



Masterarbeit

Geochemische und petrologische Untersuchungen in der Pb-
Zn Lagerstätte Schneeberg im Bereich des Poschhausstollens
(Ridnaun, Südtirol)

Verfasser:

Volgger Albin

Gasteiger Patrick

Betreuer:

Ao. Univ. Prof. Dr. Peter Tropper

Dr. Thomas Angerer

Innsbruck, Juli 2019

Danksagung

Unser größter Dank gilt unseren Betreuern Herrn Prof. Dr. Peter Tropper und Herrn Dr. Thomas Angerer. Wir möchten uns für die hilfreichen Anregungen und die konstruktive Kritik bei der Erstellung dieser Arbeit herzlichst bedanken.

Ganz besonders möchten wir uns beim Team des „Landesmuseum Bergbau“ in Ridnaun/Schneeberg bedanken. Namentlich erwähnt werden soll hier, Hermann Schölzhorn, Andreas Rainer und Dr. Christian Terzer.

An dieser Stelle wollen wir uns auch, als ehemalige Museumsvermittler, für die jahrelange Arbeit im Museum bedanken. Ohne diese Möglichkeit der Arbeit, wäre das Studium aus finanzieller Sicht um einen beträchtlichen Stolperstein größer gewesen. Ein großer Vorteil war über Jahre hinweg eine freie Zeiteinteilung. So war es für uns möglich über Jahre hinweg Arbeit und Studium unter einen Hut zu bekommen.

Diese Arbeit ist Teil des Projektes „*Das Pb-Zn-Cu-Fe-Metallsystem im Ötztal-Stubai-Kristallin: Chemische Untersuchungen zu Herkunft und Anreicherung von Hochtechnologie-Metallen mit einer Bewertung des ökonomischen Potenzials*“. Gedankt wird dem österreichischen Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft und Forschung, für die finanzielle Unterstützung.

Herrn Dr. Peter Onuk von der Montanuniversität Leoben wird für die Hilfestellung bei den LA-ICP-MS – Untersuchungen in Leoben gedankt.

Frau Martina Tribus wird für die zahlreichen Hilfestellungen im Labor des Mineralogie - Institutes der Universität Innsbruck gedankt.

Ein weiterer Dank gilt Herrn Dr. Volkmar Mair vom Amt für Geologie und Baustoffprüfung der Autonomen Provinz Bozen – Südtirol, für die kritische Durchsicht der Arbeit und der zahlreichen Denkanstöße.

Besonderer Dank gilt auch dem „Gruppenzwang“. Danke dir Tom Hasler für die zahlreichen Motivationsschübe, besonders während deiner Kartierungszeit. Deine zahlreichen „Whats-App“ – Fotos und Beiträge haben unser „Motivationslevel“ wahrlich in die „Höhe“ schnellen lassen. Danke auch für die jahrelangen unterhaltsamen Fahrten nach Innsbruck. An dieser Stelle möchten wir uns auch für dein Zitat von Edmund Hillary aus deiner Masterarbeit bedanken:

*Es ist nicht der Berg,
den wir bezwingen –
wir bezwingen uns selbst*

Unser letzter Dank gebührt natürlich auch diesen Menschen die mit Kommentaren wie „*hosch net bold fortig?*“, oder „*i vusteah des net, dasses net bold fortig mochtet*“, auch ihren Beitrag geleistet haben. Endlich können wir sagen:

„Mir hobn fortig“

Zum Schluss möchten wir uns noch jeweils ganz persönlich bei einigen Menschen bedanken:

Patrick:

Der erste und für mich wichtigste Dank gilt meinen Kollegen und Mitverfasser dieser Arbeit Albin. Du warst nicht nur schon immer einer meiner besten Kollegen, sondern wichtiger noch, du bist es immer noch, trotz der ganzen Höhen und Tiefen die wir während der Entstehung dieser Masterarbeit hatten. Ich bin froh, dass du mich durch deinen Elan immer wieder dazu gebracht hast weiter zumachen und mich angespornt hast die Uni abzuschließen. Ich werde die letzten Jahre wahrscheinlich doch irgendwie vermissen, aber freue mich umso mehr mit dir als Trauzeugen auf meiner Hochzeit in einen neuen Lebensabschnitt zu starten. Auf das wir noch viele Jahre miteinander befreundet bleiben.

Besonders bedanken möchte ich mich auch bei meiner zukünftigen Frau Birgit. Während des Studiums habe ich dich kennen und lieben gelernt, deshalb wird mir die Zeit immer ganz besonders in Erinnerung bleiben. Du hast mir immer den Rücken freigehalten und mich moralisch und seelisch in schwierigen Situationen unterstützt. Auch in Zeiten in denen ich ans Aufhören gedacht habe, hast du mich immer motiviert weiter zu machen und nicht aufzugeben. Dafür will ich mich bei dir ganz besonders bedanken und "Vergelt's Gott" sagen.

Weiters bedanke ich mich bei meinen Eltern Annelies und Walter. Ihr seid während meines Studiums immer hinter mir gestanden und habt mir alle Freiheiten überlassen meinen beruflichen Wunsch nachgehen zu können.

Nicht vergessen möchte ich das Team der ISB. Ihr habt mir, falls ich kurzfristig nach Innsbruck musste, immer die Möglichkeit geboten meine Arbeitszeit selber einzuteilen und mich immer unterstützt.

Albin:

Mein größter persönlicher Dank geht an Patrick. Danke, dass du mich die ganzen Jahre ausgehalten hast 😊. Danke für die Jahre in der Wohnung in Innsbruck (natürlich auch an Lisa). Ich denke es braucht eine starke Freundschaft, um eine Masterarbeit zusammen zu machen. Wir können getrost sagen, dass sie gehalten hat 😊. Danke für die zahlreichen Motivationsschübe während des Studiums. Ich weiß nicht wo ich wäre, wenn du dich nicht auch für dieses Studium entschieden hättest.

Ein großer Dank ans Museumsteam. Studienzeit bedeutet für mich Museumszeit. Daher sehe ich den Abschluss dieser Arbeit, die über meine ehemalige Arbeitsstelle handelt, auch als Abschluss dieses Lebenskapitels. Ich möchte mich namentlich bei Lenz und seiner besseren Hälfte Astrid bedanken. Danke Lenz und Astrid für die „feuchtfröhlichen“ Abende in der Knappenstube 😊 und Danke auch für die Hilfestellungen im Zuge dieser Arbeit. Ein großer Dank auch an Gabriel, für die vielen Abende in der Knappenstube. Danke für deine positive Art und Danke dafür, dass du immer zu mir gehalten hast und noch tust.

Danke auch an Unge für die kritische Durchsicht und die zahlreichen Hilfestellungen per Whats-App.

Danke auch meiner Familie, dass sie mir keine großen Stolpersteine in den ganzen Jahren in den Weg gelegt hat.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
Fragestellung	1
Geographie	2
Kurzer historischer Überblick	4
Regionale Geologie.....	5
<i>Ötztal-Stubai-Kristallin (ÖSC)</i>	5
<i>Der Schneebergerzug (SC)</i>	7
<i>Brennermesozoikum</i>	9
Störungssysteme in der Lagerstätte Schneeberg.....	9
Vererzungen im ÖSC.....	10
Form der Lagerstätte Schneeberg.....	11
<i>Frühere Ansichten</i>	11
<i>Aktuelle Ansicht (UNGERANK & HOLZMANN, 2011)</i>	12
Nahbereichserkundungen in den letzten Betriebsjahren	13
Genesedeutung Lagerstätte Schneeberg	14
SEDEX- Lagerstätten (allgemein)	16
<i>Modell zur Genese von Sedex-Lagerstätten</i>	18
Mineralchemie Sphalerit, Pyrrhotin und Chalkopyrit	20
<i>Sphalerit (Zinkblende)</i>	20
<i>Pyrrhotin (Magnetkies, FeS)</i>	21
<i>Chalkopyrit (Kupferkies, CuFeS₂)</i>	21
Seltene „High- tech“ – Metalle.....	22
2. Methodik	23
Kartierung.....	23
Probennahme.....	24
Optische Petrographie	28
<i>Strukturätzung mit 30% H-Iodid</i>	28
Elektronenmikrosondenanalytik (EPMA= Electron Probe Micro Analysis).....	29
Laser Ablation Copled Plasma Mass Spectrometry (LA ICP MS)	31
<i>Laserablationssystem</i>	31
ICP-MS	32
<i>Vor- und Nachteile der ICP-MS</i>	33
<i>Primärer und sekundärer Standard</i>	33
<i>Probenvorbereitung</i>	34
<i>Datenreduktion</i>	36
<i>Berechnungen</i>	36
<i>Nachweisgrenze (DL=Detection Limit)</i>	37
<i>MASS 1 – Kontrolle</i>	38
<i>Qualitätskontrolle</i>	39
Gesamtgesteinschemie	41
Raman- Spektroskopie	42
3. Kartierung	43
Einleitung.....	43
Kartierte Lithologien.....	43
<i>Filone Fazies</i>	43
<i>Paragneise/Glimmerschiefer</i>	47

<i>Vererzung</i>	48
<i>Quarz-Granat-Linsen/gänge</i>	49
Kartierte Profile	50
Beschreibung des Erzkörpers	61
Strukturgeologie.....	61
<i>Schieferung</i>	61
<i>Spröde Strukturen</i>	63
4. Makroskopische Erscheinung der Vererzung	65
5. Auflichtmikroskopie	67
Paragenese der hauptsächlich vorkommenden Erze	67
Galenit (Gn)	68
Pyrrhotin (Po)	68
Chalkopyrit (Ccp)	69
Sphalerit (Sph)	72
<i>Sphalerit-Typen</i>	72
<i>Wachstums- und Druckzwillinge in Sphalerit</i>	74
<i>Pyrrhotin und Chalkopyrit-Einschlüsse</i>	75
<i>Sphalerit-Struktur</i>	75
6. Petrologische Beschreibung der Erz begleitenden Lithologien und der Nebengesteine	77
Erz-begleitende Lithologien.....	77
<i>Filone Fazies</i>	77
<i>Muskovit-Quarz Schiefer</i>	83
<i>Paragneis</i>	85
BSE- Petrographie der Amphibol-haltigen Filone Fazies	87
BSE Petrographie von Akzessorien	94
<i>Ilmenit</i>	94
<i>Epidot</i>	94
BSE- Petrographie der Sulfide in der Amphibol-haltigen Filone Fazies.....	95
7. Mineralchemie	98
Amphibole der Filone Fazies	98
Biotit der Filone Fazies	102
Karbonate der Filone Fazies	105
Granat der Filone Fazies	109
Chlorit der Filone Fazies	111
Plagioklase der Filone Fazies	114
Mineralchemie der Sulfide	116
<i>Pyrrhotin (FeS)</i>	116
<i>Sphalerit (ZnS)</i>	119
<i>Chalkopyrit (CuFeS₂)</i>	121
Elementverteilungsbild Chalkopyritentmischung	125
Vergleich Chalkopyrite und Pyrrhotin (Filone Fazies und Hauptvererzung)	126
<i>Chalkopyrite</i>	126
<i>Pyrrhotin</i>	127
8. Spurenelemente in Sphalerit (LA-ICPMS)	128
Überblick der Daten	128
Unterschiede zwischen Haupterzgang und distalen Erzlinen.....	132

Unterschiede Sphalerittypen	133
Beschreibung der einzelnen Elementgehalte.....	135
Elementeinbau in Sphalerit	137
Qualitative Bestimmung der Mikroeinschlüsse	138
Profile über Sphaleritkörner hinweg	140
9. Raman-Spektroskopie.....	141
10. Geothermobarometrie	145
Geothermobarometrie mit intern konsistenten Datensätzen	145
Geothermometrie der Amphibol-haltigen Filone Fazies.....	158
Calcit – Dolomit Solvusgeothermometrie	158
P-T Bedingungen der Amphibolbildung in der Filonefazies	159
Geothermobarometrie der Sulfide.....	162
<i>Geothermometrie</i>	162
<i>Geobarometrie</i>	166
11. Diskussion.....	174
Erscheinungsbild Erzkörper	174
Paragenetische Sequenz	174
Entstehung der Sphalerittypen	175
Sphalerit in Granat und Verdrängungserscheinungen in Pyrrhotin.....	176
Mechanismen für den Elementeinbau in Sphalerit.....	176
<i>Substitutionsregeln</i>	178
Diskussion der einzelnen Elementgehalte	179
Partitionierung zwischen den Sulfiden	182
Inter-Element-Beziehungen und resultierende Elementsubstitutionen.....	185
Vergleich LA-ICPMS mit Mikrosondendaten	188
Hinweise auf den Lagerstättentyp SEDEX	189
Hinweise auf distal/proximal.....	190
Spurenmittelgehalte im Vergleich zu anderen ÖSC Vorkommen	192
Herkunft der Metalle und anderer Erz-Komponenten.....	195
Hydrothormaler Metalltransport im Sedimentbecken	197
Einfluss Metamorphose	198
Mineralparagenese der Filone Fazies.....	200
Diskussion der thermobarometrischen Ergebnisse	200
<i>Geothermometrie der Amphibol-haltigen Filone Fazies</i>	201
<i>Geobarometrie der Amphibol-haltigen Filone Fazies</i>	202
Zentrale Aussagen zur Bildung der Filone Fazies	203
12. Zusammenfassung und Ausblick.....	207
13. Literaturverzeichnis.....	209
14. Anhang.....	217
EPMA- Analysen	217
ICP- Daten.....	236
Gesamtgesteinschemie.....	238

Abkürzungsverzeichnis:

FF	Filone Fazies
Gng	Gangart
Gn	Galenit (Bleiglanz)
Vrz	Vererzung
MQS	Muskovit – Quarz – Schiefer
Qtz	Quarz
Sph	Sphalerit (Zinkblende)
Ccp	Chalkopyrit (Kupferkies)
Po	Pyrrhotin (Magnetkies)
Amph	Amphibol
Cc	Calcit
Dol	Dolomit
Bt	Biotit
Plag	Plagioklas
Mnphy	Manganphylit
Msk	Muskovit
Grt	Granat
Karb	Karbonat
Tr	Tremolit
Anth	Anthophyllit
Cumm	Cummingtonit
Grun	Grunerit
Ged	Gedrit
Fahl	Fahlerz
Sulf	Sulfide
Gah	Gahnit
Ill	Illmenit
Rtl	Rutil
Ank	Ankerit
SC	Schneeberger Zug
ÖSC	Ötztal-Stubai-Kristallin
Py	Pyrit
Arspy	Arsenopyrit
BMZ	Brennermesozoikum
Aspy	Arsenpyrit
Py	Pyrit
Ma	Magnetit
Mag	Magnesit
Clin	Clinopyroxen
Chl	Chlorit
Sid	Siderit
Sph	Sphalerit
Tu	Turmalin
Staur	Staurolith

Kurzfassung

Diese Arbeit beschäftigt sich mit einer Untertagekartierung, einer durchlicht- bzw. auflichtmikroskopischen Beschreibung, sowie den mineralchemischen Untersuchungen der Lithologien im Bereich des Poschhausstollens in der Sedex-Lagerstätte Schneeberg in Südtirol/Italien. Hauptaugenmerk wurde auf die mineralchemische Charakterisierung des Sphalerites sowie auf die mineralchemische Charakterisierung der Minerale der sog. „Filone Fazies“ gelegt.

Im Zuge der Untersuchungen wurden an 9 Schlifften Sphalerite mittels LA-ICP-MS („Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry) auf 23 Elemente hin untersucht. Es zeigten sich Korrelationen zwischen den Elementen Fe÷Mn, Sb÷Pb, Co÷Cu, und Ga÷In. Als chemische Substitution überwiegen die Kationen Fe, Co, In und Cd. Die Elemente Mn, Cu, Hg, Ag, Se und Pb sind einschlussdominiert. Die Lagerstätte Schneeberg zeigt im Vergleich zum EASM (Eastern Alpine Sphalerite Median) hohe Mn, Fe, Co, Se, Cd, In und Sn – Gehalte. Ni und Pb werden im Vergleich zu Sphalerit bevorzugt in Pyrrothin eingebaut. Die Sphalerite in der „Filone Fazies“ sind im Vergleich zu den Sphaleriten der Hauptvererzung angereichert an den Elementen Sb, Ag, Pb und Mn. Es zeigt sich, dass hydrothermal mobilisierte metamorphe Mobilisationen an Pb und Ag angereichert sind. Während statischer Rekristallisation kam es zu Fe- und Cu- Entmischungen entlang von Korngrenzen. Eine niedrig temperierte Abreicherung von 1⁺ - 2⁺ - und 3⁺ - wertigen Kationen fand durch eine zeitgleiche fluid-unterstützte Mobilisation statt.

Die Filone Fazies ist durch die Mineralparagenese von Biotit + Anthophyllit + Cummingtonit/Grunerit + Quarz + Dolomit + Calcit + Fe-Mg Karbonat + Granat + Turmalin + Staurolith + Sulfide ± (Muskovit und Plagioklas) gekennzeichnet. Durch die mineralchemische Charakterisierung der Filone Fazies konnten die meisten Amphibole als Fe-Mg Amphibole Cummingtonit bzw. Grunerit klassifiziert werden und es zeigte sich auch eine Abwesenheit von Tremolit in dieser Lithologie. Geothermobarometrische Untersuchungen an den Metapeliten lieferten P/T- Bedingungen von 0.67 bis 0.84GPa und 588 bis 620°C. Die Sulfidgeothermometrie nach KULLERUD (1953) ergab für die Filone Fazies Temperaturen von ca. 420-430°C. Die selben geothermometrischen Untersuchungen an den Hauptvererzungen liegen etwas höher bei 460°C. Mit Hilfe der Sphalerit-Geobarometrie (HUTCHINSON & SCOTT, 1981) wurden Drucke von 0.43 bis 0.88GPa für die Filone Fazies und 0.41 bis 0.91GPa für die Hauptvererzung berechnet, aber diese Werte sind durch das Fehlen der kompletten Bufferparagenese nur als semiquantitativ anzusehen. Trotzdem weisen sie auf niedrigere Drücke nach dem Metamorphosehöhepunkt hin. Basierend auf den geothermometrischen Ergebnissen ist aber davon auszugehen, dass die Filone Fazies sowie die Hauptvererzung nach dem Metamorphosehöhepunkt von ca. 600°C entstanden sind.

Abstract

This work involves underground mapping, transmitted light respectively a reflected light microscopy, as well as mineral-chemical investigations of the lithologies in the area of the Poschhaus gallery in the Sedex deposit Schneeberg in South Tyrol/Italy. The main focus was on the mineralogical-mineral chemical characterization of sphalerites and the minerals of the so-called "Filone Facies".

In the course of the investigations, sphalerites were analyzed for 23 elements in 9 thin sections using LA-ICP-MS (Laser Ablation - Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry). Correlations between the elements Fe÷Mn, Sb÷Pb; Co÷Cu, - and Ga÷In were found. As solid solution compounds Fe, Co, In and Cd predominate. The presence of Mn, Cu, Hg, Ag, Se and Pb is inclusion-dominated. The Schneeberg deposit shows high Mn, Fe, Co, Se, Cd, In and Sn contents compared to the EASM (Eastern Alpine Sphalerite Median). Ni and Pb are preferentially incorporated in pyrrhothite compared to sphalerite. The sphalerites of the "Filone Fazies" are enriched in the elements Sb, Ag, Pb and Mn compared to the sphalerites of the main mineralization. This shows that hydrothermally mobilized metamorphic mobilizations are enriched in Pb and Ag. During static recrystallization, Fe and Cu segregations occurred along grain boundaries. A low temperature depletion of 1⁺ - 2⁺ - and 3⁺- valent cations took place by simultaneous fluid-assisted mobilization.

The Filone facies contains the mineral assemblage biotite + anthophyllite + cummingtonit/grunerite + quartz + dolomite + calcite + Fe-Mg carbonates + garnet + tourmaline + staurolite + sulfides ± (muscovite and plagioclase).The mineral-chemical characterization of the filone facies allowed most amphiboles to be classified as cummingtonite or grunerite, and the absence of tremolite in this lithology was also demonstrated. Geothermobarometric studies on the metapelites yielded P/T conditions from 0.67 to 0.84 GPa and 588 to 620°C. The KULLERUD (1953) sulfide-geothermometers yielded temperatures of approx. 420-430°C for the Filone Facies. The same geothermometric investigations on the ore mineralizations are slightly higher at 460°C. Sphalerite geobarometry (HUTCHINSON & SCOTT, 1981) yielded pressures from 0.43 to 0.88GPa for the filone facies and 0.41 to 0.91GPa for the main mineralization although due to the lack of complete buffering assemblages these results have to be treated with caution. Nonetheless the obtained pressures point to lower pressures after the peak of metamorphism and also based on the geothermometric results it can be assumed that the filone facies and the ore mineralization formed after the thermal peak of 600°C.

1. Einleitung

Fragestellung

Aufbauend auf die bisherige Literatur erfolgt im Zuge dieser Arbeit eine geologische-mineralogische und geochemische Untersuchung des Schneeberger Mineralsystems. In einer Untertagekartierung wurden die Beziehungen zwischen der Vererzung mit dem Umgebungsgestein untersucht. Ziel ist es im Bereich des Poschhausstollens sowie in den Quergängen 3 und 4 durch gezielte Profilaufnahmen eine zusammenhängende Synthesekarte zu zeichnen. Diese Kartierung wurde in den Sommermonaten 2017 von beiden Bearbeitern dieser Masterarbeit durchgeführt.

Albin Volgger

Viele bereits stillgelegte Cu-Pb-Zn-Lagerstätten bergen heute unerwartete Rohstoffpotenziale. Vor allem verschiedene Spurenmetalle wie etwa Ga, Ge, In sind heute für die Entwicklung modernster Technologien interessant. Deshalb wird vermehrt nach Orten gesucht wo diese Metalle auftreten. Erkenntnisse über Herkunft, Mobilisierung und Anreicherung dieser Elemente sind daher für die Rohstoff-Erkundung sehr wichtig. Pb-Zn- dominierte Sedex-Lagerstätten wie die Lagerstätte Schneeberg sind an Ga, Ge, In, Sn, und Cd angereichert. Die Prozesse die zur Anreicherung dieser Elemente führen sind noch nicht vollständig erforscht.

An den Erzen des Schneeberges wurden noch nie ICP-LA-MS Messungen mit genauer Entnahmestelle der Probe durchgeführt. Mittels dieses Untersuchungsverfahrens wurden Sphalerite auf 23 verschiedene Elemente hin untersucht. Dabei sollte auch festgestellt werden ob es im Elementgehalt zwischen verschiedenen rekristallisierten Sphaleriten Unterschiede gibt. Dadurch soll ein Verständnis bezüglich der primären Verteilung bzw. sekundären tektonometamorphen Umverteilung von Spurenmetallen erhalten werden. Es soll herausgefunden werden, ob bestimmte Elemente in der sogenannten „Filone Fazies“ angereichert bzw. abgereichert sind (auch mithilfe von Gesamtgesteinschemie). Zum Einen sollen die Prozesse die zur Elementmobilisation im hydrothermalen System führten in dieser Arbeit auch untersucht werden und zum Anderen sollte ein Vergleich zu anderen ostalpinen Lagerstätten hergestellt werden.

Patrick Gasteiger

Bis zum Beginn dieser Arbeit war noch unklar wie die sogenannte „Filone Fazies“ entstanden ist und wie sich diese mineralogisch und chemische genau zusammensetzt. Mittels ausgewählten Proben aus der Filone Fazies sowie des Nebengesteins, sollen mit Hilfe der Elektronenstrahlmikrosonde sowie der Raman-Spektroskopie neue Erkenntnisse über diese Lithologie gewonnen werden, um die

Beziehung zwischen Vererzung und dem Nebengestein besser verstehen zu können. Des Weiteren soll eine detaillierte chemische Beschreibung sowie eine genau Klassifizierung der Amphibole der Filone Fazies erfolgen.

Aufbauend auf die bisherige Literatur sollen auch neue geothermobarometrische Daten durch unterschiedliche Ansätze generiert werden. Dabei soll ein P/T Pfand erstellt werden, um die P/T-Bedingungen der Vererzung und der Filone Fazies im Zusammenhang mit dem Metamorphosehöhepunkt im Untersuchungsgebiet darzustellen. Besonderes Augenmerk soll auf die Calcit- Dolomit Solvusgeothermobarometrie sowie die Geothermobarometrie mittels Sulfiden gelegt werden, um die Bildungsbedingungen der Filone Fazies noch besser zu verstehen können.

Geographie

Die ehemaligen Bergbaue am Schneeberg und im Pflerschtal werden aufgrund ihrer gemeinsamen Geologie, Bildung und Montangeschichte als ein Lagerstättenbereich zusammengefasst. Die Lagerstätte Schneeberg/Pflersch liegt im zentralen Norden von Südtirol (Italien), in der Nähe des Alpenhauptkamms. Sie erstreckt sich vom hintersten Passeiertal (Schneeberg) bis in das Pflerschtal. Laut BAUMGARTEN et al. (1998), stellt es das größte Bergrevier Tirols und zugleich bedeutendste Grubenfeld Südtirols dar. Die bergmännischen Aufschlüsse beschränken sich vor allem auf den Talkessel des Schneebergs, auf die Nordseite des Lazzachertales, den Talschluss des Pflerschtales sowie dessen südliche Talseiten. Abbaue bzw. Ausbisse finden sich zudem noch unterhalb der Telfer Weißen im Ridnauntal (Abb.1.1). Da der Lagerstättenbereich Pflersch nicht Teil dieser Arbeit ist, wird die untersuchte Lagerstätte in dieser Arbeit mit „Lagerstätte Ridnaun- Schneeberg“ benannt.

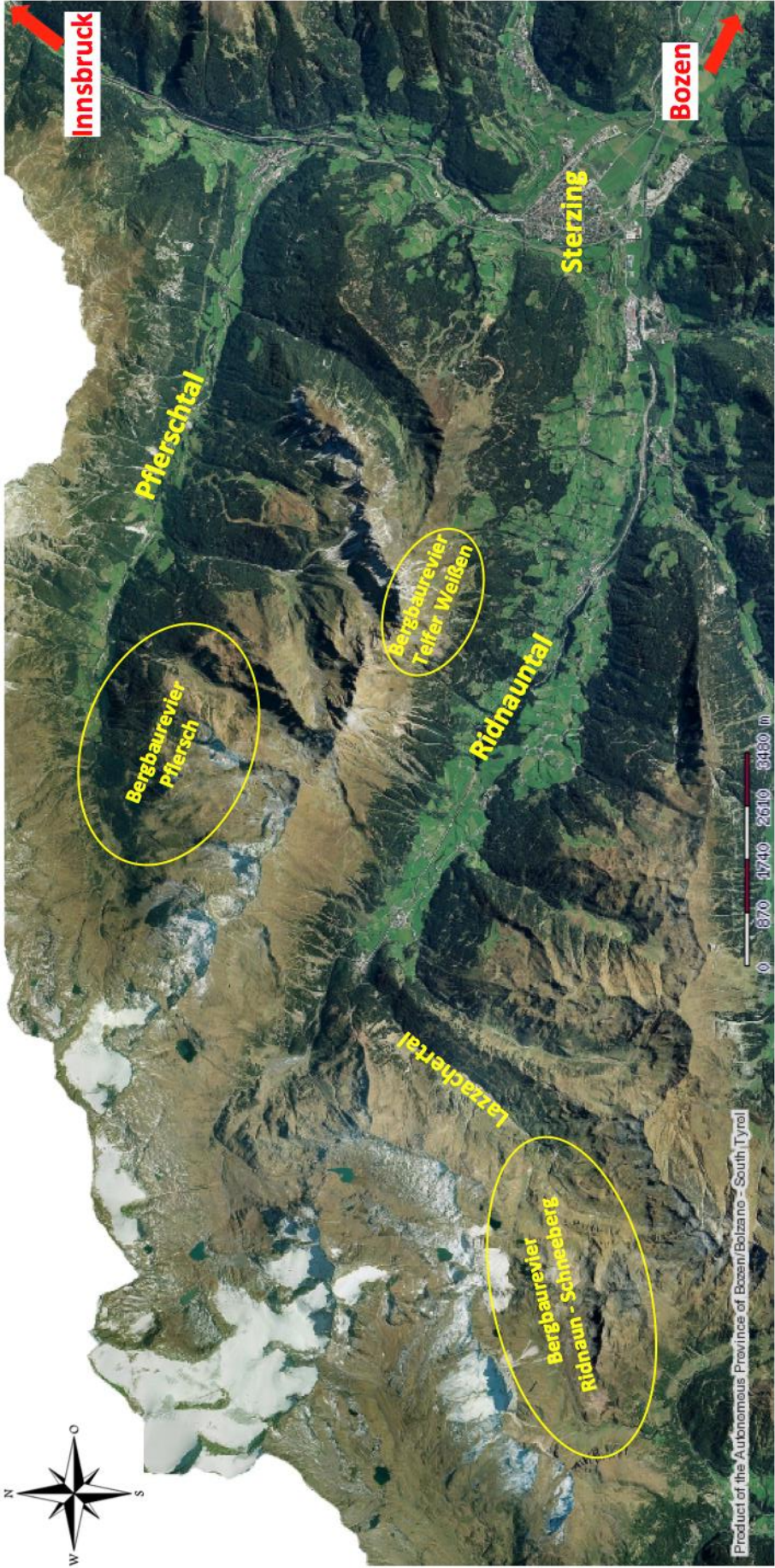


Abbildung 1.1: Orthophoto mit den drei Bergbaurevieren Ridnaun-Schneeberg, Pflersch und Telfer Weißen, sowie den wichtigsten Haupt- und Nebentälern der Region rund um Sterzing.

Kurzer historischer Überblick

Am Schneeberg liegen die Anfänge der Bergbautätigkeit im Dunkeln. Die älteste urkundliche Erwähnung gibt es in einem Bozner Notariatsbuch aus dem Jahre 1237. Hier ist die Rede vom „*argentum bonum de Sneberch*“, also vom guten Silber vom Schneeberg. KOFLER (2012) schreibt zu dieser schriftlichen Erwähnung:

„Es liegt wohl nahe, die erwähnte Bozner Notariats-Imbreviatur aus verschiedenen Überlegungen mit dem Südtiroler Schneeberg in Verbindung zu bringen, wenngleich es dafür nicht vollkommen stichhaltige Beweise gibt. Die räumliche und geografische Nähe zwischen der Stadt Bozen und dem Südtiroler Schneeberg dürfte ursächlich für die Herstellung dieses Zusammenhangs gewesen sein. Die Bezeichnung Schneeberg findet sich jedoch sowohl im Erz- als auch Fichtelgebirge, und auch in Salzburg und Niederösterreich sowie in Slowenien und in den Vogesen gibt es einen Schneeberg“.

Gesichert sind die Quellen aus dem 15. Jahrhundert, wo es eine erste Hochblüte des Erzabbaus am Schneeberg gab. Ende des 15. Jahrhunderts sollen an die 1000 Knappen in 70 Stollen am Schneeberg beschäftigt gewesen sein. Zu dieser Zeit spielte das Blei eine immer größere Bedeutung. Der Schneeberg wurde in dieser Zeit der größte Hauptlieferant für das Frische des Schwazer Fahlerzes. Dabei wurde während des Schmelzvorganges den Fahlerzen, Blei beigemengt. Dadurch band sich das Silber an das Blei und wurde gleichzeitig vom Kupfer gelöst. In einem weiteren Schmelzvorgang konnte das Silber relativ leicht vom Blei getrennt werden (HALLER & SCHÖLZHORN, 2000).

Zum Niedergang des Bergbaus in Tirol kam es ab der Mitte des 16. Jahrhunderts. Ursachen waren die immer teurer werdende Förderung der Erze aus immer tieferen Bereichen, und zum anderen die Entdeckung Amerikas was zu einem Preisverfall des Silbers führte. In den folgenden Jahrhunderten wurden viele Bergwerke geschlossen. Von den Jahren 1789 bis 1870 wurde am Schneeberg nur während der Sommermonate von sogenannten „Freischürflern“ Erz abgebaut (MAIR et al., 2007).

Zu einem zweiten Höhenflug des Bergwerkes kam es mit dem Abbau des Sphalerites ab 1871. Das eigentliche Haupterz des Schneeberges war man zuvor nicht in der Lage zu verhütten. Es wurde als lästiges Nebengestein auf Halden gelagert. Es kam zum Bau der damals wohl größten Erz-Übertage-Förderanlage auf Schienen. Die Knappensiedlung St. Martin wuchs in dieser Zeit zu einem beachtlichen Dorf heran. In Maiern baute man eine zu dieser Zeit moderne Erzaufbereitung.

Die italienischen Firmen SAIMT, AMMI, und SAMIM führten das Bergwerk nach dem 1. Weltkrieg bis 1985 weiter. In dieser Zeit kam es zu einer Modernisierung des Erztransportes und der Erzaufbereitung (ab 1926 Flotationsverfahren in Maiern). Zu einer 6-jährigen Unterbrechung des Abbaus kam es, aufgrund der Weltwirtschaftskrise, in den 30er Jahren des 20. Jahrhunderts.

In den Jahren 1962 bis 1967 führte die Firma AMMI eine entscheidende Wende herbei. Man ließ den 3,6 km langen Poschhausstollen im Lazzachertal, in westliche Richtung zum Erzlager vortreiben. Dadurch wurde es möglich das Erzlager aus Ridnauner Seite anzufahren. Nach dem Brand des

Arbeiterwohnhauses am Schneeberg im Jahre 1967 konnten die Knappen in die neuerbaute Arbeiterunterkunft in Maiern ziehen. Mit der Kabinenbahn fuhren sie ab nun täglich durch das Lazzachertal bis zum Poschhausstollen. Dadurch wurden die Lebensverhältnisse der Knappen merklich verbessert.

1979 war es dann soweit, trotz erbitterter Widerstände zwang der Preisdruck auf dem Weltmarkt zur Stundung der Produktion. Nach umfangreichen Sucharbeiten verließ 1985 der letzte Bergmann die Grube (BAUMGARTEN et al., 1998).

Regionale Geologie

Großtektonisch liegt das Bergbaugebiet Schneeberg im Ostalpin. Die ostalpinen Einheiten stellen im tektonischen Bau der Alpen die hangendsten Einheiten dar. Die Einheit repräsentiert die nördlichsten Einheiten des nördlichen adriatischen Kontinentalrandes. Im westlichen Teil der Alpen wurde das Ostalpin fast gänzlich erodiert (SCHMID et al., 2004). Es handelt sich hauptsächlich um kristalline Gesteine mit mesozoischen Sedimentauflagen (z. B. Nördliche Kalkalpen). Die drei in der Region relevanten Einheiten sind das Ötztal-Stubai-Kristallin, der Schneeberger Zug und das Brennermesozoikum. Auf diese wird im folgenden näher eingegangen.

Ötztal-Stubai-Kristallin (ÖSC)

In der Nomenklatur nach SCHMID, (2004) gehört die Einheit, neben dem Bundschuhkomplex zum Ötztal-Bundschuh-Deckensystem. Sie liegt im Liegenden des Drauzug-Gurktal-Deckensystems und im hangenden des Koralpe-Wölz-Systems. Bei der Öffnung des Meliata-Ozeans lag die Einheit extern und gehörte zu Südapulien.

Die nördliche Grenze zu den Nördlichen Kalkalpen bildet die Inntalstörung. Im Osten grenzt die Einheit an das Tauernfenster, die Grenze bildet die Brennerabschiebung. Die südliche Begrenzung des ÖSC bildet der Schneebergerzug und der Texelkomplex. Die Engadiner Störung bildet die westliche Grenze zum Engadiner Fenster und zum Silvrettakristallin (SCHMID et al., 2004).

Das ÖSC wird aus metasedimentären Einheiten und wenigen Orthogneisen aufgebaut (HELBIG et al., 1978). Daneben finden sich auch Metabasite, u.a. Eklogite (FRANK, 1987). Vorherrschend sind polymetamorphe Paragneise und Glimmerschiefer (UNGERANK & HOLZMANN, 2011). Die Orthogneise sind sauer bis intermediär (FRANK, 1987). In Nord-Süd und Ost-West-Profilen bildet das ÖSC eine Synform (siehe Abb.1.2).

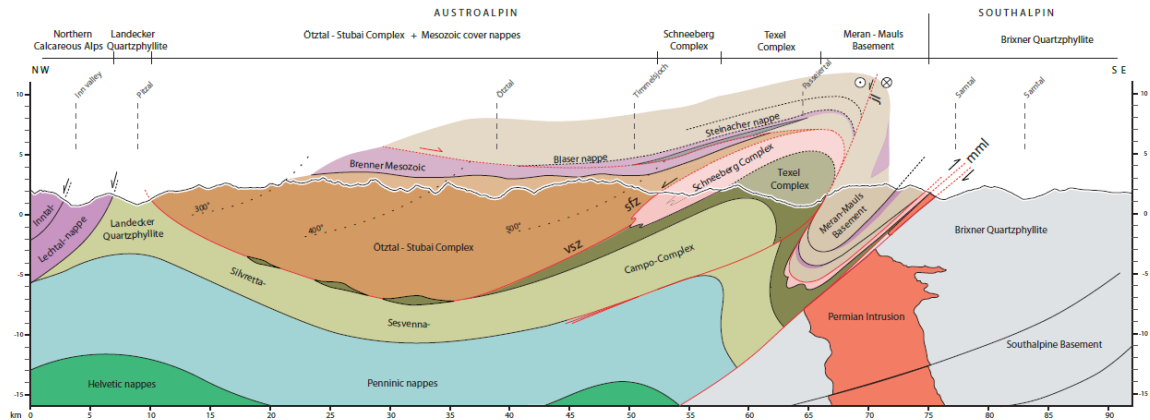


Abbildung 1.2: Synform des Ötztal-Stubai-Komplexes im NW-SE-Profil (FLÖSS und SPECKBACHER, 2009).

Dies ist das Ergebnis aus Nord-Nordwest gerichteter alpiner Deckenstapelung und der späteren Auffaltung des südlichen Teiles (FLÖSS 2009, SPECKBACHER 2009). Die Synform im Ost-West Profil lässt sich als Ergebnis der Hebung des Tauernfensters und des Engadiner Fensters deuten (SCHMID et al., 1989; FÜGENSCHUH et al., 2011). Die kaledonische und variszische Phase erreichten im ÖSC die Amphibolitfazies (FREY, 1999; THÖNI, 1999). Die permotriassische Phase erfasste die Einheit nicht flächendeckend (SCHUSTER, STÜWE 2008). Während der eoalpinen (kretazischen) Phase vor 100-80 Ma wurden die variszischen Strukturen im Südosten überprägt. Im Nordosten sind sie allerdings noch gut erhalten (HOINKES et al., 1982). Während dieser Zeit entstand die heutige charakteristische Metamorphosezonierung von Nordwest nach Südost (Abb. 1.3). So ist aus der Abbildung 1.3 ersichtlich, dass der Metamorphosegrad im Kautertal kaum über die mittlere Grünschieferfazies hinaus geht, während man im östlichen Teil Bedingungen der mittleren Amphibolitfazies (550°C und 0,5-1GPa) vorfindet (HOINKES, 1991, TROPPEL, 1996).

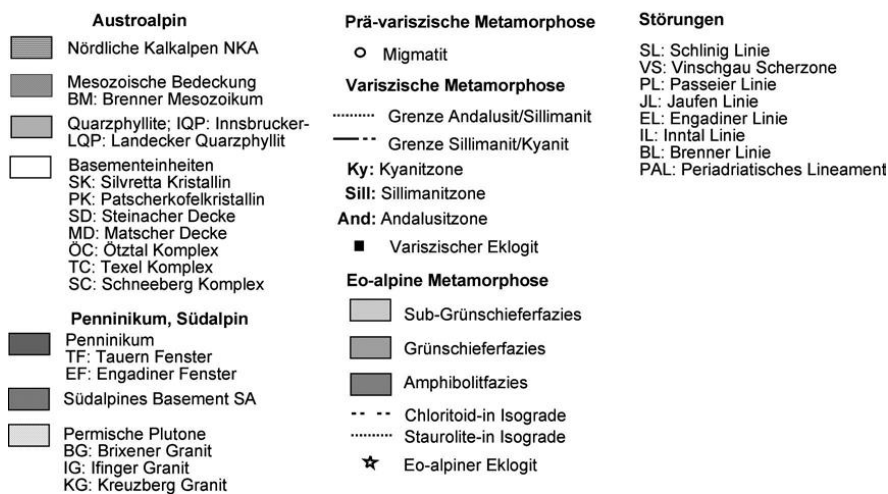
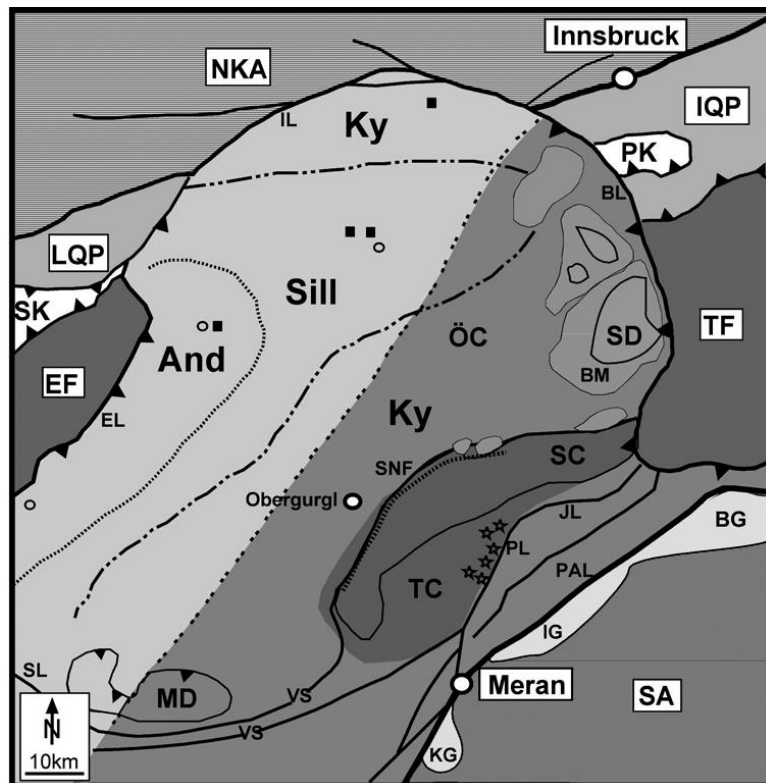


Abbildung 1.3: Eo-alpidische Metamorphosezonierung im ÖC (nach TROPPEL & RECHEIS, 2003).

Der Schneebergerzug (SC)

Diese Einheit wurde früher zum Texelkomplex gezählt. Aufgrund des Auftretens anderer Lithologien ist man jedoch draufgekommen, dass die Einheit eine Sonderstellung besitzt (HELBIG, 1978). Im Osten des SC überwiegen Ost-West streichende Gesteine, die im Westen in einem Faltscharnier enden, wo die Faltenachsen steil einfallen (SANDER et. al., 1920). Die Großstruktur lässt sich als synformale Antiklinale interpretieren. Wobei der Kern aus permisch überprägten Gesteinen der monotonen Serie besteht und außen Lithologien der mesozoischen bunten Serie zu finden sind (FLÖSS, 2009).

Die Einheit grenzt im Norden an das Ötztal-Stubai-Kristallin. Getrennt werden sie durch die Schneebergstörung, deren spröden Anteile im Gelände relativ leicht verfolgbar sind (ZANCHETTA, 2010).

Im Osten beißen die Schichten in die Luft aus (SCHMID et al., 2004). Wenn man eine Retrodeformation der „Tauernfensterextension“ durchführt, so grenzt der Schneeberger Zug an den Radenthein Komplex (FRISCH et. al., 2000).

Die südliche Begrenzung bildet die Lodner Decke. Die westliche der Texelkomplex. MAURACHER (1980) hat folgende Unterteilung der SC-Lithologien vorgenommen (Abb.1.4):

- a.) Die monotone Serie die von der bunten Serie umschlossen wird, besteht vorwiegend aus Glimmerschiefern und Granat-Glimmerschiefern.
- b.) Die bunte Serie besteht aus einer komplizierten Wechselfolge aus Paragneisen, Marmoren, Glimmerschiefern, Garbenschiefern, Quarziten und Amphiboliten.

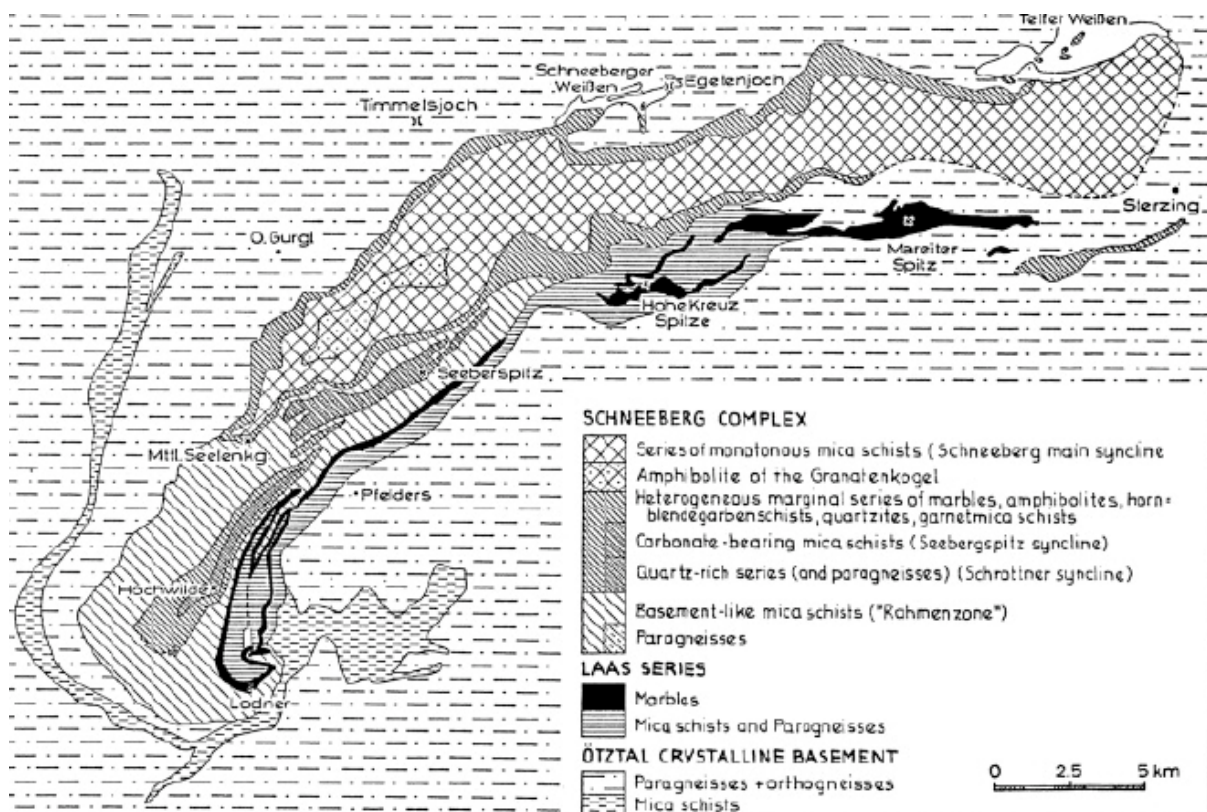


Abbildung 1.4: Geologische Karte des Schneebergzuges (MAURACHER, 1981).

Die Präalpine Entwicklung des SC kann als unsicher eingestuft werden. Charakteristisch für den gesamten SC ist das Fehlen von präalpidischen Metamorphosestrukturen (MAURACHER, 1981). Der Schneebergerzug kann als eine postvariskische Grabenstruktur am Nordrand von Südapulien angesehen werden (POMELLA, 2016). Nach der Ablagerung kam es zu einer Überschiebung des Schneebergerzuges auf den Texelkomplex. Wobei der Deckenkontakt heute stark defomiert ist (FLÖSS, 2009).

Die alpine Entwicklung ist dagegen leicht rekonstruierbar. Während der eoalpinen Orogenese wurde der Schneebergerzug subduziert, dabei wurden 600°C und 1,0 GPa erreicht (KONZETT & HOINKES 1996). In dieser Phase kam es laut FLÖSS (2009) und SPECKBACHER (2009) zur Bildung der Schieferung (D_{1.1}) und zur isoklinalen Faltung (D_{1.2}).

Brennermesozoikum

Im Hangenden des ÖSC liegt autochthon das Brennermesozoikum. Die Schichtfolge reicht vom Permoskyth bis Oberjura. Vertreten wird das BMZ durch die Serles im Stubaital und der Tribulaungruppe. Kleinere Vorkommen findet man weiters nördlich des SC, von Mauls zum Penserjoch, im Ridnauntal (Telfer- und Moarer Weißen), sowie den Schneeberger Weißen am Schneeberg. Das BMZ kann als Erosionsrest angesehen werden und dürfte ursprünglich das gesamte ÖSC bedeckt haben. Seine heutige Existenz dürfte es der Brennerabschiebung zu verdanken haben. Somit waren diese Gesteine im Osten einer geringeren Erosion ausgesetzt und konnten erhalten bleiben (BRANDNER et al., 2003).

Störungssysteme in der Lagerstätte Schneeberg

Eine systematische Anordnung der Störungen unter Tage am Schneeberg wurde bereits von FÖRSTER (1963) erkannt. Dabei wurden von FÖRSTER (1963), BAUMANN (1967) und BAUMGARTEN et al. (1998) drei Typen von Störungssystemen unterschieden:

- Typ Aloisi (E-W-Streichen und Einfallen nach N mit 50°)
- Typ Paul (N-S-Streichen und Einfallen nach W mit 65°)
- Typ Martin (WNW-ESE-Streichen und Einfallen nach NNE mit 65°)

Es handelt sich bei allen drei Störungssystemen um Abschiebungen, welche durch Extensionstektonik entstanden sind. Die Lagerstätte selber wurde zuerst von dem Typ Aloisi beeinflusst. Die beiden anderen Systeme (Typ Paul und Martin) beeinflussten später die Lagerstätte und sind vermutlich im Miozän entstanden (UNGERANK et al., 2012).

Das wichtigste Störungssystem stellt laut FÖRSTER (1963) der Typ Martin dar. Dazu gehören zum Beispiel die Franz-, Martin-, Herrenorterstörung, Herrenorterkluft, Kerschanger-, Peterstollen, Erzstübner-, Schacht- und Veitstörung (Abb.1.5). Letztere kann vom Kaindljoch bis zu den Schneeberger Weißen Übertage verfolgt werden.

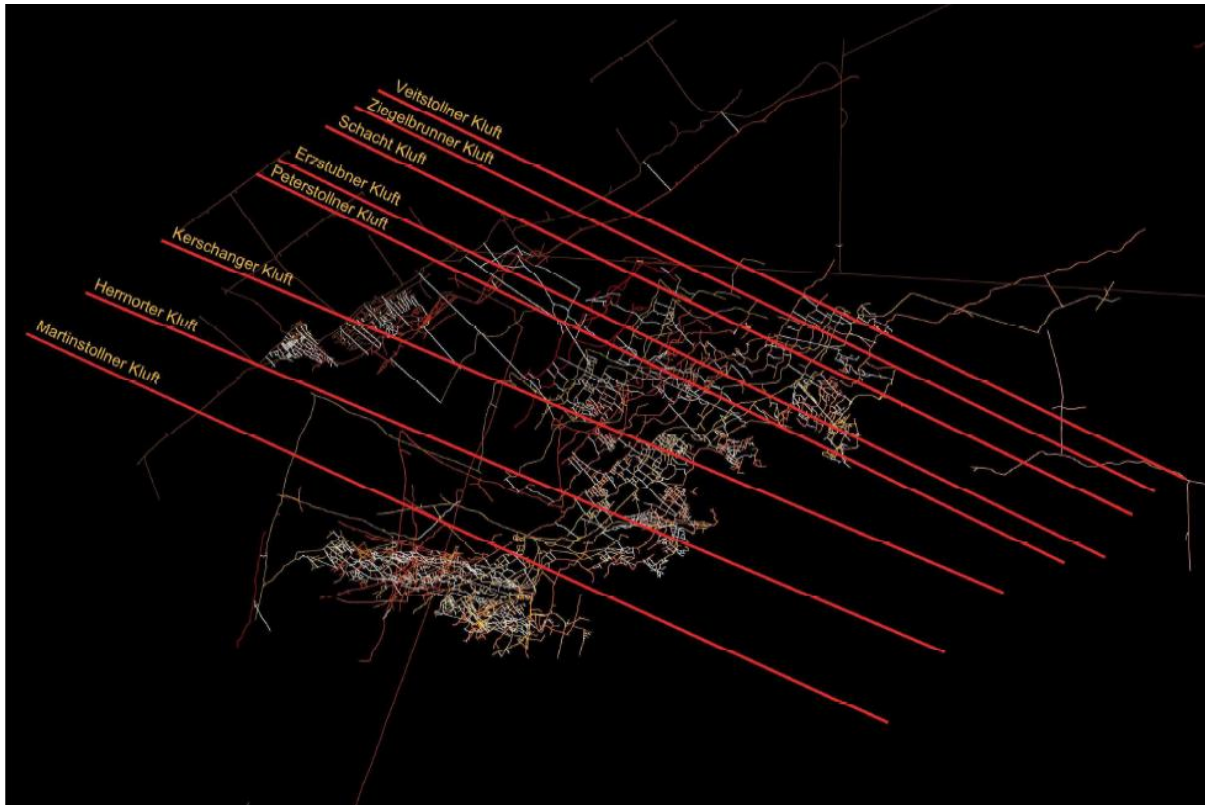


Abbildung 1.5: Störungsfamilie vom Typ Martin (aus UNGERANK & HOLZMANN, 2011).

UNGERANK & HOLZMANN (2011) berichten von einer weiteren markanten Störungsstruktur, welche die gesamte Egetenwand im Lazzachertal durchzieht. Entlang der Störung treten dunkelgraue bis schwarze Gesteine auf. Die dunkle Farbe weist wahrscheinlich auf einen hohen Graphitgehalt hin. Eine weitere größere Störung wurde im Gipfelbereich der Krapfenkarspitze von UNGERANK & HOLZMANN (2011) kartiert.

Vererzungen im ÖSC

Die Vererzungen im ÖSC lassen sich in zwei zu trennende Paragenesenkomplexe zusammenfassen: polymetallische Cu-Fe-Sulfidparagenesen (Ccp + Py + Po + Sph + Arspy) im Norden, und polymetallische Zn-Pb-Sulfidparagenesen (Sph + Gn + Ccp + Py + Po) im Süden (VAVTAR, 1988). Die ursprünglichen Anreicherungsgegebenheiten wurden trotz mehrmaliger hochgradig-metamorpher und tektonischer Überprägungen nicht zur Gänze ausgelöscht. Die Lagerform im Makrobereich dieser stratiformen Metallisationen verläuft konkordant zu den variskischen Hauptstrukturen des Nebengesteins. Aufgrund der Schwefelisotopenverhältnisse und der Vergesellschaftung der Erzanreicherung mit Metavulkaniten kann mit großer Wahrscheinlichkeit eine hydrothermale Stoffherkunft angenommen werden (VAVTAR, 1988).

Form der Lagerstätte Schneeberg

Frühere Ansichten

Am Schneeberg konzentrierte sich der Abbau hauptsächlich auf zwei parallele, erzführende Bereiche. Von den Knappen wurden diese Körper als Gänge bezeichnet, obwohl sie konkordant in das Nebengestein eingelagert sind. Die Bergmänner sprachen von drei Gängen:

- Hangendgang (*ital. filone tetto*)
- Liegendgang (*ital. filone letto*)
- Quergang oder Kreuztrum (*ital. incrociatore*)

Am intensivsten abgebaut wurde laut BRIGO (1965) der Hangendgang. Sein Verlauf ist ca. 1,5 km bekannt. Der „Gang“ hat eine Mächtigkeit zwischen 1,5 und 2 m. Erreicht allerdings laut BRIGO (1965) in einzelnen Bereichen 6-8 m. Durch den Poschhausstollen (Niveau 2000) wurde der Hangendgang in einer Tiefe von ca. 3 km erschlossen und abgebaut. Durch Sondierungsarbeiten zwischen 1974 und 1979 wurde die Teufenfortsetzung bis ca. 300 m unter Niveau 2000 bestätigt. Laut PAGEL (1975) wurden trotz Bohrungen und Querschlägen der Liegend- und Quergang in diesem Bereich nie gefunden.

Im Liegenden des Hangendganges befindet sich der Liegendgang. Laut FÖRSTER (1963) hat der Gang auf seinen höheren Sohlen die Form eines Wellblechs und liegt deutlich diskordant im Nebengestein. Mit zunehmender Tiefe verläuft er wieder konkordant zum Hangendgang.

Der Quergang verbindet Hangend- und Liegendgang. Der Einfallswinkel beträgt 60 bis 90° (BRIGO, 1965). Der Körper hat die Form einer ausgelängten Linse. Laut FÖRSTER (1963) setzt sich der Gang einige Meter diskordant durch das Nebengestein fort. Dies rechtfertigt laut UNGERANK & HOLZMANN (2011) die Annahme, dass der Erzkörper in einer ursprünglichen Scherzone gebildet wurde. Die Lage der Gänge zueinander ist in Abbildung 1.6 dargestellt. Zu erwähnen ist jedoch, dass es sich um eine ältere Interpretation handelt (vor der Neuinterpretation von UNGERANK & HOLZMANN (2011)).

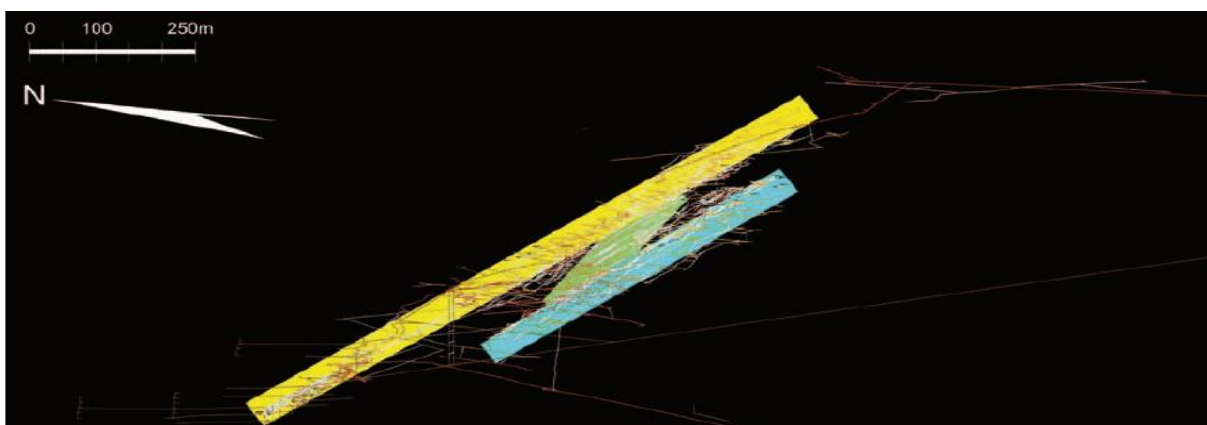


Abbildung 1.6: 3D Südansicht des Schneeberger Grubenkörpers. In hellblau ausgehalten die vermutete Lage des Liegendganges, in gelb die des Hangendganges und in grün die Lage des Querganges (aus UNGERANK & HOLZMANN, 2011).

Aktuelle Ansicht (UNGERANK & HOLZMANN, 2011)

UNGERANK & HOLZMANN (2011) haben aufgrund von Literaturdaten, Stollenbegehungen, Übertagekartierungen und Auswertungen der 3D Computersimulation das aktuellste Bild der Schneeberger Lagerstätte geschaffen. Folgende Ansichten konnten aufgeklärt werden:

- Die Begriffe Hangend, Liegendgang und Quergang haben nur sehr beschränkte Gültigkeit:
Im 3D- Modell konnte im Bereich von Seemoos ein klarer Knick bzw. eine Art Falte des Erzkörpers ausgemacht werden. Schächte und Stollen sind so angelegt, dass sie den Verlauf einer Falte nachzeichnen. UNGERANK, 2012 schreibt dazu: „Zunächst wurden die Stollen in eine bestimmte Richtung vorgetrieben, um dann an einem bestimmten Punkt einen spitzen Winkel zu beschreiben. Der „Wendepunkt“ stellt dabei den Punkt dar, wo die Stollen vom oberen Faltenschenkel („Hangendgang“) in den unteren Faltenschenkel („Liegendgang“) vorgetrieben wurden. Die Begriffe „Hangendgang“ und „Liegendgang“ besitzen also in diesem Abschnitt nur eingeschränkte Gültigkeit.“
- Der Quergang verbindet nicht den Hangend-mit dem Liegendgang:
Der Quergang ist ein selbständiger Erzkörper, der sich im SW der Lagerstätte (Seemoos) befindet. Und parallel zu der Störungsfamilie vom Typ Martin steht. Vermutlich ist es eine ausgelängte bzw. ausgequetschte Linse oder ein abgescherter Bereich einer Faltenstruktur die im Zuge der Arbeit entdeckt wurde.
- Der gesamte Erzkörper weist die Form eines Wellblechs auf:
Im 3D-Modell konnte ein welliger Erzkörper erkannt werden (Abb.1.7).

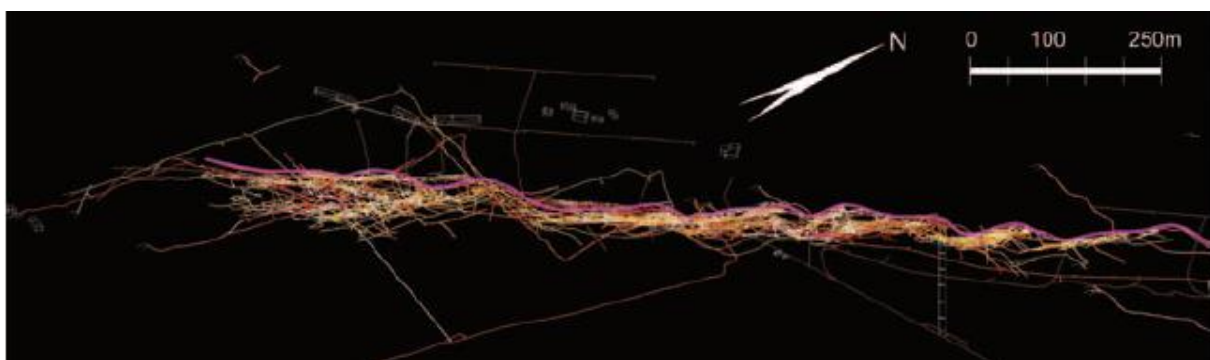


Abbildung 1.7: 3D Südostansicht, gut ersichtlich ist die wellige Form des Erzkörpers an der Erzoberkante (violette Linie) (aus UNGERANK & HOLZMANN, 2011).

Nahbereichserkundungen in den letzten Betriebsjahren

Wie bereits genannt wurde der Erzabbau in den Gruben des Schneeberges im Jahre 1979 eingestellt. Im darauffolgenden Jahr startete ein Sondierungsprogramm das neue, ergiebige Erzlager in größerer Tiefe erschließen sollte. Ziel war zum anderen eine Optimierung der Lagerstättennutzung, dazu war es wichtig, den Verlauf und die Mächtigkeit der Haupterzführung sowie die Abbauwürdigkeit der Begleitvererzungen in den neuen Abbauen im SW-Bereich der Lagerstätte zu untersuchen. Hierbei wurden entlang der Hauptstrecke (2000er Niveau) alle 20 bis 35m bis zu 35m lange Meißelbohrungen rechtwinklig in das Liegende und Hangende vorgetrieben. Es folgte eine Beprobung sowie geochemische Analyse. Die Bohrungen zeigen einen komplizierten Bau und extreme Wechselhaftigkeit der Schneeberger Lagerstätte. Die wichtigste Maßnahme war der Querschlag 4 der von der Poschhaussohle etwa 200m in das Hangende getrieben wurde, von hier streichend zur Lagerstätte wurde eine 400m lange Strecke mit sechs Bohrständen aufgefahren. Nun konnte die Fortsetzung des Hangendganges bis in das Niveau von ca. 1800m analysiert werden (BAUMGARTEN et al., 1998).

Im Archiv des Bergbaumuseums in Maiern finden sich die Unterlagen zu diesen Sondierungen. Erstaunlicherweise findet man keine Darstellung der Lagerstättensituation auf Grundlage dieser Tiefenerkundung. BAUMGARTEN et al. (1998) interpretiert: „Wie in der bekannten Lagerstätte, ist auch die unter der 2000m-Sohle erbohrte Mineralisation des Hangendgangs sehr stark absetzig. Innerhalb einer bis zu 90m mächtigen Zone besteht die Erzführung offensichtlich aus einer Reihe von Linsen, deren Anordnung zwei Lagerhorizonte erkennen läßt, die durch ein bis zu 70m mächtiges Zwischenmittel getrennt werden. Innerhalb dieser beiden bis zu 13m mächtigen Horizonte traf nur eine Bohrung (Erzführung M in Bohrung 22) Metallgehalte von über 10% (Pb+Zn) in abbaumächtiger Mächtigkeit an (Abb.1.8 und 1.9)“.

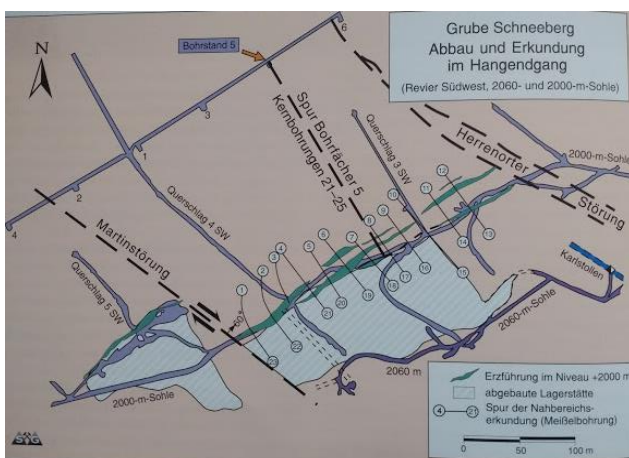


Abbildung 1.8: Abbau und Erkundung der Erzlagerstätte Schneeberg im Bereich des Poschhausstollens (aus BAUMGARTEN et al., 1998).

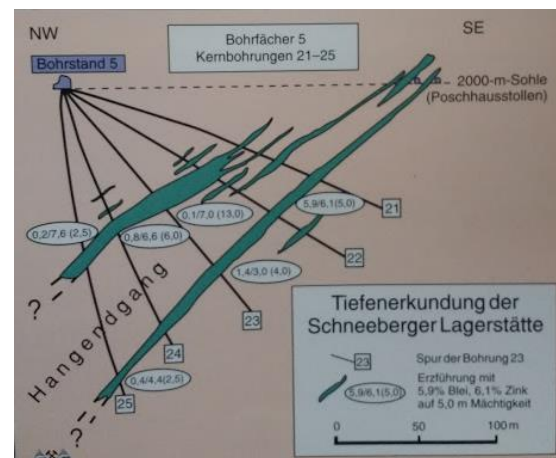


Abbildung 1.9: Linsenförmig ausgeprägte Erzhorizonte im Bereich des Poschhausstollens (aus BAUMGARTEN et al., 1998).

Für den Fall eines Abbaus der nur durch Bohrungen indizierten Erzvorräte mit der heute zur Verfügung stehenden Technik dürften im günstigsten Fall Roherzgehalte von 6-7% (Pb+Zn) erreichbar sein. Unter Berücksichtigung der schwierigen Betriebsverhältnisse war dies ein wenig ermutigendes Fazit der Erkundungsarbeiten.

Prof. L. BRIGO, der ein langjähriger Kenner der Lagerstätte ist, erhebt in einem Gespräch mit Baumgarten starke Kritik an dem damaligen Sondierungskonzept. Nach seiner Einschätzung hat die Lagerstätte Schneeberg noch immer ein Potenzial um 10 Mt Roherz.

Genesedeutung Lagerstätte Schneeberg

Aufgrund der langen Bergbautätigkeit kam es zu einer Reihe von Überlegungen zur Genese der Lagerstätte Schneeberg/Pflersch. Frühere Bearbeiter versuchten vor allem die epigenetische Entstehung, also die Entstehung der Vererzung nach der Ablagerung des Umgebungsgesteins, zu beweisen. Einen ausführlichen historischen Überblick über die Genesedeutungen geben Förster (1963), KLIX (1974), PAGEL (1975) und MAIR (2007).

BILLEK (1900) und STELZNER (1904-06) haben für die Lagerstätte schon sehr früh eine synsedimentäre Entstehung, vergleichbar unter anderem mit der Lagerstätte Broken Hill in Australien, angeführt. Diese Behauptungen fanden jedoch in der damaligen Fachwelt wenig Beachtung. Etwa ein halbes Jahrhundert später greift FÖRSTER (1966) nochmals die Idee einer synsedimentären Genese auf, bleibt jedoch an der Theorie der epigenetischen Entstehung. Seit den Arbeiten von SCHMITZ (1971, 1974), KLIX (1974), PAGEL (1975), FRIZZO (1976, 1983, 2002a), BRIGO und OMENETTO (1979) und FRIZZO et al., 1982 ist die Theorie einer epigenetischen Genese nicht mehr haltbar. Folgende Merkmale bzw. Argumente führen sie an:

- Graphitische Gesteine, die als charakteristische Leitschichten im Nahbereich der Erzanreicherungen auftreten
- Zweiphasige vulkanische Aktivität. Die Muskovit-Augen- Gneise und Muskovit-Quarzit- Gneise können nach KLIX (1974) als Metavulkanite bezeichnet werden, die als „Leitgesteinshorizonte“ vom Schneeberg bis zum Pflerschtal verfolgbar sind.
- Horizontbeständigkeit mit der Pflerscher Vererzung (Die Muskovit-Quarz-Schiefer wurden durchgehend vom Schneeberg bis Pflersch kartiert)
- Das Erz- und das Nebengestein weisen die gleiche metamorphe Überprägung auf
- Die Erzkörper sind schichtig, flach linsenförmig ausgebildet
- Es finden sich keine vererzten Gang und Spaltenbildungen
- Korngefüge der Erzparagenese belegen eine präalpidische Metamorphose

MAIR (2007) geht von einer mit altpaläozoischen Krustenextensionen verbundene submarine hydrothermale Metallanreicherung aus. UNGERANK et al., (2012) schreiben von einer submarin exhalativen Lagerstättenbildung. Die Orthogneise weisen auf aktiven Magmatismus während der Erzanlagerung hin. Die Graphitschiefer stützen laut UNGERANK et al. (2012) die These eines gering durchlüfteten Sedimentationsraumes.

SEDEX- Lagerstätten (allgemein)

Bei der Lagerstätte Schneeberg/Pflersch handelt es sich laut UNGERANK, (2012) um eine sedimentär exhalative Lagerstätte. Der Term SedEx (Sedimentary exhalative Deposit) impliziert eine syngenetische Entstehung der Vererzung und des umgebenden Gesteins. Das charakteristische geotektonische Setting für diese Art von Lagerstätten sind submarine Rifts in epikontinentalen Meeren. Die Vererzungskörper sind typischerweise an Störungen, synsedimentärer tektonischer Aktivität und an die Bildung von lokalen Sub-Becken gebunden (siehe Abb.1.10). Extensionale Becken verbunden mit Krustenausdünnung und distale vulkanische Zentren können Teil der Umgebung sein (POHL, 2011).

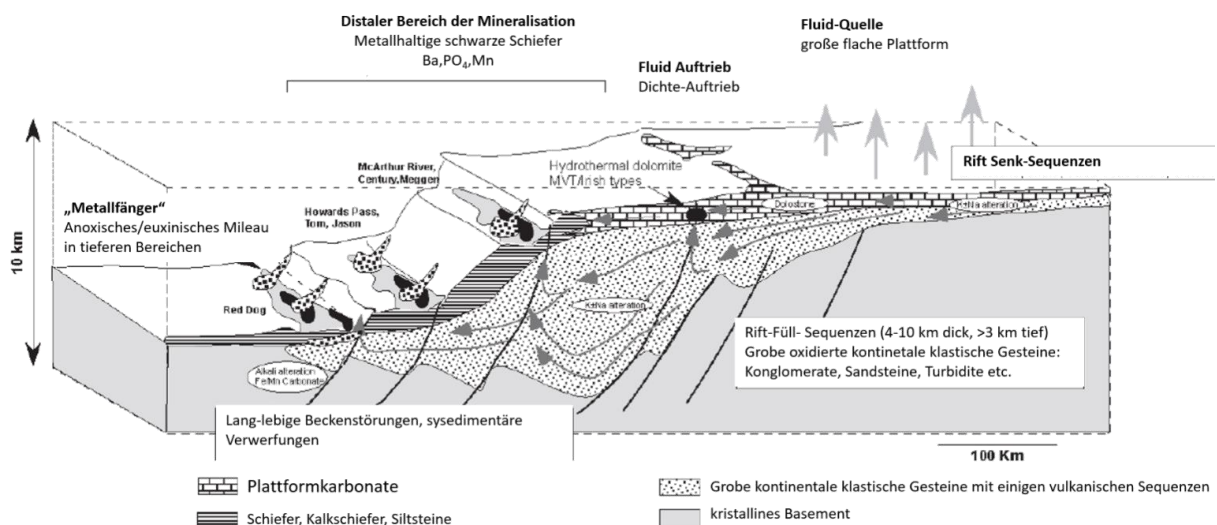


Abbildung 1.10: Geologisches Setting von verschiedenen Pb-Zn-Ag-Lagerstättentypen. In grau eingezeichnet die Fluid-Pfade. Weiteres ist die Bildungsgegend einiger wichtiger Sedex-Lagerstätten eingezeichnet (z. B. Red Dog in Alaska) (modifiziert nach EMBSO, 2009).

SEDEX-Lagerstätten wurden während mehrerer bestimmter Episoden vom Paläoproterozoikum bis zur Kreide gebildet. Die Anzahl und Größe der Sedex-Lagerstätten ist vom mittleren Paläoproterozoikum und Paläozoikum am höchsten. Die meisten Lagerstätten dieses Typs decken sich mit Perioden in der Erdgeschichte, wo die Ozeane niedriger anoxisch aber H₂S-reich waren. Wie in Abbildung 1.11 ersichtlich, hängt die Abwesenheit archaischer und früh paläoproterozoischer Sedex-Lagerstätten höchstwahrscheinlich mit einem hohen Gehalt an reduzierenden Fe und der Aktivität von H₂S in anoxischen Ozeanen zusammen (GOODFELLOW et al., 2007).

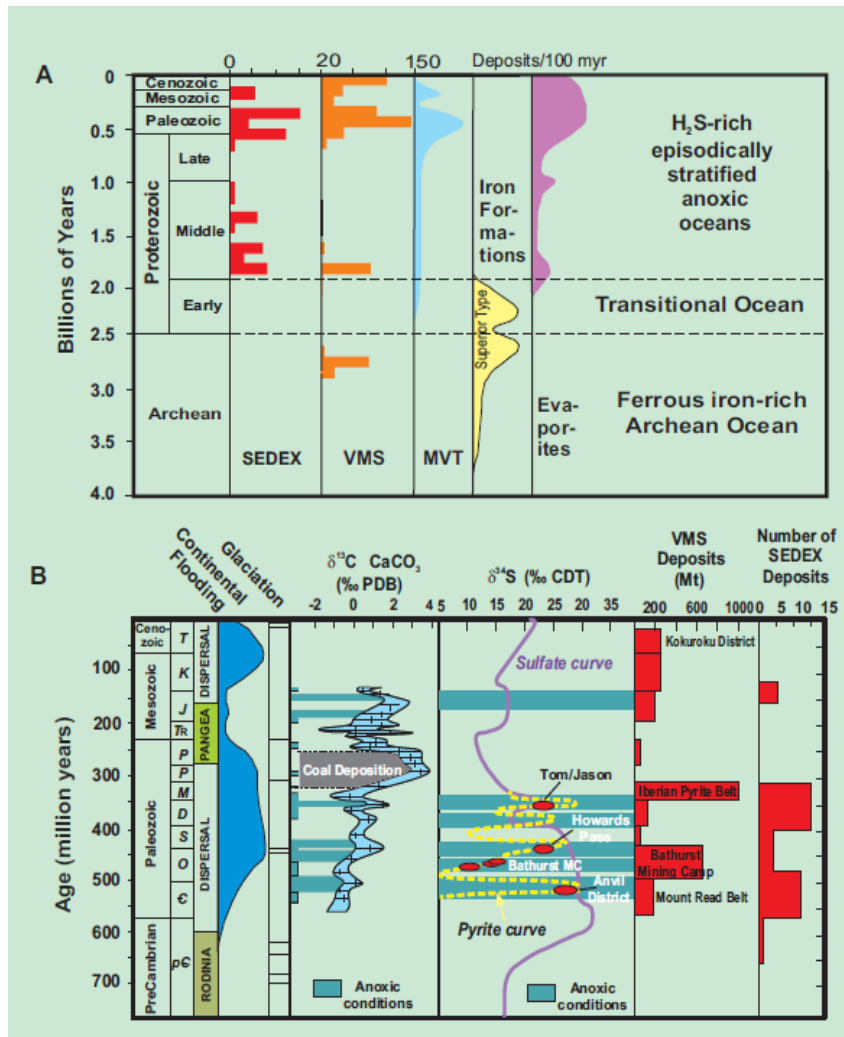


Abbildung 1.11: Langfristige Verteilung von Sedex, VMS und MVT-Lagerstätten. Fe- und Evaporit-Entstehung, und H₂S-reiche anoxische Perioden (GOODFELLOW, 2004). Die Grafik zeigt die späten proterozoischen und phanerozoischen tektonischen (FISCHER, 1997) und glazialen (BAKER, 1997) Ereignisse. Kontinentale Überflutungen (VAIL et al., 1977) und S-Isotope langfristiger Kurven von Evaporiten (CLAYPOOL et al., 1980), Karbonaten (ARTHUR and SAGEMAN, 1994) und Pyriten (GOODFELLOW, 1987) werden aufgezeigt. Dargestellt ist außerdem das zeitliche Auftreten von VMS und Sedex-Lagerstätten. BMC= Bathurst Mining Camp.

Nach TIKKANEN (1986) befinden sich 50% der weltweiten Zn - Ressourcen, und 60% der weltweiten Pb-Ressourcen in Sedexlagerstätten. Jedoch ist das Verhältnis der primären Weltproduktion von Zn und Pb geringer (31% Zn und 25% Pb) als die bereits genannten Ressourcen. Die größten Sedex-Lagerstätten sind: Mt. Isa-McArthur Becken (7 Lagerstätten mit 112 Mt Zn+Pb), Curnamona Kraton (eine Lagerstätte mit 75 Mt Zn+Pb), Selwyn Becken (17 Lagerstätten mit 55 Mt Zn+Pb), Brooks Range (3 Lagerstätten mit 40 Mt Zn+Pb), Namaqualand (4 Lagerstätten mit 30 Mt Zn+Pb), Rajasthan (5 Lagerstätten mit 20 Mt Zn+Pb), Belt-Purcell Becken (eine Lagerstätte mit 19 Mt Zn+Pb), Irish Midlands (5 Lagerstätten mit 15Mt Zn+Pb) und das rheinische Becken (2 Lagerstätten mit 11 Mt Zn+Pb) (SANGSTER und HILLARY, 2000).

Modell zur Genese von Sedex-Lagerstätten

Die folgenden zwei Modelle zur Genese von Sedex-Lagerstätten sind von GOODFELLOW et al. (2007):

Metallreiche Fluide dringen entlang von Störungssystemen auf. Nahe oder am Meeresboden geraten sie in Kontakt zu H_2S , das aus dem bakteriellen Abbau organischen Materials entstand. Hier bilden sich Linsen, Lagen oder Hügel von Sulfiden, die in der Tiefe (zu hohen Temperaturen hin) Fe-Cu-reich, nach oben hin zunehmend Pb-Zn reicher werden (siehe Abb.1.12).

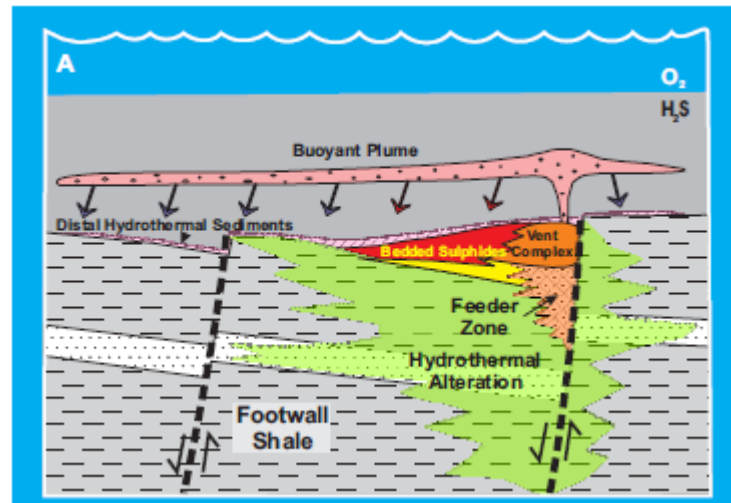


Abbildung 1.12: Genetisches Modell für Sedex-Ablagerungen: Proximale Vent Ablagerung gebildet aus einem aufsteigenden hydrothermalen Plume (aus GOODFELLOW et al, 2007).

Die Fluide in den Sedimenten breiten sich im „Vent Complex“ lateral aus. Aufgrund des hohen Silikatanteils sind die Erze in diesem Bereich nicht sehr wertvoll. Ein Teil der heißen metallhaltigen Lösungen breiten sich im Meerwasser aus. In Kontakt mit dem umgebenden kalten Wasser werden die Metalle ausgefällt. Wegen der höheren Dichte der metallreichen Fluide wandern sie in Senken. Durch Reaktion mit H_2S scheiden sich Sulfide aus und setzen sich auf dem Meeresboden ab (siehe Abb.1.13).

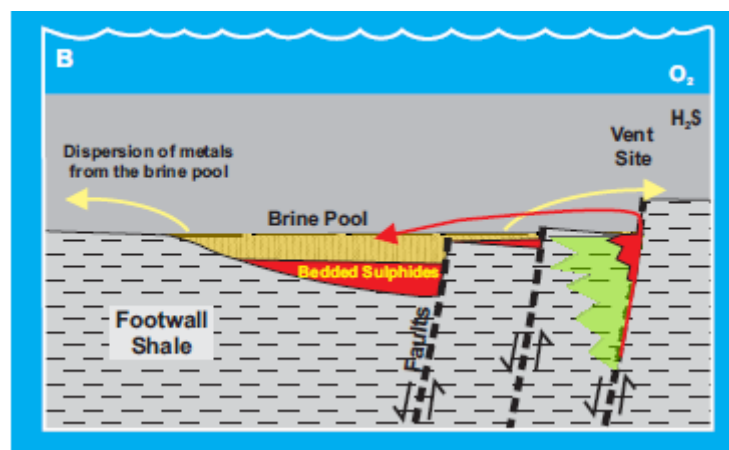
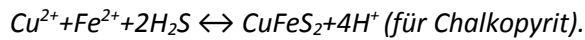
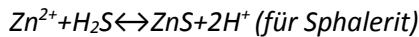
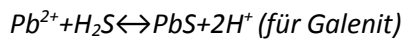


Abbildung 1.13: Genetisches Modell für Sedex- Ablagerung: Distale Vent Ablagerung gebildet im Salzwasser (aus GOODFELLOW et al., 2007).

Es kommt zu folgenden Reaktionen:



Die Mineralparagenese einer Sedex-Lagerstätte laut GOODFELLOW (2007) ist dominiert durch Pyrit, Pyrrothin, Galenit, Sphalerit, Fe-Karbonate, Dolomit, Quarz, Turmalin, Muskovit, Chlorit, Chalkopyrit, Arsenopyrit und Sulfosalzen.

Die interne Architektur einer Sedex-Lagerstätte ist durch die Nähe zum „Vent-Komplex“ gesteuert. „Vent“-proximale Ablagerungen entstehen vor allem durch absinkende hydrothermale Fluide, wohingegen distale Ablagerungen durch Fluide gebildet werden, die dichter sind als Meerwasser. Sie werden in Meeresbodenabstufungen abgelagert. „Vent“ nahe Ablagerungen sind durch 4 unterschiedliche Ausbildungsweisen unterscheidbar:

- Gebänderte Sulfide
- Vent-Komplex
- Sulfidzubringer Zone
- Distale hydrothermale Sedimente

Mineralchemie Sphalerit, Pyrrhotin und Chalkopyrit

Im folgenden wird auf die Mineralchemie der in der vorliegenden Arbeit relevanten Sulfide näher eingegangen.

Sphalerit (Zinkblende)

Sphalerit ist das am häufigsten auftretende Zinkmineral der Lagerstätte. Es handelt sich um ein Monosulfid mit der Mineralformel ZnS ($M^{2+}S^{2-}$). Theoretisch besteht es zu 61,7 % aus Zn und 32,9 % aus S. Zn und S bilden für sich allein je ein flächenzentriertes kubisches Gitter (Abb.1.14). Geometrisch sind diese beiden Gitter um $\frac{1}{4}$ ihrer Raumdiagonalen gegeneinander verschoben und ineinander gestapelt. Jedes Zn-Atom ist tetraedrisch von 4 S-Atomen und jedes S-Atom von 4 Zn-Atomen umgeben (MATTHES, 2009).

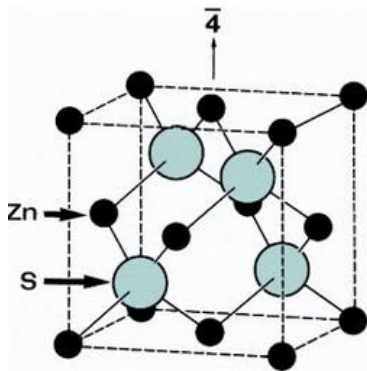


Abbildung 1.14: Kristallstruktur von ZnS (aus Matthes, 2009).

Sphalerit ist das dominante Mineral in den meisten Sulfid-Lagerstätten. Solche Sulfid-Lagerstätten können in mehreren genetischen Typen auftreten, wie etwa: epithermal, Skarne, VMS, SEDEX und MVT-Typen.

ZnS ist für den Einbau einer breiten Palette von Spurenelementen geeignet, manchmal auch in solchen Konzentrationen, dass es ökonomisch rentabel ist diese zu extrahieren (COOK et. al., 2009). Neben dem wirtschaftlichen Interesse, kann die Verteilung von Spurenelementen wichtige Informationen in Hinblick auf die Identifikation des genetischen Typs sowie des Quell-Fluids liefern (COOK et al., 2009; LIN et al., 2011).

Die Studien von COOK et. al. (2009) und LIN et al. (2011) haben potenzielle Beziehungen zwischen der Konzentration bestimmter Elemente untersucht, z.B. ob relativ hohe Konzentrationen eines Elementes mit einer Zunahme oder Erniedrigung eines anderen Elementes zusammenhängen oder ob die Verteilung der Spurenelemente in ZnS mit der geologischen Geschichte der Lagerstätte korrelieren.

Pyrrhotin (Magnetkies, FeS)

Pyrrhotin entspricht in seiner Kristallstruktur dem NiAs-Typ mit S auf den As-Positionen und Fe auf den Ni-Plätzen (Abb.1.15). Das Mineral besitzt meist einen Unterschuss an Fe relativ zu S, wobei die Zusammensetzung zwischen Fe_5S_6 und $\text{Fe}_{10}\text{S}_{11}$ variiert; die fehlenden Fe-Atome führen zu Leerstellen in der Struktur. In Abhängigkeit von Struktur und Fe-Gehalt gibt es zahlreiche hexagonale, rhombische und monokline Strukturvarietäten. Alle Fe-Positionen sind im Troilit FeS, dessen Auftreten auf Meteorite beschränkt ist, besetzt (MATTHES, 2009).

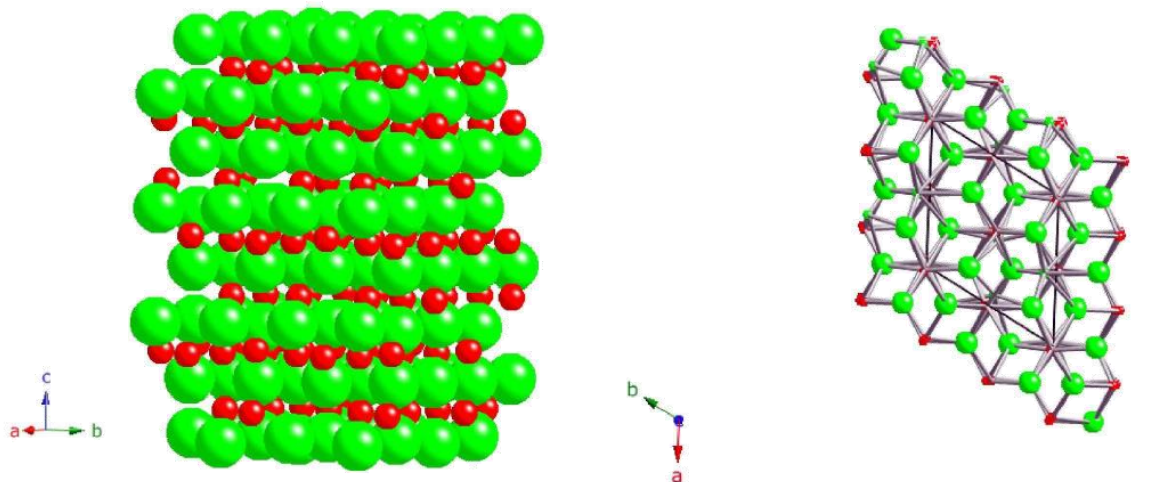


Abbildung 1.15: Kristallstruktur von Pyrrhotin (DYAR & GUNTER, 2008).

Chalkopyrit (Kupferkies, CuFeS_2)

Chalkopyrit ist aus der Kristallstruktur des Sphalerits durch Verdoppelung der Elementarzelle bei gleichzeitigem Ersatz von zwei Zn durch Cu und Fe ableitbar (Abb.1.16). Die enge Strukturverwandtschaft beider Minerale führt oftmals zu mikroskopisch feinen orientierten Verwachsungen beider Minerale (MATTHES, 2009).

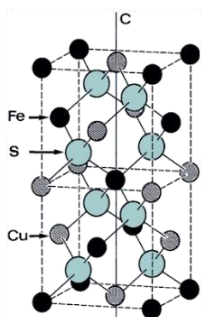


Abbildung 1.16: Kristallstruktur des Chalkopyrits (aus MATTHES, 2009).

Theoretisch besteht Chalkopyrit zu 30,43% aus Fe sowie zu 34,63% Cu und 34,94% S. Die Chalkopyrite der Lagerstätte Pflersch-Schneeberg weisen Gehalte von 30,55% Fe, 33,82% Cu sowie

34.74% S auf. Zudem zeigen sie den Einbau von Zn und Pb. Die Gehalte erreichen im Schnitt 0.08 Gew.% Pb und 0.09 Gew.% Zn (UNGERANK & HOLZMANN, 2011). In Chalkopyrit können Sn, In, Ni, Zn und Co bevorzugt eingebaut werden (siehe Abb.1.17).

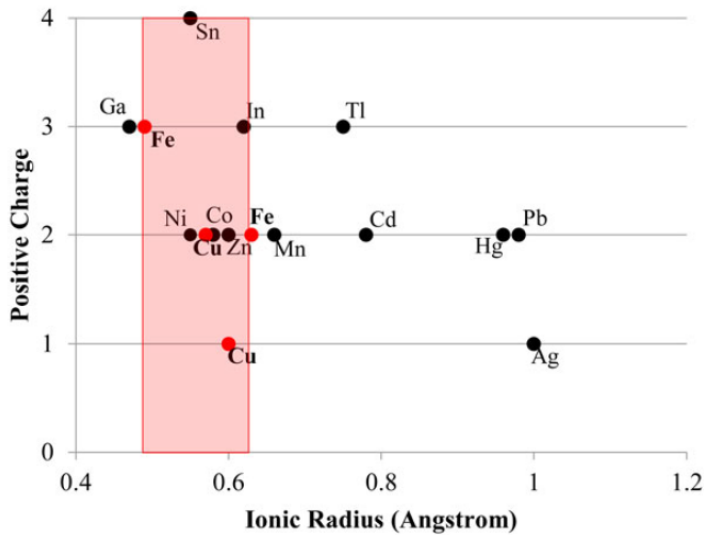


Abbildung 1.17: Die Grafik zeigt den Ionenradius verschiedener Spurenelemente in tetraedrischer Koordination (für Chalkopyrit). Die roten Punkte zeigen Fe^{3+} ; Cu^{2+} ; Cu^{+} und Fe^{2+} . Der rot markierte Bereich zeigt den Bereich wo die Spurenelemente ideale Ionenradien haben, um in das Gitter eingebaut zu werden.

Seltene „High- tech“ – Metalle

Sphalerit ist Hauptträger verschiedener „High-Tech“ Spurenmetalle, zu diesen zählen Co, Ga, Ge und In. In Tabelle 1.1 sind die verschiedenen Spurenmetalle dargestellt. Wie man aus der Tabelle entnehmen kann gilt Sphalerit (außer für Ga) als einer der Hauptträger für diese Elemente. Hauptverwendungszweck ist die Elektronik- und Kommunikationsindustrie. Aktuell ist die Nachfrage nach diesen Metallen im Steigen begriffen.

Spurenmetall	Hauptträger	Jährliche Produktion in t	Verwendung
Co	Cobaltit, Carrollit, Sphalerit	100.000	Batterien, Superlegierungen, Magnetlegierungen
Ga	Bauxit, Sphalerit	200	Halbleiter, LED
Ge	Sphalerit	~ 80	Halbleiter, Faseroptik, Solarzellen
In	Sphalerit	650	Halbleiter, LED, LCD

Tabelle 1.1: für die Industrie wichtige Spurenmetalle mit ihrem Hauptträger, der jährlichen Produktion und ihrem Verwendungszweck

2. Methodik

Kartierung

Die Kartierung erfolgte in den Sommermonaten 2017. Als Kartengrundlage diente der Stollenplan von SCHÖLZHORN (2001). Hier wurden im Rahmen eines Projektes alle Stollen, Strecken, Schächte und Schrägaufbrüche in einem digitalen, dreidimensionalen Computermodell dargestellt (Abb. 2.1).

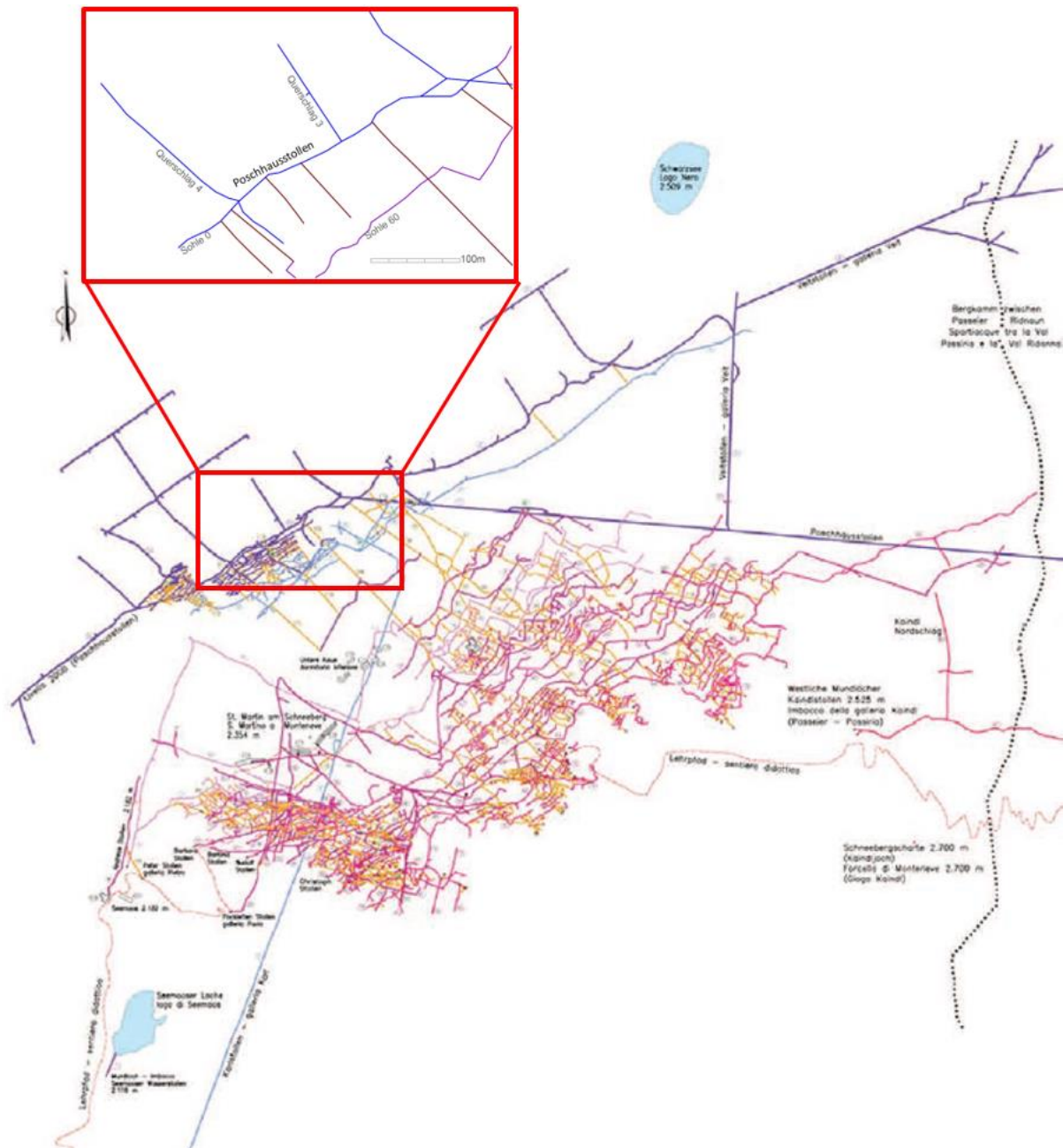


Abbildung 2.1: Stollenplan des Südwestlichen Teiles. Die Kartierung beschränkte sich auf den südwestlichen Teil des Poschhausstollens und auf die Querschläge 3 und 4 (aus SCHÖLZHORN, 1999).

