	0	53,59
64-2_23	31,885	0,543	0,537	20,554	0	53,519
64-2_24	32,111	1,8	0,662	17,603	0	52,176
64-2_25	33,566	1,019	0,28	14,425	0	49,29
64-2_26	34,565	1,182	0,484	14,99	0,043	51,264
Mesitin (n=5)						
58-1_16	21,007	0,471	0,537	34,131	0,028	56,174
58-1_17	21,616	0,435	0,726	33,66	0	56,437
58-1_18	22,457	1,683	0,86	31,566	0	56,566
58-1_19	21,399	0,368	0,99	34,229	0,017	57,003
58-1_20	21,586	0,662	0,496	34,307	0,034	57,085

Tabelle 12: Rohdaten der Mikrosondenanalyse von zonierte Dolomit (Angaben in Masse- %)

Probe	MgO	MnO	CaO	FeO	SrO	Total
46 line 1						
Line 1 46 line1	22,095	0,005	28,06	1,267	0	51,427
Line 2 46 line1	21,088	0,01	27,368	2,886	0	51,352
Line 3 46 line1	20,604	0	27,253	3,958	0,04	51,855
Line 4 46 line1	20,584	0	26,641	3,858	0	51,083
Line5 46 line1	20,394	0	27,318	4,176	0	51,888
Line6 46 line1	20,264	0,002	26,793	4,383	0	51,442
Line7 46 line1	21,187	0	26,953	3,062	0	51,202
Line8 46 line1	18,878	0,013	25,899	6,21	0	51
Line9 46 line1	20,044	0	26,741	4,565	0,04	51,39
Line10 46 line1	21,259	0	26,738	2,604	0,013	50,614
46 line 2						
Line 1 46 line2	21,017	0	25,86	1,604	0	48,481
Line 2 46 line2	20,449	0	26,671	3,676	0	50,796
Line 3 46 line2	20,39	0	26,551	3,674	0	50,615
Line 4 46 line2	17,699	0	26,646	8,38	0	52,725
Line 5 46 line2	22,075	0,018	26,603	1,792	0,013	50,501
46 line 3						
Line 2 46 line3	21,415	0	27,182	2,495	0	51,092
Line 3 46 line3	18,827	0	26,487	6,422	0,004	51,74
Line 4 46 line3	19,246	0	27,232	5,358	0,032	51,868

Probe	MgO	MnO	CaO	FeO	SrO	Total
Line 5 46 line3	20,748	0,002	26,825	3,716	0,032	51,323
Line 6 46 line3	20,531	0	27,058	3,935	0,017	51,541
Line 7 46 line3	20,055	0	27,187	4,8	0,032	52,074
Line 8 46 line3	20,616	0,017	26,97	3,969	0,002	51,574
Line 9 46 line3	20,8	0,002	27,222	3,887	0	51,911
Line 10 46 line3	20,633	0	27,085	3,739	0	51,457
Line 11 46 line3	19,986	0	26,669	4,99	0	51,645
Line 12 46 line3	21,435	0	26,882	2,998	0,019	51,334
Line 13 46 line3	22,529	0	26,822	1,468	0	50,819
Line 14 46 line3	21,874	0	27,098	1,926	0,015	50,913
Line 15 46 line3	22,066	0	26,859	1,867	0	50,792
Line 16 46 line3	22,356	0	27,085	1,655	0	51,096
Line 17 46 line3	21,768	0,005	25,971	1,281	0	49,025
Line 18 46 line3	22,57	0,002	27,059	1,1	0	50,731
Line 19 46 line3	22,424	0,006	26,731	1,515	0	50,676
Line 20 46 line3	20,563	0,016	26,822	3,866	0	51,267
Line 21 46 line3	20,583	0,002	26,847	4,148	0,06	51,64
Line 22 46 line3	17,336	0	25,565	3,177	0,004	46,082
Line 23 46 line3	17,61	0,008	26,258	6,059	0,011	49,946
Line 24 46 line3	18,505	0,008	26,346	7,422	0	52,281
Line 25 46 line3	21,66	0	27,059	2,046	0,013	50,778
Line 26 46 line3	21,894	0,013	27,376	1,681	0,023	50,987
Line 27 46 line3	21,786	0,004	27,488	1,716	0,023	51,017
			53 line 1			
Line 1 53 line1	19,092	0	27,544	5,123	0,087	51,846
Line 2 53 line1	21,078	0	28,142	2,35	0,313	51,883
Line 3 53 line1	21,463	0,001	27,297	2,778	0,489	52,028
Line 4 53 line1	22,86	0	27,085	0,778	0,607	51,33
Line 5 53 line1	21,546	0,006	27,185	3,206	0,07	52,013
Line 6 53 line1	19,994	0	28,899	2,428	0,183	51,504
Line 7 53 line1	19,145	0	26,293	5,582	0,119	51,139
Line 8 53 line1	22,423	0,018	26,714	0,696	0,311	50,162
Line 9 53 line1	18,137	0,025	28,967	4,328	0,09	51,547
Line 10 53 line1	18,357	0	29,083	4,011	0,078	51,529
Line 11 53 line1	19,239	0	28,667	3,52	0,141	51,567
Line 12 53 line1	19,419	0,002	28,291	3,633	0,123	51,468
Line 13 53 line1	19,831	0,01	28,182	3,475	0,14	51,638
Line 14 53 line1	19,874	0	27,814	3,372	0,085	51,145
Line 15 53 line1	20,058	0	28,245	3,367	0,11	51,78

Probe	MgO	MnO	CaO	FeO	SrO	Total
Line 16 53 line1	18,426	0	27,185	3,785	0,07	49,466
Line 17 53 line1	19,369	0	28,614	3,637	0,148	51,768
Line 18 53 line1	19,321	0	28,674	3,604	0,108	51,707
Line 19 53 line1	19,593	0,002	28,122	3,732	0,091	51,54
Line 20 53 line1	19,756	0	27,469	3,609	0,095	50,929
Line 21 53 line1	20,112	0,002	27,611	3,329	0,098	51,152
Line 22 53 line1	20,1	0	27,511	3,528	0,115	51,254
Line 23 53 line1	20,04	0	23,693	3,161	0,081	46,975
Line 24 53 line1	22,404	0	27,381	1,276	0,023	51,084
Line 25 53 line1	22,318	0,001	27,616	1,038	0,045	51,018
Line 26 53 line1	22,61	0,003	27,134	0,997	0	50,744
Line 27 53 line1	22,243	0	27,281	1,291	0,002	50,817
Line 28 53 line1	22,874	0	26,84	0,88	0,264	50,858
Line 29 53 line1	22,806	0	26,951	1,076	0,171	51,004
Line 30 53 line1	22,793	0,02	27,001	0,596	0,519	50,929
			53 line 2			
Line 1 53 line2	21,633	0,011	26,552	2,3	0,607	51,103
Line 2 53 line2	21,961	0	26,267	2,311	0,54	51,079
Line 3 53 line2	21,417	0	26,654	3,056	0,467	51,594
Line 4 53 line2	21,586	0,013	26,384	2,621	0,207	50,811
Line 5 53 line2	20,048	0	26,962	3,164	0,208	50,382
Line 6 53 line2	19,306	0	25,62	5,435	0,237	50,598
Line 7 53 line2	19,687	0,004	26,321	5,308	0,29	51,61
Line 8 53 line2	18,499	0,004	25,553	4,397	0,187	48,64
Line 9 53 line2	19,888	0	25,992	4,637	0,232	50,749
Line 10 53 line2	20,556	0	26,321	3,914	0,151	50,942
Line 11 53 line2	20,825	0	26,402	3,535	0,266	51,028
Line 12 53 line2	21,091	0	26,941	3,328	0,266	51,626

