

**Petrologische, geochemische und montanarchäologische
Untersuchungen der historischen Kupferlagerstätte
Bartholomäberg und Silbertal (Montafon, Vorarlberg,
Österreich)**

Und

**Geochemie und Mineralogie von ausgewählten Silexproben
aus den Süd- und Ostalpen und ihre Relevanz für die
Herkunftsbestimmung von archäologischem Silex im
Alpenraum.**

Diplomarbeit

Zur Erlangung des akademischen Grades eines Magisters
rerum naturalium
eingereicht bei Ao. Univ. Prof. Dr. Peter Tropper

Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften
Institut für Mineralogie und Petrographie
Universität Innsbruck
von Daniel Anton Bechter

Innsbruck, August 2009

*Nicht der Titel verleiht dem
Mann Glanz, sondern der
Mann dem Titel.*

Niccolò Machiavelli

„Es reicht.“
Wilhelm Molterer

Danksagung:

Diese hier vorliegende Diplomarbeit ist ein Werk das insgeheim ein Werk meiner Familie und Verwandten, Freunde, Kollegen, Professoren und Mitarbeiter der Universität Innsbruck ist. Durch die vielen, mannigfaltigen Anregungen aus meinem Umfeld war das Gelingen dieser Arbeit in dieser Form erst möglich.

An dieser Stelle ist meinen Eltern, Annemarie und Anton Bechter, Großeltern Franz und Stephanie Strauß meinen Geschwistern Astrid und Gudrun mit ihren Partner und Familie ein sehr großes Dankeschön entgegenbringen, die mir mit ihrem Vertrauen, Geduld und ihrer finanziellen Unterstützung dieses Studium ermöglicht haben. Großen Dank möchte ich hier auch Mag^a Claudia Nocker ausrichten, die mich durch Ihre Anregungen, Diskussionen und Kritiken sehr stark unterstützt hat.

Herrn Ao. Univ. Prof. Dr Peter Tropper gebührt ein großer Dank für die Betreuung und Hilfestellungen und die wissenschaftlichen Anregungen und Kritiken, die stets zur Verbesserungen dieser Arbeit geführt haben. Ao. Univ. Prof. Dr Franz Vavtar danke ich recht herzlich für die zahlreichen Hilfestellungen und das stetig offene Ohr für etwaige wissenschaftliche Fragen und Problemstellungen.

Ferner gilt Herrn Bernhard Sartory großen Dank, der mir große Aufmerksamkeit entgegenbrachte und weitreichende und tiefe wissenschaftliche Einblick bot. Herr Mag. Dr. Rainhard Kaindl danke ich für die lehreiche Zusammenarbeit im Rahmen der Untersuchungen der Flüssigkeitseinschlüsse.

Des Weiteren möchte ich hier allen Mitarbeiter des SFB HiMAT bedanken, wobei an dieser Stelle insbesondere Herrn Ao. Univ. Prof. Walter Leitner stellvertretend für den Projektpart 05, Herrn Dr. Joachim Lutz und Ernst Pernicka (PP 09), Univ. Prof. Rüdiger Krause stellvertretend für den Projektpart 08 großer Dank gebührt. Darüberhinaus möchte ich mich an dieser Stelle recht herzlich bei sämtlichen Sponsoren und Förderer des SFB HiMAT bedanken. Ein großes Dankeschön gilt auch Herrn. Ao. Univ.-Prof. Mag. Dr. Christoph Hauzenberger für die Messungen an der LA-ICP MS.

Ein herzliches „Dankeschön“ gebührt meinen Studienkollegen und Freunden, die mich stets unterstützen und ein offenes Ohr für Diskussionen hatten. Hierbei möchte ich mich im Speziellen bei meinen Zimmerkollegen Mag. Mathias Krismer, Phillip Schneider und Martin Steiner bedanken.

Keine Schuld ist dringender, als die, Dank zu sagen.

Marcus Tullius Cicero

Inhalt

1. Einleitung	6
1.1 Aufgabenstellung	6
1.2 Arbeitsmethoden.....	7
1.2.1 Durchlicht- und Auflichtmikroskopie:.....	7
1.2.2 Kartierung, Digitalisierung.....	7
1.2.3 Elektronenstrahlmikrosonde (EMPA)	7
1.2.4 Ramanspektrometer und Heiz – Kühlisch.....	10
1.2.5 Neutronenaktivierungsanalyse (NAA)	11
1.2.6 Pulverröntgendiffraktometrie (XRD).....	11
1.3 Geographischer Überblick	12
1.3.1 Aufschlussverhältnisse.....	13
1.4 Geologischer Überblick	13
1.4.1 Kristallineinheiten.....	14
1.4.1.1 Prä-alpische Entwicklung der Silvrettadecke	16
1.4.1.2 Die alpidische Entwicklung der Silvrettadecke	18
1.4.2 Die Entwicklung der sedimentären Bedeckung	19
1.4.2.1 Karbon: Die Kristbergschichten	19
1.4.2.2 Perm: Unterrotliegend Serie und Grödner Formation.....	20
1.4.2.3 Trias: Alpiner Buntsandstein und Punta della Rosa – Schichten.....	20
2. Kartierungsbericht	22
2.1 Kristallineinheiten.....	22
2.1.1 Diabasgänge	22
2.1.2 Glimmerschiefer	23
2.1.3 Paragneis	24
2.1.4 Orthogneis.....	25
2.1.5 Amphibolit	25
2.2. Die stratigraphischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen	26
2.2.1 Kristbergschichten.....	26
2.2.2 Unterrotliegend Serie.....	26
2.3 Quartär	27

1. Einleitung

2.3.1 Moränen	27
2.3.2 Schwemmfächer	27
2.3.3 Hang und Bergsturz	28
2.3.4 Vernässungszonen	29
3. Tektonik	31
3.1 Duktile Deformation	31
3.1.1 Faltenachsen	31
3.1.2 Schieferung	31
3.1.3 Krenulation	32
3.1.4 Achsenebenen	33
3.1.5 Deformation am Übergang von duktiler zu spröder Deformation	34
3.2. Spröde Deformation	35
3.2.1 Störungen	35
3.2.2 Klüfte	36
3.3. Interpretation der strukturgeologischen Untersuchungen	37
3.3.1 Duktile Strukturen	37
3.3.2 Spröde Strukturen	37
4. Historische Betrachtung der Siedlungsgeschichte und des historischen Bergbaues	38
5. Lagerstättliche Untersuchungen der Lagerstätte Bartholomäberg/Silbertal	43
5.1 Bisheriger Forschungsstand	43
5.1.1 Disseminierte permische Kupfererze	43
5.1.2 Sedimentäre Barytvererzung	44
5.1.3 Intraksytische, exogen-sedimentäre Kupfervererzungen	46
5.1.4 Jungalpidische Kupfervererzungen	47
5.2 Spuren des Bergbaues	48
5.2.1 Bartholomäberg	49
5.2.2 Kristbergsattel – Lobinger	53
5.2.3 Rellstal – Alpe Villefau	54
6. Makroskopische Beschreibung der Erzproben	56
6.1 Bartholomäberg	56
6.2 Kristbergsattel – Lobinger	57
6.3 Rellstal – Alpe Villefau	59
7. Petrographische Untersuchungen der Erzparagenese und Gangart	61

1. Einleitung

7.1 Chalkopyrit.....	61
7.2 Pyrit	62
7.3 Arsenopyrit.....	64
7.4 Fahlerz.....	65
7.5 Pyrrothinit	65
7.6. Galenit	66
7.7 Gersdorffit.....	66
7.8 Korynit – antimongreicher Gersdorffit.....	67
7.9 Sphalerit	67
7.10 Aikinit.....	68
7.11 Akanthit.....	68
7.12 Alloklas	69
7.13 Gediegen Gold.....	69
7.14 Gediegen Bismut	69
7.15 Ag-Hg Amalgam.....	70
7.16 Sekundäre Bildungen.....	71
7.16.1 Limonit	71
7.16.2 Covellin	71
7.16.3 Malachit	72
7.16.4 Tirolit.....	72
7.17 Gangart.....	73
7.17.1 Karbonate	73
7.17.2 Baryt	74
7.17.3 Quarz.....	74
8. Petrographische Untersuchungen der Nebengesteine.....	76
8.1 Metamorphite.....	76
8.1.1 Glimmerschiefer und Paragneis.....	76
8.1.2 Amphibolit	78
8.1.3 Diabasgänge	79
8.2. Sedimente und Vulkanite	80
8.2.1 Alpiner Buntsandstein.....	80
8.2.2 Kristbergsschichten.....	81
8.2.3 Quarzporphyr	82
9. Gesteins- und Mineralchemie	84
9.1 Gesamtgesteinsschemie.....	84
9.2 Mineralchemie der Erzparagenese	86

1. Einleitung

9.2.1 Fahlerz solid solution.....	86
9.2.2 Pyrit.....	92
9.2.3 Chalkopyrit	94
9.2.4 Sphalerit.....	95
9.2.5 Gersdorffit	96
9.2.6 Ag-Hg Amalgam:	97
9.2.7 Alloklas.....	99
9.2.8 Galenit.....	100
9.2.9 Karbonatische Gangart.....	100
9.3 Mineralchemie der Silikate.....	103
9.3.1 Granat	103
9.3.2 Amphibol	106
9.3.3 Biotit	111
9.3.4 Plagioklas	112
9.3.5 Muskovit	114
9.3.6 Feldspatleisten im Diabas.....	116
10. Geochemie und Mikrothermometrie.....	118
10.1 $T-fS_2$ Diagramm	118
11.2 Pb-Pb Isotopenanalysen	119
10.3 Flüssigkeitseinschlüsse.....	121
11. Petrologische Untersuchungen der Schlacken	126
11.1 Allgemeines	126
11.2 Makroskopische Beschreibung der Schlackenproben	126
11.2.1 Kupfer Plattenschlacken:	127
11.2.2 Kupferschlacken mit Blasenstruktur, Schlackenkuchen	127
11.2.3 Verschlackte Ofensteine bzw. Ofenfragmente	128
11.3 Mikroskopische Beschreibung der Schlacken	129
11.3.1 Mikroskopische Untersuchungen der Plattenschlacken	129
11.3.2 Mikroskopische Untersuchungen der Kupferschlackenkuchen	130
11.4. Untersuchungen der verschlackten Ofensteine	132
11.5 Petrologie der Schlacken	134
11.5.1 Sulfidische – metallischen Phasen	135
11.5.2 Oxidische und silikatische Phasen.....	139
12. Interpretation und Diskussion	145
12.1 Diskussion der Erzparagenese	145

1. Einleitung

12.2 Diskussion der Nebengesteine.....	146
11.6 Interpretation der Kupferschlacken:.....	147
14. Anhang.....	151
14.1 Literaturverzeichnis	151
14.2. Liste der Abkürzungen:	159
14.2.1 Abkürzungen nach Kretz (1983)	159
14.2.2 Eigene Abkürzungen:	159
14.3 Mineraltabellen:.....	160
14.4 Geologische Karte	161
14.3 Curriculum Vitae	162

1. Einleitung

1.1 Aufgabenstellung

Die vorliegende Diplomarbeit „Petrologische, geochemische und montanarchäologische Untersuchungen der historischen Kupferlagerstätte Bartholomäberg und Silbertal (Montafon, Vorarlberg, Österreich)“ wurde im Rahmen des Sonderforschungsfonds SFB HiMAT (Historical Mining Activities in Tyrol and Adjacent Areas) verfasst. Der SFB HiMAT hat es sich zum erklärten Ziel gesetzt, die immanennten Kupferlagerstätten im Westbereich des ostalpinen Raums interdisziplinär zu erforschen und zu untersuchen. Im Rahmen des SFB HiMAT werden hierbei die 4 wichtigsten Regionen, die *key areas* im Sinne der Interdisziplinartität von mehreren Aspekten untersucht und erforscht. Die *key areas* der ersten Projektphase sind Bartholomäberg/Silbertal (Vlbg.), Kitzbühel-Kelchalm (T), Schwaz-Brixlegg (T) und Mitterberg (Szbg.). Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen des PP 10 (Projektteil 10: *Mineralogisch-geochemische Erfassung historischer Bergbaue*) am Institut für Mineralogie und Petrographie an der Universität Innsbruck durchgeführt und erarbeitet. Das Ziel dieser Arbeit war es, die historischen Kupferlagerstätten Bartholomäberg und Silbertal hinsichtlich deren Genese, einer Charakterisierung der genauen Paragenese sowie der geochemischen Parameter zu untersuchen um unter anderem archäologisch bzw. archäometrisch relevanten Aussagen zu treffen. Zusätzlich zu den Untersuchungen der Erze wurde das Nebengestein im Rahmen einer Detailkartierung im Maßstab 1: 5000 unter Berücksichtigung der geologischen, strukturgeologischen und montanarchäologischen Aspekte untersucht.

1.2 Arbeitsmethoden

1.2.1 Durchlicht- und Auflichtmikroskopie:

Die mineralogischen und petrologischen Untersuchungen der Sulfidproben und der silikatischen Nebengesteinsproben des Silvrettakristallins sowie der darauf auflagernden Sedimenten wurden mittels eines Polarisationsmikroskopes vom Typ Leica DM 2500P durchgeführt. Dieses Mikroskop verfügt über einen Durch- und Auflichtmodus. Die Untersuchungen der Sulfide wurden unter dem Auflichtmikroskop vorgenommen. Für die bessere Erkennung der Anisotropieeffekte sowie den Entmischungslamellen im Chalkopyrit wurde der Analysator nicht im 90° Winkel auf den Polarisator eingestellt. Somit wurden die meisten Auflichtmikroskopbilder nicht mit 90° gekreuzten Nicols (xN) angefertigt. Die mineralogischen und petrologischen Untersuchungen der Silikate wurden mit dem Durchlichtmikroskop durchgeführt. Die Proben wurden mittels einer Kamera und der LEICA APPLICATIONS SUIT Software fotografiert und digital bearbeitet.

1.2.2 Kartierung, Digitalisierung

Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführte kristallingeologische und strukturgeologische Detailkartierung erfolgte im Maßstab 1:5000. Als geographische Kartengrundlage diente die ÖK 50 Blatt Schruns, die auf den Maßstab 1:5000 vergrößert wurde. Zusätzlich zu diesem Kartenmaterial dienten Airborne Laser Scanning Modelle mit der Genauigkeit von 1 m, digitale Höhenmodelle sowie Orthofotos des Landesvermessungamtes der Vorarlberger Landesregierung. Diese Daten wurden insbesondere für die Luftbildauswertung von Bergbauspuren, quartärgeologischen sowie geomorphologischen Aspekten verwendet. Die Digitalisierung der Karte und der Profile erfolgte mit dem Programm ArcGIS 9.3. Die Darstellung der im Gelände gesammelten strukturgeologischen Daten erfolgte mit dem Programm Tectonics FP 1.6 (ORTNER et al., 2002).

1.2.3 Elektronenstrahlmikrosonde (EMPA)

Die Analysen der sulfidischen bzw. silikatischen Minerale erfolgte am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck mit einer Elektronenstrahlmikrosonde (EMPA) vom Typ JEOL 8100 SUPERPROBE.

1. Einleitung

Für die silikatischen Minerale wurde ein bestehendes Messfile verwendet, bei dem die Analysen mit einer Beschleunigungsspannung von 15 kV sowie einem Probenstrom von 10 nA gemessen werden. Die Messzeiten lagen hierbei bei 20 Sekunden für den Peak sowie 10 Sekunden für den Untergrund. Als Korrekturverfahren wurde das PRZ-Verfahren verwendet. Die Standardisierung erfolgte an natürlichen Mineralphasen wie z.B. Almandin, Bytownit, Quarz und Diopsid und an synthetischen Phasen (Al_2O_3). Mittels dieser Standards wurden quantitative wellenlängendisperive Messungen mit einer maximalen Vergrößerung von 30.000 fach durchgeführt um den Verlust von leicht flüchtigen Elementen wie K und Na möglichst gering zu halten. Die **back- scattered- electron (BSE)** – Bilder wurden für die Darstellung der Mineralphasen sowie den texturellen Beziehungen der Phasen zueinander verwendet. Des Weiteren wurden von verschiedenen Mineralphasen Elementverteilungsbilder angefertigt um die unterschiedlichen Zonierungen der Phasen visuell besser darzustellen. Die mit der Elektronenstrahlmikrosonde erhaltenen, quantitativen Daten wurden für weitere Berechnungen mit verschiedenen Programmen normiert und ausgewertet. Für die Berechnung von silikatischen Endgliedern wurde das Programm NORM 4.0 (ULMER, pers. Mitt., 1993) verwendet. Für die Verrechnung der Amphibole wurde das Programm AMPH-IMA04 von MOGESSIE et al. (2004) benutzt.

Für die Analysen der Sulfide musste im Rahmen dieser Arbeit ein spezielles Messfile erstellt werden, da Analysen an Sulfiden mittels der EMPA am Institut für Mineralogie und Petrographie lediglich mit den energiedispersiven Messungen analysiert werden konnten. Die im Rahmen dieser Arbeit gestellten analytischen Ansprüche konnten mit den energiedispersiven Messungen alleine nicht erreicht werden. Daher wurde ein 21 Element umfassendes, wellenlängendispersives Messfile erstellt. Mit diesen 21 Elementen (Fe, Zn, Cu, Ni, Sn, Te, Bi, Sb, In, Cd, Ag, Pb, S, Mo, Hg, Au, Se, As, Ge, Co, Mn, S) war es möglich, das gesamte Spektrum der in dieser Arbeit bearbeiteten Sulfidminerale zu untersuchen und mit einer ausreichend hohen Auflösung und Präzision quantitativ zu messen. Die 5 zur Verfügung stehenden Spektrometer (TAB, PETJ, PETH, LIF und LIFH) der JEOL 8100 SUPERPROBE wurden für dieses Messfile vollständig besetzt, wobei bei jeder Messung 5 Durchgänge notwendig waren. Für ausreichend genaue Analysen wurden in mehreren Versuchen die Geräteparameter sowie die Messzeiten am Peak und Untergrund verändert um optimale Analysenwerte zu erhalten. Die Proben wurden ebenfalls mit 15 kV Anregungsspannung und 10 nA Probenstrom gemessen. Die meisten Elemente wurden an der Peakposition ebenfalls mit 20 Sekunden gemessen. Ausnahmen bildeten hier nur die Elemente In, Cd und Mo bei denen die Messzeit am Peak 25 Sekunden betrug, da hier der Untergrund aus Überlappungsgründen nur einseitig gelegt wurde. Am Untergrund wurden die Elemente Zn, Ni und Te jeweils mit 10 Sekunden gemessen. Die Elemente, bei denen der Untergrund nur einseitig gelegt wurde, wurden jeweils mit 25 Sekunden am Untergrund gemessen. Für sämtlichen anderen Elemente

1. Einleitung

betrug die Messzeit am Untergrund 15 Sekunden. Als Standards wurden bei dieser Methode zum Großteil Reinstoffe verwendet. Fe, Zn, Cu, Ni, Sn, Te, Bi, Sb, In, Cd, Ag, Mo, Au, Se, As, Ge, Co, Mn wurden als Reinstoffe für die Standards verwendet. Für Pb wurde ein Bleiglas der Firma Swarovski verwendet. Auf Grund von Überlagerungen der Spektrallinien waren mehrere Überlappungskorrekturen für eine korrekte Analyse notwendig. Hierfür wurden folgende Überlappungen korrigiert: S-Mo, Mo-Bi, Se-As, Hg-Au, Te-Ni, Te-Ag, Bi-Pb, Hg-Mo, Te-Sn, In-Cd, Bi-S. Bei den Elementen Fe, Zn, Cu, Ni, Co und Mn wurde die $K\alpha$ Linie gemessen. Die Elemente Sn, Sb, In, Cd, Ag, Se, Ge wurden mittels der $L\alpha$ Linie gemessen. Auf Grund von Überlagerungen wurde bei Mo die $L\beta$ Linie gemessen. Bei den Elementen Bi, Pb, Hg und Au wurde die $M\alpha$ Linie gemessen.

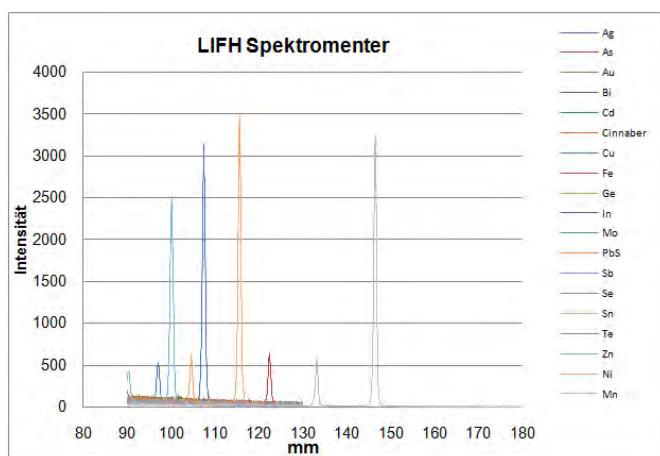


Abb.: 1: Spektrenverteilung des LIFH- Spektrometers. Auf dem LIFH-Spektrometer wurden die Elemente Zn, Ni und Mn gemessen.

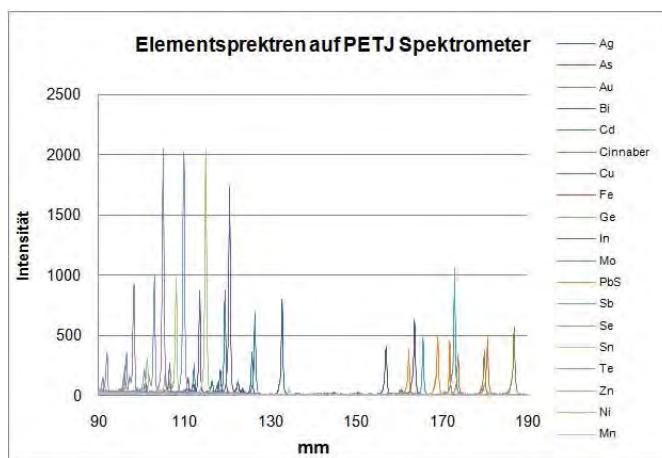


Abb.: 2: Spektrenverteilung des PETJ- Spektrometers. Auf dem PETJ- Spektrometer wurden die Elemente Sn, Bi, Sb, In, Cd, Ag, Pb, S, Hg und Au gemessen.

1. Einleitung

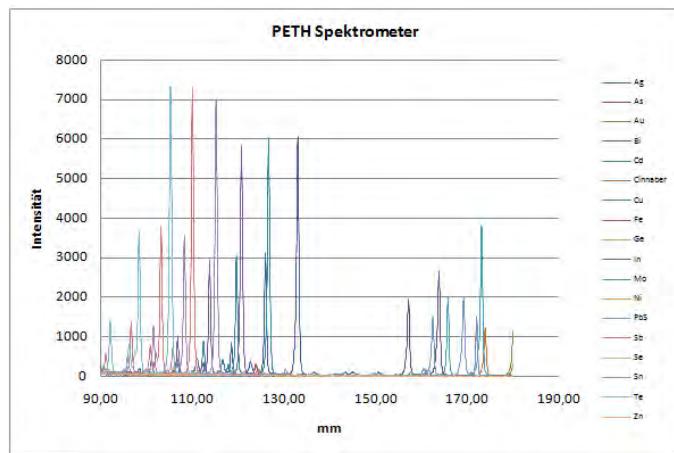


Abb.: 3: Spektrenverteilung des PETH - Spektrometers. Auf dem PETH- Spektrometer wurden die Elemente Te und Mo gemessen.

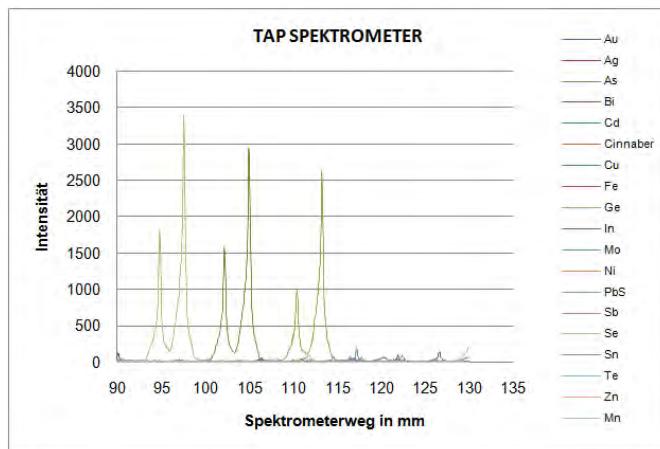


Abb.: 4: Spektrenverteilung des TAB- Spektrometers. Auf dem TAB-Spektrometer wurden die Elemente Ge, As und Se gemessen.

1.2.4 Ramanspektrometer und Heiz – Kühltisch

Für die Untersuchungen der Flüssigkeitseinschlüsse (fluid inclusions) wurden in einem ersten Schritt die Totalhomogenisationstemperaturen mittels eines Heiz-Kühlkisches der Firma Resultec bestimmt, der über einen Temperaturregler und Flüssigkeitstickstoffsteuerung mit Kühlbehälter verfügt. Für die Kalibrierung der Heiz-Kühltischchanlage wurden synthetischen Kalibriereinschlüsse von Ao. Prof. Dr. Ronald Bakker von der Montanuniversität Leoben verwendet. Für die Untersuchung der Flüssigkeitseinschlüsse wurde ein doppelseitig geschliffener Dickschliff mit einer Dicke von ca. 100 µm angefertigt. Insgesamt wurden für die Untersuchungen der Flüssigkeitseinschlüsse 2 Dickschliffe angefertigt. Für die Phasenidentifikation der Einschlüsse wurden die Proben mittels dem LabRAM-HR800 (HORIBA JOBIN-YVONTM) Mikro-Ramanspektrometer am Institut für Mineralogie und Petrographie unter Mithilfe von Dr. Reinhard Kaindl untersucht. Hierbei wurden die Proben mit der 633 nm Emissionsline eines 17 mW He-Ne-Laser durch ein OLYMPUS 100X Objektive angeregt. Der

1. Einleitung

Laser hatte einen Durchmesser von ca. 1 μm auf der Probenoberfläche und wies eine Energie von ca. 5 mW auf. Die maximale spektrale Auflösung dieser Methode wurde mittels der Standardisierung auf $\pm 2 \text{ cm}^{-1}$ ermittelt, da hier kein statisches Gitter verwendet wurde.

1.2.5 Neutronenaktivierungsanalyse (NAA)

Messungen mittels der Neutronenaktivierungsanalyse wurden durch den Project Part 09 (Archäometallurgische und geochemische Erfassung historischen Bergbaues) durchgeführt. Den technischen Aufbau, die Durchführung von Messungen sowie die genaue Identifikation der verwendeten Geräte ist im Anhang dieser Arbeit unter dem Kapitel Geochemische Differenzierung Ost- und Südalpiner Silexvorkommen – Arbeitsmethoden zu entnehmen. Für die Messungen der Pb-Pb Verhältnisse sowie für genauere und hochauflösende geochemische Analysen wurden die Proben mittels der Neutronenaktivierungsanalyse analysiert, wobei die Ausarbeitung seitens des PP10 erfolgte. Für die Spurenelementanalysen der Sulfide wurde ein Spektrum von 15 Elementen gemessen, wobei bei der Neutronenaktivierungsanalyse ein Gesamtgesteinschemismus analysiert wird. Für die genauen geochemischen Analysen wurden die Elemente Cu, Pb, Bi, Fe, As, Sb, Co, Ni, Ag, Au, Sn, Zn, Se, Te, und Hg analysiert, wobei für die Elemente Cu und Fe die Werte als Massenprozent ermittelt wurden und für sämtliche anderen Elemente die Werte als $\mu\text{g/g}$ bzw. ppm ermittelt wurden.

1.2.6 Pulverröntgendiffraktometrie (XRD)

Für die genaue Charakterisierung des Phasenbestandes der Schlacken wurde die Pulverröntgendiffraktometrie verwendet. Für diese Untersuchungen wurde ein Pulverröntgendiffraktometer des Typs AXS Bruker D-8 verwendet. Bei der röntgenstrahlemittierenden Quelle handelt es sich um ein Kupfertarget mit der Wellenlänge von $\text{CuK}\alpha_{1,2}$ (0.15406 nm). Das Gerät weist eine Parallelstrahloptik auf sowie einen energiedispersiven Zähler. Für die Analysen wurde eine Anregungsspannung von 40 kV sowie eine Beschleunigungsspannung von 40 nA gebraucht, wobei bei den Messungen ein Winkelbereich von 2° - 70° in 0.01° Schritten mit einer Verweilzeit von 2 Sekunden Zählzeit abgefahren wurde. Die Messungen erfolgten stets bei Raumtemperatur.

1.3 Geographischer Überblick

Das Kartierungsgebiet befindet sich in einem Seitental des Montafon auf der orographisch rechten Seite. Die Ortschaft Bartholomäberg liegt auf einer nach SW hin orientierten Terrasse auf 1087 m ü. A. Die Ortschaft Silbertal liegt im Silbertal und befindet sich ca. 6 km entfernt von der größten Ortschaft des Montafons, Schruns. Die Straße ins Silbertal führt entlang der Litz. Die Litz mündet bei Schruns in die Ill. Das Silbertal erstreckt sich von Schruns in östliche Richtung bis hin zur Landesgrenze von Tirol. Die SE Begrenzung des Kartierungsgebietes bildet die Litz.

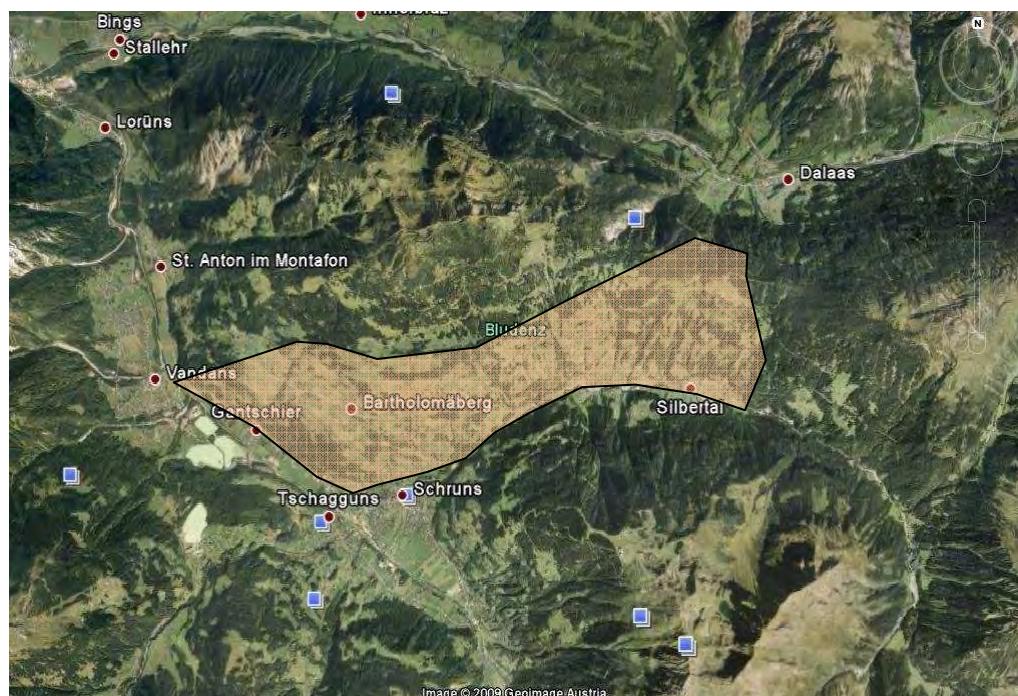


Abb.: 5: Übersicht über das Kartierungsgebiet (orange unterlegt). Quelle: google.earth

Die SW Grenze des Kartierungsgebiets verläuft auf Höhe der Silvretta Bundesstraße von Schruns bis nach Außerböden. Von dieser SW Begrenzung des Gebietes verläuft die SWS Grenze bis zum westlichen Ortsschild von Bartholomäberg. Anschließend verläuft die Grenze im Wesentlichen entlang der geologischen Grenzen und findet seine obere Begrenzung oberhalb der Knappagruba. Den geologischen Einheiten folgend verläuft die obere Begrenzung bis knapp oberhalb des Ortsteiles von Bartholomäberg, Innerberg. Von Innerberg aus verläuft die Grenze taleinwärts und erreicht am Kristbergsattel die höchste Erhöhung im Kartierungsgebiet. Des Weiteren erstreckt sich das Kartierungsgebiet in den Dalaaser Gemeindewald bis auf Höhe des Flurnamens Lobinger. Die E Begrenzung des Kartierungsgebiets verläuft unterhalb der Seilbahn vom Kristbergsattel zur Gemeinde Silbertal.

1.3.1 Aufschlussverhältnisse

Auf Grund der geringen geographischen Erhöhung, der ausgeprägten landwirtschaftlichen Nutzung sämtlich nutzbaren Flächen sowie der ausgeprägten Vegetationsbedeckung sind die Aufschlussverhältnisse in dem Kartierungsgebiet als schlecht zu beschreiben. Aufschlussmöglichkeiten bilden die kleineren Rinnale sowie Bäche, an deren Flanken sich größeren Aufschluss befinden, bei denen es mit Sicherheit um anstehenden Fels handelt. Auf Grund dessen befinden sich zum Teil größere geographische Abstände zwischen den einzelnen Aufschlüssen.

1.4 Geologischer Überblick

Wie aus der geographischen Beschreibung bereits zu entnehmen, umfasst das Kartierungsgebiet den Bereich Gantschier- Schruns- Silbertal- Dalaaser Gemeindewald sowie Bartholomäberg. Die in diesem Bereich aufgeschlossen geologischen Einheiten können auf 2 große austroalpine Einheiten aufgeteilt werden. Im Süden des Kartierungsgebietes liegt das Silvrettakristallin sowie die Phyllitgneiszone. Im Norden des Kartierungsgebietes liegen die stratigraphischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen transgressiv auf den kristallinen Einheiten des ehemaligen Mittelostalpins.

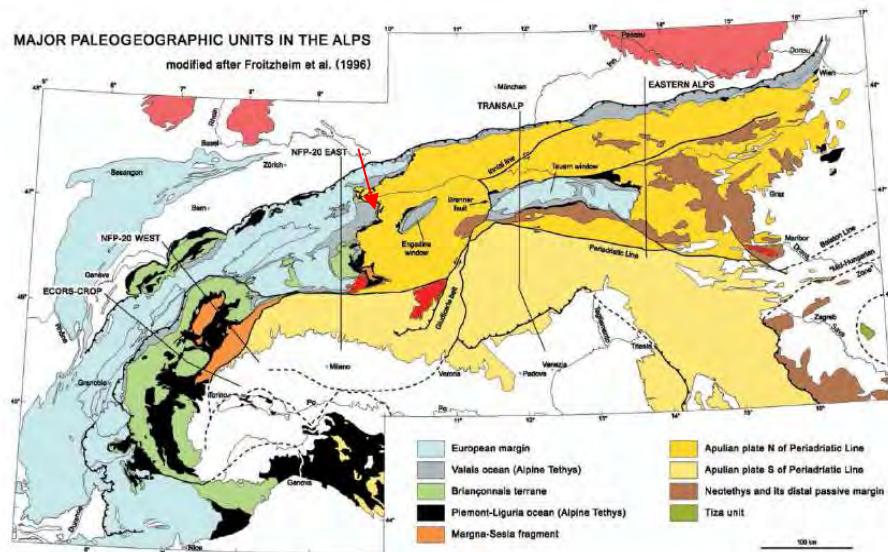


Fig. 1. Map of the major paleogeographic and tectonic units in the Alps.

Abb.: 6: Geologische Karte der Alpen nach SCHMID et al. (2004). Der rote Pfeil markiert in etwa die Position des Kartierungsgebietes.

1.4.1 Kristallineinheiten

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Nebengesteine des Silvrettakristallins bzw. der Phyllitgneiszone ebenfalls untersucht. Der geologische Rahmen wird hierbei durch das Silvrettakristallin sowie die Phyllitgneiszone gebildet, wobei die Lagerstätten Bartholomäberg und Silbertal an der NW Grenze der Phyllitgneiszone zur Lechtaldecke der Nördlichen Kalkalpen liegen. Die geologische Stellung der hier beschriebenen Einheiten wurde sehr kontrovers diskutiert wobei mehrere divergierende Thesen und Modelle aufgestellt wurden (TOLLMANN, 1977, SCHMID et al, 2004). Die Silvrettadecke weist eine Größe von ca. 1600 km² auf, wobei die Silvrettadecke aus gut je einem Drittel Metabasiten, Metagraitoiden und Paragneisen aufgebaut wird (MAGGETTI & FLISCH, 1993). Übereinstimmende Meinungen gibt es hinsichtlich des Metamorphosegrades im nördlichen Bereich der Silvrettadecke. Die kristallinen, austroalpinen Basementareale weisen eine polymetamorphe Entwicklungsgeschichte auf (SCHMID et al., 2004, SCHWEINHAGE, 2000, MAYERL, 2005). Im Zuge von mehreren Regionalmetamorphosen wurden diese Sedimentpakete einer Druck und Temperaturerhöhung ausgesetzt, so dass, in Abhängigkeit der Intensität, das sedimentäre Gefüge weitgehend verändert wurde. Auf Grund der tektonostratigraphischen Position wurde die Silvrettadecke von einer stärkeren eo- alpidischen Metamorphose weitgehend verschont, womit das prägende Metamorphoseereignis hinsichtlich des Gefüges und der Mineralparagenese die variszische amphibolitfazielle Metamorphose ist (SCHWEINEHAGE, 2000). Die eo- alpine Metamorphose fiel in den nördlichen Bereichen der Silvrettadecke zu schwach aus, um das präexistierende variszische Gefüge sowie den Mineralbestand grundlegend zu verändern (AMANN, 1985, SCHWEINEHAGEN 2000).

Nach Arbeiten von FRANK (1987), SCHUSTER & FRANK (1999), SCHUSTER et al. (2001) und SCHMID et al. (2004) ist der Begriff des „Mittelostalpins“ nach heutigen strukturgeologischen und tektonstratigraphischen Aspekten als überholt anzusehen. Nach SCHIMD et al. (2004) wird das von TOLLMANN (1977) postulierte Mittelostalpin dem Oberostalpin zugeordnet. SCHMID et al. (2004) führen bei diesen oberostalpinen Einheiten eine Unterteilung in 4 Deckensystem ein (siehe Abb.: 6), das in großen Zügen dem tektonischen Muster von SCHUSTER et al. (2001) folgt. Die einstige mittelostalpine Silvrettadecke wird daher nach SCHMID et al. (2004) dem Silvretta-Seckau Deckensystem zugeordnet. Bei dem Silvretta-Seckau Deckensystem handelt es sich laut SCHMID et al. (2004) um sämtliche austroalpinen Basementdecken, die im westlichen Randbereich der austroalpinen Decken in der Ost- Schweiz auftreten (Languard und Campo- Sesvanna Silvretta Decke). SCHMID et al. (2004) postulierten, dass diese Deckeneinheiten über die unterostalpinen Einheiten in der Ostschweiz während der

1.4 Geologischer Überblick

eoalpinen Orogenese in WNW- Richtung aufgeschoben worden sind. Diese WNW gerichtete eoaalpine Deformationsphase entspricht nach FROITZHEIM et al. (1994) der „Trupchun“ Phase.

Aus petrologischer Sicht baut sich die Silvrettadecke aus polymetamorphen Metasedimenten, Orthogneisen, Amphiboliten sowie untergeordnet permischen Diabasgängen und variszischen Eklogiten auf. SCHWEINEHAGE (2000) beschrieb den quantitativen Aufbau der Silvretta Decke mit 50% Orthogneisen, 30% Paragesteinen und 20% Amphiboliten. Laut SCHWEINHAGE (2000) stellt die Silvrettadecke den höchsten Anteil an Metabasiten sämtlicher alpiner Grundgebirgseinheiten dar.

Des Weiteren weist die Silvrettadecke im Bereich der Ducan Mulde und des Landwassergebietes eine anchimetamorphe, permomesozische Sedimentbedeckung auf, wobei die Schichtabfolge des Lias und die stratigraphisch Höheren erosiv fehlen (LEUPOLD, 1934). Nach der geologischen Karte von OBERHAUSER & RATAJ (1998) wird die Silvrettadecke von den Einheiten des Unterostalpins und den penninischen Einheiten unterlagert. Die penninischen Einheiten grenzen in Form des Engadiner Fensters am E Rand der Silvrettadecke an, wobei ein weiteres penninisches Fenster innerhalb der Silvrettadecke auftritt, nämlich das Fenster von Gargellen. Der Kontakt an den Deckengrenzen zwischen der Silvrettadecke und den penninischen Fenstern wird durch das Auftreten von Pseudotachyliten begleitet. Die östliche Begrenzung der Silvrettadecke zum Engadiner Fenster wird durch die sinistrale Engadiner Störung markiert.

Der Landecker Quarzphyllit und die Phyllitgneiszone stellen den nördlichen Rand der Silvrettadecke dar. Nach HAMMER (1918), wurden die Phyllitgneiszone sowie der Landecker Quarzphyllit von der Silvrettadecke abgegrenzt. Laut NOWOTNY et al. (1993) dominieren zwei größere Gruppen von Metasedimenten den Bereich um Landeck. Dies sind zum einen die hellen, quarzreichen Metapellite und die Gruppe der Paragneise und Zweiglimmerschiefer. Bei den von HAMMER (1918) bezeichneten Phylliten („Landecker Quarzphyllite“) handelt es sich laut NOWOTNY et al. (1993) um helle phyllitische Glimmerschiefer, die zum Teil Granat, Biotit sowie Staurolith bzw. deren relikitschen erhaltenen Fragmente enthalten.

Der Autor dieser Arbeit vereint mit dem Begriff Silvrettadecke daher sämtliche ehemals mitelostalpinen kristallinen Gesteinseinheiten und verzichtet damit auf eine weitere Differenzierung zwischen dem Landecker Quarzphyllit, der Phyllitgneiszone sowie dem Silvrettakristallin.

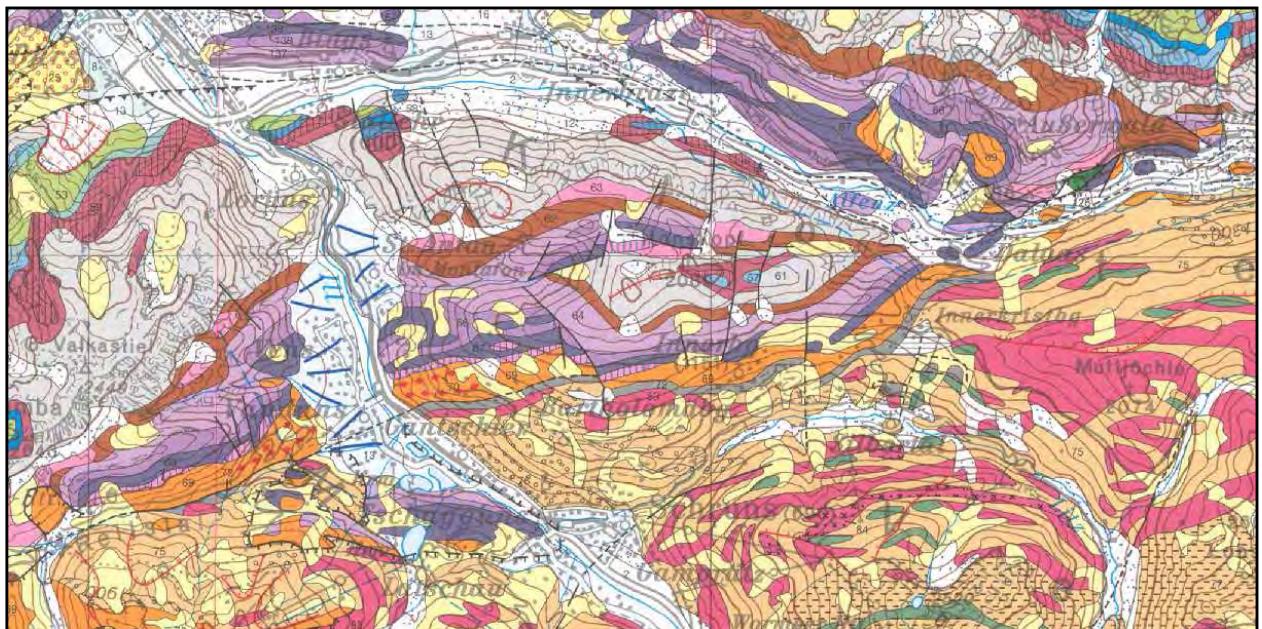


Abb.: 7: Ausschnitt aus der geologischen Karte von Vorarlberg im Maßstab 1: 100 000 von OBERHAUSER et al. (2007).

1.4.1.1 Prä-alpische Entwicklung der Silvrettadecke

Die tektonometamorphe Geschichte der Silvrettadecke beginnt bereits im Paläozoikum während der variszischen Gebirgsbildung. Die Varisziden waren ein Resultat aus der Kontinent-Kontinent Kollision zwischen Laurasia und Gondwana. Während der Frühphase der variszischen Orogenese kam es zur Ausbildung einer (U)HP- Metamorphose einhergehend mit der Bildung von Eklogiten. Die Eklogite bildeten sich aus ozeanischem Krustenmaterial in Subduktionszonen (SCHWEINEHAGE, 2000). Paläographisch liegt die Silvrettadecke südlich der Alpinen Tethys. Nach FRISCH & NEUGEBAUER (1989) ist das variszische Grundgebirge im Sinne des Terranekonzeptes zu verstehen, wobei in Summe acht verschiedene Terrane beteiligt sind.

Die Silvrettadecke (SK), das Ötzal-Stubai-Kristallin (ÖSK), das Sesvanna, Campo-, Ulten-, und Languard-Kristallin die Schobergruppe und das Schladminger Kristallin werden nach FRISCH & NEUGEBAUER (1989) zum sogenannten Keltischen Terrane zusammengefasst. Dem geodynamischen Modell liegt ein Inselbogensystem zu Grunde. MAGGETTI & FLISCH (1993) weisen als die ältesten in der Silvrettadecke auftretenden Gesteine die Protolithen der Paraserie (Bt-Plag-Gneis und Alumosilikat-Glimmerschiefer) und die Eklogite sowie die Amphibolite aus. Nach FRISCH & NEUGEBAUER (1989) und FRISCH et al. (1987) werden die biotit-plagioklasreichen Gneise als eine vulkanische bzw. vulkanisch-dentritische Bildung gedeutet, wobei auf Grund von geochemischen Untersuchungen ein rhyodazitischer bis dazitischer Magmatismus als Quelle wahrscheinlich gilt. Dieser

1.4 Geologischer Überblick

kalkalkalische Chemismus und das Auftreten der tholeitischen Amphibolite werden nach FRISCH et al. (1984) einem Inselbogen bzw. aktiven Kontinentalrand zugeordnet. Auf Grund von U-Pb Datierungen an detritischen Zirkonen aus einem präkambrischen Gestein konnte ein Alter von ca. 1500 Ma ermittelt werden (PASTEELS, 1964). Nach FRISCH et al. (1984, 1987) ist das Sedimentationsalter mindestens proterozoischen Alters.

Event	Alter	Sedimentation		Magmatismus	Tektonik	Metamorphose
1.	Präkambrisch	Klastisch		Tholeitische MORB Intrusioen und andesitische/basalti- sche Pyroklastika		
2.	Präkambrisch (≥ 900 Ma)			D_{1a} (polyphasig) $\rightarrow S_{1a}$ $D_{1b} \rightarrow S_{1b}$		Epidot-amphibolitfazill 4-5 kbar, 560-620°C HPI (Eklogite?) 14-16 kbar min, 550-650°C Amphibolit – Fazies 12- 13kbar – 550-650°C
3.	Präkambrisch		Gabbroide, dioritsche, granodioritische granitische Intrusionen (Ältere Orthogneise)			
4.	Präkambrisch (?)					HP I
5.	Ordovizisch, 451 ± 2 Ma		Intermediäre bis saure Extrusiva und Intrusiva (Jüngere Orthogneise)			
6.	Variszisch			$D_2 \rightarrow S_2$	Amphibolit Fazies, 5.5 -7.5 kbar, 600-680°C, Post- D_2 andalusit, Silimanit in Metapeliten. Post D_2 - Andalusit in Quarz, 2-3 kbar, 550 – 650°C	
	340-310 Ma			D_3 „Schlingen“ $\rightarrow S_3$ (Lokal) D4 Sherbänder	4 kbar, 450-650°C P=?, 275 ± 50 °C.	
7.	Permo-Karbon		Tholeiitische Gänge(Diabas)		Schnelles Uplift + starke Erosion+ Rifting	
	Triasisch – Jurassisch, 245 - ?	Carbonate /Dolomite				
8.	Alpidisch 60-65 Ma 60- 35 Ma <3-2 Ma			3km Gebirgsüberdeckung, D_5 , Abscherung mit Pseudotachylite, Überschiebung der Silvrettadecke auf das Engardiner Fenster, Aufwölben des Engardiner Fensters, homoger uplift, Abkippen gen E		Anchizone- Epizone, 2-4 kbar, 225- 500°C ≈ 1 kbar, 100° C

Abb.: 1 : Entwicklung der Silvrettadecke, modifiziert nach MAGGETTI & FLISCH (1993)

Nach MAGGETTI et al. (1990b) sind die älteren Orthogneise ein Produkt von tholeiitschen, MORB-ähnlichen Schmelzen, die aus einem verarmten Mantel gefördert worden sind. Das

Auftreten der Jüngeren Orthogneise ist von MAGGETTI & FLISCH (1993) im Ordovizium. Die Gruppe der Jüngeren Orthogneise umfasst grob- bis mittelkörnige Zweiglimmergneis vom Flüela-, Frauenkrich-, Tschuggen-, Radönt-, Urezzas Typ sowie die feinkörnigen Muskovitglimmerschiefer, Meta-aplite und undefinierte Pegmatite (MAGGETTI & FLISCH, 1993). Rb-Sr Gesamtgestiessdatierungen geben für die Jüngeren Orthogneise ein Alter von 451 ± 2 Ma an, das nach FRISCH et al. (1987) als Kristallisationsalter interpretiert wird. SCHWEINEHAGE (2000) ordnet den biotitführenden Orthogneisen einem magmatischen Bogen zu.

1.4.1.2 Die alpidische Entwicklung der Silvrettadecke

Nach FROITZHEIM et al. (1994) ist der ostalpine Deckenstapel als ein Resultat der tektonischen Verschuppung während des Jura und der Unterkreide am passiven Kontinentalrand der adriatischen Mikroplatte zu sehen. FROITZHEIM & EBERLI (1990) korrelieren die heutige tektonische Position mit der ungefähren, damaligen paläogeographischen Lage am Kontinentalrand der adriatischen Platte. Daher nimmt die Silvrettadecke, die in der obersten Position des austroalpinen Deckenstapels liegt, eine proximale Position am Kontinentalrand ein. Die alpidische Metamorphose in den ostalpinen Einheiten westlich des Tauernfensters weist ein Temperaturmaximum bei 100-85 Ma nach THÖNI (1982) auf. Nach BERNOLLI & DUNOYER (1976) und GIGER (1985) wurde das Temperaturmaximum der kretazischen Metamorphose vor 110-90 Ma erreicht. Die eo-alpidische Metamorphose ist in der Silvrettadecke sehr gering. Während im Westen der Silvrettadecke anchizonale Bedingungen auftreten (siehe Abb.: 8), kommt es nach Osten hin zu einer Erhöhung der Metamorphose, dokumentiert durch die grünschieferfaziellen Bildung von Stilpnomelan in den Metagraniten (GRAUERT, 1969, AMANN, 1985)

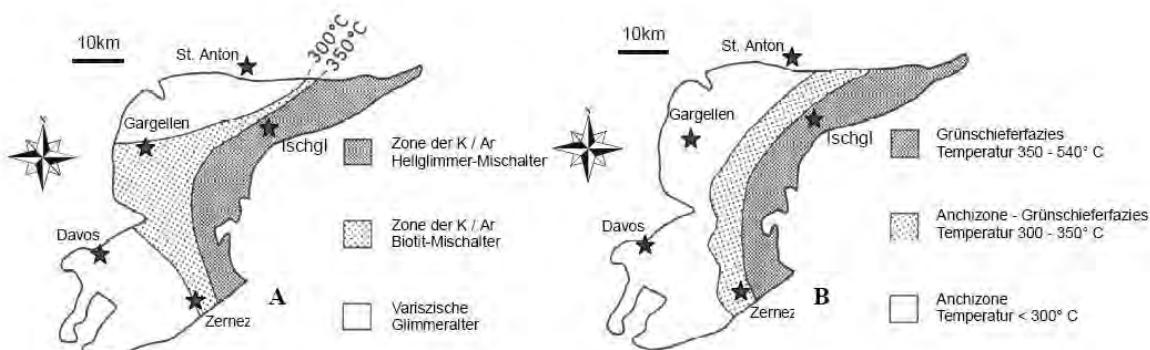


Abb.: 8: Alpidische Metamorphosezonierung nach MAGGETTI & FLISCH (1993). A) Verteilung von K/Ar-Hellglimmer und Biotit Abkühlalter (HURFORD et al., 1989; MAGGETTI et al., 1990). B) Metamorphosezonierung basierend auf der Verteilung eo-alpidischer Indexminerale (THÖNI, 1981).

1.4.2 Die Entwicklung der sedimentären Bedeckung

Im Zuge der Kartierung wurden die oberkarbone sowie die permischen Sedimentbedeckung des kristallinen Basements ebenfalls untersucht, da das Auftreten der Erzkörper auf den Kontaktbereich zur Phyllitgneiszone beschränkt ist. Die sedimentäre Bedeckung der kristallinen Silvrettadecke ist durch die Lechtaldecke gegeben. Die Sedimentation in den ostalpinen Faziesräumen umfasst den Zeitraum vom Oberkarbon bis in die Kreide. Durch die von Osten vorgreifende Transgression der Tethys kommt es im Anis zu einer intensiven karbonatischen Sedimentation von bis zu 1000 m mächtigen Abfolgen.

1.4.2.1 Karbon: Die Kristbergschichten

Die nach LEUTENEGGER (1928) und REITHOFER (1955) als fragliches Karbon beschriebene stratigraphische Abfolge stellt die transgressive Sedimentationbasis der Lechtaldecke auf die Phyllitgneiszone dar. VAN AMERON et al. (1982) beschreiben die dunkelgrauen bis schwarzen vorzugsweise klastischen Sedimente als Kristbergschichten, deren Vorkommen nur auf das Montafon beschränkt ist. VAN AMERON (1982) führt eine Dreiteilung der Kristbergschichten in untere-, mittlere- und obere Kristbergschichten ein.

Die unteren Kristbergschichten bestehen aus Basisbrekzien und Konglomeraten. Die mittleren Kristbergschichten weisen Karbonate auf, und bauen sich aus sandig- bis tonigen Serien auf. Die oberen Kristbergschichten bestehen aus einer mittel- grobklastischen Hangendserie. Nach VAN AMERON et al. (1982) deuten Pflanzenfunde auf das Stephanium hin, wobei das älteste Autunium nicht auszuschließen ist. MOSTLER (1972), ANGERER (1978) sowie SPIESS (1985) setzten die Kristbergschichten in direkten Zusammenhang mit der Aufarbeitung des kristallinen Untergrundes, wobei sowohl prograde als auch retrograde Kristallinkomponenten auftreten. Die Kristallinenkomponenten aus denen sich die Basisbrekzien aufbauen, spiegeln sich in den Gesteinsarten der Phyllitgneiszone, wie den Orthogneisen, Quarziten und Paragneisen, wieder. Nach MAYERL (2005) kann die Mächtigkeit der oberkarbonen Schichten mit maximal 50 m angegeben werden, tektonisch bedingt aber manchmal auch nur wenige m. Die Kristbergschichten treten im Kartierungsgebiet im Hangenden des Silvrettakristallins auf, wobei insbesondere unterhalb der Ortschaft Innerberg die Kristbergschichten schön verfolgt werden können. Der Kontakt Silvrettadecke/Oberkarbon ist tektonischer Natur. Die Obergrenze des Oberkarbons ist durch das konkordante Auftreten der permischen Unterrotliegend Serie mit ihrer rötlich bis violetten Farbe gegeben.

1.4.2.2 Perm: Unterrotliegend Serie und Grödner Formation

Nach TOLLMANN (1985) wird die Basis des Südrandes der Nördlichen Kalkalpen vom Alpinen Verrucano, der eine grob- bis feinklastische, überwiegend terrestrische Abfolge von mehreren 100 m spätvariszischer Molasse darstellt, gebildet. Das Permoskyth, ein zwar veralteter Sammelbegriff für klastische Rotserien an der Basis des kalkalpinen Mesozoikums wird nach MAYERL (2005) weiterhin verwendet, da der von TOLLMANN (1985) verwendete Begriff Alpiner Verrucano nicht in zeitlichem Einklang mit der Typuslokalität zu setzen ist. Unter dem Permoskyth werden des Weiteren die Unterrotliegend Serie und die Gröden Formation zusammengefasst, die generell dem Alpinen Verrucano entsprechen. Die für die Unterrotliegend Serie charakteristischen sauren Vulkanite wurden erstmals durch REITHOFER (1954) beschrieben.

Eine sinnvolle Unterscheidung von der Unterrotliegend Serie und dem Grödner Sandstein wird erst zulässig und sinnvoll durch das laterale Auftreten von Vulkaniteinschaltungen. Innerhalb der Unterrotliegend Serie lassen sich nach ANGERER (1976) drei, zeitlich voneinander abtrennbare, vulkanische Ereignisse abgrenzen. In dem mittleren und oberen Quarzporphyrrizont sind nach ANGERER (1976) teilweise Ignimbrite ausgebildet, die mit disseminierten Kupfervererzungen in Zusammenhang stehen. Die genauere Entwicklung der Vererzungen wird im Kapitel 5. Lagerstättliche Untersuchungen der Lagerstätte Bartholomäberg/Silbertal) ausführlicher beschrieben.

Der Begriff der Gröden Formation, die permischen Alten ist, kann hier jedoch verwendet werden, da diese ostalpine Grödner Formation in einer ähnlich stratigraphischen und tektonischen Stellung wie im Südalpin auftritt. LEICHTFRIED (1978) fasst in seiner Arbeit unter der Gröden Formation die „Serie der petromikten Orthokonglomerate“ und die „Serie der mürben Sandsteine“ zusammen.

1.4.2.3 Trias: Alpiner Buntsandstein und Punta della Rosa – Schichten

1.4.2.3.a Alpiner Buntsandstein

LEICHTRIED (1976) weist die als „Hangendquarzite“ bezeichnete Serie zur Gänze dem Alpinen Buntsandstein zu. Nach STINGL (1987) wurde der Alpine Buntsandstein in einem Wechselspiel aus randmarinen, ästurinen und fluviatilen Sedimentationsprozessen abgelagert. Des Weiteren wird die Genese des Alpinen Buntsandsteines nach STINGL (1987) auf Grund von sequenzstratigraphischen und biostratigraphischen Argumenten in das Indusium/Olenekium gestellt. Eine Unterteilung in Oberen und Unteren Alpinen Buntsandstein wird auf Grund der

1.4 Geologischer Überblick

Reife vorgenommen, kann jedoch auch auf Grund der Farbe und der Sortierung gezogen werden.

Der Untere Alpine Buntsandstein kann durch Mittel- bis Grobsande, die im 5-30 cm Maßstab gebankt sind, charakterisiert werden. Ferner weist der Untere Alpine Buntsandstein eine hellrote Farbe auf und zeigt Parallel- oder Schrägschichtung. Der Obere Alpine Buntsandstein weist eine weißlich-gräuliche Farbe auf und zeigt tendenziell eine bessere Sortierung als der Untere Alpine Buntsandstein. Nach MAYERL (2005) kann die Mächtigkeit mit 100 m angegeben werden. Hinsichtlich des Fazies bzw. des Ablagerungsraumes lässt sich erst im Oberen Alpinen Buntsandstein eine randmarine Fazies nachweisen (MAYERL, 2005).

1.4.2.3.b Punta la Drossa Schichten

Die Punta la Drossa Schichten, die nach HEISSEL et al. (1965) als Reichenhaller Rauwacke bezeichnet wurde, stellen nach TOLLMANN (1976) eine Sonderfazies innerhalb der Reichenhall Formation in den westlichen Nördlichen Kalkalpen dar. Die Punta la Drossa Schichten sind charakterisiert durch eine ockerfarbene Rauwacke, die Ablagerungen einer seichten, hypersalinaren Lagune mit aridem Klima darstellen (BERTLE, 1979). Die Punta la Drossa Schichten treten im Kartierungsgebiet jedoch nur in einem kleinen Aufschluss NE des Fritzensees auf.

2. Kartierungsbericht

Ziel der geologischen Kartierung war primär die Erfassung der in dem Kartierungsgebiet auftretenden Vererzungen sowie die Strukturen entlang derer sich die Erzkörper verteilen. Des Weiteren wurde das Nebengestein der Vererzung untersucht und geologisch kartiert. Auf Grund der widrigen Aufschlussverhältnisse sowie wegen des komplexen Faltenbaues war eine Detailkartierung im Maßstab 1: 5000 erforderlich.

2.1 Kristallineinheiten

Nach AMANN (1985), sowie einer Kartierungskampagne der Technischen Universität Freiberg unter der Leitung von Dr. Christian Wolkersdorfer, können mehrere lithologische Einheiten in dem Kartierungsgebiet dieser Arbeit ausgemacht werden. Diese sind nach AMANN (1985) zum einen die Paragneise und Glimmerschiefer, des Weiteren die Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise, Biotitplagioklasgneise, Biotitschiefer, aluminiumreiche Gneise, mineralreiche Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer.

Weitere dominant auftretende lithologische Einheiten sind die Orthogneise, die wiederum in die Zweiglimmergranitgneise und Muskovitgneise unterteilt werden können. Untergeordnet treten nach AMANN (1985) Quarzite, Amphibolite, Diabasgänge und Marmorlinsen auf, wobei letztere im Kartierungsgebiet nicht ausgemacht werden konnten.

Im Rahmen der geologischen Kartierung wurde auf Grund der schwierigen makroskopischen Unterscheidung der oben angeführten lithologischen Einheiten nach AMANN (1985) sowie der geringen Aufschlussmöglichkeiten eine Einteilung der lithologischen Einheiten in Paragneis und Glimmerschiefer, Orthogneis, Diabasgang sowie Amphibolit als für die Zielsetzung dieser Arbeit als sinnvoll erachtet.

2.1.1 Diabasgänge

Das Auftreten der permischen Diabasgänge im Kartierungsgebiet ist auf eine Lokalität beschränkt. Nach REITHOFER (1931) sind die Diabasgänge als post-variszische bzw. prä-alpidische Gänge zu interpretieren, da eine variszische Überprägung fehlt und die Gänge eine diskordante Lagerung aufweisen. Die Diabasgänge wurde von HELLERMANN (1992) mittels Rb/Sr Gesamtgesteinsalter auf ein Intrusionsalter von 280 Ma datiert. Der einzig ausmachbare

2. Kartierungsbericht

Diabasgang konnte unterhalb der Parzelle Innerberg kartiert werden. Der Diabasgang ist als Härtling morphologisch gut zu erkennen.



Abb.: 9: Diabasgang unterhalb von der Parzelle Innerberg. Der Diabasgang zeigt sich morphologisch als Härtling.



Abb.: 10: Der Diabas zeigt eine grünlich-graue Farbe und weist eine starke Zerklüftung auf.

Der Diabasgang weist ein massiges Gefüge auf, wobei eine Schieferung nicht erkennbar ist. Zusätzlich ist der Diabasgang stark von Klüften durchzogen. Eine dunkelgrünlich-graue Farbe ist charakteristisch für den Diabas. Ferner treten kleinere Fe-Hydroxid-Domänen auf, die makroskopisch durch ihre rostige Farbe erkennbar sind.

2.1.2 Glimmerschiefer

Die im Kartierungsgebiet auftretenden Glimmerschiefer sind weit verbreitet. Die Mächtigkeit kann mit mehreren 100 Metern angegeben werden. Die Glimmerschiefer weisen einen hohen Gehalt an Muskovit, Biotit, Feldspat, Quarz und einen schwankenden Gehalt an Chlorit auf. Der biotitreiche Glimmerschiefer weist eine dunkelgraue bis dunkelbraune Färbung auf. Durch den hohen Anteil an Glimmern zeigen die Glimmerschiefer eine ausgeprägte Foliation, die durch kleinräumige Faltung oder Krenulation lineare Strukturen aufweist. Die Glimmerschiefer sind meist isoklinal im Bereich stark verfaltet.

Einhergehend mit den Glimmerschiefern treten oft Quarz Adern bzw. Knauern auf, die mit den Glimmerschiefern mitverfaltet worden sind. Die Glimmerschiefer weisen sich oft durch eine Wechsellagerung von quarzitischen Lagen und glimmerreichen Lagen aus. Eine weiterführende Unterscheidung der Glimmerschiefer wird nicht vorgenommen, da der Erhaltungszustand der Schiefer zum Einen sehr schlecht ist und indikative Minerale wie Granat oder Staurolith eine zu geringe Größe aufweisen und somit makroskopisch fast nicht auszumachen sind.

2.1.3 Paragneis

Eine klare, sinnvolle und scharfe Grenzziehung zwischen Paragneisen und Glimmerschiefer ist auf Grund der widrigen Aufschlussverhältnis und der fließenden Übergänge zwischen diesen beiden lithologischen Einheiten nicht möglich. Deshalb werden die Paragneise in der geologischen Karte den Glimmerschiefern zugeordnet. Als Unterscheidungsmerkmal zu den Glimmerschiefern wäre der höhere Quarz- und Feldspatgehalt anzumerken. Auf Grund des geringeren Gehalts an Schichtsilikaten im Vergleich zu den Glimmerschiefern weist der Paragneis ein massigeres, plattiges Gefüge auf. Feinere Strukturen wie kleinmaßstäbliche Faltung (Abb.: 11) oder Krenulation sind hier nur von untergeordneter Natur. Der Mineralgehalt wird durch die Minerale Quarz Feldspat, Biotit, Muskovit seltener Granat und Chlorit beschrieben. In einigen Proben konnte mikroskopisch Staurolith nachgewiesen werden.



Abb.: 11: Im Bereich verfalteter Paragneise mit deutlicher Klüftung.



Abb.: 12: Boudinierte Quarzlage im Paragneis.

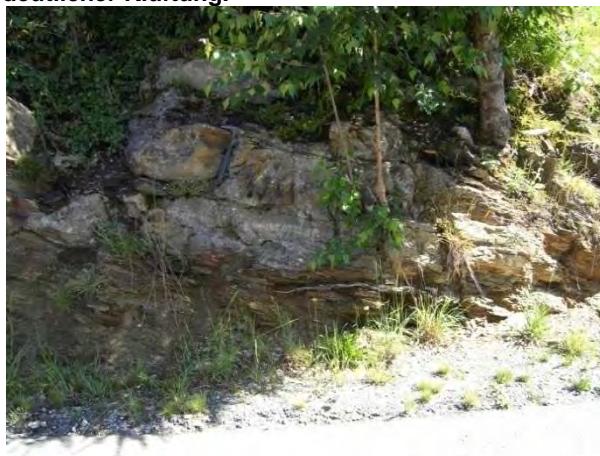


Abb.: 13: Wechsellagerung von glimmerreichen und quarzitischen Lagen.



Abb.: 14: Deutlich ist hier das ausgeprägtes planare Gefüge sowie die engständige Faltung erkennbar.

2.1.4 Orthogneis

Unter den Orthogneisen werden in dieser Arbeit werden die nach AMANN (1985) eingeführten Zweiglimmergranitgneise und Muskovitgranitgneise zusammengefasst. Eine kartierbare, weiterführende Unterscheidung wurde nicht vollzogen. Der Orthogneis weist eine hellgraue Farbe auf und zeigt größere, im cm Bereich auftretenden Feldspäte. Zum Teil lassen sich im Orthogneis größere Quarzlagen ausmachen. Der Orthogneis tritt im Vergleich zu den Glimmerschiefern und Paragneisen morphologisch wiederum als Härtling in Erscheinung.



Abb.: 15: Scherband im Orthogneis.



Abb.: 16: Orthogneis mit größeren Feldspataugen.

2.1.5 Amphibolit

Der Amphibolit wurde nur in einem Bereich des Kartierungsgebietes gefunden. Der Amphibolitkörper tritt hier in Form einer Amphibolitlinse auf und ist morphologisch auf Grund seiner Erosionskonsistenz als eine ca. 15-20 m hohe Geländestufe auszumachen. Der Apmphibolit weist eine dunkelgrüne Farbe sowie ein sehr massiges Gefüge auf. Die Hauptgemengteile des Amphibolites sind Hornblende, Plagioklas sowie Epidot und Quarz. Nach AMANN (1985) erlangen die Amphibolitkörper jedoch erst südlich der Linie St. Gallenkirch – Ischgl eine größere Bedeutung.

2.2. Die stratigraphischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen

2.2.1 Kristbergschichten

Die Kristbergschichten treten morphologisch auf Grund der leichten Verwitterbarkeit meist durch eine Verflachung des Geländes in Erscheinung. Ein vollständiges Profil durch die Kristbergschichten konnte auf Grund mangelnder Aufschlussverhältnisse nicht gezogen werden. Die Schichtmächtigkeit schwankt in der Regel sehr stark, z.T. tektonisch bedingt und kann zwischen einigen Metern bis max. 50 m betragen. Im Gelände treten die Kristbergschichten meist als feingeschichtete Silt-Sandsteine auf (Abb.: 17), wobei eine z.T. in den basalen Anteilen der Kristbergschichten intensive offene Verfaltung (siehe Abb.: 18) festgestellt werden konnte. Der Kontakt zu der Phyllitgneiszone ist stets tektonisch überprägt.



Abb.: 17 Feingeschichtete Kristbergschichten entlang der Straße nach Innerberg.



Abb.: 18: Offene Verfaltung in den Kristbergschichten.

2.2.2 Unterrotliegend Serie

Innerhalb der Unterrotliegend Serie sind die sauren, vulkanischen Abfolgen charakteristisch. Ohne das Auftreten dieser vulkanischen Einschaltungen in Form von Ignimbrit- und Tufflagen ist eine Unterscheidung zu der im Hangenden auftretenden Gröden Formation nicht möglich. Im Gelände tritt die Unterrotliegend Serie durch weinrote, z.T. ins violett gehende Grobklastika in Erscheinung. Die vulkanischen Einschaltungen weisen eine leicht gräulich-grüne Farbe auf und treten als massive, konkordante Einschaltungen auf (siehe Abb.: 19).



Abb.: 19: Unterrotliegend Serie mit der typischen rotvioletten Färbung. Der grünlich-graue Bereich stellt die diskordanten Tuffeinschaltungen dar.



Abb.: 20: Unterrotliegend Serie mit guter Schichtung. Im unteren Bildbereich treten grobklastische Bereiche auf. In der Abfolge weiter oben befinden sich die mittelklastischen Abfolgen.

2.3 Quartär

Die postglazialen und glazialen Ablagerungen prägen stark die morphologischen Verhältnisse im Bereich des Kartierungsgebietes. Das Silbertal, ein Seitental des Montafon war während der Eiszeiten stark vergletschert, wobei im Silbertal ein Nebengletscher des Illgletschers von der orographisch linken Seite gespeist wurde. Die auftretenden glazialen Ablagerungen können nach REITHOFER (1935) der Würmeiszeit zugeordnet werden.

2.3.1 Moränen

Die Moränen des Nebengletschers des Illgletschers lassen sich über weite Bereiche des Kartierungsgebietes verfolgen, wobei die würmeiszeitlichen Moränen durch Hangschutt und Erosion abgetragen bzw. vermischt worden sind. Die Moränen weisen ein chaotisches Gefüge mit einem hohen Feinanteil sowie größeren, gekritzten Geschiebeblöcken auf.

2.3.2 Schwemmfächer

Den größten Schwemmfächer im Kartierungsgebiet stellt der Schwemmfächer der Litz dar. Der Schwemmfächer wurde durch die Umlagerung von großen Moränenmassen der Schlussvereisungen gebildet. Das Auffächern lässt sich besonders gut mittels der LIDAR – Aufnahmen des Landes Vorarlberg erkennen. Auf Grund von schweren Hochwasserereignissen wie im August 2005 weisen kleinere Bäche, die sich in Form von Tobeln in den Hang eingeschnitten haben, zum Teil eine starke wildbachtechnische Verbauung in Form von

2. Kartierungsbericht

Geschieberückhaltesperren auf, die eine Vermuhrung der angrenzenden Gebäude und landwirtschaftlichen Flächen verhindern sollen.



Abb.: 21: Ausgeprägte Wildbachverbauung mit mehreren Geschieberückhaltesperren.

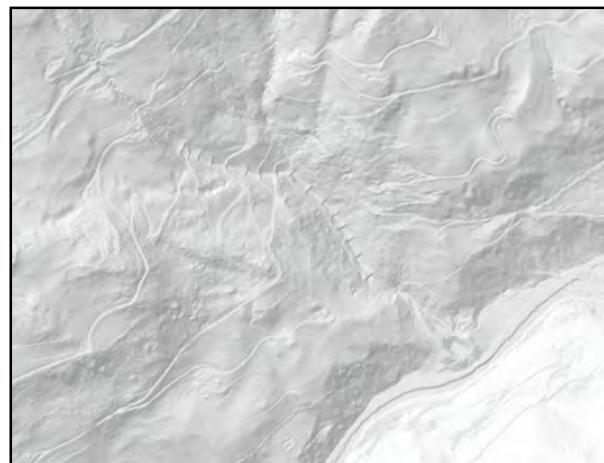


Abb.: 22: LIDAR-SCAN des links stehenden Tobels. Deutlich sind hier die Geschieberückhaltesperren sowie der Schwemmfächer in Talbereich zu erkennen.

2.3.3 Hang und Bergsturz

Auf Grund von Verwitterungsprozessen kommt es zu einer spontanen Ablösung des Gesteinsverbands, wobei mehrere m^3 große Blöcke gravitativ abgleiten. Ein gut einsehbares Beispiel für so einen Bergsturz lässt sich oberhalb der Ortschaft Schruns im Bereich des Klosters Gauenstein beobachten. Oberhalb des Klosters Gauenstein wurden Sicherungsmaßnahmen in Form von geankerten Fangnetzen montiert um etwaiges Abbrechen von Gesteinsböcken zu verhindern (Abb.: 23). Der Fels in diesem Bereich, ein Orthogneis, weist eine ausgeprägte Klüftung auf. Entlang der Litz taleinwärts lassen sich an den Flanken des Bachbettes mehrere Hangschuttkegel ausmachen.

2. Kartierungsbericht



Abb.: 23: Fossiler Bergsturz in Bereich Gauenstein.
Die Blöcke weisen einen starken Bewuchs mit Moosen und kleineren Sträuchern auf.



Abb.: 24: Sicherungsmaßnahmen oberhalb des Klosters Gauenstein. Mehrere m^3 große Blöcke weisen hier eine sehr exponierte Lage auf.

Entlang der Litz taleinwärts lassen sich an den Flanken des Bachbettes mehrere Hangschuttkegel ausmachen. Auf Grund des hohen Glimmeranteils und des stark zerklüfteten Paragneises kommt es hier häufig zum Abbrechen von Hangschutt, wobei der Schuttkegel bis in die Litz reicht und dort von ihr weiter abtransportiert wird. Ein Bewuchs in diesem Bereich mit größeren Baumstämmen ist hier nicht vorhanden.



Abb.: 25: Hangschuttkegel entlang der Litz.

2.3.4 Vernässungszonen

Vernässungszonen treten insbesondere im Bereich von stauenden, tonreichen oberflächlich ausbeißenden Schichten sowie oberhalb von Moränenwällen und Nackentälern auf.

Unterhalb des Kristbergsattels kommt es auf Grund von Wasseraustritten aus ehemaligen eingestürzten Stollen zum Wasseraustritt mit der Bildung eines Feuchtgebietes. Des Weiteren

2. Kartierungsbericht

treten im Bereich von Senken z.B. am Kristbergsattel kleinere Moore bzw. Moorseen auf. Auf Grund von wasserstauenden, ausbeißenden Schichten kommt es in Zonen ohne größeren Vegetationsbewuchs zu kleinmaßstäblichen Rutschungen (siehe Abb.: 27). Oberhalb der Ortschaft Innerberg wurden kleinere Rutschmassen, die jedoch nicht größer als 10 m betragen, ausgemacht.



Abb.: 26: Vernässungsfläche in einer Senke.



Abb.: 27: Kleinmaßstäbliche Rutschung oberhalb von Innerberg.

3. Tektonik

3.1 Duktile Deformation

3.1.1 Faltenachsen

Die Faltenachsen streichen E-W und weisen ein flaches Einfallen von 0°-30° auf (siehe Abb.: 28). Bei der Faltenstruktur handelt es sich meist um kleinmaßstäbliche Isoklinalfalten, die sich im m Bereich erstrecken. Eine 2. (alpidische?) Faltengeneration konnte nicht nachgewiesen werden. Die alpidische Deformation ist in der Phyllitgneiszone spröde ausgeprägt (MAGGETTI & FLISCH, 1993; MAYERL, 2005).

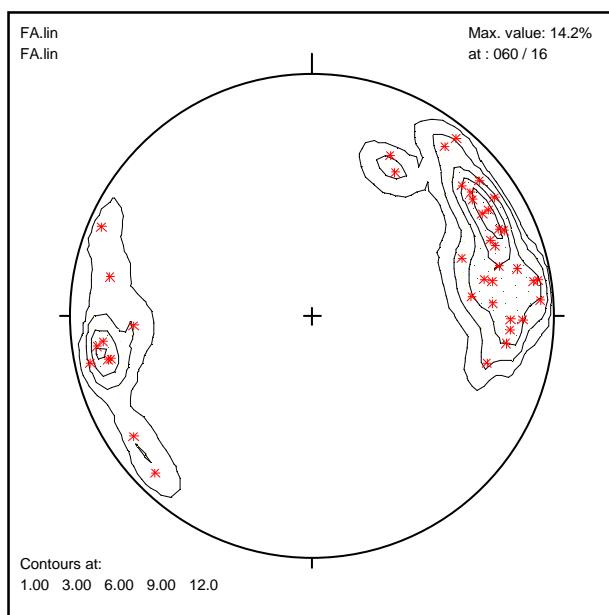


Abb.: 28: Faltenachsen aus der Silvrettadecke. Die Faltenachsen streichen E-W und weisen ein flaches Einfallen auf.

3.1.2 Schieferung

Die eingemessenen Schieferungsflächen weisen eine starke Zweiteilung auf. Zum einen streichen die Schieferungsflächen annähernd senkrecht auf die NE-SW stehenden Faltenachsen. Des Weiteren lassen sich aber Schieferungsflächen ausmachen, die ähnliche Fall und Streichwerte aufweisen, wie die zuvor beschriebenen Faltenachsen. Nach SPIESS (1985) hat die diaphoritische Krenulation (F_4) dieselbe Richtung. Auf Grund der intensiven kleinmaßstäblichen Verfaltungen des Kristallins streuen die eingemessene Schieferungsflächen sehr stark, wobei dennoch ein Trend zu erkennen ist. Das generelle Einfallen und Streichen der

eingemessenen Schieferungsflächen ist flach mit ca. 20° gegen N. Im Vergleich mit den Arbeiten von OBERHAUSER et al. (2007) und MAYERL (2005), die ein Einfalten für die Schieferungsflächen nach SSW-SE für die Silvrettadecke angeführt haben, können diese, im Rahmen der Untersuchungen gemessenen Schieferungsflächen, jedoch nicht als inidkative Werte für das generelle Einfalten angesehen. Die flach gegen N streichenden Schieferungsflächen werden als Faltenschenkel interpretiert. Im Profilschnitt sind die Schieferungsflächen und das Einfalten der Einheiten aus der Lechtaldecke nach Süden hin abtauchend.

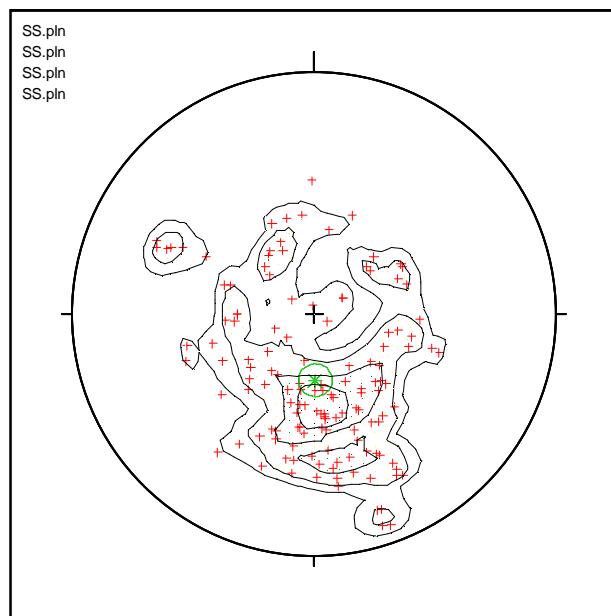


Abb.: 29: Pol- Punkte der eingemessenen Schieferungsflächen. Das Einfallen der Schieferungsflächen ist 359/20. Der grüne Polpunkt stellt das durchschnittliche Einfallen dar.

3.1.3 Krenulation

Krenulationen lassen sich insbesonders in den Glimmerschiefern und glimmerreichen Paragneisen gut beobachten. Krenulationen stellen ein Indiz für eine mehrphasige Deformation dar. Hierbei kommt es zur Überlagerungen von 2 verschieden orientierten Schieferungen, die sich schneiden und somit mannigfaltige, kleinräumliche Interferenzmuster (siehe Abb.: 30) ausgebilden. Auf Grund der geringen Datenmenge an eingemessenen Krenulationslinearen wird auf eine graphische Darstellung seitens des Autors verzichtet. Ein genereller Trend der Krenulationslineare lässt sich jedoch ableiten und zeigt ein Streichen in NNW-SSE Richtung mit flachem Einfallen.



Abb.: 30: Krenulation in einem Glimmerschiefer.

3.1.4 Achsenebenen

Die Achsenebenen zeigen ein flaches Einfallen von ca. 35° und streichen NNW-SSE (siehe Abb.: 31). Das generelle Einfallen der Achsenebenen deckt sich mit dem Einfallen der Schieferungsflächen und zeigt ein generelles Einfallen der Achsenebenen flach nach N bzw. S an.

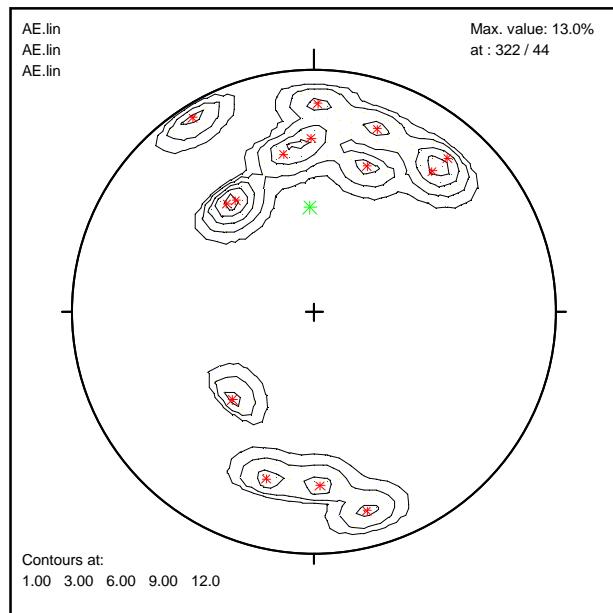


Abb.: 31: Pi- Plot der gemessenen Achsenebenen.

3.1.5 Deformation am Übergang von duktiler zu spröder Deformation

Je nach Temperatur, Druck, Anwesenheit von Fluiden sowie in Abhängigkeit der zu deformierenden Lithologie kommt es zur Ausprägung von spröden oder duktilen Deformationserscheinungen (MESCHEDE, 2001). Während der Deformation kommt es in den stark deformierten Bereich zur Ausbildung von Scherbändern (Abb.: 32). Diese Scherbänder lassen sich insbesondere in den glimmerreichen Partien gut beobachten, wobei auch untergeordnet in den Orthogneisen einzelne Scherbänder zu erkennen sind.



Abb.: 32: Beginnende Zerscherung der existierenden Faltenstruktur.

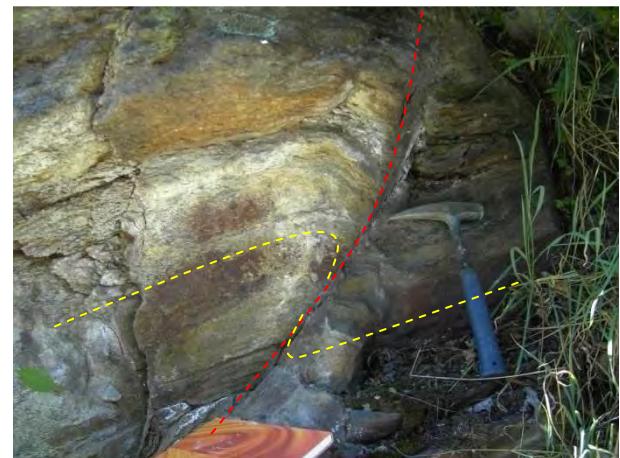
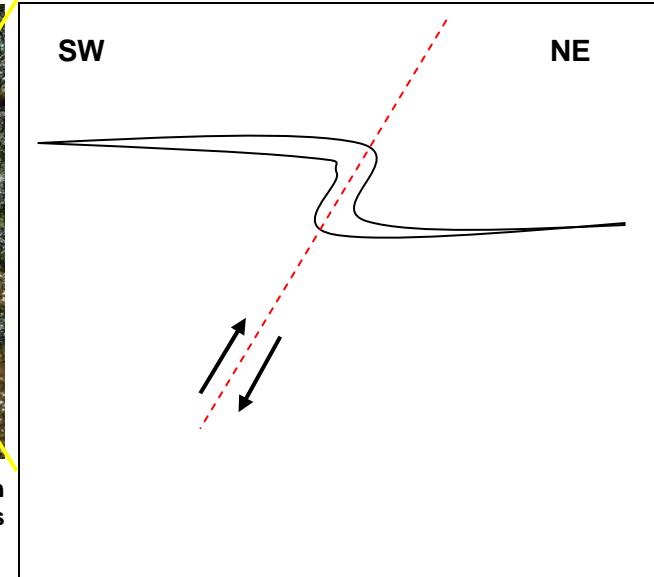


Abb.: 33: Scherband im Paragneis.



Abb.: 34: Zerscherte Quarzlage, die einen Bewegungssinn Top NE anzeigt (siehe rechts stehende Grafik).



3.2. Spröde Deformation

3.2.1 Störungen

Die Störungen manifestieren sich im Kristallin durch Harnischflächen. In stark tektonisierten Bereichen, die spröd reaktiviert wurden, konnten unter anderem auch alterierte Karbonate und limonitisierten Bereiche nachgewiesen werden. Vermutete Störungen verlaufen entlang von Gräben und Tobeln, die in N-S Richtung verlaufen. Störungen konnten in Gräben oftmals nur über kleinere Bereiche verfolgt werden, da der weitere Verlauf durch fehlende Aufschlüsse nicht dokumentiert ist.

Oftmals ist im Bereich von intensiver Verfaltung ein Durchscheren der Falten zu erkennen, wobei hier in den meisten Fällen die Störung im Faltenkern die Falte abschert und zu einer Aufschiebung führt. Die Versätze im Faltenscharnier sind jedoch meist wenige cm bis maximal wenige dm. Die Harnischflächen zeigen Seitenverschiebungen mit Top ENE an und fallen mittelsteil mit ca. 40° ein. Auf Grund der geringen Datenmengen und der somit fehlenden Statistik wird hier auf eine graphische Darstellung verzichtet. Die Aufschiebungen im Kristallin sind durchwegs mittelsteil bis steil.



Abb.: 35: Ca. 10 cm dicke mylonitisierter Bereich. Im Randbereich des Mylonites treten ankerithältige Lagen auf.



Abb.: 36: Harnischflächen mit Top NE.



Abb.: 37: Gestörtes Faltenscharnier. Die Versätze betragen meist nur wenige cm bis dm.

3.2.2 Klüfte

Klüfte treten in allen untersuchten Lithologien auf und bilden hierbei oft Kluftscharen, wobei die Klüfte als mittel (dm Bereich) bis hin zu weitständig (m Bereich) zu bezeichnen sind. Die Klüfte sind alpidischer sowie post-alpidischer Natur und weisen kein einheitliches Streichen auf. Das Einfallen ist generell steil, wobei auch untergeordnet flacheres Einfallen der Klüfte nachzuweisen ist. Ein einheitliches, über weitere Distanzen nachzuvollziehendes Kluftsystem konnte im Rahmen dieser Arbeit jedoch nicht nachgewiesen werden.

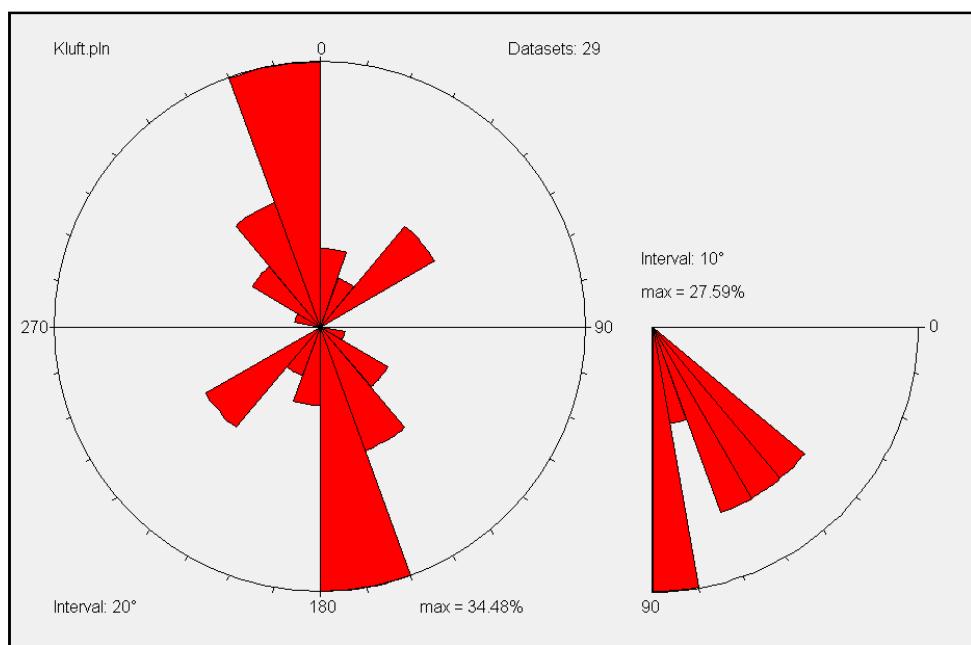


Abb.: 38: Rosen Diagramm der eingemessenen Kluftflächen. Die Klüfte fallen steil – bis mittelsteil und verlaufen NNW-SSE. Auf Grund der geringen Datenmengen lassen sich jedoch nicht eindeutige Aussagen über ein großmaßstäbliches Kluftsystem treffen.

3.3. Interpretation der strukturgeologischen Untersuchungen

3.3.1 Duktile Strukturen

Den duktilen Strukturen, die im Rahmen der Geländearbeiten ermittelt werden konnten, wird ein variszisches Alter zugeordnet (MAGGETTI & FLISCH, 1993; MAYERL, 2005). Die Schieferungsflächen, die ein generelles Einfallen flach nach N aufweisen, stehen annähernd senkrecht auf die ENE- WSW verlaufenden Faltenachsen, die flach mit ca. 0-30° einfallen. Die Einengungsrichtung ist quer zu dem Streichen der Faltenachsen. Als übergeordnete Faltenstruktur bildete es sich somit eine überkippte Antiform, die flach WSW- ENE verläuft.

3.3.2 Spröde Strukturen

Auf Grund der wiedrigen Aufschlussverhältnissen lassen sich die im Aufschluss auftretenden Störungsindikatoren meist nicht über größere laterale Distanzen verfolgen. Die gemessenen Klüfte werden als ein sehr junges, post-alpidisches Deformationereigniss interpretiert und werden damit als post-deformative Entlastungsklüfte bezeichnet. Im Bereich der Knappagruba in Bartholomäberg und am Lobinger am Kristbergsattel verlaufen die Stollenpingen in NWN-SES Richtung. Der Vortrieb und Verlauf dieser Stollen wird sich an den existierenden Störungen gehalten haben und kann somit als Indiz für den Verlauf von Störungen dienen. In den Stollen auf der Knappagruba finden sich mehrere Klüfte und intensiv kataklastisch zerlegte Bereich, die auf das Vorhandensein von Störungen hindeuten.

Die störungsgebundenen, gangartigen Vererzungen, wie von HADITSCH et al. (1985) beschrieben, setzen ein 2. Störungsmuster voraus. Nach HADITSCH et al. (1985) durchschlagen die störungsgebundenen Vererzungen dabei die Decken- und Schuppengrenzen. Die von HADITSCH et al. (1985) auskartierte Störungen konnten im Gelände jedoch nicht vollständig rekonstruiert werden.

4. Historische Betrachtung der Siedlungsgeschichte und des historischen Bergbaues

Im Rahmen des SFB HiMAT wurde neben den geologischen und mineralogischen Aspekten der historischen Kupferlagerstätten Bartholomäberg/Silbertal auch archäologische Untersuchungen und Ausgrabungen seitens des Projektteiles PP 08 (Siedlungsarchäologie und vorgeschichtlicher Bergbau im Montafon, Vorarlberg) durchgeführt. Die Arbeiten zur (Be-)Siedlungsgeschichte wurden bereits vor Beginn des SFB HiMAT im Jahr 2000 begonnen und umfassen mehrere Ausgrabungen sowie zahlreiche wichtige archäologische Funde (KRAUSE et al. 2004, KRAUSE, 2005, 2005a, 2007). Gegenstand und Forschungsziel sind hierbei die frühe Besiedlung des Montafon sowie die Entwicklung der Gesellschaft und die Auswirkungen des Bergbaues auf die Umwelt sowie auf die Sozialstruktur. Zusätzlich zu den Arbeiten und Ausgrabungen von PP 08 sind hier die Untersuchungen von Mooren in unmittelbarer Siedlungsnähe seitens des Projektteiles PP 11 (Paläoökologie und Subsistenzwirtschaft in Bergbaurevieren) zu erwähnen, deren Pollenanalysen und Pollenprofile immanente Rückschlüsse auf Besiedlungsspuren wie Rodungen und Nutzungen von landwirtschaftlichen Flächen zulassen.

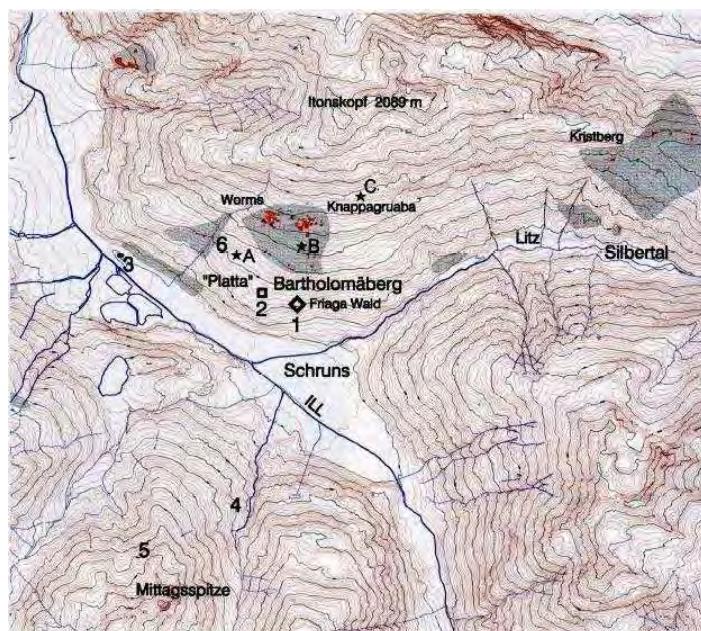


Abb.: 39: Orohydrographische Karte des Schrunser Beckens mit Bartholomäberg und der Lage der prähistorischen Höhensiedlung im Friaga Wald (1), dem neu entdeckten bronzezeitlichen Siedlungsplatz auf der Platte (2), sowie den mittelalterlichen Haldenzonen im Gewann Knappagruba, Worms und am Kristberg im Silbertal. Kartengrundlage Kataster des Montafons, Grafik Forschungsprojekt Montafon, aus KRAUSE et al. (2004).

