



Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre

Masterarbeit



Differentiation und Lagerstättenpotential  
ausgewählter Pegmatite in Deferegggen  
(Osttirol)

Christian Horvat, BSc

März 2021

## **Danksagung**

Ohne bestimmte Personen wäre es ein Ding der Unmöglichkeit gewesen, diese Arbeit zu verfassen bzw. hätte die Qualität der Arbeit gelitten. Für die fachlich kompetente Betreuung möchte ich mich deshalb zu allererst bei meinen Betreuern Herrn Ass.Prof. Dipl.-Ing. Dr.mont. Heinrich Mali und Herrn Univ.-Prof. Mag.rer.nat. Dr.mont. Frank Melcher bedanken. Durch beide habe ich nicht nur eine ausgezeichnete Betreuung dieser Arbeit erhalten, sondern durfte auch schon in den Jahren des Studiums von deren Lehre profitieren. Mein weiterer Dank gilt aber natürlich auch allen anderen MitarbeiterInnen des Lehrstuhls für Geologie und Lagerstättenlehre, sowie Herrn Dipl. Ing. Lukas Marousek vom Lehrstuhl für Aufbereitung und Veredelung. Bei Frau Tanja Knoll, MSc. und Herrn Dr. Ralf Schuster von der GBA möchte ich mich außerdem herzlichst für die Rahmenbedingungen, unter welchen diese Arbeit verfasst werden konnte, bedanken. Nicht vergessen will ich auf Brigitte und Simone, die mir nicht nur während der Kaffeepausen immer ein offenes Ohr geschenkt haben.

Im Laufe meines Studiums wurden aus Bekanntschaften Freundschaften. Ich hoffe, dass diesen Freunden bewusst ist, wie wichtig sie mir mit der Zeit geworden sind; ich möchte es aber hier noch einmal mit Nachdruck schreiben: Danke Max und Peter für die unvergessliche Studienzeit! All die gemeinsamen Abende, die gemeinsamen Essen und die Wanderungen haben einen ganz besonderen Stellenwert eingenommen. Allen anderen Weggefährten möchte ich hier aus Platzgründen nur pauschal danken, ihr wart genauso ein essentieller Teil meines Studiums.

Ob ich die Familie Eichinger und ganz besonders Stefanie und Katrin noch zu den Freunden oder schon zu der Familie zählen soll, weiß ich nicht so genau. Mein Dank gilt Euch trotzdem. Die gemeinsamen Nachmittage und Abende mit Euch vergehen leider immer viel zu schnell.

Liebe Eltern, liebe Schwester. Ihr seid die beste Familie und der beste Rückhalt, den ich mir in meinem Leben hätte wünschen können. Deshalb, und wegen so viel mehr, möchte ich mich bei euch bedanken.

## Zusammenfassung

Im östlichen Defereggental (Osttirol) treten permische Pegmatite im Petzeck-Rotenkogel-Komplex des Koralpe-Wölz-Deckensystems und im Michelbach-Komplex des Drauzug-Gurktal-Deckensystems auf. Die meisten Pegmatite liegen konkordant in Glimmerschiefern oder Gneisen und bilden teilweise durch Störungen versetzte Gänge im Zentimeter- bis Zehnermeterbereich. Neben einfachen Pegmatiten finden sich auch Spodumenpegmatite. Diese sind im Bereich Poling, Ratzell, Glanzalm und als Neufund am Großen Zunig aufgeschlossen.

Die Li-Pegmatite bestehen hauptsächlich aus Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Muskovit, Spodumen, Turmalin und Granat. Der Kontakt zum Nebengestein ist oft von Turmalinisierung geprägt. Akzessorisch konnten aus Schwermineralkonzentraten der Spodumenpegmatite Apatit, Kassiterit, Rutil, Strüverit, Uraninit, gediegen Wismut, ein nicht genau definiertes Wismutphosphatmineral, Zirkon, sowie Minerale der Columbit-, Mikrolith-, Monazit- und Xenotimgruppe mit REM-EDS nachgewiesen werden. Die Zirkone und Minerale der Columbitgruppe folgen dem allgemeinen Fraktionierungstrend mit Anreicherungen von Hf und Ta gegenüber Zr bzw. Nb. Bei den Mineralen der Columbitgruppe handelt es sich zum Großteil um Columbit-(Fe).

Die Gesamtgesteinschemie von Proben aus 5 einfachen Pegmatiten und 8 Spodumenpegmatiten ergab gut vergleichbare Ergebnisse zu anderen Pegmatiten der Ostalpen. Die maximalen Gehalte der untersuchten Proben erreichen dabei 2,28 %  $\text{Li}_2\text{O}$  bzw. 99 ppm Nb und 249 ppm Ta.

An 112 Muskoviten aus 74 Pegmatitvorkommen wurden jeweils 27 Elemente mit LA-ICP-MS und REM-EDS analysiert. Dabei wurden Spurenelementgehalte von maximal 1204 ppm Li, 6992 ppm Rb, 396 ppm Nb, 1181 ppm Sn, 1953 ppm Cs, 188 ppm Ta und 61 ppm Tl gemessen. Die Muskovite sind niedrig- bis hochdifferenziert und erreichen ein minimales K/Rb-Verhältnis von 11,5. Eine Korrelation zwischen Schwermineralauftreten und Muskovitelementchemie konnte nicht gefunden werden. Eine Ausnahme bildet der Li-Gehalt. Dieser ist bei Muskoviten aus Spodumenpegmatiten erhöht.

Die Differentiationsgrade zeigen einen regionalen Trend. Höher differenzierte, einige hundert Meter breite, Ost-West verlaufende Bereiche alternieren mit niedriger differenzierten Bereichen. Dieses Verteilungsmuster kann durch den vorherrschenden Faltenbau erklärt werden.

Einzelne Zonen der Spodumenpegmatite erreichen bis zu 50 Vol% Spodumen. Gesamtgesteinsproben aus 8 Spodumenpegmatiten enthalten durchschnittlich 1,12 %  $\text{Li}_2\text{O}$ . Wirtschaftlich relevante Schwerminerale sind nur akzessorisch vorhanden. Ob diese Vorkommen in Zukunft von wirtschaftlichem Interesse sind, kann zum jetzigen Zeitpunkt ohne weitere Explorationsarbeiten nicht beurteilt werden.

## Abstract

In the eastern part of the Defereggeng valley (Eastern Tyrol, Austria) pegmatites of Permian age occur in the Petzeck-Rotenkogel Complex and the Michelbach Complex of the Koralpe-Wölz and Drauzug-Gurktal Nappe System, respectively. Most of the pegmatites intruded concordantly into mica schists and gneisses. The pegmatites form dykes with a few centimeters up to some tens of meters in thickness. In some outcrops, faults can be observed. In addition to simple pegmatites, spodumene pegmatites occur in the area of Poling, Ratzell, Glanzalm and a newly discovered one at Großer Zunig mountain.

The Li-pegmatites are mainly composed of quartz, K-feldspar, plagioclase, muscovite, spodumene, tourmaline and garnet. The contact to the host rock is often characterized by tourmalinisation. The following accessory minerals were found by SEM-EDS: apatite, cassiterite, columbite group minerals, monazite group minerals, microlite group minerals, rutile, strüverite, uraninite, native bismuth, an undefined bismuth phosphate mineral, xenotime group minerals and zircon. Zircon and the columbite group minerals follow a general fractionation trend where Hf and Ta are enriched in with respect to Zr and Nb, respectively. Columbite-(Fe) is the main columbite group mineral.

Whole rock analyses of 5 simple pegmatite samples and 8 spodumene pegmatite samples show consistent data compared to other pegmatites from the Eastern Alps. The highest contents of the pegmatite samples of this work yield 2,28 % Li<sub>2</sub>O, 99 ppm Nb and 249 ppm, respectively.

LA-ICP-MS and SEM-EDS measurements were performed on 112 muscovites from 74 pegmatite occurrences with 27 analyzed elements, respectively. Maximum trace element contents are: 1204 ppm Li, 6992 ppm Rb, 396 ppm Nb, 1181 ppm Sn, 1953 ppm Cs, 188 ppm Ta and 61 ppm Tl. The muscovites show low to high differentiation, with the highest one exhibiting a K/Rb ratio of 11.5. Except of Li the trace element contents do not correlate with the occurrence of heavy minerals in the pegmatites.

The spatial distribution of the differentiation shows east-west trending areas of a few hundred meters thickness where low and high differentiation alternate. This distribution of differentiation values can be associated with regional folds.

Certain zones of spodumene pegmatites contain up to 50 vol% of spodumene. Whole rock analyses of 8 spodumene pegmatite samples yield an average Li<sub>2</sub>O content of 1.12 %. Economically important heavy minerals were found in trace amounts only. Further exploration is necessary for an economic assessment.

## **Inhaltsverzeichnis**

Danksagung	1
Zusammenfassung	2
Abstract	3
1. Einleitung	5
1.1. Aufgabenstellung	5
1.2. Geographische Übersicht	5
2. Geologische Übersicht	7
2.1. Koralpe-Wölz-Deckensystem	10
2.2. Drauzug-Gurktal-Deckensystem	14
2.3. Pegmatite in den Ostalpen	14
3. Pegmatite	17
3.1. Klassifizierung	18
3.2. Zonierung	21
3.3. Geochemie	21
3.4. Genese	23
3.5. Lagerstätten	24
3.6. Exploration	27
4. Methodik	28
4.1. Probennahme	28
4.2. Probenaufbereitung und –präparation	29
4.3. Lichtmikroskopie	30
4.4. Electric Pulse Disaggregation (EPD)	30
4.5. Energiedispersive Rasterelektronenmikroskopie (REM-EDS)	31
4.6. Laserablation – induktiv-gekoppelte-Plasma-Massenspektrometrie (LA-ICP-MS)	32
5. Aufschluss- und Probenbeschreibung	33
5.1. Spodumenpegmatite	33
5.2. Einfache Pegmatite	42
6. Mineralogie und Petrographie	47
6.1. Hauptgemengteile	47
6.2. Kontakt zum Nebengestein	51
6.3. Akzessorien	53
7. Ergebnisse und Auswertung	58
7.1. Gesamtgesteinschemie	58
7.2. Geochemie der Muskovite	60
7.3. Geochemie ausgewählter Schwerminerale	69
7.4. Schlitzprobe Ratzell	73
8. Diskussion	75
9. Schlussfolgerung	80
Literaturverzeichnis	82
Abbildungs- und Tabellenverzeichnis	88
Anhang	93
Karten	93
Aufschlussbeschreibungen	123
Gesamtgesteinschemie	126
LA-ICP-MS- und REM-EDS-Messwerte	128

## **1. Einleitung**

### **1.1. Aufgabenstellung**

Ziel der Arbeit ist die Beschreibung der osttiroler Pegmatite der Region Deferegggen hinsichtlich ihres Auftretens, ihrer Mineralogie und ihrer Geochemie (Abbildung 1, Detailkarten: Anhang Abbildung 64 bis Abbildung 66). In weiterer Folge sollen daraus die Differentiationsgrade bestimmt und Aussagen über das Lagerstättenpotential getroffen werden. Zusätzlich erfolgt eine Einteilung in Klassifikationsschemata (z.B. [CERNY & BURT 1984; ČERNÝ & ERCIT 2005; DILL 2016]), sowie eine Eingliederung in das bestehende Genesemodell nach KNOLL et al. [2018]. Dafür sollen Daten aus der Literatur erste Hinweise über die Lage und Art der Pegmatite geben. Besonderes Augenmerk soll dabei auf Spodumenpegmatite gelegt werden. Eine erste Auswahl des Arbeitsgebietes erfolgte anhand der Karten von SENARCLENS-GRANCY [1972], JAGOUTZ [1998], SCHULZ [1999] und LINNER et al. [2013]. Eines der Ziele war, die Verteilung und Eigenschaften der Pegmatite auch über großtektonische Grenzen hinweg zu verfolgen.

Eine makroskopische Beschreibung der Pegmatite im so festgelegten Gebiet erfolgte im Zuge der Probenahme. Die genommenen Proben wurden hinsichtlich ihrer Mineralogie beschrieben. Dazu dienten für die Hauptgemengeanteile Dünnschliffe, sowie Schwermineralkonzentrate für die Akzessorien. Gesamtgesteinsanalysen ausgewählter Pegmatitproben dienten einer ersten Beurteilung der Elementgehalte. Anhand der Elementchemie magmatogener Muskovite wurden der Differentiations- bzw. Fraktionierungsgrad der Pegmatite bestimmt. Ziel war es, auch aus unterschiedlichen muskovithältigen Zonen einzelner Pegmatitgänge Proben zu nehmen, um Aussagen über die interne Fraktionierung treffen zu können. Die Darstellung der Ergebnisse erfolgte dabei im großen Maßstab mit Aufschlusskizzen und Fotos, im kleinen Maßstab mit Karten, welche als Datenquelle auf OpenStreetMap ([www.openstreetmap.org](http://www.openstreetmap.org)) zurückgreifen. Weiters sollten, die gewonnenen Daten und Erkenntnisse für erste Aussagen über das Lagerstättenpotential und weitere Prospektionsmöglichkeiten der Pegmatitvorkommen dienen.

Diese Arbeit ist Teil des Projektes MRI Peg II *Die permischen Pegmatite des Ostalpinen Kristallins – Verbreitung, Genese und Lagerstättenpotential*, bei dem es sich um das Nachfolgeprojekt des MRI Peg I Projektes handelt. Mit diesen Forschungsprojekten sollte eine weitere Verbesserung des Wissens um die Entstehung und Verbreitung von Li-führenden Pegmatiten und eine Ermittlung des Potentials für seltene Elemente (Ta, Nb, Sn, Cs, Be) in Österreich erreicht werden.