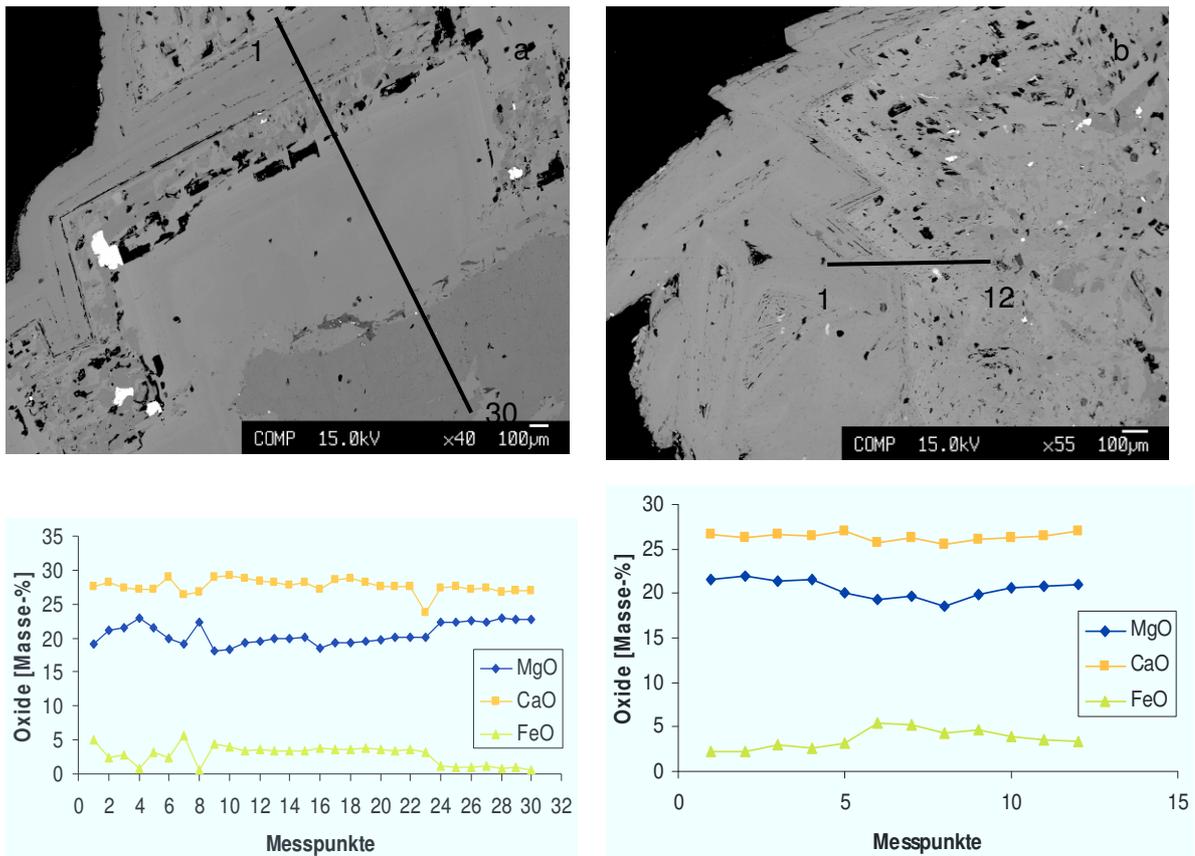


Abbildung 96: a) BSE Bild von zoniertem Dolomit (Probe 53) und Mikrosondedaten entlang Messprofil 53 line 1, Messpunktabstand 75 µm; b) BSE Bild von zoniertem Dolomit (Probe 53) und Mikrosondedaten entlang Messprofil 53 line 2, Messpunktabstand 50 µm.

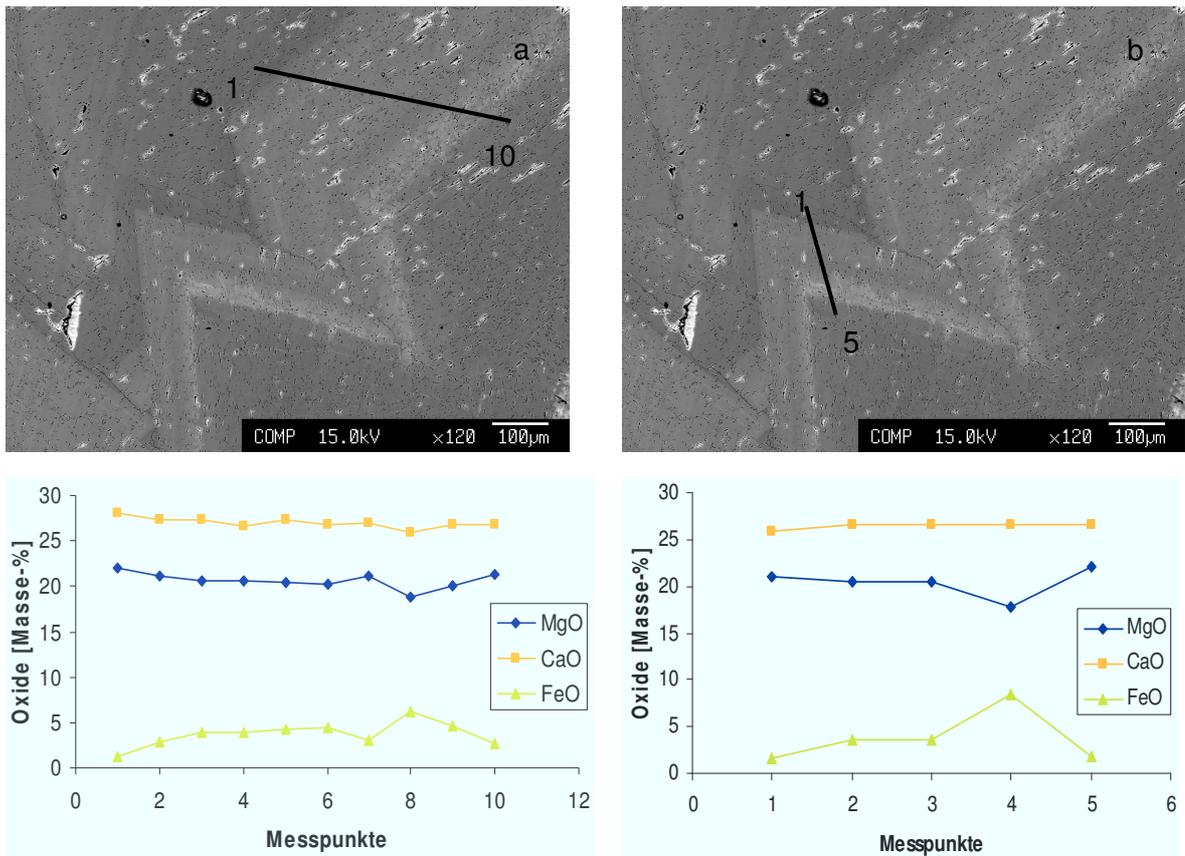


Abbildung 97: a) BSE Bild von zoniertem Dolomit (Probe 46) und Mikrosondedaten entlang Messprofil 46 line 1, Messpunktabstand 50 µm; b) BSE Bild von zoniertem Dolomit (Probe 46) und Mikrosondedaten entlang Messprofil 46 line 2, Messpunktabstand 50 µm.