4. Historische Betrachtung der Siedlungsgeschichte und des historischen Bergbaues

Nach KRAUSE et al. (2004) ist eine dauerhafte Nutzung und Besiedlung des Schrunser Beckens gegen Ende der Jungsteinzeit als gesichert anzusehen, das durch das Vorhandensein von festen Siedlungen in diesem Raum dokumentiert ist. Auf Grund von Pollenanalysen sind insbesondere ab der späten Frühbronzezeit sowie in der mittleren Bronzezeit um 1700/1600 v. Chr. und im 6. Jhd. v. Chr. in der Eisenzeit erhebliche Siedlungsaktivitäten zu erkennen (OEGGL, 2003). Auf Grund von archäologischen Ausgrabungen konnte eine befestigte Burgenanlage im Friaga Wald auf 940 m.ü.A. (KRAUSE, 2001) dokumentiert werden. Diese Anlage liegt am Südrand einer Geländeterrasse bei dem Flurnamen „Platta“. Die Siedlungsfläche beträgt nach KRAUSE et al. (2004) 90 x 50 m und ist in 2 Siedlungsterrassen unterteilt. Trockene Mauern schützen die als Burg zu bezeichnende Anlage hin zur Bergseite, diese sind ca. 80 m lang und weisen eine Breite von 2-3 m auf. Die „Platta“ dürfte für feldwirtschaftliche Aspekte genutzt worden sein (KRAUSE et al., 2004). Die Datierung einer Lochhalsnadel und anderer Metallartefakte weist auf die mittlere Bronzezeit hin. Innerhalb der Burgenanlage war nach KRAUSE et al. (2004) ein Siedlungsplatz für etwa 30-40 Personen vorhanden, die sich auf ca. 6-8 Häuser aufgeteilt haben. Die innerhalb der Burgbefestigung lebende Bevölkerung repräsentierte wahrscheinlich den privilegierten Teil der Gesellschaft, wobei weitere Teile der Gesellschaft außerhalb der Fortifikation gelebt haben dürften (KRAUSE et al. 2004).



Abb.: 40: 3D-Modell der mittelbronzezeitlichen Siedlungsphase auf Basis der digitalen topographischen Aufnahmen und Grabungsbefunde. Im Vordergrund ist die Befestigungsmauer sichtbar, welche die Anlage gegen die Bergseite schützt. (KRAUSE et al. 2004).

Die Burgenanlage lässt sich mit den zeitlich als auch baulich ähnlichen Befestigungsanlagen wie Mutta bei Fellers (RAGETH, 1940, 1941 und 1942) oder dem Gschleirsbühel bei Matrei (ZEMMER-PLANCK, 1978) im Alpenraum vergleichen. In der stratigraphischen Abfolge der

4. Historische Betrachtung der Siedlungsgeschichte und des historischen Bergbaues

Siedlung im Friaga Wald lassen sich über den Schichten der Früh- und Mittelbronzezeit eisenzeitliche Schichten, die durch Keramikfunde in die späte Hallstattzeit und die frühe Latènezeit datiert werden können, ausmachen (KRAUSE et al. 2004). Die geographisch günstige gelegene Talschaft mit ihren Passübergängen in die Schweiz sowie in den Tiroler Raum führt auch zu einer Vermischung zweier inneralpinen Kulturen während der jüngeren Eisenzeit. Dies manifestiert sich in den Funden von „Schneller Waren“, die aus dem Rheintal stammen sowie von „Fitzener Schalen“, die aus dem Tiroler Inntal stammen (KRAUSE et al. 2004).

Auf Grund von Pollenanalysen von den Mooren Garsella, Tschuga, Brannetsried, Wildes Ried und Matschwitz lassen sich auch detaillierte Aussagen über die Besiedlungsgeschichte dieser Region treffen. Wie auf dem unten stehenden Pollenprofil (siehe Abb.: 41) zu erkennen, herrschte in den montanen Lagen durchwegs ein dichter Fichten-Tannenwald mit Beteiligung von Buche vor. Erste Siedlungszeiger treten gegenläufig mit der Entwicklung von Tanne und Fichte auf. Lokale Rodungen treten um 2500 v. Chr. auf. Dies spiegelt sich wiederum in einer Abnahme der Tanne und Fichte sowie dem Auftreten von Getreidepollen. Weidenutzung wird durch das Auftreten von Pilzen, die auf dem Dung wachsen, ersichtlich. Lokaler Ackerbau auf den Hangterrassen ist durch Getreidepollen dokumentiert. Eine erste Siedlungsphase setzte vor ca. 2100 v. Chr. ein, wobei diese nur von kurzer Dauer war. Die zweite, weitaus intensivere Nutzung, setzte gegen 1700 v. Chr. ein, die durch eine massiven Einbruch von Fichte und Tanne im Pollenprofil dokumentiert ist. Gräser und Weidezeiger weisen nun einen stark erhöhten Wert auf. Von 1600-1300 v. Chr. verstärkten sich die Siedlungsaktivitäten, wobei gegen 1300 v. Chr. nur noch geringe Indikatoren nachweisbar sind.

Die davor lokalen Rodungen erlangten nun im 5. Jhd. einen großmaßstäblichen Charakter einhergehend mit einer intensiven landwirtschaftlichen Nutzung. Im Laufe der Römerzeit bis hin zur Völkerwanderung sind die anthropogenen Spuren jedoch stark rückläufig. Erst um 800 n. Chr. lassen sich wieder intensivere Nutzungen ausmachen. Dies ist durch hohe Werte von Gräsern und Weidezeigern in den Pollenprofilen dokumentiert.

Der absolute Nachweis von prähistorischen Bergbauaktivitäten konnte bis zum Ende dieser Arbeit aber leider noch nicht erbracht werden. Es ist jedoch anzunehmen, dass die komplexe Gesellschaftsstruktur auch in Zusammenhang mit dem Abbau und der Gewinnung der in dieser Region vorkommenden Erze in Zusammenhang zu setzen ist. Aus Urkunden, die aus der Zeit von Ludwig des Frommen stammen, geht nämlich der Einkauf

4. Historische Betrachtung der Siedlungsgeschichte und des historischen Bergbaues

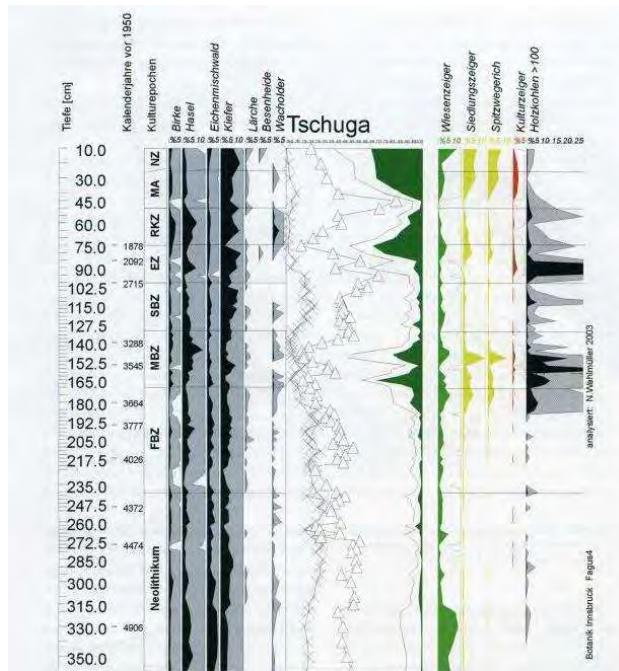


Abb.: 41: Vereinfachtes Pollendiagramm der spätholozänen Sequenzen aus dem Moor Tschuga in 1200 m Seehöhe im Ortsgebiet von Bartholomäberg. Die wichtigsten Pollentypen wurden hier angeführt. X = Tanne, Δ = Fichte, dunkelgrün = Gräser. Aus Krause et al. (2004).

von Eisengütern in Rankweil (814 n. Chr.) und Bürs (820 n. Chr.) hervor (SCHEIBENSTOCK, 1996). Dies wird in engen Zusammenhang mit den Bergbauaktivitäten in diesem Raum gesehen. Die erste eindeutig gesicherte historische Quelle, die den Bergbau im Montafon dokumentiert, stammt aus dem rhätischen Reichsurbar aus dem Jahre 842. In diesem Reichsurbar des Bistums Chur wird ein Eisenbezirk „ministerium ferraires“ ausgewiesen, wobei dieser zwischen Bürs und dem Arlberg zu liegen scheint (SCHEIBENSTOCK, 1996). In diesem Urbar ist auch die Rede von 8 Schmelzöfen („*ocoto fornaces*“). Diese Schmelzöfen hatten Abgaben an den König zu leisten, wobei nur der „Schultheiß“, der Bergrichter, von dieser Abgabe befreit war (SCHEIBENSTOCK, 1996). Aus einer Urkunde des deutschen Königs Friedrich der Schöne von 1319 ist ein „*argetni-fodina seu mons dictus muntafune*“ zu entnehmen. Die Bedeutung dieser „Silbergruben oder der Berg genannt Muntafune“ spiegelt sich darin, dass es sich bei dieser Grube um ein Reichslehen handelt.

Die Knappen am Kristberg erbauten die „Agathakilkli“ – die Kapelle zu Ehren der Bergbaupatronin St. Agatha. Der Bau der Kirche ist auf Grund einer Urkunde in dem Jahre 1450 verbucht (SCHEIBENSTOCK, 1996). Die Kirche wurde als Dank für die Rettung von verschütteten Knappen erbaut. Innerhalb der Kirche verläuft ein senkrecht nach unten verlaufender Stollen, der damals als Rettungsstollen für die verschütteten Knappen gedient haben soll.

4. Historische Betrachtung der Siedlungsgeschichte und des historischen Bergbaues



Abb.: 42: St. Agatha Knappenkapelle am Kristbergsattel.

Der Niedergang des Bergbaues in Bartholomäberg und Silbertal ist mannigfaltig und gründet in mehreren Faktoren. Aus einer Urkunde des Jahres 1598 berichtete der Bergrichter lediglich über einen Bau. 1610 wurde der ergiebige Abbau am Lobinger auf Grund von „Mangel des Lusters“ aufgegeben worden sein (SCHEIBENSTOCK, 1996). Des Weiteren kam es in Folge von Religionsstreitigkeiten zu Zwistigkeiten und Unstimmigkeiten unter den Knappen. Die Entdeckung Amerikas und die billigeren Importe von Kupfer und Silber aus der Neuen Welt setzten den Bergbau weiter zu (SCHEIBENSTOCK, 1996).

Im 18. Jhdt. kam es erneut zu einer Wiederbelebung des Bergbaues. Da die angefahrenen Stollen mittelmäßig ergiebig waren, wurde ein Ansuchen für den Bau einer Schmelzhütte seitens der Bergbaubehörde in Schwaz abgelehnt, womit nur noch der Transport der Erze nach Brixlegg als einzige Alternative übrig blieb (SCHEIBENSTOCK, 1996). Nach SCHEIBENSTOCK (1996) wird der endgültige Niedergang des Bergbaues um das Jahre 1760 dokumentiert. Unergiebige Schürfversuche wurden im 20. Jahrhundert unternommen, brachten jedoch nicht den gewünschten Bergsegen. Auf Grund eines Erzganges, der im Zuge eines Straßenbaues angeschnitten worden ist, wurden durch geochemische Untersuchungen sowie Bohrungen einer irischen Bohrfirma durchgeführt, wobei auch hier keine abbauwürdigen Erzkörper erkundet werden konnten (H. MOSTLER, mündl. Mitteilung). Heute sind lediglich im Bereich des Fritzentobels und der Knappagrauba noch offene Stollen erhalten. Die 2 offenen Stollen im Fritzentobel weisen jedoch m-große Klüfte an der Felsoberkante auf und stellen wahrscheinlich Schürfversuche des 20. Jhd. dar, da hier Schremmspuren erkennbar sind. Auf eine Begehung des Stollens wurde im Zuge dieser Arbeit jedoch verzichtet, da die Sicherheit dieser Stollen nicht gegeben war.

5. Lagerstättliche Untersuchungen der Lagerstätte Bartholomäberg/Silbertal

5.1 Bisheriger Forschungsstand

Nach der Arbeit von ANGERER et al. (1976) kann eine Unterscheidung der einzelnen Erzmineralisationen folgendermaßen unterteilt werden.

- a) **Disseminierte Kupfererze**, die an Quarzphosphyrhorizonte permischen Alters gebunden sind (intrapermische Vererzungen).
- b) **Sedimentäre Baytvererzung** in sandigen Tonschiefer mit syngenetischen Karbonatfällungen, die in engem Kontext mit den obigen Quarzphosphyrhorizonten stehen.
- c) **Sedimentäre Kupfervererzungen** in Sandsteinen triassischen Alters (intraskytische Vererzungen).
- d) **Silberhaltige Chalkopyrit-Fahlerz – Gangvererzungen** an jungalpidischen Bewegungsbahnen (jungalpidische Vererzung)

5.1.1 Disseminierte permische Kupfererze

Die disseminierte Kupfererze wurden bereits von SCHMIDT (1879) sowie AMPFERER (1934) erwähnt, wobei sie aufgrund der starken Grünfärbung der Gesteine erkannt wurde. Nach ANGERER et al. (1976) sind 3 Quarzphosphyrhorizonte im Gelände auszuweisen, deren Mächtigkeit zwischen 0.4 – 20 m schwankt, wobei aber nur die Ignimbrite eine Vererzung aufweisen. Die untere Quarzphosphyrlage weist eine Mächtigkeit von 5-20 m auf (ANGERER et al., 1976), wobei die maximale Mächtigkeit im Fuchswald erreicht wird und nach E hin geringer wird. Der Quarzphosphyr weist eine grünliche Farbe auf, wobei untergeordnet auch rötliche Anteile vorkommen können (ANGERER et al., 1976). Der Mittlere Quarzporphyr erreicht nach ANGERER et al. (1976) eine Mächtigkeit von 2-12 m im Westen und im Bereich von Bartholomäberg eine Mächtigkeit von 2 m bevor er im weiteren Verlauf gegen E hin auskeilt. Der Obere Quarzporphyr schwankt hinsichtlich seiner Mächtigkeit zwischen 0.4 im W und 2 m im Pfaffentobel im E. Die Farbe kann nach ANGERER et al. (1976) mit graugrün bis grünlich angeben werden. Saure vulkanische Ablagerungen aus dem Perm lassen in aus den Süd- und

5. Lagerstättliche Untersuchungen der Lagerstätte Bartholomäberg/Silbertal

Ostalpen nachweisen. Während die Mächtigkeit der vulkanischen Ablagerungen im Südalpin bis zu 1500 m erreichen kann, lassen sich im ostalpinen Bereich die Mächtigkeiten mit oft nur wenigen m beziffern. Nach ANGERER et al. (1976) weisen die Ignimbrite des Montafons eine Zusammensetzung ähnlich jener eines Rhyodacites auf, wobei leichte chemische Trends zu Rhyolithen bzw. Latiten gegeben ist. Nach ANGERER et al. (1976) kann bei der Diagenese eine Zweiteilung hinsichtlich des Alters vollzogen werden. In einem ersten Schritt kam es zur Ablagerung des Mittleren Quarzporphyrhorizontes (ANGERER et al., 1976). Mit einsetzender Vergrünung des Protoerzes kam es zu einer ersten Pyritbildung. Darauf folgte eine Kupferverzung mit anhaltender Pyritabscheidung. Schließlich folgt darauf eine Bornitbildung mit abschliessender Karbonatfällung.

In einer 2. Phase kam es zu einer Kataklase und Remobilisierung unter gleichzeitiger Karbonat- und Quarzausfällung. Auf Grund des hohen Cu zu Mo Verhältnisses entspricht diese Vererzung nach ANGERER et al. (1976) einem Cu-Mo Typ. Bezüglich der Genese der sauren Vulkanite lässt sich festhalten, dass die Effusiva und Ignimbrite stets in Verbindung mit Rotsedimenten zu setzen sind.

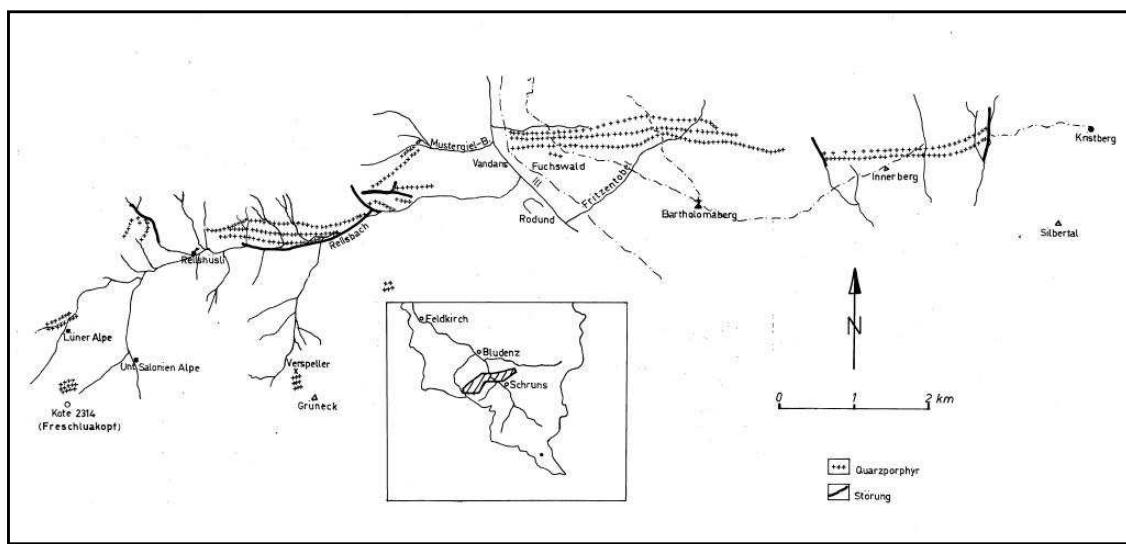


Abb.: 43: Verlauf der 3 Quarzporphyrlagen im Montafon aus ANGERER et al. (1976).

5.1.2 Sedimentäre Barytvererzung

Nach Untersuchungen von HADITSCH et al. (1979) treten die ca. 80 cm mächtigen schichtkonkordanten Schwertspatlagen (Baryt) am Verspeller im Golmerjochgebiet auf (siehe Abb.: 44), die in Zusammenhang mit dem sauren permischen Vulkanismus stehen.

Durch eine post-stefanische, intensive Bruchtektonik kam es zur Ausbildung von zunächst schmalen intramontanen Becken, in denen Grobklastika abgelagert wurden. Nach MOSTLER

5. Lagerstättliche Untersuchungen der Lagerstätte Bartholomäberg/Silbertal

(1972) weist die Matrix des Basiskonglomerats eine unmetamorphe Matrix auf. Die Gerölle weisen jedoch eine starke alpidische Diaphorese auf. Das im Laufe des Oberkarbons entstandene intramontane Becken weist zunächst marine Sedimente auf. HADITSCH et al. (1979) postulieren eine Faziesdifferenzierung zwischen dem westlichen (Golmerjoch) und östlichen Abschnitt (Bartholomäberg-Dalaas) innerhalb der Rotschichten. Hierbei ist der westliche Bereich aus pelitischen bis siltigen Sedimenten aufgebaut während der östliche Bereich im Liegenden aus Sandsteinen aufgebaut ist und sich zunehmend zu einer grobklastischen Serie gegen die Basis des Quarzporphyr hin entwickelte. Darüber finden sich nach HADITSCH et al. (1979) im Osten stark sandige Tonschiefer und im Westen reine Tonschiefer, wobei die stark sandigen Tonschiefer erste marine Karbonatlagen aufweisen.

Nach ANGERER et al. (1976) und HADITSCH et al. (1979) lassen sich auf Grund der ähnlichen Chemismen der permischen Vulkanite Korrelationen und eine enge Beziehungen mit den liegenden Anteilen des Bozner Quarzporphyrs ableiten, der nach neueren Arbeiten als „Athesian Volcanic Group (AG)“ bzw. Etschtaler Vulkanitkomplex bezeichnet wird (MAROCCHI et al. 2008). Nach Arbeiten von MORELLI et al. (2007) entsprechen die liegensten Anteile des Etschtaler Vulkanitkomplexes der Ora – Auer – Formation, die ebenfalls wie die Montafoner Vulkanite rhyolithische Chemismen aufweisen. Am Verspeller kann nach HADITSCH et al. (1979) eine Zweiteilung der Rotschichten getroffen werden; eine Liegendserie mit brekziösen Kieslagen und Fein- und Grobsandsteinen mit einer Mächtigkeit von 130-150 m und einer im Hangenden Wechsellage von Sandsteinen und Tonschiefern.

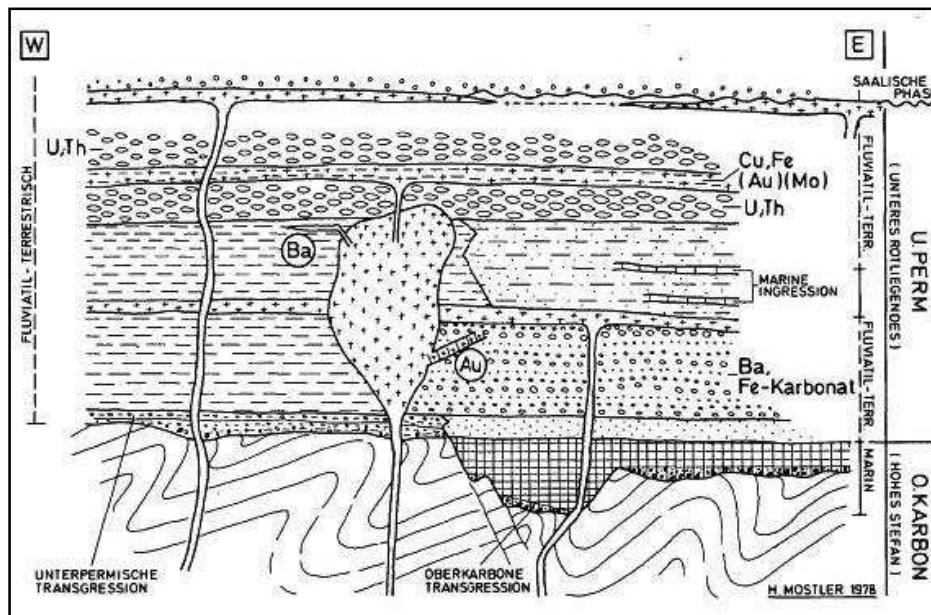


Abb.: 44: Sedimentation im Perm sowie im Oberkarbon im Montafon und die damit verbundenen Vererzung nach HADITSCH et al. (1979).

5. Lagerstättliche Untersuchungen der Lagerstätte Bartholomäberg/Silbertal

Nach HADITSCH et al. (1979) folgt darüber eine karbonatführende Tonschieferserie, in welcher 3 Eruptivgesteinsfolgen zwischengeschaltet sind, wobei hier die mittlere Abfolge als „Subvulkan“ mit einer Mächtigkeit von ca. 30 m und einer lateralnen Erstreckung von 600 m ausgewiesen wird. Im Hangenden des Subvulkans ist an der SW-Flanke des Verspellers ein Barytvorkommen aufgeschlossen, das eine Mächtigkeit von ca. 80 cm und eine weiße – bis hellbräunliche Farbe aufweist und in Wechsellagerung mit Karbonaten (Dolomit) auftritt (HADITSCH et al., 1979). Der Baryt weist keinerlei Spuren von Sulfiden auf. Das Sr/Ba – Verhältnis liegt nach bei 1 : 49 und würde somit einer mittleren hydrothermalen Bildung nach HADITSCH et al. (1979) entsprechen. Die Bildung des Baryts wird nach HADITSCH et al. (1979) als die erste hydrothermale Mineralisation, die in engem Konnex mit dem permischen Vulkanismus zu setzen ist, bezeichnet. Die zeitliche Einordnung ist auf Grund der späteren Förderung der 3. und letzten Rhyodazitlage möglich womit dem Baryt am Verspeller ein Rotliegendes Alter zuzuordnen ist. (HADITSCH et al., 1979).

Nach Arbeiten von MAYERL (2005) konnte im Profil des Verspeller jedoch weder im Schliff noch in der Kartierung eine Evidenz für einen Subvulkan ausgemacht werden. MAYERL (2005) beschreibt die Gesteine des Subvulkans als einen gewöhnlichen Quarzporphyd neben dem auch Tuffe, Tuffite mit wechselnden Gehalten von Karbonat und Nebengesteinslithoklasten auftreten.

5.1.3 Intrakysytische, exogen-sedimentäre Kupfervererzungen

Die Bearbeitung der exogenen sedimentären Kupferverzungen im Montafon wurde erstmalig durch HADITSCH et al. (1978) durchgeführt. Die vererzten Arkosen treten hierbei innerhalb der Serie der Hangendquarzite auf, die ihrerseits von der höheren, skythischen bis tiefanisischen Rauwacken (Reichenhaller Rauwacke, Punta la Drossa) überlagert und von der Serien der „Mürben Sansteinserie“ unterlagert werden (siehe Abb.: 45).

Die Hangendquarzite lassen sich eindeutig als eine marine Bildung ausweisen (HADITSCH et al. 1978). Bei den Hangendquarziten handelt es sich um Protoquarzite und diese stellen Aufarbeitungsprodukte im strand- und küstennahen Milieu dar. Die vererzten Arkosen repräsentieren Rinnensedimente (channel fill sandstones) nach HADITSCH et al. (1978). Die weißen Quarzite weisen generell eine gute Rundung, die zwischen schwach und gerundet schwankt, und eine schlechte Sortierung auf (HADITSCH et al., 1978). Die Reife bewegt sich nach HADITSCH et al. (1978) zwischen überwiegend subreif und reif. Die Zementation der Sublitharenite erfolgt durch sekundäre Kieselsäure, welche die Porenräume ausfüllte. Nach HADITSCH et al. (1978) weisen die vererzten Arkosen keine Schichtung und einen sehr geringen bis kaum vorhandenen Porenraum auf.

5. Lagerstättliche Untersuchungen der Lagerstätte Bartholomäberg/Silbertal

Als Mineralbestand führen HADITSCH et al. (1978) monokristallinen Quarz, sowie untergeordnet, polykristallinen Quarz, Feldspäte und lithische Fragmente an. Bei den Feldspäten treten Orthoklas als auch Schachbrettalbite auf. Des Weiteren tritt Malachit als sekundäres Alterationsprodukt in verschiedenen Formen auf. Nach HADITSCH et al. (1978) sind die vererzten Arkosen eindeutig als intraskytische, lokale, stratiforme Mineralisationen exogen, sedimentärer Natur zu bezeichnen. Die metallische Anreicherung der Arkosen kann nach HADITSCH et al. (1978) in direktem Zusammenhang mit den Aufarbeitungsprodukten der disseminierten Kupfererze permischen Alters gesetzt werden. Die Vererzung der Arkosen ist folglich als mechanisch-sedimentär zu beschreiben. Chalkopyritkörner und z.T. idiomorphe Pyrite sowie deren Alterationsprodukte treten bei diesem Typ von Arkose als Lithoklasten auf (HADITSCH et al. 1978).

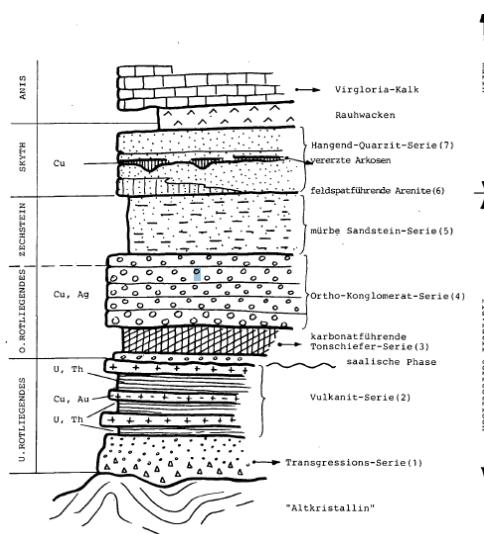


Abb.: 45: Stratigraphisches Profil aus HADITSCH et al. (1978). Im Skyth treten hier die vererzten Arkosen auf.

5.1.4 Jungalpidische Kupfervererzungen

Die jungalpidischen Gangvererzungen stellen die jüngsten Vererzungen im Montafon dar. Der Fokus des mittelalterlichen Bergbaus lag ebenfalls auf diesem Vererzungstypus. Nach HADITSCH et al. (1986) lassen sich die Mineralisationen in drei geographische Bereiche unterteilen. Diese Gebiete werden folgenderen Weise unterteilt.

- Fillifau, Ganeu und Golmerbach (Rellstal)
- Bartholomäberg
- Kristbergsattel

In dieser Arbeit wird insbesondere auf die letzten zwei Lokalitäten näher eingegangen. Nach HADITSCH et al. (1986) werden in Ganeu die Schiefer das Altkristallins von quergreifenden Klüften, die mit Quarz und nur wenig Chalkopyrit verfüllt sind, und Sideritgängen

5. Lagerstättliche Untersuchungen der Lagerstätte Bartholomäberg/Silbertal

durchschlagen. In unweiter Nachbarschaft dazu lassen sich zwei chalcopyritreiche Gänge bis über den Golmerbach verfolgen (HADITSCH et al., 1986)

Im Zuge des Straßenbaues von Bartholomäberg nach Schruns wurde im Jahre 1966 ein Chalcopyritgang von ca. 1 m Mächtigkeit angefahren (HADITSCH et al., 1986). Dieser konnte jedoch im Rahmen dieser Arbeit nicht mehr angetroffen werden und untersucht werden. Der Gang bestand vorwiegend aus Chalcopyrit mit kleineren Magnetkiesmineralen, die jedoch häufig in Limonit umgewandelt wurden (HADITSCH et al., 1986). Die Diagenese der jungalpidischen Gänge konnte nach HADITSCH et al. (1986) als eine heiß-hydrothermale Lagerstättenbildung auf Grund von Zinkblendeentmischungen im Chalcopyrit beschrieben werden. Kontrollierende Faktoren waren hier Störungen sowie Decken- und Schuppengrenzen entlang derer die Vererzungen transportiert wurden. Nach HADITSCH et al. (1986) waren hier mindestens 2 Bruchsysteme erforderlich.

Da nach THÖNI (1981) während der alpidischen Metamorphose Temperaturen von 250-300°C nicht überschritten wurden, ist nach HADITSCH et al. (1986) eine externe Wärmequelle notwendig. Für HADITSCH et al. (1986) stellen tieferliegende, nicht näher bekannte Krustenbereiche den Ursprung der Vererzung dar, wobei eine Unterscheidung zwischen magmatischen und sekundären-hydrothermalen Lösungen nicht erfolgt.

5.2 Spuren des Bergbaues

Die im Gelände anzutreffenden Spuren des Bergbaues gehen zum Gros auf die Aktivitäten im Mittelalter zurück. Als die wichtigsten Hauptabbaugebiete sind hier der Kristbergsattel, der Lobinger und die Knappagruba zu erwähnen. Weitere Bergbauspuren sind im Fritzentobel und im Rellstal, auf der Alpe Villefau zu finden. Eine Verurkundung oder Namen der Stollen im NW der Alpe Villefau ist dem Autor nicht bekannt. Weitere archäologische und wirtschaftshistorische Untersuchungen im Rahmen des SFB HiMAT sollen weitere Erkenntnisse über die mittelalterlichen Bergbauaktivitäten im Montafon bringen. Die im Rellstal erwähnten Stollen befinden sich auf 1640 m und wurden in Rahmen einer Geländebegehung in Begleitung von Herrn Dr. Julius Friebe von der *In-Natura* Vorarlberg und Dr. Uwe Kollitsch untersucht. Die Bergbauspuren im Gebiet Bartholomäberg/Silbertal wurden im Rahmen der Geländekaritierung untersucht und beprobt. Im Auftrag von PP 08 wurden seitens der Firma Arctron hochauflösende Laser Scan Aufnahmen sowie Geomagnetikuntersuchungen von Pingen im Bereich des Kristbergsattels durchgeführt.

5.2.1 Bartholomäberg

Das Hauptabbaugebiet des mittelalterlichen Bergbaues befand sich oberhalb der Ortschaft Bartholomäberg auf 1350 m im Bereich der Gewanne Knappagruaba und Worms. Die Einbaue wurden hier allesamt im Silvrettakristallin aufgefahren. Über den weiteren Verlauf unter Tage sowie die Lage des Erzkörpers können nur Spekulationen geäußert werden. Der St. Anna Stollen (1340 m.ü.A.), der für museale Zwecke weiterhin Verwendung findet, weist eine Länge von ca. 135 m auf und verläuft ENE. Der Stollen durchschlägt überwiegend Feldspatknotengneis. Mehrere sehr steil stehenden Störungen durchgeschlagen den Stollen in E-W Richtung. Am Ende des Stollens ist eine Kaverne mit einer Firsthöhe von ca. 7 m zu beobachten. Hier endet auch bereits der Stollen und ist durch einen Verbruch nicht weiter aufgeschlossen. Im Bereich dieser Kaverne ist auch eine Abzweigung, bzw. ein Seitenstollen mit NW Verlauf zu erkennen, der während der aktiven mittelalterlichen Abbauphase als Seitenstollen gedient haben dürfte. Dieser ist jedoch auch nach ca. 1-2 m durch Verbruch nicht mehr weiter zugänglich. Im W des St. Anna Stollen befindet sich ein weiterer kleinerer Stollen, der jedoch nur eine Länge von ca. 50 m aufweist. Dieser Stollen weist auf den ersten Laufmetern eine geringe Firsthöhe von ca. 1 m auf, wobei insbesondere bei diesem Stollen die einstigen Arbeitsspuren der Schlägel sehr gut zu erkennen sind. Zwei weitere Stollen sind im Bereich des Fritzentobels zu finden. Eine Begehung dieser Einbauten wurde jedoch nicht ohne Begleitung eines Fachmannes für wenig sinnvoll erachtet, da hier durch die erkennbaren Zerrklüfte ein komplettes Versagen des Felses zu erwarten ist.



Abb.: 46: Panoramaaufnahme westlich der Knappagruaba. In schwarz umrahmt sind die Halden dargestellt. Rechts neben der Hütte ist ein verstürzter Stollenzug zu erkennen.

Abraumhalden sind ein eindeutiges Indiz für Bergbauaktivitäten. Das aus dem Berg gewonnen Gestein wird sofort in erzhaltiges- und taubes Gestein getrennt. Die meisten Halden befinden sich direkt vor den Stollen- bzw. Mundlöchern, die heute bis auf 2 Ausnahmen im Bereich der

5. Lagerstättliche Untersuchungen der Lagerstätte Bartholomäberg/Silbertal

Knappagruaba durch sogenannte Stollenpingingen erkennbar sind. Auf Grund der hohen Intensität der mittelalterlichen Bergaktivitäten im Bereich der Knappagruaba kommt es oft zu einem Übereinandergreifen der einzelnen Haldenkubaturen. Die größten Halden sind im Bereich der Knappagruaba, dem Lobinger sowie auf dem Kristbergsattel zu erkennen, wobei letztere zum Teil durch die starke und intensive landwirtschaftliche und touristische Nutzung eingeebnet worden sind.



Abb.: 47: Typische Haldenstrukturen auf der Knappagruaba oberhalb von Bartholomäberg. Die lobenartige Form, die flache Oberfläche sowie die steile Form sind typisch für diese Abraumhalden.



Abb.: 48: Ehemaliger Stollen direkt oberhalb der links abgebildeten Halde. Durch das Einbrechen der Stollen ergibt sich oberflächlich ein sogenannter Pingenzug.

Auf Grund fehlender Zugangsmöglichkeiten zum direkten Erzkörper war die Probennahme für Erze auf Lesefunde in den Halden beschränkt.

5. Lagerstättliche Untersuchungen der Lagerstätte Bartholomäberg/Silbertal



Abb.: 49: Gelände Worms mit der Blickrichtung nach Schruns. Deutlich sind hier die intensiven Spuren des Bergbaues zu erkennen sowie das Übereinandergreifen einzelner Halden. Blick Richtung Schruns.



Abb.: 50: Auf Grund der abgeflachten Topographie sowie der guten Standfestigkeit der Halden wurden diese gerne für Gebäude verwendet. Unterhalb des Stadels ist die steile Front der Halde noch gut erkennbar sowie der bergseitige Verbruch des einstigen Stollens. Blick Richtung Walgau.

Im Bereich der Roferstraße 33 wurde im Zuge von Bauarbeiten eine mittelalterliche Halde angeschnitten, die durch PP08 hinsichtlich der montanarchäologischen Aspekte untersucht worden ist. Im Haldenprofil wird die Basis vorzugsweise aus undifferenziertem quartärem Material gebildet, das eine dunkelbraue-ockerfarbene Farbe aufweist. Darüber folgt in der Abfolge eine ca. 20-30 cm mächtige, feinkiesige Schicht, wobei hier eine interne Schichtung erkennbar ist. Die Korngrößenverteilung innerhalb dieser Schicht ist recht homogen. Auf Grund der makroskopisch erkennbaren Grünfärbung einiger Fragmente sowie die zum Teil karbonatischen Fragmente, die makroskopisch der karbonatischen Gangart der Erzgänge sehr nahe kommen, wurde hier eine Analyse mit der XRD durchgeführt. Die Pulverröntgenverteilungsanalyse zeigte neben Quarz, Muskovit und Feldspat keine weiteren Hinweise auf irgendwelche sulfidischen Bestandteile. Eine Aufbereitung mittels Wasser ist jedoch als wahrscheinlich einzustufen, da diese feinkiesige Ablagerung eine ausgesprochene gute interne Schichtung aufweist. In der Abfolge nach weiter nach oben folgt eine grobklastische ca. 1.5 m mächtige Schicht, in der Holzkohle- sowie Holzfragmente seitens PP08 entnommen werden konnten. Innerhalb dieser grobklastischen Schicht sowie aus dem restlichen Aushubmaterial konnte hier wertvolles Probenmaterial für weitere mineralogische und petrologische Untersuchungen entnommen werden.



Abb.: 51: Haldenprofil am Roferweg 33, das im Zuge von Bauarbeiten im Jahre 2007 angeschnitten wurde. Der braue Untergrund stellte den einstigen ehemaligen Bodenverlauf dar. (Foto: Krause, 2007).



Abb.: 52: Oberhalb des natürlichen Bodens ist eine gut 20-30 cm dicke Schicht aus geschichtetem Feinkies erkennbar. Zum Teil weisen diese Kiesfragmente eine leicht grünliche Imprägnierung auf. Darüber folgt eine Schicht aus Grobkies und Blöcken. (Foto: Krause 2007).

Im Bereich von Goritschang, NW der Knappagruaba gelegen, wurde seitens PP08 im Jahr 2007 eine Tellerpinge archäologisch ausgegraben und dokumentiert. Im Profilschnitt der Pinge zeigt sich deutlich der waagrecht nach unten verlaufende Stollen sowie die randliche ringförmig abgelagerte Halde.



Abb.: 53: Profil durch die Pinge am Goritschang. In der Bildmitte ist der senkrechte Stollen sehr gut zu erkennen. Foto: Krause, 2007

Über die Teufe dieses Schachts kann keine Aussage gemacht werden. Oft wurden beim Pingenbergbau oberflächennahe bzw. ausbeißende Erzgänge und Körper angefahren und abgebaut.

5.2.2 Kristbergsattel – Lobinger

Ein weiteres Hauptabbaugebiet war der Kristbergsattel sowie der Bereich des Flurnamens Lobinger. Letzterer wurde, belegt durch Quellen aus dem Jahre 1610, auf Grund von „Mangel an Lust“ aufgegeben. Knapp unterhalb des Kristbergsattels auf der Dalaaser Seite sind wiederum mehrere Pingenzüge zu erkennen. Auf der Silbertaler Seite knapp oberhalb der St. Agathe Kirche (1430 m) sind deutliche Haldenstrukturen zu erkennen. Entlang der Wanderwege unter- sowie oberhalb der Kirche stößt man auf Lesefunde von Haldenmaterial. Durch die intensive Nutzung durch eine Schipiste wurde der Bereich oberhalb der Kirche stark eingeebnet. Es ist hier anzunehmen, dass durch diese Erdbewegungen mehrfach montanarchäologische Spuren eingeebnet worden und somit für weitere Erkundungen unbrauchbar gemacht worden sind.

Auf der Dalaaser Seite des Kristbergsattels befinden sich die weiteren Einbauten geologisch bedingt allesamt E des Sattels. Im Bereich des Innerkristberges sind eine auffallende Geländeverebnung sowie mehrere ausgeprägte Vernässungszonen feststellbar. Knapp unterhalb des Panorama Gasthofes befinden sich mehrere Stollenpingen sowie eindeutige Haldenstrukturen.

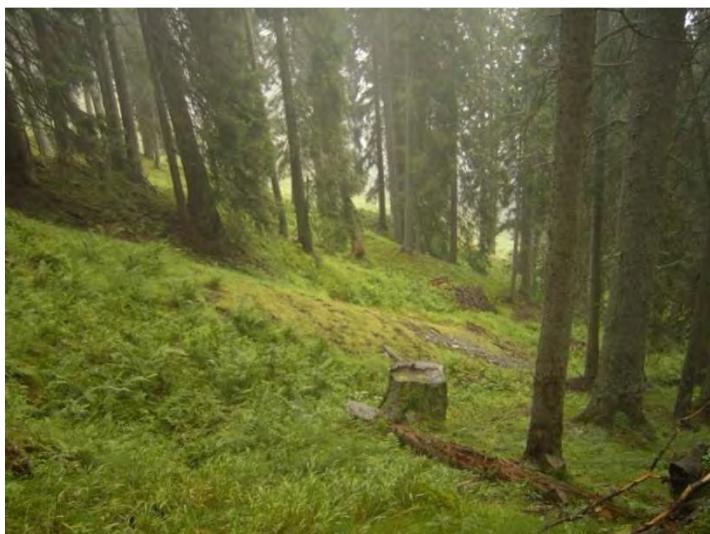


Abb.: 54: Halde am Lobinger. Auffallend ist hier der fehlende Bewuchs auf der Halde. Das Haldenmaterial entspricht einem Grobkies, wobei auch größere Blöcke von 10er cm Größe auftreten können.



Abb.: 55: Stollenpingle am Lobinger. Der einstige Stollen verlief NNE-SSW. Der V-förmige Einschnitt kann trotz des Bewuchses im Gelände recht gut rekonstruiert werden.

An einem Weganschnitt waren bessere Einblicke in eine dieser Halden möglich, wobei hier eine auffallende, jedoch leider nicht näher untersuchte schwarze Schicht feststellbar war. Im Bereich des Lobingers sind die Halden und Stollenpingen meist oberhalb der Forststraße aufgeschlossen. Auf Grund einzelner kleinerer ca. 5 m hohen herausragender Härtlinge im Gelände treten die Feldspatknotengneise/Orthogneise auf und zeigen somit große Ähnlichkeiten zu den Vererzungstrukturen in Bartholomäberg, wobei die generelle Aufschlussdichte in diesen Arealen sehr gering ist.

5. Lagerstättliche Untersuchungen der Lagerstätte Bartholomäberg/Silbertal

Die im Gelände auf Grund des V-förmigen Geländeeinschnittes erkennbaren Stollenpingen verlaufen ca. NNE-SSW. Offene Stollen sind im Lobinger keine mehr auszumachen. Auf Grund der steilen Topographie sind die Halden mit ihren Verebnungsflächen im Gelände gut auszumachen. Aus den LIDAR-Scandaten des Landes Vorarlberg gehen auf Grund des starken Bewuchses mit größeren Nadelhölzern keine eindeutigen Haldenstrukturen hervor. Die Halden weisen oft einen sehr geringen Bewuchs auf, was eine Probennahme hier vereinfacht. Das Haldenmaterial weist grünliche, aus Malachit bestehende Fragmente auf. Untergeordnet treten azurbläulich imprägnierte Fragmente auf. Ca. 500 m hinter der Ortschaft Silbertal an der Litz gelegen, liegt der Schmelzplatz. Bei Bauarbeiten im Jahre 2008 wurde hier eine Baugrube ausgehoben. Im Aushubmaterial konnten etliche Schlackenfunde gemacht werden, die zur weiteren archäologischen Bearbeitung an PP08 weitergegeben wurden, um diese weiter zu untersuchen und zeitlich einzuordnen. Auf Grund der gegen Ende der Diplomarbeit getätigten Funde wurden diese Schlacken nur teilweise vom Autor untersucht. Weitere Untersuchungen, dieser wahrscheinlich aus dem Mittelalter stammenden Schlacken, sind im Rahmen des SFB HiMAT geplant.



Abb.: 56: Haldenmaterial aus einer der Abraumhalden am Lobinger. Die Bruchstücke aus den Halden sind hier als Mittel- bis Grobkiese zu beschreiben. Selten sind auch größere Blöcke anzutreffen.



Abb.: 57: Kleine Pinge am Kristbergsattel. Deutlich ist die trichterartige Vertiefung in der Bildmitte zu erkennen. Die dazugehörige Halde befindet sich talseitig.

5.2.3 Rellstal – Alpe Villefau

Der Stollen im Rellstal befindet sich oberhalb der Alpe Villefau auf einer Höhe von 1681 m auf der orographisch linken Talseite. Der Stollen ist durch ein kleines Mundloch von ca. 1 m² erreichbar. Der Stollen weist jedoch nur eine Länge von ca. 5-6 m auf und ist an der Ortsbrust durch nachstürzendes Material verschüttet. Der Stollen verläuft ca. 10° nach E. Über das Alter, den Namen und den Auftragsgeber dieser Stollen ist dem Autor nichts bekannt. Der Stollen weist zwar eine Höhe von maximal ca. 1,7 m auf, ein Vortrieb durch Feuersetzen sowie Bearbeitungsspuren von Hammer und Meisel sind allerdings nicht zu erkennen. Da dieser

5. Lagerstättliche Untersuchungen der Lagerstätte Bartholomäberg/Silbertal

Stollen bei Mineraliensuchern sehr beliebt ist, wurden hier wahrscheinlich sämtliche archäologische Spuren verwischt und zerstört. In dem Stollen weist das umgebende Gestein eine intensive Grünfärbung auf, die durch die sekundären Verwitterungsminerale von Kupfer hervorgerufen werden. Primäre Erzstücke konnte gefunden werden.



Abb.: 58: Der Stollen im Rellstal befindet sich auf der orographisch linken Seite des Rellstals oberhalb der Alpe Villifua auf 1681 m. Der Stolleneingang befindet sich am Fuße einer kleineren Felsnase.



Abb.: 59: Stolleneingang. Geologisch gesehen wurde der Stollen im Oberen Alpinen Buntsandstein aufgefahrt. Das Gestein weist eine deutliche Grünfärbung, hervorgerufen durch die Cu-Sekundärminerale wie Malachit und Tirolit, auf.

Aus dem vergrünten Haldenmaterial und entlang von Klüften und Rissen lässt sich neben Malachit und Tirolit auch rosafarbener Erythrin erkennen. Im Unterschied zu den zuvor erwähnten Abbae am Kristbergsattel sowie auf der Knappagruaba sind hier keinerlei Spuren von karbonatischen Gangvererzungen erkennbar.



Abb.: 60: Haldenmaterial aus dem Rellstal. Durch das intensive Auftreten von sekundären Verwitterungsprodukten von Kupfersulfiden weist das Haldenmaterial eine starke Grünfärbung auf



Abb.: 61: Anschnitt des beprobten Haldenmaterials. Entlang der Risse dringen Alterationsprodukte von sulfidischen Kupfermineralien ein und rufen eine intensive Grünfärbung hervor. Z.T. sind auch limonitisierte Bereiche erkennbar.

6. Makroskopische Beschreibung der Erzproben

6.1 Bartholomäberg

Die Proben von Bartholomäberg weisen eine starke karbonatische Gangart auf. Die Eisenkarbonate färben die Erzbruchstücke daher intensiv rot- bis hellbraun. In Bartholomäberg findet sich hauptsächlich Chalkopyrit und Pyrit. Fahlerzhältige Fundstücke treten hier nur untergeordnet auf.

Im Fritzentobel konnte ein ca. 60 kg schwerer Erzblock aus dem Bachbett unterhalb eines Stollens geborgen werden, bei dem makroskopisch feinkörniger Pyrit, Chalkopyrit sowie geringe Spuren von Fahlerz zu erkennen waren. Weitere Funde, die jedoch weniger Erzgehalt aufwiesen, konnten im Bereich der Knappagruba getätigten werden. Pyrit erscheint hier makroskopisch je nach Größe der Kristalle meist gräulich-gelblich. Sind die Pyritaggregate sehr feinkörnig, kann der Farbton auch dunkelgrau werden. Idiomorphe Pyrite sind sehr selten. Deren Auftreten ist ausschließlich auf kleinere Hohlräume beschränkt. Die idiomorphen kubischen Pyrite weisen einen hohen metallischen Glanz auf. Chalkopyrit hat bei einer frischen Bruchfläche eine hellgelbe, leicht buttergelbe Farbe. Im verwitterten Zustand geht die Farbe des Chalkopyrit oft in ein dunkelgelb mit leicht bräunlichen Tönen über und zeigt die typischen regebogenfärbbigen Buntkupferfarben. Chalkopyrit weist einen leicht blättrigen Habitus auf. Die Chalkopyrite sind meist sehr derbe und weisen einen hohen metallischen Glanz an ihren Kristallflächen und am frischen Bruch auf (siehe Abb.: 62).

Fahlerz, das im Bereich der Knappagruba sowie im Fritzentobel in den Fundstücken vorkommt, tritt verglichen mit den Proben vom Kristbergsattel und dem Lobinger nur in sehr geringen Mengen auf und weist die typischen gräuliche Farbe und den hohen metallischen Glanz auf. Die Fahlerzaggregate sind meist derb und xenomorph. Das Auftreten von Malachit ist sehr oft in engen Kontext mit dem Auftreten von Fahlerz als Substrat zu setzen.

6. Makroskopische Beschreibung der Erzproben



Abb.: 62: Makroaufnahme von Chalkopyrit und kleineren Pyritaggregaten. Die kleine Kornform des Pyrits bewirkt, dass Pyrit eine gräuliche derbe Farbe aufweist.



Abb.: 63: Stark verwitterte Gangart mit kleineren Spuren von Fahlerz.



Abb.: 64: Aufnahme eines Anschnittes einer Probe aus dem Fritzentobel. Hellbrau bis leicht orange erscheint die karbonatische Gangart. In dunkelgelb-gelbgräulich erscheinen die feinkörnigen Pyritaggregate. Maßstab ist die 1€ Münze in der Bildmitte.



Abb.: 65: Aufnahme des Erzblocks. Hier schlägt eine hauptsächlich aus Pyrit und untergeordnet Cu-Kies bestehende Ader durch. Auffallend sind hierbei die zu beobachteten kleinen Hohlräume innerhalb der Erzader. Maßstab ist die 1€ Münze in der Bildmitte.

6.2 Kristbergsattel – Lobinger

Die Proben am Kristbergsattel weisen im Gegensatz zu den Erzproben aus Bartholomäberg einen deutlich höheren Quarzanteil auf. Des Weiteren tritt in diesen Proben Baryt als Gangartmineral auf, der ansonsten weder in Bartholomäberg noch am Lobinger auftritt. Baryt weist eine leicht gräulich-bläuliche Farbe auf. Die Kristalle sind meist tafelig. Auf Grund des hohen Gewichts lässt sich Baryt (Schwerspat) jedoch leicht von anderen Mineralien unterscheiden. Wie auch in Bartholomäberg zeigen die Erzproben am Kristbergsattel und am Lobinger eine starke rötliche Färbung, die durch die Verwitterung der Eisenkarbonate hervorgerufen wird.

6. Makroskopische Beschreibung der Erzproben



Abb.: 66: Typischer Haldenfund am Kristbergsattel. Die Eisenkarbonate sind deutlich aufgrund ihrer rötlich-braunen Verwitterungsfarbe und an ihrem rhomboedrischen Habitus zu erkennen.



Abb.: 67: Wechsellagerung von Quarz- und Ankeritlagen. In den Hohlräumen kommt es zur Ausbildung von idio- bis hypidiomorphen Quarzkristallen.



Abb.: 68: Kleinere nierig, gelige Aggregate von Azurit auf einem quarzhältigen Glimmerschiefer mit karbonatischer Gangart (weinrot).



Abb.: 69: Erzprobe. Die bläuliche sowie grüne Färbung wird durch Azurit bzw. Malachit hervorgerufen. Gräuliches Fahlerz ist fein verteilt.



Abb.: 70: Rötlicher Verwitterungssauum der Eisenkarbonate. Im frischen Zustand weisen die Fe-Karbonate eine deutlich hellbraune Farbe sowie die typischen Spaltbarkeiten auf. Fahlerz weist eine gräuliche Farbe mit hohem metallischem Glanz auf.



Abb.: 71: Glimmerschiefer mit gangartiger Vererzung bestehend aus Eisenkarbonaten, Chalkopyrit und Malachit.

6. Makroskopische Beschreibung der Erzproben

Am Kristbergsattel durchschlagen die jungalpidischen Erzgänge die Glimmerschiefer und Orthogneise. Im Haldenmaterial lassen sich oft Lesefunde tätigen, die eine enge Vergesellschaftung von Nebengestein und den Gangvererzungen aufweisen (siehe Abb.: 71). Des Weiteren sind sich am Kristbergsattel und am Lobinger, lagige und gangartige Verwachsungen von Eisenkarbonaten und Quarz zu finden (siehe Abb.: 67). Quarz kann in den Klüften und in Hohlräumen eine idiomorphe Ausbildung aufweisen. Als makroskopisch erkennbare Erzparagenese sind neben den Eisenkarbonaten, welche die Gangart repräsentieren, Chalkopyrit, Fahlerz und Pyrit sonst aber keine weiteren Sulfide zu erkennen. Fahlerz zeigt auch hier wiederum die typisch graue Farbe mit dem hohen metallischen Glanz (siehe Abb.: 70). Die Fahlzerzaggregate sind meist sehr feinkörnig und in Quarz und den Karbonaten eingeschlossen. Chalkopyrit weist je nach Verwitterungsfarbe gelbliche, derbe Kristalle auf. Die Kupferkarbonate Malachit und Azurit (\pm Tirolit) sind meist mit Karbonat vergesellschaftet und weisen eine gelig, nierige Form auf (siehe Abb.: 68 und Abb.: 69.)

6.3 Rellstal – Alpe Villefau

Bei den kurzen Begehungen der Stollen und Halden auf der Alpe Villefau konnten makroskopisch keinerlei primäre Sulfidminerale nachgewiesen werden. Die Proben aus dem Rellstal enthalten auch keinerlei Gangvererzungen. Die Haldenfunde wiesen lediglich eine sehr intensive Grünfärbung des Nebengesteins, hervorgerufen durch Malachit und Tirolit, auf (siehe Abb.: 72). Auf Grund von mündlichen Überlieferungen wäre hier jedoch mit Funden von Chalkopyrit, Pyrit auch Fahlerz zu rechnen. Tirolit kommt im Haldenmaterial der Alpe Villefau meist nierig, derb vor und weist eine leicht grünliche bis silbrig-bläuliche Farbe auf. Des Weiteren tritt hier Erythrin auf, der durch seine lila bis hellrötliche Farbe eindeutig zu erkennen ist (siehe Abb.: 73). Erythrin weist einen tafeligen Habitus auf. Die Farbe des Erythrin ist nicht nur abhängig vom Einbau von Fremdkationen sondern auch von der Korngröße. Kleinere Erythrinkristalle weisen oft eine fast weiße Farbe auf wohingegen größere Kristalle in das dunkelrötliche tendieren.

6. Makroskopische Beschreibung der Erzproben



Abb.: 72: Malachit (dunkelgrün) und Tirolit (bläulich-grünlich). Alpe Villefau.



Abb.: 73: Malachit (grünlich), Tirolit (hellgrünlich-bläulich) und Erythrin (lila-rosa).

7. Petrographische Untersuchungen der Erzparagenese und Gangart

7.1 Chalkopyrit

Chalkopyrit (CuFeS_2) ist ein ausgesprochenes Durchläufermineral. Neben Pyrit ist Chalkopyrit das am häufigsten anzutreffende Mineral in den Erzparagenesen von Bartholomäberg und Silbertal. Chalkopyrit zeigt häufig derbe Kristalle und ist eng vergesellschaftet mit Pyrit. Unter dem Auflichtmikroskop weist Chalkopyrit die typische hellgelbe Farbe auf. Im Vergleich zu Pyrit erscheint Chalkopyrit deutlich kräftiger und satter gelblich. Chalkopyrit ist oft vergesellschaftet mit Pyrit und Fahlerz, wobei in der Politur PK1 deutliche Umwandlungen von Chalkopyrit zu Fahlerz (Abb.: 74) auftreten. Chalkopyrit zeigt entlang von Rissen Verwitterungsscheinungen zu Covellin und Limonit (siehe Abb.: 76). Weiters weist Chalkopyrit schwach erkennbare „oleanderblattförmige“ α - β Entmischungslammeln (siehe Abb.: 75), die auf eine hochtemperierte Bildung des Chalkopyrits hindeuten. Des Weiteren zeigt Chalkopyrit eine Verzwilligung (siehe Abb.: 77).

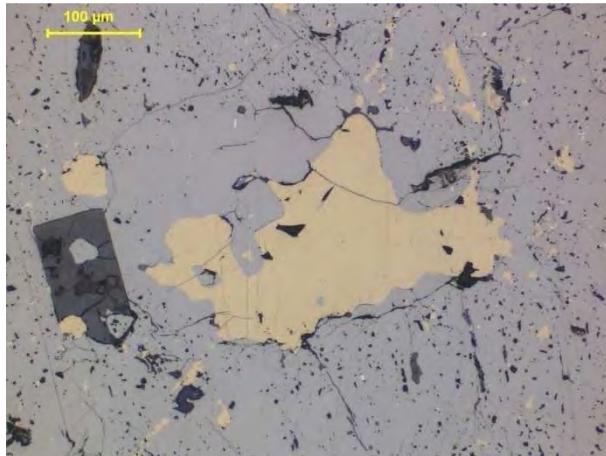


Abb.: 74: Auflichtaufnahme bei pN. Umwandlung von Chalkopyrit zu Fahlerz erkennbar an den rundlichen Einbuchtungen des Chalkopyrits. Probe PK1.



Abb.: 75: Auflichtaufnahme bei leicht xN. Deutlich zu erkennen sind hier die "oleanderblattförmigen" Zwillingslamellen im Chalkopyrit. Probe HP2.

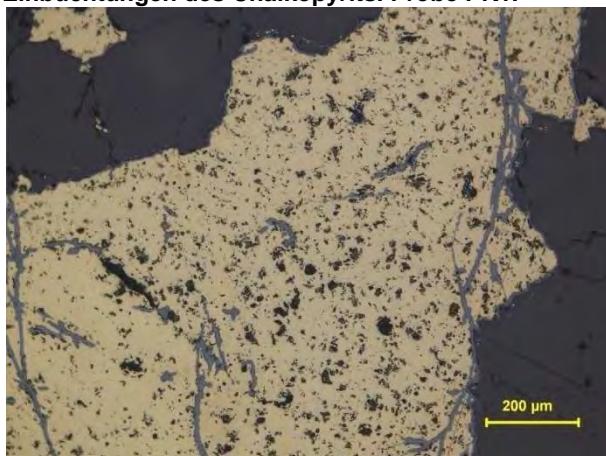


Abb.: 76: Auflichtaufnahme bei pN. Bei pN erscheint der Chalkopyrit hellgelb und wird entlang von Rissen von Limonit verdrängt. Probe Fill

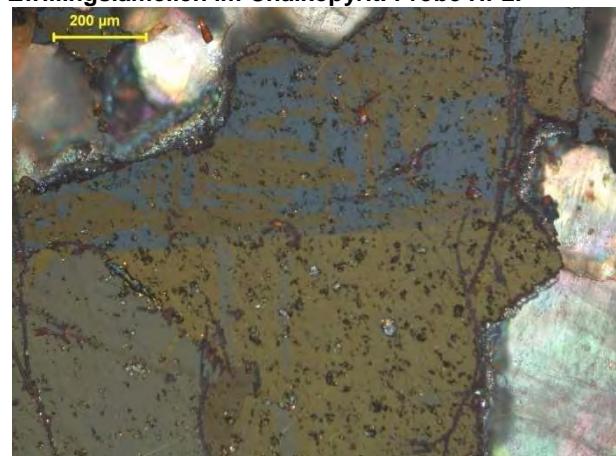


Abb.: 77: Auflichtaufnahme bei leicht xN von "oleanderblattförmigen" Zwillingslamellen im Chalkopyrit. Probe Db5

7.2 Pyrit

Pyrit (FeS_2) ist neben Chalkopyrit und Fahlerz ebenfalls häufig in den Erzproben anzutreffen. Pyrit weist eine hellgelbe bis leicht gräuliche Farbe unter dem Auflichtmikroskop auf, und ist gegen Chalkopyrit deutlich weniger gelb und heller (RAMDOR, 1975) und weist zudem ein sehr hohes Relief auf. Die Pyrite weisen idiomorphe Kristallformen auf. In manchen Fällen sind die Pyritaggregate auf Grund von Deformation kataklastisch zerlegt, wobei die ursprüngliche, idiomorphe Kornform jedoch zum Teil noch erkennbar ist (siehe Abb.: 78). Die starke Tendenz zur Idiomorphie des Pyrits wird oft als Indiz für die „älteste Vererzung angesehen (RAMDOR, 1975). Dies jedoch nicht in allen Fällen zutreffend. Pyrit weist keinerlei Anisotropieeffekte auf und ist isotrop. Pyrit tritt oft an den Korngrenzen von Chalkopyrit sowie Fahlerz sowie in der Gangart in idiomorpher Form auf. Einzelnen Einschlüsse von Sphalerit konnten in Pyrit nachgewiesen werden. Die kataklastischen Pyrite weisen in den Rissen oft Limonit, untergeordnet Chalkopyrit sowie Covellin auf (siehe Abb.: 81).

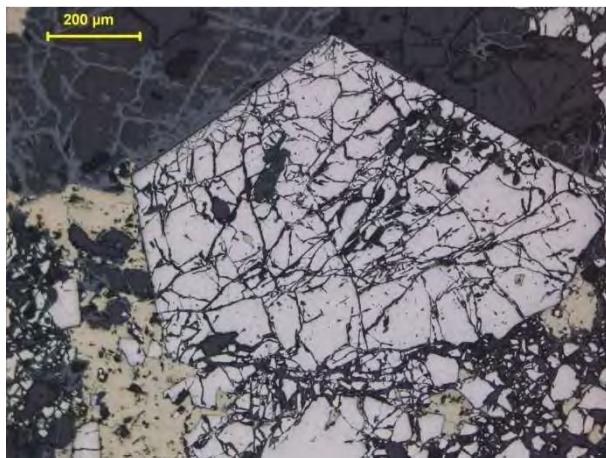


Abb.: 78: Auflichtaufnahme eines kataklastisch zerlegten Pyrits bei pN. Deutlich zu erkennen ist die idiomorphe Kornform. Probe Fi II.

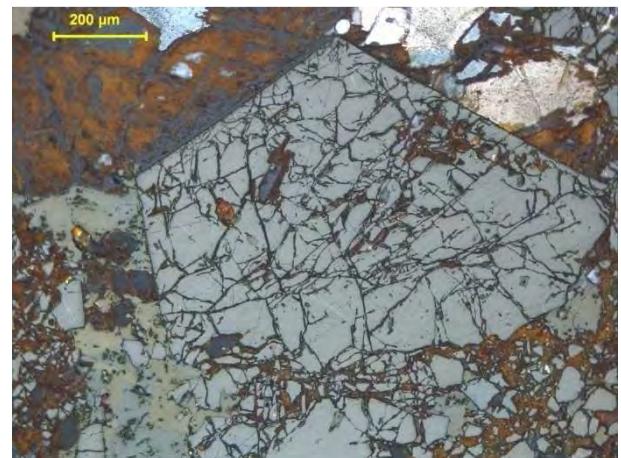


Abb.: 79: Auflichtaufnahme von Pyrit bei leicht xN. Pyrit weist keinerlei Anisotropie auf. Probe Fi II.

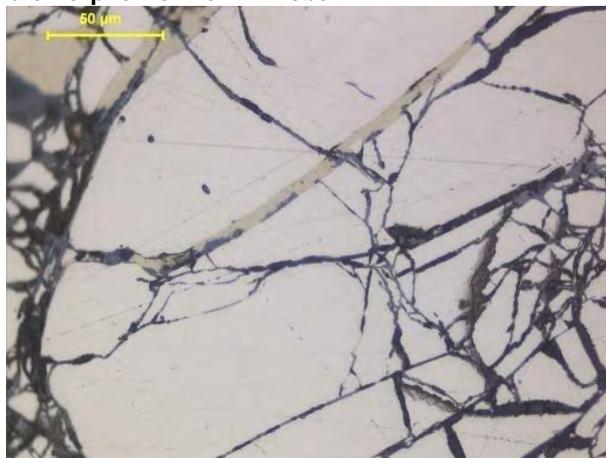


Abb.: 80: Auflichtaufnahme von Pyrit bei pN. Entlang des Risses verdrängt Chalkopyrit, untergeordnet Covellin und Limonit den Pyrit. Probe Fi II.

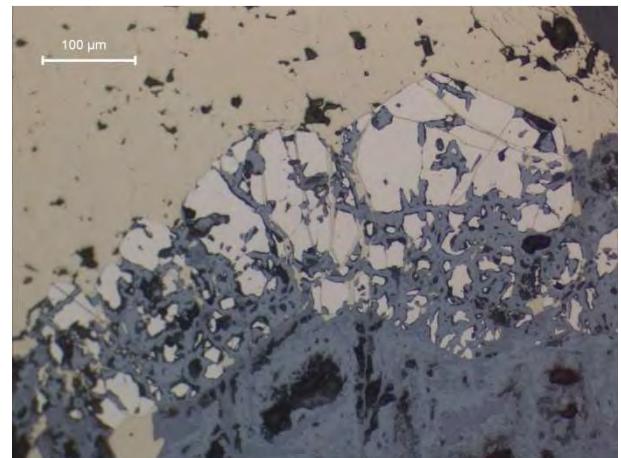


Abb.: 81: Auflichtaufnahme von Pyrit und Chalkopyrit bei pN. Entlang von Rissen wird Pyrit durch Limonit verdrängt. Probe Ba.

Auf Grund von markanten Anlauffarben eines älteren Schliffes (siehe Abb.: 82) wurde ein Ätzversuch mit konzentrierter HCl durchgeführt, wobei hier die gewünschten Struktureffekte sowie ein Zonarbau nicht nachgewiesen werden konnten. Die erwähnten Anlauffarben des Pyrits könnten jedoch Ausdruck einer möglichen Zonierung sein, die jedoch weder durch den Ätzversuch noch durch Elektronenstrahlmikrosondenuntersuchungen nachgewiesen werden konnten. Ein Grund für diese rhythmischen Anlauffarben konnte daher nicht erbracht werden.

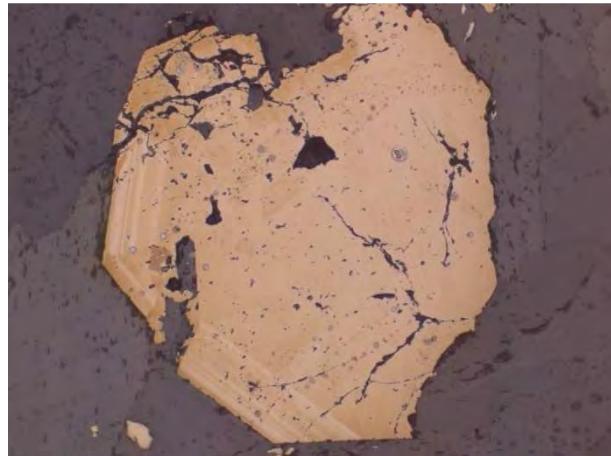


Abb.: 82: Auflichtaufnahme eines angelaufenen Pyrits bei pN. Auffallend sind die systematisch auftretenden unterschiedlichen Anlauffarben, deren Ursache in Rahmen dieser Arbeit aber nicht erklärt werden konnte. Probe DB8.

7.3 Arsenopyrit

Arsenopyrit (FeAsS) tritt in Zusammenhang mit Chalkopyrit und Fahlerz auf. Arsenopyrit weist jedoch keine idiomorphen Kornformen auf und zeigt entlang von Rissen starke Verdrängungerscheinungen durch Limonit und Covellin (siehe Abb.: 83). Arsenopyrit weist starke Anisotropieeffekte auf, die von lederbraun bis blaugräulich wechseln. Das Auftreten von Arsenopyrit ist auf fahlerzreiche Proben limitiert.

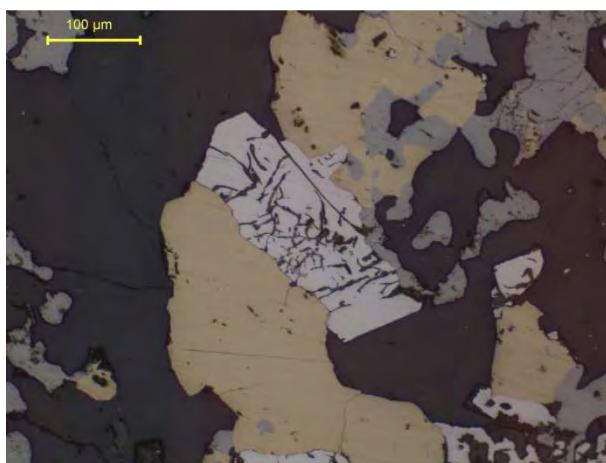


Abb.: 83: Auflichtaufnahme von Arsenopyrit neben Chalkopyrit und Fahlerz bei pN. Arsenopyrit zeigt deutliche Verdrängungen durch Limonit auf. Probe PK1.

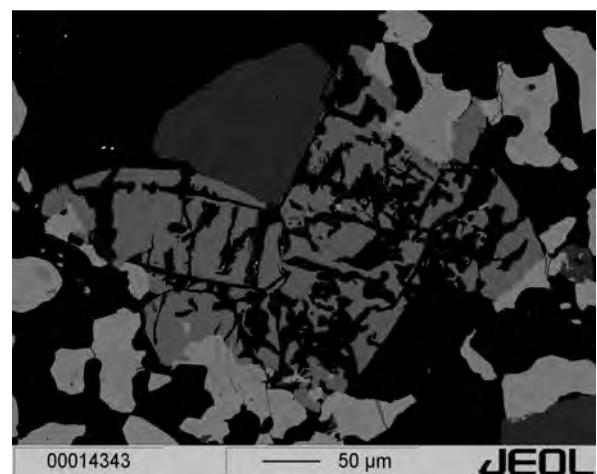


Abb.: 84: BSE- Bild eines Arsenopyrites. Arsenopyrit koexistiert hier mit Sb-hältigem Fahlerz und Quarz. Probe PK1.

7.4 Fahlerz

Fahlerz ist eine Bezeichnung der Mischreihe Tennantit (As-Fahlerz) und Tetraedrit (Sb-Fahlerz), wobei mikroskopisch keine Unterscheidung getroffen werden kann. RAMDOR (1975) bezeichnet diese Mischkristalle als Fahlerzgruppe. Für die genauere Differenzierung der einzelnen Endglieder der Fahlerz Mischreihe wurden BSE-Bilder angefertigt, die auf Grund der chemischen Unterschiede die Mischkristalle besser darstellen. Fahlerz weist eine gräuliche Farbe und keine Anisotropieeffekte auf (siehe Abb.: 85). Im Vergleich zur Zinkblende ist das Fahlerz etwas heller (RAMDOR, 1975). Fahlerz ist stets vergesellschaftet mit Pyrit und Chalkopyrit, sowie untergeordnet mit Arsenopyrit und Hg-Ag-Amalgam (siehe Abb.: 86).



Abb.: 85: Auflichtaufnahme von fein dispers verteilem Chalkopyrit bei pN, der von Fahlerz verdrängt wird. Probe Pk1.

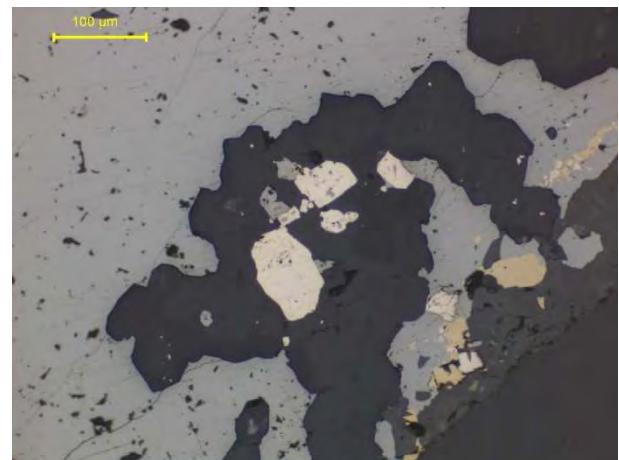


Abb.: 86: Auflichtaufnahme von Fahlerz, Pyrit und fein dispers verteilem Chalkopyrit bei pN. Probe Kr1e.

7.5 Pyrothin

Pyrothin (Magnetkies) konnte aus 2 Proben aus dem hinteren Silbertal nachgewiesen, die jedoch nicht mehr im eigentlichen Arbeitsgebiet zu lokalisieren sind. Diese Proben zeigen eine deutlich Fe-betontere Paragenese. Ferner fehlt hier Pyrit als primäre Bildung vollständig. Chalkopyrit ist in den Proben in ausgesprochen geringen Mengen anzutreffen. Aus den Proben von Kristbergsattel und Bartholomäberg konnte Pyrothin nicht nachgewiesen werden. Pyrothin zeigt eine deutliche cremebraune Farbe und einen deutlichen Pleochroismus. Ferner lassen sich bei gekreuzten Nicols Deformationslamellen erkennen (siehe Abb.: 87). Pyrothin verwittert unter Bildung eines „grauen Zwischenprodukts“ zu Pyrit und Limonit einhergehend mit der Bildung von Vogelaugenstrukturen (siehe Abb.: 88).



Abb.: 87: Auflichtaufnahme von Pyrothin bei leicht xN. Deutlich sind die Anisotropieeffekte sowie die rötlichen Innenreflexe von Limonit zu erkennen. Probe K2d.

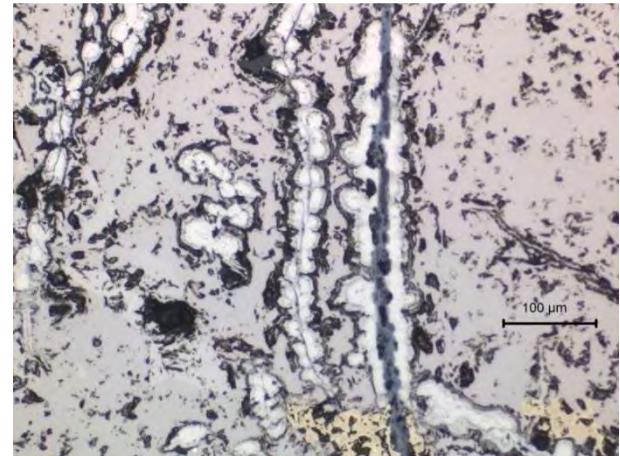


Abb.: 88: Auflichtaufnahme (pN) von Pyrothin sowie geringen Spuren von Chalkopyrit. Deutliche Verwitterungsscheinungen von Pyrothin unter der Ausbildung von Vogelaugenstrukturen sind zu erkennen. Probe K2a.

7.6. Galenit

Galenit (Bleiglanz, PbS) tritt in sehr geringen Mengen auf und ist meist vergesellschaftet mit gediegenen Bismut (Abb.: 95). Auf Grund der sehr geringen Größe konnte Galenit nur mittels der EMPA nachgewiesen werden. Die Größe der Aggregate überschreitet dabei selten 30 µm. Wie auch aus den NAA Analysen ersichtlich, ist der Absolutgehalt von Pb in den Erzproben sehr gering.

7.7 Gersdorffit

Gersdorffit (NiAsS) tritt in Form kleinerer Aggregate, meist umwachsen von Chalkopyrit, auf. Gersdorffit weist eine weiße Farbe auf und zeigt im Vergleich zu Pyrit ein leicht geringeres Reflexionsvermögen auf. Gersdorffit kommt in den Proben stets als Einschluss im Chalkopyrit vor (siehe Abb.: 89) und zeigt eine leichte katastatische Zerlegung der einzelnen Aggregate. Nach RAMDOR (1975) tritt Gersdorffit selten und nur in hydrothermalen Gängen mit mittleren Bildungstemperaturen auf.

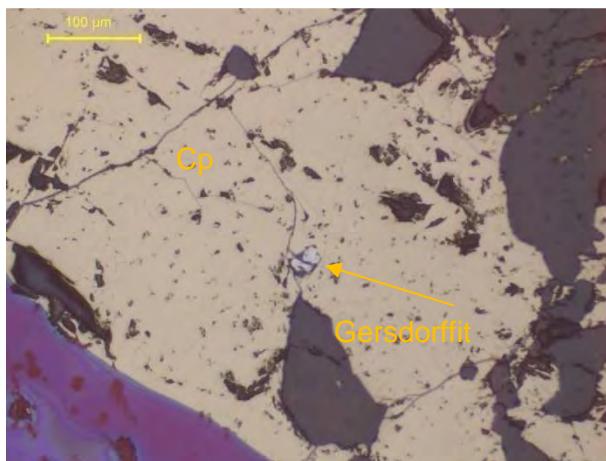


Abb.: 89: Auflichtaufnahme (pN) der Probe Db5. Gersdorffit tritt hier im Chalkopyrit auf.

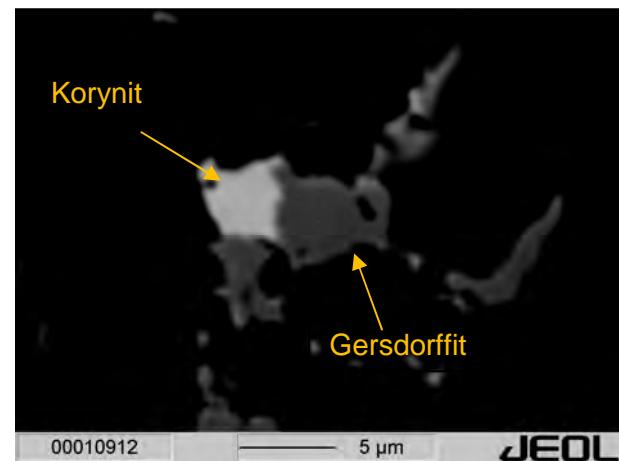


Abb.: 90: BSE-Aufnahme von Gersdorffit (dunkelgrau, rechts) und Korynit (Arsen-antimonnickelglanz, hellgrau, links). Probe Db2.

7.8 Korynit – antimonreicher Gersdorffit.

Korynit [Ni(As,Sb)S] wird in älteren Arbeiten unter dem Mineralnamen Ullmanit bzw. Antimonnickelglanz geführt. Auf Grund des geringen Auftretens sowie den sehr kleinen Aggregaten wurde Korynit ausschließlich mittels der EMPA nachgewiesen (siehe Abb.: 90). Nach RAMDOR (1975) ist Korynit von Gersdorffit optisch nur begingt bis kaum zu unterscheiden. Des Weiteren führt RAMDOR (1975) die lagerstättenkundliche Stellung von Korynit als ein Produkt von intrusiv-gebundenen, hydrothermalen Gängen an, wobei eine Verknüpfung des ansonsten basische Gesteine bevorzugenden Ni in engem Konnex zu granitischen Intrusionen steht.

7.9 Sphalerit

Zinkblende (Sphalerit, ZnS) tritt in der Erzparagenese in sehr geringen Maßen auf. Zinkblende liegt in Form kleinerer Einschlüsse im Pyrit vor (siehe Abb.: 91). Sternförmigen Entmischungen im Chalkopyrit, wie sie von ANGERER et al. (1978) in den Erzproben aus dem Silbertal und Bartholomäberg beschrieben wurden, konnten im Rahmen dieser Untersuchung nicht nachgewiesen werden.

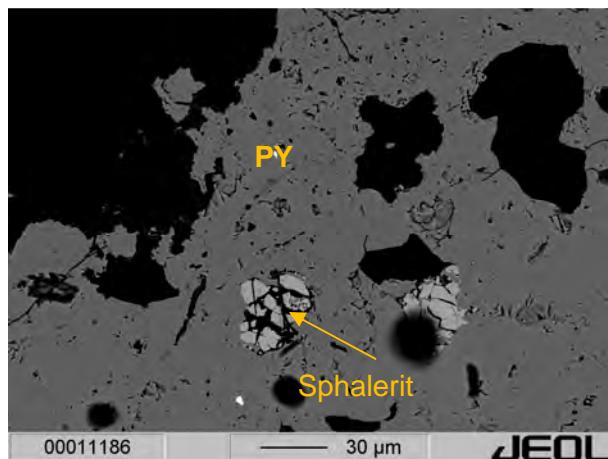


Abb.: 91: BSE-Bild von kleineren Sphaleritaggregaten in Pyrit (dunkelgrau). Probe Db7.

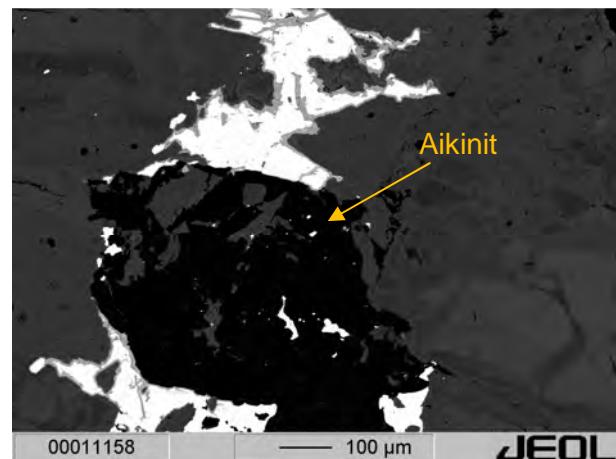


Abb.: 92: BSE-Bild eines Aikinites umgeben von Gangart und sekundären Verwitterungsprodukten. Probe Kr18.

7.10 Aikinit

Das Auftreten von Aikinit (PbBiCuS_3) ist sehr untergeordnet in den Erzparagenesen von Bartholomäberg und Silbertal. Aikinit tritt dabei stets in verwitterten, limonitisierten Bereichen auf und wird daher als eine sekundären Bildung interpretiert (siehe Abb.: 92).

7.11 Akanthit

Akanthit (Ag_2S) tritt in den untersuchten Erzproben meist sehr fein verteilt auf. Eine Unterscheidung zwischen Akanthit und Argentit wird hier nicht durchgeführt. Akanthit, ein weiteres silberreiches Mineral, tritt jedoch in weit aus geringerem Maße auf als die Hg-Ag Amalgame. Umwandlungslamellen im Akanthit konnte auf Grund der geringen Korngrößen nicht nachgewiesen werden. Eine genetische Stellung konnte dem Akanthit darüberhinaus auch nicht zugewiesen werden. In bisherigen Arbeiten wurde Akanthit unter dem Mineralnamen Silberglanz angeführt. Akanthit tritt im Chalkopyrit (siehe Abb.: 93) sowie in Nahbereich von Fahlerzen auf.

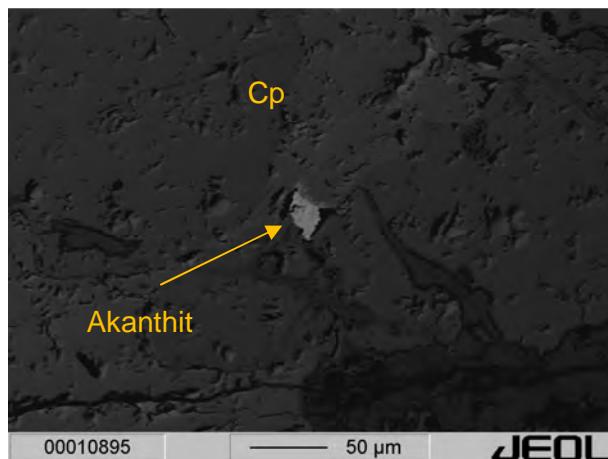


Abb.: 93: BSE-Bild von Akanthit in Chalkopyrit. Probe Ka2.

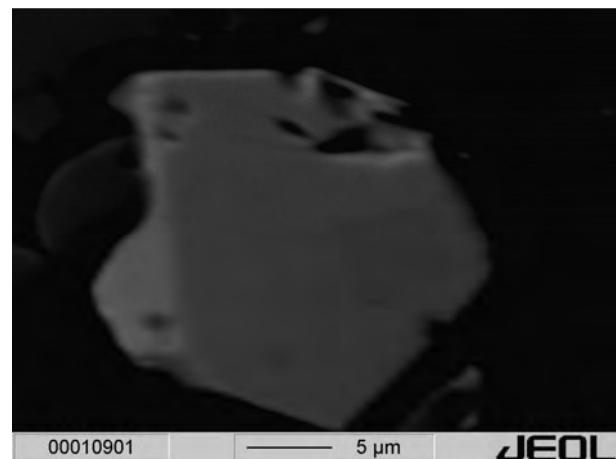


Abb.: 94: BSE- Bild eines Alloklas. Die Graustufung wird durch unterschiedliche Gehalte von Co und As hervorgerufen. Probe Db5.

7.12 Alloklas

Alloklas kommt in sehr geringen Konzentrationen in den untersuchten Erzproben vor. Größere, idiomorphe Kristalle fehlen vollständig (Abb.: 94). Die gefundenen Alloklaste weisen eine Größe von unter 10 µm auf. Alloklas wird in älteren Arbeiten (RAMDOR, 1975) unter den Mineralnamen Glanzkobalt, Kobaltkies bzw. Cobaltit angeführt.

7.13 Gediegen Gold

Gold tritt in gediegenem Zustand in Form kleinerer Nuggets umgegeben von Limonit auf (siehe Abb.: 96). Die Goldnuggets überschreiten kaum die Größe von 5 µm, und sind somit nur mittels der EMPA bestimmbar. Auf Grund des Auftretens von Goldnuggets in Limonit ist davon auszugehen, dass es sich hier um ein sekundäres Alterationsprodukt handelt. Die Menge an makroskopisch sichtbaren Goldnuggets sowie der Absolutgehalt von Au in den Erzparagenesen von Bartholomäberg und Silbertal ist jedoch sehr gering.

7.14 Gediegen Bismut

Bismut tritt in Form von gediegenen Bi-Tröpfchen auf und ist stets eng vergesellschaftet mit Galenit (siehe Abb.: 95). Das Auftreten der Bi Tröpfchen ist meist feinst dispers in den Nahbereich zu den Fahlerzen. Eine genetische Stellung dieser Bi Tröpfchen konnte nicht zugeordnet werden.

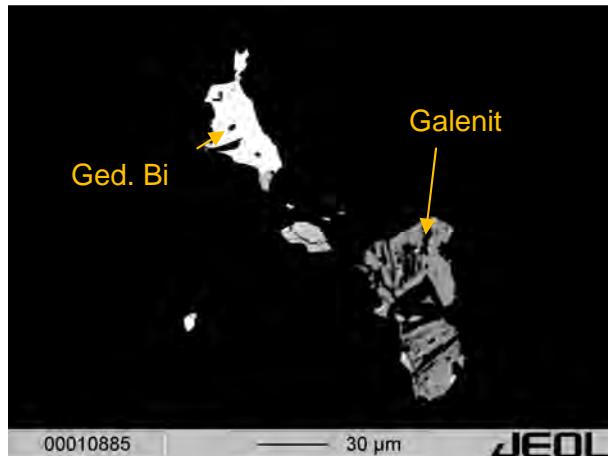


Abb.: 95: BSE-Bild von Galenit und gediegen Bi. Probe K2d.

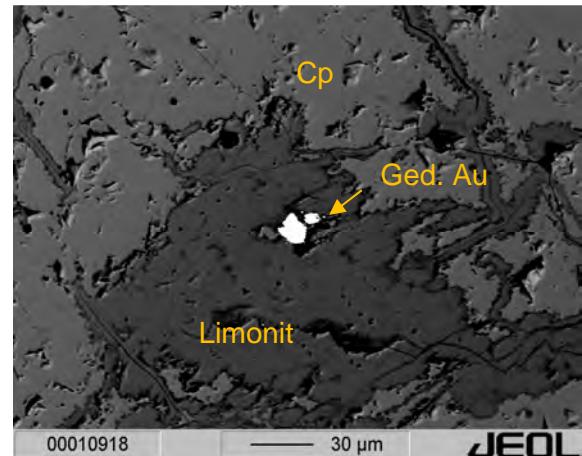


Abb.: 96: BSE Bild von gediegen Gold in einer Matrix aus Limonit. Probe K2d.

7.15 Ag-Hg Amalgam

Ag-Hg Amalgam tritt in enger Vergesellschaftung mit Fahlerzen auf. Unter dem Mikroskop weist dieses Amalgam, das in der Zusammensetzung jener des Luanheit entspricht, ein sehr hohes Relief sowie eine helle, weiße Farbe auf (siehe Abb.: 97). Ferner weist die Oberfläche starke Kratzspuren auf (siehe Abb.: 98). Luanheit weist keine Anisotropieeffekte auf.

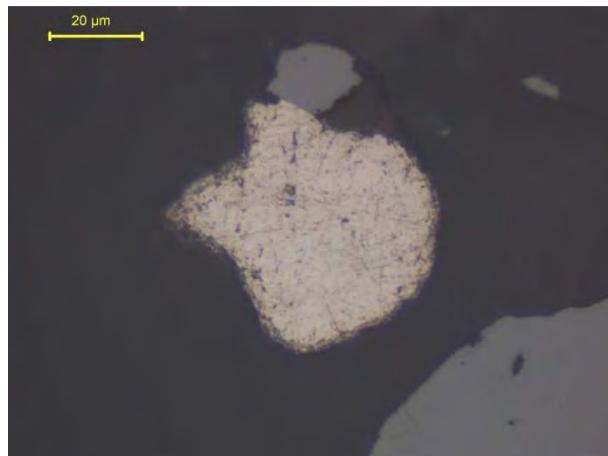


Abb.: 97: Auflichtaufnahme des Hg-Ag Amalgam bei pN. Luanheit weist eine helle z.T leicht cremige Farbe auf. Probe Kr13.

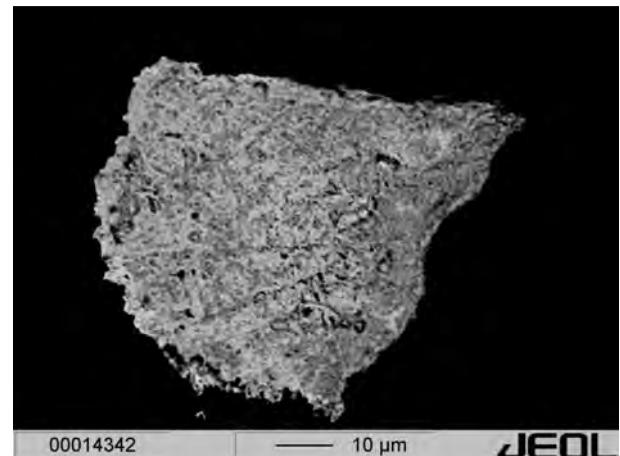


Abb.: 98: BSE-Bild eines Hg-Ag Amalgams. Deutlich zu erkennen ist hier die raue Oberfläche. Probe Kr13.

7.16 Sekundäre Bildungen

Unter den Begriff, sekundäre Bildungen fallen in dieser Arbeit sämtliche durch Verwitterungsprozesse entstandene Minerale.

7.16.1 Limonit

Limonit (FeOOH) tritt entlang der Korngrenzen und entlang von Rissen in den primären Sulfidmineralen auf (siehe Abb.: 99). Limonit zeigt eine gräuliche Farbe und weist bei leicht gekreuzten Nicols kräftige und orange bis rote Anisotropieeffekte (siehe Abb.: 100) auf. In der karbonatischen Gangart zeichnet Limonit z.T. sehr deutlich die Spaltbarkeiten nach, entlang derer Limonit eingedrungen ist bzw. sich gebildet hat.

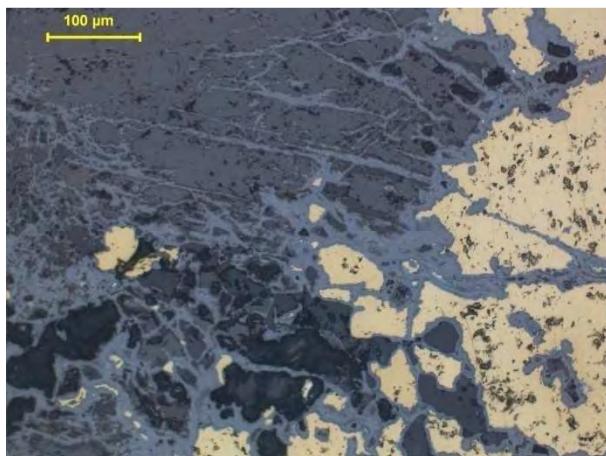


Abb.: 99: Durchlichtaufnahme (pN) der Probe Db5. Limonit verdrängt Chalkopyrit entlang von Rissen. Teilweise zeichnet Limonit die Spaltbarkeiten der Karbonate in der Gangart nach.



Abb.: 100: Durchlichtaufnahme (leicht xN) der Probe Db5. Deutlich sind hier die rötlichen Innenreflexe des Limonits zu erkennen.

7.16.2 Covellin

Covellin (CuS) zeigt unter dem Auflichtmikroskop die typische marineblaue Farbe (Abb.: 101). Es handelt es sich hier nicht um einen blaubleibenden Covellin, der auf einen Cu-Überschuss in der Mineralformel hindeuten würde. Covellin tritt entlang von Rissen bevorzugt im Chalkopyrit auf und verdrängt Chalkopyrit.

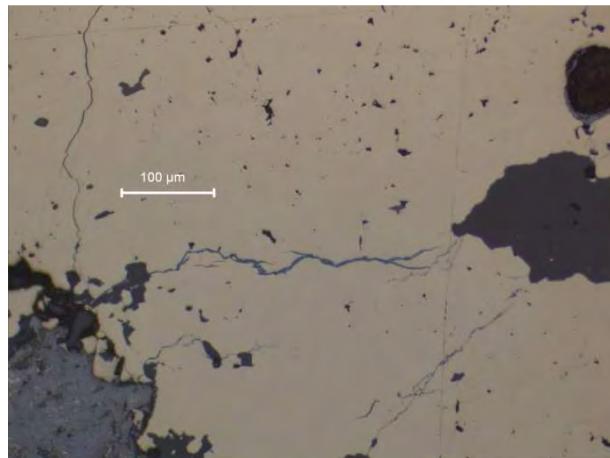


Abb.: 101: Auflichtaufnahme bei pN der Probe Ba1. Covellin tritt entlang von Rissen im Chalkopyrit auf.

7.16.3 Malachit

Malachit $\text{Cu}_2[(\text{OH})_2|\text{CO}_3]$ tritt als Verwitterungsprodukt von kupferhaltigen Sulfiden auf. Das Auftreten von Malachit ist auf Verwitterungskrusten sowie entlang kleinerer Risse in den Erzproben beschränkt.

7.16.4 Tirolit

Tirolit tritt ebenso wie Malachit entlang von Rissen im Gestein als Verwitterungsprodukt auf. Tirolit weist die Formel $[\text{Ca}_2\text{Cu}_5(\text{AsO}_4)\text{OH}_8(\text{CO}_3)(\text{H}_2\text{O})_{11}]\text{H}_2\text{O}_x$ auf wobei $x = 0-1$ ist (KIRIVOVICHEW et al. 2006) und wird zu der Gruppe der Kupferarsenate gezählt. Tirolit weist dabei ein strahliges und büscheliges Gefüge (Abb.: 102) auf. In den meisten Fällen hat sich um den Tirolit eine Limonitkruste gebildet, die unter dem Auflichtmikroskop eine bräunliche Farbe aufweist (siehe Abb.: 103).