### **1.2. Geographische Übersicht**

Das Arbeitsgebiet liegt in Osttirol im Bezirk Lienz in den Gemeinden Matri in Osttirol und Hopfgarten in Deferegggen, etwa 15 km bis 20 km NW von Lienz (Abbildung 1). Nördlich des

Defereggentals liegt das Arbeitsgebiet in der Lasörlinggruppe der Venediger Gruppe, südlich davon in den Deferegger Alpen. Beide Gebirgsgruppen gehören der Region Hohe Tauern an.

Das Kerngebiet dieser Arbeit liegt zwischen dem Großen Zunig im Norden und dem Rudnig bzw. dem Steinbruch Gebr. Dietrich GmbH bei St. Johann im Walde im Südosten. Im Westen wird es durch die Linie Rottörl-Rotes Kögele- Grünalmbach, im Osten durch die Isel begrenzt. Außerhalb dieses Kerngebietes liegen die Probennahmepunkte in Unterpeischlach und dem Michelbachtal. Das Arbeitsgebiet wurde intern in die Gebiete Glanzalm, Gossnerbach, Grünalmbach, Kienburg, Michelbach, Naßfeld, Poling, Ratzell, Rudnig, Steinbruch St. Johann, Unterpeischlach, Zöschken und Zunig unterteilt.

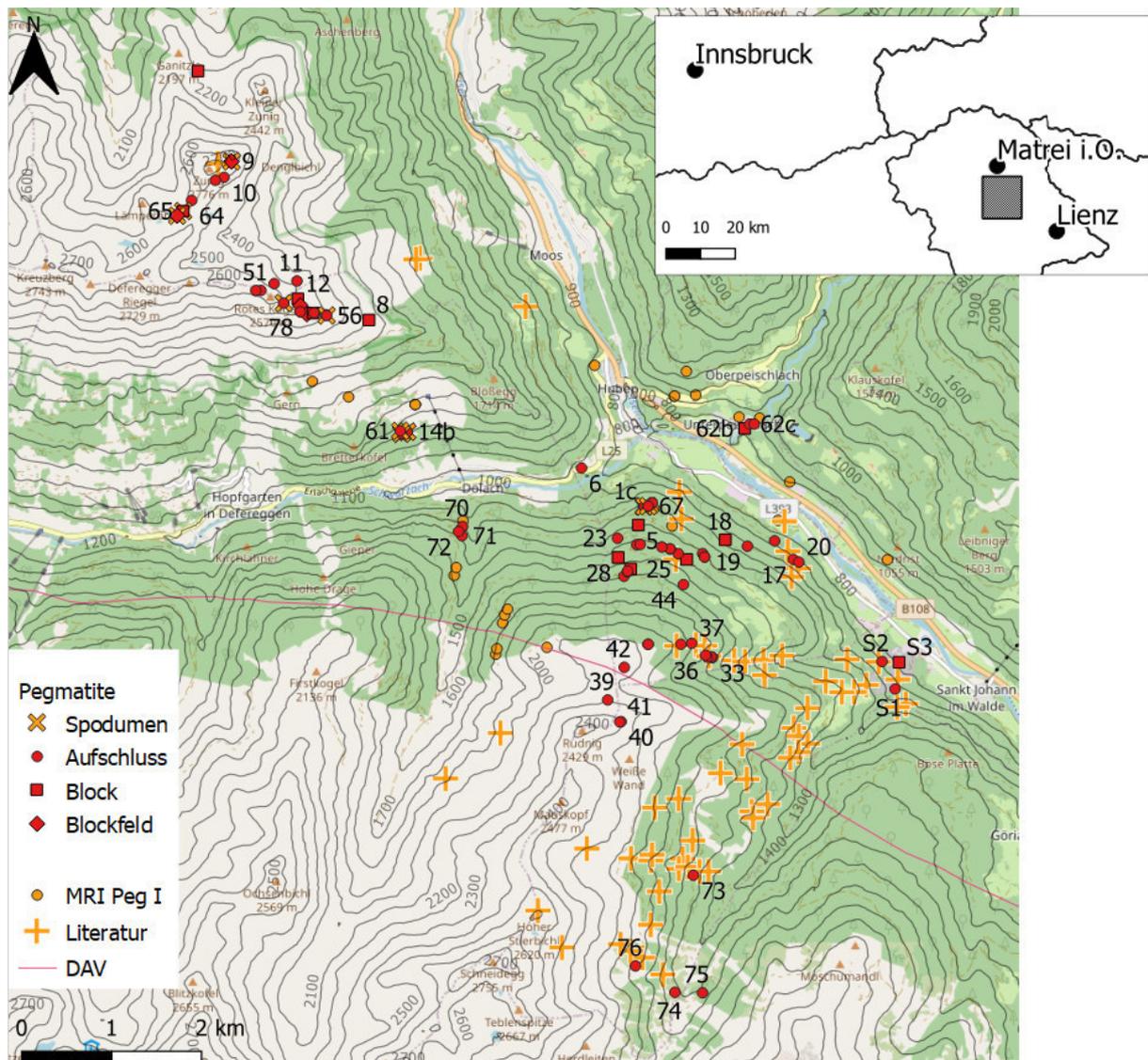


Abbildung 1: Übersichtskarte des Arbeitsgebietes mit Probennahmepunkten und bereits bearbeiteten Pegmatiten des MRI Peg I Projektes. **Literatur** Pegmatite nach Karten von: JAGOUTZ [1998], SCHULZ [1999], LINNER et al. [2013].

## 2. Geologische Übersicht

Die untersuchten Pegmatite liegen im Koralmpe-Wölz-Deckensystem (DS) und dem Drauzug-Gurktal-DS des Oberostalpins (Abbildung 2) [SCHMID et al. 2004] und bildeten sich während eines Extensionsereignisses im Perm [SCHUSTER & STÜWE 2008]. Die kristallinen Einheiten der Ostalpen waren von Magmatismus im Zuge von Extension am Nordrand von Gondwana im Ordovizium [RAUMER et al. 2013], sowie dem variszischen Ereignis, bei dem Gondwana mit Laurussia kollidierte [KRONER & ROMER 2013], im späten Devon und Karbon betroffen. Die permischen Pegmatite bildeten sich erst nach der variszischen Orogenese einhergehend mit einer Abnahme der Mächtigkeit der Lithosphäre und wurden teilweise durch die alpidische Orogenese überprägt [SCHUSTER 2015].

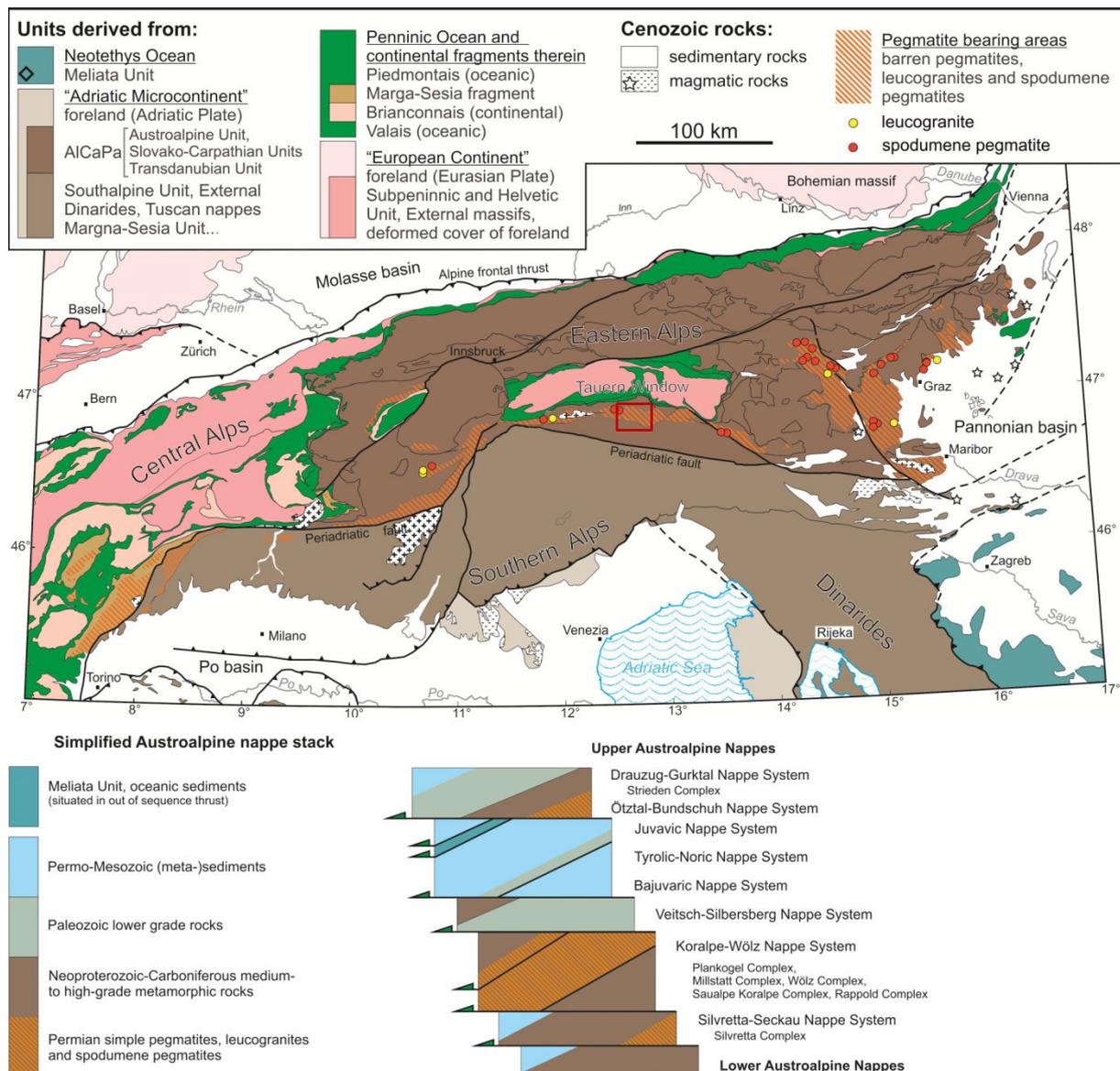


Abbildung 2: Tektonische Karte der Alpen mit pegmatitführenden Einheiten, Leukograniten und Spodumenpegmatiten und vereinfachtem Aufbau des austroalpinen Deckenstapels. **Rote Markierung:** Lage des Arbeitsgebietes (überzeichnet). Verändert nach KNOLL et al. [2018]

Nach der Erosion des variszischen Orogens dünnte sich die Kruste im Perm weiter aus. Diese Nord-Süd Extension folgte einer Ausbreitung der Neotethys in Richtung Westen. Durch Druckentlastung im lithosphärischen Mantel entstanden dort basaltische Schmelzen. Diese Schmelzen stiegen bis zur Moho auf und bewirkten Magmatismus und Metamorphose. Diese Niederdruck- und Hochtemperaturmetamorphose (LP/HT) erreichte in der mittleren Kruste Grünschiefer- bis Amphibolitfazies, in der tieferen Kruste obere Amphibolit- bis Granulitfazies und führte zu sekundärer Schmelzbildung (Abbildung 3) [SCHUSTER & STÜWE 2008]. Im mittleren Bereich der Kruste handelt es sich, bei diesen durch Anatexis entstandenen Gesteinen, um granitische und pegmatitische Intrusionen [SCHUSTER et al. 2001b; SCHUSTER & STÜWE 2008]. Der Höhepunkt der Metamorphose lag etwa an der Grenze vom Unterperm zum Oberperm mit einem Temperaturgradient von 45 °C/km [SCHUSTER et al. 2001b]. Im Anis öffnete sich der Meliata Ozean, wodurch sich die Extensionsspannungen auf die neugebildete ozeanische Kruste konzentrierten [SCHUSTER & STÜWE 2008]. Dies führte zu einer Abkühlung auf einen Temperaturgradienten von 25 °C/km um 200 Ma und der Ablagerung von über 3 km mächtigen Sedimentpaketen durch Subsidenz [SCHUSTER et al. 2001b].