Tabelle 13: Rohdaten der Mikrosondenanalyse von Chlorit (Angaben in Masse-%)

Probe	Na ₂ O	Al ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	MnO	MgO	TiO ₂	SiO ₂	FeO	Total
13 chlor1	0,00	30,07	0,08	2,32	0,00	17,41	0,00	34,61	0,70	85,19
13 chlor2	0,02	28,32	0,05	0,51	0,01	19,68	0,00	35,28	0,67	84,54
13 chlor4	0,00	26,88	0,06	0,57	0,02	19,71	0,02	35,43	0,72	83,40
13 chlor5	0,02	30,04	0,06	0,42	0,00	18,53	0,11	35,24	0,71	85,12
12 chlor1	0,02	19,77	0,01	0,32	0,00	30,24	0,13	33,04	1,13	84,66
12 chlor2	0,00	19,26	0,03	0,15	0,01	31,43	0,00	30,43	1,07	82,37
12 chlor3	0,03	19,98	0,05	2,10	0,00	27,44	0,07	31,10	1,26	82,04
12 chlor4	0,03	20,59	0,01	0,95	0,03	28,78	0,08	30,96	0,97	82,38
12 chlor5	0,02	18,27	0,01	0,28	0,00	30,74	0,00	31,26	0,99	81,57
49 chlor1	0,01	22,17	0,10	0,54	0,04	24,12	0,11	35,68	2,30	85,08
49 chlor2	0,02	19,67	0,09	0,66	0,02	25,95	0,03	34,16	2,25	82,85
49 chlor3	0,02	20,44	0,08	0,55	0,01	24,41	0,13	33,94	4,05	83,63
49 chlor4	0,04	23,15	0,14	0,40	0,05	22,78	1,27	34,88	2,73	85,45
49 chlor5	0,00	10,38	0,08	0,55	0,04	25,07	0,00	38,07	2,32	76,51

5. Geochemie

Tabelle 14: Rohdaten der Haupt- und Spurenelementanalysen durch Activation Laboratories Ltd.

Analyte Symbol	SiO2	Al2O3	Fe2O3(T)	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	LOI	Total	Sc	Be	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb
Unit Symbol	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm						
Detection Limit	0.01	0.01	0.01	0.001	0.01	0.01	0.01	0.01	0.001	0.01	FUS-ICP	0.01	1	1	5	3	2	2	4	20	1	20	10	30	1	1	5	2
Analysis Method	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-MS								
3	1,25	0,82	2,19	0,243	45,59	0,63	0,02	< 0,01	0,043	0,06	49,81	100,7	1	< 1	11	10	13	10	11	< 20	6	< 20	< 10	< 30	< 1	< 1	< 5	< 2
5	0,84	0,61	2,1	0,231	45,53	1,06	0,02	< 0,01	0,031	0,08	50	100,5	1	< 1	13	17	39	12	8	20	5	20	< 10	< 30	< 1	< 1	8	< 2
6	0,53	0,5	2,71	0,285	45,69	0,68	0,01	< 0,01	0,023	0,06	50,49	101	1	< 1	19	10	7	11	5	20	5	< 20	< 10	< 30	< 1	< 1	< 5	< 2
17	< 0,01	0,11	2,59	0,309	40,61	7,04	< 0,01	< 0,01	0,004	0,24	49,71	100,6	< 1	< 1	< 5	7	310	7	< 4	< 20	2	< 20	< 10	< 30	< 1	< 1	< 5	< 2
20	1,02	0,36	0,95	0,243	21,36	30,24	0,02	0,05	0,018	0,1	45,58	99,95	1	< 1	< 5	22	160	14	4	< 20	4	30	< 10	< 30	< 1	< 1	9	< 2
21a	1,92	0,79	1,34	0,62	20,76	29,46	0,03	0,11	0,041	0,05	45,02	100,1	1	< 1	< 5	32	31	12	10	< 20	9	40	< 10	< 30	2	< 1	< 5	3
26	0,91	0,71	0,69	0,169	20,97	30,34	0,03	0,02	0,032	0,08	46,75	100,7	2	< 1	27	33	189	13	8	30	16	< 20	< 10	< 30	1	< 1	< 5	< 2
28a	< 0,01	0,02	2,88	0,356	46,12	0,42	0,01	< 0,01	< 0,001	< 0,01	51,17	100,7	< 1	< 1	< 5	5	7	5	< 4	< 20	2	< 20	< 10	< 30	< 1	< 1	< 5	< 2
28b	0,09	0,27	2,91	0,366	46	0,61	0,01	< 0,01	0,017	0,06	50,5	100,8	< 1	< 1	< 5	5	12	8	5	< 20	2	< 20	70	< 30	1	< 1	< 5	< 2
29	13,76	3,53	8,05	0,266	14,87	21,3	0,04	1,16	0,192	0,17	31,38	94,72	5	< 1	48	117	143	28	37	20	96	120	50	< 30	6	< 1	100	36
30	2,57	0,82	1,56	0,411	20,43	29,52	0,03	0,29	0,044	0,06	44,68	100,4	2	< 1	16	31	112	14	11	< 20	39	50	60	< 30	2	< 1	14	8
31	0,06	0,24	3,41	0,339	45,47	0,74	0,01	< 0,01	0,027	0,23	50,36	100,9	< 1	< 1	9	5	21	6	10	20	4	20	< 10	< 30	< 1	< 1	< 5	< 2
33a	< 0,01	< 0,01	2,55	0,281	45,45	0,92	< 0,01	< 0,01	< 0,001	< 0,01	50,85	99,83	< 1	< 1	< 5	3	7	5	< 4	< 20	6	< 20	< 10	< 30	< 1	< 1	< 5	< 2
33b	< 0,01	0,18	2,56	0,278	46,16	0,36	< 0,01	< 0,01	0,006	0,02	50,83	100,4	< 1	< 1	< 5	3	8	5	< 4	20	3	< 20	< 10	< 30	< 1	< 1	< 5	< 2
37	0,41	0,43	2,14	0,193	46,23	0,57	< 0,01	0,02	0,024	0,02	50,37	100,4	< 1	< 1	< 5	7	14	4	7	< 20	3	< 20	< 10	< 30	< 1	< 1	< 5	< 2
42	0,42	0,51	3,16	0,301	45,77	0,51	0,01	0,02	0,029	0,05	50,12	100,9	1	< 1	8	9	8	6	7	20	6	30	< 10	< 30	< 1	< 1	< 5	< 2