Die Arbeit beschränkte sich auf die Untersuchung eines relativ kleinen Bereiches der neuerschlossenen Teile des Schneeberger Grubenkörpers. Hauptaugenmerk wurde auf den südwestlichen Teil des Poschhausstollens gelegt. Im Zuge der Arbeit wurde, aufgrund der leichteren

Orientierung, ein neuer Grubenplan mit den nur in dieser Arbeit wichtigen Gruben gemacht. Dazu wurden einige nicht zugängliche Stollen und Schrägaufbrüche, die nicht Teil der Arbeit waren, ausgeblendet (siehe Abb. 2.3).

Der größte Teil des Grubengebäudes ist heute nicht mehr zugänglich. Insgesamt beträgt die im Stollenplan erfasste Gesamtlänge der Stollen 93 km. Es wurden alle historischen Grubenrisse aus dem Archiv des Bergbaumuseums Ridnaun/Schneeberg verwendet, aber trotzdem ist der dreidimensionale Grubenplan nicht komplett. Bei gefährlichen Begehungen schwer zugänglicher Bereiche stößt man immer wieder auf Stollen die in keinem bisher bekannten Plan aufscheinen.

Die Kartierungen beschränkten sich auf den Südwestlichen Teil des Poschhausstollen und einem Sondierungsstollen (Querschlag 3) der in nordwestliche Richtung vom Poschhausstollen abzweigt.

Kartiert wurde im sogenannten „Box – Mapping“, dabei werden die Ortsbrust bzw. der First und die linke und rechte Ulme nebeneinander auf demselben Plan abgebildet (siehe Abb. 2.2). Untertage wurden die Aufschlüsse bzw. Profile von Hand skizziert und später am Computer mit AutoCad digitalisiert.

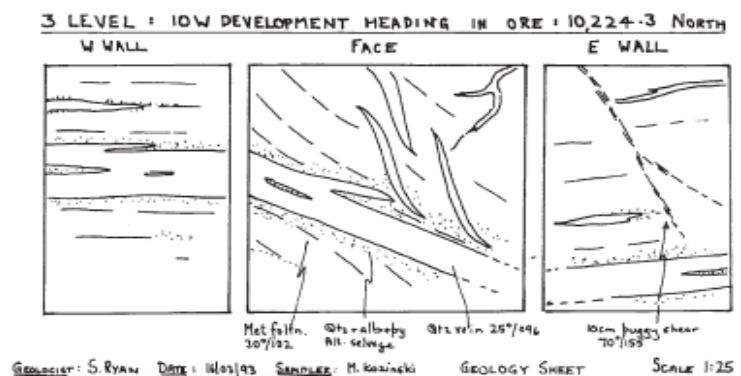


Abbildung 2.2: Beispiel von Box - Mapping. Ortsbrust und die Ulmen werden nebeneinander auf demselben Plan abgebildet. (MARJORIBANKS ROGER W. 1997).

Es wurden 11 Profile angefertigt. Nicht immer erschien es sinnvoll alle Raumlagen zu kartieren, da oftmals die Sicht durch Verunreinigungen oder Zimmerungen eingeschränkt wurde.

Probennahme

Die Probenentnahme erfolgte entlang des Poschhausstollens sowie den zwei in nordwestliche Richtung abzweigenden Querschlägen (Querschlag 3 und 4). Insgesamt wurden 61 Proben entnommen. Die einzelnen Proben wurden mit SPX (erzbegleitendes Nebengestein) beziehungsweise 133-VPX (Hauptvererzung) benannt (X=fortlaufende Zahl). In Abbildung 2.3 wurden die Probennummern sowie die Profile eingezeichnet. In Tabelle 2.1 und 2.2 sind die gesamten bearbeiteten Proben angeführt.

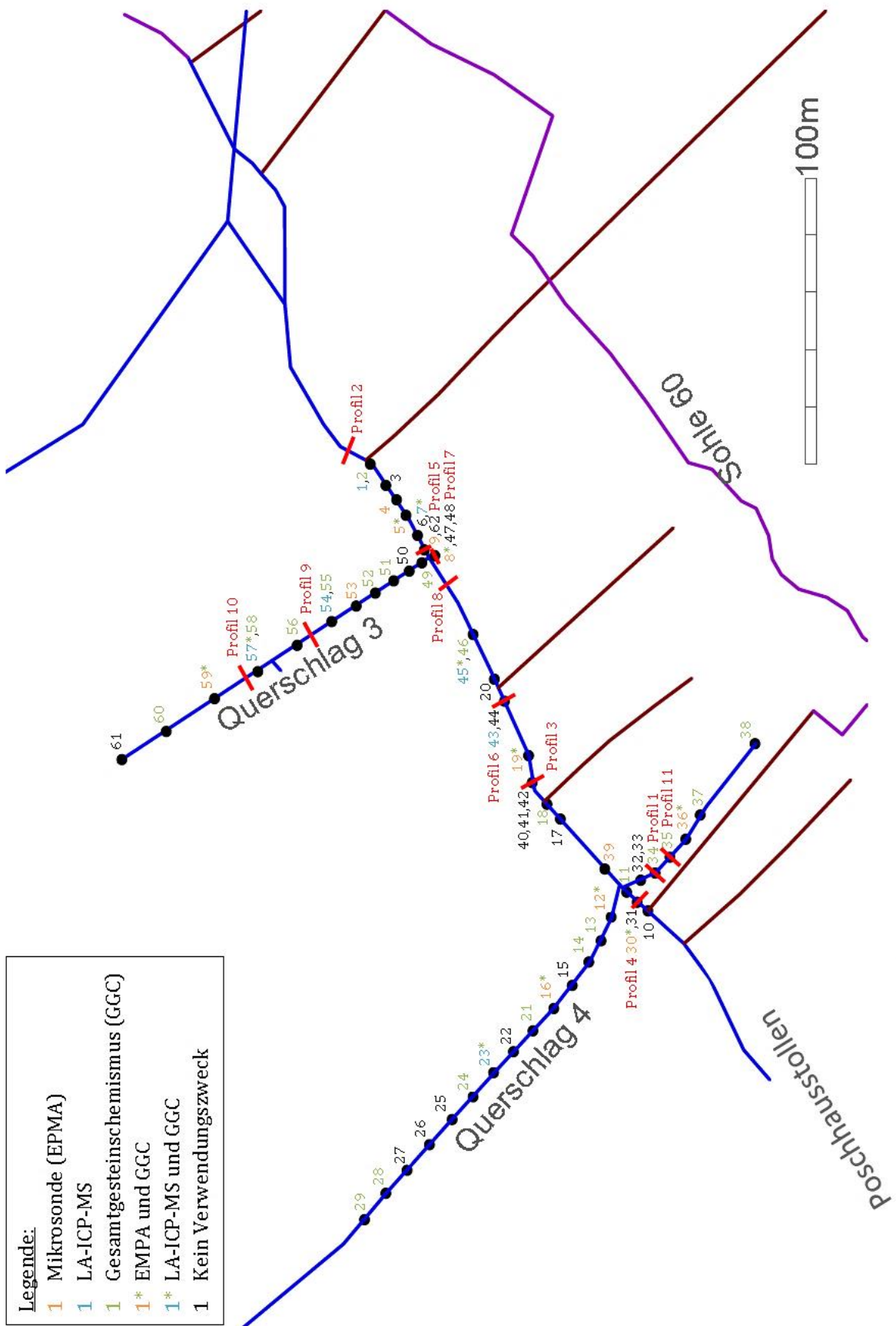


Abbildung 2.3: Probenentnahmepunkte sowie Profilaufnahmen im Poschhausstellen und in den Querschlägen 3 und 4.

Probe	Lithologie	Lokalität	Besonderheiten	Methodik	Hauptparagenese	Bearbeiter
133-VP1	HV	Poschhausstollen	häufig Risse in Sph, triple points, „Girlandenförmige“ Orientierung von Po bzw. Chp - Entmischungen	AM/ EPMA/LA-ICP-MS	Qtz+Cc+Sph+Gn+Gn+Po+Chp	AV
133-VP2	HV	Poschhausstollen	Sph massig	AM	Sph+Qtz+Bt+Po	AV
133-VP5	HV	Poschhausstollen		AM	Sph+Qtz+Po+Chp±Py	AV
133-VP7	HV/ FF	Poschhausstollen	poikiloblastisches Gefüge, Gangart in Sph; Verzwillingung in Sph	AM/LA-ICP-MS	Sph+Qtz+Cc+Po+Chp	AV
133-VP8	HV	Poschhausstollen	Sph in Granat	AM	Gn+Qtz+Bt+Po+Sph	AV
133-VP47	HV	Poschhausstollen		AM	Qtz+Bt+Cc+Po±Sph	AV
133-VP45	V/R	Poschhausstollen	Boulangerit neben Po, Gn tröpfchenförmig, Sphalerittypen in Baboon	AM	Qtz+Bt+Sph+Gn+Po+Chp±Py±Blg	AV
133-VP43	V/R	Poschhausstollen	Verdrängungserscheinungen in Po	AM/LA-ICP-MS	Qtz+Grt+Bt+Ill+Rtl+Ank+Sph+Po+Chp	AV
133-VP41	V/R	Poschhausstollen		AM	Sph+Gn+Qtz+Bt+Cc+Po+Chp	AV
133-VP18	HV	Poschhausstollen		AM/LA-ICP-MS	Sph+Qtz+Po+Bt+Cc+Amph	AV
133-VP17	HV	Poschhausstollen		AM	Sph+Qtz+Gn+Po+Bt+Cc	AV
133-VP39	FF	Poschhausstollen		AM/EPMA/LA-ICP-MS	Qtz+Po+Sph±Chp	AV
133-VP33	HV	Querschlag 4 (SE)	Chp sehr feinkörnig verteilt, kommt oft vor	AM	Qtz+Bt+Cc+Po+Sph+Gn+Chp	AV
133-VP30	HV	Poschhausstollen		AM/EPMA/LA-ICP-MS	Qtz+Bt+Grt+Sph+Po+Chp	AV
133-VP40	FF	Poschhausstollen		AM	Bt+Qz+Po+Chp±Sph±Gn	AV
133-VP11	FF	Poschhausstollen		AM	Qtz+Cc+Bt+Sph+Po+Chp±Blg	AV
133-VP10	FF	Poschhausstollen		AM	Po+Sph+Chp+Qtz+Bt+Cc+Amph	AV
133-VP55	V/R	Querschlag 3	Gn mit typischen Spaltausbrüchen	AM	Qz+Bt+Grt+Po±Sph	AV
133-VP56	V/R	Querschlag 3		AM	Qtz+Bt+Sph+Po±Gn	AV
133-VP58	V/R	Querschlag 3		AM	Gn+Sph+Po	AV
133-VP54	V/R	Querschlag 3	Richtungslose Textur, Sph sehr feinkörnig	AM/LA-ICP-MS	Qtz+Bt+Grt+Gn+Po	AV
133-VP57	V/R	Querschlag 3	Sph mit vielen seitl. Ausbrüchen	AM/LA-ICP-MS	Qtz+Bt+Grt+Po+Sph	AV
133-VP23	V/R	Querschlag 4	Sph als ausgelängte Linsen	AM/LA-ICP-MS	Sph+Chp+Gn+Po+Qtz+Cc+	AV

Tabelle 2.1: FF = Filone Fazies; HV = Hauptvererzung; V/R = Vererzung/Remobilisat; P/AGN = Paragneis; MQS = Muskovit-Quarz-Schiefer; AM = Auflichtmikroskopie; DM = Durchlichtmikroskopie; EPMA = Elektronen-Mikrosonde; LA-ICP-MS = Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry; RAM = Raman-Spektroskopie; AV = Albin Volgger; PG = Patrick Gasteiger; Qtz = Quarz; Cc = Calcit; Sph = Sphalerit; Gn = Galenit; Po = Pyrrhotin; Bt = Biotit; Py = Pyrit; Blg = Boulangerit; Ill = Illmenit; Rtl = Rutil; Ank = Ankerit; Amph = Amphibol; Grt = Granat; Cumm = Cummingtonit; Anth = Anthophyllit; Dol = Dolomit; Tu = Turmalin; Msk = Muskovit; Chl = Chlorit; Stau = Staurolith; Plag = Plagioklas; Gra = Graphit
 Anmerkung: Die Gangartphasen wurden mittels Auflichtmikroskopie (AM) nur so weit als möglich bestimmt.

Probe	Lithologie	Lokalität	Besonderheiten	Methodik	Hauptparagenese	Bearbeiter
SP4	FF	Poschhausstollen	Massive Filone	DM/EPMA	Cumm+Bt+Qtz+Dol+Po±Anth	PG
SP5	FF	Poschhausstollen		DM/EPMA/RAM	Cumm+Bt+Qtz+Dol+Tu+Po+Chp+Sph±Anth	PG
SP8	PAGN	Poschhausstollen		DM/EPMA	Qtz+Bt+Msk+Grt+Cc+Chl+Tu±Rtl	PG
SP9	FF	Poschhausstollen	Beginn Entstehung Filone	DM/EPMA	Cumm+Qtz+Grt+Cc+Dol+Po+Chp+Sph±Msk	PG
SP12	FF	Querschlag 4		DM/EPMA/RAM	Bt+Grt+Cumm+Qtz+Po±Msk	PG
SP14	PAGN	Querschlag 4	Tu zoniert	DM	Bt+Msk+Plag+Qtz+Tu+Grt	PG
SP16	MQS	Querschlag 4	Grt zerklüftet	DM	Msk+Bt+Plag+Grt+Tu	PG
SP19	FF	Poschhausstollen	2 Generation Amph	DM/EPMA	Cumm+Qtz+Bt+Grt+Dol+Tu+Chl+Po+Sph±Msk	PG
SP20	PAGN	Poschhausstollen	Grt zoniert	DM	Grt+Stau+Bt+Qtz±Amph	PG
SP22	MQS	Querschlag 4	Grt mit Akzessorien	DM	Bt+Msk+Grt+Tu+Qtz±Stau±Po	PG
SP24	MQS	Querschlag 4		DM	Msk+Bt+Stau+Qtz+Grt	PG
SP28	PAGN	Querschlag 4		DM	Bt+Stau+Qtz+Msk	PG
SP29	MQS	Querschlag 4		DM	Msk+Grt+Bt+Plag+Qtz+Stau	PG
SP32	MQS	Querschlag 4 (SE)	Grt mit Akzessorien	DM	Msk+Qtz+Bt+Grt±Plag	PG
SP36	MQS	Querschlag 4 (SE)		DM	Msk+Bt+Qtz+Plag+Grt±Stau	PG
SP37	PAGN	Querschlag 4 (SE)		DM	Bt+Msk+Qtz+Plag+Stau	PG
SP39	FF	Poschhausstollen		EPMA	Cumm+Bt+Qtz+Po+Sph	PG
SP46	PAGN	Poschhausstollen	Grt zoniert	DM	Qtz+Msk+Grt+Bt+Plag	PG
SP48	PAGN	Poschhausstollen	Grt mit Akzessorien	DM	Bt+Grt+Plag+Qtz+Msk	PG
SP50	MSQ	Querschlag 3		DM	Qtz+Msk+Bt+Plag	PG
SP53	MQS	Querschlag 3		DM	Qtz+Msk+Bt+Grt+Stau+Tu±Gra	PG
SP56	FF	Querschlag 3	Grt und Tu zoniert	DM	Bt+Qtz+Tu+Stau+Grt+Cumm±Msk	PG
SP59	FF	Querschlag 3	Beginn Entstehung Filone	DM/EPMA	Cumm+Qtz+Bt+Grt+Stau±Msk	PG
SP61	PAGN	Querschlag 3		DM	Bt+Qtz+Grt+Msk	PG

Tabelle 2.2: FF = Filone Fazies; HV = Hauptvererzung; V/R = Vererzung/Remobilisat; PAGN = Paragneis; MQS = Muskovit-Quarz-Schiefer; AM = Auflichtmikroskopie; DM = Durchlichtmikroskopie; EPMA = Elektronen-Mikrosonde; LA-ICP-MS = Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry; RAM = Raman-Spektroskopie; AV = Albin Volgger; PG = Patrick Gasteiger; Qtz = Quarz; Cc = Calcit; Sph = Sphalerit; Gn = Galenit; Po = Pyrrhotin; Chp = Chalkopyrit; Bt = Biotit; Py = Pyrit; Blg = Boulangerit; Ill = Illmenit; Rtl = Rutil; Ank = Ankerit; Amph = Amphibol; Grt = Granat; Cumm = Cummingtonit; Anth = Anthophyllit; Dol = Dolomit; Tu = Turmalin; Msk = Muskovit; Chl = Chlorit; Stau = Staurolith; Plag = Plagioklas; Gra = Graphit

Optische Petrographie

Für die mikroskopische Bestimmung der Minerale wurde am Institut für Mineralogie und Petrologie das Polarisationsmikroskop verwendet, welches sowohl im Durchlichtmodus sowie auch im Auflichtmodus verwendet werden kann. Vor allem für die Bestimmung der Sulfide in den Schliffen war es sinnvoll mit dem Auflichtmodus zu arbeiten. Des Weiteren ist es mit dem Mikroskop möglich, Bilder des jeweiligen Ausschnittes zu erzeugen, welche als Dokumentation der Dünnschliff Petrographie notwendig waren.

Die Erzmikroskopie konzentrierte sich auf 23 Polituren. Der semiquantitative Erzanteil wurde bestimmt. Hauptaugenmerk wurde auf den Sphalerit gelegt. Diese wurde hinsichtlich ihrer Einschlüsse, Struktur und Textur hin untersucht. Es erfolgte eine Vorauswahl, welche Schlitte mittels ICP untersucht werden sollten.

Strukturätzung mit 30% H-Iodid

Am Anfang wurden die zu ätzenden Schlitte gründlich poliert. Da es bei der Ätzung zur Bildung von gesundheitsschädigenden Gasen kommen kann, wurden die Proben unter die Abzugshaube gestellt. Zur Ätzung wurde konzentrierte Iodwasserstoffsäure (HI (aq)) verwendet. Nach einer Reaktionszeit von etwa 30-40 Sekunden wurden die einzelnen Proben mittels Metallzange unter das Wasser gegeben und gründlich abgespült. Anschließend wurden sie mittels Druckluftpistole mit gewissen Abstand zum Schliff getrocknet. War die Ätzung nicht zufriedenstellend so wurde der Vorgang wiederholt, diesmal mit einer anderen Ätzdauer.

Die folgenden Ausführungen stammen aus dem „Lehrbuch der Erzmikroskopie“ von Schneiderhöhn und Ramdohr 1934.

Mithilfe der Strukturätzung ist es möglich ursprünglich homogen wirkende Sph-Aggregate näher zu analysieren. So ist es nach der Ätzung möglich einzelne Korngrenzen zu erkennen, die vor der Ätzung nicht erkennbar waren. Zum einen werden die Korngrenzen durch die unterschiedliche Ätzerscheinung der Körner herausgebildet, zum anderen sind die Grenzen oftmals leicht vertieft. Betrachtet man den ungeätzten Schliff so sind diese Vertiefungen nicht sichtbar, da sie durch den Poliervorgang verfüllt werden. Bei der Ätzung lösen sich die Korngrenzen dann aufgrund der vergleichsweise schnelleren Auflösungsgeschwindigkeit heraus. Zudem kommen die durch das Schleifmittel erzeugten Kratzer im Schliff zum Vorschein. Durch eine Korninnenätzung werden zudem die Erscheinungen innerhalb der Körner sichtbar. Dazu zählen Zwillingsgrenzen, Zwillingslamellen, Spaltbarkeit, zonarer Aufbau und Deformationen. Die Anätzung (Abb.2.4) erfolgt in umgekehrter Richtung zum Wachstumsvorgang des Kristalls. Die Kristallflächen des Sphalerits weisen eine verschiedene Angreifbarkeit in verschiedenen kristallographischen Richtungen auf. Deshalb kann es möglich sein, dass in einem Korn viele Lamellen sichtbar sind, und im Nachbarkorn keine. Deshalb ist

es nicht ratsam eine diagnostische Ätzung des Sphalerits mittels Iodwasserstoffsäure durchzuführen. Korninnenätzung und Kornflächenätzung sind Folge der vektoriell verschieden starken Angreifbarkeit kristallisierter Körper. Die vor der Ätzung nicht erkennbare Zonierung einzelner Kristalle kommt durch die unterschiedliche chemische Zusammensetzung innerhalb des Kristalls zustande, dies führt zu einem unterschiedlichen Widerstand gegen den Ätzvorgang. Je schneller die Ätzung erfolgt, desto besser entwickeln sich die Struktureinheiten heraus, deshalb ist die Verwendung von hochkonzentrierten Ätzmitteln nötig.

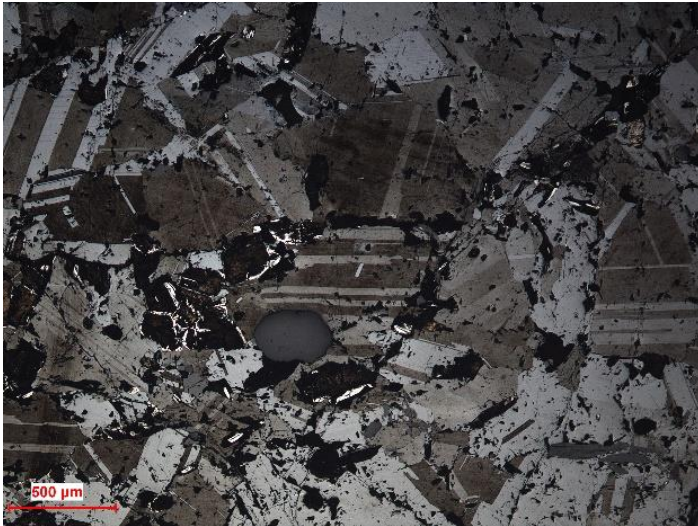


Abbildung 2.4: Angeätzte Sphalerite

Elektronenmikrosondenanalytik (EPMA= Electron Probe Micro Analysis)

Die Elektronenmikrosondenanalytik ist eines der wichtigsten analytischen Verfahren in den Geo- bzw. Materialwissenschaften. Anhand der Elektronenstrahlmikrosonde und ihren bildgebenden Verfahren ist es möglich die quantitative bzw. qualitative Zusammensetzung der Minerale im µm-Bereich zu messen. Bei geeigneter Detektion ist die bildliche Darstellung von Objekten möglich (BSE = backscattered electron image; rückgestreutes Elektronenbild).

Für die in dieser Arbeit untersuchten Proben wurde eine Mikrosonde vom Typ „JEOL 8100 Superprobe“ verwendet. Die EPMA basiert auf die Wechselwirkung zwischen dem Elektronenstrahl des Gerätes und den Atomen der Probe. Aus dieser Interaktion entstehen charakteristische Röntgenstrahlen, die für jedes Element typische Wellenlängen aufweisen. Die entstehenden Signale können entweder nach ihrer Wellenlänge (wellenlängendispersiv) bzw. nach ihrer Energie (energie dispersiv) unterschieden werden. Die Konzentration des untersuchten Elements lässt sich mit der Intensität der Strahlung korrelieren. Die Verwendung eines energiedispersiven Mediums, ermöglicht im Unterschied zu einem wellenlängendispersiven, eine sehr rasche Identifikation der Elemente bzw. daher auch der Minerale, da die Intensität der jeweiligen Strahlung proportional ist zum prozentualen Anteil der Elemente.

Mit der verwendeten Elektronenmikrostrahlsonde ist es zum anderen auch möglich Element-Röntgenverteilungsbilder (X-ray mappings) durchzuführen. In diesen Verteilungsbildern wird jedem Element eine eigene Farbe zugeteilt. Damit kann man die räumliche Verteilung eines Elements bildlich darstellen.

Die meisten Messungen erfolgten wellendispersiv und vor jeder Messreihe erfolgte die Messung eines Standards. Dabei dienen Minerale welche eine ähnliche Konzentration des zu untersuchenden Elements, sowie eine ähnliche Matrix aufweisen. In den Tabellen 2.3 und 2.4 sind die verwendeten Standardarten aufgelistet.

Element	Standard	Mass (%)
F	f-topas 10el	19,45
Na ₂ O	Jadeite 10el	14,95
K ₂ O	Orthoclas 10el	14,92
Ti ₂ O	Rutil 10el	100,00
MnO	Rhodonite 10el	41,95
Al ₂ O ₃	Corund 10el	99,99
CaO	Diopside 10el	25,63
Cr ₂ O ₃	Chromite 10el	38,76
FeO	Almandine 10el	26,51
SiO ₂	Orthoclas 10el	64,39
Cl	Atacamite 10el	16,62
MgO	MgO	99,00

Tabelle 2.3: Verwendete Standards für die Messungen an den Silikaten.

Element	Standard	Mass (%)
S	Troilit	37,055
Fe	Troilit	62,945
Sn	Sn pure	103,000
Ag	Ag pure	99,700
Au	Au pure	99,800
Cu	Cu pure	99,700
Te	Te pure	99,800
Cd	Cd pure	99,700
Zn	Zn pure	100,000
Co	Co pure	99,700
In	In pure	99,600
Mn	Mn pure	99,700

Tabelle 2.4: Verwendete Standards für die Messungen an den Sulfiden.

Es wurde bei allen Messungen eine Beschleunigungsspannung von 15kV und eine Probenstrom von 10 nA gewählt.

Laser Ablation Copled Plasma Mass Spectrometry (LA ICP MS)

Untersuchungen wie die von REED (1990), JACKSON et. al., (1992); PERKINS et. al., (1993); FRYER et. al., (1995); WATLING et al. (1995) und anderen zeigten, dass die LA-ICPMS dafür verwendet werden kann, um die Spurenelementzusammensetzung von Mineralen zu bestimmen. Diese Technik kann in der Charakterisierung von Mineralen als Ergänzung zum EPMA angesehen werden.

Im Zuge dieser Arbeit wurden neun Schliffe mittels LA - ICP untersucht. Die Untersuchungen fanden im März 2018 an der Montanuniversität in Leoben statt. Folgendes Gerät wurde verwendet: Laserablation (NWR 213, Firma ESI) und ein induktiv gekoppeltes Quadrupol Plasma Massenspektrometer (LA-ICP-QMS), Agilent 8800 ICP-MS/MS der Firma Agilent. Gemessene Isotope waren: ^{34}S , ^{51}V , ^{52}Cr , ^{55}Mn , ^{57}Fe , ^{59}Co , ^{60}Ni , ^{63}Cu , ^{67}Zn , ^{71}Ga , ^{74}Ge , ^{75}As , ^{82}Se , ^{95}Mo , ^{107}Ag , ^{111}Cd , ^{115}In , ^{118}Sn , ^{121}Sb , ^{201}Hg , ^{205}Tl , ^{208}Pb und ^{209}Bi . Im folgenden soll die Theorie dieser Analysemethode näher beschrieben werden.

Laserablationssystem

Das Wort Laser steht für *light amplification stimulated emission of radiation* (deu. *Licht-Verstärkung durch stimulierte Emission von Strahlung*). Laserlicht ist elektromagnetische Strahlung einer genau definierten Frequenz bzw. Vakuumwellenlänge (monochromatisch). Ablation bedeutet Materialabtrag durch starke Wärmezufuhr.

Laserablationsgeräte dienen als Probeneinführungssysteme für die ICP-MS. Es wird ein Laserstrahl spezifischer Wellenlänge erzeugt und durch Spiegelsysteme auf die Probe geleitet. Die ablatierte Probe wird mittels des Trägergases in den ICP-MS zugeführt (siehe Abb. 2.5).

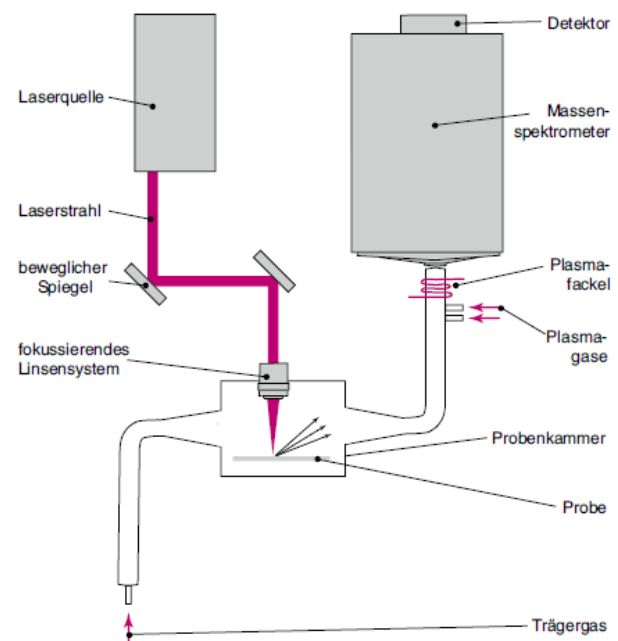


Abbildung 2.5: Schematische Zeichnung eines LA-ICP-MS (aus MARKL, 2015)

ICP-MS

Die ICP-MS war ursprünglich eine Methode zur Analyse von Lösungen mittels Zerstäubern, die Kopplung mit Laser-Ablations-Systemen ermöglicht jedoch auch die indirekte Analyse von Festkörpern (SCHMIDT K. & GEBEL A., 1999). Die Analysemethode beruht auf der Ionisierung des zu analysierenden Materials in einem Plasma bei etwa 5000 °C. Durch ihre niedrige Nachweisgrenze (0,1 µg/L bis 0,001 µg/L, ihre schnelle Multielementanalyse (78 Elemente) und ihrem dynamischen Arbeitsbereich von acht Größenordnungen wurde die ICP – MS zu einer oft verwendeten Analysenmethode in vielen Bereichen der chemischen Elementaranalytik. Präzise Isotopenverhältnis-Bestimmung lässt sich mit der ICP – MS betreiben. Es können verschiedene Isotope eines Elements gemessen werden. Durch ihre vielen Kopplungsmöglichkeiten können feste, flüssige oder gasförmige Proben gemessen werden (GRAY, 1985). Der Aufbau ist in Abbildung 2.6 schematisch dargestellt:

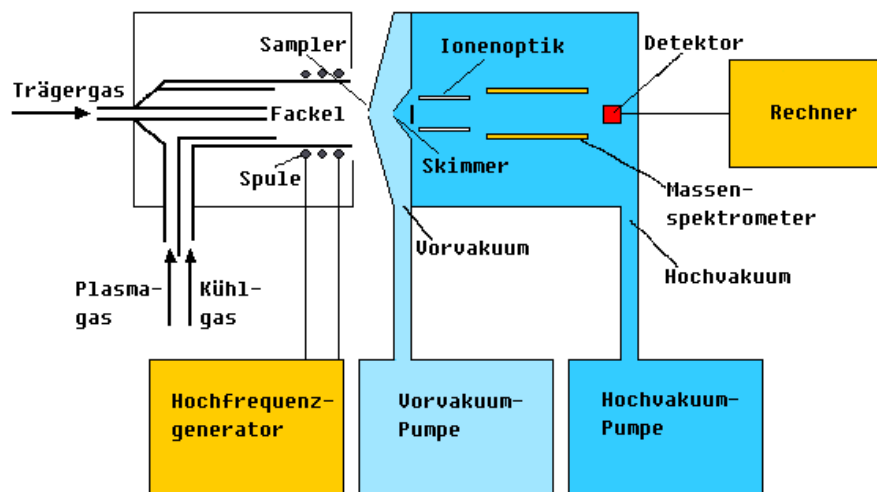


Abbildung 2.6: Schematischer Aufbau eines ICP-MS-Systems (aus Schmidt K. & Gebel A., 1999).

Die zuvor mittels Laserablation abgetragenen Probemengen werden in das ICP-MS gespült. Das Trägergas gelangt durch ein Injektionsrohr in die Fackel (Torch), in der das Plasma erzeugt wird. Ein hochfrequenter Strom wird zur Erzeugung des Plasmas in ionisiertes Ar induziert. Durch den Interface- Bereich (Übergangsbereich zwischen Atmosphärendruck und Hochvakuum) werden die Ionen in den eigentlichen Massenfilter überführt (Schmidt & Gebel, 1999). Die Überführung der Ionen in das Vakuum-System des Massenspektrometers erfolgt durch zwei Blenden (Sampler und Skimmer), die einen Öffnungsdurchmesser von 1 mm besitzen (RÖMMERMANN, 2011). Der Ionenstrahl wird nach dem Fokussieren in der sogenannten Ionenoptik, im eigentlichen Massenspektrometer, in Ionen unterschiedlicher Masse getrennt. Da jedes Element min. ein Isotop aufweist, dessen Masse bei keinem natürlichen Isotop eines anderen Elements auftritt, ist die Masse eine charakteristische Eigenschaft der Elemente. Dies wird zum qualitativen und quantitativen Nachweis genutzt. Zudem ist die Bestimmung von Isotopenverhältnissen möglich (Schmidt & Gebel, 1999).

Drei Verfahren werden heute zur Massentrennung eingesetzt:

- Quadropul-Massenspektrometer
- Magnet-Sektorfeld-Massenspektrometer
- Flugzeitmassenspektrometer (TOF, time off light)

Im Zuge dieser Arbeit erfolgte die Massentrennung mittels Quadropulmassenfilter. Das Quadrupol besteht aus vier zueinander parallel angeordneten, goldbeschichteten Keramikstäben, an die paarweise eine definierte Gleich- und Wechselspannung angelegt wird. Auf alle Ionen, die das Feld passieren, wirkt dadurch ein hyperbolisches elektrisches Feld. Nur die Ionen die ein sehr schmalbandiges Masse/Ladungs-Verhältnis (m/z -Verhältnis) besitzen, können das Feld passieren. Alle anderen Ionen werden durch das Vakuumpumpsystem abgesaugt, oder fliegen gegen die Gerätewand (Römmermann, 2001). Die weitere Theorie ist sehr komplex und würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen.

Der Detektor registriert die Ionen, die durch den Massenfilter gelangen und gibt das Ergebnis an den Rechner weiter. Die Detektion erfolgt über Kollektoren, die entweder aus einem Faraday-Becher oder einem Ionenzähler bestehen. Die Ionen erzeugen eine Änderung der elektrischen Spannung, die registriert wird. Die Stärke ist proportional zur Menge hineingeflogener Ionen einer spezifischen Ladung. Durch Verknüpfung mehrerer Faraday-Becher und auch weiterer Ionenzähler in einem Gerät kann man mehrere Isotopen gleichzeitig messen. Dies nennt man Multi-Kollektor-Methode. Falls das Gerät nur einen Kollektor besitzt, muss die Magnetfeldstärke laufend geändert werden (MARKL, 2015).

Vor- und Nachteile der ICP-MS

Vorteile sind vor allem die reduzierte Kontaminationsgefahr und der Wegfall einer aufwendigen Probenvorbereitung. Die erreichbaren räumlichen Auflösungen sind um ein vielfaches höher. Dies macht die Methode besonders für Proben interessant, die auf engstem Raum variierende Elementgehalte besitzen.

Nachteile sind, dass nur ein geringer Probenanteil ablatiert wird und ins Plasma gelangt und somit nur eine beschränkte Aussage über die Gesamtchemie einer Probe gemacht werden kann.

Primärer und sekundärer Standard

Die Analysen eines primären Standards werden dazu verwendet um unbekannte Elementkonzentrationen zu berechnen. Das Standardmaterial sollte ähnliche Elementkonzentrationen aufweisen als das zu analysierende Material. Weiters wird mit ihm die „Instrumentdrift“ korrigiert, denn die Empfindlichkeit des ICP-MS ändert sich im Laufe eines Blocks

von Messungen. Ein sekundärer Standard wird zum „Test“ der Messungen verwendet. Das perfekte Standardmaterial für die Messung von Sphalerit wäre natürlicher Sphalerit, jedoch ist dieser in seiner Zusammensetzung nicht homogen und enthält meist nicht so viele Elemente die bei einer Messung abgedeckt werden sollten.

Im Zuge der Messungen in Leoben wurde für Sphalerit der primäre Standard MUL-ZnS-1 von ONUK et al. (2016) verwendet, dieser wird für die Kalibration und Matrixkorrektur benutzt. MASS 1 von WILSON et al. 2002, wurde als sekundärer Standard verwendet. Für Pyrrhotin und Chalkopyrit wurde MASS 1 als primärer Standard verwendet, und MUL-Zns1 als sekundärer.

Probenvorbereitung

Die für die LA-ICP-Messungen interessanten Sulfidkörner wurden unter dem Auflichtmikroskop ausgesucht und anschließend mit einem feinen Marker eingekreist (Abb.2.7). Vom Ausschnitt wurde ein Foto gemacht und in dieses dann die jeweilige Lage des zu untersuchenden Bereiches eingezeichnet.

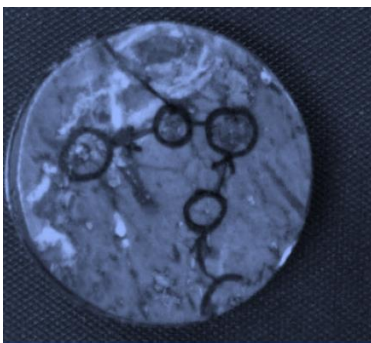


Abbildung 2.7: Beispiel für eine für die LA-ICP-Messung vorbereitete Probe

Mit dem Lasersystem ist es möglich Spots mit einem Durchmesser von 8-110 μm zu ablatieren. Im Zuge der Messung an der Montanuniversität Leoben wurde ein Durchmesser von 70 μm verwendet, die Eindringtiefe des Lasers beträgt in etwa 35 μm . Je kleiner und schmaler das Loch ist, desto schwieriger ist es für den Gasstrom das ablatierte Material zu extrahieren. Dies zeigt sich in einem ständigen Rückgang der Counts zum Ende der Messungen hin (siehe Abbildung 2.8).

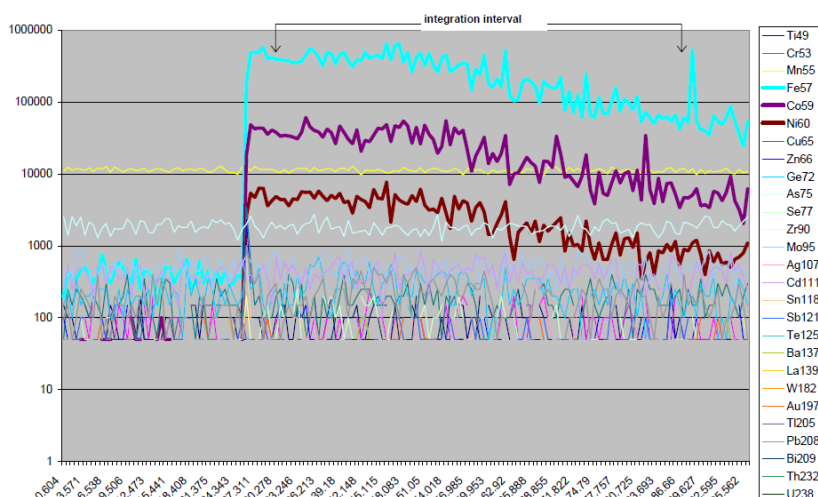


Abbildung 2.8: Kleine Spotgröße, dies zeigt sich in einem Rückgang der Counts zu Ende der (GILBERT et. al., 2013).

Die verwendete Laserenergie ist von der Probenmineralogie abhängig. Für leicht ablatierte Sulfide zwischen 6-7 Jcm⁻² (im Vergleich zu 12 Jcm⁻² für Silikate und Karbonate). Die Pulsfrequenz des Lasers liegt zwischen 5-10 Hz. Der Laser kann Proben als Spots (vertikale Löcher) oder voreingestellten Linien abrastern. Linienanalysen werden vorwiegend verwendet um nicht verunreinigtes Oberflächenmaterial zu ablatieren. Es ist jedoch nicht möglich zu erkennen ob unter der Oberfläche andere Mineralphasen abgeführt werden. Deshalb ist eine sorgfältige Interpretation der aufgezeichneten Spektren entscheidend, um festzustellen ob Elementvariationen durch Einschlüsse oder Zonierungen einer anderen Mineralphase zustande kommen. Durch Linienmessungen ist es möglich zu sehen welche Minerale ablatiert werden, große Einschlüsse können vermieden werden, jedoch stellen Oberflächenverunreinigungen hier ein großes Problem dar.

Eine Linienmessung wird für qualitative Aussagen angewandt, denn sie kann über mehrere Mineralphasen hinüberlaufen und so einen Überblick über die Unterschiede der Elementhäufigkeiten geben.

Wenn der Punkt ausgewählt ist und die Laserparameter eingestellt sind, so wird die Oberfläche der Probe „vorablatiert“. Der Laser wird für einige Sekunden mit einer niedrigen Frequenz (1-2 Hz) abgefeuert, um jegliche Oberflächenverunreinigungen zu entfernen.

Die meisten Sulfidmessungen laufen für 100 Sekunden, dies beinhaltet eine 30 -sekündige Untersuchung des „Gas-Backgrounds“ vor Beginn der Laserablation. Die cps-Daten, für jede Analyse, werden als separates Textfile (csv.) aufgezeichnet (GILBERT et. al., 2013).

Datenreduktion

Sind die Analysedaten zusammengestellt, werden diese in eine geeignete Software (Excel, GLITTER, IOLITE, SILLS) geladen. Zunächst werden die Daten als Liniendiagramm (counts vs. Zeit) dargestellt und die Integrationszeiten für den Background und dem Signal für jede Messung untersucht. Dies ist für die Standards überschaubar, da die Linien nach einer etwa 10 sekundigen „Gleichgewichtszeit“ (*eng. settling time*) flach verlaufen (Abb.2.9).

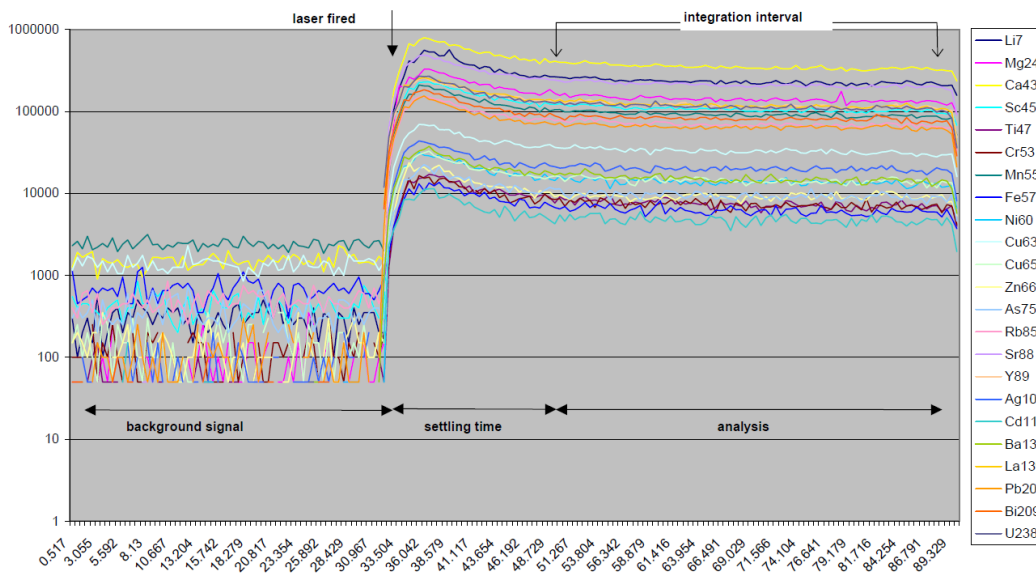


Abbildung 2.9: Messung eines Standards: Gut erkennbar das Background Signal und der Beschuss mit dem Laser (GILBERT et. al., 2013).

Die Bereinigungszeit ist abhängig von der Matrix und normalerweise bei Sulfiden unter 10 Sekunden. Um die Signalintensität zu berechnen werden die „counts“ über den gewählten Intervall gemittelt und die durchschnittlichen „Background counts“ subtrahiert. Die Untersuchung von Sulfidkörnern ist sehr viel komplexer als die der Standards und erfordert eine sorgfältige Untersuchung und Auswahl der Intervalle. Interpretationen sind in der Regel elementabhängig, und abhängig von der Chemie und Mineralogie der untersuchten Probe (GILBERT et. al., 2013).

Berechnungen

Nachdem die Integrationsintervalle ausgewählt wurden, werden die Counts mittels geeigneter Software auf den Instrumentdrift korrigiert und auf die Konzentrationen konvertiert.

Um eine Analyse zu quantifizieren, muss die Konzentration eines Elementes sowohl im internen Standard als auch in der Probe bekannt sein. Der Drift wird berechnet, indem man in den beiden Standards, die auf den internen Standards normalisierten cps-Werte am Beginn und Ende eines Sets von Messungen vergleicht. Die „Unbekannten“ werden mittels linearer Regression korrigiert.

Die durchschnittlichen Cps des primären Standards werden verwendet um die ppm-Werte zu berechnen. Die Beziehung zwischen den Standards und den „Unbekannten“ ist durch den folgenden Zusammenhang gegeben:

$$\frac{\left(\frac{\text{cps}}{\text{ppm}}\right)_{\text{Std}}^{\text{IS}}}{\left(\frac{\text{cps}}{\text{ppm}}\right)_{\text{Std}}^{\text{el}}} = \frac{\left(\frac{\text{cps}}{\text{ppm}}\right)_{\text{smp}}^{\text{IS}}}{\left(\frac{\text{cps}}{\text{ppm}}\right)_{\text{smp}}^{\text{el}}}$$

cps = counts per second
 ppm = Konzentration
 std = Standardmaterial
 smp = „Unbekannte“ Probe
 IS = Internes Standardelement
 El= analysiertes Element

Wenn die Konzentration des internen Standards in der Probe bekannt ist, dann kann die Elementkonzentration durch das Umstellen der Formel berechnet werden.

Nachweisgrenze (DL=Detection Limit)

Es handelt sich um die niedrigste Konzentration, die über dem Hintergrund gemessen werden kann. Sie basiert auf die folgende Formel (IUPAC):

$$\text{DL} = \frac{3\sigma \times \sqrt{\frac{1}{n_{\text{BG}}} + \frac{1}{n_{\text{SG}}}}}{\left(\frac{\text{cps}}{\text{ppm}}\right)_{\text{smp}}^{\text{IS}}} \times \frac{\left(\frac{\text{cps}}{\text{ppm}}\right)_{\text{Std}}^{\text{IS}}}{\left(\frac{\text{cps}}{\text{ppm}}\right)_{\text{Std}}^{\text{el}}}$$

σ =Standardabweichung des „Backgrounds“
 n= Nummer an Datenpunkten
 BG = Background counts
 SG = Analysensignal

Die Nachweisgrenze variiert mit der Spotgröße, sie wird für kleine Spotgrößen größer, da weniger counts pro ppm existieren.

Der Fehler auf das Elementsignal über ein ausgewähltes Signal berechnet sich durch:

$$\% \text{Error} = \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \times 100$$

σ = Standardabweichung

Der gesamte analytische Fehler (AE) für ein bestimmtes Element, ausgedrückt als Prozent der Konzentration berechnet sich durch laut GILBERT et. al. (2013):

$$\text{AE} = 100 \times \sqrt{\left(E_{\text{smp}}^{\text{el}}\right)^2 + \left(E_{\text{smp}}^{\text{IS}}\right)^2 + \left(E_{\text{Std}}^{\text{el}}\right)^2 + \left(E_{\text{Std}}^{\text{IS}}\right)^2}$$

wo $E = \frac{\sqrt{\left(\text{BG}_{\% \text{Error}}\right)^2 + \left(\text{SG}_{\% \text{Error}}\right)^2}}{\text{cps}_{\text{SG}}}$

Im Rahmen dieser Arbeit wurde der Fehler als 2σ (Zweite Standardabweichung) angegeben (Abb.2.10). In einer Normalverteilung gilt, dass im Intervall der Abweichung $\pm 2\sigma$ vom Erwartungswert 95,44 % aller Messwerte zu finden sind.

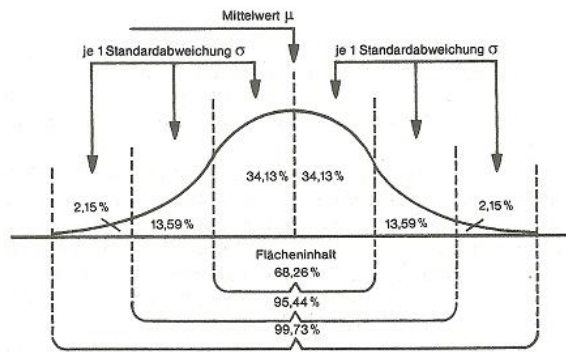


Abbildung 2.10: Unterschied erste Standardabweichung und zweite Standardabweichung (Grafik aus dem Fachbuch K.V.Haller's Roulett-Lexikon, Seite 390).

MASS 1 – Kontrolle

Für die Qualitätskontrolle der Messungen wurde folgendes Diagramm (Abb.2.11) erstellt. Dazu wurden die Daten aus der GEOREM- Datenbank, mit den gemessenen Werten verglichen. Insgesamt wichen die in Leoben durchgeführten Messungen (Abb.2.11) nur wenig von den Werten für MASS1 in der Literatur (GEOREM) ab. Nur die Werte von Ga (Messung 1-22) wurden korrigiert, da diese zu hoch waren (Messwert/Normwert=Faktor \rightarrow gemessener Wert Probe/Faktor=korrigierter Wert).

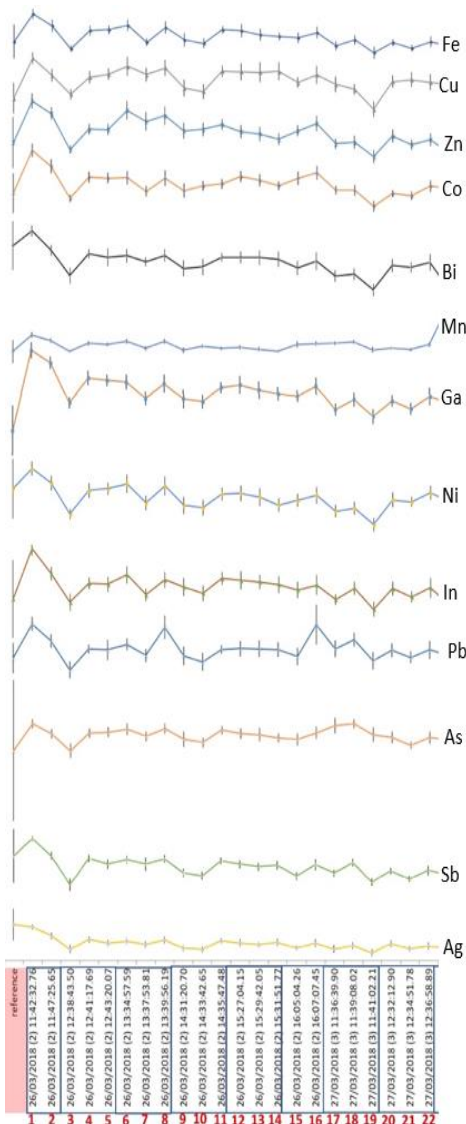


Abbildung 2.11: Durchgeführte Messungen in Leoben mit Fehler

Qualitätskontrolle

Wie man aus den ICP-Spektren in Abbildung 2.12 erkennen kann, verlaufen die Linien bei einer Messung die frei von Einschlüssen ist gerade.

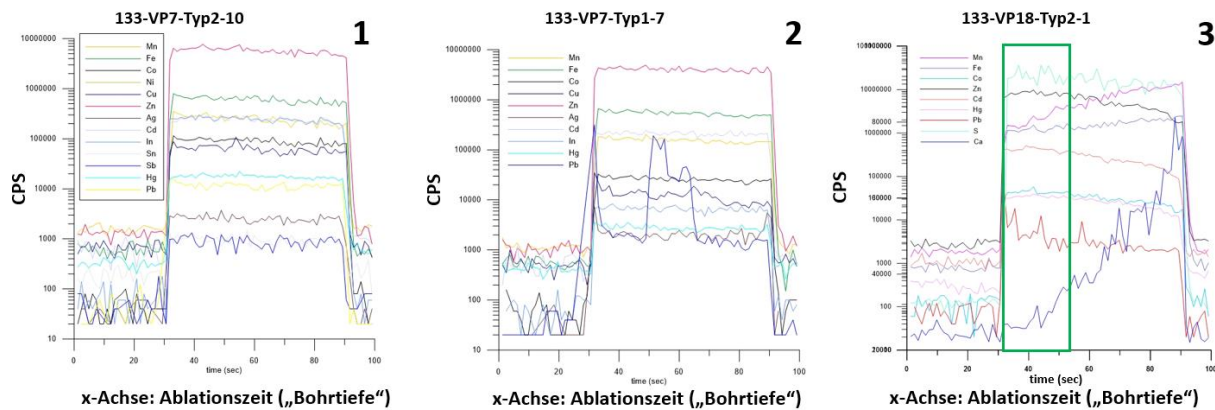


Abbildung 2.12: 1: parallel verlaufende Linien; Linien in fester Lösung verlaufen gerade; 2: Pb-reiche Mikroeingüsse, 3: Das darunterliegende Mineral wird ablatiert. In diesem Fall handelt es sich um Ankerit $\text{Ca}(\text{Fe},\text{Mg},\text{Mn})(\text{CO}_3)_2$. Hier kann man die ersten Sekunden zur Messung benutzen.

Auch Elemente die in fester Lösung, also ins Kristallgitter eingebaut sind gerade. Bei Spektren mit einem Mikroeinguss verläuft die Linie gerade und steigt innerhalb eines kurzen Zeitraums (bis einige Sekunden) an und sinkt nach einigen Sekunden wieder in den Ausgangsverlauf. Wird Sphalerit mittels Laser beschossen, so kann es vorkommen, dass der Laser das darunterliegende Mineral trifft. Dies ist mit einem Ansteigen der in diesem Mineral vorhandenen Elemente verbunden. In Abbildung 2.12 trifft der Laser auf Sphalerit, sobald jedoch eine gewisse Bohrtiefe erreicht ist, wird Ankerit in die Messung miteinbezogen. Dies ist mit einem relativ langsamen Ansteigen der Cu-, Fe- und Ca-Werte verbunden. Für die Sphaleritmessung könnten die ersten ~ 20 Sekunden verwendet werden, allerdings mit schlechterer Statistik. Der final berechnete ppm-Wert von Cu ist also viel höher als die restlichen Cu-Werte in der gleichen Probe. Im Zuge der „Datenbereinigung“ wurden sehr extreme Gehalte eines Elementes in einer Probe identifiziert und herausgelöscht. Was man nun erhält ist zum originalen Datensatz (total) ein alternativer Datensatz (pure) von „reinem“ (gefiltertem) Sphalerit, der nur Elemente in fester Lösung zeigt und weitestgehend frei von Beeinflussung anderer Minerale ist. Somit kann man Aussagen treffen, welche Elemente bevorzugt in das Sphaleritkristallgitter eingebaut werden, und welche eher in Mineral-Einschlüssen existieren. Abbildung 2.13 zeigt die Darstellung der ICP-Messungen in den einzelnen Proben.

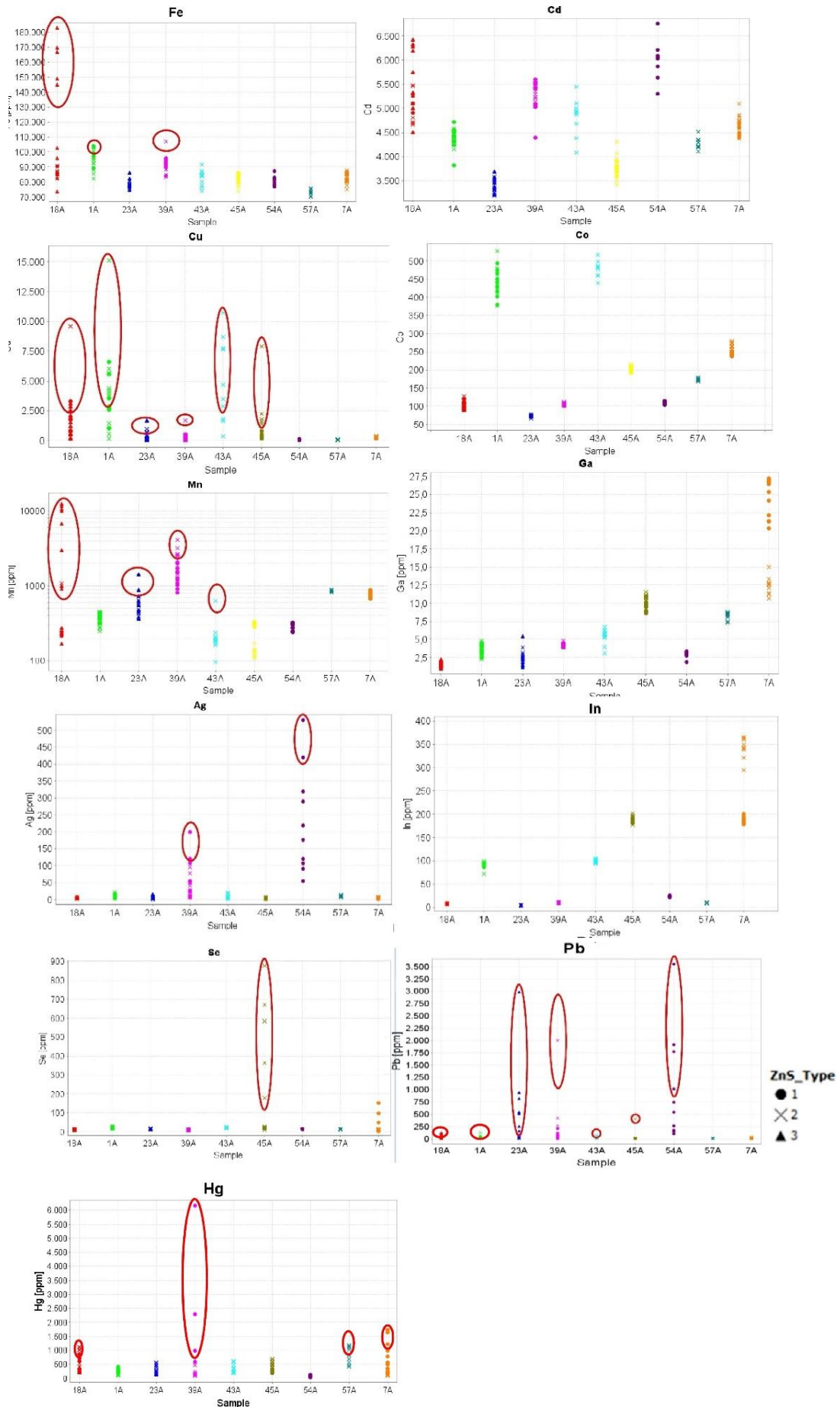


Abbildung 2.13: LA-ICP-Messungen mit den herausgelöschten Werten (rot eingekreist); PS: Probe 18A= 133-VP18 etc.

Gesamtgesteinschemie

Mehrere Handstücke der Vererzung und des Nebengesteins wurden zuerst ausgesucht. Die Stücke sollten etwa Faustgröße besitzen und möglichst homogen sein. Die Proben wurden von Verunreinigungen frei gemacht (mit Wasser und Bürste). Anschließend wurden die Proben mit einem Backenbrecher zerkleinert und in Säckchen gefüllt und beschriftet. Die Universität Innsbruck hat keine geeignete Anlage, um einen so großen Teil des Periodensystems mit genügend hohen Nachweisgrenzen zu analysieren. Deshalb wurden die Analysen von der Österreichischen Bundesanstalt durchgeführt. Die Proben wurden auf folgende Elemente bzw. Oxide analysiert:

In einem ersten Schritt wurden an den analysenfeinen, lufttrockenen Proben der Trocknungs - (bei 110 °C) und Glühverlust (bei 1000 °C) für die chemische Analyse ermittelt. Die Bestimmung von C und S erfolgte mittels Verbrennungsanalyse mit anschließender Infrarot-Detektion der entstehenden Gase mittels Lecomat CS-200 (Fa. Leco).

Aufschluss und Endbestimmung mittels ICP-MS

100 mg analysenfeine Probe wurden befeuchtet und mit 2 ml HNO₃ (65%), 2 ml HClO₄ (60%) und 3 ml HF (40%) fast zur Trockene in Teflonschalen eingedampft. Im Anschluss wird der Rückstand noch 2 Mal mit je 5 ml HNO₃ (65%) abgeraucht, den Rückstand mit 0,5 ml HNO₃ (65%) gelöst und mit H₂O auf 50 ml aufgefüllt. Dieser Aufschluss wird pro Probe je 2 Mal durchgeführt. Die resultierende Lösung der Probe ist die Stammlösung zur Bestimmung der Elementgehalte mittels dem ICP-MS. Die Bestimmung der einzelnen Parameter erfolgt mit dem ICP-MS 7500 (Agilent).

Zur Qualitätssicherung werden zertifizierte Standards analog den Proben behandelt und jeweils Mehrfachmessungen durchgeführt. Zusätzlich wird die Stammlösung für die Messung am ICP-MS in unterschiedlichen Verdünnungen gemessen. Die Auswertung der Messdaten erfolgte mittels interner Kalibrierungsmethoden.

Zur Qualitätssicherung werden zertifizierte Standards verwendet. Die Proben wurden auf folgende Oxide bzw. Elemente analysiert:

SiO₂ [%], TiO₂ [%], Al₂O₃ [%], FeO [%], MnO [%], MgO [%], CaO [%], Na₂O [%], K₂O [%], SO₃ [%], H₂O^{110°} [%], H₂O+[%], CO₂ [%]; Ag [ppm], As [ppm], Ba [ppm], Be [ppm], Bi [ppm], Cd [ppm], Ce [ppm], Co [ppm], Cr [ppm], Cs [ppm], Cu [ppm], Dy [ppm], Er [ppm], Eu [ppm], Ga [ppm], Gd [ppm], Ge [ppm], Hf [ppm], Ho [ppm], In [ppm], La [ppm], Li [ppm], Lu [ppm], Mo [ppm], Nb [ppm], Nd [ppm], Ni [ppm], Pb [ppm], Pr [ppm], Rb [ppm], Sb [ppm], Sc [ppm], Se [ppm], Sm [ppm], Sn [ppm], Sr [ppm], Ta [ppm], Tb [ppm], Te [ppm], Th [ppm], Tl [ppm], Tm [ppm], U [ppm], V [ppm], W [ppm], Y [ppm], Yb [ppm], Zn [ppm].

Raman- Spektroskopie

Für die Untersuchungen mit dem Raman- Spektroskop wurden die Sondenschliffe verwendet. In einem Raman-Spektroskop wird die zu untersuchende Probe mit monochromatischem Licht, meistens von einem Laser, bestrahlt (Abb.2.14). Ein Großteil dieses Lichts passiert die Probe unbehelligt, während ein Bruchteil der Strahlung gestreut wird. Hierbei tritt sowohl elastische, sogenannte Raleigh Streuung, als auch inelastische Streuung auf. Letztere wird als Raman-Streuung bezeichnet und geht mit einer Änderung des Energie-Niveaus einher. Die stattfindende Energieänderung nennt man Ramanverschiebung. Kommt es bei der Streuung zu einem Energiegewinn, wird das gestreute Licht als Stokes-Strahlung, bei Energieverlust als Antistokes-Strahlung bezeichnet. Nach Passieren eines Monochromators zeichnet ein Detektor die

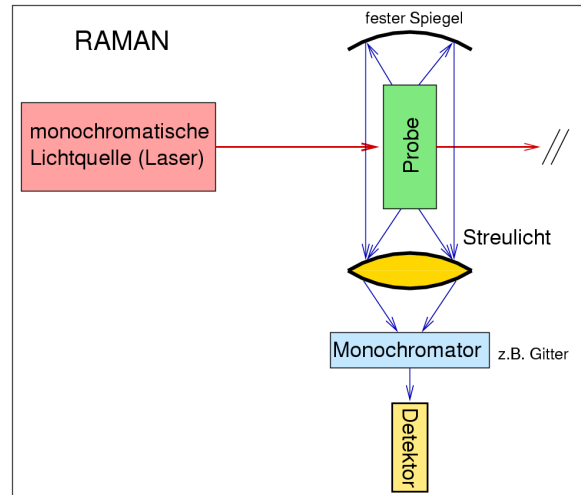


Abbildung 2.14: Schematische Funktionsweise eines Ramanspektrometers (Quelle: Institut für Anorganische und Analytische Chemie Uni Freiburg).

resultierenden Raman-Spektren der untersuchten Proben auf und ermöglicht einen Vergleich mit vorhandenen Referenz-Spektren, sodass eine Identifikation des zu Untersuchenden möglich ist. Als Referenz-Spektren wurden in der vorliegenden Arbeit jene aus der „RUFF Database“ verwendet.

Im Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck wird ein HORIBA JOBIN- YVON Labram- HR800 Spektrometer eingesetzt. Es ist mit drei Lasern, unterschiedlicher Wellenlänge ausgestattet. In dieser Arbeit wurde der rote Laser mit einer Wellenlänge von 633nm verwendet.

Es wurde immer ein 1800 Gitter und ein 50x Objektiv verwendet. Die Messzeit betrug zwischen 5 und 60 Sekunden mit zwei Wiederholungen. Der Untergrund wurde nach jeder Messung abgezogen um bessere Spektren generieren zu können.

3. Kartierung

Einleitung

Die Untertagekartierung erfolgte ausschließlich im Ötztal-Stubai-Kristallin. Es wurde in den heute noch zugänglichen Bereichen des Poschhausstollens und im Querschlag 3 kartiert. Die Lokalität ist für die Kartierung sehr gut geeignet, da man hier zum einen gut die Vererzung erkennt und somit auch den Zusammenhang mit dem Nebengestein. Zum anderen ist dieser Teil der Lagerstätte nicht einsturzgefährdet, da er auch im Zuge der Museumsführungen besucht wird.

Das Ziel der Kartierung war es, aufbauend auf PAGEL (1975) und KLIX (1974), die Beziehung von Nebengestein und Vererzung zu untersuchen und zusätzliche Profile zu skizzieren und mit Fotos zu belegen. Anschließend wurde eine Synthesekarte erstellt, diese ist dieser Arbeit beigelegt. Die räumliche Ausdehnung der Vererzung wurde untertage erfasst. Weiteres erfolgte eine lithologische Charakterisierung, auf die weiter unten eingegangen wird.

Kartierte Lithologien

Die Beschreibung der Lithologien orientiert sich an den Arbeiten von SCHMITZ (1974), KLIX (1974), PROYER (1989), BAUMGARTEN et al. (1998) und UNGERANK & HOLZMANN (2011). Im Liegenden und Hangenden wird, laut BAUMGARTEN et al. (1998) die Vererzung von Glimmerschiefern (Biotitporphyroklastenschiefer); Amphiboliten, Granatglimmerschiefer und Graphitglimmerschiefer begleitet. In dieser Arbeit wurden die von BAUMGARTEN et al. (1998) sogenannten Biotitporphyroklastenschiefer zur Filone Fazies gezählt. Graphitglimmerschiefer konnten makroskopisch nicht erkannt werden.

Filone Fazies

Am unmittelbaren Kontakt zur Vererzung unterscheiden sich die Gesteine makroskopisch zu den umliegenden Metapeliten. In der Literatur entstand daher der Begriff filone-facie (filone=ital. Gang). Wobei die Bezeichnung „Gang“ (italienisch „filone“) als rein formale Beschreibung von diskordanten Mineralisationen, für die großteils schieferungskonkordanten Erz-Lager und - Linsen vom Schneeberg irreführend ist (MAIR et al., 2007).

In der historischen Erforschung der Lagerstätte finden sich verschiedene Ansichten über diese Lithologie. Hier sollen nun kurz drei Ansichten zu dieser Lithologie zusammengefasst werden.

SCHMITZ (1974)

Quantitativ vorherrschend sind „grobkristalline biotitführende Quarz-Granat-Felse“. Begleitet wird die Filone-Fazies von einem lagigen, hellweißen Muskovit-Quarz-Schiefer. Typisches Kennzeichen der Fazies ist eine allgemeine Kornvergrößerung, wobei das Auftreten von Granat (Korngrößen bis über 2cm), Biotit und Hornblenden typisch ist. Anders als die zwei nächstfolgenden Autoren (KLIX, 1974; BAUMGARTEN et al., 1998) gibt der Autor keine typische Paragenese an.

KLIX (1974)

Es handelt sich um eine weitgehende unregelmäßige, von allen anderen Gesteinen stark abweichende Lithologie. Kennzeichnend ist eine allgemeine Kornvergrößerung und die Vorherrschaft mafischer Minerale, sowie das Auftreten von Hornblenden und eines neuen Biotits.

Die Paragenese lautet:

Plagioklas + Biotit + Manganphylit + Muskovit + Granat + Karbonat + Erze

Weitere Gemengteile sind Titanit, Orthit, Epidot, Chlorit und Staurolith. Der Übergang zum reinen Erzkörper ist fließend. Die Filone Fazies ist durch Anthophyllit und Tremolit vom umgebenden Gestein abgrenzbar.

BAUMGARTEN et al. (1998)

Der Übergang von Vererzung zur Filone Fazies ist durch eine Zunahme von Gangartmineralien wie z.B. Quarz, Granat etc. gekennzeichnet. Die Lithologie repräsentiert grob gesagt Muskovit-Quarz-Schiefer, wobei als interessantester Aspekt wirrstrahlige, richtungslose Tremolit-Anthophyllitfelse im Kontakt zu den Sulfiden stehen. Klassisch sind Glimmerreiche Partien und cm-große Granatblasten. Die Paragenese kann als sehr vielfältig bezeichnet werden. Die Hauptparagenese setzt sich wie folgt zusammen:

Tremolit + Anthophyllit + Biotit + Granat + Cumingtonit + Quarz + Calcit + Plagioklas + Muskovit + Sulfide

Die Mächtigkeit der gesamten Filone-Fazies liegt bei etwa 10 m. Die Filone-Fazies führt am Schneeberg alle massiven Sulfidvererzungen (Sphalerit, Galenit, Pyrrhotin, Chalkopyrit).

Eigene Interpretation der Filone Fazies

Aufbauend auf den drei Charakterisierungen der Filone Fazies durch die vorher beschreibenden Autoren und der durchgeführten Kartierung, haben wir unsere eigene Beschreibung der Filone Fazies erstellt:

Wortwörtlich übersetzt aus dem Italienischen bedeutet Filone Fazies „Gangfazies“. Die Filone Fazies beschreibt eine erzbegleitende Lithologie. Die Mächtigkeit schwankt von einigen Zentimeter bis hin zu einem Meter. Die Filone Fazies ist an der Vererzung gebunden und tritt im distalen Bereich (> 5m) kaum bis gar nicht mehr auf.

Sie lässt sich hauptsächlich durch folgende Faktoren von dem umgebenden Gestein abgrenzbar:

- Auftreten von bereits makroskopisch sichtbaren Amphibolen (Abb.3.5).
- Sie enthält kaum bis gar keine Hellglimmer.
- Hoher Anteil von mafischen Mineralen (hauptsächlich Biotit, aber auch Turmaline, Abbildung 3.1 und 3.3)
- Von der Vererzung zur Filone Fazies hin nehmen Gangminerale (hauptsächlich Quarz und Granat) zu (Abb.3.1 und 3.2).
- Die Granate treten in der Filone Fazies größer auf, als im umliegenden Gestein (Abb.3.4).
- Im Gegensatz zum Muskovit-Quarz-Schiefer ist die Schieferung weitaus weniger ausgeprägt.
- Flächendeckendes Auftreten von Karbonaten

Die Hauptparagenese der Filone Fazies im Kartiergebiet lautet:

*Biotit + Anthophyllit + Cummingtonit + Quarz + Granat + Calcit + Dolomit + Fe-Mg Karbonat +
Turmalin + Staurolith + Sulfide ± (Msk und Plag)*



Abbildung 3.1: Wechsellagerung aus Quarz und Biotit.



Abbildung 3.2: Granathaltige Filone Fazies, tektonisch stark beansprucht.



Abbildung 3.3: Typisch für die Filone Fazies war das Auftreten mafischer Minerale.



Abbildung 3.4: Millimetergroße Granate in der Filone Fazies.



Abbildung 3.5: Makroskopisch sichtbare feinfasrige Minerale in der Filone Fazies.

Paragneise/Glimmerschiefer

Paragneise und Glimmerschiefer waren im Gebiet sehr schwer voneinander unterscheidbar. Durch SCHMITZ (1971) wurde die folgende Unterscheidung der Paragneise/Glimmerschiefer gemacht:

- „umkristallisierter“ Quarz-Glimmerschiefer
- Graphitischer Quarz-Glimmerschiefer
- Quarzitischer Albit-Gneis

Während der Stollenbegehung wurde zunächst versucht diese Charakterisierung miteinzubeziehen. Es wurde jedoch gleich erkannt, dass es makroskopisch so gut wie unmöglich ist eine solche Unterscheidung zu machen. Deshalb haben wir die hellen Glimmerschiefer als Muskovit-Quarz-Schiefer bezeichnet. Dieser tritt als Erzbegleitende Fazies auf.

Im Vergleich zur Filone-Fazies überwiegen bei dieser Lithologie Hellglimmer (siehe Abb.3.6), diese treten im Vergleich zum Biotit relativ feinkörnig auf, wobei sich feinere und gröbere Kornpartien unterscheiden lassen. Die feinkörnigen Partien, wie schon von PROYER (1989) beobachtet, werden von grobkörnigeren Biotitdomänen begrenzt. Auffällig ist, dass die Granate im Vergleich zur Filone-Fazies größer sind. Weiteres wurden die Granatglimmerschiefer zu den Muskovit-Quarz-Schiefen gezählt.



Abbildung 3.6: Typischer Muskovit-Quarz-Schiefer. Makroskopisch war bereits der hohe Anteil an Hellglimmer zu erkennen.

Im Vergleich zu den Muskovit-Schiefern tritt der als solches auskartierte Paragneis massiger auf. Er erscheint im Unterschied zu diesem dunkler. Im Gegensatz zur erwähnten Lithologie ist er also ärmer an hellen Gemengteilen wie etwa Muskovit.

Vererzung

Während der Kartierung hob sich der Bereich der Vererzung farblich deutlich von den umliegenden Gesteinen ab (Abb.3.7). Das Erscheinungsbild der Vererzung war gräulich und massig, dasselbe im Handstück (Abb.3.8). Kennzeichnend für die Vererzung im Kartierbereich ist das mengenmäßige Überwiegen von Sphalerit mit unterschiedlichen Gehalten an Galenit, Pyrrhotin und Chalkopyrit.

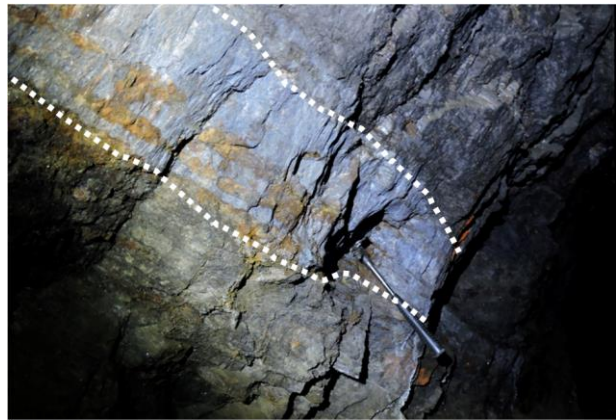


Abbildung 3.7: Typisches Erscheinungsbild Untertage des Erzganges.



Abbildung 3.8: Erscheinungsbild der Vererzung im Handstück.

Quarz-Granat-Linsen/gänge

Im kartierten Bereich kommen diskordante und konkordante Quarzgänge bzw. -Linsen vor. Diese sind zum Teil im cm- Bereich isoklinal verfaltet und boudiniert. Häufig treten im Übergangsbereich zu anderen Lithologien biotitreiche Bereiche auf. Innerhalb der Quarzgänge/linsen treten oftmals Granatsäume auf (Profil 4; Abb.3.9). Die Quarze wurden ab einer Mächtigkeit von 5 cm als solche auskartiert.



Abbildung 3.9: Quarzlinsen in der Vererzung.

Kartierte Profile

Um die kartierten Profile genauer verstehen zu können, wird in Abbildung 3.10 das Funktionsprinzip der sogenannten „Box- Mapping Kartierung“, mit Hilfe eines kartierten Profils, genauer dargestellt und erläutert:

Die beiden Ulmen werden aufgeklappt, wobei nach dem Aufklappen jeweils das äußere Ende der Ulme zum First hin zeigt. In der Mitte wird die Firste dargestellt, sie wird einfach nach unten projiziert.

Es muss auch darauf hingewiesen werden, dass die linke Ulme bei jedem Aufschluss wesentlich besser aufgeschlossen und zugänglich war als die Rechte. Der Grund hierfür liegt an den montierten Bewetterungsrohren, der Druckluftleitungen sowie den Stromleitungen.

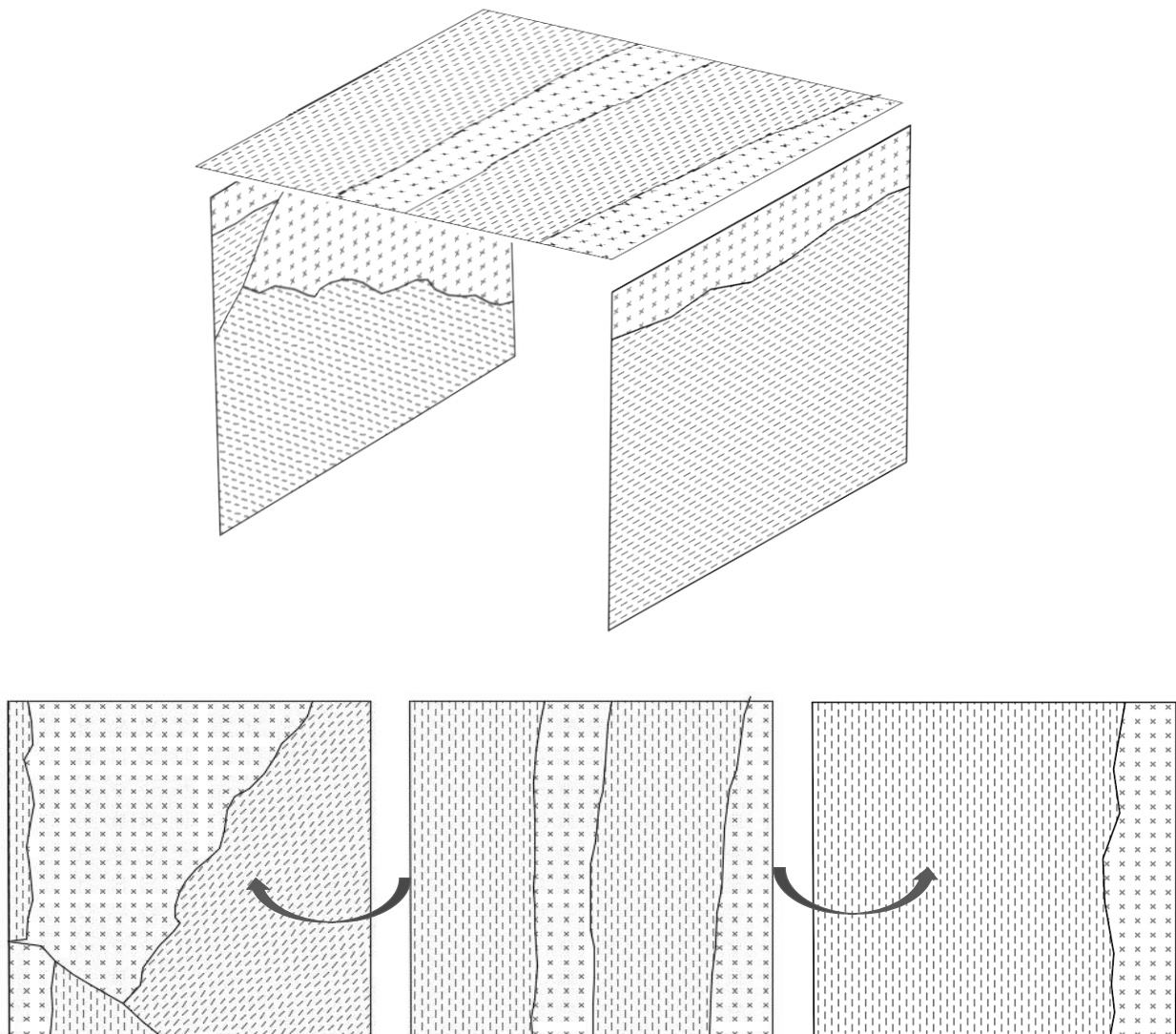
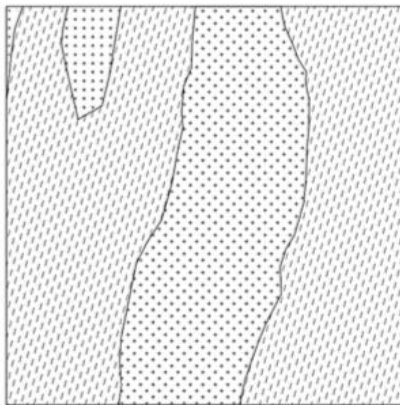


Abbildung 3.10: Oben: Kartierter Querschnitt des Stollens in 3D. Unten: Aufgeklappte Profile in 2D. Links wird die linke Ulme dargestellt, in der Mitte die Firste und Rechts die rechte Ulme.

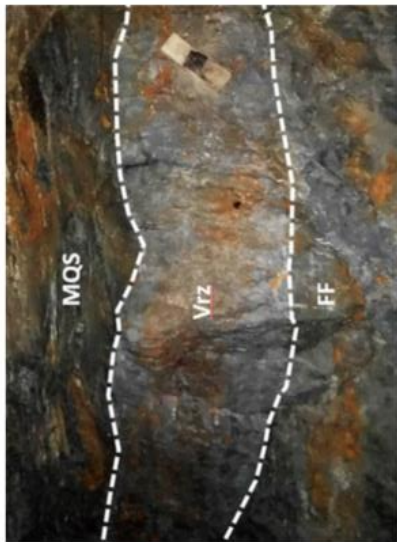
Im folgenden Abschnitt werden die kartierten Profile abgebildet und kurz beschrieben. Die Lage der Profile wird durch einem roten Stern auf einem Ausschnitt des Stollenplans dargestellt.

Profil 1 und 11

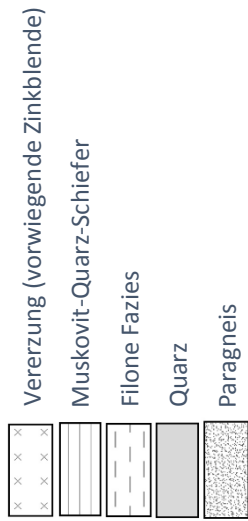
NW **SE**



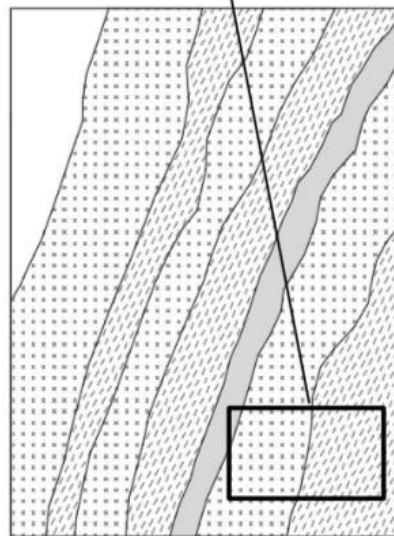
Profil 1: Mächtiger Erzhorizont (Bildbreite 3m).



In der Mitte ist die Sphalerit dominierende Vererzung sichtbar, im Hangenden der Muskovit-Quarz- Schiefer und im Liegenden die Filone Fazies.



NW **SE**



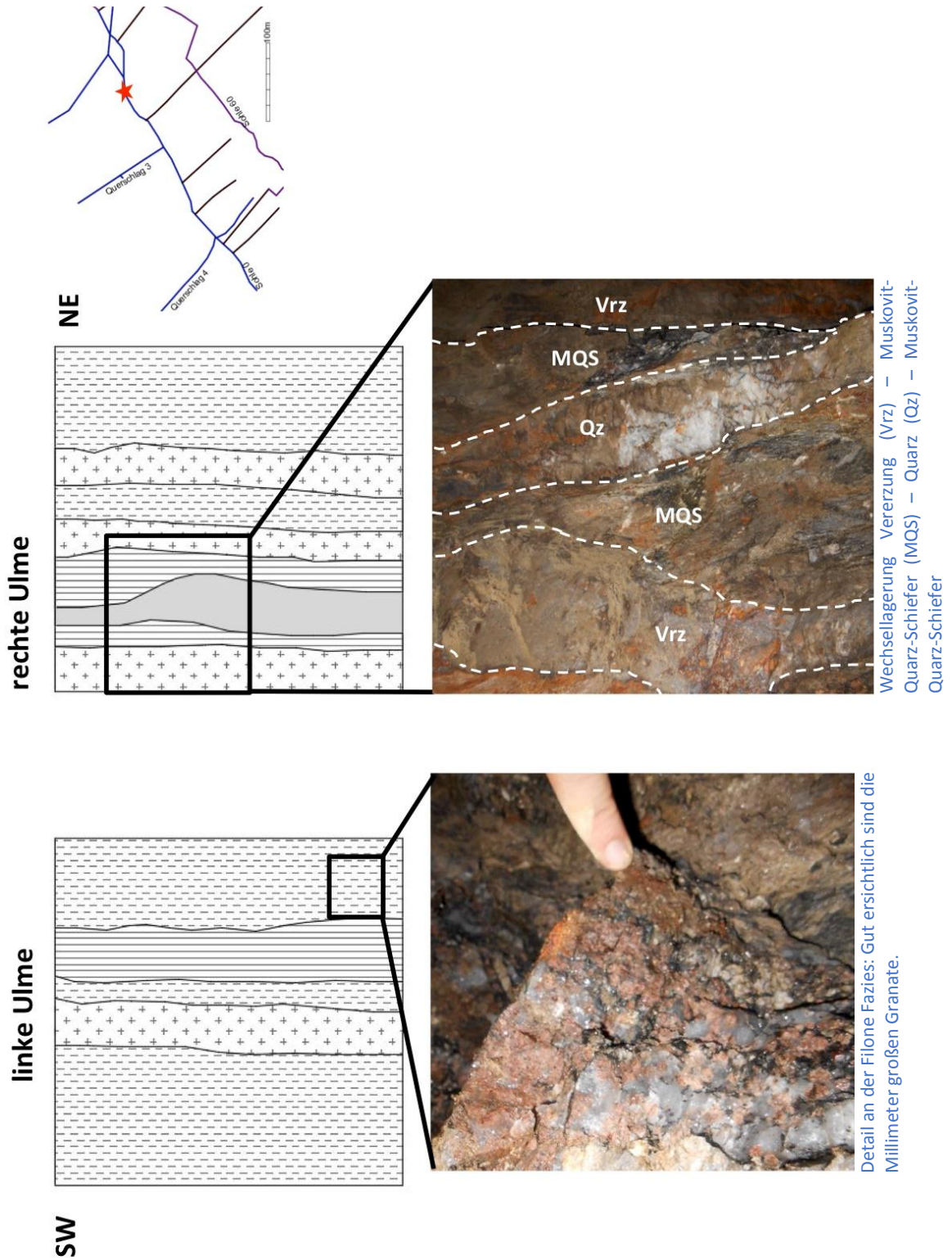
Profil 11: Wechsellagerung aus verschiedenen Lithologien. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 20-100cm.



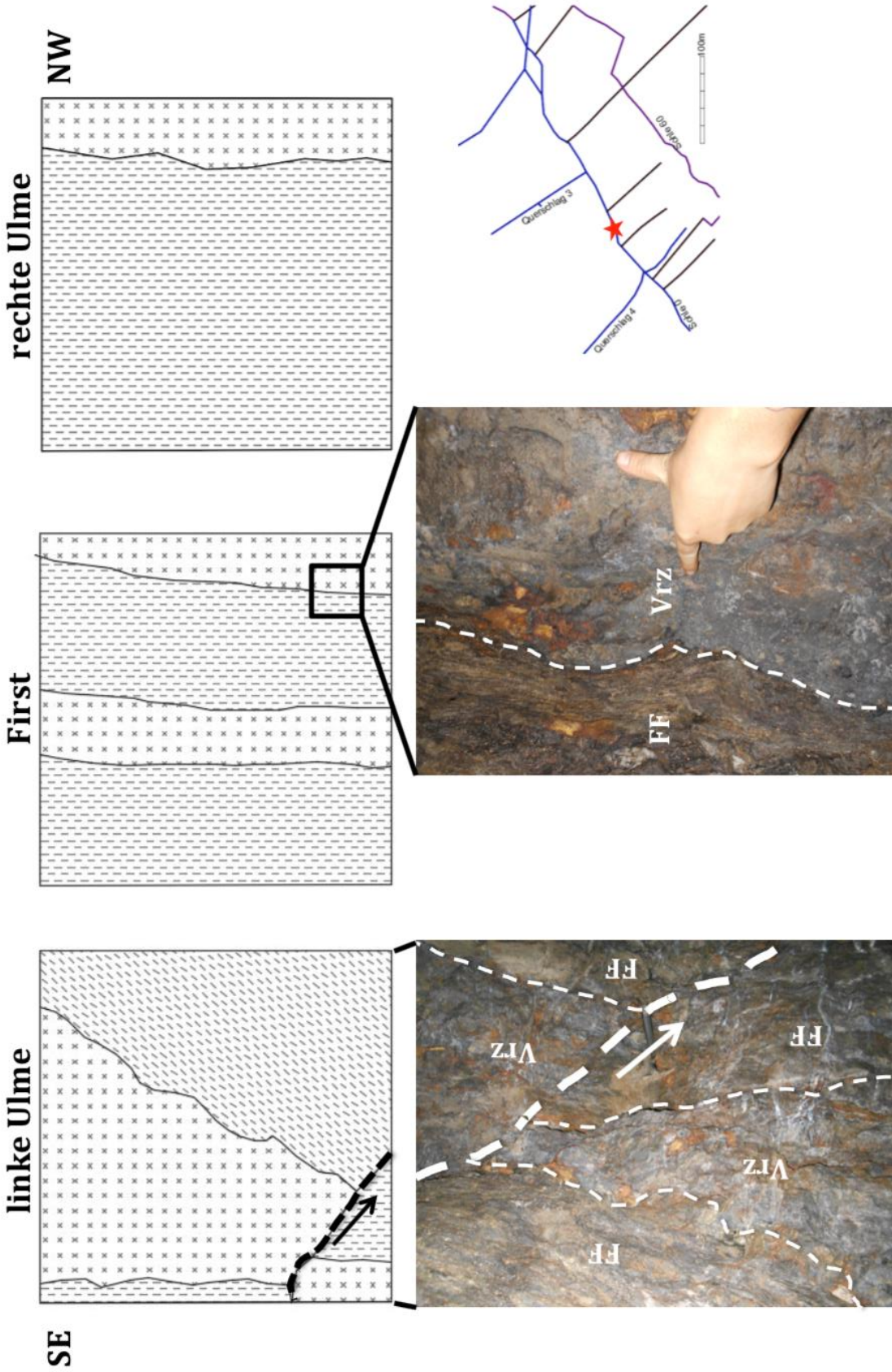
Etwa 1m mächtige Vererzung in der 10er Sohle. Oberhalb der Vererzung ist ein Quergang aufgeschlossen.



Profil 2



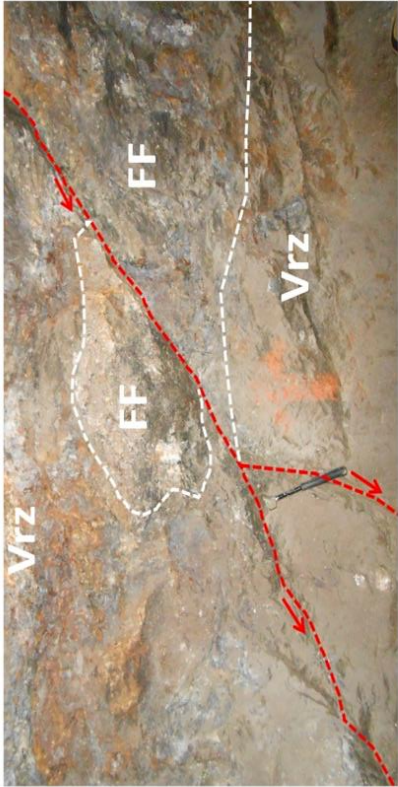
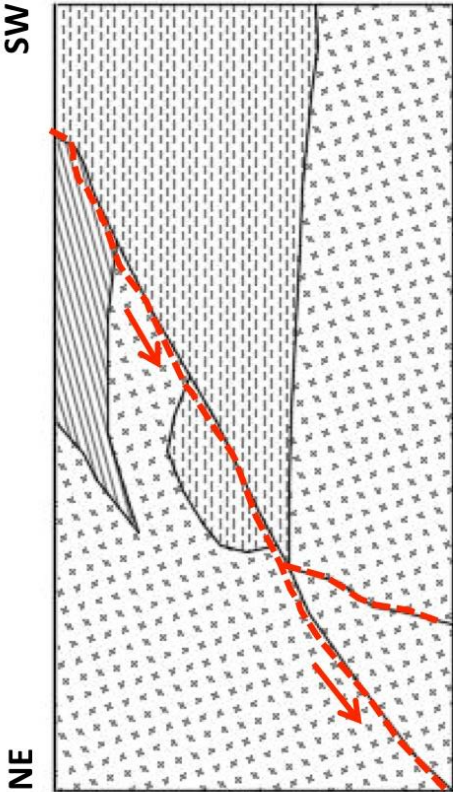
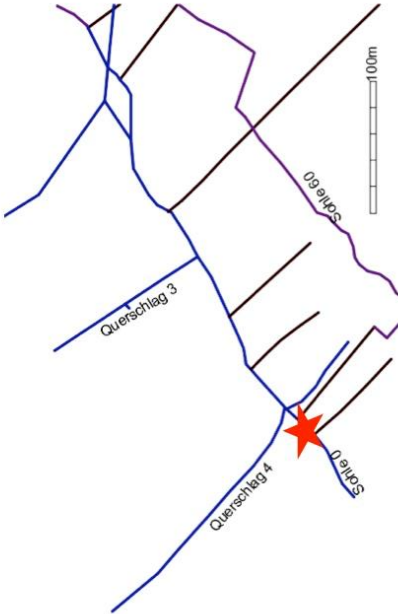
Profil 3



Massive Ausbildung der Vererzung (VrZ). Die Grenze zur Filone Fazies ist wellig ausgebildet.

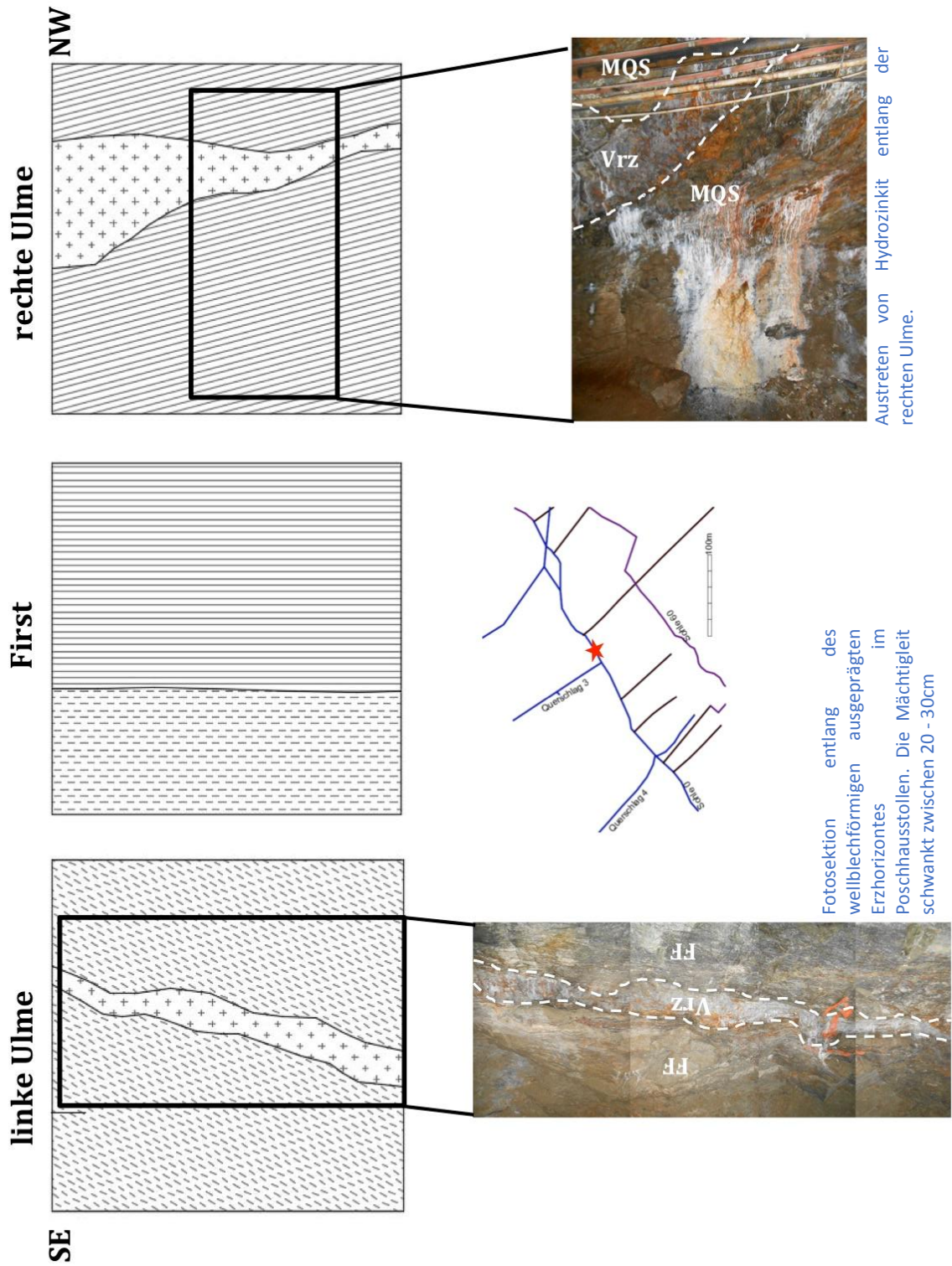
Durch die Aufschiebung wurde der Erzhorizont (VrZ) und die Filone Fazies um circa einen halben Meter versetzt.