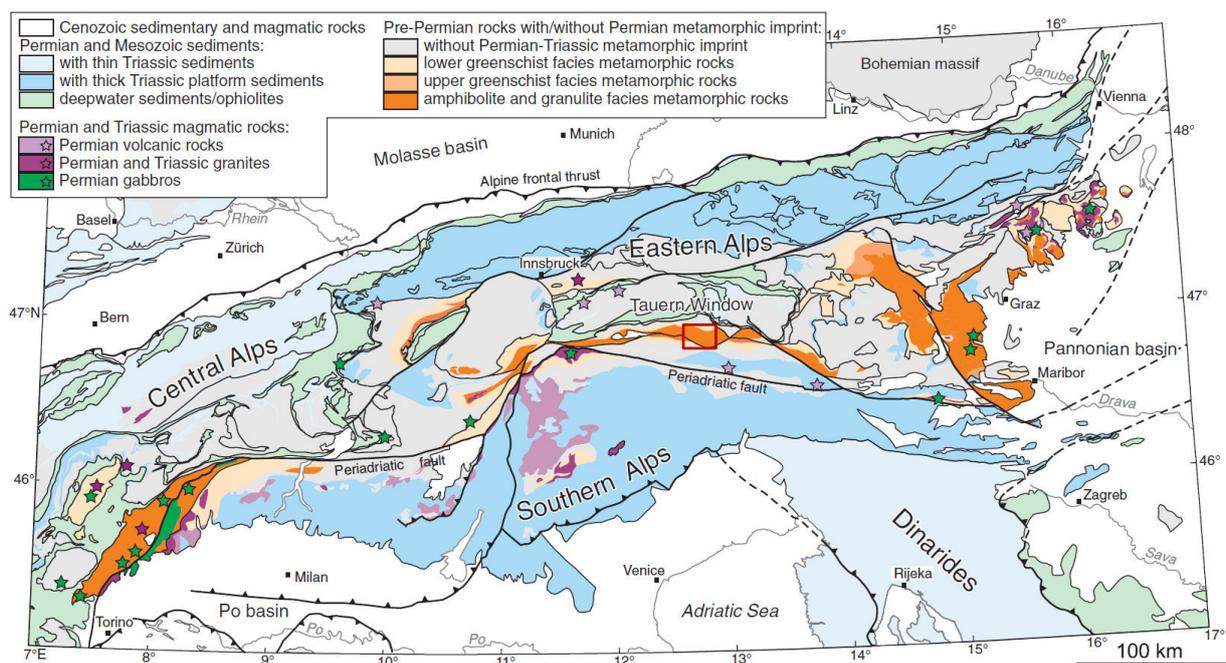


Abbildung 3: Karte des permischen Metamorphoseereignisses in den Alpen. **Rote Markierung:** Lage des Arbeitsgebietes (überzeichnet). Verändert nach SCHUSTER & STÜWE [2008]

Das alpidische Kollisionsereignis begann mit einer intrakontinentalen Subduktionszone am adriatischen Mikrokontinent (Adria) [STÜWE & SCHUSTER 2010]. Dieser befand sich in der frühen Unterkreide zwischen europäischem und afrikanischem Kontinent. Während der nach Südosten gerichteten Subduktion der kontinentalen Kruste vom Nordrand der Adria bildeten einige Einheiten des Ostalpins (Ötztal-Bundschuh- und Drauzug-Gurktal-DS) und des Südalpins die Oberplatte.

Einheiten der Unterplatte (Koralpe-Wölz-DS) wurden subduziert und deren permomesozoische Decksedimente abgeschert. Die Subduktion kontinentaler Kruste dauerte bis in die mittlere Oberkreide an [SCHUSTER & STÜWE 2010; SCHUSTER 2015]. Der Höhepunkt dieser eoalpidischen Metamorphose fand etwa um 95 Ma statt [THÖNI 2006] und erreichte Eklogit- bis Ultrahochdruckfazies [MILLER et al. 2005; JANÁK et al. 2015]. Die Exhumation dieser Einheiten erfolgte durch eine nach Norden bis Nordwesten gerichtete Überschiebung des Liegenden [WILLINGSHOFER & NEUBAUER 2002] und eine nach Süden bis Südosten gerichtete Abschiebung des Hangenden [KOROKNAI et al. 1999] mit Abkühlaltern bis in die späte Oberkreide [THÖNI 1999]. Der Grad der eoalpidischen Metamorphose nimmt im Allgemeinen von Norden nach Süden bis zur oberen Amphibolit- oder Eklogitfazies zu und endet an der SAM (southern limit of Alpine Metamorphism) (Abbildung 4) [HOINKES et al. 1999].

Ab der mittleren Oberkreide wurden penninische Einheiten Richtung Südosten subduziert. Teile, die nicht subduziert wurden, blieben als Akkretionskeil erhalten [HANDY et al. 2010]. Das heutige Penninikum umfasst dabei Reste von zwei Ozeanen (Piemont-Ligurischer Ozean im Süden und Valais Ozean im Norden) und einen dazwischen liegenden Mikrokontinent (Iberia-Briançonnais). Einheiten des Mikrokontinents reichen dabei nicht weiter östlich als bis ins Unterengadiner Fenster [SCHMID et al. 2004; FROITZHEIM et al. 2008]. Im Eozän begann die Subduktion von europäischem Schelf und Festland (Helvetikum und Subpenninikum) im Westen der Kollisionszone. Teile dieser Einheiten erreichten zwischen 45 Ma und 35 Ma Eklogitfazies [SCHMID et al. 2013]. Das Abreißen eines Teils der subduzierten europäischen Platte im Oligozän (slab breakoff [DAVIES & BLANCKENBURG 1995]) führte zur Bildung der periadriatischen Magmatite [ROSENBERG 2004]. Ab dem Miozän wurden die Ostalpen durch das Vorstoßen des kontinentalen Indenters in Richtung Nord-Süd verkürzt und in Richtung Ost-West gedehnt. Zusammen mit einer Ost-West-Extension durch die Subduktion des penninischen Ozeans im Osten führte dies zur lateralen Extrusion der Ostalpen [RATSCHBACHER et al. 1989; FROITZHEIM et al. 2008; SCHARF; FAVARO et al. 2017]. Diese Bewegung nach Osten bewirkte Seitenverschiebungen und Abschiebungen, sowie die Öffnung von tektonischen Fenstern (Unterengadiner Fenster, Tauern- und Rechnitzfenster) mit Abkühlaltern zwischen 25 Ma und 15 Ma [LUTH & WILLINGSHOFER 2008; SCHMID et al. 2013].

Der durch diese Orogenese entstandene südgerichtete Falten- und Überschiebungsgürtel (Retrokeil) umfasst heute das südlich des Periadriatischen Lineaments (PAL) gelegene Südalpin. Diese Gesteine sind durch die alpidische Metamorphose nur schwach geprägt. Der nordgerichtete Falten- und Überschiebungsgürtel (Vorkeil) stellt einen Deckenstapel von Ostalpin, Penninikum und Helvetikum dar. Das Hangendste dieses Deckenstapels bildet das Ostalpin [SCHMID et al. 2004; FROITZHEIM et al. 2008].

Das Ostalpin kann in ein Ober- und Unterostalpin gegliedert werden [SCHMID et al. 2004]. Dabei handelt es sich um kristalline Gesteine und Metasedimente aus dem Mesozoikum und Paläozoikum. Den unterostalpinen Gesteinen wird eine distale Schelflage vor Adria im Piemont-Ligurischen Ozean zugeordnet. Das Oberostalpin findet seinen präealpidischen, paläogeographischen Ausgang am nordöstlichen Teil von Adria [SCHMID et al. 2004; PESTAL et al. 2009]. Die kristallinen Teile dieses Deckenstapels sind, vom Liegenden ins Hangende, das Silvretta-Seckau-DS, das Koralpe-Wölz-DS das Ötztal-Bundschuh-DS und das Drauzug-Gurktal-DS [SCHMID et al. 2004].

Die Pegmatite des Arbeitsgebietes befinden sich im Koralpe-Wölz-DS und dem Drauzug-Gurktal-DS. Darin enthaltene, für diese Arbeit relevante Einheiten werden im Folgenden detaillierter beschrieben.

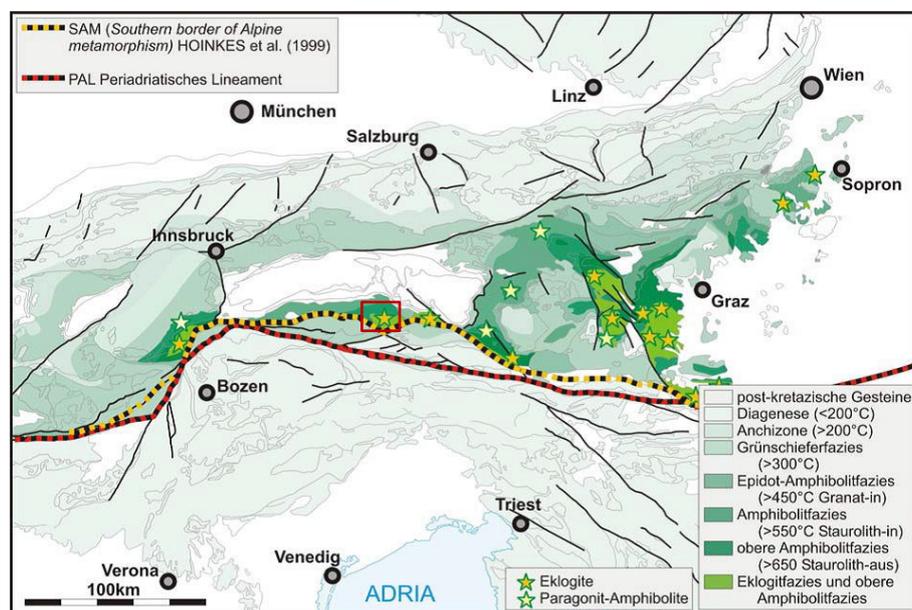


Abbildung 4: Karte des eoalpidischen Metamorphoseereignisses der Ostalpen. **Rote Markierung:** Lage des Arbeitsgebietes (überzeichnet). [SCHUSTER 2003]

## 2.1. Koralpe-Wölz-Deckensystem

Die Einheiten des Koralpe-Wölz-DS südlich des Tauernfensters sind der Prijakt-Polinik-Komplex, der Petzeck-Rotenkogel-Komplex und der Durreck-Komplex [PESTAL et al. 2009]. Lithologisch entspricht der Durreck-Komplex der Durreck-Muskovitschiefer-Gruppe und der Petzeck-Rotenkogel-Komplex der Nord-Defereggen-Petzeck-Gruppe (inklusive der Rotenkogel- und Torkogel-Subgruppe), wobei die Michelbach- und Prijakt-Subgruppe in das Drauzug-Gurktal-DS bzw. den Prijakt-Polinik-Komplex fallen [SCHULZ & BOMBACH 2003; KREUSS et al. 2014]. Bei den Subgruppen handelt es sich um Metabasite, die in den Metapsammopeliten, Metaquarziten und Marmoren der Nord-Defereggen-Petzeck-Gruppe liegen (Abbildung 5, Abbildung 6) [SCHULZ & BOMBACH 2003].

Zu den anderen Teilen des Koralpe-Wölz-DS sind die Einheiten südlich des Tauernfensters im Westen durch die Brenner- und Jaufen-Störung, im Osten durch die Mölltal-Störung getrennt [SCHMID et al. 2004; SCHMID et al. 2013]. Diese Störungen entstanden im Zuge der lateralen Extrusion und der damit verbundenen Öffnung des Tauernfensters ab dem Oligozän [FRISCH et al. 1998; SCHMID et al. 2013]. Einheiten, die heute jeweils am Ost- und Westrand des Tauernfensters liegen, grenzten vor der lateralen Extrusion in Richtung Osten aneinander. So zeigen der Texel- und Millstatt-Komplex starke Ähnlichkeit mit dem Schneeberg- und Radenthein-Komplex, was deren Lithologie, Aufbau, Metamorphose und Alter betrifft [KRENN et al. 2011].

Im Norden überlagert das Koralpe-Wölz-DS penninische Einheiten des Tauernfensters. Dazwischen sind teilweise Schuppen des Unterostalpins eingeschaltet [SCHMID et al. 2004]. Die jüngsten Abkühlalter liegen nördlich und südlich der Deckengrenze im Oligozän bis Miozän [BORSI et al. 1978; FRISCH et al. 2000]. Daraus folgt, dass zwischen Koralpe-Wölz-DS und Tauernfenster nur ein geringer vertikaler Versatz stattfand und die Einheiten bereits vor der Exhumation des Tauernfensters aneinandergrenzten [FRISCH et al. 2000].

Im Süden werden die Einheiten des Koralpe-Wölz-DS subvertikal durch die Defereggan-Antholz-Vals-Linie (DAV) bzw. die Zwischenbergen-Wöllatratzen- und Ragga-Teuchl-Störung vom Drauzug-Gurktal-DS getrennt [HOKE 1990; LINNER et al. 2009]. Bei der DAV handelt es sich um eine sinistrale Seitenverschiebung. Die Störungsgesteine erreichen eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern und setzen sich nördlich der Hauptachse der Störung aus Myloniten, südlich davon aus Kataklasiten zusammen [SCHULZ 1989]. Die DAV ist mit der SAM gleichzusetzen [HOINKES et al. 1999]. Die Abkühlungsalter von Glimmern sind nördlich davon oligozän bis miozän und südlich davon permisch und nehmen von Westen nach Osten zu (Abbildung 5 C) [BORSI et al. 1978].

Die sinistrale Transtension der DAV wechselte im Oligozän zu einer dextralen Transpression entlang des Störungssystems des PAL. Dies geschah aufgrund der lateralen Extension der Ostalpen [MANCKTELOW et al. 2001]. Mit diesem Wechsel des Bewegungsregimes einhergehend fanden die Platznahme und Erstarrung der periadriatischen Magmatite statt [MANCKTELOW et al. 2001; STEENKEN et al. 2002]. Dabei werden die Abkühlungsalter dieser tonalitischen und granodioritischen Gesteine von Westen nach Osten immer älter [STEENKEN et al. 2002]. Der Kontakt zu den Gesteinen des Koralpe-Wölz-DS ist entweder konkordant oder durch Störungen gekennzeichnet und durch eine Kontaktaureole geprägt [PESTAL et al. 2009]. Die Zonen dieser Kontaktmetamorphose reichen von distalem Chlorit und Biotit über Staurolith und Andalusit zu proximalem Sillimanit [CESARE 1999; PESTAL et al. 2009]. Durch die anhaltende dextrale Bewegung im Miozän wurden diese Magmatite spröde deformiert, so auch der westlich des Arbeitsgebietes gelegene Riesenfernerpluton [MANCKTELOW et al. 2001; PESTAL et al. 2009].