Abb.: 102: Durchlichtaufnahme von Tirolit bei pN. Deutlich ist hier die büschelige und radialstrahlige Struktur zu erkennen. Probe Re2.

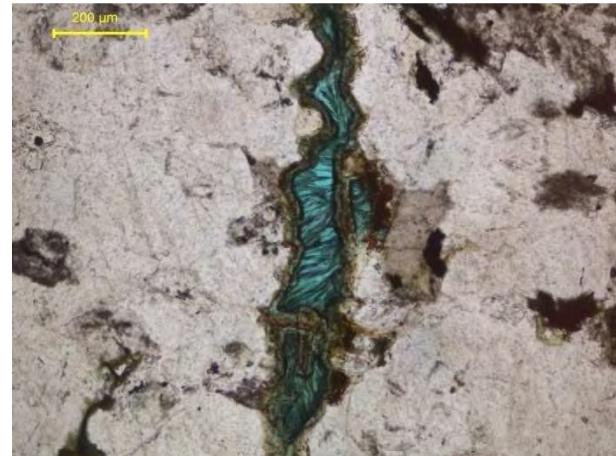


Abb.: 103: Durchlichtaufnahme (pN) von Tirolit, der entlang eines Risses auftritt. Die umgebende bräunliche Kruste ist Limonit. Das Nebengestein besteht aus Quarz. Probe Re2.

7.17 Gangart

Als Gangart treten bei der Lagerstätte Bartholomäberg/Silbertal Ankerit, Siderit und Quarz auf.

7.17.1 Karbonate

Die karbonatische Gangart wird durch Siderit, Ankerit sowie untergeordnet Kalzit gebildet. Die Karbonate können auch in Form von kleineren Adern das Nebengestein durchziehen. Die Adern zeigen hierbei meist eine Abfolge von randlichen Karbonaten und im inneren Bereich quarzhaltige Partien. Bei den Karbonaten ist hier oft eine idiomorphe bzw. hypidiomorphe Ausbildung der Kristalle festzustellen. Hierbei wachsen die Kristalle in einen Hohlräum, z.B. eine Kluft, und füllen so den Hohlräum aus. Die Karbonate weisen einen hohen Anteil an kleinsten Flüssigkeitseinschlüssen auf (Abb.: 104), die im weiteren Kapitel *Fluid Inclusions* detailliert und ausführlich beschrieben werden.



Abb.: 104: Durchlichtaufnahme (xN) von hypidiomorphen Ankeritkristallen. Probe HKA3.



Abb.: 105: Durchlichtaufnahme (xN) der Probe Kr28. Größere Ankeritkristalle treten in der Quarzmatrix im Nahbereich der Vererzung auf.

7.17.2 Baryt

Baryt kommt in der Gangart nur am Kristbergsattel vor. Bei mikroskopischer Betrachtungsweise zeigt Baryt eine hypidiomorphe Kristallform und weist bei pN eine gräulich-braune Farbe auf (Abb.: 106). Die Barytkristalle sind generell längsprismatisch und zeigen einen tafeligen Habitus. Bei xN weist Baryt eine undulöse Auslöschung auf (Abb.: 107).



Abb.: 106: Durchlichtaufnahme (pN) der Probe Kr1. Die Bayrtkristalle weisen eine längsprismatische, tafelige Form auf.



Abb.: 107: Durchlichtaufnahme (xN) der Probe Kr1. Bei xN weist Baryt eine undulöse Auslöschung auf.

7.17.3 Quarz

Quarz ist eines des wesentlichsten Gangartminerale der Erzparagenese. Quarz tritt hierbei nicht nur in der sulfidfreien Gangart auf, sondern kommt auch als eine späte Ausscheidung in Sulfiden als Einschluss vor. Diese eingeschlossenen Quarzkristalle wurden für die

7. Petrographische Untersuchungen der Erzparagenese und Gangart

Untersuchungen der Fluid Inclusions speziell untersucht. Quarz weist stets eine undulöse Auslöschung auf. Die Kornformen von Quarz sind sehr unterschiedlich. Im erznahen Bereichen tritt Quarz meist in Form von feinkörnigen Aggregaten auf. In kleineren Klüften bzw. Gängen kommt es zur Ausbildung von z.T. hypidiomorphen Kristallen, wobei hier eine Kristallisationsabfolge von fein- zu grobkörnigen Quarzkristallen (siehe Abb.: 110 und Abb.: 111) zu erkennen ist. Entlang der Klüfte kommt es im Nahbereich der Erze zur Ausbildung von „pallisadenartigen“ Kristallformen (siehe Abb.: 108).

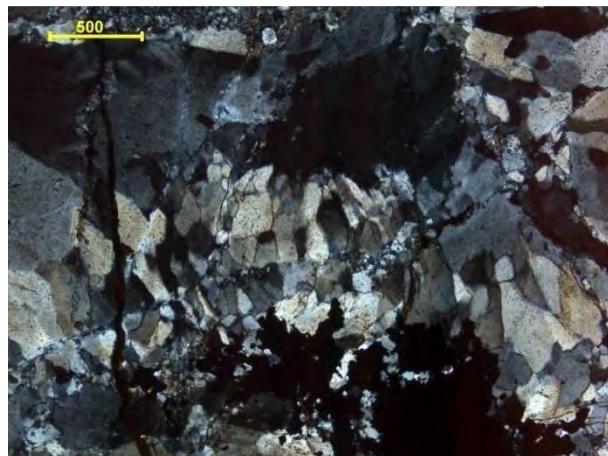


Abb.: 108: Durchlichtaufnahme (xN) der Probe Db2.



Abb.: 109: Durchlichtaufnahme (pN) der Probe HBA. Die Karbonate bauen den äußeren Bereich auf und im inneren Bereich treten hypidiomorphe Quarze auf.

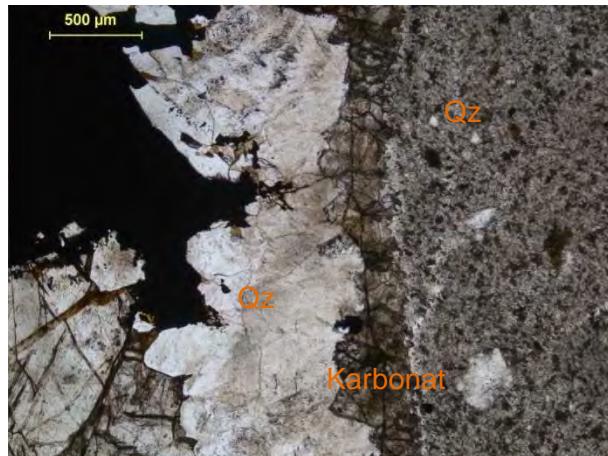


Abb.: 110: Durchlichtaufnahme (pN) der Probe Db5.



Abb.: 111: Durchlichtaufnahme (xN) der Probe Db5.

8. Petrographische Untersuchungen der Nebengesteine

In diesem Kapitel werden sämtliche kristallinen Gesteine hinsichtlich des Auftretens von Indexmineralien sowie dem Gefüge ausführlich beschrieben wobei hierbei eine Unterteilung zwischen Glimmerschiefern, Orthogneisen, Amphiboliten sowie den Diabasgängen getroffen wird. Ferner werden die ehemals sedimentären Formationen hinsichtlich der petrologischen und sedimentologischen Aspekte untersucht.

8.1 Metamorphe.

8.1.1 Glimmerschiefer und Paragneis

Die Glimmerschiefer können mit der folgenden Paragenese beschrieben werden.

Bt + Ms+ Chl+ Pl + Kfs+ Qz+ Rt ± Grt ± St ± Ap ± opake Phasen

Die Glimmerschiefer und Paragneise zeigen hinsichtlich des Mineralbestandes keine wesentlichen Unterschiede und sind auch im Gelände nicht einzeln auszukartieren. Das Gefüge der Glimmerschiefer ist als porphyroblastisch zu bezeichnen. Die Glimmerschiefer weisen eine engständige Schieferung auf. Das planare Gefüge wird durch Muskovit und Biotit nachgezeichnet (siehe Abb.: 112 und Abb.: 113). Je nach Anteil an Schichtsilikaten ist eine Krenulation zu erkennen. Biotit, der einen ausgeprägten Pleochroismus von hellbraun nach rotbraun zeigt, weist in dem meisten Fällen eine hypidiomorphe Ausbildung auf. Biotit ist jedoch in einem sehr schlechten Erhaltungszustand und wird meist durch Chlorit ersetzt. Muskovit zeigt häufig eine leichte randliche Zonierung. Auf Grund von tektonischer Beanspruchung weist Muskovit Kink-bands (siehe Abb.: 114 und Abb.: 115) auf, die durch spröde Deformation entstanden sind, auf. Plagioklas weist oft eine Serizitisierung sowie eine Saussuritisierung auf. Eine mikroskopische Zonierung ist bei den Plagioklasen jedoch nicht zu erkennen. Granat weist in der Regel kleinere idiomorphe Kornformen auf (siehe Abb.: 120). Granat ist jedoch auf Grund von tektonischer Beanspruchung oft spröde zerlegt. Stark verwitterte Granate weisen ungerade Kornformen und oft opake Bereiche auf. In manchen Granaten lassen sich Einschlüsse, z.B. Biotit nachweisen (siehe Abb.: 121).

8. Petrographische Untersuchungen der Nebengesteine

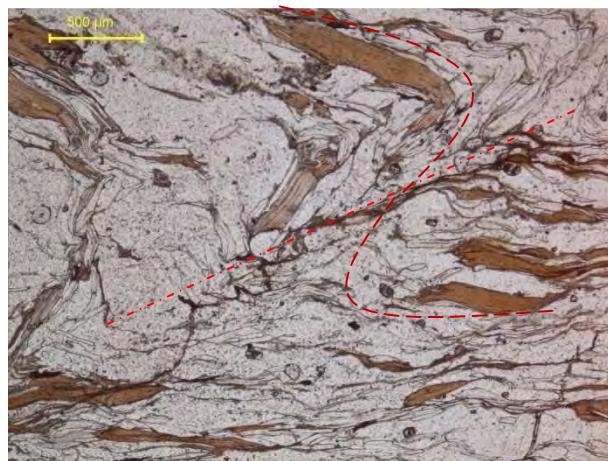


Abb.: 112: Durchlichtaufnahme (pN) der Probe Db36. Die Glimmerminerale zeichnen hier ein SC-Band nach. Probe

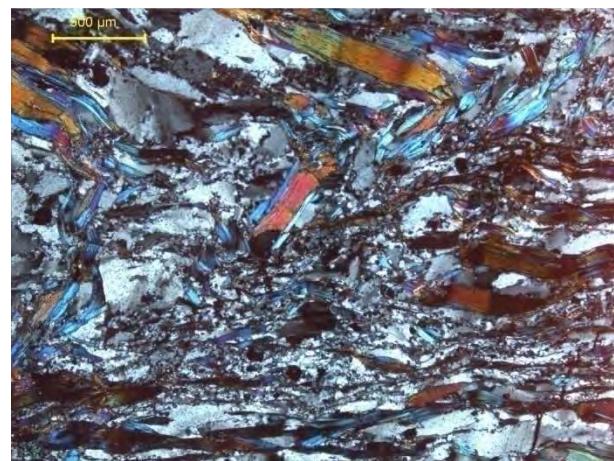


Abb.: 113: Durchlichtaufnahme (xN) der Probe Db36. Im Bereich der größten Deformation kommt es zu einer Kornverkleinerung von Quarz.

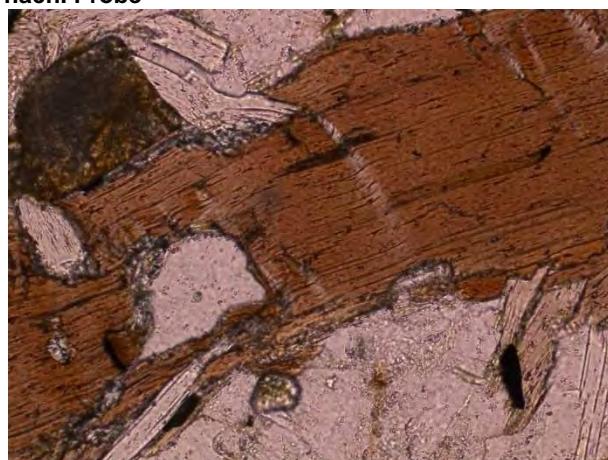


Abb.: 114: Durchlichtaufnahme (pN) der Probe Db36. Durch tektonische Beanspruchung kommt es zur Ausbildung von kink-bands im Biotit.

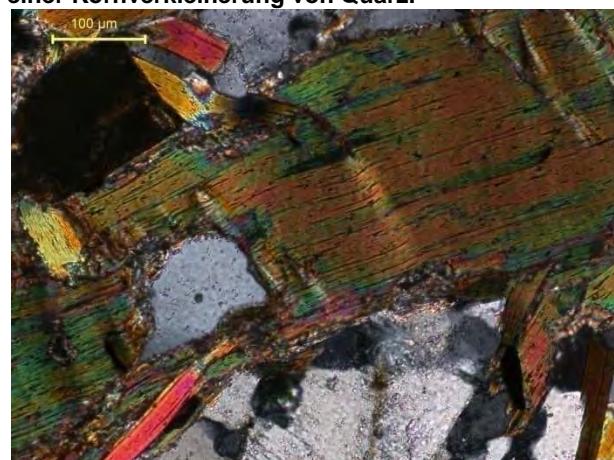


Abb.: 115: Durchlichtaufnahme (xN) der Probe Db36. Biotit zeigt unterschiedliche Anisotropieeffekte, die auf die tektonische Beanspruchung zurückzuführen sind.



Abb.: 116: Durchlichtaufnahme (pN) der Probe Db4. Staurolith zeigt starke Alterationserscheinungen und zersetzt sich zu einem feinkörnigen Mineralgemenge (Serizit).

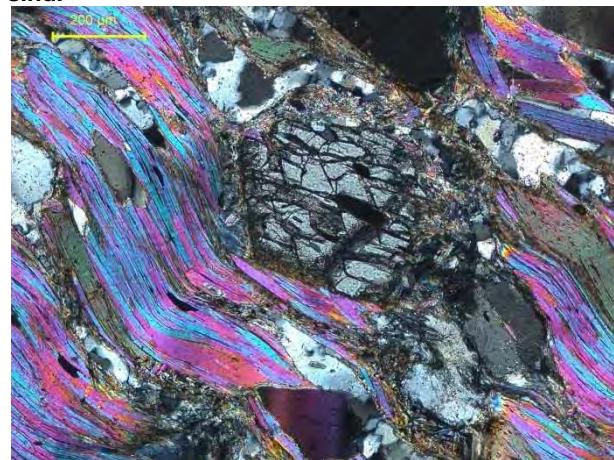


Abb.: 117. Durchlichtaufnahme (xN) der Probe Db4. Muskowit zeichnet die Krenulationen nach.

In den Paragneisen lassen sich je nach Menge der Glimmerminerale Krenulationen sowie andere planare Strukturen erkennen. Je nach tektonischer Beanspruchung des Gesteins zeigen sich spröde und duktile Deformationsspuren. Die Glimmer reagieren auf die tektonische

8. Petrographische Untersuchungen der Nebengesteine

Beanspruchung unter der Ausbildung von kink-bands und zeigen bei spröder Deformation oft zerscheerte Aggregate. Staurolith zeigt starke Alterationserscheinungen und ist stark von Rissen durchsetzt. Darüberhinaus zersetzt sich Staurolith entlang der Korngrenzen und Rissen in Serizit (siehe Abb.: 116). Quarz weist in Bereichen von starker tektonischer Beanspruchung im Gestein unterschiedliche Korngrößen auf. In bewegten Bereich kommt es im Quarz zu einer Kornformverkleinerung einhergehend mit Sukornmigration (siehe Abb.: 118). In weniger stark der Deformation unterworfenen Bereichen weist Quarz Subkornrotation (Kern-Mantel Gefüge) auf (siehe Abb.: 119).



Abb.: 118: Durchlichtaufnahme (xN) der Probe Db36. Quarz zeigt in Bereichen höherer tektonischer Beanspruchung Subkornmigration.



Abb.: 119: Durchlichtaufnahme (xN) der Probe Db36. In Bereichen geringerer tektonischer Beanspruchung sind die Quarzkristalle vergleichsweise größer und zeigen Subkornrotation.

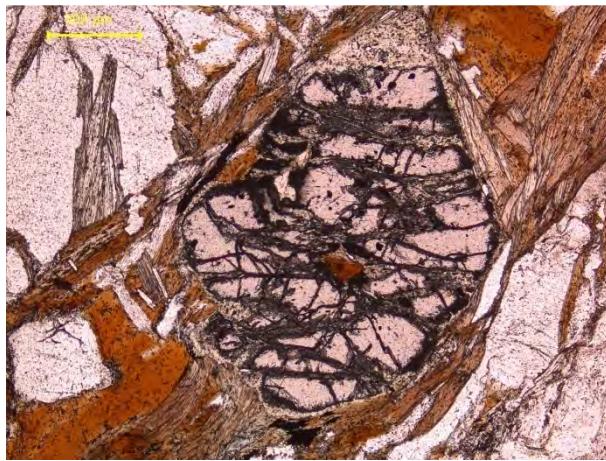


Abb.: 120: Durchlichtaufnahme (xN) der Probe Db2b. Granat zeigt starke Rissbildung auf. Im Granat treten untergeordnet Einschlüsse von Bt auf.

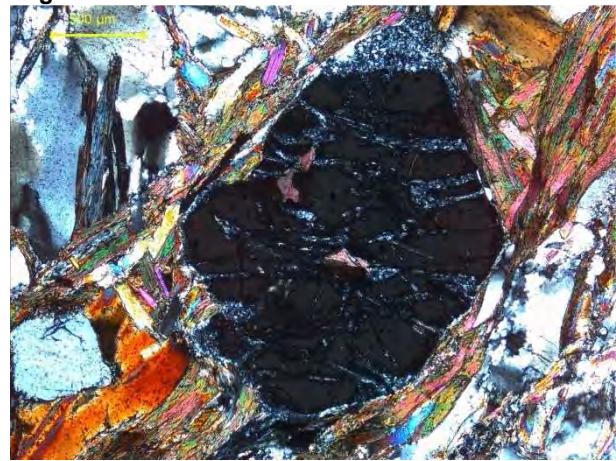


Abb.: 121: Durchlichtaufnahme (xN) der Probe Db2b.

8.1.2 Amphibolit

Der Amphibolit besteht neben einer feinkörnigen Matrix aus Quarz und Plagioklas hauptsächlich aus größeren, teils durch spröde Deformation zerlegte Amphibole (siehe Abb.: 124 und Abb.: 125). Die Amphibole weisen die für Amphibole typischen Spaltbarkeiten mit 124° auf. Ferner

8. Petrographische Untersuchungen der Nebengesteine

sind die Amphibole stark pleochroitisch, wobei hier ein Farbwechsel von hellgrün zu gräulich zu dunkelgrün festzustellen ist (siehe Abb.: 122). Die Amphibole zeigen idio- bis hypidiomorphe Kristalle. Quarz weist eine undulöse Auslöschung auf. Als Alterationsprodukt kann am Rand der Amphibole teils Chlorit auftreten. Die Feldspäte sind zum Teil stark serizitisiert bzw. saussurisitiert (siehe Abb.: 123). Des Weiteren treten in den Amphiboliten akzessorisch opake Minerale auf.



Abb.: 122: Auflichtaufnahme (pN) der Probe Db18. Die Amphibole weisen einen starken Pleochroismus auf und zeigen eine leichte Einregelung entlang der Schieferung.

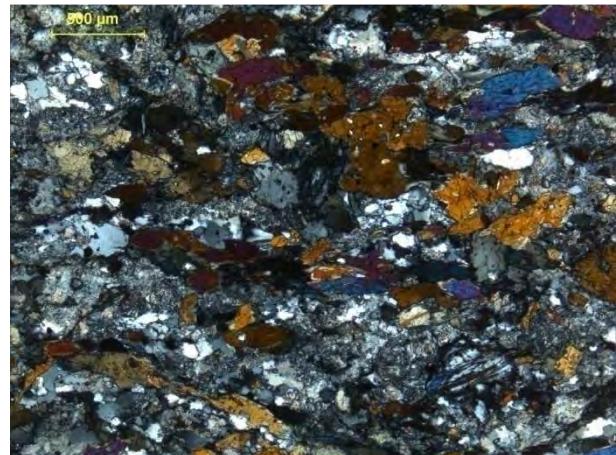


Abb.: 123: Durchlichtaufnahme (xN) der Probe Db18. Die Feldspatmatrix ist stark serizitisiert und saussurisitiert. In den Amphibolen treten manchmal Feldspateinschlüsse auf.



Abb.: 124: Durchlichtaufnahme der Probe Db18 bei pN. Auf Grund der tektonischen Beanspruchung weisen Amphibole kink-bands auf und sind ferner durch spröde Deformation zerscheert.

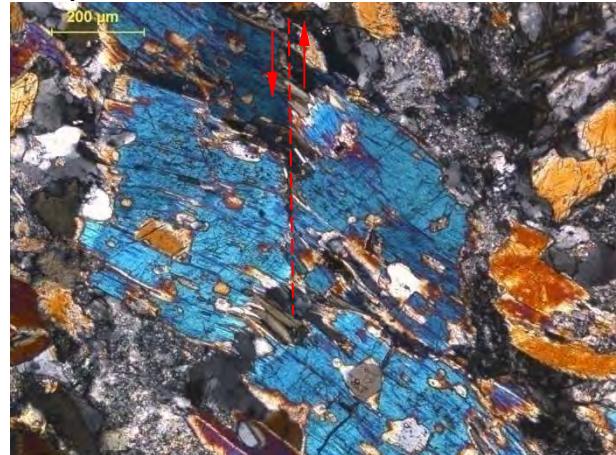


Abb.: 125: Durchlichtaufnahme bei xN der Probe Db18. Die spröde Deformation des Amphibolkorns ist deutlich zu erkennen.

8.1.3 Diabasgänge

Die Diabasgänge, die SW der Ortschaft Innerberg die Glimmerschiefer durchschlagen, weisen ein porphyrisches Gefüge mit größeren Feldspateinsprenglingen (siehe Abb.: 126) auf. Untergeordnet treten im Diabas Chlorit sowie opake Phasen auf. Teilweise treten Fe-Hydroxide als Umkrustungen auf. Planare Gefügemerkmale sowie intensive Deformationserscheinung

8. Petrographische Untersuchungen der Nebengesteine

sind aus dem Dünnenschliff nicht ersichtlich (siehe Abb.: 127). Neben den Feldspatleisten treten in geringem Maße weitere Feldspäte in der Grundmatrix, polykristalline und monokristalline Quarze auf. In den limonitisierten Bereich sowie im Randbereich der Feldspatleisten ist generell Chlorit als Alterationsprodukt des primären Mineralbestandes anzuführen.

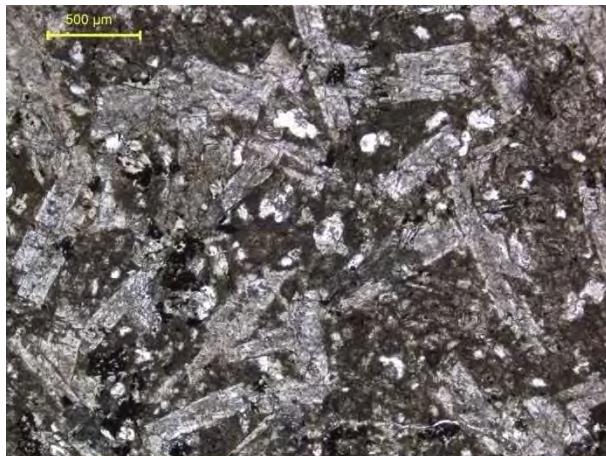


Abb.: 126: Durchlichtaufnahme (pN) der Probe Db235. Als Mineralbestand treten hier hauptsächlich größere Feldspateinphänokristalle auf.



Abb.: 127: Durchlichtaufnahme (xN) der Probe Db235.

8.2. Sedimente und Vulkanite

8.2.1 Alpiner Buntsandstein

Der alpine Buntsandstein weist als Komponenten Quarz, Feldspat sowie untergeordnet Glimmerminerale auf, welche die Schichtung nachzeichnen. Die Quarzkomponenten weisen eine schlechte bis mäßige Rundung auf. Quarz tritt als Einzelkristall sowie als Mehrkornaggregate auf. Ferner weisen die Quarzkristalle eine undulöse Auslöschung auf (siehe Abb.: 128). Aus dem Rellstal wurden die vererzten, intraskytischen Sandsteine untersucht. Die Vererzungen sind fein und dispers in einer Matrix von Quarz und Feldspäten, sowie untergeordnet Glimmermineralien, verteilt. Ferner tritt hier in geringen Konzentration und fein verteilt Baryt auf.

8. Petrographische Untersuchungen der Nebengesteine

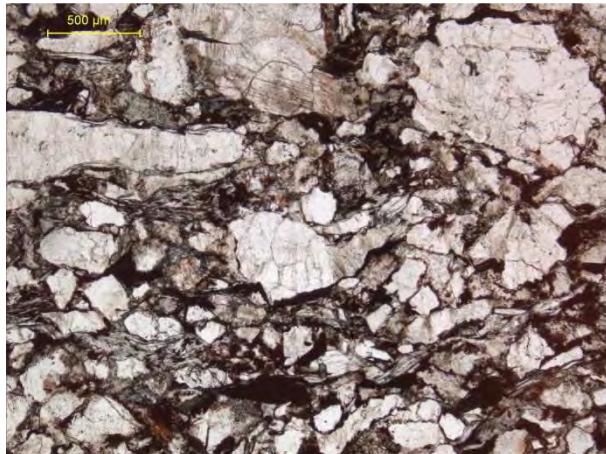


Abb.: 128: Durchlichtaufnahme (pN) der Probe Db112. Der Alpine Buntsandstein weist als Mineralbestand neben Quarz und Feldspat Glimmer auf.

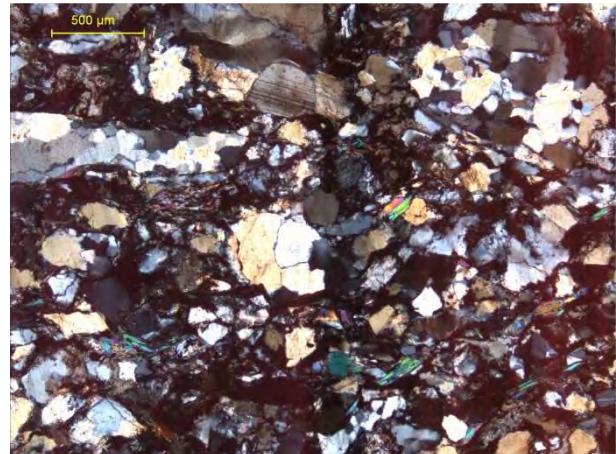


Abb.: 129: Durchlichtaufnahme (pN) der Probe Db112. Quarz tritt in Form von Einzelkristallen und polykristallinen Aggregaten auf.

Die untersuchten Proben zeigen jedoch einen sehr viel geringeren Glimmeranteil als die unvererzten Proben aus dem Silbertal auf. Ferner weisen die Quarzkomponenten eine mäßige Rundung auf (siehe Abb.: 130 und Abb.: 131).



Abb.: 130: Durchlichtaufnahme (pN) der Probe Re2. Die Feldspäte zeigen deutliche Alterationserscheinungen. Entlang von Rissen bildet sich Tyrolit als Verwitterungsprodukt von Kupfersulfiden.

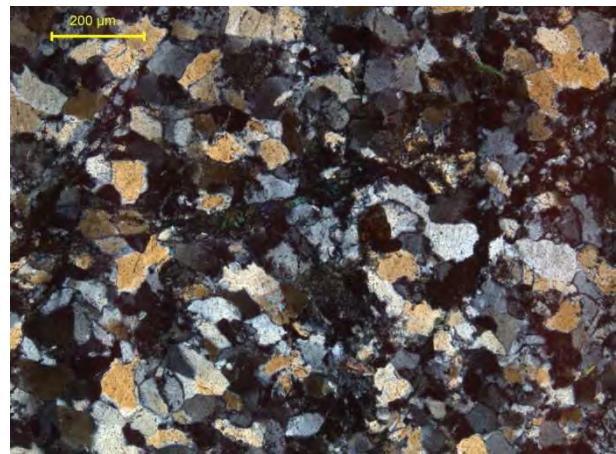


Abb.: 131: Durchlichtaufnahme (xN) der Probe Re2. Die Quarzkomponenten weisen eine bessere Rundung sowie eine bessere Sortierung auf.

8.2.2 Kristbergsschichten

Die Kristbergsschichten treten als feinlaminierte Siltsteine auf, die entlang von Rissen und kleineren Klüften postsedimentär gebildeten Kalzit aufweisen. Einzelne Glimmerschüppchen sind schichtungsparallel in den Kristbergsschichten eingeregelt (siehe Abb.: 133 und Abb.: 132). Die untersuchten Proben werden nach der Dreigliederung der Kristbergsschichten nach VAN AMERON et al. (1982) den Mittleren Kristbergsschichten zugeordnet.

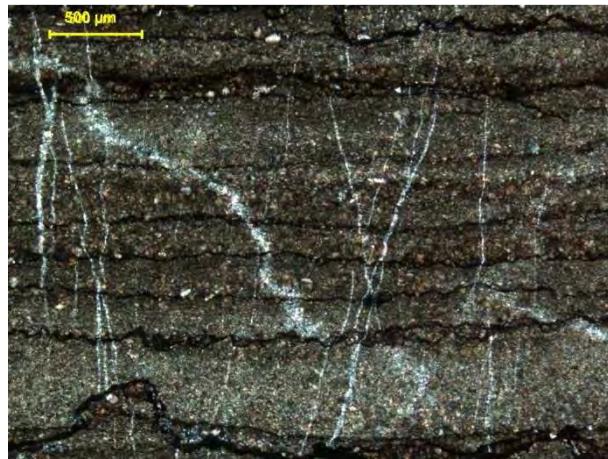


Abb.: 132: Durchlichtaufnahme (xN) der Probe Db225. Feinlamierte Siltsteine bilden hier die Grundmatrix.



Abb.: 133: Durchlichtaufnahme (xN) der Probe Db225. Vereinzelt treten Glimmerschüppchen, die schichtparallel eingeregelt sind, sowie postsedimentäre Kalzitadern auf.

8.2.3 Quarzporphyr

Die Quarzporphyre weisen mikroskopisch neben Quarz, Kalifeldspat vereinzelt Glimmer und Zirkon auf. Ferner treten opake Mineralphasen auf. Das Gefüge entspricht einem typischen porphyrischen Gefüge (siehe Abb.: 134). Hierbei treten einzelne größere Kristalle in einer feinkörnigen, mikrokristallinen bis glasigen Matrix auf (siehe Abb.: 135, Abb.: 136 und Abb.: 137). Die glasige bis mikrokristalline Matrix weist z.T. limonitisierte Bereiche auf.

8. Petrographische Untersuchungen der Nebengesteine

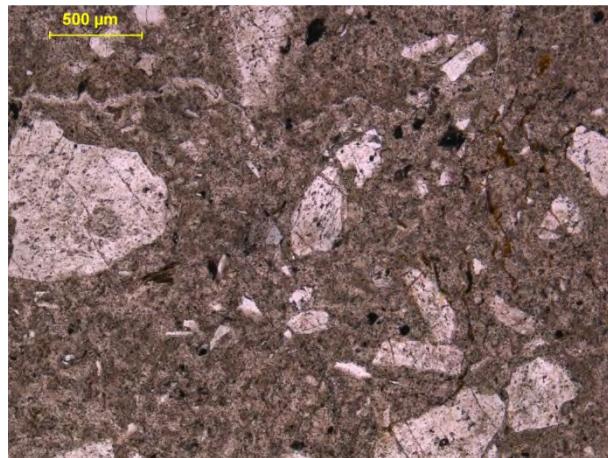


Abb.: 134: Durchlichtaufnahme der Probe DB170 bei pN. Einzelne Feldspatklasten und Quarzkristalle treten in der mikrokristallinen Matrix auf.



Abb.: 135: Durchlichtaufnahme der Probe DB170 bei xN. Die Quarzkristalle zeigen z.T. Lösungsbuchten.



Abb.: 136: Durchlichtaufnahme der Probe DB170 bei pN. Auf Grund von Verwitterungsprozessen kommt es zur Bildung von limonitisierten Bereichen.



Abb.: 137: Die Kalifeldspäte weisen Entmischungen auf und sind oft verzwilligt.

9. Gesteins- und Mineralchemie

9.1 Gesamtgesteinschemie

Seitens des PP09 (*Archäometallurgische und geochemische Erfassung historischen Bergbaus*) wurde mittels der NAA Gesamtgesteinschemismen von ausgewählten Erzproben ermittelt. Bei den Untersuchungen der Gesamtgesteinschemismen wurden die für die Erzparagenese relevanten Elemente (Cu, Fe, Ni, Co, As, Sb, Au, Ag, Se, Te, Zn, Sn, Hg, Bi, Pb) ermittelt. Wie aus dem unten stehenden Diagramm zu entnehmen ist (siehe Abb.: 138), lassen sich auf Grund dieser Gesamtgesteinschemismen bereits Rückschlüsse auf die Zusammensetzung ziehen. Bei den mittels der NAA untersuchten Proben handelt es sich um Erzproben, die auf den Abraumhalden gesammelt worden sind. Bezuglich der Proben wurde darauf geachtet, dass sie einen hohen Erzgehalt sowie einen geringen Anteil an Nebengestein enthalten. Makroskopischen bestehen die Proben aus den Gemengteilen Chalkopyrit, Pyrit und Fahlerz.

Die hohen As und Sb Gehalte, die aus den NAA- Analysen ermittelt wurden, korrelieren mit dem Gehalt von Fahlerz in den Proben. Zn, Fe, Cu werden in der Erzparagenese repräsentiert durch die Sulfidminerale Pyrit, Chalkopyrit sowie Zinkblende. Hohe Ni und Co Werte zeigen Gersdorffit bzw. Korneit sowie Alloklas im Gestein an. Ag kann sowohl als Spurenelement im Fahlerz als auch in Form von Sulfiden wie Akanthit auftreten und in Form von Hg-Ag Amalgamen.

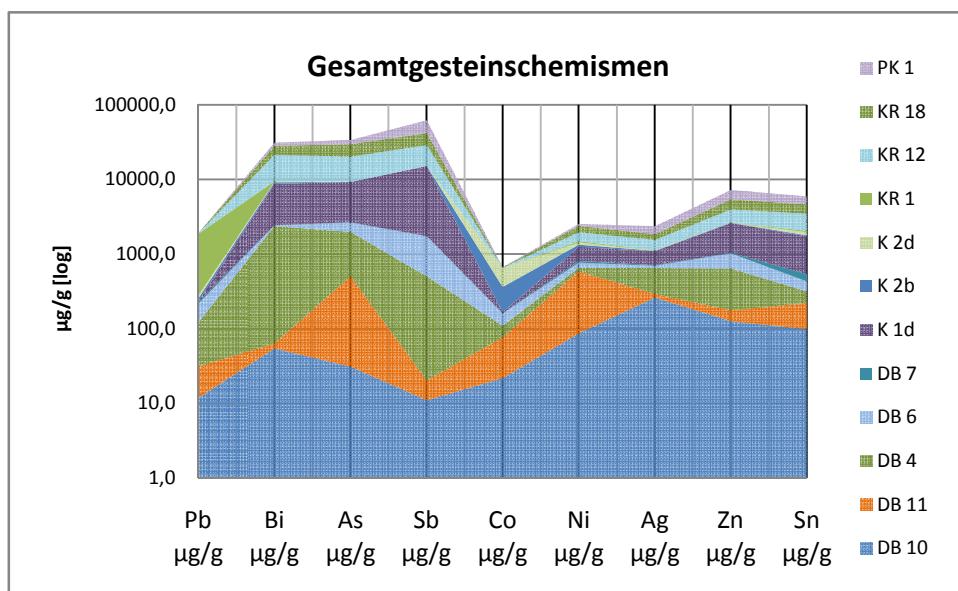


Abb.: 138: NAA- Analysewerte in $\mu\text{g/g}$ [log]. Die Proben aus dem Montafon weisen im Vergleich mit anderen im Rahmen des SFB HiMAT gesammelten Proben außerordentlich hohe Bi Gehalte auf. Die starke Schwankung der As und Sb Werte ist auf die unterschiedliche Menge an Fahlerz in den Proben zurückzuführen.

Die Werte für Pb sind relativ gering und zeigen auch im Vergleich mit anderen Lagerstätten die im Zuge des HiMAT Projektes bearbeitet werden keine starke Varianz. Die Bi Gehalte sind sehr hoch und stellen ein markantes Unterscheidungsmerkmal zu anderen Cu-Lagerstätten wie Kitzbühel oder Schwaz/ Brixlegg dar. Proben aus Hochgallmigg, die ebenfalls im Rahmen des SFB HiMAT untersucht werden und in ähnlicher geologischer Position auftreten, zeigen ebenfalls sehr hohe Bi Werte. Die ermittelten Werte für Bi aus Proben aus dem Montafon variieren hierbei zwischen 9.4 µg/g als Minimalwert und 1194.40 µg/g. (1.1944 Gew%!), wobei die Erzproben einen Mittelwert von 0.2601 Gew% Bi aufweisen.

Die im Vergleich zu anderen Cu- Lagerstätten sehr hohen Bi- Gehalte sind auf das Auftreten von gediegenem Bismut zurückzuführen. Die Gehalte von As und Sb korrelieren dem Gehalt an Fahlerz in den Proben. Untergeordnet kann auch As in Arsenopyrit und Korneit eingebaut werden. Die ermittelten Werte für Sn korrelieren hierbei eindeutig mit hohen As und Sb Werten und sind wiederum repräsentativ für die Gehalte an Fahlerz. Die Sn Werte entsprechen jenen Konzentrationen die im Fahlerz nachzuweisen waren. Die Werte für Ag korrelieren wiederum mit hohen As und Sb Gehalten. Ausnahme hierbei bildet die Probe DB7, die zwar geringe As und Sb Werte hat aber einen Ag Gehalt von 263 µg/g aufweist. Hierbei dürfte der Anteil an Akanthit und/oder Hg-Ag Amalgam Einfluss auf die erhöhten Werte haben. Die Konzentrationen für Ni sowie Co sind wie auch aus der Zusammensetzung der Erzparagenese relativ gering. In Proben mit hohen As und Sb Werten sinken die Co Werte auf ca. 3-5 µg/g. In Chalkopyrit-reichen Proben liegen die durchschnittlichen Co Werte bei 81.2 µg/g. Für Ni lassen sich keine Aussagen bezüglich einer gemeinsamen Korrelation zu hohen As und Sb Werten treffen. Die durchschnittlichen Ni Werte liegen bei ca. 211 µg/g.

Die Elemente Se, Te, Au und Hg wurden nicht in das Diagramm (siehe Abb.: 138) eingearbeitet, da hier mit der NAA lediglich Maximalwerte ermittelt wurden. Bei Se, das in verschiedenen Sulfid bzw. Sulfosalzen wie Fahlerz an Stelle von S substituieren kann, liegen die durchschnittlichen Maximalwerte bei 55 µg/g wobei in der Probe DB11 ein Maximalwert an Se mit 338 µg/g nachgewiesen werden konnte. Bei Te liegen die Werte bei Sb und As reichen Proben bei <167 bzw. 194 µg/g. Ansonsten sind die Te Konzentration sehr gering und liegen im Durchschnitt bei 32 µg/g. Hg, das in der Erzparagenese in Form von Ag-Hg Amalgamen auftritt, konnte mittels der NAA in sehr geringen Spuren nachgewiesen, wobei hier die Maximalwerte <2 µg/g mit Ausnahme von DB11 und DB4 (jeweils 3 µg/g) nicht überschritten worden sind. Au ist in geringen Konzentration von durchschnittlich 0.13 µg/g in den Erzproben nachzuwiesen, wobei hier die fahlerzreichen Proben erhöhte Maximalwerte von <0.94 bzw. 0.88 und 0.99 µg/g Au aufweisen.

9.2 Mineralchemie der Erzparagenese

9.2.1 Fahlerz solid solution

Unter dem mineralogischen Begriff „Fahlerz“ versteht man nach JOHNSON et al. (1986, 1987, 1988) Sulfosalze mit der Mineralformel ${}^{IV}(M(1)_6 {}^{III}M(2)_6 [{}^{III}X {}^{IV}Y_3]_4 {}^{VI}Z$, wobei die M(1)-Position mit Cu, Fe, Zn, Mn, Hg und Cd besetzt ist und die M(2) mit Cu, Ag. Auf die X-Position wird Sb, As, Bi, Te verteilt. Auf der Y und Z-Position sind S und Se. Das As-hältige Endglied mit der vereinfachten Formel $(Cu,Fe)_{12}As_4S_{13}$ wird als Tennantit, früher auch als Arsenfahlerz, bezeichnet. Das Sb-hältige Pendant dazu wird als Tetraedrit bezeichnet mit der vereinfachten Formel $(Cu, Fe)_{12}Sb_4S_{13}$. Bei den mineralchemischen Untersuchungen der Fahlerze mittels der EMPA zeigt sich eine starke Zonierung der Tetraedrit – Tennantit – Mischreihe auf der ${}^{III}X$ -Position zwischen As und Sb. Diese Zonierung weist eine lineare Korrelation auf und zeigt sich deutlich unter den BSE Bildern sowie in den Elementverteilungsbildern.

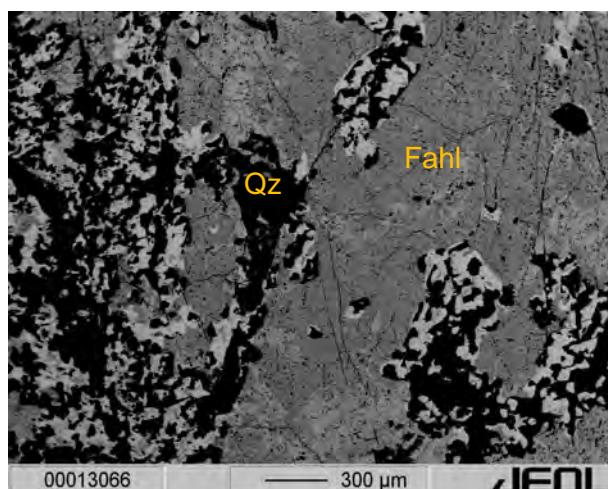


Abb.: 139: BSE- Bild einer Fahlerzader (Fah) aus der Probe PK1. 3 unterschiedliche Chemismen sind hier zu erkennen, wobei die Randzonierung stets in engem Konnex zu Quarz (Qz) steht.

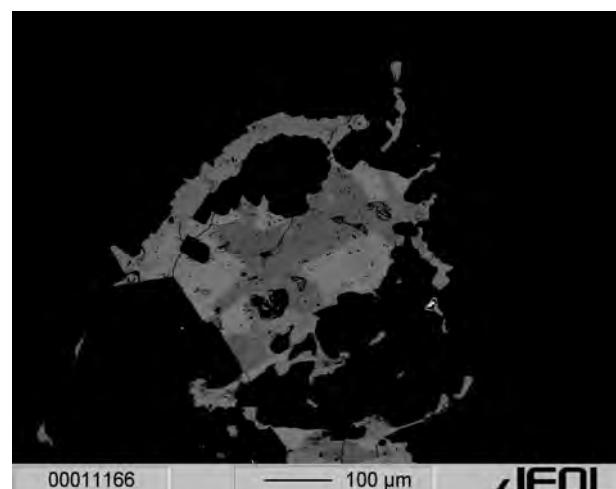


Abb.: 140: BSE-Bild eines Fahlerzkornes. Deutlich tritt hier die typische fleckige Zonierung zu Tage. Um die chemischen Unterschiede visuell zu erfassen wurde ein Elementverteilungsbild (siehe Abb.: 144-Abb.: 149) angefertigt.

Der Einbau auf der ${}^{III}X$ -Position schwankt zwischen 0.029 apfu As und 3.967 apfu Sb (Tetraedrit-Endglied) sowie 2.602 apfu As 1.279 apfu Sb (Tennantit – Tetraedrit – Mischreihe). Wie aus diesen Daten zu entnehmen, zeigen die Fahlerze aus dem Montafon größere Tendenzen zu Tetraedrit. Die Medianwerte von Fahlerz aus Bartholomäberg für die Elemente As bzw. Sb liegt bei 1.174 apfu. sowie 2.771 apfu Sb. Die Minimal bzw. Maximalwerte für Sb liegen bei 2.076 sowie 3.623 apfu Sb. Für As liegen die Werte bei min. 0.333 apfu As und max. 1.882 apfu As. Sb weist einen Minimalwert von 2.076 apfu sowie ein Maximalwert von 3.623 apfu Sb auf. Die Werte für Zn und Fe für die Fahlerzproben aus Bartholomäberg liegen bei

1.532 apfu Fe sowie 0.508 apfu Zn. Bei Zn schwanken die Werte zwischen 0.340 apfu und 0.746 apfu. Die Werte für Fe liegen zwischen 1.288 apfu und 1.911 apfu Fe. Ferner weisen die Fahlerze aus Bartholomäberg im Durchschnitt 0.012 apfu In, 0.048 apfu Bi, 0.024 apfu Hg sowie 0.070 apfu Ag auf. Die Hg Konzentration kann zwischen 0.007 apfu und 0.046 apfu schwanken. Bi schwankt zwischen 0.019 apfu und 0.072 apfu. Die Werte für Ag schwanken relativ stark und erreichen Maximalwerte von 0.111 apfu Ag sowie Minimalwerte von 0.049 apfu Ag. Obwohl Au meistens unterhalb des Detektionslimits liegt, konnte für Au hier jedoch ein Maximalwert von 0.009 apfu gemessen werden. Die Fahlerzproben vom Kristbergsattel weisen einen durchschnittlichen Gehalt von 1.783 apfu As sowie 2.108 apfu Sb auf. Die Proben aus dem Kristbergsattel zeigen bezüglich dem durchschnittlichen Verhältnis von As/Sb erhöhte Werte von As im Gegensatz zu den Fahlerzproben von Bartholomäberg. Die durchschnittlichen Werte für Ag im Fahlerz werden mit 0.039 apfu beziffert. Die Werte für As liegen zwischen 0.029 apfu und 2.610 apfu. Die Werte für Sb schwanken von 1.252 apfu bis zu 3.967 apfu. Die Werte für Zn schwanken zwischen 0.323 apfu und 1.551 apfu (Median 0.561 apfu). Fe wird im Durchschnitt mit 1.480 in den Fahlerzproben aus dem Kristberg eingebaut, wobei die Minimalwerte bei 0.418 apfu und die Maximalwerte bei 2.404 apfu zu liegen kommen.

Die Fahlerze von dem Kristberg zeigen ebenfalls wie Proben aus Bartholomäberg einen In Gehalt von 0.017 apfu In. Die Werte für Bi sowie Hg für die Proben aus dem Kristberg liegen bei 0.087 apfu Bi (min. 0.000, max. 0.195 apfu) sowie 0.006 Hg (min. 0.00, max. 0.054 apfu). Wie auch aus den Fahlerzproben aus Bartholomäberg lassen sich hier auch Maximalwerte von 0.015 apfu Au nachweisen. Trotz der fast vollständigen Mischreihe Tennantit–Tetraedrit lassen sich in der Probe PK1 3 wesentliche Fahlerzchemismen rekonstruieren (siehe Abb.: 141 Fehler! Verweisquelle konnte nicht gefunden werden. und Abb.: 142 Fehler! Verweisquelle konnte nicht gefunden werden.). Diese 3 Fahlerzchemismen werden hier als 3 unterschiedliche Fahlerzgenerationen interpretiert, da hier auf Grund des Gefüges und der Textur dies als plausibel erscheint.

Die 1. Generation von Fahlerz weist eine starke Affinität zum As-hältigen Tennantit auf. Die 1. Generation von Fahlerz, die in dieser Probe die Grundmasse darstellt, wird ihrerseits entlang von kleineren Rissen durch die 2. Generation von Fahlerz ersetzt. Diese 2. Generation zeigt ein höheres As/Sb Verhältnis als die 1. Generation auf. Als 3. und letzte Generation von Fahlerz wurde, koexistierend mit Quarz, der die Hohlräume ausfüllt, ein hinsichtlich des Chemismus sehr Sb-hältiges Fahlerz ausgeschieden.

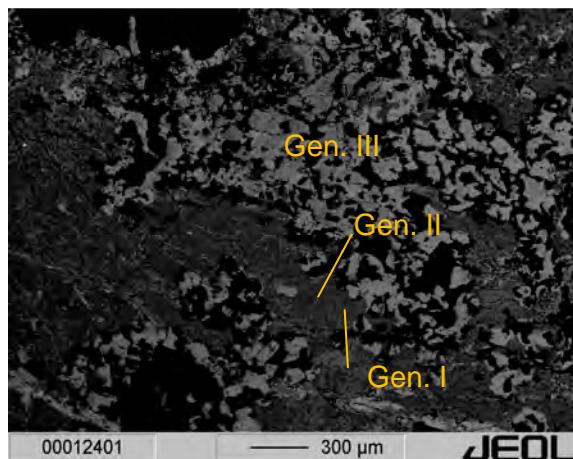


Abb.: 141: BSE-Bild der Probe PK1. Die dunkelgraue Grundmasse bildet hier Sb-reiches Fahlerz. Weiters durchdringen feine Risse das Fahlerz der 1. Generation. Koexistierend mit Qz tritt die 3. Fahlerzgeneration auf (hellgrau).

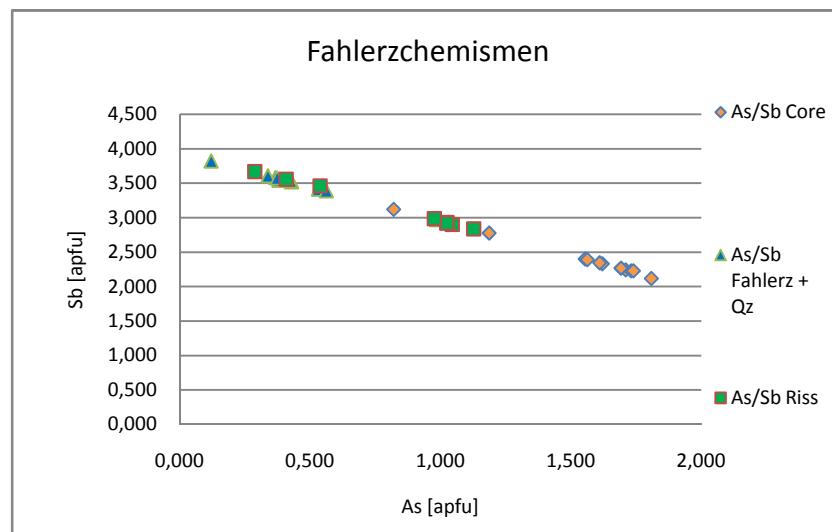


Abb.: 142: Verhältnis von As/Sb, wobei hier die unterschiedlichen Chemismen (Core = 1. Generation; Riss = 2. Generation, Fahlerz + Quarz = 3. Generation) der verschiedenen Fahlerzgenerationen dargestellt sind.

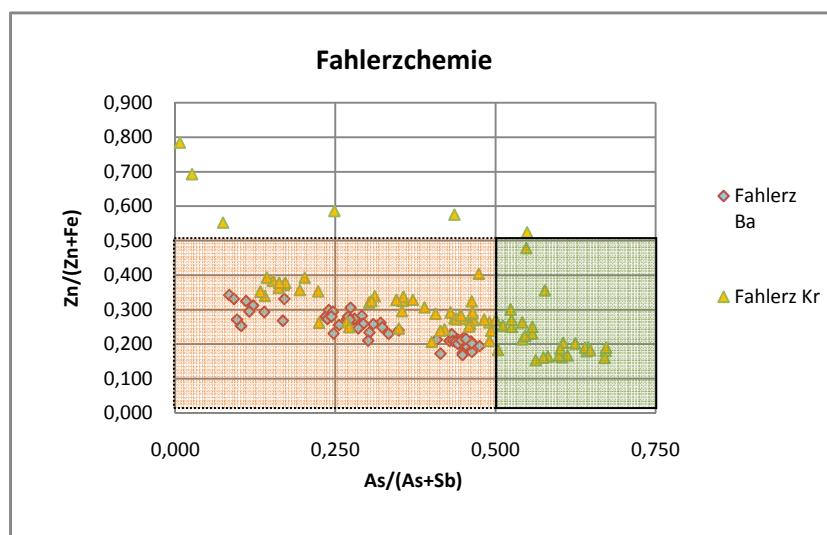


Abb.: 143: Verhältnis von As/(Sb+As) zu Zn/(Fe+Zn). Analysen, die weniger als 0,5 As/(As+Sb) aufweisen, werden als Tetraedrit bezeichnet. Das Gros der Fahlerzanalysen plottet im Ferroan-Tetraedrit Feld (rot markiert) bzw. untergeordnet im Ferroan-Tennantit Feld (grünlich markiert).

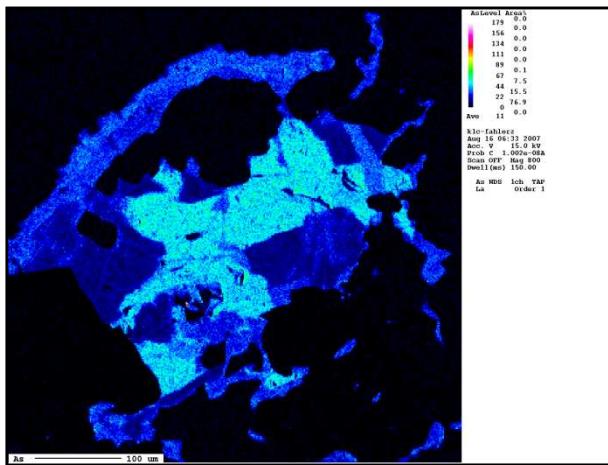


Abb.: 144: Elementverteilungsbild von As. Aus diesem Verteilungsbild sind 3 Zonen mit unterschiedlichen Konzentrationen von As erkennbar.

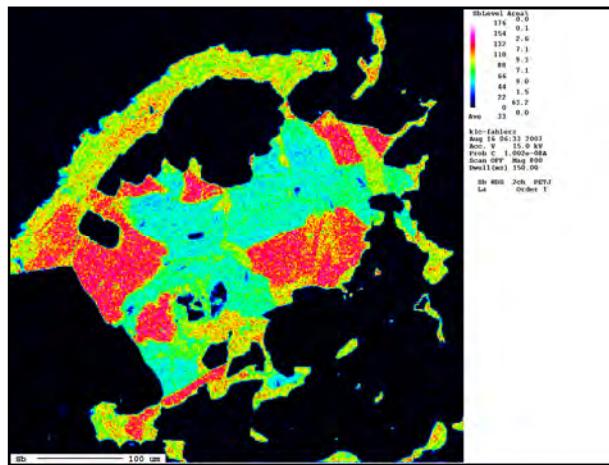


Abb.: 145: Elementverteilungsbild von Sb. Der Einbau von Sb weist eine gegenläufige Korrelation zum Einbau von As im Fahlerz auf.

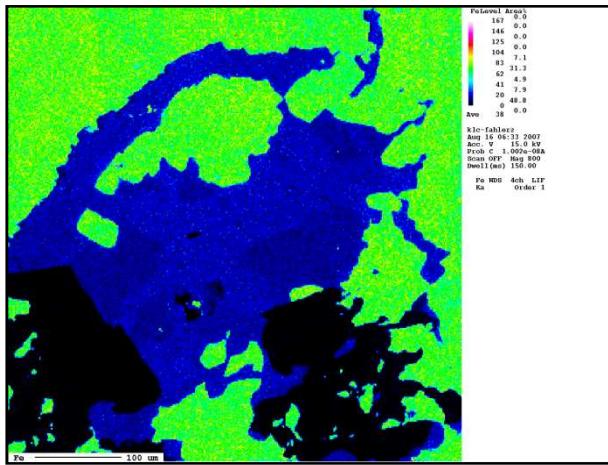


Abb.: 146: Elementverteilungsbild von Fe. Aus dem Verteilungsbild geht eindeutig hervor, dass der Einbau mit jenem von As korreliert und gegenläufig zum Einbau von Sb bzw. untergeordnet Zn verläuft.

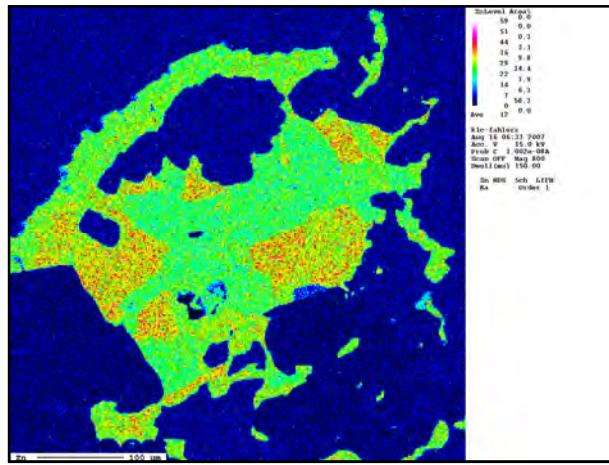


Abb.: 147: Elementverteilungsbild von Zn. Zn tritt in höheren Konzentrationen, wo geringere Fe bzw. Sb Gehalte dedektierbar sind.

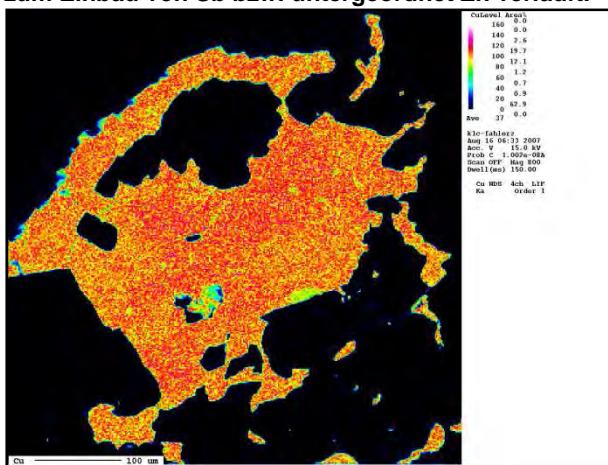


Abb.: 148: Elementverteilungsbild von Cu. Cu ist im Fahlerz leicht zoniert wobei hier eine schwache Korrelation zu Fe und Sb feststellbar ist.

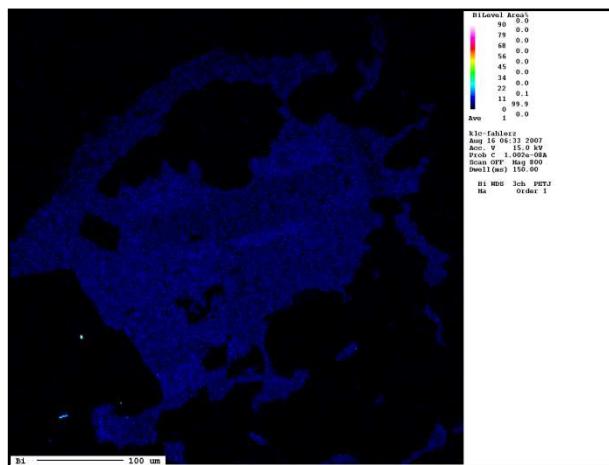


Abb.: 149: Elementverteilungsbild von Ag. Ag wird generell nur in sehr geringen Mengen im Fahlerz eingebaut. Eine leichte randliche Zonierung des Ag Gehaltes ist hier feststellbar. Ferner weist Ag einen leicht gegenläufigen Trend zum Einbau von Cu bzw. eine leichte Korrelation zu Zn und Sb auf.

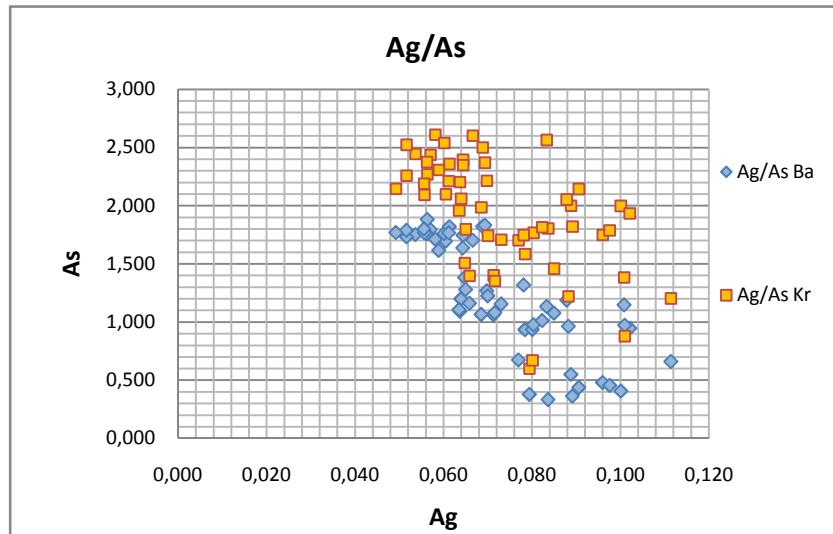


Abb.: 150: Verteilung von Ag/As in den Fahlerzerproben aus Bartholomäberg (Ba) und Kristbergsattel (Kr).

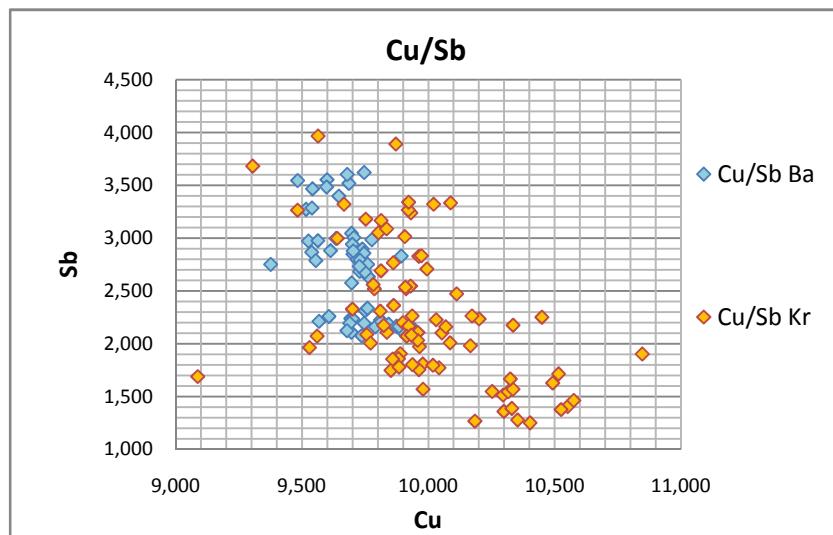


Abb.: 151: Verteilung von Cu/Sb. Die Proben aus Bartholomäberg sind leicht an Sb angereichert bzw. leicht abgereichert an Cu.

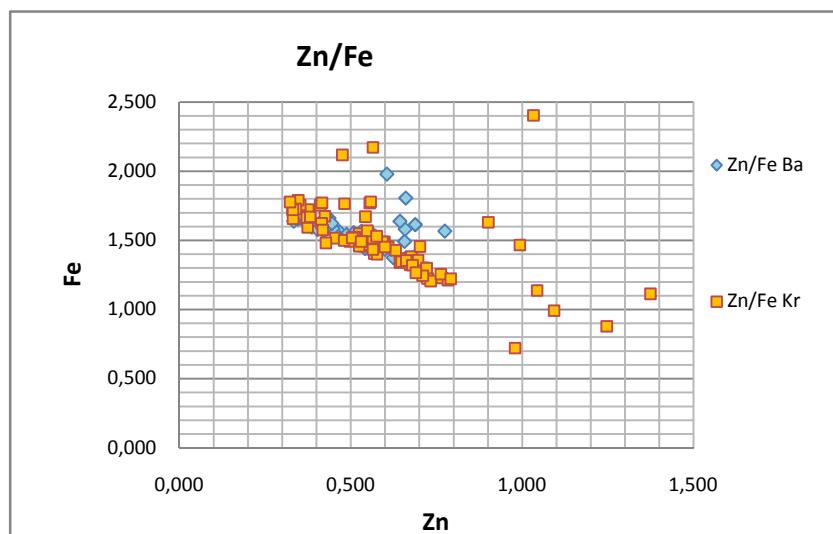


Abb.: 152: Bei dem Verhältnis von Zn/Fe ist eine leichte lineare Korrelation festzustellen, wobei hier keine markanten Unterschiede zwischen Bartholomäberg und dem Kristberg feststellbar sind.

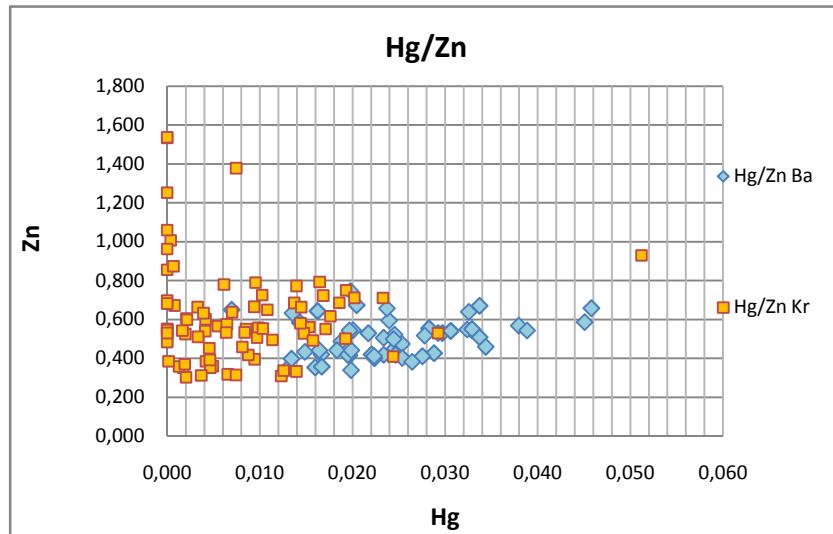


Abb.: 153: Die Fahlerze aus Bartholomäberg weisen leicht erhöhte Werte von Hg im Gegensatz zu jenen vom Kristbergsattel auf.

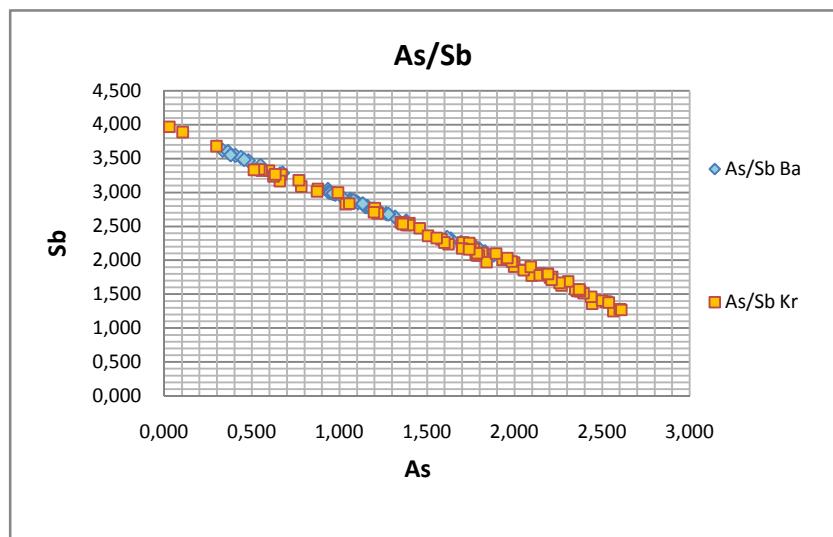


Abb.: 154: Die Fahlerze weisen eine ausgesprochen lineare Korrelation zwischen dem Einbau von As und Sb auf. Die Proben vom Kristberg weisen daher z.T. die Endgliedzusammensetzung von Tetraedrit auf.

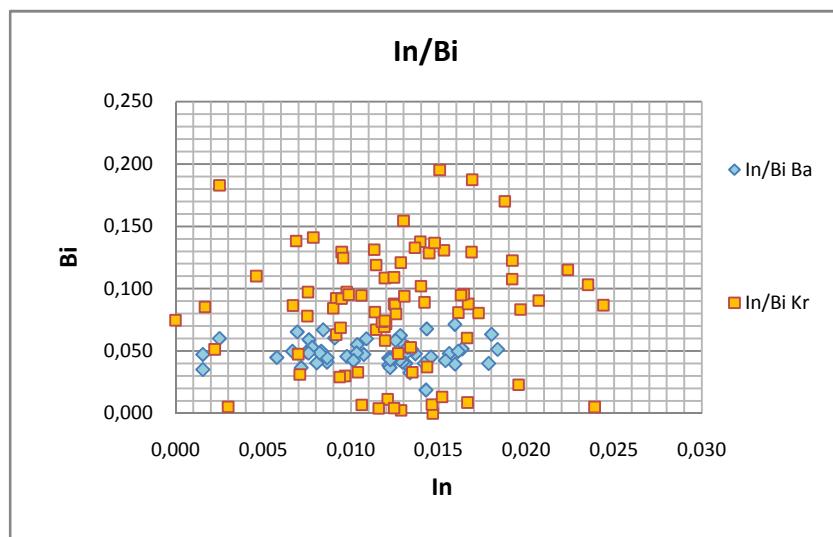


Abb.: 155: Aus dem In/Bi Verhältnis geht hervor, dass die Proben aus Bartholomäberg weniger Bi einbauen. Die Proben vom Kristberg zeigen leicht erhöhte In Werte.

9.2.2 Pyrit

Pyrit (FeS_2) ist ein häufig anzutreffendes Sulfidmineral in der Erzparagenese von Bartholomäberg bzw. Silbertal. Aus den EMPA Analysen geht hervor, dass Pyrit geringe, jedoch stets detektierbare Mengen an Pb, In sowie insbesondere As einbaut. Der durchschnittliche Einbau von As in Pyrit beträgt 0.23 At.%. In ist in einer durchschnittlichen Konzentration von 0.02 At.% enthalten. Des Weiteren wird Pb in ähnlichen Konzentrationen wie In mit 0.02 At.% im Pyrit eingebaut. Die Konzentrationen von Ni und Co (siehe Abb.: 157) sind sehr gering und liegen unterhalb der Nachweisgrenze der EMPA. Ausnahme hierbei bildet die Probe DB7, die mittels einer Linienmessung sowie eines Elementverteilungsbildes analysiert worden ist, wobei hier randlich sehr geringe, jedoch noch detektierbare Mengen an Ni (siehe Abb.: 159) eingebaut wurden.

Ferner weisen die Pyrite eine leicht von der Stöchiometrie abweichende Zusammensetzung von S zu Fe auf. Die durchschnittlichen Verhältnisse von S zu Fe betragen 65.05 At.% S zu 34.58 At.% Fe. Nach der Formel von Pyrit läge das Verhältnis von S zu Fe bei 66.66 At.% S sowie 33.33 At.% Fe.

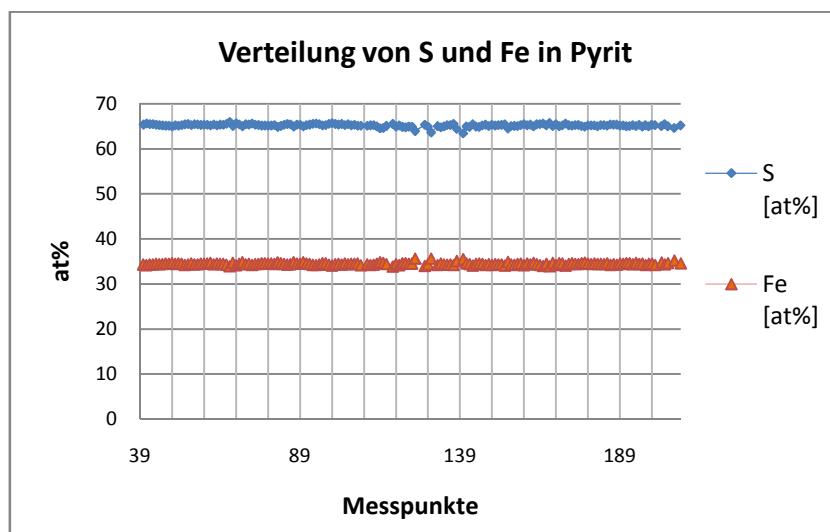
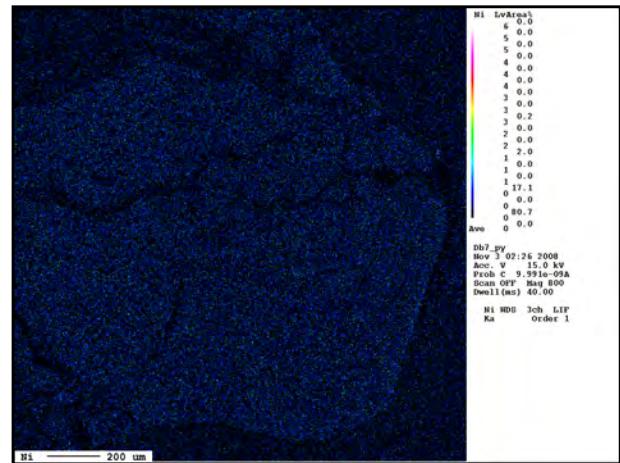
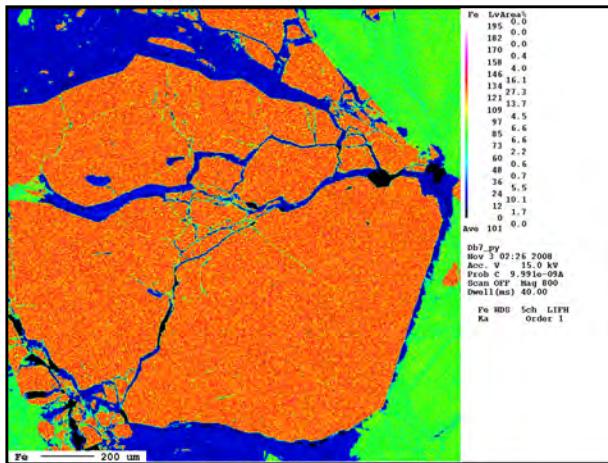
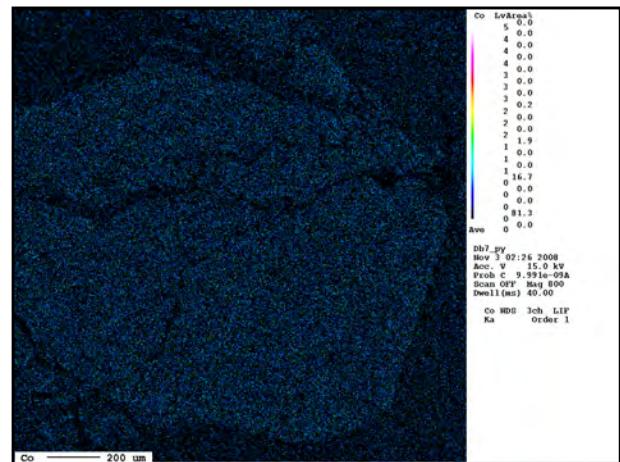
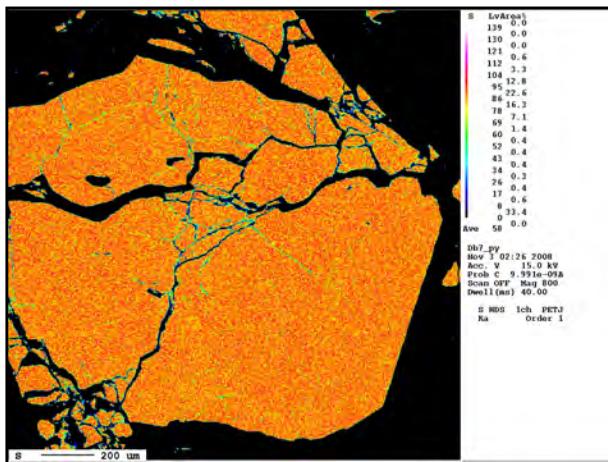


Abb. 160: EMPA Linienmessung von einem Pyrit. Geplottet sind hier die Verhältnisse von Atomprozent von Fe und S, wobei hier im Pyrit keinen Variation in diesen beiden Elementen festzustellen ist.

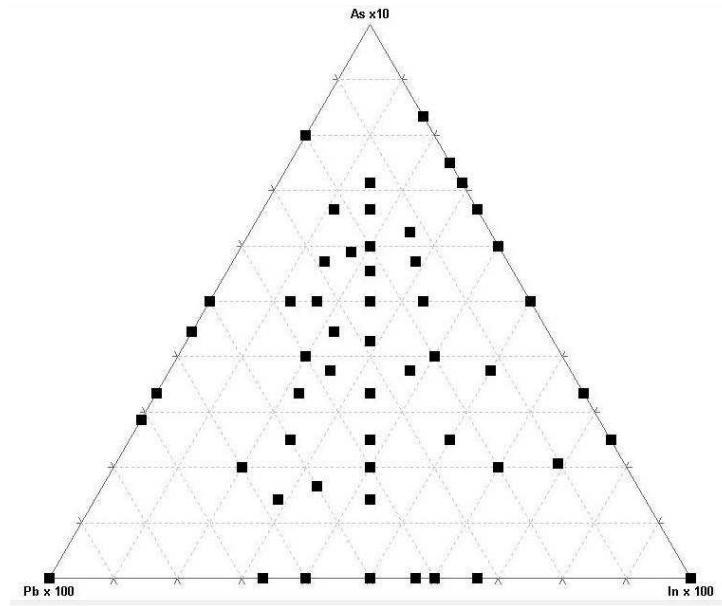


Abb.: 161: Spurenelemente im Pyrit. Die As Achse ist mit dem Faktor 10 multipliziert. Die Werte für Pb und In wurden jeweils mit Faktor 100 multipliziert.

9.2.3 Chalkopyrit

Chalkopyrit (CuFeS_2) ist neben Pyrit und Fahlerz das am häufigsten anzutreffende Sulfidmineral in der Erzparagenese. Gemäß der Mineralformel besteht Chalkopyrit aus 1/4 Cu, 1/4 Fe sowie 2/4 S. Wie aus dem unten stehenden ternären Plot zu entnehmen, weist Chalkopyrit einen durchschnittlichen S Gehalt von 50.31 At.% S sowie 24.62 At.% Cu und 24.77 At.% Fe auf. Dies entspricht einem Verhältnis von $(\text{Cu} + \text{Fe})$ zu S von 49.39 zu 50.31 At.% S. Nach MERWIN & LOMBARD (1937) weisen Chalkopyrite, die bei geringen Temperaturen gebildet worden sind ein Metall : Schwefelverhältniss von 1 auf. Natürlich vorkommende Chalkopyrite, die bei höherer Temperaturen gebildet worden sind, zeigen generell ein M:S Verhältnis >1 an. Mit Ausnahme von Zn lassen sich im Chalkopyrit keine anderen Elemente nachweisen. Die Gehalte an Zn sind jedoch sehr gering und erreichen 0.05 At.% Zn.

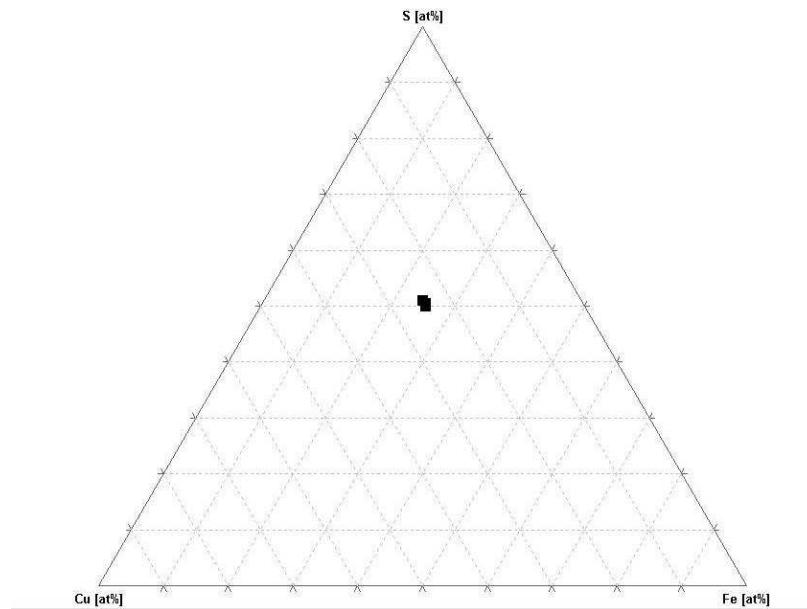


Abb.: 162: Ternärer Plot im System Cu-Fe- S.

9.2.4 Sphalerit

Sphalerit, dessen ältere Bezeichnung Zinkblende ist, tritt in sehr geringen Mengen in der Erzparagenese auf. Bei Sphalerit handelt es sich um ein Monosulfid mit der Mineralformel ZnS, wobei im Sphalerit stets Spuren von Fe, Cd, Mn sowie untergeordnet In, Hg, Ti auftreten (RAMDOR, 1975)

Die untersuchten Sphalerite weisen einen durchschnittlichen Gehalt von 2.28 At.% Fe auf. Im untenstehenden Diagramm wurde die Fe-Achse mit dem Faktor 10 multipliziert. Das eingebaute Fe substituiert hier das Zn. In Sphalerit sind mit Ausnahme von Fe sowie geringe Spuren von Mo keinerlei Substitutionen durch weitere Elemente festzustellen.

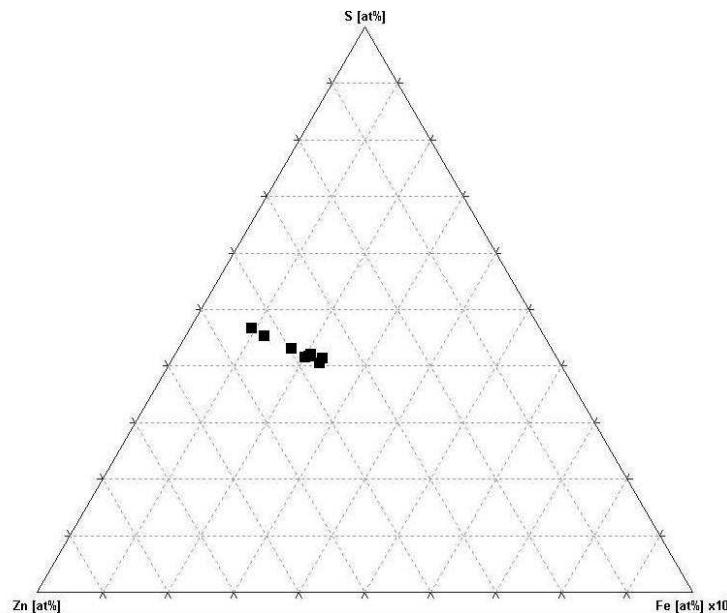


Abb.: 163: ZnS Zusammensetzungen im ternären System Zn-Fe-S.

9.2.5 Gersdorffit

Gersdorffit tritt in sehr geringem Ausmaß in der Erzparagenese auf. Gersdorffit (NiAsS) weist gemäß der Formel je $1/3$ Ni, As sowie S auf. Aus dem untenstehenden Diagramm ist deutlich zu erkennen, dass die untersuchten Gersdorffite leicht erhöhte S Werte aufweisen. Diese liegen im Durchschnitt bei 34.95 At.% S. Die durchschnittliche Menge an As beträgt hierbei 30.01 At.% und jene von Ni beträgt 29.91 At.%. Ferner weist Gersdorffit Spuren von Cu, Fe, Sb und Co auf. Geringe Mengen an Te sowie Bi konnten ebenfalls nachgewiesen werden. Der durchschnittliche Cu Gehalt ist 0.53 At.%. Fe weist eine Konzentration von 1.27 At.% auf. Sb wird mit durchschnittlich 0.66 At.% in Gersdorffit eingebaut. Da Gersdorffit in der Erzparagenese meist mit Korynit vergesellschaftet ist, sind die nachzuweisenden Gehalte an Co in den Gersdorffiten z.T. recht erheblich. Die durchschnittliche Menge an Co in Gersdorffit beträgt 2.1 At.%, wobei hier zum Teil 3.55 at.% und mehr eingebaut werden.

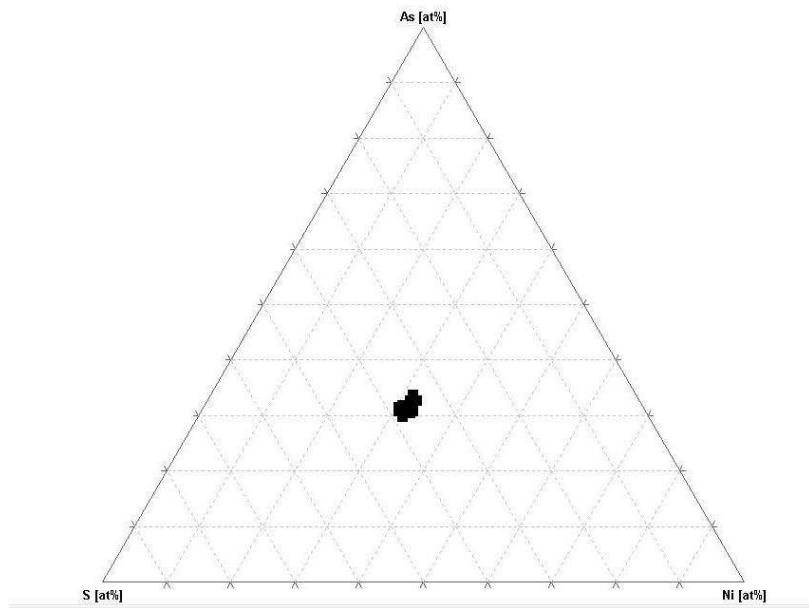


Abb.: 164: Gersdorffitzusammensetzungen im ternären System S-Ni-As.

9.2.6 Ag-Hg Amalgam:

Ag-Hg Amalgam tritt in der Erzparagenese von Silbertal und Bartholomäberg in sehr kleinen Aggregaten und meist fein dispers verteilt auf. Auf Grund der geringen Härte zeigt es meist deutliche Schleifkratzer. Das Auftreten des Ag-Hg Amalgams ist meist mit dem Auftreten von Fahlerzen assoziiert. Das Ag-Hg Amalgam weist z.T. eine leichte, unrhythmische und fleckige Zonierung auf (siehe Abb.: 166), die durch die unterschiedlichen Verhältnisse zwischen Ag und Hg hervorgerufen werden. Die Ag-Hg Amalgame weisen jedoch nicht in allen Fällen eine Zonierung auf (siehe Abb.: 165)

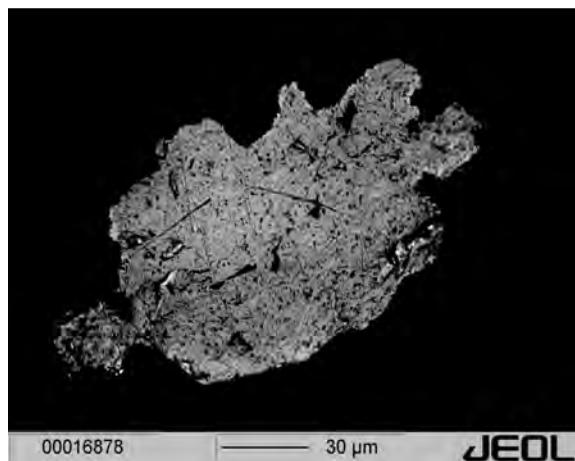


Abb.: 165: BSE-Bild eines Hg-Ag Amalgams in Probe Kr13. Die genaue Zusammensetzung lässt sich an den beiden unten stehenden Elementverteilungsbilder von Ag und Hg erkennen.

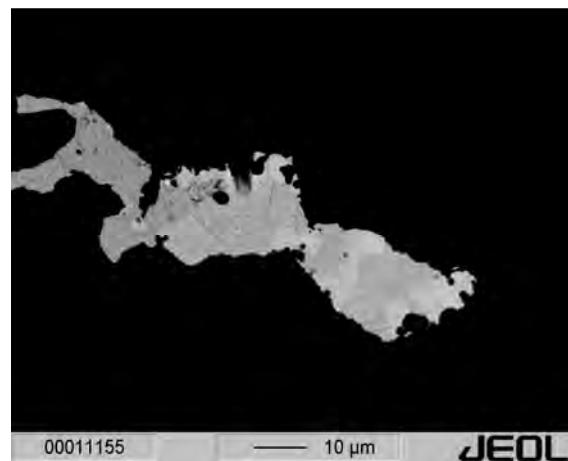


Abb.: 166: BSE-Bild eines Ag-Hg Amalgam mit deutliche fleckiger Zonierung, die durch unterschiedliche Konzentrationsverhältnisse von Ag und Hg hervorgerufen werden.

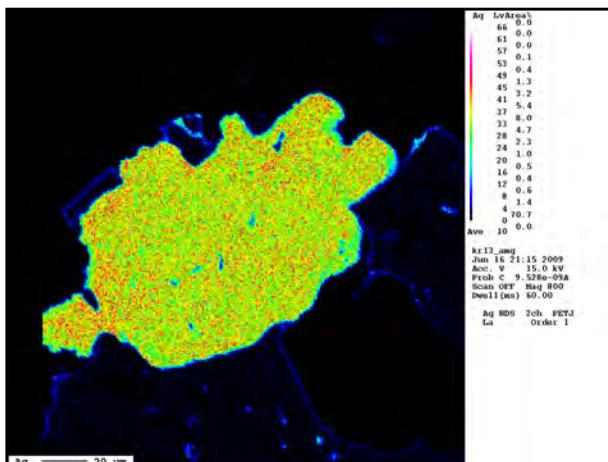


Abb.: 167: Elementverteilung von Ag. Im äußersten Randbereich fällt die Konzentration von Ag leicht ab. Kr13.

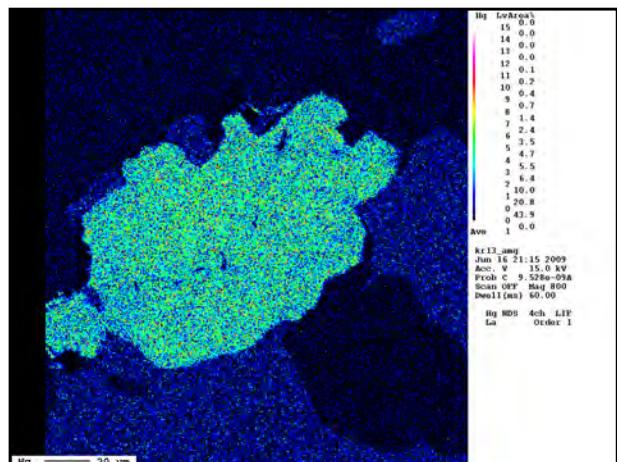


Abb.: 168: Elementverteilung von Hg. Der Einbau von Hg verläuft indirekt proportional zu dem Einbau von Ag. Probe Kr13.

Wie in Abb.: 167 zu erkennen, zeigt das Ag-Hg Amalgam im Elementverteilungsbild eine leichte Abnahme der Ag Konzentration im äußersten Randbereich. Das Mineralkorn grenzt hier direkt an ein Fahlerz, das wieder über eine randlich erhöhte Konzentration von Ag verfügt.

Das generelle Verhältnis von Hg zu Ag liegt zwischen 0.83 und 0.46. Dies entspricht einem Maximalwert für Ag in Amalgam von 67.15 Gew.% und einem Minimalwert von 53.91 Gew.% Ag. MURPHY & PRESTON (1931) beschrieben im binären Ag-Hg System 3 Phasen; die α -Phase mit 0-50 Gew.% Hg, die β -Phase mit ungefähr 60 Gew.% Hg und die γ -Phase die in der Zusammensetzung der natürlichen Phase Moschellandsbergit entspricht. SEELIGER & MÜCKE (1972) beschreiben weitere Phasen im Bereich der β -Phase. Diese Phasen sind Schachnerit (hex.) und Paraschachnerit (o'rhom.) Auf Grund der EMPA Analysen sind die untersuchten Amalgame der α -Phase zuzuordnen. Die α -Phase wird nach MURPHY & PRESTON (1931) weiters in Eugentit und Luanheit unterteilt, wobei im binären System Ag-Hg der Anteil von Luanheit zwischen 35 und 51 Gew.% Hg liegt. Die Analysenergebnisse zeigen,

dass das Amalgam in der Erzparagenese von Bartholomäberg und Silbertal der α -Phase bzw. im Speziellen dem Mineral Luanheit entspricht.

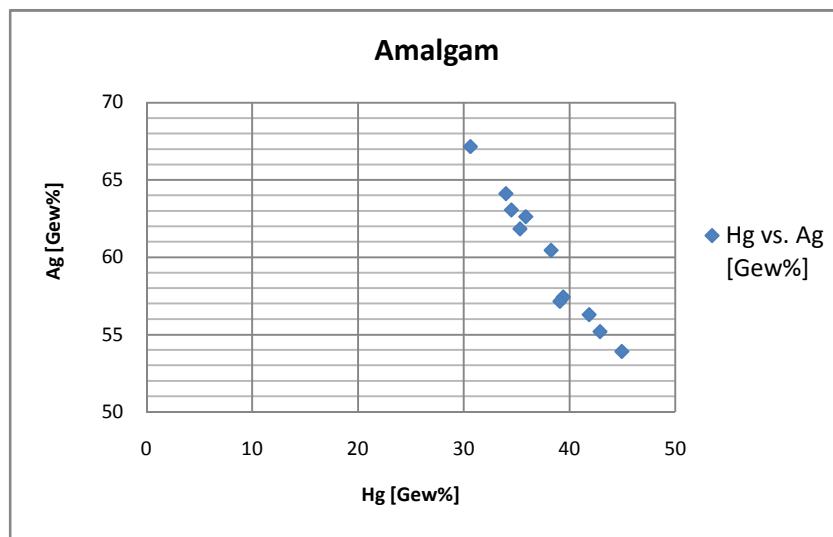


Abb.: 169: Verhältnis von Hg zu Ag in den untersuchten Amalgamen.

9.2.7 Alloklas

Alloklas $[(Co, Fe)AsS]$ weist wie der Formel zu entnehmen ist unterschiedliche Gehalte von Co und Fe auf, wobei auch Spuren von Ni auf der Co Position substituieren können.

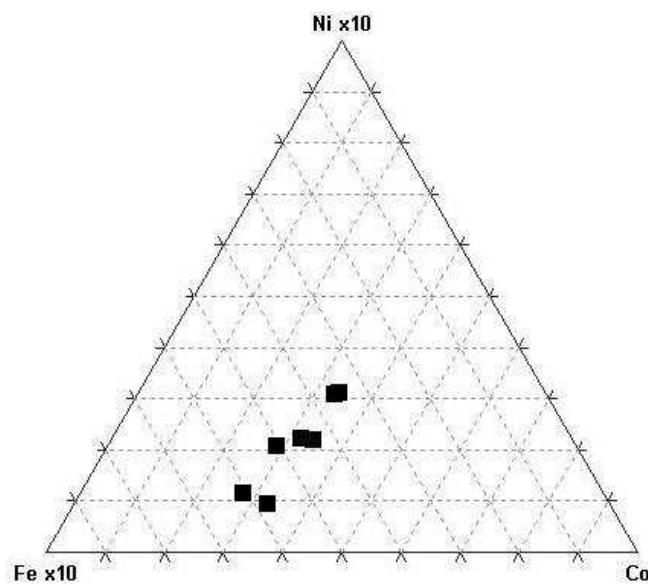


Abb.: 170: Alloklasanalysen im ternären System Fe [x10]-Co-Ni [x10].

9.2.8 Galenit

Galenit (PbS, Bleiglanz) ist in der Erzparagenese in sehr geringen Spuren enthalten. Die durchschnittlichen Bleikonzentrationen, die mittels der NAA analysiert worden sind, zeigen deutlich, dass ein geringer Bleigehalt hier nachweisbar ist. Galenit weist geringe Spuren von Fe auf (1.24 At.%) sowie erhöhte Gehalte von Se von bis zu 4.65 At.% sowie geringe Spuren von Bi (1.23 At.%).