44	2,15	1,97	3,41	0,332	44,28	0,64	0,01	0,03	0,111	0,12	47,7	100,8	3	< 1	27	12	8	13	23	30	3	30	< 10	< 30	2	< 1	< 5	< 2
46	2,83	0,93	2,28	0,505	19,78	28,98	0,03	0,28	0,046	0,07	44,17	99,89	2	< 1	15	24	54	12	10	< 20	3	20	< 10	< 30	2	< 1	< 5	7
49	1,1	0,85	3,66	0,241	43,56	1,6	0,02	< 0,01	0,047	0,07	48,59	99,73	2	< 1	15	19	22	13	10	< 20	22	40	10	< 30	2	< 1	21	< 2
53	1,33	1,02	3,62	0,669	18,71	29,25	0,01	0,02	0,055	0,05	44,19	98,92	1	< 1	< 5	33	1316	9	13	< 20	7	< 20	< 10	< 30	2	< 1	< 5	< 2
54	0,76	0,61	2,82	0,275	42,16	2,91	0,02	0,01	0,04	0,12	49,42	99,15	2	< 1	22	15	124	7	8	30	4	< 20	< 10	< 30	1	< 1	< 5	< 2
56	18,09	7,17	7,41	0,096	1,56	33,67	0,77	1,32	1,581	0,3	27,45	99,43	21	< 1	218	138	190	15	103	420	22	180	< 10	40	9	1	< 5	28
57	8,9	3,41	2,52	0,493	17,3	25,43	0,05	1,28	0,19	0,18	38,98	98,71	5	< 1	26	104	44	28	36	30	10	50	< 10	< 30	5	< 1	< 5	28
61	< 0,01	0,03	2,14	0,342	21,11	30,33	0,02	< 0,01	0,002	< 0,01	44,83	98,53	< 1	< 1	< 5	6	36	8	< 4	< 20	1	< 20	< 10	< 30	< 1	< 1	< 5	< 2
63	< 0,01	0,02	1,65	0,314	20,93	30,06	0,02	< 0,01	< 0,001	< 0,01	45,88	98,64	< 1	< 1	13	5	120	7	< 4	< 20	< 1	< 20	< 10	< 30	< 1	< 1	< 5	< 2
67	0,72	0,61	2,66	0,233	20,14	29,09	0,02	< 0,01	0,042	0,22	45,24	98,97	2	< 1	49	30	690	18	11	30	4	30	< 10	40	2	< 1	6	< 2
74	58,27	3,16	3,9	0,129	6,18	10,04	1,32	0,05	0,842	0,29	15,25	99,42	11	< 1	54	160	171	18	49	250	27	100	< 10	< 30	5	2	22	< 2
77	21,81	3	0,88	0,054	2,09	38,85	1,17	0,47	0,144	0,03	32,49	101	2	< 1	13	68	502	13	76	40	2	< 20	< 10	< 30	3	< 1	< 5	15
83	< 0,01	0,06	2,45	0,329	22,47	28,36	< 0,01	< 0,01	0,003	< 0,01	46,57	100,1	< 1	< 1	< 5	119	1301	5	< 4	< 20	< 1	< 20	< 10	< 30	< 1	< 1	< 5	< 2
18	61,56	11,2	7,28	0,13	6,21	2,17	0,08	1,63	0,651	0,1	7,95	98,94	13	2	100	444	97	19	130	100	20	50	30	40	13	2	21	61
38	22,9	7,46	7,56	0,179	13,44	16,98	0,05	0,2	1,828	0,35	28,19	99,14	22	1	181	77	297	15	122	440	36	210	40	50	9	< 1	< 5	6
55	49,97	15,16	3,89	0,086	6,71	5,44	0,1	4,57	0,855	0,51	11,97	99,26	18	6	262	482	98	67	166	120	221	270	190	< 30	20	2	92	145
64-2	43,03	13,27	7,38	0,42	6,12	8,47	0,06	4,37	0,666	0,1	14,85	98,75	16	2	84	521	198	30	112	70	26	70	< 10	80	17	2	< 5	155
66	8,35	2,37	25,04	0,115	0,5	26,81	1,12	0,21	0,464	0,12	10,44	75,55	5	< 1	33	641	210	4	30	130	18	160	50	< 30	3	< 1	33	2
68	40,46	17,4	12,19	0,075	14,79	1,26	0,03	1,44	3,634	0,88	8,05	100,2	16	3	259	520	52	28	338	20	30	60	< 10	70	23	2	11	24
69	20,55	1,23	2,7	0,61	0,93	39,96	0,03	0,32	0,146	0,15	31,76	98,39	3	< 1	35	180	826	23	14	70	5	40	20	< 30	2	< 1	10	9
70	58,46	19,52	7,57	0,078	3,57	0,4	0,13	4,12	0,965	0,14	5,7	100,7	21	3	178	559	32	31	170	130	21	70	30	60	23	2	10	156
71	61,23	15,24	8,33	0,108	3,74	0,64	0,09	2,58	0,885	0,15	6,97	99,98	18	2	158	400	33	26	151	100	28	70	50	60	18	2	8	100
72	26,23	8,13	6,18	0,183	6,56	25,37	2,48	0,34	2,086	0,38	21,15	99,1	22	1	203	367	233	18	130	490	38	230	40	40	10	< 1	< 5	9
73	27,64	9,94	8,11	0,131	8,6	19,7	2,34	0,41	2,483	0,5	19,77	99,61	27	2	217	562	257	20	169	430	40	210	40	60	12	1	< 5	11
75	87,9	1,53	1,23	0,033	0,87	1,87	0,03	0,44	0,062	0,01	4,88	98,85	3	< 1	166	220	30	4	21	190	23	20	10	< 30	3	2	18	11
76	48,77	16,44	5,03	0,316	4,66	5,34	0,07	5,46	0,744	0,07	11,64	98,55	18	2	108	569	114	25	125	80	26	70	< 10	70	23	2	11	204
78	37,64	13,13	11,87	0,318	5,45	7,34	2,6	2,45	2,37	0,58	16,94	100,7	12	3	160	1700	266	30	256	20	20	< 20	20	130	18	1	18	50
80	44,47	8,69	10,45	0,601	5,37	9,61	0,57	1,51	1,459	0,3	15,28	98,31	11	2	86	1226	261	37	227	40	10	30	40	100	12	1	6	35
81	60,19	8,02	4,97	0,274	3,02	7,28	3,46	0,35	1,336	0,39	10,62	99,91	7	< 1	55													