Die östlich des Arbeitsgebietes gelegene Iselstörung gehört zum dextralen Störungssystem des PAL. Diese wurde durch eine Phase der Kompression während des Subduktionsereignisses in den Karpaten im oberen Miozän in sinistrale Richtung reaktiviert [PERESSON & DECKER 1997; LINNER et al. 2009]. Diese Bewegung stellt das letzte signifikante spröde Deformationsereignis südlich des Tauernfensters dar [LINNER et al. 2009].

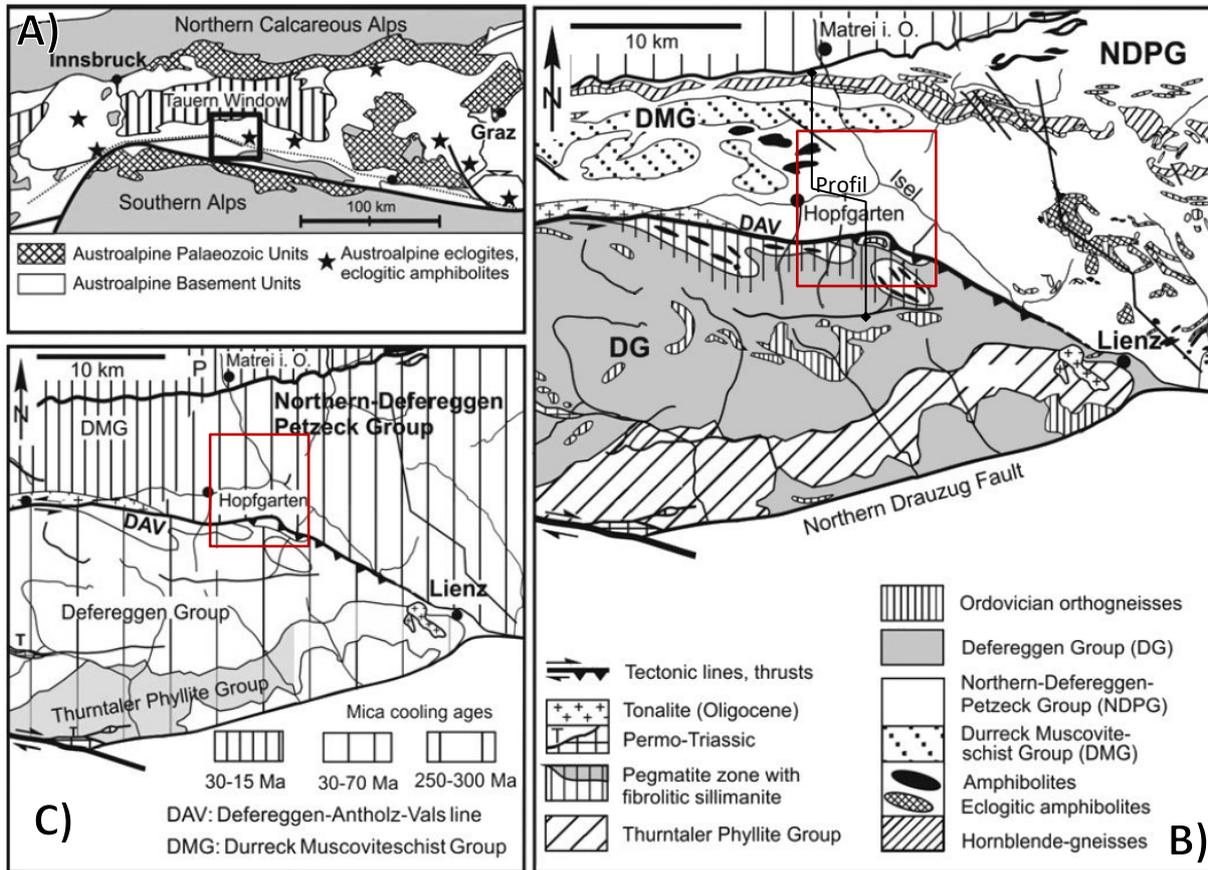


Abbildung 5: **A)** Tektonische Karte der Ostalpen. **B)** Detailkarte des Gebietes südlich des Tauernfensters. **C)** Abkühlalter von Glimmern. **Rote Markierung:** Lage des Arbeitsgebietes. Verändert nach KRENN et al. [2012]

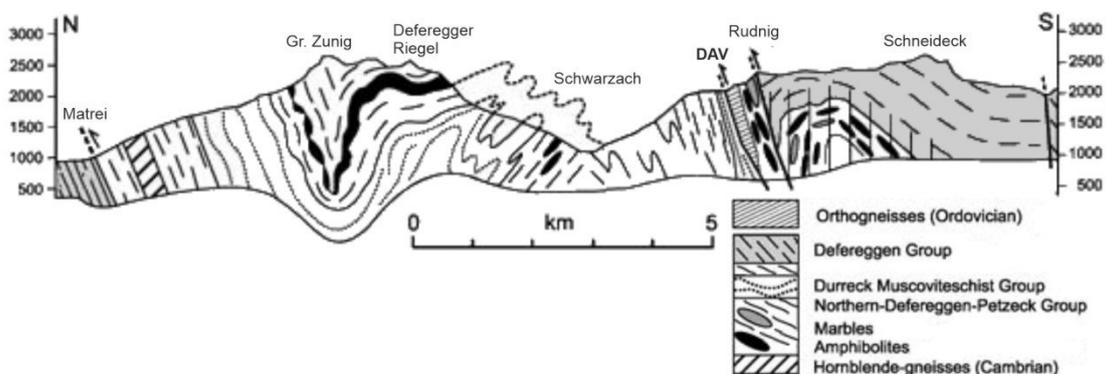


Abbildung 6: N-S Profil: Matri-Großer Zunig-Defereggger Riegel-Rudnig-Schneideck (Lage: siehe Abbildung 5 B)). Verändert nach SCHULZ et al. [2008]

### ***Prijakt-Polinik-Komplex***

Der Prijakt-Polinik-Komplex besteht aus unterschiedlichen Zweiglimmerschiefern, Para- und Orthogneisen in denen Eklogite, Eklogitamphibolite, Amphibolite und Pegmatite eingeschaltet sind. Der Prijakt-Polinik-Komplex liegt aufgrund einer starken eoalpidischen Verfaltung stellenweise im Liegenden bzw. im Hangenden des Petzeck-Rotenkogel- und Durreck-Komplexes [PESTAL et al. 2009].

Das Alter eines Eklogitamphibolites mit Ozeanbasaltzusammensetzung liegt bei  $590 \text{ Ma} \pm 4 \text{ Ma}$  [SCHULZ et al. 2004]. Hornblende-Plagioklas-Gneise haben Inselbogenbasaltzusammensetzung mit Altern von  $533 \text{ Ma} \pm 3,8 \text{ Ma}$  [SCHULZ & BOMBACH 2003]. Die Protolithe der Orthogneise sind saure Magmatite mit ordovizischen Bildungsaltern und spiegeln mit den Metabasiten eine anhaltende Magmaentwicklung wider [SCHULZ et al. 2004]. Altersdatierungen an Monaziten von granatführenden Glimmerschiefern ergeben ein variszisches ( $321 \text{ Ma} \pm 14 \text{ Ma}$ ), ein permisches ( $261 \text{ Ma} \pm 18 \text{ Ma}$ ) und ein eoalpines ( $112 \text{ Ma} \pm 22 \text{ Ma}$ ) Event. Dabei kann zwischen einer Hochdruckphase bei etwa  $600 \text{ }^\circ\text{C}$  und 13 kbar bis 16 kbar und einer Hochtemperaturphase bei  $650 \text{ }^\circ\text{C}$  bis  $700 \text{ }^\circ\text{C}$  und 6 kbar bis 9 kbar unterschieden werden [KRENN et al. 2012]. Die Eklogite zeigen Metamorphosebedingungen von  $625 \text{ }^\circ\text{C} \pm 20 \text{ }^\circ\text{C}$  und 16 kbar bis 18 kbar [LINNER et al. 1998]. Die Alter der Pegmatite werden als permotriasisch mittels Sm-Nd-Datierungen ( $267 \text{ Ma} \pm 3 \text{ Ma}$ ,  $248 \text{ Ma} \pm 3 \text{ Ma}$  und  $239 \text{ Ma} \pm 18 \text{ Ma}$  [REPOLUST et al. 2007]) und permisch mittels Rb-Sr-Datierungen eingestuft [HOKE 1990].

### ***Petzeck-Rotenkogel-Komplex***

Der Petzeck-Rotenkogel-Komplex besteht aus Paragesteinen, Orthogneisen, Metabasiten und geringmächtigen Kalkmarmoren [PESTAL et al. 2009]. Bei den Paragesteinen handelt es sich um Glimmerschiefer (als Zweiglimmerschiefer oder Quarzlimmerschiefer und teilweise granatführend) und Paragneis (als Biotit- oder Zweiglimmergneis und teilweise granat-, graphit- oder staurolithführend) [PESTAL et al. 2009; KREUSS et al. 2014]. Die Orthogneise sind teilweise mit den Metabasiten (als Amphibolit oder Amphibolgneis und teilweise gebändert oder granatführend) assoziiert [PESTAL et al. 2009].

Dieselbe Magmaserie des Prijakt-Polinik-Komplexes tritt auch im Petzeck-Rotenkogel-Komplex auf. Jedoch fehlen eklogitische Gesteine und die Hornblende-Plagioklas-Gneise haben etwas ältere Bildungsalter von  $550 \text{ Ma} \pm 5,9 \text{ Ma}$  [SCHULZ & BOMBACH 2003]. Die Amphibolite gehören zu einer Alkalibasaltserie mit Bildungsaltern von  $430 \text{ Ma} \pm 1,6 \text{ Ma}$  [STEENKEN & SIEGSMUND 2000; SCHULZ & BOMBACH 2003]. Diese magmatische Entwicklung spiegelt zuerst einen aktiven Kontinentalrand vom Neoproterozoikum bis ins Ordovizium wider. Dieser wurde durch die Öffnung der Paläotethys zu einem passiven Kontinentalrand nördlich von Gondwana [SCHULZ et al. 2004].

Die eoalpidische Metamorphose erreichte im Petzeck-Rotenkogel-Komplex Amphibolitfazies [SCHUSTER 2003; PESTAL et al. 2009]. Die alpidische Metamorphose erreichte Grünschieferfazies, wobei die Abkühlalter von Glimmern von Osten nach Westen jünger werden. Diese liegen in der Schobergruppe zwischen 76 Ma und 86 Ma [LAMBERT 1970], in der östlichen Lasörlinggruppe zwischen 46,8 Ma und 59,3 Ma und in der westlichen Lasörlinggruppe und dem Ahrntal im Oligozän und Miozän [BORSI et al. 1978].

### ***Durreck-Komplex***

Der Durreck-Komplex besteht hauptsächlich aus granatführenden Hellglimmerschiefern [SENARCLENS-GRANCY 1964]. Hinzu kommen quarzitische Glimmerschiefer, Zweiglimmerschiefer aber auch Gneise [PESTAL et al. 2009; KREUSS et al. 2014]. In diese Glimmerschiefer sind Lagen aus Amphibolit, Marmor und Pegmatite eingeschaltet [KREUSS et al. 2014]. Westlich des Iseltals läuft der Durreck-Komplex in einer Synform aus und liegt hier aufgrund der Großfalte im Liegenden als auch im Hangenden des Petzeck-Rotenkogel-Komplexes [SCHULZ et al. 2008]. Der Durreck-Komplex enthält keine permischen Pegmatite [pers. Komm. SCHUSTER R.].

## **2.2. Drauzug-Gurktal-Deckensystem**

Südlich der DAV schließt das Drauzug-Gurktal-DS an und besteht aus kristallinen Einheiten, sowie paläozoischen Metasedimenten und einer Abfolge permomesozoischer Sedimente [FROITZHEIM et al. 2008]. Das kristalline Grundgebirge wurde variszisch und permisch metamorph überprägt. Dabei wurde Amphibolitfazies und obere Amphibolitfazies mit einhergehender Anatexis in den liegendsten Einheiten erreicht [SCHUSTER et al. 2001b]. Südlich wird das Drauzug-Gurktal-DS vom PAL begrenzt [FROITZHEIM et al. 2008].

### ***Michelbach-Komplex***

Der Michelbach-Komplex besteht aus sillimanitführenden Biotitschiefern und Biotit-Plagioklas-Gneisen in denen Amphibolite, Marmore und Pegmatite eingeschaltt sind [SENARCLENS-GRANCY 1972]. Lithologisch ist der Michelbach-Komplex ähnlich dem, durch die DAV getrennten, Petzeck-Rotenkogel-Komplex, zeigt aber eine niedriggradigere alpidische Überprägung [SCHUSTER et al. 2001a]. Das Sm-Nd-Alter eines Pegmatites im Michelbachtal liegt bei 253 Ma  $\pm$  7 Ma. Das Ar-Ar-Plateau des Nebengesteines, ein Sillimanit-Biotit-Schiefer, zeigt ein Abkühlalter auf unter 400 °C bei 193 Ma  $\pm$  2 Ma [SCHUSTER et al. 2001b].