9.2.9 Karbonatische Gangart

Die Gangart setzt sich aus Quarz, Fe-Karbonaten sowie untergeordnet Baryt zusammen. Die Untersuchungen der Gangart konzentrieren sich hierbei auf die Zusammensetzung der karbonatischen Gangart, die mittels der EMPA ermittelt wurde. Die karbonatische Gangart wird neben Kalzit hauptsächlich aus Ankerit sowie Siderit aufgebaut. Die Karbonate zeigen unter den BSE Bildern deutliche Zonierungen bzw. Wachstumserscheinungen.



Abb.: 171: BSE-Bild der karbonatischen Gangart verwachsen mit Quarz.

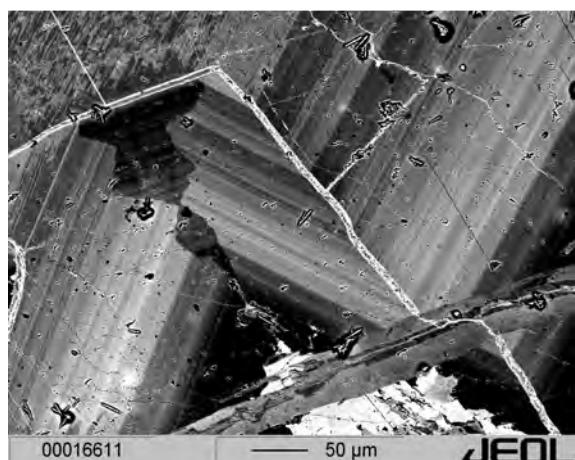


Abb.: 172: BSE-Bild der Gangart. Deutlich sind hier die feinlaminierten Wachstumszonierungen der Gangart erkennbar.

Die Ankerite $[\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn}) (\text{CO}_3)_2]$, die den Hauptbestandteil der Gangart darstellen weisen geringe Ca Gehalte auf. Die Ca-Gehalte liegen im Mittel bei 0.14 apfu Ca. Mn wird durchschnittlich mit 1.94 apfu Mn im Ankerit eingebaut. Im Gesamten sind die Ankerite sehr Fe-reich sowie untergeordnet M-reich. Mg tritt in unterschiedlichen Konzentrationen im Ankerit auf, wobei hierbei Minimalwerte von 13.45 apfu Mg und Maximalwerte von 25.98 apfu Mg nachgewiesen werden konnte.

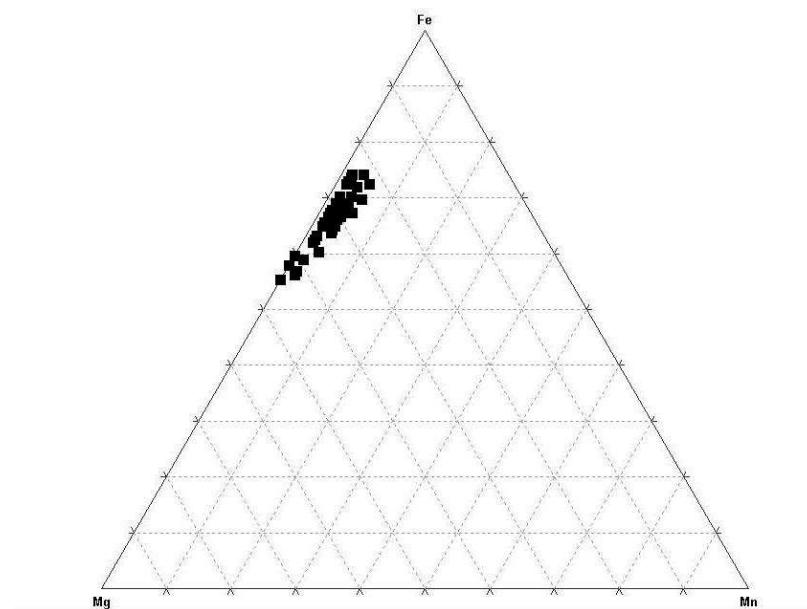


Abb.: 173: Ternäres System von Fe-Mg-Mn.



Abb.: 174: BSE-Bild der Probe K1c. In rot umrahmt ist der mittels Elementverteilungsbild untersuchte Bereich.



Abb.: 175: BSE-Bild der Probe K1c. Deutlich ist hier die feinstlaminierte Zusammensetzung der karbonatischen Gangart zu erkennen.

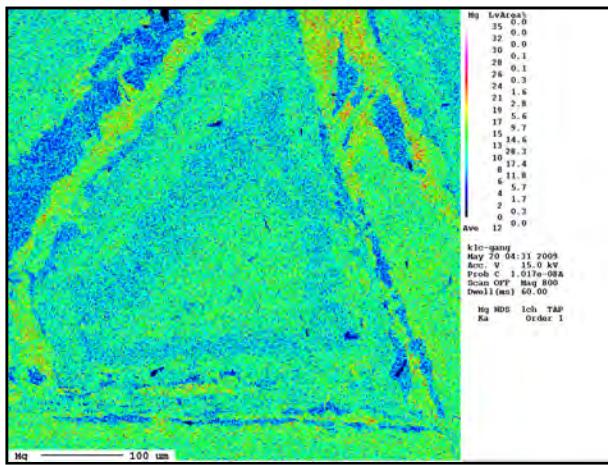


Abb.: 176: Elementverteilungsbild von Mg. Probe K1c.

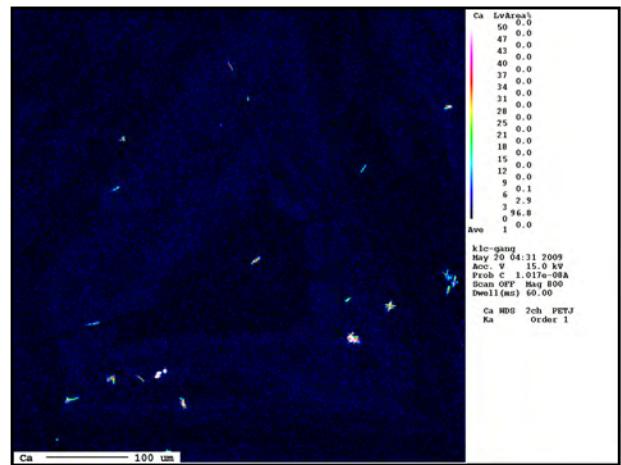


Abb.: 177: Elementverteilungsbild von Ca. Probe K1c.

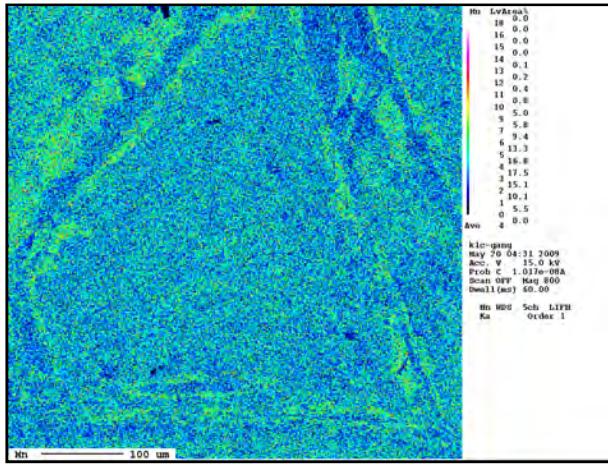


Abb.: 178: Elementverteilungsbild von Mn. Probe K1c.

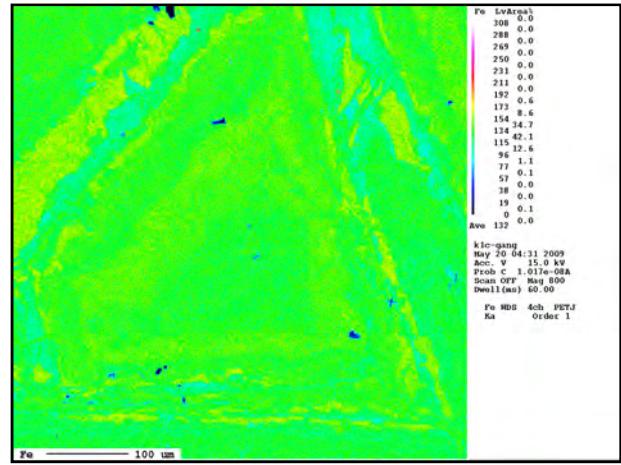


Abb.: 179: Elementverteilungsbild von Fe. Probe K1c.

9.3 Mineralchemie der Silikate

9.3.1 Granat

Der Granat weist eine mehrphasige, chemische Zonierung auf. Bei den Zonierungen kann eine Wachstums- sowie Diffusionszonierung unterschieden werden. Ändern sich im Zuge der Metamorphose die kontrollierenden Faktoren wie Druck, Temperatur sowie die chemische Zusammensetzung, versucht der Granat diese Ungleichgewichte zu minimieren und sich den neuen metamorphen Gegebenheiten anzupassen. SPEAR (1993) postulierte, dass zu Beginn des Kristallwachstums eine erhöhte Spessartinkomponente festzustellen ist, da Granat eine hohe Affinität zu Mn aufweist.

AMANN (1985) weist für das Silvrettakristallin auf Grund von texturellen und chemischen Unterscheidungsmerkmalen 6 unterschiedliche Granattypen aus. Ferner führt AMANN (1985) an, dass die Korngrößen von Granatkristallen im nördlichen Bereich des Silvrettakristallin von W nach E zunehmen. Die 6 Typen von Granat nach AMANN (1985) lauten wie folgt, wobei auch verschiedene Übergänge zwischen den Stufen möglich sind.

- I. Klein, idiomorph, homogen
- II. Klein, idiomorph, unsymmetrisch zoniert (mit einem Ca- Maximum im Kern)
- III. Groß, (über 1mm) xenomorph, texturell zweiphasig, chemisch komplex gebaut.
- IV. Groß, xenomorph, z.T. einschlussreich, mit progradem symmetrischen Zonarbau.
- V. Ähnlich wie Typ 4, aber mit chemischen Stufenbau, insbesondere bezüglich Ca.
- VI. Groß, idiomorph, einschlussfrei, homogen.

Nach AMANN (1985) treten die Granattypen I und II im Bereich des Silbertales und des westlichen Montafons auf. AMANN (1985) führt für Typ II Granat eine Korngröße von bis zu 0.8 mm, sowie eine chemische Zonierung an, welche im Typ I nicht festzustellen ist. Als Unterscheidungsmerkmal zu den größeren Granaten im östlichen Kristallinbereich ist nach AMANN (1985) ein asymmetrischer Zonierungscharakter anzuführen.

Unter dem Typ III werden nach AMANN (1985) sämtlich Granate zusammengefasst, die „den Eindruck einer zweiphasigen Bildung suggerieren“ und eine starke Pigmentierung sowie Quarz und Glimmereinschlüsse aufweisen. Typ IV Granate zeigen eine Größe von 1 mm bis 2 cm und eine symmetrische, einphasige Elementzonierung. Typ V zeigt eine ähnliche Textur auf wie der Typ IV, jedoch weisen die Granate des Typs V einen ausgeprägten Stufenbau hinsichtlich der Verteilung von Ca (AMANN, 1985) auf. Typ VI Granate haben eine mittlere Größe von 0.5-5 mm und sind einschlussfrei. Darüberhinaus weisen die Typ VI Granate scharfe Kristallflächen auf.

Bei den im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Granaten werden die Zonierungen insbesondere durch die Elemente Mn, Ca, Mg sowie untergeordnet Fe hervorgerufen. Die untersuchten Granate zeigen eine erhöhte Spessartinkomponente im Kern (siehe Abb.: 184), welche gegen den Rand hin abnimmt und im äußersten Rand wieder zunimmt. Das Elementverteilungsbild von Mg (siehe Abb.: 183) ist gegenläufig zu jenem von Mn. Im Kern lässt sich eine geringere Konzentration der Mg Komponente feststellen, die gegen den Rand hin zunimmt. Hinsichtlich der Verteilung von Ca (siehe Abb.: 181) in den untersuchten Granaten lässt sich aussagen, dass hierbei, ähnlich wie bei der Verteilung von Mn eine komplexe Zonierung feststellbar ist. Im Kernbereich des Granats ist eine erhöhte Konzentration von Ca festzustellen, welche gegen den Rand hin abnimmt. Im randlichen Bereich des Granats kommt es zu einer Zunahme der Ca Konzentration, welche gegen den äußersten Randbereich jedoch wieder abnimmt. Die Verteilung von Fe (siehe Abb.: 182) im Granat ist im Kernbereich homogen und lässt keine Rückschlüsse über eine komplexe Zonierung zu. Gegen den Randbereich kommt es im äußersten Bereich jedoch zu einer leichten Abnahme der Fe Konzentration.

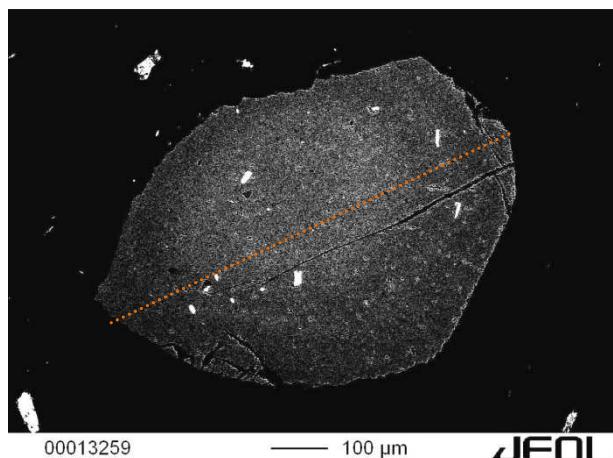


Abb.: 180: BSE-Bild eines Granats. Die in rot gehaltene Linie stellt das gemessene Linienprofil dar. Probe Db4

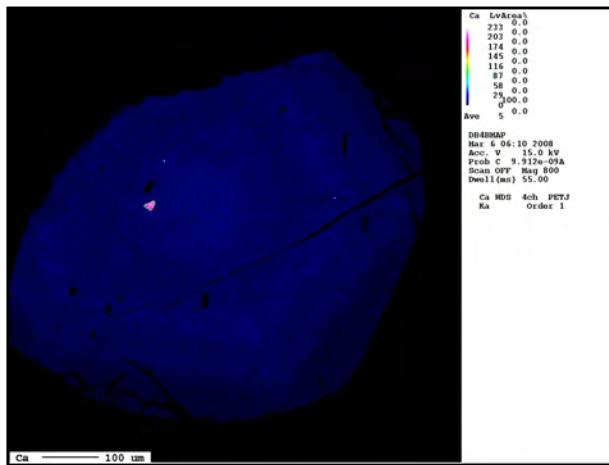


Abb.: 181: Elementverteilungsbild von Ca. Deutlich ist hier eine komplexe Zonierung erkennbar.

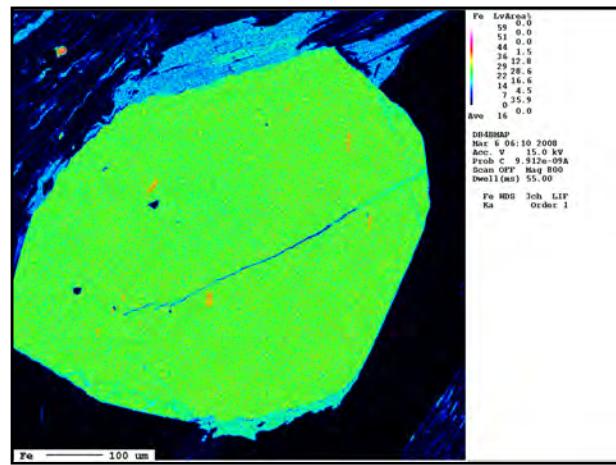


Abb.: 182: Elementverteilungsbild von Fe. Eine komplexe Zonierung ist nicht zu erkennen. Lediglich im äußersten Bereich ist eine Abnahme der Fe-Konzentration feststellbar.

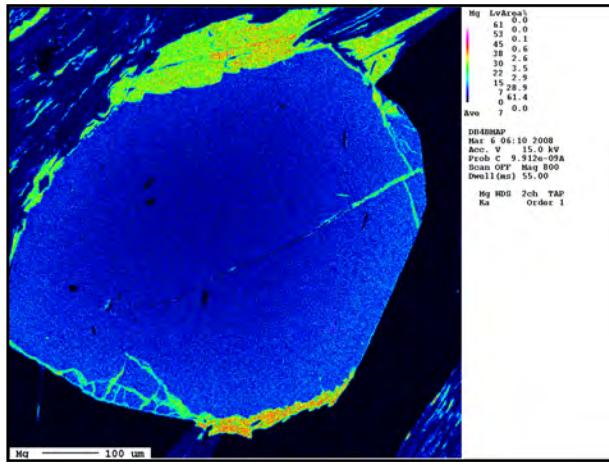


Abb.: 183: Elementverteilungsbild von Mg. Im Kernbereich ist eine geringere Mg Konzentration feststellbar, wobei eine Zunahme gegen den Rand hin feststellbar ist.

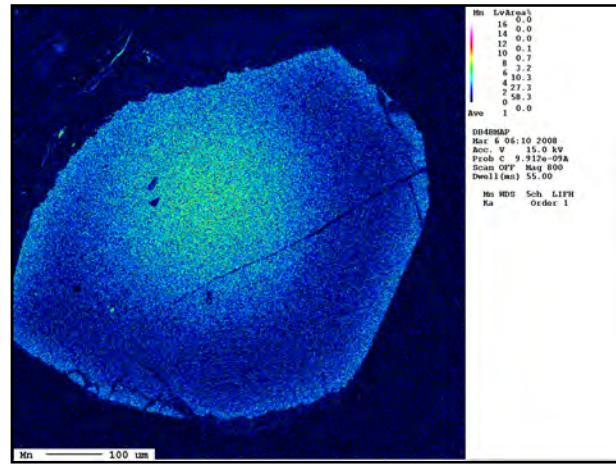


Abb.: 184: Elementverteilungsbild von Mn. Im Kernbereich stark erhöhte Mn Konzentration, welche gegen den Rand hin abnimmt und im äußersten Bereich wieder leicht ansteigt.

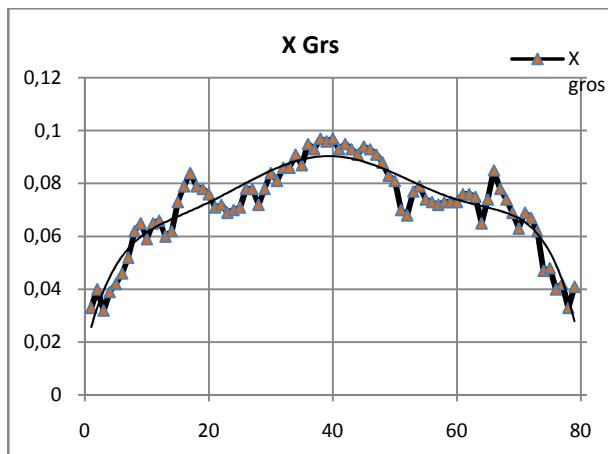


Abb.: 185: Linienprofil des Granats. Die Verteilung von der Grossularkomponente zeigt im Kern ein Maximum, fällt im mittleren Bereich ab und steigt wiederum an. Im Randbereich fällt lassen sich die geringsten Grossularkonzentration nachweisen.

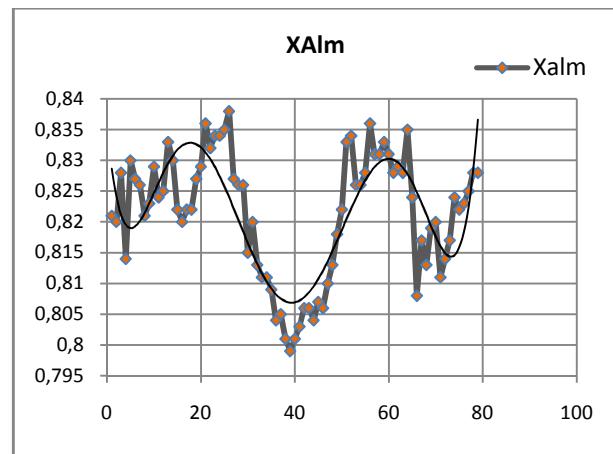


Abb.: 186: Linienprofil des Granats. Die Almandinkomponente weist im Randbereich eine starke Schwankung auf und fällt auf ein Minimum im Kernbereich ab.

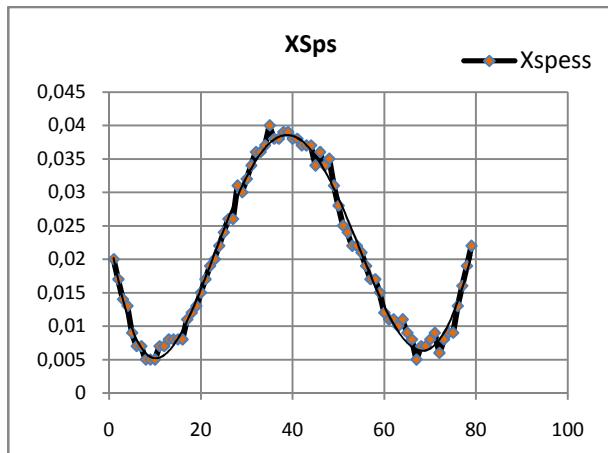


Abb.: 187: Linienprofil des Granats. Die Spessartinkomponente im Granat zeigt ein Maximum im Kernbereich. In den äußersten Bereich kommt es wieder zu einer Zunahme der Spessartinkomponente. Der Spessartingehalt weist eine typische Glockenkurve auf.

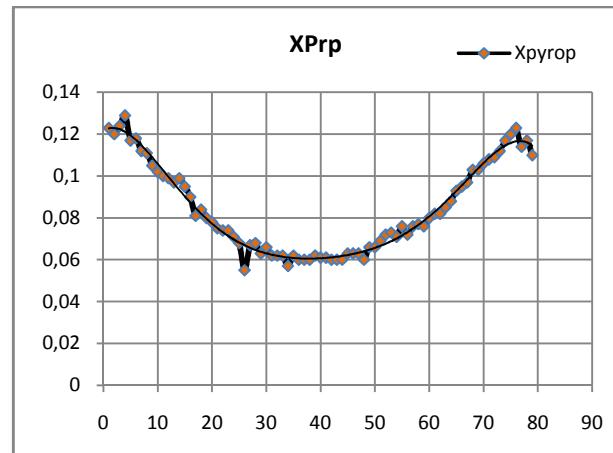
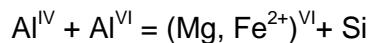


Abb.: 188: Linienprofil des Granats. Die Verteilung von Mg weist im Kernbereich geringe und im Randbereich die höchsten Konzentration auf.

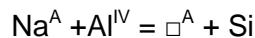
9.3.2 Amphibol

Bei den Amphibolen lassen sich mittels der unten angeführten Substitutionsvektoren sämtliche Varietäten von Amphibolen erklären. Ausgangspunkt hierfür ist der Tremolit. Mit den wichtigsten Austauschvektoren können so die verschiedenen Chemismen erklärt werden:

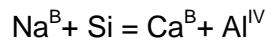
Tschermaks Vektor:



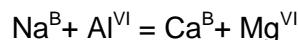
Edenit Vektor:



Plagioklas Vektor:



Glaukophan Vektor:



Auf Grund dieser verschiedenen Vektoren können somit Rückschlüsse über die Druck bzw. Temperaturverhältnisse während der Metamorphose gezogen werden. Für die genauere Identifikation der Amphibole wurde die mittels der EMPA ermittelten Analysen mit dem Programm AMPH-IMA 2004 von MOGESSI et al. (2004) verrechnet.

Hierbei zeigt sich, dass sich die Amphibole aus Tschermakiten, Aluminotschermakiten, Magnesiohornblenden, Aluminomagnesiohornblenden sowie randlich auftretenden Aktinoliten aufbauen. Tschermakite sowie Aluminotschermakite bilden den Kernbereich der Amphibole wobei letztere neben Magnesiohornblenden auch im Randbereich vorkommen. Die Amphibole aus den Amphiboliten zeigen eine fleckige und unregelmäßige Zonierung, wobei eine leichte Kern-Rand Zonierung erkennbar ist. Hinsichtlich der Verteilung von Al (siehe Abb.: 191) in den Amphibolen zeigt sich, dass der Kernbereich über geringere Gehalte an Al verfügt als der Randbereich. Mg (siehe Abb.: 192) weist eine höhere Konzentration im Kernbereich auf und nimmt gegen den Randbereich wiederum ab. Bei der Verteilung Na Konzentration (siehe Abb.: 193) zeigt sich, dass in der nahen Umgebung des zentralen Korn kleinere Aggregate mit hohen Na Konzentration nachzuweisen sind, die als Aktinolite zu bezeichnen sind. In den Hornblenden selbst zeigt sich keine Zonierung von Na. Aus dem Elementverteilungsbild von Ti (siehe Abb.: 194) geht hervor, dass im Kernbereich niedrigere Konzentrationen auftreten und gegen den Randbereich eine erhöhte Konzentration von Ti festzustellen ist.

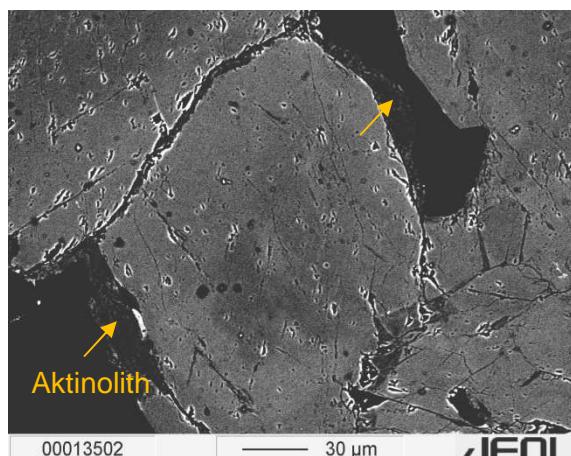


Abb.: 189: BSE- Bild eines Amphibols. Deutlich ist hier die leicht fleckige Kern- Rand Zonierung zu erkennen. Am äußersten Rand tritt Aktinolith auf.

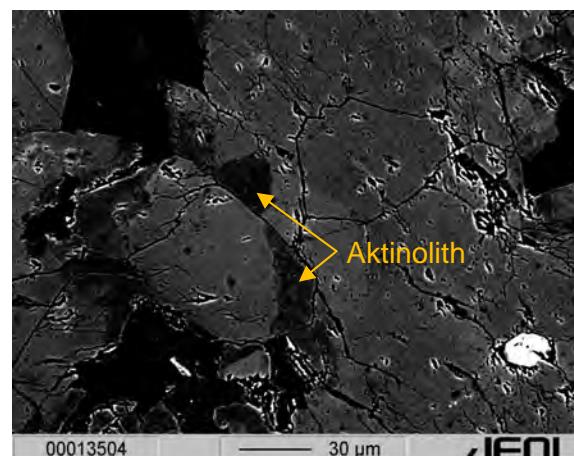


Abb.: 190: BSE-Bild eines deutlich zonierten Amphibols. Entlang von Rissen und präexistierenden Korngrenzen treten Aktinolite auf.

Die Analysen aus dem Kernbereich zeigen erhöhte $Si^{[T]}$ zu $Mg^{[C]}$ (siehe Abb.: 196 Fehler! Verweisquelle konnte nicht gefunden werden.) Verhältnisse. Die Aktinolithe weisen stark erhöhte $Si^{[T]}$ zu $Mg^{[C]}$ Verhältnisse auf. Aus dem Verhältnis von $Si^{[T]}$ zu $Na^{[B]}$ (siehe Abb.: 198 Fehler! Verweisquelle konnte nicht gefunden werden.), das dem Glaukophanvektore entspricht, lassen sich Rückschlüsse auf die Druckverhältnisse ziehen. Dabei steigen die

Gehalte von $\text{Na}^{[\text{B}]}$ und $\text{Si}^{[\text{T}]}$ mit steigendem Druck an (siehe Abb.: 198 Fehler! Verweisquelle konnte nicht gefunden werden.). Wie aus den Analysen jedoch zu entnehmen ist, zeigen die Analysen aus dem Kern ein leicht höheres Verhältnis von $\text{Na}^{[\text{B}]}$ und $\text{Si}^{[\text{T}]}$ an als die Analysen aus den Randbereichen. Bei dem Verhältnis von $\text{Na}^{[\text{A}]}$ sowie $\text{Al}^{[\text{T}]}$ (siehe Abb.: 200) handelt es sich um den Edenitvektor, der temperaturabhängig ist, wobei die Gehalte an $\text{Na}^{[\text{A}]}$ und $\text{Al}^{[\text{T}]}$ mit steigender Temperatur zunehmen. Obwohl bei den Analysen zwischen Kern und Randbereich eine Überlappung feststellbar ist, lassen sich hier niedrige $\text{Al}^{[\text{T}]}$ Werte im Kernbereich erkennen. Die Analysen liegen jedoch nicht genau auf dem Edenitvektor sondern sind stark nach unten hin versetzt. Dies wird als Kombination von Edenit und Tschermaksvektor erklärt.

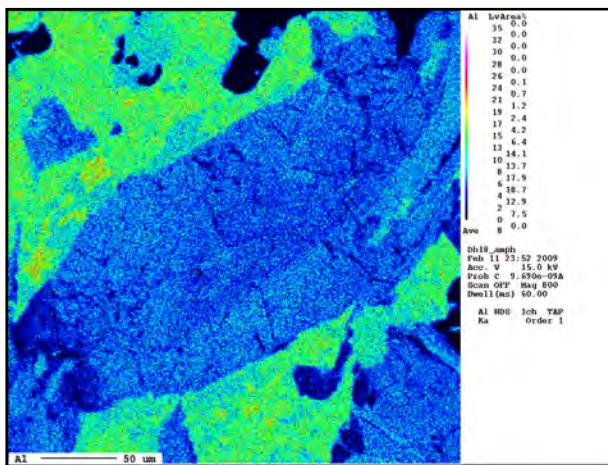


Abb.: 191: Elementverteilungsbild von Al. Im Kernbereich lassen sich erhöhte Konzentrationen von Al nachweisen.

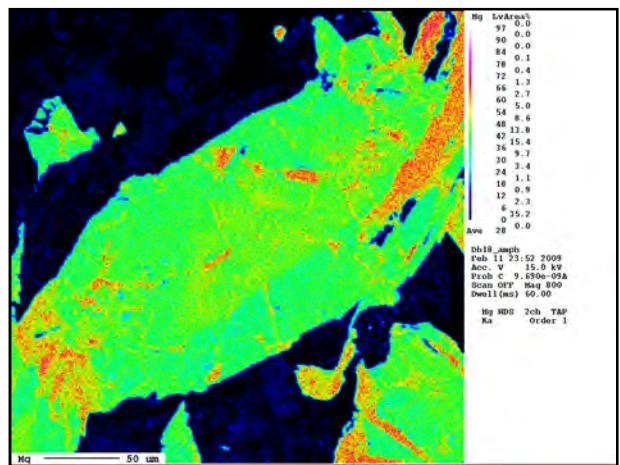


Abb.: 192: Elementverteilung von Mg. Im Kernbereich treten wiederum erhöhte Werte von Mg auf. Randlich kommt es zu einer Abnahme der Mg Konzentration.

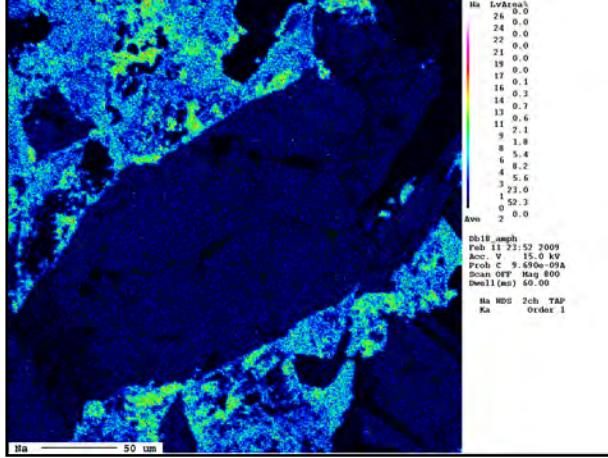


Abb.: 193: Elementverteilung von Na. Eine Zonierung ist auf Grund der geringen Mengen nicht zu erkennen.

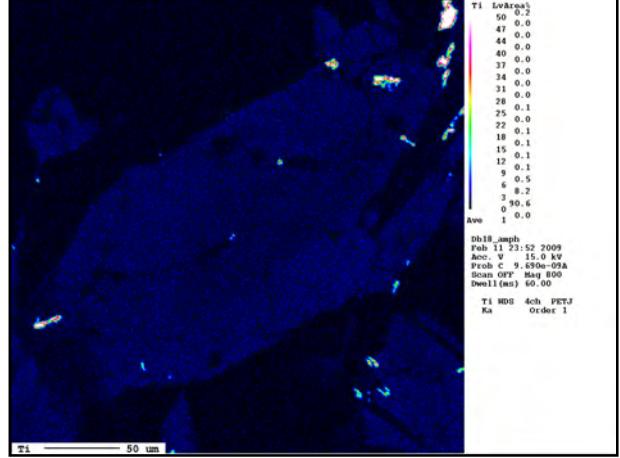


Abb.: 194: Elementverteilung von Ti. Im Randbereich lassen sich hier die höchsten Konzentrationen von Ti nachweisen.

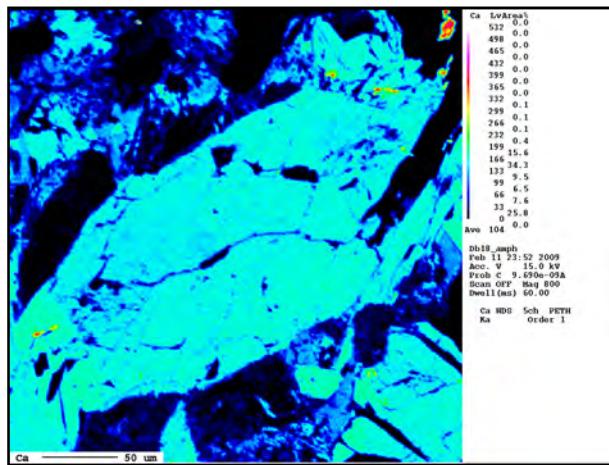


Abb.: 195: Elementverteilung von Ca. Die Ca Gehalte im Amphibol ändern sich nur gering und zeigen eine leichte, fleckige Zonierung an.

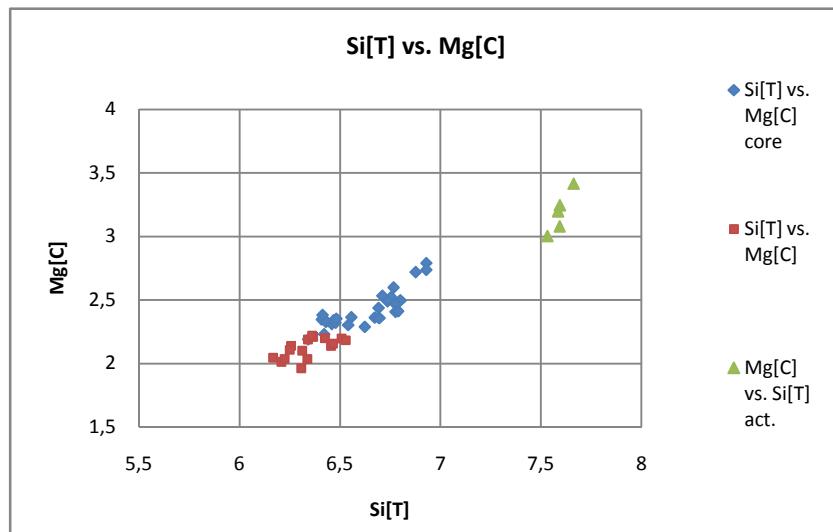


Abb.: 196: Verhältnis von Si[T] vs. Mg[C].

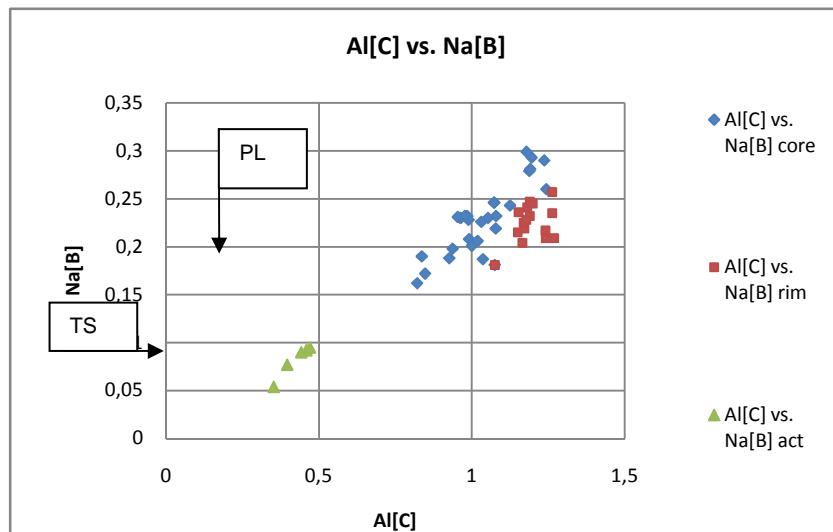


Abb.: 197: Verhältnis von Al[C] vs. Na[B] zur Darstellung der Glaukophanvektors.

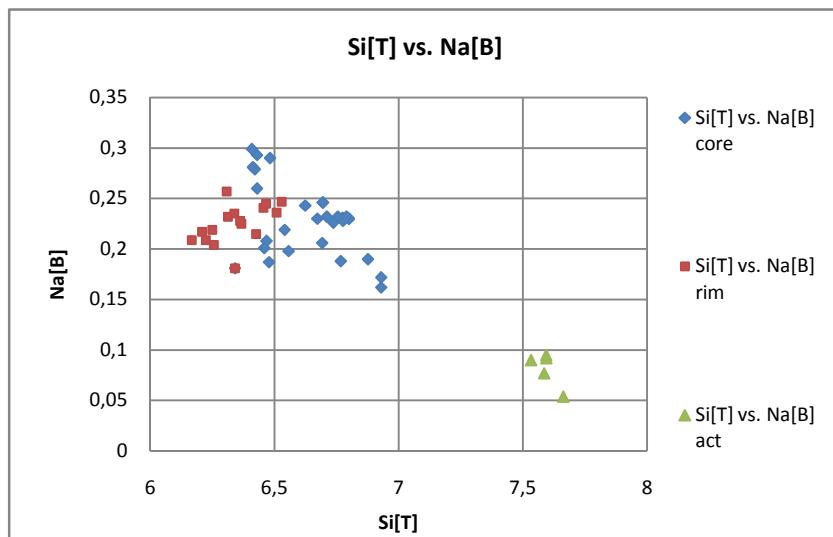


Abb.: 198: Verhältnis von Si[T] vs. Na[B]

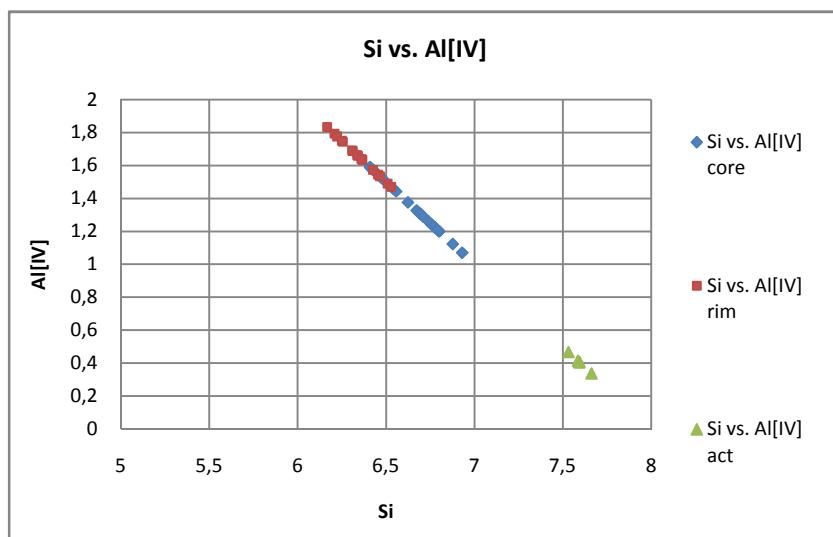


Abb.: 199: Verhältnis von Si vs. Al[IV].

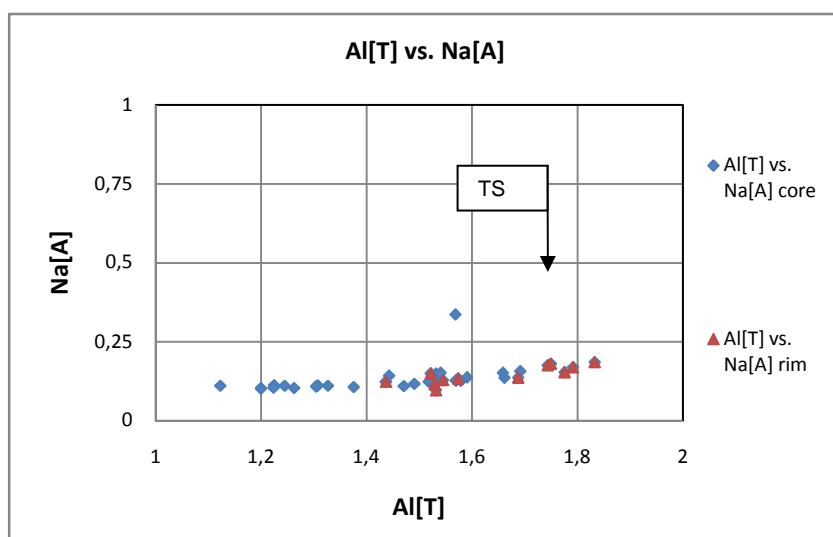


Abb.: 200: Verhältnis von Al[T] vs. Na [A] zur graphischen Darstellung des Edenitvektors.

9.3.3 Biotit

Biotit tritt in den Metapelliten häufig auf und zeichnet das planare Gefüge der Glimmerschiefer und Paragneise wieder. Nach AMANN (1985) treten bei den Biotiten 2 unterschiedliche Generationen auf. Diese sind:

- I. Eingeregelte, kleine Individuen, die in der gesamten Silvrettadecke auftreten.
- II. Postkinematische Biotite, die wiederum in 2 Untergruppen unterteilt werden:
 - a. Bis zu cm- große Blasten, oft gekinkt und mit Einschlüssen von Granat, Quarz und Plagioklas.
 - b. Biotit als Zersetzungspunkt von Granat.

Die Biotite aus dem Untersuchungsgebiet zeigen auf Grund der starken Diaphorese eine starke Alteration nach Chlorit. Frische und für thermobarometrische Untersuchungen zu verwendende Biotit sind sehr rar. Wie auf den unten stehenden Elementverteilungsbildern zu erkennen, weisen bereits mikroskopisch, homogen wirkende Biotite eine starke Alteration auf. Dieser quer zur Schieferung gewachsene Biotit weist eine Kinkung, die durch spröd-duktil Deformation hervorgerufen worden ist, auf. Im Bereich der intensivsten Verformung kommt es zur Bildung von Chlorit. Die Elementverteilungsbilder von Fe (siehe Abb.: 204) sowie untergeordnet Al (siehe Abb.: 202) machen dies deutlich. In den gescharten Bereich lassen sich kaum K Gehalte nachweisen (siehe Abb.: 203).

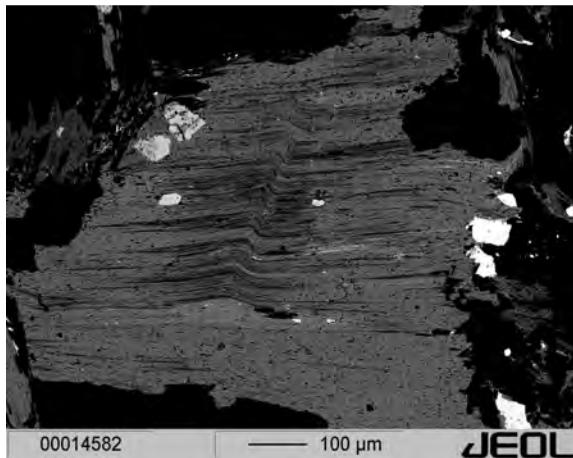


Abb.: 201: BSE-Bild des untersuchten Biotits (Probe Db144). Im Bereich der größten Scherung kommt es zur Bildung von Chlorit.

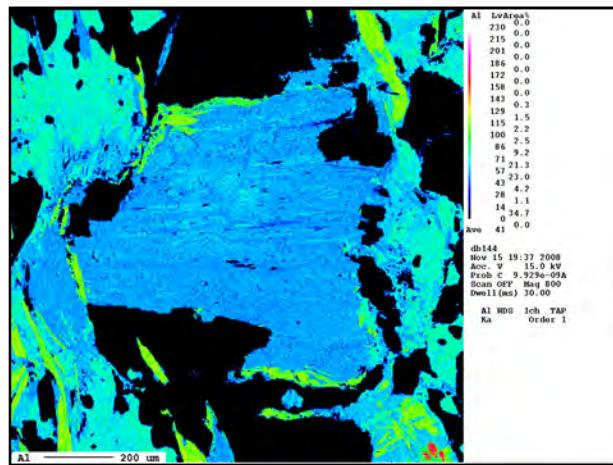


Abb.: 202: Elementverteilung von Al. Biotit weist keine Zonierung von Al auf. Die unterschiedlichen Gehalte von Al resultieren in der Neubildung von Chlorit entlang der Spaltbarkeiten sowie in den geschereten Bereichen.

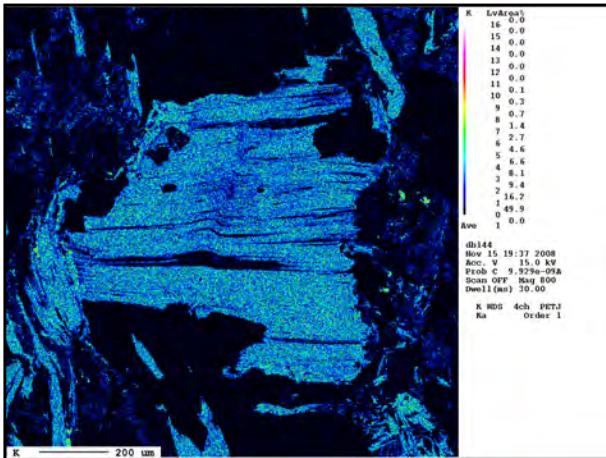


Abb.: 203: Elementverteilung von K. In den chloritisierten Bereichen kommt es zu einer Abnahme der K Gehalte.

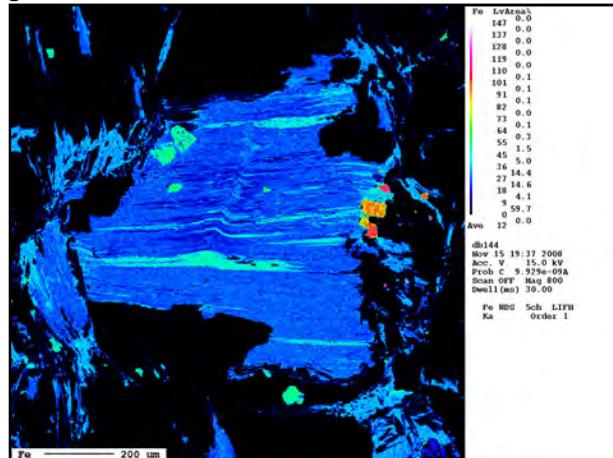


Abb.: 204: Elementverteilung von Fe. Die chloritisierten Bereiche weisen einen deutlich höheren Fe- Gehalt auf als Biotit.

9.3.4 Plagioklas

Bei den Feldspäten handelt es sich um eine Mischkristallreihe zwischen den drei Endgliedern Albit ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) – Anorthit ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) – K-Feldspat (KAISi_3O_8). Die Plagioklase weisen eine fleckige Zonierung auf, wobei eine genaue Unterscheidung zwischen einer Kern- und Randzonierung auf Grund der BSE-Bilder oft nicht ersichtlich ist.

Die untersuchten Plagioklase zeigen jedoch meist einen Zonarbau. Die Feldspäte weisen eine Verarmung von Ca (An-Komponente) im Kernbereich (siehe Abb.: 207) und erhöhte Werte im Randbereich auf. Bezuglich der Verteilung von Na lässt sich ein gegenläufiger Trend aufzeigen (siehe Abb.: 208). Die Ab Komponente weist ein Maximum im Kernbereich auf und nimmt gegenläufig mit der Ca Komponente ab. Geringe Konzentrationen der K-Feldspatkomponente (siehe Abb.: 210) lassen sich in den meisten Plagioklasen nachweisen, wobei hier eine Affinität zur Ab Komponente feststellbar ist, nämlich mit einer geringeren

Konzentration von K-Feldspat im An-reichen Kernbereich und einer leichten Erhöhung im Ab-reichen Randbereich.

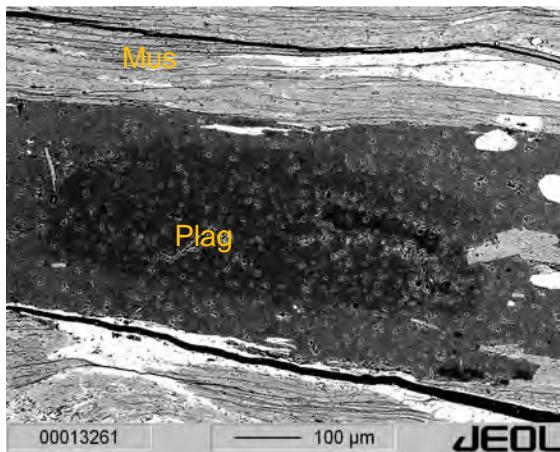


Abb. 205: BSE Bild eines Plagioklas mit der typischen einfachen Kern-Rand Zonierung. Probe Db4.

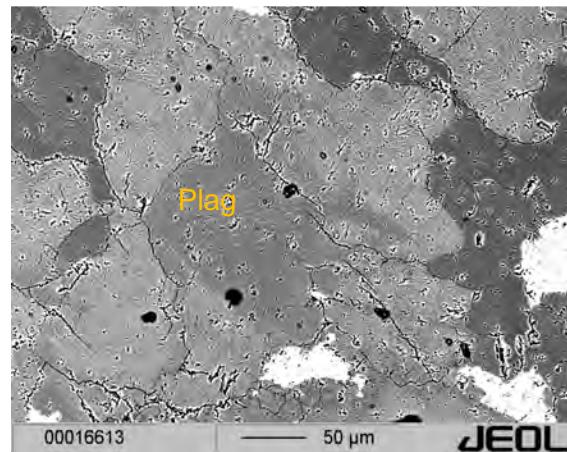


Abb. 206: BSE Bild des Plagioklasses, der in den untenstehenden Elementverteilungsbildern analysiert worden ist. Probe DB4.

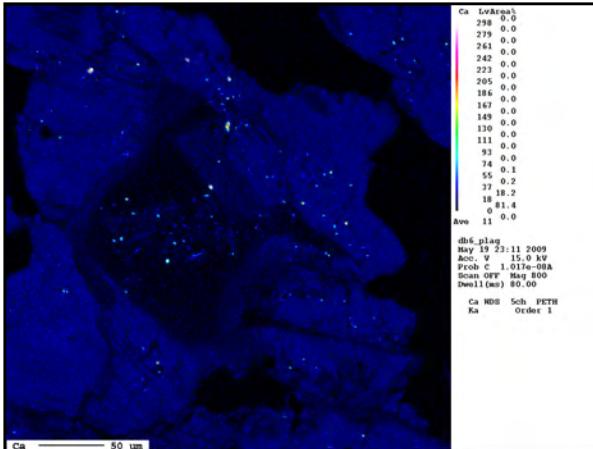


Abb. 207: Elementverteilung von Ca. Feldspat zeigt eine deutliche Kern-Rand Zonierung anhand der Verteilung der An Komponente, welche vom Kern zum Rand hin zunimmt.

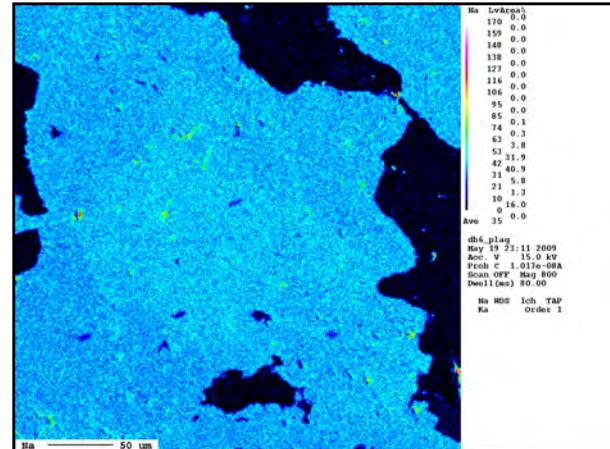


Abb. 208: Elementverteilung von Na. Der Feldspat weist gegenläufig zum Ca Gehalt eine Zunahme der Ab Komponente im Kern und eine Abnahme im Randbereich auf.

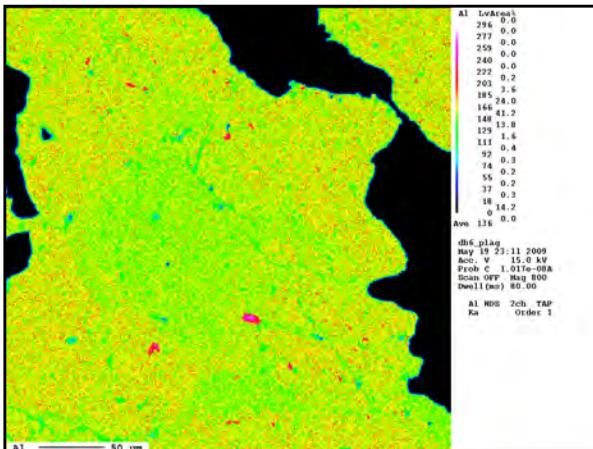
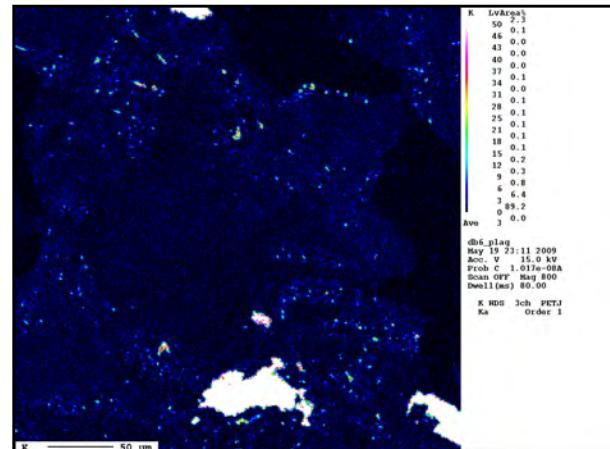


Abb. 209: Elementverteilung von Al. Die Verteilung von Al korreliert mit der Verteilung von der Ab Komponente, da Albit nur 1 Al apfu aufweist und Anorthit 2 Al apfu.



9.3.5 Muskovit

Muskovit wird in mehreren vorrausgehenden Arbeiten als ein zonierte Mineral beschrieben (MAYERL, 2005, STEINACHER, 2004, AMANN, 1985). Im Elementverteilungsbild zeigt Muskovit eine Zonierung, die durch unterschiedliche Gehalte an Al, Si sowie untergeordnet Mg, Fe charakterisiert wird. Wie aus dem Elementverteilungsbild von Mg (siehe Abb.: 215) hervorgeht, zeigt Muskovit eine randlich höhere Konzentration von Mg.

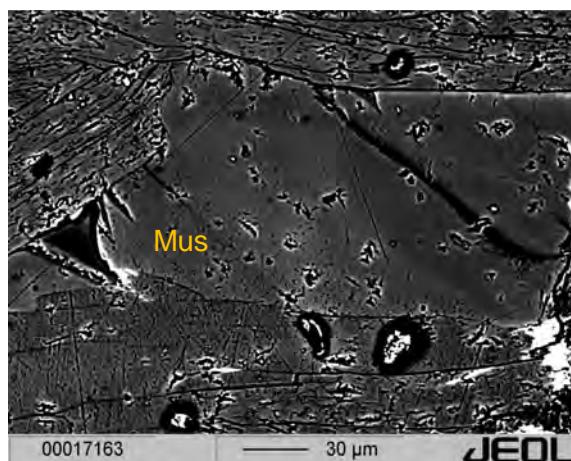


Abb.: 211: BSE-Bild eines zonierten Muskovits. Deutlich sind hier die Kern-Rand Zonierungen zu erkennen. Die Zonierung werden durch unterschiedliche Verhältnisse von Si: Al hervorgerufen (siehe Abb.: 212).

Im Kernbereich des Muskovits zeigt sich, dass hier ein unterschiedlicher Gehalt an Fe nachzuweisen ist (siehe Abb.: 216). Bezuglich der Verteilung von Al (siehe Abb.: 214) zeigt sich eine fleckige Zonierung, wobei die Al Gehalte eine schwache Variation aufweisen. Die schwankenden Al Gehalte gehen mit einer Zu- bzw. Abnahme des Si Gehaltes im Muskovit einher. Auf Grund der petrologischen und mineralchemischen Untersuchungen mittels der EMPA ergibt sich eine leichte Zonierung in den Elementverhältnissen von Si : Al (siehe Abb.: 212). Hierbei schwanken die Si/Al Verhältnisse im Kernberich zu niedrigeren Al und höheren Si Gehalten. Im Randbereich kommt im Verhältnis von Si/Al zu einer Zunahme der Al Konzentration. Fe weist eine ähnliche Verteilung im Muskovit wie Mg auf. Randlich ist hier wiederum eine erhöhte Konzentration an Fe festzustellen. Wie auch bei der Verteilung von Mg lassen sich hier keine eindeutigen Rückschlüsse auf eine Kern-Rand Zonierung treffen.

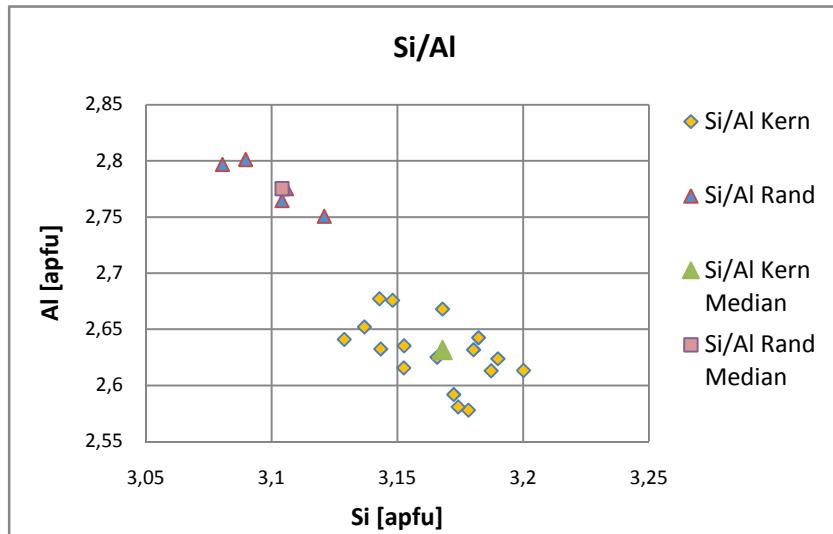
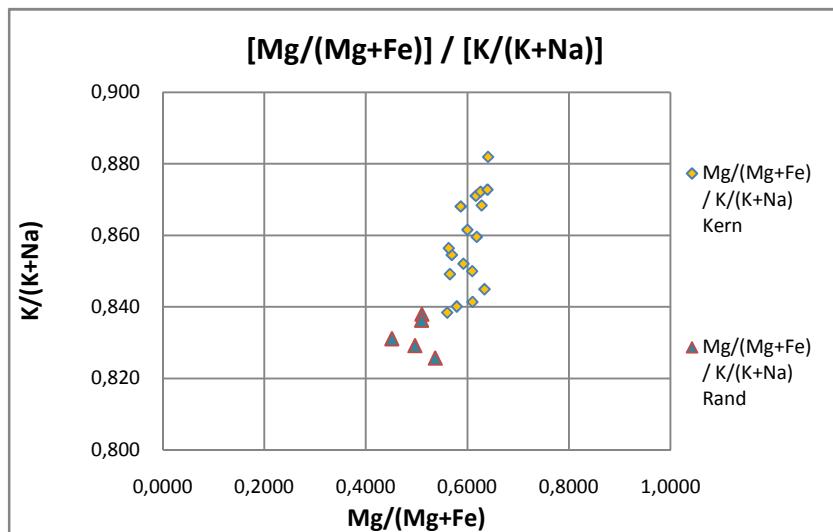


Abb.: 212: Verhältnis von Si zu Al. Deutlich sind hier die unterschiedlichen Verhältnisse zu erkennen. Die Konzentrationen von Al im Kern sind generell geringen als jene aus den Randbereichen. Zum Teil lassen sich auch unregelmäßige, fleckige Zonierungen ausmachen.



Abbs.: 213: Verhältnis von $(\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}))$ zu $(\text{K}/(\text{K}+\text{Na}))$. Die Analysen aus den Randbereichen weisen im Vergleich zu den Kernbereichen eine leicht geringere Konzentration der Paragonitkomponente auf. Hinsichtlich des $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ Verhältnisses sind lassen sich kaum Unterschiede zwischen den Kern und Randzonierungen erkennen.

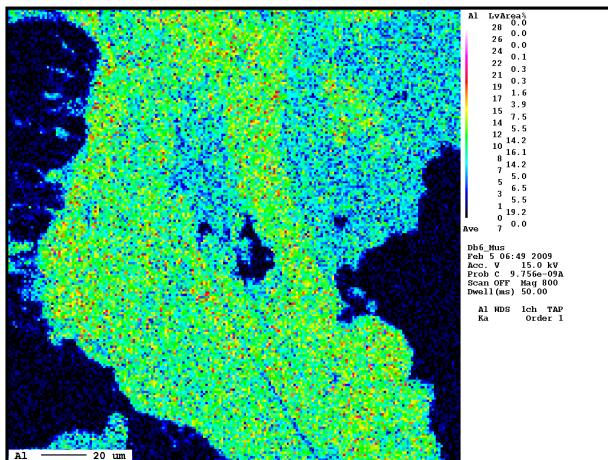


Abb.: 214: Elementverteilung von Al. Eine leichte, fleckige Zonierung ist auf Grund des Elementverteilungsbildes sowie aus den Analysen ersichtlich.

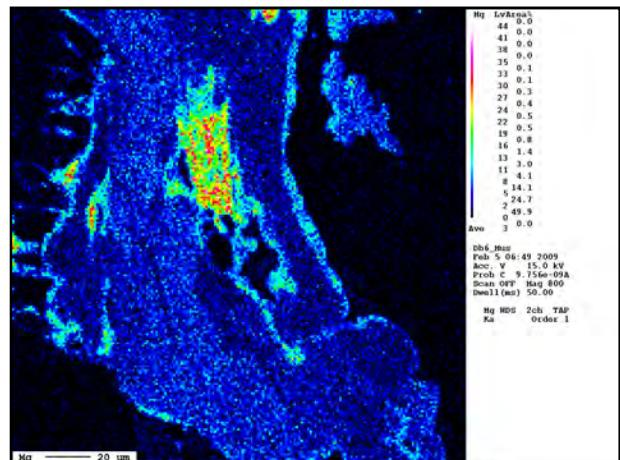


Abb.: 215: Elementverteilung von Mg. Hinsichtlich des Mg Elementverteilungsbildes zeigt sich eine leicht Zonierung.

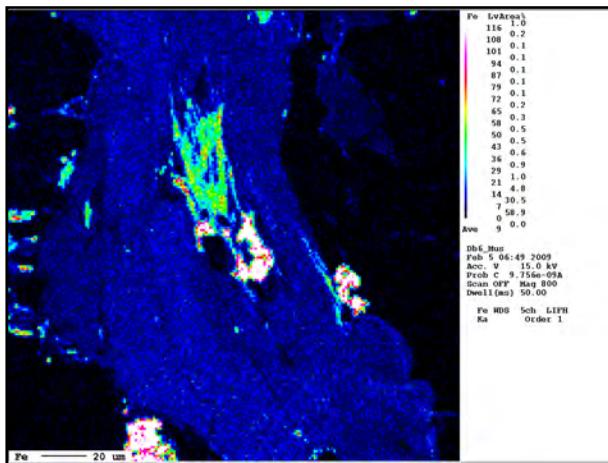


Abb.: 216: Elementverteilung von Fe. Das Elementverteilungsbild von Fe zeigt einen ähnlichen Trend wie jenes von Mg.

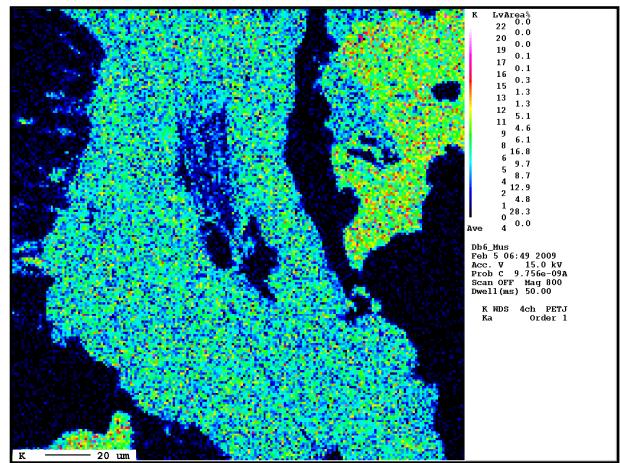


Abb.: 217: Elementverteilung von K. Das Elementverteilungsbild von K lässt keine Zonierung erkennen.

9.3.6 Feldspatleisten im Diabas

Wie aus den petrologischen Untersuchungen des Diabasganges bereits hervorgeht, sind die Plagioklasleisten im Diabas bereits sehr stark saussurisiziert sowie serizitsiert. Nach HELLERMANN & FURRER (1990) sind durch die Alteration der primären, magmatischen Paragenese die Minerale Aktinolith, Chlorit, Epidot/Klinozoisit, Quarz, Albit, und Kalzit entstanden. HELLERMANN & FURRER (1990) deuten diese Alterationsprodukte als eine alpidisch metamorphe Bildung. In den Untersuchungen mittels der EMPA weisen die Feldspatleisten eine starke Alteration auf und haben einen Chemismus der einem K-Feldspat entspricht.

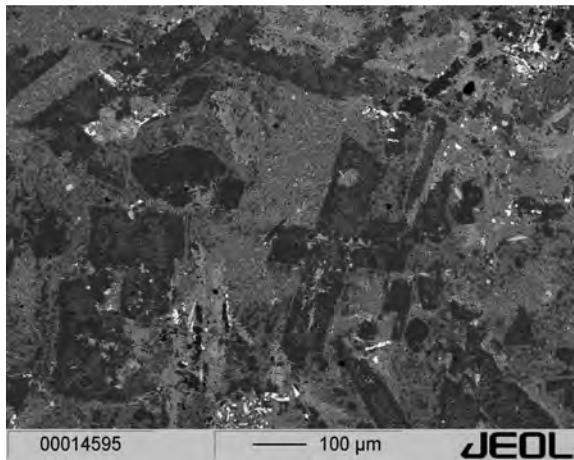


Abb.: 218: BSE-Bild der Probe Db235.

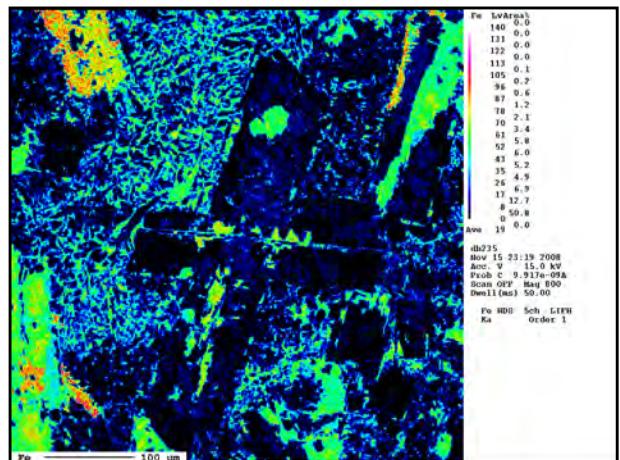


Abb.: 219: Elementverteilung von Fe. Im Kern der Feldspatleisten sowie in der Matrix treten leicht erhöhte Konzentrationen von Fe auf.

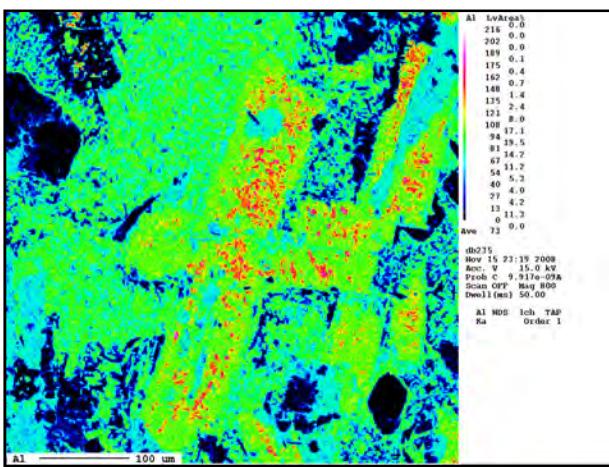


Abb.: 220: Elementverteilung von Al. Im Kernbereich der Feldspatleisten sind die höchsten Konzentrationen nachweisbar.

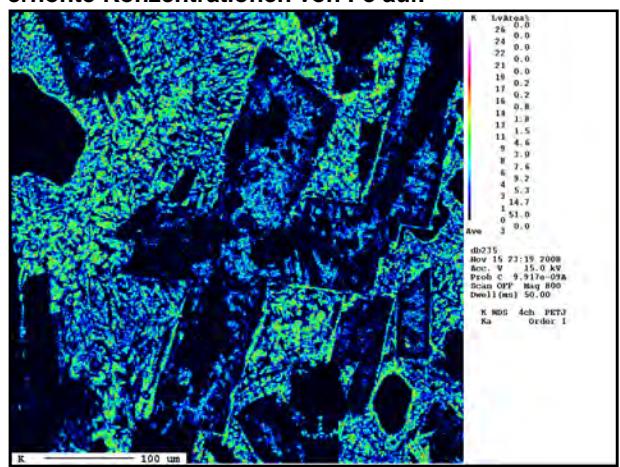


Abb.: 221: Elementverteilung von K. Die K Gehalte in den Feldkspatleisten korrelieren eindeutig mit jenen von Al.

10. Geochemie und Mikrothermometrie

Ziel der geochemischen und thermobarometrischen Untersuchungen war es, anhand der ermittelten Erzparagenese Aussagen über deren Diagenese hinsichtlich der Faktoren T , P , $f\text{S}_2$ zu erhalten.

10.1 T - $f\text{S}_2$ Diagramm

Anhand der ermittelten Erzparagenese konnten Aussagen bezüglich der herrschenden $f\text{S}_2$ vs. T Verhältnisse gemacht werden. Als indikative Mineralphasen dienten hierbei Chalkopyrit, Pyrit sowie Tetraedrit. Ferner wurden in dieses Diagramm die Fe Gehalte von Sphalerit in Gew.% miteinbezogen (graue Linie). Die durchschnittlichen Gehalte an Fe liegen bei 3.44 Gew.%. Auf Grund der Mineralphasen sowie den Gehalten an Fe in Sphalerit lässt sich im log T - $f\text{S}_2$ Diagramm ein Bereich ausmachen (siehe grauer Kasten mit grüner Umrahmung). Da die Bildungstemperatur der alpidischen, hydrothermalen Gangvererzungen im Temperaturbereich ähnlich der alpidischen Metamorphose (ca. 300-350° C) liegen muss, kann für log $f\text{S}_2$ ein Bereich zwischen -5.8 und -7.8 als realistisch betrachtet werden. Da in den Erzproben aus dem Silbertal und Bartholomäberg keinerlei Evidenzen für das primäre Auftreten von Bornit gegeben sind, muss folglich $f\text{S}_2$ zu geringen Werten tendieren. Als limitierende Mineralreaktionen können somit als Untergrenze Cubanit_(iss)+ Pyrit und zu niedrigeren $f\text{S}_2$ Werten die Paragenese Bornit+ Pyrit angegeben werden.

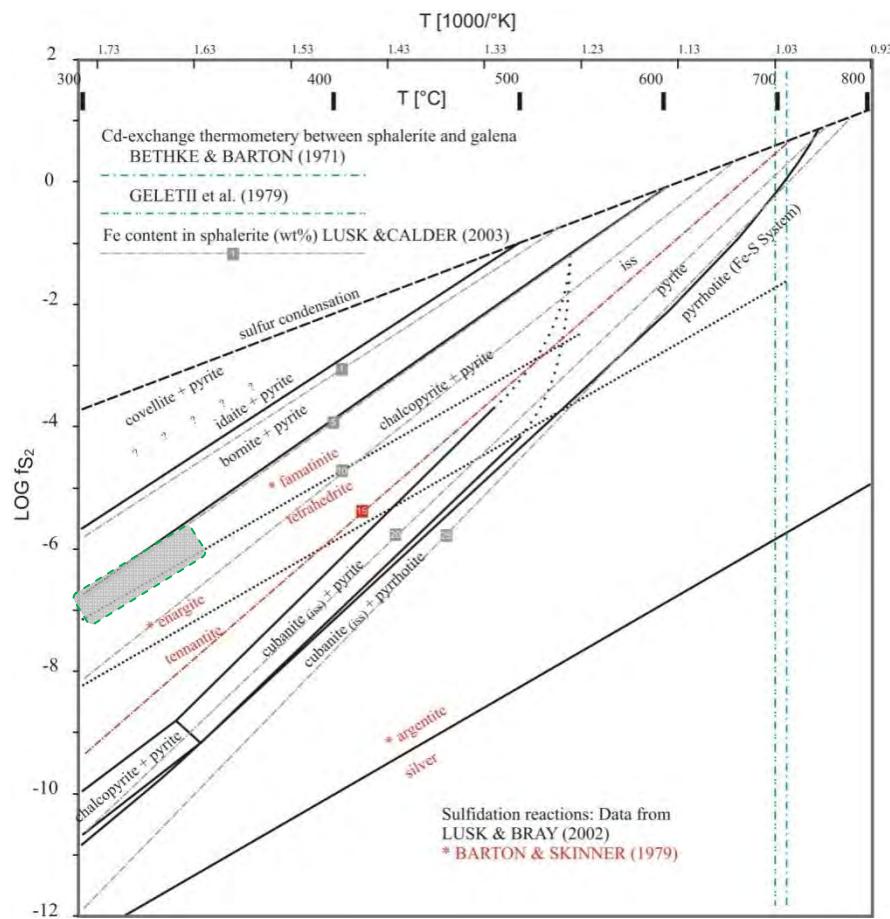


Abb.: 222: T [1000/K]-log f_{S_2} Diagramm nach LUSK & BRAY (2002) und BARTON & SKINNER (1979) bei 1 bar. In grau strichlierten Linien ist der Fe- Gehalt von Sphalerit nach LUSK & CALDER (2003) aufgetragen. Ferner sind die Cd Austauschthermometer von GELETII et al. (1979) und BETHKE & BARTON (1971) aufgetragen. Die jeweiligen Farben sind dem Diagramm zu entnehmen.

11.2 Pb-Pb Isotopenanalysen

Mittels der Pb-Pb Isotopenuntersuchungen konnten relevante Daten für die Geochemie als auch für die archäometrischen Modelle ermittelt werden. Die Isotopendaten wurden seitens des Projektparts PP09 mittels eines Thermoionen – Massenspektrometers ermittelt (TIMS). Bei der Pb-Pb Isotopenanalyse werden die unterschiedlichen Pb Isotopen ermittelt. Dies sind die Isotope ^{208}Pb , ^{207}Pb und ^{206}Pb , die wiederum auf das stabile ^{204}Pb - Isotop normiert werden. Für die Berechnung der Pb-Pb Verhältnisse wurden folgende Formeln nach STACEY & KRAMERS (1975) verwendet.

1. $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t2} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t1} + \mu(e^{t1} - e^{t2})$
2. $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t1} + \mu(137,88-1)(e^{t1} - e^{t2})$
3. $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t1} + W_2(e^{t1} - e^{t2})$

wobei $W_2=36,84$, $\mu= 9.74$, $t_1= 3,7$ Ga

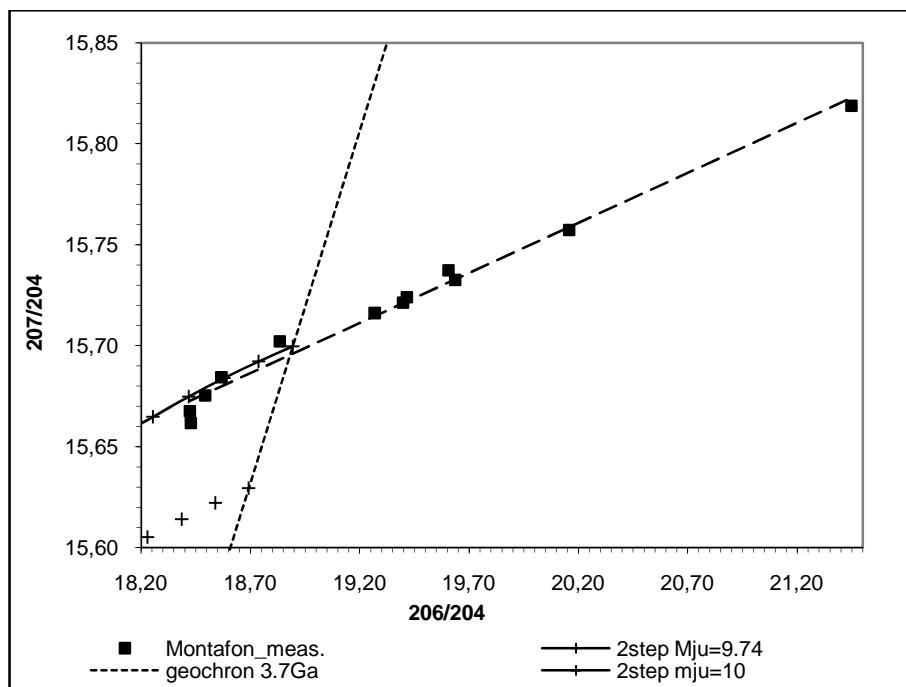


Abb.: 223: $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Verhältnisse.

Wie aus dem oben stehenden Diagramm zu entnehmen, weisen die Proben aus dem Silbertal/Bartholomäberg einen flacheren Trend als die Geochrone (3.2 Ga) auf. Zum einen wurden die untersuchten Erze hydrothermal gebildet und somit durch hydrometasomatische Prozesse in ihrer initialen Isotopenzusammensetzung verändert, zum Anderen kam es durch die Metamorphoseprozesse auch wiederum zu einer Verfälschung des initialen Pb-Isotopenverhältniss, da durch die erhöhte thermische Einwirkung bei der Metamorphose es zu einer Öffnung der Pb-Pb Systeme kommt, welche dann durch gewöhnliches Blei verunreinigt und verfälscht werden. Eine Altersaussage auf Grund dieser Pb-Isotopendaten ist hier nicht möglich, da die gesamten Analysen weit ab der Geochrone liegen. Hinsichtlich der $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Isotopenverhältnisse in Abb.: 223 zeigt sich auch hier wiederum, dass kein klar ersichtlicher Trend zu erkennen ist. Das Gros der Datenpunkte liegt zwar entlang der Krustenentwicklungslien nach STACEY & KRAMERS (1975), jedoch streuen einige Daten und zeigen daher eine starke Abweichung von der durchschnittlichen Krustenentwicklung. Diese Abweichung kann auf eine hydrothermale Lösung von Karbonaten zurückzuführen sein. Karbonate bauen in der Regel kaum Th ein, das durch den radioaktiven Zerfall zu ^{208}Pb zerfällt. Dies hat zur Folge, dass das Verhältnis von $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ geringer ausfällt und zu einem Anreichern des $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Isotopenverhältnis führt.

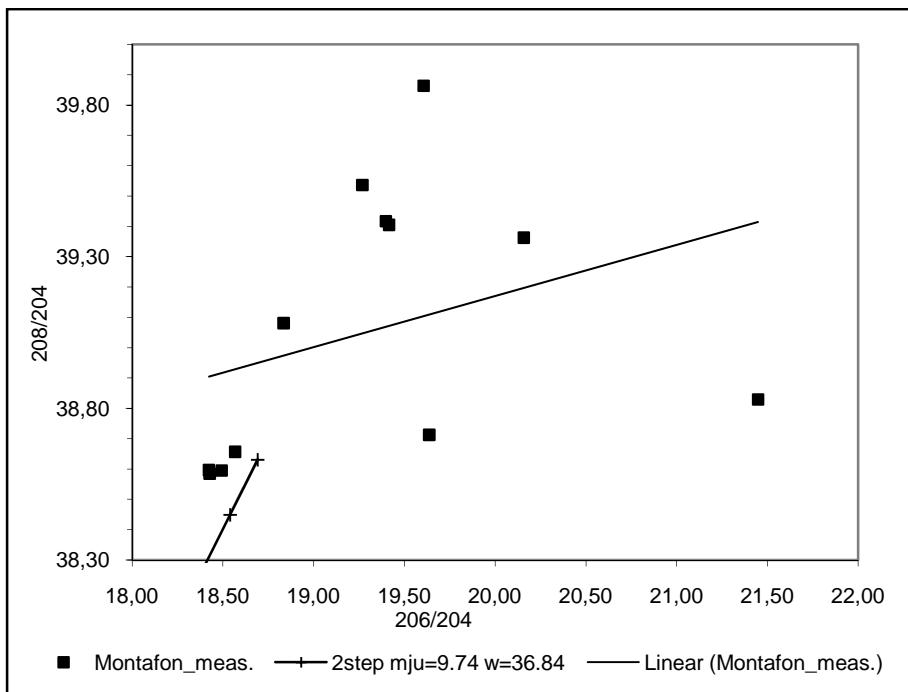


Abb.: 224: Verhältnis von $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ zu $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Zusammenfassend lässt sich hier feststellen, dass auf Grund der Pb Isotopenverhältnisse keine klaren Aussagen hinsichtlich der Entwicklung der Lagerstätte sowie eine Altersdatierung der Lagerstätte möglich sind. Für die ärchrometrische Erfassung mehrerer ostalpiner Kupferlagerstätten im Rahmen des SFB HiMAT wird gerade von PP09 und PP10 eine vollständige Datenbank erstellt, wobei die Isotopendaten, die im Rahmen dieser Arbeit ermittelt wurden, mit einfließen.

10.3 Flüssigkeitseinschlüsse

Die Flüssigkeitseinschlüsse (engl. fluid inclusions, FI) wurden in Zusammenarbeit mit Dr. Rainhard Kaindl untersucht. Hierbei wurden die FI Messungen mit dem Ramanspektrometer, gekoppelt mit einem Heiz-Kühltisch, durchgeführt. Natürliche Kristalle weichen von Realkristallen ab und weisen in der Regel Einschlüsse auf. Diese während des Wachstums der Kristalle eingebauten Fremdkörper lassen sich in 3 große Untergruppen unterteilen, die sich im wesentlichen im Aggregatzustand unterscheiden. Dies sind Gase, Flüssigkeiten sowie Feststoffe. Der Fokus der im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Einschlüsse beschränkt sich auf Gase und Flüssigkeiten. Die FI- Untersuchungen wurden an den Gangartmineralien vorgenommen. Bei den FI Messungen war es von Nöten, einen Dickschliff mit einer Dicke von ca. 100 μm anzufertigen, der zudem über eine doppelseitige Politur verfügt. Hierbei wurden Quarzkristalle

sowie untergeordnet Karbonate herangezogen. Die untersuchten Gangartminerale sind sehr reich an kleineren Flüssigkeitseinschlüssen. Um die untersuchten Flüssigkeitseinschlüsse repräsentativ für die Bildung der Vererzung zu halten, wurden Flüssigkeitseinschlüsse im Nahbereich der Erze sowie als Einschlüsse im Erz vorliegende Gangartminerale untersucht.

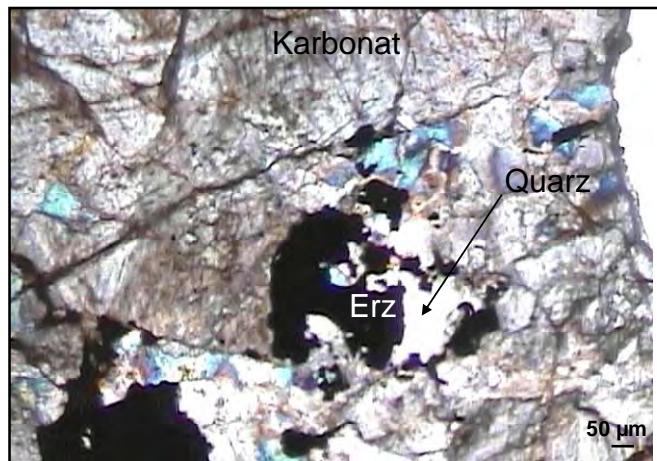


Abb.: 225: Durchlichtaufnahme der Probe Kr13. Bei den untersuchten Flüssigkeitseinschlüssen handelt es sich um Einschlüsse im Quarz sowie in den Karbonaten, die im Nahbereich der Erze auftreten.

Auf Grund von texturellen und chemischen Unterscheidungsmerkmalen konnten im Rahmen dieser Arbeit 2 Haupttypen von Flüssigkeitseinschlüssen nachgewiesen werden.

Typ	Typ Ia	Typ Ib	Typ II
Wirtsmineral	Quarz	Karbonat	Quarz
Chemisches System	$H_2O + NaCl \pm CH_4$	$H_2O + NaCl$ $\pm CH_4$	CO_2
Anordnung	Einzeleinschlüsse, intergranulare Trails	Kluster, Trails	Kluster, intergranulare Trails
Salzgehalt¹	1-11	1-11	-
T_h²	110 - 146	110 - 146	-
D³	0.93 - 1.01	0.93 - 1.01	-

¹ Gew.-% NaCl; ² Homogenisationstemperatur (°C); ³ Dichte (g/cm³)

Abb.: 226: Tabellarische Übersicht über die unterschiedlichen Flüssigkeitseinschlusstypen.

Typ I weist eine Zusammensetzung von $H_2O + NaCl \pm CH_4$ auf. Bei Typ I wird eine weitere Unterscheidung in Abhängigkeit des Wirtsminerals eingeführt. Die Typ Ia Einschlüsse treten im Quarz auf und Typ Ib tritt in den Karbonaten auf. Typ II konnte bisher ausschließlich in Quarz

nachgewiesen werden. Typ I Einschlüsse weisen eine unregelmäßig bis längliche Form auf und erreichen einen maximalen Längsdurchmesser von ca. 10 µm. Typ I Einschlüsse weisen eine sowohl als auch eine gasförmig bzw. flüssige Phase auf. Auf Grund der geringen Größe konnten diese jedoch nicht mit weiterführenden Methoden untersucht werden. Beim Aufheizen im Heiz-Kühltisch konnte ein Verschwinden der Gasblase (Homogenisation in die flüssige Phase) zwischen 110°C und 146°C gemessen werden. Diese Temperaturen können als minimale Bildungstemperaturen der Quarz- und Karbonatwirtskristalle angesehen werden. Beim Abkühlen bis auf die Verflüssigungstemperatur von Stickstoff (-196°C) und anschließendem Aufheizen auf Raumtemperatur waren zwar im Bereich von -20°C bis 0°C geringfügige optische Änderungen beobachtbar, aufgrund der geringen Einschlusgröße konnten jedoch keine eindeutigen Phasenübergänge (z.B. Schmelzen von Eis) erkannt werden. Demnach waren auch keine Berechnungen von Salzgehalten aus Gefrierpunktstemperaturen möglich.

Bei den mikro-Ramanspektroskopischen Untersuchungen konnte in den Flüssigkeitseinschlüssen H_2O nachgewiesen werden. Ferner traten polyphase Einschlüsse bestehend aus $H_2O \pm CH_4$ auf. Nach dem Modell von BAUMGARTNER & BAKKER (2003) konnte auf Grund des H_2O Spektrums ein Salzgehalt von 1-11 Gew.%. NaCl errechnet werden. Die Dichten der Einschlüsse wurden mit dem Programm Fluids von BAKKER (2003) berechnet und liegen zwischen 0.93 bis 1.01 g/cm³. Auf Grund der geringen Löslichkeit von CH_4 bei diesen Umgebungsbedingungen von ~0.001 mol/ kg nach DUAN & MAO (2006) wurden die CH_4 Gehalte nicht in die Berechnung miteinbezogen

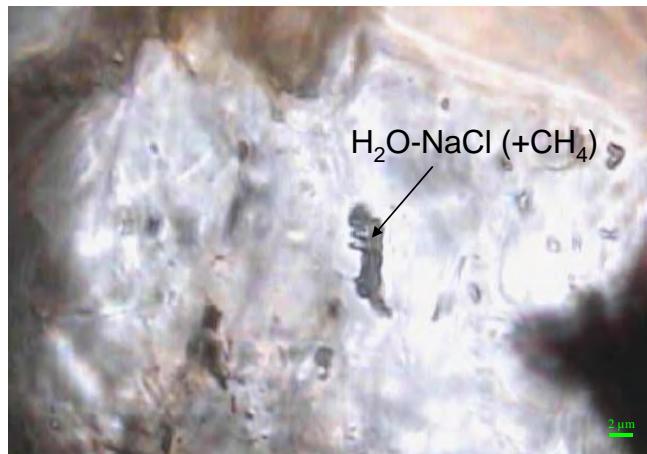


Abb.: 227: Durchlichtaufnahme eines Einschlusses mit $H_2O+NaCl\pm CH_4$ in einem Quarz.

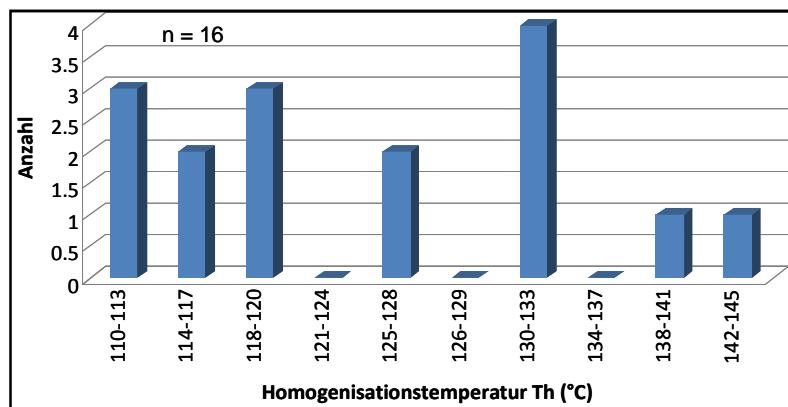


Abb.: 228: Tabellarische Übersicht über die Totalhomogenisationstemperaturen beim Einschluss Typ I.

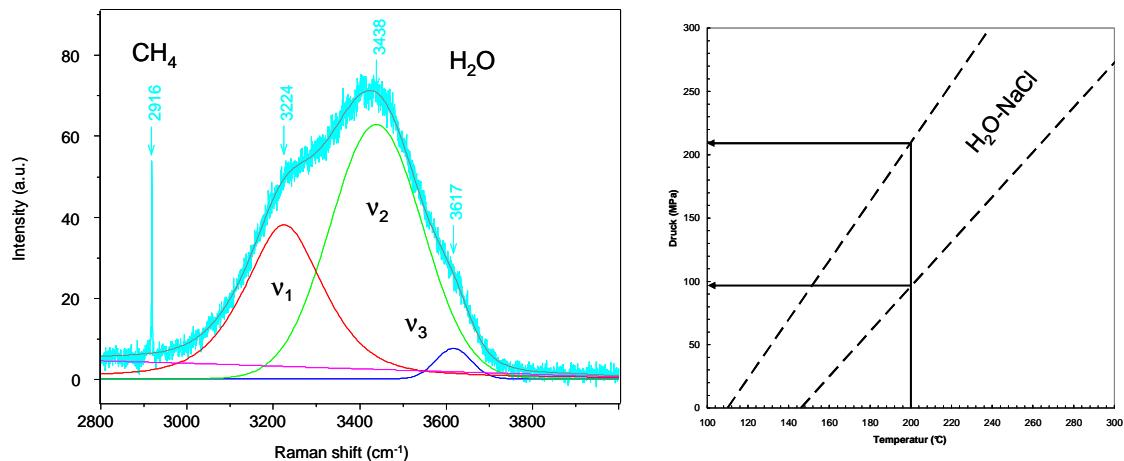


Abb.: 229: Ramanspektrum des Einschlusses von Abb.: 227. Die breite Bande zwischen 2800-3800 cm⁻¹ lässt auf eine H₂O-NaCl Lösung rückschliessen und mit drei Gauss-Lorentz-Funktionen (v₁₋₃) beschreiben. Der scharfe Peak bei 2916 cm⁻¹ ist charakteristisch für CH₄.

Abb.: 230: Berechnete Isochoren für Typ 1 H₂O-NaCl Einschlüsse (mit dem Programmpaket „FLUIDS“ (Bakker, 2003) basierend auf den Zustandsgleichungen von BODNAR & VITYK (1994); KNIGHT & BODNAR (1989). Die Pfeile zeigen die abgeleiteten Drucke in MPa (siehe Text).

Die Typ Ib Einschlüsse weisen eine sehr geringe Größe auf und liegen im Bereich von ca. 1 µm. Texturell treten die Einschlüsse in Form von Clustern oder intergranularen Trails in der karbonatischen Matrix auf.

Der Einschlusstyp II tritt in sehr geringer Anzahl auf und ist sehr selten. Typ II tritt im Quarz auf. Wie die Typ I Einschlüsse weisen auch die Typ II Einschlüsse eine sehr geringe Größe von ca. 1-5 µm auf und zeigen eine länglich-rundliche Form sowie eine dunklere Farbe auf. Texturell treten die Einschlüsse in Form von intergranularen Trails auf. Bei Raumtemperatur sind die Einschlüsse meist einphasig. Die leicht dunklere Farbe wird auf eine geringere Dichte als Wasser zurückgeführt. Mittels Mikro-Raman-Spektroskopie konnten in einem ca. 5 µm länglichen Einschluss Schwingungsbanden von CO₂ nachgewiesen werden. Die ebenfalls vorhandenen Banden von H₂O und OH sind gegenüber einer wässrigen Salzlösung deutlich verschoben und werden deshalb eher als Schwingungsbanden eines wasserhältigen Minerals interpretiert (z.B. Glimmer). Aufgrund ihrer geringen Größe konnten

auch keine mikrothermometrischen Daten gewonnen werden, weshalb auch keine Dichte- und Isochorenberechnungen möglich waren.



Abb.: 231: Durchlichtaufnahme der Probe Fi II bei xN. Der Typ II Einschlusstyp tritt texturell in Form von intergranularen Trails auf und weist eine dunkle Farbe auf.

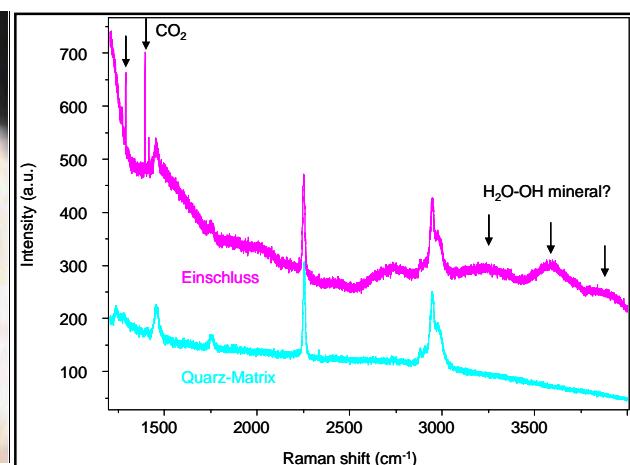


Abb.: 232: Ramanspektrum des Einschlusstyps II (rosa). Charakteristisch sind die Schwingungsbanden von CO_2 . Das Ramanspektrum des Wirtsminerals (Quarz) ist in türkis gehalten. Die restlichen Banden stammen wahrscheinlich von einer wasserhaltigen Einschlusssphase bzw. Klebstoffresten aus der Probenpräparation.