Fortsetzung Tabelle 14

Analyte Symbol	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
Unit Symbol	ppm	ppm																											
Detection Limit	1	2	0.5	0.2	1	0.5	0.5	0.1	0.1	0.05	0.1	0.1	0.05	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.05	0.1	0.04	0.2	0.1	1	0.1	5	0.4	0.1	
Analysis Method	FUS-MS																												
3	1	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	0,9	< 0.5	3,3	6,4	0,72	3,2	1	0,27	1,2	0,2	1,3	0,3	0,8	0,11	0,6	0,09	0,3	0,3	11	< 0.1	< 5	< 0.4	0,8	0,5
5	1	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	1,1	< 0.5	5,2	9,9	1,09	4,5	1,2	0,28	1,5	0,3	1,8	0,4	1,1	0,17	1,1	0,16	0,2	< 0.1	2	< 0.1	< 5	< 0.4	0,7	2
6	< 1	4	< 0.5	< 0.2	< 1	1,1	< 0.5	3	6,1	0,84	3,7	1,3	0,32	1,6	0,3	1,7	0,3	0,9	0,13	0,7	0,1	< 0.2	0,1	8	0,1	< 5	< 0.4	0,4	9,7
17	< 1	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	1	< 0.5	1,2	1,8	0,44	2,8	0,9	0,22	1,1	0,2	0,9	0,2	0,5	0,07	0,4	0,06	< 0.2	< 0.1	3	< 0.1	< 5	< 0.4	0,2	1,9
20	< 1	3	< 0.5	< 0.2	< 1	1,2	< 0.5	14	24,2	2,56	9,4	1,9	0,46	2	0,3	1,7	0,3	1	0,14	0,8	0,12	< 0.2	0,2	9	< 0.1	< 5	< 0.4	0,4	4,9
21a	2	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	1,4	< 0.5	11,2	24,7	2,27	8,7	1,9	0,43	2	0,3	1,9	0,4	1	0,15	0,9	0,13	0,3	0,2	8	< 0.1	< 5	< 0.4	0,9	0,2
26	< 1	6	< 0.5	< 0.2	< 1	0,8	< 0.5	16,3	23,4	2,76	10	2	0,47	2,1	0,3	1,9	0,4	1	0,15	0,9	0,13	0,2	0,2	11	< 0.1	< 5	< 0.4	0,6	4,8
28a	< 1	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	< 0.5	< 0.5	0,2	0,5	0,1	0,7	0,4	0,11	0,5	0,1	0,7	0,1	0,4	0,07	0,4	0,05	< 0.2	0,1	37	< 0.1	< 5	< 0.4	< 0.1	< 0.1
28b	< 1	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	0,9	< 0.5	25,8	34,4	4,02	13,2	1,7	0,29	1,3	0,2	1,1	0,2	0,7	0,1	0,5	0,08	< 0.2	< 0.1	4	< 0.1	< 5	< 0.4	0,4	1,5
29	5	8	< 0.5	< 0.2	< 1	53	2,6	37,3	87,2	7,24	28,3	5,8	1,24	5,4	0,8	4,7	0,9	2,5	0,36	2,3	0,36	1	0,5	56	0,2	24	1,5	4,1	3,5
30	1	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	1,4	< 0.5	13,8	30,8	2,57	9,6	2	0,49	2,3	0,4	2,1	0,4	1,1	0,16	1	0,14	0,3	0,2	8	< 0.1	< 5	0,7	0,9	1,4
31	< 1	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	0,9	< 0.5	3,3	5,8	0,73	3	0,8	0,21	1	0,1	0,8	0,2	0,4	0,05	0,3	0,04	0,2	< 0.1	3	< 0.1	< 5	< 0.4	1,2	0,8
33a	< 1	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	0,9	< 0.5	< 0.1	< 0.1	0,08	0,6	0,3	0,09	0,5	< 0.1	0,5	0,1	0,3	< 0.05	0,3	0,04	< 0.2	0,3	17	< 0.1	< 5	< 0.4	< 0.1	< 0.1
33b	< 1	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	0,9	< 0.5	0,7	0,8	0,19	1	0,3	0,09	0,5	< 0.1	0,5	0,1	0,3	< 0.05	0,3	0,04	< 0.2	< 0.1	6	< 0.1	< 5	< 0.4	< 0.1	0,5
37	< 1	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	0,9	< 0.5	2,4	3,2	0,43	1,5	0,4	0,09	0,5	< 0.1	0,5	< 0.1	0,3	< 0.05	0,2	< 0.04	< 0.2	< 0.1	4	< 0.1	< 5	< 0.4	0,7	0,1
42	< 1	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	0,9	< 0.5	2,1	5,2	0,5	2,2	0,8	0,24	0,9	0,2	1	0,2	0,6	0,08	0,5	0,08	< 0.2	0,1	7	< 0.1	< 5	< 0.4	0,5	0,1
44	4	< 2	< 0.5	< 0.2	1	1	< 0.5	12,6	35,6	2,75	9,8	2,2	0,53	2,1	0,4	2,2	0,4	1,3	0,2	1,2	0,18	0,6	0,2	4	< 0.1	< 5	< 0.4	2,2	0,2
46	1	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	1	< 0.5	10,6	26,6	2,07	8	1,7	0,41	1,9	0,3	1,8	0,3	1	0,15	1	0,14	0,3	0,2	7	< 0.1	< 5	< 0.4	0,9	0,1
49	1	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	2,5	< 0.5	9,7	26,3	2,25	8,5	1,8	0,36	1,9	0,3	2,1	0,4	1,2	0,17	1,1	0,16	0,3	0,2	8	< 0.1	17	0,4	0,9	1,6
53	1	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	0,9	< 0.5	9,3	12	1,64	5,7	1	0,21	1	0,2	0,9	0,2	0,5	0,07	0,4	0,06	0,4	0,4	16	< 0.1	< 5	< 0.4	1,9	1,3
54	1	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	1	< 0.5	1,9	5	0,55	2,6	1	0,22	1,1	0,2	1,1	0,2	0,6	0,1	0,7	0,09	0,2	0,2	9	< 0.1	< 5	< 0.4	0,8	1,4
56	38	< 2	< 0.5	< 0.2	2	1,4	1,9	22	43,3	5,16	19,7	4,5	1,42	4,1	0,6	3,2	0,6	1,5	0,21	1,2	0,17	2,7	2,6	2	< 0.1	< 5	< 0.4	2,6	0,8
57	6	< 2	< 0.5	< 0.2	2	1,2	1,9	26	75,6	6,22	23,4	4,9	1,07	4,9	0,8	4,3	0,9	2,5	0,35	2,1	0,3	1	0,4	4	< 0.1	< 5	< 0.4	3,7	0,4
61	< 1	33	< 0.5	< 0.2	< 1	< 0.5	< 0.5	2,4	2,8	0,57	2,5	0,7	0,15	0,7	0,1	0,7	0,2	0,5	0,06	0,3	0,04	< 0.2	0,1	35	< 0.1	< 5	< 0.4	< 0.1	0,7
63	< 1	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	0,9	< 0.5	1,1	2,6	0,56	2,6	0,7	0,33	0,9	0,1	0,7	0,1	0,4	0,05	0,3	< 0.04	< 0.2	< 0.1	7	< 0.1	< 5	< 0.4	< 0.1	< 0.1
67	2	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	1,3	< 0.5	20,2	40,2	4,08	16,1	3,1	0,69	3	0,5	2,6	0,5	1,4	0,2	1,2	0,17	0,3	< 0.1	4	< 0.1	10	< 0.4	0,6	2
74	16	< 2	< 0.5	< 0.2	1	1,6	1,3	25,9	51,7	6,58	25,4	6,1	1,79	5,6	0,8	4,1	0,7	1,7	0,22	1,2	0,18	1,4	1,9	28	< 0.1	7	< 0.4	1,3	0,3
77	6	< 2	< 0.5	< 0.2	1	0,9	0,6	15,6	27,1	3,21	11,2	2,3	0,49	2,1	0,3	1,9	0,4	1	0,15	0,9	0,14	2,1	0,5	7	< 0.1	8	0,4	3,3	1,9
83	< 1	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	0,9	< 0.5	0,9	0,8	0,12	0,6	0,2	0,06	0,4	< 0.1	0,4	< 0.1	0,2	< 0.05	0,2	< 0.04	< 0.2	0,1	5	< 0.1	15	< 0.4	< 0.1	0,7
18	9	< 2	< 0.5	< 0.2	3	1,3	4,4	26,2	57,4	6,8	24,5	5,1	1,12	4,4	0,7	4	0,8	2,2	0,33	2,1	0,32	3,6	0,8	7	0,2	< 5	1,1	6,5	2,2
38	49	< 2	< 0.5	< 0.2	2	1,3	2,6	31	63	7,39	27,2	5,3	1,62	4,5	0,6	3,4	0,6	1,6	0,21	1,3	0,17	3,1	3,3	5	< 0.1	< 5	< 0.4	3	0,9
55	25	< 2	< 0.5	< 0.2	7	2,4	16,9	127	356	28,4	103	19,2	3,58	15,9	2,3	12,8	2,5	6,9	0,96	5,6	0,78	4,7	1,7	5	0,5	< 5	1,4	17,4	2,4
64-2	18	< 2	< 0.5	< 0.2	6	1,1	7,7	49,3	98	10,5	36,1	7,4	1,44	6,3	1	5,4	1	2,8	0,41	2,6	0,39	3,2	1,4	5	0,5	< 5	1,1	14,7	1,4
66	15	4	< 0.5	< 0.2	< 1	1,3	< 0.5	14,9	23,1	2,52	8,5	1,5	0,49	1,2	0,2	1	0,2	0,5	0,07	0,4	0,07	0,9	1	7	< 0.1	7	< 0.4	1,1	0,6
68	140	4	1	< 0.2	5	1	6,4	71,3	150	17,5	61,8	10,5	2,65	7,4	1	5,5	1,1	3,2	0,48	2,9	0,45	7,4	8,1	2	< 0.1	< 5	< 0.4	8,1	2,5
69	5	6	< 0.5	< 0.2	< 1	1,1	0,5	11,7	22,7	2,71	10,5	2,4	0,68	2,8	0,4	2,7	0,6	1,8	0,26	1,7	0,27	0,4	0,3	5	0,1	< 5	< 0.4	0,8	6,2
70	17	< 2	< 0.5	< 0.2	6	1,1	6,8	42,3	89,6	10,1	36	7,5	1,51	6,4	1	5,9	1,2	3,4	0,53	3,5	0,52	4,8	1,3	10	0,6	< 5	0,7	12,7	3,6
71	13	< 2	< 0.5	< 0.2	5	1,2	4,9	31	66,3	7,77	28,5	6,3	1,3	5,7	0,9	5,1	1	2,9	0,44	2,8	0,42	4,2	1,3	17	0,4	< 5	1,8	8,9	2,9
72	55	< 2	< 0.5	< 0.2	3	0,8	2,8	37,9	78,1	9,2	33,8	6,6	2,36	5,5	0,7	3,8	0,7	1,7	0,22	1,3	0,19	3,4	3,8	7	< 0.1	< 5	< 0.4	3,4	0,8
73	72	< 2	< 0.5	< 0.2	3	1,2	6,1	52,1	98,7	11	39,6	7,6	2,31	6,1	0,9	4,5	0,8	2,1	0,29	1,7	0,24	4,3	4,6	4	< 0.1	< 5	< 0.4	4,3	1,1
75	2	14	< 0.5	< 0.2	< 1	14,2	0,7	3,7	6,3	0,73	2,6	0,6	0,13	0,5	< 0.1	0,6	0,1	0,4	0,07	0,5	0,08	0,4	1,4	414	< 0.1	25	< 0.4	0,7	2,8
76	22	< 2	< 0.5	< 0.2	7	2,3	6,5	52,4	111	11,3	37,6	6,8	1,24	5,4	0,8	4,8	0,9	2,7	0,39	2,5	0,37	3,6	1,7	5	0,7	22	1,1	16,8	1,3
78	84	< 2	< 0.5	< 0.2	2	0,8	3	86,1	149	16,1	59	10,6	3,14	8,2	1,2	6,5	1,1	3	0,41	2,6	0,38	6,3	5,4	49	0,3	< 5	< 0.4	6,7	2,1
80	68	< 2																											