## **2.3. Pegmatite in den Ostalpen**

Pegmatite sind, was Anzahl und Verteilung betrifft, in den Ostalpen weit verbreitet. Neben Pegmatiten mit ordovizischen [THÖNI & MILLER 2004], variszischen [HANDLER et al. 1999] und

kretazischen [THÖNI & MILLER 2010] Altern werden die meisten mit dem permischen Ereignis assoziiert. Komplexe, die diese permischen Pegmatite enthalten (z.B. Rappold-, Saualpe-Koralpe-, Millstatt- und Petzeck-Rotenkogel-Komplex), befanden sich während des Ereignisses in der mittleren bis unteren Kruste. Einheiten mit permischen Pegmatiten bestehen oft aus Glimmerschiefer oder Paragneis. Diese sind teilweise staurolithführend und können ebenso Aluminosilikate enthalten. Die Sm-Nd-Alter von Granat aus Pegmatiten liegen zwischen 245 Ma und 280 Ma [KNOLL et al. 2018].

Die Pegmatite bestehen aus K-Feldspat, Quarz, Plagioklas, Muskovit, Granat und Turmalin. Akzessorisch treten Beryll, Apatit, Kassiterit und Nb-Ta-Mineralen auf. Teilweise sind die Pegmatite spodumenführend. Die Vergesellschaftung und Zusammensetzung der Minerale variiert teilweise stark zwischen Pegmatiten bzw. den einzelnen Zonen innerhalb des gleichen Pegmatitkörpers (z.B. [GASSNER 2001; SENZENBERGER 2001; MALI 2004; AHRER 2014; STEINER 2017; HORVAT 2018; KNOLL et al. 2018]). Der Differentiationsgrad geht oft mit der Mineralzusammensetzung einher. Höher differenzierte Pegmatite neigen dazu, Spodumen bzw. Nb-Ta-Mineralen zu enthalten, jedoch finden sich auch einfache, hochdifferenzierte Pegmatite [GASSNER 2001; SENZENBERGER 2001; AHRER 2014].

Während die Genese der einfachen Pegmatite und Leukogranite eine anatektische ist [THÖNI & MILLER 2000; HABLER et al. 2007; ERTL et al. 2010], gibt es für die Bildung der hochdifferenzierten bzw. spodumenführenden Pegmatite zwei Möglichkeiten. Zählt man die Spodumenpegmatite zu der Seltene-Elemente-Klasse, [ČERNÝ & ERCIT 2005] können diese nur durch fraktionierte Kristallisation eines granitischen Plutons entstanden sein [GÖD 1989; MALI 2004]. Wahrscheinlicher ist jedoch eine rein anatektische Genese. Lithostratigraphisches Auftreten, Petrologie und Geochemie deuten auf eine Verwandtschaft zwischen Leukograniten und Spodumenpegmatiten mit kontinuierlicher Fraktionierung von z.B. Li, Be, Ge, Rb, Sn, Cs und Ba hin [KNOLL et al. 2018]. Demnach sind strukturell niedrige Bereiche durch Migmatite, Gänge oder Netzwerke in aluminosilikat- und granatführenden Glimmerschiefern oder Paragneisen gekennzeichnet (Abbildung 7 A). Diese Strukturen haben pegmatoiden Charakter, bestehen zumeist aus Quarz und Feldspat und erreichen Mächtigkeiten im Zentimeter- bis Dezimeterbereich. Strukturell höhere Bereiche zeigen einfache Pegmatite aus Feldspat, Quarz, Muskovit, Granat und Turmalin (Abbildung 7 B). Diese weisen keine Zonierung auf und können Mächtigkeiten von einigen Metern erreichen. Der Kontakt zum Nebengestein ist meist scharf und konkordant. Mit den einfachen Pegmatiten assoziiert kommen heterogene, pegmatitische und aplitische Leukogranite vor (Abbildung 7 C). Diese erreichen Mächtigkeiten von mehreren hundert Metern. Hochdifferenzierte, zonierte (Abbildung 7 D) bzw. spodumenführende (Abbildung 7 E) Pegmatite treten in den strukturell höchsten Bereichen auf. Der scharfe Kontakt zum Nebengestein kann konkordant oder diskordant sein [KNOLL et al. 2018; SCHUSTER et al. 2019]. Diese hochdifferenzierten Pegmatitgänge können mehrere Meter an Mächtigkeit und mehrere Kilometer

an Länge erreichen [GÖD 1989; MALI 2004]. In Glimmerschiefern, Paragneisen, Quarziten und Amphiboliten liegen die Pegmatite zumeist lagig, in Marmoren zumeist als Boudins vor [KNOLL et al. 2018]. Der Zusammenhang zwischen einfachen Pegmatiten, Leukograniten, höher differenzierten Pegmatiten und Spodumenpegmatiten durch kontinuierliche Fraktionierung zeigt sich vor allem durch die Korrelation von K/Rb-Verhältnissen mit Li- und Tl-Gehalten von Muskoviten [SCHUSTER et al. 2019].

Als Lithiumlieferant für die hochdifferenzierten, spodumenführenden Pegmatite dienen Metapelite mit etwa 120 ppm Li [HUET et al. 2018]. Die Hauptquelle des Li in diesem Protolithen sind vor allem Staurolithe [DUTROW et al. 1986; WUNDER et al. 2007].

Bei Aufschmelzungsgraden zwischen 15 Vol% und 25 Vol% und Destabilisierung des Stauroliths entweicht eine Schmelze mit mehr als 200 ppm Li aus dem Migmatit. Kristallisiert diese Ausgangsschmelze unter Bildung von einfachen Pegmatiten und Leukograniten mit Gehalten von 100 ppm Li zu 99 %, entsteht eine an Li angereicherte Restschmelze [HUET et al. 2018]. Diese erreicht Gehalte von 10000 ppm Li, welche zur Kristallisation von Spodumen ausreichen [LONDON 2008; HUET et al. 2018].

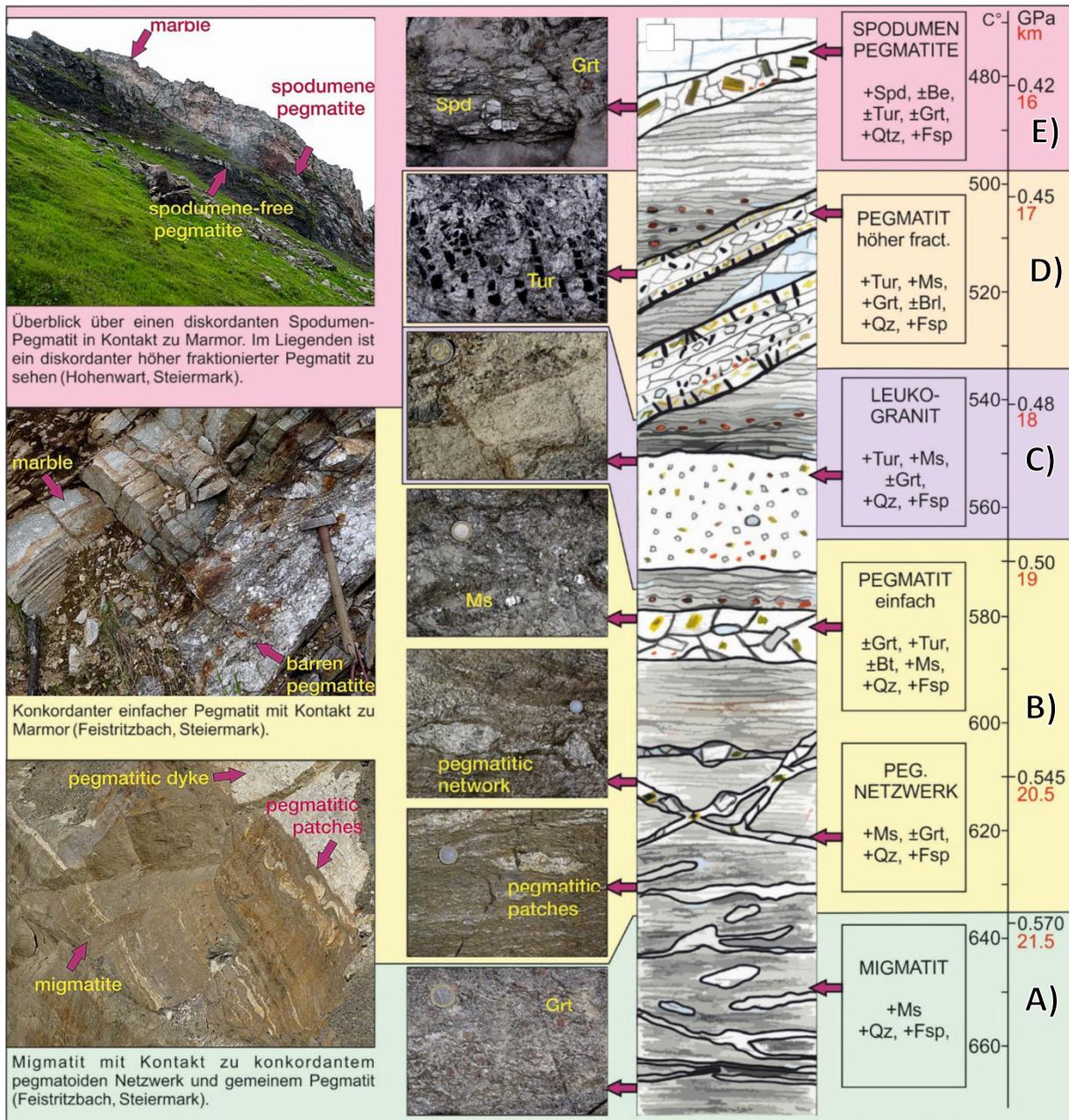


Abbildung 7: Beziehung und Bildungsbedingungen von Migmatiten, (einfachen) Pegmatiten, Leukograniten und Spodumenepegmatiten. [SCHUSTER et al. 2019]

### 3. Pegmatite

Pegmatite sind magmatische Gesteine, die meistens granitische Zusammensetzung aufweisen. Einfache, granitische Pegmatite bestehen demnach aus Feldspat, Quarz und Muskovit. Unterschiede zwischen Pegmatiten ergeben sich aus der Anreicherung von z.B. Li, Be, Rb, Cs, Nb, Ta, Sn, B, P, F und REE (Rare Earth Elements). Zu anderen magmatischen Gesteinen erfolgt eine Abgrenzung durch strukturelle und textuelle Merkmale. Dazu zählen eine variable Kristallgrößenverteilung, Zonierung, gerichtetes Kristallwachstum oder graphische bzw. skelettartige Verwachsungen. Die Kristallgröße nimmt meist vom Rand zum Kern zu und unterscheidet sich zusammen mit der Mineralvergesellschaftung teilweise sehr stark von Zone zu Zone. Dabei sind Pegmatite im

Allgemeinen immer grobkristalliner als ihr Nebengestein und bilden teilweise riesenhafte Kristalle aus. Pegmatitische Texturen und Strukturen sind nicht auf eine granitische Zusammensetzung begrenzt und finden sich z.B. auch in Gabbros, Komatiiten, Syeniten oder Karbonatiten [LONDON 2008].

### 3.1. Klassifizierung

Frühe Klassifizierungen unterteilen Pegmatite z.B. anhand ihrer Bildungstemperatur [FERSMAN 1930] oder ihrer Geochemie und Komplexität [LANDES 1933]. Spätere Klassifizierungen treffen eine Einteilung anhand der Bildungstiefe [BUDDINGTON 1959; GINSBURG et al. 1979] bzw. der Bildungsdrücke in unterschiedliche Klassen [ČERNÝ 1991a; ČERNÝ & ERCIT 2005]. Anhand der Druckbedingungen und Bildungstemperaturen des Nebengesteines ergeben sich für diese Klassen Metamorphosebedingungen, welche aber nicht immer ident mit jenen der darin vorkommenden Pegmatite sind. Die nach ČERNÝ & ERCIT [2005] insgesamt fünf Klassen werden bei grundlegend anderer geochemischer Signatur weiter in Subklassen bzw. Typen gegliedert. Eine weitere Unterteilung in Subtypen ist bei wesentlichen Unterschieden der Mineralvergesellschaftung und geochemischer Signatur möglich (Abbildung 8) [ČERNÝ & ERCIT 2005].

Daneben wird eine Einteilung in petrogenetische Familien getroffen, die die durch magmatische Differentiation entstandenen Pegmatite mit ihren Muttergraniten über Spurenelementsignaturen in Beziehung setzt. Diese Einteilung fand zunächst nur Anwendung auf die Seltene-Elemente-Klasse und miarolitische Klasse [ČERNÝ 1991a; ČERNÝ & ERCIT 2005], wurde aber auf alle Klassen und hin zu einer eigenständigeren Klassifizierung ausgeweitet [ČERNÝ et al. 2012]. Pegmatite können demnach in drei Familien eingeteilt werden: NYF (Nb-Y-F), LCT (Li-Cs-Ta) und eine gemischte (oder auch hybridisierte) NYF-LCT-Familie [ČERNÝ & ERCIT 2005; ČERNÝ et al. 2012]. Während die NYF-Klasse mit A-Typ Graniten und die LCT-Klasse mit S-Typ Graniten assoziiert wird, spielen I-Typ Magmen eine untergeordnete Rolle. Obwohl diese in beiden Klassen auftreten, [ČERNÝ & ERCIT 2005] sind ihre Gehalte an Flussmitteln wie B, P und F zu niedrig, um Pegmatite in signifikantem Ausmaß zu generieren [ČERNÝ et al. 2012].