Profil 4

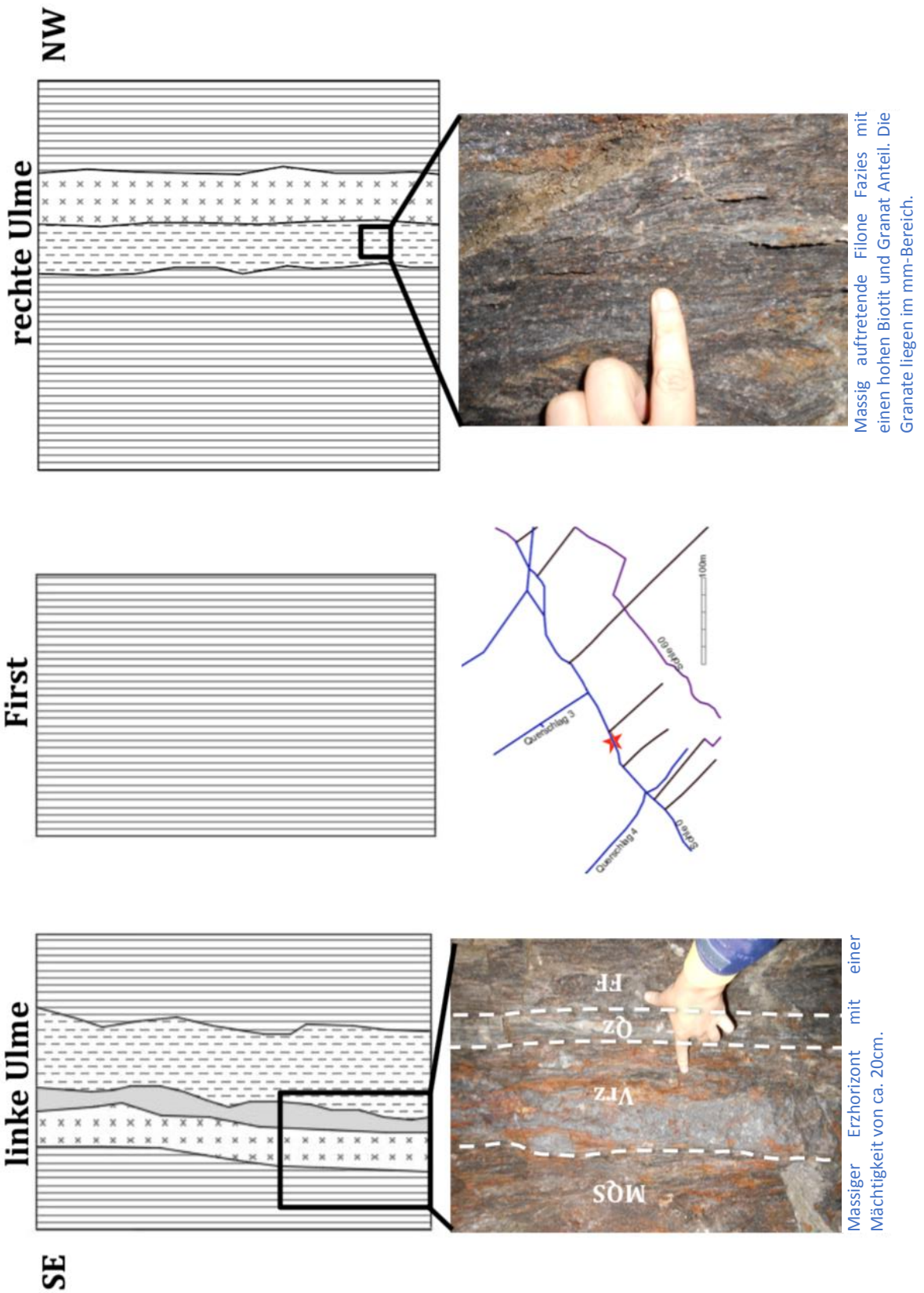


In diesem Bereich werden die Lithologien durch eine Abschiebung versetzt.

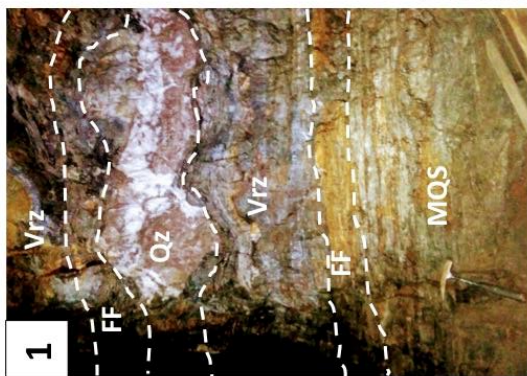
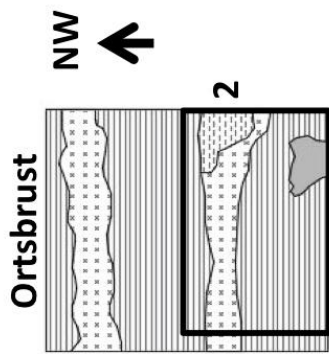
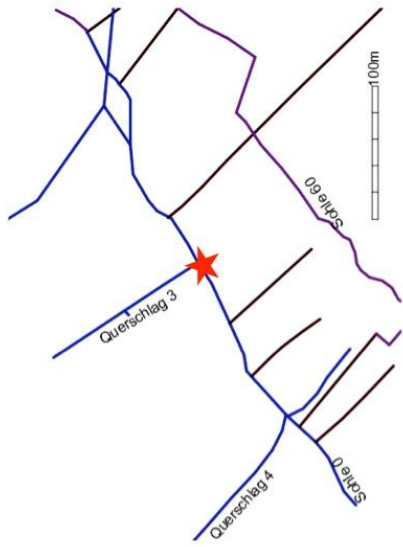
Profil 5



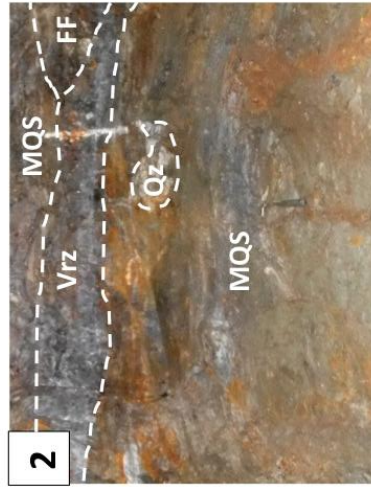
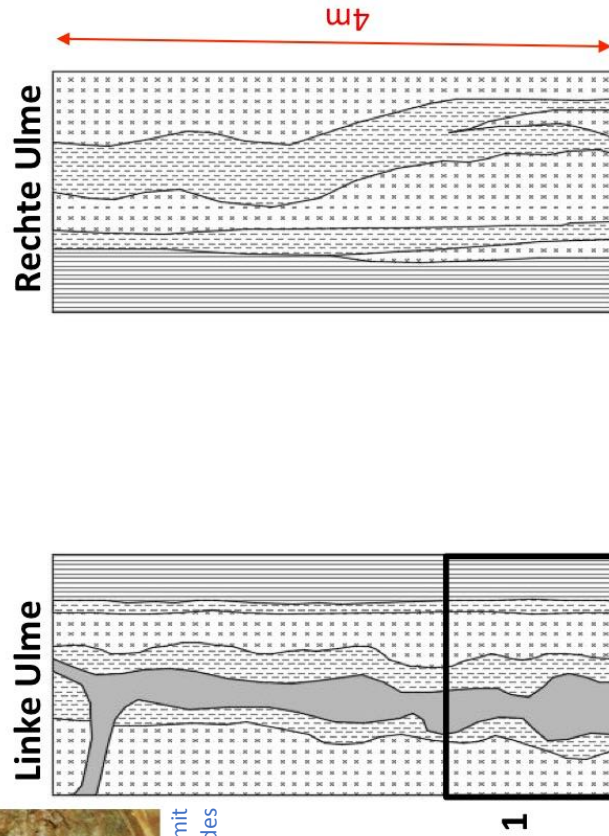
Profil 6



Profil 7



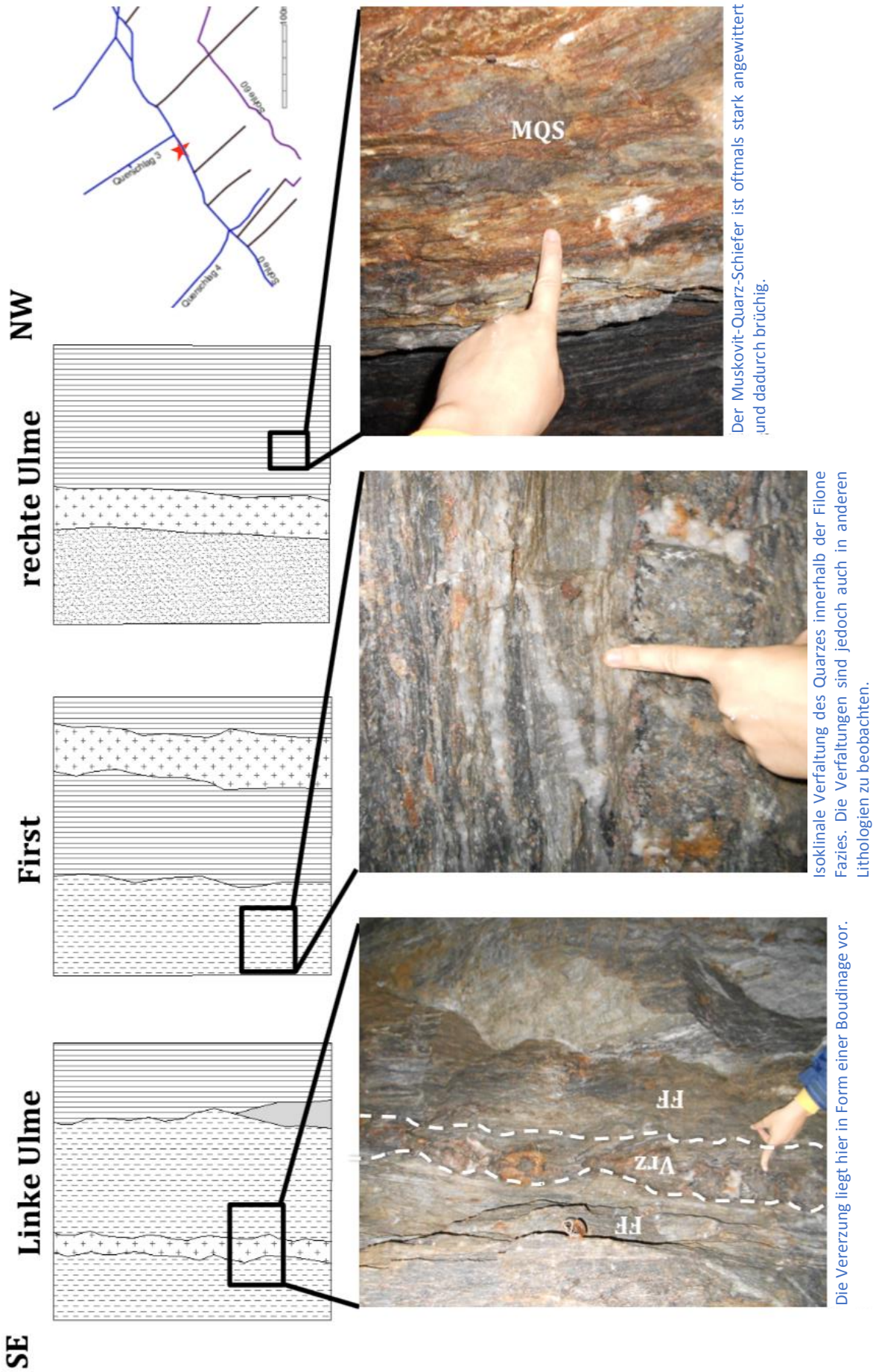
Gut ersichtlicher Quarzgang mit Granatsäumen. Die Mächtigkeit des Quarzanges beträgt ca. 40cm.



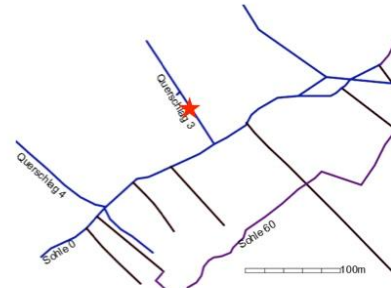
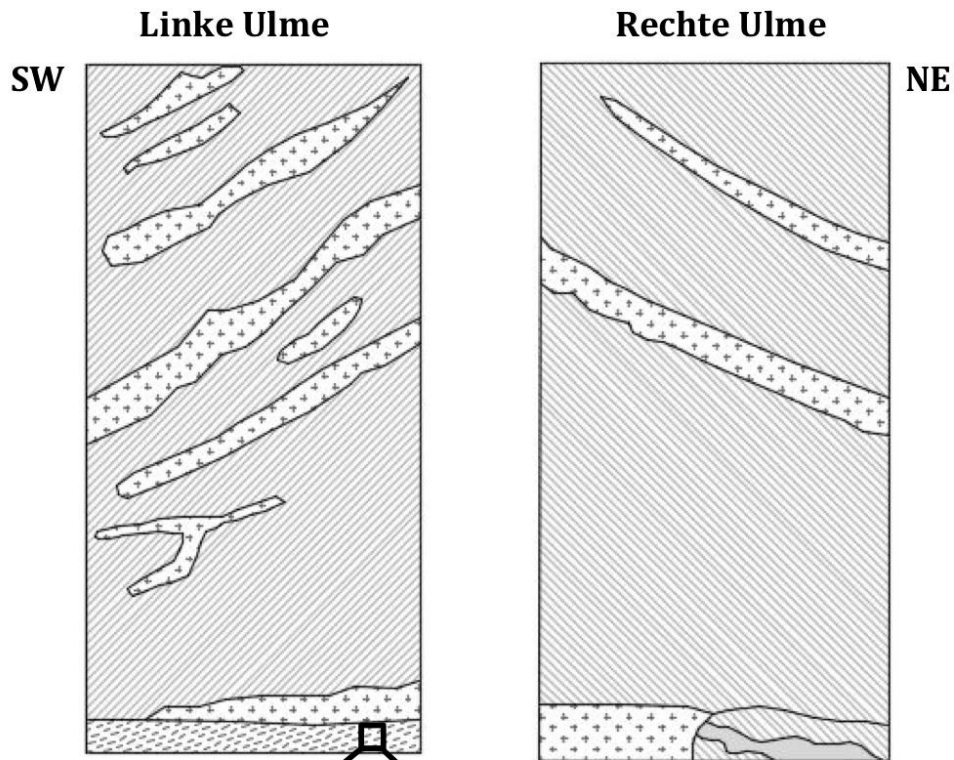
Aufgeschlossene Quarzlinse im Muskovit-Quarz-Schiefer. Letzterer wird durch einen Erzgang durchzogen

Aufschluss in 3D: Einer der erkenntnisreichsten Aufschlüsse im Poschhausstollen. Aufgeschlossen sind zwei bis drei Erzhorizonte mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 20cm.

Profil 8

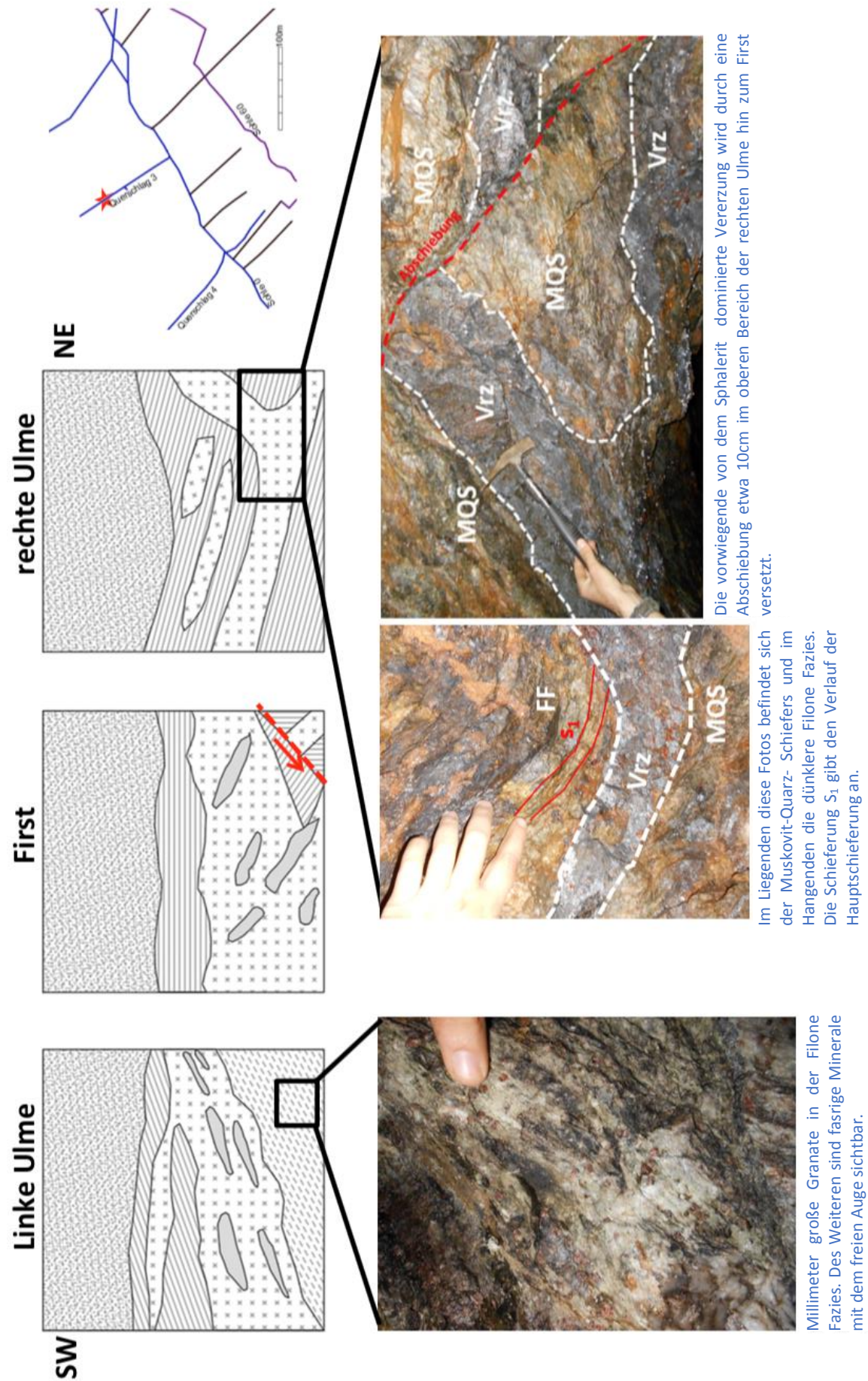


Profil 9



Filone Fazies mit Granaten im mm-Bereich. Es wechseln sich Biotit reiche mit Karbonat-Feldspat- Quarz reiche Lagen ab.

Profil 10



Die vorwiegende von dem Sphalerit dominierte Vererzung wird durch eine Abschiebung etwa 10cm im oberen Bereich der rechten Ulme hin zum First versetzt.

Im Liegenden diese Fotos befindet sich der Muskovit-Quarz- Schiefers und im Hangenden die dunklere Filone Fazies. Die Schieferung S₁ gibt den Verlauf der Hauptschieferung an.

Millimeter große Granate in der Filone Fazies. Des Weiteren sind fasrige Minerale mit dem freien Auge sichtbar.

Beschreibung des Erzkörpers

Wie schon PAGEL (1974) auffiel, gleichen die Vererzungen in ihrer Erscheinung unregelmäßig mächtig entwickelten Horizonten. Die Mächtigkeit der vorliegenden Vererzung variiert in ihrer Mächtigkeit von wenigen Millimetern bis zu mehreren Dezimetern oder sogar im Meterbereich, sie erscheint wellig bzw. boudiniert.

Oftmals erfolgt eine Reduzierung der Mächtigkeit unter 0,5 m und eine Verzahnung mit der Filone Fazies und dem Muskovit-Quarz-Schiefer (siehe Profil 7, 5, 10). Die Vererzung teilt sich in bis zu drei räumlich zwischen 20 und 30 cm mächtigen voneinander getrennten Lagen auf.

Im Querschlag 3 kann man beobachten, dass sich die Vererzung in mehrere räumlich getrennte Erzlinsen aufspaltet (Profil 9). Mit wenigen Ausnahme verlaufen diese schieferungskonkordant.

Strukturgeologie

Wie schon von mehreren Autoren erkannt, liegen die Vererzungen allesamt konkordant im Nebengestein. Auffallend ist, dass die Vererzung im Poschhausstollen horizontal liegend wirkt, im Querschlag 3 (Profil 9 und 10) hingegen mit dem Nebengestein verfaltet ist. Die Abfolge der Filone Fazies, Muskovit-Quarz-Schiefer und der Vererzung sind asymmetrisch. Teilweise ist die Vererzung durch Störungen versetzt bzw. abgeschnitten. Aufgenommen wurden Schieferungen, Klüfte und Störungen.

Schieferung

Die Schieferung stellt ein planares Gefügeelement dar, welches mit zunehmender Temperatur durch Drucklösung, Einregelung vorhandener Minerale sowie durch bevorzugtes Mineralwachstum während der Metamorphose entsteht.

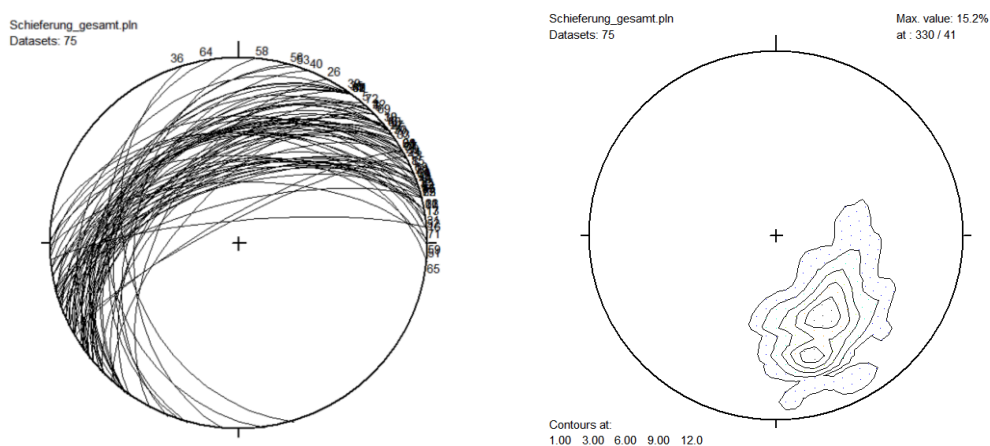


Abbildung 3.11: Ausgewertete Stereogramme mit dem Streichen und Fallen. Die gesamten Schieferungen fallen nach NW ein. Im

Kartiergebiet war eine Primärschieferung zu messen. Eine Zweite konnte Untertage, wie schon KLIX (1974) erkannte, nicht aufgenommen werden, da im Ötztal-Stubai-Kristallin makroskopisch nur eine Schieferung ersichtlich ist. Die Messung der Schieferung erfolgte hauptsächlich im Poschhausstollen (Sohle 0) sowie in den Querschlägen 3 und 4 (Abb.3.11 und 3.12). Die Auswertung ergab, dass die meisten Flächen der gemessenen Schieferungen nach Nordwesten einfallen.

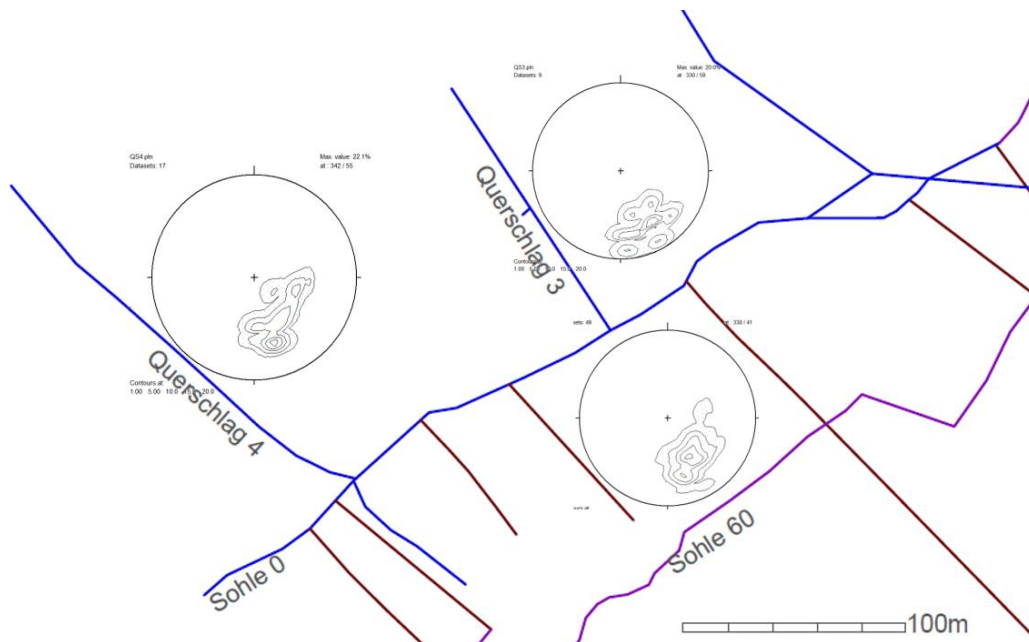


Abbildung 3.12: Polpunkte der gemessenen Schieferungen

Vergleicht man die drei Bereiche (Querschlag 3 und 4 sowie den Poschhausstollen (Sohle 0)) so erkennt man, dass im Querschlag 3 die gemessenen Schieferungen insgesamt einen geringeren

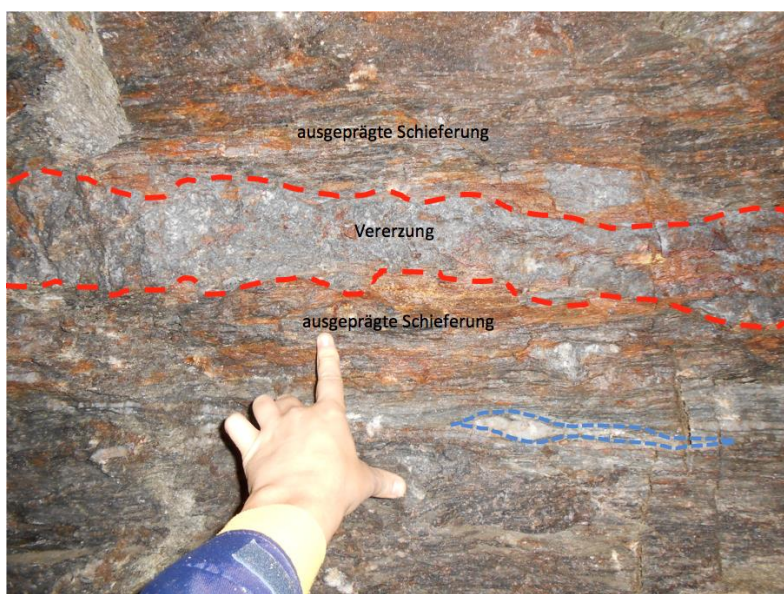


Abbildung 3.13: Domänen mit ausgeprägter Schieferung entlang der Vererzung.

Fallwinkel aufweisen (ca. 40°). Während der Kartierung konnten im Poschhausstollen Domänen mit ausgeprägter Schieferung von weniger geschieferten Bereichen unterschieden werden (Abb.3.13). Die stark geschieferten Domänen stehen häufig im direkten Kontakt zur Vererzung während die weniger geschieferten Domänen im

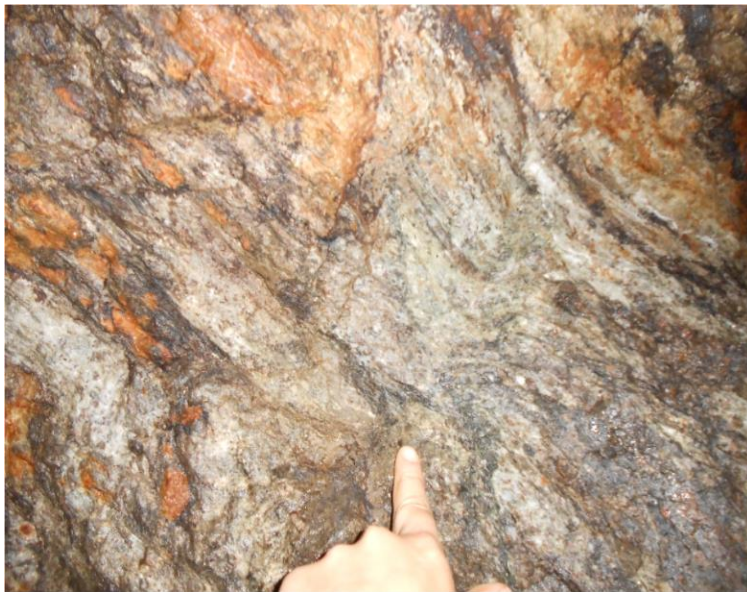


Abbildung 3.14: Aufgeschlossene Krenulation.

distalere Bereich der Vererzung auftreten und häufig linsenförmig ausgebildete Bereiche mit einer Quarzanreicherung bilden (Abb.3.14).

Eine Krenulation konnte in ein paar wenigen Aufschlüssen beobachtet werden (Abb.2.28). Im Querschlag 4 ist die Schieferung im anstehenden Paragneis weit weniger ausgeprägt als im Querschlag 3. Im Letzteren können wieder zwei Domänen unterschieden werden,

ähnlich wie im Poschhausstollen.

Da innerhalb des Gesteinspaketes überhaupt sämtliche lithologische Wechsel sowie Horizonte schieferungskonkordant vorkommen, ist davon auszugehen, dass die Hauptschieferung parallel zur primären sedimentären Schichtung verläuft (UNGERANK & HOLZMANN, 2011).

Spröde Strukturen

Klüfte

Wie schon KLIX (1974) erkannte, gibt es im untersuchten Gebiet ein dominantes NNE-SSW streichendes Klüftflächenpaar. Es überwiegt das Einfallen zwischen 60 und 80° (Abb.3.15). Die Klüfte kommen sowohl in der Vererzung als auch im Nebengestein (Filone Fazies + Muskovit-Quarzschiefer) vor. Die glimmerreichen Partien kompensieren meist die Scherspannungen während quarzreiche Lagen brechen. Die Klüfte sind gelegentlich mit Quarz, Karbonat oder Sphalerit verfüllt. Aufgrund der unterschiedlichen Festigkeitseigenschaften treten die gleichen Kluftrichtungen in Abhängigkeit von der Lithologie unterschiedlich auf.

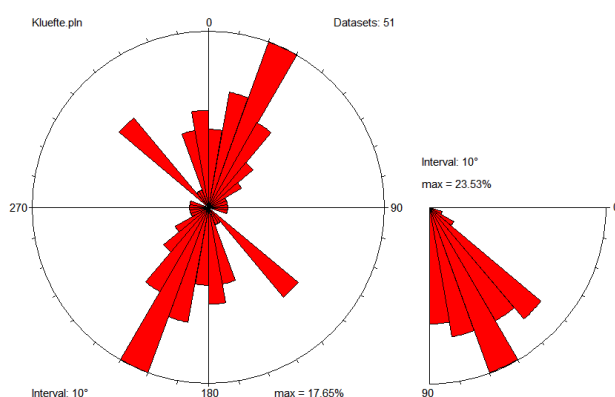


Abbildung 3.15: Rosendiagramm; Ersichtlich ist das dominante Klüftflächenpaar (links). rechts: Es überwiegt das Einfallen zwischen 60 und 80°.

Störungen

Oftmals waren Störungen und Klüfte schwer voneinander unterscheidbar. Alle Störungen sind als Abschiebungen zu bestimmen. Da in den Störungen Richtungen der Hauptklüftpaare vorkommen, ist davon auszugehen, dass die Störungen und Klüfte gleichzeitig angelegt wurden. Im kartierten Stollenbereich sind, wie im großtektonischen Kontext des Schneebergs, die drei Typen von Störungen: Typ Paul, Aloisi und Martin. Die Störungen des Typs Aloisi sind vorherrschend, wobei man sagen muss, dass die Störungen oftmals durch die Zimmerungen verbaut sind und dadurch eine Messung oder nähere Bestimmung nicht möglich war. In Abbildung 3.16 sind die gemessenen Störungen dargestellt.

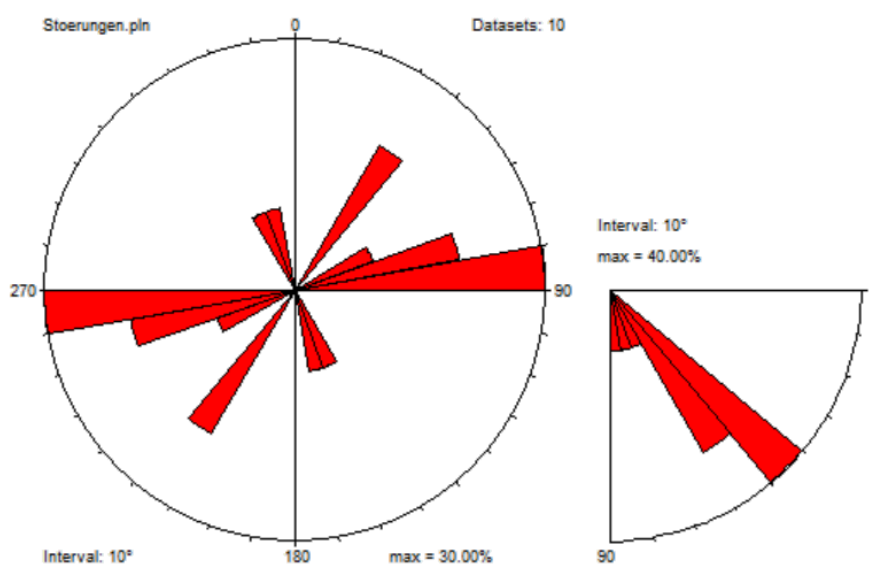


Abbildung 3.16: Rosendiagramm; Ersichtlich sind die dominanten Störungssysteme (links) und es überwiegt ein Einfallen zwischen 40 und 60°.

Die Breite bzw. Mächtigkeit der Störungen variiert oftmals im sehr kleinen räumlichen Bereich. Da die Störungen oftmals Klüfte versetzen, ist davon auszugehen, dass die Störungen jünger als diese sind.

4. Makroskopische Erscheinung der Vererzung

Die Hauptgemengteile (Sphalerit, Galenit, Pyrrhotin und Chalkopyrit) sind im Stollen makroskopisch zu bestimmen. Die Sphalerit-reiche Vererzung ist leicht aufgrund ihrer gräulichen Farbe vom Nebengestein zu unterscheiden (siehe Abb.4.1). Während der Auflichtmikroskopie wurde festgestellt, dass in der Hauptvererzung auch typische Minerale der später erläuterten Filone Fazies anzutreffen sind.

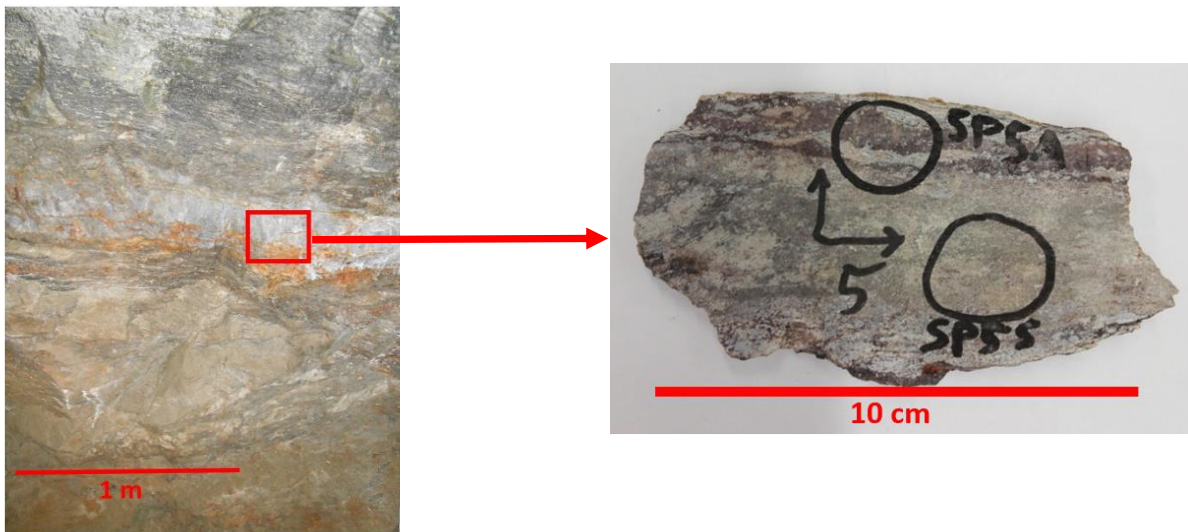


Abbildung 4.1: Erscheinungsbild im Stollen und im Handstück.

Das Erscheinungsbild der Vererzung im Handstück sieht man in den Abbildung 4.2. Die Vererzungen treten als mm - einige cm breite Bahnen auf. Die Grenzen zum nebenliegenden Gestein sind scharf ausgebildet (siehe Abb.4.2).

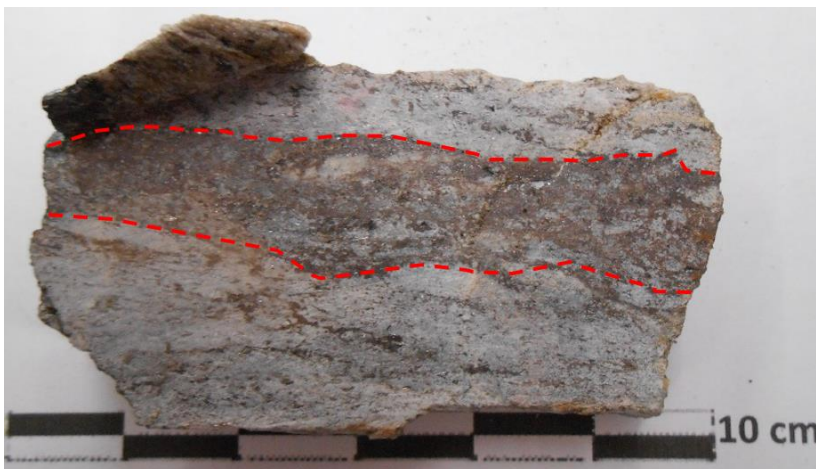


Abb.4.2: Handstück mit Sphaleritvererzung (in rot markiert) Probe 113-VP11

Auf der anderen Seite gibt es sehr massig erscheinende, an ihrem spezifischen Gewicht leicht fühlbare Sphalerit-Galenit – Proben (siehe Abb.4.3).



Abb. 4.3: Massiger Sphalerit – Galenitanschliff (Probe 133-VP54)

Makroskopisch erkennt man unterschiedliche Korngrößen des Sphalerites. Zum einen kommen sehr feinkörnige Sphalerite (Kristalle bis zu 1 cm) (Abb. 4.4) und zum anderen sehr grobkörnige Sphalerite vor (Abb. 4.5).



Abbildung 4.4: Erscheinungsbild des feinkörnigen Sphalerites, eingelagert in Biotitreichem Nebengestein. Bei den Porzellanweißen Einsprenglingen handelt es sich um Karbonate (Foto: Volkmar Mair)



Abbildung 4.5: Erscheinungsbild des grobkörnigen Sphalerites. Die Kristalle erreichen eine Größe von bis zu 1 cm. Bei den gelblichen Einsprenglingen handelt es sich um Karbonate und Anthophyllit (Foto: Volkmar Mair)

Bevor das Hauptaugenmerk auf den Sphalerit gelegt wird, wird nun kurz auf die vier Sulfide, die auch in den untersuchten Schlifften die Hauptphasen bilden, eingegangen.

Galenit (Gn)



Abb.5.1: Gn mit typischen Spaltausbrüchen. (II Nicols; Probe 133-VP55)

Im Vergleich zu Sphalerit ist Galenit sehr inhomogen verteilt. Typisch sind dreieckige Spaltausbrüche und Schleifkratzer (Abbildung 5.1). Galenit ist im Vergleich zu Sphalerit wesentlich heller unter dem Mikroskop. Er zeigt laut UNGERANK & HOLZMANN, 2011 Verwachsungen bzw. Einschlüsse von Mineralen wie Bournonit (PbCuSbS_3), Boulangerit ($\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$) oder Fahlerz ($\text{Cu}_{12}(\text{Sb,As})_4\text{S}_{13}$). Während dieser Untersuchungen wurde von letzteren nur

der Boulangerit angetroffen (Probe 133-VP45 und 43). Galenit kommt als Füllung des Intergranularraumes der Sphaleritmatrix vor, er verkittet kataklastische Risse und Spalten.

Pyrrhotin (Po)

Das Mineral erscheint im Auflichtmikroskop cremebraun. Bei gekreuzten Nicols graubraun bis zartgrün. Zum einen findet man das Mineral als Füllung im Intergranularraum der Nebengesteinsmatrix, zum anderen als Entmischungen in Sphalerit. Beobachtet konnte Pyrrhotin auch gemeinsam mit Chalkopyrit, als Einschluss in Sphalerit. Eine weitere Besonderheit des Pyrrhotin sind Verdrängungserscheinungen entlang von Rissen (siehe Abb.5.2).

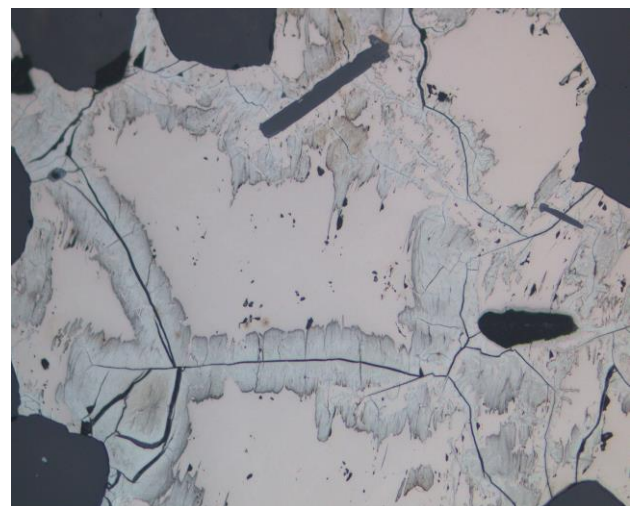
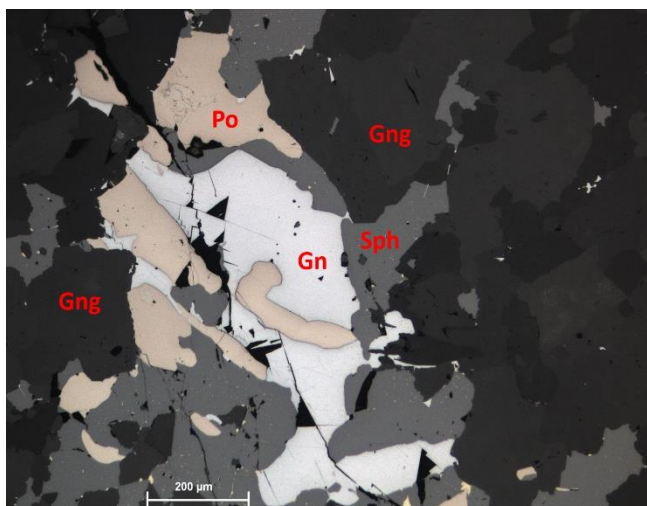


Abb.5.2 : links: Po neben Sph und Gn. Gn ist an den dreieckigen Spaltausbrüchen erkennbar (II Nicols; Probe 133-VP18); rechts: Verdrängungserscheinungen im Po, Bildbreite: 300µm (II Nicols, Probe 133-VP43)

Chalkopyrit (Ccp)

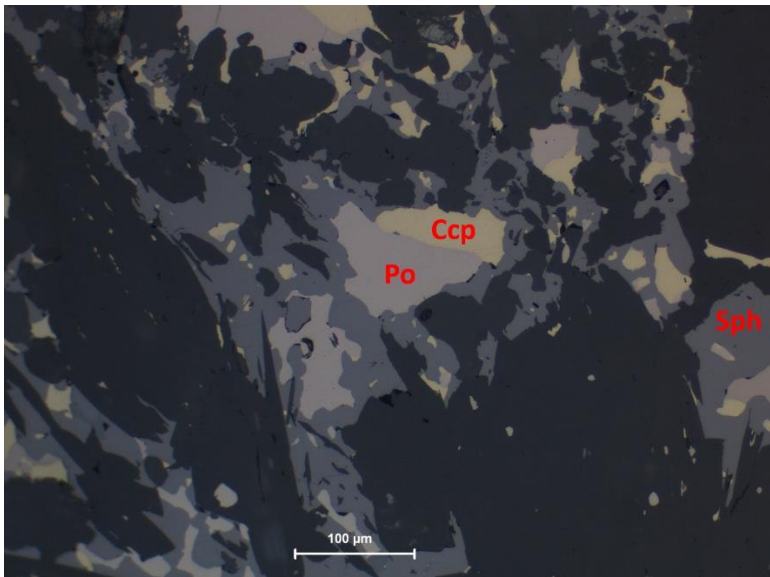


Abb.5.3: Ccp neben Po und Sph (II Nicols; Probe 133-VP33)

Oftmals kann man Chalkopyrit makroskopisch erkennen. Das Mineral zeigt eine gelbe Reflexionsfarbe (deutlicher als Pyrit), im Gegensatz zu Pyrrhotin ist Chalkopyrit nicht so cremefarben und ist deutlich weniger anisotrop (siehe Abb.5.3) Die Korngröße der Chalkopyrite kann max. 100 µm betragen. Die Chalkopyrite sind fein verteilt.

Das Mineral bildet in der Regel feinste Einschlüsse im Sphalerit. In Tabelle 5.2 sind alle mittels Auflichtmikroskopie untersuchten Proben zusammengefasst. Der Anteil der Sulfid-bzw. Gangartminerale wurde qualitativ geschätzt.

Probe	Ort	Sulfide [%]					Akz	GS	Gangart	GG	Sphaleritypanteil			Einschlüsse			Struktur		
		Sph	Gn	Po	Ccp	Py					sph1 [%]	sph2 [%]	sph3 [%]	Po	Ccp	EG	massig [%]	Zement-/siebartig [%]	disseminiert [%]
133-VP1	PhH	80	2	10	8	0	Py	30	Qtz+Cc	70	70	30	0	3	2	3	40	50	10
133-VP2	PhH	90	0	10	0	0	Py	50	Qtz+Bt	50	50	30	20	1	1	2	40	50	10
133-VP5	PhH	85	0	10	5	0	Py	70	Qtz	30	30			3	2	3	60	40	0
133-VP7	PhH	80	0	10	10	0		65	Qtz+Cc	35	10	50	40	3	2	3	30	60	10
133-VP47	PhH	5	0	95	0	0		10	Qtz+Bt+Cc	90	90			3	0	3	30	20	20
133-VP8	PhH	10	65	15	10	0		50	Qtz+Bt	50	50			1	1	1	10	30	60
133-VP43	PhH	80	0	10	10	0	Py	10	Qtz+Grt+Bt+Ill+Rtt+Ank	90	90			2	3	2	10	80	10
133-VP45	PhH	85	5	5	5	0	Py, Blg	30	Qtz+Bt	70	80	20	0	2	2	2	40	50	10
133-VP33	PhH	20	10	60	10		Ccp	30	Qtz+Bt+Cc	70	70			3	3	2	10	60	30
133-VP30	PhH	60	0	30	10	0		10	Qtz+Bt+Grt	90	90			1	1	2	0	0	0
133-VP17	PhH	70	15	15	0	0	Ccp	40	Qtz+Bt+Cc	60	60			3	0	3	30	60	10
133-VP18	PhH	80	0	20	0	0	Ccp	60	Qtz+Bt+Amph	40	80	20	0	3	0	2	40	50	10
133-VP41	PhH	40	30	20	10	0		75	Qtz+Bt+Cc	25	25			3	2	3	20	40	40
133-VP39	PhF	10	0	90	0	0	Ccp	20		80	80			3	0	3	50	40	10
133-VP40	PhF	5	5	80	10	0		30	Bt	70	70			1	1	2	0	0	0
133-VP11	PhF	60	0	10	30	10	Blg	15	Qtz+Cc+Bt	85	85			0	0	0	0	30	70
133-VP10	PhF	30	0	40	30	0		70	Qtz+Bt+Cc+Amph	30	60	30	10	1	1	2	0	0	0
133-VP54	QS 3 F	0	90	10	0	0	Sph	10	Qtz+Bt+Grt	90	90			2	0	2	0	0	0
133-VP57	QS 3 F	10	0	90	0	0		10	Qtz+Bt+Grt	90	30	20	50	3	0	3	30	60	10
133-VP55	QS 3 F	10	0	90	0	0		5	Qtz+Bt+Grt	95	95			0	0	0	0	0	0
133-VP58	QS 3 Ver	15	80	5	0	0		70		30	30			0	0	0	20	0	80
133-VP56	QS 3 Ver	80	5	15	0	0		30	Qtz	70	70			0	0	1	10	40	50
133-VP23	QS 4 Ver	90	5	5	10	0	Ccp	70	Qtz+Cc+Gah	30	70	10	20	2	2	2	40	50	10

EG = Einschlüsse gesamt

GG = Gesamtanteil Gangart

0...keine Einschlüsse 1...wenige Einschlüsse 2...viele Einschlüsse 3...sehr viele Einschlüsse

PhH Poschhausstollen = Hauptvererzung

PhF Poschhausstollen = Filone Fazies

QS 3 F = Querschlag 3 Filone Fazies

QS 3 Ver = Querschlag 3 Vererzung

Akz = Akzessorien

Tab. 5.2: Die mittels Auflichtmikroskopie untersuchten Proben mit dazugehörigem Ort der Entnahme, Sulfid- bzw. Gangartanteil. Zum anderen wird auf die Textur bzw. Struktur des Sphalerites näher eingegangen.

Die Gangartminerale wurden soweit als möglich unter dem Auflichtmikroskop bestimmt. In einem zweiten Schritt wurden die Schliche wie schon im Kapitel Methodik beschrieben geätzt. Damit wurde es möglich die Anteile der später beschriebenen Sphalerittypen qualitativ zu bestimmen. Im nächsten Schritt wurde der Sphalerit hinsichtlich seiner Einschlüsse und seiner Struktur (massig, zement/siebartig und disseminiert) untersucht.

In den folgenden Seiten wird auf die einzelnen in Tabelle 5.2 dargestellten Untersuchungen näher eingegangen.

Die Schliche in der Tabelle 5.2 wurden von Osten (133-VP1) nach Westen (letzter Schliff 133-VP40) geordnet. Zum einen wurde der Gesamtanteil der Sulfide qualitativ geschätzt und zum anderen der Gesamtanteil der Gangart. So setzt sich z. B der Schliff 133-VP1 aus ~ 30% Sulfiden und 70% Gangartmineralien zusammen. Die 30 % Sulfide bestehen zu 80% aus Sphalerit, 12% Pyrrhotin und 8% Chalkopyrit.

In Abbildung 5.4 wurde der Anteil der Sulfide am Gesamtsulfidanteil graphisch dargestellt. Beobachtet man die Sphalerit-Anteile so kann man eine leichte Abnahme von Ost nach West erkennen. Die Pyrrhotin-Gehalte hingegen steigen von Ost nach West leicht an.

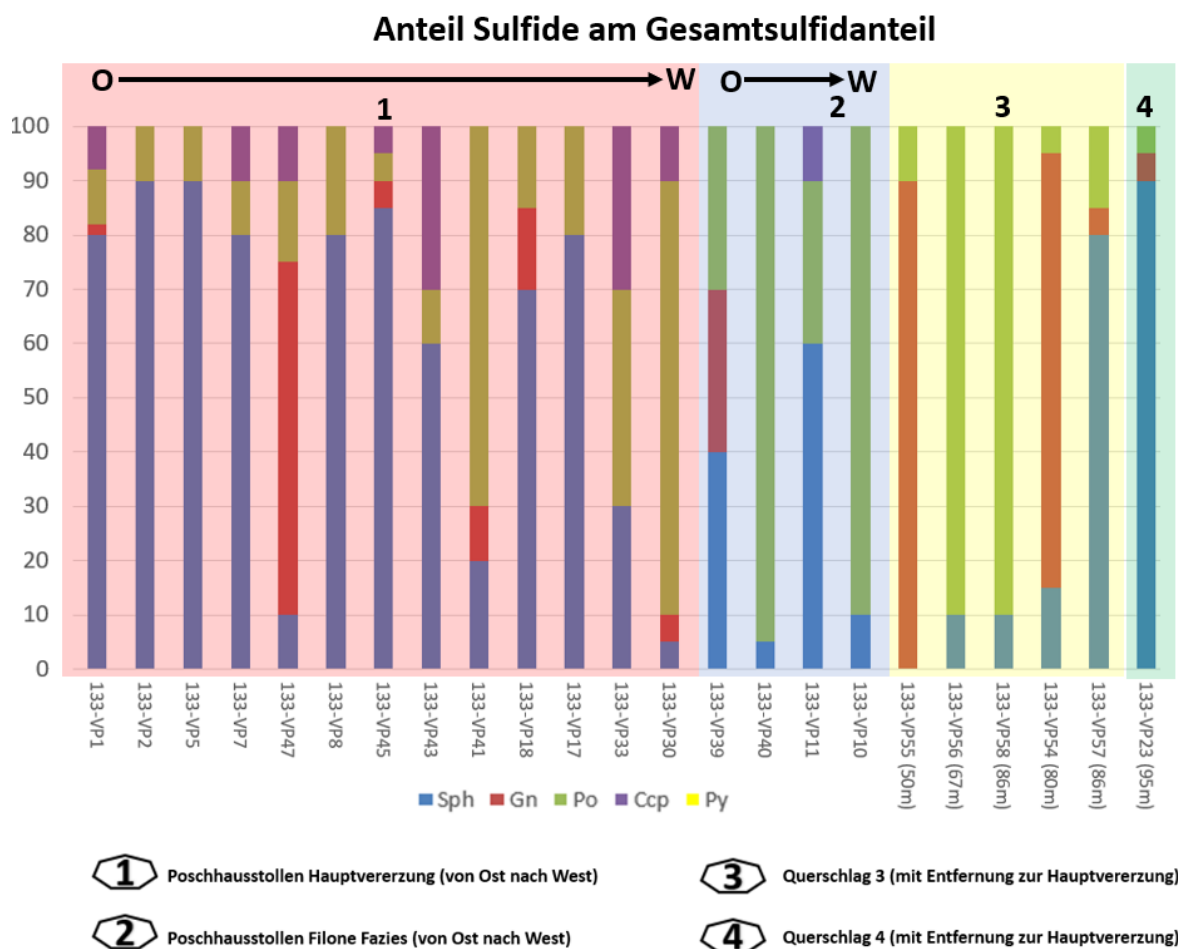


Abb. 5.4: Gesamtsulfidanteil in den verschiedenen Lokalitäten

In Tabelle 5.3 wurden die Mittelwerte mit ihren dazugehörigen Standardfehlern der einzelnen Lokalitäten berechnet. Der Sulfidanteil bzw. Sphaleritanteil der Hauptvererzung ist am höchsten. Die in den Querschlägen 3 und 4 entnommenen Erzproben weisen hohe Gehalte an Galenit auf. Auf der anderen Seite kommt Galenit entlang der Hauptvererzung kaum vor.

Mittelwert Lokalität	Sulfide in %				Gesamtanteil Sulfide in %
	Sph	Gn	Po	Ccp	
Proben Poschhaus Hauptvererzung	59	9	25	7	45
Proben Poschhaus Filone	25	0	72	3	13
Querschlag 3+4 (Erzmobilisation)	34	30	36	0	33
Gesamt	48	14	34	5	37
Standardfehler Lokalität	Sulfide				Gesamtanteil Sulfide
	Sph	Gn	Po	Ccp	
Proben Poschhaus Hauptvererzung	8	5	6	3	6
Proben Poschhaus Filone	18	0	21	3	3
Querschlag 3+4 (Erzmobilisation)	16	17	17	0	12
Gesamt	7	6	7	2	5

Tabelle 5.3: Mittelwerte und Standardfehler der einzelnen Schätzungen

Sphalerit (Sph)

Das am häufigsten vorkommende Erzmineral des Schneeberges ist der Sphalerit. Unter dem Auflichtmikroskop weist das Sulfid eine hellgraue Reflexionsfarbe auf. Oftmals finden sich tiefrote Innenreflexe die teilweise schon mit parallelen Nicols (II N) zu sehen sind. Im Vergleich zu Galenit ist Sphalerit wesentlich dunkler und besitzt keine dreieckigen Spaltausbrüche. Typisch sind Pyrrhotin und Chalkopyrit - Entmischungen im Sphalerit. Weiteres kommt es oftmals vor, dass Sphalerit in den Granat (Almandin) eingebaut wird.

Sphalerit-Typen

Durch Ätzung mit H-Iod wurde es möglich Korngrenzen der einzelnen Körner sichtbar zu machen. Zudem war es beispielsweise möglich Zwillingsgrenzen, Zwillinglamellen, Spaltbarkeit, zonarer Aufbau und Deformation erkennbar zu machen.

Die Sphaleritkörner liegen in verschiedenen Größen vor. Ohne Ätzung wirkt das Mineral oftmals strukturlos und textuell homogen. Im Zuge dieser Arbeit wurden drei Sphalerit - Gefügetypen nach ihrer Korngröße und Gefügebrauchung auseinandergelassen.

- Typ1 (sph1)

Die Körner dieses Types sind die größten (300 - >500 µm). Dieser Typ in den untersuchten Erzschnitten anteilmäßig am Öftesten vor. Im Druckschatten größerer Körner der Gangart ist Typ 1 oftmals gut erhalten (Abb.5.5).

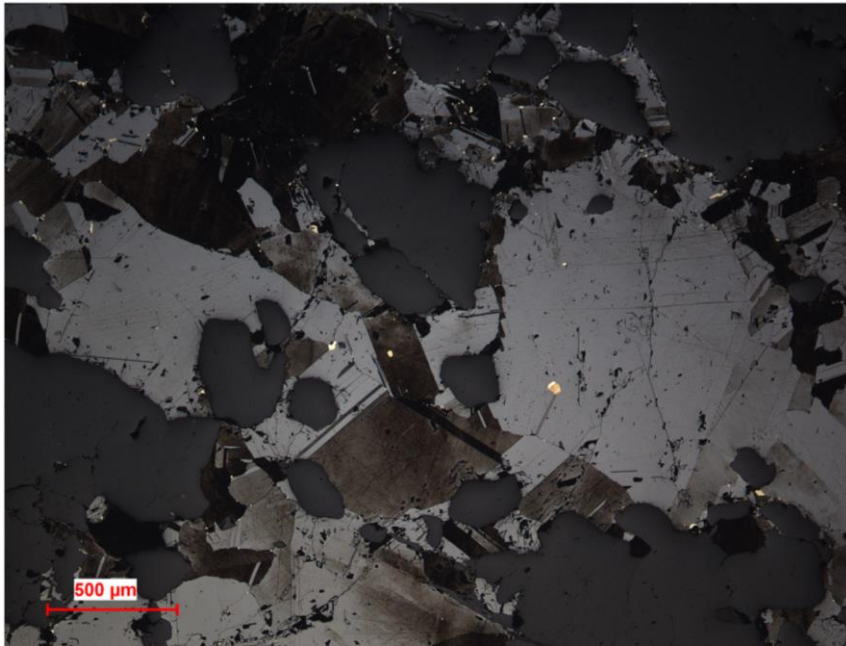


Abbildung 5.5: ZnS-Typ 1: Die Körner haben eine Größe von min. 500 µm

- **Typ2 (sph2)**

Die Körner dieses Types haben eine Größe von 50 – 300 µm. Chalkopyrit und Pyrrhotin-Einschlüsse kommen vermehrt in den Sphaleritkörnern des Typs 2 vor (Abb. 5.6)



Abbildung 5.6: ZnS-Typ 2: Die Körner haben eine Größe von min. 50 µm (siehe rot eingerahmter Bereich)

- **Typ3 (sph3)**

Die Körner dieses Typs sind mit einer max. Größe von 50 µm die kleinsten. Der Sphalerittyp kommt in Bahnen vor. Anteilsmäßig kommt der Typ am seltesten vor. Die Körner umgeben randlich oftmals Körner des Typs 2 (Abb.5.7).

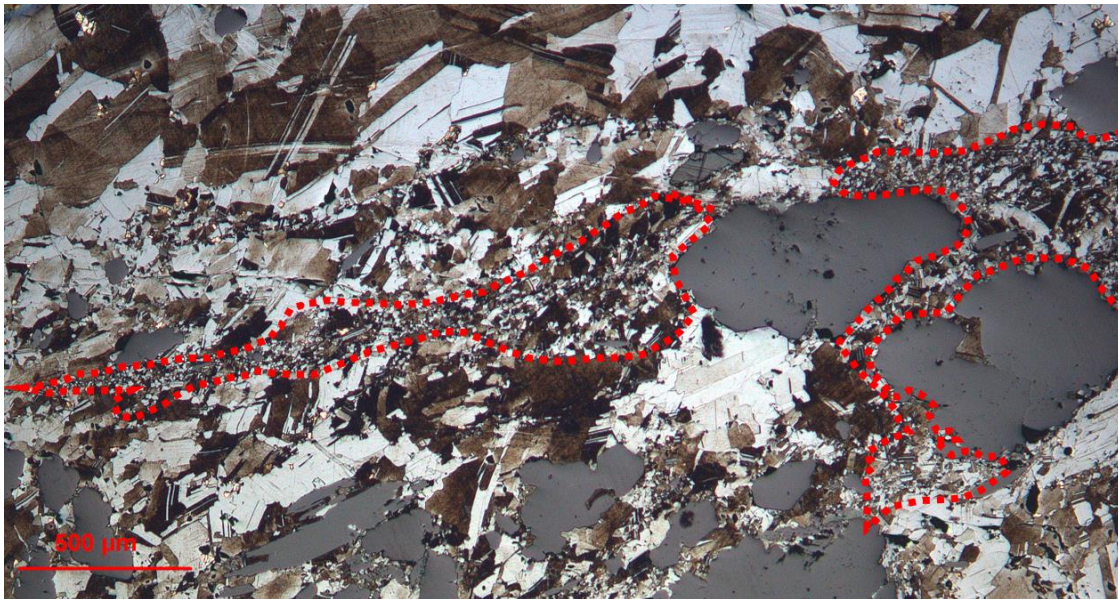


Abbildung 5.7: In rot markiert ZnS-Typ 3: Die Körner haben eine max. Größe von 50 µm. Der Typ ist oftmals in Bahnen angelegt. (II Nicols; Probe 133-VP7).

Wachstums- und Druckzwillinge in Sphalerit

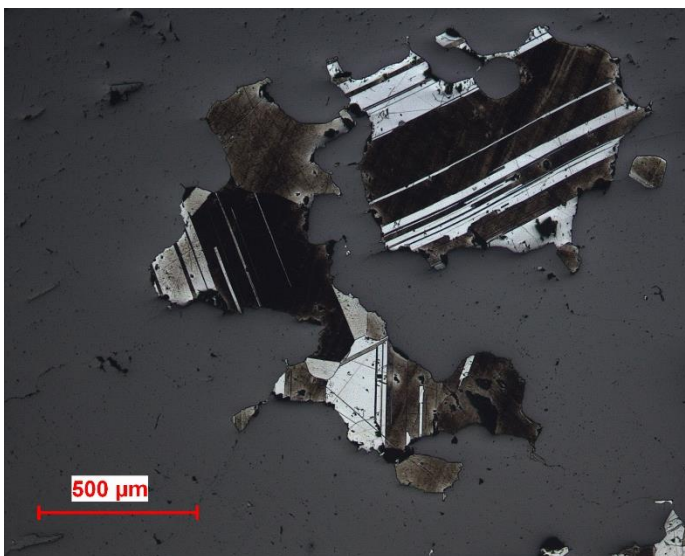


Abbildung 5.8: Wachstums-bzw. Druckzwillinge in Sph(II Nicols, Probe 133-VP7)

Wie bereits beschrieben war es nach der Ätzung möglich die Wachstums- und Druckzwillinge zu erkennen (siehe Abb. 5.8). Wachstumszwillinge entstehen direkt bei der Kristallbildung und sind unregelmäßig breit, sie verlaufen meist mit geraden Grenzen über das ganze Korn.

Druckzwillinge sind hingegen durch am fertigen Kristall durch tektonische Beanspruchung entstanden. Die Lamellen sind meist gleich dick.

Oftmals besitzt ein Kornaggregat 2 Orientierungen von Lamellen.

Pyrrhotin und Chalkopyrit-Einschlüsse

Ohne Ätzung der Sphalerit-Körner erschienen die Einschlüsse unorientiert, girlandenförmig. Nach der Ätzung konnte man gut erkennen, dass sich die Einschlüsse entlang der Korngrenzen der Sphalerit-Körner konzentrieren (Abb. 5.9). Einschlüsse von Chalkopyrit sind seltener, und wenn sie vorkommen, dann sehr feinkörnig, sodass man sie nicht mittels Laserablation messen konnte. Die Einschlüsse sind nicht homogen verteilt, es gibt Bereiche höherer Dichte und andere mit niedriger (siehe Tab. 5.2)

Aus Tabelle 5.3 erkennt man, dass es keine Unterschiede zwischen den einzelnen Stollenteilen gibt. Es lässt sich jedoch sagen, dass die Sphalerite der Querschläge homogener sind, also weniger Einschlüsse enthalten. Die Po bzw. Ccp – Einschlüsse gehen mit einer Erhöhung des Gesamt Po/Ccp-Gehaltes einher.

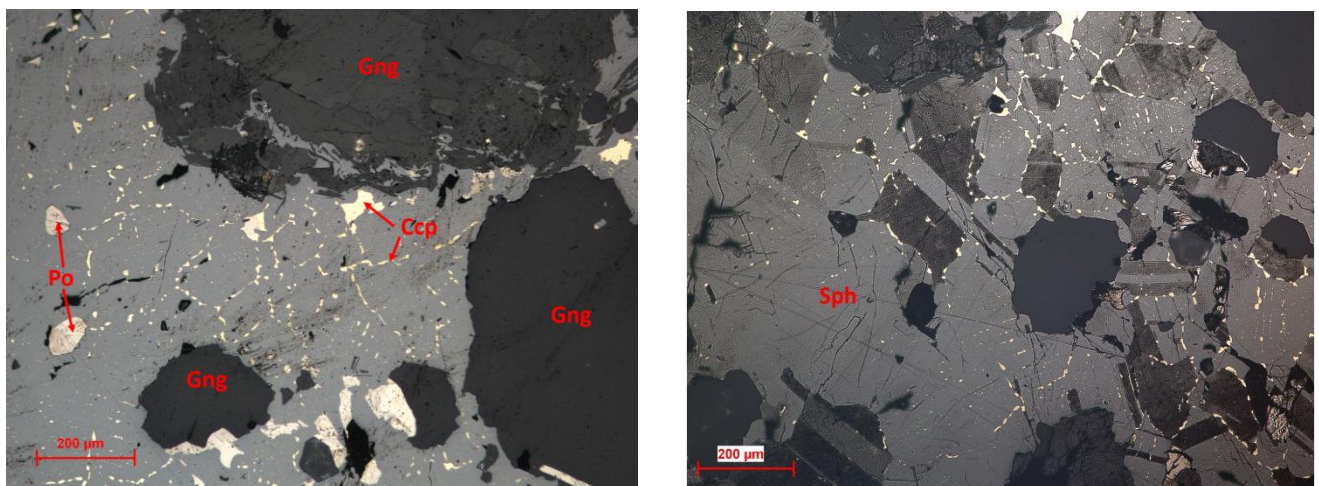


Abbildung 5.9: links: "Girlandenförmige"-Orientierung der Pyrrhotin (Po)-und Chalkopyrit (Ccp)-Einschlüsse, Gng=Gangart (II Nicols); rechts: nach der Ätzung kann man gut erkennen, dass die Einschlüsse Sph-Korngrenzen folgen (II Nicols)-beides Probe 133-VP1

Sphalerit-Struktur

Sphalerit kommt in den untersuchten Schlifften sowohl massig, zementartig/siebartig und disseminiert (fein verteilt) vor. Es überwiegt jedoch der massige Anteil (siehe Tab. 5.2). In den Sphaleritkörnern sind oftmals Risse mit seitlichen Ausbrüchen erkennbar. Es muss festgehalten werden, dass dies stark maßstabsabhängig ist, denn betrachtet man z. B die disseminierten Sphalerite mit einer Vergrößerung, die das ganze Korn im Blickfeld hat, so wirken sie massig (Abb.5.10)

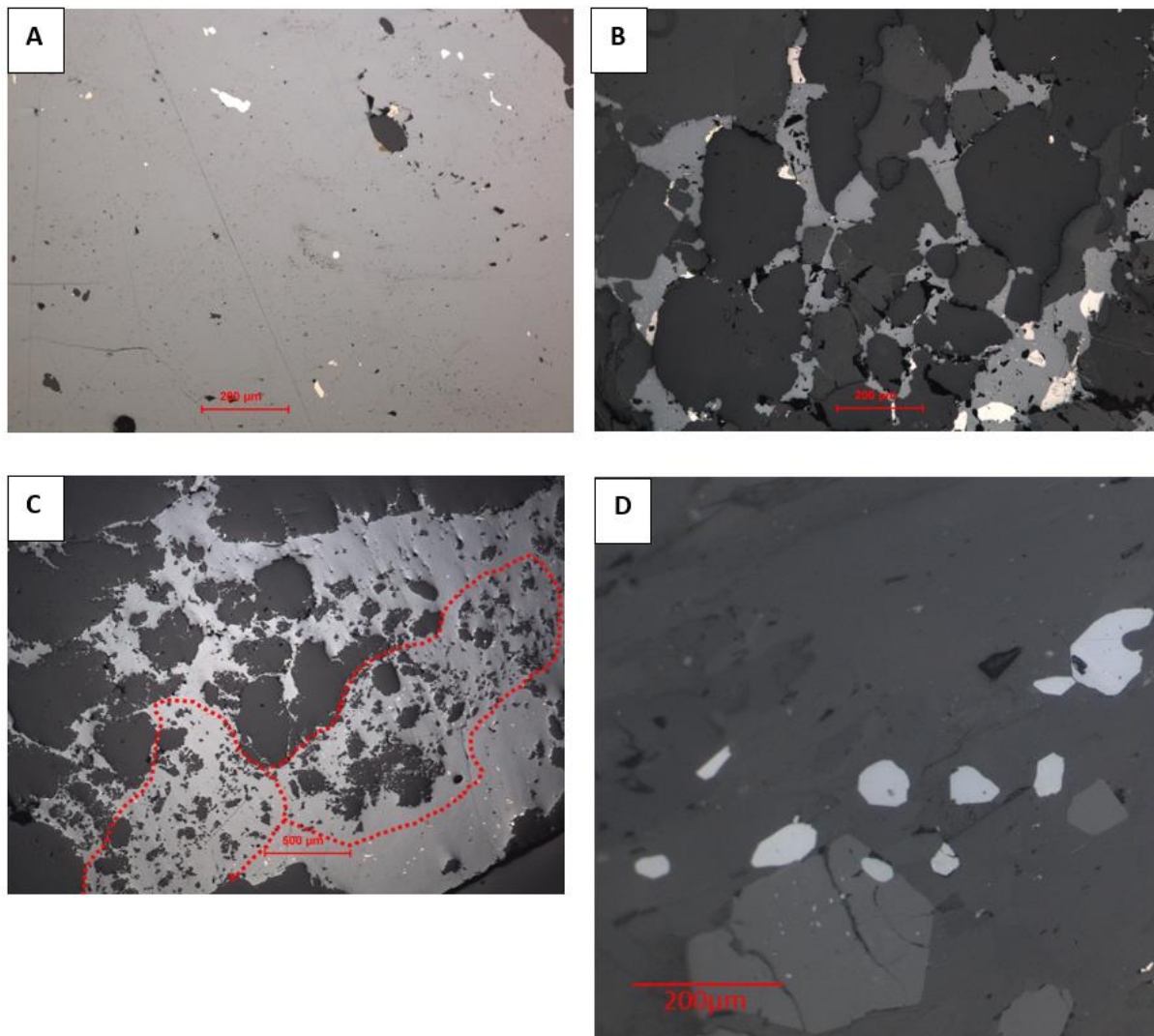


Abbildung 5.10: A: Massige Sph (II Nicols; Probe 133-VP2); B: Sph als Zement entlang von Klasterkerngrenzen (II Nicols; Probe 133-VP43); C: siebartige Sph (rot umrandet); D: Disseminierte (fein verteilte) Sph, teils in Granat (II Nicols; Probe 133-VP11)

6. Petrologische Beschreibung der Erz begleitenden Lithologien und der Nebengesteine

In diesem Kapitel werden die Erz-begleitenden Lithologien im Poschhausstollen, sowie im Querschlag 3 und 4 petrologisch beschrieben und dokumentiert. Eine petrologische Beschreibung der Nebengesteine und der erzführenden Lithologien im Lazzachertal wurde bereits von UNGERANK & HOLZMANN (2011) durchgeführt. Die Nebengesteine werden deshalb nur noch kurz angesprochen. KLIX (1974) hat schon früh erkannt, dass im Bereich des Poschhausstollens die Filone Fazies von zwei Lithologien begrenzt wird: den Biotitporphyroblastenschiefern und den Muskovit-Quarz-Schiefern. Wie schon PROYER (1989) erkannt, spielen Karbonate bei der Bildung der in der Filone Fazies auftretenden Amphibole eine wichtige Rolle. Aufbauend auf diesen Arbeiten, sollen nun die Erz-begleitenden Lithologien hinsichtlich ihrer silikatischen Paragenese beschrieben werden.

Erz-begleitende Lithologien

Filone Fazies

Die Filone Fazies ist vor allem im Bereich des Poschhausstollens und im Querschlag 3 aufgeschlossen. Charakteristisch für die Filone Fazies sind die richtungslosen auftretenden fasrigen Amphibolaggregate. Es kann folgende silikatische Hauptmineralparagenese im Kartiergebiet beschrieben werden:

**Biotit + Anthophyllit + Cummingtonit + Quarz + Dolomit + Calcit + Fe-Mg Karbonat + Granat +
Turmalin + Staurolith + Sulfide ± (Muskovit und Plagioklas)**

Der hohe Biotitanteil stellt die Hauptkomponente dieser Gesteine dar. Die Amphibole treten bei pN in zwei unterschiedlichen Arten auf (Abb.6.1 und 6.2):

- als feinfasrige, richtungslose braune Amphibole und
- als stängelige, richtungslose farblose Amphibole

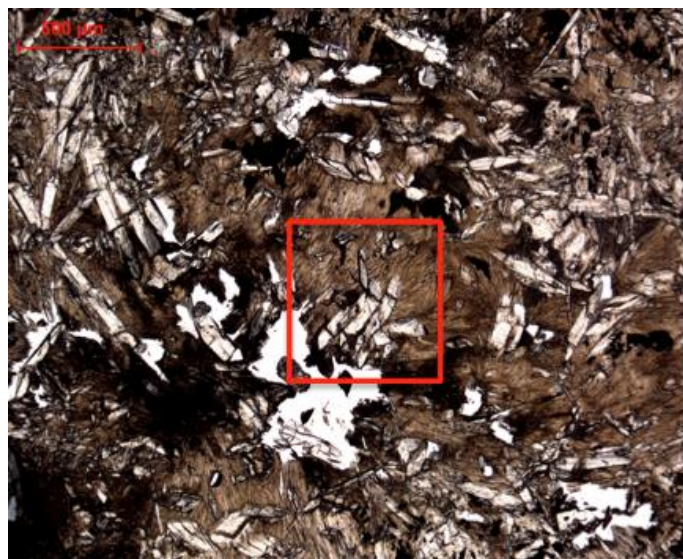


Abbildung 6.1: Dünnschliffaufnahme bei pN der massig ausgeprägten Filone Fazies in der Probe SP5. Die zwei Amphibol Domänen sind deutlich zu erkennen.

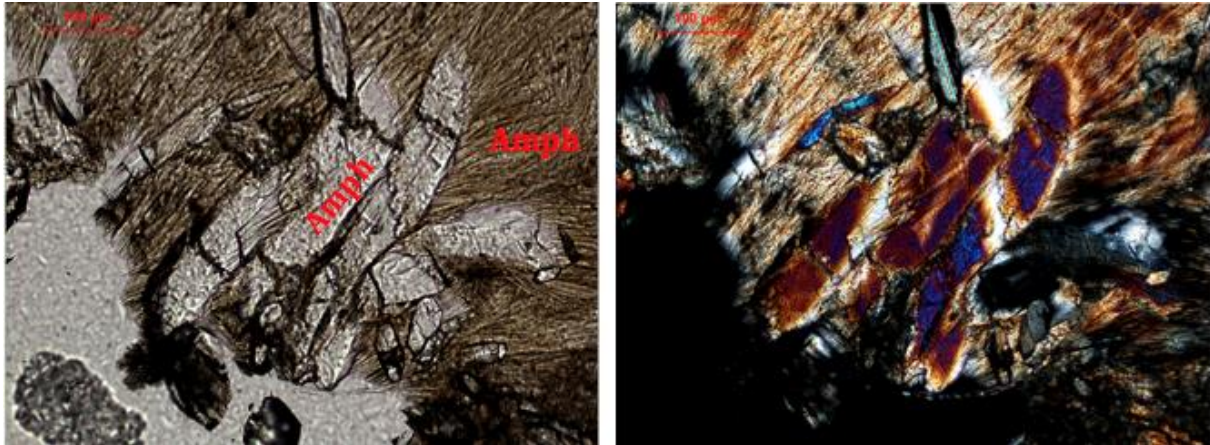


Abbildung 6.2: Vergrößerte Aufnahme der Abbildung 6.1 (rotes Rechteck) der beiden Amphiboltypen. Die feinfasrigen Amphibole umgeben die Stängeligen. Amph=Amphibol

Anhand einer Nahaufnahme der stängeligen, farblosen Amphibole lässt sich die klassische Spaltbarkeit von 60° erkennen. Um welche Art von Amphibolen es sich handelt, konnte mit dem Durchlichtmikroskop nicht weiter bestimmt werden. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden die Amphibole der Filone Fazies jedoch mittels EPMA und Raman-Spektroskopie analysiert. Die Ergebnisse sind in den Kapiteln der Mineralchemie und der Raman-Spektroskopie dargestellt.

In den Schliffen SP9, SP19 und SP59 (Abb.6.3 bis 6.6) ist sehr gut zu erkennen, wie sich die Filone Fazies gebildet haben könnte. Eine entscheidende Rolle spielen hier wahrscheinlich, wie bereits von PROYER (1989) beschrieben, die Karbonate sowie der Quarz. In den Bereichen der feinfasrigen Amphibole treten vermehrt Karbonate und Quarz auf. Des Weiteren führen diese Schliffe massive Vererzungen, aber wenige bis gar keine Hellglimmer und Feldspäte.

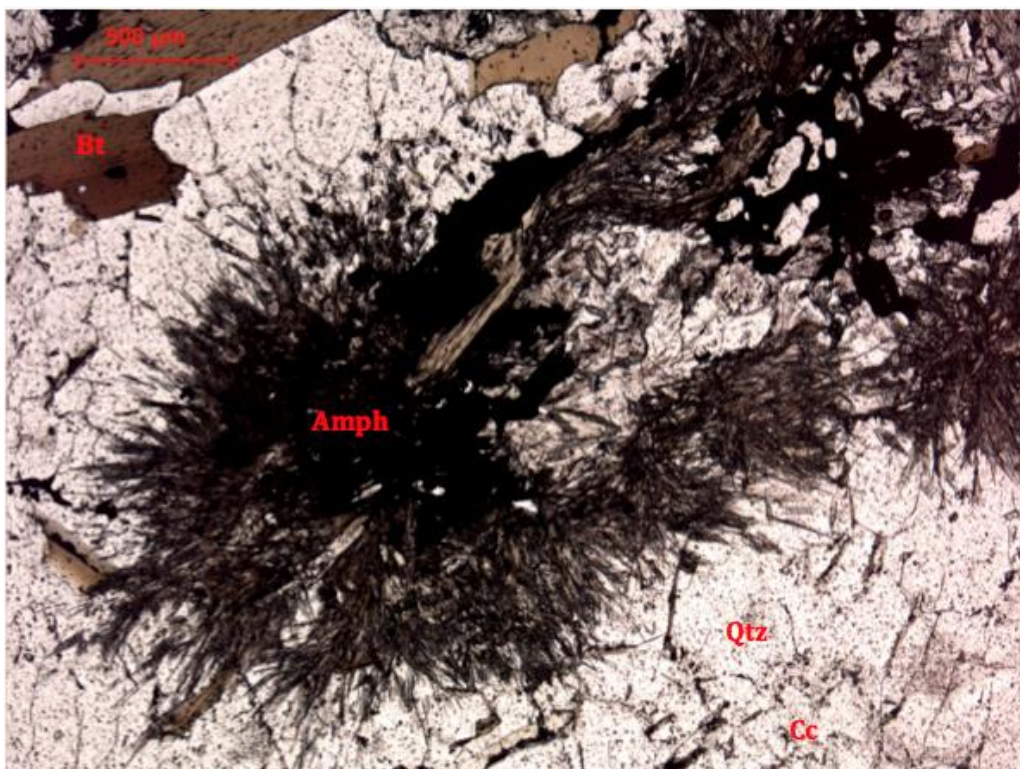


Abbildung 6.3: Die Dünnschliffaufnahme bei pN zeigt das Eindringen der Filone Fazies in Quarz + Granat + Biotit + Plagioklas Paragneisen (Schliff SP9). Amph=Amphibol, Bt=Biotit, Qtz=Quarz, Cc=Calcit.

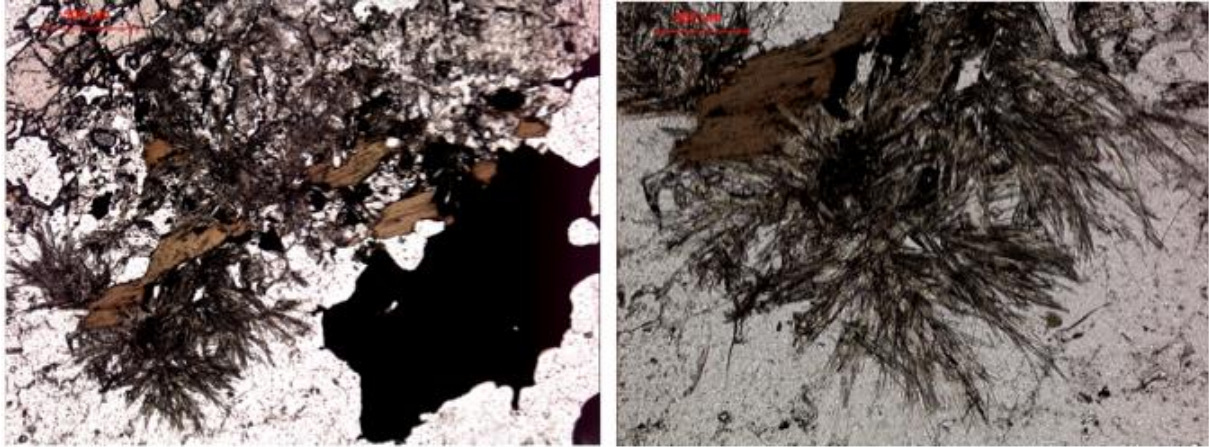


Abbildung 6.4: Rechts: Beginn der Bildung von der Filonite Fazies im Schliff SP9. Links: Nahaufnahme der feinfasrigen Amphibole. Die Amphibole werden hauptsächlich von Quarz umgeben und dringen in einen Quarz + Plagioklas + Granat + Biotit Paragneis ein.

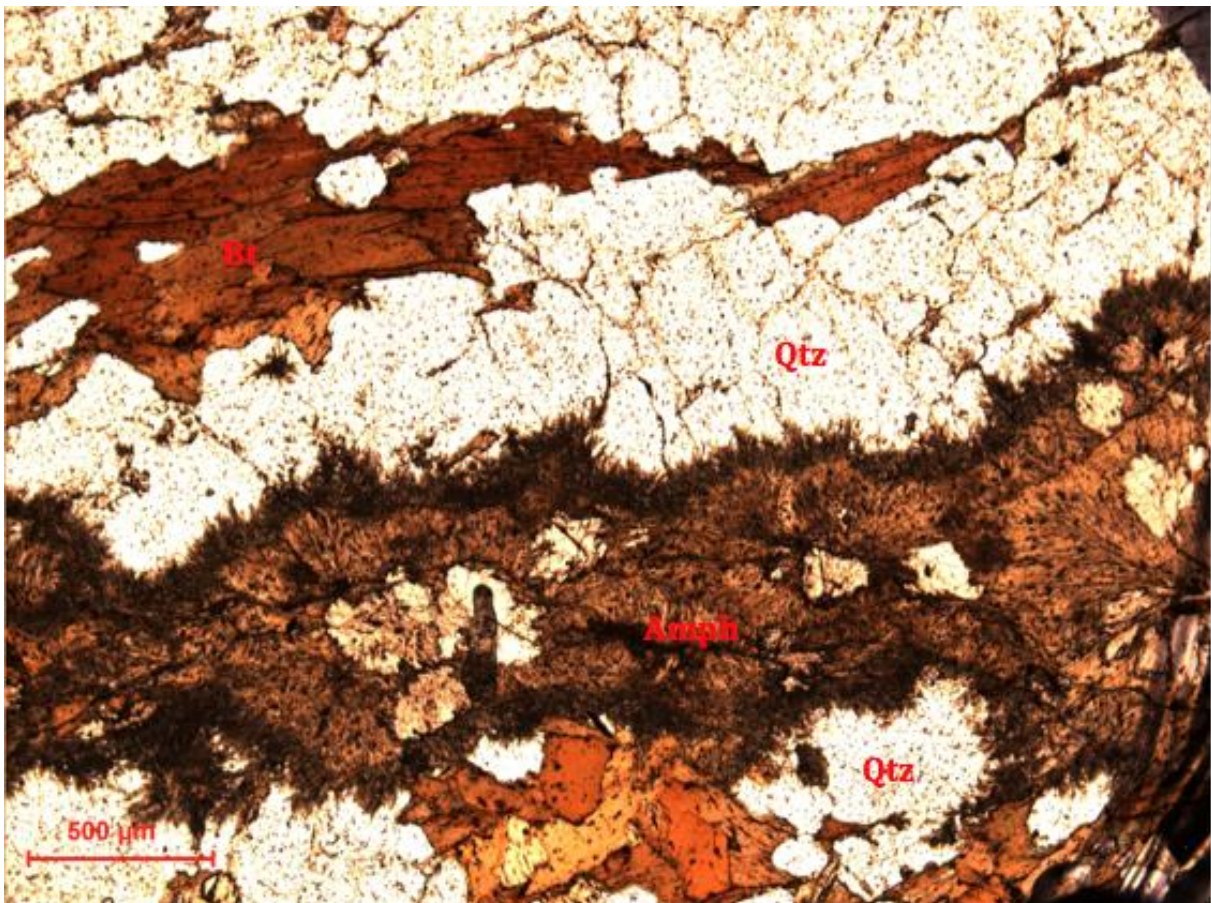


Abbildung 6.5: Typisches Erscheinungsbild der beginnenden Filonite Fazies im Dünnschliff (Probe SP19). Die feinfasrigen Nadeln der Amphibole sind dabei charakteristisch für den Beginn der Filonite Fazies und dringen in die Paragneise ein. Amph=Amphibol, Bt=Biotit, Qtz=Quarz.

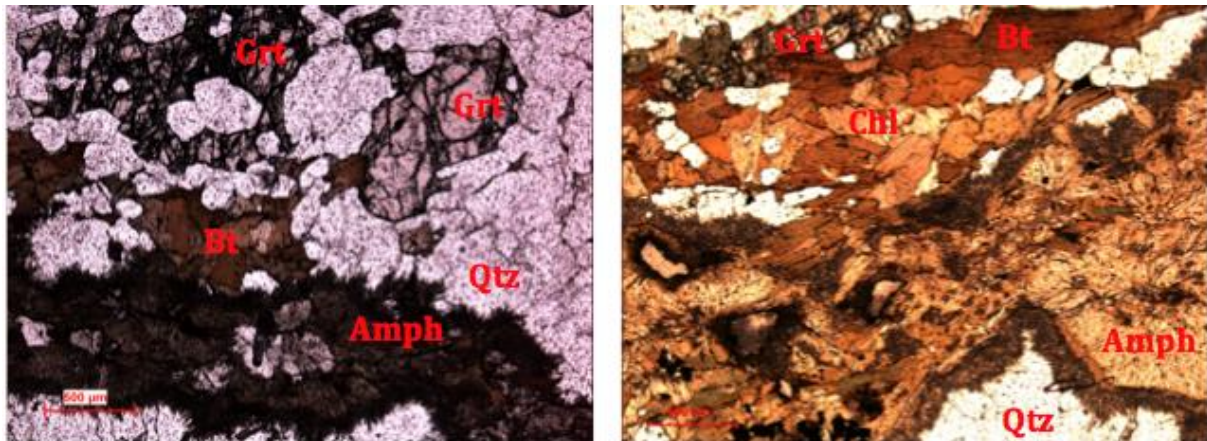


Abbildung 6.6: Die Probe SP19 zeigt eine Hauptparagenese von $Qz+Bt+Msk+Amph+Grt+Tu+Chl$ und den Beginn der Filone Fazies. Amph=Amphibol, Bt=Biotit, Qtz=Quarz, Grt=Granat, Chl=Chlorit.

Die stängeligen farblosen Amphibole treten zum Teil direkt neben den feinfasrigen Amphibolen auf, aber in einigen Schlifften (Abb.6.7) fehlen die feinfasrigen Amphibole komplett. Dies zeigt wahrscheinlich den räumlichen Beginn der Filone Fazies an.

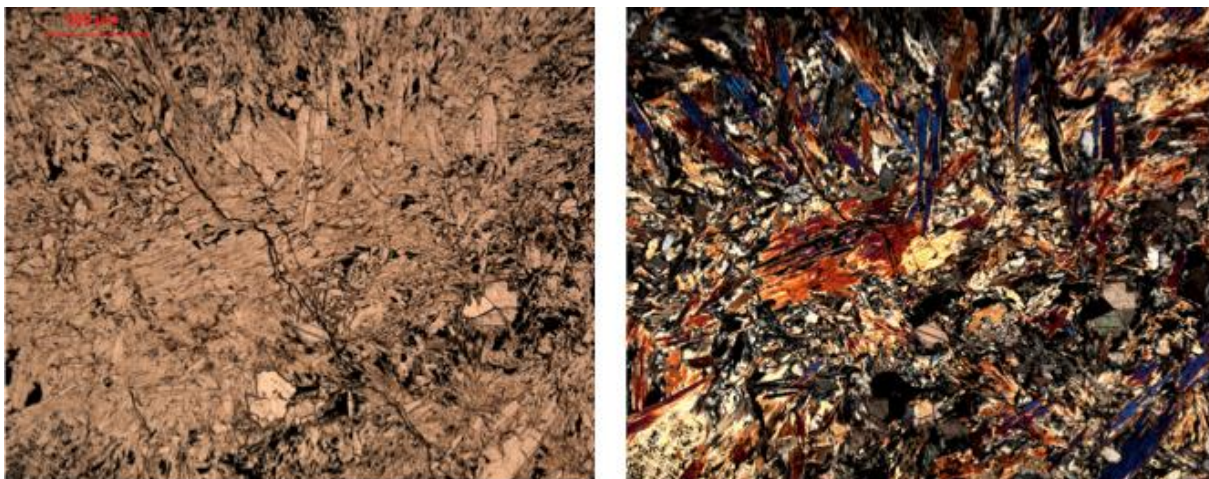


Abbildung 6.7: Manche Proben der Filone Fazies enthalten kaum bis gar keine feinfasrige Amphibole (Probe SP4). Wir befinden uns hier mitten in der Filone Fazies. Diese ist massiv ausgeprägt und besteht hauptsächlich aus stängeligen Amphibolen, Biotit, Quarz und Sulfide.

Generell treten die stängeligen Amphibole immer da auf, wo ein hoher Biotitanteil vorhanden ist. Die auftretenden Granate in der Filone Fazies sind stark beansprucht und geklüftet (Abb.6.8). Zudem enthalten sie meist viele Akzessorien, wie z.B. Zirkone oder Titanite.

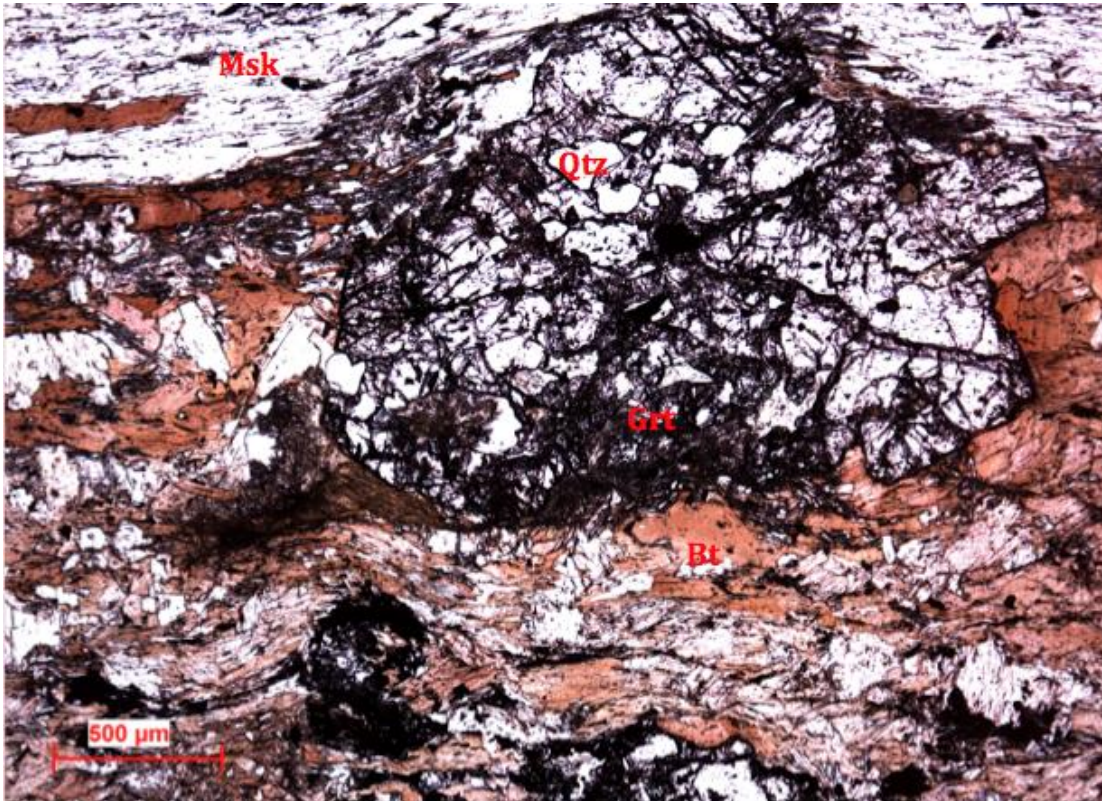


Abbildung 6.8: Die Granite zeigen sich zum Teil stark zerklüftet und enthalten viel Akzessorien. Bt=Biotit, Qtz=Quarz, Grt=Granat, Msk=Muskovit.

Im Zusammenhang mit der Filone Fazies treten auch Turmaline auf. Diese weisen bei parallelen Nikols (pN) meistens eine Zonierung auf (Abb.6.9).

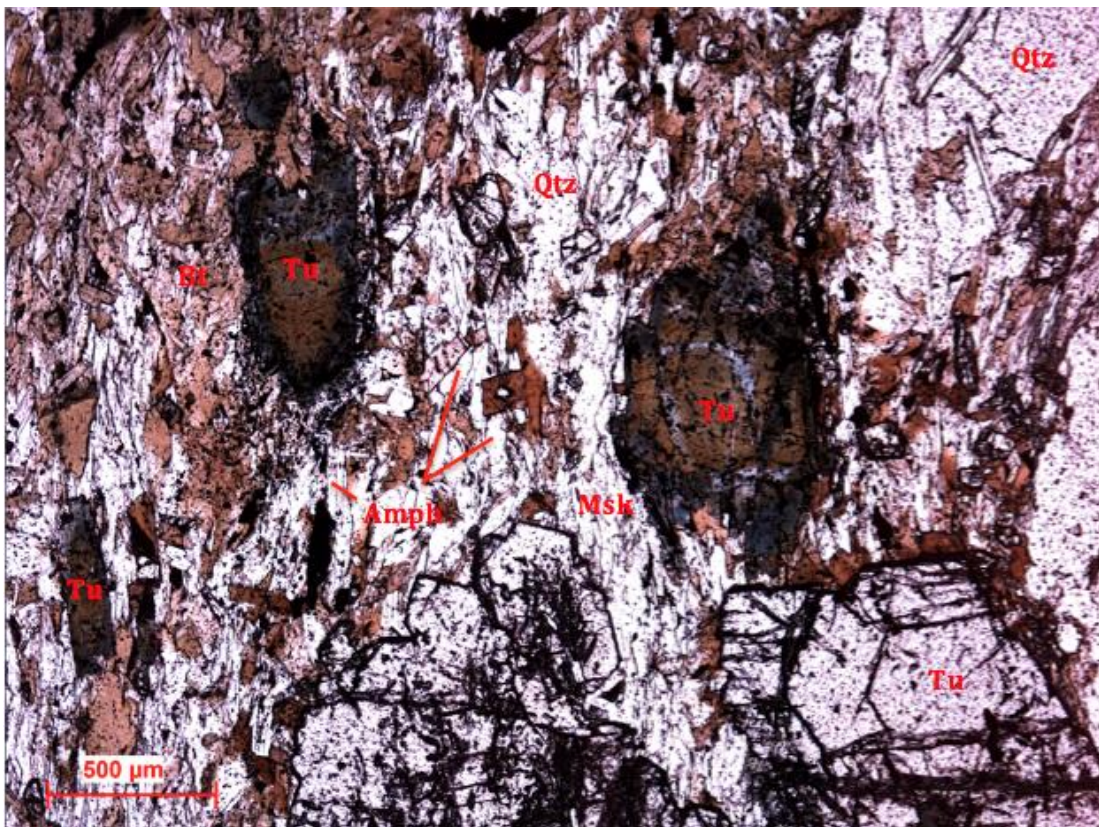


Abbildung 6.9: Zonierte Turmaline umgeben von Quarz, Biotit und stängeligen Amphibolen. Amph=Amphibol, Bt=Biotit, Qtz=Quarz, Tu=Turmalin, Msk=Muskovit.