Zusammenfassend lässt sich hier feststellen, dass es sich bei den Flüssigkeitseinschlüssen vom Chemismus her um Einschlüsse im $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ System (Typ 1) handelt, wobei untergeordnet auch CH_4 und CO_2 -reiche Einschlüsse auftreten können. Der Salzgehalt der Lösungen war vergleichsweise gering (maximal 11 Gew.% NaCl), ebenso wie ihre Homogenisationstemperaturen von maximal 146°C. Nach WILKINSON (2001) ist dieser Typ von Flüssigkeitseinschlüssen typisch für epithermale Lagerstätten, die sich durch Zirkulation von Oberflächenfluiden im Sprödbereich der Kruste bildeten, häufig in Zonen mit erhöhter Permeabilität und Wärmefluss. In diesem Fall entsprechen die beobachteten Homogenisationstemperaturen in guter Näherung den Einfangtemperaturen der Einschlüsse und daher den Bildungsbedingungen der Wirtsminerale. Wie aus der Isochorengleichung zu entnehmen, steigen die Isochoren mit zunehmender Temperatur zu vergleichsweise sehr hohen Drucken an. Die Annahme einer Bildungstemperatur von 200°C impliziert somit einen Druck von minimal 100 MPa (1 kbar) bzw. eine Maximaldruck von 210 Pa (2.1 kbar). Diese Drücke spiegeln somit eine Krustentiefe von minimal 3 km bzw. max. 6.3 km unter der Annahme von 200°C als Bildungstemperatur der Flüssigkeitseinschlüsse, wider.

Zusammenfassend handelt es sich bei den Lösungen der historischen Lagerstätte Bartholomäberg also wahrscheinlich um epithermale, d.h. oberflächennahe Fluide, die wahrscheinlich von der Oberfläche stammen (meteorische Wässer), welche in einer spröden Kruste mit hoher Permeabilität und Wärmefluss wiederholt zirkulierten.

11. Petrologische Untersuchungen der Schlacken

11.1 Allgemeines

Im Zuge von Bauarbeiten im Bereich eines Schmelzplatzes konnten im Aushubmaterial reichliche Schlackenfunde getätigt werden. Diese Schlackenfunde belegen des Weiteren, dass im Raum Silbertal ein Verhüttungsprozess stattgefunden haben muss. Auf Grund der fehlenden archäologischen stratigraphischen Abfolge ist über das Alter dieser Schlacken noch nichts bekannt. Weiterführende archäologische Arbeiten sind Gegenstand der Untersuchungen im PP08 im Rahmen des SFB HiMAT. Da die Schlacken erst gegen Ende der Diplomarbeit gefunden wurden, konnten sie aus Zeitgründen seitens des Autors nicht umfassend untersucht werden.



Abb.: 233: Der Schmelzplatz liegt am orographisch rechten Ufer der Litz auf einer Höhe von ca. 920 m.

11.2 Makroskopische Beschreibung der Schlackenproben

Bei den Schlacken können mehrere Typen von Kupferschlacken unterschieden werden. Dies sind:

- Plattenschlacken
- Schlacken mit Blasenstruktur
- Verschlackte Ofensteine- bzw. Fragmente.

11.2.1 Kupfer Plattenschlacken:

Plattenschlacken zeichnen sich durch ihre sehr hohe Viskosität aus. Die Plattenschlacken weisen eine plattige Form auf und zeigen z.T. deutlich erkennbare Fließstrukturen. Die Plattenschlacken sind dunkelschwarz mit einer glasigen Seite (siehe Abb.: 235). Auf der glasigen Seite treten kleinste Blasenstrukturen auf, die eine Größe von unter 1 mm aufweisen. Im Querprofil der hier abgebildeten Schlacke ist sehr deutlich eine Zunahme von Anzahl und Größe der Blasen mit zunehmendem Abstand von der glasigen Seite der Plattenschlacke festzustellen, wobei die Größe der Blasen generell sehr gering ist (siehe Abb.: 234). Auf der Unterseite der Plattenschlacken sind in manchen Fällen feinkörnige Kiese in die Schlacke eingelassen.



Abb.: 234: Seitenansicht einer Plattenschlacke aus dem Schmelzplatz. Dieser Schlackentyp weist im Querschnitt keinerlei größere Blasen auf.



Abb.: 235: Die Oberfläche der Plattenschlacke ist sehr glatt und weist eine geringe Porosität auf.

11.2.2 Kupferschlacken mit Blasenstruktur, Schlackenkuchen

Dieser Typ von Schlacke weist im Vergleich zu den Plattenschlacken eine sehr poröse Oberfläche auf, wobei in den Blasen z.T. Holzkohlereste erhalten geblieben sind. Auch die Negativabdrücke von Holzstrukturen sind auf diesen Schlacken noch erhalten geblieben. Der Anteil an Blasen ist jedoch stark schwankend, wobei massive, blasenfreie Partien auch erhalten sind (siehe Abb.: 236). Die Schlackenkuchen weisen eine geringere Viskosität als die Plattenschlacken auf, was unter anderem einer leichteren Entgasung entgegenwirkt und somit verstärkt zur Blasenbildung führt. Die Schlackenkuchen weisen eine dunkelgraue, meist schwarze Farbe auf, wobei auch hier durch Verwitterungerscheinungen eine Grünfärbung (Abb.: 237) sowie untergeordnet rötliche Verfärbungen zu beobachten sind. Auf der Oberfläche erkennbar sind kleinere Kiesgerölle, die in der Kupferschlacke auftreten und mit ihr verschweißt

11. Petrologische Untersuchungen der Schlacken

sind. Im Anschnitt sind hier kleinere, <1 mm große Kupfertropfen auf Grund ihres hohen Glanzes gut erkennbar. In der Schlackenmatrix sind makroskopische keinerlei Kristalle bzw. Minerale zu erkennen. Innerhalb der Blasen kommt es oft zur Fällung von Kupferkarbonaten.



Abb.: 236: Kupferschlacke mit Blasenstruktur. Innerhalb der Blasen sind noch Holzkohlereste zu erkennen.



Abb.: 237: Makroaufnahme einer Kupferschlacke. Die Grünfärbung, die durch die Verwitterung von Kupfer hervorgerufen wird, ist hier deutlich zu erkennen.

11.2.3 Verschlackte Ofensteine bzw. Ofenfragmente

Bei diesen Schlacken handelt es sich im eigentlichen Sinne nicht um Kupferschlacken, sondern vielmehr um Ofensteine, die einer Pyrometamorphose unterworfen worden sind und z.T. selbst aufgeschmolzen wurden bzw. in die während eines Ofenlaufes Kupferschlacke in die Risse und Spalten einzudringen vermochte (Abb.: 239). Diese verschlackten Gesteinsfragmente weisen das noch relikitsch erhaltene Gefüge auf, zeigen jedoch schon erste Blasenstrukturen, die ein Anzeichen der thermischen Einwirkung auf das Gestein darstellen (siehe Abb.: 238 und Abb.: 241). Des Weiteren zeigen diese Proben häufig Rissstrukturen, die durch die hohe thermische Einwirkung hervorgerufen worden sind. Im Übergangsbereich von den Ofensteine zu den angeschweißten Schlacken lassen sich oft glasige Gesteinspartien erkennen. Die Hell- und Dunkelglimmer sind durch die hohe thermische Beanspruchung stark aufgebläht, sofern noch vorhanden.



Abb.: 238: Dieser Ofenstein weist ein völlig durch Pyrometamorphose zerstörtes Gefüge auf. Reliktische Minerale sind außer Quarz und Feldspäten keine mehr zu erkennen.



Abb.: 239: Ofenstein aus Orthogneis (re.) an dem die Schlacke angeschweißt worden ist. Der Orthogneis ist gänzlich von Rissen durchzogen.



Abb.: 240: Mit Schlacke überzogener Orthogneis, der am unteren Ende deutliche Blasenbildungen aufweist. Die auf der linken Seite abgebildete Nahaufnahme zeigt deutlich die Auswirkungen der thermischen Beanspruchung.



Abb.: 241: Makroaufnahme des vorderen Bereiches. Durch die thermische Einwirkung kommt es zur Rissbildung sowie zum Aufbählen des Gefüges. Entlang von Rissen, die sich vorwiegend an den Schieferungsflächen orientieren, dringt hier von außen Kupferschlacke in den Orthogneis.

11.3 Mikroskopische Beschreibung der Schlacken

Die mikroskopischen Untersuchungen der Schlacken wurden sowohl unter dem Auf- als auch unter dem Durchlichtmikroskop durchgeführt um die sulfidischen bzw. opaken sowie die oxidischen und silikatischen Gemengteile zu bestimmen.

11.3.1 Mikroskopische Untersuchungen der Plattenschlacken

Auf Grund der relative schnellen Abschreckung bzw. Abkühlung der Plattenschlacken weisen diese sehr feine, kleine Kristalle sowie eine glasige Grundmatrix auf. Die Plattenschlacken

11. Petrologische Untersuchungen der Schlacken

weisen eine typische Spinnifex-Struktur auf, die charakterisiert ist durch feine, schmale Olivinleisten, die einen radialförmig, büscheligen Habitus aufweisen

11.3.2 Mikroskopische Untersuchungen der Kupferschlackenkuchen

11.3.2.a Silikatische und oxidische Phasen in den Kupferschlacken

Auf Grund des im Vergleich zu den Plattenschlacken langsameren Abkühlungspfads konnten bei den Schlackenkuchen Minerale aus der Schmelze besser auskristallisieren. Die silikatische und oxidische Paragenese der Plattenschlacken lässt sich mit der Paragenese

Olivin ± Quarz + Wüstit + Spinell (Magnetit) + Baryt + Schmelze

beschreiben. Die Olivine zeigen schöne, idiomorphe Kristalle und lassen unter dem Mikroskop einen Zonarbau erkennen (siehe Abb.: 242, Abb.: 244 und Abb.: 245). Um die Kupfer bzw. Schmelztropfen herum bilden die auskristallisierten Olivinkristalle einen feinkristallinen Saum.

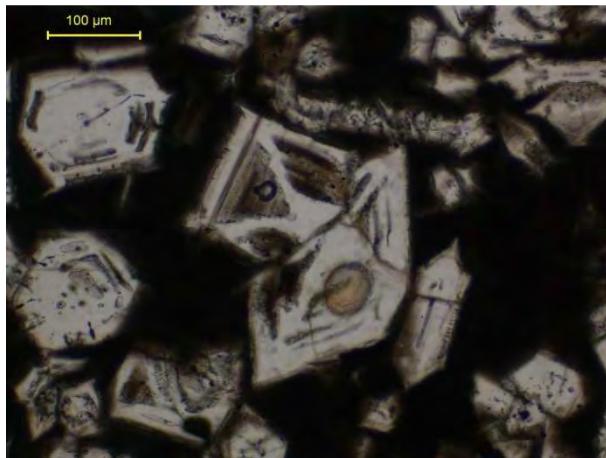


Abb.: 242: Durchlichtaufnahme bei PN. Die Olivine lassen eine leichte Zonierung erkennen. Probe SI5



Abb.: 243: Leistenförmige Olivine. Probe SI5



Abb.: 244: Olivinkristalle mit den, für die Plattschlacken typischen scharfkantigen, dendritischen Korngrenzen. Probe SI5

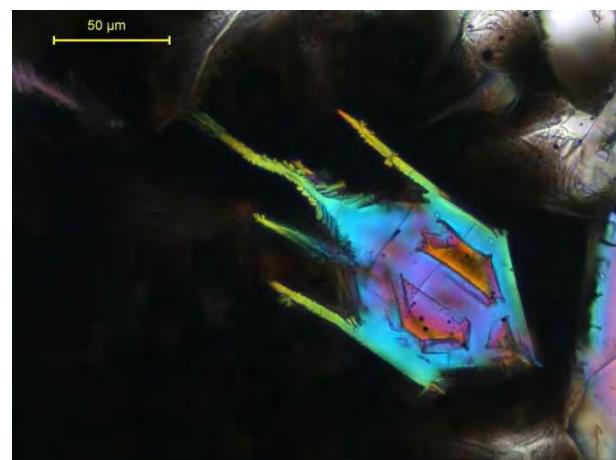


Abb.: 245: Durchlichtaufnahme bei XN. Ein deutlicher Zonarbau ist hier bereits unter dem Durchlichtmikroskop erkennbar. Probe SI5

11.3.2.b Sulfidische Phasen in den Kupferschlacken

Die sulfidischen Phasen in den Kupferschlacken zeigen Großteils dasselbe Gefüge und sind hinsichtlich ihrer Phasenzusammensetzung sehr einheitlich. Da es sich bei den Schlacken um Fahlerz- bzw. Chalkopyritverhüttungsprodukte handelt, treten verstärkt Sb-hältige Phasen auf. Wie in den Abb.: 246 und Abb.: 247 erkennbar, lassen sich hier Kristallisationsabfolgen erkennen. Die Schmelztropen weisen im randlichen Bereich noch Kupfersulfide, bestehend aus Chalkopyrit und Bornit, auf (Abb.: 248). Diese sulfidischen „Restite“ weisen eine sehr feinstrukturierte gitterartige Verwachsung auf (siehe Abb.: 249).

Die sulfidische Paragenese setzt sich folgendermaßen zusammen:

Chalkopyrit + Bornit + Dyskrasit + Cuprostibit + Breithauptit



Abb.: 246: Auflichtaufnahme eines Schmelztropfens bei pN. Für die genauere chemische Zusammensetzung wurde von diesem Schmelztropfen ein Elementverteilungsbild mittels der EMPA angefertigt. Probe SL5.

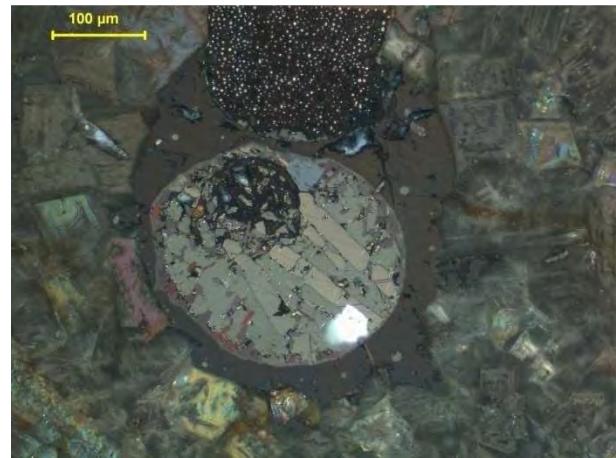


Abb.: 247: Auflichtaufnahme eines Schmelztropfens bei xN. Die Leisten aus gediegenem Sb zeigen eine deutliche Anisotropie. Probe SL5.



Abb.: 248: Auflichtaufnahme (pN) der Probe SI5.

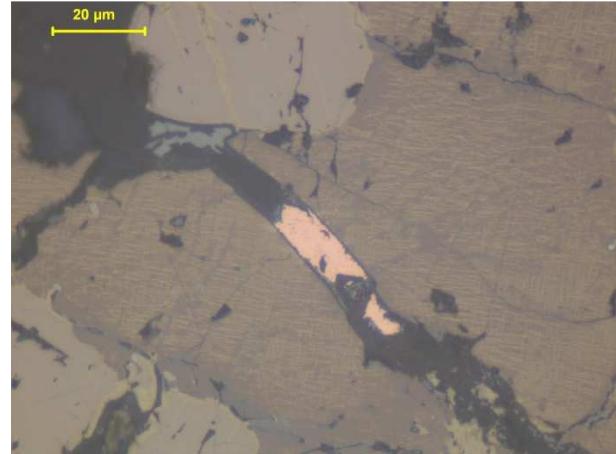


Abb.: 249: Auflichtaufnahme (pN) der Probe SI5. Bornit und Chalkopyrit bilden ein fein verwachsenes Gefüge.

11.4. Untersuchungen der verschlackten Ofensteine

Die untersuchten Ofensteine weisen bei mikroskopischer Betrachtungsweise ein stark gestörtes Gefüge, hervorgerufen durch die thermische Überprägung, auf. Von dem verschlackten Orthogneis (siehe Abb.: 250 und Abb.: 251) wurden 2 EMPA Schlitte angefertigt, wobei einer aus dem „proximalen“ Bereich zur Schlacke, der makroskopische deutliche Blasenbildungen aufweist, sowie ein Schliff im „distaleren“ Bereich in dem makroskopisch kaum Blasen zu erkennen sind und keine Schmelzbildung festgestellt werden konnten, genommen wurde.



Abb.: 250: Durchlichtaufnahme eines verschlackten Orthogneises aus dem distalen Bereich. Die Glimmer sind noch relikitsch erhalten. Probe SI4



Abb.: 251: Durchlichtaufnahme bei xN aus dem distalen Bereich. Relikitsch sind hier noch Quarz und Kalifeldspat (Mikroklin) erkennbar. Die Glimmer zeigen atypische optische Eigenschaften. Probe SI4.

Im distalen Bereich konnten noch relikitsch auftretende Glimmer nachgewiesen werden (siehe Abb.: 250, 251), bei denen es sich um einen Biotite handelte. Durch die thermische Einwirkung jedoch wurde das Stabilitätsfeld des Biotits überschritten und es kam zur allmählichen Zersetzung dieser Glimmer. Diese einstigen Glimmer weisen keinerlei optische Anisotropie mehr auf und weisen eine bräunliche Farbe auf. Die für die Glimmer typischen Spaltbarkeiten sind aber noch gut erkennbar. Ferner zeichnen die glimmerreichen Lagen das einstige Gefüge nach. Des Weiteren treten in diesem einstigen Orthogneis, K-Feldspat, Plagioklas und Quarz auf. Quarz weist eine leicht undulöse Auslöschung auf und ist von thermisch bedingten Rissen durchzogen.

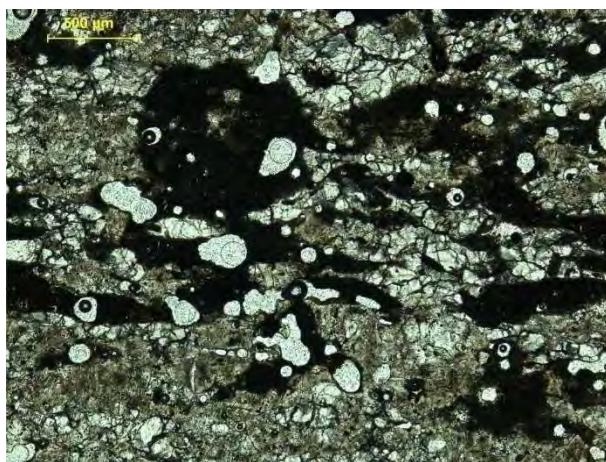


Abb.: 252: Durchlichtaufnahme aus dem proximalen Bereich der thermischen Einwirkung. Die Glimmer sind nicht mehr erhalten und sind in Schmelze übergegangen. Im proximalen Bereich sind deutlich mehr Blasenstrukturen zu erkennen. Probe SI4b.



Abb.: 253: Durchlichtaufnahme (xN) des proximalen Bereichs. Die Glimmer sind nicht mehr erhalten, lediglich Feldspäte sowie Quarz sind anwesend. Probe SI4b.

Im proximalen Bereich der thermischen Überprägung (siehe Abb.: 252 und Abb.: 253) kommt es zum vollständigen Verschwinden der Glimmer. In diesem Bereich ist lediglich nur mehr Quarz sowie untergeordnet Feldspat erhalten. Die Schieferung lässt sich auf Grund der

Schmelze, die aus den Glimmern entstanden ist, rekonstruieren. Innerhalb der Schmelze finden sich kleinere Aggregate von Olivin. In diesem Nahbereich ist die Blasenbildung deutlich zu erkennen.

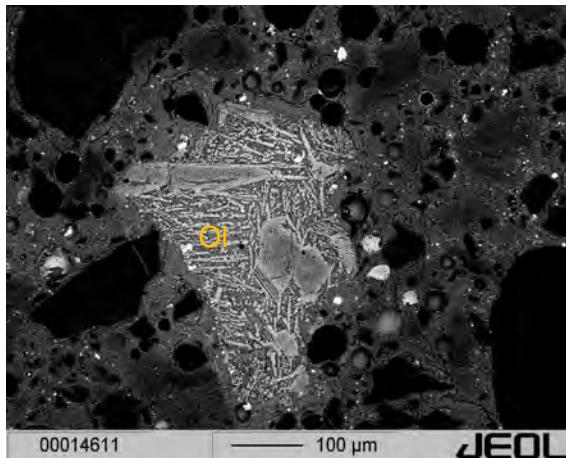


Abb.: 254: BSE-Bild der Probe SL4. Durch die thermische Einwirkung kommt es hier zur lokalen Schmelzbildung sowie zur Bildung von Olivinkristallen, die mit der Schmelze koexistieren.

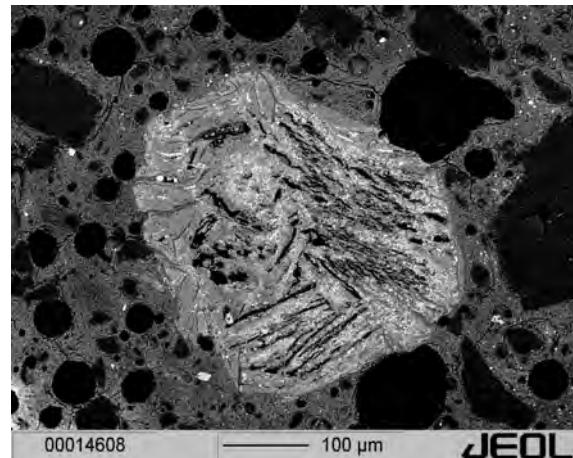


Abb.: 255: BSE-Bild der Proben SL4. Hier handelt es sich um einen reliktischen, lediglich an der Kornform erkennbaren Granat. Die Matrix weist nur noch Quarz sowie Schmelze auf.

11.5 Petrologie der Schlacken

Bei den untersuchten Schlacken aus dem Bauaushub beim Schmelzplatz handelt es sich um die Abfallprodukte, die während des Verhüttungsprozesses angefallen sind. Die dominierenden Phasen innerhalb der Schlacken sind Quarz, Eisen-Olivine (Fayalit) sowie Baryt und untergeordnet Wüstit. Dies geht aus den Pulverröntgendiffraktogramm (Abb.: 256) deutlich hervor. Wie dem Pulverdiffraktogramm zu entnehmen, weisen die Schlacken einen sehr hohen Untergrund auf, was einerseits auf die schlechte Kristallisation bzw. die Anwesenheit von röntgenamorpher Schmelze sowie andererseits durch die hohe Streuung verursacht wird. Da am Kristbergsattel Baryt in der Erzparagenese auftritt, muss es sich nicht direkt um ein intentionell hinzugefügtes Flussmittel handeln. Gesamtgesteinschemiken der Schlacken aus dem Silbertal sind nicht vorhanden, werden aber in weiterer Bearbeitung im Zuge des SFB HiMAT an der Universität Innsbruck am Institut für Mineralogie und Petrographie mittels der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) durchgeführt werden.

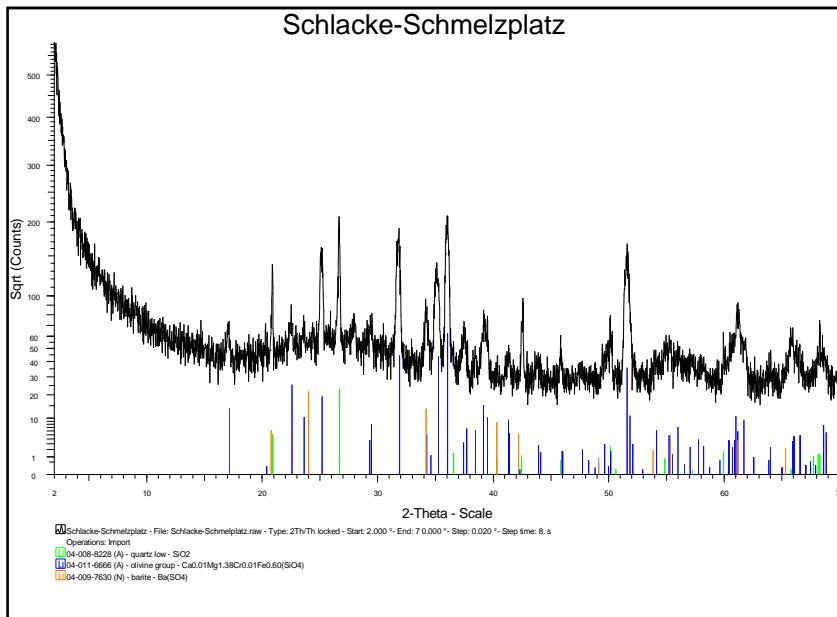


Abb.: 256: Pulverröntgendiffraktogramm einer Schlacke aus dem Schmelzplatz. Die auftretenden Phasen sind hier Quarz, Olivin und Baryt. Der hohe Untergrund ist ein Zeichen für die schlechte Kristallinität der Schlacken.

11.5.1 Sulfidische – metallischen Phasen

Die sulfidischen Phasen gehen aus der Verhüttung der am Kristberg/Bartholomäberg abgebauten Erzen hervor. Die genaue Erzparagenese sowie die genauen geochemischen Eigenschaften der verschiedenen Erzminerale sind im Kapitel 7. Petrographische Untersuchungen der Erzparagenese ausführlich beschrieben. Die sulfidischen Phasen in den Schlacken bauen sich somit aus den zur Verfügung stehenden Elementen auf. Da im Silbertal Fahlerz + Chalkopyrit die Hauptminerale darstellen und Baryt als Gangart auftritt, treten diese Elemente auch in der Schmelze auf. Die Untersuchungen der Phasenbeziehungen wurden mittels wellenlängendispersiver Messungen sowie Elementverteilungsbilder an der EMPA durchgeführt.

Bei den Untersuchungen mittels der Elektronenstrahlmikroskopie wurden in den Schmelztropfen stets enge Verwachsungen zwischen Cuprostibit (Cu_2Sb) und gediegenem Antimon festgestellt. Cuprostibit (Abb.: 258) weist im Durchschnitt ein Verhältnis von 63 At.% Cu zu 33 At.% Sb sowie stets ca. 1.5 At.% As auf. Des Weiteren sind im Cuprostibit Spuren von Ag (0.4-0.5 At.%) und Ni (0.72 At.%) feststellbar. Gediegenes Antimon enthält ca. 94 At.% Sb, 3.5-4 At.% As, 1.5 At.% Pb, 0.5 At.% Sn und 0.5 At.% Cu. Bornit weist ein Verhältnis von ca. 42 At.% S zu 42 At.% Cu und 14 At.% Fe auf. Die feinen Entmischungen von Chalkopyrit und Bornit zeigen bei Analysen mittels der EMPA oft Mischanalysen der beiden Phasen an. Dyskrasit (Ag_3Sb) tritt in enger Verwachsung mit Cuprostibit auf und stellt ein Indiz für die

11. Petrologische Untersuchungen der Schlacken

Verhüttung von Ag-reichen Protoerzen dar. Pyrothin ($Fe_{1-x}S$) weist im Durchschnitt einen geringen Gehalt von ca. 2.4 At.% Cu auf.

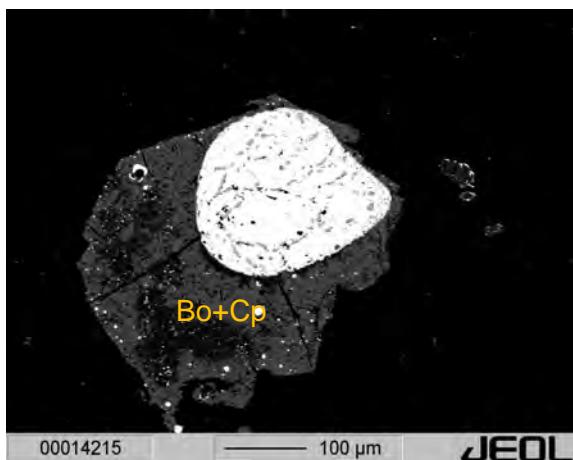


Abb.: 257: BSE-Bild eines Schmelztropfens. Die mittlere Graustufe repräsentiert Bornit (Bo).

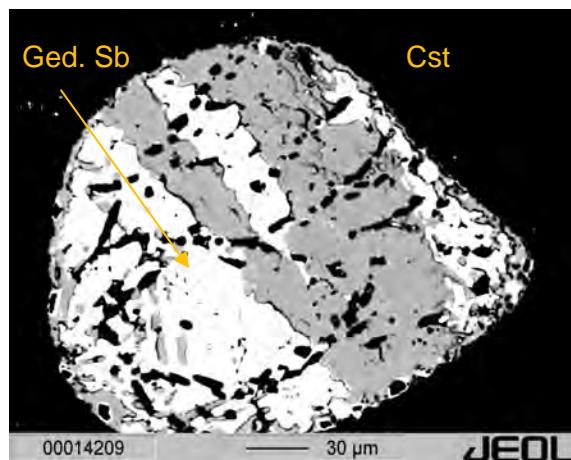


Abb.: 258: BSE-Bild des inneren Bereichs des links stehenden Bildes. Cuprostibit ist durch die gräuliche Phase repräsentiert. Weiß erscheint das gediegene Antimon (94 At.% Sb, 1 At.% Pb, 4 At.% As).

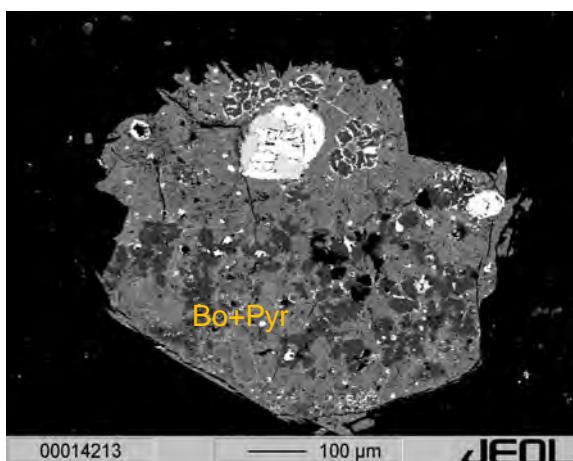


Abb.: 259: BSE-Bild eines Schmelztropfens aus Bornit (Bo) und Pyrothin (Pyr).

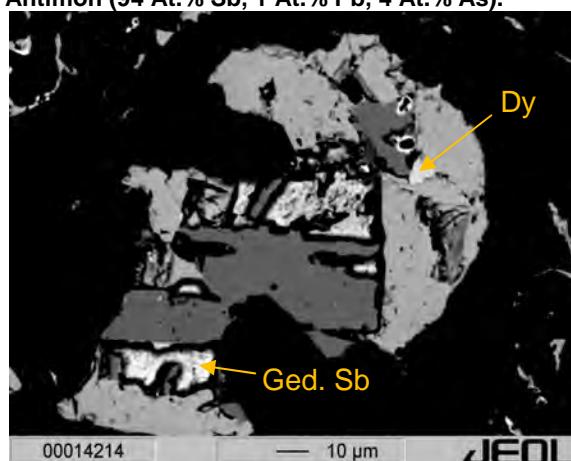


Abb.: 260: BSE-Bild, des links stehenden Bildes. Stibnite (St), Ni reicher Stibnite (7 At.%), Dyscrasit (Dy) sowie mit der rauhen Oberfläche gediegen Sb treten auf.

Auf den Elementverteilungsbildern eines Schmelztropfens sind die unterschiedlichen Elementkonzentrationen graphisch dargestellt. Aus dem Elementverteilungsbild von Bi (Abb.: 263) ist deutlich eine Anreicherung der Bi-Konzentration im innersten, Sb-hältigen Bereich zu erkennen. In der Schmelze selbst ist kein Bi festzustellen. In den leistenförmigen Bereichen in den Schmelztropfen ist wiederum eine Abreicherung an Bi festzustellen.

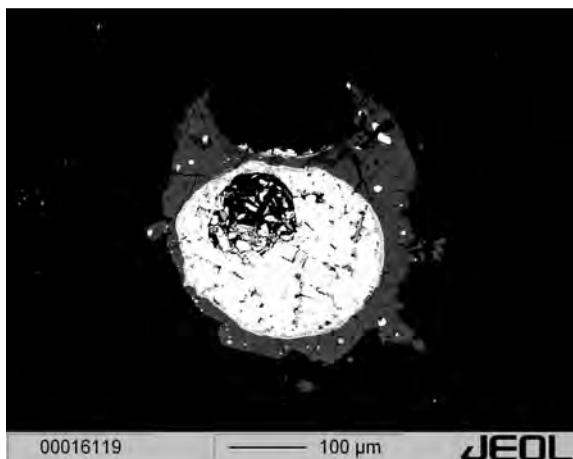


Abb.: 261: BSE-Bild des untersuchten Schmelztropfens. Der innere Bereich weist einen sehr viel höheren durchschnittlichen Z Wert auf.

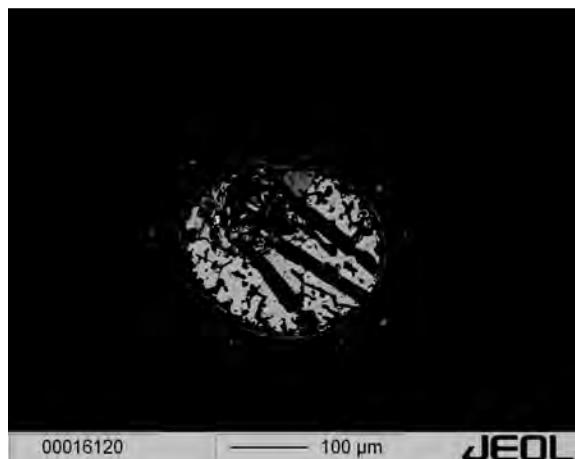


Abb.: 262: BSE-Bild des Inneren Bereichs mit einem höheren Kontrast. Gediegen Sb weist einen sehr hohen Z Wert auf.

As (siehe Abb.: 264) ist in diesem Schmelztropfen stark abgereichert mit Ausnahme eines randlichen Saumes, der den Sb-hältigen Tropfen umgibt. Bei diesem Saum handelt es sich um eine Legierung aus $As_x + Pb_x + Fe_x$. As zeigt einen stark gegenläufigen Trend von Sb. As tritt jedoch in Spuren von ca. 1.5 At.% im Cuprostibit und mit ca. 3.5-4 At.% im gediegenen Sb auf. Sb zeigt die höchsten Konzentrationen im Inneren des Schmelztropfens. Wie auf dem Elementverteilungsbild (siehe Abb.: 265) zu erkennen, weisen die in grün gehaltenen Bereiche ein Elementverhältnis von Cu zu Sb von 2 zu 3 auf und entsprechen daher der Zusammensetzung von Cuprostibit. Die in rosa erscheinenden Bereiche spiegeln das Sb in gediegener Form wieder. Integriert man die Flächen von Cuprostibit und gediegenem Sb erhält man einen Bulk-Chemismus der eine Sb-Konzentration von 67 At.% aufweist.

Ni (siehe Abb.: 266), das in der Erzparagenese lediglich in durch das geringe Auftreten von Gersdorffit und Korneit gegeben ist, weist im Schmelztropfen erhöhte Konzentrationen auf. In der Schmelze sind sehr geringe Spuren von Ni detektierbar. Die erhöhten Ni-Konzentration (grünlicher Bereich auf dem Elementverteilungsbild) sowie die orangen Bereiche auf dem Sb-Elementverteilungsbild entsprechen der Zusammensetzung von Breithauptit (NiSb). Pb (siehe Abb.: 267) zeigt wiederum eine ähnliche Verteilung wie As im Elementverteilungsbild. Deutlich ist hier wiederum die ausgeprägte Saumstruktur zu erkennen. Pb ist im gediegenen Sb mit einer Konzentration von 1.5-2 At.% nachweisbar. Die Werte für Pb im Cuprostibit sind unterhalb der Nachweigrenze der EMPA. Bornit weist einen Gehalt von ca. 0.1 At.% Pb auf. Aus dem Elementverteilungsbild von Cu (siehe Abb.: 268) sind hohe Konzentrationen im Bornit sowie im Cuprostibit auszumachen. In der Schmelze sind kleine Tröpfchen mit höheren Cu – Konzentrationen feststellbar.

11. Petrologische Untersuchungen der Schlacken

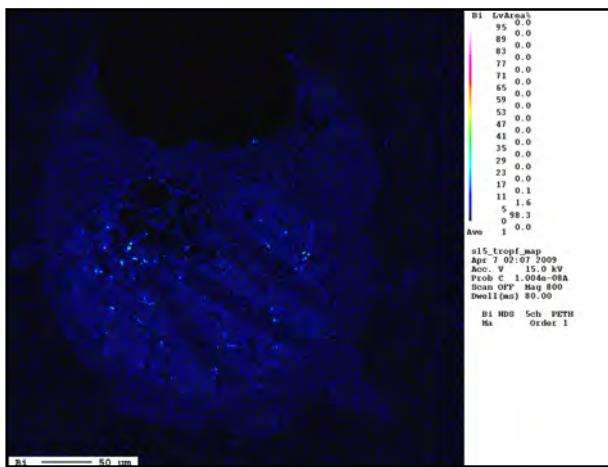


Abb.: 263: Elementverteilungsbild von Bi. Im Inneren Bereich lassen sich erhöhte Gehalte erkennen.

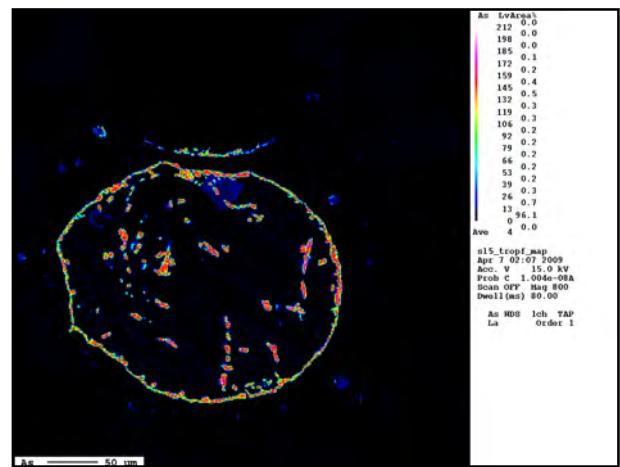


Abb.: 264: Elementverteilungsbild von As. Bei der Umkrustung von As handelt es sich nicht um einen oxidischen Rand. As tritt hier zusammen mit Pb auf.

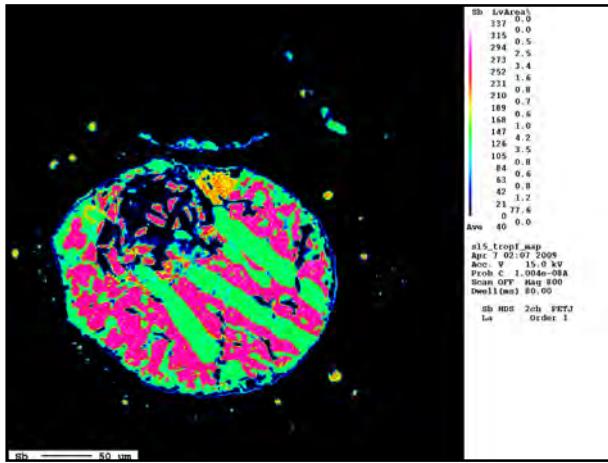


Abb.: 265: Elementverteilungsbild von Sb. Sb tritt hier in gediegener Form als auch in Mischungen mit Cu und Ni auf. Deutlich zu erkennen ist jedoch, dass sich das Auftreten von Sb auf den Schmelztropfen konzentriert.

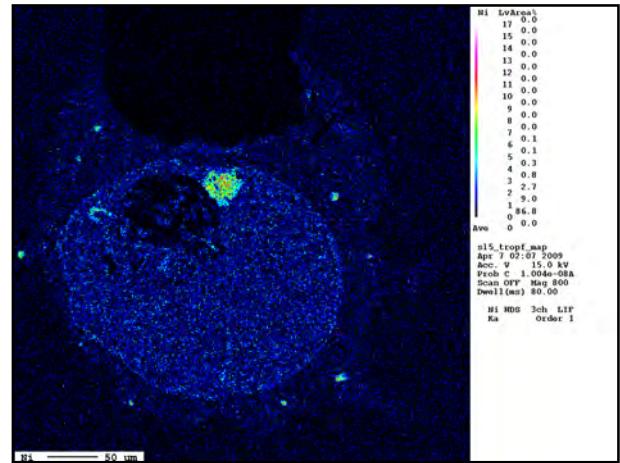


Abb.: 266: Elementverteilungsbild von Ni. Ni weist höhere Konzentrationen im Schmelztropfen auf.

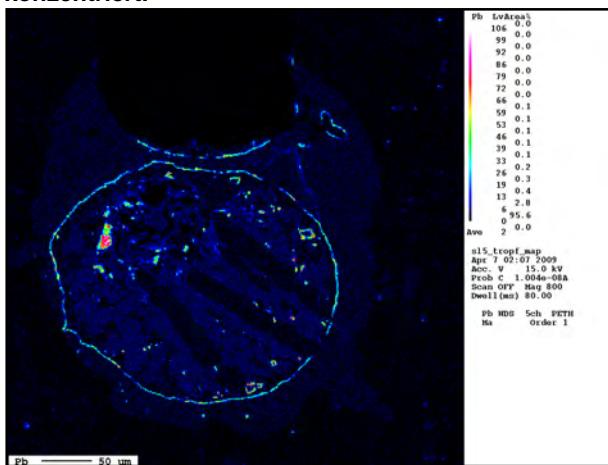


Abb.: 267: Elementverteilungsbild von Pb. Am Rand des Schmelztropfens treten deutlich erhöhte Werte von Pb auf, die hier mit der Verteilung von As korrelieren. Außerhalb des Schmelztropfens treten sehr geringe Pb Gehalte auf.

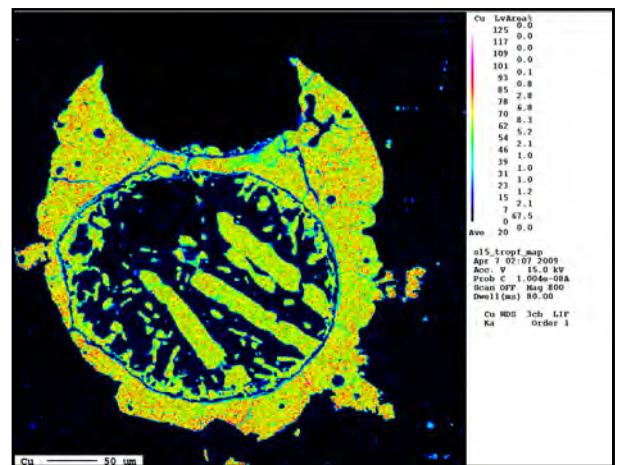


Abb.: 268: Elementverteilungsbild von Cu. Cu weist einen gegenläufigen Trend zu As und untergeordnet Pb (siehe Saumstruktur) auf. Die Leisten im Tropfen bestehen aus Cuprostibit. Außerhalb des Saumes ist Cu mit Fe und S in Form von Bornit + Chalkopyrit vergesellschaftet.

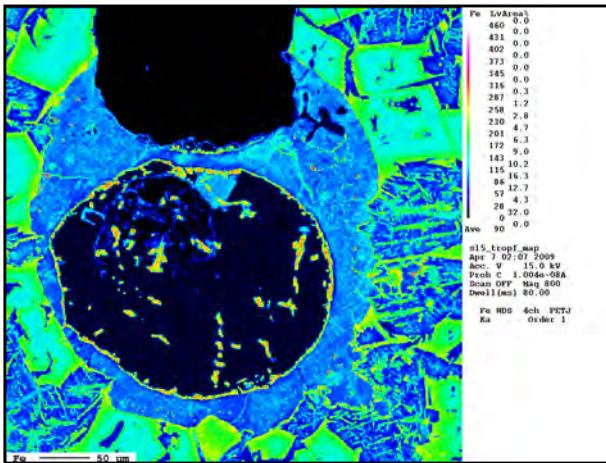


Abb.: 269: Elementverteilungsbild von Fe. Fe weist eine hohe Konzentration in der Schmelze auf sowie Chalkopyrit auf. Fe zeigt auch eine deutliche Zonierung in den Fayalitkristallen.

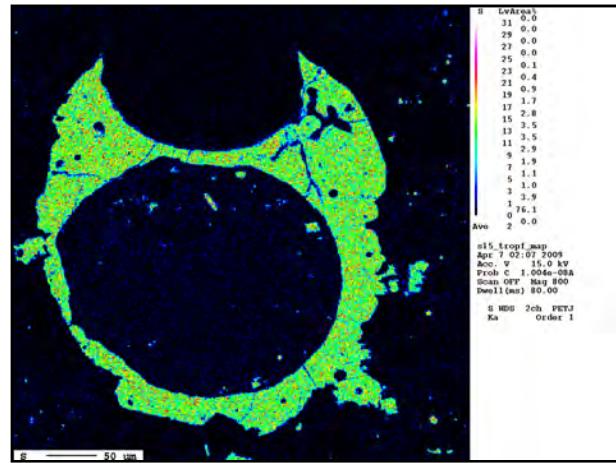


Abb.: 270: Elementverteilungsbild von S. Den Tropfen umgibt hier Chalkopyrit (siehe Elementverteilungsbild von Fe und Cu). S zeigt keine Affinität gegenüber Sb und As.

Aus dem Elementverteilungsbild von Fe (siehe Abb.: 269) geht deutlich hervor, dass im Inneren des Schmelztropfens höhere Konzentrationen von Fe mit jenen von As korrelieren. Bornit weist ein schwankender Gehalt von 10.8-21.0 At.% auf. Dieser schwankende Gehalt wird durch höhere Cu-Konzentrationen kompensiert. In der Schmelze weist Fe einen hohen Gehalt auf, wobei hier besonders in den Fayalitkristallen die höchsten Fe Konzentrationen nachgewiesen worden sind, wobei auch hier eine Kern-Rand Zonierung der Fayalitkristalle erkennbar ist. Das Elementverteilungsbild von S (Abb.: 270) zeigt eine deutliche Konzentration von S im Bornit. In den Sb-hältigen Phasen sind lediglich Spuren von S detektierbar. Im Cuprostibit lassen sich Spuren von S in einer Konzentration von ca. 0.06 At.% nachweisen.

11.5.2 Oxidische und silikatische Phasen

Hauptbestandteile der oxidischen und silikatischen Paragenese sind Olivin (Fayalit), Quarz, Baryt (siehe Abb.: 272) und Wüstit (siehe Abb.: 271) sowie die Schmelze. Die untersuchten Platten-Schlacken weisen sehr feine nadelige Kristalle auf, deren Breite oft nicht größer als 1 µm ist. Diese nadeligen und büscheligen Aggregate entsprechen einer typischen Spinifex - Struktur. Daher ist eine genaue analytische Auflösung mittels der EMPA sehr diffizil, wobei hier oft Mischanalysen ermittelt werden.

Fayalit zeigt eine deutliche Kern-Rand Zonierung in den Elementen Mn, Fe und Mg.

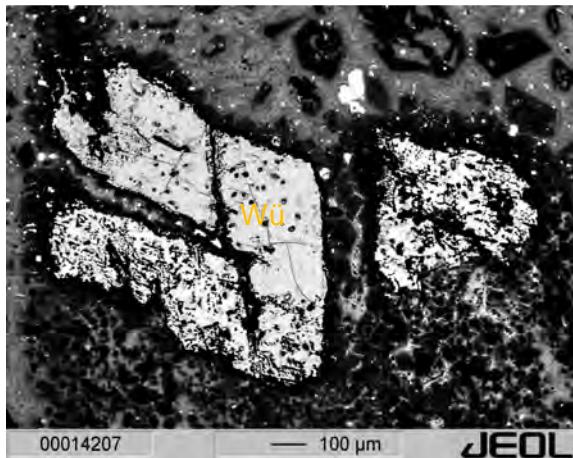


Abb.: 271: Wüstit (Wü) mit leicht unterschiedlichen Verhältnissen von Mg-Fe umgeben von einem Saum aus kleineren Fayalitkristallen. Probe SI5.

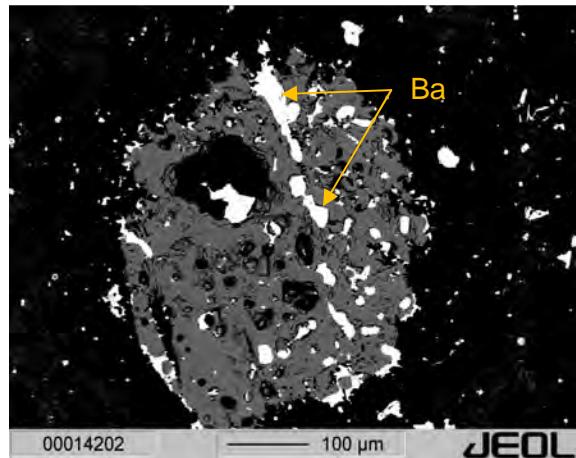


Abb.: 272: Baryt (Ba) als Einschluss in einem sulfidischen Tropfen. Probe SI5.

Mn weist im randlichen Bereich eine durchschnittliche Konzentration von 0.076 apfu sowie 0.05 apfu Mn im Kernbereich auf. Diese Zonierung spiegelt sich wiederum deutlich im Elementverteilungsbild von Mn (Abb.: 276) wieder. Der Fe Gehalt (siehe Abb.: 278) weist eine Konzentration von 1.46 apfu am Rand auf. Im Kernbereich des Fayalits sind geringere Konzentrationen in der Höhe von 0.88 apfu Fe feststellbar (siehe Abb.: 274). Wie dem Elementverteilungsbild von Fe (siehe Abb.: 278 und Abb.: 277) zu entnehmen ist, weist der Fayalit eine weitere Zonierung im Kernbereich auf, die mit der Abnahme der Fe Konzentration sowie der Zunahme von Mg einhergeht. Im Randbereich weist der Fayalit eine Konzentration von 0.60 apfu Mg auf. Im Kern kommt es zu einer Zunahme von Mg (siehe Abb.: 277), die sich in einer Konzentration von 1.07 apfu Mg manifestiert. Ca ist im Fayalit in nur sehr geringen Spuren enthalten. Im Randbereich ist die Konzentration von 0.01 apfu Ca (siehe Abb.: 273) **Fehler! Verweisquelle konnte nicht gefunden werden.** nachzuweisen. Der Kernbereich weist einen Gehalt von 0.004 apfu Ca auf.

11. Petrologische Untersuchungen der Schlacken

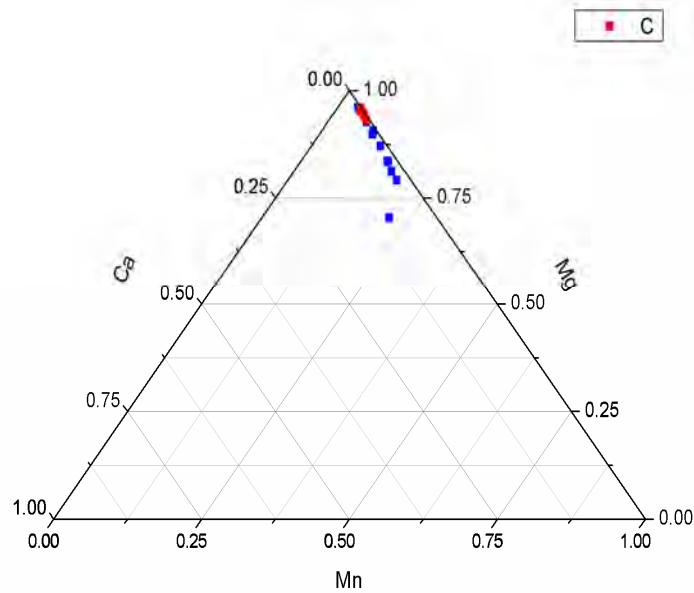


Abb.: 273: Ternäres Diagramm von Mg-Mn-Ca[x10]. Die Kernchemismen sind in rot gehalten. Die blauen Datenpunkte repäsentieren die Randchemismen der Olivine. Die Olivine weisen randlich eine leicht höhere Konzentration an Mn auf (siehe Abb.: 276).

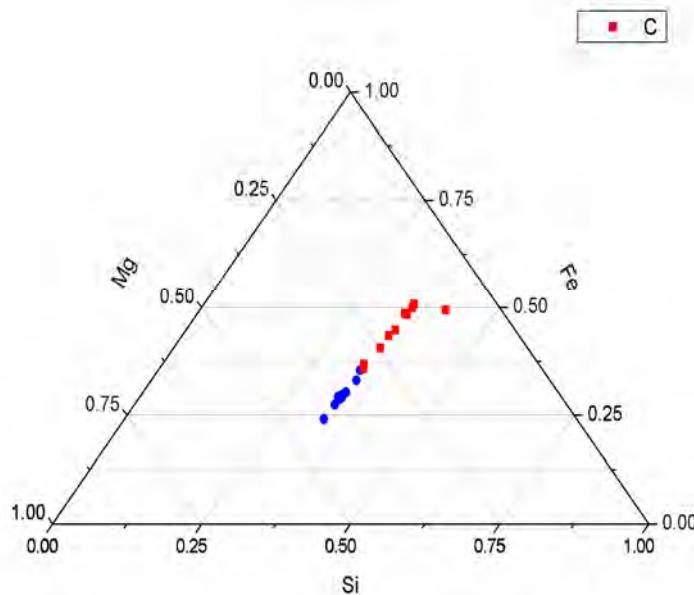


Abb.: 274: Ternäres Phasendiagramm von Fe-Si- Mg. Geplottet sind hier die Kern- (blau) und Randchemismen (rot) von Olivin. Der Kern weist einen höheren Mg Anteil mit abnehmenden Fe Gehalt auf.

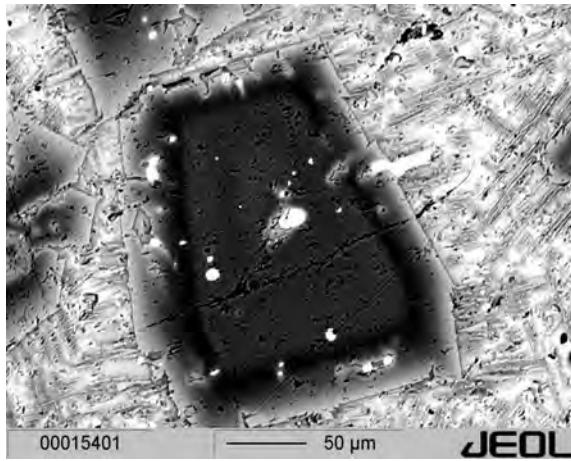


Abb.: 275: BSE-Bild eines stark zonierten Fayalitkristalls in der Kupferschlacke.

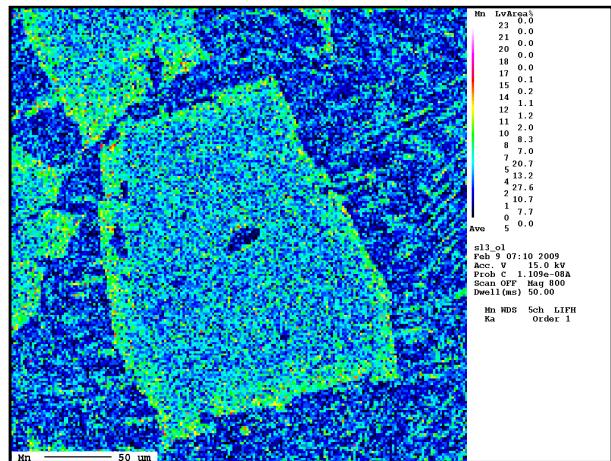


Abb.: 276: Elementverteilungsbild von Mn. Der Kern weist einen konstanten Mn Wert auf. Gegen den Rand hin kommt es zu einem verstärkten Einbau von Mn.

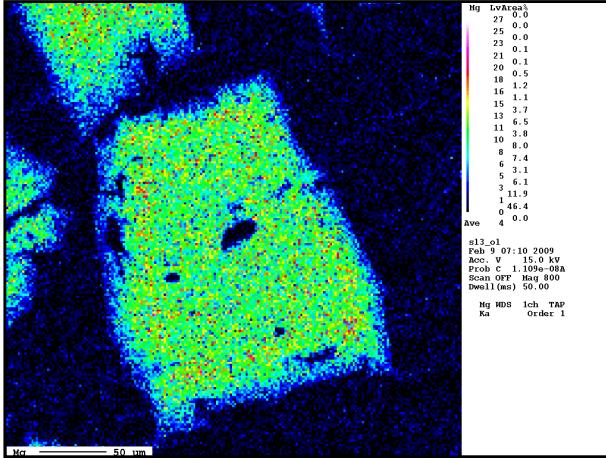


Abb.: 277: Elementverteilungsbild von Mg. Randlich kommt es zu einer Abnahme der Mg Konzentration.

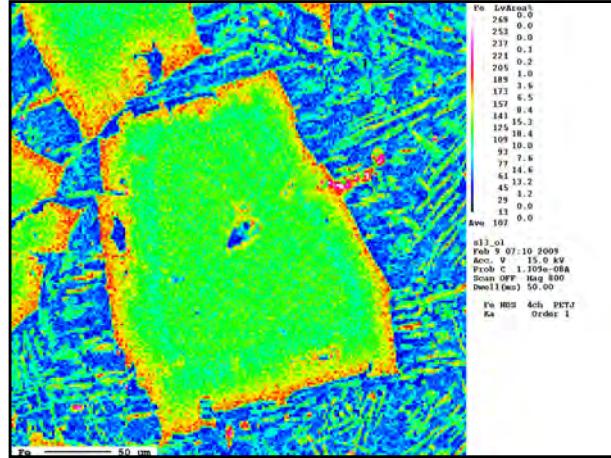


Abb.: 278: Elementverteilungsbild von Fe. Der Fayalit weist eine hohe Konzentration von Fe am Rand auf. Im inneren Bereich lässt sich eine weitere, leichte Zonierung erkennen, die weniger Fe aufweist.

Auf Grund des unten stehenden Diagramms (siehe Abb.: 279) weisen die Olivine im Kernbereich einen Chemismus von einem Hyalosiderit ($FO_{70}-FO_{50}$) bzw. einem Hortonolith ($FO_{50}-FO_{30}$) auf (KENNEDY, 1947). Die Randbereiche der Olivine sind hinsichtlich ihres X_{Fe} als Hortonolith – Ferrohortonolith ($FO_{30}-FO_{10}$) nach KENNEDY (1947) zu klassifizieren. Weiters sind die Olivine sehr Ca-arm und weisen randlich eine leicht höhere Konzentration von Mn als im Kernberich auf.

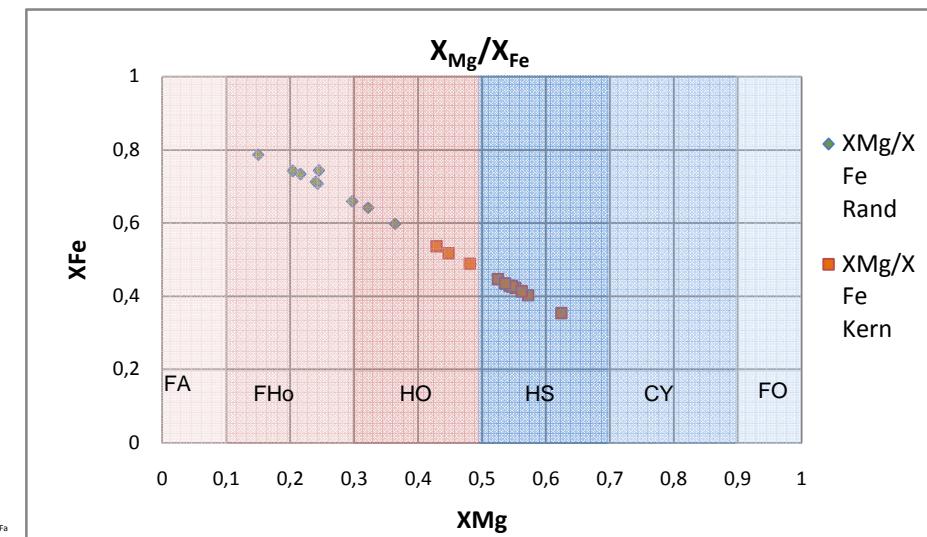


Abb.: 279: Kern-Rand Zonierungen der Olivine hinsichtlich des XMg/XFe- Verhältnisses. Die Kernchemismen weisen eine höheren Gehalt von XMg auf und schwanken zwischen $FO_{0.42-0.62}$. Die Randchemismen weisen einen schwankenden Gehalt von $FA_{0.59}$ und $FA_{0.78}$ auf. FA= Fayalit, FHo= Ferrhortonolith, HO= Hortonolith, HS= Hylosiderit, CY= Chrysolith, FO= Forsterit. Olivin- Klassifikation nach KENNEDY (1947).

Auf den untenstehende Elementverteilungsbilder (siehe - Abb.: 283:) ist deutlich zu erkennen, dass die nadeligen, längsprimatischen Olivinkristalle in der Plattenschlacke sehr Fe-reich sind mit nur untergeordneten Mg Gehalten. Diese nadeligen, längsgprismatischen und büscheligen Kristallformen werden als Spinifexstrukturen gedeutet und sind typische für Plattenschlacken. Ferner ist aus den Elementverteilungsbildern deutlich zu erkennen, dass die Plattenschlacken in der Schmelze eine erhöhte Konzentration von Ba aufweisen (siehe Abb.: 283).

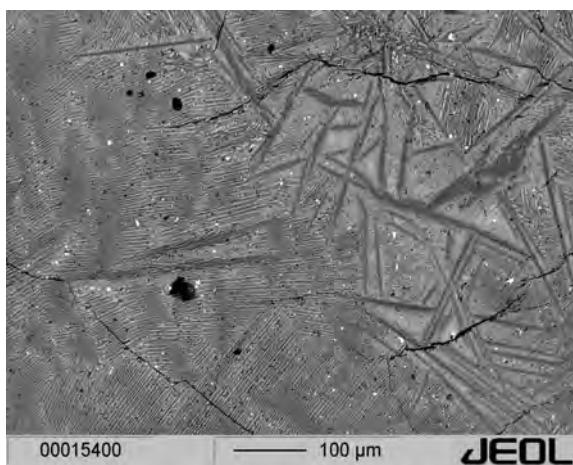


Abb.: 280: BSE-Bild des mittels des Elementverteilungsbildes untersuchten Ausschnittes. Die lamellare Struktur sowie die nadeligen Kristalle sind gut zu erkennen.

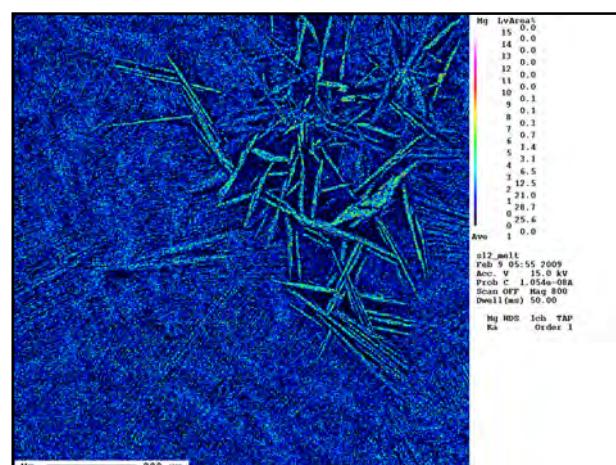


Abb.: 281: Elementverteilungsbild von Mg. Deutlich zu erkennen sind hier die erhöhten Konzentrationen von Mg in den Lamellen.

11. Petrologische Untersuchungen der Schlacken

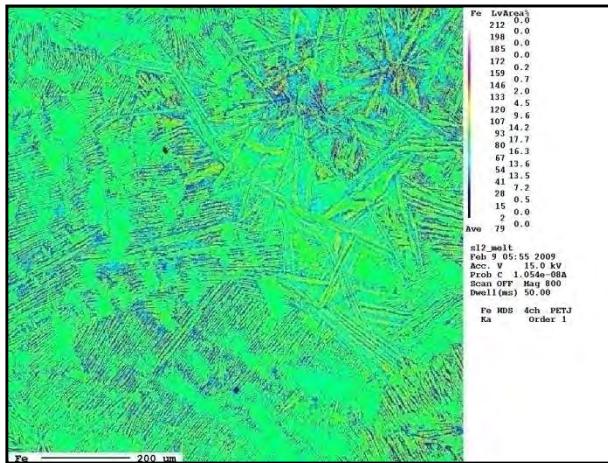


Abb.: 282: Elementverteilungsbild von Fe. Die Schmelze ist sehr Fe-reich. Die gelängten Olivine zeigen wiederum eine leichte Kern-Rand Zonierung.

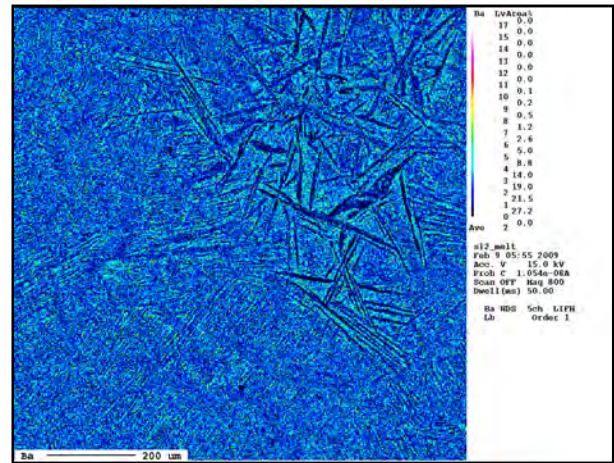


Abb.: 283: Elementverteilungsbild von Ba. In den Plattschlacken sind deutlich höhere Konzentrationen von Ba in der Schmelze feststellbar.

12. Interpretation und Diskussion

Im Rahmen dieser Arbeit wurde versucht, ein möglichst vollständiges Bild der geologischen und petrologischen Verhältnisse zu erarbeiten und zu erhalten. Um diese mannigfaltigen Aspekte zu untersuchen und zu erarbeiten war eine enge, interdisziplinäre Korporation seitens der Projektteile PP08, PP09, und PP10 des SFB notwendig.

12.1 Diskussion der Erzparagenese

Bei den Erzparagenesen von Bartholomäberg und Silbertal handelt es sich um eine hydrothermale Gangvererzung. Die vollständige Auflistung der primären Erzparagenese lautet wie folgt:

**Pyrit + Chalkopyrit + Fahlerz + Arsenopyrit + Sphalerit + Akanthit + Gersdorffit + Allokas
+ Galenit + Luanheit + Aikinit + Korynit + gediegen Bismut + gediegen Gold**

Fahlerz, das auf Grund seiner Ag Gehalte primäres Ziel der Abbautätigkeit war, zeigt eine intensive fleckige Zonierung bei den Elementen Sb-As und Zn-Fe. Der generelle Chemismus der Fahlzerze kann als Ferroan-Tetraedrit bzw. untergeordnet Ferroan-Tennantit mit untergeordnetem Auftreten von Zink-Tetraedrit und Zn-Tennantit (siehe Abb.: 143) beschrieben werden. Die Werte für Ag schwanken relativ stark, erreichen jedoch z.T. Maximalwerte von 0.111 apfu. Da es sich hier bei den Proben um Lesefunde von Halden handelt, können die Werte des abgebauten Erzes jedoch weit höher liegen. Als weitere silberhältige Sulfidminerale konnten in den Vererzungen von Bartholomäberg/Silbertal Ag-Hg Amalgame sowie Akanthit nachgewiesen werden. Diese treten jedoch mengenmäßig in sehr geringen Konzentrationen verglichen zum Fahlerz auf.

Die Gangart setzt sich aus Quarz, Baryt und eisenreichen Karbonaten zusammen. Die karbonatische Gangart setzt sich hauptsächlich aus Ankerit zusammen, der wiederum stark schwankende Gehalte von Fe, Mg und Mn aufweist. Ca-hältige Minerale sind in der Gangart nicht vertreten. Ferner tritt Baryt in der Gangart auf. Dies konnte jedoch nur aus Haldenfunden vom Kristbergsattel nachgewiesen werden. Anzeichen für Baryt in Bartholomäberg als Gangartmineral, konnten nicht nachgewiesen werden.

Hinsichtlich der Gesamtgesteinschemismen, die seitens PP09 mit der NAA durchgeführt wurden, zeigt sich im Vergleich zu anderen im Rahmen des SFB HIMAT untersuchten Kupferlagerstätten sehr hohe Bi- Gehalte von bis zu 1 Gew.% . Leicht erhöhte Bi – Werte lassen sich auch in den Kupferschlacken nachweisen. Hinsichtlich der Diagenese der Erzparagenese wird seitens des Autors ein Modell auf Basis folgender Argumente favorisiert:

Nach YUND & KULLERUD (1966) treten die Entmischungslamellen von tieftemperierten, tetragonalen zu dem hochtemperierten kubischen Chalkopyrit bei einer Temperatur von $547 \pm 5^\circ\text{C}$ auf. Weitere Untersuchungen des Inversionspunktes von hochtemperierten kubischen zu tieftemperierten tetragonalen Chalkopyrit wurden von vorhergehenden Studien bereits untersucht (BUERGER & BUERGER, 1934; CHERITON, 1952). CHERITON (1952) ermittelte anhand natürlicherer Chalkopyrite mittels der D.T.A. eine Inversionstemperatur von 540°C . Dieser Inversionspunkt weist jedoch eine Druckabhängigkeit von $4^\circ\text{C}/1\text{ kbar}$ auf (KULLERUD et al., 1965). Diese Inversionstemperatur bezieht sich auf eine ideale Zusammensetzung der Chalkopyrite ohne Verunreinigungen.

RAMDOR (1975) führt für die Bildung von tetragonalem Chalkopyrite im natürlichen System eine Temperatur von $<400^\circ\text{C}$ an. Diese Mindesttemperatur müssen daher die Chalkopyrite der untersuchten Lagerstätten erfahren haben. Nach THÖNI (1981) und MAGGETTI & FLISCH (1993) weist die Silvrettadecke allerdings alpidische Temperaturen von $<300^\circ\text{C}$ auf. Auf Grund dieser zwei divergierenden Temperaturenmodelle muss die Bildung der Chalkopyrite prä-alpidisch erfolgt sein. Bei den α - β Umwandlungslamellen des Chalkopyrites könnte es sich jedoch auch um ein primäres, prä-alpidisches, möglicherweise permisches Relikt handeln, das während der hochtemperierten Ablagerung der Vulkanoklastika entstanden sein könnte.

Die Untersuchungen der Flüssigkeitseinschlüsse tendieren daher kontroversiell zu den Untersuchungen an den Chalkopyriten zu weit geringeren Bildungstemperaturen. Bei einer Temperatur von 200°C ist auf Grund der Isochorengleichung, die aus den Fluid Inclusions ermittelt wurde, ein Druck von 1 kbar von Nöten ($300^\circ\text{C}/3\text{ kbar}$). Es könnte sich also tatsächlich um alpidische Bildungsbedingungen handeln. Hinsichtlich der Bildungstemperaturen kann somit im Rahmen dieser Arbeit nur ein unteres Limit aber kein definitiver Temperaturbereich angegeben werden.

Auf Grund der lagerstättlichen Untersuchungen ist jedoch bei den Vererzungen am Bartholomäberg und im Silbertal eine Remobilisation der Vererzungen während eines tieftemperierten (spät?) alpidischen Stadiums mit Temperaturen von 250 - 300°C anzunehmen.

12.2 Diskussion der Nebengesteine

Die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Nebengesteine sind Gesteine der Silvrettadecke bzw. der Phyllitgneiszone. Hierbei wurden die im Kartierungsgebiet auftretenden Lithologien petrographisch und mineralogisch analysiert.

Bei den petrologischen Untersuchungen wurde beim Granat eine typische einphasige Kern-Rand Zonierung mittels Elementverteilungsbilder nachgewiesen. Der Granat weist erhöhte Konzentration der Spessartinkomponente im Kernbereich auf wobei die

Spessartinkomponente zum Rand hin stetig abnehmend ist. Der Verlauf der Kern-Rand Zonierung des Granats zeigt hinsichtlich der Spessartinkomponente eine typische Glockenkurve. Die untersuchten Granate sind durch die variszischen Metamorphose entstanden (AMANN, 1985). Die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Granate entsprechen gemäß der von AMANN (1985) vollzogenen Unterteilung in sechs verschiedene Granattypen dem Typ IV. Dieser Typ IV Granat weist wie die untersuchten Granate einen erhöhte Grossularkonzentration und erhöhte Spessartinkonzentration im Kernbereich auf. Gegenläufig dazu kommt es im Kernbereich zu einer Abnahme der Almandin- und Pyropkomponente, die gegen den Randberich jedoch wieder stärker in Erscheinung treten.

Die Amphibole zeigen eine starke fleckige Kern-Rand Zonierung. Die Kernbereiche der Amphibole entsprechen nach der Programm AMPH-IMA 2004 nach MOGESSI et al. (2004) Tschermakiten sowie Aluminotschermakiten, wobei letztere neben Magnesiohornblenden auch im Randbereich vorkommen. Es handelt sich hierbei um typische variszische Amphibole. Auf Grund der EMPA Analysen konnte im äußersten Randberich ein späterer Anwachssaum von Aktinolith ausgemacht werden. Die Aktinolith treten entlang präexistierender Kristallflächen auf und werden daher als eine eo-alpidische Bildung interpretiert. Plagioklas zeigt eine deutliche variszische, prograde Kern-Rand Zonierung mit einem anorthitreichen Rand und einem albitbetonten Kernbereich.

Bei Muskovit zeigt sich wiederum eine randliche Chloritisierung, wobei insbesondere in den Elementenverhältnissen von Al/Si eine fleckige Kern-Rand Zonierung zu erkennen ist. Muskovit zeigt im Kernbereiche ein leicht höheres Si zu Al Verhältnis, während die Randberiche wesentlich Al-reicher sind. Die Kernanalysen des Muskovits weisen ein Si/Al-Verhältnis von 3.15-3.2/2.7-2.55 apfu auf. Im Randbereich weist der Muskovit ein Si/Al-Verhältnis von 3.1-3.0/2.8- 2.75 apfu auf und sind somit deutlich Al- reicher und Si- ärmer. Es könnte sich bei den Si-ärmeren Muskoviträndern daher tatsächlich um eo-alpine Bildungen handeln.

11.6 Interpretation der Kupferschlacken:

Diese Untersuchungen stellen erste mineralogische und petrographische Ergebnisse der Schlackenfunde aus dem Silbertal dar. Bezuglich der genauen Phasen sowie deren Beziehungen untereinander sind hier in Zusammenarbeit mit PP 08 allerdings weitere Untersuchungen notwendig. Diese im Rahmen dieser Arbeit untersuchten und analysierten Phasenbeziehungen sollen für die weitere vollständige Erfassung des Hüttenwesens im Silbertal primär eine erste Arbeitsgrundlage darstellen. Auch aus zeitlichen Gründen stellt diese Arbeit nicht den Anspruch, das Hüttenwesen, die Verhüttungsprozesse sowie die petrologischen Aspekte der Schlacken vollumfassend zu beschreiben. Auf Grund der

12. Interpretation und Diskussion

Beobachtungen der oxidischen, metallischen und silikatischen Phasen lassen sich folgende Schlüsse ziehen.

- 1.) Bei den Kupferschlacken aus dem Silbertal lassen sich makroskopisch und mikroskopisch sowie auch petrologisch signifikante Unterschiede zwischen den Plattenschlacken und den Schlackenkuchen feststellen. Letztere weisen eine Paragenese bestehend aus fayalitschem Olivin + Baryt + Wüstit + Magnetit + Schmelze auf.
- 2.) Die Plattenschlacken weisen außer kleineren Olivinkristallen, die eine Spinifexstruktur zeigen, keinerlei erkennbare, silikatischen Minerale auf. Die Platten schlacken sind durch das sehr rasche Abkühlen in ihrem Kristallstationprozess abgeschreckt worden, wodurch sich nur sehr kleine Kristalle bilden konnten. Auf Grund von Untersuchungen mittels der EMPA konnte nachgewiesen werden, dass die Olivinzusammensetzung sehr Fe-reich sowie untergeordnet Mg-reich ist und geringe Gehalte von Mn aufweist. Auf Grund der sehr niedrigen Werte für Ca ist davon auszugehen, dass nur sehr geringe Mengen an Ca-hältigen Mineralen (Karbonate?) am Schmelzprozess beteiligt waren. Die hohen Fe und Mg Werte manifestieren sich auch in der ebenfalls Fe- und Mg-reichen Gangart. Des Weiteren tritt hier Baryt auf, der, wie im Kapitel 7. Petrographische Untersuchungen der Erzparagenese, am Kristbergsattel als Gemengteil der Gangart auftritt. Ob dieser Baryt intentionell hinzugegeben wurde oder ob er als gewünschte Verunreinigung auftritt, kann im Rahmen dieser Arbeit nicht nachgewiesen werden.
- 3.) Auf Grund der metallischen und sulfidischen Einschlüsse, die in Form von Schmelztropfen fein und dispers in der Kupferschlacke verteilt sind, liegt der Schluss nahe, dass wegen der hohen Sb+Ag (\pm As) Werte, Fahlerze + Chalkopyrit die zu verhüttenden Phasen waren. Die hohen Bi- Gehalte in den Schlacken lässt wiederum Rückschlüsse auf die lokale Verhüttung der Erze aus der Knappagruaba, bzw. dem Kristbergsattel und dem Lobinger zu, da auch in der Bulk-Zusammensetzung der Erze sehr hohe Bi Gehalte nachgewiesen wurden. Die relative hohen Ni Gehalte in den Schlacken sollten bei weiterführenden Untersuchungen im Fokus der Arbeit stehen, da die Erzparagenese eher zu niedrigeren Ni Werten tendiert, im Vergleich zu den Kupferschlacken. Eine mögliche Erklärung hierfür könnte die Verhüttung von chemisch leicht unterschiedlichem Erz sein, das einen höheren Anteil an Ni, z.B in Form von Gersdorffit, aufweist.
- 4.) Auf Grund der Anwesenheit von Wüstit sowie Magnetit in den Kupferschlacken aus dem Montafon lassen sich Rückschlüsse auf die Sauerstoffpartialdrücke ziehen. Unter der Annahme einer Mindesttemperatur für den Schmelzprozess von Kupfer bei ca. 1100°C liegt der Sauerstoffpartialdruck zwischen $\log f\text{O}_2$ -12-14 (siehe Abb.: 284). Während der Abkühlung

kommt es wahrscheinlich zu einer Abnahme des Sauerstoffpartialdruckes. Über den weiteren Verlauf des $\log fO_2$ während der Abkühlung können lediglich Vermutungen geäußert werden. Eine Abnahme des $\log fO_2$ ist jedoch wahrscheinlich, da nach dem Aufschmelzen des Kupfers die Luftzufuhr durch Anblasen abnimmt und die Kohle jedoch weiterhin O_2 verbraucht.

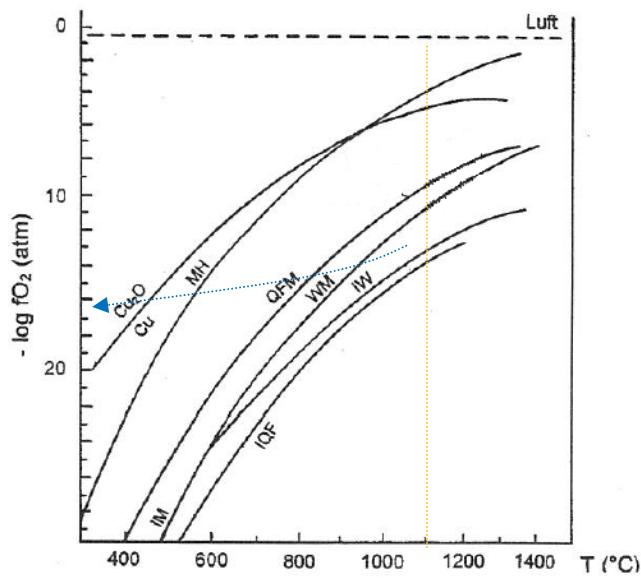


Abb.: 284: Abgeschätzte Sauerstoffpartialdruck und Temperaturbereiche der Kupferschlacken aus dem Montafon basierend auf den Daten von HAUPTMANN (1985). Der in blau gehaltene Pfeil stellt den Ablühungspfad der Schlacken dar. IQF = Eisen + Quarz - Fayalit, IM = Eisen - Magnetit, IW = Eisen - Wüstit, WM = Wüstit + Magnetit, QFM = Fayalit - Quarz + Magnetit, MH = Magnetit - Hämatit.

5.) Auf Grund des Fehlens von Ca im Olivin können hier jedoch keine thermobarometrischen Aussagen über den Verhüttungsprozess getroffen werden. Die metallischen Sb-Cu Entmischungen, die basierend auf dem binären Diagramm von LIU et al. (2000) verrechnet wurden, zeigen jedoch einen deutlichen Trend. Wie aus der **Fehler! Verweisquelle konnte nicht gefunden werden.** zu entnehmen, weisen die durchschnittlichen metallischen Bereiche des Schmelztropfens Cuprostibit + gediegen Sb auf. Auf Grund dieser koexistierenden Phasen ist es möglich, Rückschlüsse über den Ablühungspfad zu erstellen. Da gediegen Sb jedoch Spuren von As, Pb und Bi aufweist, können sich hier die Phasenbeziehungen leicht ändern bzw. in deren Stabilitätsfelder aufweiten bzw. verkleinern. Die durchschnittliche Zusammensetzung der Schmelztropfen weist einen Wert von 67 At.% Sb auf. Während der Abkühlung trifft die metallische Schmelze auf einen eutektischen Punkt bei 526°C. In diesem Eutektikum entmischen sich die beiden Phasen (gediegen Sb und Cuprostibit) und kühlen gemäß den blau nachgezeichneten Linien in der **Fehler! Verweisquelle konnte nicht gefunden werden.** ab. Durch die Anwesenheit von Fremdelementen, die in diesem Diagramm nicht berücksichtigt wurden, kann es zu leichten Abweichungen in den Zusammensetzungen

12. Interpretation und Diskussion

der entmischten Phasen kommen. Gediegen Sb kann folglich dem Diagramm von LUI et al. (2000) als die η - Phase bezeichnet werden.

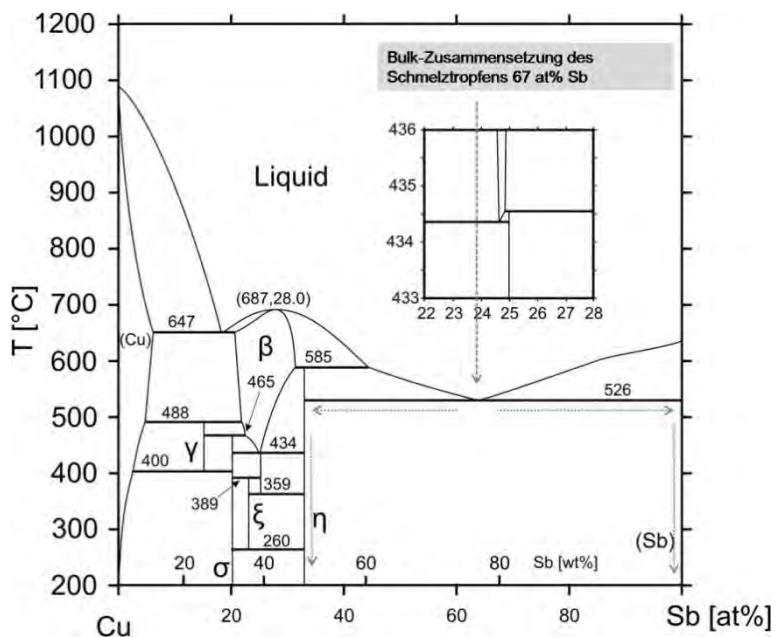


Abb.: 285: Modifiziertes binäres Diagramm nach LUI et al. (2000). Auf Grund der durchschnittlichen Zusammensetzung der Schmelztropfen kann in groben Zügen der Abkühlungspfad (in Blau) rekonstruiert werden.

Auf Grund dieser verschiedenen (geochemischen, mineralogischen, petrologischen) Aspekte, die im Rahmen dieser Arbeit behandelt worden sind, ist jedoch davon auszugehen, dass diese Schlacken einen lokalen Verhüttungsprozess der im Raum Silbertal/Bartholomäberg auftretenden Erze wiederspiegeln.

14. Anhang

14.1 Literaturverzeichnis

AMANN, A. (1985): Zur Metamorphose des nördlichen Silvrettakristallins. Unpubl. Diss. Univ. Innsbruck, 117 S.

ANGERER, J. (1978): Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). Unpubl. Diss. Univ. Innsbruck, 153 S.

ANGERER, H., HADITSCH, J., LEICHTFRIED, W., MOSTLER, H. (1976): Dissemenierte Kupfererze im Perm des Montafon (Vorarlberg). Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 6/7-8, 1-57.

BAKKER, R.J., (2003): Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. Chemical Geology, 194, 3-23.

BAUMGARTNER, M. und BAKKER, R.J., (2008): Raman spectroscopy of pure H₂O and NaCl-H₂O containing synthetic fluid inclusions in quartz—a study of polarization effects. Mineralogy and Petrology, DOI 10.1007/s00710-008-0028-z.

BERTLE, H. (1979): Führer zum Geologischen Lehrwanderweg.- Veröffentlichungen des Heimatschutzvereins im Tale Montafon, 36 S.; Schruns.

BODNAR, R.J. und VITYK, M.O. (1994): Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. In: Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Virginia Tech, Blacksburg, 117-130.

BETHKE, P.M. und BARTON P.B. Jr. (1971): Distribution of some minor elements between coexisting sulphide minerals. Economic Geology, 66, 140-163.

BUERGER,N.W. und BUERGER, M.J. (1934): Crystallographic relations between cubanite segregation plates, chlacopyrite matrix, and secondary chalcopyrite twins. Ibid. 19, 283-303.

CHERITON, C.G. (1952): Chalcopyrite, oder-disorder. Unveröff. Diss., Harvard Univ., Cambridge Mass.

DUAN, Z. und MAO, S., (2006): A thermodynamic model for calculating methane solubility,

14. Anhang

density and gas phase composition of methane-bearing aqueous fluids from 273 to 523 K and from 1 to 2000 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 3369-3386.

DUNOYER DE SEGONZAC, G. und BERNOUILLI, D. (1976): Diagenèse et métamorphisme des argiles dans le Rhétien Sud-Alpin et Austro-Alpin Lombardi et Grison, *Bull. Soc. Géol. France* 18 (1976), 1283-1293.

FLISCH, M. (1987): Teil 1: Geologische, petrographische und isotopengeologische Untersuchungen an Gesteinen des Silvrettakristallins. Teil 2: Die Hebungsgeschichte der oberostalpinen Silvrettadecke seit der mittleren Keide. Teil 3: K-Ar Dating of Quaternary Samples. Unveröffentl. Diss. Univ. Bern.

FROITZHEIM, N. und EBERLI, G.P. (1990): Extensional detachment faulting in the evolution of a Tethys passive continental margin, Eastern Alps, Switzerland. *Geological Society of America Bulletin*, 102, 1297-1308.

FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke, Vienna, 379-406.

FRISCH, W. & NEUGEBAUER, F. (1989): Pre- alpine terranes and tectonic zoning in the Eastern Alps. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, 230, 91-100.

FROITZHEIM, N., SCHMID, S.M., CONTI, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. *Eclog. Geol. Helv.* 87, 559-612.

GRAUERT, B. (1969): Die Entwicklungsgeschichte der Silvrettadecke aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. Unpubl. Diss. Univ. Bern, 166 S.

GELETII, V. F., CHERNISHEV, L. V., PASTUSHKOVA, T. M. (1979): Distribution of cadmium and manganese between galena and sphalerite: *Geologiya Rudnykh Mestorozhdenii*, 21, 66-75 (in Russian)

HADITSCH, J., LEICHTFRIED, W., MOSTLER, H. (1978): Intraskytische, exogene (mechanisch)- sedimentäre Cu- Vererzungen im Montafon (Vorarlberg), *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 8, 183-207.

14. Anhang

- HADITSCH, J., LEICHTFRIED, W., MOSTLER, H. (1979): Über ein stratiformes Schwerspatvorkommen in unterpermischen Schichten des Montafons (Vorarlberg). *Geol. Paläont. Mitt.* Innsbruck, 7/6, 1-14.
- HAMMER, W. (1919): Die Phyllitgneiszone von Landeck (Tirol). *Jb. Geol. R. A.* (1918), 205-258.
- HELLERMANN, B. (1992): Petrographic, geochemical and isotopic studies on diabase dykes of the Swiss Silvretta Nappe. *Unveröff. Diss. Univ. Fribourg*, 155.
- HELLERMANN-FURRER, B. E. (1990): Geochemistry of diabase dikes of the Silvretta (Switzerland). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 70, 109-114.
- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R., REITHOFER, O., SCHMIDEGG, O. (1965): *Geologische Karte des Rätikon 1: 25.000*, Geol. B. A., Wien.
- HURFORD, A. J., FLISCH, M., JÄGER, E. (1989): Unravelling the thermo-tectonic evolution of the Alps: a contribution from fission track analysis and mica dating. In: *Alpine Tectonics* (Coward, M. P., Dietrich, D., Park, R. G. Eds.), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 45, 369-398.
- LEICHTFRIED, W. (1978) Feinstratigraphische Untersuchungen im Permoskyt des Montafon (Vorarlberg). *Unpubl. Diss. Univ. Innsbruck*, 161 S.
- LEUTENEGGER, W.O. (1928): *Geologische Untersuchungen im mittleren, nördlichen Rätikon*. *Diss. Univ. Zürich*, 120 S.
- LEUPOLD, W. (1934): *Arosa - Alteinfurka - Glaris (Davos) - Filisur. Geol. Führer der Schweiz, Exkursion 87,997-1013* S.
- LUSK, J., CALDER, B. O.E (2002): The composition of sphalerite and associated sulfides in reactions of the Cu-Fe-Zn-S, Fe-Zn-S and Cu-Fe-S systems at 1 bar and temperatures between 250 and 535°C. *Chemical Geology*, 203, 3-4, 319-345.
- JOHNSON, N.E., CRAIG, J.R., RIMSTIDT, J.D. (1998): Crystal chemistry of tetrahedrite. *American Mineralogist*, 73, 389-397.

14. Anhang

JOHNSON, N.E., CRAIG, J.R., RIMSTIDT, J.D. (1986): Compositional trends in tetrahedrite. Canadian Mineralogist. 24, 385-397.

JOHNSON, N.E., CRAIG, J.R., RIMSTIDT, J.D. (1987): Substitutional effects on the cell dimension of tetrahedrite. Canadian Mineralogist. 25, 237-244.

KENNEDY, G.C. (1947): Charts for correlation of optical properties with chemical composition of some common rock-forming minerals, American Mineralogist. 32, 567.

KIEFT, C., HOLMGREN, J., ERIKSSON, G. (1987): The Silver-Mercury-Antimony Minerals of Sala, Sweden. Canadian Mineralogist, 25, 647-658.

KNIGHT, C.L. und BODNAR, R.J., (1989): Synthetic Fluid Inclusions .9. Critical PVTX Properties of NaCl-H₂O Solutions. Geochimica et Cosmochimica Acta, 53, 3-8.

KRAUSE, R., OEGGL, E., PERNICKA, E. (2004): Eine befestigte Burgsiedlung der Bronzezeit im Montafon, Vorarlberg. Interdisziplinäre Siedlungsforschungen und Montanarchäologie in Bartholomäberg und in Silbertal. Archäologie in Österreich 15/1, 4–21.

KRAUSE, R. (2005) Settlement archaeology and prehistoric mining: a new interdisciplinary research project in the Alpine valley Montafon in Vorarlberg (Austria). Preistoria Alpina, 39, 211-218.

KRAUSE, R. (2006): Zur bronzezeitlichen Siedlungskammer im Montafon. Neue Ausgrabungen in Bartholomäberg, Bez. Bludenz. Jahrb. VLM, 2005 (Bregenz 2006), 47-60.

KRAUSE, R. (2007): The prehistoric settlement of the inneralpine valley of Montafon in Vorarlberg (Austria). Preistoria Alpina, 42, 119-136.

KRAUSE, R. (2007): Die urgeschichtliche Besiedlung des Montafon. Zur Archäologie einer inneralpinen Siedlungskammer. In: Rollinger R. (Hrsg.), Montafon 2: Besiedlung - Bergbau - Relikte. Von der Steinzeit bis zum Ende des Mittelalters. Schruns (Band 2 der Reihe „Das Montafon in Geschichte und Gegenwart“, hrsg. von A. Rudigier), (im Druck).

KRETZ, R. (1983): Symbols for the rock - forming minerals, Am. Min., 68, 277-279.

14. Anhang

KRIVOVICHEW, S.V., CHERNYSHOV, D.Y., DÖBELIN, N., ARMBRUSTER, T., KAHLENBERG, V., KAINDL, R., FERRARIS, G., TESSARDI, R., KALTENHAUSER, G. (2006): Crystal chemistry and polytypism of tyrolite, *American Mineralogist*, 91: 1378-1384.

LUI, X.J., WANG, I., OHNUMA, R., KAINUMA, R., ISHIDA, K. (2000): Thermodynamic Assessment of the Phase Diagramm of the Cu-Sb and Sb-Zn System. *Journal of Phase Equilibria*, 21, 5, 432-442.

MAYERL, S. (2005): Geologie des östlichen Rätikon (Vorarlberg): Stratigraphie, Tektonik und Kinematik. Unveröff. Dipl. Univ. Innsbruck, 157 S.

MAGGETTI, M., FLISCH, M., BOLLIN, R. (1990a): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischer und Petrographischer Gesellschaft ins Silvretta- Kristallin und in den Westrand des Unterengardiner Fensters (11. – 14. September 1989). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 70, 121-157.

MAGGETTI, M., GALETTI, G., STOSCH, H.G., (1990b): Geochemische Argumente zur Genese der „Älteren Orthogneise“ der Silvretta. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 70, 103-107

MAGGETTI, M und FLISCH, M. (1993): Evolution of the Silvretta Nappe. In: Raumer, J.F. von & Neubauer, F. (eds): Pre- Mesozoic geology in the Alps. 464-484, Springer, Berlin.

MAROCCHI, M., MORELLI, C., MAIR, V., KLÖTZLI, U., BARGOSSI, G.M. (2008): Evolution of Large Silicic Magma System: New U-Pb Zircon Data on the NW Permian Athesian Volcanic Group (Southern Alps, Italy). *Journal of Geology*: 116, 480-498.

MERWIN, H.E. und LOMBARD, R.H. (1937): The system, Cu-Fe-S. *Ibid.* 32, 203-84.

MESCHEDE, M. (2001): Methoden der Strukturgeologie, Spektrum Akademischer Verlag, 169. S.

MOGESSI, A., ETTINGER, K., LEAKE, B.E. (2004): AMPH-IMA04: a revised Hypercard program to determine the name of an amphibole form chemical analyses according to the 2004 international Mineralogical Association scheme, *Mineralogical Magazine*, 68, 5, 825-830.

MOSTLER, H. (1972): Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg), *Verh. Geol. B. A.* 1972, 171-174.

14. Anhang

MURPHY, A.J., PRESTON, G.D. (1931): The constitution of the alloys of silver and mercury—the X-ray examination of the system silver-mercury. *J. Inst. Metals*, 46, 507-527.

NOWOTNY, A., PESTAL, G, & ROCKENSCHAUB, M. (1993): Der geologische Bau der nördlichen Silvrettamasse und die Problematik der geologischen Stellung der Zone von Puschlin. In: *Geologie des Oberinntaler Raumes – Schwerpunkt Blatt 144 Landeck*. Arbeitstagung der Geol. B. A. 1993, 55- 91.

OBERHAUSER, R. & RATAJ, W. (1988): Geologisch-tektonische Übersichtskarte von Vorarlberg 1: 200.000 mit Erläuterungen von R. Oberhauser, 42 S. Geol. B. A., Wien.

ORTNER, H., REITER, F. & ACS, P. (2002): Easy handling of tectonic data: the programs TectonicVB for Mac and TectonicsFP for Windows(TM), *Computers Geosciences*, 28: 1193-1200.

PASTEELS, P. (1964): Mesures d'âges sur les zircons de quelque roches des alps, Schweiz. *Min. Petrograph. Mitt.*, 44, 519-541.

RAMDOHR, P. (1975): Die Erzmineral und ihre Verwachsungen. 4. Auflage, Akademie Verlag Berlin.

REITHOFER, O. (1931): Beiträge zur Geologie der Verwallgruppe I, *Jb. Geol. B. A.*, 81, 305-330.