Die *NYF-Familie* stammt von sub- bis metaluminosen A-Typ Graniten, die sich teilweise mit Hotspots und Riftzonen assoziieren lassen, und reichert Nb ( $Nb > Ta$ ), Y, F, HREE (Heavy REE), Ti, U und Th an. Dabei können eigenständige Mineralphasen wie z.B. Euxenit/Aeschynit, Samarskit/Fergusonit, Gadolinit und Allanit-Y entstehen. Durch die erhöhten Gehalte an F finden sich häufig Fluorit und Topas, während Turmalin selten ist [ČERNÝ et al. 2012]. Die geochemische Signatur von NYF-Pegmatiten und ihren A-Typ Muttergraniten zeigen eine Ähnlichkeit zu peralkalinen Magmen aus

Mantelquellen. Letztere reichern bevorzugt LREE (Light REE) gegenüber HREE an, haben höhere Gehalte von P und im Fall von Karbonatiten hohe Ca-Gehalte [MARTIN & DE VITO 2005].

Charakteristisch für die *LCT-Familie* sind hohe Gehalte an Li, Cs, Ta (Ta > Nb), Rb, Be, Sn, B, P und F, wobei sich z.B. Spodumen, Petalit, Lepidolith, Elbait, Li-Phosphate und, bei sehr hohen Cs-Gehalten, Pollucit als eigenständige Mineralphasen bilden können. Die Pegmatite stammen von peraluminosen S-Typ Graniten und zeigen als Teil ihrer Mineralvergesellschaftung eine Kombination aus Muskovit, Granat, Cordierit, Sillimanit oder Andalusit, Turmalin und Gahnit. Pegmatite der LCT-Familie treten häufiger auf als jene der NYF-Familie [ČERNÝ et al. 2012].

Die *gemischte NYF-LCT-Familie* zeigt geochemische und mineralogische Charakteristika beider vorher beschriebenen Familien. Der LCT-Anteil ist meist untergeordnet. Dabei zeigen Hauptgemengteile eine LCT-Signatur, es treten LCT-typische akzessorische Mineralphasen auf oder LCT-Pegmatite bilden sich als Teil einer der letzten Entstehungsphasen von NYF-Pegmatiten [ČERNÝ & ERCIT 2005]. Ein eindeutiges Genesemodell besteht nicht. In Frage kommen z.B. die Kontamination von abgereichertem Magma mit nicht abgereicherten Lithologien [ČERNÝ 1991b], gleichzeitige Anatexis von abgereicherten und nicht abgereicherten Protolithen [WHALEN et al. 1987] oder einer Anreicherung von LCT-Komponenten in einem NYF-Magma durch selektive hydrothermale Lösungsvorgänge [MARTIN & DE VITO 2005].

Das CMS (Chemical composition - Mineral assemblage - Structural geology)-Schema nach DILL [2016] klassifiziert Pegmatite und Aplite nach ihrem Erzkörper und der Zusammensetzung des Erzes. Der Erzkörper wird einerseits als 1. Ordnung durch den Typ des Pegmatites bzw. Aplites, andererseits als 2. Ordnung durch seine Form und struktureologischen Merkmale weiter charakterisiert. Die Pegmatit- und Aplittypen sind die einzige Ordnung, die sich nach einer festen Nomenklatur richtet. Dabei wird nach den lithologischen Eigenschaften des Nebengesteins unterteilt: Pseudopegmatite, Metapegmatite, Pegmatoide (in Metamorphiten), Pegmatite (in Metamorphiten und Magmatiten) oder plutonische Pegmatite (in Magmatiten). Aplite werden nach der gleichen Terminologie unterteilt und dann als solche bezeichnet, wenn der Erzkörper homogen und feinkristalliner als sein Nebengestein ist. Das Erz selbst wird als 3. und 4. Ordnung anhand seiner chemischen Zusammensetzung und Mineralogie charakterisiert.

Class	<i>P-T</i> conditions of regional host rocks	Subclass	Typical minor elements	Type	Subtype	Family
Abyssal (AB)	9–4 kbar 700–800 °C	AB-HREE	U, Th, Zr, Ti, Nb,			NYF
		AB-LREE	Y, LREE, HREE			NYF
		AB-U				NYF
		AB-Be				LCT
Muscovite (MS)	8–5 kbar 650–580 °C		Ca, Ba, Sr, Fe>Mn			-
Muscovite-rare element (MSREL)	7–3 kbar 650–520 °C	MSREL-REE	Be, Y, REE, Ti, U, Th, Nb-Ta			NYF
		MSREL-Li	Li, Be, Nb			LCT
Rare element (REL)	4–2 kbar 650–450 °C	REL-REE	Be, Y, REE, U, Th, Nb>Ta, F	Allanite-monazite		NYF
		REL-Li	Li, Rb, Cs, Be, Ga, Sn, Hf, Nb, Ta, B, P, F	Euxenite Gadolinite Beryl Complex	Beryl-columbite Beryl-columbite-phosphate Spodumene Petalite Lepidolite Elbaite Amblygonite	NYF NYF LCT LCT LCT LCT LCT LCT LCT LCT
Mirolitic (MI)	3–1.5 kbar 500–400 °C	MI-REE	Be, Y, Nb, REE, F, Ti, U, Th, Zr	Albite-spodumene Albite Topaz-beryl Gadolinite-fergusonite		NYF NYF NYF LCT
		MI-Li	Li, Be, B, F, Ta>Nb	Spodumene Petalite Lepidolite		LCT LCT LCT

Abbildung 8: Einteilung von Pegmatiten nach ČERNÝ & ERCIT [2005] und ČERNÝ et al. [2012]. **NYF** Nb-Y-F-Familie **LCT** Li-Cs-Ta-Familie. [MÜLLER et al. 2018]

### 3.2. Zonierung

Obwohl auch unzonierte Pegmatite teilweise sogar spodumenführend sein können, ist ein charakteristisches Merkmal von Pegmatiten eine Zonierung. Dabei unterscheiden sich die Zonen nicht nur anhand der Mineralvergesellschaftung, sondern auch anhand des Habitus und der Orientierung der Minerale [LONDON 2008]. Im Allgemeinen werden dabei eine Kontakt-, eine Rand-, eine Zwischen- und eine Kernzone voneinander unterschieden [CAMERON et al. 1949; LONDON 2008].

Die feinkristalline *Kontaktzone* ist meist nur wenige Zentimeter mächtig und besteht hauptsächlich aus Plagioklas, Quarz und Muskovit. Es können jedoch auch z.B. Granat, Apatit, Turmalin, Beryll, Biotit oder Columbit auftreten. Quarz und Feldspat zeigen ein mikrographisches Gefüge. Ab der *Randzone* nimmt die Kristallgröße abrupt zu und Minerale wie K-Feldspat, Turmalin, Glimmer und Beryll bilden sich orthogonal zum Nebengesteinskontakt. Es treten skelettartige und graphische Verwachsungen auf. Kontakt- und Randzone sind bzgl. ihrer Mineralogie ähnlich, unterscheiden sich aber anhand ihres Gefüges und ihrer Struktur [LONDON 2008, 2018].

In der *Zwischenzone* nimmt der Gehalt an K-Feldspat und Quarz im Vergleich zur Randzone zu und es können, vor allem in den weiter innenliegenden Bereichen von LCT-Pegmatiten, Li-Aluminosilikate und Li-Phosphate auftreten. Je nach Komplexität der Zwischenzone wird diese weiter unterteilt. Ausschlaggebend dafür ist meist eine Änderung des modalen Mineralbestandes von K-Feldspat, Quarz, Muskovit und Plagioklas [CAMERON et al. 1949; LONDON 2018]. So werden z.B. die spodumenführenden Pegmatite der Ostalpen nach KNOLL et al. [2018] in vier verschiedene Zwischenzonen untergliedert. Zone 1, 2 und 3 enthalten K-Feldspat, Quarz, Muskovit und Plagioklas mit wechselnder modaler Zusammensetzung. Die inneren Zonen 2 und 3 sind spodumenführend. Die innerste Zone 4 besteht aus reinem Quarz, welche nach CAMERON et al. [1949] der *Kernzone* entspricht.

### 3.3. Geochemie

Neben einer internen Zonierung von einzelnen Pegmatitkörpern tritt auch eine regionale Zonierung bei Pegmatitpopulationen mit gemeinsamem Ursprung auf. Diese Pegmatitgruppen werden mit zunehmender distaler Lage höher fraktioniert und weisen eine komplexere mineralogische Zonierung auf [ČERNÝ et al. 1985; LONDON 2008]. Dabei ändern sich die Verhältnisse von Elementen während der voranschreitenden Kristallisation teils drastisch. Als petrologischer Indikator werden dabei vor allem die Gruppe der Alkali- und Erdalkalielemente (Abbildung 9) und inkompatible Elemente mit hohen Ionenwertigkeiten (high-field-strength elements; HFSE), sowie das Verhältnis von Fe/Mn (Abbildung 10) verwendet [LONDON 2008].

Bei den Alkali- und Erdalkalielelementen ist Rb im Vergleich zu Ba, Sr und K inkompatibler. Ba und K werden in Glimmern und K-Feldspat, Sr in Feldspäten gegenüber Rb bevorzugt eingebaut. Cs ist ebenfalls sehr inkompatibel und verhält sich in Glimmern und K-Feldspäten ähnlich zu Rb [LONDON 2005, 2008]. Ähnlich zu Seltene-Elemente-Graniten steigt bei Pegmatiten der LCT-Klasse zuerst der Gehalt an K-Feldspat gegenüber dem Gehalt an Plagioklas an und sinkt danach mit weiterer Fraktionierung wieder [ČERNÝ et al. 2005; LONDON 2008].

Bei der Gruppe der HFSE und dem Verhältnis Fe/Mn können Fraktionierungstrends bei REE, Mn und Fe in Granat, Zr und Hf in Zirkon-Hafnon, Nb und Ta in Columbit-Tantalit (Minerale der Columbitgruppe, CGM) beobachtet werden. Gehalte an REE nehmen mit steigender Fraktionierung ab, da diese bereits vorher eigene, akzessorische Mineralphasen bilden (z.B. [ERCIT 2005]). Pegmatite der NYF-Familie zeigen höhere Gehalte an REE und haben meist höhere HREE/LREE-Verhältnisse als Pegmatite der LCT-Familie (siehe Kapitel 3.1) [LONDON 2008]. Das Mn/Fe-Verhältnis in Granat nimmt mit fortschreitender Fraktionierung zu [ČERNÝ et al. 1985]. Grund dafür ist nicht der bevorzugte Einbau von Mn in Granat selbst, sondern die gleichzeitige Bildung von z.B. Turmalin, Cordierit und Biotit, welche bevorzugt Fe und Mg statt Mn einbauen [MANER et al. 2019]. Das Verhältnis von Zr zu Hf und Nb zu Ta wird von Zirkon-Hafnon und Columbit-Tantalit bestimmt. Dabei reichern sich die Elemente mit höherem Atomgewicht und geringeren Ausgangsgehalten, Hf und Ta, gegenüber Zr und Nb an (Abbildung 11) [LONDON 2008]. In metaluminosen bis peraluminosen granitischen Schmelzen zeigt sich eine geringere Löslichkeit der Endglieder Zirkon und Columbit, wodurch diese zuerst ausfallen und die Schmelze an Hf und Ta angereichert wird [LINNEN & CUNEY 2005]. Vom Fraktionierungspfad der CGM kann auf den Typ des Pegmatits geschlossen werden [ČERNÝ 1989].

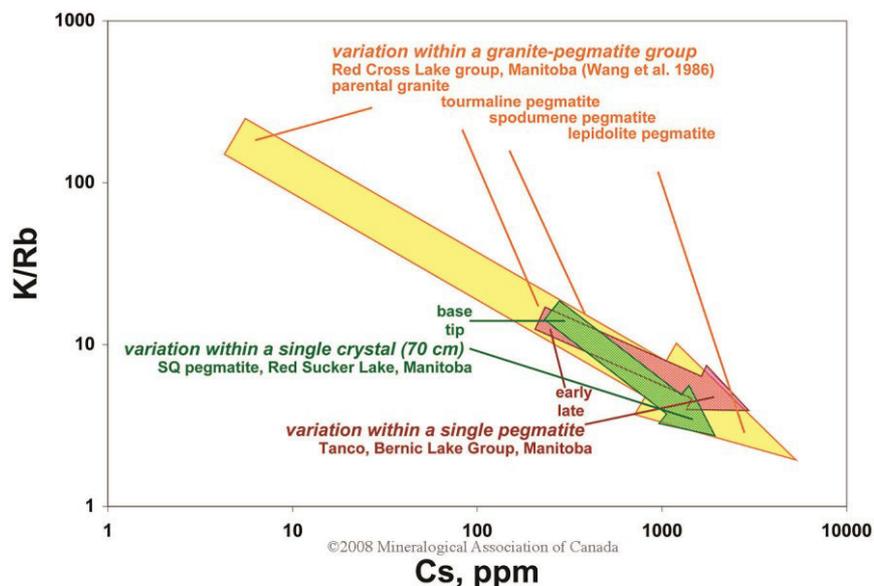


Abbildung 9: Verhältnis von K/Rb zum Cs-Gehalt bei Kalifeldspäten aus Pegmatiten. [LONDON 2008]