Andere Bearbeiter (KLIX 1974, PROYER 1989, UNGERANK & HOLZMANN 2011, BAUMGARTERN et al., 1998) zählen zur Filone Fazies vor allem die wirrstrahligen Tremolit-Anthophyllitfelse. Im Zuge der Untertagekartierung konnte diese Gesteine jedoch nicht angetroffen werden. PROYER (1989) hat die wirrstrahligen Tremolit-Anthophyllitfelse mit folgender Hauptmineralparagenese beschrieben:

Tremolit + Anthophyllit + Biotit + Granat + Cummingtonit + Quarz + Calcit + Plagioklas + Muskovit + Siderit + Ankerit + Sulfide

MAIR et al. (2007) erweiterte auch die silikatische Paragenese von PROYER (1989) um folgende Minerale:

Manganophyllit + Pennin + Anthophyllit + Turmalin

Mair schreibt, dass dieser Paragenese noch einige akzessorische Minerale hinzugefügt werden können (Tabelle 5.1).

Muskovit-Quarz Schiefer

Diese Gesteine stehen meistens im direkten Kontakt zur Vererzung, weshalb der Übergang oft auch fließend ist. Die Lithologie besteht häufig aus fast nur reinem Quarz, wodurch der Eindruck entsteht, dass es sich um Quarzite handeln könnte. Des Weiteren tritt, wie schon der Name verrät, sehr viel Muskovit auf. Somit stellen Quarz und Muskovit die Hauptminerale dieser Lithologie dar (Abb.6.10). Laut FÖRSTER (1963 und 1966) ist diese Lithologie im Kartiergebiet nicht überall gleichmäßig verteilt und die Mächtigkeit schwankt von einigen cm bis 10m.

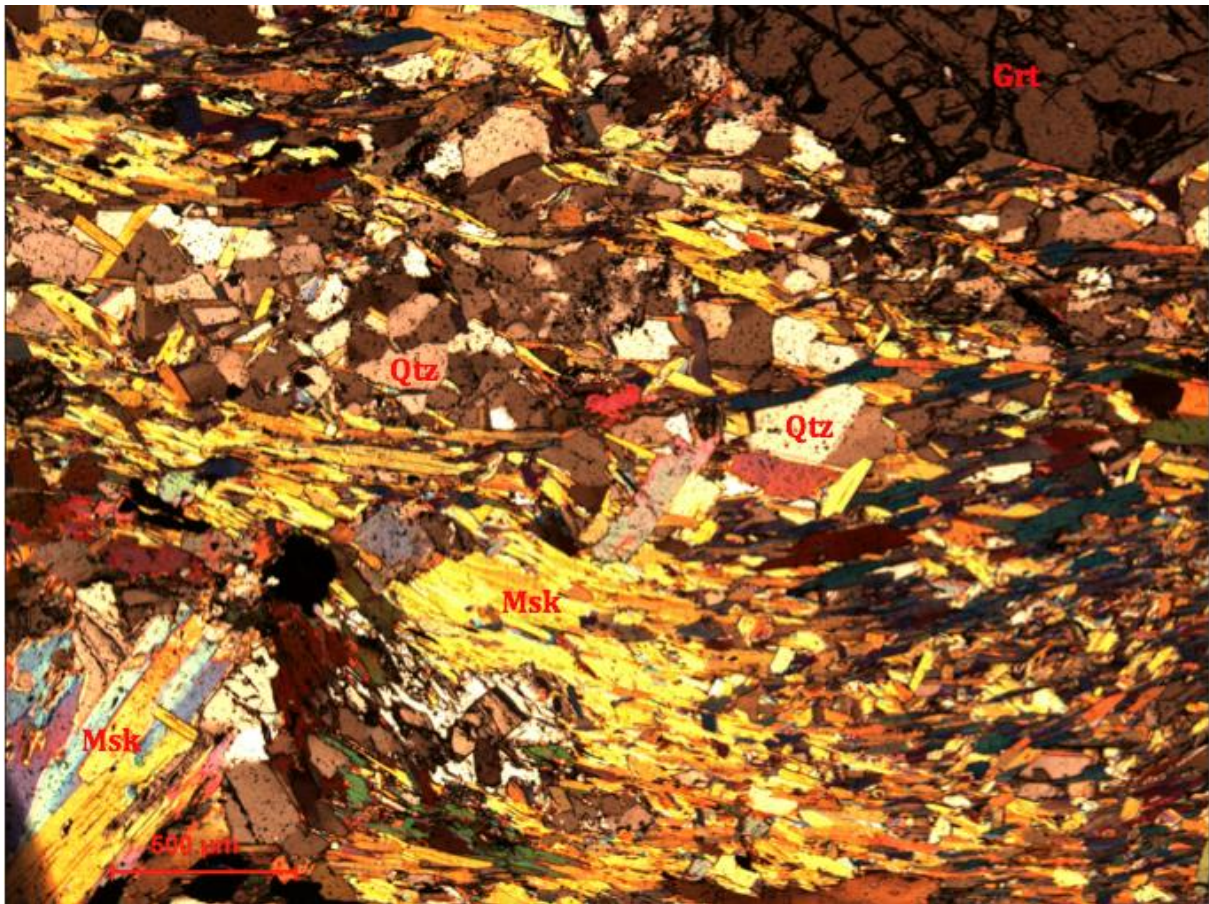


Abbildung 6.10: Im Muskovit-Quarz- Schiefer dominieren Muskovit und Quarz (Probe SP53). Die Muskovite zeichnen die Schieferung nach. Quarz bildet im Schliff zum Teil „Triple Junctions“ aus und die Granate sind stark zerklüftet. Msk=Muskovit, Qtz=Quarz, Grt=Granat.

Die silikatische Hauptmineralparagenese lautet wie folgt:

Muskovit + Quarz + Plagioklas ± Biotit + Granat (+Sulfide)

Durch die Nähe der Vererzung wechseln sich bei dieser Lithologie silikatische und sulfidische Paragenesen im cm Bereich bänderartig ab. Die silikatischen Bänder im Gestein können als

vollständig sulfidfrei betrachtet werden. Dasselbe gilt in den sulfidischen Bereiche, denn diese bestehen fast nur aus Sphalerit und enthalten nur einzelne Silikate (UNGERANK & HOLZMANN, 2011). Wie in Abbildung 6.11 ersichtlich sind die Granate in den Muskovit- Quarz- Schiefern zum Teil stark zerklüftet.

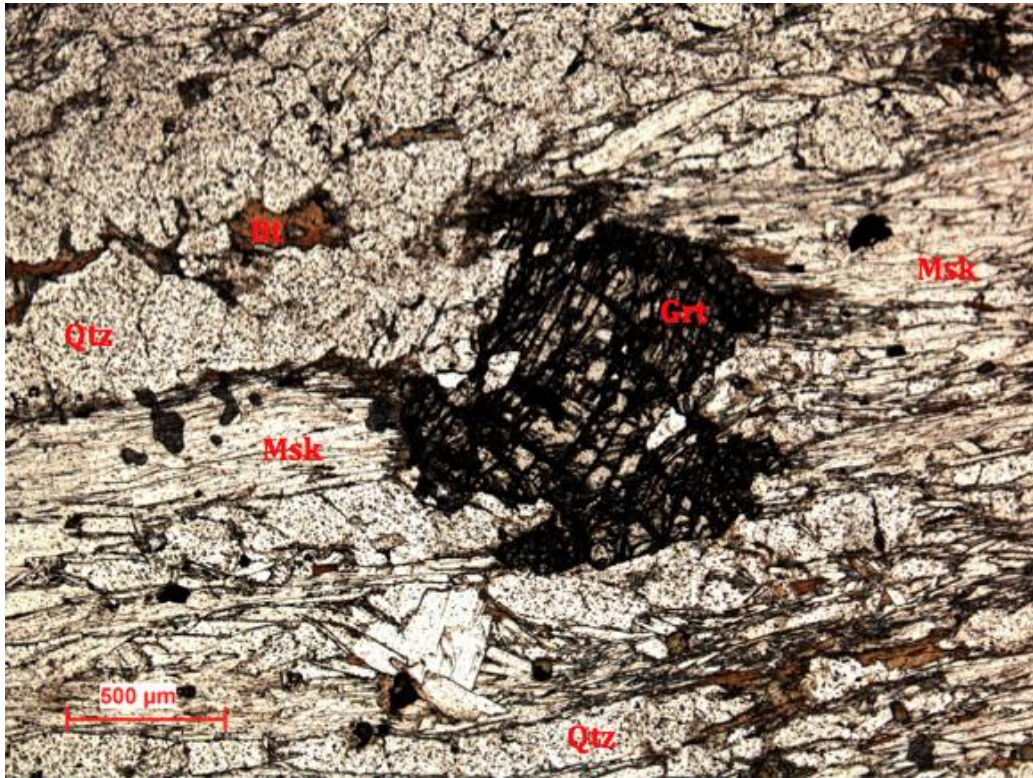


Abbildung 6.11: Stark beanspruchter Granat im Muskovit-Quarz-Schiefer (Probe SP32). Die Risse im Granat wurden durch Muskovit ausgefüllt. Bt=Biotit, Qtz=Quarz, Grt=Granat, Msk=Muskovit.

Paragneis

Die Untertage aufgeschlossenen Paragneise können als klassische Paragneise des östlichen Ötztal-Stubai-Kristallins klassifiziert werden. Sie stellen die Hauptlithologie der Nebengesteine dar.

Die Hauptmineralparagenese setzt sich wie folgendermaßen zusammen:

Biotit + Muskovit + Granat + Quarz + Plagioklas + Chlorit ± Karbonate

Akzessorisch treten im Paragneis folgende Minerale auf:

Titanit + Turmalin + Zirkon + Rutil + Epidot

Die meisten Paragneise treten im Kartiergebiet in ihrer Textur mittel bis grobkörnig auf und bilden oft idiomorphe Granatporphyroblasten (Abb. 6.12), welche zum Teil bis zu 5mm groß sind. Die Granate sind somit nicht nur mikroskopisch, sondern meistens auch makroskopisch erkennbar. Zudem treten akzessorische Minerale innerhalb des Granates auf.

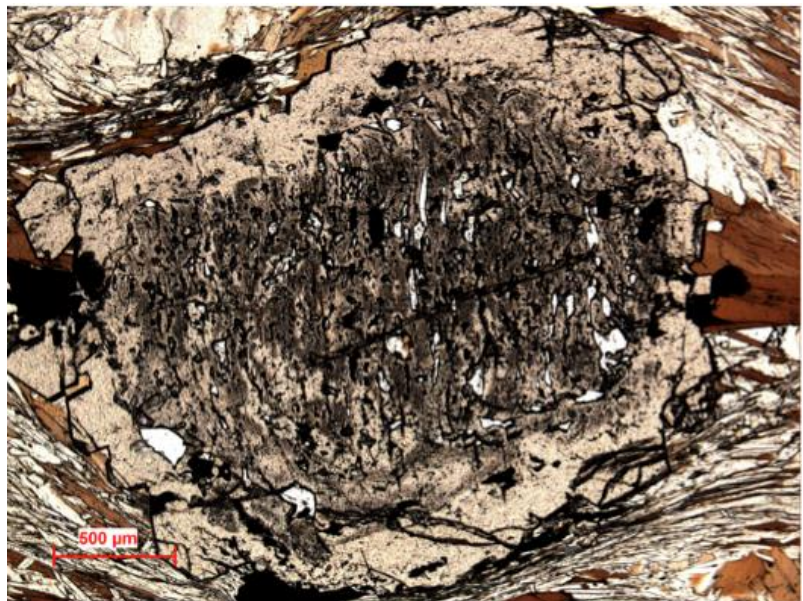


Abbildung 6.12: Ideomorpher Granat mit Quarz bzw. Graphit-Einschlüssen im Paragneis.

Wie bereits von früheren Bearbeitern erkannt (PROYER, 1989 und UNGERANK & HOLZMANN, 2011) lässt sich eine Unterteilung in quarzreiche und glimmerreiche Domänen beobachten (Abb.6.13). Die Glimmerminerale sind so eingeregelt, dass sie die Hauptschieferung bilden.

Der Quarz tritt in den Paragneisen relativ gleichkörnig auf und mit geraden Korngrenzen. Zwischen den Körnern sind z.T. „Triple Junctions“ ausgebildet. All dies lässt auf beinahe vollständige Rekristallisation der Matrix durch Subkornrotation schließen. Die glimmerreichen Domänen werden von Hellglimmer dominiert und zeigen meist eine interne Verfaltung, wobei die Glimmer zu geraden

Einzelindividuen rekristallisiert sind und in Form sogenannter Polygonbögen die Verfaltung nachzeichnen (PROYER, 1989).

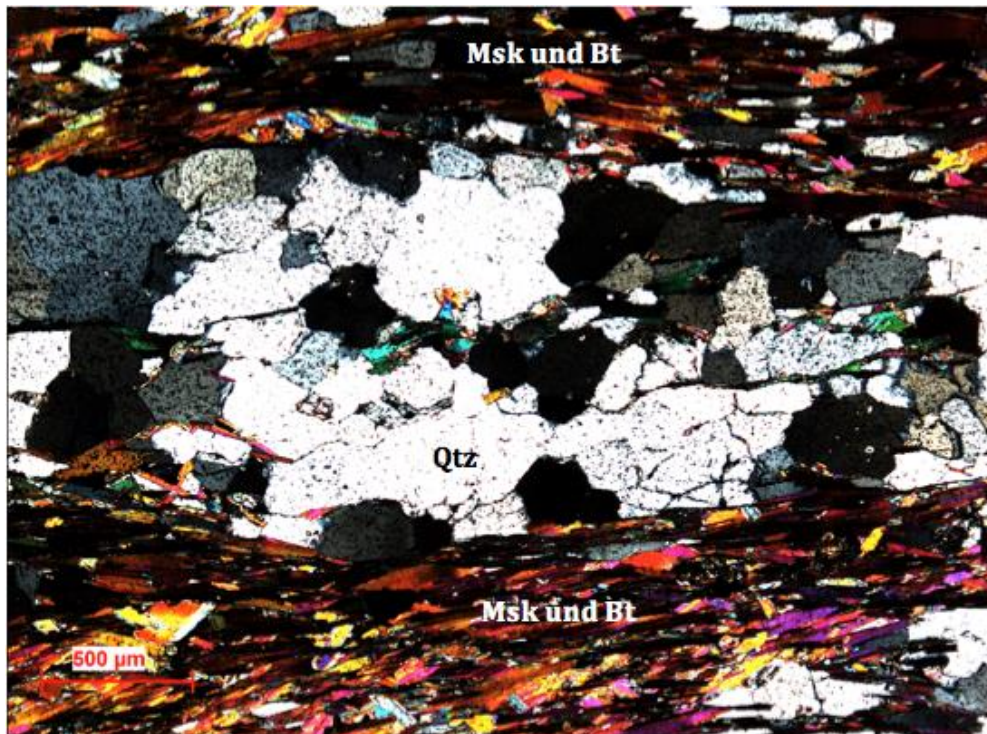


Abbildung 6.13: Abwechselnde glimmerreiche und quarzreiche Domänen im Paragneis. Bt=Biotit, Qtz=Quarz, Msk=Muskovit.

Auffällig ist, dass Biotit im Gegensatz zu den feinkörnig auftretenden Glimmern oft mehrere mm große Aggregate bildet (PROYER, 1989).

In den Dünnschliffen des Paragneises konnten häufig idiomorphe Staurolithe beobachtet werden (Abb.6.14), die meistens in der Gesellschaft von gleichkörnigen Quarzen auftreten. In den Staurolithen treten, wie bei den Granaten, Einschlüsse von Quarz auf.

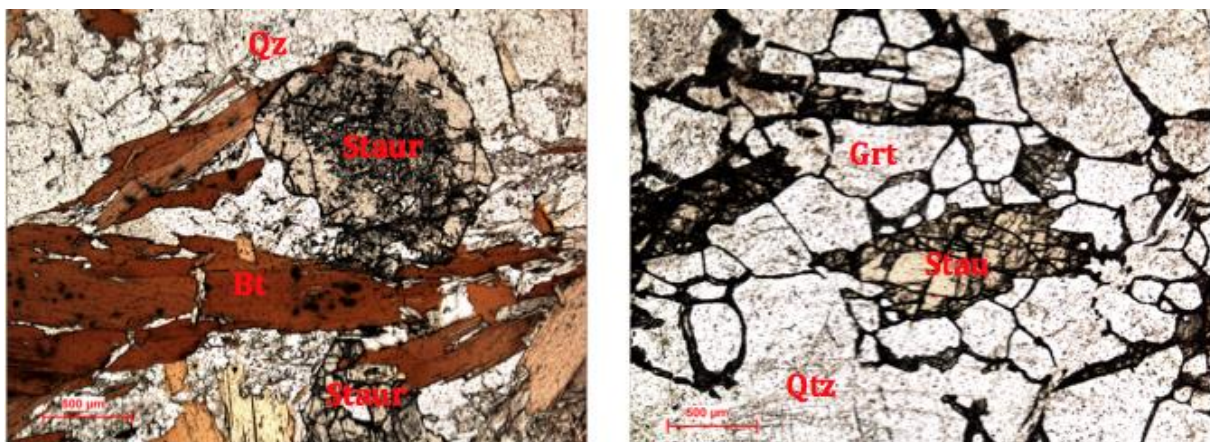


Abbildung 6.14: Häufiges Auftreten von Staurolith in den Paragneis Schliffen. Die Staurolithe sind meistens von Quarz umgeben und sind geklüftet. Bt=Biotit, Qtz=Quarz, Grt=Granat, Stau=Staurolith.

BSE- Petrographie der Amphibol-haltigen Filone Fazies

Mit Hilfe der Dünnschliffmikroskopie konnte keine genaue Unterscheidung der Amphibole getroffen werden, deswegen wurde an der Elektronenstrahlmikrosonde eine BSE-Petrographie durchgeführt. Einige frühere Bearbeiter der Filone Fazies vermuteten, dass die Amphibole in zwei Modifikationen auftreten (FÖRSTER 1963, KLIX 1974 und PAGEL 1975):

- als grobkorniger Tremolit
- und als sehr feinnadeliger Anthophyllit

Im Zuge dieser Arbeit stellte sich jedoch heraus, dass in keinem Schliff der Filone Fazies Tremolit vorhanden ist. Dies wurde auch von PROYER (1989) beobachtet. Er erkannte indessen, dass zwei verschiedene Strukturmodifikationen von Mg-Fe Amphibolen auftreten, nämlich der orthorhombische Anthophyllit/Grunerit und der monokline Cummingtonit. Dies konnte im Rahmen der durchgeführten BSE- Petrographie nur teilweise bestätigt werden, weshalb zu einem späteren Zeitpunkt, wie weiter oben beschrieben, eine Raman-Spektroskopie durchgeführt wurde.

Die stängeligen und feinfasrigen Amphibole sind an der Elektronenstrahlmikrosonde aufgrund der höheren Auflösung weit aus besser zu erkennen als unter dem Durchlichtmikroskop. Auffällig ist auch, dass Karbonate fast immer mit den Amphibolen koexistieren (Abb.6.15 bis 6.17). Dabei treten diese oft als Fe-Mg±Ca Mischkristalle auf, reiner Calcit oder Dolomit treten relativ selten auf. Wie schon bei der Durchlichtpetrographie beschrieben ist der Muskovit meistens abwesend.

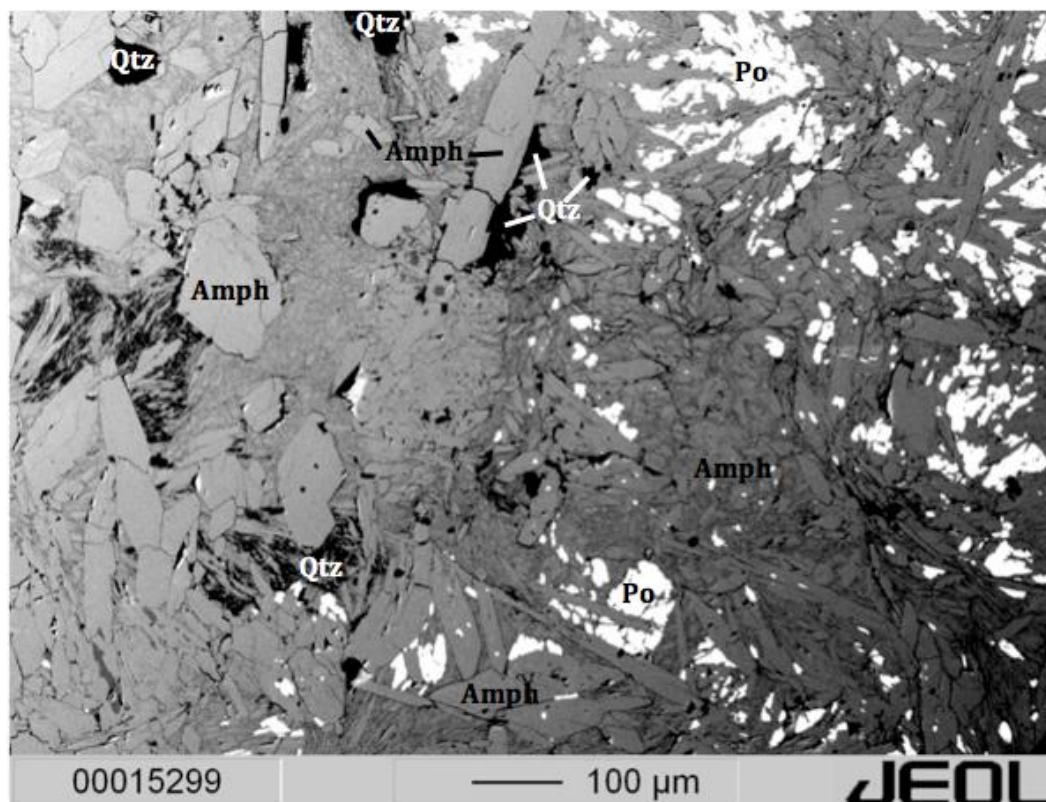


Abbildung 6.15: In den Proben der Filone Fazies dominierten die Amphibole. Dabei sind deutlich feinnadelige von stängeligen Amphibole unterscheidbar. Der Pyrrhotin tritt über den ganzen Schliff kleinflächig verteilt auf (Probe SP5). Amph=Amphibol, Qtz=Quarz, Po=Pyrrhotin.

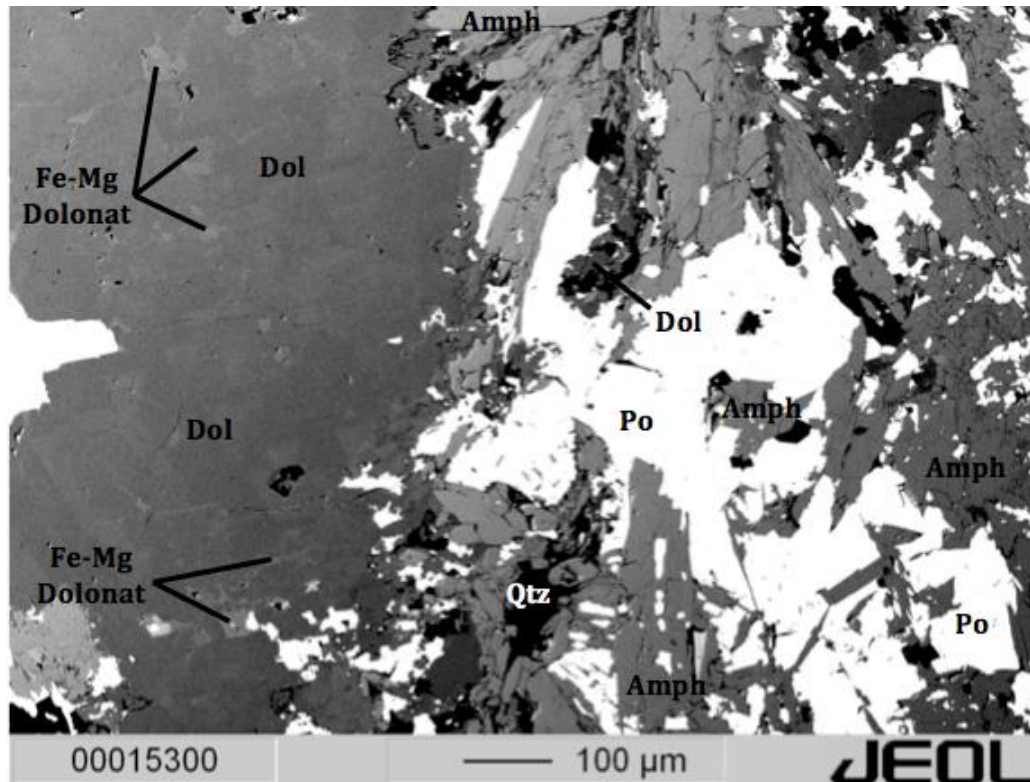


Abbildung 6.16: Das vorherrschende Sulfid in den Filone Proben ist Pyrrhotin. Die Karbonate treten nur kleinflächig auf, obwohl in dieser Abbildung das Gegenteil zu vermuten wäre. In den Bereichen wo Karbonat auftritt, ist oft eine Kristallisationsabfolge von Fe-Mg Karbonate im Kern hin zu Dolomit/Calcit am Rand ersichtlich. (Probe SP5). Amph=Amphibol, Qtz=Quarz, Po=Pyrrhotin, Dol=Dolomit.

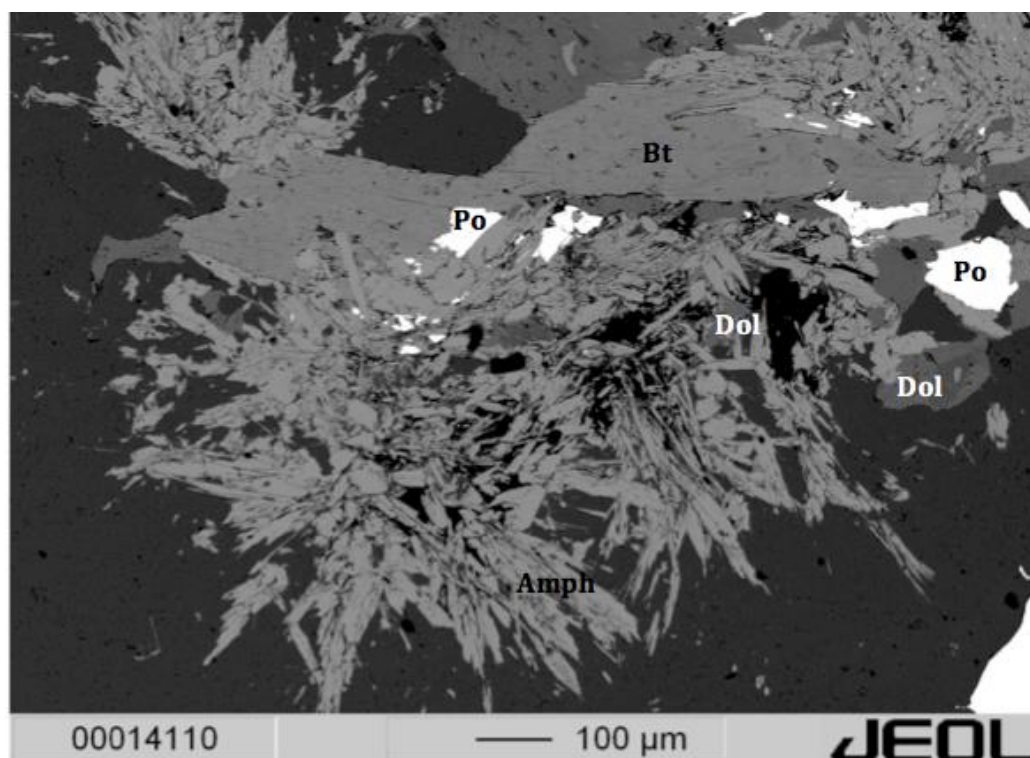


Abbildung 6.17: Deutlich erkennbare Verästlung der Amphibole. Sie stellen wahrscheinlich den Beginn der Filone Fazies dar. Im Zuge des Eindringens eines Fluids kristallisierten die Amphibole vermutlich zuerst in Form von feinfasrigen Aggregaten aus und bildeten später stängeligere Ausbildungen (Probe SP9). Amph=Amphibol, Bt=Biotit, Po=Pyrrhotin, Dol=Dolomit.

Am Häufigsten treten Karbonate in der Probe SP9 auf und bilden dabei oft Dolomite und Fe- Mg Karbonate aus (siehe Abb.6.18 bis 6.21). Wie schon FÖRSTER (1963) festgestellt hat, ist eine Kristallisationsabfolge innerhalb der Karbonate ersichtlich (Abb.6.18). Die Kristallisationsabfolge lautet: Fe-Mg Karbonate (Siderit und Ankerit) → Dolomit → Calcit.

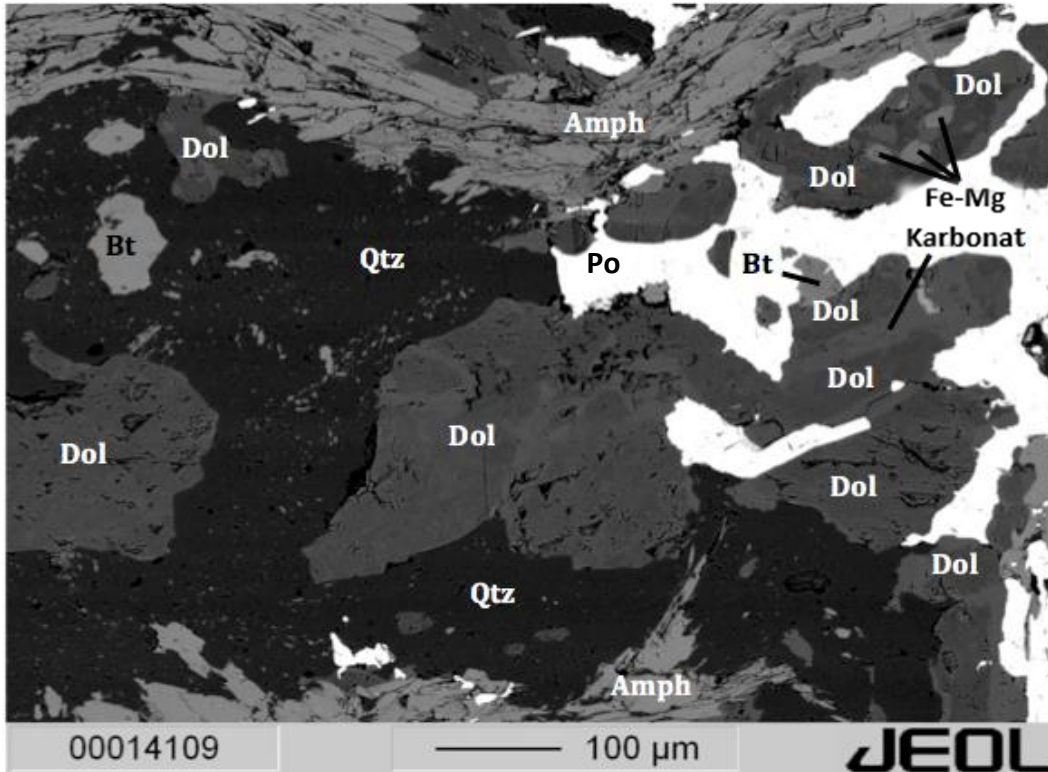


Abbildung 6.18: In der Probe SP9 treten Karbonate häufig kleinflächig auf und zeigen gut erkennbar die Kristallisationsabfolge von Fe-Mg Karbonaten im Kern und Dolomit am Rand der Karbonataggregate. Der Dolomit umschließt zum Teil auch den Pyrrhotin. Die Amphibole in diesem Schliff sind eingeregelt. Amph=Amphibol, Qtz=Quarz, Bt=Biotit, Po=Pyrrhotin, Dol=Dolomit.

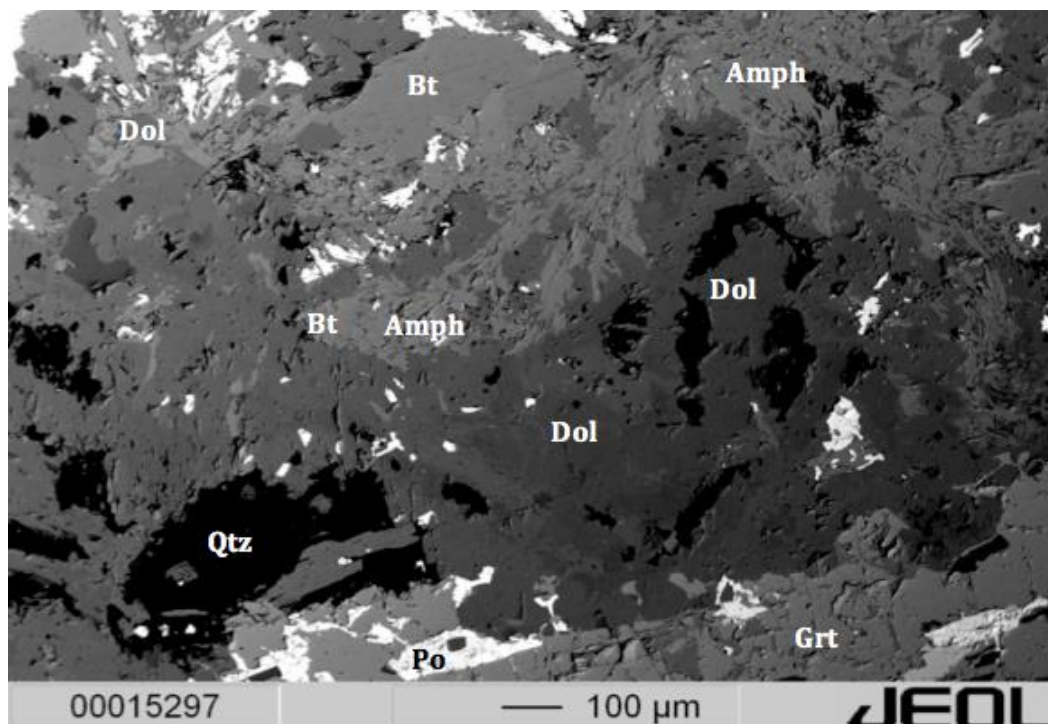


Abbildung 6.19: Massig ausgeprägte Filone Fazies mit der Paragenese Bitit + Amphibol + Quarz + Fe-Mg Karbonat + Dolomit + Granat + Pyrrhotin. Die Karbonate zeigen auch hier wieder eine Kristallisationsabfolge. Die Granate treten in der Filone Fazies meistens stark zerklüftet auf und enthalten Illmenit Einschlüsse (Probe SP9). Amph=Amphibol, Qtz=Quarz, Bt=Biotit, Po=Pyrrhotin, Dol=Dolomit.

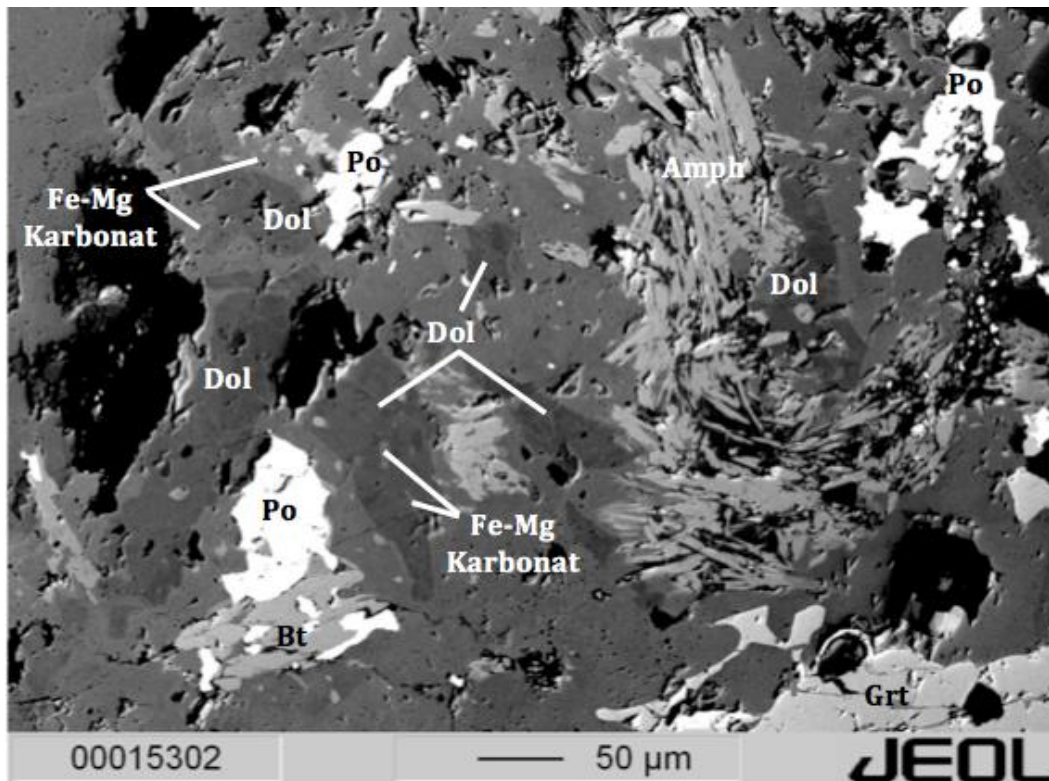


Abbildung 6.20: Die Probe SP9 zeigt wie Abbildung 6.19 die massiv ausgeprägte Filone Fazies und ist geprägt von dem massenhaften Auftreten von Karbonaten. Es handelt sich dabei hauptsächlich um Fe-Mg Karbonate, Dolomit und Calcit. Amph=Amphibol, Bt=Biotit, Po=Pyrrhotin, Dol=Dolomit.

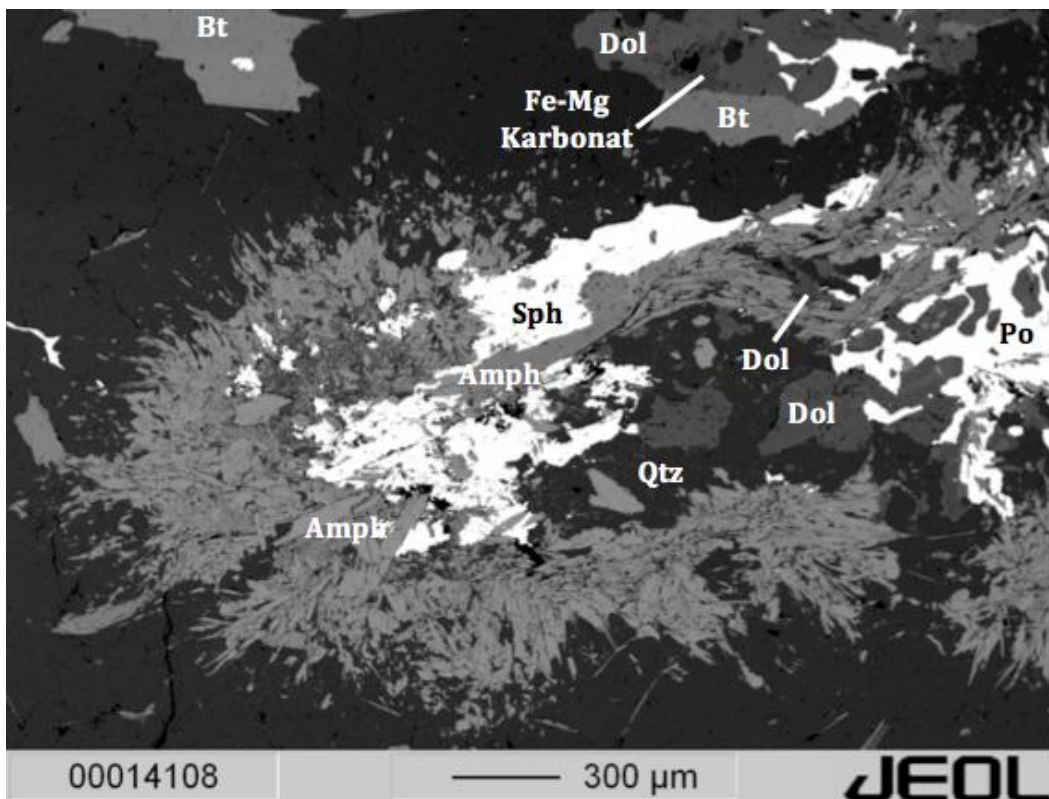


Abbildung 6.21: Neben dem Pyrrhotin tritt auch Sphalerit (Sph) häufig in den Proben auf. Die Abbildung zeigt die beginnende Filone Fazies. Die Amphibole breiten sich mit feinen Verästelungen in Grt + Bt + Plag + Qz Paragneisen aus (Probe SP9). Amph=Amphibol, Qtz=Quarz, Bt=Biotit, Po=Pyrrhotin, Dol=Dolomit, Sph=Sphalerit.

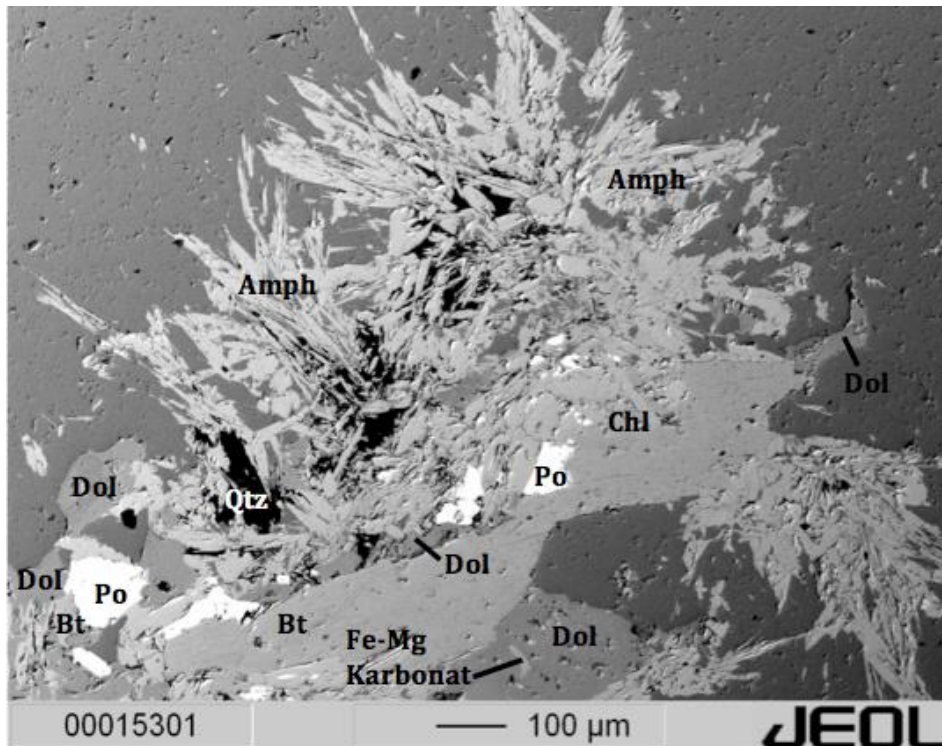


Abbildung 6.22: Beginnende Filone Fazies mit der Paragenese Biotit + Amphibol + Quarz + Fe-Mg Karbonat + Dolomit + Chlorit + Pyrrhotin. Chlorit tritt immer in Zusammenhang mit Biotit und/oder Granat auf und stellt ein retrogrades Abbauprodukt dieser Minerale dar (Probe SP9). Amph=Amphibol, Qtz=Quarz, Bt=Biotit, Po=Pyrrhotin, Dol=Dolomit, Chl=Chlorit.

Chlorit tritt meist im Zusammenhang mit Granat und Biotit auf und stellt dabei wahrscheinlich ein retrogrades Abbauprodukt von diesen beiden Mineralen dar. Somit kann die Bildung von Chlorit als retrograd angesehen werden. Chlorit tritt hauptsächlich in den Proben SP9, SP12 und SP19 auf (Abb.6.22 bis 6.25).

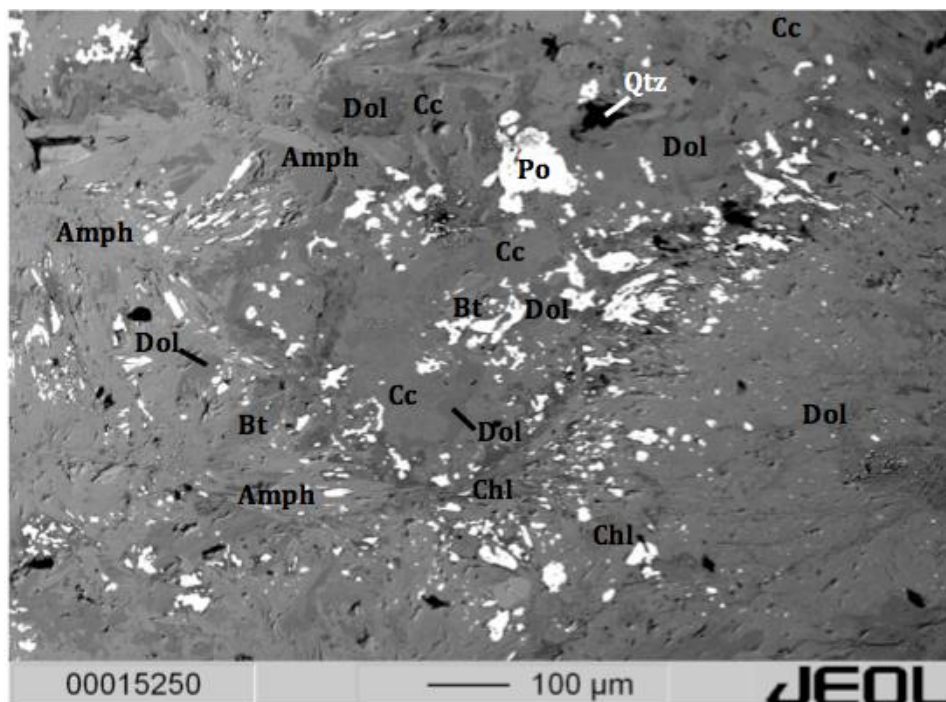


Abbildung 6.23: Massig ausgeprägte Filone Fazies mit der Paragenese Biotit + Amphibol + Quarz + Fe-Mg Karbonate + Dolomit + Calcit + Pyrrhotin. Der Pyrrhotin liegt fein verteilt im Schliff vor und die Amphibole sind stängelig ausgebildet (Probe SP12). Amph=Amphibol, Qtz=Quarz, Bt=Biotit, Po=Pyrrhotin, Dol=Dolomit, Cc=Calcit, Chl=Chlorit.

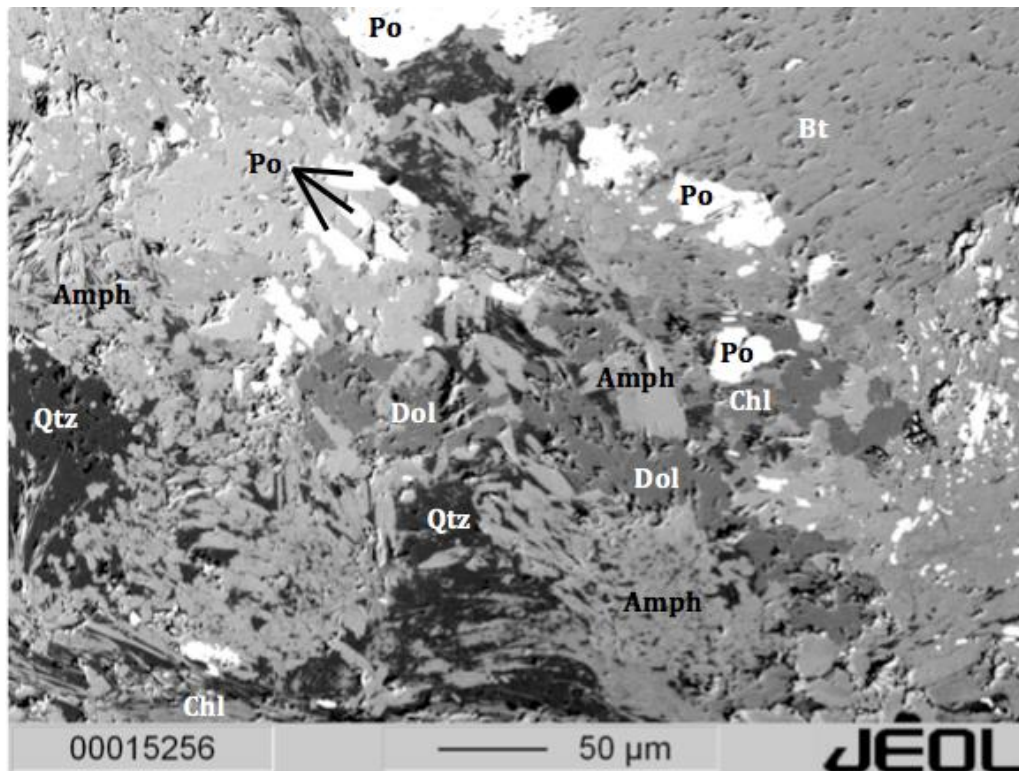


Abbildung 6.24: Kleinflächige Chlorit Aggregate in einer massig ausgeprägten Filone Fazies. Der Biotit tritt großflächig auf (Probe SP19). Amph=Amphibol, Qtz=Quarz, Bt=Biotit, Po=Pyrrhotin, Dol=Dolomit, Chl=Chlorit.

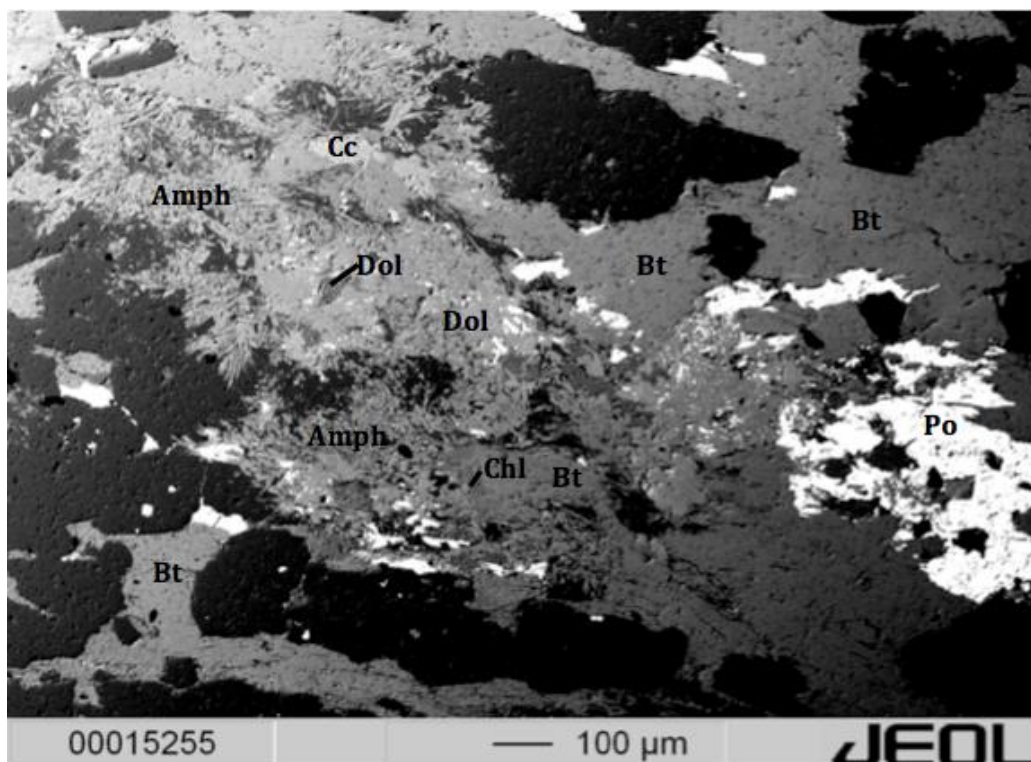


Abbildung 6.25: Beginnende Filone Fazies in dem der Chlorit als Abbauprodukt von Biotit entstanden ist. Großflächiges Auftreten von Biotit und Pyrrhotin (Probe SP19). Amph=Amphibol, Bt=Biotit, Po=Pyrrhotin, Dol=Dolomit, Cc=Calcit, Chl=Chlorit.

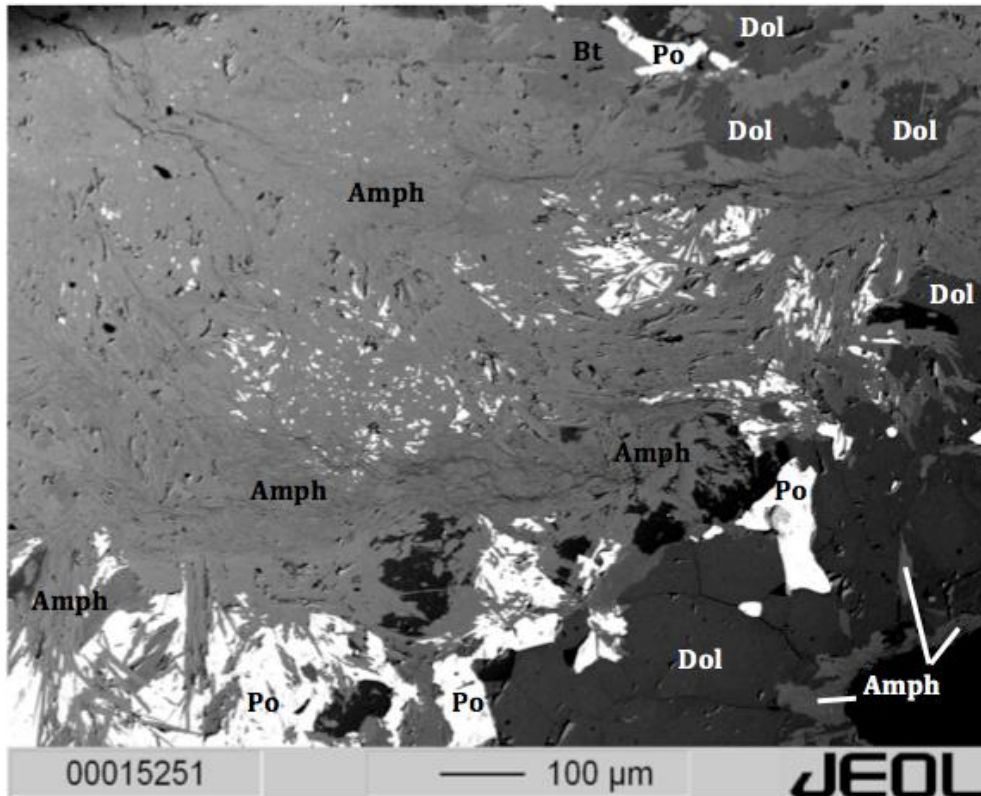


Abbildung 6.26: Mächtige Karbonat und Amphibol Domänen koexistieren mit Pyrrhotin in der Filone Fazies. Die Sulfide liegen im Bereich der Amphibole fein verteilt vor (Probe SP59). Amph=Amphibol, Bt=Biotit, Po=Pyrrhotin, Dol=Dolomit.

Bei einigen Granaten ist wie in Abbildung 6.27 teilweise eine leichte Zonierung zu erkennen. Bei näherer Betrachtung ist auch ein eoalpinen Anwachsraum erkennbar.

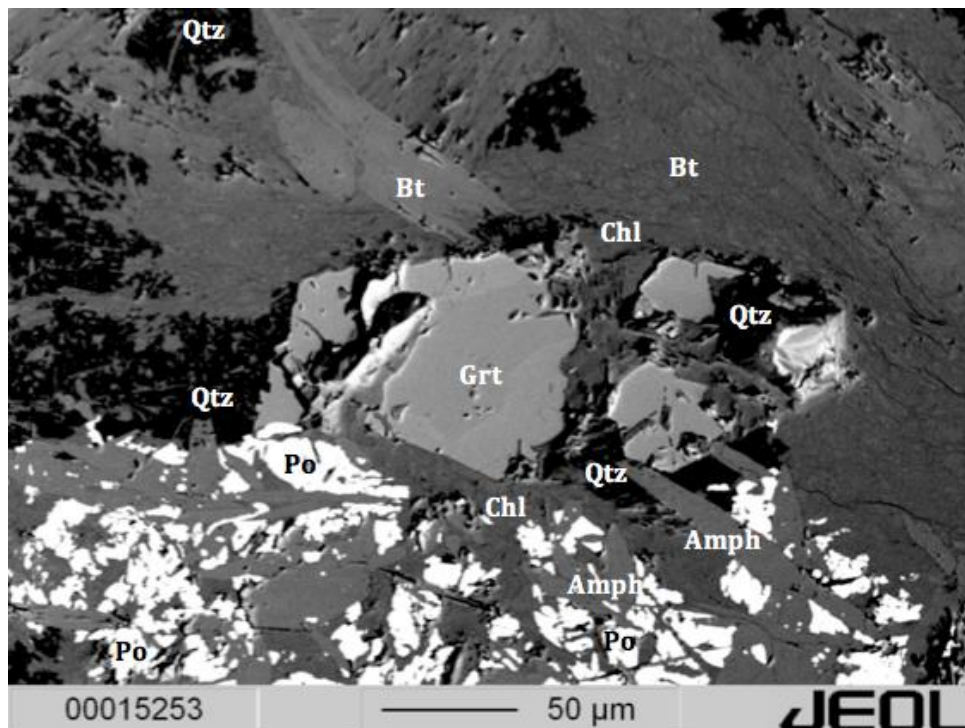


Abbildung 6.27: Teilweise erkennbare Zonierung des Granates in der Bildmitte. Die Sulfide kommen hier in größeren Individuen vor und koexistieren mit Quarz, Granat und Amphibolen (Probe SP19). Amph=Amphibol, Qtz=Quarz, Bt=Biotit, Po=Pyrrhotin, Chl=Chlorit, Grt=Granat.

BSE Petrographie von Akzessorien

Im Zuge der Analysen der Proben mit der Elektronenstrahlmikrosonde wurden, wie schon von anderem Bearbeiter am Schneeberg (PROYER 1989, UNGERANK & HOLZMANN 2011) erwähnt, akzessorische Minerale identifiziert und werden hier kurz erwähnt.

Ilmenit

In den untersuchten Gesteinen der Filone Fazies tritt der Ilmenit hauptsächlich als Einschluss in den Granaten auf. Die Ilmenite können durch eine Fe-Mn- Substitution anstelle von Fe einen Teil von Mn einbauen. Der umliegende Granat dient dabei als optimaler Mn-Lieferant (Abb.6.28).

Epidot

Bei den meisten Epidoten in den Schliffen handelt es sich um Ce-Epidote (Allanite, Abb.6.28). Diese weisen starke Zonierungen auf und die Ce- Komponente ist zum Rand hin abgereichert (PROYER, 1989).

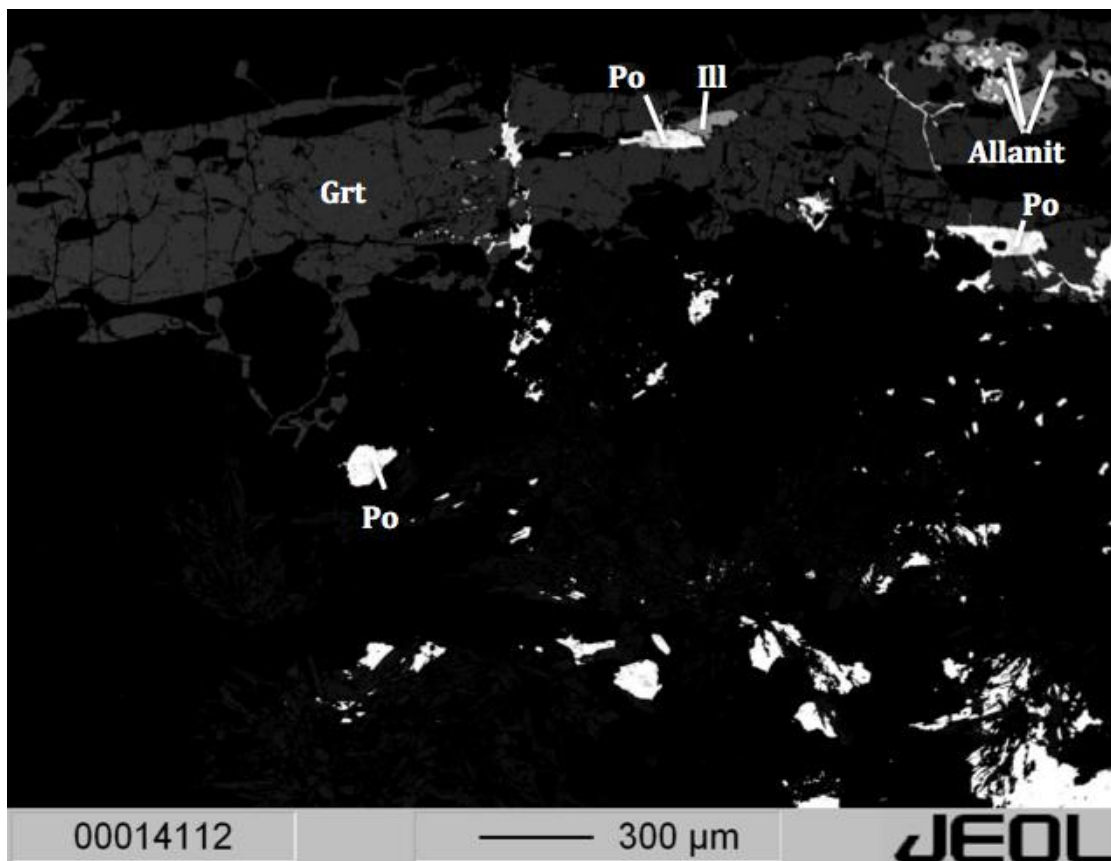


Abbildung 6.28: Epidot und Ilmenit treten hauptsächlich als Einschlüsse innerhalb der Granate auf. Die Epidote treten meistens in Form von Allanit auf. Titanit ist im BSE- Bild shr schwierig nur vom Granat zu unterscheiden. Po=Pyrrhotin, Grt=Granat, Ill=Ilmenit.

Titanit

Titanit tritt auch häufig in der Nähe von Granaten auf und ist dabei im BSE- Bild kaum vom Granat zu unterscheiden, da Titanite sehr ähnliche Grauwerte aufweisen. UNGERANK & HOLZMANN (2011) zeigten, dass es einen gekoppelten Austausch zwischen $Al + OH = Ti + O$ in den Titaniten gibt.

BSE- Petrographie der Sulfide in der Amphibol-haltigen Filone Fazies

In diesem Kapitel werden die Sulfide der Filone Fazies anhand der Auswertung mit der Elektronenstrahlmikrosonde petrographisch beschrieben. Es soll dabei später geklärt werden, ob es einen Unterschied mit den Sulfiden gibt, welche direkt in der Vererzung auftreten. Diese wurden von Volgger Albin untersucht und werden in der Diskussion gegenübergestellt.

Die Hauptgemengteile der Erzparagenese in der Filone Fazies bestehen aus:

Pyrrhotin (FeS) + Sphalerit (ZnS) + Chalkopyrit (CuFeS₂)

Als Nebengemengteile treten auch Bleiglanz (PbS), Pyrit (FeS₂), Arsenopyrit (FeAsS) und Magnetit (Fe₃O₄) auf. Abbildung 6.29 zeigt eine typische Ausbildung der Sulfide in der Filone Fazies.

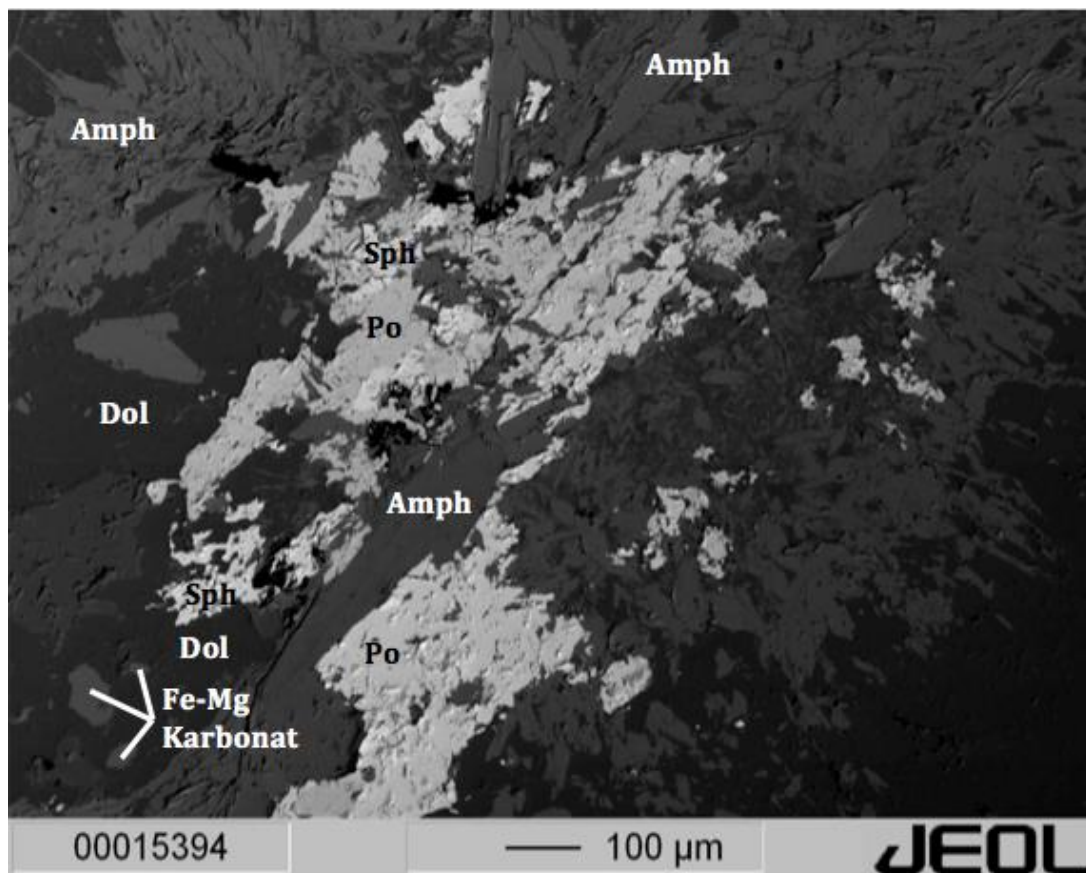


Abbildung 6.29: Pyrrhotin und Sphalerit stellen die Haupterze in der Filone Fazies und koexistieren zusammen. Der Sphalerit wird durch den Pyrrhotin teilweise verdrängt (Probe SP19). Amph=Amphibol, Sph=Sphalerit,, Po=Pyrrhotin, Dol=Dolomit.

Im Sphalerit gibt es meistens keine Entmischungen, selten finden sich Entmischungen von Pyrrhotin und Chalkopyrit. Diese treten meist orientiert auf. Auffällig war, dass in den untersuchten Proben der Sphalerit häufig von Quarz oder Amphibolen umgeben war (Abb.6.30). Der Sphalerit tritt teilweise auch in spröden Rissen vom Granat auf, wodurch sogenannte Granatsiebe entstehen (UNGERANK & HOLZMANN, 2011).

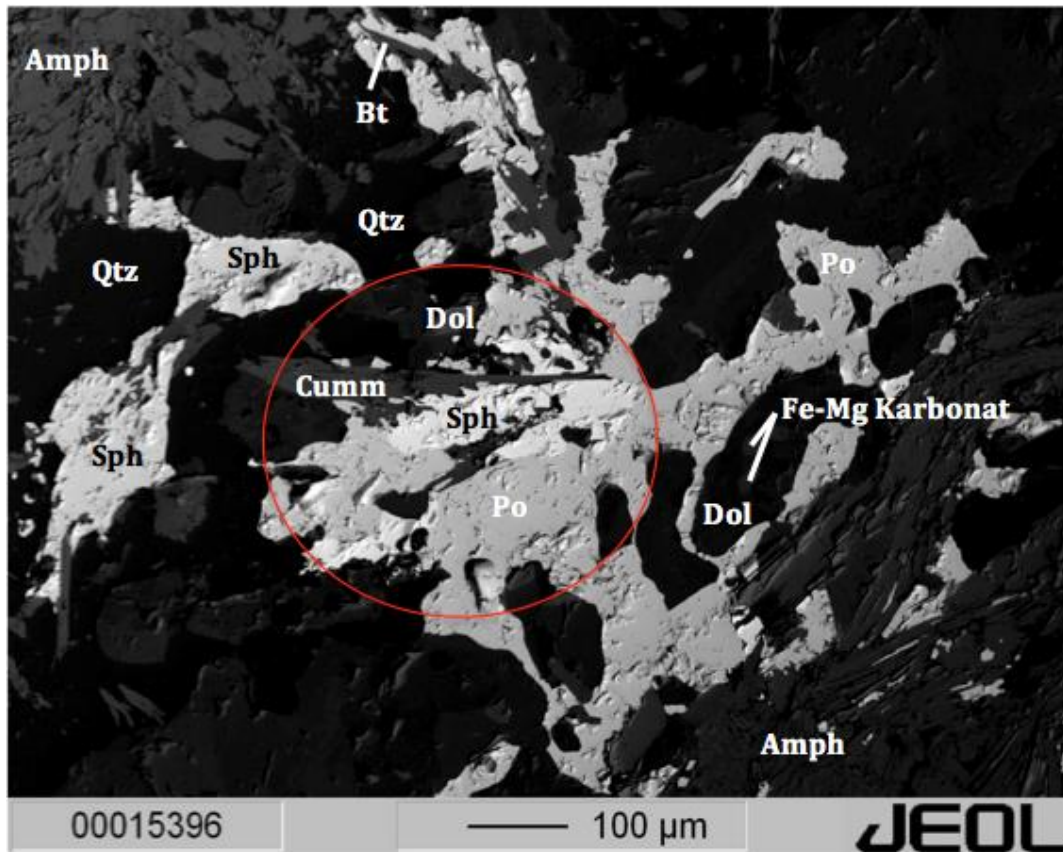


Abbildung 3.30: Der Sphalerit ist oft von Amphibolen und Quarz umgeben und zeigt manchmal Entmischungen von Pyrrhotin und Chalkopyrit. Die beiden Sulfide bilden pflasterartige Aggregate aus (Probe SP9). Amph=Amphibol, Qtz=Quarz, Bt=Biotit, Po=Pyrrhotin, Sph=Sphalerit, Dol=Dolomit, Cumm=Cumingtonit.

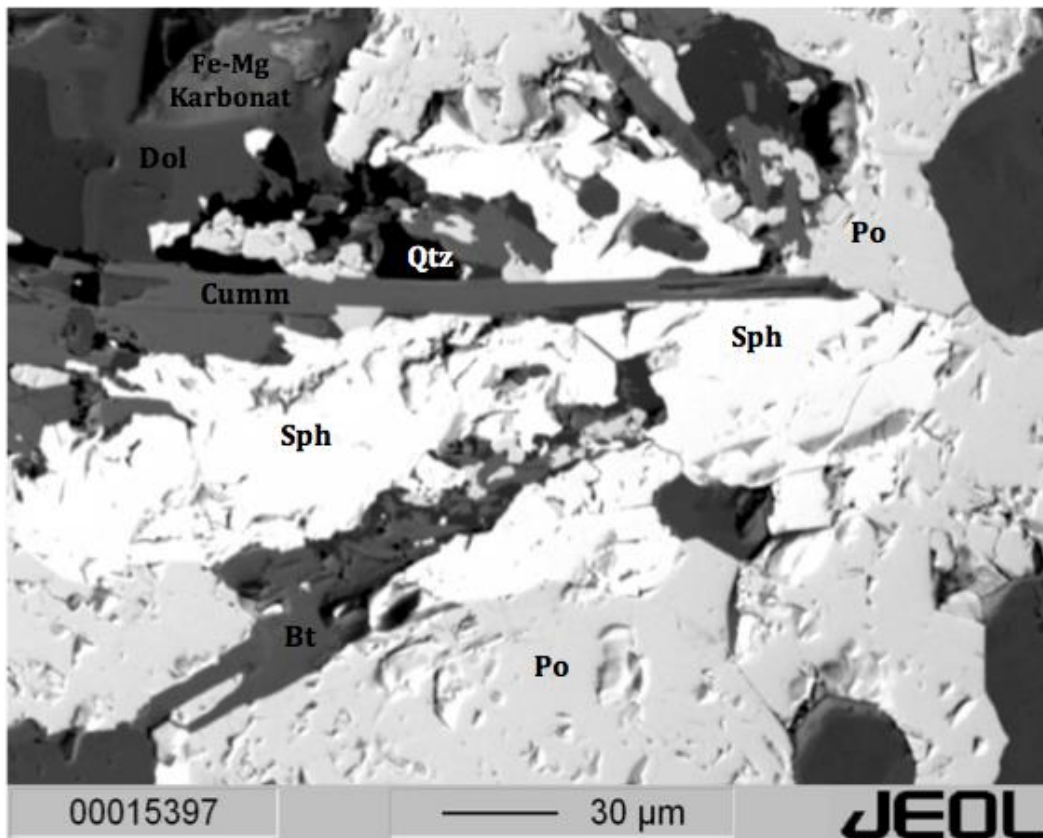


Abbildung 6.31: Das Bild stellt die Vergrößerung von Abbildung 6.30 (roter Kreis) dar und zeigt, dass der Sphalerit vom Pyrrhotin umgeben ist. Der Sphalerit weist zudem kleinste Entmischungen von Pyrrhotin auf. Qtz=Quarz, Bt=Biotit, Po=Pyrrhotin, Sph=Sphalerit, Dol=Dolomit, Cumm=Cumingtonit.

Generell finden sich die Sulfide in der Filone Fazies als Füllung im Intergranularraum der Gesteinsmatrix (Abb.6.32 und 6.33). Der Chalkopyrit tritt größtenteils im Zusammenhang mit dem Sphalerit auf und bildet dabei feinste Entmischungen.

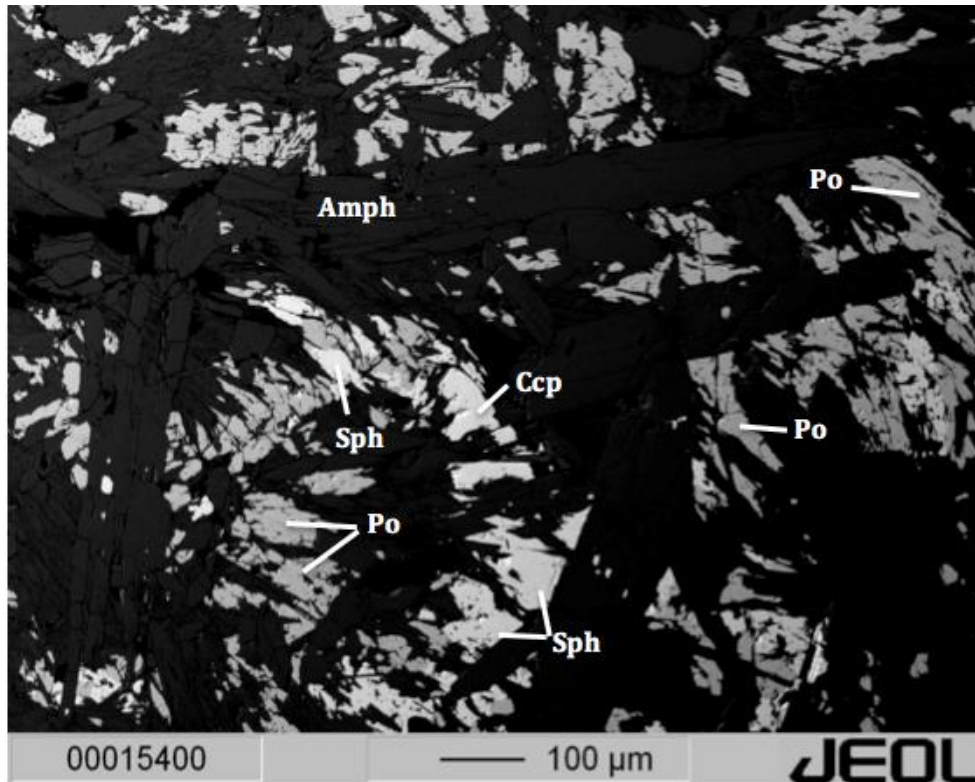


Abbildung 6.32: Die Sulfide stellen „Zwickelfüllungen“ in der Filone Fazies dar und füllen den Intergranularraum der Gesteinsmatrix aus (Probe SP5). Amph=Amphibol, Po=Pyrrhotin, Sph=Sphalerit, Ccp=Chalkopyrit.

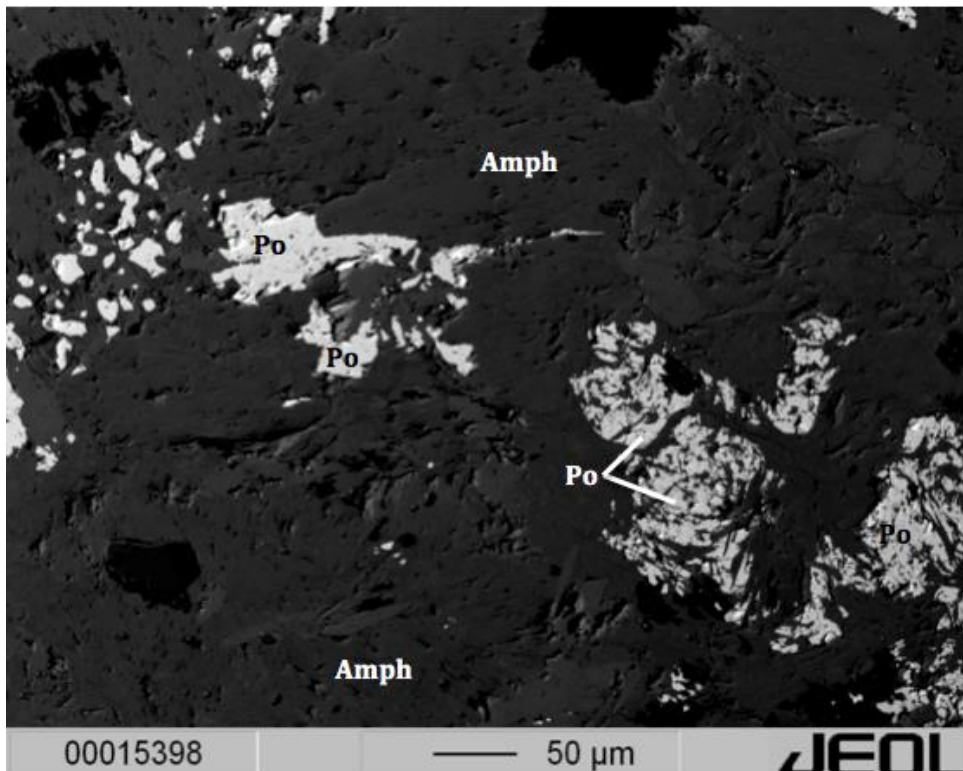


Abbildung 6.33: Isoliertes Auftreten von Pyrrhotin, umgeben von Amphibolen. Der Pyrrhotin füllt die Risse des Gesteins und füllt die Gesteinsmatrix zwischen den Amphibolen aus (Probe SP19). Amph=Amphibol, Po=Pyrrhotin.

7. Mineralchemie

In diesem Kapitel werden die mineralchemischen Untersuchungen an den Proben der Filone Fazies besprochen. Eine detaillierte Mineralchemie vom Nebengestein, sowie von den Sulfiden wurde bereits UNGERANK & HOLZMANN (2011) beschrieben. Die vorliegende Arbeit befasst sich deshalb ausschließlich mit der Mineralchemie der Filone Fazies, genauer gesagt mit der Amphibol-haltigen Filone Fazies.

Amphibole der Filone Fazies

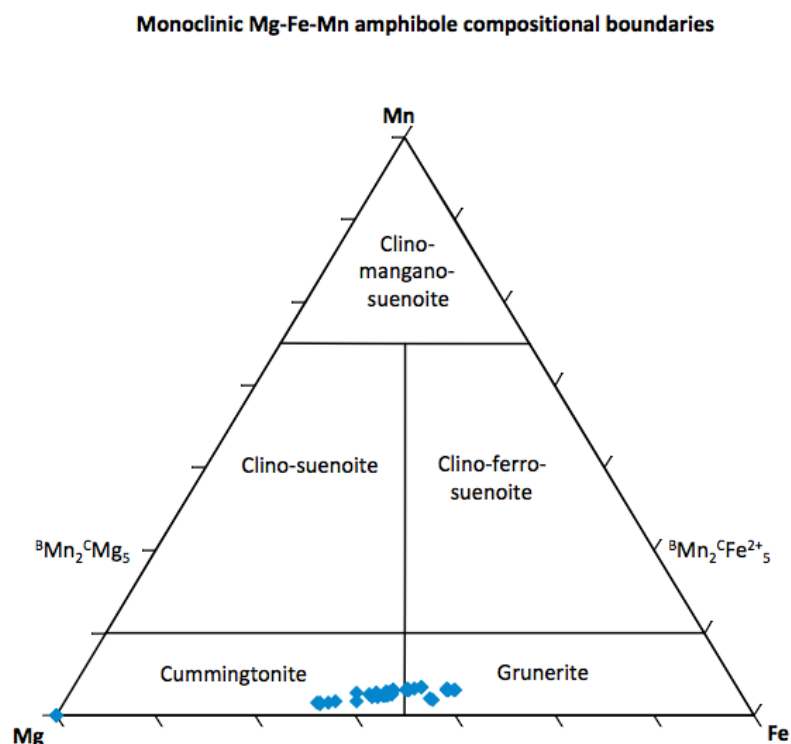
Die Amphibole repräsentieren in den Gesteinen der Filone Fazies die Hauptkomponente. Laut ROBINSON & SCHUMACHER (1982) soll es einen leicht unterschiedlichen Chemismus der zwei auftretenden Amphibol Strukturtypen geben. Dies konnte jedoch weder von PROYER (1989), noch im Rahmen dieser Arbeit bestätigt werden. PROYER (1989) stellte bei seinen Untersuchungen der wirrstrahligen Tremolit – Anthophyllitfelse fest, dass nicht nur, wie bis dato angenommen, orthorhombischer Anthophyllit, sondern auch monokliner Cummingtonit auftritt.

Die Mineralformelberechnungen der Amphibole erfolgte mit dem Programm *AMPH-IMA 2012* nach HAWTHORNE et al.(2012).

Die Abbildung 7.2 zeigt eine modifizierte Grafik nach EVANS et al. (2012) in der $Fe/(Fe+Mg)$ gegen Al aufgetragen ist. Die Auswertung der Gesteine von der Filone Fazies ergab, dass alle Analysen im Cummingtonitfeld plotten. Das $Fe/(Fe+Mg)$ Verhältnis der meisten Messungen variiert zwischen 0.35 und 0.55.

Im Mg-Fe-Mn Dreieck nach GRAHAM & MIDGLEY (2000) plotten die Proben im Cummingtonit- und Gruneritbereich (Abb.7.1) und deckt sich somit mit der Grafik nach EVANS et al. (2001).

Abbildung 7.1: Dreiecksdiagramm der Klassifikation der Amphibole nach GRAHAM & MIDGLEY, 2000).



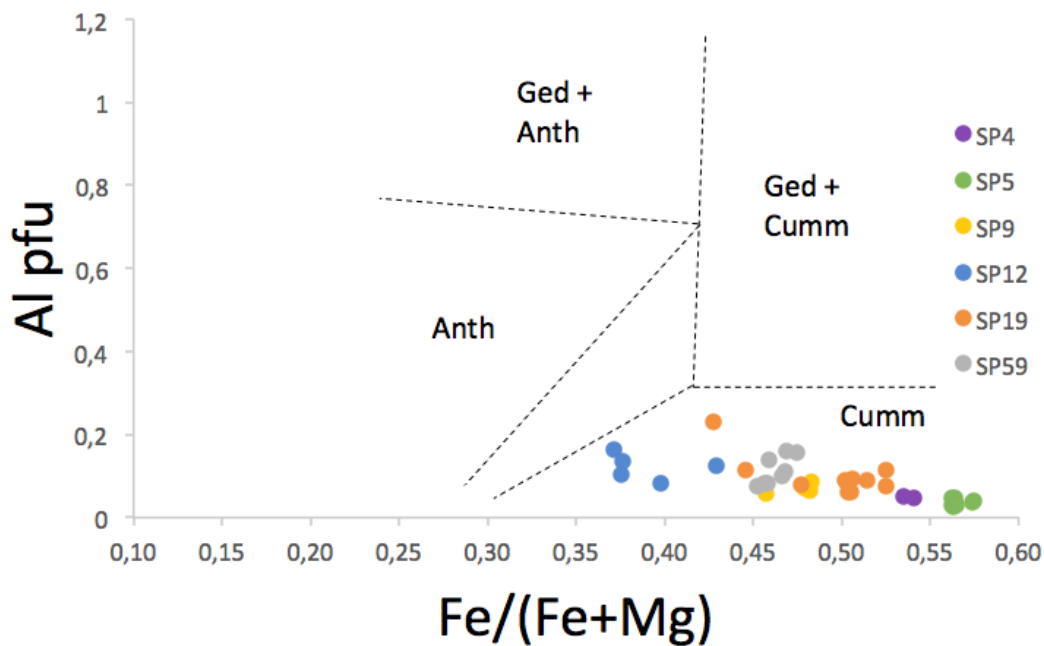


Abbildung 7.2: Plots der gemessenen Amphibole der Filone Fazies. Die Auswertung erfolgte nach HAWTHORNE et al. (2012). Grafik modifiziert nach EVANS et al. (2001). Ged=Gedrit, Anth=Anthophyllit, Cumm=Cummingtonit.

Die Amphibole sind nach HAWTHORNE et al. (2012) typische Mg-Fe-Mn Amphibole. Sie können als Mischkristalle zwischen Ferro-Anthophyllit ($\text{Fe}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$) und Magnesio-Anthophyllit ($\text{Mg}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$) bzw. Grunerit-Cummingtonit bezeichnet werden. Zwischen diesen beiden Endgliedern der Fe-Mg-Amphibole erfolgt ein Fe-Mg-Austausch. Es scheint, dass die Fe-Mg-Substitution der einzige erfolgte Austausch innerhalb dieser Amphibole ist (UNGERANK & HOLZMANN, 2011).

Die gemessenen Amphibole weisen einen Al- Gehalt im Verhältnis zu $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ von 0.44 bis 0.62 a.p.f.u auf. Der Al- Gehalt liegt zwischen 0.03 und 0.23 a.p.f.u. (siehe Abbildung 7.3).

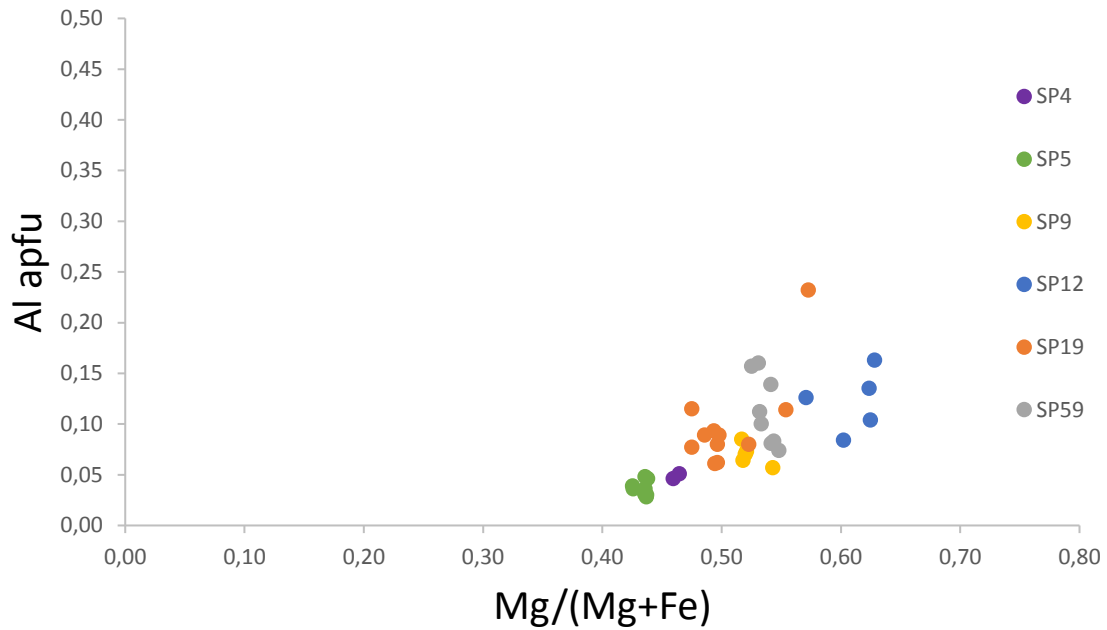


Abbildung 7.3: Klassifizierung der Amphibole bezüglich ihres Al- Gehaltes.

Betrachtet man Mn vs. Fe/(Fe+Mg), so weisen die Amphibole in der Probe SP12, im Gegensatz zu den anderen Proben, ein geringeres Verhältnis Fe/(Fe+Mg) von 0.38 bis 0.43 auf. Der Mn- Gehalt liegt zwischen 0.14 und 0.32 a.p.f.u. und ist somit relativ hoch (Abb.7.4).

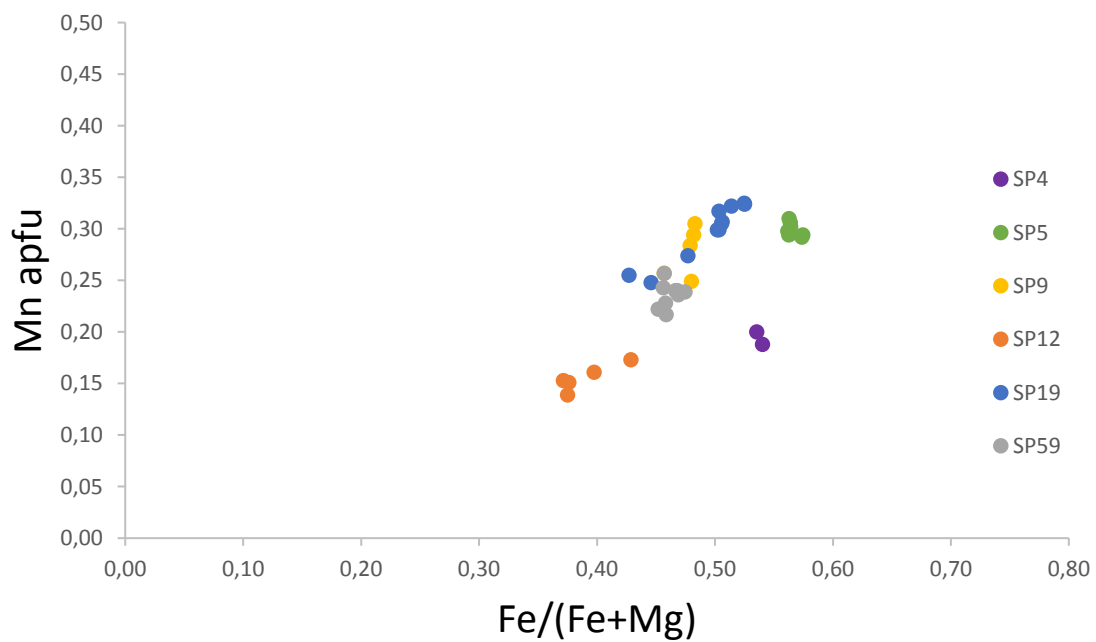


Abbildung 7.4: Klassifizierung der Amphibole bezüglich ihres Mn- Gehaltes.

In der folgenden Tabelle 7.1 werden einige repräsentative Ergebnisse der Mikrosondenmessungen an den Amphibolen aufgelistet. Die restlichen Amphibol-Analysen sind dem Anhang beigelegt. Jeder gemessene Amphibol wurde, wie bereits in Abbildung 7.1 ersichtlich, nach GRAHAM & MIDGLEY (2000) klassifiziert. Die Mineralformelberechnung erfolgte auf Basis von 23 O Atomen.

Tabelle 7.1: Die Tabelle zeigt die Oxide (obere Tabelle) sowie die Mineralformelkoeffizienten (untere Tabelle) der Proben SP4 bis SP5.

	SP4S amp10	SP4S amp16	SP5S amp3	SP5S amp5	SP5S amp6	SP5S amp7
SiO ₂	53.24	52.77	52.63	53.00	53.38	52.48
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.29	0.26	0.27	0.16	0.17	0.22
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	1.57	1.46	2.37	2.41	2.30	2.27
FeO	28.25	28.41	28.87	28.75	28.82	29.35
MgO	13.75	13.55	12.52	12.52	12.57	12.19
CaO	0.33	0.26	0.38	0.37	0.38	0.35
Na ₂ O	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01
K ₂ O	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01
F	0.06	0.03	0.03	0.04	0.02	0.05
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	97.51	96.77	97.08	97.24	97.65	96.91
Si	8.012	8.011	8.017	8.050	8.063	8.027
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.051	0.046	0.048	0.028	0.030	0.039
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn ²⁺	0.200	0.188	0.306	0.310	0.294	0.294
Fe ²⁺	1.864	1.887	2.109	2.137	2.140	2.181
Fe ²⁺	1.692	1.720	1.569	1.515	1.501	1.573
Mg	3.085	3.067	2.843	2.835	2.830	2.779
Ca	0.053	0.042	0.062	0.060	0.061	0.057
Na	0.009	0.007	0.006	0.003	0.006	0.004
K	0.003	0.004	0.002	0.000	0.000	0.002

F	0.026	0.014	0.012	0.021	0.009	0.023
Cl	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	1.973	1.986	1.988	1.979	1.991	1.977

Biotit der Filone Fazies

Biotite sind in allen Schlifften der Filone Fazies im Kartiergebiet vertreten. Der Dunkelglimmer Biotit ist in erster Linie ein Mischkristall zwischen den beiden Endgliedern Phlogopit ($\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$) und Annit ($\text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$). Erweitert man dieses System um $\text{Al}^{(\text{VI})}$, so kommen die beiden Dunkelglimmerendglieder Eastonit ($\text{KMg}_2\text{Al}_3\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$) und Siderophyllit ($\text{KFe}_2\text{Al}_3\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$) hinzu. Biotite können jedoch chemisch sehr differenziert auftreten, wobei ihre Zusammensetzung maßgeblich vom idealen 4-Endglied-System abweichen kann. Die häufigsten Substitutionen, die diese Abweichungen hervorrufen, involvieren eine Ersetzung von Mg^{2+} und Fe^{2+} durch Al^{3+} , Fe^{3+} und Ti^{4+} auf den oktaedrischen Plätzen (UNGERANK & HOLZMANN, 2011).

Die Biotite der sulfidführenden Gesteine treten laut UNGERANK & HOLZMANN (2011) chemisch differenzierter auf, als in den sulfidfreien Lithologien. Des Weiteren zeigte sich, dass die sulfidführenden Biotite bezüglich ihrer Endglieder zwischen Annit/Siderophyllit und Phlogopit/Eastonit liegen (Abb.7.5). Der $\text{Al}^{(\text{VI})}$ -Gehalt schwankt zwischen 0.33 und 0.68 a.p.f.u. und liegt somit niedriger als in den Biotiten der sulfidfreien und sulfidführenden Lithologien von UNGERANK & HOLZMANN (2011).

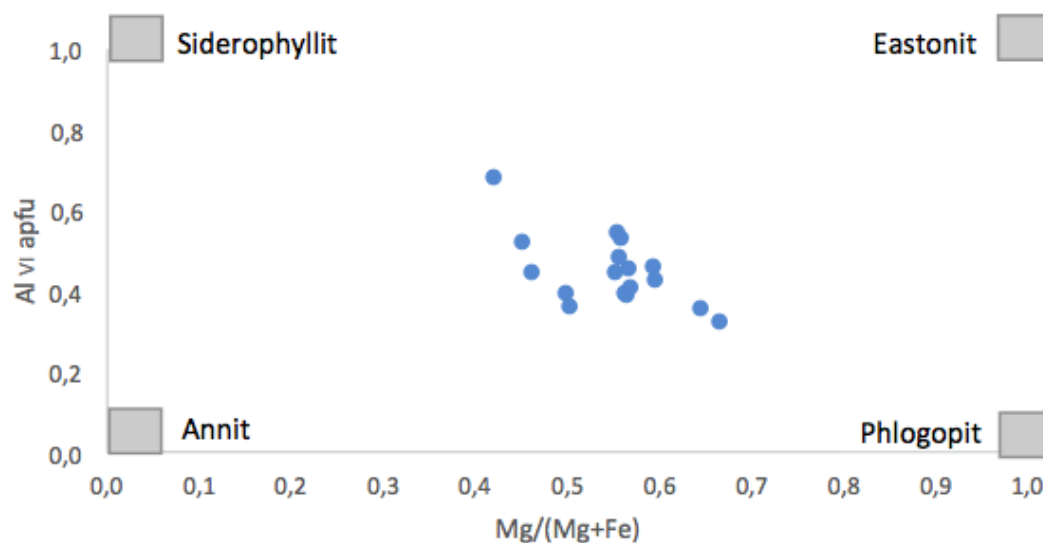


Abbildung 7.5: Klassifikationsdiagramm der Biotite nach ihrer Endglieder.

FÖRSTER (1963) hat innerhalb der Filone Fazies vom Schneeberg Manganophyllite mit bis zu 11.5 Gew.% MnO beschrieben. Dies kann weder von UNGERANK & HOLZMANN (2011), noch in der vorliegenden Arbeit bestätigt werden.

Der Ti- Gehalt weist im Gegensatz zu den gemessenen Biotiten von UNGERANK & HOLZMANN (2011) niedrigere Werte auf und liegt zwischen 0.008 und 0.077 a.p.f.u. (Abb.7.6). Wie schon bei UNGERANK & HOLZMANN (2011) schwankt der Ti- Wert jedoch stark. Dies lässt sich wahrscheinlich auf das unterschiedliche Vorhandensein von Ti-führenden Phasen wie Titanit, Illmenit und Rutil zurückführen.