REITHOFER, O. (1935): Beiträge zur Geologie der Verwallgruppe II, *Jb. Geol. B. A.*, 85, 225-258.

REITHOFER, O. (1937): Über das Kristallin zwischen dem Rells- und Gampadelltal im Rätikon. *Jb. Geol. B. A.*, 87, 195-206.

REITHOFER, O. (1954- 1963): Aufnahmsberichte für die Jahre 1953- 1962 auf den Blättern Feldkirch (141) und Schruns (142) , *Verh. Geol. B. A.*, 1954-1963.

REITHOFER, O. (1955): Neue Vorkommen von Grauwacke im Klostertal und im Montafon *Verh. Geol. B. A.* Jg. 1955, 180-187.

14. Anhang

- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E., SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine Orogen. *Eclogae Geol. Helvetiae*, 97, 93-117.
- SCHEIBENSTOCK, E. (1996): Bergknappen, Stollen, Erze. Zur Geschichte des Bergbaues im Montafon. *Bludenzer Geschichtsbl.* 31.
- SCHUSTER, R., FRANK W. (1999): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern window: indications for Jurassic strike slip tectonics. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* 42, 37-58.
- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S., ABART, R., FRANK W. (2001): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine–Southalpine realm. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* 45, 111-141.
- SCHWEINEHAGE, R. (200): Metamorphite der Silvrettadecke/Ostalpen: Thermobarometrische und geochemische Untersuchungen zur präalpidischen Entwicklung. *Uveröffentl. Diss. Univ. Stuttgart.* 330 S.
- SPIESS, R. (1985): Kristallingeologisch-geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des Westrandes der Phyllitgneiszone i.w.S. im Montafon (Vorarlberg). *Unveröffentl. Diss. Univ. Wien*, 78 S.
- STACEY, J. S., KRAMERS, J. D. (1975): Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth Planet Sci.Lett.*, 26, 207-221.
- STEINACHER, R (2004): Stratigraphie und Tektonik des östlichen Rätikon (Vorarlberg, Österreich). *Unveröff. Dipl. Univ Innsbruck*, 130 S.
- STINGL, V. (1987): Die fazielle Entwicklung des Alpinen Buntsandsteins (Skyth) im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Tirol, Salzburg, Österreich). *Geol Rundschau*, 76/2, 647-664.
- THÖNI, M. (1981): Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/ Ar and Rb/Sr Age Determination on Micas. *Jb. Geol. B.A.* 124/1: 111-174.

14. Anhang

THÖNI, M. (1982): Einfluss der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der Ostalpinen Einheiten: Interpretation geochronologischer Daten. Mitt. Geol. Bergbaustud. Österr., 28: 17-34.

TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Band 1 Die Zentralalpen. 766 S. Deuticke, Wien.

VAN AMERON, H.W.J., ANGERER, H., MOSTLER, H. (1982): Über die Autuno- Stephanische Flora aus den Kristbergschichten im Montafon, Vorarlberg (Österreich). Jb. Geol. B. A., 124: 283- 323.

WILKINSON, J.J., (2001): Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Lithos, 55: 229-273.

YUND, R.A., KULLERUD, G. (1966): Thermal Stability of Assemblages in the Cu-Fe-S System. Journal of Petrology, 7, 454-488.

14.2. Liste der Abkürzungen:

14.2.1 Abkürzungen nach Kretz (1983)

Ab	Albit	Kfs	Kalifeldspat
An	Anorthit	Ms	Muskovit
Alm	Almandin	Pl	Plagioklas
Ap	Apatit	Prp	Pyrop
Bt	Biotit	Rt	Rutil
Fa	Fayalit	Sps	Spessartin
Fo	Forsterit	St	Staurolith
Grt	Granat	Py	Pyrit
Grs	Grossular		

14.2.2 Eigene Abkürzungen:

Ba	Baryt
Bo	Bornit
Cp	Chalkopyrit
Cst	Cuprostibinit
Cy	Crysolith
Dy	Dyskrasit
Pyr	Pyrrothin
Qz	Quarz
St	Stibnit
Wü	Wüstit
pN	Einfach polarisiert
xN	bei gekreuzten Polarisatoren

14.3 Mineraltabellen:

In den folgenden Seiten sind ausgewählte Mikrosondenanalysen von silikatischen und sulfidischen Mineralen, die ausführlich im Kapitel Mineralchemie ausführlich beschrieben sind, tabellarisch aufgelistet.

14.4 Geologische Karte

Im Anhang zu dieser Karte befindet sich die geologische Karte im Maßstab 1:10 000. Die Erläuterungen hierfür sind den Kapiteln 2. Kartierungsbericht Kapitel 3. Tektonik sowie 5.2 Spuren des Bergbaues zu entnehmen.

14.3 Curriculum Vitae

Allgemeine Angaben:

Name: **Bechter Daniel Anton**

Geboren am, in: 12.08.1982, Feldkirch (Aut)

Adresse: Oberer Runaweg 31, 6800 Feldkirch

Familienstand: ledig

Ausbildung:

Okt. 2002- Sept. 2009: Studien der Erdwissenschaften, Studienzweig Mineralogie und Petrographie an der Leopold- Franzens Universität Innsbruck

Sept. 2001- Apr. 2002: Präsenzdienst bei dem JgB. 23 in Landeck und Bludesch

1993- 2001: Bundesrealgymnasium Feldkirch

1989- 1993: Volksschule Gisingen

Tutor für:

2009: Studienassistenz für die lagerstättliche Sammlung des Instituts für Mineralogie und Petrographie

2008/09 WS: Auflichtmikroskopie

2008S: Spezielle Auflichtmikroskopie

Mineralatabelle - Silikate und Gangart

Muskovit									
Sample	db2b-1	db2b-2	db2b-3	db2b-4	db2b-5	db2b-6	db2b-7	db2b-8	db2b-8
SiO ₂	46.33	47.88	46.47	46.53	46.99	47.55	47.54	47.61	47.68
Al ₂ O ₃	35.12	33.3	35.11	34.79	33.57	33.38	33.49	33.22	33.03
Fe ₂ O ₃	0.85	1.27	0.98	0.95	0.72	1.23	0.63	1.06	0.39
FeO	0.22	0.23	0.27	0.26	0.54	0.12	0.66	0.34	0.85
MgO	0.64	1.25	0.67	0.66	0.97	1.2	1.07	1.14	1.19
Na ₂ O	1.3	1.03	1.24	1.2	1.09	1.13	1.18	1.09	0.94
K ₂ O	9.37	9.61	9.6	9.4	9.51	9.37	9.48	9.38	9.86
H ₂ O	4.47	4.5	4.49	4.47	4.45	4.48	4.48	4.47	4.47
Total	98.29	99.07	98.82	98.25	97.83	98.46	98.52	98.31	98.41
Si	3.1059	3.1872	3.1041	3.1209	3.1679	3.1802	3.1822	3.1899	3.2001
Al	2.7752	2.6129	2.7645	2.7506	2.6678	2.6316	2.6424	2.6236	2.6132
Fe3	0.0429	0.0636	0.0495	0.0482	0.0367	0.0621	0.0315	0.0536	0.0198
Fe2	0.0122	0.0127	0.0149	0.0147	0.0303	0.0068	0.0369	0.0192	0.0475
Mg	0.0638	0.1236	0.067	0.0656	0.0973	0.1192	0.107	0.1136	0.1194
Na	0.1691	0.1333	0.1601	0.1555	0.142	0.1467	0.1526	0.1415	0.123
K	0.801	0.8158	0.8177	0.804	0.8176	0.7991	0.8092	0.8015	0.8439
H	2	2	2	2	2	2	2	2	2
xMg (Fell+)	0.839	0.907	0.818	0.817	0.763	0.946	0.744	0.855	0.715
xMg (Fetot)	0.537	0.618	0.51	0.511	0.592	0.634	0.61	0.609	0.64
Al(IV)	0.894	0.813	0.896	0.879	0.832	0.82	0.818	0.81	0.8
Al(VI)	1.881	1.8	1.869	1.871	1.836	1.812	1.825	1.814	1.813
Fe3+/Fe (tot)	0.778	0.833	0.769	0.766	0.548	0.901	0.461	0.736	0.294
# Cations	6.97	6.949	6.978	6.959	6.96	6.946	6.962	6.943	6.967
Charge Def.	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Mineralatabelle - Silikate und Gangart

Muskovit									
Sample	db2b-9	db2b-10	db2b-11	db2b-20	db2b-21	db2b-22	db2b-23	db2b-24	db2b-13
SiO ₂	48.29	48.81	46.8	47.16	47.6	47.19	46.9	46.54	46.8
Al ₂ O ₃	31.45	32.04	33.25	32.45	32.99	32.55	33.01	35.8	33.51
Fe ₂ O ₃	0.98	0.79	1.91	1.84	1.94	1.81	1.83	0.75	2
FeO	0.49	0.72	0	0	0	0	0	0.4	0
MgO	1.64	1.5	1.28	1.5	1.39	1.53	1.39	0.5	1.3
Na ₂ O	0.82	0.89	1.06	0.96	0.98	0.94	1.03	1.29	1.04
K ₂ O	9.63	9.64	9.43	9.84	9.85	9.74	9.72	9.64	9.45
H ₂ O	4.44	4.5	4.46	4.45	4.5	4.46	4.46	4.52	4.48
Total	97.74	98.88	98.18	98.2	99.26	98.21	98.34	99.43	98.59
Si	3.2572	3.2538	3.1433	3.1782	3.1723	3.1741	3.1525	3.0896	3.1288
Al	2.5006	2.5178	2.6324	2.5778	2.5917	2.5808	2.6155	2.8014	2.6408
Fe ₃	0.0495	0.0398	0.0966	0.0935	0.0975	0.0917	0.0928	0.0373	0.1006
Fe ₂	0.0278	0.0399	0	0	0	0	0	0.0225	0
Mg	0.1649	0.1486	0.1277	0.1504	0.1385	0.1534	0.1392	0.0492	0.1297
Na	0.1072	0.1152	0.1375	0.1252	0.1272	0.1224	0.1339	0.1659	0.1351
K	0.8283	0.8195	0.8076	0.8457	0.8371	0.8355	0.8332	0.8162	0.8057
H	2	2	2	2	2	2	2	2	2
xMg (Fe	0.856	0.788	1	1	1	1	1	0.687	1
xMg (Fe	0.681	0.651	0.569	0.617	0.587	0.626	0.6	0.452	0.563
Al(IV)	0.743	0.746	0.857	0.822	0.828	0.826	0.848	0.91	0.871
Al(VI)	1.758	1.772	1.776	1.756	1.764	1.755	1.768	1.891	1.77
Fe ₃ +/Fe	0.64	0.499	1	1	1	1	1	0.624	1
# Catio	6.935	6.935	6.945	6.971	6.964	6.958	6.967	6.982	6.941
Charge	0	0	0.039	0.001	0.002	0.022	0.02	0	0.06

Mineralatabelle - Silikate und Gangart

Olivin - Schlacken								
Sample	sl3_melt10b	sl3_melt11	sl3_melt11b	sl3_melt12b	sl3_melt13	sl3_melt13b	sl3_melt14b	sl3_melt14c
SiO ₂	35.79	33.59	35.53	33.99	33.22	35.68	34.98	35.17
FeO	36.32	47.07	37.73	42.45	50.53	36.59	40.15	40.33
MnO	2.01	2.76	2.12	2.5	3.01	2.08	2.29	2.22
MgO	26.6	16.07	24.89	20.63	12.75	25.98	22.25	22.25
CaO	0.13	0.17	0.15	0.19	0.23	0.18	0.12	0.13
Total	100.85	99.66	100.42	99.77	99.75	100.51	99.78	100.1
Si	0.9974	1.0134	1.0043	0.9943	1.0245	1.0008	1.0111	1.0137
Fe ₂	0.8464	1.1878	0.8919	1.0385	1.3032	0.8582	0.9706	0.9721
Mn	0.0475	0.0706	0.0507	0.0621	0.0786	0.0494	0.056	0.0542
Mg	1.1048	0.7226	1.0485	0.8993	0.5861	1.0862	0.9587	0.9559
Ca	0.0038	0.0056	0.0046	0.0059	0.0076	0.0055	0.0036	0.004
Forsterite	0.551	0.363	0.524	0.447	0.296	0.542	0.481	0.48
Fayalite	0.422	0.596	0.446	0.516	0.657	0.428	0.487	0.488
Tephroite	0.024	0.035	0.025	0.031	0.04	0.025	0.028	0.027
Monticellit	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.003	0.002	0.002
Kirschsteinit	0.002	0.003	0.002	0.003	0.005	0.002	0.002	0.002
Glaukocroit	0	0	0	0	0	0	0	0
Ni-Olivine	0	0	0	0	0	0	0	0
xMg	0.552	0.364	0.525	0.448	0.297	0.543	0.482	0.481
xFe	0.423	0.598	0.447	0.518	0.66	0.429	0.488	0.489

Mineralatabelle - Silikate und Gangart

Olivin - Schlacken							
Sample	sl3_melt16b	sl3_melt17	sl3_melt17b	sl3_melt17	sl3_melt18	sl3_melt18b	sl3_melt18c
SiO ₂	35.9	33.1	34.51	35.3	34.04	35.43	36.43
FeO	35.04	49.57	42.99	37.15	44.28	35.71	31.3
MnO	2.03	2.44	2.48	2.3	2.48	1.73	1.65
MgO	27.87	13.96	20.18	25.72	19.83	27.18	30.94
CaO	0.09	0.26	0.23	0.14	0.26	0.24	0.24
Total	100.93	99.32	100.39	100.61	100.89	100.28	100.56
Si	0.992	1.0162	1.0061	0.9916	0.9913	0.9885	0.9902
Fe ₂	0.8099	1.2729	1.0484	0.8728	1.0785	0.8333	0.7114
Mn	0.0474	0.0635	0.0612	0.0547	0.0612	0.0409	0.038
Mg	1.148	0.639	0.877	1.0767	0.8609	1.1302	1.2534
Ca	0.0027	0.0084	0.0073	0.0042	0.0081	0.0071	0.007
Forsterite	0.571	0.321	0.438	0.535	0.427	0.56	0.621
Fayalite	0.403	0.639	0.524	0.434	0.535	0.413	0.353
Tephroite	0.024	0.032	0.031	0.027	0.03	0.02	0.019
Monticellit	0.002	0.003	0.003	0.002	0.003	0.004	0.004
Kirschsteinit	0.001	0.005	0.004	0.002	0.004	0.003	0.002
Glaukocroit	0	0	0	0	0	0	0
Ni-Olivine	0	0	0	0	0	0	0
xMg	0.572	0.322	0.44	0.536	0.429	0.562	0.624
xFe	0.403	0.642	0.526	0.435	0.537	0.414	0.354

Karbonatische Gangart

Sample	k2a-19	k2a-20	k2a-21	k2a-22	k2a-23	k2a-24	5 pkgang-2	6 pkgang-2	k2a-29
Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	36.51	35.27	35.95	36.96	38.82	38.1	40.58	40.55	36.09
MnO	2.46	2.28	2.53	2.48	2.23	2.26	2.33	2.09	1.35
MgO	18.1	18.88	17.47	16.42	15.97	17.34	15.41	15.51	18.96
CaO	0.26	0.3	0.64	0.97	0.14	0.14	0.2	0.08	0.09
CO2	43.85	43.87	43.16	42.87	42.71	43.78	43.28	43.13	43.71
Total	101.18	100.6	99.75	99.69	99.88	101.62	101.8	101.36	100.2
Fe3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe2	1.02	0.985	1.0204	1.0564	1.1135	1.0662	1.1487	1.1519	1.0115
Mn	0.0696	0.0645	0.0728	0.0718	0.0648	0.064	0.0668	0.0601	0.0382
Mg	0.9012	0.9397	0.8837	0.8364	0.8164	0.8648	0.7774	0.7852	0.9471
Ca	0.0092	0.0108	0.0231	0.0354	0.0053	0.005	0.0071	0.0028	0.0032
C	2	2	2	2	2	2	2	2	2
CaMg(CO3)	0.004	0.005	0.01	0.015	0.002	0.002	0.003	0.001	0.002
CaFe(CO3)	0.005	0.005	0.012	0.019	0.003	0.003	0.004	0.002	0.002
CaMn(CO3)	0	0	0.001	0.001	0	0	0	0	0
Ca2(CO3)	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg2(CO3)	0.449	0.467	0.437	0.411	0.407	0.431	0.387	0.392	0.473
Fe2(CO3)	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn2(CO3)	0.035	0.032	0.036	0.035	0.032	0.032	0.033	0.03	0.019
Ca/Ca+Mg	0.99	0.989	0.974	0.959	0.994	0.994	0.991	0.996	0.997
Mg/Mg+Fe	0.469	0.488	0.464	0.442	0.423	0.448	0.404	0.405	0.484
Fe3+/Fe(tot)	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Mineralatabelle - Silikate und Gangart

Granat

Sample	grtLine 4 gr	grtLine 18	grtLine 45	grtLine 3	grtline 23	grtLine 22	grtLine 25
SiO ₂	37.44	37.66	37.71	38.03	37.93	37.89	37
TiO ₂	0.08	0.06	0.1	0.07	0.05	0.06	0.07
Al ₂ O ₃	21.38	21.03	21.37	21.02	21.17	20.96	20.39
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0
FeO	34.92	35.46	34.37	36.04	35.78	35.6	35.47
MnO	0.54	0.51	1.44	0.61	0.86	0.79	1
MgO	3.1	2.04	1.5	3.02	1.79	1.77	1.62
CaO	1.42	2.73	3.21	1.18	2.36	2.48	2.42
Na ₂ O	0.05	0.03	0	0	0.04	0.02	0
K ₂ O	0	0.01	0	0	0	0	0
Total	98.93	99.52	99.69	99.97	99.99	99.57	97.98
Si	3.0375	3.0552	3.0593	3.0448	3.0693	3.0796	3.0635
Ti	0.0049	0.0035	0.0058	0.0042	0.0029	0.0036	0.0045
Al	2.0445	2.0109	2.0435	1.9961	2.0192	2.008	1.9899
Fe ₃	0	0	0	0	0	0	0
Fe ₂	2.3696	2.4061	2.3323	2.4288	2.4218	2.4202	2.4565
Mn	0.0374	0.0351	0.0987	0.0418	0.0592	0.0544	0.0702
Mg	0.375	0.2466	0.1811	0.3626	0.216	0.2144	0.2004
Ca	0.1231	0.2375	0.2793	0.1016	0.205	0.2163	0.215
Na	0.0081	0.0042	0	0	0.0059	0.0032	0

Mineralatabelle - Silikate und Gangart

K	0	0.0007	0	0.0001	0.0005	0.0004	0
Grossula	0.039	0.079	0.094	0.032	0.069	0.072	0.071
Almandin	0.814	0.822	0.807	0.828	0.834	0.832	0.835
Pyrope	0.129	0.084	0.063	0.124	0.074	0.074	0.068
Spessart	0.013	0.012	0.034	0.014	0.02	0.019	0.024
Andradit	0	0	0	0	0	0	0
Uvarovit	0	0	0	0	0	0	0
Ti-Al Ga	0	0	0.003	0.002	0	0	0.002
Na-Ti Ga	0.005	0.004	0	0	0.003	0.004	0
Sample	grtLine 4 gr	grtLine 18	grtLine 45	grtLine 3	grtline 23	grtLine 22	grtLine 25
Al(IV)	0	0	0	0	0	0	0
Al(VI)	2.044	2.011	2.044	1.996	2.019	2.008	1.99
xMg(Fe2+)	0.137	0.093	0.072	0.13	0.082	0.081) 0.075
xMg(Feto	0.137	0.093	0.072	0.13	0.082	0.081	t) 0.075
Fe3+/(Fe	0	0	0	0	0	0	tot) 0.000
xMg	0.129	0.084	0.063	0.124	0.074	0.074	0.068
xFe(2+)	0.813	0.821	0.807	0.828	0.833	0.832	0.835
xCa	0.042	0.081	0.097	0.035	0.07	0.074	0.073
xMn	0.013	0.012	0.034	0.014	0.02	0.019	0.024
Charge D	-0.121	-0.123	-0.174	-0.134	-0.157	-0.171	ef. -0.126

Mineralatabelle - Silikate und Gangart

Amphibol	Aluminotschermakite								
	Sample	Db18-1	Db18-2	Db18-3	Db18-4	Db18-5	Db18-6	Db18-13	Db18-14
	Si	6.43	6.421	6.409	6.471	6.341	6.312	6.468	6.43
T-Pos	Al	1.57	1.579	1.591	1.529	1.659	1.688	1.532	1.57
	Ti		0						
	$\Sigma(T)$	8	8	8	8	8	8	8	8
	Al	1.196	1.188	1.179	1.081	1.075	1.189	1.285	1.244
	Ti	0.042	0.043	0.046	0.045	0.045	0.05	0	0
C-Pos	Fe3	0.387	0.386	0.409	0.36	0.451	0.403	0.288	0.383
	Mg	2.33	2.232	2.347	2.279	2.19	2.101	2.048	2.335
	Fe2-	1.045	1.151	1.019	1.235	1.239	1.257	1.379	1.038
	$\Sigma(B)$	5	5	5	5	5	5	5	5
	Fe2-	0.182	0.162	0.212	0.124	0.083	0.096	0.137	0.246
	Mn2-	0.03	0.046	0.035	0.04	0.045	0.05	0.041	0.037
B-Pos	Ca	1.495	1.513	1.454	1.621	1.691	1.622	1.594	1.457
	Na	0.293	0.279	0.299	0.215	0.181	0.232	0.228	0.26
	$\Sigma(B)$	2	2	2	2	2	2	2	2
	Na	0.127	0.126	0.137	0.115	0.151	0.136	0.096	0.127
	K	0.069	0.072	0.073	0.098	0.073	0.092	0.091	0.076
	$\Sigma(A)$	0.196	0.198	0.21	0.213	0.224	0.228	0.187	0.203

Mineralatabelle - Silikate und Gangart

Amphibol									
Actinolite									
	Sample	db18-22	db18-39	db18-40	db18-41	db18-23	db18-35	db18-28	db18-29
	Si	7.595	7.663	7.586	7.533	7.594	6.563	6.775	6.776
T-Pos	Al	0.405	0.337	0.414	0.467	0.406	1.437	1.225	1.224
	Ti								
	$\Sigma(T)$	8	8	8	8	8	8	8	8
	Al	0.459	0.352	0.396	0.442	0.47	1.04	0.954	0.989
	Ti	0	0	0	0	0	0	0	0
C-Pos	Fe3	0.019	0.024	0.35	0.357	0.008	0.362	0.333	0.304
	Mg	3.246	3.416	3.198	3.003	3.079	2.384	2.47	2.407
	Fe2-	1.276	1.208	1.056	1.198	1.443	1.214	1.243	1.3
	$\Sigma(B)$	5	5	5	5	5	5	5	5
	Fe2-	0.182	0.212	0.064	0.068	0.137	0.21	0.163	0.175
	Mn2-	0.033	0.03	0.036	0.036	0.037	0.037	0.04	0.04
B-Pos	Ca	1.693	1.704	1.686	1.676	1.731	1.554	1.566	1.557
	Na	0.092	0.054	0.077	0.09	0.095	0.199	0.231	0.228
	$\Sigma(B)$	2	2	1.863	1.87	2	2	2	2
	Na	0.006	0.006	0	0	0.003	0.123	0.112	0.104
	K	0.013	0.009	0.019	0.018	0.02	0.111	0.057	0.055
	$\Sigma(A)$	0.019	0.015	0.019	0.018	0.023	0.234	0.169	0.159

Mineraltabelle

Gersdorffit

Comment	db2-19	db2-17	db5-9	db2-26	db2-25	db5-9	db2-16	db2-6
As	39.87	40	41.34	40.53	40.59	41.34	39.11	40.38
S	20.33	20.12	19.27	20.75	20.22	19.27	20.61	20.49
Ag	0	0	0.017	0.03	0	0.017	0.058	0
Cu	1.1	1.32	0.66	2.19	0.939	0.66	1.68	0
Ni	29.79	30.15	31.95	32.84	33.74	31.95	30.13	32.21
Ge	0	0	0	0	0	0	0	0
Pb	0.282	0	0.205	0	0.103	0.205	0	0
Sn	0	0.038	0.026	0	0.008	0.026	0	0.006
Fe	1.93	2.05	1.89	2.64	1.1	1.89	2.12	0.376
Zn	0.05	0.025	0	0	0.013	0	0.067	0
Se	0.104	0.069	0.146	0.12	0.298	0.146	0.125	0.125
Sb	1.68	1.75	1.12	0	1.02	1.12	1.99	1.45
In	0.075	0.051	0.142	0.121	0.023	0.142	0.031	0.133
Co	3.75	3.14	0.794	0.125	0.725	0.794	2.76	2.93
Te	0.296	0.295	0.374	0.363	0.432	0.374	0.334	0.368
Au	0	0.034	0.022	0.189	0	0.022	0	0
Cd	0.073	0.018	0	0.06	0	0	0.014	0
Bi	0.28	0.307	1.13	0	0.137	1.13	0.282	0.062
Hg	0	0	0	0.07	0.075	0	0.014	0
Mo	0	0	0	0	0	0	0	0.021
Total	99.61	99.369	99.086	100.027	99.423	99.086	99.324	98.551

Mineraltabelle

Sphalerit

Comment	db7-10	db7-14	db7-1	db7-9	db7-13	db7-8	db7-7	db7-19	db7-17
As	0.063	0	0.034	0.027	0	0	0	0.055	0
S	39.36	33.97	34.33	33.92	33.49	34.17	34.04	33.79	33.59
Ag	0.041	0.013	0	0	0	0.036	0.081	0	0
Cu	0	0.91	0.14	0.086	0.058	0.014	0	0.023	0
Ni	0.513	0.032	0.004	0.014	0.029	0.002	0	0.034	0
Ge	0	0.018	0.022	0	0.028	0.01	0	0.067	0
Pb	0.203	0.095	0.187	0.029	0.125	0.031	0.099	0.126	0.056
Sn	0	0.018	0.025	0	0.012	0	0	0	0.008
Fe	11.61	3.33	2.98	3.33	2.77	3.02	2.36	2.18	1.25
Zn	48.68	60.84	61.59	62.11	62.56	63.06	63.78	64.24	64.83
Se	0.043	0.053	0.073	0	0	0	0	0	0.017
Sb	0.052	0	0.002	0.039	0.021	0.018	0	0	0
In	0.074	0.31	0.054	0.111	0.143	0.044	0.113	0.062	0.073
Co	0.041	0	0.047	0.026	0	0	0	0	0
Te	0	0.01	0	0.02	0.007	0.029	0	0.001	0.036
Au	0	0.168	0	0	0.022	0.062	0	0.046	0
Cd	0.135	0.128	0.243	0.195	0.067	0.072	0.234	0.285	0.276
Bi	0	0.008	0.018	0.03	0	0	0.171	0	0
Hg	0	0	0	0	0	0	0	0.007	0
Mo	0.07	0.092	0.06	0.141	0.134	0	0.135	0.084	0.11
Total	100.884	99.995	99.811	100.077	99.465	100.569	101.013	101	100.246

Mineraltabelle

Pyrit

Comment	py_Db7_3	py_Db7_4	py_Db7_5	py_Db7_6	py_Db7_7	py_Db7_8	py_Db7_9	py_Db7_10
As	0.111	0.087	0.078	0.101	0.069	0.425	0.435	0.429
S	51.85	51.76	51.89	51.75	51.68	51.66	51.57	51.5
Ag	0	0.018	0	0	0	0	0.041	0.024
Cu	0.023	0.02	0.056	0	0	0.015	0.064	0.049
Ni	0.147	0.02	0.046	0.098	0.062	0	0	0
Ge	0	0	0	0	0	0	0	0
Pb	0.134	0.109	0.089	0.108	0.14	0.143	0.123	0.149
Sn	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	47.45	46.99	47.41	47.33	47.56	47.45	47.44	47.56
Zn	0.012	0	0.009	0	0.03	0.03	0.005	0.002
Se	0	0	0.003	0	0.002	0	0	0
Cd	0.043	0.067	0.033	0	0.055	0.039	0.018	0
In	0.041	0.066	0.033	0.062	0.007	0.044	0.041	0.049
Co	0.05	0.031	0	0.016	0	0	0.013	0.024
Te	0	0	0	0	0	0	0	0
Au	0	0	0.019	0.021	0	0.071	0	0
Sb	0	0.038	0	0	0	0	0.032	0.019
Bi	0	0	0	0.08	0.062	0.015	0.007	0
Hg	0	0.016	0.002	0	0.008	0.004	0.049	0
Mo	0.06	0	0.093	0	0	0.056	0	0.064
Mn	0	0.005	0	0	0.013	0	0.026	0
Total	99.922	99.228	99.761	99.567	99.688	99.953	99.865	99.869

Mineraltabelle

Fahlerz - Bartholomäberg		PK1-17	PK1-20	PK1-12	PK1-24	HBA-7	PK1-21	HBA-2	HBA-3	PK1-15
Comment										
As	1.86	3.05	1.74	2.52	5.66	2.11	3.15	5.12	4.6	
S	25.06	24.77	25.25	24.67	25.33	24.4	24.96	25.61	25.67	
Ag	0.66	0.74	0.526	0.587	0.435	0.651	0.517	0.43	0.545	
Cu	36.85	37.25	37.47	37.56	37.57	37.74	37.77	37.93	38.07	
Ni	0	0.006	0	0.025	0	0	0	0	0	
Ge	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Pb	0.072	0.052	0.023	0.073	0.118	0.08	0.002	0.018	0.028	
Sn	0.13	0.067	0.119	0.072	0.063	0.098	0.14	0.088	0.081	
Fe	5.27	5.13	5.02	4.84	6.73	4.7	5.25	6.21	5.28	
Zn	2.09	2.2	2.19	2.35	2.41	2.3	3.04	2.66	1.86	
Se	0.014	0.015	0	0.005	0.007	0	0.012	0	0	
Sb	26.4	24.55	26.58	25.36	21.13	26.26	24.93	21.84	22.77	
In	0.096	0.049	0.101	0.115	0.054	0.054	0.087	0.062	0.06	
Co	0	0	0.029	0.012	0.014	0	0.012	0.019	0.004	
Te	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Au	0	0.096	0	0	0.028	0	0	0	0	
Cd	0.06	0.099	0	0.125	0.116	0.095	0	0.114	0.052	
Bi	0.612	0.842	0.87	0.663	0.651	0.766	0.502	0.539	0.657	
Hg	0.301	0.406	0.247	0.554	0.181	0.471	0.247	0.087	0.31	
Mo	0.092	0.024	0.063	0.055	0.065	0.042	0.029	0.006	0.091	
Total	99.567	99.347	100.244	99.585	100.661	99.766	100.686	100.784	100.08	

Mineraltabelle

Comment	PK1-17	PK1-20	PK1-12	PK1-24	HBA-7	PK1-21	HBA-2	HBA-3	PK1-15
	normiert								
As	0.406	0.661	0.378	0.549	1.198	0.455	0.675	1.092	0.976
S	12.805	12.565	12.843	12.579	12.552	12.320	12.517	12.787	12.753
Ag	0.100	0.111	0.079	0.089	0.064	0.098	0.077	0.064	0.080
Cu	9.483	9.517	9.599	9.646	9.377	9.598	9.540	9.539	9.526
Ni	0.000	0.002	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ge	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Pb	0.006	0.004	0.002	0.006	0.009	0.006	0.000	0.001	0.002
Sn	0.018	0.009	0.016	0.010	0.008	0.013	0.019	0.012	0.011
Fe	1.543	1.491	1.463	1.414	1.911	1.360	1.509	1.777	1.503
Zn	0.523	0.546	0.545	0.586	0.585	0.568	0.746	0.650	0.452
Se	0.003	0.003	0.000	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000
Sb	3.546	3.274	3.554	3.399	2.752	3.486	3.287	2.867	2.974
In	0.014	0.007	0.014	0.016	0.007	0.008	0.012	0.009	0.008
Co	0.000	0.000	0.008	0.003	0.004	0.000	0.003	0.005	0.001
Te	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Au	0.000	0.008	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Cd	0.009	0.014	0.000	0.018	0.016	0.014	0.000	0.016	0.007
Bi	0.048	0.065	0.068	0.052	0.049	0.059	0.039	0.041	0.050
Hg	0.025	0.033	0.020	0.045	0.014	0.038	0.020	0.007	0.025
Mo	0.016	0.004	0.011	0.009	0.011	0.007	0.005	0.001	0.015

Mineraltabelle

Comment	HBA-5	HBA-1	HBA-4	PK1-56	PK1-43	HBA-6	PK1-37	PK1-26	PK1-49
As	4.41	4.57	5.4	5.36	5	4.99	5.4	4.73	5.05
S	25.33	25.49	25.69	25.41	24.85	25.75	25.4	25.25	25.38
Ag	0.685	0.683	0.683	0.488	0.463	0.567	0.441	0.554	0.482
Cu	38.09	38.12	38.14	38.25	38.27	38.31	38.38	38.47	38.48
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0.012	0
Ge	0	0	0	0	0	0.015	0	0	0
Pb	0.117	0.07	0.067	0.073	0.064	0.105	0.099	0.138	0
Sn	0.069	0.087	0.04	0.06	0.075	0.05	0.083	0.098	0.026
Fe	5.49	5.41	5.65	5.26	4.9	5.16	5.12	5.17	5.07
Zn	2.74	2.64	2.6	2.15	2.23	2.66	2.1	2.08	2.21
Se	0.004	0.015	0.01	0.026	0.027	0.012	0.006	0	0.011
Sb	22.71	22.74	21.33	21.09	21.98	21.52	21.1	22.36	21.88
In	0.074	0.048	0.13	0.111	0.056	0.091	0.093	0.07	0.094
Co	0.036	0	0	0	0.022	0.005	0.033	0	0
Te	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Au	0.027	0.047	0	0.094	0	0	0.087	0.111	0.047
Cd	0.063	0	0.081	0.019	0.113	0.158	0.035	0.007	0.019
Bi	0.719	0.654	0.834	0.623	0.694	0.809	0.61	0.598	0.525
Hg	0.255	0.204	0.17	0.369	0.488	0.294	0.346	0.422	0.383
Mo	0.025	0	0.025	0.052	0.004	0.009	0.043	0.025	0.097
Total	100.884	100.822	100.926	99.439	99.238	100.531	99.377	100.096	99.754

Mineraltabelle

Comment	HBA-5	HBA-1	HBA-4	PK1-56	PK1-43	HBA-6	PK1-37	PK1-26	PK1-49
	normiert								
As	0.946	0.972	1.147	1.155	1.065	1.077	1.161	1.012	1.080
S	12.722	12.697	12.778	12.818	12.393	13.006	12.785	12.640	12.707
Ag	0.102	0.101	0.101	0.073	0.069	0.085	0.066	0.082	0.072
Cu	9.636	9.564	9.555	9.718	9.613	9.746	9.730	9.700	9.703
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000
Ge	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000
Pb	0.009	0.005	0.005	0.006	0.005	0.008	0.008	0.011	0.000
Sn	0.009	0.012	0.005	0.008	0.010	0.007	0.011	0.013	0.004
Fe	1.580	1.544	1.611	1.521	1.401	1.494	1.477	1.483	1.455
Zn	0.674	0.644	0.633	0.531	0.544	0.658	0.517	0.510	0.542
Se	0.001	0.003	0.002	0.005	0.005	0.002	0.001	0.000	0.002
Sb	2.998	2.978	2.789	2.797	2.882	2.857	2.792	2.943	2.880
In	0.010	0.007	0.018	0.016	0.008	0.013	0.013	0.010	0.013
Co	0.010	0.000	0.000	0.000	0.006	0.001	0.009	0.000	0.000
Te	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Au	0.002	0.004	0.000	0.008	0.000	0.000	0.007	0.009	0.004
Cd	0.009	0.000	0.011	0.003	0.016	0.023	0.005	0.001	0.003
Bi	0.055	0.050	0.064	0.048	0.053	0.063	0.047	0.046	0.040
Hg	0.020	0.016	0.013	0.030	0.039	0.024	0.028	0.034	0.031
Mo	0.004	0.000	0.004	0.009	0.001	0.002	0.007	0.004	0.016

Mineraltabelle

Fahlerz- Kristberg/Silbertal									
Comment	K13-3	K13-4	K13-5	K13-6	K13-7	K13-8	db6-9	k1c-6	k1c-9
As	9.63	10.2	5.64	8.28	8.59	8.69	0.134	4.76	7.43
S	25.67	26.3	25.38	25.97	25.74	25.83	25.3	26.6	26.59
Ag	0.464	0.095	0.181	0.13	0.109	0.147	0.024	0.44	1.19
Cu	38.96	40.26	39.25	40.29	39.75	39.5	37.46	38.77	39.61
Ni	0	0	0	0.031	0	0.017	0	0	0.023
Ge	0	0	0	0	0	0	0	0.004	0.013
Pb	0.067	0.007	0.136	0.062	0.043	0.03	0	0.079	0
Sn	0.096	0.009	0.061	0.073	0.039	0.009	0.143	0.011	0.017
Fe	7.61	6.26	4.79	5.22	5.21	5.19	1.44	4.99	5.12
Zn	2	2	2.65	2.29	2.26	2.24	6.12	2.1	1.92
Se	0.059	0	0.026	0.006	0.026	0.017	0.027	0.019	0.01
Cd	0.039	0	0.105	0.043	0.062	0.03	29.77	21.09	16.63
In	0.106	0.051	0.051	0.142	0.091	0.067	0.082	0.096	0.098
Co	0	0	0	0.023	0	0	0.028	0	0.046
Te	0	0	0	0	0	0	0	0	0.008
Au	0	0	0	0.126	0	0	0	0	0.087
Sb	15.39	13.98	21.1	17.15	16.33	16.19	0.078	0.013	0.085
Bi	0.501	0.631	0.409	0.305	1.17	1.23	0.052	1.7	1.76
Hg	0	0	0.04	0.192	0.122	0.106	0	0.247	0.104
Mo	0.019	0.032	0.054	0.012	0.033	0.036	0.049	0	0
Total	100.723	99.858	99.872	100.361	99.596	99.353	100.708	100.919	100.741

Mineraltabelle

Comment	K13-3	K13-4	K13-5	K13-6	K13-7	K13-8	db6-9	k1c-6	k1c-9
	normiert								
As	1.998	2.144	1.202	1.748	1.803	1.820	0.029	1.038	1.623
S	12.467	12.941	12.660	12.837	12.646	12.667	12.824	13.572	13.596
Ag	0.067	0.014	0.027	0.019	0.016	0.021	0.004	0.067	0.181
Cu	9.530	9.978	9.861	10.031	9.836	9.756	9.564	9.963	10.201
Ni	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.005	0.000	0.000	0.006
Ge	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003
Pb	0.005	0.001	0.010	0.005	0.003	0.002	0.000	0.006	0.000
Sn	0.013	0.001	0.008	0.010	0.005	0.001	0.020	0.002	0.002
Fe	2.118	1.765	1.369	1.479	1.467	1.459	0.418	1.459	1.500
Zn	0.475	0.482	0.647	0.554	0.543	0.538	1.518	0.524	0.481
Se	0.012	0.000	0.005	0.001	0.005	0.003	0.006	0.004	0.002
Sb	1.965	1.808	2.767	2.229	2.109	2.087	3.967	2.829	2.235
In	0.014	0.007	0.007	0.020	0.012	0.009	0.012	0.014	0.014
Co	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.008	0.000	0.013
Te	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Au	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007
Cd	0.005	0.000	0.015	0.006	0.009	0.004	0.011	0.002	0.012
Bi	0.037	0.048	0.031	0.023	0.088	0.092	0.004	0.133	0.138
Hg	0.000	0.000	0.003	0.015	0.010	0.008	0.000	0.020	0.008
Mo	0.003	0.005	0.009	0.002	0.005	0.006	0.008	0.000	0.000

Mineraltabelle

Fahlerz- Kristberg/Silbertal									
	db6-6	ka1-5	k1c-18	k1c-25	k1c-13	ka1-3	KR-13-34	KR-13-35	KR-13-29
As	8.63	10.29	10.5	11.58	11.75	12.46	7.06	8.48	6.41
S	26.09	27.26	27.64	27.69	27.56	27.65	25.93	26.25	25.92
Ag	6.89	0.331	0.196	0.198	0.578	0.226	0.423	0.44	0.265
Cu	34.4	40.22	41.18	41.44	40.79	41.23	39.2	39.69	39.36
Ni	0	0.004	0.035	0	0.009	0.027	0.031	0	0.009
Ge	0	0	0.023	0	0	0	0	0	0.006
Pb	0	0	0.112	0.113	0.041	0	0.093	0.047	0.001
Sn	0	0.082	0.049	0	0	0.02	0.045	0.1	0.075
Fe	4.98	5.3	5.96	6.12	6.09	5.67	4.99	5.11	4.79
Zn	3.95	1.79	1.37	1.68	1.67	1.56	2.58	2.47	2.74
Se	0.017	0.006	0.01	0.011	0.086	0.052	0.023	0.004	0.013
Sb	15.55	13.88	12.25	10.58	10.51	9.84	0.124	0.037	0.032
In	0.087	0	0.07	0.147	0.012	0.094	0.11	0.082	0.091
Co	0.008	0.031	0.041	0	0.005	0	0.023	0.017	0.002
Te	0	0	0.012	0.019	0.01	0	0	0	0
Au	0	0	0	0	0.067	0.056	0.058	0.068	0
Cd	0.013	0	0.081	0.1	0	0	17.99	15.89	19.74
Bi	0.055	1	1.23	1.17	1.11	1.61	1.71	1.73	1.15
Hg	0	0.115	0.099	0.056	0.002	0.017	0.049	0.027	0.01
Mo	0.025	0.055	0	0	0	0.045	0.05	0.045	0.044
Total	100.696	100.363	100.859	100.903	100.289	100.556	100.49	100.501	100.657

Mineraltabelle

Comment	db6-6	ka1-5	k1c-18	k1c-25	k1c-13	ka1-3	KR-13-34	KR-13-35	KR-13-29
	normiert								
As	1.895	2.145	2.269	2.501	2.524	2.610	1.507	1.797	1.351
S	13.409	13.301	13.982	13.999	13.858	13.560	12.953	13.020	12.790
Ag	1.051	0.048	0.029	0.030	0.086	0.033	0.063	0.065	0.039
Cu	8.905	9.884	10.492	10.552	10.330	10.184	9.863	9.915	9.782
Ni	0.000	0.001	0.010	0.000	0.002	0.007	0.008	0	0.002
Ge	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0	0	0.001
Pb	0.000	0.000	0.009	0.009	0.003	0.000	0.0072	0.0036	0.000
Sn	0.000	0.011	0.007	0.000	0.000	0.003	0.0061	0.0134	0.010
Fe	1.467	1.482	1.728	1.773	1.755	1.594	1.4286	1.4525	1.355
Zn	0.994	0.428	0.339	0.416	0.411	0.374	0.6308	0.5996	0.662
Se	0.004	0.001	0.002	0.002	0.018	0.010	0.0047	0.0008	0.003
Cd	2.101	1.780	1.629	1.406	1.389	1.269	2.3625	2.0718	2.561
In	0.012	0.000	0.010	0.021	0.002	0.013	0.0153	0.0113	0.013
Co	0.002	0.008	0.011	0.000	0.001	0.000	0.0062	0.0046	0.001
Te	0.000	0.000	0.002	0.002	0.001	0.000	0	0	0
Au	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.004	0.005	0.005	0
Sb	0.002	0.000	0.012	0.014	0.000	0.000	0.018	0.005	0.004
Bi	0.004	0.075	0.095	0.091	0.085	0.121	0.131	0.131	0.087
Hg	0.000	0.009	0.008	0.005	0.000	0.001	0.004	0.002	0.001
Mo	0.004	0.009	0.000	0.000	0.000	0.007	0.008	0.007	0.007

Mineraltabelle

Chalkopyrit									
Comment	db2-3	db2-12	ka1-9	db7-15	db2-13	db6-6	db2-23	db7-16	ka1-1
As	0.016	0	0	0	0	8.63	0.183	0.019	0
S	35.1	35.27	34.59	35.24	35.7	26.09	35.39	35.44	35.58
Ag	0	0	0.816	0	0.002	6.89	0	0.014	0.013
Cu	34.93	34.73	34.57	34.57	34.42	34.4	34.31	34.31	34.31
Ni	0	0	0	0	0	0	0.61	0	0.037
Ge	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Pb	0	0	0.13	0	0.132	0	0.139	0.101	0
Sn	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	31	30.77	30.02	30.41	30.66	4.98	29.8	29.87	30.86
Zn	0.07	0.149	0.059	0.018	0.03	3.95	0.159	0.109	0.076
Se	0	0	0.036	0.036	0	0.017	0.009	0	0
Sb	0	0	0	0.041	0.02	15.55	0.034	0.033	0.027
In	0.117	0.131	0.036	0.031	0.066	0.087	0.033	0.062	0.009
Co	0.03	0.056	0.005	0	0	0.008	0.062	0	0.007
Te	0.037	0.006	0	0	0.02	0	0.057	0	0
Au	0	0.079	0.077	0.08	0	0	0	0	0.082
Cd	0	0	0.153	0.065	0.07	0.013	0.005	0.023	0
Bi	0	0.041	0	0.029	0.019	0.055	0.048	0.008	0.088
Hg	0	0	0.109	0	0.046	0	0.003	0.043	0
Mo	0	0	0.076	0.068	0	0.025	0	0.165	0
Total	101.3	101.233	100.678	100.588	101.184	100.696	100.841	100.198	101.09

Mineraltabelle

Chalkopyrit

Comment	db2-22	db7-4	db5-4	k1b-1	db6-2	db5-8	db5-3
As	0.101	0	0	0	0	0	0.029
S	35.56	35.62	35.21	35.24	34.99	35.45	35.05
Ag	0	0.008	0	0.092	0.016	0	0.014
Cu	34.25	34.24	34.09	33.98	33.95	33.9	33.87
Ni	0.567	0	0.025	0.01	0.054	0	0.178
Ge	0	0	0	0	0	0	0
Pb	0.149	0.058	0.159	0.086	0.015	0.015	0.075
Sn	0	0	0	0	0	0	0
Fe	29.98	30.74	29.61	30.3	30.56	30.11	30.12
Zn	0.139	0.147	0.012	0.092	0.041	0.042	0.092
Se	0.049	0	0	0	0.026	0	0
Sb	0.076	0	0.009	0.071	0.01	0	0.023
In	0.009	0.108	0.027	0.059	0.116	0.11	0.1
Co	0.111	0	0.048	0.015	0	0.046	0.024
Te	0.023	0	0	0	0	0.005	0.049
Au	0	0.023	0.042	0	0	0	0
Cd	0	0.028	0.075	0.099	0.126	0.075	0.066
Bi	0	0.17	0.043	0	0.037	0	0
Hg	0.018	0	0.014	0	0.069	0	0.05
Mo	0	0	0	0	0.018	0	0
Total	101.032	101.141	99.363	100.043	100.028	99.753	99.739

Mineraltabelle

Hg-Ag Amalgam		k1b-3	ka1-11	k1b-5	k1c-21	k1c-10	k1b-4	k1b-7	k1c-22	k1b-6
Comment										
As		0	0.002	0	0.02	0.019	0	0	0	0
S		0.041	0.149	0.129	0.127	0.241	0.043	0.029	0.134	0.086
Ag		67.15	64.11	63.06	62.62	61.84	60.45	56.29	55.19	53.91
Cu		0.159	0.373	0.673	0.302	0.768	0.194	0.072	0.281	0.429
Ni		0	0	0	0	0.043	0	0.032	0	0
Ge		0.04	0	0.044	0	0.006	0	0.063	0	0
Pb		0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sn		0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe		0.839	0.049	1.01	0.214	0.027	0.381	0.26	0.007	0.954
Zn		0.058	0.106	0.064	0.087	0.072	0	0	0.011	0.056
Se		0.015	0	0	0	0	0	0.031	0.009	0.031
Sb		0.192	0	0	0.011	0.103	0	0	0	0
In		0.194	0.162	0.164	0.157	0.213	0.156	0.113	0.203	0.173
Co		0	0.016	0	0	0	0	0.013	0	0
Te		0.124	0.239	0.211	0.021	0	0.188	0.222	0	0.193
Au		0	0	0.067	0	0	0	0.006	0	0.054
Cd		0.679	0.471	0.509	0.468	0.567	0.449	0.525	0.459	0.258
Bi		0	0	0	0	0	0	0	0	0
Hg		30.63	34	34.51	35.87	35.32	38.25	41.87	42.89	44.95
Mo		0	0	0	0	0	0	0	0.019	0
Total		100.122	99.676	100.442	99.898	99.218	100.11	99.525	99.204	101.095

Mineraltabelle

Galenit und ged. Bi

	Galenit	Galenit	Galenit	Galenit	Ged. Bi				
Comment	K2d-8	K2d-6	k2d-2	k2d-1	K2d-7	K2d-12	K2d-16	K2d-13	K2d-11
As	0	0	0	0.00	0.01	0	0	0	0.02
S	12.26	12.78	10.47	10.39	0	0.01	0.06	0	0.03
Ag	0.56	0.90	0.99	0.77	0.03	0.00	0.23	0.10	0
Cu	0	0.03	0.046	0.01	0	0	0	0.01	0.39
Ni	0.011	0.01	0	0	0	0	0.05	0.17	0.03
Ge	0	0.00	0	0	0	0	0	0.12	0.08
Pb	83.48	82.85	83.28	83.25	0	0	0	0	0
Sn	0	0	0	0	0	0	0	0.09	0
Fe	0.591	0.20	0.16	0.81	0.14	1.04	1.98	3.28	3.05
Zn	0	0	0	0	0	0.01	0	0	0
Se	3.12	1.81	0.999	1.03	0.064	0	0	0.10	0.15
Cd	0	0.00	0.031	0	0.2	0.55	0.53	0.02	0.17
In	0	0.01	0	0	0.159	0.23	0.36	0.24	0.58
Co	0	0.04	0	0	0.061	0	0.07	0.25	0.21
Te	0.048	0.05	0.07	0.03	0	0	0	0	0
Au	0	0.06	0.00	0.08	0	0	0	0.19	0.20
Sb	0	0	0	0	0	0	0.18	0.17	0.19
Bi	1.85	2.52	2.56	2.08	99.35	98.137	96.55	95.25	94.90
Hg	0.059	0.01	0.05	0.13	0	0	0	0	0
Mo	0	0	0	0	0	0.03	0	0	0
Mn	0.007	0	0	0.001	0.01	0	0	0.00	0.00
Total	101.987	101.26	98.65	98.57	100.02	100.00	100	100.00	100

Mineraltabelle

Gesamtgesteinsanalysen NAA (PP08)

Nr.	DB 10	DB 11	DB 4	DB 6	DB 7	K 1d
Cu %	34.3	26.2	22.4	27.8	13.0	
1σ %	1	1	1	1	1	
Pb µg/g	11.8	19.7	90.2	92.7	15.0	3.0
1σ %	5	5	5	5	5	5
Bi µg/g	54.5	9.4	2303	48.0	19.3	6300
1σ %	5	5	5	5	5	5
Fe %	18.0	18.3	12.3	16.2	9.6	7.2
1σ %	18	18	18	18	19	21
As µg/g	31.1	472	1476	667	10.3	6558
1σ %	2	2	1	2	3	8
Sb µg/g	11.0	9.27	482	1219	17.9	13444
1σ %	2	2	1	1	2	1
Co µg/g	21.7	55.0	33.7	49.2	2.10	5
1σ %	2	2	2	2	4	18
Ni µg/g	87	505	62	117	33	< 443
1σ %	45	11	56	36	65	
Ag µg/g	263	28.5	357	47.5	17.5	387
1σ %	1	2	1	2	3	2
Au µg/g	0.02	0.04	0.14	0.46	0.01	< 0,91
1σ %	31	14	12	6	60	
Zn µg/g	126	51	469	375	22	1578
1σ %	5	7	3	4	12	4
Sn µg/g	99	< 122	95.5	< 113	< 112	< 1180
1σ %	29		27			
Se µg/g	8	338	4	5	3	< 19
1σ %	5	1	12	12	10	
Te µg/g	< 19	9	74	37	< 10	< 176
1σ %		53	17	31		
Hg µg/g	< 2	3.9	3.6	< 2	< 2	< 2

Mineraltabelle

Gesamtgesteinsanalysen NAA (PP08)

Nr.	K 2b	K 2d	KR 1	KR 12	KR 18	PK 1
Cu %	0.17	0.12	3.29			
1σ %	4	4	3			
Pb µg/g	21.9	23.3	1597	14.2	15.6	5.3
1σ %	5	5	5	5	5	5
Bi µg/g	446	192	38.9	11944	6859	2998
1σ %	5	5	5	5	5	5
Fe %	24.7	35.8	13.3	5.7	6.8	8.3
1σ %	19	19	15	21	21	21
As µg/g	8.54	11.1	10.3	10940	9429	4183
1σ %	4	3	8	8	8	8
Sb µg/g	0.77	0.58	18.6	13698	13084	19985
1σ %	24	20	2	1	1	1
Co µg/g	196	287	3	3	5	8
1σ %	2	2	3	29	18	13
Ni µg/g	92	98	53	< 465	< 430	143
1σ %	44	46	51			85
Ag µg/g	9.3	8.1	10.7	420	310	511
1σ %	8	12	4	2	2	2
Au µg/g	0.02	< 0,008	< 0,01	< 0,94	< 0,88	< 0,99
1σ %	36					
Zn µg/g	15	< 29	22	1295	1494	1805
1σ %	26		12	4	4	4
Sn µg/g	< 67	< 182	< 68	< 1450	< 1140	< 1290
1σ %						
Se µg/g	37	45	0.9	< 30	< 46	< 23
1σ %	2	2	25			
Te µg/g	9	< 15	9	57	< 167	< 194
1σ %	31		43	61		
Hg µg/g	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2

Mineraltabelle

Pb-Pb Isotopen Daten (PP08)											
Probe Nr.	Pb208/Pb206	2 σ	Pb207/Pb206	2 σ	Pb206/Pb204	2 σ	Pb208/Pb204 (berechnet)	Pb207/Pb204 (berechnet)	Pb208/Pb206 (berechnet)	Pb207/Pb206 (berechnet)	
DB 6	2.0749	± 0.0003	0.83367	± 0.00004	18.835	± 0.003	39.081	15.702	2.075	0.834	
K1 d	2.0332	± 0.0001	0.80268	± 0.00006	19.606	± 0.023	39.863	15.737	2.033	0.803	
DB 10	2.0819	± 0.0001	0.8447	± 0.00002	18.568	± 0.002	38.657	15.684	2.082	0.845	
DB 11	1.9527	± 0.0001	0.78169	± 0.00003	20.158	± 0.005	39.363	15.757	1.953	0.782	
KR 18	2.0295	± 0.0001	0.80985	± 0.00007	19.416	± 0.006	39.405	15.724	2.030	0.810	
K2 b	2.0938	± 0.0001	0.84989	± 0.00001	18.428	± 0.005	38.585	15.662	2.094	0.850	
K2 d	2.0949	± 0.0001	0.85039	± 0.00006	18.424	± 0.008	38.596	15.668	2.095	0.850	
KR 12	2.032	± 0.0001	0.81046	± 0.00002	19.398	± 0.009	39.417	15.721	2.032	0.810	
DB 4	1.9714	± 0.0002	0.80117	± 0.00006	19.637	± 0.003	38.712	15.733	1.971	0.801	
DB 7	1.8104	± 0.0001	0.73754	± 0.00006	21.448	± 0.009	38.829	15.819	1.810	0.738	
PK 1	2.0518	± 0.0001	0.81562	± 0.00002	19.269	± 0.018	39.536	15.716	2.052	0.816	
KR 1	2.0869	± 0.0001	0.84759	± 0.00002	18.494	± 0.009	38.595	15.675	2.087	0.848	

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	3
1.1 Allgemeines.....	3
1.2 Begriffserklärung	3
1.3 Diagenese von Kieselgesteinen.....	4
1.4 Historischer Background zum Silexbergbau	7
2. Analytische Arbeitsmethoden	9
2.1 Probenaufbereitung	9
2.2 Pulverröntgendiffraktometrie:.....	9
2.3 Raman-Spektroskopie	10
2.4 Elektronenstrahlmikrosonde (EMPA)	10
2.5 Laser ICP-MS:.....	11
2.6 Neutronenaktivierungsanalyse (NAA).....	12
3. Geographischer Überblick	13
4. Geologischer Überblick	14
4.1 Die Geologie im Bereich der Monti Lessini sowie dem Val di Non - Südalpin	14
4.2 Die Geologie im Raum Sonnwendgebirge und Rofan –(Ostalpin).....	15
4.3 Die Geologie im Bereich des Groß- bzw. Kleinwalsertals (Ostalpin)	18
4.4 Geologie im Bereich der Antonshöhe bei Mauer.....	19
5. Makroskopische Beschreibung der Chertproben	20
6. Mikroskopische Beschreibung der Proben.....	22
7. Analysenauswertung	25
7.1 Pulverröntgendiffraktometrie (XRD).....	25
7.2 Ramanspektroskopie.....	26
7.3 Elektronenstrahlmikrosonde (EMPA)	32
7.3.1. Interpretation der EMPA Daten.....	34
7.4 Laser-ICP-MS.....	34
7.4.1 REE-Diagramme:	38
7.4.2 Interpretation der Laser-ICP-MS Daten	41
7.5 Neutronenaktivierungsanalyse (NAA)	42

7.5.1 Interpretation der NAA- Daten	50
8. Diskussion	52
9. Literaturverzeichnis:	54
10. Abbildungsverzeichnis	61
Analysen in tabellarischer Ansicht:	65

1.Einleitung

1.1 Allgemeines

Im Rahmen des Sonderforschungsbereichs HiMAT (Historical Mining Activities in Tyrol and Adjacent Areas) wurde seitens des Projektteiles (Project Part, PP) 05- Urgeschichtlicher Silex- und Bergkristallbergbau in den Alpen am Institut für Archäologien der Universität Innsbruck, unter der Leitung von Ao. Univ.-Prof. Dr. Walter Leitner eine Anfrage an PP10 (Mineralogische-geochemische Untersuchungen von historischen Kupferlagerstätten) am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck, hinsichtlich einer Herkunftsbestimmung für Silexmaterialien gestellt. Der Fokus dieser Arbeit liegt in der Untersuchung wichtiger alpiner Silexvorkommen hinsichtlich ihrer geochemischen Signatur und diese zu vergleichen. Für diese Arbeit wurden Silexvorkommen aus dem Ostalpin sowie aus dem Südalpin analysiert und miteinander verglichen. Eine geochemische Herkunftsbestimmung von Silex wurde bereits zuvor schon von folgenden Autoren erfolgreich durchgeführt (siehe HAUZENBERGER et al., 2007; KASZTOVSKY et al., 2008, ARMSTRONG et al., 1999, BOLHAR et al., 2004, KUNIMARU et al., 1998, MALYK-SELIVANOVA et al., 1998, OWEN et al., 1999, MOORE, 1995, GLASOCK et al., 2003, LYONS et al., 2003, DUTTA, 1998, BUSTILLIO, 2008 ELEKES et al., 2000, NAVAZO, 2008) wobei in diesen Arbeiten die geochemische Differenzierung auf Grund von geologisch stark divergierenden Milieus erfolgreich durchgeführt werden konnte. So konnten z.B. HAUZENBERGER et al. (2007) bei Silexfunden aus der Steiermark mittels der Laser ICP-MS eine geochemische Unterscheidung zwischen lakustrin und marin gebildetem Silexmaterial durchgeführt werden.

1.2 Begriffserklärung

Um ein einheitliches Verständnis für den Begriff „Silex“ zu erhalten, muss man vorerst eine Begriffsdefinition durchführen. Laut FRÜCHTENBAUER & MÜLLER (1977) versteht man unter dem Terminus „Hornstein“ einen Sammelbegriff von vorwiegend harten, dichten sowie aus nicht-detritischen Kieselsäuren bestehenden Gesteinen mit muscheligem Bruch sowie glasigem Glanz, die je nach Chemismus unterschiedliche Farben zeigen können. Unter dem Begriff „Hornstein“ fallen im weiteren Sinne die Gesteine Radiolarit, Diatomit, Spiculit, Jaspis, Feuerstein, Achat sowie Chalcedon.

Unter dem Begriff Feuerstein (engl. flint) versteht man Kieselgesteine, die gebankter oder knölliger Ausbildung sind und geologisch der oberen Kreide zuzuordnen sind. Ein weiteres

1. Einleitung

jedoch nicht indikatives Merkmal von Feuerstein sind die zahlreich auftretenden Fossilieneinschlüsse, sowie der weiße, randlich auftretende Cortex, der nach BUURMAN & PLAS (1971) das einzige Unterscheidungsmerkmal zu Hornstein ausmacht.

Chert ist eine weitere Bezeichnung für Hornstein, welche vor allem im anglo-amerikanischen Sprachraum sowie in naturwissenschaftlichen Arbeiten Verwendung findet.

Der Begriff „Silex“ ist ein vor allem im französischen Raum verwendeter Ausdruck für Kieselgesteine. CAYEUX (1929) definierte den Begriff Silex als einen kohlenstoffhältigen, schwarzen Hornstein. WETZEI (1933) fasste unter Silex sämtliche Arten von SiO_2 - Konkretionen zusammen die in der oberen Kreide abgelagert worden sind. Diese Definition entspricht somit der selbigen Definition wie Hornstein.

Im Rahmen dieser Arbeit beschränkt sich der Autor auf den Begriff Silex unter dem sämtlichen chemischen und biogen gebildeten Kieselgesteine zusammengefasst werden und diese nicht hinsichtlich ihrer zeitlichen Bildung sowie ihrer tektono-stratigraphischen Position unterschieden werden.

1.3 Diagenese von Kieselgesteinen

Der Grundstoff für die Bildung von Kieselgesteinen wie Silex ist SiO_2 . Die Herkunft des SiO_2 ist einerseits auf biogene Produktion (z. B. als Skelletopal), als auch auf vulkanogene Quellen zurückzuführen, wobei Ersteres überwiegt (VON RAD. 1979). Obwohl vulkanisches Glas zwar in Tonminerale und Zeolithe wie Smektit und Phillipsit während der Diagenese umgewandelt wird, kommt es nicht zwingend zu einer Hornsteinbildung. Durch das Deep See Drilling Project konnten viele offene Fragen hinsichtlich der Diagenese von Ursprungssedimenten über die metastabilen Umwandlungsprodukte bis hin zum reifen Hornstein geklärt werden (VON RAD, 1979). Für die Diagenese können somit vier kontrollierende Faktoren ausgewiesen werden; Temperatur (T), Versenkungstiefe (z), Alter (a) und die Gastgesteinsfazies (MURATA & LARSON, 1975). Entscheidend für die Bildung von silexführenden Gesteinen ist ein ganz bestimmtes Bildungsmillieu. Die idealen Bildungsverhältnisse sind laut ELEKES et al. (2000) tiefmarine Faziesräume unterhalb der carbonate compensation depth (CCD) und EINE niedrigere Wassertemperatur. Solche Milieus finden sich im Bereich von submarinen vulkanischen Bögen wieder, wobei hier die Sedimentationsrate von Radiolariten allerdings sehr niedrig ist. Die Akkumulationsrate beträgt lediglich mehrere cm pro Millionen von Jahren (ELEKES et al., 2000).

Amorpher, biogen produzierter Opal wird als Opal-A bezeichnet und ist eine wasserreiche Modifikation von SiO_2 , die aus Skeletten von Mikroorganismen besteht. Skelletopal geht über eine Lösungsphase in kristallinen, fehlgeordneten Tieftemperatur-

1. Einleitung

Cristobalit/Tridymit oder auch Opal-CT, über. Dabei entstehen kleinere, etwa 5 µm große Kugelchen, die sogenannten Lepisphären (CALVERT, 1974). Die stabilste Modifikation ist mikrokristalliner Quarz, welcher der Hauptgemengteil von reifen Hornsteinen, Feuersteinen oder Cherts ist.

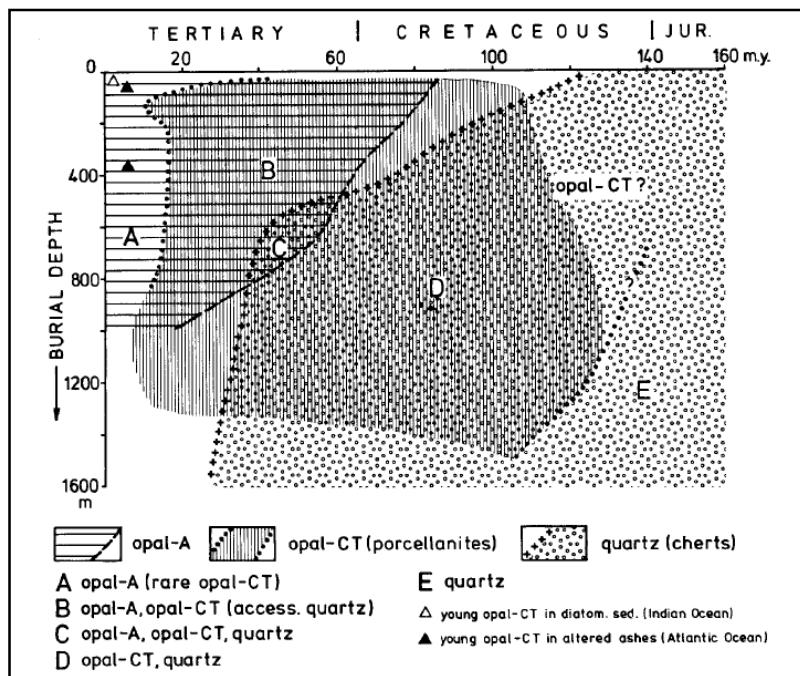


Abbildung 1: t-z Diagramm von VON RAD (1979) zeigt die Abhängigkeit der auftretenden SiO₂-Modifikationen als Funktion von Zeit und Versenkungstiefe.

Wie in Abbildung 1 ersichtlich ist, kommt es - in Abhängigkeit der Zeit, der Versenkungstiefe sowie der Temperatur - zu einer Umwandlung von Opal-A in den metastabilen Opal-CT in den reifen Cherts. Als weitere Faktoren sind noch die Chemie des Porenfluids, der pH- Wert des Porenfluids, die Anwesenheit von Tonmineralien sowie die Menge an Organika wichtig. Bezuglich des Ablagerungsmilieus postulierte VON RAD (1974), dass die Umwandlung von Opal-CT in Quarz wesentlich rascher in kalkigem Milieu verläuft als in tonigem. Während der Diagenese kommt es zu einer Verringerung der Porosität, begleitet von Kompaktion sowie gleichzeitiger Auflösung (MURRAY, 1994). Während der Diagenese kommt es je nach Umgebungsgestein zu diagenetischen Fraktionierungerscheinungen. MURRAY et al. (1992) postulierten, daß aufgrund eines Cherteinschlusses in einem karbonatischen Sediment deutlich elementspezifische Fraktionierungen auftreten. Dies gilt vor allem für die Elemente Ca, Mg, Sr, P und Ba. Diese Fraktionierungerscheinungen sind konsistent mit den petrographischen Studien des Deep See Dilling Project sowie dem Ocean Drilling Project (LITERATUR). Mn weist ebenfalls eine gewisse diagenetische Mobilität während der Diagenese von Cherts auf (BRUECKNER & SNYDER, 1985a). Zusätzlich zu den oben genannten Elementen zeigen auch

1. Einleitung

K, Na, Co, Ge, B und V eine gewisse Mobilität während der Diagenese (KEENE & KASTNER, 1974; HEIN et al. 1981b, MURRAY, 1991). Mit großer Wahrscheinlichkeit lässt sich aussagen, dass die Elemente Al, Ti, Fe sowie die Seltenen Erden (REE bzw. SEE) während der Diagenese immobil sind. Das heißt, dass sie sich im Sediment weder an- noch abreichern (MURRAY, 1991). Weiters zeigen Zr- und Hf-hältige Minerale ebenfalls nur eine geringe Anfälligkeit auf Mobilisierung während der Sedimentationsphase, wobei insbesondere der Zr-Gehalt ein Indikator für den terrigenen bzw. dendritischen Input darstellt und somit auf ein Ablagerungsmilieu im kontinentalen Randbereich hinweist.

In den Chert	Dominant	Moderat	Vernachlässigbar
	Si	K, Na, Ge, Co, B	Al, Ti, Fe, REE
	Einbau im Chert	Einbau im Chert	



Foto: LEITNER, W.

Aus dem Chert	Dominant	Moderat	Vernachlässigbar
Wirtgestein	Mn, Ca, Mg, P, Sr, Ba,	V	Al, Ti, Fe, REE
	Abnahme im Chert	Abnahme im Chert	

Abbildung 2: Schematisches Diagramm modifiziert nach MURRAY (1994) basierend auf den Untersuchungen von KEENE & KASTNER (1974), MURATA & LARSON (1975), HEIN et al. (1981a) und BRUECKNER & SYNDER (1985a) basierend auf den Untersuchungen von KEENE & KASTNER (1974), MURATA & LARSON (1975), HEIN et al. (1981a) und BRUECKNER & SYNDER (1985a). Die Abbildung stellt die unterschiedliche An- bzw. Abreicherung bestimmter Elemente während der Diagenese von Cherts dar.

1.4 Historischer Background zum Silexbergbau

Um die Bedeutung dieses mannigfaltigen Werkstoffes zu verstehen, muss man weit in die Frühgeschichte des Menschen zurückgehen. In der Steinzeit (8 bis 5 Jahrtausend v. Chr. (SCHOOP, 1995).) lernten die Menschen Steinwerkzeuge zu bearbeiten und zu benutzen. Silex besitzt als Werkstoff dafür ideale Eigenschaften. Silex hat in etwa dieselbe Härte wie Quarz zwischen 5.5-7 nach Mohs (SCHUMANN, 1990, BOSCH, 1989). Durch den muscheligen Bruch und die relativ leichte Bearbeitung und Formgebung stellt Silex den idealen Werkstoff für diese Zeit dar. Durch das isotrope Verhalten des amorphen, krypto- oder mikrokristallinen Materials lassen sich mittels Schlagen oder Aufbringen von Druck kontrollierte Brüche erzielen. Typisches Merkmal eines solchen Abschlages sind die Wallnerlinien, die sich auf der Bruchfläche ausbilden. Alle diese Eigenschaften führten zu dem frühen Gebrauch als Werkstoff, der für Waffen (Pfeilspitzen, Speere) als auch für Arbeitsgeräte wie Schaber, Messer oder auch Äxte Verwendung fand. Die Bedeutung dieses Werkstoffes drückt sich auch in der archäologischen Literatur aus, wo Silex gerne als „Stahl der Steinzeit“ bezeichnet wird (HAUPTMANN; 1980). Ein weiterer wertvoller Verwendungszweck von Silex, der auch umgangssprachlich als Feuerstein bezeichnet wird, war dass man mittels einem Stück Metall oder Pyrit Funken schlagen konnte und somit Feuer entfachen konnte.

Wie der aufsehenerregende Fund der Gletschermumie „Ötzi“ zeigt, war der Besitz von Werkzeug und Waffen in dieser Zeit ein Statussymbol und implizierte Ansehen und Macht in den sozialen Strukturen dieser Zeit (EGG, 1992). Bei näherer Untersuchung der Gletschermumie, die in die erste Hälfte des 4. Jahrtausend v. Chr. auf Grund von ¹⁴C- Daten datiert worden ist, fanden Archäologen sechs Artefakte aus Silexmaterial, 2 Pfleispitzen, zwei Klingen sowie je einen Bohrer und einen Dolch (GOLDENBERG et al., 1999). Die Einsatzmöglichkeiten von Silexmaterial sind dank seiner Eigenschaften mannigfaltig. So wurden Silexgeräte zur Bearbeitung und Zerkleinerung von tierischer Nahrung und Rohstoffen verwendet (SCHÜTZ et al. 1990). Des Weiteren wurden die scharfen Silexklingen zur Schmuckherstellung genutzt. Sogar im medizinischen Bereich fanden Silexgeräte bereits in neolithischer Zeit Verwendung. Trotz der relativ hohen Häufigkeit von Silex bzw. Hornsteinen und Radiolariten in der Alpenregion sind die steinzeitlichen Abbaue in den Alpen oft in sehr großer Höhe und in schlecht erreichbaren Lagen zu finden. Frühgeschichtliche Silexlagerstätten können grob in 2 Typen unterteilt werden. Dies sind zum Ersten die primären Lagerstätten, wo Silex in situ auftritt. Als ein weiterer Typ von Lagerstätte sind hier sekundäre Lagerstätten zu erwähnen, die als erstes genutzt wurden und als Anzeiger für weitere in-situ Lagerstätten gedient haben. Unter sekundären Lagerstätten fallen Streufunde aus Flüssen und Bächen sowie aus Gletschermaterial wie Moränen, die Silexmaterial enthalten können. Die Qualität

1. Einleitung

dieser Streufunde ist im Regelfall jedoch von geringerer Qualität auf Grund der mechanischen Beanspruchung während des Transports.

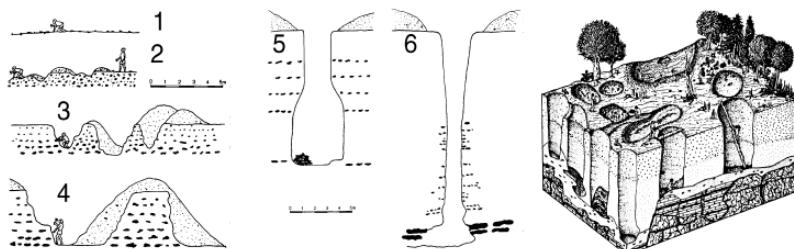


Abb. 1: Obertägiger Silexabbau durch Klauben (1), Gräberei (2), Kuhlen- (3) und Pingebau (4) sowie untertägiger Abbau durch Duckel- (5) und Weitungsbau (6) [nach 32]; Raummodell des Bergwerks von Arnhofen [nach 17]

Abbildung 3: Varianten des Silexabbaus. Durch Klauben (1), graben (2), Kuhlen-Pingenbau (4), sowie Duckel (5) und Weitungsbau (6) nach WEINER (1987). Re eine Abbildung des Bergwerk von Arnhofen, nach RIND (1987).

Die hochgelegenen und exponierten Abbaue deuten auch auf die hohe Relevanz von hochqualitativen Silexmaterial zu jener Zeit hin. Silex muss für eine spätere Verarbeitung einen relativ hohen Reinheitsgrad aufweisen und wenig Fremdmaterial, wie z.B. sekundär gebildeten Kalzit, aufweisen. Daher beschränkten sich die für die damalige Zeit wirtschaftlichen Abbaue auf wenige lokale Stellen.

In Europa sind bislang nach FRIES-KNOBLOCH (2001) 250 vorgeschichtliche Silexbergwerke dokumentiert, wobei in Deutschland 46, in Frankreich 72 und in Italien 28 auszumachen sind. Ein gut dokumentiertes Beispiel für einen steinzeitlichen Abbau konnte LEITNER (2003, 2004, 2006, 2008) im Kleinwalsertal, Vorarlberg nachweisen. Hier wurde für die damalige Zeit Silex im großen Stil abgebaut und es wurde über weite Strecken mit diesem wertvollen Gut, Handel bzw. Tauschhandel betrieben. Ein weiteres Kriterium für die enorme Bedeutung dieses Werkstoffes für die damalige Zeit stellen die weiten Handelswege, über die Silex transportiert worden ist, dar. Ähnlich wie Bergkristall und Obsidian waren dies handelbare Güter von großem Wert und wurden deshalb über den gesamten Alpenraum bis hin zu den südlichen und nördlichen Vorländern transportiert.

Mit der Erfindung der Musketen und Arkebusen wurde dieser Werkstoff wieder vermehrt abgebaut, da man mit diesen Steinen Funken erzeugte konnte. Der im englischen Sprachraum oft verwendete Begriff „flint stone“ leitet sich von der Flint bzw. Flinte ab (Slotta, 1999). Silexbergbau erlangte zu Beginn der Neuzeit eine Renaissance wobei hier ein ausgeprägter monopolistisch betriebener Bergbau bis in die Zeit des 18. und 19. Jahrhundert geführt worden ist. Jeder Herrscher oder Fürst war mit der Erfindung dieser neuen Waffen darauf erpicht, seine Armeen mit „flint stone“ von hoher Güte zu beliefern und zu versorgen.

2. Analytische Arbeitsmethoden

2.1 Probenaufbereitung

Bei den Proben handelt es sich ausschließlich um Silexmaterial. Diese Proben stammen aus diversen Gebieten in den Ostalpen und Südalpen (siehe geographische Beschreibung). Die einzelnen Proben sind intern makroskopisch wie mikroskopisch sehr inhomogen. Das Silex aus einer einzelnen Fundstelle kann auf Grund von kleinmassstäblichen Unterschieden im Chemismus ein sehr breites Spektrum an Farbumschlägen zeigen. Für die Messungen an der Elektronenstrahlmikrosonde wurden runde, 1 Zoll große Elektronenstrahlmikrosondenschliffe angefertigt. Um die Analysen repräsentativ für die ganze Fundstelle zu machen wurden für die Messungen an der Laser ICP-MS mehrere Probenstücke in Epoxydharz eingebettet, wobei sämtliche verschiedene Farbenstufen in einer Tablette eingebettet wurden. Für die Analysen mittels der NAA wurden die Proben zerkleinert und anschließend gemessen. Bei den NAA Analysen wurde hier ein größeres Probenvolumen gemessen. Die einzelnen Analysenmethoden werden in den folgenden Unterkapiteln ausführlich beschrieben.



Abbildung 4: Elektronenstrahlmikrosondenschliff mit Silexprobenmaterial

2.2 Pulverröntgendiffraktometrie:

Die Pulverröntgendiffraktometrie (XRD) wurde für die genaue Identifikation der enthaltenen Mineralphasen, insbesondere der SiO_2 -Modifikationen, genutzt. Für diese Untersuchungen wurde ein Pulverröntgendiffraktometer des Typs AXS-Bruker D-8 verwendet. Bei der röntgenstrahlemittierenden Quelle handelt es sich um ein Kupfertarget mit der Wellenlänge von $\text{CuK}\alpha_{1,2}$: (0.15406 nm). Das Gerät weist eine Parallelstrahloptik auf sowie einen

2. Analytische Arbeitsmethoden

energiedispersiven Zähler. Für die Analysen wurde eine Anregungsspannung von 40 kV sowie eine Beschleunigungsspannung von 40 nA gebraucht, wobei bei den Messungen ein Winkelbereich von 2°-70° in 0,01° Schritten mit einer Verweilzeit von 2 sec. Zählzeit abgefahren wurde. Die Messungen erfolgten stets bei Raumtemperaturen.

2.3 Raman-Spektroskopie

Weiterführende Untersuchungen hinsichtlich der vorliegenden SiO_2 -Modifikationen wurden mithilfe der Raman-Spektroskopie durchgeführt. Bei dem hierbei verwendeten Gerät handelt es sich um ein HORIBA JOBIN YVON LabRam-HR 800 mikro-Ramanspektrometer. Hierbei wurden die Proben mit der 633 nm Emissionsline eines 17 mW He-Ne-Laser durch ein OLYMPUS 100X Objektiv angeregt. Der Laser hatte einen Durchmesser von ca. 1 μm auf der Probenoberfläche und weist eine Energie von ca. 5 mW auf. Die maximale spektrale Auflösung des Ramanspektrometers wurde experimentell mittels der Messungen der Rayleigh Linie ermittelt und beträgt 0.5 cm^{-1} unter der Voraussetzung, dass ein statisches Gitter verwendet wird. Das Licht wird an einem holographischen Gitter mit 1800 Rillen/mm gebrochen und anschließend auf einem 1024 x 256 open electrode CCD-Detektor detektiert.

2.4 Elektronenstrahlmikrosonde (EMPA)

Erste Versuche zur geochemischen Differenzierung der Silexproben wurden mittels der Elektronenstrahlmikrosonde vom Typ JEOL 8100 SUPERPROBE am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck durchgeführt. In einem ersten Schritt wurden hierfür Sondenschliffe mit einem Durchmesser von 1 Zoll (2,54 cm) angefertigt und mit einer Beschleunigungsspannung von 15 kV sowie einem Probenstrom von 10 nA gemessen. Die Messzeiten lagen bei 20 Sekunden am Peak sowie 10 Sekunden am Untergrund. Als Korrekturverfahren wurde das PRZ-Verfahren verwendet. Die Standardisierung erfolgte an natürlichen Mineralphasen wie z.B. Almandin, Bytownit, Quarz und Diopsid als auch an synthetischen Phasen (Al_2O_3). Mittels dieser Standards wurden quantitative wellenlängendisperive Messungen mit einer maximalen Vergrößerung von 30.000-fach durchgeführt, um den Verlust von leicht flüchtigen Elementen wie K und Na möglichst gering zu halten.

Für die Normierung der LASER ICP-MS Daten wurde in unmittelbarer Nähe der Messung mittels der EMPA ein Raster von 200 x 200 μm gemessen, um die auftretenden Inhomogenitäten der Proben zu minimieren und aussagekräftige Daten zu produzieren. Die

2. Analytische Arbeitsmethoden

maximale Auflösung der EMPA liegt bei etwa 0.05 Gew.%, wobei auch eine elementspezifische Abweichung auftreten kann.

2.5 Laser ICP-MS:

Die Laser ICP-MS ist eine hochauflösende ortsaufgelöste analytische Methode, die auf Grund ihrer hohen Präzision und Genauigkeit für Messungen von Haupt-, Neben-, und Spurenelementen verwendet wird und eine fast-zerstörungsfreie Analysenmethode darstellt, was insbesondere für die Untersuchung von archäologischen Artefakten von großer Wichtigkeit ist. Die Untersuchungen der Silexproben wurden an der Karl-Franzens Universität in Graz am Institut für Erdwissenschaften von Ao-Univ. Prof. Dr. Christoph Hauzenberger mit einer Laser ICP-MS (Laser Inductive Coupled Plasma – Mass Spectrometry) durchgeführt. Bei der Laser-ICP-MS handelt es sich um ein NewWave UP 213 ICP-MS Agilent 7500 Gerät. Die Proben werden hierbei mit einem gepulsten Laser bestrahlt, der die Probenoberfläche aufheizt bis die obersten Schichten der Proben verdampfen und im ionisierten Grundzustand vorliegen. Dieses ionisierte Probenmaterial wird anschließend mittels eines Trägergases in ein Massenspektrometer (MS) geleitet und auf Grund der unterschiedlichen Massenzahlen der einzelnen Partikel quantitativ gemessen. Das Material wurde für diese Messungen mit einem 213 nm gepulsten Laser mit 5 Hz bestrahlt, wobei die Analysendurchmesser (spot size) des Lasers 40 μm betrug. Der Laser wurde mit 80 % Laserleistung gefahren, was einer Energie von ca. 7 J/cm^2 auf der Probe entspricht. Als Trägergas wurde Helium verwendet mit einem Fluss von ca. 1,4 l/min . Als Standard wurde das Standardglas NIST610 für die Standardisierung sowie für die Driftkorrektur verwendet. Die Standards NIST610 und BCR-2 wurde als Probe unbekannter Zusammensetzung mitgemessen und konnten jeweils mit einem Fehler von 10 % reproduziert werden. Für die Messungen wurden die in Epoxydharz eingebetteten Proben am Institut für Erdwissenschaften in Graz analysiert. Das gemessene Elementspektrum umfasst hier 42 Elemente von ^7Li , ^9Be , ^{10}B , ^{24}Mg , ^{27}Al , ^{29}Si , ^{43}Ca , ^{47}Ti , ^{51}V , ^{53}Cr , ^{55}Mn , ^{57}Fe , ^{59}Co , ^{60}Ni , ^{63}Cu , ^{66}Zn , ^{69}Ga , ^{85}Rb , ^{88}Sr , ^{89}Y , ^{90}Zr , ^{93}Nb , ^{133}Cs , ^{137}Ba , ^{139}La , ^{140}Ce , ^{141}Pr , ^{146}Nd , ^{147}Sm , ^{153}Eu , ^{157}Gd , ^{159}Tb , ^{163}Dy , ^{165}Ho , ^{166}Er , ^{169}Tm , ^{172}Yb , ^{175}Lu , ^{178}Hf , ^{181}Ta , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U .

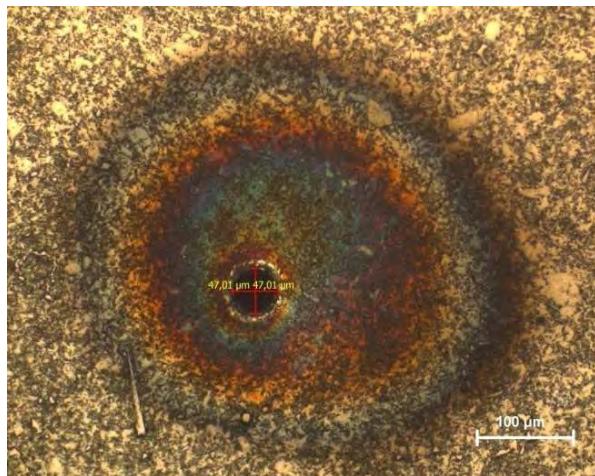


Abbildung 5: Durchlichtaufnahme von einem Messpunkt der Laser ICP-MS

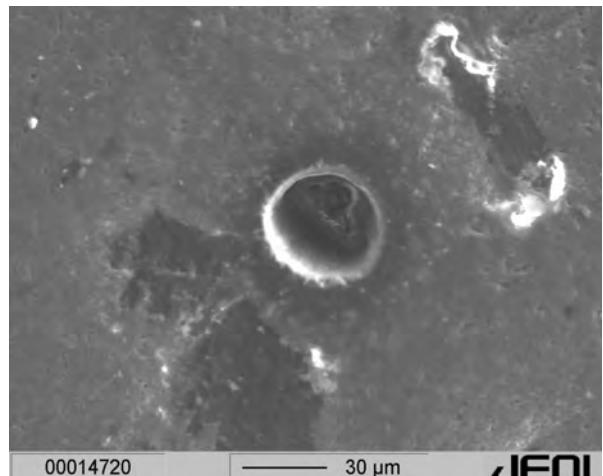


Abbildung 6: Sekundärelektronenbild zeigt das vom Laser abgetragene Probenmaterial in Form eines Loches.

2.6 Neutronenaktivierungsanalyse (NAA)

In einem weiteren Analysenverfahren wurden 11 Silexproben durch Joachim Lutz (PP09) am Curt Engelhorn-Zentrum für Archäometrie in Mannheim mittels der Neutronenaktivierungsanalyse (NAA) durchgeführt. Für die Messung werden die Proben mit thermischen Neutronen bestrahlt, die in einem Forschungsreaktor erzeugt werden, wobei hier ein Gesamtgesteinschemismus ermittelt wird. Die Bestrahlung der Proben erfolgt am TRIGA-Forschungsreaktor des Instituts für Kernchemie der Universität Mainz. Innerhalb der Probe treten durch diese Bestrahlung sogenannte Analytkerne auf und diese treten in Wechselwirkung mit den Neutronen. Je nach Art des Kerns kann es zu einer „Aktivierung“ kommen, wobei die radioaktiven Produkte unter Abgabe von radioaktiver Strahlung (Gammastrahlung) mit der elementspezifischen Halbwertszeit zerfallen und somit qualitativ als auch quantitativ bestimmt werden können. Die Auflösung der NAA ist sehr hoch, wobei die Messgenauigkeit elementspezifisch ist. Für die Analysen des Silexmaterials wurde ein Spektrum von 23 Elementen gemessen, wobei Neben-, und Spurenelemente sowie ein Teil des REE-Spektrums gemessen worden sind. Das analysierte Spektrum umfasst neben Na, K, Co, Fe auch Sc, Cr, Zn, As, Rb, Zr, Sb, Cs, Ba, La, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu, Hf, Ta, Th sowie U, wobei letzteres einen statistischen Fehler bei einem Gehalt von 0.26 ppm von 14 % bei 1σ aufweist, der einer Schwankungsbreite von 0.26 ± 0.038 (max. 0.303 – min 0.226) entspricht. Für die Analysen wurde eine Probenmenge von 200 mg verwendet. Die emittierte Strahlung wird mit einem Gammendetektor vom Typ Coaxial HPGe der Firma Fa. Ortec gemessen.

3. Geographischer Überblick

Die 11 Silexproben wurden von PP 05 von verschiedenen, archäologisch relevanten Fundstellen gesammelt und dokumentiert. Das Gros der Proben wurde aus dem Gebiet des Rofan (Tirol) sowie aus den Gebieten von Groß- bzw. Kleinwalsertal (Vorarlberg) gesammelt. Zwei Proben stammen aus der Region Monti Lessini (NE von Verona, Italien) sowie aus dem Nonstal (Trentino, Italien). Zusätzlich dazu wurde eine geographisch weiter entfernte Probe von der Antonshöhe bei Mauer, Wien untersucht.



Abbildung 7: Geographischer Überblick über die Süd – und Ostalpen sowie die Verbreitung der Silexfunde und Abbaue (Quelle PP05, B. Nutz unveröffentlicht).

Probennummer	Lokalität	Region
GP01	Marulbach	Gr. Walsertal Vorarlberg
GP02	Garsella	Gr. Walsertal Vorarlberg
GP03	Gemseltal	Kleinwalsertal/Vorarlberg
GP04	Gemseltal	Kleinwalsertal/Vorarlberg
GP06	Schneidberg	Rofan/Tirol
GP07	Feuersteinmähder	Kleinwalsertal Vorarlberg
GP08	Schleimsalm	Karwendel/ Tirol
GP09	Juchtenkopf	Karwendel/ Tirol
GP10	Val di Non	Trentino/ Italien
GP11	Monti Lessini	Trentino/ Italien
GP12	Antonshöhe	Mauer Wien

Tabelle 1: Überblick über die Lokalitäten und die Regionen der Silexproben

4. Geologischer Überblick

Die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Proben stammen aus 2 verschiedenen alpinen Großeinheiten. Die Proben GP010 – Val di Non/ Trentino sowie die Probe GP011 – Monti Lessini/ Trentino stammen geologisch betrachtet aus dem Südalpin. Die restlichen 9 Proben - GP01-GP09 sowie GP012 Proben stammen allesamt aus ostalpinen Einheiten.

4.1 Die Geologie im Bereich der Monti Lessini sowie dem Val di Non - Südalpin

Die untersuchten südalpinen Proben stammen aus den Regionen Monti Lessini bzw. dem Nonstal (Val di Non) in Norditalien. Die silexführenden Schichten wurden im Jura und der Kreide abgelagert und stellen Sedimente einer intramarinen Schwelle im Tethysmeer dar, wobei das Gros der stratigraphischen Abfolge aus karbonatischen Ablagerungen besteht. Die hornsteinführenden Schichten sind hier die Schichtglieder Calcari oolitico di San Vigilio sowie der Rosso ammonitico veronese, die eine Schichtmächtigkeit von bis zu 200 m aufweisen können.

Nach PRÉAT et.al. (2006) wird der Rosso Ammonitico Veronese in 3 Einheiten unterteilt den Rosso Ammonitico Inferiore (Unterer Rosso Ammonitico), den Rosso Ammonitico Medio (Mittlerer Rosso Ammonitico und den Rosso Ammonitico Superiore (Oberer Rosso Ammonitico)

4. Geologischer Überblick

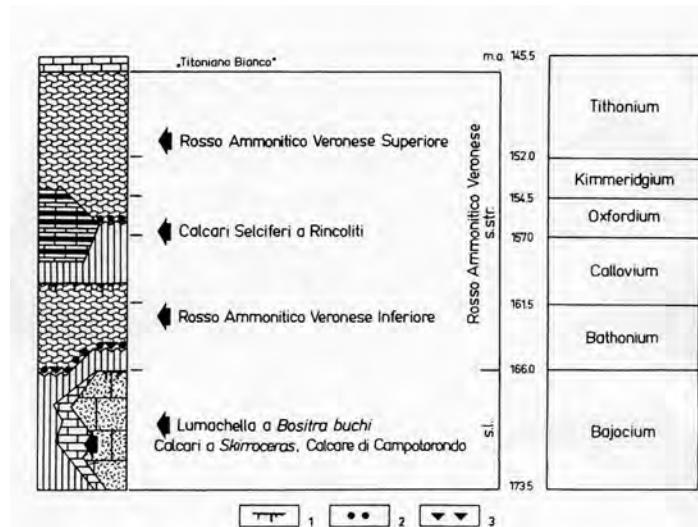


Abbildung 8: Gliederung und Altersstellung des Rosso Ammonitico Veronese nach GEYER (1993).
1=Hartgrund mit Fe/Mn- Kruste, 2= Fe/Mn- Knollen, 3= Stromatolithen.

Überlagert werden diese Schichten von der jurassischen/kretazischen Biancone Formation, die ebenfalls hornsteinführende Horizonte aufweist. Durch das äußerst spröde Verhalten von Silex kommt es im Nahbereich von Störungen zu einem kataklastischen Zerlegen des Primärgefüges einhergehend mit einem Qualitätsverlust für Steinwerkzeuge. Die abbauwürdigen Vorkommen von Silexmaterial im Nonstal befinden sich in der Nähe von Vion und Taio.

Neben dem Monti Lessini ist auch der Monte Baldo als abbauwürdige Region zu nennen, wobei hier auch neuzeitlicher Silexbergbau dokumentiert ist. Geologisch gesehen handelt es sich hier um oberjurassische Bankkalke.

Ferner erwähnenswert ist hier das prähistorische Silexbergwerk von Ceredo. In den Karsttrichtern und Dolinen konnten erhebliche Mengen an Abschlägen und Restkernen gefunden werden. Die Pingen dürften hier wahrscheinlich den bereits existierenden, natürlich auftretenden Trichtern gefolgt sein. Das Pingefeld erstreckt sich über eine Fläche von ca. 12,5 ha (BINSTEINER 1994).

4.2 Die Geologie im Raum Sonnwendgebirge und Rofan –(Ostalpin)

Die Proben aus den ostalpinen Einheiten stammen aus dem Groß- bzw. dem Kleinwalsertal (Vorarlberg) bzw. aus dem Rofan – Sonnwendgebirge und aus dem Karwendelgebirge (Tirol). Das Rofangebirge bzw. das Sonnwendgebirge erstreckt sich nordseitig des Inntales von Wörgl bis nach Kufstein beginnend beim Achensee im W. Geologisch betrachtet stellt das Rofangebirge einen Teil der Nördlichen Kalkalpen (NKA) dar und wird damit dem Oberostalpin (OOA) zugeordnet.

4. Geologischer Überblick

Das Karwendelgebirge breitet sich von der Seefelder- Quersenke nach Osten bis zur Achenseefurche aus. Das Gebirge unterteilt sich morphologische in 4 Ketten, die durch tiefe Täler getrennt sind. Geologisch baut sich das Karwendelgebirge zum Gros aus der Lechtaldecke sowie der der Karwendelschuppenzone (TOLLMANN, 1985) auf. Die Abfolge des Jura weist eine ausgesprochen starke Faziesdifferenzierung einhergehend mit starken Schwankungen der Mächtigkeiten auf.

Tabelle 4: Die Schichtglieder des kalkalpinen Jura

	STUFE	Klastika	Kieselfazies	Mergelfazies	Geschichtete Kalkfazies	Bunter Cephalopodenkalk	Crinoiden-Brachiopodenkalk	Riffkalk
MÄLM	TITHON	Gscheigrabenschichten Loferer Schi. (40 m)			Lerchglk. (200 m) Ammergauer Schi. (Apyrchenk., 800 m)	Hasselbergkalk (Diphysak.) (25 m)		
	KIMMERIDGE	Oberalmers Basisgl., Strub- berg- br.	Tauglbodenbr. (350 m)	Tauglboden Schi. (350 m)	Oberalmers Schichten (800 m) Barmsteink.; Tressensteink. (700 m)	Agathakalk < (Acanthicusk.)	Tegernseer K. (100 m)	
	OXFORD	Rofan- br.	Ruhpoldinger Radiolarit (60 m)				Mühlbergkalk < Steinmühlkalk	
DOGGER	CALLOV					Rotensteinkalk		
	BATHON	Strubberg- schi.						
	BAJOC		Chiemgauer Schi.	Oberste Jung. Allg. (Doggerkiesel- schi.) (> 100 m)			Klausalkalk	
	AALEN			Strubbergchi.			Reitmauer- kalk	
LIAS	TOARC		Oberschreitze (200 m)				Vilserk. s.str.	
	PLIENSBACH	Konglomerate in Allgäuschichten		Kirchsteinkalk (Liaskieselk.)	Allgäuschichten (1580 m)		Weissenhausk.	
	SINEMUR				Ob. Jünger Allg.sch.			
	HETTANG	Kalksburger Sch.			Mittl. Jüng. Allg. Unt. Jüng. Allg.sch.		Laubensteink.	
			Eisensteinbrüche		Mittl. Allg.sch. Ob. Alt. Allg.sch.			
					Unt. Alt. Allg. sch.			
					Scheibenbergkalk (100 m) (Liashornsteinknollenkalk)	Adnete K. (100 m) Bunter Liashcephalopoden- kalk	Hierlatzkalk (100 m) Liashbrachiopodenk.	
						Enzesfelder Kalk		Hochfellnkalk, Rhätoliasrifk.