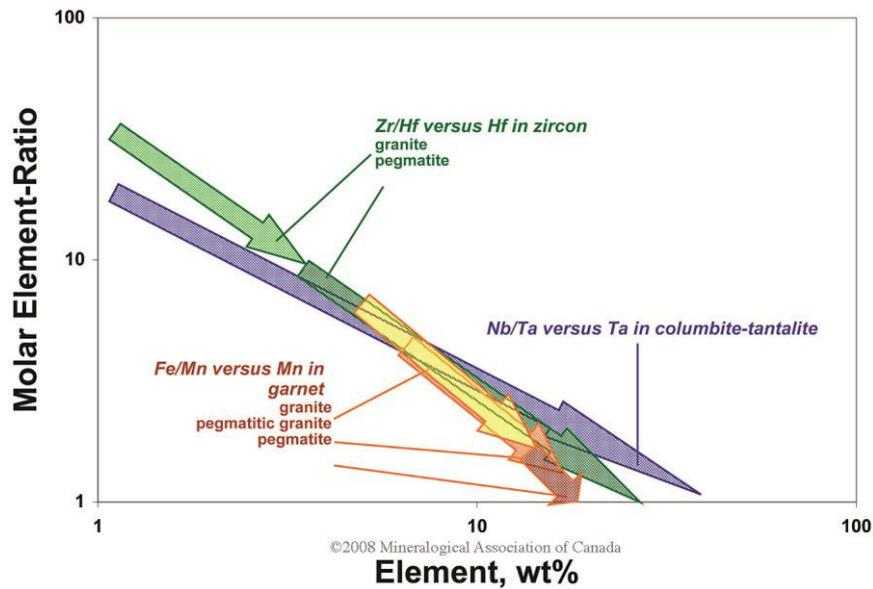


Abbildung 10: Fraktionierungstrends der HFSE und Fe/Mn in Graniten und Pegmatiten. [LONDON 2008]

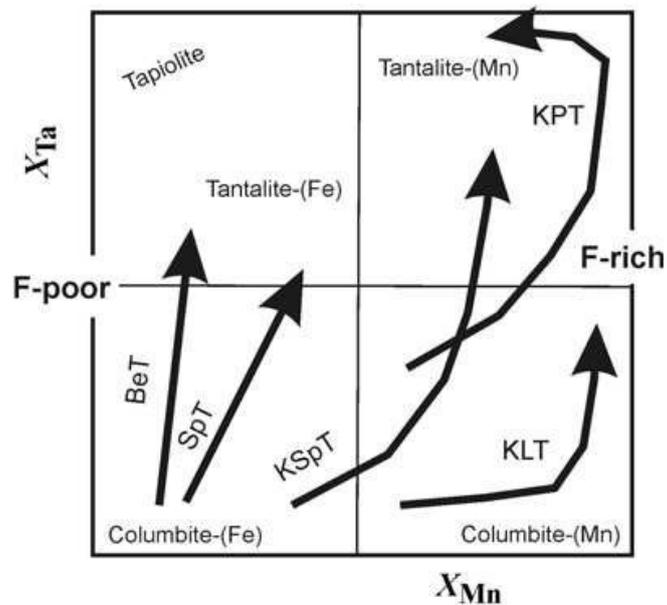


Abbildung 11: Fraktionierungstrends der CGM.  $X_{Mn} = \frac{Mn}{Mn+Fe}$ ,  $X_{Ta} = \frac{Ta}{Ta+Nb}$ , **BeT** Beryll-Typ, **SpT** Spodumen-Typ, **KSpT** Komplex-Spodumen-Typ, **KLT** Komplex-Lepidolith-Typ, **KPT** Komplex-Petalit-Typ. [GRAUPNER et al. 2010]

### 3.4. Genese

Die Genese von Schmelzen, die zur Bildung von Pegmatiten führen, ist nicht eindeutig geklärt und die Genesemodelle sind nicht universell einsetzbar [SIMMONS & WEBBER 2008]. Klassischerweise werden Pegmatite einem Muttergranit zugeordnet und kristallisieren aus dessen residualer Schmelze [ČERNÝ 1991b; LONDON 2008; ČERNÝ et al. 2012]. Diese wird durch Fraktionierung an inkompatiblen Elementen, Flussmitteln und volatilen Elementen angereichert. Dadurch werden die Kristallisationstemperatur und die Viskosität erniedrigt, die Keimbildung verringert, sowie die Diffusion und die Löslichkeit in der Schmelze erhöht [LONDON 2008; SIMMONS & WEBBER 2008].

Neben der Genese aus einem Pluton kommt für manche Pegmatite auch eine rein anatektische Bildung in Frage [SIMMONS & WEBBER 2008]. Dies ist z.B. dort der Fall, wo Muttergranite fehlen oder die Geochemie gegen eine plutonische Bildung sprechen (z.B. SIMMONS et al. [2016], MÜLLER et al. [2017], KNOLL et al. [2018]). Fehlt ein Muttergranit, ist die Zusammensetzung der anatektischen Schmelze von der Zusammensetzung des Ausgangsgesteines abhängig. So können sich aus Li- oder F-ärmeren Gesteinen durch Anatexis anstelle von LCT- oder NYF-Pegmatiten auch CT-(Cs-Ta-)Pegmatite bzw. NY-(Nb-Y-)Pegmatite bilden (Abbildung 12) [MÜLLER et al. 2017].

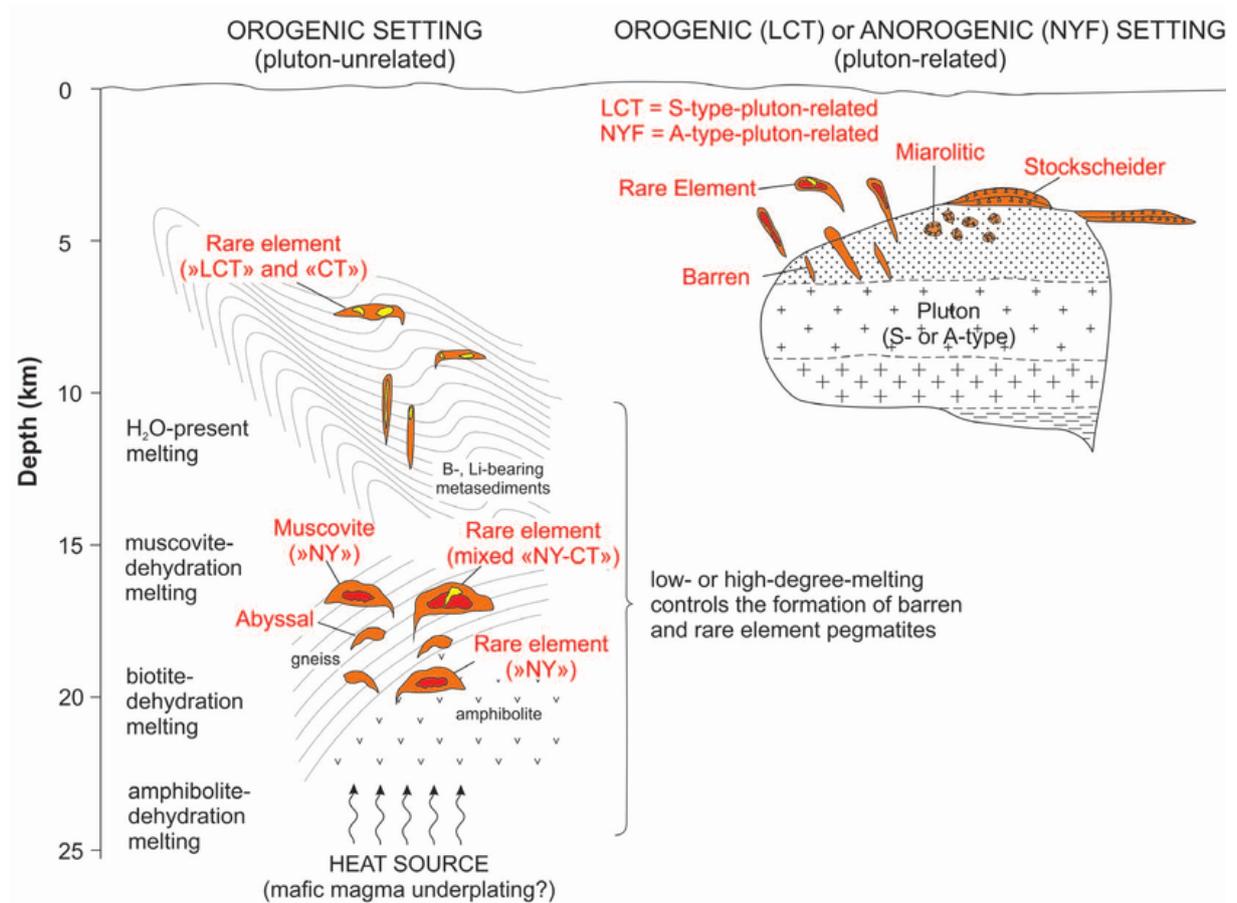


Abbildung 12: Schematische Darstellung der Bildungsweise von orogenen und anorogenen Pegmatiten. **NY(F)** Nb-Y(-F)-Familie (**LJCT**) (Li-)Cs-Ta-Familie. [MÜLLER et al. 2017]

### 3.5. Lagerstätten

Neben den hier beschriebenen Rohstoffen enthalten Pegmatite eine Vielzahl an Elementen und Mineralen, die potenziell von wirtschaftlichem Interesse sind. Nicht alle davon werden, zumindest im großen Stil, gewonnen bzw. haben einige im Laufe der Zeit an Bedeutung verloren. Eine vollständigere Aufzählung und Beschreibung findet sich z.B. in LONDON [2008], DILL [2010, 2015] oder LONDON [2016].

## ***Erzlagerstätten***

*Lithium* tritt in eigenständigen Mineralphasen als Spodumen (8,03 %  $\text{Li}_2\text{O}$ ), Petalit (4,5 %  $\text{Li}_2\text{O}$ ), Amblygonit (7,4 %  $\text{Li}_2\text{O}$ ), Lepidolith (7,7 %  $\text{Li}_2\text{O}$ ) oder Zinnwaldit (3,4 %  $\text{Li}_2\text{O}$ ) auf und wird als Festgestein bei Gehalten ab etwa 0,5 %  $\text{Li}_2\text{O}$  abbauwürdig [DILL 2015]. Dabei sind Spodumen und Petalit die wichtigsten Erz- und Industriemineralien. Für die direkte Verwendung als Industriemineral in der Glas- und Keramikindustrie eignet sich Petalit oder pseudomorpher Spodumen + Quarz nach Petalit, da hier die Gehalte an Fe, Mn und Cr besonders niedrig sind [LONDON 2016]. Als Erz dienen die Li-führenden Mineralien zur Herstellung von z.B.  $\text{Li}_2\text{CO}_3$ , LiCl, LiBr und LiOH. Diese finden ihre Anwendung als Flussmittel und als Bestandteil von Schmiermitteln, synthetischen Gummis, Arzneimitteln, Batterien und Akkumulatoren [KESLER et al. 2012; DILL 2015].

Neben Pegmatiten spielen Brinelagerstätten eine wichtige Rolle bei der Gewinnung von Li. Diese erreichen im Durchschnitt höhere Reserven pro Lagerstätte (1,45 Mt Li im Vergleich zu 0,11 Mt Li bei Pegmatitlagerstätten), was einen langfristigen Abbau und Versorgungssicherheit gewährleisten würde. Li-Lagerstätten aus Pegmatiten sind hingegen wirtschaftlicher, was den Chemismus und die Gehalte an Li betrifft. Wichtige Lagerstätten in Brines finden sich am Puna Plateau (z.B. Salar de Atacama, Chile oder Hombre Muerto, Argentinien) und am Qinghai-Tibet Plateau (Qaidam Becken, China). Pegmatitlagerstätten sind geographisch weiter verbreitet und befinden sich z.B. in Australien (Greenbushes), USA (Black Hills, Bessemer City, Kings Mountain), Zimbabwe (Kamativi, Barkam, Bikita), DR Kongo (Manono–Kitolo), Kanada (Tanco) aber auch Brasilien, Spanien, Portugal, China, Russland u.a. [KESLER et al. 2012].

In Österreich befindet sich ein Spodumenpegmatitvorkommen auf der Weinebene im Stadium der abgeschlossenen Vorabmachbarkeitsstudie (Stand: Jänner 2021). Dabei wurden Reserven von 6,3 Mt mit einem  $\text{Li}_2\text{O}$ -Gehalt von 1.17 % ermittelt [European Lithium 2018]. Das Vorkommen liegt konkordant in verfalteten kyanitführenden Glimmerschiefern und eklogitischen Amphiboliten und erreicht Spodumengehalte von 15 Vol% bzw. 22 Vol% [GÖD 1989].

*Cäsium* und *Rubidium* treten gemeinsam mit Li in LCT-Pegmatiten auf [ČERNÝ 1991a]. Dabei ist Lepidolith der wichtigste Rb-Träger und Cs bildet bei hohen Gehalten Pollucit, welcher oft mit Petalit vergesellschaftet ist [POHL 2005]. Die Cs-Gehalte von einer an Pollucit gesättigten Schmelze weisen auf extensive fraktionierte Kristallisation und damit sehr hochdifferenzierte Pegmatite hin [LONDON et al. 1998; LONDON 2008]. Cs wird in den Bereichen des GPS, der Telekommunikation, der Medizin, bei Uhren, Legierungen und zur Entkeimung verwendet. Neben einer ähnlichen Anwendungspalette wie Cs findet Rb seinen Einsatz in der Elektrotechnik, der Pyrotechnik und in Photozellen [DILL 2015]. Die wichtigste Lagerstätte für Cs und Rb ist Tanco (Kanada), wo Pollucit in einzelnen Zonen Gehalte von 75 Vol% erreicht [STILLING et al. 2006; LINNEN et al. 2012].

*Beryllium* wird hauptsächlich in der Elektroindustrie, in Flugzeug- und Raumfahrzeugteilen und in Legierungen eingesetzt. In Pegmatiten wird Beryll als Beiprodukt bei der Gewinnung von Feldspat und Glimmer gewonnen, spielt aber heute nur noch eine untergeordnete Rolle. Hauptproduzent von Be ist Spor Mountain (USA), wo es aus epithermal alterierten Vulkaniten in Form von Bertrandit gewonnen wird [DILL 2015].