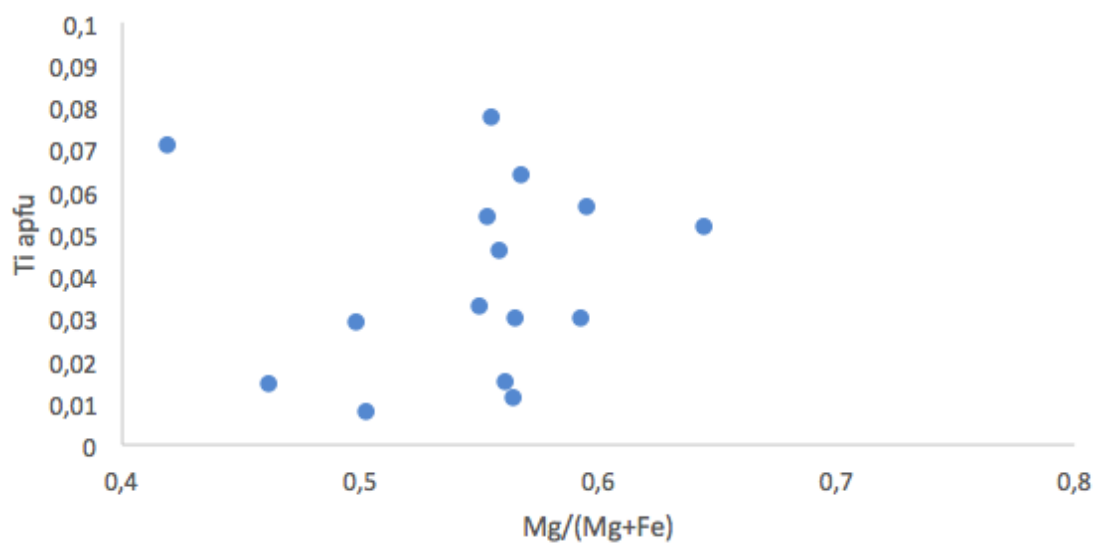


Abbildung 7.6: Klassifizierung der Biotite bezüglich des Ti- Gehaltes.

Die untenstehende Tabelle 7.2 zeigt ausgewählte Messungen an den Biotiten. Die Berechnung erfolgte auf Basis von 11 O.

Tabelle 7.2: Die Tabelle zeigt die Oxide (obere Tabelle) sowie die Mineralformelkoeffizienten (untere Tabelle) der durchgeführten Analysen an den Biotiten.

	SP19 bt2	SP19 bt3	SP19 bt4	SP59 bt1	SP59 bt2	SP59 bt3	SP59 bt4
SiO ₂	31.42	46.70	35.93	41.80	40.42	37.99	37.87
TiO ₂	0.56	0.28	0.85	0.45	0.49	0.55	0.48
Al ₂ O ₃	17.09	31.95	15.85	13.88	15.09	17.91	16.89
Cr ₂ O ₃	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00	0.06	0.06
MnO	0.26	0.04	0.21	0.09	0.08	0.14	0.25
FeO	24.52	6.47	20.79	14.75	15.19	16.39	17.94
MgO	11.78	2.61	11.57	16.42	15.46	13.53	13.20
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Na ₂ O	0.10	1.05	0.15	0.11	0.12	0.13	0.14
K ₂ O	5.41	8.43	8.48	7.69	8.09	8.64	8.17
F	0.25	0.04	0.38	1.09	1.03	0.80	0.68
Cl	0.16	0.03	0.15	0.03	0.01	0.00	0.02.
Summe	91.56	97.63	94.37	96.33	95.98	96.14	95.71
Si	2.526	3.090	2.764	2.981	2.913	2.773	2.799
Ti	0.034	0.014	0.049	0.024	0.026	0.030	0.027
Al	1.620	2.492	1.437	1.167	1.282	1.541	1.471
Al	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.004	0.003
Mn	0.018	0.002	0.014	0.006	0.005	0.009	0.016
Fe ³⁺	1.649	0.358	1.338	0.880	0.916	1.000	1.109
Fe ²⁺	1.412	0.257	1.327	1.746	1.661	1.472	1.455
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.016	0.135	0.023	0.015	0.016	0.019	0.021
Mg	0.555	0.712	0.832	0.700	0.744	0.804	0.770
Na	0.065	0.008	0.092	0.246	0.235	0.185	0.158
K	0.022	0.003	0.019	0.004	0.001	0.000	0.003
OH	2.526	3.090	2.764	2.981	2.913	2.773	2.799
F	0.034	0.014	0.049	0.024	0.026	0.030	0.027
Cl	1.620	2.492	1.437	1.167	1.282	1.541	1.471

Karbonate der Filone Fazies

Karbonate treten innerhalb der Gesteine der Filone Fazies immer, aber eher nur kleinflächig auf. Es konnte jedoch eine Kristallisationsabfolge vom Kern zum Rand hin beobachtet bzw. gemessen werden (Abb. 7.7).

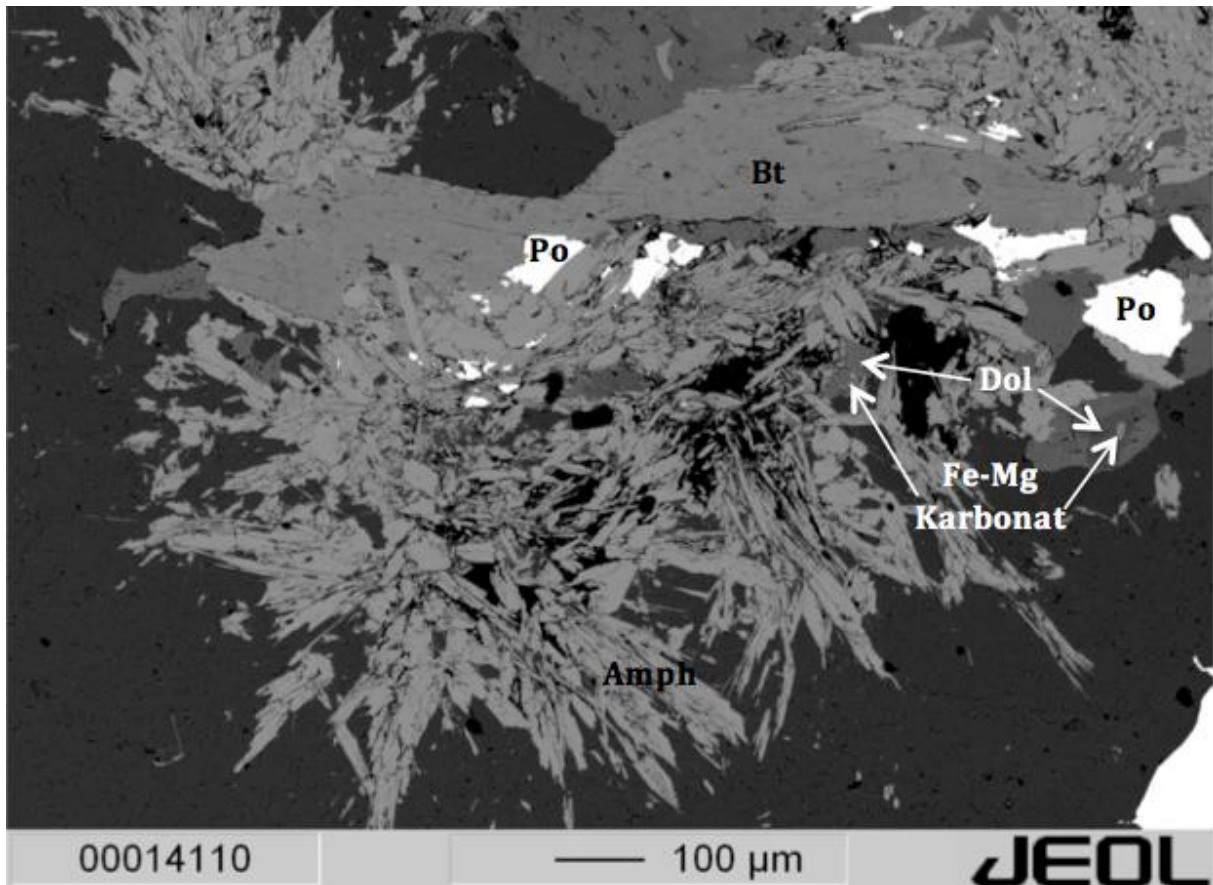


Abbildung 7.7: Auftreten der Karbonate in den Proben der Filone Fazies. Zu sehen ist wie in anderen Schliffen auch eine Kristallisationsabfolge vom Fe- Mg Karbonate im Kern bis zu Dolomit und Calcit am Rand. Amph=Amphibol, Bt=Biotit, Po=Pyrrhotin, Dol=Dolomit.

Die Karbonate weisen innerhalb der Schliffe chemisch sehr unterschiedliche Zusammensetzungen auf. So handelt es sich beim Schliff SP12 meist um Calcite. Bei den restlichen Schliffen handelt es sich meistens um Dolomit, Siderit sowie um Fe-Mg Mischkristalle. Vor allem in der Probe SP9 treten Dolomit sowie auch Fe-Mg Karbonate auf (Abb.7.8).

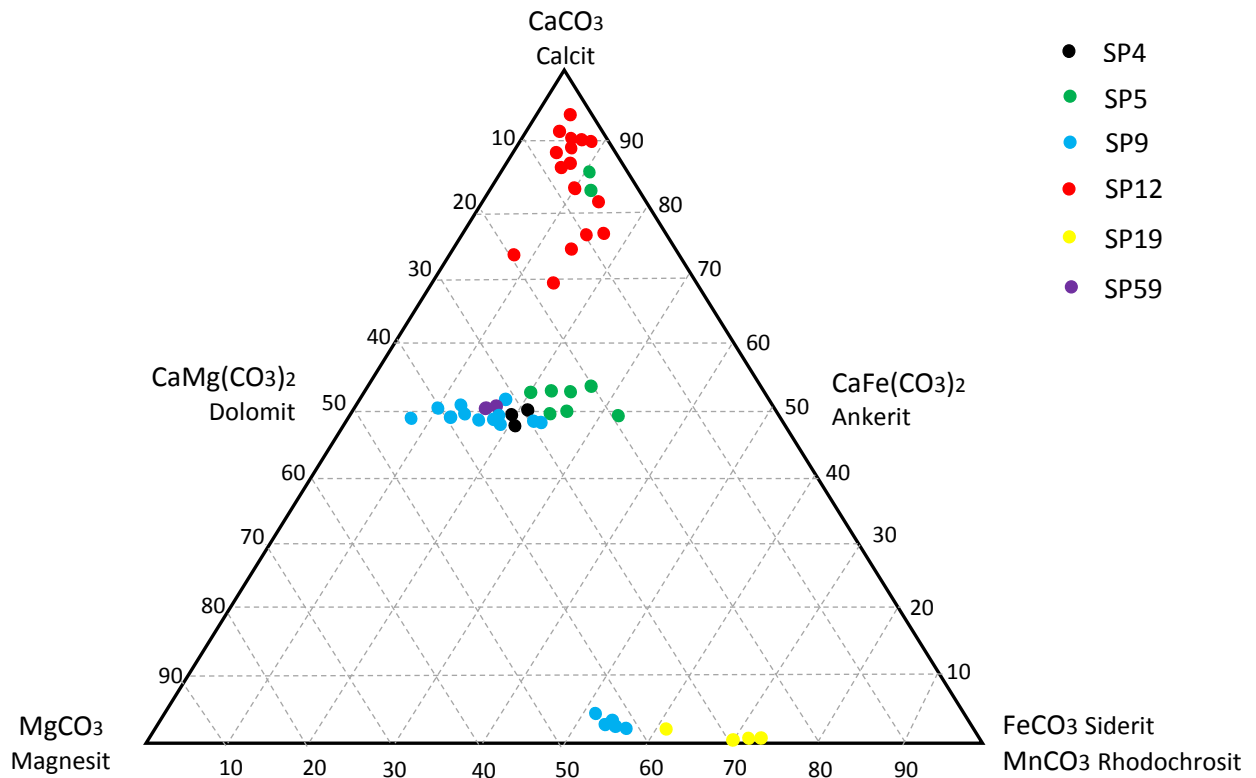


Abbildung 7.8: Karbonatzusammensetzung im System $\text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3 - (\text{Fe,Mn})\text{CO}_3$.

Die nachfolgende Tabelle 7.3 zeigt die errechneten XFe, XMn, XMg und XCa Zusammensetzung der Karbonate:

Probe	XFe	XMn	XMg	XCa	Mineral
SP4 Karb10	0.20	0.02	0.28	0.49	Dolomit
SP4 Karb11	0.17	0.04	0.31	0.48	Dolomit
SP4 Karb12	0.20	0.02	0.28	0.49	Dolomit
SP4 Karb13	0.20	0.02	0.29	0.48	Dolomit
SP4 Karb14	0.21	0.02	0.28	0.48	Dolomit
SP5 Cc1	0.06	0.04	0.05	0.67	Calcit
SP5 Cc2	0.06	0.04	0.05	0.85	Calcit
SP5 Karb1	0.23	0.03	0.25	0.49	Dolomit
SP5 Karb2	0.25	0.03	0.23	0.49	Dolomit
SP5 Karb3	0.23	0.03	0.25	0.49	Dolomit
SP5 Karb4	0.18	0.08	0.21	0.53	Dolomit

SP5 Karb5	0.23	0.03	0.26	0.49	Dolomit
SP5 Karb 6	0.29	0.05	0.17	0.49	Dolomit
SP5 Karb7	0.29	0.05	0.17	0.49	Dolomit
SP5 Karb8	0.29	0.05	0.17	0.49	Dolomit
SP5 Karb9	0.18	0.08	0.22	0.52	Dolomit
SP5 Karb10	0.19	0.10	0.18	0.53	Dolomit
SP9 Karb1	0.49	0.05	0.45	0.01	Fe-Mg Karbonat
SP9 Karb2	0.48	0.05	0.46	0.02	Fe-Mg Karbonat
SP9 Karb3	0.18	0.03	0.30	0.49	Dolomit
SP9 Karb4	0.10	0.02	0.39	0.49	Dolomit
SP9 Karb5	0.15	0.05	0.31	0.49	Dolomit
SP9 Karb6	0.11	0.02	0.37	0.50	Dolomit
SP9 Karb7	0.16	0.03	0.33	0.48	Dolomit
SP9 Karb8	0.52	0.04	0.42	0.01	Fe-Mg Karbonat
SP9 Karb10	0.17	0.06	0.30	0.48	Dolomit
SP9 Karb11	0.07	0.01	0.44	0.48	Dolomit
SP9 Karb12	0.14	0.04	0.34	0.48	Dolomit
SP9 Karb13	0.12	0.02	0.38	0.48	Dolomit
SP9 Karb14	0.11	0.02	0.38	0.49	Dolomit
SP9 Karb15	0.19	0.06	0.28	0.48	Dolomit
SP9 Karb16	0.16	0.05	0.32	0.47	Dolomit
SP9 Karb17	0.10	0.02	0.39	0.49	Dolomit
SP9 Karb18	0.16	0.06	0.31	0.47	Dolomit
SP9 Karb19	0.12	0.04	0.36	0.47	Dolomit
SP9 Karb20	0.11	0.21	0.38	0.49	Dolomit
SP9 Karb30 innen	0.52	0.04	0.42	0.01	Fe-Mg Karbonat
SP9 Karb31	0.12	0.02	0.36	0.49	Dolomit
SP9 Karb32 außen	0.15	0.04	0.31	0.49	Dolomit
SP9 Karb33 innen	0.51	0.04	0.43	0.02	Fe-Mg Karbonat
SP9 Karb34 außen	0.18	0.02	0.30	0.49	Dolomit
SP9 Karb21 hell	0.19	0.02	0.30	0.49	Dolomit
SP9 Karb22 dunkel	0.11	0.02	0.37	0.49	Dolomit

SP9 Karb23 dunkel	0.15	0.06	0.31	0.49	Dolomit
SP9 Karb24 hell	0.53	0.04	0.42	0.01	Fe-Mg Karbonat
SP9 Karb 25 dunkel	0.11	0.02	0.38	0.49	Dolomit
SP9 Karb26 außen	0.14	0.05	0.31	0.48	Dolomit
SP9 Karb27	0.16	0.05	0.31	0.48	Dolomit
SP9 Karb28	0.11	0.02	0.37	0.49	Dolomit
SP9 Karb29	0.11	0.02	0.38	0.49	Dolomit
SP12 Cc1	0.03	0.03	0.05	0.86	Calcit
SP12 Cc2	0.06	0.04	0.18	0.67	Calcit
SP12 Cc3	0.02	0.02	0.05	0.83	Calcit
SP12 Cc4	0.03	0.03	0.06	0.69	Calcit
SP12 Cc5	0.04	0.03	0.03	0.89	Calcit
SP12 Cc6	0.02	0.03	0.05	0.88	Calcit
SP12 Cc7	0.03	0.04	0.03	0.89	Calcit
SP12 Cc8	0.06	0.04	0.06	0.77	Calcit
SP12 Cc9	0.07	0.07	0.08	0.77	Calcit
SP12 Cc10	0.09	0.03	0.09	0.77	Calcit
SP12 Cc11	0.03	0.03	0.04	0.87	Calcit
SP12 Cc12	0.03	0.03	0.06	0.84	Calcit
SP12 Cc13	0.04	0.03	0.05	0.79	Calcit
SP12 Cc14	0.03	0.06	0.02	0.89	Calcit
SP12 Cc15	0.10	0.04	0.12	0.73	Calcit
SP12 Karb1	0.02	0.04	0.22	0.77	Dolomit
SP12 Karb3	0.01	0.02	0.02	0.94	Calcit
SP12 Karb4	0.09	0.06	0.27	0.52	Dolomit
SP12 Karb5	0.03	0.03	0.04	0.84	Calcit
SP19 Karb	0.59	0.12	0.27	0.01	Siderit
SP19 Karb1	0.60	0.12	0.27	0.01	Siderit
SP19 Karb2	0.55	0.05	0.33	0.01	Siderit
SP19 Karb3	0.58	0.10	0.30	0.00	Siderit
SP19 Karb4	0.59	0.12	0.27	0.01	Siderit
SP19 Karb5	0.58	0.11	0.29	0.01	Siderit

SP19 Karb11	0.16	0.02	0.33	0.49	Dolomit
SP19 Karb22	0.17	0.02	0.32	0.49	Dolomit
SP19 Karb33	0.17	0.02	0.32	0.49	Dolomit
SP59 Karb1	0.18	0.01	0.32	0.49	Dolomit
SP59 Karb2	0.19	0.01	0.31	0.49	Dolomit
SP59 Karb3	0.18	0.01	0.32	0.49	Dolomit
SP59 Karb4	0.19	0.01	0.31	0.49	Dolomit
SP59 Karb5	0.19	0.01	0.31	0,49	Dolomit

Tabelle 7.3: Karbonat Zusammensetzung der gemessenen Karbonate in den Proben SP4, SP5, SP9, SP12, SP19 und SP59.

Granat der Filone Fazies

Die Granate im ÖSC sowie am Schneeberg wurden bereits intensiv von VELTMAN (1986), RECHEIS (1998), TROPPEL & RECHEIS (2003) und UNGERANK & HOLZMANN (2011) untersucht. Es werden hier die durchgeführten Analysen der Amphibol-haltigen Filone Fazies, welche Granat enthalten, ergänzt.

Die oben erwähnten Bearbeiter der Granate des ÖSC unterschieden folgende Typen von Granaten:

- Typ 1, normal continuous zoning
- Typ 2, invers continuous zoning
- Typ 3, discontinuous zoning
- Typ 4, homogeneous zoning

VELTMAN (1989) hat noch einen weiteren Typ klassifiziert, dieser wurde aber von den anderen Bearbeitern nicht als eigenständiger Typ eingestuft.

Im Zuge der Untertagekartierung und der anschließenden Analysen ist zu sagen, dass generell alle Granate im Untersuchungsgebiet almandinreich auftreten. Die Granate der Probe SP9 weisen einen leicht unterschiedlichen Chemismus gegenüber der Probe SP8 auf.

Die Granate in der Filone Fazies haben folgende durchschnittliche Zusammensetzung:

$$X(\text{Fe}) = 0.6688$$

$$X(\text{Mn}) = 0.0909$$

$$X(\text{Mg}) = 0.1195$$

$$X(\text{Ca}) = 0.1206$$

Laut TROPPEL & RECHEIS (2003) sind dies typische Werte für Granate am Schneeberg bzw. für das östliche Ötztal-Stubai-Kristallin. Es wurde bereits bei der BSE-Petrographie der Granate angemerkt, dass teilweise an den Rändern der Granate ein Anwachssaum zu sehen ist (Abb.7.9). Wie schon von UNGERANK & HOLZMANN (2011) erkannt wurde, liegt ein erhöhter Mn-Wert vor. Laut ihnen ist dies

wahrscheinlich durch das vermehrte Auftreten von Illmenit (Abb.7.10) und anderen Mn-führenden Phasen im Bereich der Vererzung zurückzuführen.

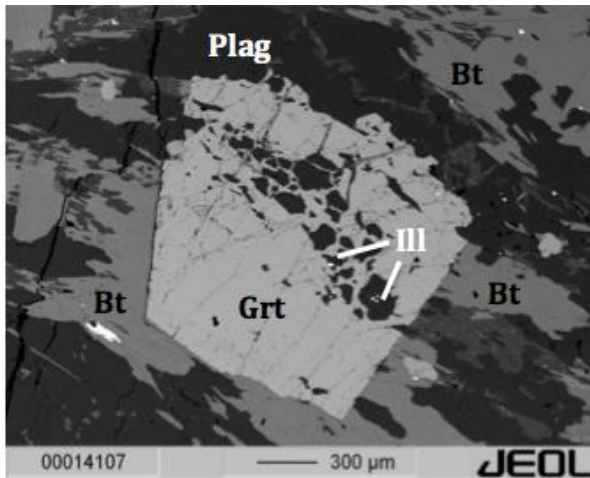


Abbildung 7.9: Auftreten von Illmenit im Granat (Probe SP8), Bt=Biotit, Plag=Plagioklas, Grt=Granat, Ill=Illmenit.

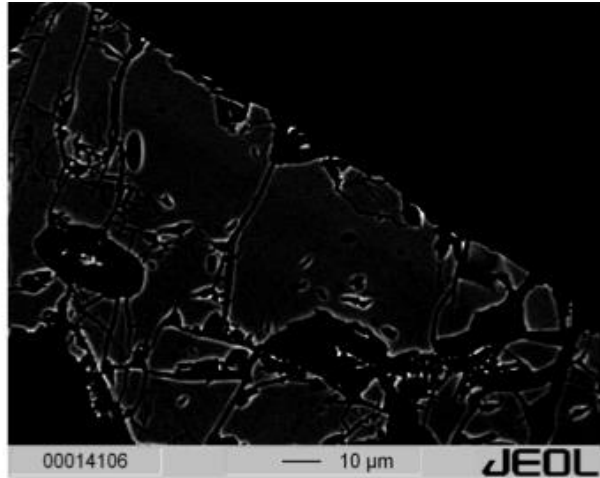


Abbildung 7.10: Deutlich erkennbarer Anwachssaum an den Granaträndern.

Auch durch die intensiven Messungen von UNGERANK & HOLZMANN (2011) an den Granaten, konnten die Granaten der Filone Fazies in der Klassifikation von RECHEIS (1998) bzw. TROPPEL & RECHEIS (2003) keinen der oben genannten Typen zugewiesen werden. Laut UNGERANK & HOLZMANN (2011) gibt es keine markante bzw. sprunghafte Zonierung, wie es für einen variszischen Kern und einen alpidischen Rand üblich wäre. PROYER (1989) hat sich noch intensiver mit den Granaten der Filone Fazies auseinander gesetzt und schreibt, dass es sich um vollständig rekristallisierte variszische Granate handelt.

Chlorit der Filone Fazies

Die Chlorite stellen ein retrogrades Zersetzungsprodukt von Granat und Biotit dar (Abb.7.11). Dabei kann laut UNGERANK & HOLZMANN (2011) folgende Reaktion aufgestellt werden:

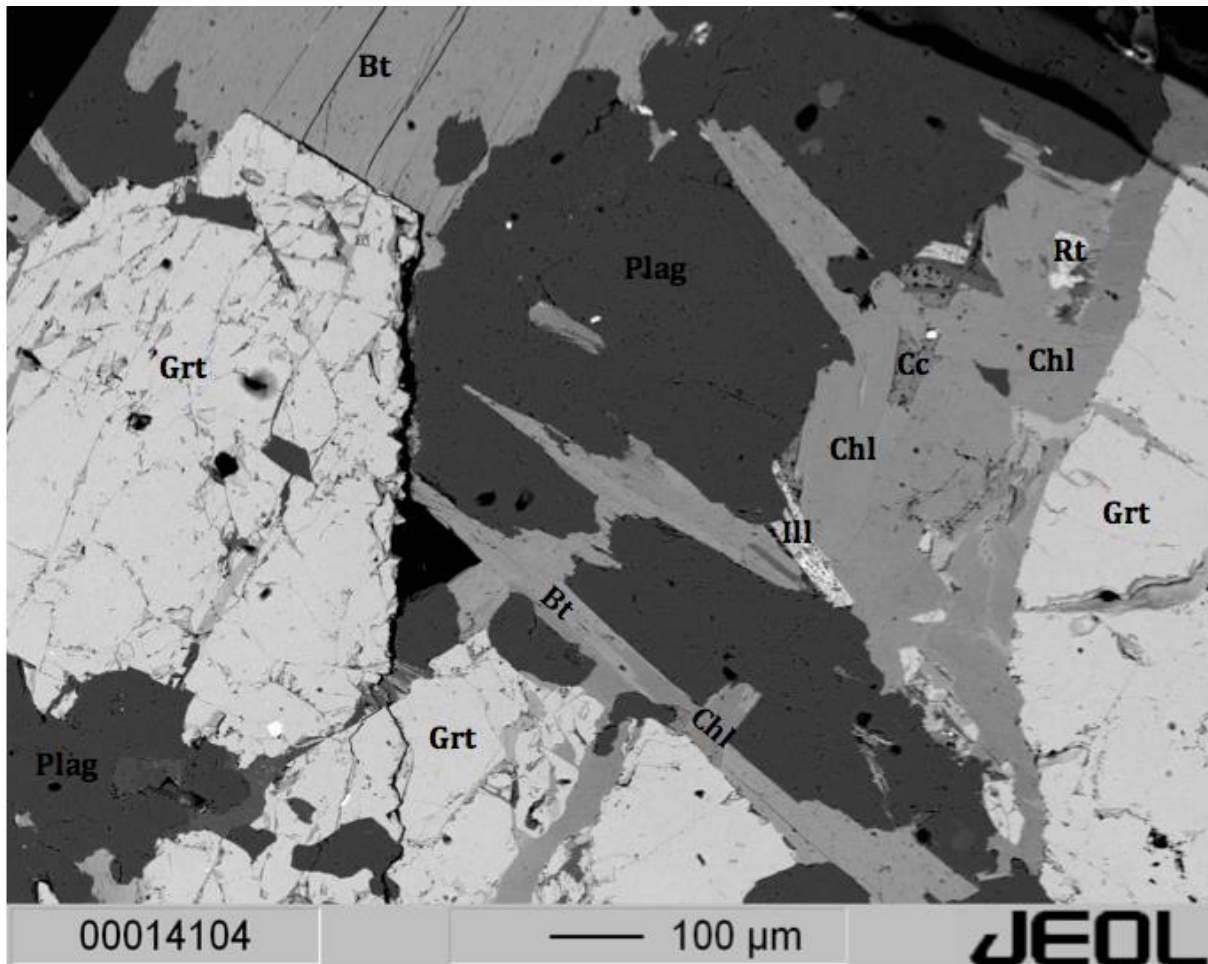
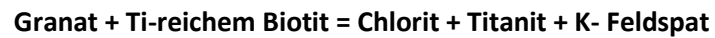


Abbildung 7.11: Chlorit in der Filone Fazies (Probe SP8). Es handelt sich hierbei um ein retrogrades Zersetzungsprodukt aus dem umliegenden Granat und Biotiten. *Bt=Biotit, Plag=Plagioklas, Grt=Granat, Chl=Chlorit, Cc=Calcit, Rt=Rutil, Ill=Illmenit.*

Da das Hauptaugenmerk dieser Arbeit auf Amphibole und Karbonate gelegt wurde, wurden nur einige Chlorite quantitativ gemessen. Die Berechnung der Chlorite erfolgte auf Basis mit 14 O+OH (Tabelle 7.4).

Tabelle 7.4: Die Tabelle zeigt die Oxide (obere Tabelle) sowie die Mineralformelkoeffizienten (untere Tabelle) der durchgeführten Analysen an den Chloriten.

	SP9 chl1	SP12chl1	SP12chl2
SiO ₂	31.58	27.74	27.62
TiO ₂	0.046	0.03	0.18
Al ₂ O ₃	16.43	20.01	21.30
MnO	0.55	0.22	0.15
FeO	23.00	17.82	18.21
MgO	17.17	20.77	18.42
CaO	0.11	0.02	0.06
Na ₂ O	0.03	0.06	0.08
K ₂ O	0.01	0.08	1.54
F	0.13	0.17	0.23
Cl	0.01	0.11	0.01
Summe	89.07	87.04	87.80
Si	3.210	2.831	2.820
Ti	0.004	0.002	0.014
Al	1.968	2.407	2.563
Mn	0.047	0.019	0.013
Fe ²⁺	1.955	1.521	1.555
Mg	2.602	3.160	2.804
Ca	0.012	0.002	0.007
Na	0.006	0.012	0.016
K	0.001	0.010	0.201
F	0.042	0.055	0.074
Cl	0.002	0.019	0.002
XMg	0.571	0.675	0.643

Wie die obenstehende Tabelle 7.4 zeigt, treten die gemessenen Chlorite chemisch sehr geschlossen auf. Der MgO-Gehalt liegt zwischen 17.11 - 18.42 Gew.% und der FeO-Gehalt zwischen 17.82 - 23.00 Gew.%. Bei den Chloriten besteht die Möglichkeit, dass Mg teilweise durch Fe²⁺, Fe³⁺ und Al ersetzt wird. Dadurch können verschiedene Mischkristallzusammensetzungen entstehen.

UNGERANK & HOLZMANN (2011) merken in ihrer Arbeit an, dass die Chlorite im Nebengestein keine klassischen Interferenzfarben zeigen und es dadurch wahrscheinlich um Fe-betonte Chlorite und nicht um Mg-Chlorite handelt.

Muskovite der Filone Fazies

Muskovit tritt in den Gesteinen der Filone Fazies nur sehr selten auf. In der Paragenese der Filone Fazies spielt der Muskovit im Gegensatz zur Paragenese des Paragneis sowie des Muskovit- Quarz Schiefers nur eine untergeordnete Rolle. Ähnlich wie beim Chlorit wurden die Muskovite meist nur energiedispersiv erfasst. In der unterstehenden Tabelle sind die Messergebnisse zu sehen. Die Berechnung erfolgte auf Basis von 11 O (Tabelle 7.5).

Tabelle 7.5: Die Tabelle zeigt die Oxide (obere Tabelle) sowie die Mineralformelkoeffizienten (untere Tabelle) der durchgeführten Analysen an den Muskoviten.

	SP8 mu1	SP8 mu2
SiO ₂	45.93	46.96
TiO ₂	0.18	0.29
Al ₂ O ₃	34.45	33.56
MnO	0.03	0.01
FeO	1.78	1.69
ZnO	0.08	0.00
MgO	0.92	1.32
CaO	0.00	0.00
Na ₂ O	0.46	0.74
K ₂ O	9.89	9.55
F	0.00	0.00
Cl	0.00	0.01
Summe	93.71	94.13
Si	3.106	3.152
Ti	0.009	0.015
Al	2.745	2.655
Mn	0.002	0.001
Fe ²⁺	0.101	0.095

Mg	0.093	0.132
Ca	0.000	0.000
Na	0.060	0.096
K	0.853	0.818
F	0.000	0.000
Cl	0.000	0.001
XK	0.934	0.894
XNa	0.066	0.105

Die beiden gemessenen Hellglimmern aus Tabelle 7.5 treten bezüglich ihres Chemismus geschlossen auf und plotten beide in der Nähe des Muskovit-Endglieds. Die XK-Komponente liegt zwischen 89.4 - 93.4 mol% und die XNa-Komponente zwischen 0.066 - 0.105 mol%.

Die gemessenen Hellglimmer von UNGERANK & HOLZMANN (2011) zeigen ähnliche Werte und sind somit mit den hier gemessenen Muskoviten vergleichbar.

Plagioklase der Filone Fazies

Die Plagioklase treten in der Filone Fazies nur vereinzelt innerhalb der Matrix auf. In den Paragneisen stellen sie jedoch eine Hauptkomponente des Gesteins dar. Anbei die gemessenen Plagioklase der Filone Fazies. Die Ergebnisse der Analysen an den Plagioklasen sind in Tabelle 7.6 dargestellt. Die Mineralformelberechnung erfolgte auf der Basis von 8 O.

Tabelle 7.6: Die Tabelle zeigt die Oxide (obere Tabelle) sowie die Mineralformelkoeffizienten (untere Tabelle) der durchgeführten Analysen an den Plagioklasen.

	SP8 plag rim1	SP8 plag rim2	SP8 plag
SiO ₂	57.58	57.97	59.39
TiO ₂	0.00	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	25.44	25.34	24.10
MnO	0.05	0.00	0.00
FeO	0.20	0.25	0.23
MgO	0.00	0.02	0.00
CaO	6.90	7.08	5.83
Na ₂ O	7.02	7.11	8.00

K ₂ O	0.07	0.05	0.14
Cl	0.00	0.00	0.00
Summe	97.26	97.82	97.73
Si	2.638	2.640	2.704
Ti	0.000	0.001	0.00
Al	1.374	1.364	1.293
Mn	0.002	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.008	0.009	0.009
MgO	0.000	0.001	0.001
CaO	0.339	0.347	0.284
Na ₂ O	0.624	0.630	0.706
K ₂ O	0.004	0.003	0.008
Cl	0.000	0.000	0.000
XCa (An)	0.350	0.354	0.285
XNa (Ab)	0.645	0.643	0.707
XK (K-FI)	0.004	0.003	0.008

Die Messungen am Rand der Plagioklase (SP8 plag rim1-2) zeigen einen höheren Anorthitgehalt von ca. 6mol%, als die Messung im Zentrum des Plagioklas. Wie Abbildung 7.12 zeigt, plotten die am Rand gemessenen Plagioklase im Andesin-Feld und die in der Mitte gemessenen Plagioklase im Oligoklas-Feld.

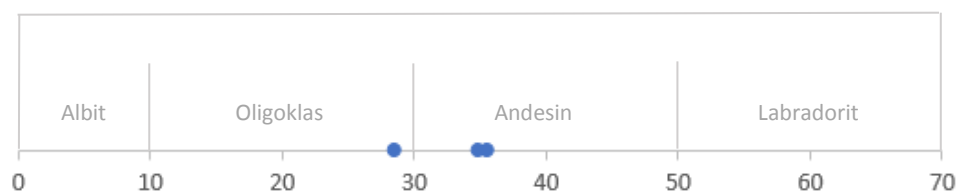


Abbildung 7.12: Klassifizierung der analysierten Plagioklase durch die Anorthitkomponente.

Wie aus Tabelle 7.6 hervorgeht, weist der Plagioklas in der Mitte des Kornes eine höhere Albitkomponente auf als am Rand. Die K-Feldspatkomponente ist in den Plagioklasen klein und kann dadurch vernachlässigt werden.

Vergleicht man die gemessenen Plagioklase in der Filone Fazies von UNGERANK & HOLZAMANN (2011) mit den hier gemessenen Plagioklasen, zeigen diese eine niedrigere Anorthitkomponente. Dadurch plotten ihre Daten im Albit- bzw. Oligoklas-Feld. Es kann also davon ausgegangen werden, dass es sich bei den Plagioklasen der Filone Fazies um Oligoklas und/oder Andesin handelt.

Mineralchemie der Sulfide

Im Zuge der Thematik dieser Arbeit werden in diesem Kapitel ausschließlich die Sulfide der Filone Fazies behandelt. Eine ausführlichere Beschreibung der Sulfide erfolgt durch Volgger Albin.

Pyrrhotin (FeS)

In der Lagerstätte am Schneeberg stellt Pyrrhotin neben Sphalerit und Bleiglanz eine der Hauptkomponenten der Erzparagenese dar. Pyrrhotin tritt häufig als Entmischung im Sphalerit auf, aber auch im Intergranularraum der Nebengesteinsmatrix. Auffällig ist, dass in den meisten Schliffen der Filone Fazies Pyrrhotin als Haupterz auftritt und dieser in allen Schliffen nachgewiesen werden konnte.

Chemisch gesehen besteht Pyrrhotin zu 67.3% aus Fe und 36.4% aus S sowie \pm Spuren von Ni, Co und Cu. Terrestrischer Pyrrhotin weist stets ein Defizit an Fe auf, im Gegensatz zu stöchiometrischem FeS von Meteoriten (UNGERANK & HOLZMANN, 2011). Bei Pyrrhotin handelt es sich strukturell gesehen um die NiAs-Struktur. Auf den As Plätzen sitzt jedoch der S und die Ni Plätze werden durch Fe und Leerstellen getauscht.

Die quantitativen Untersuchungen (insgesamt 21 Messungen) an der Elektronenstrahlmikrosonde, ergaben einen durchschnittlichen Fe-Gehalt von 60 Gew.% und einen S-Gehalt von 40 Gew.% (Abb.7.13).

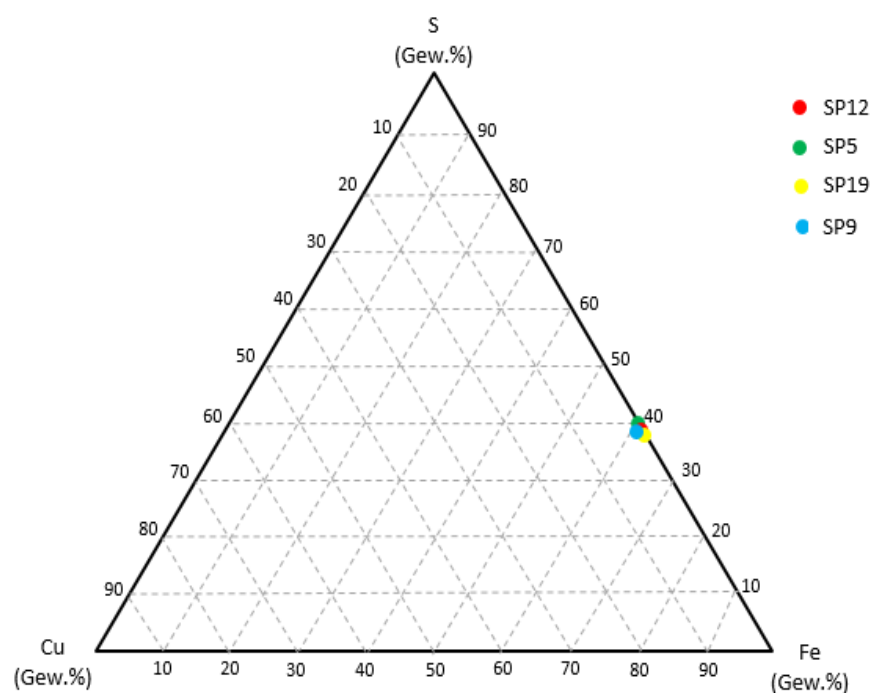


Abbildung 7.13: Fe – S – Cu Dreieck.

Die allgemeine Formel des Pyrrhotin lautet Fe_{1-x}S . Dies weist auf eine variierende Stöchiometrie durch den Ersatz der Fe-Atome auf den Oktaederplätzen hin.

Die berechnete Formel der analysierten Pyrrhotine lautet $\text{Fe}_{0.86-0.92}\text{S}$. Die Pyrrhotine der Filone Fazies bauen wie aus der Tabelle 7.7 ersichtlich auch Cadmium, Indium, Kupfer, Kobald, Mangan, Gold und Zink ein. Die durchgeführten Analysen wurden auf 1 S normiert und eine Auswahl ist in der Tabelle 7.8 dargestellt.

Elemente	Cd	In	Cu	Co	Mn	Au	Zn
Gew.%	0.04± 0.01	0.09± 0.01	0.02± 0.01	0.14± 0.01	0.02± 0.02	0.01± 0.01	0.05± 0.04

Tabelle 7.7: Durchschnittliche Gewichtsprozent der enthaltenen Spurenelemente in den Pyrrhotinen.

Tabelle 7.8: Die Tabelle zeigt die Analysen in Gew.% sowie die Formeln.

	SP5 po1	SP5 po2	SP5 po3	SP5 po4	SP5 po5	SP9 po1	SP9 po2
As	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S	38.94	39.72	39.84	39.80	39.06	39.49	39.50
Ag	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.09
Zn	0.00	0.10	0.65	0.07	0.022	0.05	0.06
Ge	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	59.44	60.20	59.65	59.80	59.77	61.22	60.46
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Se	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cd	0.02	0.04	0.4	0.03	0.04	0.06	0.07
In	0.08	0.08	0.08	0.08	0.11	0.00	0.00
Hg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.03	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
Au	0.03	0.00	0.07	0.00	0.05	0.01	0.00
Sb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Bi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Co	0.12	0.12	0.10	0.15	0.14	0.23	0.22

Te	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	98.67	100.29	100.40	99.94	99.15	101.05	100.48
As	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
S	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Ag	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cu	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Zn	0.000	0.001	0.008	0.001	0.000	0.001	0.001
Ge	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Pb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.876	0.870	0.859	0.862	0.878	0.890	0.879
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Se	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cd	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
In	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000
Hg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Au	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Bi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Co	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.003	0.003
Te	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mo	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Sphalerit (ZnS)

Der Sphalerit ist in den Gesteinen der Filone Fazies das quantitativ am zweithäufigste nachgewiesene Sulfidmineral. Beim Sphalerit handelt es sich um ein Monosulfid mit der Mineralformel ZnS , wobei stets Spuren von Cd, Mn, Fe und In, Hg sowie Ti auftreten (RAMDOHR, 1975). Theoretisch besteht der Sphalerit zu 61.7% aus Zn und 32.9% aus S.

Zudem kommt es bei hochtemperiertem ZnS (Marmatit) zu einem Ersatz von Zn durch Fe (bis zu 20%). Die Kristallstruktur des Sphalerits besteht aus je einem flächenzentriertem Zn- und S-Würfel, die um $\frac{1}{4}$ ihrer Raumdiagonalen gegeneinander verschoben und ineinander gestellt sind (Abb.7.14).

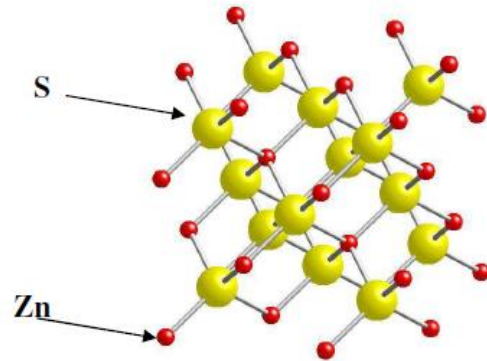


Abbildung 7.14: Sphaleritstruktur (DYAR & GUNTER, 2008)

Der Sphalerit der Filone Fazies besteht im Durchschnitt aus 60 Gew.% Zn, 33 Gew.% S und 7 Gew.% Fe (Abb.7.15). Damit handelt es sich um eine sehr Fe-reiche Varietät des Sphalerits.

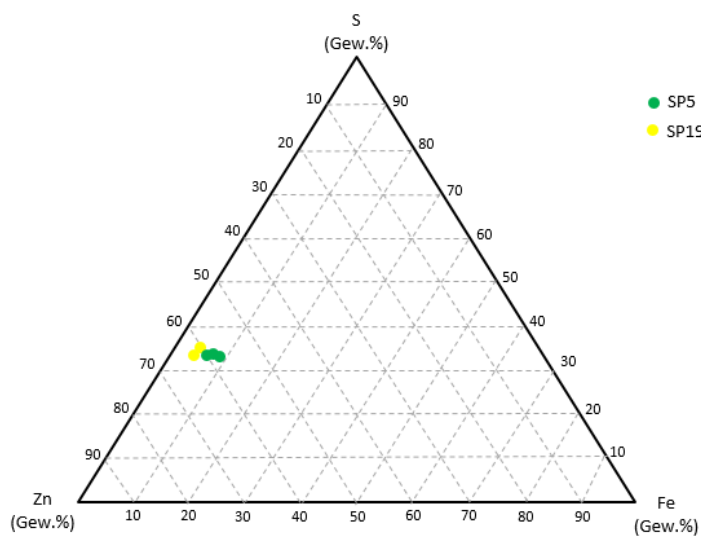


Abbildung 7.15: Fe – S – Zn Diagramm.

Zusätzlich konnte festgestellt werden, dass der Sphalerit der Filone Fazies Spuren von Cadmium, Indium, Kupfer, Kobalt, Mangan und Gold enthält (Tabelle 7.9). Der Cd- Gehalt ist dabei etwas geringer als der von UNGERANK & HOLZMANN (2011) gemessene. Diese haben am Schneeberg einen durchschnittlichen Cd- Gehalt von 0.75 Gew.%. Es muss jedoch gesagt werden, dass die Messungen im Bereich des Schneebergs direkt in der Vererzung durchgeführt wurden und nicht im Nebengestein. Im Lazzachertal wurde von UNGERANK & HOLZMANN (2011) ein Cd- Gehalt von 0.42 Gew.% gemessen und stimmt mit den Werten dieser Arbeit überein (Tabelle 7.10). Die Formeln wurden auf 1 S normiert.

Elemente	Cd	In	Cu	Co	Mn	Au
Gew.%	0.43± 0.12	0.11± 0.02	0.09± 0.03	0.14± 0.12	0.03± 0.03	0.02± 0.02

Tabelle 7.9: Durchschnittliche Gewichtsprozent der enthaltenen Spurenelemente im Sphalerit.

Tabelle 7.10: Die Tabelle zeigt die Analysen der Sphalerite in Gew.% sowie die Formeln.

	SP9 sph1	SP9 sph2	SP9 sph3	SP9 sph4	SP9 sph5	SP9S_ sph6	SP9S_ sph7	SP9S_ sph8	SP9S_ sph9
As	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S	34.25	34.06	33.92	33.86	34.23	34.07	33.87	34.61	33.82
Ag	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Cu	0.12	0.37	0.05	0.00	0.04	0.30	0.00	0.33	0.03
Zn	60.41	59.46	60.05	59.63	59.54	58.64	60.02	59.20	60.23
Ge	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	6.73	7.69	7.02	7.22	7.51	7.80	6.97	6.68	6.77
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Se	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cd	0.48	0.54	0.51	0.50	0.51	0.49	0.56	0.57	0.55
In	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Au	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Bi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Co	0.19	0.21	0.16	0.24	0.21	0.23	0.15	0.25	0.26
Te	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	102.20	102.34	101.70	101.49	102.03	101.53	101.57	101.72	101.66
As	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
S	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000

Ag	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cu	0.002	0.005	0.001	0.000	0.001	0.004	0.000	0.005	0.000
Zn	0.865	0.856	0.868	0.864	0.853	0.844	0.869	0.839	0.873
Ge	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Pb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.113	0.130	0.119	0.122	0.126	0.131	0.118	0.111	0.115
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Se	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cd	0.004	0.005	0.004	0.004	0.004	0.004	0.005	0.005	0.005
In	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Hg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Au	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Bi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Co	0.003	0.003	0.003	0.004	0.003	0.004	0.002	0.004	0.004
Te	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mo	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Chalkopyrit (CuFeS₂)

Neben dem Pyrrhotin und dem Sphalerit ist der Chalkopyrit das am häufigsten anzutreffende Sulfidmineral in der Paragenese der Filone Fazies. Es konnte Untertage bereits makroskopisch erkannt werden. Durch die Elektronenstrahlmikrosonde war deutlich zu erkennen, dass Chalkopyrit meist in Verbindung mit dem Sphalerit und Pyrrhotin auftritt (Abb.7.16). Er tritt sowohl in größeren Kornaggregaten auf, sowie auch als Entmischung im Sphalerit oder mit Pyrrhotin.

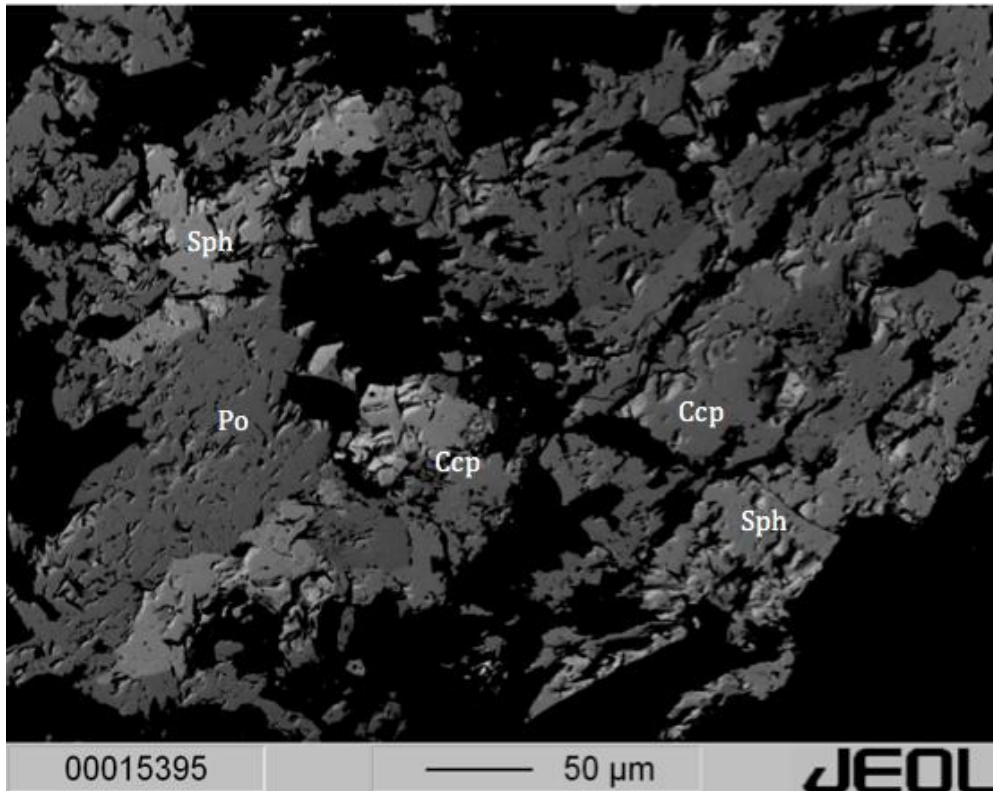
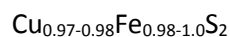


Abbildung 7.16: Chalkopyrit in Verbindung mit Sphalerit und Pyrrhotin (Probe SP9).

Die chemische Formel vom Chalkopyrit lautet CuFeS_2 und führt zu einer idealen Atomkonzentration von 25 At.% Cu, 25 At.% Fe und 50 At.% S. Die Mineralformeln wurden auf Basis von 2 S berechnet und die ideale stöchiometrische Zusammensetzung entspricht 34.63 Gew.% Cu, 30.43 Gew.% Fe und 34.94 Gew.% S.

Im Vergleich zu den idealen stöchiometrischen Atomverhältnissen von 25 At.% Cu, 25 At.% Fe und 50 At.% S zeigen die analysierten Chalkopyrite keine größeren Abweichungen in Cu (24.29 bis 24.74 At.%), Fe (24.70 bis 25.24 At.%) und S (50.11 bis 50.35 At.%) zur idealen Atomkonzentration. Dies entspricht einer Formel von:



Die meisten zusätzlichen elementaren Konzentrationen liegen unter 1 Gew.% (Tabelle 7.11).

Elemente	Cd	In	Co	Mn	Ag	Zn
Gew.%	0.04± 0.01	0.10± 0.01	0.04± 0.02	0.03± 0.01	0.01± 0.01	0.26± 0.18

Tabelle 7.11: Durchschnittliche Gewichtsprozent der enthaltenen Spurenelemente in der Chalkopyrit.

Der Chalkopyrit der Filone Fazies besteht im Durchschnitt aus 35 Gew.% S, 35 Gew.% Cu, 30 Gew.% Fe und entspricht somit einen klassischen Chalkopyrit (Abb.7.17). Die Analysen des Chalkopyrits sind in Tabelle 7.12 ersichtlich.

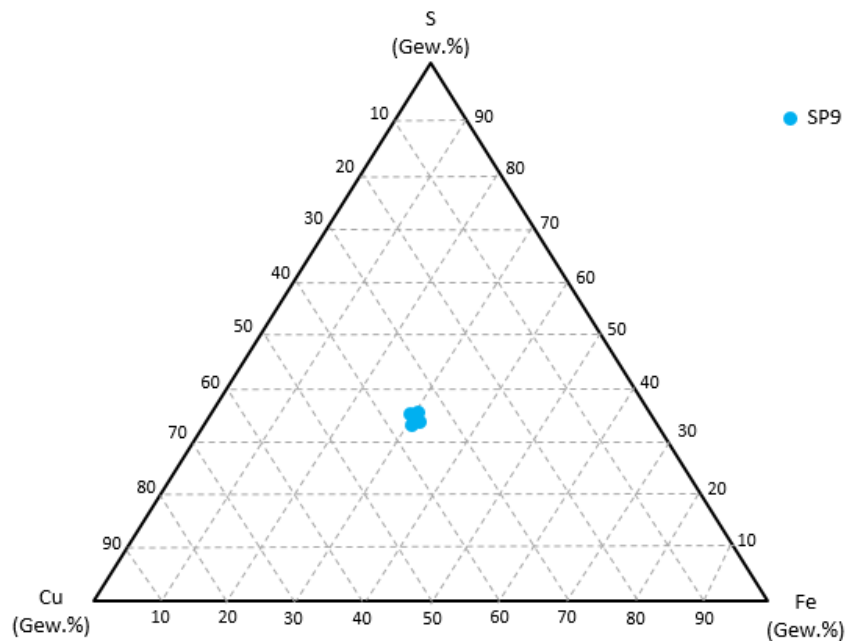


Abbildung 7.17: Fe – S – Cu Diagramm.

Tabelle 7.12: Die Tabelle zeigt die Analysen der Chalkopyrite in Gew.% sowie die Formeln.

	SP9 ccpn1	SP9 ccpn2	SP9 ccpn3	SP9 ccpn4
As	0.00	0.00	0.00	0.00
S	35.23	35.15	35.40	35.13
Ag	0.00	0.00	0.02	0.03
Cu	34.31	34.28	34.07	33.72
Zn	0.18	0.09	0.57	0.19
Ge	0.00	0.00	0.00	0.00
Pb	0.00	0.00	0.00	0.00
Sn	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	30.11	30.28	30.31	31.48
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00
Se	0.00	0.00	0.00	0.00
Cd	0.02	0.03	0.04	0.05
In	0.11	0.09	0.09	0.00

Hg	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.02	0.02	0.04	0.00
Au	0.00	0.00	0.00	0.00
Sb	0.00	0.00	0.00	0.00
Bi	0.00	0.00	0.00	0.00
Co	0.01	0.04	0.02	0.07
Te	0.00	0.00	0.00	0.00
Mo	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.99	99.99	100.57	100.67

As	0.000	0.000	0.000	0.000
S	2.000	2.000	2.000	2.000
Ag	0.000	0.000	0.000	0.001
Cu	0.983	0.984	0.971	0.968
Zn	0.005	0.003	0.016	0.005
Ge	0.000	0.000	0.000	0.000
Pb	0.000	0.000	0.000	0.000
Sn	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.981	0.989	0.983	1.029
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000
Se	0.000	0.000	0.000	0.000
Cd	0.000	0.001	0.001	0.001
In	0.002	0.001	0.001	0.000
Hg	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.001	0.001	0.001	0.000
Au	0.000	0.000	0.000	0.000
Sb	0.000	0.000	0.000	0.000
Bi	0.000	0.000	0.000	0.000
Co	0.000	0.001	0.001	0.002
Te	0.000	0.000	0.000	0.000
Mo	0.000	0.000	0.000	0.000

Elementverteilungsbild Chalkopyritmischung

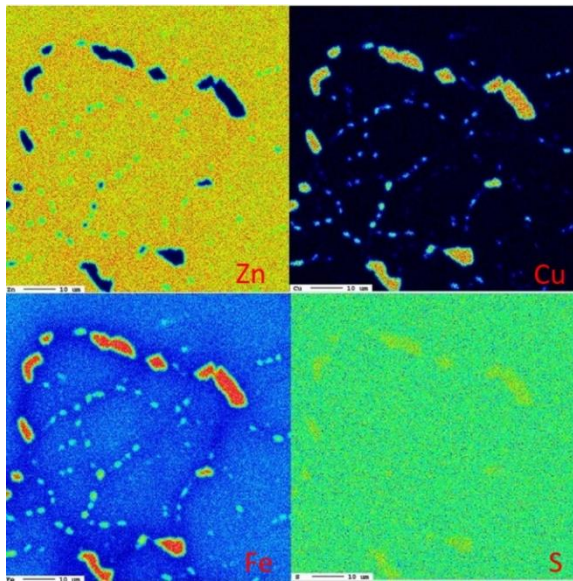


Abbildung 7.18: Zn, Cu, Fe, S-Elementverteilungsbild

Um eine Übersicht über die räumliche Verteilung bestimmter Elemente zu erhalten wurde die Chalkopyritmischung durch eine Mapping-Analyse auf die Elemente Fe, Zn, S und Cu hin untersucht worden (Abb.7.18). Eine deutliche Anreicherung von Fe und Cu liegt an den Korngrenzen bzw. Chalkopyritmischungen vor. Zn liegt hier nur leicht angereichert vor. Zn-arme Bereiche sind durch ein verstärktes Auftreten von Fe bzw. Cu gekennzeichnet. Bei den S-Gehalten kann man eine leichte Anreicherung in den Cu-Fe reichen Bereichen erkennen. Eine leichte

Anreicherung von S kann man in den Cu-Fe reichen Bereichen erkennen.

Im folgenden werden die mit der Mikrosonde gemessenen Werte unterschiedlicher Proben von Chalkopyrit, Pyrrothin miteinander verglichen. Es zeigte sich, dass die mit der Mikrosonde gemessenen Spurenmetallgehalte große Standardabweichungen aufweisen, auf diese Problematik wird im Kapitel „Diskussion“ näher eingegangen.

Vergleich Chalkopyrite und Pyrrothin (Filone Fazies und Hauptvererzung)

Chalkopyrite

Für den Vergleich der Chalkopyrite wurde die Probe SP9 aus der Filone Fazies mit den Proben 133-VP1; 30 und 33 aus der Hauptvererzung verglichen. Es zeigt sich, dass sich die Hauptkomponenten (Cu,Fe,S) kaum unterscheiden, außer die Cu-Gehalte sind in der Probe SP9 leicht erhöht. Au ist in der Filoneprobe keines gemessen worden, hingegen bei allen Hauptvererzungsproben in der Größenordnung von 130 ppm. Abgesehen von Probe 133-VP1 zeigen die Proben 133-VP30 und VP33 geringere Gehalte an Zn an als Filoneprobe (siehe Tab.7.13)

Element		133-VP1	133-VP30	133-VP33	SP9*
S	min	34,15	34,00	34,75	35,13
	max	35,47	35,58	35,27	35,40
	mean	34,89	35,01	35,04	35,23
	S.D	0,41	0,73	0,22	0,12
Fe	min	27,18	29,88	29,90	30,11
	max	30,41	30,47	31,13	31,48
	mean	29,03	30,18	30,73	30,55
	S.D	0,96	0,32	0,57	0,63
Ag	min	0,00	0,01	0,00	0,00
	max	0,01	0,03	0,01	0,03
	mean	0,01	0,01	0,01	0,01
	S.D	0,01	0,01	0,00	0,02
Au	min	0,00	0,00	0,00	0,00
	max	0,05	0,06	0,01	0,00
	mean	0,01	0,02	0,01	0,00
	S.D	0,02	0,03	0,01	0,00
Cu	min	29,26	33,62	33,41	33,72
	max	33,72	34,07	34,23	34,31
	mean	32,79	33,95	33,68	34,10
	S.D	1,60	0,22	0,38	0,27
Cd	min	0,03	0,03	0,02	0,02
	max	0,07	0,04	0,04	0,05
	mean	0,04	0,03	0,03	0,04
	S.D	0,02	0,01	0,01	0,01
Zn	min	0,66	0,05	0,03	0,09
	max	10,14	0,09	0,09	0,57
	mean	3,11	0,07	0,07	0,26
	S.D	3,17	0,02	0,03	0,21
Co	min	0,01	0,02	0,02	0,01
	max	0,05	0,07	0,06	0,07
	mean	0,03	0,04	0,04	0,04
	S.D	0,02	0,02	0,02	0,03
In	min	0,08	0,09	0,08	0,09
	max	0,10	0,11	0,11	0,11
	mean	0,09	0,10	0,10	0,10
	S.D	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	min	0,00	0,01	0,00	0,02
	max	0,02	0,02	0,34	0,04
	mean	0,01	0,02	0,16	0,03
	S.D	0,01	0,01	0,17	0,01

alle in Angaben in Gew.% *Filone Fazies

Tabelle 7.13: Vergleich EPMA-Messungen.

Pyrrhotin

Die Hauptkomponenten Fe und S zwischen der Hauptvererzung und der Filone Fazies weichen nur leicht voneinander ab. Der Cu-Gehalt der Filone Fazies ist im Vergleich leicht erhöht. Die Co-Gehalte sind in der Probe der Filone Fazies mit ~0,26 Gew. % höher als in der Hauptvererzung mit 0,12 Gew. % (siehe Tab.7.14).

Element		133-VP30	133-VP33	SP9*
S	min	37,97	38,20	39,32
	max	39,33	39,67	40,30
	mean	38,74	38,94	39,67
	S.D	0,50	0,52	0,38
Fe	min	60,12	59,46	59,27
	max	61,36	61,06	61,22
	mean	60,87	60,26	60,21
	S.D	0,42	0,57	0,81
Ag	min	0,00	0,00	0,00
	max	0,00	0,00	0,02
	mean	0,00	0,00	0,00
	S.D	0,00	0,00	0,01
Au	min	0,00	0,00	0,00
	max	0,01	0,05	0,01
	mean	0,00	0,02	0,01
	S.D	0,00	0,02	0,01
Cu	min	0,00	0,00	0,00
	max	0,25	0,07	0,15
	mean	0,10	0,02	0,09
	S.D	0,12	0,03	0,06
Cd	min	0,03	0,04	0,03
	max	0,05	0,06	0,07
	mean	0,04	0,05	0,05
	S.D	0,01	0,01	0,01
Zn	min	0,00	0,00	0,00
	max	0,06	0,79	0,09
	mean	0,03	0,12	0,04
	S.D	0,03	0,30	0,04
Co	min	0,08	0,05	0,22
	max	0,14	0,09	0,31
	mean	0,12	0,07	0,26
	S.D	0,03	0,01	0,04
In	min	0,08	0,08	0,08
	max	0,09	0,10	0,10
	mean	0,09	0,09	0,09
	S.D	0,01	0,00	0,01
Mn	min	0,00	0,00	0,00
	max	0,19	0,10	0,01
	mean	0,09	0,02	0,00
	S.D	0,07	0,04	0,00

alle in Angaben in Gew.% *Filone Fazies

Tabelle 7.14: Vergleich EPMA – Messungen.

8. Spurenelemente in Sphalerit (LA-ICPMS)

Überblick der Daten

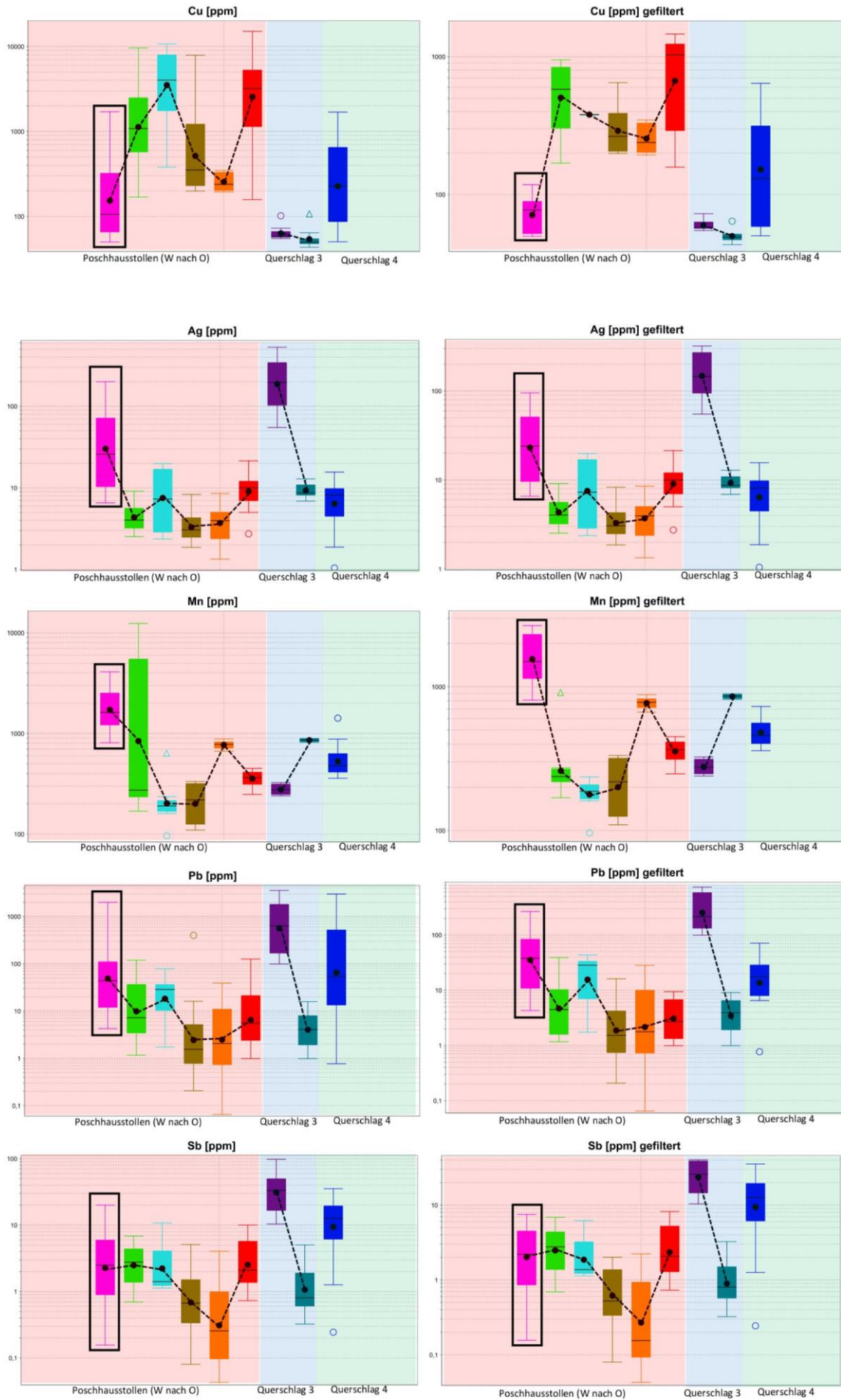
Insgesamt wurden an 9 Schlifflen LA-ICP-MS- Messungen durchgeführt. Die Lage der entnommenen Proben ist in Abbildung 21 dargestellt. Aus den 2 Querschlägen wurden insgesamt 3 Proben untersucht. Es handelte sich um die einzigen Anschliffe aus den Querschlägen, die in einer angemessenen Menge Sphalerit enthielten.

In Tabelle 8.1 wird die Zusammenfassung der 148 Messpunkte der LA-ICP-Messungen in Leoben gezeigt. Aufgrund der besseren Übersicht wurden die Metalle die mit < 1 ppm gemessen wurden nicht dargestellt, dazu gehören die Elemente V, Cr, Ni, Ge, As, Mo, Se, Tl und Bi. Die Tabelle 8.1 zeigt zum einen die „Total“-Messwerte mit den Elementen in fester Lösung und die „reinen“ bzw. gefilterten- Messwerte ohne Ausreißer bzw. Einschlüssen. Dabei bedeutet in fester Lösung (eng. solid solution), dass das Element in das Kristallgitter eingebaut wird und Zn oder S ersetzt. Eine detaillierte Zusammenfassung aller Messungen zeigt Tabelle 8.2.

	Sphalerit total					Sphalerit rein				
	min	max	Median	Ø	S.D	min	max	Median	Ø	S.D
Mn [ppm]	96,20	12400,00	446,00	1001,39	1884,56	96,20	2667,00	392,00	595,21	517,88
Fe [ppm]	70100,00	183000,00	84100,00	87267,57	16266,21	70100,00	99400,00	83200,00	83810,95	6776,78
Co [ppm]	67,50	527,00	173,75	210,35	137,62	67,50	527,00	173,75	210,35	137,62
Cu [ppm]	43,30	15100,00	330,00	1348,25	2349,22	43,30	1460,00	202,30	265,83	261,94
Ga [ppm]	0,99	27,21	4,28	6,56	5,89	0,99	27,21	4,28	6,56	5,89
Se [ppm]	3,76	878,00	14,80	34,01	105,21	3,76	26,60	14,30	14,68	5,07
Ag [ppm]	1,05	530,00	7,19	27,57	71,41	1,05	320,00	6,89	18,89	45,00
Cd [ppm]	3190,00	6760,00	4515,00	4596,92	808,78	3190,00	6760,00	4515,00	4596,92	808,78
In [ppm]	4,26	365,00	23,62	85,62	98,97	4,26	365,00	23,62	85,62	98,97
Sb [ppm]	0,04	97,50	1,89	6,38	13,19	0,04	40,30	1,61	4,98	8,09
Hg [ppm]	33,96	6169,54	253,89	427,51	604,66	33,96	997,06	225,06	307,33	223,30
Pb [ppm]	0,07	3550,00	10,10	148,95	479,04	0,07	740,00	6,01	33,09	93,41

Tabelle 8.1: "Total" und "reine" Sphalerit - Messwerte

Die folgenden Boxplots in Abbildung 8.1 zeigen die Messergebnisse der einzelnen Proben und der Gesamtmessergebnisse. Die Proben aus dem Poschautollen wurden von W-O angeordnet, sodass man einen Trend erkennen kann. Für Cu, Ag, Mn, Pb, Sb und Hg wurden außerdem die „gefilterten“ Werte grafisch dargestellt. Auf die Beschreibung der einzelnen Elemente wird später eingegangen.



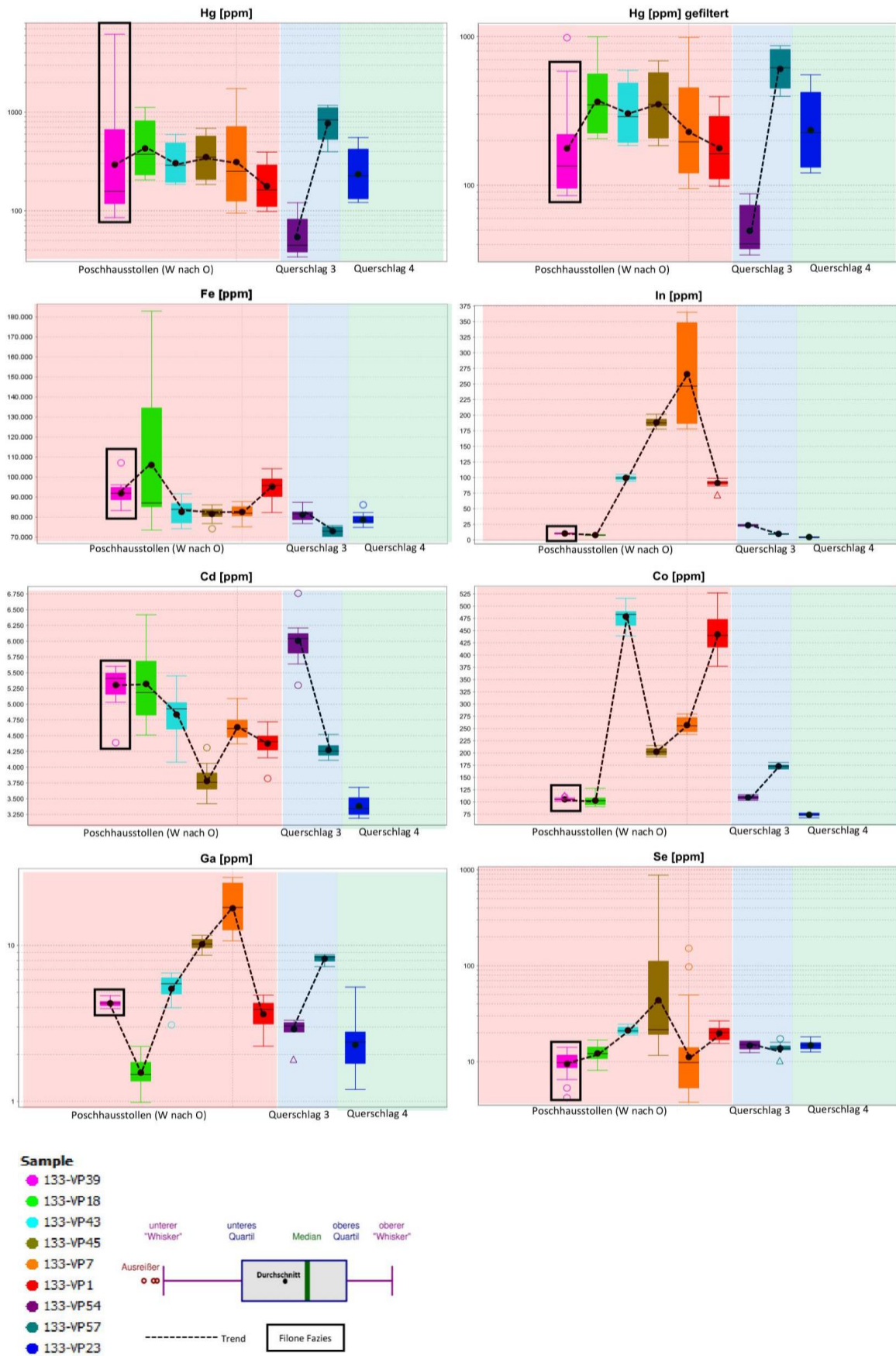


Abbildung 8.1: Box- und Whiskerdarstellung der einzelnen Elemente. Für Cu, Ag, Mn, Sb und Hg Darstellung der „reinen“ bzw. gefilterten (= ohne Ausreißer bzw. Mineraleinschlüsse) Sphaleritgehalte.

Probe	ZnS-Typ	V	Cr	Mn	Fe	Co	Cu	Ga	As	Se	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Hg	Pb		
133-VP39 (n=20)	1 (n=10)	mean	0,05	0,46	1306,30	92170,00	104,45	206,73	4,27	0,47	10,32	61,17	5282,00	10,34	0,71	2,58	2504,67	61,96	
		max	0,07	1,03	2031,00	95900,00	105,60	520,00	4,45	0,97	14,10	200,00	5600,00	10,88	1,18	6,67	6169,54	211,00	
		min	0,02	0,06	808,00	84200,00	101,30	49,80	3,94	0,32	6,50	7,71	4390,00	9,52	0,46	0,76	584,20	7,58	
		median	0,06	0,44	1237,00	92550,00	104,75	157,50	4,28	0,41	9,95	39,00	5420,00	10,38	0,65	2,07	1632,47	44,00	
		S.D	0,02	0,31	383,88	3482,99	1,25	160,59	0,16	0,21	2,01	63,30	363,89	0,45	0,27	1,90	2548,54	63,07	
	2 (n=10)	mean	0,05	0,82	2456,30	91450,00	106,21	320,54	4,25	0,64	9,32	36,06	5327,00	10,24	0,88	5,18	165,99	294,13	
		max	0,11	1,89	4100,00	106900,00	113,00	1710,00	4,75	1,97	13,60	95,00	5530,00	11,29	2,12	20,00	458,62	2000,00	
		min	0,01	0,32	1435,00	83200,00	102,00	51,20	3,93	0,16	4,20	6,57	5080,00	9,45	0,49	0,16	85,17	4,29	
		median	0,04	0,76	2490,50	90800,00	105,75	91,80	4,28	0,32	9,15	25,00	5320,00	10,02	0,61	4,17	132,67	44,00	
		S.D	0,03	0,42	794,76	6617,70	3,44	510,28	0,23	0,62	3,02	30,16	159,31	0,53	0,51	5,89	110,24	614,45	
	Gesamt	mean	0,05	0,64	1881,30	91810,00	105,33	263,64	4,26	0,56	9,82	48,61	5304,50	10,29	0,80	3,88	834,19	178,04	
		median	0,04	0,61	1624,50	91800,00	105,05	106,25	4,28	0,40	9,75	26,00	5410,00	10,19	0,63	2,51	157,79	44,00	
		S.D	0,03	0,41	846,78	5160,16	2,68	372,78	0,19	0,47	2,55	49,94	274,37	0,48	0,41	4,46	1646,01	441,49	
		max	0,07	1,03	2031,00	95900,00	105,60	520,00	4,45	0,97	14,10	200,00	5600,00	10,88	1,18	6,67	6169,54	211,00	
		min	0,02	0,06	808,00	84200,00	101,30	49,80	3,94	0,32	6,50	7,71	4390,00	9,52	0,46	0,76	584,20	7,58	
	133-VP18 (n=20)	1 (n=3)	mean	0,02	0,39	226,87	87200,00	114,50	1963,33	1,42	0,43	12,23	4,54	5043,33	7,91	0,65	3,10	721,27	36,25
			max	0,02	0,44	241,50	90600,00	119,80	3300,00	1,50	0,58	14,30	5,78	5110,00	8,03	0,82	4,50	857,63	94,00
			min	0,02	0,30	214,80	85300,00	111,30	830,00	1,35	0,33	10,30	3,72	4910,00	7,81	0,55	1,37	599,82	5,45
			median	0,02	0,42	224,30	85700,00	112,40	1760,00	1,41	0,37	12,10	4,13	5110,00	7,89	0,58	3,42	706,36	9,30
S.D			0,00	0,08	13,53	2951,27	4,62	1247,49	0,08	0,13	2,00	1,09	115,47	0,11	0,15	1,59	129,55	50,05	
2 (n=6)		mean	0,03	0,47	378,05	86300,00	107,90	2110,33	1,49	0,55	12,88	4,13	4968,33	7,30	0,99	2,39	861,14	6,14	
		max	0,05	0,66	1090,00	90700,00	128,00	9600,00	1,72	0,73	15,20	9,11	5480,00	7,63	3,64	6,64	1119,39	25,00	
		min	0,02	0,19	216,30	82300,00	100,40	330,00	1,31	0,44	10,90	2,53	4660,00	6,94	0,35	0,99	403,82	1,17	
		median	0,04	0,51	237,35	86300,00	103,95	624,00	1,49	0,49	12,75	3,11	4760,00	7,28	0,49	1,49	1006,27	2,44	
		S.D	0,02	0,17	348,98	2777,77	10,28	3674,62	0,16	0,12	1,66	2,48	391,43	0,29	1,30	2,17	313,46	9,32	
3 (n=11)		mean	0,07	0,83	5158,64	121763,64	96,94	1581,36	1,63	0,45	12,18	4,89	5590,91	7,95	1,19	3,37	271,56	33,08	
		max	0,16	2,30	12400,00	183000,00	105,10	3120,00	2,25	0,75	16,80	7,62	6420,00	8,24	3,56	6,33	378,83	119,00	
		min	0,02	0,22	169,10	73500,00	90,40	169,00	0,99	0,07	8,10	3,21	4510,00	7,44	0,39	0,69	205,73	1,28	
		median	0,04	0,49	612,41	86750,00	104,50	935,75	1,49	0,44	9,79	4,71	5005,83	7,60	0,64	2,80	517,37	40,13	
		S.D	0,05	0,56	5101,11	41083,65	5,13	1052,99	0,37	0,21	2,97	1,45	639,57	0,26	0,88	1,86	66,06	37,39	
Gesamt		mean	0,06	0,65	2984,70	105940,00	102,86	1797,35	1,56	0,47	12,40	4,61	5322,00	7,75	1,05	3,03	515,89	25,47	
		median	0,04	0,48	1041,89	86975,00	104,20	567,14	1,49	0,44	9,77	14,94	5024,58	7,68	0,65	2,69	516,63	44,00	
		S.D	0,05	0,45	4450,86	34835,60	9,68	2088,79	0,30	0,18	2,43	1,72	592,15	0,39	0,94	1,88	329,83	34,53	
		max	0,16	2,30	12400,00	183000,00	105,10	3120,00	2,25	0,75	16,80	7,62	6420,00	8,24	3,56	6,33	378,83	119,00	
	min	0,02	0,22	169,10	73500,00	90,40	169,00	0,99	0,07	8,10	3,21	4510,00	7,44	0,39	0,69	205,73	1,28		
133-VP43 (n=10)	2 (n=10)	mean	0,24	0,48	4450,86	34835,60	9,68	2088,79	0,30	0,18	2,43	1,72	592,15	0,39	0,94	1,88	329,83	34,53	
		max	0,24	0,48	4450,86	34835,60	9,68	2088,79	0,30	0,18	2,43	1,72	592,15	0,39	0,94	1,88	329,83	34,53	
		min	0,24	0,48	4450,86	34835,60	9,68	2088,79	0,30	0,18	2,43	1,72	592,15	0,39	0,94	1,88	329,83	34,53	
		median	0,24	0,48	4450,86	34835,60	9,68	2088,79	0,30	0,18	2,43	1,72	592,15	0,39	0,94	1,88	329,83	34,53	
		S.D	0,05	0,56	5101,11	41083,65	5,13	1052,99	0,37	0,21	2,97	1,45	639,57	0,26	0,88	1,86	66,06	37,39	
	1 (n=10)	mean	0,02	0,39	226,87	87200,00	114,50	1963,33	1,42	0,43	12,23	4,54	5043,33	7,91	0,65	3,10	721,27	36,25	
		max	0,02	0,44	241,50	90600,00	119,80	3300,00	1,50	0,58	14,30	5,78	5110,00	8,03	0,82	4,50	857,63	94,00	
		min	0,02	0,30	214,80	85300,00	111,30	830,00	1,35	0,33	10,30	3,72	4910,00	7,81	0,55	1,37	599,82	5,45	
		median	0,02	0,42	224,30	85700,00	112,40	1760,00	1,41	0,37	12,10	4,13	5110,00	7,89	0,58	3,42	706,36	9,30	
		S.D	0,00	0,08	13,53	2951,27	4,62	1247,49	0,08	0,13	2,00	1,09	115,47	0,11	0,15	1,59	129,55	50,05	
	133-VP45 (n=20)	1 (n=10)	mean	0,06	0,65	2984,70	105940,00	102,86	1797,35	1,56	0,47	12,40	4,61	5322,00	7,75	1,05	3,03	515,89	25,47
			max	0,16	2,30	12400,00	183000,00	105,10	3120,00	2,25	0,75	16,80	7,62	6420,00	8,24	3,56	6,33	378,83	119,00
			min	0,02	0,22	169,10	73500,00	90,40	169,00	0,99	0,07	8,10	3,21	4510,00	7,44	0,39	0,69	205,73	1,28
			median	0,04	0,49	612,41	86750,00	104,50	935,75	1,49	0,44	9,79	4,71	5005,83	7,60	0,64	2,80	517,37	40,13
			S.D	0,05	0,56	5101,11	41083,65	5,13	1052,99	0,37	0,21	2,97	1,45	639,57	0,26	0,88	1,86	66,06	37,39
		2 (n=10)	mean	0,04	0,26	129,62	79700,00	206,98	1690,82	10,89	0,49	277,82	4,20	3809,00	190,84	2,43	1,66	555,91	45,77
			max	0,04	0,59	170,00	85100,00	215,30	7900,00	11,59	1,50	878,00	8,30	4310,00	201,60	7,40	5,10	686,76	400,00
			min	0,03	0,02	109,70	74100,00	192,10	202,20	10,34	0,10	11,60	2,26	3420,00	177,60	0,82	0,52	385,53	1,52
			median	0,04	0,29	127,75	80300,00	209,05	1029,00	10,92	0,39	103,20	3,64	3790,00	192,75	1,17	1,30	555,49	4,87
S.D			0,01	0,17	19,11	2931,82	6,46	2301,71	0,35	0,41	326,57	1,77	262,66	7,30	2,42	1,30	109,92	124,56	
Gesamt		mean	0,05	0,32	221,31	81510,00	202,44	1006,94	10,20	0,33	148,98	3,51	3780,50	188,36	1,85	1,06	391,99	23,40	
		median	0,04	0,33	225,35	81400,00	202,35	353,00	10,21	0,23	21,50	3,06	3760,00	187,75	1,07	0,69	351,26	1,56	
		S.D	0,02	0,18	95,57	2978,33	6,99	1737,18	0,83	0,34	260,76	1,49	198,08	6,21	1,85	1,13	186,74	88,75	
		max	0,06	0,68	333,50	86200,00	205,80	789,00	10,08	0,36	22,20	4,45	3910,00	191,40	3,46	1,69	316,99	3,02	
		min	0,06	0,01	280,70	80400,00	193,10	198,70	8,64	0,01	16,90	1,87	3600,00	181,10	0,81	0,08	184,61	0,21	
133-VP7 (n=20)		1 (n=10)	mean	0,03	0,34	759,60	83190,00	244,38	201,76	24,19	0,28	33,35	3,08	4522,00	187,75	1,59	0,26	812,33	1,30
			max	0,04	0,82	882,00	86800,00	252,60	207,60	27,21	0,59	151,60	5,04	4670,00	199,				

Gesamt (n=148)		mean	0,20	0,62	1001,39	87267,57	210,35	1348,25	6,56	0,39	34,01	27,57	4596,92	85,62	2,02	6,38	427,51	148,95
		max	6,71	5,60	12400,00	183000,00	527,00	15100,00	27,21	1,97	878,00	530,00	6760,00	365,00	32,80	97,50	6169,54	3550,00
		min	0,01	0,01	96,20	70100,00	67,50	43,30	0,99	0,01	3,76	1,05	3190,00	4,26	0,32	0,04	33,96	0,07
		median	0,04	0,46	446,00	84100,00	173,75	330,00	4,28	0,32	14,80	7,19	4515,00	23,62	1,17	1,89	253,89	10,10
		S.D	0,81	0,80	1884,56	16266,21	137,62	2349,22	5,89	0,31	105,21	71,41	808,78	98,97	3,27	13,19	604,66	479,04

Tabelle 8.2: Zusammenfassung der LA – ICP – MS – Messungen.

Unterschiede zwischen Haupterzgang und distalen Erzlinsen

Eines der Ziele dieser Arbeit bestand darin, Unterschiede in den Elementgehalten einerseits der proximalen Bereiche (Hauptvererzung) und der distalen Bereiche (Querschlag 3 und 4) herauszuarbeiten. Tabelle 8.3 zeigt die „gefilterten“ (reinen) und totalen Sphaleritgehalte der einzelnen Lokalitäten. Man erkennt, dass in den Proben der Hauptvererzung Cu und Mn sehr Einschluss - dominiert sind, Ag und Pb in den Querschlägen sowie Hg in der Probe der Filone Fazies (133-VP39).

	gefiltert				total			
	HV	FF	QS 3	QS4	HV	FF	QS 3	QS4
Cu	474,08	74,06	55,16	213,76	2357,25	263,64	60,01	388,48
Ag	6,46	31,96	90,91	7,69	6,46	48,61	121,17	7,69
Mn	365,47	1665,59	568,17	491,49	913,30	1881,30	568,17	564,49
Pb	8,72	63,38	165,71	22,03	20,19	178,04	512,86	360,46
Sb	1,94	3,03	13,70	14,15	2,26	3,88	20,84	14,15
Hg	329,36	251,66	340,97	272,21	386,84	834,19	439,75	272,21
Fe	85130,50	91015,79	77015,00	78511,11	89514,00	91810,00	77015,00	78511,11
In	130,48	10,29	16,53	4,50	130,48	10,29	16,53	4,50
Cd	4589,60	5304,50	5139,00	3381,89	4589,60	5304,50	5139,00	3381,89
Co	296,66	105,33	140,98	73,72	296,66	105,33	140,98	73,72
Ga	7,83	4,26	5,58	2,46	7,83	4,26	5,58	2,46
Se	16,43	9,82	14,32	14,86	44,95	9,82	14,32	14,86

Tabelle 8.3: Durchschnittliche „gefilterte“ (reine) und „total“- Gehalte der wichtigsten Elemente. HV = Hauptvererzung; FF = Filone Fazies; QS = Querschlag

Abbildung 8.2 zeigt die graphische Darstellung der „total“- Gehalte mittels Boxplots. Es zeigt sich, dass der Sphalerit der Hauptvererzung die höchsten Gehalte an Cu, Co und In enthält, außerdem sind wie in Abbildung 8.2 ersichtlich, die Gehalte an Hightech - Metallen (Ga+Co+In+Sn) am höchsten. Was jedoch nicht verwundert, da hier der Einfluss von In und Co zu tragen kommt. Schliff 133-VP39 aus der Filone Fazies enthält die höchsten Werte an Mn. Die beiden Querschläge 3 und 4 sind insgesamt angereichert an Pb und Ag.

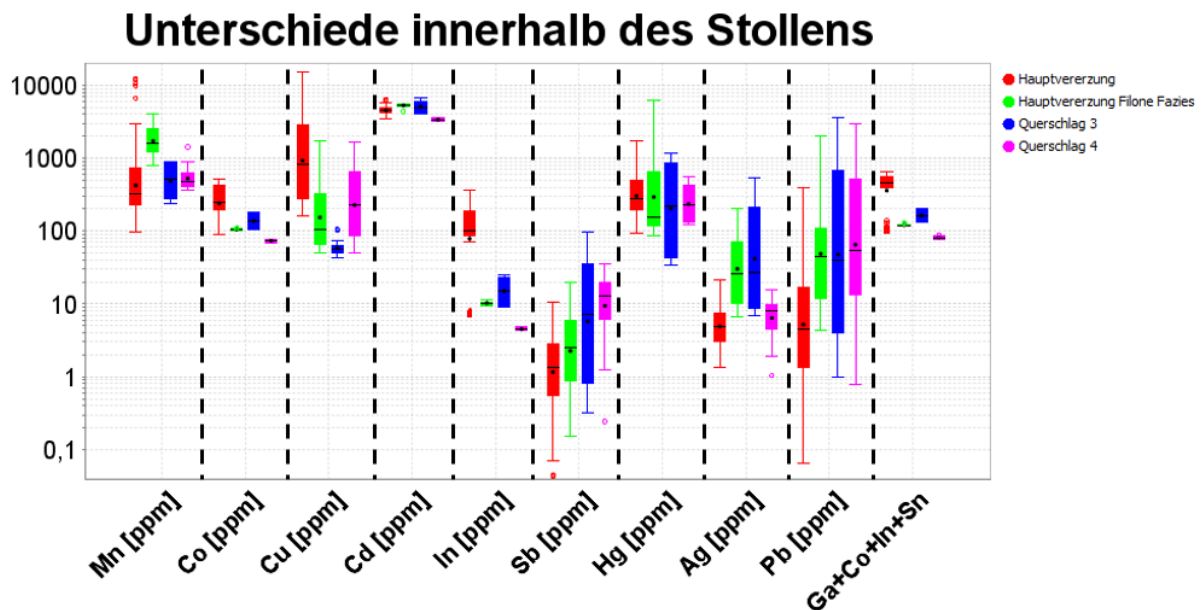


Abbildung 8.2: Box-and Whisker – Darstellung der einzelnen Elementgehalte unterschiedlicher Stollenanteile (Gehalte ungefiltert)

Unterschiede Sphalerittypen

Eines Hauptziele dieser Arbeit bestand darin die Unterschiede in den Elementgehalten der einzelnen Sphalerittypen zu quantifizieren. In Tabelle 8.4 sind die „gefilterten“ bzw. „reinen“ Sphaleritgehalte angegeben. Wie aus Tabelle 8.4 ersichtlich gibt es eine Abnahme des Fe-Gehaltes von Typ 1 zu Typ 3.

	Typ 1		Typ 2		Typ 3	
	Ø	S.D	Ø	S.D	Ø	S.D
V	0,03	0,02	0,07	0,12	0,27	0,57
Cr	0,48	0,56	0,47	0,22	0,81	0,62
Mn	561,07	376,17	636,82	623,92	473,13	230,95
Fe	86574,00	6057,54	82412,16	6811,05	81146,15	6072,15
Co	212,72	122,58	239,42	148,27	87,49	12,08
Ni	0,36	0,43	0,43	0,79	0,46	0,32
Cu	230,89	245,71	286,12	281,46	295,36	237,02
Zn	654660,38	43295,92	664842,11	35273,81	651578,95	19819,51
Ga	8,49	8,11	6,38	3,75	1,89	0,95
Ge	0,05	0,03	0,08	0,05	0,11	0,14
As	0,39	0,29	0,39	0,35	0,38	0,21
Se	14,25	5,56	15,35	5,13	13,35	2,81
Mo	0,02	0,02	0,03	0,02	0,06	0,05
Ag	35,97	72,82	10,96	14,95	7,42	3,73
Cd	4804,34	805,14	4432,03	652,32	4677,89	1203,29
In	94,41	77,84	99,28	114,76	6,49	1,77
Sn	1,60	1,18	1,43	1,33	1,34	0,64
Sb	5,51	10,33	2,87	3,17	11,49	10,60
Hg	312,41	255,17	330,30	225,38	215,36	84,42
Tl	0,07	0,09	0,03	0,04	0,14	0,16
Pb	61,46	144,88	16,52	34,99	19,46	24,07
Bi	0,26	0,34	0,60	0,77	0,08	0,08

alle Angaben in ppm

Tab. 8.4: tabellarische Übersicht der Elementverteilung zwischen den Sphalerittypen (gefiltert)

Die „Sphaleritgehalte“ der einzelnen Typen wurden auf 100 normiert. Dadurch kann man nun die drei Typen in ein ternäres Diagramm eintragen. Hier kann man nun gut erkennen wo die

Unterschiede am größten sind. Die Elemente Pb, Ag und Ga sind vor allem im Sphalerit des Typs 1 angereichert. Die Elemente Co, In im Typ 2 und Sb im Typ 3 (siehe Abb. 8.4). Betrachtet man die ungefilterten Daten so kommt man zum gleichen Schluss.

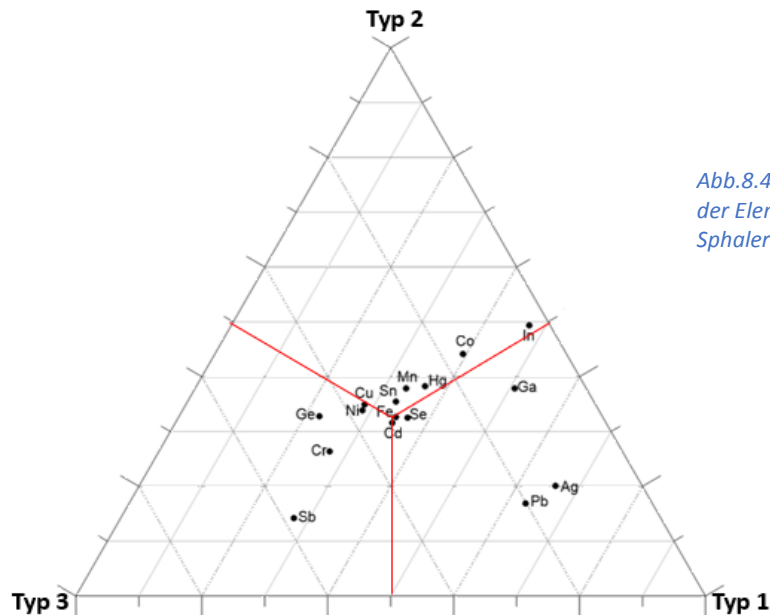


Abb.8.4: ternäres Diagramm: Verteilung der Elemente zwischen den Sphalerittypen (gefiltert)

In Abbildung 8.5 wurden die wichtigsten Elemente mittels Box-plots aufgetragen. Die Abbildung zeigt zum einen den Gesamtgehalt des 148 Messpunkte umfassenden Datensets, zum anderen werden die einzelnen Sphalerittypen der einzelnen Stollenbereiche bzw. Filone Fazies gezeigt. Man erkennt neben den schon gemachten Beobachtungen detaillierter die Situation in den einzelnen Stollenbereichen. Was an dieser Abbildung sofort ins Auge sticht, ist dass, es in der Filonefazies keine großen Unterschiede in den Elementgehalten der Sphalerittypen gibt. Es zeigt sich, dass es zwischen den Sphalerittypen der Hauptvererzung und der Querstollen Unterschiede gibt. Sofort ins Auge sticht, dass die Co- Gehalte des Sphalerittypes 1 und 2 in der Hauptvererzung am höchsten sind. Interessant ist der Aspekt, dass die Ag, Cd, Hg, Pb – Gehalte im Sphalerittyp 1 der Querschläge höher sind als im selben Typ entlang der Hauptvererzung. Im Sphalerityp 2 der Querschläge sind die Mn-Gehalte höher als im Vergleich des selben Types aus der Hauptvererzung.

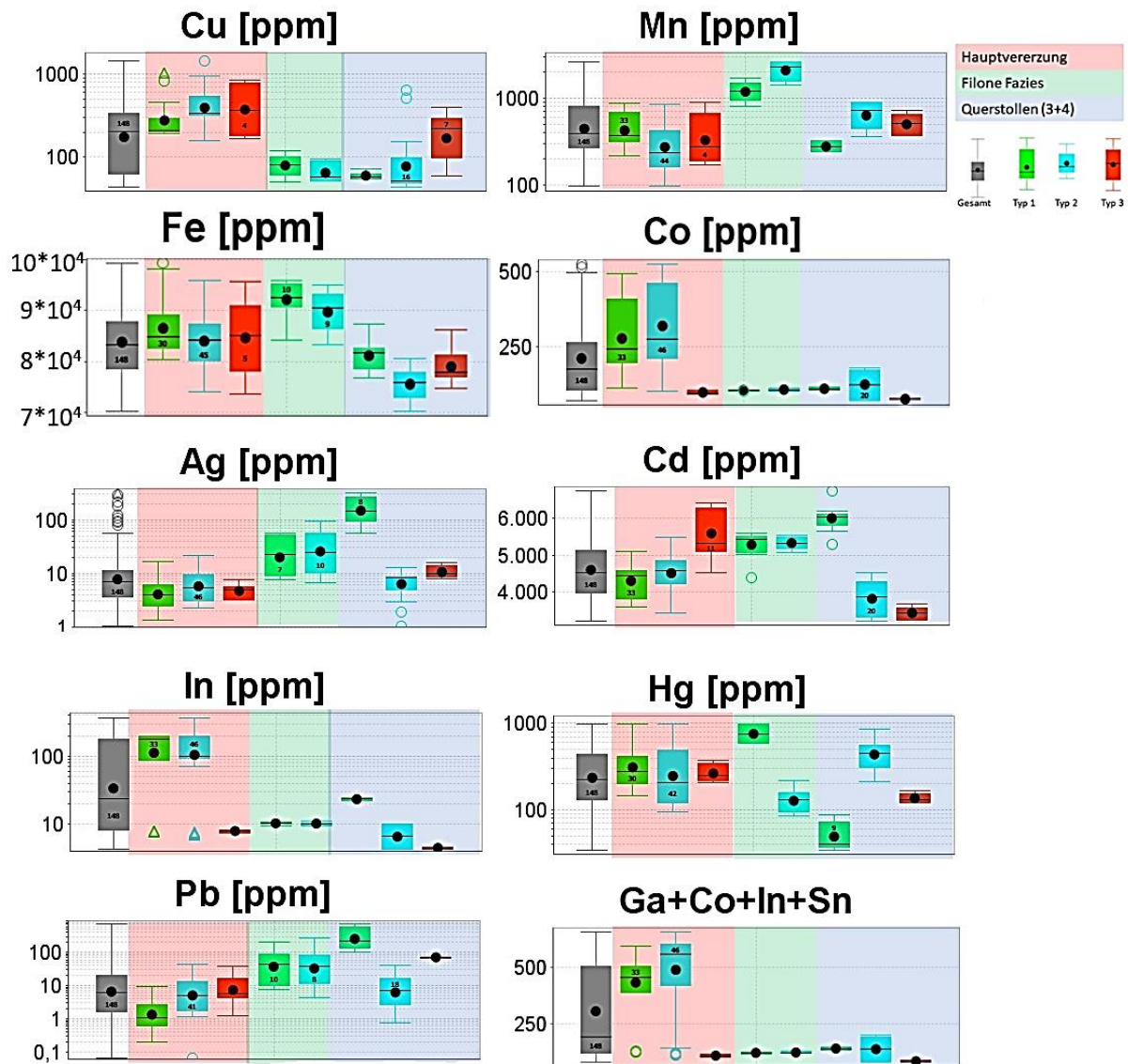


Abbildung 8.5: Gesamtelementgehalt des Datensatzes. Die Grafik zeigt weitere die Elementgehalte der verschiedenen Sphalerittypen der einzelnen Stollenbereiche

Beschreibung der einzelnen Elementgehalte

Im folgenden wird auf jedes Element näher eingegangen.