Abbildung 9: Schichtglieder der alpinen Jura, aus TOLLMANN (1985).

Das Jura der Kalkhochalpen schließt sich hinsichtlich der faziellen Entwicklung an der vorhergehenden obertriassischen Sedimentation an (TOLLMANN, 1985). Dabei kommt es jedoch zu einer Abtrennung von verschiedenen Fazieszonen. Dies sind:

1. Brachiopodenreiche Echinodermen-Spatkalke im Bewegtwasser über Untiefen, oft mit Breccien verbunden.
2. Cephalopodenführende, rote Knollenkalke auf Schwämmen oder in Gebieten reduzierter Sedimentation in der Beckenfazies.
3. Dünnschichtige, pelagische Kalke als Beckensediment oberhalb der Karbonatkompensationstiefe (CCD).
4. Fleckenmergel in der Beckentiefe bei kräftigem Sedimentationsraten.
5. Kieselschiefer und Radiolarite bei sehr geringer Sedimentationsraten in der Beckentiefe, letztgenannte in Räumen unterhalb der Karbonatkompensationstiefe (TOLLMANN, 1985).

Der Ruhpoldinger Radiolarit lässt sich über die gesamten Nördlichen Kalkpalpen verfolgen und stellt somit ein Leitgestein des Untermalms dar.

Im Hangenden Anteil des Ruhpoldinger Radiolarites sind die Radiolarite dunkelgrün bis schwarz und gegen den Liegenden Anteil rot und weisen eine gute Schichtung auf, wobei der

4. Geologischer Überblick

Gehalt der Radiolarien bis zu 80 % betragen kann und nur sehr geringmächtige Tonschiefer auftreten (HALLAM, 1971, S.63) Diese als Ablagerungen der Tiefsee anzusprechenden Sedimente sind folglich auf Grund ihres Sedimentationscharakter geringmächtig. Durch Eingleiten in W-E streichende Spezialtröge, die sich zwischen den Schwälen befinden, kann sich diese Mächtigkeit jedoch zwischen 50 m und maximal 350 m bewegen. DIERSCHE (1978, 1980) konnte dabei herausarbeiten, dass sich im südlichen Trog eine Abfolge von grauem, rotem bis hin zu gleitbrekzienreichem Radiolarit abgelagert hat. Im nördlichen Trog hingegen sind die geringmächtigen, grauen Radiolarite anzutreffen. DIERSCHE (1978) nimmt hier eine Meerestiefe für die Radiolaritbildung von 150-400 m als Obergrenze sowie 2200 m als Untergrenze an. GARRISON & FISCHER (1969) postulieren, dass die Untergrenze bis auf eine Tiefe von 5000 m hinabreichen könnte.

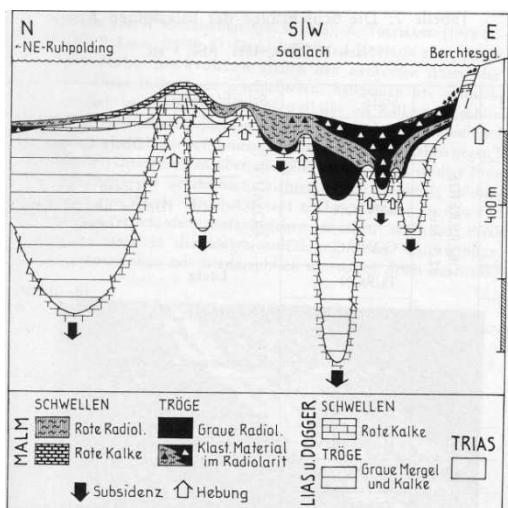


Abbildung 10: Palinspatische Faziesprofil für die spätjurassischen Radiolaritsedimentation in den mittleren Kalkalpen, nach DIERSCHE (1978).

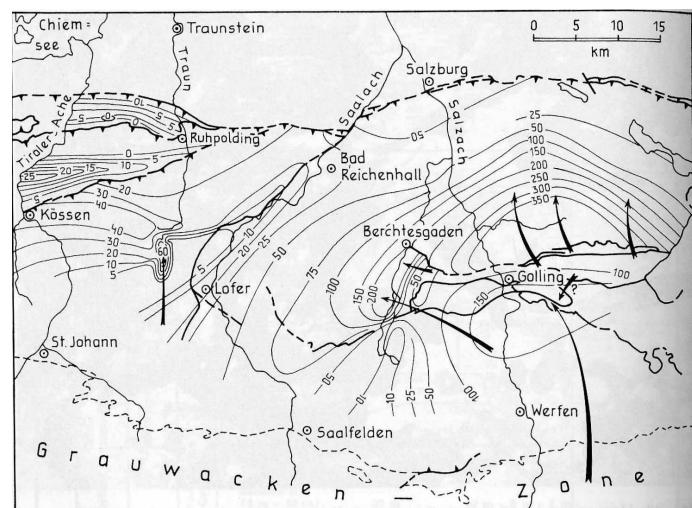


Abbildung 11: Isopachenkarte vom Ruhpoldinger Radiolarit und den Tauglbindenschichten in den mittleren Kalkalpen nach DIERSCHE (1978).

Die Fauna des bathyalen Sedimentes ist sehr arm und weist Radiolarien und sehr selten Foraminiferen auf.

4. Geologischer Überblick

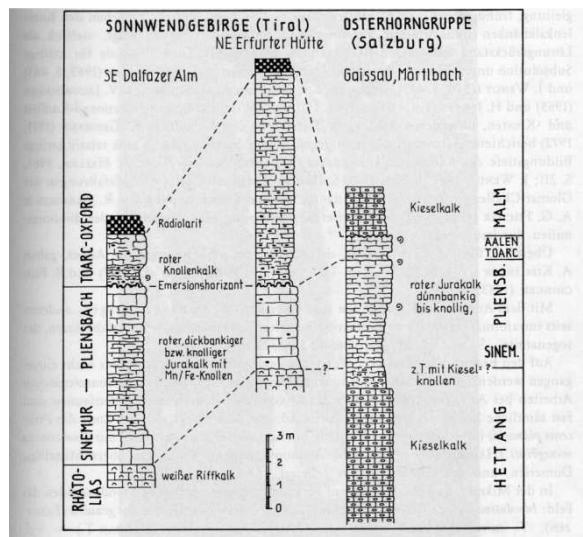


Abb. 37: Profile durch den roten Jurakalk in den westlichen und mittleren Kalkalpen, nach J. WENDT (1969, S. 222; 1971, Abb. 2). Die Profile zeigen die starken Schwankungen im Ausmaß der Kondensation der Rotkalk.

Abbildung 12: aus TOLLMANN (1985).

4.3 Die Geologie im Bereich des Groß- bzw. Kleinwalsertals (Ostalpin)

Im Kleinwalsertal wird die Geologie von 3 größeren, austroalpinen Einheiten dominiert. Im Norden ist das Helvetikum aufgeschlossen, wobei hier der Schrattenkalk über hornsteinführende Horizonte verfügt. Der Schrattenkalk ist eine unterkretazische Ablagerung, wobei hier nach BINSTEINER (2008) Hornsteine und Spiculite auftreten. Die Flyschzone weist hier ebenfalls hornsteinführende Schichten wie die Zementmergelserie, die Hällritzerserie und die Piesenkopfschichten auf (BINSTEINER, 2008). In diesen Schichten treten wiederum Spiculite und Hornsteine auf. In den Einheiten des Oberostalpins treten in diesem Bereich Kieselgesteine in mehreren Formationen auf. Die Aptychenschichten aus dem Malm weisen Hornsteine und Spiculite auf. Die Aptychenschichten werden jedoch den Ammergauer Schichten zugeordnet und stellen die untersten, bunten, leicht mergeligen und pelagischen Kalke der Ammergauer Schichten dar. Während sie im Westen der Kalkalpen normal auf dem Ruhpoldinger Radiolarit auflagern, liegen sie in den östlichen Kalkalpen diskordant bis auf den Hauptdolomit (TOLLMAN, 1966). Ferner ist hier auch wiederum die Ruhpolding Formation als Radiolarit-führende Formation anzuführen. Die Allgäuschichten stellen eine bis zu 1580 m mächtige, mergelige Beckenablagerung des tiefen Jura dar. JACOBSHAGEN (1965) unterteilt diese Allgäuschichten in die Älteren Allgäuschichten, die Mittleren Allgäuschichten und in die Jüngeren Allgäuschichten. Die Älteren Allgäuschichten weisen eine Mächtigkeit von ca. 1000 m auf und werden von gut geschichteten, mittelgrauen Fleckenmergel und Fleckenkalk Serien aufgebaut. Nach GERMANN (1972) bestehen die Mittleren Allgäuschichten aus geringmächtigeren dunklen bis schwarzen Schieferzonen, die zum Teil reich an Bitumen und

4. Geologischer Überblick

Magnan sein können. Die Jüngeren Allgäuschichten wiederum sind aus Spatkalken aufgebaut und weisen im Hangenden einen höheren Kieselgehalt der Mergel-Kalkserien auf (TOLLMANN, 1985). Nach Binstiner (2008) treten im Bereich des Feuersteinmähders die hangenden Anteile der Apychenschicht, die Liegandanteile der Allgäuschichten sowie die Radiolaritabfolgen des Oxfordiums auf. Tektonisch gesehen wird der Feuersteinmähder nach BINSTEINER (2008) durch die Bärenkopf-Synklinale aufgebaut. Durch diesen Faltenbau und durch die Feuersteinaufschreibung kommt es zu einer Verminderung der Güte der auftretenden Silexgesteinen in den tektonisch gestörten Bereichen. So ist die Qualität von Silex an den Schenkeln der Faltenstrukturen und den undeformierten Partien auffallend besser als jener die sich direkt in der Faltenachse befinden.

Der als Kirchsteinkalk bezeichnete Kieselkalk stellt eine Ablagerung des Lias dar und weist eine Mächtigkeit von ca. 200 m auf (TOLLMANN, 1976a). Aufgebaut wird der Kirchsteinkalk aus Kieselschwammnadeln. Die Alllagäuschichten des Doggers setzen sich ohne Unterbrechung in den westlichen Kalkalpen in den Ablagerungen des Lias fort. Im Liegenden des untermalmischen Radiolarites treten im Dogger weiterhin dunkle Kieselschiefer und Kiesekalkserien auf, die nach TOLLMANN (1976a) als Chiemgauer Schichten zu bezeichnen sind. Die Chiemgauer Schichten weisen eine Mächtigkeit von ca. 30-60 m auf.

4.4 Geologie im Bereich der Antonshöhe bei Mauer

Die Antonshöhe bei Mauer wird nach PREY (1987) als eine Klippe von Typ St. Veiter Klippe zugeordnet. Die St. Veiter Klippenzone wird großgeologische dem östlichen Abschnitt der Flyschzone zugeordnet. Die St. Veiter Klippen-Tiergarten Klippenzone wird tektonisch gegenüber der Grestener Klippenzone in der Hauptklippenzone des Wienerwaldes abgegrenzt. Die St. Veiter Klippenzone weist keine Verbindung mit der Grestenener Klippenzone im Untergrund auf, sondern zeigt vielmehr ein sich in den pienidischen Klippen der Westkarpaten fortsetzendes Elemente wieder (TOLLMANN, 1963). Nach PREY (1975) ist die St. Veiter Klippenzone jedoch nicht ein Teil der Laaber Decke sondern als ein Lappen der Kahlenberg Decke zu interpretieren.

5. Makroskopische Beschreibung der Chertproben

Die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Proben zeigen typische Eigenschaften von siliziklastischen Sedimenten. Die makroskopisch erkennbaren Farben können sich in engständigem Maßstab verändern sowie stark umschlagen. Zusätzlich zeigen die Proben das typische Bruchverhalten von Silexmaterial. Abgesehen von den starken Schwankungen des Farbspektrums zeigen manche Proben (siehe Abb. GP01) deutlich erkennbare postsedimentäre Kalzitadern, die sich entlang von Rissen und kleineren Klüften abgelagert haben.

GP01:	GP01 besteht aus schwarzer sowie grünlich- rötlicher Grundmasse. Zum Teil sind einzelne Adern aus Kalzit sichtbar, die jedoch als sekundäre Produkte anzusehen sind.
GP02:	Hauptsächlich dunkelrötliche Grundmasse sowie leicht grünlich. Enthält grau-bläuliche Fragmente.
GP03:	Gräulich, bläuliche sowie grünliche Fragmente, die einen leichten Farbumschlag ins gelbliche zeigen. Zum Teil treten auch rötlich Chertfragmente auf.
GP04:	Grau-bläuliche Grundmasse mit rötlichen Anteilen.
GP06:	Kaminrote Fragmente sowie hellrötlich – bis blassbräunlich sowie hellgrünliche – leicht gräuliche Grundmasse.
GP07:	Grünlich, graue sowie dunkelblau bis schwarze Grundmasse sowie smaragd-grünliche und rötliche, ziegel- bis dunkelrötliche Fragmente.
GP08:	Vorwiegend rötlich-bräunliche bis dunkelrote Grundmasse.
GP09:	Vorwiegend dunkelblaue bis schwarze Grundmasse.
GP010:	Hellrötliche sowie hellblaue und hellbräunliche Grundmasse.
GP011:	Hellgraue bis blau-graue sowie hellbräunliche Grundmasse mit z.T. ausgeprägter Cortex.
GP012:	Dunkel bis hellrötliche sowie mergelfabrig, hellgraue Grundmasse.

5. Makroskopische Beschreibung der Chertproben



Abbildung 13: Makroskopische Aufnahme der Probe GP07, Kleinwalsertal. Die Farbübergänge schwanken von bläulich-grün über schwarz bis hin zu dunkelrot



Abbildung 14: Makroskopische Aufnahme der Probe GP01, Großes Walsertal. Deutlich zu erkennen sind hier die postsedimentären Kalzitadern, die den Silex durchziehen. Die Farben bewegen sich hier zwischen ziegelrot bis dunkelgrau- schwarz



Abbildung 15: Makroskopische Aufnahme der Probe GP04, Rofangebirge. Das Farbspektrum bewegt sich zwischen gräulich-grün bis hin zu einem matten ziegelrot. Zum Teil ist an den Fragmenten noch ein Cortex zu erkennen.



Abbildung 16: Makroskopische Aufnahme der Probe GP06, Rofangebirge. Das hier abgebildete Farbspektrum enthält nicht die ganze farblich auftretende Palette, wobei die Farben zwischen rötlich und gräulich-grün wechseln.

6. Mikroskopische Beschreibung der Proben

Für die mikroskopischen Untersuchungen wurden die 4 Elektronenstrahlmikrosondenschliffe verwendet. Hierbei wurden die Proben GP01- Marulbach/ Großes Walsertal, GP05 – Grubalacke/ Rofan, GP06- Scheidberg/Rofan sowie die Probe GP07 – Feuersteinmähder mit einem Durch – und Auflichtmikroskop der Firma Leica untersucht.

Unter dem Mikroskop betrachtet zeigen sich die Inhomogenitäten besser als bei makroskopischer Betrachtungsweise. Durchlichtaufnahmen bei gekreuzten Nicols zeigen sehr feinen, mikrokristallinen Quarz. Größere Mineralkörper fehlen hier vollständig. Die Matrix ist sehr feinkörnig und weist einen schwankenden Gehalt an Mikrofossilien auf. Entlang von Rissen und Spalten tritt zum Teil Kalzit als Füllung auf, wobei dieser Kalzit nicht synsedimentärer Natur ist, sondern wahrscheinlich als spätere postdiagenetische Bildung anzusehen ist.



Abbildung 17: Durchlichtaufnahme der Probe GP07 - Feuersteinmähder. Entlang eines Risses tritt hier Kalzit auf. Die Matrix besteht hier aus mikrokristallinem Quarz



Abbildung 18: Durchlichtaufnahme bei gekreuzten Nicols. Die mikrokristallinen Quarze sind gut zu erkennen sowie die anomalen Interferenzfarben des Kalzits

Die primäre Schichtung ist zum Teil noch erhalten und lässt sich aus dem Gefüge gut rekonstruieren.

6. Mikroskopische Beschreibung der Proben

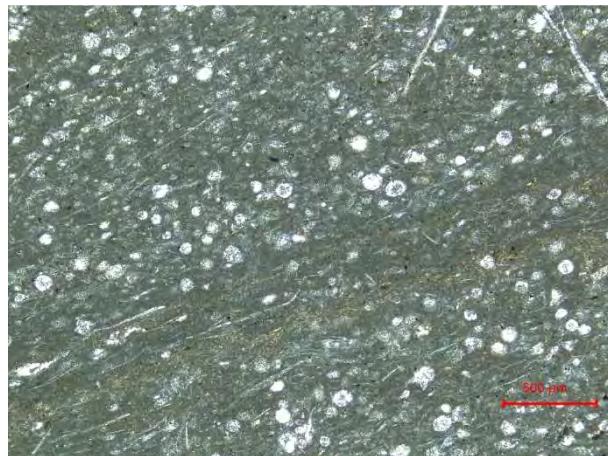


Abbildung 19: Durchlichtaufnahme der Probe GP06. Deutlich ist die primäre Schichtung zu erkennen sowie die im Mikromaßstab auftretenden Inhomogenitäten.

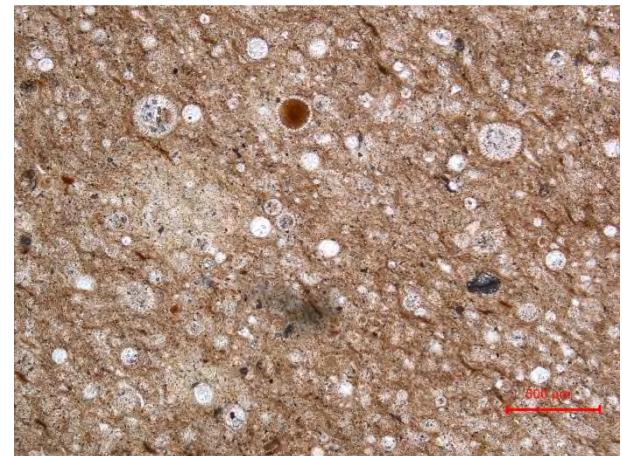


Abbildung 20: Durchlichtaufnahme der Probe GP05. Eine primäre Schichtung ist auch hier zu erkennen sowie der zum Teil hohe Fossilgehalt.

Bei gekreuzten Nicols erkennt man eindeutig die mikrokristallin vorliegende Quarzmatrix. Im inneren Bereich der Radiolarien treten relativ größere Quarzminerale auf, die radialförmig nach innen hin den Hohlraum verschließen.



Abbildung 21: Durchlichtaufnahme der Probe GP07. Die primäre Schichtung ist noch leicht zu erkennen. Des Weiteren dringt hier wiederum Kalzit in den Silex ein.



Abbildung 22: Durchlichtaufnahme bei gekreuzten Nicols der Probe GP07. Gut zu erkennen sind die mikrokristallinen Quarze, die wiederum die Grundmasse bilden. Entlang eines Risses drang Kalzit postsedimentär ein.

6. Mikroskopische Beschreibung der Proben

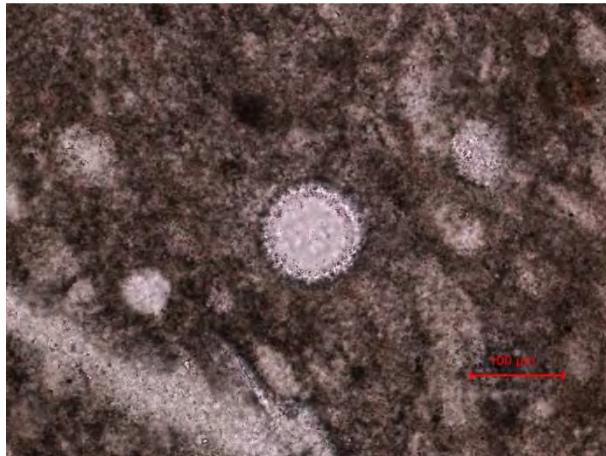


Abbildung 23: Durchlichtaufnahme von der Probe GP01. Im Innenraum dieser Spumellaria befindet sich Quarz.

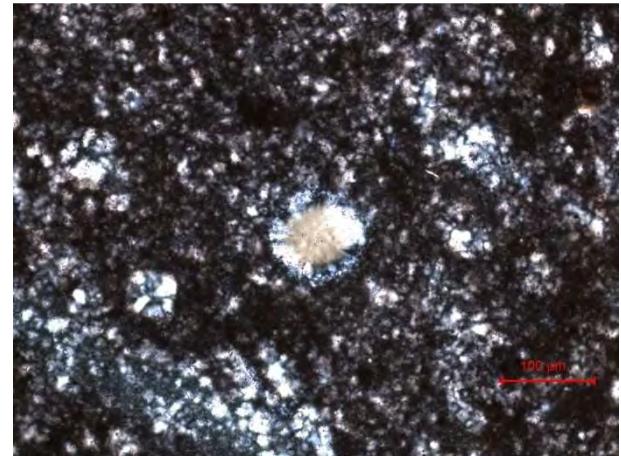


Abbildung 24: Durchlichtaufnahme bei gekreuzten Nicols der Probe GP01. Mikrokristalliner Quarz bildet hier die Grundmatrix. Im Innenraum der Spumellaria zeigt sich deutlich das radialförmige Wachstum von Quarz in den Hohlraum.

Bei den Untersuchungen konnten zudem einzelne mit Pyrit umkrustete Radiolarien ausgemacht werden. Die Inkrustierung mit Sulfiden wird auf anoxische Bedingungen zurückgeführt bzw. auf einen Überschuss an S im Sediment sowie schwefelreduzierende Bakterien, die zur Bildung von Framboidpyriten führen können (siehe WIGNALL et al., 2005; ZHOU & JIANG, 2009). Bei der Inkrustierung mit Pyrit werden die feinen Strukturen der Radiolarien kaum zerstört und sind daher noch sehr gut erkennbar.

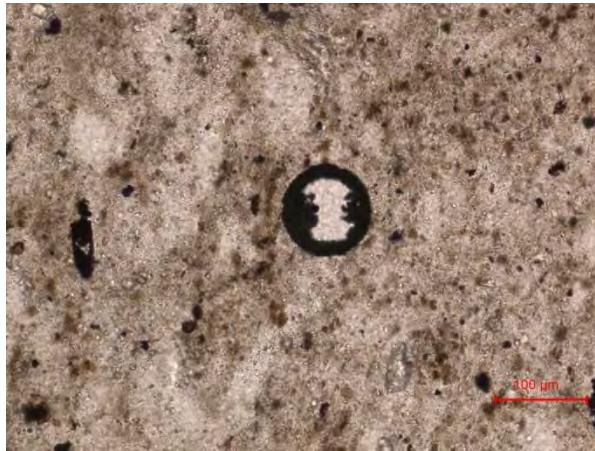


Abbildung 25: Durchlichtaufnahme der Probe GP07. Die Spumelaria ist unter dem Auflichtmikroskop opak. Die bräunliche Matrix besteht aus mikrokristallinem Quarz.



Abbildung 26: Auflichtaufnahme der Probe GP07 bei leicht gekreuzten Nicols. Detailaufnahme der zur linken Seite abgebildeten Spumelaria. Der unter dem Durchlichtmikroskop opake Rand besteht aus Pyrit(FeS_2).

Des Weiteren konnten bei den Untersuchungen mittels der Elektronenstrahlmikrosonde neben Sulfiden auch Ti-Oxide festgestellt werden, wobei es sich hier eine TiO_2 - Modifikation handelt. Anhand von backscattered electron (BSE) Bildern konnten keine signifikanten Unterschiede

hinsichtlich der Quarzmatrix ausgemacht werden. Zusätzlich konnten kleinere ca. 5-10 μm große kugelige Aggregate von Sulfiden ausgemacht werden (siehe Abb. 27). Deren Bildung wird wiederum auf lokale anoxische Bedingungen zurückgeführt.

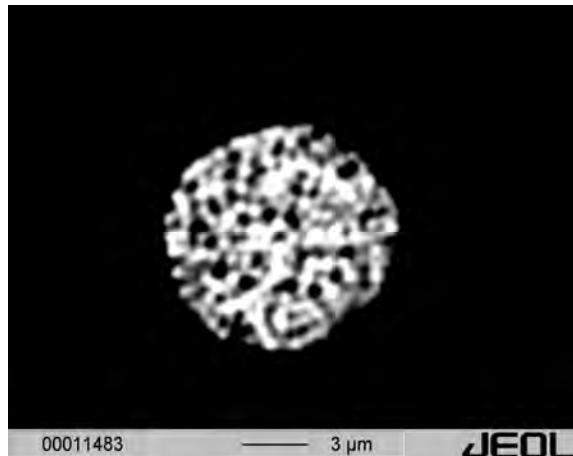


Abbildung 27: BSE-Aufnahme eines aus Pyrit bestehendem kugeligem Aggregat, das als Framboidpyrit anzusehen ist.

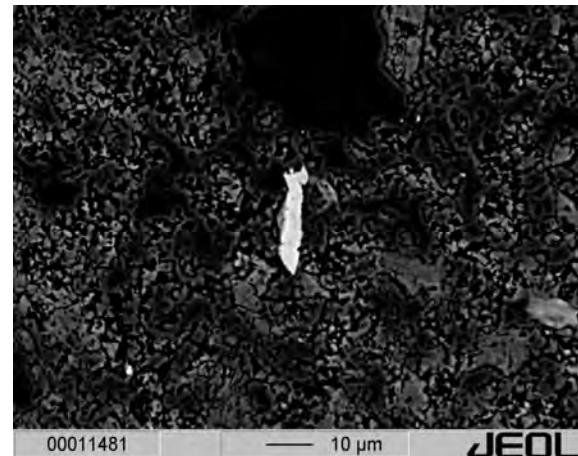


Abbildung 28: BSE-Aufnahme einer Rutinadel (helle längliche Form).

7. Analysenauswertung

7.1 Pulverröntgendiffraktometrie (XRD)

Ausgewählte Proben wurden für die weitere Phasenidentifikation mittels der Pulverröntgendiffraktionmetrie untersucht. Die Hauptgemengeanteile der Proben, GP01- Marulbach/ Großes Walsertal, GP03 – Glemsatal/ Kleinwalsertal, und GP06- Scheidberg/ Rofan unterscheiden sich hierbei kaum, wobei hier fast ausschließlich Quarz und Kalzit auftreten sowie kleinere Spuren von Muskowit. Aus dem Diffraktogramm jedoch sind keinerlei Reflexe von amorphen SiO_2 -Modifikationen wie Cristoballit, Moganit oder Opal-CT bzw. Opal-A zu erkennen. Der Untergrund tendiert bei niedrigem 2-Theta zu höheren Werten, wobei das Untergrundrauschen der Proben in der Gesamtheit gering ist.

7. Analysenauswertung

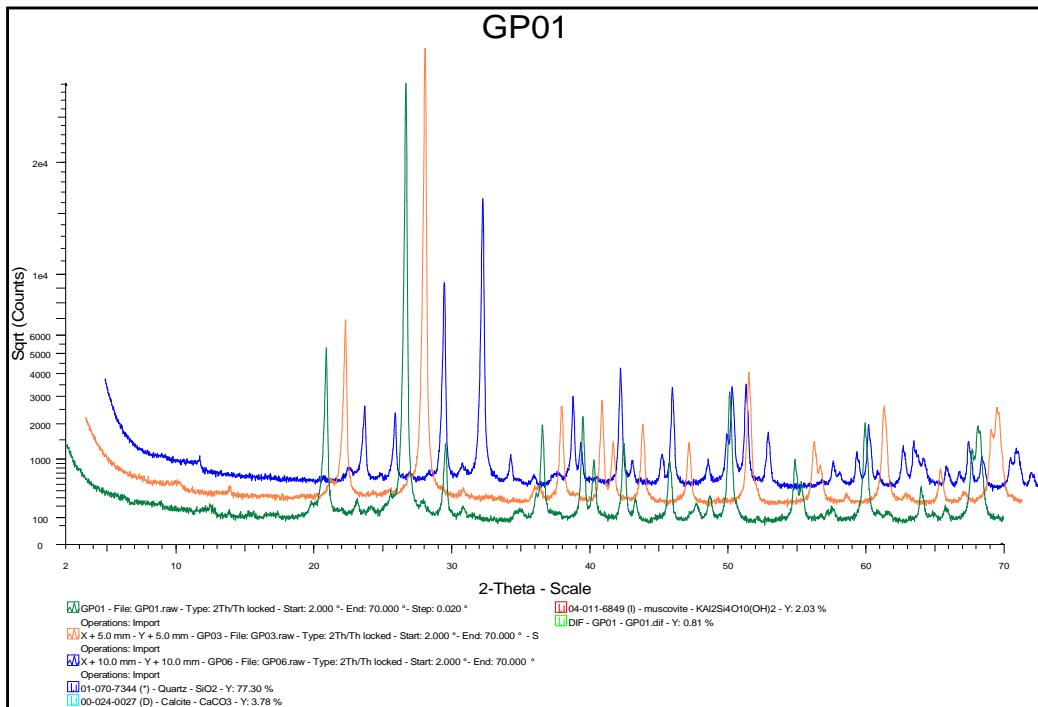


Abbildung 29: Diffraktogramm von 3 ausgewählten Proben (GP01- grün, GP03- orange und GP06- blau).

7.2 Ramanspektroskopie

Für die genauere Identifikation der SiO₂-Modifikation wurden drei Proben mittels eines Ramanspektrometers untersucht. Das Ramanspektrometer bietet sich hier als eine einfache und schnelle analytische Methode mit hoher spektraler Auflösung für die Unterscheidung von verschiedenen polymorphen Mineralien an. Die Untersuchungen mit dem Ramanspektrometer wurden an 3 Proben vollzogen, wobei hierbei jeweils ein indikativer Bereich kartiert (mapped) wurde. Aus der südalpinen Probe GP010 – Val di Non/ Trentino wurde ein braunes Fragment untersucht und aus der ostalpinen Probe GP04 – Gemstal/ Kleinwalsertal wurde ein grünliches Fragment untersucht. Bei der Probe GP012 – Antonshöhe bei Mauer wurde eine beiges Fragment zur Untersuchungen herangezogen.

Bei diesen Mappings wird ein ausgewählter Bereich automatisiert von dem Gerät angefahren und mit der zuvor eingestellten Auflösung gemessen. Dabei lässt sich eine visuelle Darstellung der verschiedenen Spektren darstellen.

KINGMA & HEMLEY (1994) konnten mittels der Ramanspektroskopie deutliche Unterschiede in den Ramanspektren von SiO₂-Modifikationen nachweisen. Die Ramanspektren der untersuchten Modifikationen wie α -Tridymit, α -Kristoballit, Coesit, α -Quarz und Moganit weisen stark unterschiedliche Verteilung der Peakpositionen auf. Moganit ist monoklin und weist starke Ramanbanden bei 501, 220 und 129 cm⁻¹ sowie schwächeren Ramanbanden im Bereich von 250-480, 650-850 und 1040-1210 cm⁻¹ (KINGMA & HEMLEY, 1994)

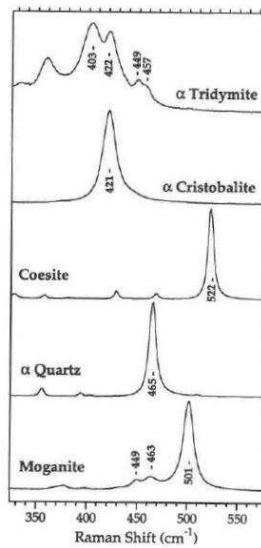


Abbildung 30: aus KINGMA&HEMLEY (1994). Darstellung der verschiedenen SiO_2 -Modifikationen und ihre unterschiedlichen Peaks

Die schwachen Peaks oberhalb von 600 cm^{-1} sind in Zusammenhang mit den Si-O Strettschwingungen zu setzen. Die Peaks unterhalb von 400 cm^{-1} gründen in der O-Si-O Drehungsvibration. Die stärksten Banden, die im Bereich von $400-530 \text{ cm}^{-1}$ auftreten sind Si-O-Si symmetrische Biegeschwingungen (KINGMA & HEMLEY, 1994). Der Vergleich mit α -Quarz ist auf Grund der vielfachen Überlagerungen und der strukturellen Elemente nur sehr schwer herbeizuführen. α -Quarz weist eine breite, niederfrequente Bande bei 206 cm^{-1} auf, die jedoch nicht in Coesit, Tridymit und Kristoballit anzutreffen ist. (KINGMA & HEMLEY, 1994). Der stärkste Unterschied zwischen Quarz und Moganit ist die Position der stärksten Banden. Bei Quarz liegt die Position der stärksten Bande bei 463 cm^{-1} . Die stärkste Bande bei Moganit liegt bei 501 cm^{-1} (KINGMA & HEMLEY, 1994). Die Verteilung von Moganit und Quarz bei farblich unterschiedlichen sowie gebankten Cherts kann sehr stark schwankend sein.

7. Analysenauswertung



Abbildung 31: Auflichtaufnahme des gemapten Bereichs der Probe GP010. Das türkise Quadrat stellt die Grenzen dar.

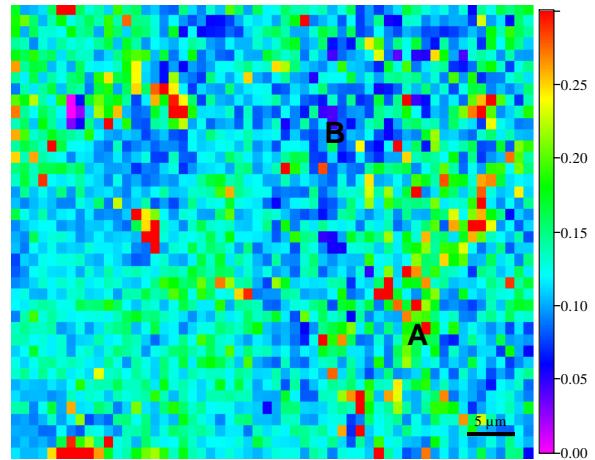


Abbildung 32: Abbildung des Verhältnisses von der Intensität der Ramanbanden von Moganit bei 501 cm^{-1} zu Quarz bei 465 cm^{-1} . Auf der y-Achse ist das Verhältnis der Peakintensität von $I_{501(\text{Mo})}/I_{465(\text{Qz})}$ dargestellt. Die Pixelgröße beträgt $1\text{ }\mu\text{m}$.

Der mikroskopisch homogene Bereich der Probe GP010 erscheint in bei visueller Darstellung der Moganit (501 cm^{-1}) und Quarzbanden (465 cm^{-1}) deutlich heterogen.

Das Mapping der Probe GP010 wurde mit einer Pixelgröße von $1\text{ }\mu\text{m}$ durchgeführt. Für die Messungen wurde der grüne Laser mit einer Wellenlänge von 514.532 nm verwendet. Das Mapping zeigt eine unregelmäßige Verteilung der Moganit- und Quarzbanden, wobei der Übergang keinen klaren Grenzen folgt.

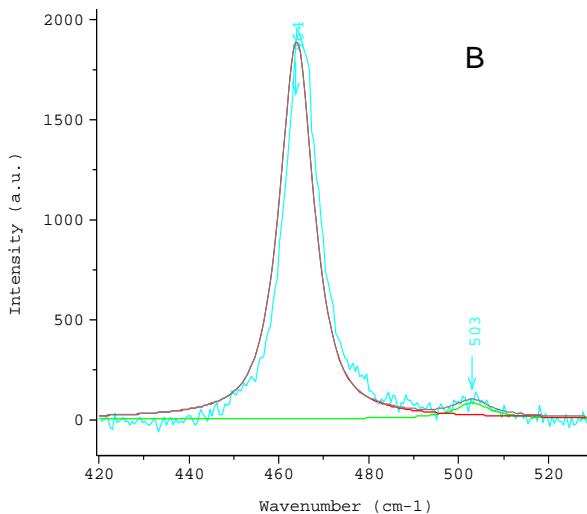


Abbildung 33: Ramanspektrum der Probe GP010 von 440 bis 520 cm^{-1} . Bei 465 cm^{-1} tritt die stärkste Bande von α -Quarz auf. Dieses Spektrum entspricht in der Abbildung 32 dem Punkt B.

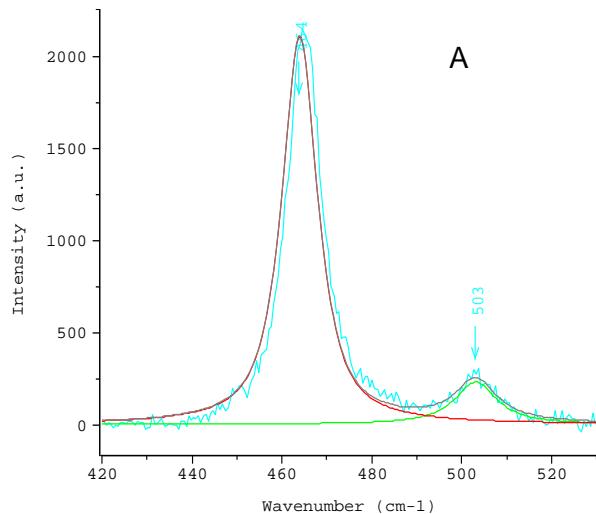


Abbildung 34: Ramanspektrum der Probe GP010 von 440 bis 520 cm^{-1} . Bei 465 cm^{-1} tritt wiederum die starke Bande von Quarz auf. Bei 501 cm^{-1} tritt jedoch die stärkste Bande von Moganit auf. Dieses Spektrum entspricht in der Abbildung 32 dem Punkt A

7. Analysenauswertung



Abbildung 35: Auflichtaufnahme der Probe GP04. Das Mapping weist eine rundliche Form auf. Auffallend hierbei ist der innere Bereich der eine glatte Oberfläche ohne Schleifkratzer aufweist

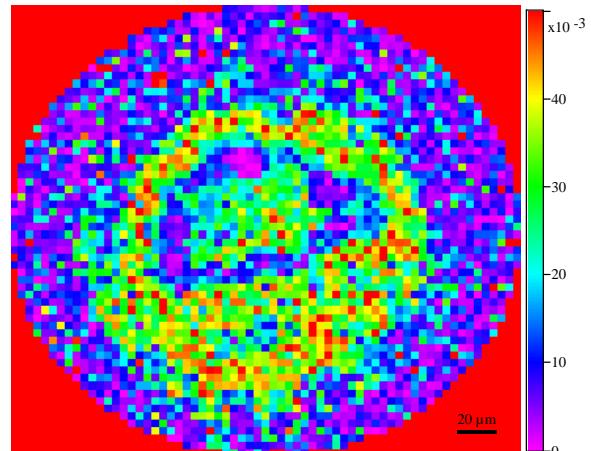


Abbildung 36: Mapping der Probe GP04. Das Mapping weist eine rundliche Form auf. Das Mapping spiegelt wiederum das Verhältnis der für Moganit und Quarz typischen Banden bei 501cm^{-1} sowie 465 cm^{-1} . Die Pixelgröße beträgt $4\mu\text{m}$.

Bei der Probe GP04 - Gemseltal/ Kleinwalsertal sind im polierten Dickschliff mikroskopisch rundliche Flächen, welche keinerlei, beziehungsweise nur sehr geringe Schleifkratzer aufweisen, erkennbar. Das Mapping wurde mit einer Pixelgröße von $4\mu\text{m}$ aufgenommen sowie mit einem grünen Laser mit einer Wellenlänge von 514.532 nm . Auf Grund dieser markanten Erscheinung wurde dieser runde Bereich mittels des Raman-Spektrometers hinsichtlich der Bestimmung der genauen SiO_2 -Modifikation untersucht. Wie bei dem Mapping der Probe GP010 konnten auch in der Probe GP04 wiederum Unterschiede in den Verhältnissen von der Moganit- zu Quarzbande ausgemacht werden. Die kreisförmige Anordnung von höherem Moganit zu Quarz ist sehr auffallend.

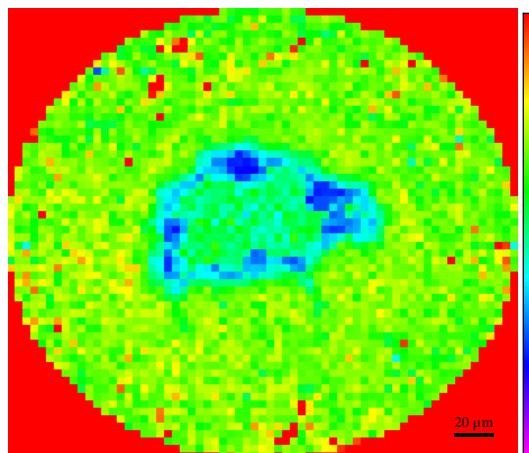


Abbildung 37: Mapping der Probe GP04. Hier dargestellt ist die Peakhalbwertsbreite der Quarzbande bei 465 cm^{-1}

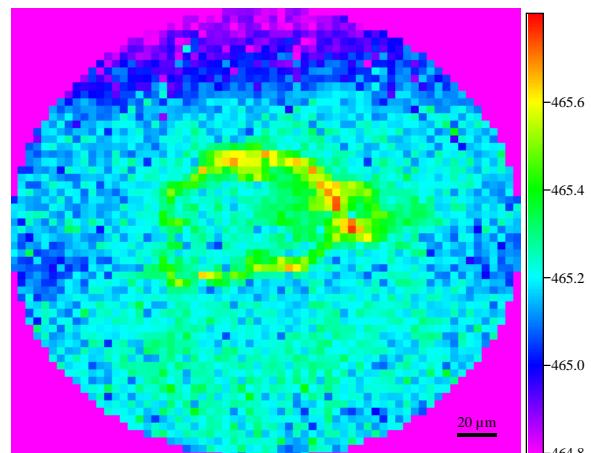


Abbildung 38: Mapping der Probe GP04. Diese Abbildung zeigt den Ramanshift der Quarzbande bei 464 cm^{-1}

7. Analysenauswertung

Die Peakhalbwertsbreiten sowie die Ramanshift der Quarzbande bei 464 cm^{-1} lassen sich gut in Übereinstimmung mit den Verhältnissen von Moganit- zu Quarzbanden bringen. Der innere Ring weist ein geringes I_{464}/I_{503} Verhältnis auf. Gegenläufig dazu lässt sich eine Abnahme der Peakhalbwertsbreite der Quarzbande bei 464 cm^{-1} sowie einen Ramanshift zu höheren Wellenzahlen bei der Ramanbande 464 cm^{-1} feststellen.

Bei der Probe GP012 – Antonshöhe bei Mauer handelt es sich um Probenmaterial, das geologisch in einem völlig anderen Setting auftritt, weshalb hier eine abweichende Zusammensetzung zu erwarten gewesen ist. Die geologischen Verhältnisse im Raum Antonshöhe bei Mauer sind im Kapitel 4.4: Geologie im Bereich der Antonshöhe bei Mauer, ausführlich beschrieben. Bei der Probe GP012 wurde wiederum ein marktaner, annähernd kreisrunder Bereich für die Untersuchungen mit dem Ramanpektrometer herangezogen. In diesem Bereich treten kaum tiefe Kratzer auf. Dieses Ramanmapping wurde jedoch im Unterschied zu jenen der Proben GP04 und GP010 mit einem roten Laser, der eine Wellenlänge von 623.817 nm aufweist, durchgeführt. Wie bereits bei dem Ramanmapping der Probe GP04 zu erkennen war, kommt es auch bei der Probe GP010 zu kreisrunden Intensitätsunterschieden zwischen der Moganit und Quarzbanden.



Abbildung 39: Auflichtaufnahme der Probe GP012. Der türkis umrahmten Bereich stellt jenen des Ramanmappings dar. Die gestrichelte Linie verläuft parallel zu einem Schleichtkratzer.

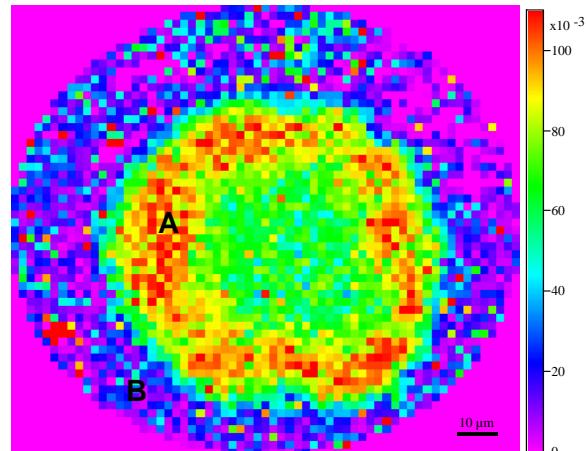


Abbildung 40: Ramanmapping der Probe GP012. Dargestellt ist hier das Verhältnis der typischen Moganit zu der Quarzbanden bei 465 cm^{-1} . Der äußerste Bereich weist kaum Moganitkomponente auf. Der äußerste Bereich weist keine signifikanten Moganitbanden auf.

7. Analysenauswertung

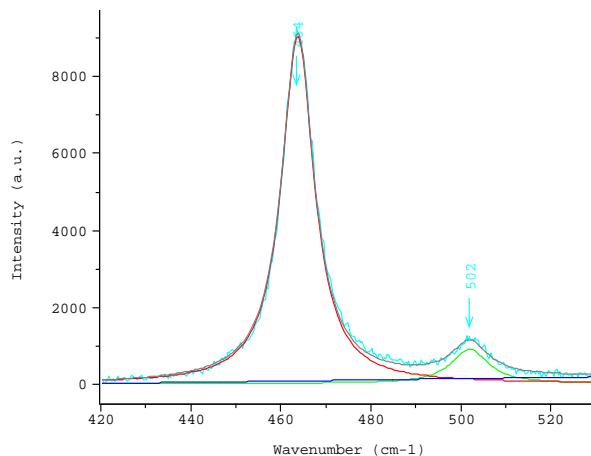


Abbildung 41: Ramanspektrum der Probe GP012. Neben der typischen Quarzbande bei 465 cm^{-1} tritt bei 502 cm^{-1} die für Moganit typische Ramanbande auf. Diese Aufnahme entspricht dem Punkt A auf der Abb.:40

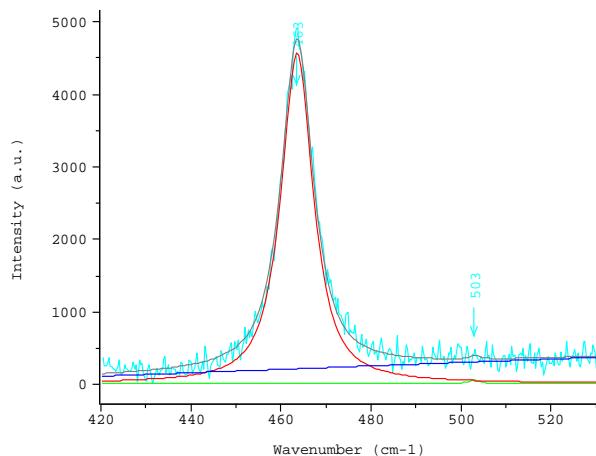


Abbildung 42: Ramanspektrum der Probe GP012. Die Moganitbande bei 502 cm^{-1} ist hier äußerst schwach ausgebildet. Diese Spektrum entspricht in der Abbildung 40 dem Punkt B

Des Weiteren lassen sich durch den Schleifprozess hervorgerufene Kratzer anhand der Peakhalbwertsbreiten sowie aus dem Ramanshift der Quarzbande bei 465 cm^{-1} erkennen. Auf den unteren Ramanmappings lassen sich diese linearen Strukturen sehr gut erkennen, die makroskopisch kaum auszumachen sind. Eine mögliche Ursache für die Abnahme der Ramanshift sowie die Zunahme der Peakhalbwertsbreite innerhalb dieser Schleifspuren könnten Kristalldefekte sowie Spannungsdifferenzen sein, die durch die unterschiedlichen SiO_2 -Modifikationen hervorgerufen wird.

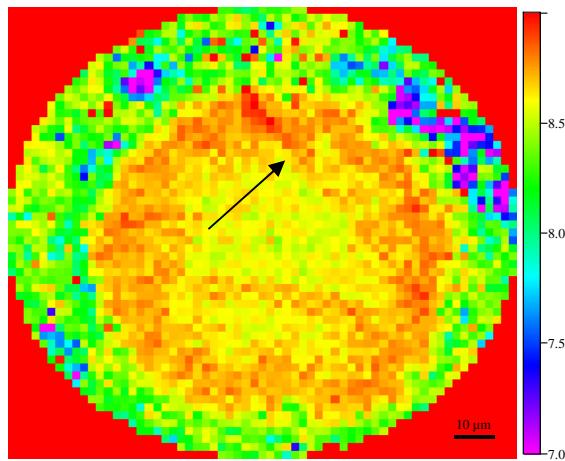


Abbildung 43: Ramanmapping der Proben GP07. Dargestellt ist hier die Halbwertsbreite der Ramanbande 465 cm^{-1} von Quarz. Die lineare Struktur (Schleifkratzer) spiegelt sich in einer Erhöhung der Halbwertsbreite wieder.

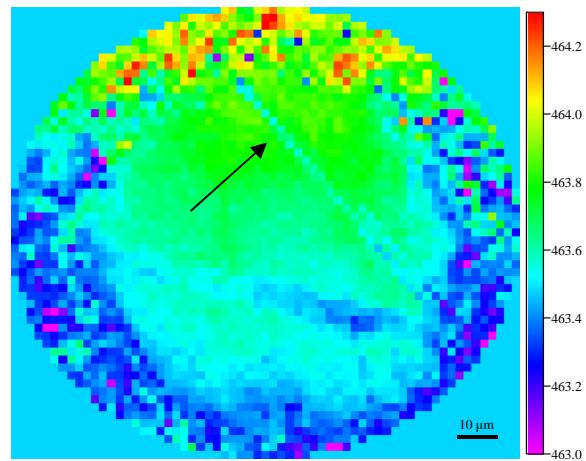


Abbildung 44: Ramanmapping der Proben GP10. Dargestellt ist hier der Ramanshift der Ramanbande von Quarz bei 465 cm^{-1} . Die durch den Schleifkratzer hervorgerufenen Kristalldefekte gehen mit einer Ramanshift zu niedrigeren Wellenzahlen einher.

Die Untersuchungen des Phasenbestandes mit dem Ramanspektrometer liefern wichtige Hinweise für das Verständnis der Diagenese von Silex. Für die Untersuchungen der

7. Analysenauswertung

Silexproben wurde hierbei jeweils eine Probe aus einer der drei divergierenden geologischen Settings ausgewählt. Zum ersten wurde hier die südalpine Probe GP010 – Val di Non hinsichtlich des Phasenbestandes untersucht. Die optisch homogen wirkende Probe zeigt hinsichtlich des I_{503}/I_{464} eine fleckige und unregelmäßige Zonierung. Andere SiO_2 -Modifikationen, wie Kristoballit, Opal- A oder Opal-CT konnten nicht nachgewiesen werden. Bei der Proben GP010 bildet α -Quarz den Hauptanteil mit untergeordnetem Auftreten von Moganit. Die Probe GP04 wurde am Ramanspektrometer als repräsentative Proben für anderen ostalpinen Proben aus dem Raum Rofangebirge sowie Groß- und Kleinwalsertal untersucht. Die dominierende Mineralphase ist hier wiederum α -Quarz. Die Probe GP012 – Antonshöhe bei Mauer zeigt dieselben Muster, wie sie die Proben GP04 und GP010 zuvor aufwiesen. Zusätzlich zu den erhaltenen Daten bezüglich des genauen Phasenbestands lassen sich mittels dieses Ramanmappings strukturelle Defekte unter Einbindung von dem Ramanshift sowie der Halbwertsbreite der spezifischen Banden von Quarz eindeutig ausmachen.

An den im Auflichtmikroskop erkennbaren rundlichen Stellen wurde ein Ramanmapping angefertigt mit dem Ergebnis, dass sich die äußere Begrenzung durch einen hohen Anteil an Moganitkomponente auszeichnet. Dieser Bereich wird als ein reliktischer Schalenrest einer Radiolarie interpretiert. Im inneren Bereich des rundlichen Querschnittes ist wiederum eine Abnahme der I_{503}/I_{464} zu erkennen. Als mögliches Bildungsszenario könnte sein, dass sich die Schalenreste im Vergleich zu der umgebenden Matrix langsamer in α -Quarz umwandeln, der der reifesten SiO_2 - Modifikation entsprechen würde.

Abschließend lässt sich festhalten, dass es sich bei der Ramanspektrometrie um ein kostengünstiges und schnelles Analyseverfahren handelt um den genauen Phasenbestand zu ermitteln. Die dominante Phase in sämtlichen untersuchten Proben ist α -Quarz wobei untergeordnet Moganit noch als SiO_2 - Modifikation in unterschiedlichen Mengen auftritt. Der Absolutgehalt an Moganit konnte nicht quantifiziert werden.

7.3 Elektronenstrahlmikrosonde (EMPA)

Für die Untersuchungen mittels der EMPA wurden 4 Sondenschliffe angefertigt und analysiert. Hierbei wurden die Proben GP01- Marulbach/ Großes Walsertal, GP05 – Grubalacke/ Rofan, GP06- Scheidberg/Rofan sowie die Probe GP07 – Feuersteinmähder untersucht. Aus jeder Probe wurden ca. 20 Messpunkte eingestellt, um eine ausreichende Statistik zu erhalten. Für die unten stehenden Abbildungen wurden die Daten als Atomprozent verwendet und gegeneinander mittels einer Achsenkalierung in 10er log Schritten aufgetragen. Die Standardabweichung für die gemessenen Elemente ist je nach Element verschieden. Für Na_2O beträgt sie ± 0.04 , $\text{MgO} \pm 0.112$, $\text{K}_2\text{O} \pm 0.0033$, $\text{CaO} \pm 0.0288$, $\text{FeO} \pm 0.065$, $\text{SiO}_2 \pm 0.157$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \pm 0.127$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 \pm 0.014$, $\text{TiO}_2 \pm 0.021$, und $\text{MnO} \pm 0.052$

7. Analysenauswertung

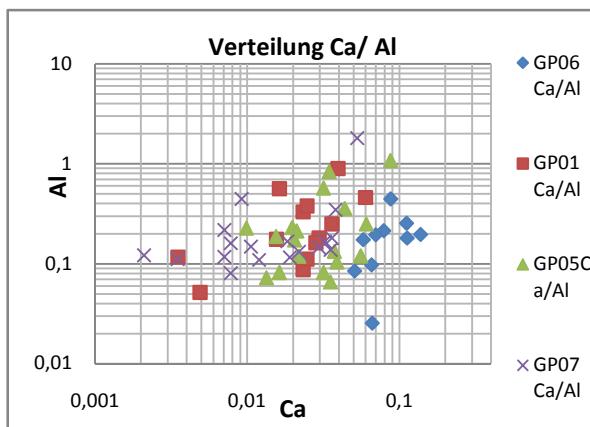


Abbildung 45: Empa-Analysen von Ca vs. Al Aus den EMPA Analysen von Ca vs. Al ist keine Unterscheidung einzelner Regionen möglich.

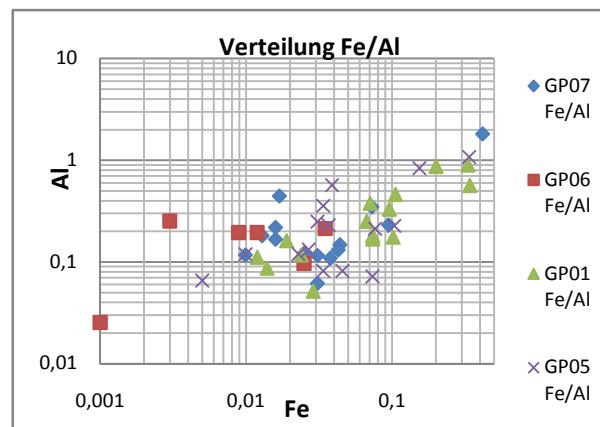


Abbildung 46: EMPA Analysen von Fe vs. Al in Atom %. Die Verteilung von Fe/Al lässt keine Rückschlüsse auf einzelne Regionen zu.

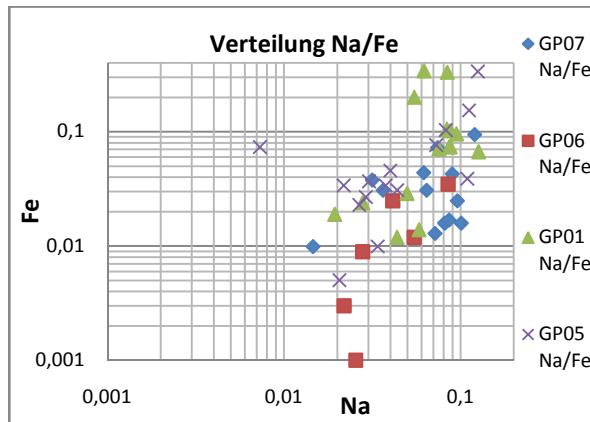


Abbildung 47: EMPA Analysen von Na vs. Fe in in Atom %. Bei den Verteilung von Na/Fe ist keine Differenzierung möglich.

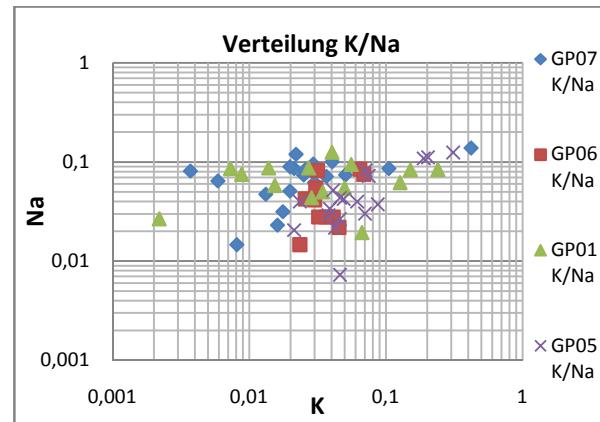


Abbildung 48: EMPA Analysen von K vs. Na in in Atom %. Die Gehalte von K/Na weisen eine starke Überlagerung der einzelnen Region auf und sind somit für eine Herkunftsbestimmung unzulässig.

K	Ca	Fe	Na	Al	Cr	Ti	Proben	
0.077	0.041	0.094	0.061	0.268	0.009	0.003	GP01	
0.081	0.033	0.057	0.051	0.273	0.008	0.010	GPO5	
0.056	0.094	0.033	0.046	0.221	0.009	0.011	GPO6	
0.046	0.018	0.043	0.072	0.251	0.009	0.034	GPO7	

Tabelle 2: Übersicht über die Mittelwerte für die wichtigsten Elemente (in Gew.%).

Die Mittelwerte für Cr liegen in sämtlichen Proben komplett unterhalb der Nachweisgrenze und sind somit kritisch zu betrachten. Bei Ti ist lediglich in der Probe GPO7 ein Wert erreicht, der oberhalb der Nachweisgrenze liegt. Für Al liegen die Werte im Vergleich zu den anderen gemessenen Elementen um rund eine Größenordnung höher, wobei auch hier der gemessene

7. Analysenauswertung

Mittelwert keine große Streuung zwischen den Proben GP01, GP05, GP06 und GP07 aufweist. Die Werte für Na sowie K sind am unteren Bereich der Nachweisgrenze angesiedelt, jedoch noch mess- und bestimmbar. Die Werte für Fe schwanken relativ stark zwischen 0.094 - 0.033, wobei letzterer bereits lediglich im Fehlerbereich liegt.

7.3.1. Interpretation der EMPA Daten

Das Ziel der Untersuchung war es, ob die Möglichkeit bestünde, mittels der EMPA eine Herkunftsbestimmung von Silexartefakten durchzuführen. Die Vorteile der EMPA wären in diesem Fall das zerstörungsfreie Analyseverfahren, die leicht und mit geringem Zeitaufwand durchführbare Analytik sowie die Verfügbarkeit der EMPA am Institut für Mineralogie und Petrographie. Die Ergebnisse zeigen jedoch, dass die chemischen Unterschiede innerhalb der Proben zu gering sind, dass sie mittels der Elektronenstrahlmikrosonde messbar wären. Ein weiteres Problem besteht jedoch auch darin, dass bei der EMPA nur Punktmessungen bzw. kleinere Rastermessungen durchgeführt werden, so dass bestehende Inhomogenitäten schlecht erfasst werden können. Zusammenfassend kann die Aussage gemacht werden, dass die EMPA weder hinsichtlich ihrer Nachweisgrenzen noch ihrer räumlichen Auflösung eine geeignete Methode zur chemischen Charakterisierung von Silex darstellt. Eine Differenzierung zwischen den einzelnen Regionen ist mit dieser analytischen Methode nicht möglich.

7.4 Laser-ICP-MS

Die Laser-ICP-MS Daten wurden auf Chondritnorm verrechnet. Bei jeder Probe wurde darauf geachtet, dass möglichst alle Farbumschläge und somit sämtliche chemisch unterschiedlichen Partien in der Probe enthalten sind, soweit diese makroskopisch erkennbar waren, um die durchschnittliche chemische Signatur einer Probe zu erhalten und die bestehenden Inhomogenitäten zu minimieren. Pro Probe wurden ca. 4-5 Punkte gemessen. Die Daten wurden gegeneinander in einem log-log Diagramm dargestellt. Die Achsen sind in 10er log-Schritten skaliert.

7. Analysenauswertung

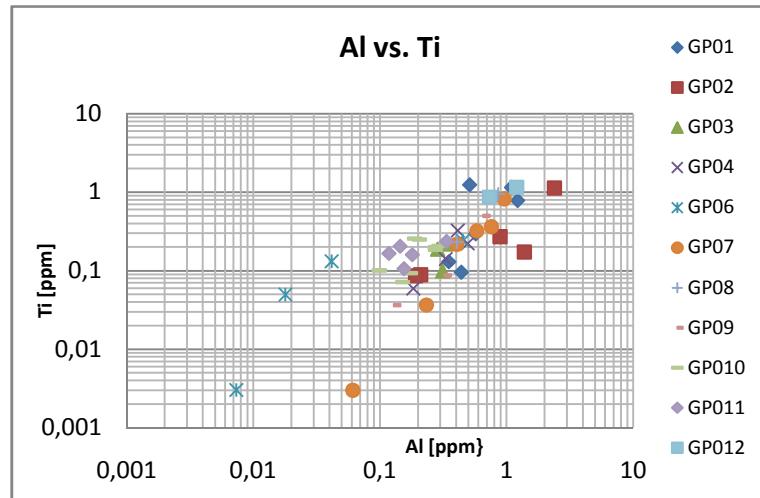


Abbildung 49: Verhältnis von Al zu Ti.

Basierend auf den Untersuchungen von KEENE & KASTNER (1974), MURATA & LARSON (1975), HEIN et al. (1981a) und BRUECKNER & SYNDER (1985a) zeigt sich, dass Al und Ti eine geringe Mobilität während der Diagenese von Silex besitzt. Die Werte für die Proben aus dem Kleinwalsertal (GP03, GP06, GP07) streuen sehr stark zu niedrigen Werten, wobei hier im Speziellen die Werte für GP06 und GP07 eine sehr große Schwankungsbreite von mehreren Größenordnungen aufweisen. Die Werte der südalpinen Proben (GP10 und GP011) bewegen sich hier in einem sehr engen Feld. Auch eine Überdeckung mit anderen Regionen wie dem Großen Walsertal sowie dem Kleinwalsertal ist feststellbar. Die Werte für die Proben aus dem Großen Walsertal (GP01, GP02) tendieren zu höheren Al/Ti- Werten, wobei auch hier keine klare Abgrenzung gegen die Proben aus dem Rofan bzw. Sonnwendgebirge vorliegt. Die Proben aus dem Gebiet Rofan sowie dem Sonnwendgebirge (GP06, GP07 und GP09) plotten allesamt bei sehr niedrigen Werten.

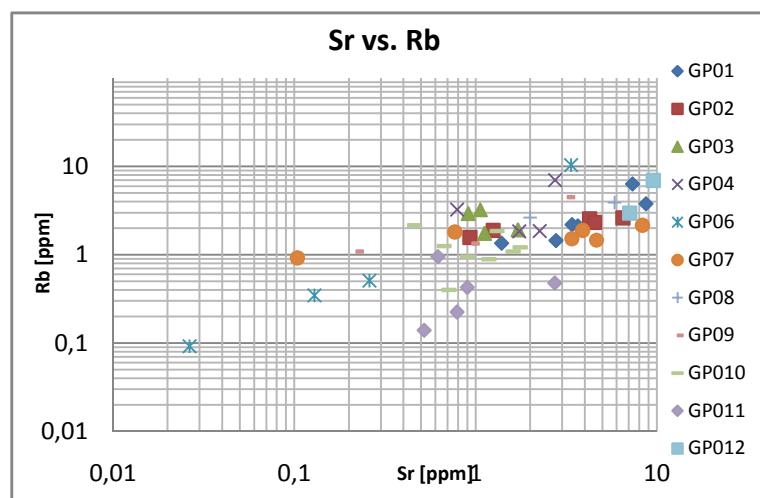


Abbildung 50 Verhältnis von Sr zu Rb.

7. Analysenauswertung

Rb und Sr weisen ein geochemisch sehr ähnliches Verhalten auf. Während der Diagenese sowie der Metamorphose reagieren beide Elemente in fast demselben Maße auf die sich ändernden Umstände.

Für die Proben aus dem Südralpin (GP010, GP011) lässt sich hier aussagen, dass die Werte zu niedrigen Sr/Rb - Verhältnissen tendieren. Wie auch im Verhältnis von Al/Ti zeigen auch hier die Werte von GP07 und GP06 stark divergierende Verhältnisse an. Die Daten von GP01 und GP02 tendieren allesamt zu höheren Sr- Werten, wobei der Einbau von Rb relativ gering ausfällt. Die Werte für die GP012 (Antonshöhe/Wien) unterscheiden sich hierbei kaum von den Werten GP01 und GP02. Die Probe GP012 weist sehr hohe Werte von Sr auf. Die Proben aus dem Kleinwalsertal (GP03, GP04 und GP07) weisen eine sehr breite Streuung im Verhältnis von Sr/Rb auf. Der Einbau von Rb in den Proben ist sehr gering. Die Werte für Sr in der Probe GP07 weist jedoch eine enorm starke Streuung auf. Die Probe GP06 weist ebenfalls stark streunende Sr/Rb- Verhältnisse auf. Die Werte für die Proben GP09 überschneiden sich stark mit jenen Werten aus GP01, GP03, GP04 und GP06. Die gleiche Tendenz zeigen die Proben GP08 bzw. GP09. Aus den Verhältnissen von Sr/Rb zeigt sich wiederum eine starke Varianz in den Proben GP08 und GP09.

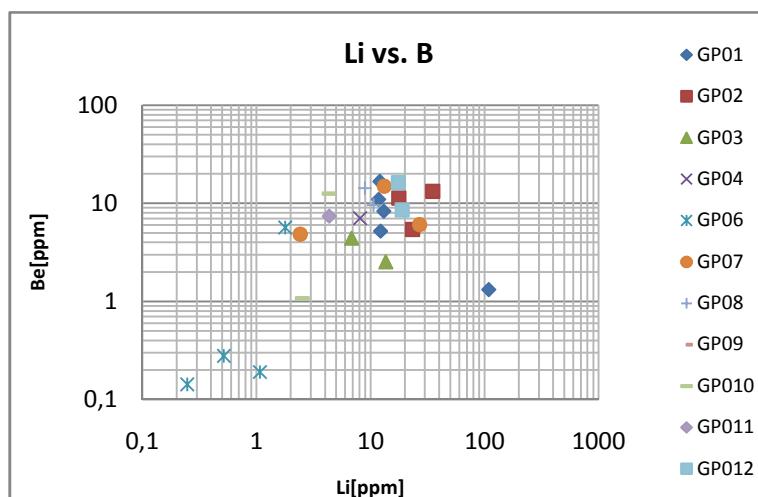


Abbildung 51 Verhältnis von Li zu Be.

Auf Grund des Verhältnisses von Li zu B wäre es möglich, Iakurstin von marin gebildetem Chert zu unterscheiden (HAUZENBERGER et al., 2007). Grund hierfür ist die unterschiedliche chemische Zusammensetzung von Meerwasser und Süßwasser. Bei den Verhältnissen von Li/B ergibt sich ein weitaus homogeneres Bild, wobei die meisten Proben über relativ hohe Li/B- Verhältnisse verfügen mit Ausnahme von GP06, das hier zu sehr niedrigen Verhältnissen tendiert. Die hohen Werte für Li/Be spiegeln die marine Bildung der Silexführenden

7. Analysenauswertung

Formationen wieder. Die Proben GP01, GP02, GP07 und GP012 weisen eine sehr starke Überlappung an, so dass hier keine Unterscheidung hinsichtlich der Herkunft möglich ist. Die südalpinen Proben (GP010 und GP011) weisen leicht geringere Li/B – Verhältnisse auf als jene von GP01 GP03, GP04, GP06, GP08 und GP09.

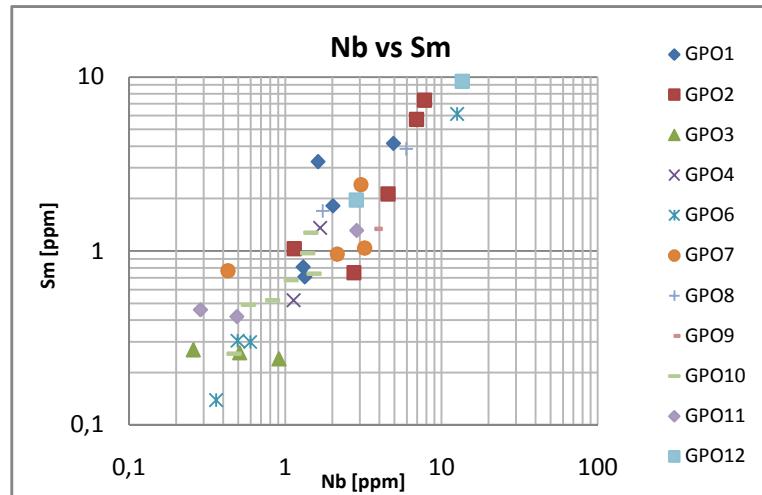


Abbildung 52: Verhältnis von Nb zu Sm.

Sm und Nb weisen ebenfalls ein geochemisch sehr ähnliches Verhalten auf. Die Werte für Nb/Sm streuen sehr stark innerhalb der einzelnen Proben. Die Proben aus dem Großen Walsertal (GP01, GP02,) weisen sehr hohe Verhältnisse auf, wohingegen die südalpinen Proben (GP010, GP011) zu niedrigeren Verhältnissen tendieren. Die niedrigsten Werte lassen sich den Proben aus dem Kleinwalsertal (GP03, GP04 und GP07) zuweisen, wobei auch hier wiederum die Proben GP06 sowie GP07 sehr stark streuen. Die Probe GP012 – Antonshöhe bei Mauer weist ebenfalls stark schwankende Verhältnisse von Nb/Sm auf.

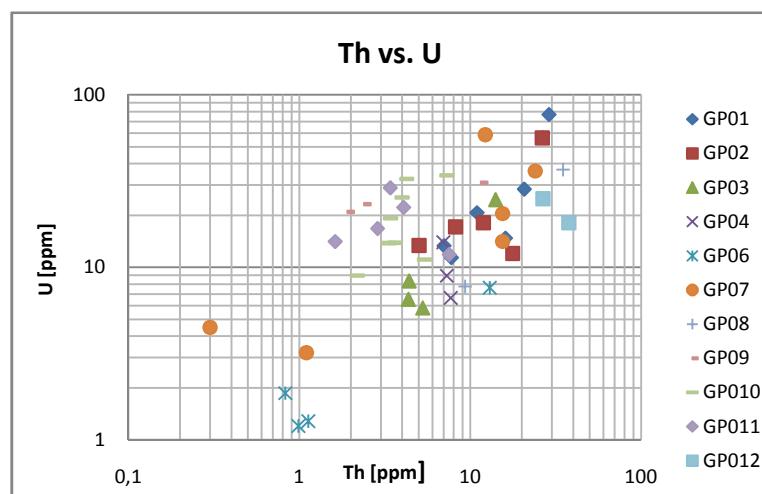


Abbildung 53: Verhältnis von Th zu U .

Bezüglich des Th-U- Verhältnisses lässt sich feststellen, dass die Werte für die Proben GP06-Scheidberg/Rofan sehr gering sind. Die Proben aus dem Großwalsertal (GP01 und GP02) weisen eine gute Korrelation untereinander auf und tendieren zu höheren Th/U - Verhältnissen. Die Proben aus dem Kleinwalsertal (GP03, GP0 und GP07) weisen keine interne Korrelation auf und zeigen stark divergierende Th-U – Verhältnisse auf. Die Proben aus dem Südalpin (GP010 und GP011) weisen höhere Pb auf sowie eine geringe Konzentrationen von Th auf. Die Proben GP010 und GP011 decken sich jedoch mit den Verhältnissen von GP09.

7.4.1 REE-Diagramme:

Für die geochemischen Untersuchungen an den Silexproben wurden mit Hilfe der Laser-ICP-MS auch die Seltenen Erden Elemente (SEE bzw. REE) analysiert. Die analysierten Elemente umfassen sämtlich Leichte Seltene Erden (LREE) $^{139}\text{La}, ^{140}\text{Ce}, ^{141}\text{Pr}, ^{146}\text{Nd}, ^{147}\text{Sm}$ sowie ^{153}Eu und die Schweren Seltenen Erden (HREE) wie $^{157}\text{Gd}, ^{159}\text{Tb}, ^{163}\text{Dy}, ^{165}\text{Ho}, ^{166}\text{Er}, ^{169}\text{Tm}, ^{172}\text{Yb}, ^{175}\text{Lu}$.

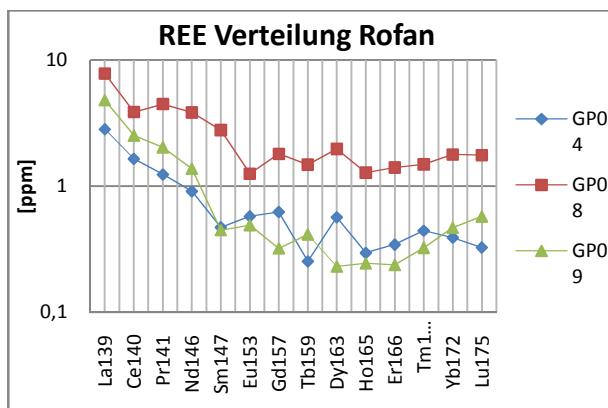


Abbildung 54: Verteilung der REE aus dem Rofangebiet.

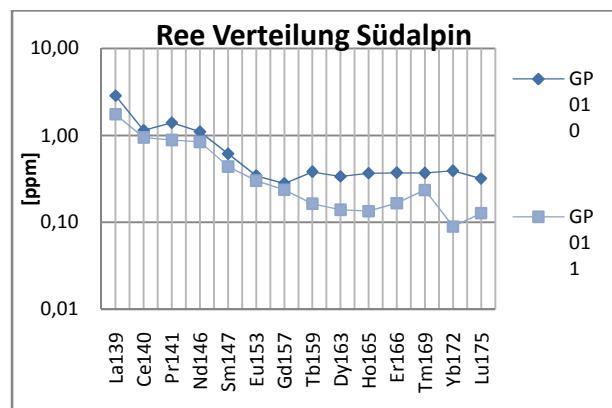


Abbildung 55: Verteilung der REE in den Südalpen Proben (Nonstal, Monti Lessini)

In den Abbildungen wurde jeweils der Mittelwert der einzelnen Proben dargestellt, wobei die Proben intern nicht immer ein homogenes Muster aufweisen. Die Eu-Anomalie kann in manchen Fällen positiv wie negativ auffallen. Die Verteilung der REE in den Proben aus dem Rofan zeigen zum Teil gegenläufige Korrelationen, wobei die Probe GP08 im Schnitt höhere Gehalte im Vergleich zu den restlichen Proben aufweist. Sämtliche Proben aus dem Rofan zeigen jedoch einen höheren Einbau von Leichten Seltenen Erden wie La und Ce an. GP08 und GP09 sind relativ verarmt an Sm und GP04 zeigt hier eine ausgeprägte negative Eu-Anomalie. GP08 und GP04 korrelieren beim Einbau von Dy, wobei bei GP09 kein positiver Dy -Einbau feststellbar ist. Generell zeigen die Proben aus dem Rofangebiet eine starke Anreicherung an Leichten Seltenen Erde und eine inhomogene Verteilung der Schweren Seltenen Erden. Die

7. Analysenauswertung

Proben GP010 und GP011 aus dem Nonstal bzw. dem Monti Lessini zeigen ebenfalls eine Anreicherung der LREE gegenüber den HREE, wobei hier im Vergleich zu den anderen Gebieten (Rofan, Groß-, Kleinwalsertal) der Einbau von La und Ce wesentlich geringer ausfällt. Die Proben GP010 und GP011 zeigen zudem auch keine ausgeprägte Eu-Anomalie. Der Einbau der HREE ist relativ homogen mit Ausnahme von Yb in GP01, wobei nur geringe Mengen eingebaut werden. Bezuglich der Proben aus dem Großen- und Kleinen Walsertal lässt sich feststellen, dass diese Proben sehr hohe Werte an LREE aufweisen, wobei hier GP03 eine Ausnahme darstellt. GP02 weist eine negative Eu-Anomalie auf und GP03 eine positive. GP03 ist an LREE verarmt und weist sehr geringe Werte von Sm, Gd und Tb auf.

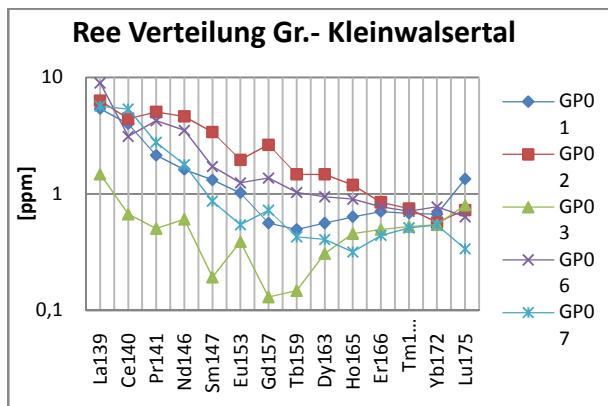


Abbildung 56: Verteilung der REE aus dem Gebiet des Großen- und Kleinwalsertals.

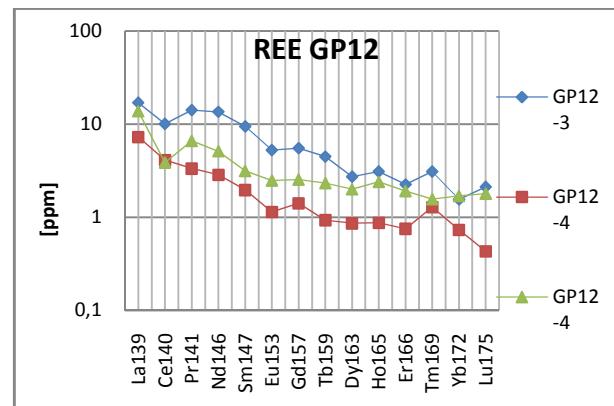


Abbildung 57: Verteilung der REE von der Proben GP012 Antonshöhe bei Mauer.

Auch die Werte für La und Ce sind hier wesentlich höher als in den südalpinen Proben. Es lässt sich hier auch ein abnehmender Einbau von REE zu den HREE hin ablesen. GP01 zeigt jedoch einen gegenläufigen Trend bei Lu, wohingegen GP03 und GP02 gut übereinstimmende Werte zeigen.

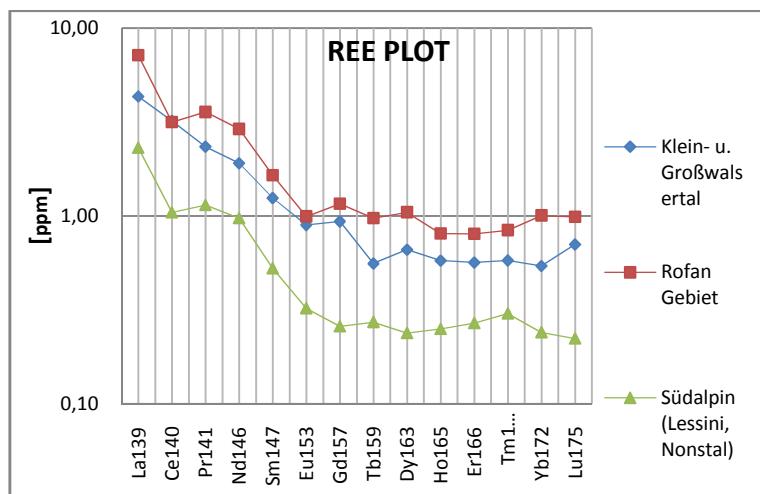


Abbildung 58: Verteilung der Seltener Erden der jeweiligen Region. Die Kurven stellen jeweils den Mittelwert sämtlicher Proben aus den Regionen dar.

7. Analysenauswertung

Die obigen Werte aus dem Diagramm entsprechen den gemittelten Werte der jeweiligen Gebiete. Auffallend hierbei ist der unterschiedliche Einbau an REE (alle oder nur LREE oder HREE?) zwischen den ostalpinen und südalpinen Regionen. Die Proben aus dem Südalpin bauen weniger LREE ein als die ostalpinen Proben. Aufallend auch der sehr geringe Dy und Ce Einbau in den südalpinen Proben. Die Proben aus dem Rofan und dem Klein- bzw. Großwalsertal zeigen beide eine mehr oder weniger ausgeprägte Eu-Anomalie, wobei die Proben aus dem Rofangebiet mehr REE einbauen. Der Einbau von REE ist jedoch auch hier in Richtung HREE geringer und verläuft durchwegs homogen. Die Gesamtsumme (atom %) der Seltenen Erden ist für das Rofan 20.769, für das Klein und Großwalsertal 28.563 und 8.377 für das Südalpin. Für die Berechnung der Ce-Anomalie wurde die folgende Formel verwendet:

$$Ce/Ce^* = \sqrt{\frac{Ce_{sample}}{La_{sample} \times Pr_{sample}}}$$

Die Berechnungen der Ce-Anomalien wurden mittels der Formulierung von KUNIMARU et al. (1998) berechnet. MURRAY et. al. (1990,1991) korrelierten varierende Ce-Anomalie in Sedimenten mit deren Ablagerungsräumen. Für den Nahbereich von Mittelozeanischen Rücken wurde z.B. eine Ce-Anomalie von ca. 0.3 postuliert. Weiters wurden die Werte für ozeanische Becken mit ca. 0.5 und für kontinentale Randbereiche mit ca. 0.9-1.3 angegeben. MURRAY et al. (1994) bezeichnete ein Verhältnis von $Ce_n/Ce^{*n} < 0.8$ als eine negative Ce-Anomalie. Das n steht für die Chondrit nominierten Verhältnisse. Für die Charakterisierung des Ablagerungsraumes ist weiters das La_n/Ce_n -Verhältnis von Bedeutung. Für eine adäquate Aussage für einen offen ozeanischen Ablagerungsraum muss neben dem $Ce_n/Ce^{*n} < 0.8$ auch das $La_n/Ce_n > 1$ sein. Ein Verhältnis von $Ce_n/Ce^{*n} > 0.8$ und $La_n/Ce_n < 1$ spricht hingegen für eine Ablagerung im kontinentalen Bereich beziehungsweise auf kontinentalen Einfluss. Nach SHIMIZU & MASUDA (1977) weist das Schwarze Meer keine substantielle Ce-Anomalie auf. Karibische Cherts weisen des Weiteren auf eine geringere Verarmung an Ce an als jene aus dem Pazifischen Ozean (SHIMIZU & MASUDA,1977). Hohe Eu_n/Sm_n Verhältnisse lassen die Schluss auf ein plagioklas-reiches vulkanoklastisches Lieferungsgebiet zu (NANCE & TAYLOR, 1977; TAYLOR & McLENNAN, 1985).

Die Werte für die Ce_n/Ce^{*n} Verhältnisse bei den Laser-ICP-MS Daten schwanken zwischen 0.165-1.802 für die Proben aus dem Groß- und Kleinwalsertal, zwischen 0.222 -0.914 für die Proben aus dem Rofan und zwischen 0.567-1.228 für die Proben aus dem Nonstal bzw.

7. Analysenauswertung

dem Monti Lessinin. Das geringste Verhältnis weist die Probe GP012, Antonshöhe aus Oberösterreich mit 0.118 auf.

Die La_n/Ce_n – Verhältnisse wurden nach den Chondritnomierungsfaktoren von EVENSEN et al. (1978) normiert und verrechnet.

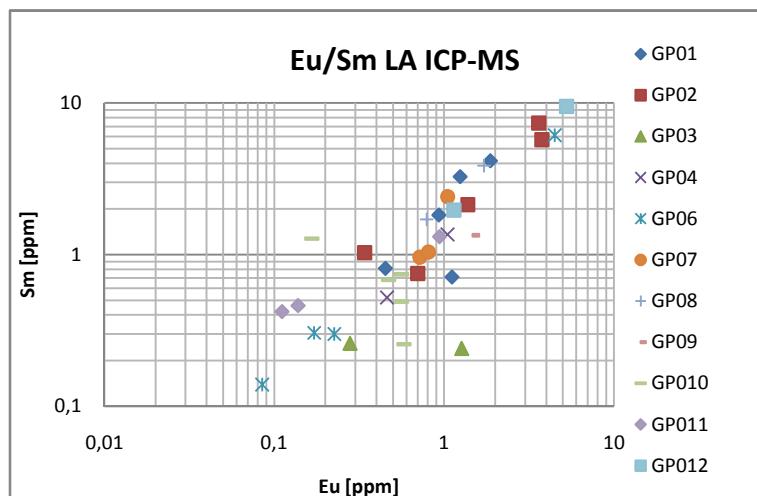


Abbildung 59: Verhältnis von Eu zu Sm mit der Laser ICP-MS gemessen.

Das Verhältnis von Eu/Sm wird wie bereits erwähnt von mehreren Autoren als Indikator für plagioklas-reiche, vulkanoklastische Schüttungen aus dem Hinterland beschrieben (NANCE & TAYLOR, 1977; TAYLOR & MCLENNAN, 1985). Die mittels der Laser-ICP-MS erhaltenen Verhältnisse von Eu/Sm zeigen eine sehr starke Schwankungsbreite auf, wobei sich hier keine eindeutige Zuordnung erkennen lässt. Die südalpinen Proben GP010 und GP011 tendieren zu niedrigen Werten. Die Proben aus dem Groß- bzw. Kleinwalsertal (GP01, GP02, GP03, GP04 und GP07) tendieren zu höheren Werten. Die Schwankungsbreite ist allerdings sehr groß. Sehr inhomogen sind auch die Datensätze der Proben GP06, GP08 und GP09 die das gesamte Spektrum abdecken. Dadurch wird eine Unterscheidung einzelner Provinzen hier nicht eindeutig ersichtlich.

7.4.2 Interpretation der Laser-ICP-MS Daten

Die Laser ICP-MS stellt eine gute analytische Methode dar, um zerstörungsfrei archäologische Artefakte zu untersuchen. Die hohe Präzision und Genauigkeit stellt einen weiteren Vorteil dar. Zusätzlich muss von den Artefakten keine Dick- oder Dünnschliff angefertigt werden, was somit die Untersuchung von wertvollen Artefakten enorm vereinfacht. Das große Spektrum an Elementen, die mittels der LA ICP-MS untersucht werden können, eröffnet gute Möglichkeiten einer umfassenden, geochemischen Charakterisierung. Im Rahmen dieser Arbeit konnte leider

7. Analysenauswertung

nicht bestätigt werden, dass mit der Laser ICP-MS eine geochemische Unterscheidung von verschiedenen Silexfundstellen möglich ist. Die Daten lassen jedoch zumindest eine Unterscheidung zwischen süd- und ostalpinen Einheiten zu. Dies ist im absoluten Gehalt der REE sowie dem Ce-Gehalt möglich. Die in der Literatur erwähnten indikativen Elementunterschiede, wie z.B Eu/Sm konnten mittels der Laser ICP-MS leider nicht nachgewiesen werden.

Die Unterschiede liegen zwar eindeutig über der Nachweisgrenze. Eine Unterscheidung von Fundstellen aus ähnlichen geologischen Settings, wie den Proben aus dem Rofan, die hauptsächlich aus der Ruhpolding Formation kommen, ist mit dieser analytischen Methode jedoch leider nicht möglich. Ein zusätzliches Problem tritt auf, da sämtliche Proben marinen Ursprungs sind und somit keinerlei Unterschiede hinsichtlich ihrer Spurenelementkonzentrationen von Li, B und Be, die Indikatoren für marinen bzw. lakustrinen Einfluss darstellen, erkennbar sind. Das größte Problem der Laser ICP-MS stellt wiederum die hohe ortsaufgelöste Messung dar. Da diese Silexartefakte makroskopisch ausgesprochen inhomogen hinsichtlich ihrer Matrix, dem Fossilgehalt, der Lamination sowie deren Akzessorien sind, kann man ein adäquates Ergebniss lediglich über eine statistisch hohe Anzahl von Punkten erreichen um annäherungsweise einen Grad der Homogenität erreichen, der auch repräsentativ für die gesamte Fundstelle ist.

7.5 Neutronenaktivierungsanalyse (NAA)

Als weiteren Versuch, eine Herkunftsbestimmung an 11 Silexproben vorzunehmen, wurden in Zusammenarbeit mit PP09 mit Herrn Dr. Joachim Lutz die Proben mittels der Neutronenaktivierungsanalyse gemessen. Die NAA ist im Rahmen dieser Arbeit jene analytische Methode mit der niedrigsten Nachweisgrenze. Der Fehler ist hier wiederum elementspezifisch und schwankt in der Regel 5 % und 10 % bei 1σ .

Die gemessenen Werte für Ce schwanken wie bei den Messungen mittels der Laser-ICP-MS sehr stark. Während sich die Werte für die ostalpinen Einheiten zwischen 6,9 – 12,8 ppm einpendeln, erreichen die südalpinen Proben einen Wert von 2,7 bzw. 2,9 ppm mit einem statistischen Fehler (1σ) von 5%. Das entspricht einer Schwankungsbreite von ± 0.145 . Das unten dargestellte Ce/Th – Diagramm (Abb.: 27) weist ein sehr niedriges Verhältnis für die Proben GP010 bzw. GP011 aus. Die Proben aus dem Rofan sowie aus dem Groß- bzw. Kleinwalsertal plotten hier eng beieinander. Es lassen sich somit keinerlei Unterschiede innerhalb der ostalpinen Einheiten ausmachen.

Die Proben aus dem Groß- bzw. Kleinwalsertal (GP01, GP02, GP03, GP04, GP07) weisen einen Gehalt von Ce 6.79 ppm und 12.8 ppm auf. Die Proben aus dem Rofangebiet

7. Analysenauswertung

(GP06, GP08, GP09) enthalten 6.88 ppm und 10.8 ppm Ce. Auf Grund der Ce – Gehalte ist eine Unterscheidung von innerostalpinen Provinzen auch nicht möglich. Eine Differenzierung von ost- und südalpinen Proben lässt sich als plausibel erachten.

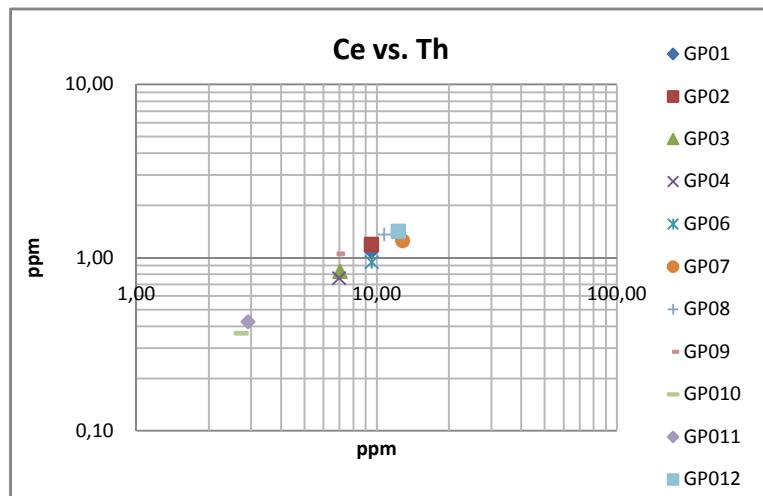


Abbildung 27: Verhältnis von Ce zu Th.

Die Werte für das Th/U Verhältnis (Abb.: 28) streuen hier im Vergleich zu den Ce/Th stärker, wobei sie sich hauptsächlich entlang der Th- Achse bewegen. Die Werte für Th schwanken hier zwischen 1.36 ppm für die Probe GP08 und 0.37 ppm für die Probe GP010. Die Werte für U weisen eine nicht so starke Schwankungsbreite auf. Die gemessenen U Werte schwanken zwischen 0.64 ppm und 0.21 ppm wobei die meisten Werte zwischen 0.3 und 0.4 ppm liegen. Die Proben GP010 und GP011 weisen auf wiederum sehr geringe Werte von Th und U auf. Hierbei variieren die Werte in sehr geringem Maße zwischen 0.37 bzw. 0.43 ppm Th und 0.32 bzw. 0.22 ppm U.

7. Analysenauswertung

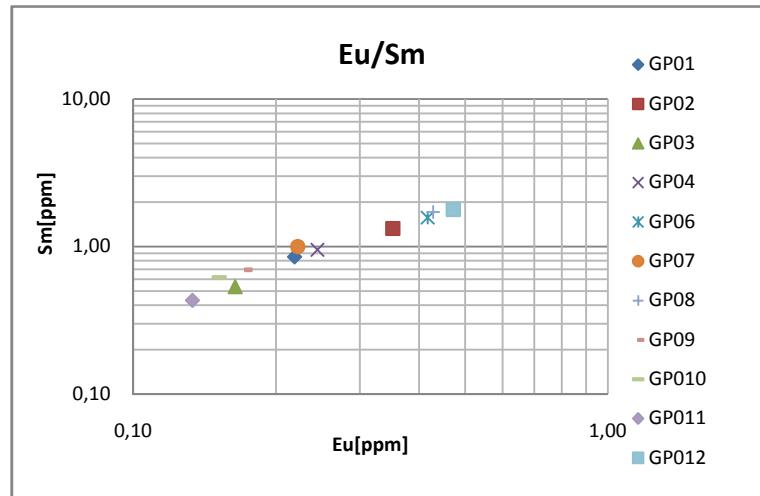


Abbildung 60: Verhältnis von Eu zu Sm gemessen mit der NAA

Die Werte für die Eu/Sm Verhältnisse, die mit der NAA gemessen wurden, zeigen einen ähnlichen Trend. Die Werte für die Proben aus dem Südalpin weisen die niedrigsten Verhältnisse auf. Die Probe GP012 weist hier wiederum einen leicht erhöhten Wert von 0.42 ppm gegenüber den anderen Proben auf. Die Proben aus dem Groß- und Kleinwalsertal(GP01, GP02, GP03, GP04 und GP07) sowie die Proben aus dem Rofan (GP06, GP08, GP09) weisen einen geringen Eu bzw. Sm – Wert auf. GP01 enthält 0.85 ppm Sm und 0.22 ppm Eu. GP02 weist einen Gehalt von 1.33 ppm Sm sowie 0.35 ppm Eu auf. GP06 aus dem Rofangebiet enthält 1.57 ppm Sm sowie 0.42 ppm Eu. Generell streuen die Werte der ostalpinen Proben in Bezug auf das Sm nicht sehr stark Eine leichte und geringe Varianz ist im unterschiedlichen Gehalt von Eu ersichtlich, wobei hier eine Unterscheidung von Innerostalpinen bzw. Ostalpinen zu Südalpinen Proben nicht erkennbar ist.