6. Ramanspektren

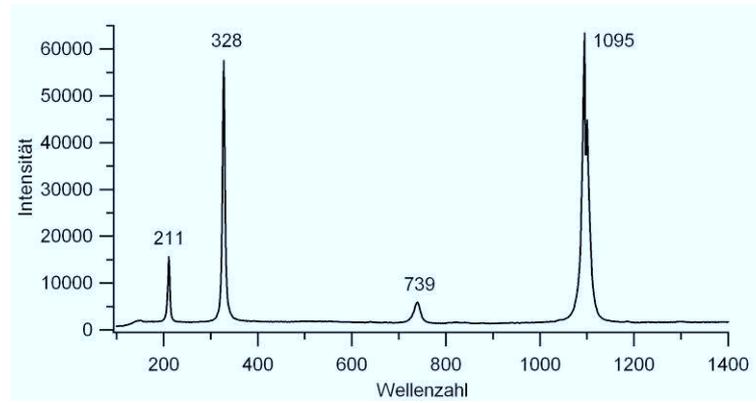


Abbildung 98: Ramanspektrum von Magnesit, gemessen an Probe 28

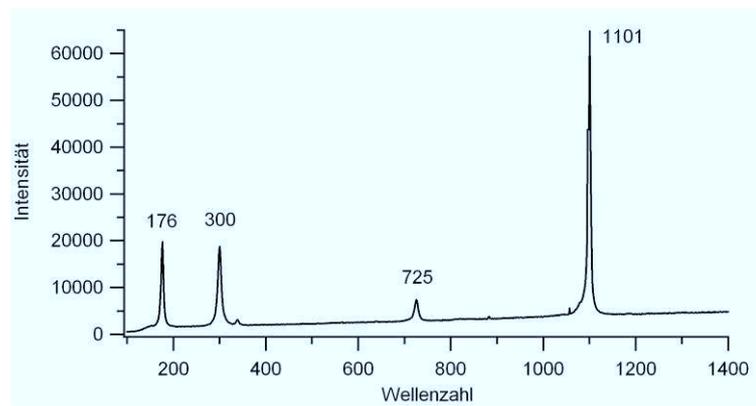


Abbildung 99: Ramanspektrum von Dolomit, gemessen an Probe 49

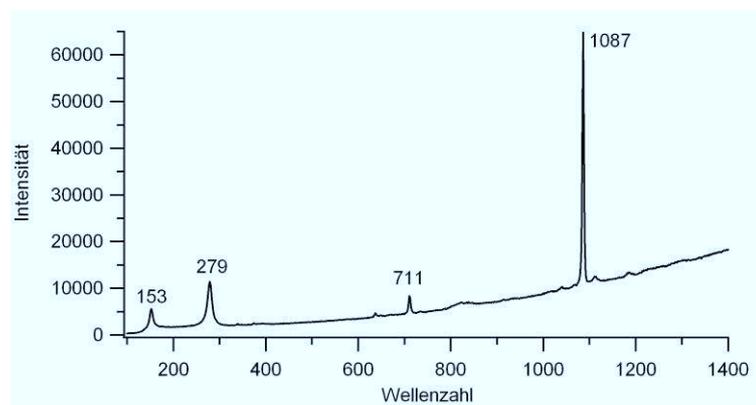


Abbildung 100: Ramanspektrum von Kalzit, gemessen an Probe 66

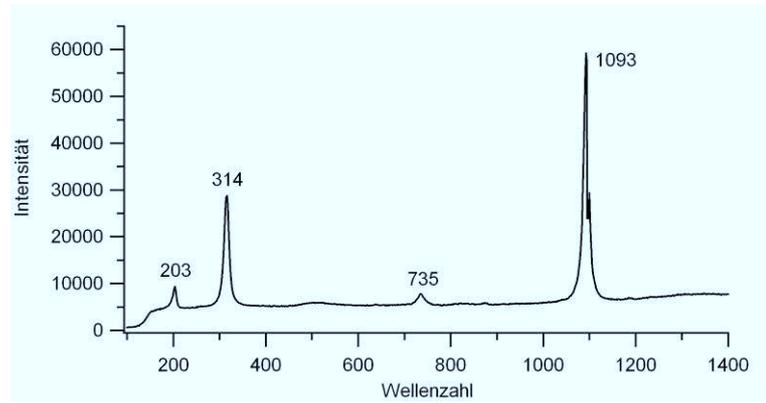


Abbildung 101: Ramanspektrum von Breunnerit, gemessen an Probe 64-2

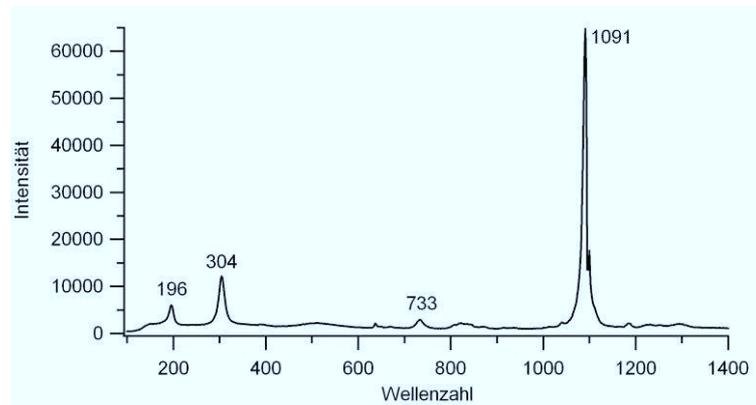


Abbildung 102: Ramanspektrum von Mesitin, gemessen an Probe 58-1

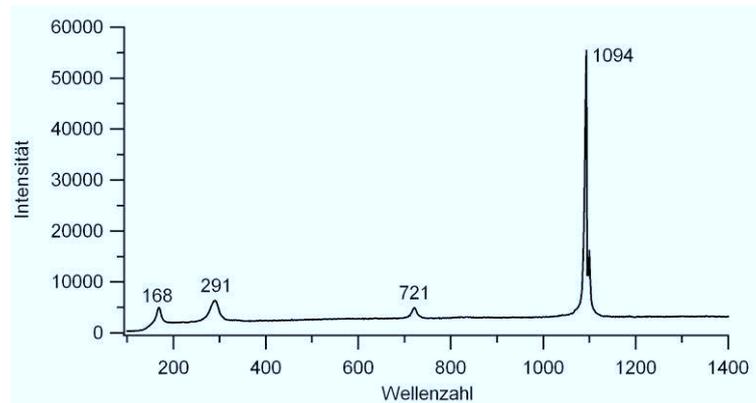


Abbildung 103: Ramanspektrum von Fe-reichem Dolomit, gemessen an Probe 79

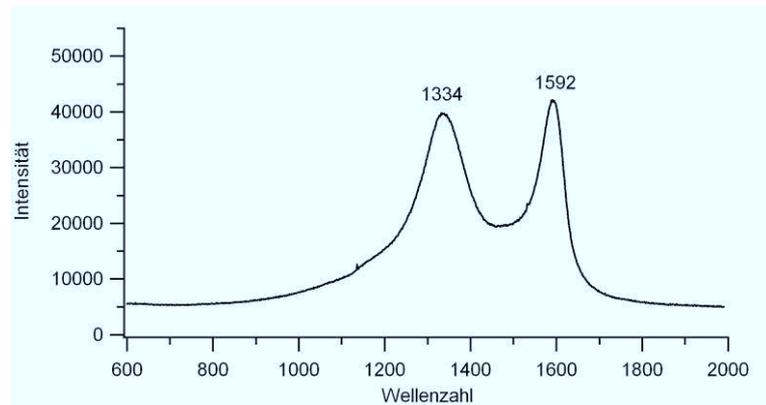


Abbildung 104: Ramanspektrum von C_{org} , gemessen an Probe 63

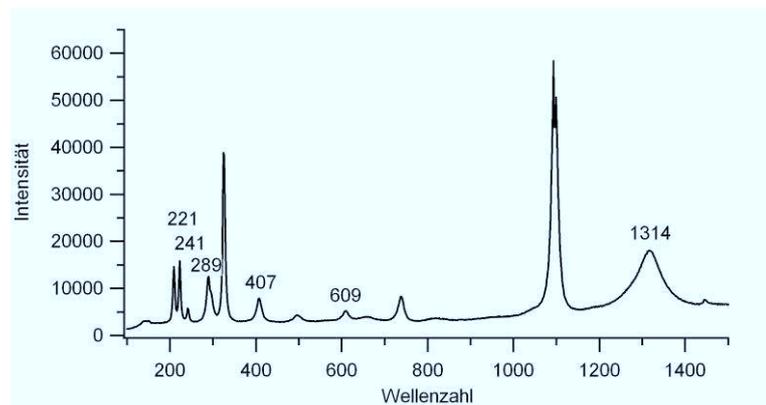


Abbildung 105: Ramanspektrum von Hämatit und Magnesit (unbeschriftete Peaks), gemessen an Probe 2