Eisen (Fe): Die „reinen“ - gefilterten durchschnittlichen Eisengehalte liegen in den untersuchten Proben bei ~8,4 Gew.% und die „totalen“ bei ~8,7 Gew.% (siehe Tab.8.1). Die „totalen“ Werte variieren zwischen ~7 Gew.% und ~18,3 Gew.% (siehe Tab.8.1 und 8.2). Im gefilterten Sphalerit zwischen ~7 Gew.% und 9,9 Gew.%. Im Zuge der im Kapitel „Methodik“ beschriebenen „Filterung“ der Daten wurde der Ausreißer (~18,3 Gew.%) herausgelöscht. In Abbildung 8.1, wurde deshalb auf eine Darstellung der gefilterten Daten von Fe verzichtet, da die Fe-Gehalte sonst keine größeren Ausreißer enthielten. Es fällt jedoch auf, dass Probe 133-V18 im Vergleich zu den restlichen Proben sehr Fe-reich ist (\emptyset ~10,5 Gew.%). In den restlichen Proben variiert der Fe-Gehalt zwischen \emptyset ~7,8 Gew.% und \emptyset ~9,5 Gew.%. Es ist kein best. Trend entlang der Hauptvererzung erkennbar.

Mangan (Mn): Die „reinen“ durchschnittlichen Mangangehalte liegen bei 595,21 ppm und die „totalen“ wesentlich höher bei ~ 1000 ppm (siehe Tab.8.1). Innerhalb der verschiedenen Lokalitäten weist der Sphalerit entlang der Hauptvererzung die niedrigsten Gehalte auf (gefiltert \emptyset ~365ppm). In den distal entnommenen Proben variiert der durchschnittliche gefilterte Wert zwischen ~490 ppm (Querschlag 4) und ~570 ppm (Querschlag 3). Die Probe 133-VP39 aus der Filone Fazies weist die höchsten Gehalte (gefiltert \emptyset ~1700 ppm) auf (siehe Tab.8.1 und 8.2).

Cadmium (Cd): Die „reinen“ sowie „totalen“ durchschnittlichen Cadmiumgehalte liegen bei 4597ppm (siehe Tab.8.1 und 8.2). Die durchschnittlichen Werte entlang der Hauptvererzung sind ~4590ppm. In der Filone Fazies ~5300ppm bzw. \emptyset ~5140ppm im Querschlag 3 und ~3382ppm im Querschlag 4. Entlang der Hauptvererzung gibt es eine Abnahme der Cadmiumgehalte (siehe Tab.8.3).

Cobalt (Co): Die „reinen“ sowie „totalen“ durchschnittlichen Cobaltgehalte liegen bei 210,35 ppm (siehe Tab.8.1 bzw. 8.2). Die gemessenen Co-Werte im Zuge dieser Arbeit sind stark Probenabhängig. Innerhalb der verschiedenen Lokalitäten weisen die 5 Proben aus der Hauptvererzung die höchsten Gehalte auf (\emptyset ~260ppm). Die Proben aus den Querschlägen weisen durchschnittliche Gehalte von ~120 ppm auf (siehe Tab.8.3).

Kupfer (Cu): Zwischen den „reinen“ (\emptyset 265,83 ppm) und „totalen“ (\emptyset 1348,25 ppm) Kupfergehalten gibt es einen großen Unterschied (siehe Tab.8.1). Im Folgenden wird auf die Unterschiede der gefilterten Daten näher eingegangen (siehe Tab.8.3). Die größten Kupfergehalte gibt es entlang der Hauptvererzung (\emptyset ~474 ppm), gefolgt von der Probe (133 – VP23) aus dem Querschlag 4 (\emptyset ~214 ppm). Die geringsten Gehalte weist die Probe aus der Filone Fazies (\emptyset 74ppm) und dem Querschlag 3 (\emptyset 55 ppm) auf. Die größten Unterschiede zwischen den gefilterten und „totalen“ Gehalten gibt es entlang der Hauptvererzung. Hier haben die durchschnittlichen Gehalte Werte von über 2000 ppm. (siehe Tab. 8.3).

Gallium (Ga): Die „reinen“ sowie „totalen“ durchschnittlichen Galliumgehalte liegen bei 6,56 ppm. (siehe Tab. 8.1). Entlang der Hauptvererzung sind die durchschnittlichen Gehalte von ~8ppm am höchsten (siehe Tab. 8.3). Am niedrigsten mit \emptyset ~2,5 ppm im Querschlag 4. Entlang der Hauptvererzung gibt es eine Zunahme der Galliumgehalte (siehe Tab. 8.3).

Silber (Ag): Die „reinen“ (18,89 ppm) und „totalen“ (27,57 ppm) Silbergehalte sind unterschiedlich (siehe Tab. 8.1 bzw. Abb. 8.2). Die Proben aus dem Querschlag 3 weisen die höchsten Gehalte auf (gefiltert: \emptyset ~91ppm). Auffallend ist auch der hohe Silbergehalt in der Filone – Probe (gefiltert: \emptyset ~32 ppm) (siehe Tab. 8.3).

Indium (In): Die „reinen“ sowie „totalen“ durchschnittlichen Indiumgehalte liegen bei 85,62 ppm (siehe Tab. 8.1) . Die Proben der Hauptvererzung (\emptyset ~130ppm) und des Querschlages 3 weisen die

höchsten (\emptyset ~16 ppm) Indiumgehalte auf. Entlang der Hauptvererzung gibt es eine Zunahme der Indiumgehalte (siehe Abb. 8.2).

Blei (Pb): Die „reinen“ durchschnittlichen Bleigealte liegen bei 33 ppm und die „totalen“ wesentlich höher bei 148,95 ppm (siehe Tab. 8.1). Die gefilterten Gehalte zwischen den Lokalitäten variieren stark (zwischen \emptyset ~9 ppm entlang der Hauptvererzung und \emptyset ~166 ppm im Querschlag 3) (siehe Tab. 8.3).

Quecksilber (Hg): Die „reinen“ (307,33 ppm) und „totalen“ (427,51 ppm) durchschnittlichen Quecksilbergehalte sind unterschiedlich (siehe Tab.8.1). Zwischen den einzelnen Lokalitäten gibt es keine großen Unterschiede (zwischen ~250 ppm in der Filone Fazies und \emptyset ~341 ppm im Querschlag 3). (siehe Tab. 8.3)

Antimon (Sb): Die „reinen“- Sphaleritgehalte liegen bei \emptyset ~5 ppm, die „totalen“ bei \emptyset ~6,4 ppm (siehe Tab. 8.1). Die Proben in den Querschlägen weisen die größten Gehalte auf (~ \emptyset 14 ppm) (siehe Tab.8.3).

Selen (Se): Die durchschnittlichen „totalen“ Selengehalte liegen bei 34ppm, die „reinen“ bei ~ 15 ppm (siehe Tab.8.1). Die Selengehalte entlang der Hauptvererzung sind am höchsten (gefiltert: ~ \emptyset 16,5ppm) (siehe Tab.8.3).

Elementeinbau in Sphalerit

Um die Elementverteilungen zwischen den gefilterten bzw. „reinen“ Sphaleriten und den „totalen“ Sphaleritmessungen besser zu veranschaulichen wurden jeweils die Mittelwerte aller Messpunkte (n=148) des „Sphalerites rein“ und „total“ gegeneinander aufgetragen. Zudem wurde eine x=y-Linie eingezeichnet. Diejenigen Elemente die auf der Linie liegen, liegen als feste Lösung vor, sind also in das Sphaleritgitter eingebaut und ersetzen Zn oder S. Es handelt sich um In, Ga, Co, Cd und Fe.

Aufgrund der folgenden Grafiken (siehe Abb.8.6), lassen sich folgende Aussagen treffen: Vorwiegende Elemente die als Microeinschlüsse vorkommen sind: Mn, Cu, Hg, Ag, Se und Pb. Untergeordnet: Sb und Sn.

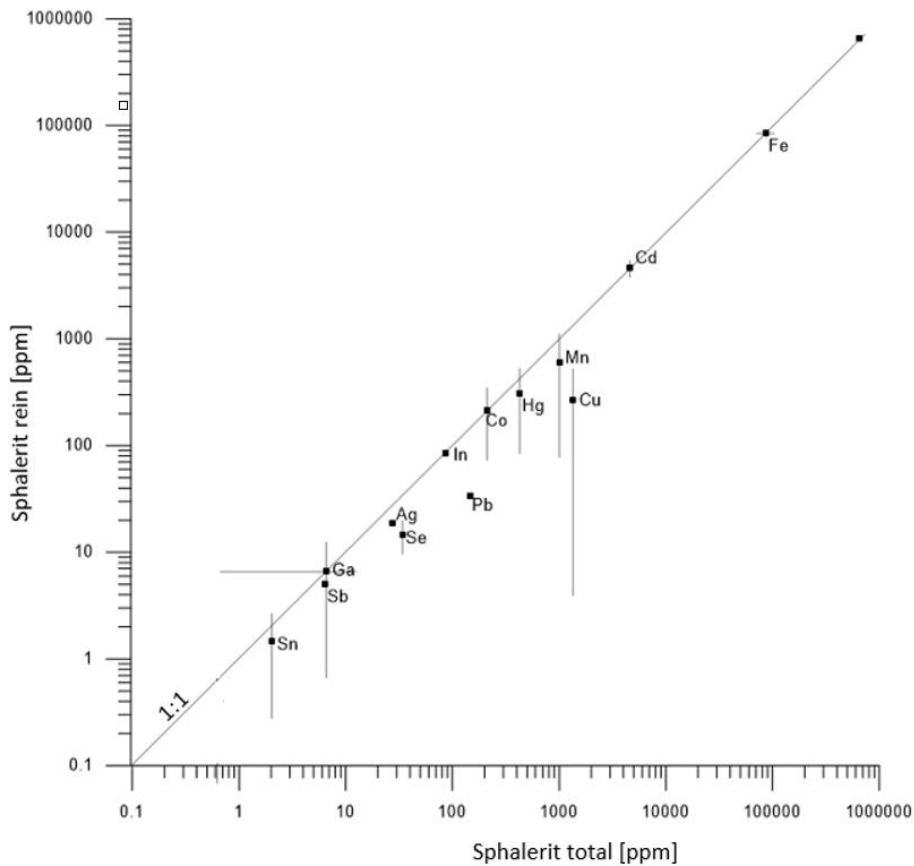


Abb.8.6: Verteilung der Elemente zwischen Sphalerit rein bzw. gefiltert und Sphalerit „total“ (mit Standardabweichung)

Qualitative Bestimmung der Mikroeinschlüsse

Für die qualitative Bestimmung der Mikroeinschlüsse wurden alle 148 Sphaleritspektren auf Element-Anomalien hin untersucht. Wie aus Tabelle 8.5 ersichtlich überwiegen Pb, Cu, Ag und Mn-reiche Einschlüsse. Rein quantitativ enthält der Sphalerittyp 2 die meisten Anomalien, was jedoch nicht überrascht da es von diesem Typ die meisten Messpunkte gibt (n=76) (siehe Tab.8.5).

	Typ1 (n=53)	Typ 2 (n=76)	Typ 3 (n=19)	Gesamt (n=148)
Pb	25	34	16	75
Cu	17	37	16	70
Ag	17	7	0	24
Mn	1	3	8	13
Hg	8	0	0	8
Sb	3	2	3	8
Bi	1	1	1	3
Cr	1	0	0	1

Tab.8.5: quantitative Übersicht der Mikroeinschlüsse

In relativen Mengen ausgedrückt, besitzt Typ 3 die meisten Pb, Cu, Hg Sb und Bi reichen Einschlüsse. Es fällt auf, dass die Ag- und Hg – reichen Einschlüsse zum überwiegenden Teil im Typ 1 vorkommen. 78 % der Ag-reichen Einschlüsse, bzw. 100 % der Hg reichen Einschlüsse kommen im Typ 1 vor. Bi, Cr und V kommen nur untergeordnet als Mikroeingüsse vor (siehe Tab. 8.6).

	Typ1	Typ 2	Typ 3
Pb	27	25	48
Cu	19	30	51
Ag	78	22	0
Mn	4	8	88
Hg	100	0	0
Sb	24	11	66
Bi	22	16	62
Cr	100	0	0
V	0	100	0

Tab.8.6: Relative Mengen der Mikroeingüsse: alle Angaben in Prozent.

Beobachtet man die Spektren, so lassen sich oftmals Korrelationen zwischen den anomalen Element-Spektren herstellen. So lässt sich etwa beobachten, dass es bei einem Mn-reichen Einschluss auch zu einem Ansteigen der CPS-Werte von Al und Si kommt. Daraus kann man schließen, dass während der Messung ein Mn-reiches Silikat mitgemessen wurde. Zum anderen lässt sich durch die Mineralliste von MAIR et al., 2007 herausfinden, welche Elemente in bestimmten Mineralen vorkommen. Die folgende Aufstellung zeigt die in Mikroeingüssen vorkommenden Elemente mit ihrem dazugehörigen Trägermineral.

Vorwiegend als Mikroeinguss:

- Pb: Galenit (PbS) und Sulfosalze
- Cu: vorwiegend Chalkopyrit (CuFeS_2), untergeordnet Bournonit $\text{PbCu}[\text{SbS}_3]$ und Ag-Tetraedrit ($\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$)
- Ag: Galenit (PbS) sowie verschiedene Sulfosalze
- Mn: Ankerit $(\text{Ca}(\text{Fe},\text{Mg},\text{Mn})(\text{CO}_3)_2)$ und andere Al-reiche Silikate

Untergeordnet kommen Hg, Sb (vorwiegend Sulfosalze) und Bi vor.

Profile über Sphaleritkörner hinweg

Über die Korngrenzen hinweg wurden Profilmessungen mittels LA-ICP-MS gemacht. Alle Messungen zeigen eine Anreicherung von Cu-entlang der Korngrenzen. Daneben erkennt man auch Cu-Mikroeingüsse. Leicht angereichert ist auch Pb (Abb. 8.7).

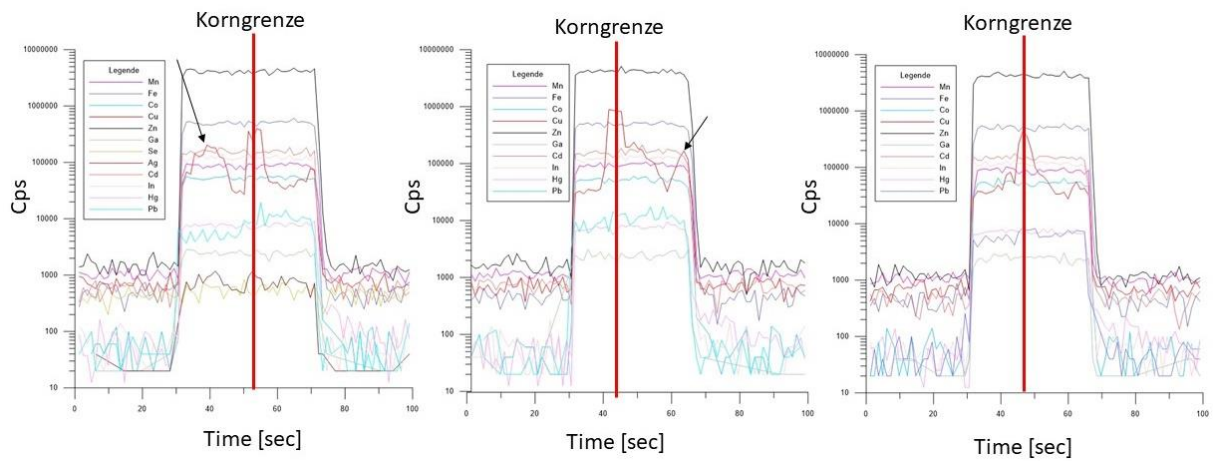


Abb.8 7: Relative Mengen der Mikroeingüsse: alle Angaben in Prozent.

9. Raman-Spektroskopie

Aufgrund der Ähnlichkeit der chemischen Zusammensetzung der Amphibole in der Filone Fazies, war es weder mit dem Polarisationsmikroskop noch mit der Elektronenstrahlmikrosonde möglich, eine Unterscheidung zwischen Anthophyllit und Cummingtonit zu treffen. Aus diesem Grund wurde die Raman-Spektroskopie herangezogen.

Als Referenzspektren dienten jene Anthophyllit- und Cummingtonit - (bzw. Grunerit) Spektren aus der RRUFF Datenbank (Abb.9.1).

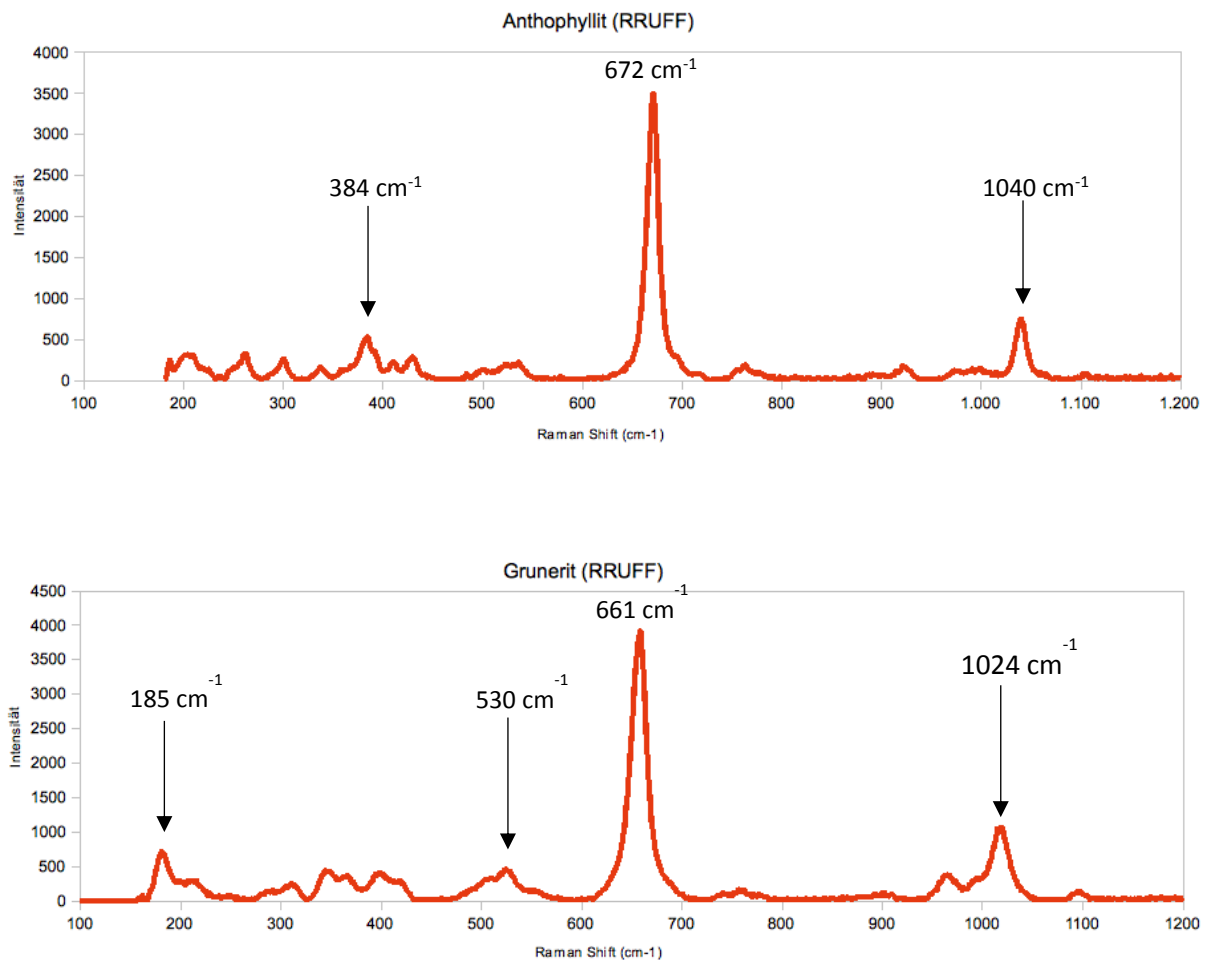


Abbildung 9.1: Referenzspektren von Anthophyllit (oben) und Grunerit (unten) aus der RRUFF- Datenbank.

Die Referenzspektren unterschieden sich deutlich in ihren Hauptbanden. Die drei ausschlagkräftigsten Banden beim Anthophyllit liegen bei 384 cm⁻¹, 672 cm⁻¹ und 1040 cm⁻¹. Beim Grunerit hingegen stechen vier Hauptbanden heraus. Diese liegen bei 185 cm⁻¹, 530 cm⁻¹, 661 cm⁻¹ und 1024 cm⁻¹. Die Hauptbanden mit der größten Intensität liegt bei 672 cm⁻¹, beim Anthophyllit und 661 cm⁻¹ beim Grunerit.

Die Messungen erfolgten an den Proben SP5 und SP12 (Abb. 9.2 bis 9.6). Bei den Proben wurden jeweils die feinnadeligen, sowie die stängeligen Amphibole gemessen um herauszufinden, ob es zwischen diesen Aggregaten unterschiedliche Mineralzusammensetzungen gibt.

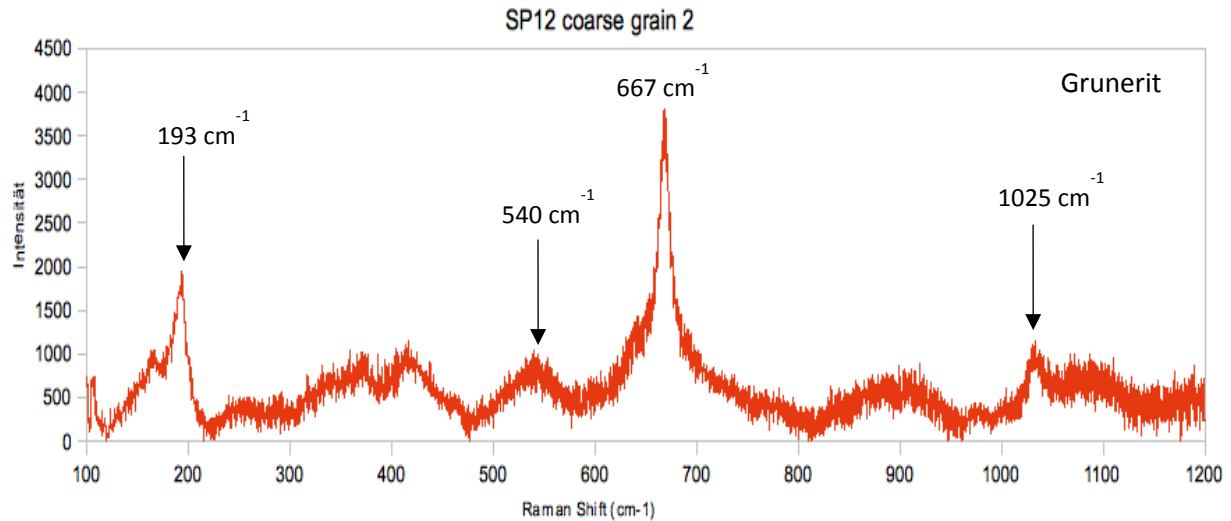


Abbildung 9.2: Raman Spektrum der Probe SP12. Die Messung erfolgte hier an einem stängeligen Amphibol.

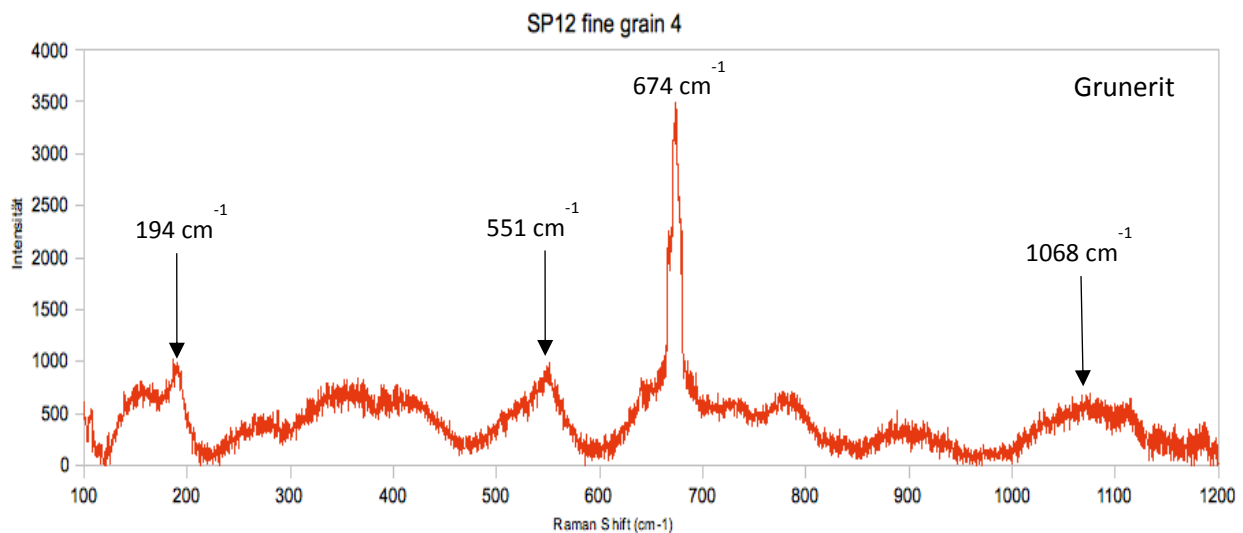


Abbildung 9.3: Raman Spektrum der Probe SP12. Die Messung erfolgte an einem feinnadeligen Amphibol.

Die Messungen an der Probe SP12 (Abb.9.2 und 9.3) zeigten keine großen Unterschiede in ihren Hauptbanden. Die Messungen sind gegenüber dem Referenzspektrum von Grunerit vor allem im Bereich von 100 bis 600 cm^{-1} um 10 bzw. 20 cm^{-1} nach rechts verschoben. Das Ramanspektrum beim stängeligen Amphibol der Probe SP12 liegt ab 600 cm^{-1} sehr nahe am Referenzspektrum des Grunerits. Das Spektrum beim feinnadeligen Amphibol ist wieder ab 600 cm^{-1} um ca. 15 cm^{-1} nach rechts verschoben, wobei die letzte Bande bei 1068 cm^{-1} nicht mehr eindeutig erkennbar ist. Dennoch können beide Spektren als Grunerit klassifiziert werden.

Die Probe SP5 zeigte im Dünnschliff, wie die Probe SP12, beide Varietäten der Amphibole. Deswegen wurden auch bei diesem Schliff jeweils die stängeligen, sowie die feinnadeligen Amphibole mit dem Raman gemessen.

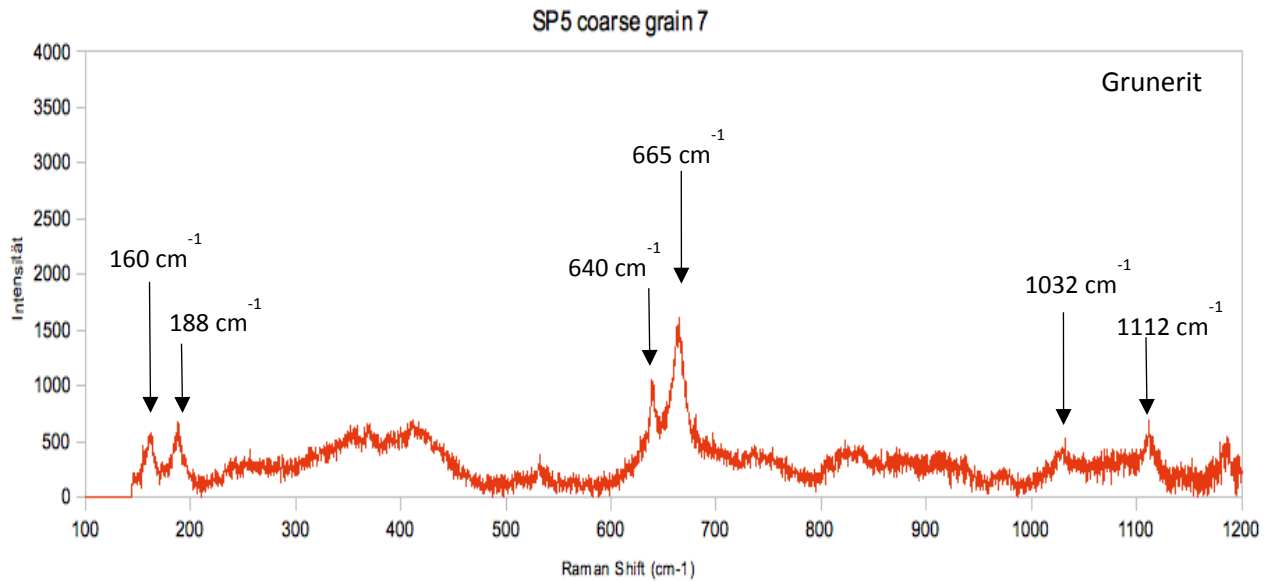


Abbildung 9.4: Raman Spektrum der Probe SP5. Die Messung erfolgte an einem stängeligen Amphibol.

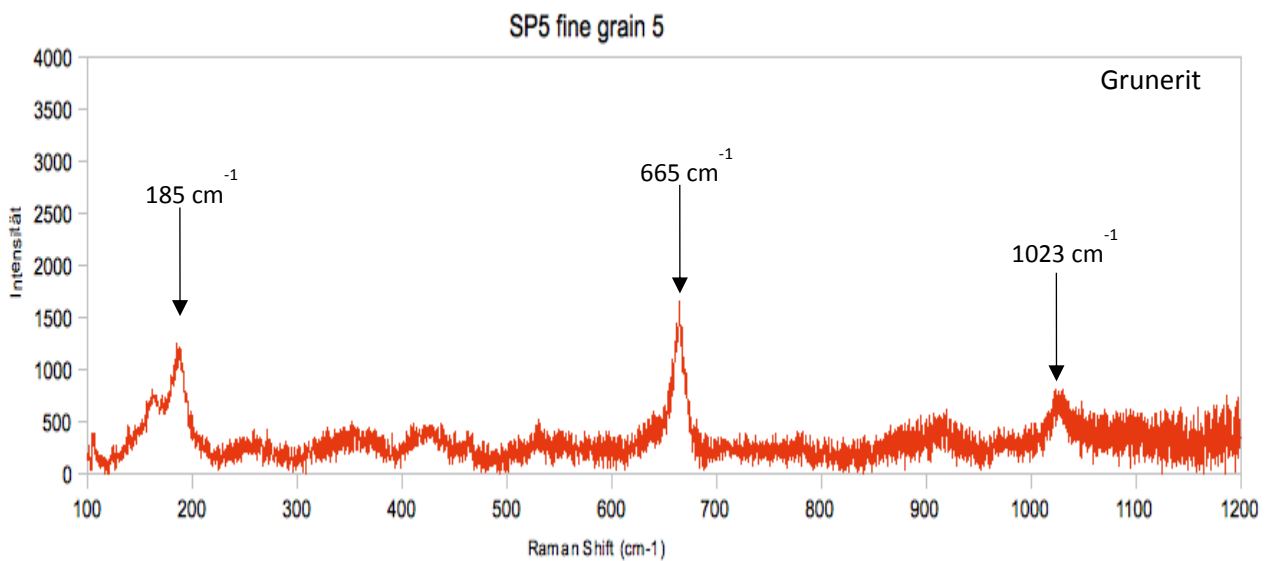


Abbildung 9.5: Raman Spektrum der Probe SP5. Die Messung erfolgte an einem feinnadeligen Amphibol.

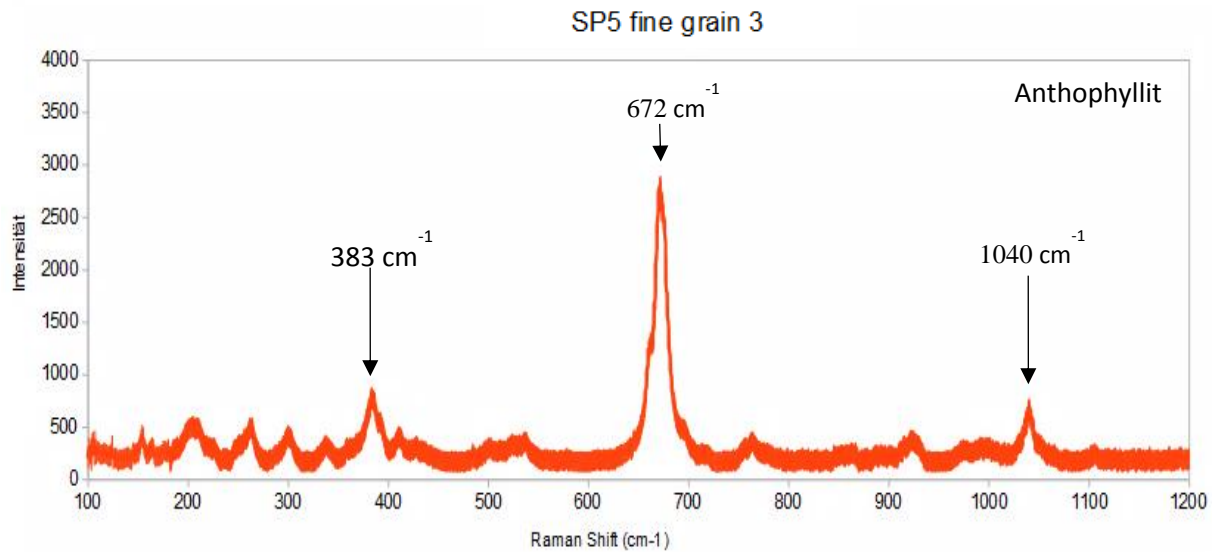


Abbildung 9.6: Raman Spektrum der Probe SP5. Die Messung erfolgte an einem feinnadeligen Amphibol.

Die Messungen an der Probe SP5 (Abb.9.4 bis 9.6) zeigten im Gegensatz zur Probe SP12 (Abb. 9.2 und 9.3) größere Schwankungen bzw. Interferenzen. Dies liegt wahrscheinlich an den relativ hohen Anteil an Erz-führenden Phasen der Probe. Die Probe SP5 coarse grain 7 (Abb.9.4) zeigt sowohl bei 160 cm^{-1} bzw. 188 cm^{-1} als auch bei 640 cm^{-1} bzw. 665 cm^{-1} eine Doppelbande.

Die Probe SP5 fine grain (Abb.9.5) zeigt hingegen 3 eindeutige Banden bei 185 cm^{-1} , 665 cm^{-1} und 1023 cm^{-1} . Trotz der nicht exakt ausgeprägten Banden in dieser Probe, kann davon ausgegangen werden, dass es sich um Grunerit bzw. Cummingtonit und nicht um Anthophyllit handelt.

Anthophyllit konnte am Raman nur sporadisch nachgewiesen werden. Das Spektrum SP5 fine grain 3 (Abb.9.6) zeigt drei typische Banden bei 383 cm^{-1} , 672 cm^{-1} und bei 1040 cm^{-1} . Der Vergleich mit dem Anthophyllit Spektrum aus der RRUFF-Datenbank zeigt, dass es sich hier um Anthophyllit handelt.

Mit der Raman Spektroskopie wurde damit sowohl Cummingtonit bzw. Grunerit als auch vereinzelt Anthophyllit in der Filone Fazies nachgewiesen und deckt sich dadurch mit dem Messergebnissen der Elektronenstrahlmikrosonde.

Grundsätzlich muss davon ausgegangen werden, dass es sich sowohl bei den feinnadeligen sowie auch bei den grobstängeligen Amphibolen meist um Grunerit bzw. Cummingtonit handelt. Grunerit bildet zusammen mit Cummingtonit die monokline Untergruppe der Mg-Fe-Mn Amphibole. Dabei bildet Cummingtonit eine vollkommene Mischreihe mit Grunerit.

Anthophyllit kommt nur selten vor. Wie schon bei der Auswertung der Elektronenstrahlmikrosondendaten vermutet, wurde auch am Raman kein Tremolit gefunden.

10. Geothermobarometrie

Im nachfolgenden Kapitel werden die thermobarometrischen Untersuchungen an den Minerale der Amphibol-haltigen Filone Fazies aufgezeigt. Als Grundlage dieser Berechnungen dienen die Mikrosondenanalysen der Minerale. Geothermobarometrie-Daten am Schneeberg wurden bereits von PROYER (1989), TROPPER & RECHEIS (2003), KONZETT et al. (2003) und UNGERANK & HOLZMANN (2011) erzeugt. Diese befassten sich jedoch nicht ausschließlich mit der Filone Fazies wie in der vorliegenden Arbeit.

Geothermobarometrie mit intern konsistenten Datensätzen

Für die Berechnungen der Geothermometer und Barometer dieser Arbeit wurde die Software "THERMOCALC" (Version 3.33) verwendet. Dieses Softwarepaket arbeitet mit den intern konsistenten Datensatz von HOLLAND & POWELL (1998). Die Aktivitäten der jeweiligen Minerale wurden unter angenommenen P/T Bedingungen von 0.6GPa und 550°C berechnet. Die Ergebnisse werden als Punkt in einem P/T Diagramm (Abb. 10.2, Abb.10.3 und Abb.10.4) geplottet.

Bei den Thermocalc Berechnungen wird zwischen einen Mode 1 und einen Mode 2 unterschieden. Im folgenden Abschnitt werden die zwei Methoden mit den Ergebnissen der Berechnungen vorgestellt.

Mode 1:

Hier werden alle invarianten Punkte zwischen den möglichen Mineralparagenesen in einem definierten chemischen System berechnet (Abb.10.1).

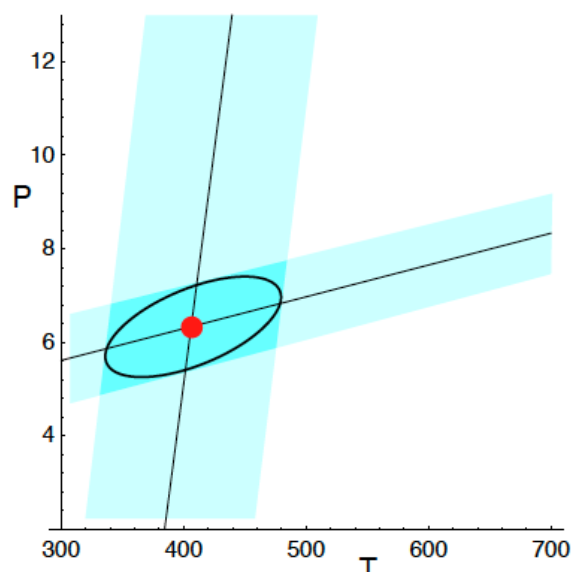


Abbildung 10.1: Darstellung der klassischen Geothermobarometrie (HOLLAND & POWELL,2006).

Probe SP8

Für die Probe SP8_1 wurden folgende Minerale für die Berechnung verwendet:

Pyrop (py), Grossular (gr), Almandin (alm), Spessartin (spss), Phlogopit (phl), Annit (ann), Muskovit (msk), Celadonit (cel), Paragonit (pa), Anorthit (an), Albit (ab), Quarz (qtz), H₂O.

Die berechneten Aktivitäten bei 550°C und 6 kbar lauten:

py	0.00470
gr	0.00270
alm	0.240
spss	0.000250
phl	0.0710
ann	0.0280
an	0.570
ab	0.660
msk	0.710
cel	0.0146
pa	0.217

Mit Hilfe der Aktivitäten der jeweiligen Minerale wurden mögliche Mineralreaktionen berechnet:

- 1) gr + 2pa + 3qtz = 3an + 2ab + 2H₂O
- 2) 2phl + msk + 6qtz = py + 3cel
- 3) py + gr + msk = phl + 3an
- 4) 3phl + 3an + 6qtz = 2py + gr + 3cel
- 5) py + 2gr + 3msk + 6qtz = 6an + 3cel
- 6) gr + phl + 2msk + 6qtz = 3an + 3cel
- 7) gr + alm + msk = ann + 3an
- 8) py + ann = alm + phl
- 9) py + 2ann + msk + 6qtz = 2alm + 3cel
- 10) phl + ann + msk + 6qtz = alm + 3cel
- 11) 3cel + 4pa = py + 4ab + 3msk + 4H₂O
- 12) phl + 2pa + 3qtz = py + 2ab + msk + 2H₂O
- 13) 3phl + 2pa + 9qtz = 2py + 2ab + 3cel + 2H₂O
- 14) 3cel + 2pa = phl + 2ab + 2msk + 3qtz + 2H₂O
- 15) ann + 2pa + 3qtz = alm + 2ab + msk + 2H₂O
- 16) py + 3ann + 3an + 6qtz = gr + 3alm + 3cel
- 17) phl + 2ann + 3an + 6qtz = gr + 2alm + 3cel
- 18) 2py + 3gr + 3cel + 4pa = 3phl + 9an + 4ab + 4H₂O
- 19) gr + 3cel + 4pa = phl + 3an + 4ab + 2msk + 4H₂O
- 20) py + 3ann + 2pa + 9qtz = 3alm + 2ab + 3cel + 2H₂O
- 21) ann + 3cel + 4pa = alm + phl + 4ab + 3msk + 4H₂O
- 22) phl + 2ann + 2pa + 9qtz = 2alm + 2ab + 3cel + 2H₂O
- 23) 3gr + 3alm + 3cel + 4pa = py + 3ann + 9an + 4ab + 4H₂O
- 24) 3gr + 2alm + 3cel + 4pa = phl + 2ann + 9an + 4ab + 4H₂O

Berechnete mögliche H₂O-freie invariante Punkte:

Druckbereich: 3.0 <-> 13.0 kbar

Temperaturbereich: 100 <-> 1000°C

- stable intersection 1 involving py,gr,phl,an,msk,cel,qtz or [alm,ann,ab,pa,H₂O]

	low T	high T	dp/dt
2) 2phl + msk + 6qtz = py + 3cel	[gr,an]	stable	stable -0.0130
4) 3phl + 3an + 6qtz = 2py + gr + 3cel	[msk]		stable -0.000409
3) py + gr + msk = phl + 3an	[cel,qtz]	stable	stable 0.00727
5) py + 2gr + 3msk + 6qtz = 6an + 3cel	[phl]		stable 0.0162
6) gr + phl + 2msk + 6qtz = 3an + 3cel	[py]	stable	0.0391

P = 7.60 kbar (sd = 0.7), T = 606.2 °C (sd = 72), (cor = 0.707)

- stable intersection 2 involving py,alm,phl,ann,msk,cel,qtz or [gr,an,ab,pa,H₂O]

	low T	high T	dp/dt
2) 2phl + msk + 6qtz = py + 3cel	[alm,ann]	stable	stable -0.0130
10) phl + ann + msk + 6qtz = alm + 3cel	[py]	stable	-0.000447
9) py + 2ann + msk + 6qtz = 2alm + 3cel	[phl]		stable 0.0106
8) py + ann = alm + phl	[msk,cel,qtz]	stable	stable 0.187

P = 7.75 kbar (sd = 1.4), T = 595.0 °C (sd = 58), (cor = -0.028)

- stable intersection 4 involving py,gr,alm,phl,ann,an,msk or [ab,cel,pa,qtz,H₂O]

	low T	high T	dp/dt
3) py + gr + msk = phl + 3an	[alm,ann]	stable	stable 0.00730
7) gr + alm + msk = ann + 3an	[py,phl]	stable	stable 0.0144
8) py + ann = alm + phl	[gr,an,msk]	stable	stable 0.187

P = 7.51 kbar (sd = 0.9), T = 593.8 °C (sd = 63), (cor = 0.874)

- stable intersection 6 involving py,gr,alm,ann,an,msk,cel,qtz or [phl,ab,pa,H₂O]

	low T	high T	dp/dt
9) py + 2ann + msk + 6qtz = 2alm + 3cel	[gr,an]	stable	stable 0.0104
16) py + 3ann + 3an + 6qtz = gr + 3alm + 3cel	[msk]		stable 0.0127
7) gr + alm + msk = ann + 3an	[py,cel,qtz]	stable	stable 0.0142
5) py + 2gr + 3msk + 6qtz = 6an + 3cel	[alm,ann]	stable	stable 0.0161

P = 8.35 kbar (sd = 5.7), T = 652.8 °C (sd = 397), (cor = 0.997)

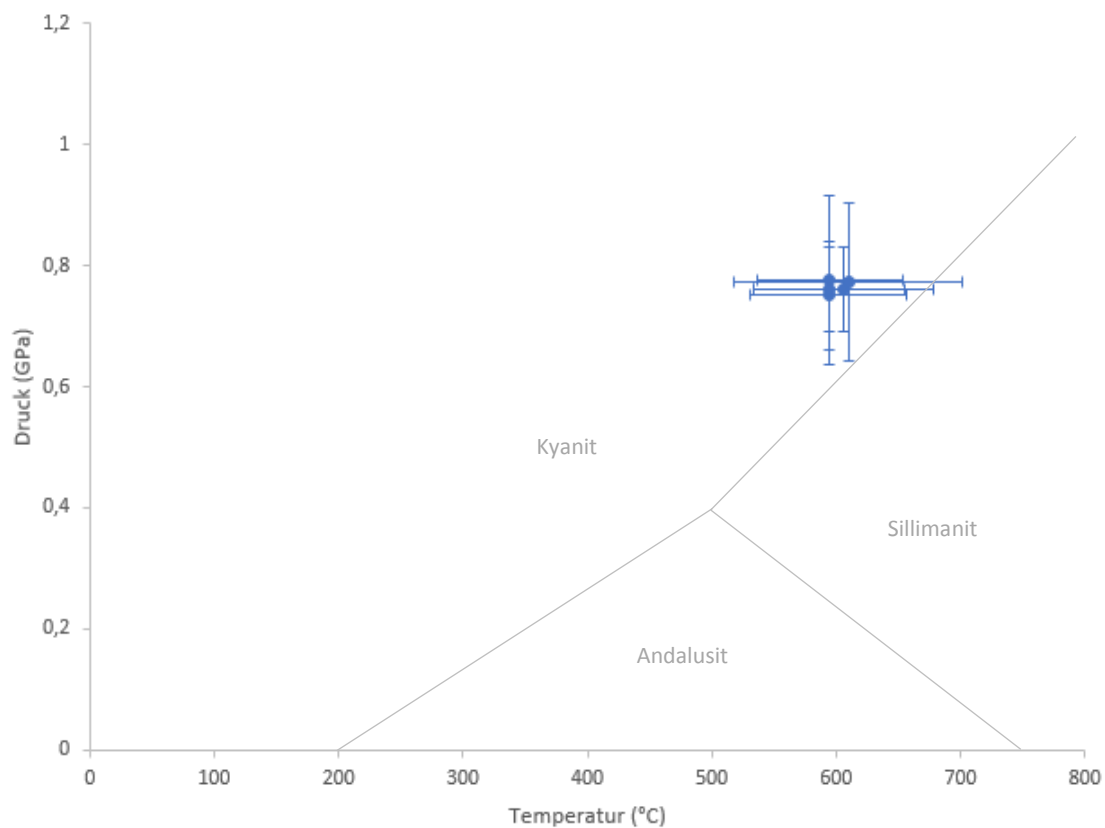


Abbildung 10.2: Berechnete P/T Bedingungen im Mode 1 für Paragneise im Bereich des Poschhausstollens der Probe SP8_1.

Für die Probe SP8_2 wurden folgende Minerale für die Berechnung verwendet:

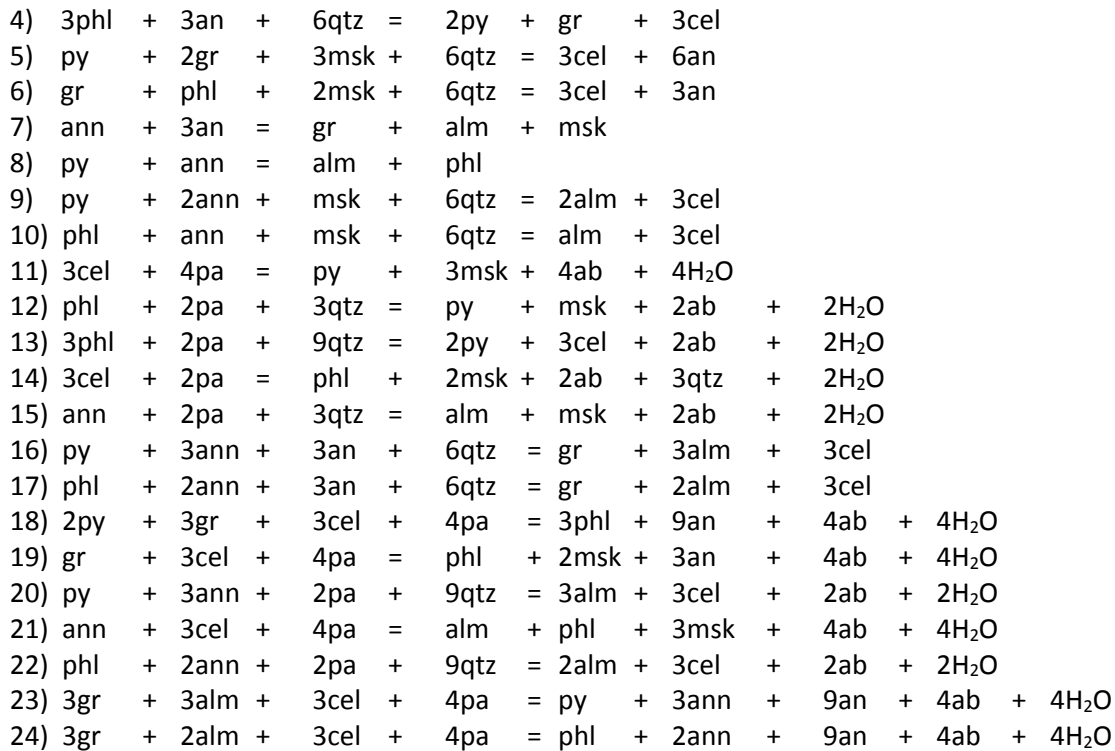
Pyrop (py), Grossular (gr), Almandin (alm), Spessartin (spss), Phlogopit (phl), Annit (ann), Muskovit (msk), Celadonit (cel), Paragonit (pa), Anorthit (an), Albit (ab), Quarz (qtz), H₂O.

Die berechneten Aktivitäten bei 550°C und 6 kbar sind:

py	0.00480
gr	0.00250
alm	0.250
spss	0.000190
phl	0.0630
ann	0.0300
msk	0.710
cel	0.0146
pa	0.217
an	0.470
ab	0.720

Berechnete mögliche Mineralreaktionen:

- 1) gr + 2pa + 3qtz = 3an + 2ab + 2H₂O
- 2) 2phl + msk + 6qtz = py + 3cel
- 3) phl + 3an = py + gr + msk



Berechnete mögliche H₂O-freie invariante Punkte:

Druckbereich: 3.0 <-> 13.0 kbar

Temperaturbereich: 100 <-> 1000°C

- stable intersection 1 involving py, gr, phl, msk, cel, an, qtz or [alm,ann,pa,ab,H₂O]

	low T	high T	dp/dt
2) 2phl + msk + 6qtz = py + 3cel	[gr,an]	stable	stable -0.0126
4) 3phl + 3an + 6qtz = 2py + gr + 3cel	[msk]		stable 0.000260
3) phl + 3an = py + gr + msk	[cel,qtz]	stable	stable 0.00808
5) py + 2gr + 3msk + 6qtz = 3cel + 6an	[phl]		stable 0.0171
6) gr + phl + 2msk + 6qtz = 3cel + 3an	[py]	stable	0.0401

P = 8.18 kbar (sd = 0.8), T = 595.4 °C (sd = 71), (cor = 0.732)

- stable intersection 2 involving py, alm, phl, ann, msk, cel, qtz or [gr,pa,an,ab,H₂O]

	low T	high T	dp/dt
2) 2phl + msk + 6qtz = py + 3cel	[alm,ann]	stable	stable -0.0125
10) phl + ann + msk + 6qtz = alm + 3cel	[py]		stable -0.000342
9) py + 2ann + msk + 6qtz = 2alm + 3cel	[phl]		stable 0.0104
8) py + ann = alm + phl	[msk,cel,qtz]	stable	stable 0.182

P = 7.88 kbar (sd = 1.4), T = 618.9 °C (sd = 62), (cor = -0.009)

- stable intersection 4 involving py, gr, alm, phl, ann, msk, an or [cel,pa,ab,qtz,H₂O]

	low T	high T	dp/dt
3) phl + 3an = py + gr + msk	[alm,ann]	stable	stable 0.00802
7) ann + 3an = gr + alm + msk	[py,phl]		stable 0.0149
8) py + ann = alm + phl	[gr,msk,an]	stable	stable 0.182

P = 8.39 kbar (sd = 1.0), T = 621.7 °C (sd = 67), (cor = 0.888)

- stable intersection 5 involving py, gr, alm, phl, ann, cel, an, qtz or [msk,pa,ab,H₂O]

		low T	high T	dp/dt
4) 3phl + 3an + 6qtz = 2py + gr + 3cel	[alm,ann]	stable	stable	0.000202
17) phl + 2ann + 3an + 6qtz = gr + 2alm + 3cel	[py]	stable		0.00900
16) py + 3ann + 3an + 6qtz = gr + 3alm + 3cel	[phl]		stable	0.0131
8) py + ann = alm + phl	[gr,cel,an,qtz]	stable	stable	0.182

P = 8.18 kbar (sd = 0.8), T = 620.6 °C (sd = 65), (cor = 0.582)

- stable intersection 7 involving gr, alm, phl, ann, msk, cel, an, qtz or [py,pa,ab,H₂O]

		low T	high T	dp/dt
10) phl + ann + msk + 6qtz = alm + 3cel	[gr,an]	stable	stable	-0.000281
17) phl + 2ann + 3an + 6qtz = gr + 2alm + 3cel	[msk]		stable	0.00908
7) ann + 3an = gr + alm + msk	[phl,cel,qtz]	stable	stable	0.0149
6) gr + phl + 2msk + 6qtz = 3cel + 3an	[alm,ann]	stable	stable	0.0401

P = 7.89 kbar (sd = 1.3), T = 588.2 °C (sd = 88), (cor = 0.942)

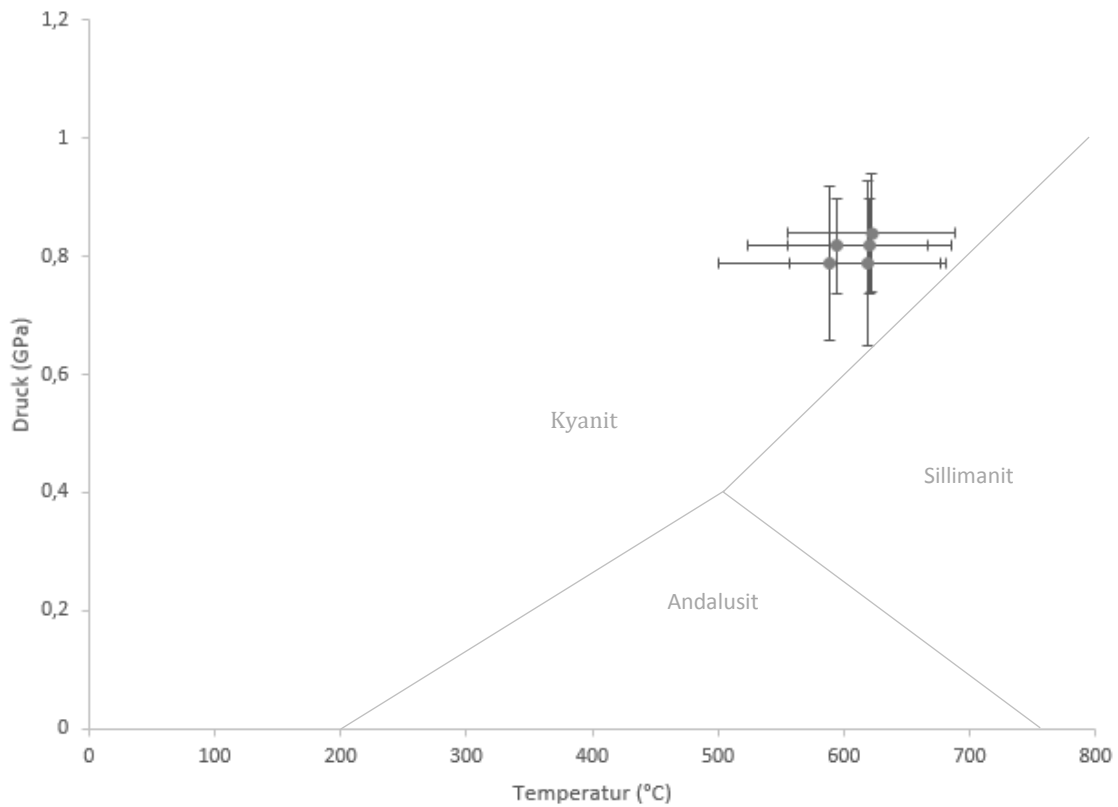


Abbildung 10.3: Berechnete P/T Bedingungen im Mode 1, für Paragneise im Bereich des Poschhausstollens der Probe SP8_2.

Probe SP9

Für die Probe SP9_1 wurden folgende Minerale für die Berechnung verwendet:

Pyrop (py), Grossular (gr), Almandin (alm), Spessartin (spss), Phlogopit (phl), Annit (ann), Muskovit (msk), Paragonit (pa), Anorthit (an), Albit (ab), Quarz (qtz)

Die berechneten Aktivitäten bei 550°C und 5.5 kbar lauten:

```
py    0.000410
gr    0.00160
alm   0.150
spss  0.0190
phl   0.0590
ann   0.0520
mu    0.570
pa    0.564
an    0.168
ab    0.890
```

Berechnete mögliche Mineralreaktionen:

- 1) phl + 3an = py + gr + mu
- 2) ann + 3an = gr + alm + mu
- 3) py + ann = alm + phl

Berechnete mögliche H₂O-freie invariante Punkte:

Druckbereich: 1.0 <-> 10.0 kbar

Temperaturbereich: 100 <-> 1000°C

- stable intersection 1 involving py, gr, alm, phl, ann, mu, an or [pa,ab,qtz]

		low T	high T	dp/dt
1) phl + 3an = py + gr + mu	[alm,ann]	stable	stable	0.00840
2) ann + 3an = gr + alm + mu	[py,phl]	stable	stable	0.0168
3) py + ann = alm + phl	[gr,mu,an]	stable	stable	0.226

P = 7.09 kbar (sd = 0.9), T = 460.6 °C (sd = 50), (cor = 0.858)

Für die Probe SP9_2 wurden folgende Minerale für die Berechnung verwendet:

Pyrop (py), Grossular (gr), Almandin (alm), Spessartin (spss), Phlogopit (phl), Annit (ann), Muskovit (msk), Paragonit (pa), Anorthit (an), Albit (ab), Quarz (qtz)

Die berechneten Aktivitäten bei 550°C und 5.5 kbar lauten:

```
py    0.000460
gr    0.00160
alm   0.150
spss  0.0180
phl   0.0620
ann   0.0490
mu    0.570
pa    0.564
an    0.168
ab    0.890
```


Berechnete mögliche Mineralreaktionen:

- 1) phl + 3an = py + gr + mu
- 2) ann + 3an = gr + alm + mu
- 3) py + ann = alm + phl

Berechnete mögliche H₂O-freie invariante Punkte:

Druckbereich: 1.0 <-> 10.0 kbar

Temperaturbereich: 100 <-> 1000°C

- stable intersection 1 involving py, gr, alm, phl, ann, mu, an or [pa,ab,qtz]

		low T	high T	dp/dt
1) phl + 3an = py + gr + mu	[alm,ann]	stable	stable	0.00848
2) ann + 3an = gr + alm + mu	[py,phl]	stable	stable	0.0168
3) py + ann = alm + phl	[gr,mu,an]	stable	stable	0.226

P = 7.16 kbar (sd = 0.9), T = 461.5 °C (sd = 50), (cor = 0.856)

Für die Probe SP9_3 wurden folgende Minerale für die Berechnung verwendet:

Pyrop (py), Grossular (gr), Almandin (alm), Spessartin (spss), Phlogopit (phl), Annit (ann), Muskovit (msk), Paragonit (pa), Anorthit (an), Albit (ab), Quarz (qtz)

Die berechneten Aktivitäten bei 550°C und 5.5 kbar lauten:

py	0.000410
gr	0.00160
alm	0.150
spss	0.0190
phl	0.0590
ann	0.0520
mu	0.600
pa	0.535
an	0.168
ab	0.890

Berechnete mögliche Mineralreaktionen:

- 1) phl + 3an = py + gr + mu
- 2) ann + 3an = gr + alm + mu
- 3) py + ann = alm + phl

Berechnete mögliche H₂O-freie invariante Punkte:

Druckbereich: 1.0 <-> 10.0 kbar

Temperaturbereich: 100 <-> 1000°C

- stable intersection 1 involving py, gr, alm, phl, ann, mu, an or [pa,ab,qtz]

		low T	high T	dp/dt
1) phl + 3an = py + gr + mu	[alm,ann]	stable	stable	0.00846
2) ann + 3an = gr + alm + mu	[py,phl]	stable	stable	0.0168
3) py + ann = alm + phl	[gr,mu,an]	stable	stable	0.226

P = 7.14 kbar (sd = 0.9), T = 460.8 °C (sd = 50), (cor = 0.859)

Für die Probe SP9_4 wurden folgende Minerale für die Berechnung verwendet:

Pyrop (py), Grossular (gr), Almandin (alm), Spessartin (spss), Phlogopit (phl), Annit (ann), Muskovit (msk), Paragonit (pa), Anorthit (an), Albit (ab), Quarz (qtz)

Die berechneten Aktivitäten bei 550°C und 5.5 kbar lauten:

py 0.000460
 gr 0.00160
 alm 0.150
 spss 0.0180
 phl 0.0620
 ann 0.0490
 mu 0.600
 pa 0.535
 an 0.168
 ab 0.890

Berechnete mögliche Mineralreaktionen:

- 1) phl + 3an = py + gr + mu
- 2) ann + 3an = gr + alm + mu
- 3) py + ann = alm + phl

Berechnete mögliche H₂O-freie invariante Punkte:

Druckbereich: 1.0 <-> 10.0 kbar

Temperaturbereich: 100 <-> 1000°C

- stable intersection 1 involving py, gr, alm, phl, ann, mu, an or [pa,ab,qtz]

	low T	high T	dp/dt
1) phl + 3an = py + gr + mu	[alm,ann]	stable	stable 0.00854
2) ann + 3an = gr + alm + mu	[py,phl]	stable	stable 0.0169
3) py + ann = alm + phl	[gr,mu,an]	stable	stable 0.226

P = 7.20 kbar (sd = 0.9), T = 461.7 °C (sd = 50), (cor = 0.857)

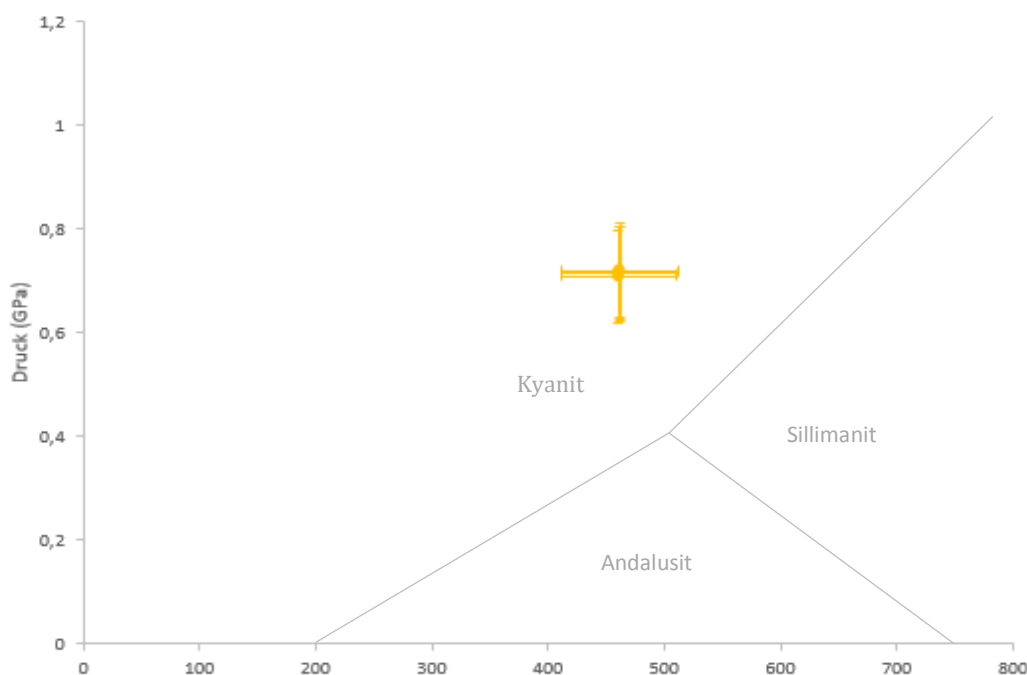


Abbildung 10.4: Berechnete P/T Bedingungen im Mode 1 für die Paragenese Granat + Biotit + Muskovit + Plaioklas im Bereich des Poschhausstollens der Probe SP9.

Mode 2:

Um die durchschnittliche (average) PT-Geothermobarometrie verwenden zu können, müssen zunächst die mineralischen Aktivitäten der Endglieder speziell für die jeweiligen Proben ermittelt werden.

Bei der „average“ PT-Geothermobarometrie wird die Thermodynamik von unabhängigen Reaktionssätzen zwischen den Endgliedern der Mineralzusammensetzung (die als im Gleichgewicht angenommen wurden) statistisch kombiniert, um ein PT-Ergebnis zu erhalten (Abb.10.5).

Die Anzahl der unabhängigen Reaktionen entspricht der Anzahl der Endglieder der Phasen abzüglich der Anzahl der Systemkomponenten.

Mittels Regressionsdiagnostik können die zu kombinierenden Daten bewertet werden. Somit besteht mit der PT-Geothermobarometrie die Möglichkeit der realistischen Zuordnung von Unsicherheiten mittels Anpassungsparameter.

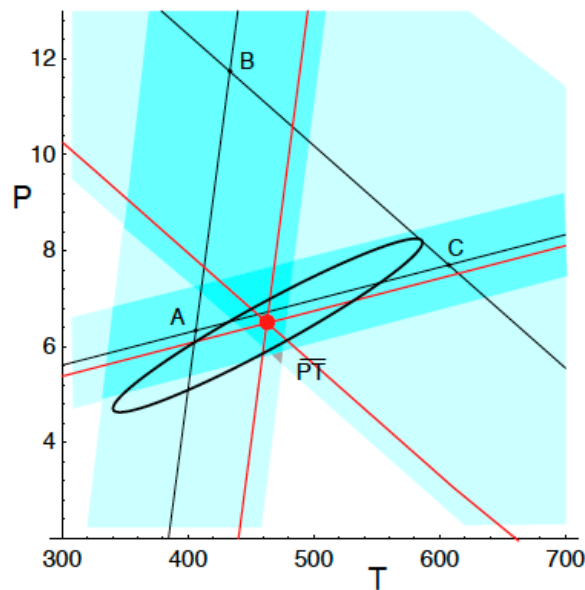


Abb. 10.5: Darstellung der PT-Geothermobarometrie (HOLLAND & POWELL, 2006)

Probe SP8

Ähnlich wie bei Mode 1 wurden auch bei Mode 2 für die Probe SP8_1 folgende Aktivitäten mit ihrer Standardabweichung berechnet:

	py	gr	alm	phl	ann	east	an
a	0.00470	0.00270	0.240	0.0710	0.0280	0.0630	0.570
sd(a)/a	0.62374	0.66681	0.15000	0.32285	0.43640	0.33660	0.05547

	ab	msk	cel	fcel	pa	qtz
a	0.660	0.710	0.0146	0.0125	0.217	1.00
sd(a)/a	0.05000	0.10000	0.68493	0.80000	0.18393	0

Independent set of reactions:

- 1) 3east + 6qtz = py + phl + 2msk
- 2) phl + east + 6qtz = py + 2cel
- 3) 2ann + msk + 6qtz = alm + 3fcel
- 4) gr + alm + msk = ann + 3an
- 5) py + gr + east + cel = 2phl + 3an

Calculations for the independent set of reactions:

	P(T)	sd(P)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	6.1	2.51	14.07	1.38	0.01158	-3.435	-0.396	1.246
2	7.7	2.71	59.07	1.22	0.03547	-3.999	-8.404	1.576
3	9.4	3.77	63.16	2.46	0.03595	-4.696	-7.080	2.560
4	6.9	0.79	37.23	1.30	-0.12690	7.362	2.422	0.834
5	7.6	1.27	-30.07	0.88	-0.12511	7.357	11.290	1.364

Single end-member diagnostic information

avP, avT, sd's, cor, fit are result of doubling the uncertainty on ln a : a ln a suspect if any are v different from lsq values.

e* are ln a residuals normalised to ln a uncertainties : large absolute values, say >2.5, point to suspect info.

hat are the diagonal elements of the hat matrix : large values, say >0.45, point to influential data.

For 95% confidence, fit (= sd(fit)) < 1.61

However a larger value may be OK - look at the diagnostics!

	avP	sd	avT	sd	cor	fit
lsq	7.7	1.3	615	92	0.799	0.38

	P	sd(P)	T	sd(T)	cor	fit	e*	hat
py	8.03	1.75	637	118	0.881	0.34	-0.22	0.45
gr	7.60	1.48	618	95	0.590	0.37	0.09	0.61
alm	7.69	1.32	616	94	0.787	0.38	0.02	0.03
phl	7.58	1.42	606	101	0.829	0.35	-0.17	0.11
ann	7.67	1.33	620	97	0.734	0.36	-0.13	0.23
east	7.78	1.34	618	92	0.798	0.27	0.45	0.03
an	7.69	1.34	616	92	0.780	0.38	-0.02	0.04
msk	7.71	1.33	614	93	0.788	0.37	-0.09	0.02
cel	7.71	1.39	617	97	0.818	0.38	-0.05	0.13
fcel	7.50	1.46	599	105	0.838	0.33	0.32	0.29
qtz	7.69	1.32	615	92	0.799	0.38	0	0

T = 615°C, sd = 92,

P = 7.7 kbars, sd = 1.3, cor = 0.799, sigfit = 0.38

Für die Probe SP8_2 wurden folgende Aktivitäten mit ihrer Standardabweichung berechnet:

	py	gr	alm	phl	ann	msk	cel
a	0.00480	0.00250	0.250	0.0630	0.0300	0.710	0.0146
sd(a)/a	0.62197	0.67228	0.15000	0.33660	0.42759	0.10000	0.68493

	pa	an	ab	qtz
a	0.217	0.470	0.720	1.00
sd(a)/a	0.18393	0.08427	0.05000	0

Independent set of reactions:

- 1) 2phl + msk + 6qtz = py + 3cel
- 2) phl + 3an = py + gr + msk
- 3) ann + 3an = gr + alm + msk

Calculations for the independent set of reactions:

	P(T)	sd(P)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	8.8	3.61	81.56	1.28	0.04741	-4.281	-12.148	2.252
2	7.8	0.99	7.57	0.78	0.11317	-7.075	-6.643	1.013
3	7.3	0.81	-37.23	1.30	0.12690	-7.362	-1.949	0.855

Single end-member diagnostic information

avP, avT, sd's, cor, fit are result of doubling the uncertainty on ln a : a ln a suspect if any are v different from lsq values.

e* are ln a residuals normalised to ln a uncertainties : large absolute values, say >2.5, point to suspect info.

hat are the diagonal elements of the hat matrix : large values, say >0.33, point to influential data.

For 95% confidence, fit (= sd(fit)) < 1.96

However a larger value may be OK - look at the diagnostics!

	avP	sd	avT	sd	cor	fit
lsq	8.3	1.6	614	112	0.860	0.13

	P	sd(P)	T	sd(T)	cor	fit	e*	hat
py	8.17	2.29	607	155	0.928	0.11	0.05	0.46
gr	8.24	1.89	614	113	0.691	0.12	0.02	0.63
alm	8.27	1.65	613	115	0.854	0.13	-0.01	0.04
phl	8.26	2.05	613	139	0.910	0.13	-0.01	0.20
ann	8.25	1.68	610	131	0.829	0.11	0.04	0.30
msk	8.27	1.64	614	113	0.855	0.13	0.01	0.01
cel	8.35	1.80	619	123	0.883	0.07	-0.11	0.22
an	8.27	1.68	614	112	0.830	0.13	-0.01	0.09
qtz	8.27	1.64	614	112	0.860	0.13	0	0

T = 614°C, sd = 112,

P = 8.3 kbars, sd = 1.6, cor = 0.860, sigfit = 0.13

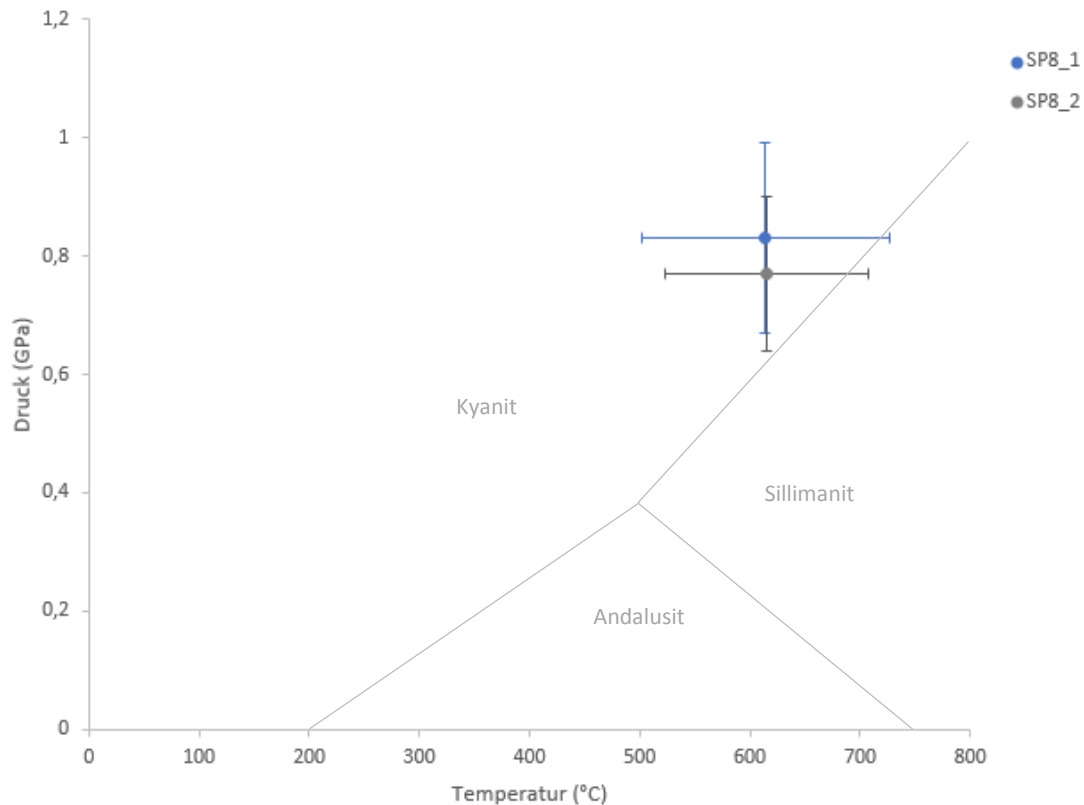


Abbildung 10.6: Berechnete durchschnittliche P/T Bedingungen für Paragneise im Bereich des Poschhausstollens.

Die geothermobarometrische Auswertung an den Paragneisen (Probe SP8) ergaben Drucke zwischen 0.77-0.83GPa bei Temperaturen von 579-615°C (Abb.10.2, 10.3 und 10.6). Die Durchschnittstemperatur liegt bei $608 \pm 13^\circ\text{C}$ und der Durchschnittsdruck bei $0.78 \pm 0,01\text{GPa}$. Diese Bedingungen sind mit dem Metamorphosehöhepunkt zu verknüpfen. Ähnliche Drucke von 0.9GPa an Muskovit-Plagioklas-Quarzschiefer haben auch UNGERANK & HOLZMANN (2011) für den Metamorphosehöhepunkt berechnet.

Die Auswertung der Probe SP9 mit der Paragenese Granat + Biotit + Muskovit + Plagioklas ergaben Drucke zwischen 0.71-0.72GPa und Temperaturen um die 460°C (Abb.10.4). Diese Probe weist somit wesentlich niedrigere Temperaturen und auch Drucke als die Probe SP8 auf. Die Paragenese in der Probe SP9 könnte aufgrund dieser Tatsache durch eine Fluidzufuhr völlig neu rekristallisiert sein oder erst durch die Fluidzufuhr gebildet worden sein.

Geothermometrie der Amphibol-haltigen Filone Fazies

Calcit – Dolomit Solvusgeothermometrie

Durch das häufige, kleinflächige Auftreten von Karbonat in der Filone Fazies wurde an der Elektronenstrahlmikrosonde auch Calcit, Dolomit und Fe-Mg-Mn Karbonate mitgemessen um Ausgangsdaten für die Thermometrie zu generieren. Diese sollten Rückschlüsse über die Temperaturbedingungen liefern. Die Temperaturberechnungen erfolgten nach ANOVITZ & ESSENE (1987) und RICE (1977).

Die Berechnung der Temperatur nach ANOVITZ & ESSENE (1987) erfolgte wie folgt:

$$T (^{\circ}\text{C}) = -2360 * \text{XMg} + (-0.01345 / \text{XMg}^2) + 2620 * \text{XMg}^2 + 2608 * \text{XMg}^{0.5} + 334 - 273$$

Die Gleichung zur Berechnung der Temperatur nach RICE (1977) lautet:

$$T (^{\circ}\text{C}) = -1690 / ((\log \text{XMg}) - 0.795) - 273$$

Wie die Abbildung 10.7 zeigt, treten Calcite nur in den Schliffen SP12 und SP5 häufig auf.

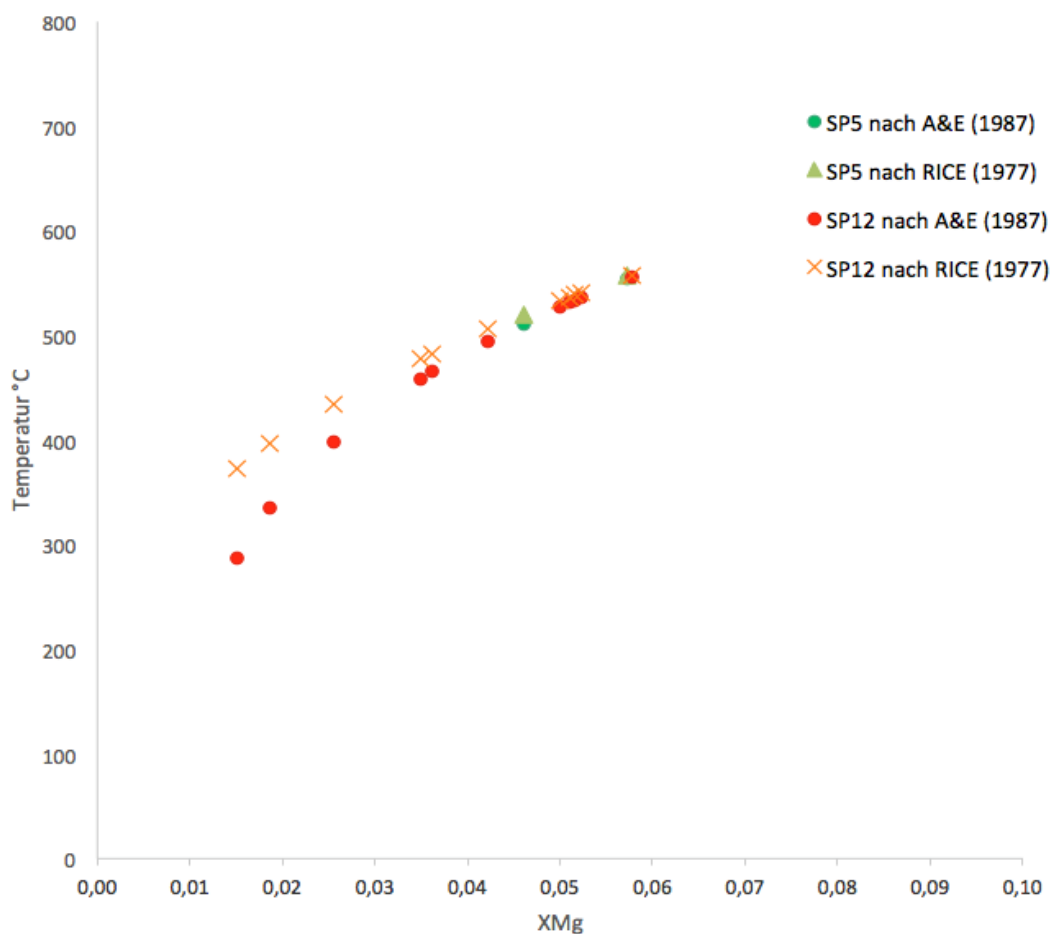


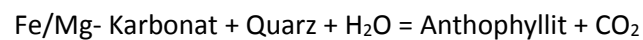
Abbildung 10.7: Temperaturverlauf der Calcite im Zusammenhang mit dem XMg- Gehalt nach RICE (1977) und ANOVITZ & ESSENE (1987).

In der Probe SP12 gibt es eine größere Streuung der Temperatur als in der Probe SP5. Die obenstehende Abbildung 10.7 zeigt, dass mit zunehmenden Mg- Gehalt die Temperatur ansteigt. Der Temperaturrange liegt bei Probe SP12 bei 290-560°C und 510-555°C bei der Probe SP5. Letztere weisen jedoch einen höheren Mg-Gehalt auf. Die Durchschnittstemperaturen nach RICE (1977) liegen bei SP5 bei 538°C und bei SP12 bei 486°C. Nach ANOVITZ & ESSENE (1987) liegen die durchschnittlichen Temperaturen bei SP5 um die 532°C und bei SP12 bei 465°C. Die beiden Modelle von RICE (1977) und ANOVITZ & ESSENE (1987) unterscheiden sich somit kaum von einander.

P-T Bedingungen der Amphibolbildung in der Filonefazies

Bei der Berechnung Temperatur und Druckbedingungen der Minerale wurden P/T Bedingungen von 0.4 bzw. 0.6GPa und 500°C bzw. 550°C angenommen.

PROYER (1989) hat bei seiner Arbeit folgende Reaktionsgleichung für die Bildung von Anthophyllit in der Filone Fazies aufgestellt:



Diese Reaktionsgleichung diente als Grundlage für die Herangehensweise der thermobarometrischen Berechnungen der vorliegenden Arbeit. Es konnte angenommen werden, dass sich Grunerit bzw. Cummingtonit aus einer ähnlichen Reaktion heraus bildet, weshalb wie in Abbildung 10.8 ersichtlich, es aus 3 Gründen zur Bildung der Amphibole gekommen sein muss:

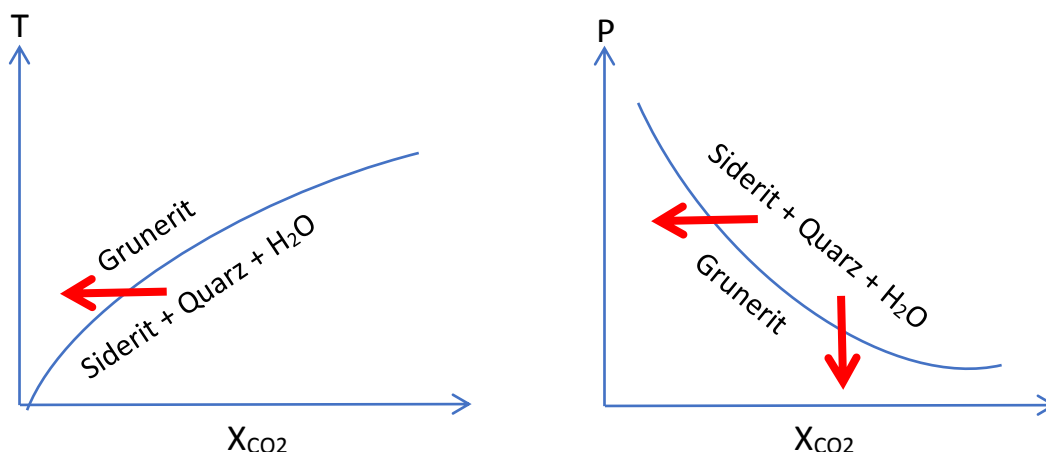


Abbildung 10.8: T-X bzw. P-X Schema der angenommenen Bildung der Amphibole.

1. Verdünnung eines CO₂-reichen Fluids infolge durch Zugabe von H₂O
2. Druckentlastung
3. Temperatursenkung

Aufgrund dieser Annahmen wurden T-XCO₂ und P-XCO₂ Diagramme mit den ausgewerteten Daten erzeugt. Die Ergebnisse sind aus Abbildung 10.9 zu entnehmen und spiegeln die Hypothesen wieder.

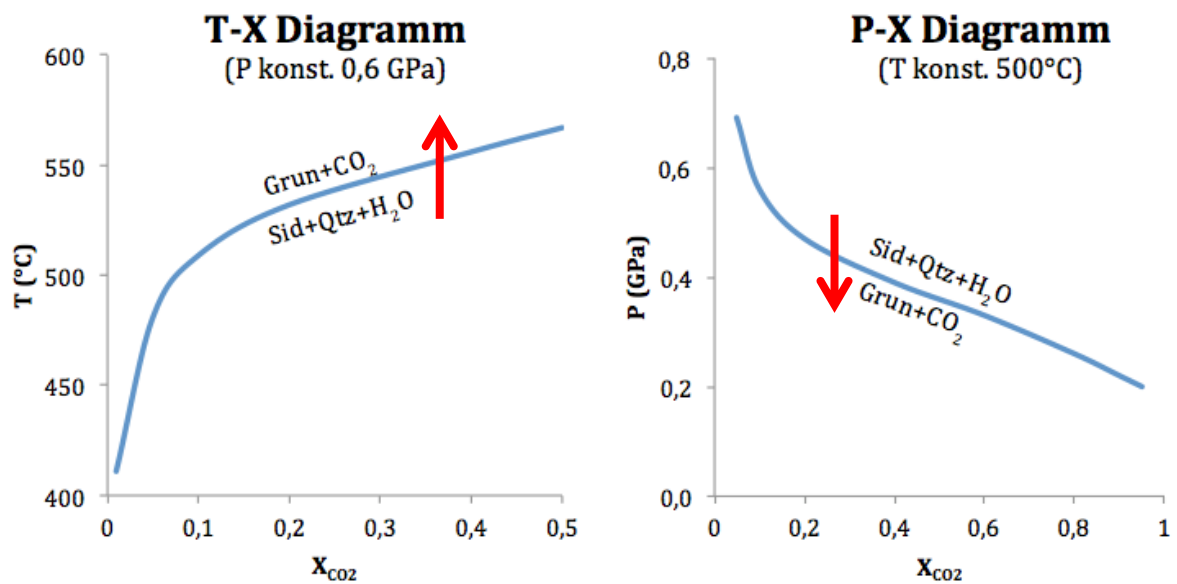
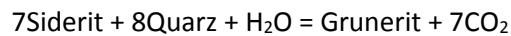


Abbildung 10.9: T-XCO₂ Diagramm (links) sowie P-XCO₂ Diagramm (rechts) aus den berechneten Temperaturen und Drucken. Grun=Grunerit, Sid=Siderit, Qtz=Quarz.

Die dazugehörige Reaktionsgleichung der Diagramme lautet:



Die Abbildung 10.10 zeigt die berechneten P-XCO₂ Diagramme bei unterschiedlichen Temperaturen. Es zeigt sich, dass bei einer höheren Temperatur, die Umwandlung von Siderit + Quarz + H₂O zu Grunerit bei leicht höheren Drucken abspielt. Es gibt jedoch keinen signifikanten Unterschied der beiden Berechnungen.

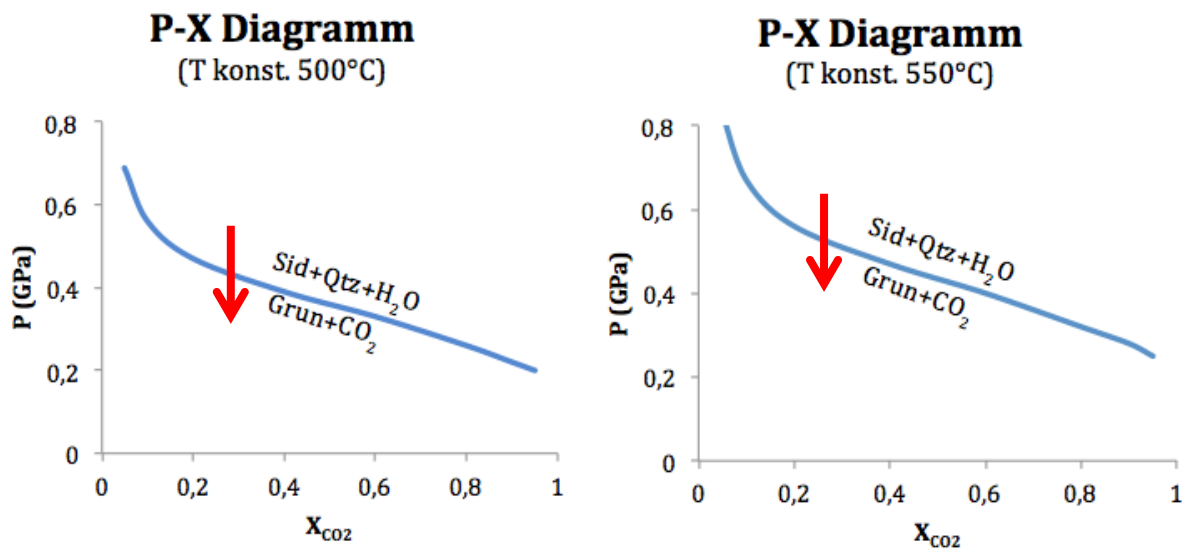


Abbildung 10.10: Berechnete P-XCO₂ Diagramm bei 500°C (links) und 550°C (rechts)

In Abbildung 10.11 ist ersichtlich, dass Cummingtonit oberhalb von ca. 400°C stabil ist. Je nach CO₂-Gehalt und Temperatur tritt er mit verschiedenen Mineralen auf und bildet unterschiedliche Paragenesen.

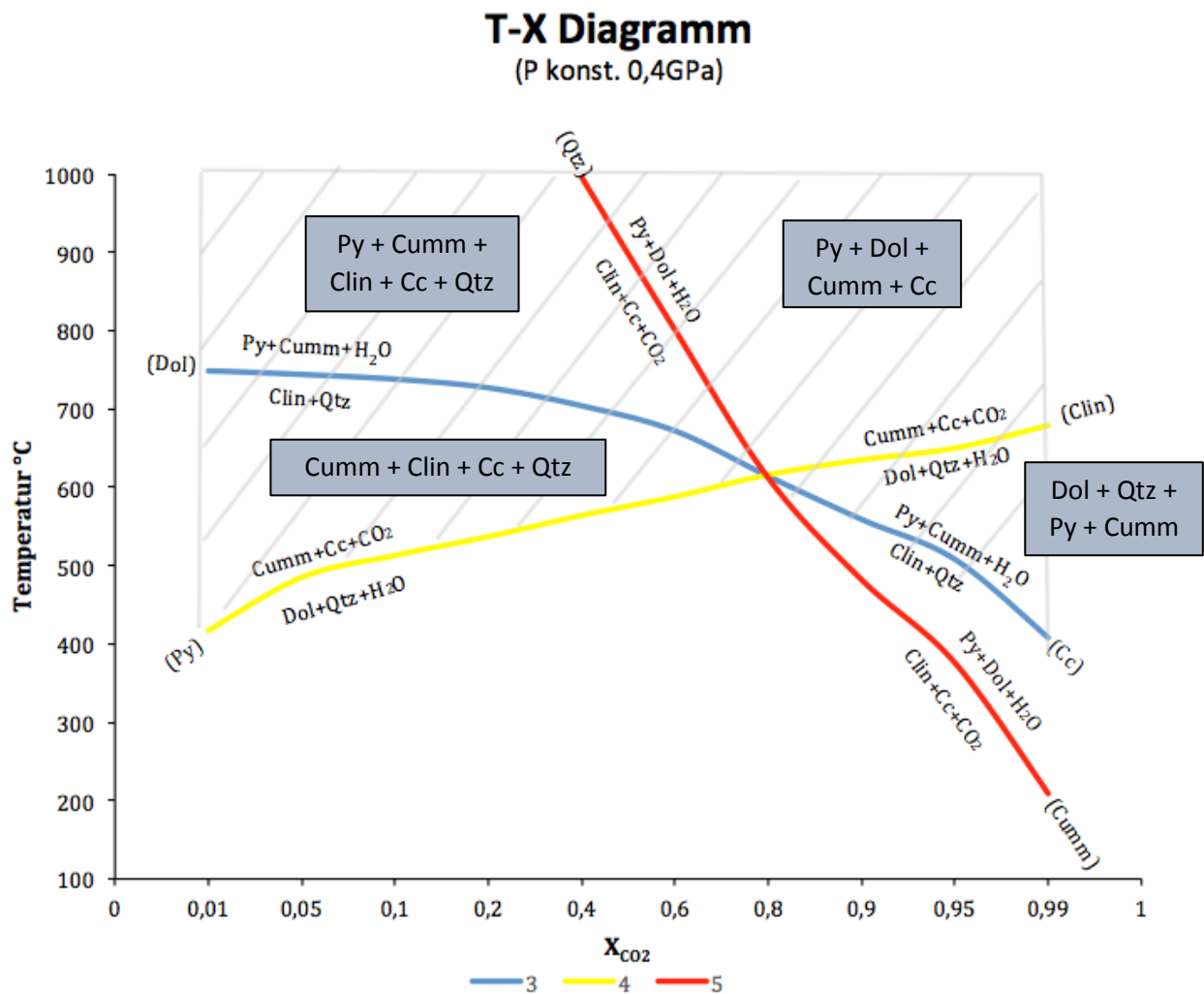
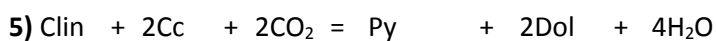
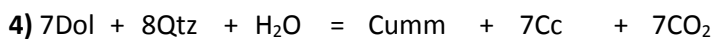


Abbildung 10.11: Berechnetes T-XCO₂ Diagramm für die Phasenbeziehung Cummingtonit. Die Schraffur zeigt das Stabilitätsfeld von Cummingtonit.

Die Reaktionsgleichungen von der Abbildung 10.11 lauten:



Geothermobarometrie der Sulfide

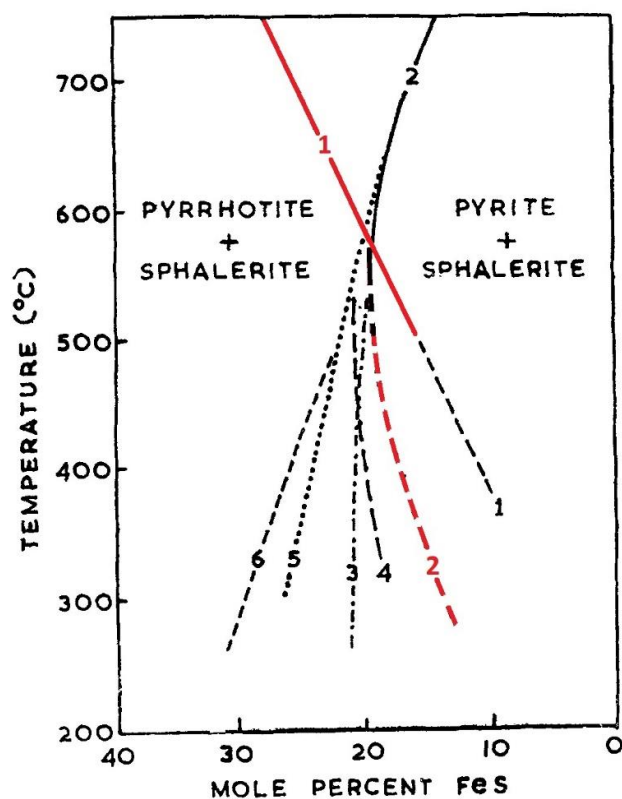
Im folgenden Kapitel werden die Ergebnisse der Geothermometrie sowie der Geobarometrie an den Sulfiden vorgestellt.

Geothermometrie

Mit Hilfe des FeS-ZnS- Geothermometers kann die Formationstemperatur einer Lagerstätte ermittelt werden. Voraussetzung ist allerdings, dass die in den Proben vorhandenen Sphalerite im Gleichgewicht mit Pyrrhotin und Pyrit sind. Mittels Eisengehalt des Sphalerits kann die Temperatur während der Erzparagenese bestimmt werden.