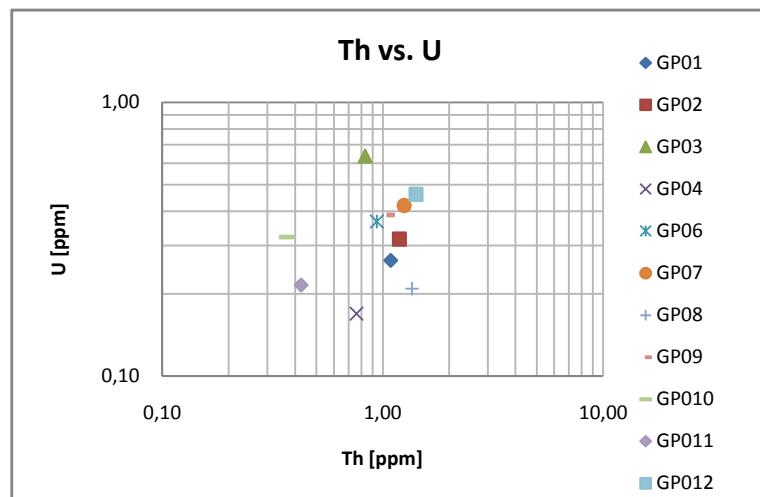


Abbildung 28: Verhältnis von Th zu U.

7. Analysenauswertung

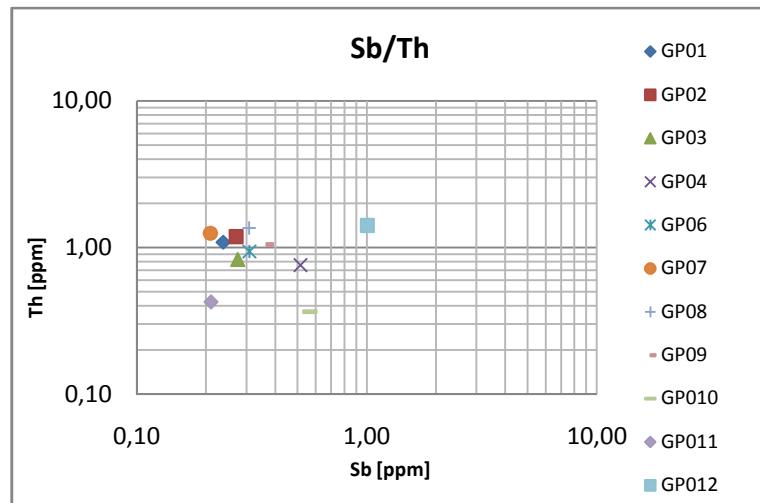


Abbildung 29: Verhältnis von Sb zu Th.

Die Werte für das Sb/Th Verhältnis (Abb.:29) sind sehr gering. Die Daten sind homogen verteilt und zeigen keinen eindeutigen Trend, der eine Unterscheidung einzelner Provinzen zulässig machen würde. Die Werte für die Proben aus dem Rofan, dem Südalpin sowie dem Groß bzw. Kleinwalsertal streuen zwischen 0.21 und 0.57 ppm wobei die Probe GP012 hier einen Wert für Sb von 1.01 ppm aufweist. Th weist den höchsten Gehalt in der Probe GP012 auf (1.42 ppm), wobei die Schwankungsbreite innerhalb der Daten auch nicht so groß ist. Die Werte schwanken zwischen 1.42 ppm (GP012) und 0.76 ppm (GP03), wobei die Proben aus dem Südalpin weniger Th aufweisen.

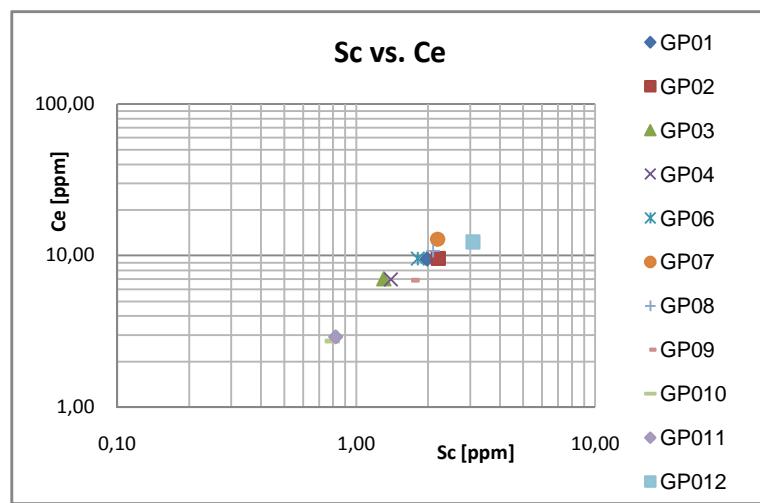


Abbildung 30: Verhältnis von Sc zu Ce.

Das Verhältnis von Sc/Ce (Abb.: 30) weist ähnlich wie das Verhältnis Ce/Th sehr geringe Werte für die Proben GP010 und GP011 auf von 0.80 ppm Sc / 2.73 ppm Ce (GP010) sowie 0.82 ppm

7. Analysenauswertung

Sc/ 2.91 ppm Ce (GP011) auf. Die ostalpinen Proben, aus dem Groß- und Kleinwalsertal bzw. dem Rofan zeigen eine sehr einheitliche und homogene Verteilung. Die Proben GP012 weist im Vergleich zu den restlichen Proben leicht erhöhte Werte von 3.08 ppm Sc sowie 12.3 ppm Ce auf. Die Werte für Sc schwanken für den Bereich des Groß- und Kleinwalsertales zwischen 1.31 und 2.20 ppm. Die Proben GP04, GP08, GP09 (Rofan) weisen einen Sc Gehalt von 1.4 bis 2.1 ppm auf. Die Proben aus dem Südalpin erreichen Sc-Werte von 0.80 bzw. 0.82 ppm.

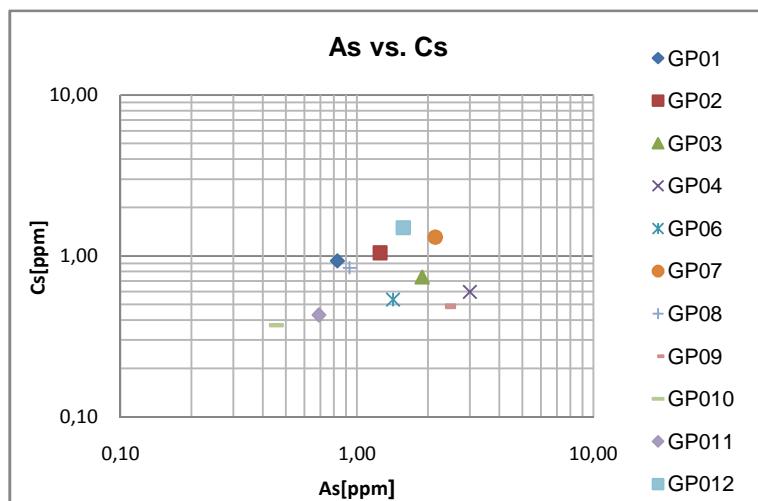


Abbildung 61: Verhältnis von As zu Cs.

Aus dem Verhältnis von As/Cs lassen sich leichte Unterschiede zwischen den ost- und südalpinen Proben erkennen. Die Werte für Cs und As (Abb.: 31) sind sehr gering und betragen für As 1.42 ppm (Mittelwert) und 0.74 ppm Cs (Mittelwert). Auf dem obigen Diagramm erkennt man wiederum einen höheren Wert an Cs und As in der Probe GP012. Die südalpinen Proben (GP010 und GP011) zeigen einen geringeren Einbau dieser beiden Elemente an. Die Werte für die Proben aus dem Rofan sowie Groß- und Kleinwalsertal sind recht homogen verteilt und lassen keine weiterführende Differenzierung zu.

7. Analysenauswertung

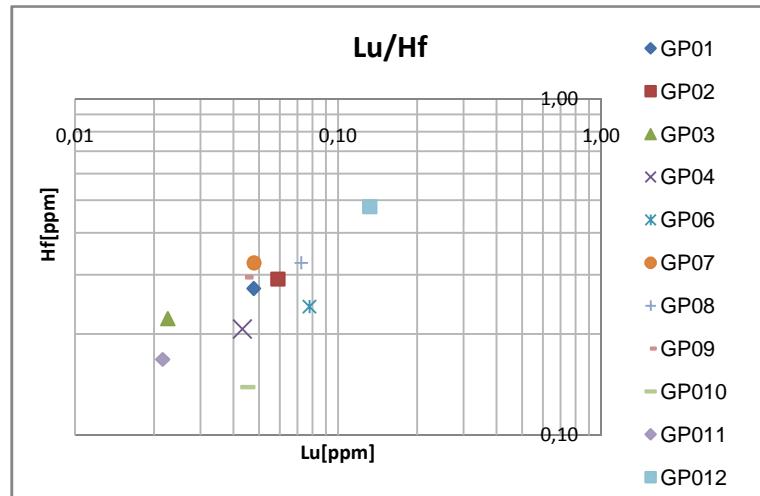


Abbildung 32 Verhältnis von Lu zu Hf.

Das Verhältnis Lu/Hf (Abb.: 32) weist hier stark erhöhte Werte für die Probe GP012 aus. Die Werte für Lu fallen sehr gering aus. Die Proben aus dem Südralpin weisen einen absoluten Gehalt zwischen 0.05 und 0.02 ppm Lu auf. Die Proben aus dem Rofan (GP04, GP08, GP09) schwanken zwischen 0.04 und 0.07 ppm. Die Proben aus dem Groß und Kleinwalsertal weisen Lu Werte auf, die zwischen 0.02 und 0.08 ppm schwanken. Die Probe GP012 weist einen Lu Wert von 0.13 ppm auf. Hf wird im Vergleich zu Lu mehr eingebaut. Die Werte variieren hier für die Proben aus dem Rofan zwischen 0.21 und 0.33 ppm Hf. Die Proben aus dem Klein-Großwalsertal weisen einen Gehalt von 0.24 - 0.29 ppm Hf auf. Die Proben GP010 und GP011 weisen den geringsten Hf Gehalt in der Messreihe auf und variieren zwischen 0.14 und 0.17 ppm Hf. Die Probe GP012 weist auch relativ stark erhöhte Werte von 0.48 ppm Hf an.

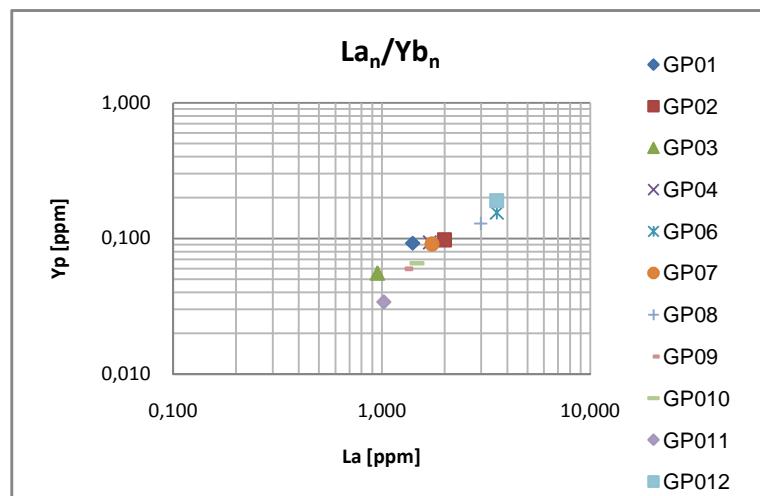


Abbildung 33: Verhältnis von La_n zu Yb_n .

7. Analysenauswertung

Das Verhältnis La_n/Yb_n (Abb.: 33) wurde hier mittels den Chondritnomierungswerten von TAYLOR and McLENNAN(1985) berechnet, wobei das n für den normierten Wert steht. Das Verhältnis von La_n/Yb_n zeigt eine grobe Unterteilung in drei Felder. Die Proben GP012, GP06 und GP08 zeigen erhöhte Werte von La. Im Vergleich zu den Proben GP01, GP02 und GP07, welche ein Verhältnis von 1.407 La / 0.092 Yb ppm (GPO1) aufweisen. Die Proben GP09, GP010 zeigen ein leicht geringes Verhältnis von La_n/Yb_n von 1.304 La zu 0.060 Yb ppm (GP09) an, wobei die Proben GP011 und GP03 die geringsten Werte aufweisen.

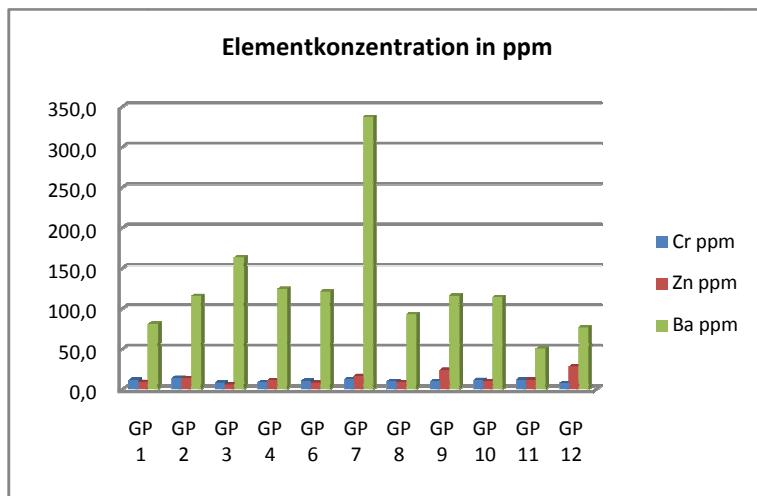


Abbildung 62: Elementkonzentration von Cs, Zn und BA in ppm

Auf Grund der Elemente Cr, Zn und Ba (siehe Abb.: 61) kann keine eindeutige Unterscheidung getroffen werden. Die Werte für Cr in den Proben schwanken für die Probe GP012 – Antonshöhe bei Mauer 7.98 ppm und GP011 – Nonstal 12.4 ppm Cr. Bei den Werten für Zn baut die Probe GP03 - 6.3 ppm und die Probe GP012 28.6 ppm Zn ein. Die Proben GP01- Marulbach/ Großes Walsertal enthält 12.3 ppm Cr, 9,5 ppm Zn und 81 ppm Ba. GP02- Garsella/ Großes Walsertal weist einen Gehalt von 14.3 ppm Cr, 14.1 ppm Zn, und 116 ppm Ba auf. GP03- Gemseatal/ Kleinwalsertal enthält 8.5 ppm Cr, 6.3 ppm Zn und 164 ppm B. GP04- Gemseatal/ Kleinwalsertal weist eine Elementkonzentration von 9 ppm Cr, 11.8 ppm Zn und 125 ppm B auf. GP06 – Rofan weist 11.0 ppm Cr, 8.6 ppm Zn und 121 ppm B auf. GP07 Feuersteinmähder/ Kleinwalsertal enthält 13 ppm Cr, 16.6 ppm Zn und 337 ppm B. GP08 Schleimsalm/ Rofan baut 10.5 ppm Cr, 9.0 ppm Zn und 93 ppm B ein. GP09 – Juchtenkopf/Karwendel weist einen Wert von 10.1 ppm Cr, 24.3 ppm Zn und 116 ppm B auf. GP010 – Val di Non enthält 11.9 ppm Cr, 10.5 ppm Zn und 114 ppm B. GP011 – Monti Lessini – weist einem Wert von 12.4 ppm für Cr, 12.5 ppm für Zn und 51 ppm für B auf. GP012 – Antonshöhe bei Mauer weist den niedrigsten Wert für Cr mit 7.89 ppm Cr auf. In GP012 sind 28.6 ppm Zn und 77 ppm B enthalten.

7. Analysenauswertung

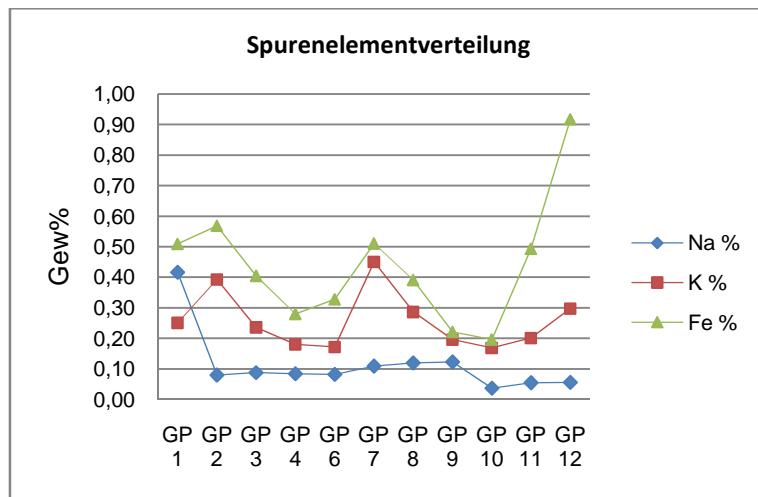


Abbildung 34: Verhältnis von Na, K und Fe in Gew.%.

Die Elemente K, Fe und Na wurden ebenfalls mittels der NAA gemessen und in Gewichtsprozent angegeben. Bei diesem Diagramm (Abb.: 34) ist gut zu erkennen, dass sich die Proben z.B. im Na sehr ähnlich verhalten und die absoluten Werte sehr gering sind. Während der Einbau von Na mit Ausnahme der Probe GP01- Marulbach/Großes Walsertal sehr homogen ist, zeigen sich im Einbau von K und Fe deutlich Schwankungen. Der Einbau von Fe kann im Falle von GP012 (Antonshöhe bei Mauer) einen Wert von ca. 0,9 Gew.% erreichen. Die Probe GP01 – Marulbach/ Gr. Walsertal weist eine Wert von 0.42 Gew.% Na, 0.25Gew.%K und 0.51 Gew.% Fe auf. GP02 – Garsella/Gr. Walsertal enthält 0.08 Gew.% Na, 0.39 Gew.% K und 0.57 Gew.% Fe. Die Probe GP03- Gomseltal/ Kleinwalsertal baut über 0.09 Gew.% Na, 0.24 Gew.% K und 0.40 Gew.% Fe ein. GP04 – Gomseltal/ Kleinwalsertal verfügt über eine Elementkonzentration von 0.08 Gew.% Na, 0.18 Gew.% K und 0.28 Gew.% Fe. Die Probe GP06 – Rofan enthält 0.08 Gew.% Na, 0.17 Gew.% K und 0.33 Gew.% Fe. GP07 – Feuersteinmähder/Kleinwalsertal verfügt über eine Wert für Na von 0.11 Gew.%. K und Fe weisen eine Konzentration von 0.45 Gew.% K sowie 0.51 Gew.% Fe auf. GP08 Schleimsalm/ Karwendel baut 0.12 Gew.% Na, 0.29 Gew.% K und 0.39 Gew.% Fe ein. GP09- Juchtenkopf/ Karwendel weist einen Elementgehalt von 0.12 Gew.% Na 0.2 Gew.% K und 0.22 Gew.% Fe. Für die Probe GP10 – Val di Non konnten 0.04 Gew.% Na, 0.17 Gew.% K und 0.2 Gew.% Fe nachgewiesen werden.

GP011 – Monti Lessini enthält 0.05 Gew.% Na, 0.17 Gew.% K und 0.20 Gew.% Fe. GP012 – Antonshöhe bei Mauer weist eine Elementkonzentration von 0.06 Gew.% Na, 0.30 Gew.% K und 0.92 Gew.% Fe auf. Die Daten zeigen jedoch hier auch deutlich, dass eine Unterscheidung innerhalb der ostalpinen Fundstellen und zwischen süd- und ostalpinen Proben mittels dieser Elemente nicht möglich ist.

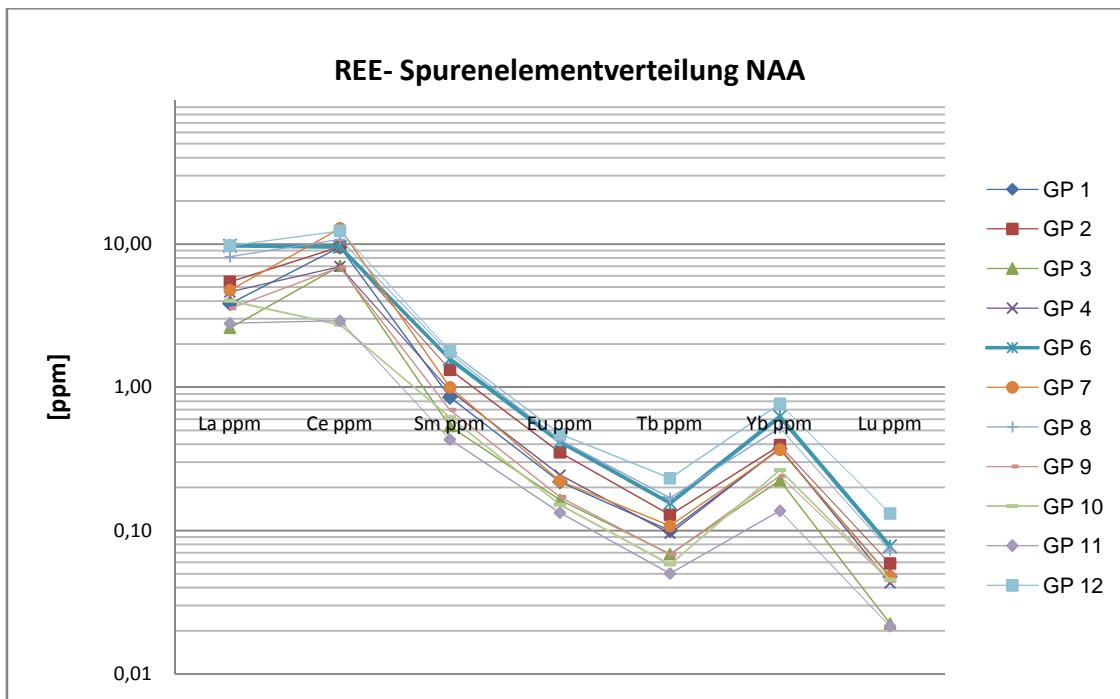


Abbildung 35: Verteilung der Seltenen Erden in den jeweiligen Proben. Deutlich zu erkennen ist der stark abweichende Gehalt von Ce in den Proben GP010 (grüner Balken) und GP011 (violette Raute).

Die Verteilung der REE (Abb.: 35) zeigt einen ähnlichen Verlauf wie die Ergebnisse der Laser ICP-MS, wobei hier nur ein Ausschnitt der REE analysiert worden ist. Wie aus dem obenstehenden Diagramm ersichtlich, gibt es einen zunehmenden Einbau von Ce gegenüber La, das in absoluten Werten am häufigsten eingebaut wird. Des Weiteren lässt sich festhalten, dass eher LREE als SREE bevorzugt eingebaut werden. Eu wird in geringerem Maße eingebaut und eine typische Eu-Anomalie ist weder im positiven noch im negativen Sinne erkennbar, da bei den NAA Analysen die Elemente Sm und Gd nicht mitgemessen wurden. Bei den SREE lässt sich ein deutlich erhöhter Yb Wert von max. 0.77 ppm in den Verteilungen erkennen. Dieser Trend ist sowohl in den ostalpinen Proben als auch in den Proben aus dem Südalpin deutlich zu erkennen. Die Werte für die REE der Probe GP012 sind hier im Vergleich zu den restlichen Proben leicht erhöht, weisen jedoch den selbigen Trend auf. Die Werte für die südalpinen Proben zeigen- wie auch aus den obenstehenden Diagrammen ersichtlich- einen deutlich geringeren Einbau an Ce an.

7.5.1 Interpretation der NAA- Daten

Der Versuch einer Herkunftsbestimmung mittels der EMPA konnte auf Grund der sehr geringen Konzentrationen an Spurenelementen nicht durchgeführt werden. Die LA-ICP-MS konnte auf Grund der Analysen der Seltenen Erden zwar eine relative Unterscheidung im absoluten Gehalt

7. Analysenauswertung

der REE aufweisen. Da bei dieser Messreihe mit der NAA nicht sämtliche REE gemessen worden ist, konnte hier eine Quantifizierung der Ce- und Eu- Anomalie nicht vorgenommen werden. Es zeigt sich jedoch eindeutig, dass auf Grund von Elementen wie Ce, Sc und Th sehr wohl Unterschiede zu erkennen sind. Den Anspruch, sämtliche für archäologisch relevante Fundstellen geochemische Unterschiede zu ermitteln, konnte auch nicht mit 100 %iger Zufriedenheit erreicht werden, wenngleich es mittels dieser analytischen Methode gelungen ist, ostalpine Fundstellen von jenen aus dem Südalpin zu differenzieren. In Bezug auf die Spurenelementverteilung von den Silexproben zeigen sich eindeutige Unterschiede im Absolutgehalt der REE, wobei hier eine Anreicherung der LREE, insbesondere Ce, in den ostalpinen Einheiten zu erkennen ist. Weiters konnte mittels der hochauflösenden Analytik einen leicht signifikant Abweichung hinsichtlich der geochemischen Zusammensetzung der geographisch als auch geologisch weiter entfernten Probe von der Antonshöhe erfasst werden. Die Probe GP012 zeigt deutliche Unterschiede in den Elementverhältnissen von Lu/Hf, Sb/Th sowie Sc/Ce. Die Probe GP012 – Antonshöhe bei Mauer weist hier stets die höchsten Werte.

Als Unterscheidungsmerkmal können auch andere Elemente bzw. Elementverhältnisse wie z.B. As/Cs zur weiteren Differenzierung hergenommen werden. Es konnte zusätzlich ermittelt werden, dass der Gehalt von Na, K und Fe keine gute Unterscheidungsmöglichkeit darstellt. Na zeigt mehr oder weniger denselben Gehalt durch die gesamten Proben. K und Fe korrelieren zum Teil in Bezug auf deren Einbau, jedoch lassen diese Unterschiede keine Abgrenzung zwischen Fundstellen zu. Da die Elemente Fe, K, Na unter anderem für die Farbgebung eines Cherts bestimmend sind, lässt sich daraus ableiten, dass ein Rückschluss hinsichtlich der Herkunft einer Probe auf Grund der Farbe nicht zulässig ist. Die Elemente Cr und Zn sind lediglich in sehr geringen Konzentrationen in den Proben eingebaut und zeigen keine Unterschiede zwischen den Regionen auf. Die Konzentration von Ba in sämtlichen Proben ist zwar stark schwankend. Aber auch bei diesem Element kann keine klare Definition von unterschiedlichen Regionen ausgemacht werden.

8. Diskussion

Der SFB HiMAT stellt eine einmalige Möglichkeit dar, archäologisch relevante Fragen mit den analytischen Möglichkeiten zu kombinieren und so Ergebnisse für beide Interessensgruppen zu erhalten. Der Projektteil (PP) 05 unter der Leitung von A.o. Univ.-Prof. Dr. Walter Leitner - Urgeschichtlicher Silex- und Bergkristallbergbau in den Alpen beschäftigt sich intensive mit der Rolle von Silex in der Steinzeit. Silex war der wohl mit Abstand bedeutendste Werkstoff in der Steinzeit. Die große Fundhäufigkeit in geographisch exponierten Stellen spiegelt die hohe Relevanz von Silex wieder. Hierbei sind die neuen montanarchäologischen Befunde von A.o. Univ.-Prof. Dr. Walter Leitner im Gebiet Gamsental (Kleinwalsertal) und der Grubalacke (Rofangebirge) speziell zu erwähnen. Bei Ausgrabungen in diesem Bereich konnten mehrere Exemplare gefunden werden und mittels der C^{14} Methode auf 2700 v. Chr. datiert werden (LEITNER 2004).

Das angestrebte Ziel dieser Arbeit war es, mittels verschiedenen analytischem Methoden eine Herkunftsbestimmung von archäologisch relevanten Fundstellen und Lagerstätten von Silex durchzuführen. Die in einem ersten Schritt gewählte Methode mittels der Elektronenstrahlmikroskopie (EMPA) erwies sich als nicht ausreichend genau und die Auflösung der EMPA war zu gering. Da Silex zu ca. 99% aus SiO_2 besteht, verfügt man über ein 1 % an Spurenelementen, die qualitative und quantitative Aussagen über die Herkunft der gemessenen Probe zulassen sollten. Auf Grund dieses sehr geringen Prozentsatzes, der einem zur Differenzierung zur Verfügung steht, ist es unablässig, hochpräzise und genaue Methoden zu verwenden. Die Nachweisgrenze für eine Herkunftsbestimmung sollte daher im unteren ppm (parts per million) bzw. $\mu g/g$ liegen.

Die EMPA verfügt jedoch über eine Nachweisgrenze, die zwar elementspezifisch unterschiedlich ausfallen kann, jedoch im Idealfall bei ca. 0.01 Gew.% zu liegen kommt. 0.01 Gew.% entsprechen einem Gehalt von 100 ppm. Daraus folgend ist es mit dieser Methode nicht möglich, eine ausreichende Auflösung zu erhalten. Als weiteren analytischen Schritt wurden die Proben von Ao. Univ.-Prof. Dr. Christoph Hauzenberger am Institut für Erdwissenschaften der Karl Franzens Universität Graz mittels einer Laser ICP-MS gemessen. Die La ICP-MS besitzt eine ausreichend große Auflösung Spuren im ppm Bereich zu messen und zu quantifizieren. Die Analysen weisen jedoch eine relativ große Streuung auf, was auf die extreme Inhomogenität der Proben schließen lässt. Die Repräsentativität der Analysen ist auf Grund der Spot Messung (40 μ) relativ gering. Nichtsdestotrotz lassen sich mittels der Laser ICP-MS gute Trends erkennen, insbesondere im Hinblick auf die Gehalte an Seltenen Erden. Weiters wurde mit den Analysen eine Quantifizierung der Ce-Anomalie vorgenommen, da diese nach MURRAY et. al (1991, 1994) Aussagen über das Ablagerungsgebiet zulässt. Auf Grund der Ce-

8. Diskussion

Anomalie kann jedoch keine klare Differenzierung hinsichtlich der Herkunftsgebiete vorgenommen werden. Der Absolutgehalt an REEs lässt jedoch zumindest einen unterschiedlichen Trend zwischen den Gebieten von Groß-Kleinwalsertal sowie dem Gebiet des Rofangebirges und dem Südralpin erkennen.

In einem weiteren Schritt konnten im Rahmen des SFB HiMAT der Projektpart (PP) 09 - Archäometallurgische und geochemische Erfassung historischen Bergbaus durch Herrn Dr Joachim Lutz am Curt- Engelhorn Zentrum in Mannheim Analysen mittels der Neutronenaktivierungsanalyse in Auftrage gegeben werden. Die Neutronenaktivierungsanalyse stellt auf Grund auf ihrer Auflösung zu sehr niedrigen ppm Werten eine hervorragende analytische Methode dar und eignet sich deshalb insbesondere für die Spurenelementanalysen an Silexartefakten. Die extrem hohe Auflösung erlaubt hierbei geringste geochemische Unterschiede zu erfassen. Die erhaltenen Analysen erlauben hier auf Grund einiger indikativen Elemente einen Unterschied zwischen den ostalpinen und jenen Proben aus dem Südralpin zu unterscheiden. Diese indikativen Elemente sind im Wesentlichen Ce, Sc und Th. Es lassen sich jedoch auch bei anderen Elementen Unterschiede feststellen, wobei hier die Abgrenzung zu anderen Gebieten nicht so scharf ist wie bei den drei oben genannten. Auffallend hierbei ist das Verhältnis von Lu/Hf, wobei hier die Probe GP012 ein stark abweichendes Verhältnis gegenüber den restlichen Proben ausweist.

Wie MURRAY (1994) postuliert, sollte man sich bei der Bestimmung von Silex auf das Seltene Erden Spektrum fokussieren, da diese die geringste Anfälligkeit hinsichtlich der Mobilität während der Diagenese aufweisen. Die in dieser Arbeit ermittelten Werte stellen weitere wichtige Ergebnisse hinsichtlich archäologischer Fragestellungen dar. Ebenso sind sie auch von geologischer und stratigraphischer Relevanz. Diese Arbeit sollte einen ersten Schritt zu einer vollständig intern konsistenten Herkunftsbestimmung von Silexartefakten darstellen. Für die vollständige Klärung dieser in dieser Arbeit verwendeten Daten ist es von Nöten, weitere Untersuchungen hinsichtlich der geochemischen Zusammensetzung einzelner silexführenden Schichten durchzuführen. Des Weiteren sollten die stratigraphischen, hornsteinführenden Horizonte intern auf ihre Konsistenz überprüft und untersucht werden. Für die archäologisch relevante Nutzung der geochemischen Daten sollte in einem weiteren Schritt auch außeralpine Regionen beprobt und mittels den in dieser Arbeit verwendeten analytischen Methoden untersucht werden, um eine genaue Verteilung sämtlicher unterschiedlichen Chertchemismen zu erhalten. Dies ist die Grundlage für das Erstellen einer Datenbank mittels derer eine Herkunftsbestimmung möglich sein dürfte.

9. Literaturverzeichnis:

ARMSTRONG, H.A., OWEN, A. W. & FLYOD, J.D, (1999): Rare earth geochemistry of Arenig cherts from the Ballantrae Ophiolite and Leadhills Imbricate Zone, southern Scotland: implications for origin and significance to the Caledonian Orogeny, Journal of the Geological Society , London, 156, 549-560.

BINSTEINER, A. (1994). "Ausgewählte Silexlagerstätten und deren Abbau in den Provinzen Trient und Verona, Archäologisches Korrespondenzblatt, 24, 255-263

BINSTEINER, A. (2003): Die neolithische Prospektion von Jurahornsteinen in Bayern, Bayerische Vorgeschichtsblätter, 68.,

BINSTEINER, A. (2008): Steinzeitlicher Bergbau auf Radiolarit im Kleinwalsertal/ Vorarlberg (Österreich), Archäologisches Korrespondenzblatt, 38, 185-190.

BOLHAR, R., BALZ, S.K., MOORBATH, S., FEDO, C.M., WHITEHOUSE, M.J., (2004): Characterisation of early Archean chemical sediments by trace element signatures, Earth and Planetary Science Letters, 222, 43-60.

BOSCH, P.W.(1989): Ein Feuerstein –Bergwerk aus der Jungsteinzeit(Rijckholt, NL), Siedlungen der Steinzeit. Haus, Festung und Kult. Beiheft Spektrum der Wissenschaft. Heidelberg. Spektrum der Wissenschaft Verlagsgesellschaft, 212-219.

BRUECKNER, H.K and SNYDER, W.S. (1985a): Chemical and Sr- Isotopic variations during diagenesis of Miocene siliceous sediments of the Monterey Formation, California. J. Sediment. Petrol, 55, 553-568.

BUURMAN, P & PLAS, L. van der (1971): The genesis of Belgian and Dutch flints and cherts, Geol. En Mijnb. 50, 9-28.

BUSTILLIO, M.A., SERRANO, A.M. (2008): Caracterizacion y Significado de las Rocas siliceas ferruginosas del paleoceno de Zamora, tecniterrae, 36, 1-16.

CAYEUX, L. (1929): Les roches sedimentaires de France: roches siliceuses, Mem. Carte Geol. France, Paris, Impr. Nat. 774; 554.

9. Literaturverzeichnis:

- DIERSCHE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen, - Geotekt. Forsch. 58: 1-217, Stuttgart.
- DUTTA, P.K. (1998): Provenance of chert in the Permo-Triassic Sydney Basin, Australia: oxygen isotopic evidence, Sedimentary Geology, 117, 123-132.
- Egg, M. (1992): Die Ausrüstung des Toten. In: Egg, M. / Spindler, K.: Die Gletschermumie vom Ende der Steinzeit aus den Ötztaler Alpen - Vorbericht. Jahrbuch des Römisch-Germanischen Zentralmuseums, 39, 35-100.
- ELEKES, Z., BIRÓ, K.T., UZONYI, I., RAJATA, I., KISS, A.Z. (2000): Geochemical analysis of radiolarite samples from the Carpathian basin, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B, 170, 501-514
- EVENSEN, N.M., HAMILTON, P.J., and O'NIONS, R.K. (1978): Rare-earth abundances in chondritic meteorites, Geochim. Cosmochim. Acta 42, 1199-1212.
- FRIES-KNOBLACH, J. (2001): Silicies – Metalle der Steinzeit, F. Vollertsen /M. Kleiner (Hrsg.): Idee - Vision - Innovation. Festschrift anlässlich des 60. Geburtstags von Professor Manfred Geiger (Bamberg 2001) 179-190.
- FRÜCHTEBAUER, H. & MÜLLER, G. (1977): Sedimente und Sedimentgesteine, Schweizerbart, Stuttgart, 784 S.
- GARRISON, R.E., FISCHER, A.G. (1969): Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic, Soc. Econ.-Paleont. Miner. Spec. Publ., 14, 20-56
- GERMANN, K. (1972): Verbreitung und Entstehung Mangan-reicher Gesteine im Jura der Nördlichen Kalkalpen, Tschermaks miner. petrogr. Mitt., ,3, 17, 123-150, Wien - New York
- GLASOCK, M. D & NEFF, H. (2003): Neutron Activation analysis and provenance research in archaeology, Meas. Sci. Technol., 14, 1516-1526.
- GOLDENBERG, G. (1999): „Halbfabrikate“ und „Flintsteine“ als Zeugen neolithischer und neuzeitlicher Silexgewinnung und –verarbeitung in den Monti Lessini, Verona, Italien, Archaeologia Austriaca, Verlag Franz, Deuticke, Wien, 103- 125.

9. Literaturverzeichnis:

HALLAM, A. (1971a): Provinciality in Jurassic faunas in relation to facies and palaeogeography. In Middlemiss FA, Rawson PF and Newall G (eds) *Faunal Provinces in Space and Time*. Seel House Press, 129-52.

HAUPTMANN, A. (1980): Feuerstein, Hornstein, Flint, Chert, Silex – eine Begriffsbestimmung, in: 5000 Jahre Feuersteinbergbau; Die Suche nach dem Stahl der Steinzeit, Ausstellung im Deutschen Bergbaumuseum Bochum vom 24. Oktober 1980 bis 31. Januar 1981; Veröffentlichungen aus dem Deutschen Bergbau-Museum Bochum Nr. 78, 3. überarbeitete, erweiterte und aktualisierte Auflage; Hg.: Deutsches Bergbau-Museum Bochum, f

HEIN, J.R., SANCETTA, C. and MORGENSEN, L.A. (1981b): Petrology and geochemistry of silicified upper Miocene chalk, Costa Rica Rift, Deep Sea Drilling Project Leg 69. Init. Rep. DSPP, 69, 395-422.

LEITNER, W. (2003): Der Felsüberhang auf der Schneiderkürenalpe – ein Jäger- und Hirtenlager der Vorzeit. Die ältesten menschlichen Spuren im Kleinwalsertal, Bergschau 1 (Hirschegg)

LEITNER, W. (2004): Steinzeitliche Silexabbaustelle im Kleinwalsertal, Archäologie in Österreich, 15, 25.

LEITNER, W. (2007): Spuren zum ältesten Bergwerk in den Alpen, Jahrbuch, Vorarlberger Landesmuseumsverein, Freunde der Landeskunde, 2006/07 (Bregenz 2007), 71-77.

LEITNER, W. (2008): Steinzeitlicher Silexbergbau im Kleinwalsertal, Archäologie in Deutschland, 4, 2008, 28-29.

LEITNER, W. (2008b): Steinzeitlicher Bergbau auf Radiolarit im Kleinwalsertal/ Vorarlberg (Österreich), Archäologisches Korrespondenzblatt, 38, 175-183.

LYONS, W.H., GLASOCK, M. D., MEHRINGER, P.J. jr. (2003): Silica form sources to site: ultraviolet fluorescence and trace elements to identify cherts from Lost Dune, southwestern Oregon, USA, Journal of Archaeological Science, 30, 1139-1159

JACOBSHAGEN, V. (1965): Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. - Jb. Geol. Bundesanst. 108, 1-114.

9. Literaturverzeichnis:

JENKYNS, H.C (Hrsg.): Pelagic sediments: on land and under the sea, Spec. Publs. Int Assoc. Sediment., 1 273-299, Oxford,

KASZOVSKY, Z., BIRÓ, K.T., MARKÓ, A., DOBOSI, V. (2008): Cold neutron prompt gamma activation analysis – a non destructive method for characterization of high silica content chipped stone tools and raw materials, Achraeometry, 50, 1, 12-29

KEENE, J.B. and KASTNER, M. (1974): Clays and formation of deep-sea chert, Nature, 259, 754-755.

KINGMA, K.J., HEMLEY, R. J. (1994). Raman spectroscopics study of microcrystalline silica, American Mineralogist, 70, 269-273

KUNIMARU, T., SHIMIZU, H., TAKAHASHI, K., YABUKI, S. (1998): Differences in geochemical features between Permian and Triassic cherts form the Southern Chichibu terrane, southwest Japan: REE abundances, major element compositions and Sr isotopic ratios, Sedimentary Geology, 119, 195-217

MOORE, P.R. (1995):A Jurassic chert- limestone spilite association near Eketahuna, North Island , New Zealand, Journal of The Royal Society of New Zealand, 25, 99-114.

MURATA, K.J and LARSON, R.R.(1975): Diagenesis of Miocene siliceous shale, Temblor Range, California. U.S. Geol. Surv. J. Res., 3, 553-566.

MURRAY, R.W. (1991): Geologic Significance of the Rare Earth, Major, and Trace Element Systematics in Chert and Fine-grained Marine Sediments. I. Specifying Chert Depositional Environments with REE Relative Fractionations. II Chemical Behavior During Diagenesis of Chert and Siliceous Sediment. Ph.D thesis, University of California, Berkeley, 263p.

MURRAY, R.W., BUCHHOLTZ ten Brink, M.R., Gerlach, D.C., Russ, G.P., III and Jones, D.L. (1992a): Interceanic variation in the rare earth, major and trace element depositional chemistry of chert: perspectives gained from the DSDP and ODP record. Geochim. Cosmochim. Acta, 56, 1897- 1913.

9. Literaturverzeichnis:

MURRAY, R.W., JONES, D.L., and BUCHHOLTZ TEN BRINK, M: R. (1992b): Diagenetic formation of bedded chert: evidence from chemistry of the chert-shale couplet. *Geology*, 20, 271-274.

MURRAY, R. W. (1994): Chemical criteria to identify the depositional environment of Chert: general principles and applications, *Sedimentary Geology* 90, 213-232

NANCE, W.B., TAYLOR, S.R. (1977): Rare earth element pattern and crustal evolution – II. Archean sedimentary rocks from Kalgoorlie, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41, 225- 231.

NAVAZO, M., COLINA, A., DOMÍNGUEZ-BELLA, S., BENITO-CALVO, A. (2008): Raw stone material supply for Upper Pleistocene settlements in Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain): flint characterization using petrographic and geochemical techniques

OWEN , A.W., ARMSTRONG, H.A., FLYOD, J.D. (1999): Rare earth elements in chert clast as provenance indicators in the Ordovician and Silurian of the Southern Uplands in Scotland, *Sedimentary Geology*, 124, 185-195.

POSTL, W., HAUZENBERGER, Ch. und W. GÖSSLER (2008): Vergleichende geochemische und mineralogische Untersuchungen an Hornstein aus Rein bei Graz (Steiermark, Österreich) und Baiersdorf bei Erlangen (Bayern, Deutschland). – *Joannea Mineralogie*

PRÉAT, A. et al (2006): Petrography and biosedimentology of the Rosso Ammonitico Veroneses (middle-upper Jurassic, north-eastern Italy), *Facies* 52, 265-278.

PREY, S.(1991): Zur tektonischen Position der Klippe der Antonshöhe bei Mauer- Eine Richtigstellung, *JB Geol. B-A.*, 134,845-847.

PREY,S. (1975): Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Grestener Klippenzone des Lainzer Tiergartens bei Wien (Österreich), *Verh. Geol. B.A.*, 1-25.

PREY, S. (1987): Probleme am Flysch-Kalkalpenrand mit besonderer Berücksichtigung der Klippenzone von Sulz im Wienerwald, *JB. Geol. B.A.*, 129, 621-629.

RAD, U. von (1979): SiO_2 - Diagenese in Tiefseesedimenten, *Geologische Rundschau*, Bd 68, Heft 3, 1025-1036

9. Literaturverzeichnis:

RIND, M.M. (1987): Feuerstein. Rohstoff der Steinzeit. Bergbau und Bearbeitungstechnik. Archäologisches Museum der Stadt Kelheim Museumsheft 3, Buch am Erlbach, Verlag Maria Leidorf

SELIVANONVA, M.N. & ASHLEY, G.M. (1998): Geological- Geochemical Approach to "Sourcing" of Prehistoric Chert Artefacts, Northwest Alaska, Geoarchaeology: An International Journal, 13, 7, 673-708.

SLOTTA, R. (1999): Flint und Flinte- Feuerstein als strategischer Rohstoff, Die Suche nach dem Stahl der Steinzeit, Ausstellung im Deutschen Bergbaumuseum Bochum vom 24. Oktober 1980 bis 31. Januar 1981; Veröffentlichungen aus dem Deutschen Bergbau-Museum Bochum Nr. 78, 3. überarbeitete, erweiterte und aktualisierte Auflage; Hg.: Deutsches Bergbau-Museum Bochum,

SHIMIZU, H., MASUDA, A. (1977): Cerium in chert as an indication of marine environment of its formation, Nature, 266, 346-348.

SCHOOP, U-D. (1995): Die Geburt des Hephaistos. Neolithische Metallverwendung . Internationale Archäologie, 24,

SCHUMANN, W. (1990): Der neue BLV Steine- und Mineralienführer, 2. Auflage München: BLV Verlagsgesellschaft, 1990.

SCHÜTZ, C., TILLMANN, A., WEINER, J., RIEDER, K.H., UNRATH, G. (1990): Das Ingolstadt-Experiment: Zerlegung von Damwild mit Steinartefakten, Experimentelle Archäologien in Deutschland. Ausstellungskatalog Oldenburg 1990. Archäologische Mitteilungen aus Nordwestdeutschland Beiheft 4, Oldenburg: Isensee Verlag, 232-256.

TAYLOR, S.R and McLENNAN, S.M. (1985): The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 312 S.

TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. Bd. 2, Außerzentralalpiner Anteil. — XII u. 710 S., 286 Abb., 27 Tab., Wien (Franz Deuticke)

TOLLMANN, A. (1966): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 1. Teil, Der Ostabschnitt, Mitt. Geol. Ges. Wien, 59.

9. Literaturverzeichnis:

TOLLMANN, A. (1976a): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums.- Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil 2, Wien, Deuticke. 580S.

TOLLMAN, A (1963): Zur Frage der Faziesdecken in den Nördlichen Kalkalpen und zur Entwurzelung der Hallstätter Zone (Ostalpen), Geol. Rundschau, 55,

TRUEMANN, C.N., BEHRENSMEYER, A.K., POTTS, R., TUROSS, N. (2006): High- resolution record of location and strigraphic provenance form the rare earth element composition of fossil bones, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 4343-4355.

WEINER, J., (1987): Techniken und Methoden der intentionellen Herstellung von Steingeräten, Archäologisches Museum der Stadt Kelheim Museumsheft 3, Buch am Erlbach, Verlag Maria Leidorf

WETZEI, O.(1933): Die in organischen Substanz enthaltenen Mikrofossilien des baltischen Kreidefeuersteins, *Palaeontographica*, 77, 141-186; 78, 1-110.

WIGNALL, P.B., NEWTON, R., BROOKFIELD, M.E. (2005): Pyrite framboid evidence for oxygen- poor deposition during the Permian – Triassic crisis in Kashmir, *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 216, 183-188.

ZHOU, C., JIANG, S-Y. (2009): Palaeoceanographic redox environments for the lower Cambrian Hetang Formation in South China: Evidence from pyrite framboids, redox sensitive trace elements, and sponge biota occurrence, *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 271, 279- 286.

10. Abbildungsverzeichnis

ABBILDUNG 1: T-Z DIAGRAMM VON VON RAD (1979) ZEIGT DIE ABHÄNGIGKEIT DER AUFTRETENDEN SiO_2 -MODIFIKATIONEN ALS FUNKTION VON ZEIT UND VERSENKUNGSTIEFE.....	5
ABBILDUNG 2: SCHEMATISCHES DIAGRAMM MODIFIZIERT NACH MURRAY (1994) BASIEREND AUF DEN UNTERSUCHUNGEN VON KEENE & KASTNER (1974), MURATA & LARSON (1975), HEIN ET AL. (1981A) UND BRUECKNER & SYNDER (1985A) BASIEREND AUF DEN UNTERSUCHUNGEN VON KEENE & KASTNER (1974), MURATA & LARSON (1975), HEIN ET AL. (1981A) UND BRUECKNER & SYNDER (1985A). DIE ABBILDUNG STELLT DIE UNTERSCHIEDLICHE AN- BZW. ABREICHERUNG BESTIMMTER ELEMENTE WÄHREND DER DIAGENESSE VON CHERTS DAR.....	6
ABBILDUNG 3: VARIANTEN DES SILEXABBAUS. DURCH KLAUBEN (1), GRABEN (2), KUHLEN-PINGENBAU (4), SOWIE DUCKEL (5) UND WEITUNGSBAU (6) NACH WEINER (1987). RE EINE ABBILDUNG DES BERGWERK VON ARNHOF, NACH RIND (1987).....	8
ABBILDUNG 5: DURCHLICHTAUFNAHME VON EINEM MESSPUNKT DER LASER ICP-MS.....	12
ABBILDUNG 6: SEKUNDÄRELEKTRONENBILD ZEIGT DAS VOM LASER ABGETRAGENE PROBENMATERIAL IN FORM EINES LOCHES.....	12
ABBILDUNG 7: GEOGRAPHISCHER ÜBERBLICK ÜBER DIE SÜD – UND OSTALPEN SOWIE DIE VERBREITUNG DER SILEXFUNDE UND ABBAUE (QUELLE PP05, B. NUTZ UNVERÖFFENTLICH).....	13
ABBILDUNG 8: GLIEDERUNG UND ALTERSSTELLUNG DES ROSSO AMONIITCO VERONESE NACH GEYER (1993). 1=HARTGRUND MIT Fe/Mn- KRUSTE, 2= Fe/Mn- KNOTEN, 3= STROMATOLITHEN.....	15
ABBILDUNG 9: SCHICHTGLIEDER DER ALPINEN JURA, AUS TOLLMANN (1985).....	16
ABBILDUNG 10: PALINSPATISCHE FAZIESPROFIL FÜR DIE SPÄTJURASSISCHEN RADIOLARITSEDIMENTATION IN DEN MITTELEREN KALKALPEN, NACH DIERSCHE (1978).....	17
ABBILDUNG 11: ISOPACHENKARTE VOM RUHPOLDINGER RADIOLARIT UND DEN TAUGLBODENSCHICHTEN IN DEN MITTELEREN KALKALPEN NACH DIERSCHE (1978).....	17
ABBILDUNG 12: AUS TOLLMANN (1985).....	18
ABBILDUNG 13: MAKROSKOPISCHE AUFNAHME DER PROBE GP07, KLEINWALSERTAL. DIE FARBÜBERGÄNGE SCHWANKEN VON BLÄULICH-GRÜN ÜBER SCHWARZ BIS HIN ZU DUNKELROT	21
ABBILDUNG 14: MAKROSKOPISCHE AUFNAHME DER PROBE GP01, GROßES WALSERTAL. DEUTLICH ZU ERKENNEN SIND HIER DIE POSTSEDIMENTÄREN KALZITADERN, DIE DEN SILEX DURCHZIEHEN. DIE FARBNEN BEWEGEN SICH HIER ZWISCHEN ZIEGELROT BIS DUNKELGRAU- SCHWARZ	21
ABBILDUNG 15: MAKROSKOPISCHE AUFNAHME DER PROBE GP04, ROFGEBIRGE. DAS FARBSPEKTRUM BEWEGT SICH ZWISCHEN GRÄULICH-GRÜN BIS HIN ZU EINEM MATTEN ZIEGELROT. ZUM TEIL IST AN DEN FRAGMENTEN NOCH EIN CORTEX ZU ERKENNEN.....	21
ABBILDUNG 16: MAKROSKOPISCHE AUFNAHME DER PROBE GP06, ROFGEBIRGE. DAS HIER ABGEBILDETE FARBSPEKTRUM ENTHÄLT NICHT DIE GANZE FARBLICH AUFTRETENDE PALETTE, WOBEI DIE FARBNEN ZWISCHEN RÖTLLICH UND GRÄULICH-GRÜN WECHSELN.....	21
ABBILDUNG 17: DURCHLICHTAUFNAHME DER PROBE GP07 -FEUERSTEINMÄHDER. ENTLANG EINES RISSES TRITT HIER KALZIT AUF. DIE MATRIX BESTEHT HIER AUS MIKROKRISTALLINEM QUARZ	22

10. Abbildungsverzeichnis

ABBILDUNG 18: DURCHLICHTAUFNAHME BEI GEKREUZTEN NICOLS. DIE MIKROKRISTALLINEN QUARZE SIND GUT ZU ERKENNEN SOWIE DIE ANOMALEN INTERFERENZFARBEN DES KALZITS.....	22
ABBILDUNG 19: DURCHLICHTAUFNAHME DER PROBE GP06. DEUTLICH IST DIE PRIMÄRE SCHICHTUNG ZU ERKENNEN SOWIE DIE IM MIKROMAßSTAB AUFTRETENDEN INHOMOGENITÄTEN.....	23
ABBILDUNG 20: DURCHLICHTAUFNAHME DER PROBE GP05. EINE PRIMÄRE SCHICHTUNG IST AUCH HIER ZU ERKENNEN SOWIE DER ZUM TEIL HOHE FOSSILGEHALT.....	23
ABBILDUNG 21: DURCHLICHTAUFNAHME DER PROBE GP07. DIE PRIMÄRE SCHICHTUNG IST NOCH LEICHT ZU ERKENNEN. DES WEITEREN DRINGT HIER WIEDERUM KALZIT IN DEN SILEX EIN.....	23
ABBILDUNG 22: DURCHLICHTAUFNAHME BEI GEKREUZTEN NICOLS DER PROBE GP07. GUT ZU ERKENNEN SIND DIE MIKROKRISTALLINEN QUARZE, DIE WIEDERUM DIE GRUNDMASSA BILDEN. ENTLANG EINES RISSE DRANG KALZIT POSTSEDIMENTÄR EIN.....	23
ABBILDUNG 23: DURCHLICHTAUFNAHME VON DER PROBE GP01. IM INNENRAUM DIESER SPUMELLARIA BEFINDET SICH QUARZ.....	24
ABBILDUNG 24: DURCHLICHTAUFNAHME BEI GEKREUZTEN NICOLS DER PROBE GP01. MIKROKRISTALLINER QUARZ BILDET HIER DIE GRUNDMATRIX. IM INNENRAUM DER SPUMELLARIA ZEIGT SICH DEUTLICH DAS RADIALFÖRMIGE WACHSTUM VON QUARZ IN DEN HOHLRAUM.....	24
ABBILDUNG 25: DURCHLICHTAUFNAHME DER PROBE GP07. DIE SPUMELLARIA IST UNTER DEM AUFLICHTMIKROSKOP OPAK. DIE BRÄUNLICHE MATRIX BESTEHT AUS MIKROKRISTALLINEM QUARZ.....	24
ABBILDUNG 26: AUFLICHTAUFNAHME DER PROBE GP07 BEI LEICHT GEKREUZTEN NICOLS. DETAILAUFNAHME DER ZUR LINKEN SEITE ABGEBILDETN SPUMELLARIA. DER UNTER DEM DURCHLICHTMIKROSKOP OPAKE RAND BESTEHT AUS PYRIT (FeS ₂).....	24
ABBILDUNG 27: BSE-AUFNAHME EINES AUS PYRIT BESTEHENDEM KUGELIGEM AGGREGAT, DAS ALS FRAMBOIDPYRIT ANZUSEHEN IST.....	25
ABBILDUNG 28: BSE-AUFNAHME EINER RUTILNADEL (HELLE LÄNGLICHE FORM)	25
ABBILDUNG 29: DIFFRAKTOGRAMM VON 3 AUSGEWÄHLTEN PROBEN (GP01- GRÜN, GP03- ORANGE UND GP06- BLAU).....	26
ABBILDUNG 30: AUS KINGMA&HEMLEY (1994). DARSTELLUNG DER VERSCHIEDENEN SiO ₂ -MODIFAKTIONEN UND IHRE UNTERSCHIEDLICHEN PEAKS.....	27
ABBILDUNG 31: AUFLICHTAUFNAHME DES GEMAPPTEN BEREICHS DER PROBEN GP010. DAS TÜRKISE QUADRAT STELLT DIE GRENZEN DAR.....	28
ABBILDUNG 32: ABBILDUNG DES VERHÄLTNISSES VON DER INTENSITÄT DER RAMANBANDEN VON MOGANIT BEI 501 CM ⁻¹ ZU QUARZ BEI 465CM ⁻¹ . AUF DER Y-ACHSE IST DAS VERHÄLTNIS DER PEAKINTENSITÄT VON I _{501(Mo)} /I _{465(Qz)} DARGESTELLT. DIE PIXELGRÖÙE BETRÄGT 1 MM.....	28
ABBILDUNG 33: RAMANSPEKTRUM DER PROBEN GP010 VON 440 BIS 520 CM ⁻¹ . BEI 465 CM ⁻¹ TRITT DIE STÄRKSTE BANDE VON A-QUARZ AUF. DIESES SPEKTRUM ENTSPRICHT IN DER ABBILDUNG 32 DEM PUNKT B.	28
ABBILDUNG 34: RAMANSPEKTRUM DER PROBE GP010 VON 440 BIS 520 CM ⁻¹ . BEI 465 CM ⁻¹ TRITT WIEDERUM DIE STARKE BANDE VON QUARZ AUF. BEI 501 CM ⁻¹ TRITT JEDOCH DIE STÄRKSTE BANDE VON MOGANIT AUF. DIESES SPEKTRUM ENTSPRICHT IN DER ABBILDUNG 32 DEM PUNKT A.....	28

10. Abbildungsverzeichnis

ABBILDUNG 35: AUFLICHTAUFNAHME DER PROBE GP04. DAS MAPPING WEIST EINE RUNDLICHE FORM AUF. AUFFALLEND HIERBEI IST DER INNERE BEREICH DER EINE GLATTE OBERFLÄCHE OHNE SCHLEIFKRATZER AUFWEIST	29
ABBILDUNG 36: MAPPING DER PROBE GP04. DAS MAPPING WEIST EINE RUNDLICHE FORM AUF. DAS MAPPING SPIEGELT WIEDERUM DAS VERHÄLTNIS DER FÜR MOGANIT UND QUARZ TYPISCHEN BANDEN BEI 501cm^{-1} SOWIE 465 cm^{-1} . DIE PIXELGRÖÙE BETRÄGT 4M M.....	29
ABBILDUNG 37: MAPPING DER PROBE GP04. HIER DARGESTELLT IST DIE PEAKHALBWERTSBREITE DER QUARZBAND BEI 465 cm^{-1}	29
ABBILDUNG 38: MAPPING DER PROBE GP04. DIESER ABBILDUNG ZEIGT DEN RAMANSHIFT DER QUARZBANDE BEI 464 cm^{-1}	29
ABBILDUNG 39: AUFLICHTAUFNAHME DER PROBE GP012. DER TÜRKIS UMRAHMTE BEREICH STELLT JENEN DES RAMANMAPPINGS DAR. DIE GESTRICHELTE LINIE VERLÄUFT PARALLEL ZU EINEM SCHLEIFKRATZER.	30
ABBILDUNG 40: RAMANMAPPING DER PROBE GP012. DARGESTELLT IST HIER DAS VERHÄLTNISS DER TYPISCHEN MOGANIT ZU DER QUARZBANDEN BEI 465 cm^{-1} . DER ÄUÈERSTE BEREICH WEIST KAUM MOGANITKOMPONENTE AUF. DER ÄUÈERSTE BEREICH WEIST KEINE SIGNIFIKANTEN MOGANITBANDEN AUF.30	30
ABBILDUNG 41: RAMANSPEKTRUM DER PROBE GP012. NEBEN DER TYPISCHEN QUARZBANDE BEI 465 cm^{-1} TRITT BEI 502 cm^{-1} DIE FÜR MOGANIT TYPISCHE RAMANBANDE AUF. DIESER AUFNAHME ENTSPRICHT DEM PUNKT A AUF DER ABB.:40	31
ABBILDUNG 42: RAMANSPEKTRUM DER PROBE GP012. DIE MOGANITBANDE BEI 502 cm^{-1} IST HIER ÄUÈERST SCHWACH AUSGEBILDET. DIESER SPEKTRUM ENTSPRICHT IN DER ABBILDUNG 40 DEM PUNKT B.....	31
ABBILDUNG 43: RAMANMAPPING DER PROBEN GP07. DARGESTELLT IST HIER DIE HALBWERTSBREITE DER RAMANBANDE 465 cm^{-1} VON QUARZ. DIE LINEARE STRUKTUR (SCHLEIFKRATZER) SPIEGELT SICH IN EINER ERHÖHUNG DER HALBWERTSBREITE WIEDER.	31
ABBILDUNG 44: RAMANMAPPING DER PROBEN GP010. DARGESTELLT IST HIER DER RAMANSHIFT DER RAMANBAND VON QUARZ BEI 465 cm^{-1} . DIE DURCH DEN SCHLEIFKRATZER HERVORGERUFENENEN KRISTALLDEFEKTE GEHEN MIT EINER RAMANSHIFT ZU NIEDRIGEREN WELLENZAHLEN EINHER.	31
ABBILDUNG 45: EMPA-ANALYSEN VON CA VS. AL AUS DEN EMPA ANALYSEN VON CA VS. AL IST KEINE UNTERScheidUNG EINZELNER REGIONEN MÖGLICH.....	33
ABBILDUNG 46: EMPA ANALYSEN VON FE VS. AL IN ATOM %. DIE VERTEILUNG VON FE/AL LÄSST KEINE RÜCKSCHLÜSSE AUF EINZELNE REGIONEN ZU.	33
ABBILDUNG 47: EMPA ANALYSEN VON NA VS. FE IN IN ATOM %. BEI DEN VERTEILUNG VON NA/FE IST KEINE DIFFERENZIERUNG MÖGLICH.	33
ABBILDUNG 48: EMPA ANALYSEN VON K VS. NA IN IN ATOM %. DIE GEHALTE VON K/NA WEISEN EINE STARKE ÜBERLAGERUNG DER EINZELNEN REGION AUF UND SIND SOMIT FÜR EINE HERKUNFTSBESTIMMUNG UNZULÄSSIG.	33
ABBILDUNG 49: VERHÄLTNIS VON AL ZU Ti.....	35
ABBILDUNG 50 VERHÄLTNIS VON SR ZU Rb.....	35
ABBILDUNG 51 VERHÄLTNIS VON Li ZU BE.....	36
ABBILDUNG 52: VERHÄLTNIS VON Nb ZU Sm.	37
ABBILDUNG 53: VERHÄLTNIS VON Th ZU U	37

10. Abbildungsverzeichnis

ABBILDUNG 54: VERTEILUNG DER REE AUS DEM ROFANGEBIET.....	38
ABBILDUNG 55: VERTEILUNG DER REE IN DEN SÜDALPINEN PROBEN (NONSTAL, MONTI LESSINI)	38
ABBILDUNG 56: VERTEILUNG DER REE AUS DEM GEBIET DES GROßen- UND KLEINWALsertals.....	39
ABBILDUNG 57: VERTEILUNG DER REE VON DER PROBEN GP012 ANTONSHÖHE BEI MAUER.....	39
ABBILDUNG 58: : VERTEILUNG DER SELTENEN ERDEN DER JEWELIGEN REGION. DIE KURVEN STELLEN JEWELLS DEN MITTELWERT SÄMTLICHER PROBEN AUS DEN REGIONEN DAR.....	39
ABBILDUNG 59: VERHÄLTNIS VON EU ZU SM MIT DER LASER ICP-MS GEMESSEN.	41
ABBILDUNG 60: VERHÄLTNIS VON EU ZU SM GEMESSEN MIT DER NAA	44
ABBILDUNG 61: VERHÄLTNIS VON AS ZU CS.....	46
ABBILDUNG 62: ELEMENTKONZENTRATION VON CS, ZN UND BA IN PPM.....	48

Analysen in tabellarischer Ansicht:

Analysen in tabellarischer Ansicht:

Probennummer

GP05	SiO2	MgO	K2O	CaO	FeO	Na2O	Al2O2	CrO	TiO	MnO
GP05-1	1.5961	0.0049	0.019	0.0419	0.2887	0.0219	0.12	0.0679	97.34	0.0473
GP05-3	100.61	0.0236	0.0491	0.0205	0	0.0424	0.1728	0	0.0102	0.0062
GP05-4	99.43	0.0517	0.2037	0.0346	0.154	0.1117	0.836	0	0.0583	0.0246
GP05-5	100.98	0.0056	0.0381	0.0375	0.0268	0.0291	0.1332	0.0113	0	0
GP05-6	100.47	0.0292	0.0462	0.0608	0.0308	0.0437	0.2496	0	0.0092	0.0234
GP05-7	100.48	0.0267	0.0873	0.0438	0.0338	0.0376	0.3575	0	0	0
GP05-8	99.93	0	0.0389	0.0219	0.0099	0.0339	0.1192	0	0	0.032
GP05-9	99.24	0.0218	0.0704	0.0198	0.0368	0.0303	0.2306	0.0122	0	0.0099
GP05-10	99.78	0.0118	0.0711	0.0099	0.1034	0.0825	0.2272	0.0113	0.012	0
GP05-11	98.93	0.0124	0.1891	0.0318	0.0388	0.1091	0.5714	0	0	0
GP05-12	100.74	0.0062	0.0462	0.0134	0.0735	0.0073	0.0725	0.0197	0.0296	0
GP05-13	100.54	0.0112	0.0748	0.0212	0.0765	0.0728	0.2128	0.0319	0.0213	0.0037
GP05-14	100.48	0.0006	0.0616	0.0163	0.0457	0.04	0.0818	0.0508	0.0019	0.0184
GP05-15	97.74	0.1329	0.3113	0.0876	0.3377	0.1253	1.0807	0	0.0139	0.0012
GP05-16	100.36	0.0112	0.0462	0.0558	0.0228	0.0267	0.1201	0	0.0019	0.0099
GP05-17	100.11	0	0.0235	0.0389	0	0.04	0.1043	0	0	0
GP05-18	100.68	0	0.0411	0.0155	0	0.0521	0.1877	0.0132	0	0
GP05-19	99.92	0.0062	0.0213	0.0353	0.005	0.0206	0.0659	0	0.0176	0.0172
GP05-20	101.05	0	0.0425	0.0318	0.0338	0.0218	0.0818	0	0	0.0222

GP01	SiO2	MgO	K2O	CaO	FeO	Na2O	Al2O2	CrO	TiO	MnO
GP01	101.57	0	0.0139	0	0.0735	0.0873	0.1687	0	0	0.0123
GP01-1	99.65	0.023	0.151	0.0601	0.1053	0.0837	0.4618	0.016	0.0019	0
GP01-2	101.53	0.0075	0	0.0035	0.0238	0.0279	0.1169	0	0	0.0086
GP01-3	101.03	0.0075	0.0404	0.0233	0.0667	0.1263	0.2509	0	0.013	0.0357
GP01-6	101.77	0	0.0154	0.0233	0.0139	0.0582	0.0872	0.016	0	0.0123
GP01-7	100.8	0	0.0558	0.0396	0.0955	0.0947	0.3311	0.0094	0	0.032
GP01-8	97.58	0.1248	0.2398	0.0156	0.3301	0.084	0.9014	0	0	0.0012
GP01-9	101.98	0	0.0022	0.0163	0	0.0267	0.0391	0.0254	0	0
GP01-10	101.39	0.0199	0.0272	0.0297	0.1015	0.0874	0.176	0	0	0
GP01-11	100.82	0.0693	0.1269	0.0247	0.3401	0.0621	0.5666	0	0	0
GP01-12	101.28	0.0112	0.0286	0.0248	0.0736	0.0862	0.1817	0	0.0222	0.0025
GP01-14	100.99	0	0.0345	0.0283	0.0119	0.0437	0.1116	0	0.0111	0
GP01-15	102.16	0	0.0088	0	0.0288	0.0498	0.0517	0.0461	0	0.0407
GP01-16	100.77	0.0137	0.0668	0.0248	0.0706	0.0753	0.3789	0.0085	0	0.0271
GP01-17	101.23	0	0.0499	0.0226	0.0189	0.0194	0.1623	0	0.0037	0.0136
GP01-18	100.15	0.0667	0.2633	0.0177	0.1999	0.0547	0.873	0.0216	0.0009	0

GP07	SiO2	MgO	K2O	CaO	FeO	Na2O	Al2O2	CrO	TiO	MnO
GP07-2	101.06	0	0.0367	0.0361	0.0129	0.0716	0.1818	0.0386	0	0.0012
GP07-3	95.45	0.2422	0.421	0.053	0.4163	0.1392	1.812	0	0.5458	0
GP07-4	100.63	0.0231	0.0506	0.0382	0.0726	0.0741	0.3477	0.0037	0	0.0099
GP07-5	99.61	0.0093	0.0132	0.0297	0	0.0473	0.1463	0	0.0074	0.0099
GP07-6	101.73	0	0.0176	0.012	0.0378	0.0316	0.1094	0	0.0102	0
GP07-7	100.73	0.0012	0.022	0	0.0945	0.1202	0.2323	0	0	0
GP07-8	102.3	0	0.0059	0	0.0308	0.0643	0.0616	0	0.0352	0.0136
GP07-9	101.63	0	0.0301	0.0106	0.0438	0.0619	0.1484	0.0047	0.0055	0.0123
GP07-10	100.75	0	0.0404	0.0071	0.0159	0.1007	0.2185	0	0.0222	0
GP07-11	101.66	0.0131	0.025	0.0078	0	0.074	0.1607	0.0282	0.0194	0
GP07-12	101.27	0.0012	0.0037	0.0325	0.0159	0.0813	0.1673	0	0	0.0185
GP07-13	100.6	0.0143	0.0081	0.0071	0.0099	0.0146	0.1175	0	0	0.0332
GP07-14	101.58	0.0112	0.0161	0.0078	0	0.0231	0.0805	0.0311	0	0.0111
GP07-15	101.29	0.0006	0.0257	0.0035	0	0.0837	0.111	0.0113	0.0064	0.0197
GP07-16	100.88	0.005	0.0198	0.0219	0.0428	0.0898	0.1321	0	0	0.0185
GP07-17	100.11	0	0.0294	0.0021	0.0249	0.0958	0.1217	0	0.0102	0
GP07-18	100.62	0.0349	0.105	0.0092	0.0169	0.0861	0.4453	0	0.0074	0
GP07-19	100.74	0	0	0.0191	0.0308	0.0364	0.1161	0.0499	0.0074	0.0234
GP07-20	101.31	0.0075	0.0198	0.0354	0	0.051	0.1384	0	0.0102	0.0136

GP06	SiO2	MgO	K2O	CaO	FeO	Na2O	Al2O2	CrO	TiO	MnO
GP06-8	99.73	0	0.0235	0.0509	0	0.0146	0.0849	0	0	0.0148
GP06-9	99.28	0.0093	0	0.0665	0.001	0.0255	0.0255	0.0085	0	0
GP06-11	98.84	0.0168	0.0455	0.138	0.003	0.0219	0.1957	0	0.026	0.0246
GP06-13	98.46	0.0037	0.0646	0.1117	0.0348	0.085	0.2537	0	0	0
GP06-14	100.63	0.0031	0.0316	0.0792	0	0.0825	0.2136	0.0273	0	0
GP06-15	100.78	0	0.0308	0.1125	0.0119	0.0546	0.1804	0	0	0
GP06-16	100.26	0.01	0.0257	0.07	0	0.0425	0.1948	0.0386	0	0
GP06-17	100.36	0	0.0301	0.058	0.0249	0.0413	0.1739	0.0132	0.0334	0
GP06-18	100.73	0	0.0323	0.0658	0	0.0279	0.0974	0	0.0092	0.0234
GP06-19	99.7	0	0.0691	0.0878	0	0.0753	0.4448	0.017	0.0019	0

Element	GPO1_1	GPO1_2	GPO1_3	GPO1_4	GPO1_5	GPO1_6	GPO2_2	GPO2_3	GPO2_4	GPO2_5	GPO2_6	GPO3_1	GPO3_2	GPO3_3	GPO3_4	GPO4_1	GPO4_2
Li7	12.23	13.01	78.19	108.98	12.03	11.74	35.09	17.69	23.36	2.96	3.08	13.63	11.09	6.85	6.60	8.16	8.09
Be9	5.20	8.31	0.00	1.32	16.71	10.98	13.24	11.30	5.40	0.00	0.00	2.54	0.00	4.43	0.00	0.00	7.06
B10	14.37	13.15	10.72	7.06	18.44	15.14	35.12	17.35	18.15	8.14	8.11	22.04	13.79	9.63	10.24	10.88	12.93
Mg24	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.03	0.13	0.03	0.07	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al27	0.51	0.57	0.35	0.44	1.23	1.09	2.39	0.89	1.38	0.21	0.19	0.29	0.31	0.33	0.25	0.33	0.41
Si29	2.87	2.85	2.85	2.85	2.88	2.89	2.86	2.86	2.83	2.89	2.86	2.89	2.89	2.86	2.88	2.89	2.85
Ca43	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.40	0.07	0.03	0.07	0.06	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00
Ti47	1.25	0.30	0.13	0.10	0.78	1.16	1.13	0.27	0.17	0.09	0.09	0.19	0.10	0.22	0.10	0.14	0.32
V51	0.23	0.20	0.07	0.11	0.31	0.25	0.49	0.16	0.28	0.03	0.03	0.06	0.05	0.06	0.04	0.07	0.08
Cr53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn55	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.04	0.04	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe57	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.13	0.03	0.07	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Co59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.08	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu63	0.06	0.05	0.04	0.04	0.41	0.08	0.01	0.00	0.02	0.01	0.03	0.00	0.13	0.01	0.00	0.00	0.01
Zn66	0.01	0.02	0.01	0.00	0.03	0.03	0.29	0.07	0.18	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Ga69	0.19	0.20	0.08	0.10	0.33	0.39	0.74	0.34	0.41	0.14	0.10	0.18	0.15	0.12	0.08	0.12	0.14
Rb85	3.66	3.41	1.39	2.78	8.73	7.36	6.51	4.26	4.54	1.25	0.93	0.91	1.06	1.71	1.12	1.74	2.26
Sr88	2.13	2.20	1.35	1.45	3.78	6.34	2.61	2.54	2.32	1.88	1.56	2.92	3.23	1.91	1.74	1.83	1.85
Y89	0.41	0.84	0.18	0.68	0.89	1.80	2.31	0.55	2.44	0.98	0.26	0.13	0.19	1.14	0.14	0.24	0.18
Zr90	0.99	1.32	0.52	1.17	1.87	47.87	1.98	1.48	0.94	0.26	0.28	0.51	0.66	2.47	0.30	0.60	0.47
Nb93	4.41	1.81	1.06	0.64	3.57	18.40	7.09	1.96	1.49	0.42	0.34	1.39	0.66	1.29	0.79	1.08	2.10
Cs133	3.18	2.72	1.06	2.29	5.63	6.47	5.91	3.45	3.88	0.83	0.87	1.71	1.84	0.75	1.30	1.50	1.96
Ba137	17.75	17.40	10.62	12.38	22.19	54.85	8.87	7.34	9.99	10.92	8.94	8.29	9.38	11.04	9.46	9.14	10.73
La139	6.74	3.65	4.00	2.02	7.39	7.38	8.85	9.02	7.42	4.27	1.95	2.00	0.99	1.85	1.05	1.97	3.42
Ce140	4.60	3.26	3.38	2.13	5.24	6.71	6.45	5.42	7.14	2.06	0.99	0.55	0.64	0.99	0.49	0.98	2.15
Pr141	1.89	2.17	2.11	1.35	2.96	7.53	6.89	4.80	7.10	4.87	1.57	0.39	0.46	0.74	0.42	0.74	1.26
Nd146	1.30	1.33	1.61	1.62	2.02	4.92	6.92	2.75	7.79	4.55	1.14	0.26	0.51	0.91	0.74	0.61	1.13
Sm147	0.81	0.71	0.00	3.26	1.82	4.15	5.71	0.75	7.36	2.13	1.03	0.27	0.26	0.24	0.00	0.00	0.52
Eu153	0.45	1.11	0.70	1.24	0.93	1.87	3.77	0.70	3.61	1.38	0.34	0.00	0.28	1.27	0.00	0.22	0.46
Gd157	0.00	0.72	0.00	0.84	0.40	2.97	4.14	0.32	5.54	2.63	0.58	0.00	0.00	0.52	0.00	0.36	0.41
Tb159	0.00	0.77	0.40	0.31	0.59	3.83	2.71	0.30	3.50	0.85	0.00	0.20	0.00	0.39	0.00	0.41	0.00
Dy163	0.28	0.59	0.29	0.69	0.53	2.88	2.99	0.31	2.55	1.23	0.28	0.22	0.15	0.86	0.00	0.18	0.25
Ho165	0.37	0.86	0.00	0.97	0.41	1.70	2.19	0.46	2.09	1.02	0.20	0.26	0.24	1.33	0.00	0.45	0.00
Er166	0.40	0.77	0.32	0.64	0.89	2.37	1.87	0.37	1.17	0.68	0.15	0.00	0.25	1.23	0.50	0.19	0.25
Tm169	0.46	0.69	0.00	1.07	0.67	2.37	1.74	0.43	1.17	0.00	0.40	0.47	0.00	1.19	0.43	0.37	0.00
Yb172	0.00	0.79	0.55	0.50	1.42	1.82	1.35	0.62	0.87	0.00	0.00	0.25	0.00	1.92	0.00	0.26	0.35
Lu175	1.27	1.41	0.00	1.49	0.88	2.16	1.15	0.66	1.20	0.34	0.28	0.00	0.75	2.44	0.00	0.18	0.00
Hf178	0.55	1.53	0.30	0.61	1.79	48.47	1.28	0.92	1.10	0.00	0.10	0.45	0.00	1.72	0.77	0.82	0.30
Ta181	3.25	1.04	0.00	0.00	2.91	30.63	4.23	1.31	1.20	0.00	0.00	1.14	1.07	0.30	0.00	0.57	0.96
Pb208	0.70	0.49	0.55	0.38	0.45	0.28	0.55	0.10	0.36	20.23	0.76	0.00	0.18	0.76	0.47	0.82	0.78
Th232	10.96	16.07	7.03	7.76	20.68	28.88	26.42	11.94	17.72	8.19	5.01	4.40	4.36	14.08	5.28	6.97	7.30
U238	20.72	14.76	13.30	11.36	28.35	76.83	56.34	18.13	12.01	17.16	13.37	8.32	6.52	24.62	5.81	13.98	8.94

Element	GPO4_3	GPO4_4	GPO6_1	GPO6_2	GPO6_3	GPO6_5	GPO7_2	GPO7_2b	GPO7_3	GPO7_4	GPO7_5	GPO7_6	GPO8_2	GPO8_3	GPO9_2	GPO9_3	GPO9_1b
Li7	17.99	7.65	0.52	1.07	0.25	1.79	25.58	26.87	2.41	0.58	6.01	13.16	10.60	8.91	6.74	16.39	3.39
Be9	0.00	0.00	0.28	0.19	0.14	5.68	0.00	6.06	4.84	0.00	0.00	14.93	9.55	14.24	0.00	0.00	0.00
B10	18.11	11.36	1.95	1.55	0.95	7.86	12.53	11.07	9.40	7.68	12.54	24.21	26.70	25.25	19.27	13.95	17.17
Mg24	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Al27	0.50	0.18	0.04	0.02	0.01	0.45	0.58	0.76	0.23	0.06	0.41	0.96	0.40	0.86	0.32	0.65	0.13
Si29	2.86	2.87	0.09	0.09	0.08	0.42	2.84	2.77	2.86	2.88	2.88	2.84	2.90	2.87	2.88	2.88	2.83
Ca43	1.03	0.13	0.38	0.35	0.02	12.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.58	2.27	0.17	1.71	0.05
Ti47	0.22	0.06	0.13	0.05	0.00	0.24	0.32	0.36	0.04	0.00	0.22	0.82	0.23	0.95	0.09	0.50	0.04
V51	0.08	0.02	0.01	0.01	0.00	0.10	0.14	0.14	0.03	0.00	0.08	0.19	0.06	0.16	0.03	0.13	0.00
Cr53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn55	0.14	0.01	0.01	0.01	0.00	0.21	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.09	0.01	0.09	0.00
Fe57	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00
Co59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ni60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu63	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.04	0.06	0.08	0.01	0.00	0.08	0.16	0.08	0.22	0.00	0.14	0.00
Zn66	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.03	0.03	0.01	0.00	0.01	0.03	0.01	0.03	0.00	0.01	0.01
Ga69	0.15	0.06	0.04	0.02	0.08	0.16	0.25	0.22	0.09	0.04	0.12	0.28	0.26	0.38	0.12	0.22	0.05
Rb85	2.75	0.79	0.26	0.13	0.03	3.37	4.65	3.90	0.77	0.10	3.40	8.34	2.00	5.85	0.96	3.22	0.22
Sr88	6.99	3.24	0.51	0.35	0.09	10.33	1.46	1.88	1.80	0.92	1.52	2.15	2.63	3.91	1.34	4.47	1.09
Y89	0.95	0.13	0.22	0.12	0.19	4.47	0.40	0.51	0.07	0.00	0.57	0.96	0.68	0.00	0.05	1.12	0.00
Zr90	1.28	0.46	0.22	0.23	0.01	0.84	0.85	0.83	0.17	0.00	0.80	1.67	0.75	4.15	0.32	1.27	0.13
Nb93	1.79	0.21	0.81	0.19	0.02	1.53	2.09	2.23	0.25	0.05	1.29	4.50	1.79	4.30	0.86	3.17	0.54
Cs133	2.04	1.38	0.11	0.09	0.02	2.14	2.42	2.95	1.21	0.84	3.51	7.15	1.33	3.83	0.65	1.59	0.00
Ba137	12.92	6.76	1.03	0.59	2.73	6.24	11.92	16.11	7.16	2.02	7.11	15.16	18.32	26.48	9.39	19.71	4.21
La139	4.97	0.94	1.43	1.18	1.18	31.96	8.59	10.47	1.05	0.01	3.61	10.13	4.04	11.54	0.46	13.59	0.33
Ce140	3.07	0.37	0.48	0.59	0.42	10.98	8.83	8.88	1.24	0.00	3.97	9.14	1.98	5.76	0.44	6.97	0.13
Pr141	2.69	0.25	0.70	0.45	0.69	15.09	4.32	4.20	1.01	0.00	2.47	4.60	2.22	6.72	0.18	5.79	0.12
Nd146	1.67	0.22	0.50	0.36	0.60	12.60	2.15	3.22	0.43	0.00	1.83	3.05	1.73	5.94	0.35	3.77	0.00
Sm147	1.36	0.00	0.31	0.14	0.30	6.13	0.96	1.04	0.77	0.00	0.00	2.41	1.70	3.86	0.00	1.34	0.00
Eu153	1.05	0.57	0.17	0.09	0.23	4.48	0.72	0.81	0.00	0.00	0.67	1.05	0.79	1.72	0.00	1.47	0.00
Gd157	1.46	0.26	0.19	0.08	0.24	4.95	0.36	0.82	0.00	0.00	0.83	2.32	0.89	2.71	0.00	0.96	0.00
Tb159	0.60	0.00	0.15	0.10	0.17	3.69	0.42	0.44	0.00	0.00	0.64	1.06	0.61	2.35	0.00	1.24	0.00
Dy163	1.71	0.13	0.14	0.07	0.15	3.41	0.48	0.38	0.00	0.00	0.53	1.04	1.02	2.92	0.00	0.69	0.00
Ho165	0.73	0.00	0.13	0.07	0.16	3.23	0.54	0.43	0.00	0.00	0.00	0.93	0.23	2.33	0.00	0.73	0.00
Er166	0.59	0.34	0.14	0.06	0.12	2.77	0.42	0.51	0.32	0.00	0.40	0.98	0.49	2.32	0.00	0.71	0.00
Tm169	1.40	0.00	0.15	0.09	0.10	2.50	0.38	0.70	0.00	0.00	0.46	1.52	0.00	2.98	0.00	0.97	0.00
Yb172	0.95	0.00	0.16	0.06	0.10	2.78	0.51	0.63	0.00	0.00	0.62	1.48	0.53	3.03	0.00	1.40	0.00
Lu175	0.49	0.63	0.17	0.07	0.09	2.21	0.44	0.00	0.26	0.14	0.00	1.18	0.59	2.93	0.49	1.23	0.00
Hf178	0.96	0.00	0.07	0.04	0.01	0.81	0.61	0.54	0.00	0.00	0.57	1.49	0.58	2.74	0.00	1.45	0.00
Ta181	0.00	0.00	0.67	0.08	0.02	1.06	1.24	1.93	0.46	0.00	0.00	2.76	0.97	5.41	0.23	1.63	0.00
Pb208	0.10	0.00	0.06	0.06	0.01	1.34	0.96	1.05	0.08	0.05	0.78	2.27	2.86	4.07	0.12	4.61	0.00
Th232	7.71	1.82	1.13	0.83	0.99	13.03	15.50	15.47	1.10	0.30	12.27	24.06	9.32	34.97	2.39	11.53	1.91
U238	6.64	0.00	1.28	1.86	1.20	7.60	20.45	14.10	3.19	4.48	58.70	36.11	7.72	36.80	23.17	30.92	20.93

Element	GPO10_1	GPO10_2	GPO10_3	GPO10_4	GPO10_5	GPO10_6	GPO10_7	GPO10_8	GPO11_1	GPO11_2	GPO11_3	GPO11_4	GPO11_5	GPO12_3	GPO12_4	GPO12_2
Li7	7.98	2.52	5.98	4.46	4.34	3.68	3.46	4.46	3.10	3.90	3.97	4.91	4.34	17.52	18.92	2.82
Be9	0.00	1.08	0.00	0.00	12.57	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.39	16.22	8.53	2.27
B10	10.33	2.76	9.68	15.05	14.12	15.57	20.29	18.83	67.87	50.51	36.18	15.07	62.97	19.78	15.45	2.03
Mg24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02
Al27	0.29	0.10	0.28	0.28	0.19	0.15	0.18	0.21	0.15	0.12	0.34	0.18	0.16	1.20	0.73	0.24
Si29	2.78	0.81	2.85	2.76	2.82	2.83	2.83	2.87	2.69	2.85	2.85	2.87	2.87	2.85	2.86	0.10
Ca43	0.35	0.02	0.05	0.04	0.12	1.29	0.03	0.03	0.00	0.04	0.02	0.00	1.79	0.38	20.22	
Ti47	0.21	0.10	0.20	0.19	0.26	0.07	0.09	0.25	0.21	0.17	0.24	0.16	0.11	1.16	0.87	0.11
V51	0.07	0.03	0.07	0.07	0.11	0.08	0.02	0.04	0.04	0.04	0.08	0.05	0.06	0.31	0.23	0.05
Cr53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.02	0.23
Fe57	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.02	0.01
Co59	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ni60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu63	0.17	0.98	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.08	0.01	0.00	0.16	0.07	0.03
Zn66	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.07	0.02	0.02
Ga69	0.08	0.03	0.07	0.09	0.12	0.10	0.06	0.05	0.09	0.10	0.18	0.22	0.09	0.47	0.29	0.09
Rb85	1.31	0.71	1.61	1.76	0.67	0.46	0.90	1.18	0.79	0.52	2.74	0.62	0.90	9.55	7.06	1.37
Sr88	1.85	0.40	1.09	1.21	1.25	2.15	0.95	0.89	0.22	0.14	0.48	0.95	0.43	6.94	2.96	19.47
Y89	0.35	0.20	0.00	0.41	0.39	0.86	0.42	0.20	0.12	0.12	0.63	0.28	0.07	3.83	1.02	2.93
Zr90	0.68	0.23	0.66	0.62	0.36	0.36	0.26	0.64	0.29	0.42	0.97	0.29	0.25	2.96	2.49	0.58
Nb93	1.13	0.47	0.93	0.69	1.27	0.23	0.55	1.08	0.60	1.19	1.50	0.93	0.41	4.90	5.88	0.54
Cs133	0.83	0.43	1.16	1.96	0.00	0.00	0.56	0.95	0.35	0.52	1.91	0.00	0.53	9.13	4.70	0.97
Ba137	6.02	1.79	6.99	6.67	14.19	11.02	6.05	5.83	1.93	2.34	11.98	13.15	4.38	53.84	16.24	3.87
La139	2.19	0.88	4.46	2.61	2.35	5.51	3.41	1.56	1.22	1.28	4.30	1.27	0.66	17.05	7.26	13.78
Ce140	0.73	0.39	2.51	1.06	1.08	1.52	1.35	0.49	0.79	0.39	2.61	0.48	0.47	10.09	4.10	3.88
Pr141	1.19	0.45	2.44	1.72	1.10	2.03	1.51	0.78	0.58	0.47	2.39	0.65	0.33	14.17	3.33	6.62
Nd146	0.83	0.47	1.46	1.50	1.09	1.39	1.53	0.58	0.29	0.49	2.87	0.56	0.00	13.58	2.85	5.13
Sm147	0.52	0.26	1.27	0.00	0.68	0.97	0.74	0.49	0.46	0.42	1.31	0.00	0.00	9.47	1.96	3.15
Eu153	0.58	0.17	0.42	0.47	0.00	0.56	0.56	0.00	0.14	0.11	0.94	0.32	0.00	5.26	1.14	2.49
Gd157	0.00	0.07	0.61	0.40	0.00	0.85	0.00	0.31	0.00	0.14	0.62	0.43	0.00	5.51	1.41	2.54
Tb159	0.35	0.14	0.46	0.44	0.00	0.78	0.41	0.48	0.00	0.00	0.82	0.00	0.00	4.48	0.93	2.33
Dy163	0.35	0.11	0.46	0.56	0.48	0.41	0.00	0.33	0.00	0.10	0.60	0.00	0.00	2.73	0.86	2.00
Ho165	0.30	0.18	0.54	0.54	0.37	0.69	0.32	0.00	0.14	0.00	0.30	0.00	0.23	3.10	0.87	2.40
Er166	0.38	0.13	0.25	0.35	0.51	0.76	0.29	0.31	0.11	0.00	0.48	0.00	0.24	2.25	0.75	1.92
Tm169	0.40	0.00	0.93	0.69	0.00	0.94	0.00	0.00	0.18	0.00	0.55	0.00	0.45	3.10	1.28	1.57
Yb172	0.00	0.10	0.40	0.42	0.54	1.30	0.38	0.00	0.00	0.23	0.00	0.00	0.22	1.55	0.73	1.70
Lu175	0.00	0.17	0.83	0.76	0.00	0.79	0.00	0.00	0.20	0.00	0.44	0.00	0.00	2.12	0.43	1.80
Hf178	0.47	0.29	0.53	1.39	0.00	0.00	0.44	0.44	0.07	0.27	0.78	0.08	0.19	1.75	1.69	0.32
Ta181	0.00	0.00	0.79	0.95	0.00	0.15	0.00	0.57	0.76	0.64	1.12	0.00	0.65	3.64	2.49	0.43
Pb208	3.38	0.20	0.11	0.08	0.56	1.88	0.22	0.69	12.80	0.08	0.14	0.26	0.22	2.05	1.66	0.44
Th232	3.99	2.18	3.63	5.40	4.25	7.31	3.32	3.42	1.62	2.87	7.53	4.08	3.41	37.73	26.61	5.50
U238	25.40	8.95	13.88	11.07	32.55	34.14	13.81	19.23	14.12	16.78	11.87	22.30	28.92	18.13	25.03	15.26

NAA

	GP 1	GP 2	GP 3	GP 4	GP 6	GP 7	GP 8	GP 9	GP 10	GP 11	GP 12
Na %	0.42	0.08	0.09	0.08	0.08	0.11	0.12	0.12	0.04	0.05	0.06
1s %	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
K %	0.3	0.4	0.2	0.2	0.2	0.5	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3
1s %	9	8	10	11	14	10	12	15	14	16	22
Sc ppm	1.98	2.20	1.31	1.40	1.81	2.19	2.10	1.71	0.80	0.82	3.08
1s %	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Cr ppm	12.3	14.3	8.5	9.0	11.0	13.0	10.5	10.1	11.9	12.4	8.0
1s %	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	8
Fe %	0.51	0.57	0.40	0.28	0.33	0.51	0.39	0.22	0.20	0.49	0.92
1s %	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Co ppm	3.80	5.84	2.01	3.98	2.42	5.74	2.66	11.13	3.35	3.35	4.89
1s %	3	2	3	3	3	2	3	2	3	3	4
Zn ppm	9	14	6	12	9	17	9	24	11	12	29
1s %	11	10	13	10	13	12	15	10	12	12	8
As ppm	0.8	1.3	1.9	3.0	1.4	2.1	0.9	2.4	0.5	0.7	1.6
1s %	10	6	5	4	6	5	8	5	11	9	15
Rb ppm	11	16	11	7	9	19	10	6	5	7	17
1s %	10	9	9	11	13	8	8	15	15	14	11
Zr ppm	19	34	< 13	< 17	< 18	< 21	30	< 26	< 17	< 22	< 14
1s %	36	43					34				
Sb ppm	0.24	0.27	0.27	0.52	0.31	0.21	0.31	0.37	0.57	0.21	1.01
1s %	7	6	6	5	6	8	6	6	5	7	6
Cs ppm	0.93	1.05	0.74	0.60	0.54	1.31	0.85	0.49	0.37	0.43	1.50
1s %	5	6	5	8	10	5	7	8	9	10	5
Ba ppm	81	116	164	125	121	337	93	116	114	51	77
1s %	18	14	12	13	14	10	15	14	12	19	21

NAA

	GP 1	GP 2	GP 3	GP 4	GP 6	GP 7	GP 8	GP 9	GP 10	GP 11	GP 12
La ppm	3.83	5.45	2.60	4.63	9.72	4.75	8.13	3.55	4.02	2.79	9.70
1 s %	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Ce ppm	9.5	9.6	7.0	7.0	9.5	12.8	10.8	6.9	2.7	2.9	12.3
1 s %	3	3	3	3	3	3	3	3	5	5	8
Sm ppm	0.85	1.33	0.54	0.95	1.57	1.00	1.72	0.70	0.62	0.43	1.79
1 s %	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	2
Hf ppm	0.27	0.29	0.22	0.21	0.24	0.33	0.33	0.30	0.14	0.17	0.48
1 s %	8	9	9	10	10	9	8	9	12	12	8
Ta ppm	0.11	0.11	0.08	0.06	0.08	0.13	0.11	0.11	0.07	0.06	0.15
1 s %	21	23	22	37	32	19	20	19	22	36	19
Th ppm	1.09	1.19	0.83	0.76	0.94	1.25	1.36	1.05	0.37	0.43	1.42
1 s %	3	3	3	3	3	3	3	3	5	4	3
U ppm	0.26	0.32	0.64	0.17	0.37	0.42	0.21	0.39	0.32	0.22	0.46
1 s %	14	10	6	16	11	10	18	11	9	14	17
Eu ppm	0.22	0.35	0.16	0.24	0.42	0.22	0.43	0.17	0.15	0.13	0.47
1 s %	9	8	11	8	8	9	7	11	9	10	8
Tb ppm	0.10	0.13	0.07	0.10	0.16	0.11	0.17	0.07	0.06	0.05	0.23
1 s %	6	6	8	7	6	7	5	9	9	10	6
Yb ppm	0.37	0.39	0.22	0.38	0.63	0.37	0.52	0.24	0.27	0.14	0.77
1 s %	13	6	14	7	8	12	5	15	9	18	6
Lu ppm	0.05	0.06	0.02	0.04	0.08	0.05	0.07	0.04	0.05	0.02	0.13
1 s %	14	12	17	12	8	11	11	12	11	17	17