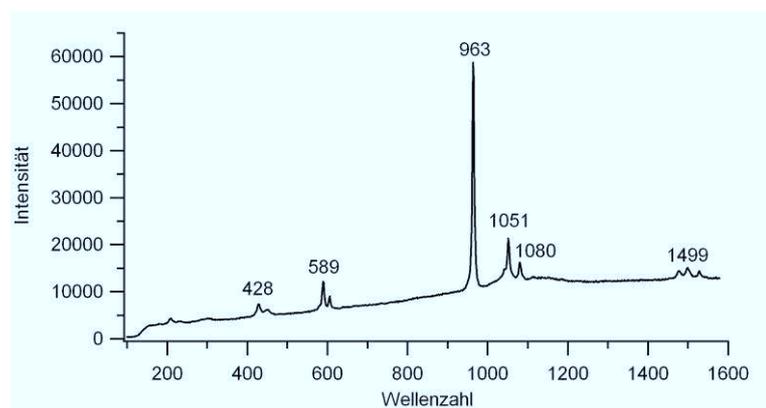


Abbildung 106: Ramanspektrum von Apatit, gemessen an Probe 68

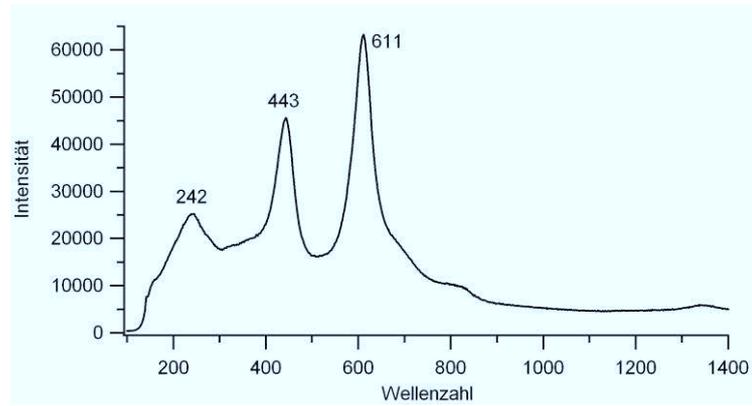


Abbildung 107: Ramanspektrum von Rutil, gemessen an Probe 54

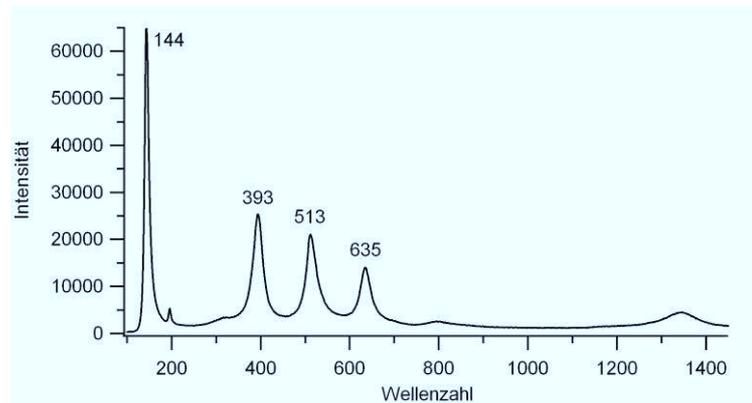


Abbildung 108: Ramanspektrum von Anatas, gemessen an Probe 8

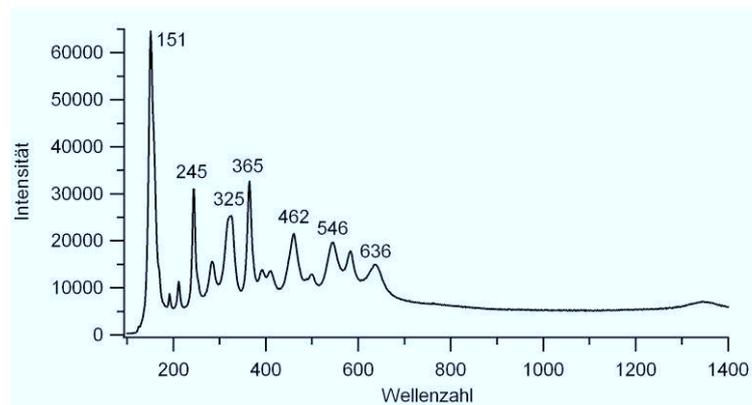


Abbildung 109: Ramanspektrum von Brookit, gemessen an Probe 46

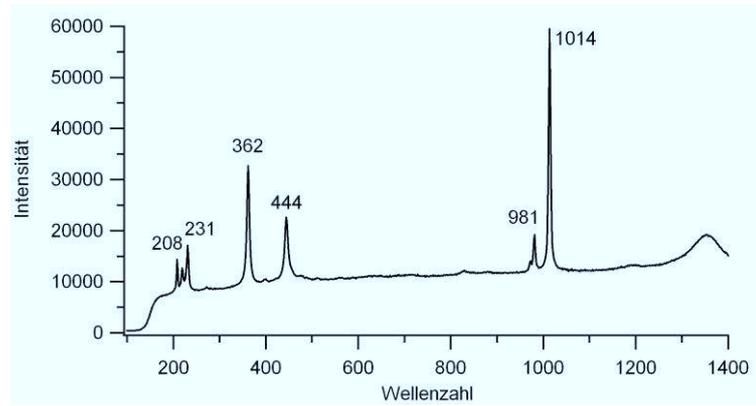


Abbildung 110: Ramanspektrum von Zirkon, gemessen an Probe 28

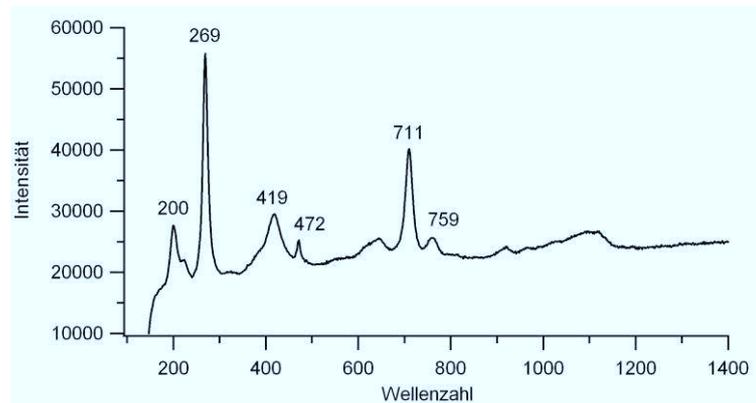


Abbildung 111: Ramanspektrum von Fuchsit, gemessen an Probe 56-1

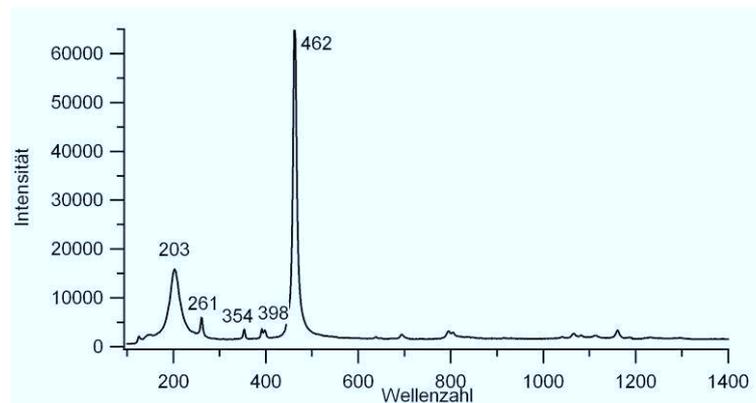


Abbildung 112: Ramanspektrum von Quarz, gemessen an Probe 68