Bei der Berechnung der Geothermometrie wird auf die Arbeiten von KULLERUD (1953), BARTON und TOULMIN (1966) und KEITH et al. (2014) verwiesen. Das Fe-Zn-S- System konnte in einem Temperaturbereich von 580–850°C bereits detailliert durch Laborversuche untersucht werden. Wurzit stellt im oberen Temperaturbereich die Grenze für die Untersuchungen des Sphalerits dar. Unterhalb von 580°C können aufgrund von langsamen Reaktionsraten keine genauen Ergebnisse aus Experimenten erzeugt werden (BARTON und TOULMIN, 1966). Aus diesem Grund unterschieden sich die Ergebnisse im niedrig- gradigen Temperaturbereich von KULLERUD (1953), BARTON und TOULMIN (1966) und anderen Autoren stark. Hier ist eine Phasenbeziehung nur eine Extrapolation der Daten möglich (Abb.10.12).

Abbildung 10.12: Darstellung des FeS im Sphalerit in Abhängigkeit der Temperatur. Die durchgezeichneten Kurven zeigen die durch Laborversuche ermittelten Graphen und die gestrichelten Kurven die berechneten Graphen von verschiedenen Autoren: (1) KULLERUD (1953) (2) BARTON und TOULMIN (1966) (3 bis 6) weitere Autoren. Die roten Linien zeigen die berechneten Temperaturen, welche erfahrungsgemäß zu den besten Ergebnissen führen (verändert nach KELLY und TURNEAURE, 1970).



In Abbildung 10.12 beschreibt jede Kurve den Fe- Gehalt in Sphaleriten in Abhängigkeit der Temperatur, die im Gleichgewicht mit Pyrrhotin und Pyrit auftreten. Bei höher- gradigen Temperaturen (>580°C) wird als Grundlage die Berechnung von KULLERUD (1953) empfohlen. Bei niedrigen Temperaturen (<500°C) sind als Grundlage für die Berechnungen der Temperatur die Daten von BARTON und TOULMIN (1966) empfehlenswert, da diese besser mit der Zusammensetzung natürlicher Paragenesen übereinstimmen.

Die Berechnungen von KULLERUD (1953) und BARTON und TOULMIN (1966) basieren beide auf den ermittelten Gehalt von FeS in mol% in Sphalerit:

$$\text{mol\% FeS} = \frac{\text{mol}^{\text{Fe}}}{(\text{mol}^{\text{Fe}} + \text{mol}^{\text{Zn}})} * 100$$

Die Berechnung der Temperatur nach KULLERUD (1953) erfolgt nach:

$$T (^{\circ}\text{C}) = 170 + 21 * \text{mol\% FeS}$$

Nach BORTON und TOULMIN (1966) erfolgt die Berechnung durch die Beziehung:

$$T (^{\circ}\text{C}) = -166.67 + 33.333 * \text{mol \% FeS}$$

Um die FeS- ZnS Geothermometrie anwenden zu können, braucht es ein Gleichgewicht zwischen Sphalerit, Pyrrhotin und Pyrit. In den untersuchten Schlfen kommt Pyrrhotin immer vor. Pyrit jedoch nicht. In diesem Fall wird Pyrrhotin als ausreichender Puffer angenommen.

Ein Modell zur Berechnung der Temperatur von KEITH et al. (2014) beruht auf die Zusammensetzung des Sphalerits aus aktiven und inaktiven submarinen hydrothermalen Gängen, die an Basalten am mittelozeanischen Rücken untersucht wurden. Die Bearbeiter dieser Studie stellten fest, dass das Verhältnis Fe/Zn, bei einer Erhöhung der Temperatur des hydrothermalen Fluids, systematisch ansteigt. Ein zusätzlicher Einbau von Eisen erfolgt im Sphalerit nur durch eine Substitution des Eisens für Zink. Wird diese Beziehung umgedreht, kann die Minimaltemperatur des sphaleritbildenen Fluids mittels Fe/Zn Verhältnis ermittelt werden.

Die Berechnung nach KEITH et al., 2014 erfolgt nach folgender Gleichung:

$$T (^{\circ}\text{C}) = ((\text{Fe} / \text{Zn}) + 0.2953) / 0.0013$$

Die Tabelle 10.1 zeigt die berechneten Temperaturen.

Probe	Mol% FeS	T°C (Kullerud,1953)	Mean	sd	T°C (Borton & Toulmin,1966)	Mean	sd	T°C (Keith, 2014)	Mean	sd
SP5S_sph-1	13	449	424	31	276	236	50	345	333	15
SP5S_sph-2	11	408			211			325		
SP5S_sph-3	15	491			342			366		
SP5S_sph-4	13	439			261			340		
SP9S_sph1	12	412			218			327		
SP9S_sph2	13	446			272			344		
SP9S_sph3	12	423			235			332		
SP9S_sph3	12	431			247			336		
SP9S_sph5	13	440			262			341		
SP9S_sph5	13	436			255			339		
SP9S_sph6	13	453			282			347		
SP9S_sph7	12	421			232			332		
SP9S_sph8	12	415			222			329		
SP9S_sph9	12	414			221			328		
SP19S_sph-1	10	371			152			308		
SP19S_sph-2	11	402			201			323		
SP19S_sph-3	9	356			128			302		

133_7_sph3_1	15	488	460	33	338	293	53	364	351	16
133_7_sph3_2	15	484			332			362		
133_7_sph3_3	15	475			317			358		
133_7_sph3_4	14	468			306			354		
133_7_sph3_5	15	476			319			358		
133_7_sph1_1	15	485			333			363		
133_7_sph1_2	15	487			336			364		
133_7_sph1_3	14	474			315			357		
133_7_sph1_4	15	481			328			361		
133_7_sph2_1	15	494			348			368		
133_7_sph2_2	15	489			340			365		
133_7_sph2_3	15	490			342			366		
133_7_sph2_4	15	494			347			367		
133_7_sph2_5	14	474			316			357		
133_30-sph1	14	454			284			348		
133_30-sph2	12	419			228			331		
133_30-sph3	11	398			195			321		
133_39-sph1	11	395			191			319		
133_39-sph2	10	373			155			309		
133_39-sph3	14	473			314			357		

133_57-sph1	13	441		263		341	
133_57-sph2	12	424		236		333	
133_57-sph3	12	430		246		336	
133_57-sph4	13	436		255		339	
133_18-sph1	15	481		328		361	
133_18-sph2	14	468		306		354	
133_18-sph3	13	435		254		338	
133_18-sph4	15	480		325		360	
133_18-sph5	13	435		254		338	
133_18-sph6	15	493		346		367	

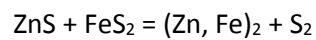
Tabelle 10.1: Berechnete Temperaturen nach KULLERUD (1953), BOURTON und TOULMIN (1966) und KEITH et al. (2014).

Die Proben SP5, SP9 und SP19 in der Tabelle 10.1 stammen aus der Filone Fazies. Die restlichen Proben (133_7, 30, 39, 57, 18) stammen aus der Hauptvererzung. Die Berechnungen des Geothermometer nach KULLERUD (1953) ergibt bei allen Proben die höchsten Temperaturen. Jenes Berechnungsmodell von BARTON und TOULMIN (1966) die niedrigsten Temperaturen. Diese Temperaturen sind mit Sicherheit deutlich zu niedrig und werden nicht weiter berücksichtigt. Die Geothermometer nach KULLERUD (1953) hingegen sind akzeptabel und ergeben gute Werte.

Die Temperaturberechnung des Sphalerits in der Filone Fazies liegt sowohl nach KULLERUD (1953) sowie auch nach KEITH et al. (2014) um 30-40 °C tiefer als in den Proben der Hauptvererzung.

Geobarometrie

Im System Cu-Fe_Zn-S ist durch den FeS- Gehalt in den Sphaleriten ebenfalls eine Anwendung als Geobarometer möglich. Voraussetzung ist wieder ein Gleichgewicht des Sphalerits mit Pyrit und Pyrrhotin. Pyrit und Pyrrhotin dienen als FeS-Buffer im System damit die Zusammensetzung des koexistierenden Sphalerits über einen großen Temperaturbereich konstant bleibt. Die folgende Modellreaktion beschreibt den Einbau von Pyrrhotin (FeS) im Sphalerit (ZnS):



Dadurch zeigt der Sphalerit nur noch eine starke Abhängigkeit vom einwirkenden Druck (HUTCHINSON und SCOTT, 1981).

HUTCHINSON und SCOTT (1981) gehen in ihren Modell von einer Temperatur-Unabhängigkeit des Geobarometers bis zu einer minimalen Temperatur von etwa 400°C aus. Sie haben bei den Experimenten das Gleichgewicht von untersättigten, als auch übersättigten Bedingungen aus angefahren, um mögliche Fehlerquellen im Versuchsablauf so gering wie möglich zu halten und ein Erreichen des Gleichgewichtes sicherzustellen. Aus der Versuchsreihe konnte für den Druckbereich von 0 bis 10 kbar Isoplethen gefittet werden. Diese zeigen die Veränderbarkeit des FeS- Gehaltes im Sphalerit bei Veränderung des Druckes (Abb.10.13). Im temperaturunabhängigen Bereich beruht die Berechnung des Druckes auf folgender Gleichung:

$$P \text{ (kbar)} = 42.30 - 32.10 * \log \text{ mol\% FeS}$$

Laut HUTCHINSON und SCOTT (1981) weist die Gleichung einen Korrelationskoeffizienten von 0.993 und einen Standardfehler von ±0.30 kbar auf.

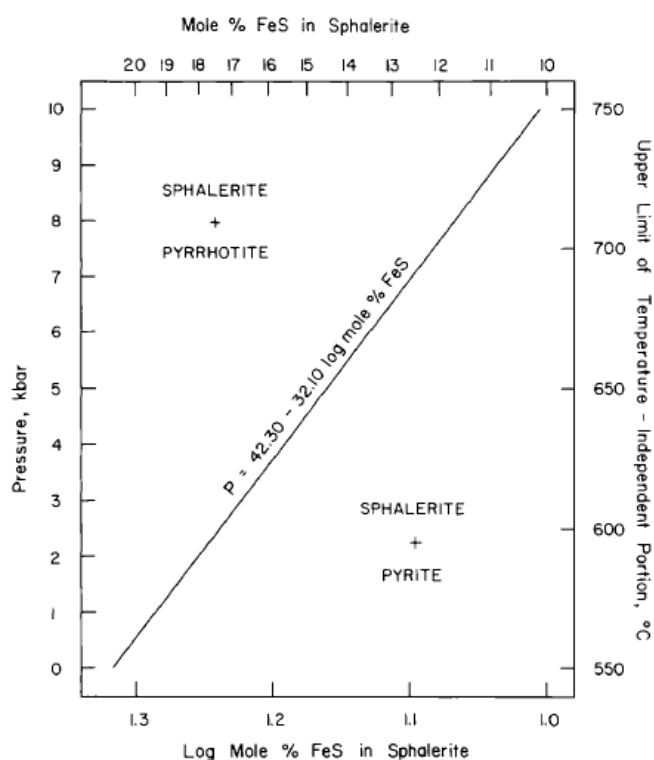


Abbildung 10.13: Der Graph beschreibt die Abhängigkeit des FeS-Gehalts im Sphalerit in Abhängigkeit des Druckes. Ein wichtiger Einflussfaktor ist das Gleichgewicht des Sphalerits mit Pyrit und Pyrrhotin. Des Weiteren wird von einer Unabhängigkeit der Temperatur im abgebildeten Bereich ausgegangen (HUTCHINSON und SCOTT, 1981).

TOULMIN et al. (1991) sieht das Sphalerit- Geobarometer-Modell von HUTCHINSON und SCOTT (1981) in Konflikt mit thermodynamischen Berechnungen. Die Studie von TOULMIN et al. (1991) zeigt neu berechnete Phasendiagramme, in welchen bei sinkenden Temperaturen im System zu niedrigeren Drucken führen. Es gilt allerdings zu berücksichtigen, dass die Berechnungen bei niedrigen Temperaturen auf die Extrapolation von experimentellen Daten beruhen. Diese Daten wurden bei höheren Temperaturen ermittelt. In der Abbildung 10.14 sind die Berechnungen von TOULMIN et al. (1991) sichtbar. Die Isobaren im Phasendiagramm sind durch ihre Temperaturabhängigkeit stark gebogen, allerdings stehen sie im Konflikt zu den experimentellen Kalibrierungen bis etwa 300°C. Experimente mit Mineralen wie Sphalerit, Pyrit oder Pyrrhotin sind bei Temperaturen unter 400°C extrem schwer durchzuführen weshalb die thermodynamischen Berechnungen hier als realistisch einzuschätzen sind.

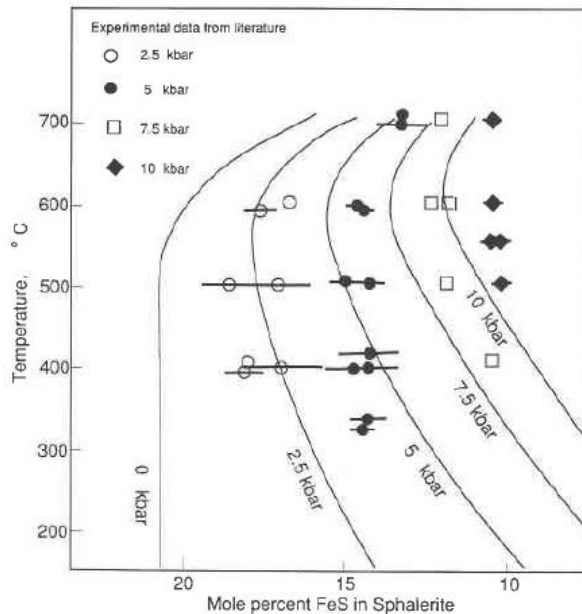


Abbildung 10.14: Der im Gleichgewicht stehende Sphalerit ist hier mit Pyrit und Pyrrhotin in Abhängigkeit von der Temperatur über einen Druckbereich von 0 bis 10kbar dargestellt. Die Daten aus experimentellen Studien zeigen im Gegensatz zu den berechneten, gebogenen Isobaren keine Abhängigkeit zur Temperatur (TOULMIN et al., 1991).

MARTIN & GIL (2005) haben in einer groß angelegten Studie aus 13 vorhergegangenen Studien die Ergebnisse von 279 Experimenten in einer Datensammlung zusammengefasst. Die Experimente wurden mit der Paragenese von Sphalerit, Pyrrhotin und Pyrit über einen P/T- Bereich von 300°C bis 850°C und Drucken bis zu 10kbar durchgeführt. Mit Hilfe dieser Datensammlung wurde ein integriertes thermodynamisches Mischungsmodell für Sphalerite entwickelt, welches speziell für die Geobarometrie ausgelegt ist. Die Temperatur-Untergrenze für die Anwendung dieses Modell liegt bei 275°C und die Obergrenze wurde beim Phasenübergang von Sphalerit und Wurtzit bei circa 900°C festgelegt.

Die Sphalerit Geobarometrie dieser Arbeit erfolgte mittels den Untersuchungen von HUTCHINSON und SCOTT (1981), TOULMIN et al. (1991) und MARTIN & GIL (2005). Die Ergebnisse von TOULMIN et al. (1991) sind in den Abbildungen 10.15 und 10.16 dargestellt, die Ergebnisse nach HUTCHINSON & SCOTT (1981) und MARTIN & GIL sind in den folgenden Tabellen 10.2 und 10.9 aufgelistet. Aufgrund der Tatsache, dass in den meisten Proben Pyrit abwesend ist, sind die Werte als semiquantitativ anzusehen.

Ergebnisse der Filone Fazies

TOULMIN et al. (1991)

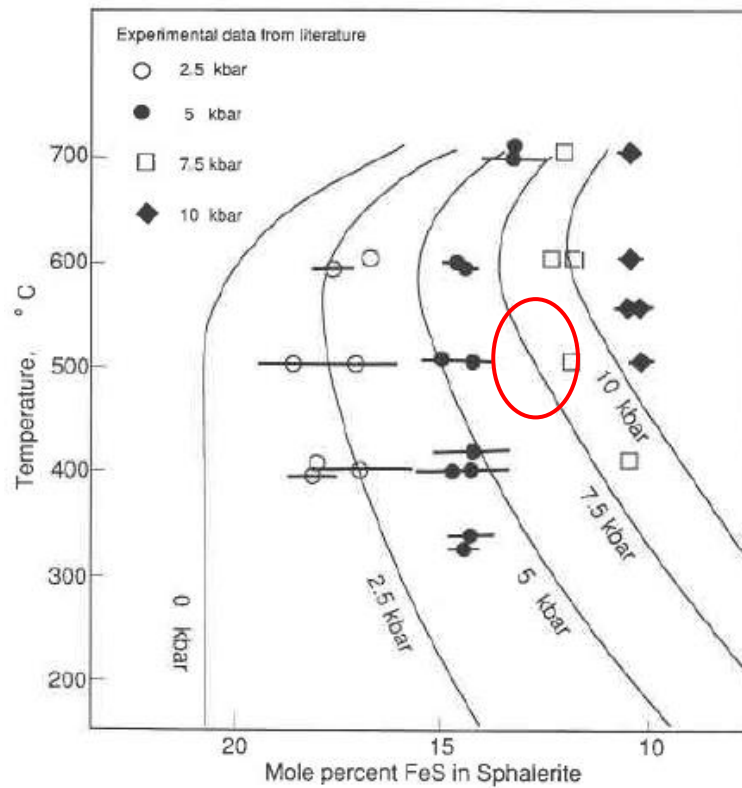


Abbildung 10.15: Ermittelter Druckbereich in Rot der Sphalerite aus der Filone Fazies nach TOULMIN et al. (1991).

HUTCHINSON & SCOTT (1981)

Probe (Filone Fazies)	Typ	Mol% FeS	P in GPa nach Hutchinson & Scott (1981)	Mean	Sd
SP5S_sph-1	Sph + Po	13	0,62	0,72	0,11
SP5S_sph-2	Sph + Po	11	0,85		
SP5S_sph-3	Sph + Po	15	0,43		
SP5S_sph-4	Sph + Po	13	0,67		
SP9S_sph1	Sph + Po	12	0,82		
SP9S_sph2	Sph + Po	13	0,64		
SP9S_sph3	Sph + Po	12	0,76		
SP9S_sph3	Sph + Po	12	0,72		
SP9S_sph5	Sph + Po	13	0,67		
SP9S_sph5	Sph + Po	13	0,69		
SP9S_sph6	Sph + Po	13	0,60		
SP9S_sph7	Sph + Po	12	0,77		
SP9S_sph8	Sph + Po	12	0,81		
SP9S_sph9	Sph + Po	12	0,81		
SP19S_sph-2	Sph + Po	11	0,88		

Tabelle 10.2: Berechnete Drucke nach HUTCHINSON & SCOTT (1981) der Sphaleriten aus der Filone Fazies.

MARTIN & GIL (2005)

Probe (Filone Fazies)	Typ	XFe (Sph)	°C	P in GPa Martin & Gil (2005)	Mean	Sd
SP5S_sph-1	Sph + Po	0,1328	450	0,61	0,72	0,13
SP5S_sph-2	Sph + Po	0,1132	450	0,87		
SP5S_sph-3	Sph + Po	0,1527	450	0,41		
SP5S_sph-4	Sph + Po	0,1282	450	0,67		
SP9S_sph1	Sph + Po	0,1154	450	0,84		
SP9S_sph2	Sph + Po	0,1315	450	0,63		
SP9S_sph3	Sph + Po	0,1204	450	0,77		
SP9S_sph3	Sph + Po	0,1241	450	0,72		
SP9S_sph5	Sph + Po	0,1286	450	0,66		
SP9S_sph5	Sph + Po	0,1265	450	0,69		
SP9S_sph6	Sph + Po	0,1347	450	0,59		
SP9S_sph7	Sph + Po	0,1197	450	0,78		
SP9S_sph8	Sph + Po	0,1167	450	0,82		
SP9S_sph9	Sph + Po	0,1163	450	0,82		
SP19S_sph-2	Sph + Po	0,1103	450	0,91		

Tabelle 10.3: Berechnete Drucke nach MARTIN & GIL (2005) der Sphaleriten aus der Filone Fazies bei 450°C.

Probe (Filone Fazies)	Typ	XFe (Sph)	°C	P in GPa Martin & Gil (2005)	Mean	Sd
SP5S_sph-1	Sph + Po	0,1328	500	0,61	0,72	0,13
SP5S_sph-2	Sph + Po	0,1132	500	0,87		
SP5S_sph-3	Sph + Po	0,1527	500	0,41		
SP5S_sph-4	Sph + Po	0,1282	500	0,67		
SP9S_sph1	Sph + Po	0,1154	500	0,84		
SP9S_sph2	Sph + Po	0,1315	500	0,63		
SP9S_sph3	Sph + Po	0,1204	500	0,77		
SP9S_sph3	Sph + Po	0,1241	500	0,72		
SP9S_sph5	Sph + Po	0,1286	500	0,66		
SP9S_sph5	Sph + Po	0,1265	500	0,69		
SP9S_sph6	Sph + Po	0,1347	500	0,59		
SP9S_sph7	Sph + Po	0,1197	500	0,78		
SP9S_sph8	Sph + Po	0,1167	500	0,82		
SP9S_sph9	Sph + Po	0,1163	500	0,82		
SP19S_sph-2	Sph + Po	0,1103	500	0,91		

Tabelle 10.4: Berechnete Drucke nach MARTIN & GIL (2005) der Sphaleriten aus der Filone Fazies bei 500°C.

Probe (Filone Fazies)	Typ	XFe (Sph)	°C	P in GPa Martin & Gil (2005)	Mean	Sd
SP5S_sph-1	Sph + Po	0,1328	550	0,63	0,75	0,15
SP5S_sph-2	Sph + Po	0,1132	550	0,93		
SP5S_sph-3	Sph + Po	0,1527	550	0,39		
SP5S_sph-4	Sph + Po	0,1282	550	0,69		
SP9S_sph1	Sph + Po	0,1154	550	0,89		
SP9S_sph2	Sph + Po	0,1315	550	0,64		
SP9S_sph3	Sph + Po	0,1204	550	0,81		
SP9S_sph3	Sph + Po	0,1241	550	0,75		
SP9S_sph5	Sph + Po	0,1286	550	0,68		
SP9S_sph5	Sph + Po	0,1265	550	0,71		
SP9S_sph6	Sph + Po	0,1347	550	0,60		

SP9S_sph7	Sph + Po	0,1197	550	0,82		
SP9S_sph8	Sph + Po	0,1167	550	0,87		
SP9S_sph9	Sph + Po	0,1163	550	0,87		
SP19S_sph-2	Sph + Po	0,1103	550	0,98		

Tabelle 10.5: Berechnete Drucke nach MARTIN & GIL (2005) der Sphaleriten aus der Filone Fazies bei 550°C.

Ergebnisse der Hauptvererzung

TOULMIN et al. (1991)

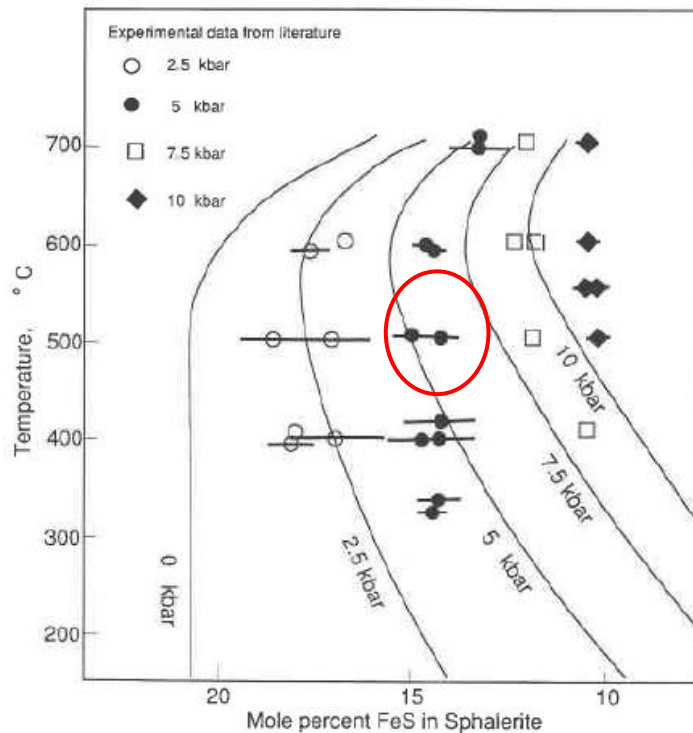


Abbildung 10.16: Ermittelter Druckbereich in Rot der Sphalerite aus der Hauptvererzung nach TOULMIN et al. (1991).

HUTCHINSON & SCOTT (1981)

Probe (Hauptvererzung)	Typ	Mol% FeS	P in GPa nach Hutchinson & Scott (1981)	Mean	Sd
133_7_sph3_1	Sph + Po	15	0,44	0,55	0,13
133_7_sph3_2	Sph + Po	15	0,46		
133_7_sph3_3	Sph + Po	15	0,50		
133_7_sph3_4	Sph + Po	14	0,53		
133_7_sph3_5	Sph + Po	15	0,50		
133_7_sph1_1	Sph + Po	15	0,46		
133_7_sph1_2	Sph + Po	15	0,45		
133_7_sph1_3	Sph + Po	14	0,51		
133_7_sph1_4	Sph + Po	15	0,47		
133_7_sph2_1	Sph + Po	15	0,41		
133_7_sph2_2	Sph + Po	15	0,44		

133_7_sph2_3	Sph + Po	15	0,43
133_7_sph2_4	Sph + Po	15	0,42
133_7_sph2_5	Sph + Po	14	0,50
133_30-sph1	Sph + Po	14	0,60
133_30-sph2	Sph + Po	12	0,78
133_30-sph3	Sph + Po	11	0,91
133_39-sph3	Sph + Po	14	0,51
133_57-sph1	Sph + Po	13	0,67
133_57-sph2	Sph + Po	12	0,76
133_57-sph3	Sph + Po	12	0,72
133_57-sph4	Sph + Po	13	0,69
133_18-sph1	Sph + Po	15	0,47
133_18-sph2	Sph + Po	14	0,53
133_18-sph3	Sph + Po	13	0,70
133_18-sph4	Sph + Po	15	0,48
133_18-sph5	Sph + Po	13	0,69
133_18-sph6	Sph + Po	15	0,42

Tabelle 10.6: Berechnete Drucke nach HUTCHINSON & SCOTT (1981) der Sphaleriten aus der Hauptvererzung.

MARTIN & GIL (2005)

Probe (Hauptvererzung)	Typ	XFe (Sph)	°C	P in GPa Martin & Gil (2005)	Mean	sd
133_7_sph3_1	Sph + Po	0,1513	450	0,42	0,54	0,15
133_7_sph3_2	Sph + Po	0,1496	450	0,44		
133_7_sph3_3	Sph + Po	0,1451	450	0,48		
133_7_sph3_4	Sph + Po	0,1419	450	0,51		
133_7_sph3_5	Sph + Po	0,1456	450	0,48		
133_7_sph1_1	Sph + Po	0,1499	450	0,43		
133_7_sph1_2	Sph + Po	0,1509	450	0,42		
133_7_sph1_3	Sph + Po	0,1446	450	0,48		
133_7_sph1_4	Sph + Po	0,1483	450	0,45		
133_7_sph2_1	Sph + Po	0,1544	450	0,39		
133_7_sph2_2	Sph + Po	0,1519	450	0,41		
133_7_sph2_3	Sph + Po	0,1526	450	0,41		
133_7_sph2_4	Sph + Po	0,1542	450	0,39		
133_7_sph2_5	Sph + Po	0,1448	450	0,48		
133_30-sph1	Sph + Po	0,1353	450	0,58		
133_30-sph2	Sph + Po	0,1185	450	0,79		
133_30-sph3	Sph + Po	0,1085	450	0,94		
133_39-sph3	Sph + Po	0,1443	450	0,49		
133_57-sph1	Sph + Po	0,1289	450	0,66		
133_57-sph2	Sph + Po	0,1209	450	0,76		
133_57-sph3	Sph + Po	0,1237	450	0,72		
133_57-sph4	Sph + Po	0,1265	450	0,69		
133_18-sph1	Sph + Po	0,1483	450	0,45		
133_18-sph2	Sph + Po	0,1419	450	0,51		
133_18-sph3	Sph + Po	0,1261	450	0,69		
133_18-sph4	Sph + Po	0,1476	450	0,46		
133_18-sph5	Sph + Po	0,1263	450	0,69		
133_18-sph6	Sph + Po	0,1539	450	0,40		

Tabelle 10.7: Berechnete Drucke nach MARTIN & GIL (2005) der Sphaleriten aus der Hauptvererzung bei 450°C.

Probe (Hauptvererzung)	Typ	XFe (Sph)	°C	P in GPa Martin & Gil (2005)	Mean	sd
133_7_sph3_1	Sph + Po	0,151	500	0,42	0,55	0,16
133_7_sph3_2	Sph + Po	0,149	500	0,44		
133_7_sph3_3	Sph + Po	0,145	500	0,49		
133_7_sph3_4	Sph + Po	0,141	500	0,52		
133_7_sph3_5	Sph + Po	0,145	500	0,48		
133_7_sph1_1	Sph + Po	0,149	500	0,44		
133_7_sph1_2	Sph + Po	0,150	500	0,43		
133_7_sph1_3	Sph + Po	0,144	500	0,49		
133_7_sph1_4	Sph + Po	0,148	500	0,45		
133_7_sph2_1	Sph + Po	0,154	500	0,39		
133_7_sph2_2	Sph + Po	0,151	500	0,42		
133_7_sph2_3	Sph + Po	0,152	500	0,41		
133_7_sph2_4	Sph + Po	0,154	500	0,39		
133_7_sph2_5	Sph + Po	0,144	500	0,49		
133_30-sph1	Sph + Po	0,135	500	0,60		
133_30-sph2	Sph + Po	0,118	500	0,83		
133_30-sph3	Sph + Po	0,108	500	0,99		
133_39-sph3	Sph + Po	0,144	500	0,50		
133_57-sph1	Sph + Po	0,128	500	0,68		
133_57-sph2	Sph + Po	0,120	500	0,79		
133_57-sph3	Sph + Po	0,123	500	0,75		
133_57-sph4	Sph + Po	0,126	500	0,71		
133_18-sph1	Sph + Po	0,148	500	0,45		
133_18-sph2	Sph + Po	0,141	500	0,52		
133_18-sph3	Sph + Po	0,126	500	0,72		
133_18-sph4	Sph + Po	0,147	500	0,46		
133_18-sph5	Sph + Po	0,126	500	0,71		
133_18-sph6	Sph + Po	0,153	500	0,40		

Tabelle 10.8: Berechnete Drucke nach MARTIN & GIL (2005) der Sphaleriten aus der Hauptvererzung bei 500°C.

Probe (Hauptvererzung)	Typ	XFe (Sph)	°C	P in GPa Martin und Gil (2005)	Mean	sd
133_7_sph3_1	Sph + Po	0,151	550	0,40	0,54	0,17
133_7_sph3_2	Sph + Po	0,149	550	0,42		
133_7_sph3_3	Sph + Po	0,145	550	0,47		
133_7_sph3_4	Sph + Po	0,141	550	0,51		
133_7_sph3_5	Sph + Po	0,145	550	0,47		
133_7_sph1_1	Sph + Po	0,149	550	0,42		
133_7_sph1_2	Sph + Po	0,150	550	0,41		
133_7_sph1_3	Sph + Po	0,144	550	0,48		
133_7_sph1_4	Sph + Po	0,148	550	0,44		
133_7_sph2_1	Sph + Po	0,154	550	0,37		
133_7_sph2_2	Sph + Po	0,151	550	0,40		
133_7_sph2_3	Sph + Po	0,152	550	0,39		
133_7_sph2_4	Sph + Po	0,154	550	0,37		
133_7_sph2_5	Sph + Po	0,144	550	0,48		
133_30-sph1	Sph + Po	0,135	550	0,59		
133_30-sph2	Sph + Po	0,118	550	0,84		
133_30-sph3	Sph + Po	0,108	550	1,01		
133_39-sph3	Sph + Po	0,144	550	0,48		
133_57-sph1	Sph + Po	0,128	550	0,68		

133_57-sph2	Sph + Po	0,120	550	0,80		
133_57-sph3	Sph + Po	0,123	550	0,76		
133_57-sph4	Sph + Po	0,126	550	0,71		
133_18-sph1	Sph + Po	0,148	550	0,44		
133_18-sph2	Sph + Po	0,141	550	0,51		
133_18-sph3	Sph + Po	0,126	550	0,72		
133_18-sph4	Sph + Po	0,147	550	0,44		
133_18-sph5	Sph + Po	0,126	550	0,72		
133_18-sph6	Sph + Po	0,153	550	0,37		

Tabelle 10.9: Berechnete Drucke nach MARTIN & GIL (2005) der Sphaleriten aus der Hauptvererzung bei 550°C.

Die Auswertung der Sphalerit Geobarometrie nach TOULMIN et al. (1991), HUTCHINSON & SCOTT (1981) und MARTIN & GIL (2005) korrelieren sowohl in der Filone Fazies so wie auch in der Hauptvererzung gut miteinander. Alle Auswertungen zeigen ähnliche Drucke, wobei nach MARTIN & GIL (2005) die größten Standartabweichungen auftreten.

Die Sphalerit-Geobarometrie bei der Filone Fazies ergibt im Mittelwert Drucke zwischen 0.72 und 0.75 GPa. Die Mittelwerte der Drucke bei der Hauptvererzung liegen zwischen 0.54 und 0.55 GPa und liegen somit deutlich niedriger als jene der Filone Fazies.

Ein Grund für die im Mittel niedrigeren Drucke der Hauptvererzung gegenüber der Filone Fazies liegt daran, dass die Hauptvererzung eine leicht höhere Varianz des Druckbereiches (0.37 bis 1.01GPa) zeigt als die Filone Fazies (0.41 bis 0.98GPa). Dies kann auf eine Remobilisierung der Vererzung bei niedrigeren Drucken hinweisen. Wie aber schon angedeutet sind die Ergebnisse allerdings nur semiquantitativ bis qualitativ zu betrachten, da der Sphalerit nur im Gleichgewicht mit Pyrrhotin auftritt. Pyrit ist in den Proben abwesend und somit die Sphalerit-Geobarometrie kritisch zu betrachten.

11. Diskussion

Erscheinungsbild Erzkörper

Wie schon UNGERANK & HOLZMANN (2011) erkannten, wurde der Erzkörper nach der eoalpidischen Orogenese, erneut verfaltet und durch Lösungen remobilisiert. Dies zeigte sich während der Kartierung im Bereich des Querschlages 3 wo die Vererzung schlierenartig auftritt. Der wellig verfaltete Erzkörper wurde anschließend durch spröde Deformation zerschert. Das Gefüge des ursprünglich stratiformen Erzkörpers konnte durch die späteren Deformationsphasen nicht erhalten werden. Das heute vorherrschende Erzgefüge ist nach PAGEL (1975) das Resultat der letzten Überprägung. Diese ist heute als mechanische Durchbewegung mit anschließender Rekristallisation erfassbar.

PAGEL (1975) beschreibt einen gemeinsamen primären Schichtaufbau von Sediment – und Erzmineralen. So schreibt er etwa aus dem in dieser Arbeit bearbeiteten Bereich von einem Feinlagenbau bestehend aus Arsenopyrit – und Quarzreichen Laminae. Diese wurden jedoch während der Untertagebegehungen nicht gefunden. Auch aus anderen Bereichen der Lagerstätte (Sohle 2060m) beschreibt er Pyrit- und Quarzreiche Millimeterrhythmite, die laut ihm eine kristalline Nachbildung der primären Schichtung darstellen.

Paragenetische Sequenz

Wenn man das Gefüge der beobachteten Schiffe untersucht, so erweist es sich aufgrund der gegenseitigen Ersetzung und Einschaltung der Minerale als äußerst schwierig, eine paragenetische Abfolge der Erzminerale zu erstellen. Wie schon BRIGO, 1965 erkannte, beobachtet man oftmals im gleichen Mineral, dass es gleichzeitig ein anderes Mineral ersetzt (oder einschaltet), und zugleich aber vom Mineral mit dem es verbunden ist, ersetzt wird. Es kam also zu verschiedenen Mineralumwandlungen – und Neubildungen. Auf der Basis dieser Beobachtungen erscheint es also unmöglich, eine sichere Abfolge zu erstellen. Die Paragenese von Sulfiden, Sulfosalzen, Oxiden (Magnetit, Quarz) und Karbonaten entsteht typischerweise während einer hydrothermalen Phase, wo es zum Austritt verschiedener Elemente aus dem Meeresboden kommt (BRIGO, 1965). Laut BRIGO, 1965 ist es im Zuge der variszischen Metamorphose zu einer Reihe von Mineral- und Mobilisationserscheinungen (etwa Granat, Biotit und Amphibol) gekommen. In der retrograden Phase kam es laut BRIGO, 1965 wiederum zu Mineralumwandlungen. So wandelten sich Cubanit (CuFe_2S_3) und Valerit ($\text{Cu}_3\text{Fe}_4\text{S}_7$) in Pyrrhotin (FeS) und Chalkopyrit (CuFeS_2) um.

Entstehung der Sphalerittypen

Sphalerittyp 1 repräsentiert höchstwahrscheinlich die ursprüngliche alpidisch peakmetamorphe Zusammensetzung des Sphalerits und kann daher als hochgradigster metamorpher Typ angesehen werden. Typ 2 kann als Ergebnis von statischer Rekristallisation angesehen werden. Typ 3 kann als Ergebnis einer duktilen Scherdeformation, mit dazugehöriger dynamischer Rekristallisation angesehen werden. Da Typ 3 in Bahnen vorkommt, kann man daraus schließen, dass es sich dabei höchstwahrscheinlich um lokal zerscherte Bereiche handelt. Am Schneeberg hatten laut HOINKES, 1991 die variszische und die eoalpidische Metamorphose \pm die gleichen PT- Bedingungen, deshalb ist es nicht möglich, die einzelnen Typen zu einem dieser Ereignisse zuzuweisen. Da Typ 1 auch im distalen Bereich der Vererzung, also in den Remobilisaten vorkommt, kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass diese sehr grobkristalline Fazies auch durch eine statische Rekristallisation infolge der Druckentlastung nach der eoalpinen Hauptdeformation entstanden ist.

Während der verschiedenen Deformations- bzw. Metamorphosephasen wurde der Erzkörper wie schon erwähnt stark verfaltet und deformiert. Abbildung 11.1 zeigt eine weitere mögliche Definition zur Entstehung der Sphalerittypen.

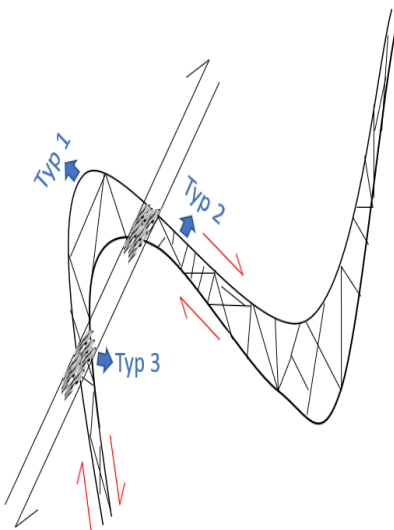
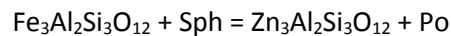
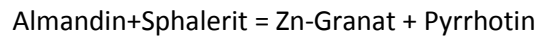


Abbildung 11.1: Schematische Skizze der Entstehung der Sphalerittypen

Nach dieser ist Sphalerittyp 1 durch Sammelkristallisation an den Faltscharnieren entstanden. Sphalerittyp 2 ist in den Faltschenkeln konzentriert. Sphalerittyp 3 ist das Ergebnis einer anschließenden Scherdeformation. Da der Erzkörper, wie schon UNGERANK & HOLZMANN (2011) erkannten großräumig verfaltet ist, war es während der Probennahme nicht möglich, zu erkennen ob man die Probe in einem Faltscharnier bzw. Faltschenkel entnommen hat.

Sphalerit in Granat und Verdrängungserscheinungen in Pyrrhotin

Wie häufig beobachtet, wird Sphalerit oftmals in Granat eingebaut. UNGERANK & HOLZMANN (2011) haben aufgrund mehrerer Untersuchungen folgende Austauschreaktion zwischen Granat und Sphalerit definiert:



Laut UNGERANK & HOLZMANN (2011) sind die beobachteten Verdrängungserscheinungen im Pyrrhotin ursprünglicher Pyrrhotin, der sich zu Markasit umgewandelt hat. Bei den grauen Mineralaggregaten, die den Markasit begleiten, handelt es sich um Umwandlungsprodukte zu Eisenhydroxiden wie Lepidokrokit und Goethit. Die Verwitterungserscheinungen sind vermutlich von feinsten Rissen, Spalten und Spaltbarkeiten ausgegangen, diese wurden dann durch wässrige Lösungen und/oder Verwitterungsprozesse zu Eisenhydroxiden umgewandelt.

Mechanismen für den Elementeinbau in Sphalerit

Im Folgenden wird nun auf die Mechanismen, die zum Elementeinbau in Sphalerit führen, näher eingegangen.

Spurenelemente werden nach ihrem geochemischen Verhalten unterteilt. Zur Untergliederung verwendet werden die Übergangselemente Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu und Zn, die Seltenerd - Elemente (REE) sowie die Elemente Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, Hf, Ta, Pb, Th und U.

Eine geochemische Unterteilung beruht auf dem Ionenpotential (Quotient aus Ionenladung und Ionenradius). Aus Abbildung 11.2 erkennt man, dass die großionigen lithophilen Elemente (Large Ionic Lithophile elements, LIL) Ionenpotentiale von <2 und Ionenradien von $>1,2 \text{ \AA}$ besitzen. Es handelt sich um Elemente geringer Feldstärke (Low Field Strength Elements, LFS).

Daneben weisen die Elemente hoher Feldstärke (High Field Strength elements, HFS), Ionenpotentiale von >2 auf und Ionenradien $< 1,2 \text{ \AA}$. Daneben gibt es noch die kompatiblen Elemente (die meisten LIL-Elemente) die leicht in magmatische Minerale eingebaut werden und die inkompatiblen Elemente (vor allem HFS-Elemente) (siehe Abb. 11.2) wo das nicht der Fall ist (OKRUSCH, 2009).

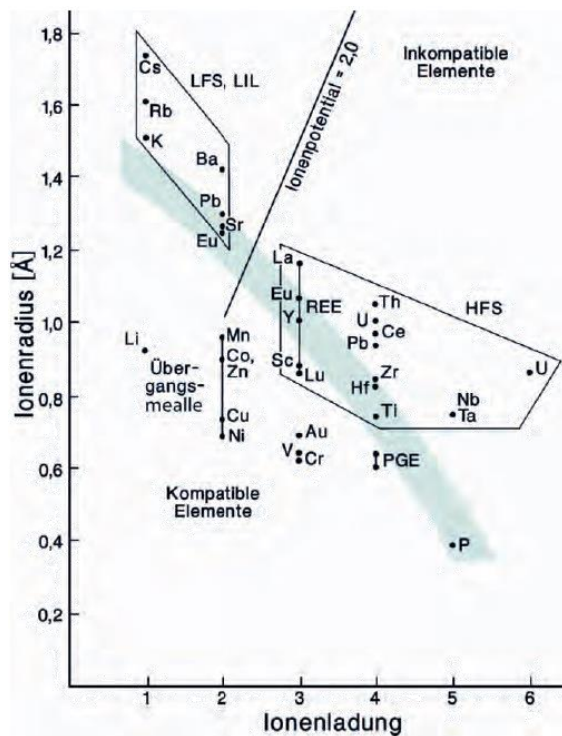


Abbildung 11.2: Darstellung geologisch interessanter Spurenelemente im Diagramm Ionenradius gegen Ionenladung (mod. nach ROLLINSON 1993). Das blaue Band gibt die ungefähre Grenze zwischen kompatiblen und inkompatiblen Spurenelementen an. Aus OKRUSCH, 2009 (nach GILL 1993)

Viktor Moritz GOLDSCHMIDT (1926) definierte einige einfache empirische Regeln, mit denen sich die innerhalb eines Kristallgitters ablaufende Substitution der Ionen erklären lässt:

- Zwei Ionen sind nur austauschbar, sofern ihre Ionenradien um weniger als 15 % voneinander abweichen
- Es können nur Ionen eingebaut werden die ähnliche Valenzen haben
- Bei gleicher Ladung wird das Element mit dem kleineren Radius bevorzugt
- Bei gleichem Radius wird das Element mit der höheren Ladung bevorzugt

Bei der Rekristallisation von Sulfiden kommt es zu einer Umverteilung der Spurenelemente. Wie bereits von GEORGE, 2016 festgestellt, ist Sphalerit im Vergleich zu Chalkopyrit und Galenit Hauptträger der meisten mit der LA-ICP-MS gemessenen Elemente. (siehe Tab.11.1).

Spurenmittel	Mn	Fe	Co	Cu	Zn	Ga	As	Se
Primärer Träger	Sph	Sph>Gn	Sph>Ccp	Sph>Gn	Ccp	Sph	Gn>Sph	Gn
Spurenelement	Ag	Cd	In	Sb	Te	Hg	Tl	Bi
Primärer Träger	Gn	Sph>Gn	Sph>Ccp	Gn>Ccp	Gn	Sph>Ccp	Gn	Gn

Tabelle 11.1. Primäre Träger verschiedener Spurenelemente (aus GEORGE, 2016). (Sph = Sphalerit Gn = Galenit Ccp = Chalkopyrit).

Ga und Co werden laut GEORGE, 2016 mit steigender Temperatur bevorzugt in Chalkopyrit eingebaut.

Substitutionsregeln

Je nach Anzahl der durch den Austausch betroffenen Gitterplätze eines Kristalls unterscheidet man zwei Typen von Substitutionen, die einfache und die gekoppelte Substitution.

- Einfache Substitution: ein Element A mit der Ladung n wird durch ein Element B mit gleicher Ladung n auf demselben Gitterplatz ersetzt (diadocher Ersatz). Die verallgemeinerte Substitutionsregel lautet:

$$A^n \leftrightarrow B^n$$
- Gekoppelte Substitution: ein Element A mit der Ladung n wird durch ein Element B mit einer davon verschiedenen Ladung m ersetzt. Um den Gesamtkristall elektrisch neutral zu belassen, muss zusätzlich ein Element C der Ladung m durch ein Element D der Ladung n ausgetauscht werden. Die Elemente A und B sowie die Elemente C und D belegen in der Regel jeweils einen Gitterplatz. Die allgemeine Substitutionsregel lautet: $A^n + C^m \leftrightarrow B^m + D^n$, wobei für die Substitution von Zn in Sphalerit auch die Substitution $2A^{n+m} \leftrightarrow B^m + D^n$ (z. B. $2Zn \leftrightarrow Ag^+ + Sb^{3+}$) von Relevanz ist.

Es können sowohl Kationen als auch Anionen an der Substitution beteiligt sein (NESSE, 2000).

Auf der M^{2+} Position von Sphalerit können alle metallischen Spurenelemente substituiert werden. Bevorzugt werden jedoch Cu^{2+} und Fe^{2+} (siehe Abb. 11.3).

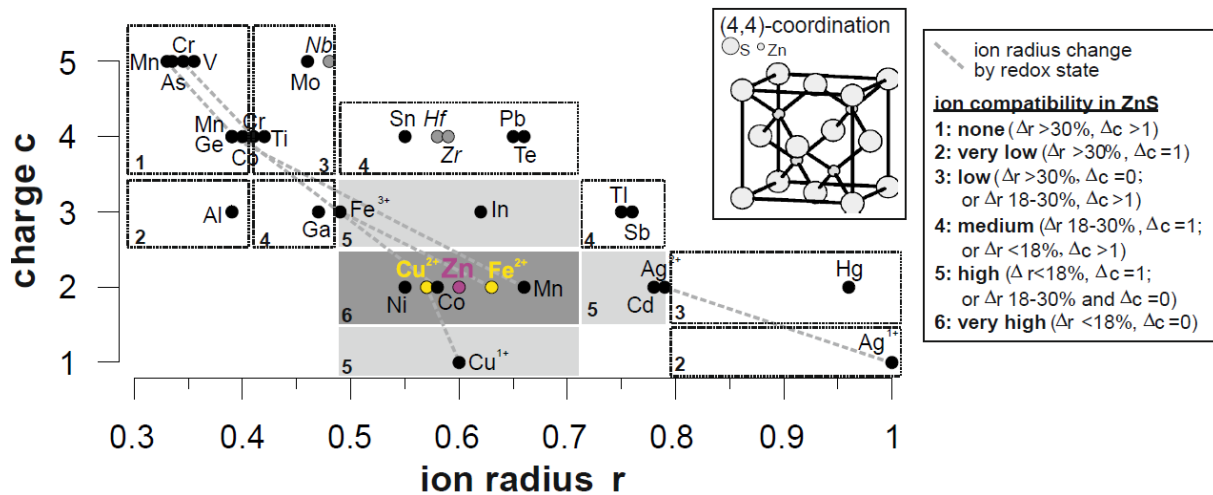


Abbildung 11.3: Ionenkompatibilität in Sphalerit. Auf Basis von Ionenradius und Ladung (Angerer et. al unpublished)

Diskussion der einzelnen Elementgehalte

Nachfolgend sind in Tabelle 11.2 die Daten von Spurenelementanalysen aus Sphaleritproben aus Arbeiten früherer Bearbeiter wiedergegeben. Bei den Proben aus dem Poschhausstollen sind die „gefilterten“ durchschnittlichen Gehalte wiedergegeben.

Sphalerit	Schneeberg	Schneeberg	Schneeberg	Pflerschalt	Pflerschalt	Schneeberg	Lazzachertal	Pflerschalt	Schneeberg Poschhausstollen	
	SCHROLL (1965)	FORSTER (1963)	DESSAU & PERNA (1968)	DESSAU & PERNA (1968)	DESSAU & PERNA (1968)	Ungerank & Holzmann (2011)	Ungerank & Holzmann (2011)	Ungerank & Holzmann (2011)	Volgger & Gasteiger (2019)	
Angaben in ppm, außer Fe	Mn	-	1000	160-1000	200-650	200	171	549	458	595
	Fe	-	-	1%-10%	1%-10%	1% - 10%	7.5%	6.8%	8.7%	8,4%
	Co	-	-	4-20	30 - 65	30	76	368	191	210
	Cu	-	-	10-700	65 - 200	1000	291	516	1157	266
	Ag	-	-	7-650	20-65	100	66	34	90	19
	Cd	-	4000	2500-4500	2500-4500	3000	7481	4151	4555	4597
	Ga	-	-	7-65	7-10	9	-	-	-	6,6
	In	3-500	-	40	-	-	648	858	351	86
	Sb	-	-	-	100 - 500	5	265	329	226	5

Tabelle 11.2: Vergleich Spurenelementanalysen früherer Bearbeiter.

Die früheren Untersuchungen wurden mittels EPMA durchgeführt, jedoch bietet die Elektronenmikrosonde nicht die notwendige Sensivität um Elementkonzentrationen bis zum Sub-ppm-Bereich zu messen. Zu beachten ist auch, dass bei früheren Bearbeitern Daten der Sulfidlösungschemie miteinfließen (z. B DESSAU & PERNA (1968) Sb = 5 ppm) Im Folgenden wird auf die einzelnen Elemente näher eingegangen.

Eisen (Fe) ist in der Lagerstätte Schneeberg das häufigste Element, welches im Sphalerit eingebaut wird. Im Schnitt wird am Schneeberg bis zu 7,4 Gew. % Fe in das Kristallgitter eingebaut. Innerhalb der 3 Lagerstättenbereiche (Schneeberg, Lazzachertal, Pflerschalt) variieren die Fe-Gehalte stark. So

kann man im Pflerschtal ohne weiters von der Fe-reichen Varietät Marmatit ($\text{Fe} > 10\%$) sprechen (UNGERANK & HOLZMANN, 2011). Die im Zuge dieser Arbeit durchgeführten LA-ICP- Messungen liegen mit 8,4 Gew.% im Bereich der Messergebnisse früherer Bearbeiter (siehe Tab.11.2). Theoretisch existiert eine teilweise Mischkristallbildung zwischen FeS und ZnS, mit Berichten bis zu 56 mol% FeS der ZnS unter Laborbedingungen ersetzt (VAUGHAN & CRAIG, 1978).

Mangan (Mn) ist ein relativ häufig vorkommendes Element in Sphalerit. Veröffentlichte Daten zeigen jedoch große Variationen in verschiedenen Sphaleritproben. Die Bandbreite reicht von Spurenelementgehalten bis zu mehreren Gew.% in einigen epithermalen Lagerstätten (COOK et al. 2009). Albandit (MnS) ist nicht isostrukturell mit Sphalerit, es besteht ein oberes Limit für den Einbau (7 mol%) (SOMBUTHAWEE et al, 1978).

Am Schneeberg liegen die durchschnittlichen Gehalte laut UNGERANK et al, 2011 bei 171 ppm wobei andere Autoren Werte bis 1000 ppm angeben (SCHROLL, 1965 und DESSAU & PERNA (1968). Die im Zuge dieser Arbeit durchgeführten LA-ICP- Messungen liegen mit ~ 600 ppm im Bereich der Messergebnisse früherer Bearbeiter (siehe Tab. 11.2). Mn-haltige Minerale des Schneeberges sind Ankerit $\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})(\text{CO}_3)_2$ und Pyrochroit $\text{Mn}(\text{OH})_2$. Mn kommt in den Proben 133-VP-54,18,23 und 43 als Einschluss vor.

Cadmium (Cd) wurde in allen Proben in relativ hohen Gehalten gefunden. UNGERANK et al., 2011 haben durchschnittliche Werte von ~ 7480 ppm gemessen. Im Zuge der in dieser Arbeit gemessenen Sphalerite kam ein Durchschnitt von 4.600 ppm heraus. Insgesamt fallen die Messergebnisse jedoch in den Bereich früherer Bearbeiter (siehe Tab. 11.2). Die Daten widerlegen die von mehreren Autoren beobachtete Homogenisierung von Cd im Schlißmaßstab (in metamorphen Sulfiden), da die Messergebnisse innerhalb der Proben stark variieren. Als Grund können die verschiedenen Deformationen – bzw. Metamorphosephasen angegeben werden, wo es zu einer Umlagerung von Cd kam.

Kobalt (Co): Das Co-Ion ist von ähnlicher Größe wie das Fe-Ion (COOK et al.2009). UNGERANK et al., 2011 haben durchschnittliche Werte von ~ 76 ppm am Schneeberg, 368 ppm im Lazzachertal und 191 ppm im Pflerschtal gemessen (siehe Tab. 11.2). Im Zuge der in dieser Arbeit gemessenen „gefilterten“ Sphalerite kam ein Durchschnitt von 210 ppm heraus.

Kupfer (Cu): Kupfer ist nicht dafür bekannt, sich in größeren Mengen in das ZnS-Gitter einzubauen. Häufiger wird es in den Sphalerit-Körnern als winzige Einschlüsse von Chalkopyrit gefunden – „Kupferkrankheit“ genannt (BARTON & BETHKE, 1987). Daher sind große Cu-Schwankungen im Schlißmaßstab vor allem auf die Dichte der Chalkopyriteinschlüsse zurückzuführen, und nicht auf im ZnS-Gitter gebundenen Cu-Ionen (LOCKINGTON, 2012). Die Kupfergehalte variierten z. B in den Proben 133-VP-18,1 und 43 stark (von ~ 160 -15.100 ppm). Die „gefilterten“ (ohne „Kupferkrankheit)

durchschnittlichen Werte des gesamten Probesatzes liegen bei ~266 ppm, diesen steht ein „totaler“ Wert von ~1350 ppm gegenüber (siehe Abb.11.1). UNGERANK et al., 2011 haben durchschnittliche Werte von ~ 290 ppm am Schneeberg gemessen.

Gallium (Ga) kann in fester Lösung mit bis zu 20mol% als GaS_3 in Sphalerit eingebaut werden (KRAMER et al. 1987). Die im Zuge dieser Arbeit durchgeführten LA-ICP- Messungen liegen mit ~ 7ppm im Bereich der Messergebnisse früherer Bearbeiter (siehe Tab. 11.2).

Silber (Ag): UNGERANK & HOLZMANN, 2011 haben Werte von 19 ppm Silber im Schneeberger-Sphalerit gemessen. Die in dieser Arbeit bearbeiteten Sphalerite weisen durchschnittliche Gehalte von ~ 28 ppm auf, wobei die Standardabweichung sehr hoch ist.

Indium (In) wird hauptsächlich durch die gekoppelte Substitution $2\text{Zn}^{2+} \leftrightarrow \text{Cu}^{2+} + \text{In}^{3+}$ in Sphalerit eingebaut (SOMBUTHAWEE et al. 1987). UNGERANK & HOLZMANN, 2011 haben durchschnittliche Werte von ~ 650 ppm am Schneeberg gemessen, was jedoch als unwahrscheinlich angesehen werden kann. Die Proben unterscheiden sich in ihrem In-Gehalt wobei es innerhalb einer Probe nur kleine Abweichungen im Gehalt gibt. Der durchschnittlich gemessene ICP-MS-Gehalt liegt bei ~ 85 ppm.

Selen (Se): Der durchschnittlich gemessene Se-Gehalt liegt bei den gemessenen Proben bei 34 ppm. In Probe 133-VP-45 sind überdurchschnittliche Gehalte (~ 150 ppm) gemessen worden. In vergangenen Untersuchungen wurden keine Messungen von Selen durchgeführt.

Blei (Pb): Die „Total“-Gehalte von Pb streuen stark, das Element kommt vorwiegend in Mineraleinschlüssen vor. Von früheren Bearbeitern der Lagerstätte, wurden die Pb-Gehalte in Sphalerit nicht gemessen. Die „reinen“ Pb-Mittelwerte liegen bei 33 ppm, jedoch ist dieser Wert mit einer großen Standardabweichung verbunden was darauf schließen lässt, dass im „reinen“ Sphalerit noch kleinste Einschlüsse vorhanden sind.

Quecksilber (Hg): von früheren Bearbeitern wurde dieses Element im Sphalerit noch nie gemessen. Der mittlere Wert liegt bei ~ 300 ppm. Das Element ist Gittergebunden ($\text{Zn}^{2+} \leftrightarrow \text{Hg}^{2+}$).

Partitionierung zwischen den Sulfiden

In Probe 39 wurde Pyrrhotin und Sphalerit gemessen. Die 2 Minerale sind in Abbildung 11.4 gegeneinander aufgetragen. Man erkennt, dass Ga, Sb, Ag, Cu, Hg, Mn und Co vorwiegend in Sphalerit eingebaut werden. Und Ni und Pb in Pyrrhotin.

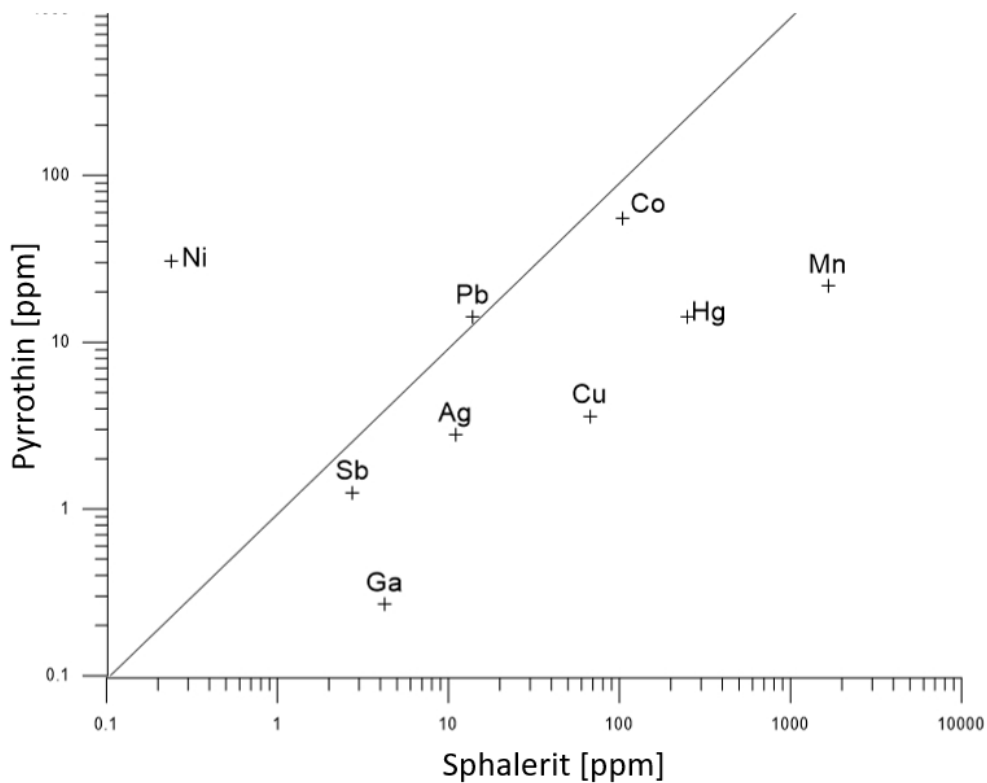


Abbildung 11.4: Verteilung der Elemente zwischen Pyrrhotin und Sphalerit.

Um die Verteilung der Elemente zwischen dem Sphalerit der Hauptvererzung und dem Sphalerit der Filone Fazies zu untersuchen, wurden einerseits die Daten aus den LA-ICP-MS Messungen verwendet, und zum anderen die Daten der Gesamtgesteinschemie. In Abbildung 11. 5 wurde zum einen eine LA - ICP – MS - Sphaleritmessung aus der Hauptvererzung (133-VP7) und eine Sphaleritmessung aus der Filone Fazies (133-VP39) verglichen. Es zeigt sich, dass die Elemente Sn, Ga, Cu, Co und In in geringem Maße auch Hg im Sphalerit der Hauptvererzung angereichert ist. Andere Elemente wie etwa Sb, Ag, Pb und in geringem Maße auch Mn sind im Sphalerit der Filone Fazies angereichert. Wobei Sb nahe an Detektionsgrenze liegt.

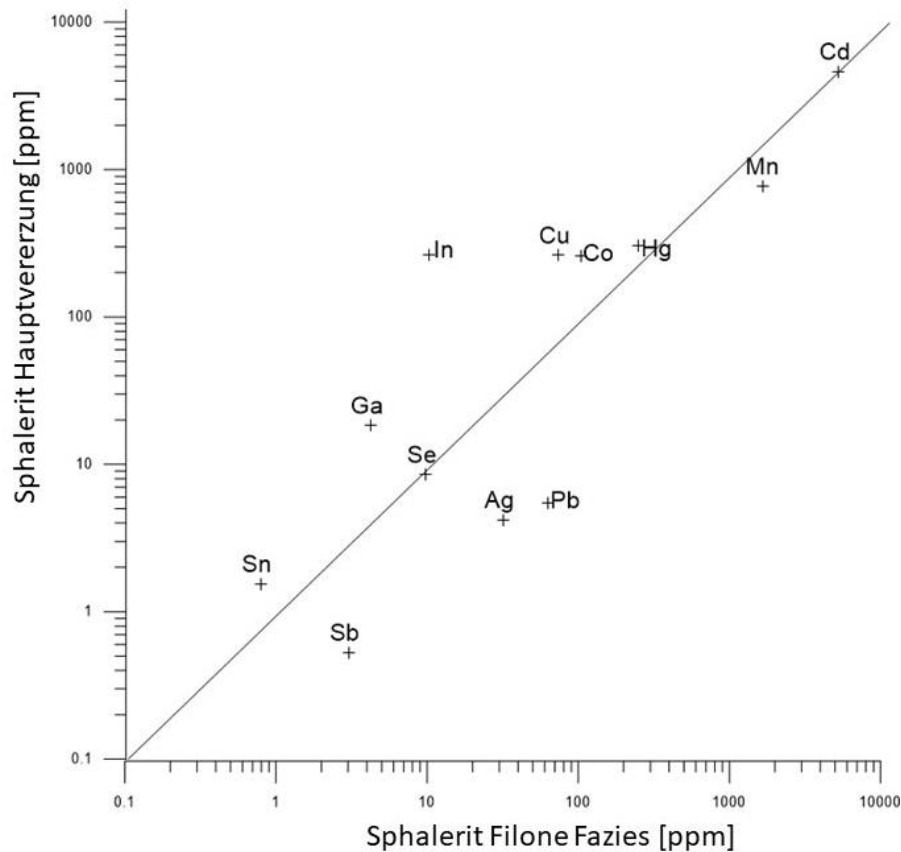


Abbildung 11.5: Aufgetragene durchschnittliche Sphaleritwerte aus der Filone Fazies und der Hauptvererzung.

Im nächsten Schritt wurden die Daten aus der Gesamtgesteinschemie verwendet um zum einen die Sphaleritreiche Vererzung und zum anderen die Filone Fazies zu vergleichen. Wie in der unteren Abbildung 11.6 dargestellt, reichern sich in der Hauptvererzung vor allem chalcophile Elemente wie Pb, Cu, Cd, Sb, Sb und In an. In der Filone Fazies werden hauptsächlich die lithophilen Elemente wie etwa Th, Be, U, Tb, Mo, Tl, Nb, Dy, Sm und Ca angereichert. Die Hightech-Metalle Ga und Ge reichern sich in der Filone Fazies an.

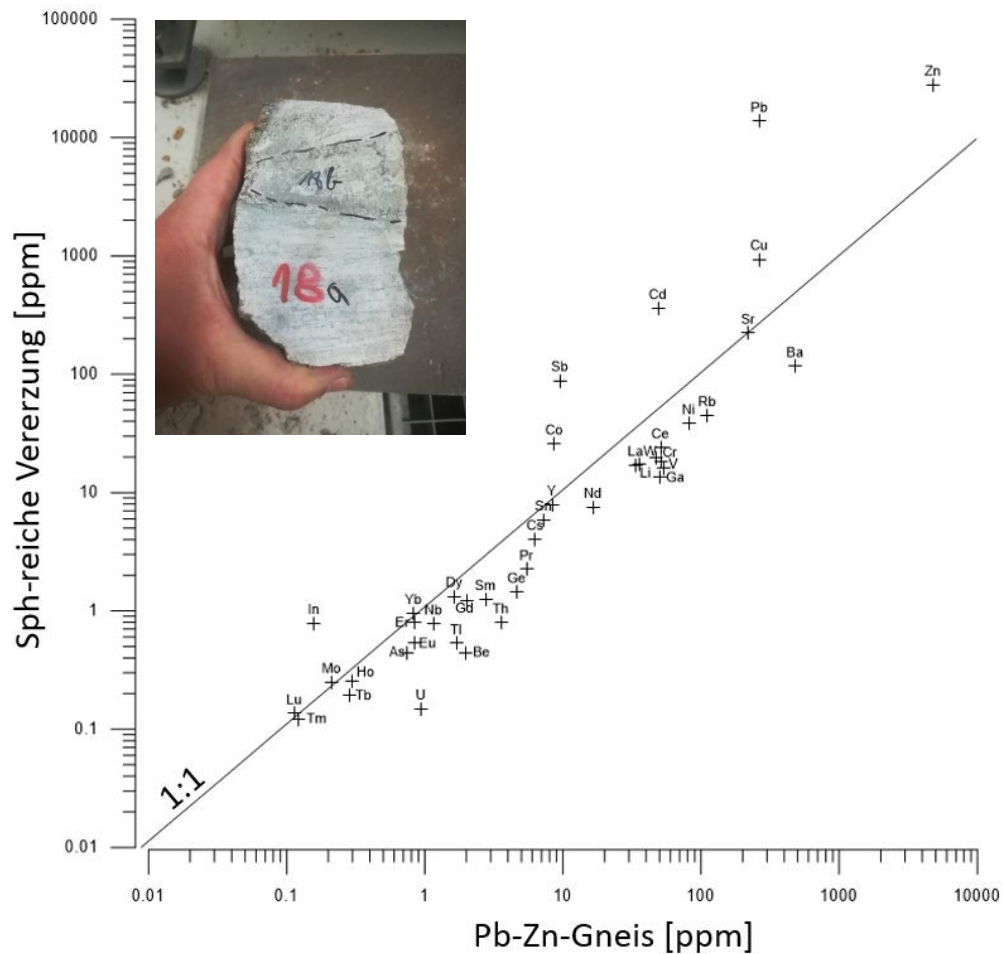


Abbildung 11.6: Verteilung Elemente Filone Fazies (Pb-Zn-Gneis) und Vererzung

In Abbildung 11.6 wurden die LA-ICP-MS – Sphaleritmessungen gegen die Gesamtgesteinschemie – Daten (Probe 133-VP7) aufgetragen. So erkennt man welche Elemente vorwiegend in Sphalerit eingebaut werden und welche in anderen Sulfiden (etwa Chalkopyrit, Galenit, Pyrrhotin). Aus der Abbildung 11.7 erkennt man, dass In, Co und Cd vorwiegend in Sphalerit eingebaut werden. Ga, Ag, As, Cr, Bi, Ni, Sb, Pb und Cu hingegen in anderen Sulfiden bzw. Mineralen.

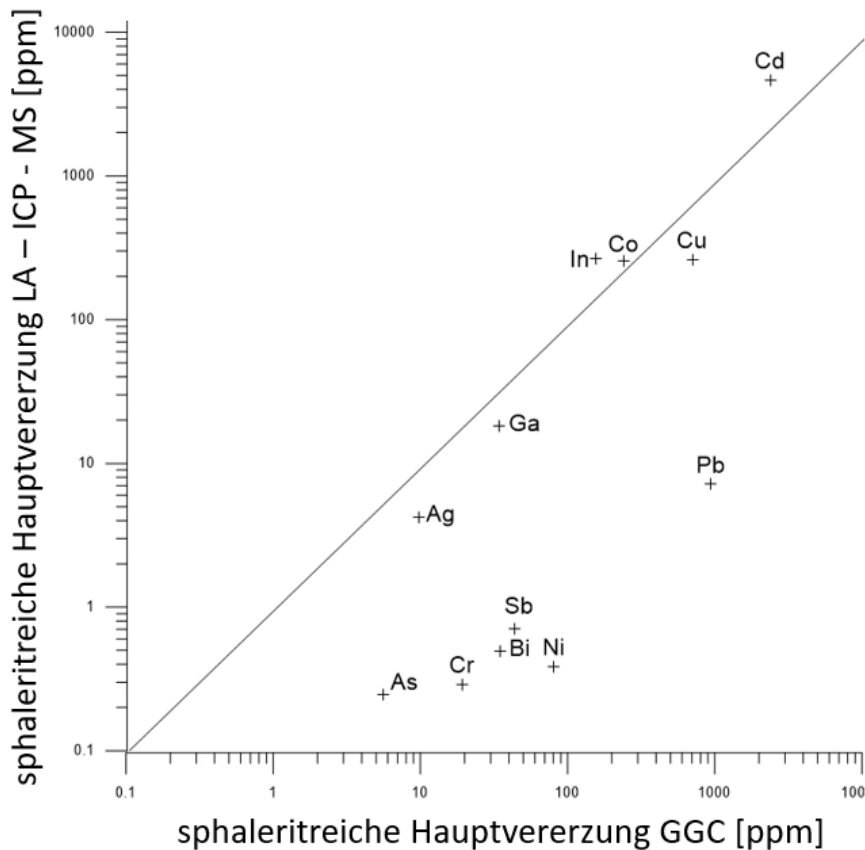


Abbildung 11.7: ICP-Messungen gegen GGC - (=Gesamtgesteinschemie) Daten.

Inter-Element-Beziehungen und resultierende Elementsubstitutionen

Um herauszufinden welche Elemente sich gegenseitig beeinflussen bzw. inwiefern diese gekoppelt Zn substituieren oder in Einschlüssen existieren, war es wichtig Beziehungen zwischen den Elementen herzustellen (siehe Tab. 11.3). Für die Korrelationsanalyse wurden die „Total-Sphaleritwerte“ in das Programm „loGas“ geladen. Mit dem Programm lässt sich nun eine Korrelationsmatrix berechnen. Die Werte in der Matrix geben den Korrelationskoeffizienten (r) an, dieser liegt zwischen +1 und -1. Korrelationen zeigen sich zwischen Cu und Co, Sb und Ag (siehe Abb.11.8), Sb und Pb, Ga und In sowie Mn und Fe (siehe Tab. 11.3).

	Mn	Fe	Co	Cu	Zn	Ga	Ge	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Hg	Pb
Mn	1,0	0,9												
Fe	0,9	1,0												
Co	-0,3	0,0	1,0	0,6										
Cu	0,0	0,1	0,6	1,0										
Zn	-0,3	-0,3	0,4	0,2	1,0									
Ga	-0,2	-0,2	0,2	-0,2	0,1	1,0								
Ge	-0,1	-0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	1,0							
Ag	-0,1	-0,1	-0,2	-0,1	0,2	0,2	0,0	1,0						
Cd	0,2	0,2	-0,1	0,0	0,1	0,2	-0,2	0,4	1,0					
In	-0,2	-0,2	0,4	0,0	0,1	0,7	0,2	-0,2	-0,2	1,0				
Sn	-0,1	0,0	0,3	0,5	0,3	0,0	0,2	0,1	0,0	0,1	1,0			
Sb	0,0	0,0	-0,2	-0,1	-0,1	0,2	0,0	0,5	0,2	-0,2	0,0	1,0		
Hg	0,0	-0,1	-0,1	-0,1	-0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	-0,1	-0,1	-0,2	1,0	
Pb	0,0	0,0	-0,2	-0,1	-0,1	0,2	0,0	0,5	0,2	-0,2	0,0	0,7	-0,2	1,0

Tabelle 11.3: Die Korrelationsmatrix zeigt die Interelementbeziehungen

Aus den in der Korrelationsmatrix angezeigten Zusammenhängen wurden nun Bi-Plots gemacht (Abb. 11.8). Um die Zusammenhänge besser zu zeigen wurden Regressionsgeraden zwischen den einzelnen Probemessungen gelegt. Es zeigt sich, dass es große Unterschiede zwischen den einzelnen Proben gibt. Der Zusammenhang zwischen den einzelnen Elementen wird hier durch das Bestimmtheitsmaß (r^2) angezeigt. Dieses liegt zwischen 0 und 1. Je näher der Wert an 1 desto größer ist der Zusammenhang.

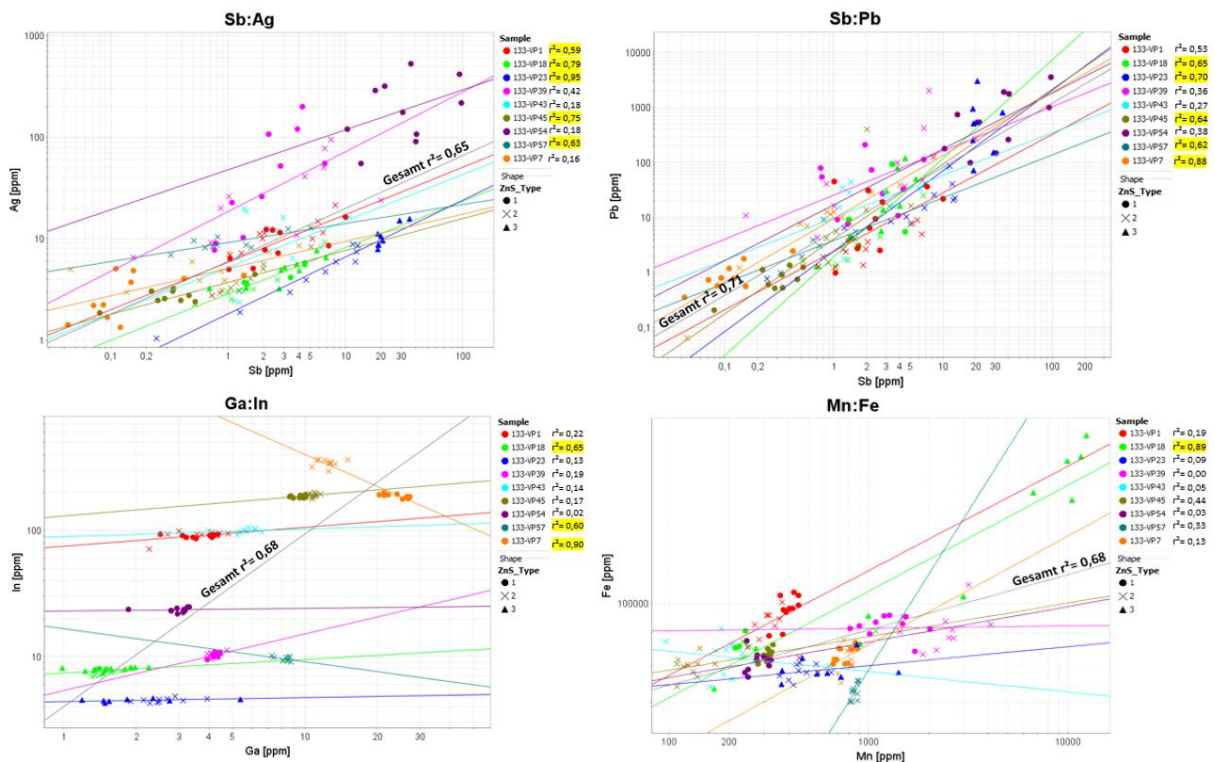


Abbildung 11.8: Darstellung der Elementzusammenhänge.

COOK et al. (2009a), CIOBANU et al. (2011) und MURAKAMI & ISHIHARA (2013) fanden heraus, dass Ag als mikroskopisch kleine Mineraleinschlüsse vorkommen, sowie im Gitter von Sphalerit eingebaut werden. Die Korrelationen zwischen Ag, Cu, Pb und Sb, die etwa in den Proben (133-VP18,1,45,7,57) zu beobachten sind, zeigen diesen dualen Charakter. Höhere Ag-Konzentrationen und damit verbundene hohe Pb-Konzentrationen können auf kleine Einschlüsse von Galenit hindeuten. Die Korrelation zwischen Ag und Sb kann auch durch die gekoppelte Substitution $2Zn \leftrightarrow Ag^+ + Sb^{3+}$ erklärt werden. Kann jedoch auch durch Einschlüsse von Fahlerz herrühren.

Die positive Korrelation zwischen Mn und Fe kommt in den Proben 133-VP18 und VP 43 vor, durch die Begutachtung der Spektren und der verbundenen Si und Al-CPS-Werte kommt man zum Schluss, dass diese Korrelation stark Silikat - gesteuert ist.

Wie schon erwähnt kommen bei den im Zuge dieser Arbeit untersuchten Sphaleritmesspunkten vor allem Fe^{2+} ; Cd^{2+} ; Co^{2+} ; In^{3+} und Ga^{3+} als feste Lösung in der Sphaleritstruktur vor (siehe Abb.11.7).

Es wird nun auf die damit verbundenen Elementsubstitutionen näher eingegangen:

Fe^{2+} und Cd^{2+} : Die beiden Elemente werden durch direkte Substitution $\text{Fe}^{2+} \leftrightarrow \text{Zn}^{2+}$ bzw. $\text{Cd}^{2+} \leftrightarrow \text{Zn}^{2+}$ in die Sphaleritstruktur eingebaut.

Co^{2+} : Laut Cook et al., 2012 kann das Element in die Sphaleritstruktur durch direkte Substitution $\text{Zn}^{2+} \leftrightarrow \text{Co}^{2+}$ eingebaut werden.

In^{3+} : Sphalerit ist einer der Hauptträger für dieses Element. Es wird durch die gekoppelte Substitution $2 \text{Zn}^{2+} \leftrightarrow \text{Cu}^{+} + \text{In}^{3+}$ eingebaut. Wobei es in den untersuchten Sphaleriten am Schneeberg keine Korrelationen gibt.

Ga^{3+} : Sphalerit kann Träger einiger hundert-ppm Ga sein und ist durch die gekoppelte Substitution $3\text{Zn}^{2+} \leftrightarrow 2 \text{Cu}^{+} + \text{Ga}^{3+}$ ins ZnS-Gitter eingebaut (BELISSANT et. al. 2016). Am Schneeberg gibt es jedoch keine Korrelationen zwischen diesen Elementen.

Vergleich LA-ICPMS mit Mikrosondendaten

Die flächige Ortsauflösung bei der Elektronenstrahlmikrosonde beträgt nur 1 μm , man kann daher mit großer Wahrscheinlichkeit sagen, dass die gemessenen Gehalte ohne Einfluss eventuell vorhandener Mineraleinschlüsse sind. Der Laserbeschuss im LA-ICP-MS erfasst hingegen einen Kreis mit etwa $\sim 70 \mu\text{m}$. Da meistens unweigerlich auch Mineraleinschlüsse in die Messung miteinbezogen werden, handelt es sich meist um eine „Misch-Analyse“. Im Anschliff 133-VP7 (siehe Tab.11.4) wurden die gemessenen durchschnittlichen Fe, Cu, Cd, Co, In und Mn-Gehalte des ICP-Gerätes mit den Mikrosondenmessungen verglichen. Die Fe- Gehalte weichen kaum voneinander ab. Deshalb ist davon auszugehen, dass es auch unter Anwesenheit von Einschlüssen zu keiner wesentlichen Anreicherung an Fe kommt. Die EPMA-Analysen sind allerdings nur für Neben – und Hauptelemente über 500 ppm geeignet.

Probe 133-VP7					
Element	ICP (n=20)			Mikrosonde (n=14)	
	Gehalt in ppm	S.D		Gehalt in ppm	S.D
Fe		82480	3178	85728	2421
Cu		262	64	322	271
Cd		4634	185	5684	344
Co		257	14	292	108
In		266	82	1301	98
Mn		773	64	545	176

Tabelle 11.4: Vergleich LA – ICP – MS – Messungen mit Mikrosondenmessungen.

Die Pyrrhotin und Chalkopyritmessungen die mittels Mikrosonde gemessen wurden, sind für Aussagen über Spurenelementgehalte deshalb nur beschränkt aussagekräftig. Das zeigen auch die hohen Standardabweichungen.

Hinweise auf den Lagerstättentyp SEDEX

Aufgrund desselben geologischen Settings werden im Folgenden die Unterschiede zwischen VMS und Sedex-Lagerstätten herausgearbeitet. Unterschiede bestehen laut GOODFELLOW et al. (2007) vor allem darin, dass Sedex-Lagerstätten in sedimentären Becken der kontinentalen Kruste, sowie auch Tiefseebecken bzw. Schelfe der Ozeane gebildet werden. Wohingegen VMS-Lagerstätten in der ozeanischen Kruste gebildet werden. Vulkanische Gesteine sind bei Sedex-Lagerstätten sehr selten. Die Umgebungsgesteine sind meist Schiefer. Die Metalle kommen zu ~100% aus dem umgebenden liegendem Sedimentpaket. Bei vulkanogenen Massivlagerstätten kommt der überwiegende Teil aus Intrusiva. Sedex-Lagerstätten sind typischerweise größer und enthalten höhere Gehalte an Sphalerit und Galenit als VMS-Lagerstätten. Normalerweise findet man in Sedex-Lagerstätten höhere Werte an Silber als Gold (GOODFELLOW et al., 2007).

Bei den kartierten Umgebungsgesteinen handelt es sich ausschließlich um Metapelite. Nur lokal gab es laut UNGERANK & HOLZMANN, 2011 vulkanische Aktivität worauf die übertage vorkommenden Orthogneise hinweisen. Diese wurden jedoch untertage im Zuge der Kartierungen nicht angetroffen. Die Vererzungen des Schneeberges sind Zn und Pb dominiert. Was ein weiteres Indiz für den Typus „Sedex“ ist.

Die publizierte Literatur zur Sphalerit-Geochemie zeigt, dass Co und In dazu neigen in relativ hohen Konzentrationen in hoch temperierten hypothermalen und mesothermalen Erzlagerstätten vorzukommen. Während Ga, Ge, Hg und Sn in niedrig temperierten epithermalen Erzen in relativ hohen Konzentrationen vorkommen. Außerdem wurde festgestellt, dass Ge-reiche Sphalerite meist eine niedere Bildungstemperatur aufweisen als In-reiche Sphalerite (LOGAN, 2004; COOK et al., 2009, LIN et al., 2001). Zumal Sphalerit eine Menge an Spurenelementen enthält, hat das Mineral erhebliches Potential als Geothermobarometer (LOCKINGTON et al, 2014 und Frenzel et. al.,2015).

Hinweise auf distal/proximal

In der Lagerstätte Schneeberg ergeben sich Unterschiede in der Zusammensetzung der Erzmineralparagenese die besonders auf dem 2000er-Niveau im Streichen nach Osten am deutlichsten sind (siehe Abb.11.9). Es hat also den Anschein, als existiere eine quantitative Trennung bestimmter Erzminerale vom Zentrum der Vererzung (altes Lager; Revier SW; 2060 m) zum Rand der Lagerstätte Revier Veit, 2000m).

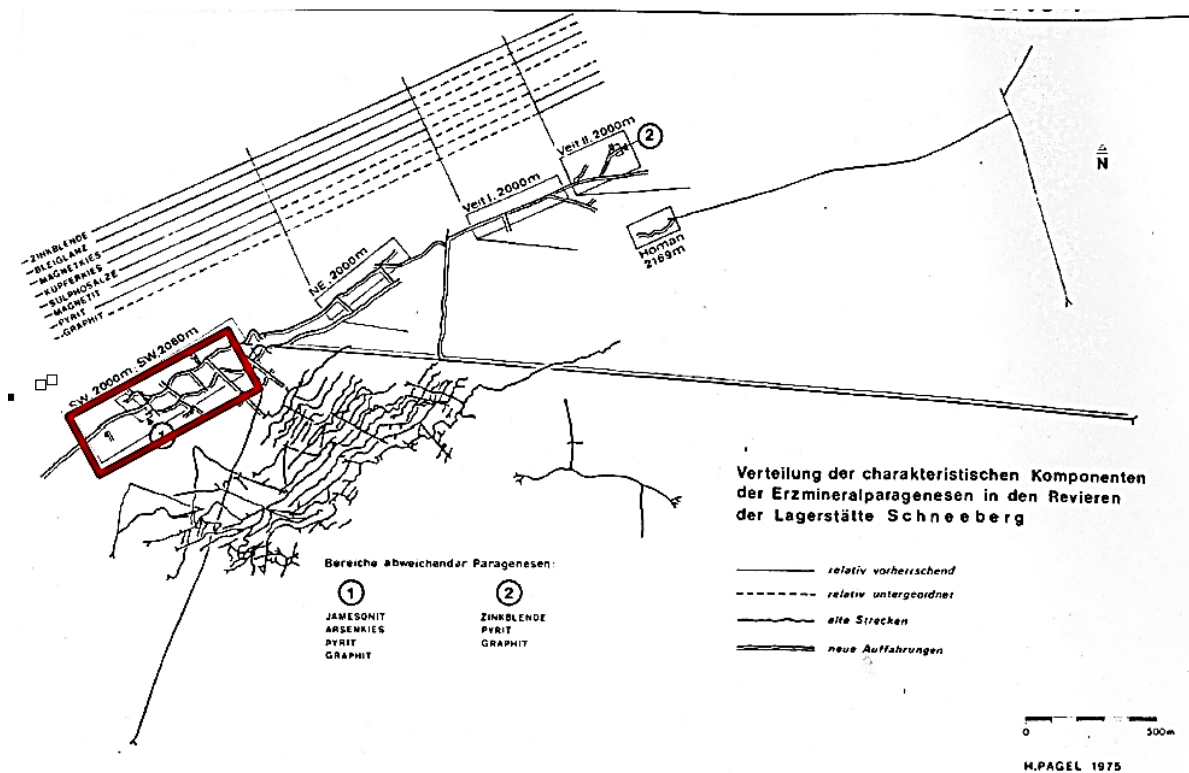


Abbildung 11.9: Verteilung der Erz - Paragenesen innerhalb der Lagerstätte Schneeberg (PAGEL, 1975). Die im Zuge dieser Arbeit bearbeiteten Querschnitte 3 und 4 sind hier noch nicht aufgefahren worden. In rot eingezeichnet ist der, in dieser Arbeit, kartierte Bereich des Grubengebäudes.

Anhand der von PAGEL, 1975 durchgeführten Co-Ni-Analysen an Pyrrhotin ist festzustellen, dass sich die einzelnen Lagerstättenbereiche in ihrer geochemischen Zusammensetzung unterscheiden. Auch Spurenelementuntersuchungen an Sphalerit (Co, Mn, Fe, Cd) zeigen, dass es Bereiche innerhalb der Lagerstätte gibt, die sich untereinander unterscheiden. In der Arbeit von PAGEL, 1975 erkennt man eine Abnahme der Cd- Gehalte von West nach Ost bzw. eine Zunahme der Ga und Zn – Gehalte. Man kann also einen West-Ost-gerichteten Trend erkennen, der laut PAGEL, 1975 nicht auf die verschiedenen metamorphen Überprägungsphasen zurückgeführt werden kann. Der erkennbare Trend wurde durch PAGEL, 1975 als ein Hinweis auf die primär sedimentäre Anlage gedeutet.

Die Gehalte an Pb + Zn sind häufig neben dem Übergang zwischen dem „Vent-Komplex“ und den lateralen Sedimenten am höchsten (LYDON et. al., 2000; GOODFELLOW et al.,1990). Die Erhöhung

der Gehalte an Pb und Zn und Erz-zugehörigen Elementen wie Hg, As und Sb wird durch das Austreten dieser Elemente aus dem „Vent-Komplex“ und des anschließenden Niederschlags in den nahe angrenzenden Sedimenten verursacht.

Zu einem der charakteristischsten Merkmale einer Sedex-Lagerstätte zählt, die konzentrische Zonierung hydrothermalen Texturen, Minerale und Elementen um die Zentren der hydrothermalen Fluid-Ausgänge. Die laterale Zonierung wird meist von einer Abnahme der Mächtigkeit des stratiformen Körpers begleitet. Andere chemische Zonierungsmuster beinhalten Zunahmen von Pb:Ag, Cu/Zn+Pb; Fe:Zn, Ba:Zn und SiO₂: Zn – Verhältnissen vom Vent – Komplex weg. (GOODFELLOW, 2004; HAMILTON et. al., 1982). Der niedere, unwirtschaftliche Gehalt im Randgebiet einer Lagerstätte, kann oftmals bis zu zehnmals größer sein, als die eigentliche Lagerstättenreserve (CATHLES et al., 2005). Abbildung 11.10 zeigt den Verlauf der Cu/Zn+Pb und Pb/Ag – Verhältnisse. Verwendet wurden dabei die Gesamtgesteinsdaten der Hauptvererzung entlang des Poschhausstollens. Es zeigt sich eine deutliche Zunahme der Pb/Ag Verhältnisse von Osten nach Westen.

Betrachtet man das Cu/Zn+Pb – Verhältnis so erkennt man eine Abnahme von Ost nach West. Dies würde die von PAGEL, 1975 aufgestellte These unterstreichen, dass die heute nur mehr schwer zugänglichen Reviere Veit/Homan die paläographischen Randgebiete der Lagerstätte darstellen und dass es sich um einen primär angelegten Trend handelt. Die Pb/Ag – Verhältnisse widerlegen diese These.

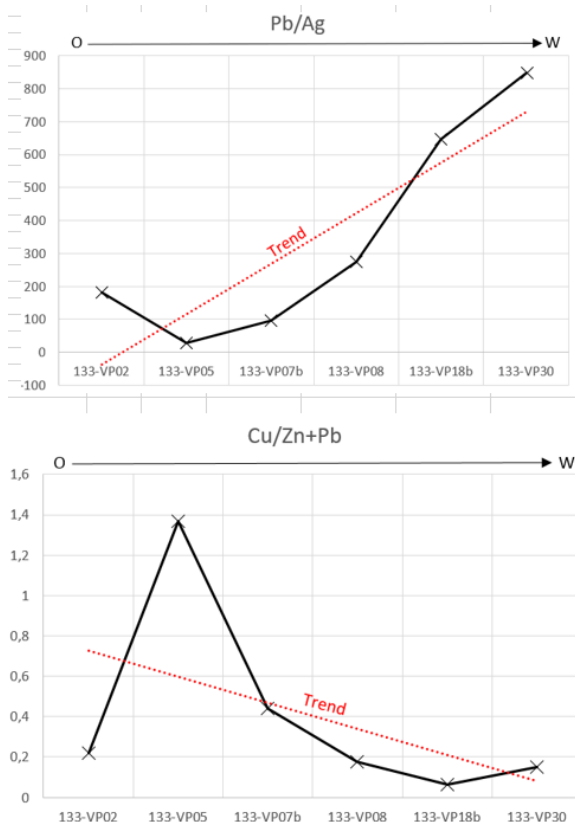


Abbildung 11.10: Cu/Zn + Pb -
Trend entlang der
Hauptvererzung
(Gesamtgesteinschemiedaten)

Die während der Erzmikroskopie beobachtete leichte Abnahme des Sphalerit-Gehaltes von Ost nach West, kann mit der in der Literatur (siehe GOODFELLOW et al., 2007; TURNER, 1990; JEFFERSON et al., 1983) beschriebenen Abnahme der Zn-Gehalte vom „Vent-KOMPLEX“ weg erklärt werden. Man muss jedoch bemerken, dass diese Aussage mit großer Vorsicht zu treffen ist, da es sich nur um 14 untersuchte Schliffe handelt. Um genauere Aussagen zu treffen, müsste man sicherlich noch weitere Untersuchungen machen, damit diese Interpretation auch statistisch aussagekräftig ist.

Die Tatsache, dass Galenit in den Proben der Querschläge häufiger vorkommt als entlang der Hauptvererzung ist vor allem auf seinen hohen Mobilisationsgrad zurückzuführen.

Die hydrothermale Alteration der Hangenden Sedimentsequenzen ist bei vielen Sedex-Lagerstätten nicht dokumentiert.

Nicht zuletzt ist zu bedenken, dass auch die Rekristallisation und Deformation der gesamten Lagerstätte im Zuge zweier amphibolitfazieller Metamorphosen zu einer wesentlichen Veränderung der geochemischen Zonierungen geführt haben könnte. Immerhin lassen sich die Sphalerittypen verschiedenen Temperaturereignissen und Deformationen zuordnen, sowie auch die Bildung der Filonefazies selbst. Hier ist auch der Grund für den unterschiedlichen Trend der Pb/Ag bzw. Cu/Zn+Pb-Verhältnisse zu suchen.

Spurenmittelgehalte im Vergleich zu anderen ÖSC Vorkommen

Im Zusammenhang mit Spurenelementen haben alle von ANGERER et al. (2017) untersuchten Sphalerite Fe und Cd Konzentrationen zwischen ~ 3 und ~ 9 und $\sim 0,1$ und $\sim 0,5$ Gew.% mit den höchsten Werten in der Lagerstätte Schneeberg.

Die höheren Fe und Cd-Konzentrationen am Schneeberg werden vor allem auf die höheren Metamorphosegrade im östlichen Teil des ÖSC zurückgeführt. Die Lagerstätte Schneeberg weist außerdem untypische Variationen von Hg auf, dies weist darauf hin, dass es innerhalb der Lagerstätte zu einer möglichen Zonierung des Elementgehaltes gekommen ist. Vergleicht man die Ga + Ge + Co + In + Sn-Werte (diese vom Poschhausstollen inbegriffen) mit diesen in Norwegen und Australien, so kann man feststellen, dass diese ohne weiteres mit diesen konkurrieren können (Abb. 11.11).

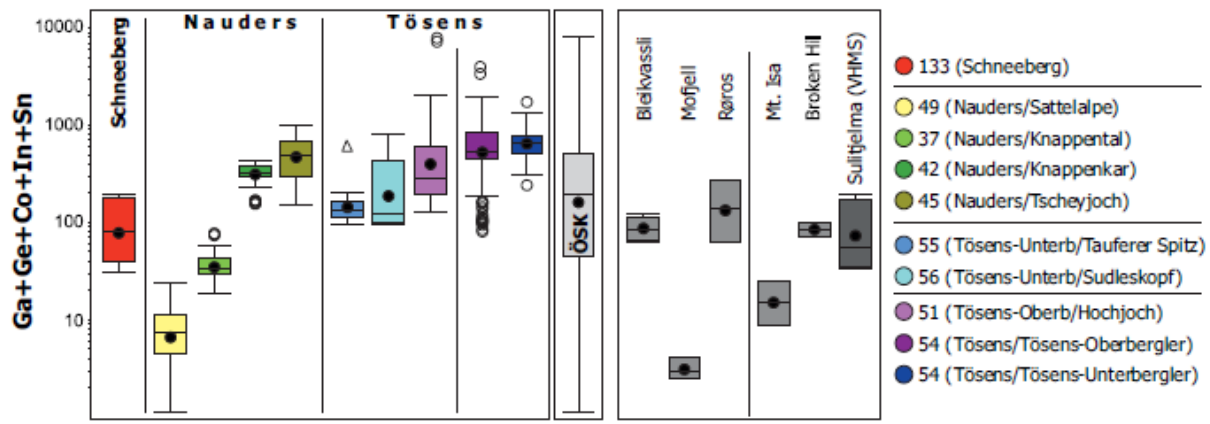


Abbildung 11.11: Boxplots von Ga + Co + In + Sn in Sphalerit für Lagerstätten im ÖSC. Verglichen mit metamorphen SEDEX und VHMS-Lagerstätten in Norwegen und Australien (ANGERER et. al. 2017).

Die Abbildung 11.12 zeigt ein Datenset von insgesamt 603 Sphaleritmessungen mit LA-ICP-MS. So ist etwa Tösens durch hohe Gehalte an Co, Sn und Sb charakterisiert. Beim Schneeberg gibt es bereits 69 frühere LA-ICP-MS-Messungen, wo jedoch die Lokalität der Probe unbekannt ist. Zum einen gibt es Hg-reiche (>400ppm) und Hg-arme (< 100 ppm) Proben. Die in dieser Arbeit untersuchten Proben weisen alle Gehalte von > 100 ppm auf. Vergleicht man die Gehalte an Spurenmetallen so sind die In und Co-Gehalte im Poschhausstollen höher. Daraus kann man schließen, dass es innerhalb der Lagerstätte Abweichungen zwischen diesen Elementen gibt (siehe Abb. 11.12; Erklärung EASM siehe unten).

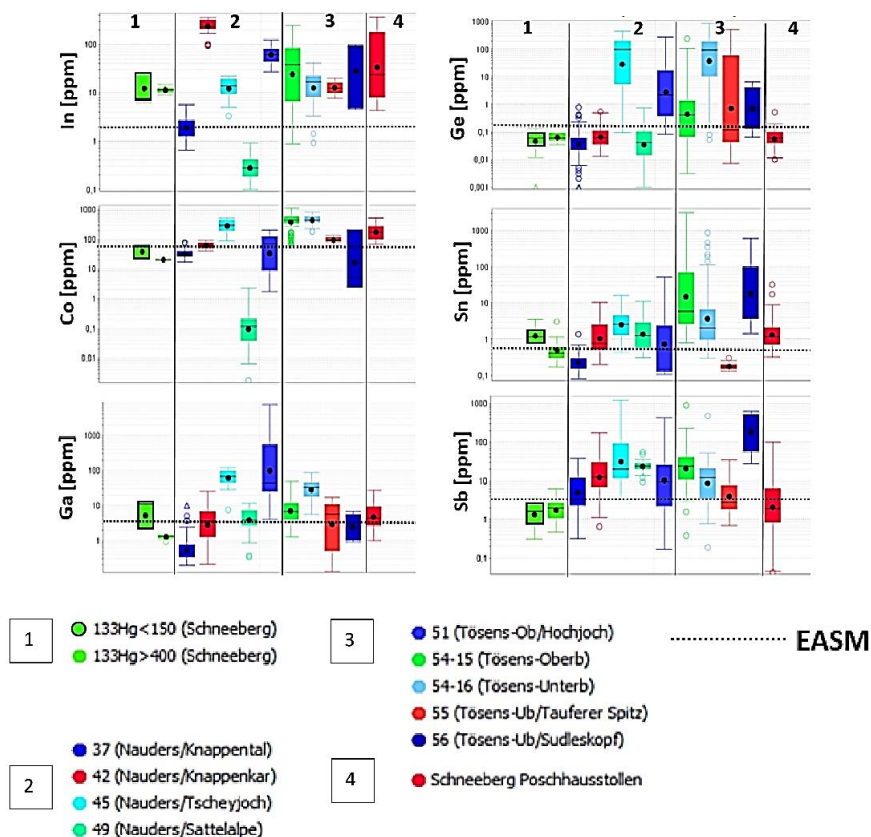


Abbildung 11.12: Vergleich Schneebergproben mit Proben aus Tösens und Nauders.

Im ostalpinen Vergleich (EASM) ist der Schneeberg durch niedrige Ge, Pb, Cu und Sb – und hohe In, Mn, Co, Ga und Sn – Gehalte charakterisiert (siehe 11.12). Beim EASM (Eastern Alpine Sphalerite Median) von Onuk (unpublished) handelt es sich um ein Datenset von 6028 Messungen, wobei keine geologische Zuweisung erfolgen kann, es handelt sich um rein statistische Werte.

Im Spiderdiagramm in Abbildung 11.13 wurde der Median der Poschhausproben vom Schneeberg mit dem EASM verglichen. Aus Abbildung 11.12 kann man erkennen, dass die Schneebergproben im Vergleich zum EASM hohe Mn, Fe, Co, Se, Cd, In und Sn Gehalte haben. Die Cr, Ni, Cu, Ga, Ge, Ag, Sb sowie Pb-Gehalte sind niedriger. Gründe für diese Unterschiede könnten eine unterschiedliche polyphase metamorphe Überprägung sein, und zum anderen eine unterschiedliche Lithofazies der einzelnen Lagerstätten.

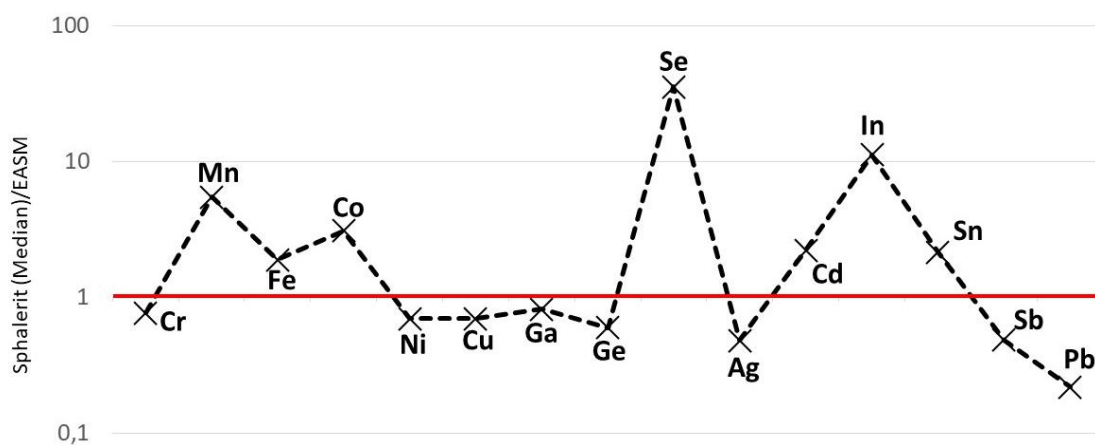


Abbildung 11.13: Spiderdiagramm: Vergleich Median Schneeberg/EASM

Die Erze unterscheiden sich in ihrer Chemie im regionalen Maßstab. So hat etwa Tösens im Verhältnis niedrige -Mn/Co-Verhältnisse (Abb 11.14). Schneeberg weist mittlere Mn-Co Verhältnisse auf. Jedoch sehr unterschiedliche Cd-Hg-Gehalte. Diese streuen über einen relativ großen Bereich.

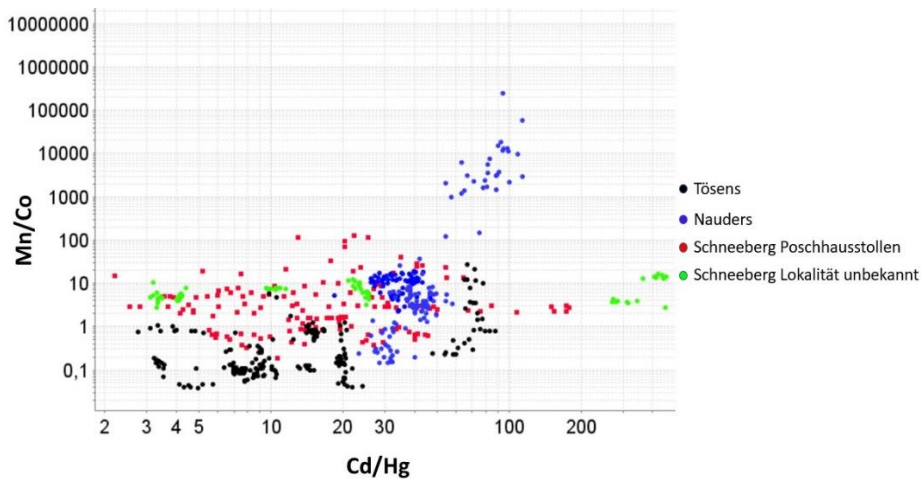


Abbildung 11.14: Cd/Hg vs Mn/Co (alle Angaben in [ppm])

Die untersuchten Proben vom Poschhausstollen streuen in ihrem Cd/Hg-Verhältnis sehr stark (siehe Abb.11.15). Die Mn/Co-Verhältnisse innerhalb einer Probe streuen hingegen kaum. Die Probe aus der Filone Fazies (133-VP39) streut in ihrem Cd/Hg-Gehalt sehr stark. Auch zwischen den einzelnen Sphalerittypen unterscheiden sich die Mn/Co bzw. die Cd/Hg-Konzentrationen.

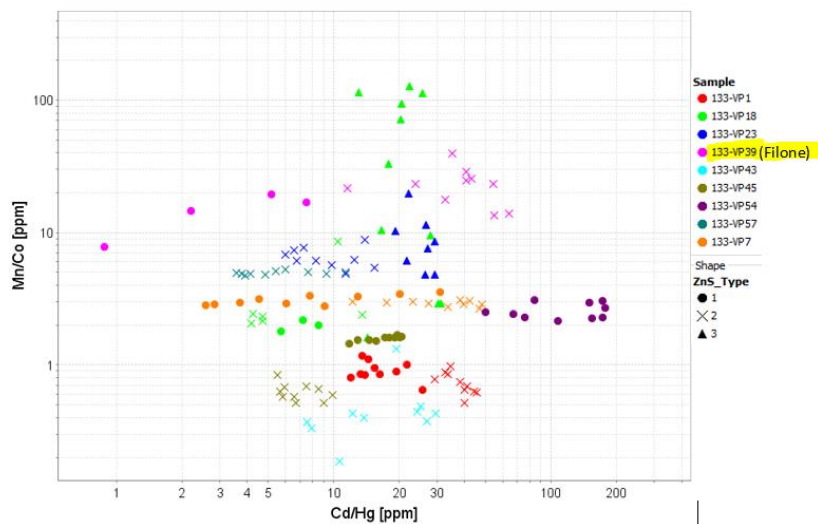


Abbildung 11.15: Mn/Co vs. Cd/Hg – Verhältnisse am Schneeberg.

Herkunft der Metalle und anderer Erz-Komponenten

Durch radiogene und isotopische Untersuchungen werden die Quellen bzw. die Quelle der Erzkomponenten eingeschränkt. Viele Arbeiten zeigten, dass Pb und Sr von kontinental klastischen Sedimenten kommen (AYUSO et al., 2004; EMSBO et al., 2004; LARGE et al., 2005). Darüber hinaus deuten Flüssigkeitsströme und chemische Argumente darauf hin, dass oxidierte, grobe klastische Sedimente in den darunterliegenden Rift-Füll-Sequenzen die wahrscheinlichste Quelle sind (EMBSO, 2009). Die große Masse an Metallen, die in und um eine Sedex-Lagerstätte untergebracht sind,

benötigt große Mengen an Quellgestein. Zum Beispiel können große Lagerstätten mehr als 20 Mt an Zn enthalten.

Nach der Gesamtmasse ist Schwefel das am höchsten angereicherte Element in einer Sedex-Lagerstätte. Isotopische Untersuchungen haben gezeigt, dass der Schwefel von marinen Sulfaten stammt, diese sind durch bakteriologische und thermogenetische Reduktion zu Sulfiden reduziert (EMBSO, 2009). Zwar wurde vorgeschlagen, dass einige Sedex-Lagerstätten unter lakustrinen Bedingungen gebildet wurden (GOODFELLOW et. al, 1993), jedoch fehlen noch die Beweise.

Da am Schneeberg davon auszugehen ist, dass keine Magmen in Zusammenhang mit den Vererzungen stehen, kommen als Herkunft der gelösten Stoffe in den Fluiden krustale Gesteine in Frage.

Viele Sedex-Erze sind Pb- und Ba-reich, dies wird darauf zurückgeführt, dass an ihrer Entstehung Gesteine der Oberkruste als Lieferanten dieser Elemente dienen. Die Gehalte an Pb und Ba sind besonders hoch in K-reichen Mineralen wie Kalifeldspäten und Glimmern. Beim Schneeberg sind vor allem die Biotite sehr Ba-reich, also kann man davon ausgehen, dass Gesteine der Oberkruste als Lieferanten beteiligt waren.

Viele Sedex-Erze weisen recht niedrige Cu-Gehalte bei hohen Zn- und Pb-Gehalten auf, dies wird auf die Cu-Löslichkeit in H₂S-haltigen Salzlösungen zurückgeführt (Abb. 6).

Unterhalb einer Temperatur von ~ 300°C ist die Cu-Löslichkeit in H₂S-haltigen Salzlösungen erheblich geringer als die von Zn und Pb (siehe Abb. 11.16). Zur Bildung von Pyrit- und Chalkopyriterzen sind Temperaturen oberhalb von ~ 350°C nötig. Auf solche Temperaturen aufgeheizte Fluide werden Fe- und Cu-Erze ausscheiden, wenn sie auf Pb-Zn-Erze treffen; dabei werden Blei und Zink teilweise verdrängt (STOSCH, 2014).

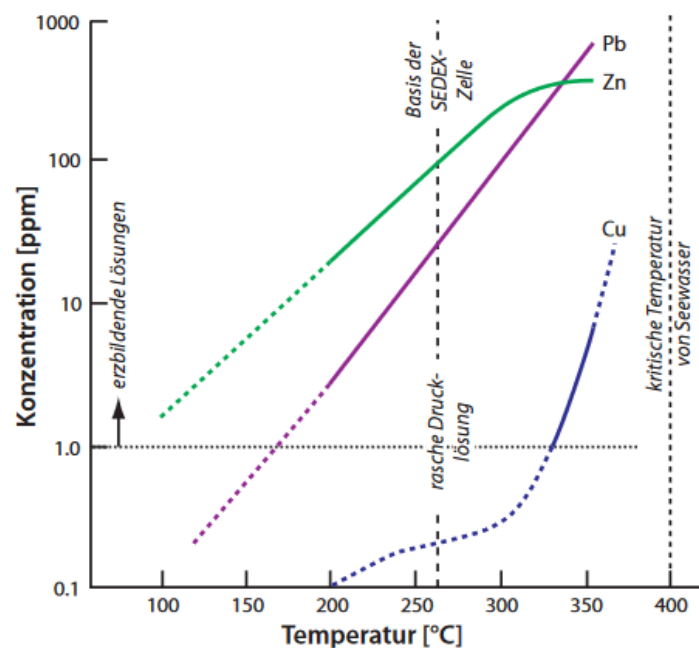


Abbildung 11.16: Löslichkeiten von Pb, Zn und Cu in saurem salzhaltigem Wasser bei Gegenwart von H₂S und FeS₂ (aus STOSCH, 2014).

Hydrothermaler Metalltransport im Sedimentbecken

Es ist bekannt, dass Erz-bildende Metalle in hydrothermalen Fluiden in Form von Metall-Komplexen migrieren (BARNES, 2015). Die Auslaugung erzbildender Ionen aus der Quelle geht normalerweise mit einer Metallkomplexbildung einher (siehe Abb.11.17). Die Eigenschaften dieser Komplexe spielen daher im Elementtransport und in der Erzablagerung eine bedeutende Rolle.

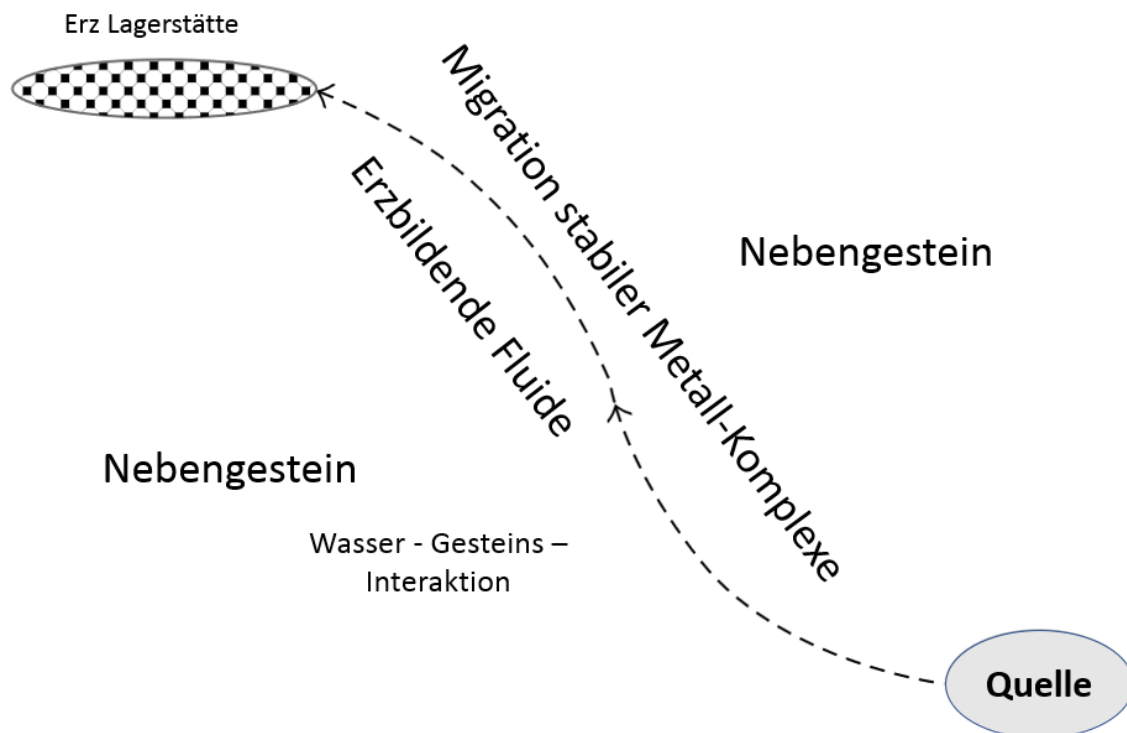


Abbildung 11.17: Schematische Skizze hydrothermaler Erzbildung (modifiziert nach DING, 2018).

Die Metalle werden in Form von Anionen-Kationen Komplexen aufgrund deren Volatilität bei hohen Temperaturen transportiert und abgelagert. Als typische Komplexbildner gelten:

- Chlorid-, Fluorid-Komplexe
- Sulfid-, Sulphat-Komplexe
- Organometallische Komplexe

Krustale Gesteine stehen mit Hydrothermen im Stoffaustausch. Im Falle der Lagerstätte am Schneeberg ist es höchstwahrscheinlich zur Konvektion von Meerwasser entlang von tiefgreifenden Störungen in der Kruste gekommen. Für die Fortbewegungsart in der Kruste sind vor allem folgende Parameter wichtig:

- Druckgradienten
- Temperaturgradienten (sinkende T führt zu einer Ausfällung von Erzen)
- Permeabilität

- Porosität
- Fluid Zusammensetzung und chemische Gradienten (pH-Abhängigkeit, fO₂-Abhängigkeit)

Physikalisch- chemisch können hydrothermale Fluide durch folgende Zustandsparameter beschrieben werden: Ph-Wert, Temperatur, Druck, Dichte, Zusammensetzung, Sauerstoff- bzw. Schwefelfugazität. Die Änderung einer dieser Zustandsparameter kann zur Ausfällung führen. Die Druck-Dichte bzw. Temperaturbedingungen können durch die Migration in verschiedene Krustenstockwerke verändert werden. Die chemischen Eigenschaften durch die Infiltration durch verschiedene Gesteinsarten. Es kann natürlich auch zu einer Fluidmischung kommen.

Einfluss Metamorphose

Abbildung 11.18 zeigt die zeitliche Entwicklung des Sphalerites von der Sedex-Ausfällung mit anderen Erzphasen, bis hin zu der Entwicklung des Sphalerittypes 3.

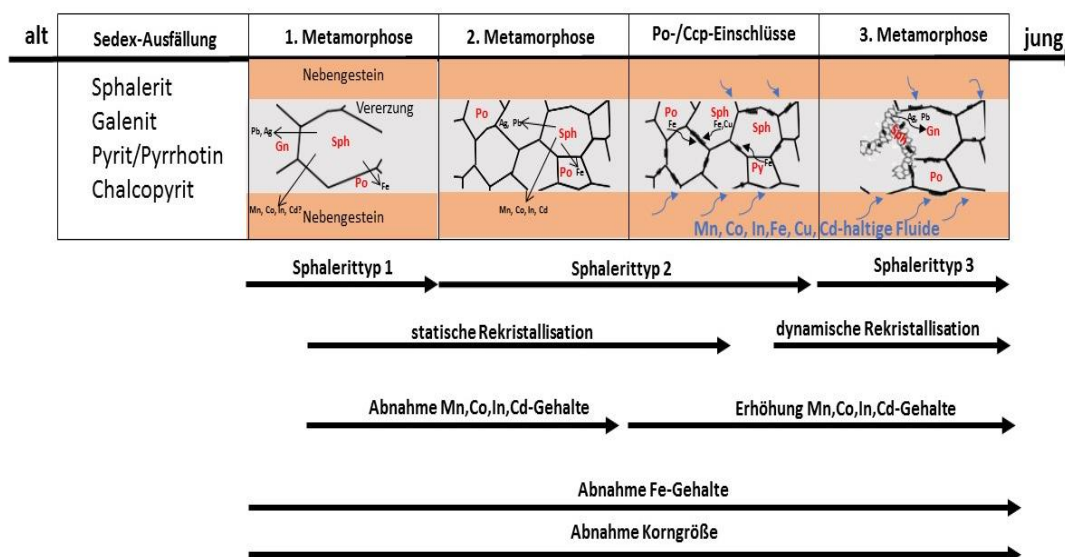


Abbildung 11.18: Entwicklung Sphalerittypen.

Da die Pyrrhotin- bzw. Chalkopyriteinschlüsse vorwiegend entlang der Korngrenzen des Types 2 vorkommen, müssen diese vor Typ 3 entstanden sein. Laut BRIGO, 1965 sind die Einschaltungen des Chalkopyrites bzw. Pyrrhotins vor allem das Resultat der retrograden Metamorphose, bzw. entstanden aus dem umgebenden Sphalerit durch statische Equilibrierung. Bedeutend sind die Entmischungen bei der Anwesenheit von Korngrenzen. Laut PAGEL (1975) sind die Pyrrhotin und Chalkopyrit-Entmischungen typisch für den hochtemperierten Charakter der Lagerstätte.

Wie man aus der Auswertung der LA-ICP-Daten erkennen kann, kam es während der dynamischen Rekristallisation zu einer weiteren Cu-Mobilisation.

Laut LOCKINGTON et al., 2014 sind einige Elemente wie vor allem Cu in rekristallisiertem Sphalerit in niedrigeren Konzentrationen und homogener verteilt zu finden. Andere Elemente wie Pb, Bi, Ag, Sn und Sb werden während der Rekristallisation ausgeschieden, andere (Fe, Cd, Mn, In) hingegen wieder eingebaut. Im Vergleich dazu kam es am Schneeberg im Laufe der statischen und dynamischen Rekristallisation zu einer wie bereits von LOCKINGTON et al., 2014 beschriebenen Ausscheidung von Pb und Ag, die höchstwahrscheinlich in Galenit (PbS) eingebaut wurden. Im Laufe der statischen Rekristallisation kommt es zu einer Abnahme der Mn, Co, In und Cd Gehalte. Diese steigen jedoch während der dynamischen Rekristallisation wieder an. Es handelt sich um einen Elementtransport vom Sphalerittyp 2 zum Sphalerittyp 3. Dies lässt sich durch eine mit fluiden verbundene Deformationsphase erklären.

Die beobachtete leichte Abnahme der Fe-Gehalte vom Sphalerittyp 1 zu Typ 3 kann dadurch erklärt werden, dass immer mehr Fe im Laufe der Rekristallisation in Pyrrhotin eingebaut wurde.

Mineralparagenese der Filone Fazies

Es konnten zum Teil durch unsere Analysen bereits bekannte Aspekte zur Paragenese der Filone Fazies im Untersuchungsgebiet bestätigt werden. Bereits PROYER (1989) hat sich näher mit den Gesteinen der Filone Fazies, bzw. die wirrstrahligen-Anthophyllitfelse beschäftigt, und folgende Paragenese beschrieben:

Anthophyllit + Biotit + Granat + Cummingtonit + Quarz + Calcit + Plagioklas + Muskovit + Siderit + Ankerit + Sulfide

Auch andere Bearbeiter wie KLIX (1974), BAUMGARTEN et al. (1998) und UNGERANK & HOLZMANN (2011) zählen die Filone Fazies zu den Tremolit-Anthophyllitfelsen. Aufgrund der Tatsache das Untertage im Kartiergebiet diese beschriebenen Tremolit- Anthophyllitfelse nie angetroffen wurden und sich die Filone Fazies deutlich von anderen Lithologien unterschiedete, haben wir uns entschlossen die Filone Fazies als eigenständige Lithologie zu klassifizieren.

Charakteristisch für die Filone Fazies ist ein hoher Anteil von Dunkelglimmer, vor allem Biotit. Karbonate treten flächendeckend, aber nicht in einem hohen Anteil auf. Meist handelt es sich um Dolomit und Fe-Mg-Mn Mischkristalle. Calcite sind nur akzessorisch vertreten. Das charakteristische Kennzeichen der Filone Fazies ist jedoch das Auftreten von Amphibole. Es können dabei zwei verschiedene Domänen unterschieden werden:

- Braune, feinfasrige Amphibole
- Farblose, stängelige Amphibole

Mit Hilfe der Elektronenstrahlmikrosonde und der Raman Spektroskopie konnte festgestellt werden, dass es sich meist um Cummingtonit handelt. Untergeordnet tritt auch Anthophyllit auf. Tremolit wurde, wie schon bereits von PROYER (1989) beobachtet in keiner Probe, detektiert. Aus der BSE Petrographie stellen wir folgende Paragenese für die Filone Fazies auf:

Biotit + Anthophyllit + Cummingtonit + Quarz + Dolomit + Calcit + Fe-Mg Karbonat + Granat+ Turmalin + Staurolith + Sulfide ±(Msk und Plag)

Diskussion der thermobarometrischen Ergebnisse

Im Rahmen der durchgeführten Geothermobarometrie sind die vorliegenden Ergebnisse durchaus mit anderen Bearbeitern des Schneeberges bzw. des Ötztal-Stubai-Kristallin vergleichbar. Die an den Metapeliten errechneten P/T Bedingungen dieser Arbeit liegen zwischen 0.67 bis 0.84GPa und 588

bis 620°C. Die berechneten Drucke von UNGERANK & HOLZMANN (2011) sind jedoch weit aus höher und liegen bei den Metabasiten zwischen 1 bis 1.2GPa und 500 bis 580°C. Bei den Metapeliten hingegen liegen sie noch höher nämlich zwischen 1.2 bis 1.6GPa und 600°C bis 700°C. Weitere thermobarometrische Untersuchungen an Metapeliten von TROPPER & RECHEIS (2003) und KONZETT et al. (2003) zeigten ähnliche P/T Bedingungen von 0.8 bis 1.0GPa und 550 bis 690°C. PROYER (1989) hat im Bereich des Schneeberges für Metapelite jedoch viel niedrigere Drucke von 0.6GPa (bei einer angenommenen Temperatur von 540°C) ermittelt. Diese sind somit ähnlich wie die berechneten Drucke dieser Arbeit und durch das ähnliche Untersuchungsgebiet auch durchaus realistisch.

Geothermometrie der Amphibol-haltigen Filone Fazies

Die geothermometrischen Ergebnisse der Filone Fazies nach KULLERUD (1953) liefern für den kartierten Bereich durchschnittliche Werte von $420 \pm 31^\circ\text{C}$. Die berechneten Werte an der Vererzung liegen etwas höher bei durchschnittlich $460 \pm 33^\circ\text{C}$. Die Geothermometer von anderen Modellen ergaben viel zu niedrige Werte und sind als nicht realistisch einzustufen. Wie schon von UNGERANK & HOLZMANN (2011) aufgezeigt, dürfte ein Großteil der Vererzungen retrograd nach dem Metamorphosehöhepunkt von ca. 600°C entstanden sein.

Mit intern konsistenten Datensätze konnten an der Filone Fazies bei einem angenommenen Druck von 0.6GPa durchschnittliche Temperaturen von 600°C errechnet werden. UNGERANK & HOLZMANN (2011) haben an den sogenannten wirrstrahligen Tremolit-Anthophyllitfelse (Vergleichbar mit der Filone Fazies) Temperaturen von ca. 600° errechnet (Abb.11.18). Die Probenahme dieser Gesteine erfolgte jedoch Übertage und nicht Untertage.

Mit Hilfe der Calcit-Dolomit Solvusthermometrie wurden Temperaturen zwischen 290 und 550°C an Calciten in der Filone Fazies bestimmt. Aufgrund dieser Tatsache kann bereits nachgewiesen werden, dass die Filone Fazies erst nach der Hauptvererzung und der Bildung des Nebengesteins entstanden sein muss, denn die berechneten Temperaturen der Vererzung liegen sowohl bei UNGERANK & HOLZMANN (2011) und dieser Arbeit bei 400-550°C. Die Temperaturen der Calcite in der Filone Fazies liegen somit knapp unterhalb der berechneten Temperatur für die Hauptvererzung. Damit ist anzunehmen, dass die in der Filone Fazies enthaltenen Calcite kurz nach der Hauptvererzung entstanden sein müssen. Die Temperaturen der Vererzungen hingegen, entsprechen Temperaturen welche nach dem Metamorphosehöhepunkt zugeordnet werden können (UNGERANK & HOLZMANN, 2011).

Geobarometrie der Amphibol-haltigen Filone Fazies

Mit Hilfe des Softwarepakets *THERMOCALC* v3.33 wurden P Bedingungen von 0.75 bis 0.83GPa in der Filone Fazies berechnet (Abb.11.19). KONZETT et al. (2003) hat für den Schneeberger Zug in unmittelbarem Kontaktbereich zum Ötztal-Stubai-Kristallin hin ähnliche Drucke von 0.8-1.0GPa erhalten. Somit sind die erhaltenen P Bedingungen durchaus realistisch zu betrachten.

Im Bereich des Schneebergs sind laut UNGERANK & HOLZMANN (2011) sowie TROPPEL & RECHEIS (2003) jedoch P Bedingungen von etwa 1.0GPa zu erwarten.

Die Geobarometrie an dem Sphalerit nach MARTIN & GIL (2005) lieferte im Bereich des Poschhausstollens durchschnittliche Drucke von 0.72 bis 0.75 GPa für die Filone Fazies und 0.54 bis 0.55 GPa für die Hauptvererzung. Die Varianz des Druckbereichs an der Hauptvererzung schwankt jedoch leicht höher als jene der Filone Fazies. Die Drucke reichen für die Hauptvererzung von 0.39 bis 1.01GPa und für die die Filone Fazies 0.41 bis 0.98GPa. Die Berechnung nach HUTCHINSON & SCOTT (1981) liefert Druck von 0.43 bis 0.88GPa für die Filone Fazies und 0.41 bis 0.91GPa für die Hauptvererzung. Die Varianz des Druckbereiches für die Hauptvererzung ist auch hier wieder leicht höher als jene der Filone Fazies.

Die Ergebnisse der Sphalerit-Geobarometrie sind jedoch als kritisch zu betrachten, da Sphalerit nicht im Gleichgewicht mit Pyrrhotin und Pyrit auftritt, sondern nur mit Pyrrothin. Somit sind die Ergebnisse leider nur als semiquantitativ bis qualitativ zu betrachten.

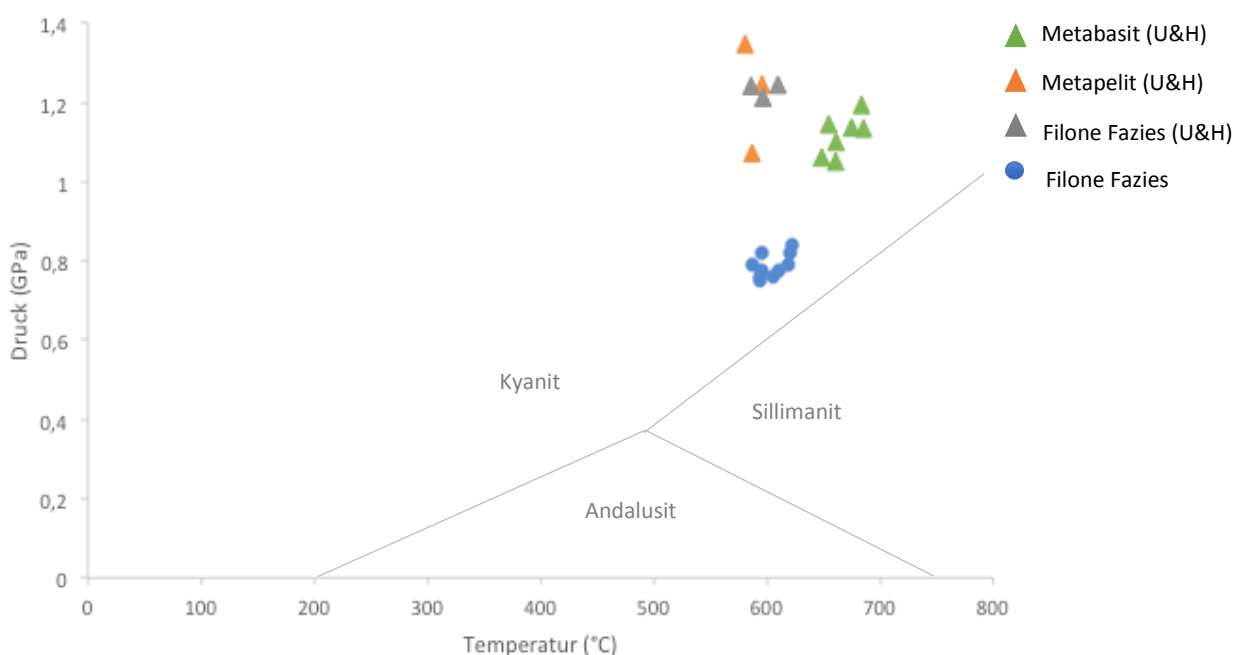


Abbildung 11.19: P/T Diagramm mit den gesamten Ergebnissen der *THERMOCALC* Berechnungen der vorliegenden Arbeit, sowie von UNGERANK & HOLZMANN (2011).

Zentrale Aussagen zur Bildung der Filone Fazies

Grundsätzlich stellt sich die Frage, ob die Filone Fazies etwas Primäres, also während der Sedex-Vererzung schon vorhandenes oder Sekundäres darstellt. Aufgrund der Tatsache, dass die Filone Fazies nicht überall gleich ausgeprägt ist, beziehungsweise auch fehlt, wie etwa im Pflerschtal (UNGERANK & HOLZMANN, 2011), könnte sie als Sekundär angesehen werden. Durch die verschiedenen Beobachtungen im Zuge dieser Masterarbeit und durch Beobachtungen früherer Bearbeiter erscheint es uns am sinnvollsten die Filone Fazies als metasomatisches Mobilisat anzusehen. Wobei sich natürlich die Frage stellt, warum eine nachträgliche Metasomatose nur auf die Vererzung beschränkt sein sollte.

Weiteres ist sie an die Vererzung gebunden und bildet dabei Horizonte, welche sich über hunderte von Metern im Stollen verfolgen lassen. Dass es sich um eine ursprünglich sedimentäre Fazies handelt weist auch die Chemie hin, so ist sie Mg und Mn reich. Die in den Zwickelräumen der Filone Fazies auskristallisierten Sphalerite wurden angereichert an den Elementen Sb, Ag, Pb, Fe und Mn. Die hohen Gehalte von Sb sind nur durch eine primäre Sedex-Anreicherung zu erklären. Wobei man hier anführen muss, dass die gemessenen Sb-Gehalte nahe an der Detektionsgrenze liegen, und daher diese Aussage nur begrenzte Gültigkeit hat.

Betrachtet man die Filone Fazies im Bereich des Schneeberger „Bergkessels“, so ist diese schon makroskopisch sehr amphibolreich. Also unterscheidet sich die Lithologie innerhalb der Lagerstätte. Aus diesem Grund können wir folgende zwei Typen unterscheiden:

- . Typ A: Extrem Amphibol dominiert, auch makroskopisch sichtbare Amphibole. Kommt im Bereich des Schneeberger „Bergkessels“ vor. Dieser Typ ist sehr Mg-reich.
- . Die Paragenese lautet:
 - . *Cumingtonit + Anthophyllit + Biotit + Granat + Karbonate + Sulfide*
- . Typ B: Quarz-Biotit dominiert und kommt im Bereich des Poschhausstollens vor. Dieser Typ ist Al-reicher.
- . Die Paragenese lautet:
 - . *Quarz + Biotit + Granat + Cumingtonit + Anthophyllit + Karbonate + Turmalin + Staurolith + Sulfide ± Muskovit und Plagioklas*

Je weiter man sich nach Osten bzw. in die Tiefe der Lagerstätte begibt, desto mehr überwiegt die Quarz- Biotit-reiche Filone (Abb.11.19).

Durch die unterschiedlichen Mineralparagenesen der beiden Filone Typen, muss die Zusammensetzung des Fluids in der Amphibol-haltigen Filone Fazies gegenüber der Quarz-Biotit haltigen Filone Fazies anders gewesen sein. In der Quarz-Biotit haltigen Filone Fazies dominiert Al, in

der Amphibol-haltigen Filone Fazies hingegen ist Al abwesend und es dominiert Mg. Die Quarz-Biotit haltige Filone Fazies ist dadurch gekennzeichnet, dass sie über weite Bereiche des Poschhausstollens verfolgbar ist und mit der Vererzung assoziiert. Diese kann somit als typische "sensu lato" Gangfazies des Schneeberges angesehen werden, welche Primär entstanden ist. Der Unterschied der Quarz-Biotit haltigen Filone Fazies zum Paragneis liegt daran, dass dieser Filone Fazies Typ vor allem mehr Fe und Mg als die Paragneise enthält. Die Reaktionsgleichungen zur Bildung der Quarz-Biotit haltigen Filone Fazies sind mit Sicherheit andere als jene der Amphibol-haltigen, aber im Zuge dieser Arbeit wurden nur die Amphibol-haltige Filone Fazies näher betrachtet.

Weiters ist davon auszugehen, dass der Bereich der Amphibol-haltigen Filone Fazies lokal völlig neu rekristallisiert sein könnte. Nachweisen kann man dies aufgrund der geothermobarometrischen Ergebnisse an der Filone Fazies (460°C und 0,7GPa) und aufgrund der mikroskopischen Analysen, welche keine Zonierung der Granate zeigen. Biotit und Granat koexistieren in diesen Schlifften nebeneinander. Somit kann dieser Typ als "sensu strictu" Remobilisat und als Sekundär angesehen werden. Als Mg-Quelle könnte der Wettersteindolomit der Schneeberger- und Moarer Weißen gedient haben. Es kann vermutet werden, dass die Fluide aus meteorischen Wässern stammen, welche durch den Wettersteindolomit der Schneeberger- und Moarer Weißen zirkulierten und entlang von Klüften und Störungen in die Tiefe geführt wurden (Abb.11.19). Dies könnte zur Zirkulation von sehr Mg-reichen Fluiden und zur Bildung der Amphibol-haltigen Filone Fazies geführt haben.

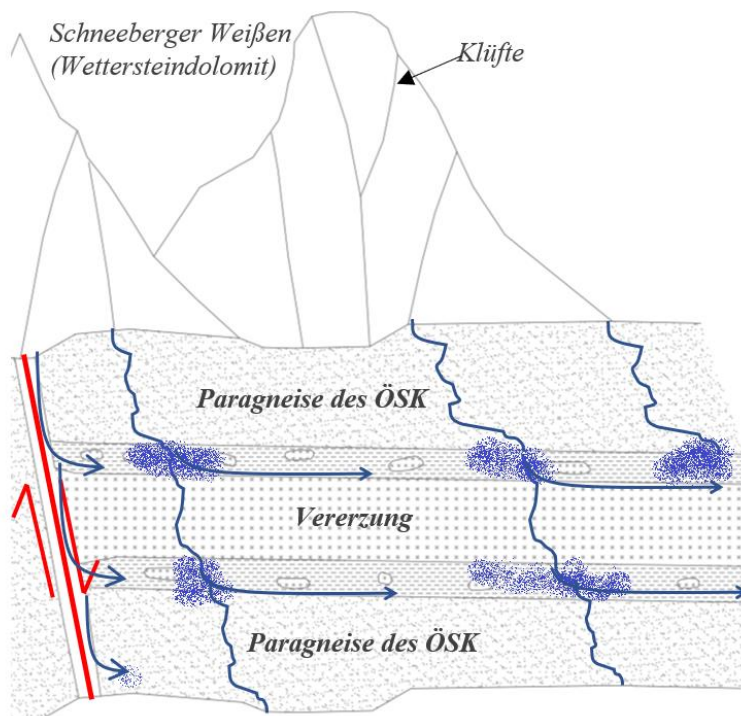


Abbildung 11.20: Schematische Darstellung der Ausbildung der Vererzung mit der ihr begleitenden Filone Fazies, und das Eindringen von Fluiden entlang von Störungen und Klüften. Zur Metasomatose kam es vor allem im Grenzbereich zwischen chemisch sehr verschiedenartigen Lithologien (Vererzung und Paragneis).

Ein anderer Ansatzpunkt für die Herkunft der Fluide könnten Meerwasser-Brines sein. Angesichts der Tatsache, dass die Amphibole der Filone in diesem Fall auch Cl und F enthalten müssten, wird diese Art der Herkunft als sehr unwahrscheinlich angenommen. Um die Herkunft der Fluide näher zu erforschen müssten allerdings noch weitere mineralchemische Untersuchungen bzw. Isotopenuntersuchungen durchgeführt werden.

Aufgrund der geothermobarometrischen Untersuchungen im Bereich des Poschhausstollens kann ein P/T Pfad erstellt werden (Abb.11.21). Die schematisch dargestellten P/X und T/X Bedingungen (Abb.10.8) zeigen, dass es drei Möglichkeiten gibt um die Amphibol-haltige Filone Fazies zu erzeugen:

1. Verdünnung eines CO₂-reichen Fluids
2. Druckentlastung
3. Temperaturanstieg

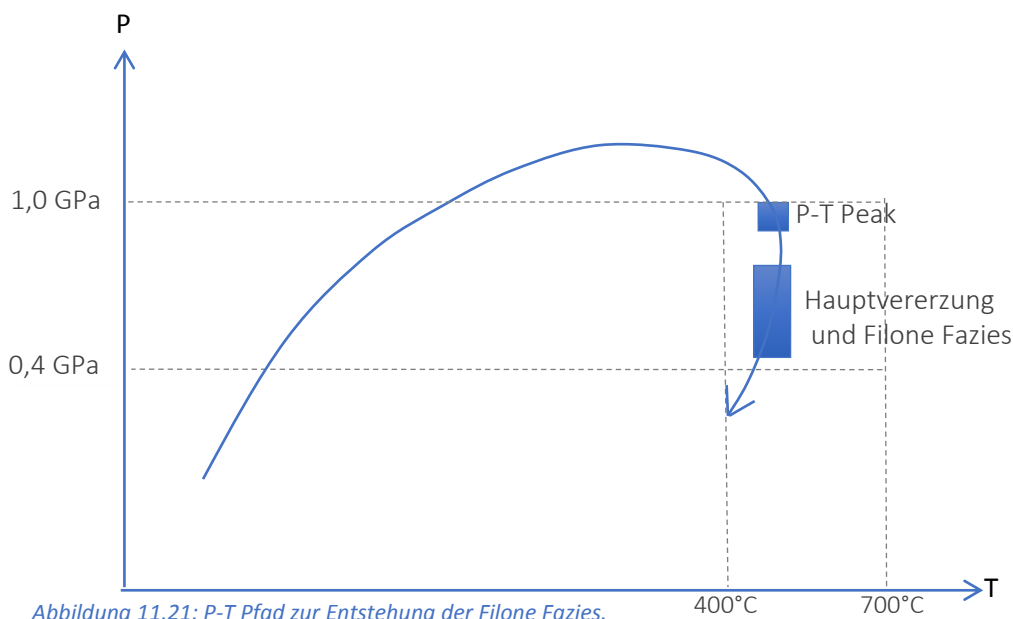
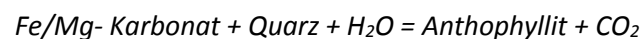


Abbildung 11.21: P-T Pfad zur Entstehung der Filone Fazies.

Durch die errechneten P-T Bedingungen mit der Reaktionsgleichung $7\text{Siderit} + 8\text{Quarz} + 2\text{H}_2\text{O} = \text{Grunerit} + 7\text{CO}_2$ konnte ein Temperaturanstieg ausgeschlossen werden und somit nachgewiesen werden, dass die Filone Fazies infolge einer Verdünnung eines CO₂-reichen Fluids und/oder durch Druckentlastung entstanden ist. Zu dieser Schlussfolgerung kommt auch PROYER (1989) der folgende Reaktion aufgestellt hat und sich mit den berechneten Reaktionen dieser Arbeit deckt:



Des Weiteren konnte, wie schon UNGERANK & HOLZMANN (2011) erkannten, eine Kristallisationsabfolge innerhalb der Karbonate beobachtet werden. Siderite und Ankerite sind

wahrscheinlich durch epithermale Lösungen entstanden und können als späte Mineralneubildung angesehen werden. Grund für diese Behauptung ist eine berechnete Temperatur von ca. 120°C mit Hilfe der Siderit-Ankerit Thermometrie von UNGERANK & HOLZMANN (2011). Die Temperatur liegt somit wesentlich niedriger als jener der Calcite und Dolomite. Allerdings sind die berechneten Temperatur von UNGERANK & HOLZMANN (2011), wie sie selber auch schreiben, kritisch zu betrachten. Fest steht jedoch, dass die Karbonate aufgrund der niedrigeren Temperaturen nach der Vererzung und Filone Fazies entstanden sind.

Für eine Metasomatose in der Amphibol-haltigen Filone Fazies spricht die Abwesenheit von Al, da Al in Abhängigkeit vom pH-Wert relativ schwer zum Remobilisieren ist. Die Metasomatose veränderte die elementare Zusammensetzung des Gesteins. Die vorhandenen Minerale reagierten mit den in den Fluiden gelösten Stoffen zu anderen Mineralen. Die Reaktionen laufen vor allem an der Grenzfläche zwischen chemisch sehr verschiedenen Gesteinen (silikatischen und sulfidischen) ab (siehe Abb.11.19). Ein anschauliches Beispiel sind die enthaltenen Karbonate in der Filone Fazies. Chalkopyrit kommt kaum vor. Dies ist ein weiterer Hinweis auf eine geringere Bildungstemperatur als die Hauptvererzung.

Durch die Metasomatose wurden, wie schon von PROYER (1989) beschrieben, die Fe/Mg - Karbonate in der Filone Fazies zu Amphibole umgewandelt.

12. Zusammenfassung und Ausblick

Im Kartierungsteil wurden die Beziehungen von Vererzung und Nebengestein im Detail kartiert und eine Synthesekarte generiert. Dabei konnten auch Aussagen früherer Beobachter (PAGEL,1975) bestätigt werden.

Im Zuge der Arbeit wurden zum ersten Mal geätzte Sphalerite vom Schneeberg näher untersucht. Dadurch war es möglich, verschiedene Sphalerittypen anhand ihrer Korngröße zu unterscheiden. Dabei kann Sphalerityp 1 als hochgradigster metamorpher Typ angesehen werden. Ausgewählte Anschliffe wurden an der Montanuniversität Leoben mittels LA-ICP-MS auf insgesamt 23 Elemente hin untersucht. Dabei zeigte sich, dass es positive Korrelationen zwischen den Elementen Fe÷Mn; Sb÷Pb; Co÷Cu und Ga÷In gibt. Des Weiteren zeigte sich, dass der Schneeberg im Vergleich zum EASM (Eastern Alpine Sphalerite Median) hohe Mn, Fe, Co, Se, Cd, In und Sn-Gehalte aufweist. Im Laufe der polymetamorphen Entwicklung kam es im Sphalerit zu einer Abnahme der Fe-Gehalte. Weiters erfolgte eine Abnahme der Mn, Co, In, Cd-Gehalte, sowie ein anschließende Erhöhung der genannten Elemente in den rekristallisierten, ebenfalls grobkörnigen Sphaleriten.

Der West-Ost gerichtete Trend, den schon PAGEL, 1975 erkannte, konnte nur zum Teil durch die Cu/Zn+Pb-Verhältnisse bestätigt werden. Die Elemente, die zur Vererzung führten, stammen aus krustalen Gesteinen.

Durch die EPMA Analysen wurde die Filone Fazies chemisch beschrieben und die vorhandenen Amphibole klassifiziert. Bei den meisten Amphibolen handelt es sich um Cummingtonit/Grunerit Mischkristalle nur wenige feinfasrige Anthophyllite treten auf. Tremolit wurde, wie schon von PROYER (1989) richtig bemerkt, in keinen der Proben detektiert. Die Filone Fazies ist mit großer Wahrscheinlichkeit ein metasomatisches Remobilisat.

Die Ergebnisse der Geothermobarometrie lieferten ähnlich P/T- Bedingungen wie von UNGERANK & HOLZMANN (2011) und zeigten, dass die Vererzung bezüglich der Temperatur retrograd nach dem Metamorphosehöhepunkt entstanden ist. Die Amphibol-haltige Filone Fazies ist bei noch geringeren Temperaturen infolge einer Verdünnung eines CO₂-reichen Fluids oder durch Druckentlastung nach der Vererzung entstanden. Die Werte aus der Sulfidgeobarometrie sind aufgrund des Fehlens der kompletten Bufferparagenese nur als semiquantitativ anzusehen, weisen aber dennoch auf niedrigere Drucke nach dem Metamorphosehöhepunkt hin!

Anknüpfungspunkte an diese Arbeit sind reichlich vorhanden. Zum einen handelte es sich um ein sehr kleinräumiges Untersuchungsgebiet innerhalb der Lagerstätte. Eine großräumigere Untersuchung wäre sicherlich statistisch aussagekräftiger, um die oben genannten Ergebnisse zu untermauern. Zudem wäre es sicherlich sinnvoll, andere heute noch zugängliche Bereiche des

Grubenkörpers, auch eventuell Übertage, näher zu untersuchen, um aussagekräftigere Aussagen zu treffen und geochemisch Unterschiede innerhalb der Lagerstätte herauszufinden. Zum anderen würden weitere Auswertungen der Gesamtgesteinschemie bessere Aussagen über mögliche Trends innerhalb des untersuchten Teiles der Lagerstätte zeigen.

13. Literaturverzeichnis

Angerer T., Onuk P., Tropper P. & Bodeving L. (2017): Minor and trace elements in sphalerite from lead-zinc-ores in the Ötztal-Stubai complex. Mineralstoffinitiative, S. 296 - 270.

Arthur, M., and Sageman, B.B., 1994, Marine shales: Depositional mechanisms and environments of ancient deposits: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 22, S. 499-551.

Ayuso, R.A., Kelley, K.D., Leach, D.L., Young, L.E., Slack, J.F., Wandless, G., Lyon, A.M., and Dillingham, J.L. (2004): Origin of the Red Dog Zn-Pb-Ag deposits, Brooks Range, Alaska: Evidence from regional Pb and Sr isotope sources: ECONOMIC GEOLOGY, v. 99, S. 1533-1554.

Baker, V.R. (1997): Megafloods and glaciation, in Martini, I.P., ed., Late glacial and postglacial environmental changes; Quaternary, Carboniferous-Permian, and Proterozoic: New York, NY, United States, Oxford University Press, p. 98-108.

Barnes, H. L (2015): "Hydrothermal processes: The development of geochemical concepts in the latter half of the twentieth century," Geochemical Perspectives, vol. 4, no. 1, pp. 1-93.

Barton P.B., Toulmin P. (1966): Phase relations involving sphalerite in the Fe-Zn-S system – *Economic Geology*, 61, 815-849.

Barton JR, P. B.; BETHKE, Philip M. (1987): Chalkopyrite disease in sphalerite: pathology and epidemiology. *American Mineralogist*, 72. Jg., Nr. 5-6, S. 451-467.

Baumann, M. (1967): Geologische Untersuchungen am Ostende des Schneeberger Zuges zwischen Sterzing und Schneeberg/Passeiertal (Südtirol).- Diss. TH München, 96 S., München.

Baumgarten B., Folie K. und Stedingk K. (1998): Auf den Spuren der Knappen, Bergbau und Mineralien in Südtirol. – Tappeiner Athesia, 288 S., Lana.

Beust, F. C. (1870): Über die Erzlagerstätte von Schneeberg bei Sterzing in Tirol.- Österr. Zeitschr .Berg- u. Hüttenwesen, 20, 505-510, Wien.

Billek, J. (1900): Die Erzlagerstätten des Bergbaus am Schneeberg im Passeiertale und in der Pflersch.- Unveröff. Manuskript.

Brandner, R. et al. (2003): Das Brennermesozoikum. Sedimentäre Faziesentwicklungen in metamorphen Gesteinen und tektonische Konsequenzen.- in Rockenschaub, M., ed., Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt: Trins, Geologische Bundesanstalt, 95-97.

Brezina, A. (1880): Über ein neues Mineral, den Schneebergit.– Verh.k.k.Geol.R.-A., 17, 313-314, Wien.

Brigo, L. & Omenetto, P. (1979): Metallogene der italienischen Ostalpen. – Verh. Geol. B-A., 3, 249-266., Wien

Brigo, L. (1965): Il giacimento a Pb-Zn di S. Martino di Monteneve in Alto Adige.- *Economia Trentina*, 5-6, 63-101.

Carlmann K. (2001): Verfahren, Anwendungen und Qualitätssicherung. Spektrum, Akad. Verl., ISBN : 3-8274 { 0057 { 0, Heidelberg, pages 5{77.

- Cathles, L.M., and Adams, J.J. (2005): Fluid flow and petroleum and mineral resources in the upper (<20km) continental crust, in Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., and Richards, J.P., eds., *Economic Geology—One hundredth anniversary volume, 1905–2005*: Society of Economic Geologists, S. 77–110.
- Clar, E. (1931): Schneeberg in Tirol: einige Beobachtungen zur Kennzeichnung des Lagerstättentypus.- *Zentralbl. Min. Geol. Pal.*, 105-124, Stuttgart.
- Claypool G.E., Holser W.T., Kaplan I.R., Sakai H., Zak I. (1980): The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretations. *Chemical Geology*, v. 28.
- Cook N.J., Ciobanu C.L., Pring A., Skinner W., Shimizu M., Danyushevsky L., Saini-Eidukat B. and Melcher F. (2009): Trace and minor elements in sphalerite: A LA-ICPMS study. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 73, 4761-4791.
- Cook, N. J.; Ciobanu, C. L.; Williams, T. (2011): The mineralogy and mineral chemistry of indium in sulphide deposits and implications for mineral processing. In *Hydrometallurgy* 108 (3), pp. 226–228.
- Delgado Martin J., Soler I Gil A. (2005): An integrated thermodynamic mixing model for sphalerite geobarometry from 300 to 850°C and up to 1 GPa – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 995-1006.
- Dessau, G. & Perna, G. (1968): Le mineralizzazioni a Galena e Blenda del Trentino-Alto Adige e loro contenuto in elementi accessori.- *Symp. Int. Giac. Min. Alpi*, 3, 587-687, Trento.
- Dyar, M.D. & Gunter, M.E. (2008): *Interactive Mineralogy – DVD ROM*.- Tasa Graphic Arts, Inc., Taos, New Mexico, USA; www.tasagraphicarts.com.
- Emsbo, P., (2009): Geologic criteria for the assessment of sedimentary exhalative (sedex) Zn-Pb-Ag deposits: U.S. Geological Survey Open-File Report 2009–1209, S. 21.
- Emsbo, P., und Johnson, C.A. (2004): Formation of modern and Paleozoic stratiform barite at cold methane seeps on continental margins— *Comment: Geology*, v. 32, S. e64.
- Evans, B. W., Ghiroso, M.S, Yang, H. und Medenbach O. (2001): Thermodynamics of the amphiboles: Anthophyllite- ferranthophyllite and the ortho-clino phase loop. *American Mineralogist*, Volume 86, S. 640.651.
- Fischer A.G. (1994): The two Phanerozoic supercycles. In: Berggren WA. Van Couvering JA (eds) *Catastrophes and Earth history*. Princeton University Press, Princeton.
- Flöss, D. (2009): Tektonometamorphe Entwicklung der westlichen Austroalpinen Einheiten: Geometrie und Kinematik der eoalpinen Kollision (Texel Komplex, Südtirol). Unpubl.Dipl.Thes., Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften Innsbruck, 135 S., Innsbruck.
- Förster, H. G. (1963): Die Blei-Zinkerzlagerstätte Schneeberg in Südtirol. – Diss. TH Aachen, 126 S., Aachen.
- Förster, H. G. (1966): Die Genese der Blei-Zink-Erzlagerstätte Schneeberg in Südtirol und die geologische Stellung des Schneeberger Gesteinszuges. – *N. Jb. Abh.*, 105, 262-291.
- Frank, W., (1987): Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. In: Flügel, H. W., Faupl, P. *Geodynamics of the Eastern Alps*. Wien, Deuticke.
- Frenzel, M., Tolosana-Delgado, R., & Gutzmer, J. (2015). Assessing the supply potential of high-tech metals—A general method. *Resources Policy*, 46, 45-58.

Frisch, W., Dunkl, I., & Kuhlemann, J. (2000). Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps. *Tectonophysics*, 327(3), 239-265.

Frizzo, P. (1976): La serie metallifera delle Breonie affioranti nelle Valli Ridnanna e Fleres in Alto Adige. Mineralizzazioni a Pb e Zn „primarie“ e loro mobilizzazione nei marmi del complesso di Monteneve a sud delle Cime Bianche di Telves. – *Studi Trentini Sci. Nat.*, 53, S. 75-106, Trento.

Frizzo, P. (1983): Pre-metamorphic Paleozoic mineralization in Austroalpine and Southalpine Basements of the Eastern Alps. Relationship between paleogeodynamics, stratigraphie and metallogenesis. – In *IGCP Newsletter*, 5, 41-48, Sassi and Szederkenyi eds., Budapest.

Frizzo, P. (2002): Il distretto metallifero dell'Ötztal-Breonie e i giacimenti piombo-zinco-argentiferi di S. Martino di Monteneve e della val di Fleres (Alto Adige). – 5. Bergbau-Workshop in Ridnaun/Schneeberg (Südtirol), S. 70-72.

Frizzo, P. Mills, J. & Visona, D. (1982): Ore petrology and metamorphic history of Pb-Zn ores, Monteneve, Tyrol, N. Italy.- *Mineral. Deposita* 17, S. 333-347.

Fryer, B., Jackson, S., & Longerich, H. (1995): Design, operation and role of the Laser-ablation Microprobe coupled with an Inductively-Coupled Plasma- Mass-Spectrometer (LAM-ICP-MS) in the earth-sciences. *Canadian Mineralogist* 33,303-312.

Gasser, G. (1913): Die Mineralien Tirols einschließlich Vorarlberg und der Hohen Tauern.- 548 S., Innsbruck.

Gebel A. Einsatz der LA-ICP-MS-Analytik für geochemische Fragestellungen, Dissertation an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät, Universität Clausthal. 2000.

Gilbert, S., Danyushevsky, L., Robinson, P., Wohlgemuth- Ueberwasser, C. C., Pearson, N. J., Savaad, D., Norman M. and Hanley J. (2013): *Geostandards and Geoanalytical Research*, 37, 51–64.

Goodfellow, W D; (2007). Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication no. 5

Goodfellow, W.D., and Jonasson, I.R. (1987): Environment of formation of the Howards Pass (XY) Zn-Pb deposit, Selwyn basin, Yukon: *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume* 37, S. 19--50.

Goodfellow, W.D., and Rhodes, D. (1990): Geological setting, geochemistry and origin of the Tom stratiform Zn-Pb-Ag-barite deposits: *Geological Survey of Canada Open File* 2169, S. 177-241.

Goodfellow, W.D., Lydon, J.W., und Turner, R.J.W. (1993): Geology and genesis of stratiform sedimenthosted (SEDEX) zinc-lead-silver sulphide deposits, in Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., and Duke, J.M., eds., *Mineral deposit modeling*, S. 201–251.

Goodfellow. W.O. (2004): Geology, genesis and exploration of SEDEX deposits, with emphasis on the Selwyn basin, Canada., in Deb. M., and Goodfellow, W.O., ed., *Sediment hosted lead-zinc sulphide deposits: Attributes and models of some major deposits in India, Australia and Canada*: New Delhi. India. Narosa Publishing House, S. 24-99.

Granigg, B. (1908): Die stoffliche Zusammensetzung der Schneeberger Lagerstätte.- *Österr. Zeitschr. f. d. Berg- u. Hüttenwesen*, 56, 329-334, 341-345, 359-362, 374-378, 389-391, 398-400.

Graham D.J. and Midgley N.G. (2000): Graphical representation of particle shape using triangular diagrams: an Excel spreadsheet method. *Earth Surface Processes and Landforms* 25(13): 1473-1477.

Gray A. L. (1985): Solid sample introduction by laser ablation for inductively coupled plasma source mass spectrometry. *Analyst*, 110:551-556.

Günther D., Jackson S. E., Longerich H. P. Laser ablation and arc/spark solid sample introduction into inductively coupled plasma mass spectrometers. *Spectrochim. Acta B*, 54:381-409, 1999-A.

Haller, H. & Schölzhorn, H. (2000): *Schneeberg in Südtirol - Geschichte, Geschichten, Museum.* – Südtiroler Bergbaumuseum, Sterzing, 130 Seiten.

Hamilton, J.M., Bishop, D.T, Morris, H. C., and Owens, O.E. (1982): Geology of the Sullivan orebody, Kimberley, B .C., Canada: Geological Association of Canada, Special Paper 25, S. 597-665.

Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C. und Welch M. D. (2012): Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, Volume 97, S. 2031-2048.

Helbig, P., Schmidt, K. (1978). Zur Tektonik und Petrogenese am W-Ende des Schneeberger Zuges. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 121: 177-217.

Hoinkes, G. et al. (1991); Petrologic Constrains for Eoalpine Eclogite Facies Metamorphism in the Austroalpine Ötztal Basement; *Mineral. and Petrol.*, 43, 237-254.

Hoinkes,G., Purtscheller, F. & Tessadri, R. (1982): Polymetamorphose im Ostalpin westlich der Tauern (Ötztaler Masse, Schneeberg Zug, Brenner Mesozoikum). - *Geol. Paläont. Mitt.*, 12, 5, 95-113, Innsbruck.

Holland, T.J.B. & Powell, R. (1998): An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest.- *J. metamorphic Geol.*, 16, 309-343.

Hutchinson M.N., Scott S.D. (1981): Sphalerite Geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S System – *Economic Geology*, 76, 143-153.

Jefferson, C.W., Kilby, D.B., Pigage, L.C., and Roberts, W .J. (1983): The Cirque barite-zinc-lead deposits, northeastern British Columbia: Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook, v. 8, S. 121-139.

Keith M., Haase K.M., Schwarz-Schampera U., Klemd R., Petersen S., Bach W. (2014): Effects of temperature, sulfur, and oxygen fugacity on the composition of sphalerite from submarine hydrothermal vents – *Geology*, 42, 699-702.

Klix, V. (1974): Lagerungsverband und tektonische Prägung der Blei-Zinkerzlagerstätte Schneeberg/Monteneve in Südtirol/Alto Adige (N-Italien). – Diss. FU Berlin, 165 S, Berlin.

Kofler, H. (2012): *Silber und Blei: Der Bergbau im Raum Sterzing im 15. und 16. Jahrhundert* - Verlag: Berenkamp, 196 Seiten.

Konzett, J. & Hoinkes, G. (1996). Paragonite-hornblende assemblages and their petrological significance: an example from the Austroalpine Schneeberg Complex, Southern Tyrol, Italy. *Journal of Metamorphic Geology* 14: 85–101.

Konzett, J. et al. (2003): Alpine metamorphism in the Schneeberg Complex and neighbouring units (immediate vicinity of Obergurgl).- *Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck*, 26, 21-45.

- Kullerud G. (1953): The FeS-ZnS system a geological thermometer – *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 32, 61-147.
- Large, R.R., Bull, S.W., McGoldrick, P.J., Walters, S., Derrick, G.M., und Carr, G.R., (2005): Stratiform and stratabound Zn-Pb-Ag deposits in Proterozoic sedimentary basins, northern Australia: Society of Economic Geologists, S. 931–963.
- Lin Y., Cook N. J., Ciobanu C.L., Liu Y., Zhang Q., Liu T., Gao W., Yang Y. & Danyushevskiy L. (2011): Trace and minor elements in sphalerite from base metal deposits in South China: A LA-ICPMS study. *Ore Geology Reviews* 39, 188-217.
- Lockington, J. A.; Cook, N. J.; Ciobanu, C. L. (2014): Trace and minor elements in sphalerite from metamorphosed sulphide deposits. In *Miner Petrol* 108 (6), pp. 873–890.
- Logan M. A. (2004): Geochemistry of cadmium in sphalerite from Creede, CO, USA: A tool to study fractionation in hydrothermal systems. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 68, A77-A77.
- Lydon, J.W., Walker, R., and Anderson, E.H. (2000): Litho-geochemistry of the Aldridge Formation and the chemical effects of burial diagenesis, in the geological environment of the Sullivan Deposit, British Columbia, in Lydon, J.W., Höy, T., Slack, J.F., and Knapp, M. E., eds., Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 1, S. 137-179.
- Mair, V. et al. (2007): Der Blei- Zink- Erzbergbau am Schneeberg, Südtirol.- *Mitt.Österr.Miner.Ges.*, 153, 145-180.
- Marjoribanks, R. (1997): *Geological Methods in Mineral Exploration and Mining*. Springer Netherlands, ISBN 978-94-010-6459-0.
- Markl, G. (2015): *Minerale und Gesteine*. Springer Spektrum Berlin Heidelberg. doi:10.1007/978-3-662-44628-7
- Mauracher, J. (1980). Alpidische und voralpidische Metamorphose und Strukturprägung am Westende des Schneeberger Zuges (Ötztaler Alpen). Dissertation an der Universität Wien. 155 Seiten.
- Mauracher, J. (1981). Alpidische und voralpidische Metamorphose und Strukturprägung am Westende des Schneebergerzuges (Ötztaler Alpen). *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich* 27: 244–245.
- Murakami, Hiroyasu; ISHIHARA, Shunso (2013): Trace elements of Indium-bearing sphalerite from tin-polymetallic deposits in Bolivia, China and Japan: a femto-second LA-ICPMS study. *Ore Geology Reviews*, 53. Jg., S. 223-243.
- Nesse W.D. (2000): *Introduction to Mineralogy* - Oxford University Press, ISBN 0-19-510691-1
- Pagel, H. (1975): Zur Erzführung und Geochemie in den neuerschlossenen Teilen der Blei-Zinkerzlagstätte Schneeberg/Monteve in Südtirol/Alto Adige (N. Italien). – *Diss. Erl. Dokt. der freien Universität Berlin*, 166 S.
- Onuk, P., Melcher, F., Mertz-Kraus, R., Gäbler, H.-E., & Goldmann, S. (2016): Development of a Matrix-Matched Sphalerite Reference Material (MUL-ZnS-1) for Calibration of In Situ Trace Element Measurements by Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical Research*. doi:https://dx.doi.org/10.1111/ggr.12154

Perkins, W., Pearce, N., & Jeffries, T. (1993): Laser Ablation inductively coupled plasma mass spectrometry - a new technique for the determination of trace and ultra-trace elements in silicates. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 57, 775-782.

Pohl, Walter L. *Economic geology: principles and practice*. John Wiley & Sons, 2011.

Pomella, H., Flöss, D., Speckbacher, R., Tropper, P., Fügenschuh, B. (2016): Geometry and kinematics of the Eoalpine collision in the western Austroalpine basement units. *Terra Nova* (in print).

Pošepný, F. (1879): Über die Erzlagerstätte am Schneeberg in Tirol.- *Österr. Z. f. Berg- u. Hüttenw.*, 27, 106 S.

Proyer, A. (1989): *Petrologie der Rahmengesteine der Pb- Zn Lagerstätte Schneeberg, Südtirol.*- Unpublizierte .Dipl.Thes., Institut für Mineralogie und Petrographie Innsbruck, 103S., Innsbruck.

Ramdohr, P.: *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen.* - 4. bearbeitete und erweiterte Auflage, 1. 277 S., Akademie-Verlag Berlin 1975.

Reed, S. (1990). Recent developments in geochemical microanalysis. *Chemical Geology* 83, 1-9.

Recheis, A. (1998): *Chemische Granatzonierungen und PT Bestimmungen an metapelitischen Gesteinen des Ötztal- Stubai- Altkristallins.*- Unpubl. Master Thesis, University of Innsbruck, 97 S, Innsbruck.

Robinson P., Spear F.S., Schumacher J., Laird J., Klein C., Evans B., Doolan B. (1982): Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. In: Veblen D.R., Ribbe P.H. (eds) *Amphiboles: petrology and experimental phase relations*. Mineralogical Society of America, Washington, D.C.

Sander, B. (1921). Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges zwischen Sterzing und Meran. *Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt* 70: 125-134.

Sangster, D.F., und Hillary, E.M. (2000): SEDEX lead-zinc deposits—Proposed subtypes and their characteristics: *Exploration and Mining Geology*, v. 7, S. 341–357.

Schmid, S. M., Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R. (2004). Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helveticae* 97: 93–117. doi: 10.1007/s00015-004-1113-x

Schmid, S.M. & Haas, R. (1989): Transition from near-surface thrusting to intrabasement decollement, Schling thrust, Eastern Alps. *Tectonics* 8: 697-718.

Schmitz, N. (1971): *Die Blei-Zinkerzlagerstätten des Pflerschtals bei Gossensass in Südtirol/Italien. Zur genetischen Kennzeichnung eines ostalpinen Erzvorkommens.* – Diss. TH Aachen, 243 S.

Schmitz, N. (1974): *Die Blei-Zinkerzlagerstätten des Pflerschtals. Zur Genese eines metamorphen schichtgebundenen Erzvorkommens aus den Ostalpen.* – *Geol. Rundsch.*, 63, 148-165.

Schölzhorn, D. (2001): *Grundriss des Schneeberger Grubenkörpers M=1:2500.*- Südtiroler Bergbaumuseum, Sterzing.

Schuster, R. & Stüwe, K. (2008). Permian metamorphic event in the Alps. *Geology* 36: 603–606.

Sombuthawee, C.; Bonsall, S. B.; Hummel, F. A. Phase equilibria in the systems ZnS-MnS, CuInS₂, and MnS- CuInS₂. *Journal of Solid State Chemistry*, 1978, 25. Jg., Nr. 4, S. 391-399.

- Speckbacher, R. (2009). Die tektonometamorphe Entwicklung des Texel Komplexes: Strukturgeologie im Pfossental, Südtirol. Diplomarbeit an der Universität Innsbruck.
- Sperges, J. v. (1821): Tyrolische Bergwerksgeschichte, mit alten Urkunden, und einem Anhang worin das Bergwerk zu Schwaz beschrieben wird.- Wien.
- Stosch, H., G. (2014): Einführung in die Gesteins- und Lagerstättenkunde. Karlsruher Institut für Technologie (KIT Campus Süd), Institut für angewandte Geowissenschaften, S. 240.
- Thöni (1999): A review of geochronological data from the Eastern Alps.- Schweizerische Mineralogische Petrographische Mitteilungen, 79, 209-230.
- Tikkanen, G.D. (1986): World resources and supply of lead and zinc, in Bush, W.R., ed., Economics of internationally traded minerals: Society of Mining Engineers, S. 242–250.
- Toulmin P., Barton P.B., Wiggins L.B. (1991): Commentary on the sphalerite geobarometer – *American Mineralogist*, 76, 1038-1051.
- Tropper, P. & Hoinkes, G. (1996): Geothermobarometry of Al₂SiO₅-bearing metapelites in the western Austroalpine Ötztal-basement; Mineral. and Petrol., 58, 145-170.
- Tropper, P. & Recheis, A. (2003): Garnet zoning as a window into the metamorphic evolution of a crystalline complex: the northern and central Austroalpine Ötztal- Complex as a polymorphic example.- Mitt.Österr.Mineral.Ges., 94, 27-53.
- Turner, R.J.W. (1990): Jason stratiform Zn-Pb barite deposit, Selwyn basin, Canada: Geological setting, hydrothermal facies and genesis, in Abbott, J.G., and Turner, R.J.W., eds., Mineral deposits of the northern Canadian Cordillera: International Association on the Genesis of Ore Deposits, Field Trip 1, Guidebook, S. 137-175.
- Ungerank, D. & Holzmann, J.M. (2011): Die Petrologie des Bergbaureviers Pflersch-Schneeberg (Ötztal-Stubai Kristallin, Südtirol). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Innsbruck, 290 S.
- Ungerank, Daniel, Dieter Schölzhorn, and Peter Tropper (2012): "Der Schneeberger Grubenkörper in 3D: Ein Beitrag zur Genese und neue Erkenntnisse zur Lagerung Der Pb-Zn Lagerstätte Schneeberg (Ötztal-Stubai-Kristallin, Südtirol, Italien)." *Geo. Alp* 9 (2012): 30-47.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Jr., and Thompson, S., III (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level; Part 4, Global cycles of relative changes of sea level, in Payton, C.E., ed., Seismic stratigraphy; applications to hydrocarbon exploration: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, S. 83-97.
- Vaughan, D.J., Craig, J.R.: Mineral Chemistry of Metal Sulfides (Cambridge Earth Science Series), Cambridge (Cambridge University Press).
- Vavter F. (1988): Die Erzanreicherungen im Nordtiroler Stubai-, Ötztal- und Silvrettakristallin – Archiv für Lagerstättenforschung Geologische Bundesanstalt, 9, S. 103-153
- Veltman, C.B. (1986): Zur Polymetamorphose metapelitischer Gesteine des Ötztal Stubai-er Altkristallins.- Unpubl.Dipl.Thes., Fakultät für Naturwissenschaften Innsbruck, 164 S, Innsbruck.
- Watling, R., Herbert, H., & Abell, I. (1995): The application of laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) to the analysis of selected sulfide minerals. *Chemical Geology* 124,67-81.
- Wilson, S. A.; Ridley, W. I.; Koenig, A. E. (2002): Development of sulfide calibration standards

for the laser ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry technique. In *J. Anal. At. Spectrom.* 17 (4), pp. 406–409.

Zanchetta, S. (2002). Evoluzione metamorfica delle metapeliti dell'Oetztal meridionale (Val Passiria). Diploma Thesis. Università degli Studi di Milano.

Zanchetta, S. (2010). The Texel-Schneeberg boundary in the Pfossen valley (Merano, NE Italy): geological-structural map and explanatory notes. *Italian Journal of Geosciences*, 129: 395-407.

Sofern an den Abbildungen sowie Fotos nicht weiteres vermerkt wurde, stammen diese von den Verfassern der vorliegenden Arbeit.

14. Anhang

EPMA- Analysen

Amphibol Analysen

	SP9 amp10	SP9 amp11	SP9 amp12	SP9 amp17	SP9 amp19	SP9 amp20
SiO ₂	54.86	53.70	52.66	54.11	53.67	53.82
TiO ₂	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.33	0.37	1.07	0.40	0.48	0.42
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.00
MnO	2.06	2.32	2.20	1.97	2.41	2.25
FeO	23.88	24.99	24.26	24.85	24.94	25.02
MgO	15.91	15.06	15.22	15.09	14.97	15.26
CaO	0.47	0.41	0.54	0.34	0.41	0.42
Na ₂ O	0.05	0.06	0.13	0.01	0.06	0.03
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
F	0.05	0.10	0.05	0.06	0.07	0.02
Cl	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	97.61	96.99	96.12	96.85	97.08	97.25
Si	8.074	8.028	7.926	8.067	8.017	8.015
Ti	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.00
Al	0.057	0.065	0.115	0.070	0.084	0.073
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.005	0.000
Mn ²⁺	0.257	0.294	0.280	0.249	0.305	0.284
Fe ²⁺	1.453	1.579	1.466	1.574	1.576	1.538
Fe ²⁺	1.486	1.545	1.588	1.524	1.539	1.578
Mg	3.491	3.356	3.415	3.354	3.334	3.388
Ca	0.075	0.065	0.087	0.055	0.066	0.066
Na	0.013	0.016	0.039	0.003	0.018	0.009
K	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000
F	0.023	0.046	0.022	0.030	0.035	0.008
Cl	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
OH	1.976	1.954	1.978	1.970	1.965	1.991

	SP12 amp1	SP12 amp7	SP12 amp3	SP12 amp4	SP12 amp6	SP59 amp1
SiO ₂	54.53	54.99	53.93	53.17	54.04	53.91
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.81	1.18	1.34	1.18	0.99	0.73
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	1.12	1.26	1.23	1.28	1.39	1.91
FeO	20.24	20.94	19.80	21.66	22.93	24.57
MgO	18.83	18.63	18.78	18.10	17.12	15.66
CaO	0.29	0.41	0.37	0.33	0.33	0.37
Na ₂ O	0.11	0.14	0.17	0.13	0.20	0.03
K ₂ O	0.03	0.09	0.02	0.00	0.03	0.38
F	0.17	0.11	0.18	0.12	0.06	0.10
Cl	0.00	0.02	0.01	0.02	0.08	0.00
Summe	96.06	97.72	95.74	95.93	97.12	97.62
Si	7.995	7.952	7.931	7.878	7.954	7.984
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.135	0.153	0.163	0.084	0.126	0.112
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn ²⁺	0.139	0.154	0.153	0.161	0.173	0.240
Fe ²⁺	0.750	0.830	0.720	0.873	1.118	1.431
Fe ²⁺	1.732	1.702	1.716	1.766	1.705	1.613
Mg	4.116	4.016	4.117	3.998	3.756	3.458
Ca	0.046	0.063	0.058	0.052	0.051	0.059
Na	0.031	0.039	0.048	0.022	0.057	0.010
K	0.006	0.016	0.004	0.000	0.005	0.072
F	0.077	0.050	0.084	0.056	0.026	0.046
Cl	0.000	0.005	0.002	0.005	0.019	0.000
OH	1.923	1.945	1.914	1.939	1.954	1.954

	SP12 amp2	SP19 amp1	SP19 amp2	SP19 amp3 hell	SP19 amp3 dunkel	SP19 amp5a
SiO ₂	55.28	53.06	53.29	54.17	54.33	53.99
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.61	0.50	0.50	0.46	0.65	0.35
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	1.23	2.34	2.52	2.17	1.97	2.41
FeO	20.42	25.82	26.08	24.60	22.93	26.01
MgO	19.08	14.36	13.83	15.12	15.97	14.27
CaO	0.24	0.31	0.33	0.17	0.18	0.28
Na ₂ O	0.15	0.08	0.12	0.08	0.04	0.08
K ₂ O	0.09	0.06	0.02	0.07	0.10	0.01
F	0.13	0.09	0.04	0.08	0.12	0.05
Cl	0.04	0.10	0.04	0.03	0.03	0.01
Summe	97.21	96.66	96.74	96.90	96.26	97.44
Si	8.014	8.006	8.037	8.069	8.075	8.061
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.104	0.089	0.089	0.080	0.114	0.061
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn ²⁺	0.151	0.299	0.322	0.274	0.248	0.305
Fe ²⁺	0.772	1.681	1.801	1.562	1.348	1.763
Fe ²⁺	1.703	1.577	1.488	1.502	1.502	1.485
Mg	4.123	3.230	3.109	3.358	3.538	3.176
Ca	0.037	0.050	0.053	0.027	0.029	0.045
Na	0.042	0.025	0.035	0.023	0.011	0.023
K	0.017	0.011	0.004	0.012	0.019	0.002
F	0.060	0.043	0.019	0.035	0.055	0.023
Cl	0.009	0.025	0.010	0.008	0.008	0.002
OH	1.932	1.932	1.971	1.956	1.937	1.975

	SP19 amp5b	SP19 amp6	SP19 amp7	SP19 amp1	SP19 amp2	SP19 amp3
SiO ₂	54.07	53.88	55.03	53.80	52.64	52.84
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.35	0.45	1.35	0.44	0.69	0.52
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	2.37	2.51	2.07	2.56	2.53	2.39
FeO	25.94	25.85	22.09	27.02	26.53	25.87
MgO	14.35	14.30	16.61	13.71	13.47	14.15
CaO	0.30	0.27	0.36	0.26	0.32	0.27
Na ₂ O	0.06	0.19	0.17	0.06	0.20	0.14
K ₂ O	0.01	0.06	0.03	0.01	0.08	0.02
F	0.07	0.02	0.10	0.01	0.07	0.03
Cl	0.02	0.05	0.00	0.00	0.14	0.04
Summe	97.51	97.57	97.76	97.87	96.60	96.25
Si	8.063	8.040	8.011	8.039	7.992	8.006
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.062	0.080	0.232	0.077	0.115	0.093
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn ²⁺	0.299	0.317	0.255	0.324	0.325	0.307
Fe ²⁺	1.748	1.739	1.164	1.868	1.836	1.711
Fe ²⁺	1.487	1.487	1.525	1.508	1.532	1.567
Mg	3.190	3.181	3.605	3.054	3.049	3.196
Ca	0.048	0.043	0.056	0.041	0.052	0.044
Na	0.017	0.055	0.047	0.017	0.059	0.041
K	0.002	0.011	0.005	0.002	0.015	0.005
F	0.032	0.010	0.046	0.004	0.033	0.012
Cl	0.005	0.014	0.000	0.001	0.036	0.009
OH	1.963	1.976	1.954	1.995	1.931	1.978

	SP59 amp2	SP59 amp3	SP59 amp4	SP59 amp5	SP59 amp6	SP59 amp7
SiO ₂	54.56	54.61	54.52	54.42	54.90	54.14
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.47	0.48	0.58	0.80	0.43	0.92
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	1.83	1.95	1.93	1.74	1.79	1.88
FeO	24.34	24.22	24.66	24.08	24.08	24.45
MgO	16.14	16.19	15.81	15.95	16.38	15.53
CaO	0.35	0.34	0.38	0.35	0.30	0.35
Na ₂ O	0.04	0.00	0.07	0.04	0.01	0.03
K ₂ O	0.00	0.04	0.00	0.01	0.01	0.03
F	0.18	0.16	0.13	0.11	0.14	0.12
Cl	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03
Summe	97.83	97.93	98.03	97.45	97.98	97.42
Si	8.027	8.025	8.019	8.020	8.044	8.007
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.081	0.083	0.100	0.139	0.074	0.160
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn ²⁺	0.228	0.243	0.240	0.217	0.222	0.236
Fe ²⁺	1.379	1.370	1.433	1.357	1.348	1.416
Fe ²⁺	1.616	1.607	1.601	1.611	1.603	1.608
Mg	3.540	3.547	3.467	3.504	3.578	3.424
Ca	0.055	0.054	0.059	0.055	0.047	0.055
Na	0.011	0.001	0.021	0.011	0.003	0.008
K	0.000	0.007	0.000	0.002	0.001	0.006
F	0.084	0.073	0.059	0.051	0.065	0.056
Cl	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	0.007
OH	1.916	1.924	1.941	1.949	1.934	1.937

	SP59 amp8	SP5S amp8	SP5S amp2	SP5S amp5a	SP5S amp6a
SiO ₂	54.00	53.18	53.33	52.95	52.93
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	1.01	0.20	0.26	0.20	0.18
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	1.91	2.30	2.33	2.26	2.35
FeO	24.79	28.80	28.76	28.97	28.87
MgO	15.39	12.49	12.58	12.07	12.50
CaO	0.43	0.34	0.38	0.34	0.38
Na ₂ O	0.08	0.05	0.03	0.04	0.00
K ₂ O	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00
F	0.12	0.05	0.04	0.09	0.01
Cl	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Summe	97.69	97.40	97.72	96.89	97.22
Si	7.981	8.058	8.052	8.076	8.044
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.157	0.036	0.046	0.036	0.031
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn ²⁺	0.239	0.295	0.298	0.292	0.302
Fe ²⁺	1.452	2.143	2.122	2.220	2.137
Fe ²⁺	1.612	1.507	1.509	1.476	1.532
Mg	3.391	2.821	2.831	2.744	2.832
Ca	0.067	0.055	0.061	0.055	0.062
Na	0.023	0.014	0.008	0.013	0.000
K	0.002	0.002	0.003	0.002	0.000
F	0.056	0.026	0.021	0.042	0.007
Cl	0.001	0.001	0.003	0.000	0.003
OH	1.943	1.974	1.976	1.958	1.991

Biotit Analysen

	SP8 bt1	SP8 bt2	SP8 bt3	SP9 bt1	SP9 bt2	SP9 bt3	SP19 bt1
SiO ₂	36.23	37,24	36.13	38.02	37.23	37.38	28.80
TiO ₂	1.95	2.11	1.91	1.24	0.87	0.74	0.11
Al ₂ O ₃	18.79	18.37	18.77	14.93	16.86	16.310	19.74
MnO	0.13	0.18	0.12	0.24	0.19	0.18	0.41
FeO	15.82	16.12	14.61	18.34	17.86	18.03	25.44
ZnO	0.13	0.13	0.18	0.00	0.01	0.00	0.02
MgO	11.56	11.07	11.92	12.85	12.69	12.77	11.66
CaO	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.05
Na ₂ O	0.13	0.13	0.18	0.08	0.15	0.11	0.01
K ₂ O	8.83	8.82	8.64	8.64	8.50	8.60	3.38
F	0.00	0.00	0.00	0.57	0.44	0.41	0.09
Cl	0.00	0.01	0.00	0.04	0.03	0.04	0.11
Summe	93.58	94.19	92.46	95.08	94.81	94.55	89.83
Si	2.744	2.803	2.755	2.853	2.794	2.818	2.358
Ti	0.111	0.119	0.110	0.070	0.049	0.042	0.007
Al	1.677	1.630	1.687	1.320	1.491	1.449	1.904
Mn	0.009	0.011	0.008	0.015	0.012	0.011	0.028
Fe ²⁺	1.002	1.015	0.932	1.151	1.121	1.137	1.742
Zn	0.007	0.007	0.010	0.000	0.000	0.000	0.001
Mg	1.305	1.242	1.355	1.437	1.420	1.435	1.423
Ca	0.000	0.000	0.000	0.011	0.000	0.000	0.005
Na	0.019	0.020	0.027	0.011	0.022	0.016	0.001
K	0.853	0.847	0.841	0.827	0.814	0.827	0.353
F	0.000	0.000	0.000	0.136	0.104	0.097	0.023
Cl	0.016	0.001	0.001	0.005	0.003	0.005	0.015

Pyrrhotin Analysen

	SP12 po1	SP12 po2	SP12 po3	SP12 po4	SP12 po5	SP12 po6	SP12 po7
As	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S	38.10	38.92	38.78	36.87	38.89	38.88	38.54
Ag	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Zn	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00
Ge	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	59.62	60.19	60.91	58.35	60.02	60.89	61.02
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Se	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cd	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04
In	0.10	0.09	0.10	0.10	0.07	0.09	0.10
Hg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.04	0.05	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02
Au	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00
Sb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Bi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Co	0.10	0.08	0.11	0.09	0.07	0.10	0.11
Te	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	97.98	99.40	99.95	95.52	99.15	100.05	99.84
As	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
S	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Ag	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cu	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000

Ge	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Pb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.898	0.888	0.902	0.908	0.886	0.899	0.909
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Se	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cd	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
In	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001
Hg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Au	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Bi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Co	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002
Te	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mo	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

	SP19 po1	SP19 po2	SP19 po3	SP19 po4	SP19 po5	SP19 po6
As	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S	38.82	38.79	37.87	37.23	37.30	37.98
Ag	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Cu	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Zn	0.00	0.01	0.15	0.00	0.00	0.00
Ge	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	59.97	60.16	60.56	58.30	59.73	60.28
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Se	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cd	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03

In	0.10	0.08	0.09	0.09	0.10	0.09
Hg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.03	0.05	0.05	0.01	0.00
Au	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.02
Sb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Bi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Co	0.13	0.10	0.12	0.15	0.09	0.08
Te	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.05	99.29	98.88	95.85	97.28	98.48
As	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
S	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Ag	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cu	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zn	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Ge	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Pb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.887	0.890	0.918	0.899	0.919	0.911
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Se	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cd	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
In	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Hg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Au	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Bi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Co	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001
Te	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mo	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Sphalerit Analysen

	SP5S_sph- 1	SP5S_sph- 2	SP5S_sph- 3	SP5S_sph- 4	SP19S_sph- 1	SP19S_sph- 2	SP19S_sph- 3
As	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S	33.25	33.62	33.46	33.70	33.19	33.37	32.77
Ag	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu	0.01	0.00	0.02	0.00	0.03	0.28	0.01
Zn	58.92	59.94	57.74	59.69	62.00	60.60	62.12
Ge	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	7.71	6.54	8.89	7.50	5.60	6.42	5.15
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Se	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cd	0.43	0.43	0.45	0.45	0.25	0.21	0.28
In	0.14	0.11	0.11	0.11	0.12	0.12	0.09
Hg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.03	0.08	0.06	0.01	0.00	0.06	0.00
Au	0.03	0.00	0.07	0.00	0.05	0.01	0.00
Sb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Bi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Co	0.03	0.04	0.05	0.05	0.00	0.06	0.03
Te	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.54	100.77	100.83	101.51	101.24	101.13	100.44
As	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
S	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Ag	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cu	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zn	0.869	0.874	0.846	0.869	0.869	0.874	0.846

Ge	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Pb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.133	0.112	0.153	0.128	0.133	0.112	0.153
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Se	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cd	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004
In	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Hg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001
Au	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Bi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Co	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Te	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mo	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Karbonat Analysen

	SP4 karb10	SP4 karb11	SP4 karb12	SP4 karb13	SP4 karb14	SP5 karb1
SiO ₂	0.08	0.07	0.08	0.05	0.09	0.02
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
MnO	1.58	3.06	1.71	1.68	1.63	1.93
FeO	14.47	11.97	14.30	14.58	14.71	16.10
MgO	11.48	12.57	11.28	11.61	11.40	9.83
CaO	27.51	27.19	27.09	26.77	27.13	26.86
Na ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05
K ₂ O	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.02	0.00	0.06	0.01
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Summe	55.14	54.87	54.48	54.70	55.04	54.84

	SP5 karb2	SP5 karb3	SP5 karb4	SP5 karb5	SP5 karb6	SP5 karb7
SiO ₂	0.02	0.06	0.04	0.04	0.05	0.07
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.00	0.00	0.02	0.00
MnO	1.95	1.79	5.29	1.87	3.53	3.43
FeO	17.29	16.31	12.89	15.97	19.48	19.34
MgO	9.07	10.06	8.21	10.21	6.36	6.29
CaO	26.66	26.79	28.92	26.77	26.06	25.88
Na ₂ O	0.01	0.04	0.00	0.05	0.00	0.05
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.01	0.00	0.00	0.00	0.08	0.13
Summe	55.00	55.10	55.36	54.93	55.58	55.20

	SP5 karb9	SP5 karb10	SP5 cc1	SP5 cc2
SiO ₂	0.09	0.04	0.07	0.06
TiO ₂	0.01	0.01	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	0.00
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.00	0.04
MnO	5.17	6.54	3.01	2.91
FeO	12.23	13.12	4.17	4.23
MgO	8.60	7.02	1.95	1.92
CaO	28.38	28.37	49.44	49.70
Na ₂ O	0.02	0.02	0.01	0.01
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.02	0.00
Cl	0.02	0.03	0.00	0.00
Summe	54.54	55.18	58.67	58.91

	SP9 karb1	SP9 karb2	SP9 karb3	SP9 karb4	SP9 karb5
SiO ₂	0.08	0.06	0.05	0.07	0.05
TiO ₂	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
ZnO	0.25	0.33	0.02	0.00	0.04
MnO	3.51	3.19	1.99	1.18	3.56
FeO	34.70	34.07	12.79	7.39	10.69
MgO	17.86	18.32	12.35	16.29	12.42
CaO	0.57	0.95	27.62	28.73	27.91
Na ₂ O	0.03	0.01	0.03	0.02	0.01
K ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	57.02	56.93	54.85	53.69	54.69

	SP9 karb10	SP9 karb11	SP9 karb12	SP9 karb13	SP9 karb14	SP9 karb15
SiO ₂	0.05	0.04	0.08	0.05	0.03	0.08
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
MnO	3.88	0.77	3.02	1.60	1.49	3.95
FeO	12.09	5.31	9.78	8.74	7.96	13.22
MgO	11.84	18.33	13.99	15.52	15.76	11.06
CaO	26.72	28.18	26.86	27.39	27.93	26.48
Na ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.03	0.03	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
F	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Summe	54.59	52.66	53.74	53.39	53.25	54.80

	SP9 karb16	SP9 karb17	SP9 karb18	SP9 karb19	SP9 karb20	SP9 karb30 innen
SiO ₂	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.12
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Cr ₂ O ₃	0.04	0.03	0.00	0.01	0.02	0.00
MnO	3.21	1.37	3.99	3.00	1.39	2.67
FeO	11.77	7.55	11.46	9.08	8.21	37.36
MgO	12.80	16.19	12.28	14.83	15.74	16.83
CaO	26.57	28.27	26.44	26.88	28.68	0.64
Na ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.03	0.02	0.7
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.01	0.00	0.05	0.00	0.02	0.01
Cl	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Summe	54.45	53.46	54.28	53.86	54.14	57.10

	SP9 karb31	SP9 karb32 außen	SP9 karb33 innen	SP9 karb34 außen	SP9 karbhell 21	SP9 karbdunk 22
SiO ₂	0.04	0.08	0.04	0.02	0.02	0.04
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
MnO	1.58	3.21	2.99	1.72	1.60	1.41
FeO	8.88	10.88	35.94	13.20	13.41	8.33
MgO	15.20	12.76	17.20	12.15	12.08	15.50
CaO	28.57	27.66	1.12	27.42	27.19	28.67
Na ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01
K ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
F	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.03
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	54.35	54.61	57.30	54.58	54.34	54.03

	SP9 karb außen 23	SP9 karbhell 24	SP9 karbdunk 25	SP9 karb außen 26	SP9 karb 27	SP9 karb 27
SiO ₂	0.06	0.07	0.10	0.06	0.03	0.07
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.01	0.00	0.03	0.02
MnO	3.95	2.80	1.43	3.83	3.48	1.45
FeO	10.73	38.01	8.08	10.17	11.62	8.38
MgO	12.58	16.64	15.78	12.99	12.64	15.75
CaO	27.42	0.54	28.62	27.14	27.34	28.71
Na ₂ O	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01
K ₂ O	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	54.74	58.11	54.06	54.20	55.14	54.41

	SP9 karb 29	SP12 karb 1	SP12 karb 2	SP12 karb 3	SP12 karb 4	SP12 karb 5
SiO ₂	0.05	5.31	21.77	0.38	1.83	1.93
TiO ₂	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.01	0.00	0.35	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
MnO	1.29	3.55	2.49	1.57	4.97	2.50
FeO	8.15	1.87	7.36	0.89	6.99	2.60
MgO	15.92	1.53	6.53	0.84	12.15	1.78
CaO	28.28	56.51	37.34	59.23	32.08	52.06
Na ₂ O	0.01	0.10	0.12	0.03	0.11	0.06
K ₂ O	0.00	0.02	0.06	0.03	0.03	0.01
F	0.05	0.00	0.00	0.10	0.00	0.09
Cl	0.00	0.00	0.04	0.01	0.02	0.02
Summe	53.76	68.90	76.08	63.08	58.18	61.03

	SP12 cc 1	SP12 cc 2	SP12 karb 5	SP12 cc 3	SP12 cc 4	SP12 cc 5
SiO ₂	0.89	1.48	0.14	2.69	6.23	0.22
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.02	0.01	0.10	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.04	0.00	0.05	0.00
MnO	2.03	3.47	2.03	1.78	2.91	2.44
FeO	2.59	5.18	9.49	1.75	2.89	2.73
MgO	2.24	8.14	14.73	2.10	3.07	1.43
CaO	52.63	42.84	28.36	52.82	46.75	51.02
Na ₂ O	0.04	0.03	0.11	0.04	0.09	0.07
K ₂ O	0.05	0.03	0.15	0.00	0.06	0.03
F	0.00	0.03	0.00	0.11	0.02	0.05
Cl	0.02	0.01	0.09	0.00	0.03	0.03
Summe	60.48	61.22	55.16	61.32	62.20	58.02

	SP12 cc 6	SP12 cc 7	SP12 cc 8	SP12 cc 9	SP12 cc 10	SP12 cc 11
SiO ₂	0.40	0.24	1.72	0.07	0.09	0.93
TiO ₂	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.01	0.73	0.00	0.00	0.01
Cr ₂ O ₃	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
MnO	1.60	3.04	2.65	5.02	1.88	2.29
FeO	1.23	2.21	4.42	5.18	6.51	2.52
MgO	1.34	1.06	2.69	3.25	4.37	1.55
CaO	39.10	51.90	45.21	43.68	42.47	53.39
Na ₂ O	0.03	0.05	0.08	0.06	0.01	0.26
K ₂ O	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.14
F	0.05	0.03	0.10	0.00	0.03	0.04
Cl	0.03	0.00	0.04	0.04	0.01	0.07
Summe	61.60	58.58	57.68	57.35	55.38	61.22
	SP12 cc 12	SP12 cc 13	SP12 cc 14	SP12 cc 15	SP19 karb	SP19 karb 1
SiO ₂	1.39	2.04	0.11	0.59	0.19	0.14
TiO ₂	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	0.00	0.83	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
MnO	2.12	2.53	4.06	2.71	7.86	7.96
FeO	2.59	3.10	2.39	6.88	38.83	39.63
MgO	2.39	2.09	0.63	4.62	10.05	9.89
CaO	50.22	48.19	52.01	40.69	0.50	0.33
Na ₂ O	0.14	0.06	0.02	0.03	0.10	0.00
K ₂ O	0.03	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02
F	0.06	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00
Cl	0.04	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00
Summe	59.02	58.87	59.25	55.65	57.58	57.99

	SP19 karb 2	SP19 karb 3	SP19 karb 4	SP19 karb 5	SP19 karb 11	SP19 karb 22
SiO ₂	1.50	0.13	0.32	0.36	0.07	0.10
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00
MnO	3.69	6.91	7.59	6.98	1.51	1.43
FeO	39.57	39.18	39.43	39.16	11.84	12.38
MgO	13.44	11.27	10.28	10.98	13.56	13.10
CaO	0.54	0.24	0.39	0.35	27.82	27.86
Na ₂ O	0.10	0.06	0.04	0.07	0.03	0.07
K ₂ O	0.03	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01
F	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Cl	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02
Summe	58.91	57.85	58.14	57.93	54.83	55.01

	SP19 karb 33	SP59 karb 1	SP59 karb 2	SP59 karb 3	SP59 karb 4	SP59 karb 5
SiO ₂	0.05	0.07	0.06	0.09	0.06	0.07
TiO ₂	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	1.56	0.85	0.82	0.81	0.90	0.92
FeO	12.23	13.14	13.59	13.16	13.79	13.47
MgO	13.22	13.39	12.75	12.98	12.43	12.69
CaO	27.66	28.07	27.56	27.71	27.72	27.73
Na ₂ O	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.02
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
F	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.07
Cl	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Summe	54.76	55.54	54.83	54.78	54.95	54.99

Eidesstattliche Erklärung

Ich erkläre hiermit an Eides statt durch meine eigenhändige Unterschrift, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe. Alle Stellen, die wörtlich oder inhaltlich den angegebenen Quellen entnommen wurden, sind als solche kenntlich gemacht.

Die vorliegende Arbeit wurde bisher in gleicher oder ähnlicher Form noch nicht als Magister-/Master-/Diplomarbeit/Dissertation eingereicht.

Datum

(Gasteiger Patrick)

Datum

(Volgger Albin)