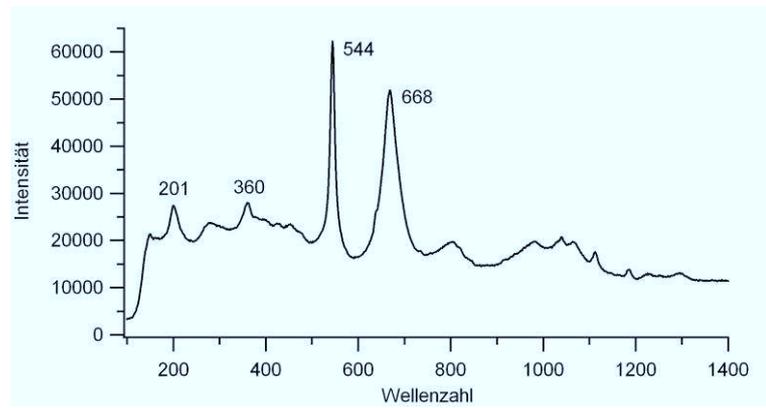


Abbildung 113: Ramanspektrum von Chlorit, gemessen an Probe 58

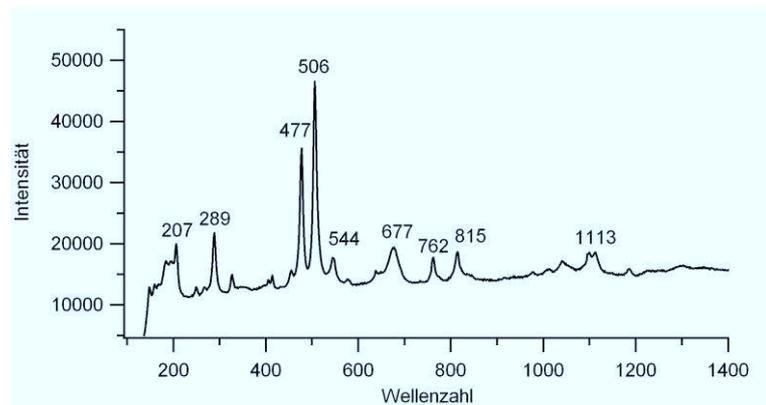


Abbildung 114: Ramanspektrum von Plagioklas, gemessen an Probe 66

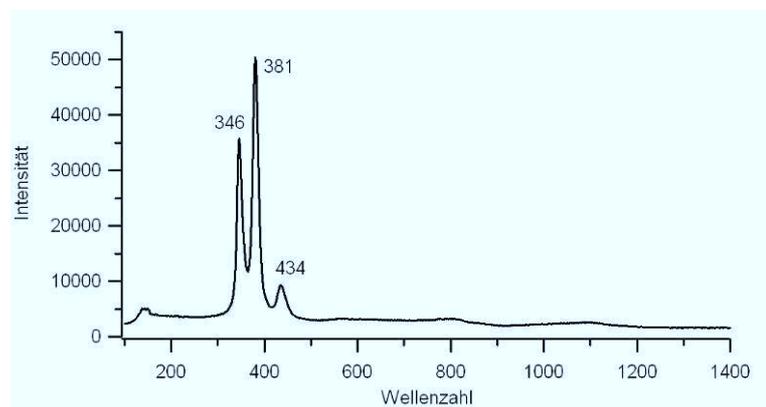


Abbildung 115: Ramanspektrum von Pyrit, gemessen an Probe 63

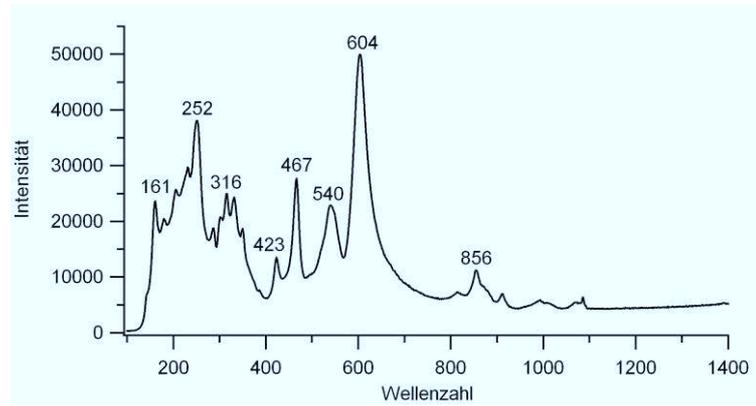


Abbildung 116: Ramanspektrum von Titanit, gemessen an Probe 72

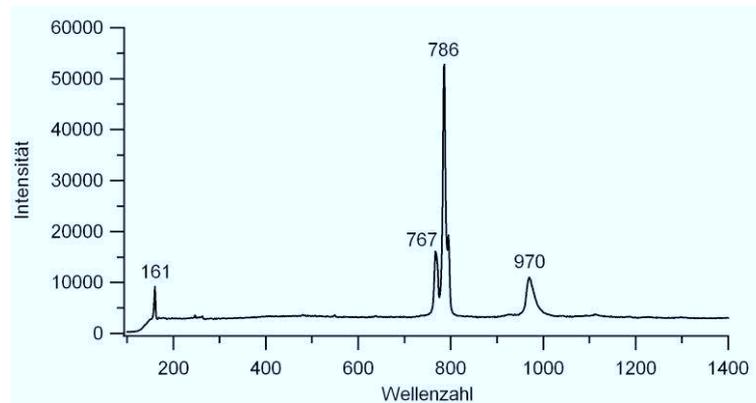


Abbildung 117: Ramanspektrum einer nicht näher bestimmten opaken Phase (Vanadat?), gemessen an Probe 64-1

7. Legende

Legende zu den Detailprofilen der Lagerstätte und Bohrungen und zu den geologischen Karten Revier VI und Wendel SH 294 m.