*Niob* und *Tantal* werden aus Mineralen der Mischungsreihe Coltan (Columbit-Tantalit) und der Pyrochlor Supergruppe gewonnen. Neben den Vorkommen in Pegmatiten tritt vor allem Pyrochlor in Karbonatiten und Nephelinsyeniten auf und bildet dort gemeinsam mit Apatit, Magnetit und Phlogopit Lagerstätten, wie z.B. in Australien (Mt. Weld) und Brasilien (Araxa) [POHL 2005]. Nb und Ta werden in Pegmatiten kontinuierlich angereichert und bilden deshalb in Seltene-Elemente-Pegmatiten der LCT- und NYF-Familie eigene Mineralphasen. Lagerstätten finden sich z.B. in Kanada (Tanco, Bernic Lake), Australien (Greenbushes) und Afrika (Ruanda, Nigeria, DR Kongo, u.a.) [MELCHER et al. 2015; MELCHER et al. 2017]. Pegmatite der LCT-Klasse weisen ein niedrigeres Nb/Ta-Verhältnis auf als jene der NYF-Klasse. Verantwortlich dafür ist die Anreicherung von Nb in restitischen Glimmern bei der Bildung von S-Typ Magmen die den Ausgang von LCT-Pegmatiten darstellen [STEPANOV & HERMANN 2013; LONDON 2016]. Ebenso wie Nb findet Ta seine Anwendung in Spezialstählen und Legierungen. Zusätzlich wird Ta auch in der Elektronikindustrie, in Katalysatoren und in der Medizintechnik eingesetzt [DILL 2015].

*Zinn* kommt in Pegmatiten vor allem in Kassiterit vor und wird als Legierung, Lötzinn, Farbpigment und in der Glas-, Keramik- und Elektronikindustrie verwendet [DILL 2015]. Im Hartgestein ist Sn ab 0,3 %, in Seifen bereits ab 0,01 % bauwürdig. In Seifen aus Sn-Ta-Nb-Pegmatiten sind Coltanminerale aufgrund ähnlicher Eigenschaften meist mit Sn-Mineralen angereichert [POHL 2005; DILL 2015]. Solche Zinnseifen finden sich z.B. in Malaysia oder Thailand Sn-Ta-Nb bzw. Seltene-Elemente-Pegmatite mit Sn finden sich z.B. in Afrika [MELCHER et al. 2015] oder in Australien (Greenbushes) [POHL 2005].

### ***Industriemineralagerstätten***

*Feldspäte* machen zumeist mehr als zwei Drittel des Volumens eines granitischen Pegmatites aus. Dabei handelt es sich in der Regel um Plagioklas mit hohem Albitgehalt und K-Feldspat [LONDON 2008]. Feldspäte werden vor allem in der Glas-, Keramik- und Porzellanindustrie eingesetzt, aber auch z.B. als Füllstoff oder Abrasiva [GLOVER et al. 2012].

*Quarz* findet seine Anwendung in der Glas- und Keramikindustrie und als Abrasiva. Quarz aus Pegmatiten ist besonders rein und wird als ultrahochreiner (< 10 ppm Verunreinigungen) und hochreiner (< 100 ppm Verunreinigungen) Quarz in der Prozessortechnik als Halbleiter, in der Lichttechnik, in Spezialkeramiken und für Spiegel eingesetzt [GLOVER et al. 2012].

Als *Glimmer* wird vor allem Muskovit in Füllstoffen, Beschichtungen, Schmiermittel und Kosmetika verwendet. Der früher große Bedarf an Muskovit für Kondensatoren und Vakuumröhren wurde durch Transistoren und keramische Werkstoffe ersetzt. Aufgrund seiner Farbe und Fe-Gehaltes wird Biotit dort äquivalent zu Muskovit eingesetzt, wo elektrische Eigenschaften und Farbe nicht von Bedeutung sind [GLOVER et al. 2012]. Phlogopit besitzt ähnliche Eigenschaften wie Muskovit, ist aber hitzebeständiger. Dort, wo Biotit oder Phlogopit hydrothermal alteriert wird oder tropisch verwittert, entsteht durch Hydratisierung und Abfuhr von Kalium Vermiculit. Dieser wird als Dämm- und Feuerfestmaterial verwendet [POHL 2005].

Ebenfalls als Alterationsprodukt tritt *Kaolin* auf. Dieser entsteht durch die Laugung von Al-Silikaten bei der Na, K und Ca abgeführt werden [POHL 2005]. Seine Anwendung findet Kaolin in keramischen Werkstoffen, als funktionaler Füller und als Glasfaser in der Elektronikindustrie [GLOVER et al. 2012].

*Graphit* aus Pegmatiten wird vor allem in stückiger, kristalliner Form gehandelt und wird z.B. in Sri Lanka gewonnen. Seine Anwendung findet Graphit als Schmiermittel, Füllstoff, Elektrodenmaterial, in der Eisen- und Stahlerzeugung oder als Moderator in Kernreaktoren [POHL 2005]. Für eine wirtschaftliche Gewinnung von kristallinem Graphit aus Pegmatiten sollte der Gehalt an C mindestens 22 % bis 35 % betragen [DILL 2015].

### ***Edelsteinlagerstätten***

Pegmatite sind eine Quelle für eine große Varietät an Edelsteinen. Zu den bekanntesten gehören dabei Berylle, Topas, Turmaline, Spessartin und Spodumene. Diese Edelsteine kommen meist in miarolitischen Hohlräumen, in einer Quarz- oder Feldspatmatrix im Kern oder in der Reaktionszone um Pegmatite in mafischen Gesteinen vor. Berylle (Aquamarin, Heliodor, Morganit), Spessartin, Spodumene (Kunzit, Hiddenit), Topas und Turmalin finden sich hauptsächlich in den miarolitischen Hohlräumen. Edelsteine in einer Quarz- oder Feldspatmatrix sind meist Aquamarin und Turmalin. Dort, wo Pegmatite mafische Gesteine intrudiert haben, finden sich typischerweise Smaragd und Alexandrit. Edelsteine aus Pegmatiten werden z.B. in Brasilien, Madagaskar, Russland, USA, Afghanistan, Pakistan und Afrika gewonnen [SIMMONS et al. 2012].

### **3.6. Exploration**

Neben der Literaturrecherche, welche typischerweise das bevorzugte tektonische und geologische Setting und bereits bekannte Vorkommen berücksichtigt, ist die Prospektion und Exploration von Pegmatiten, mit wenigen Ausnahmen, von Aufschlusskartierungen abhängig [BRADLEY et al. 2017; LONDON 2018; STEINER 2019]. Im regionalen Maßstab können (hyperspektrale) Fernerkundung [CARDOSO-FERNANDES et al. 2019] und geophysikalische Methoden wie Radiometrie und Magnetik [SCHETSELAAR et al. 2000], bei entsprechenden petrophysikalischen Eigenschaften, eingesetzt werden.

Während Industriemineralien auch in einfachen, niedrigdifferenzierten Pegmatiten vorkommen, beschränken sich Erzminerale wie z.B. Spodumen und Coltan auf hochdifferenzierte, zonierte, Seltene-Elemente-Pegmatite [LONDON 2018]. Seltene-Elemente-Pegmatite haben geringere Volumina und sind weniger häufig, wie z.B. in den Black Hills, wo sie nur etwa 2 % aller Pegmatite ausmachen [NORTON & REDDEN 1990].

Aufgrund ihrer Seltenheit und Minerale sind Pegmatite der LCT-Klasse ein häufiges Explorationsziel [LONDON 2018; GOURCEROL et al. 2019; STEINER 2019]. Dabei wird vor allem versucht, Minerale und Elemente, die auf eine hohe Differentiation hinweisen, zu finden. Nach STEINER [2019] können dafür z.B. Bachsedimentanalysen auf Schwerminerale, Boden- und Lithochemie auf Anomalien von Sn, W, Nb, Ta, Li, K, Cs, Rb, Zr, Hf, Cu, Be und B untersucht werden.

Für Ta-Vererzungen eignen sich besonders die Fraktionierungstrends der Alkalielemente und die Gehalte von Ta in primären Hellglimmern. Ta-Gehalte von > 70 ppm in hochdifferenzierten, granitischen Pegmatiten sind ein wesentlicher Indikator für eine Ta-Lagerstätte. Exokontakte sind von ihren Mineralalterationen und ihrer geochemischen Signatur nicht homogen genug für Explorationszwecke [GAUPP et al. 1984].

## 4. Methodik

### 4.1. Probennahme

Die Probennahme erfolgte von August bis September 2020. Dafür wurden Hammer und Meißel für Handstücke, sowie eine Stihl TS 360 mit Diamantsägeblatt für Schlitzproben verwendet (Abbildung 13). Durch die Zonierung verursachte Heterogenität der Pegmatitkörper und der damit verbundenen, nicht repräsentativen Größe der Handstücke handelt es sich sensu stricto nicht um Proben, sondern um Muster.



Abbildung 13: Werkzeug für die Probennahme. Unterer Bildrand: 80 cm.

Im Rahmen der Probennahme erfolgte eine Beschreibung des zugehörigen Aufschlusses, Blockfeldes oder Blocks. Dabei wurde die Position mit einem eTrex 10 von Garmin in WGS84-Koordinaten bestimmt. Die Genauigkeiten der Standortbestimmungen lagen dabei im Bereich von 1 m bis 5 m. Zusätzlich wurden die Mächtigkeit, der Mineralbestand, die Zonierung, die Kristallgröße, die Schieferung, Konkordanz/Diskordanz und das Nebengestein aufgenommen (Tabelle 1).

Tabelle 1: Beschreibung der aufgenommenen Merkmale von Aufschlüssen, Blockfeldern und Blöcken.

<b>Merkmal</b>	<b>Beschreibung</b>	
Mineralbestand	Makroskopisch oder mit Handlupe erkennbar	
Zonierung	Änderung im Mineralbestand und/oder Kristallgröße	
Kristallgröße	Fein	wenige Millimeter
	Mittel	mehrere Millimeter bis wenige Zentimeter
	Grob	mehrere Zentimeter
Schieferung	Schwach	keine bis schwach ausgeprägte Mineraleinregelung
	Mittel	erkennbare Mineraleinregelung
	Stark	deutliche Mineraleinregelung
	Mylonitisiert	Anzeichen duktiler Verformung

## 4.2. Probenaufbereitung und -präparation

### *Muskovite*

Aus den genommenen Proben wurden möglichst unalterierte und unverwitterte Muskovite separiert. Diese wurden anschließend in Harz eingebettet und poliert. Die so hergestellten Anschliffe wurden mit Laserablation – induktiv-gekoppelter-Plasma-Massenspektrometrie (LA-ICP-MS) analysiert. Für die Messungen wurde ein theoretischer Si-Gehalt von 21 Masse% angenommen. Die tatsächlichen Si-Gehalte der Muskovite wurden mit energiedispersiver Rasterelektronenmikroskopie (REM-EDS) bestimmt und nach folgender Formel für die Korrektur der Ergebnisse der LA-ICP-MS verwendet:

$$\text{Elementgehalt (korrigiert) [ppm]} = \frac{\text{Messwert (LA-ICP-MS) [ppm]} \times \text{Si-Gehalt (REM) [\%]}}{21,00 [\%]}$$

Die in dieser Arbeit verwendeten Werte sind korrigierte Messwerte.

### *Schwerminerale*

Für die Gewinnung der Schwermineralkonzentrate wurden insgesamt 8 Proben aus spodumenführenden Pegmatitgängen ausgewählt. Die Aufgabemenge betrug zwischen 0,5 kg und 1 kg. Die Proben wurden per Hand auf eine Korngröße von < 4 cm gebracht und anschließend mit Electric Pulse Disaggregation (EPD) auf eine Korngröße von < 1 mm fragmentiert. Danach wurden die Mineralkörner per Nasssiebung nach ihrer Korngröße klassiert und mit einer Waschpfanne an Schwermineralen vorangereichert. Die anschließende Dichtentrennung erfolgte mit Na-Polywolframat bei einer Dichte zwischen 3,02 g/cm<sup>3</sup> und 3,07 g/cm<sup>3</sup>. Abschließend wurden die

Schwermineralkonzentrate mit einem Magnetscheider bei 0,35 A bis 0,4 A in eine unmagnetische (UM) und magnetische (M) Fraktion getrennt.

Aus diesen klassierten und sortierten Schwermineralfraktionen wurden Anschliffe hergestellt. Die qualitative Identifizierung der Schwermineralphasen und die Bestimmung der Elementgehalte dieser erfolgte mit REM-EDS.

### ***Gesamtgestein***

Probenmaterial von spodumenführenden und einfachen Pegmatiten wurden für eine Gesamtgesteinsanalyse der Haupt- und Spurenelemente bei der Firma Activation Laboratories Ltd., Kanada (Actlabs) ausgewählt.

Die Proben wurden vor dem Versand mit einem Backenbrecher zerkleinert und mit einer Wolframcarbid (WC)-Kugelmühle zu einem analysefeinen (95 % < 74 µm) Pulver gemahlen. Die Analysen für Haupt- und Spurenelemente wurden von Actlabs mit einem Li-Metaborat/Tetraborat-Aufschluss (Fusion) mit anschließender optischer Emissionsspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Plasma (ICP-OES) und ICP-MS durchgeführt. Die Li-Gehalte wurden mit einem Peroxidaufschluss und anschließender ICP-OES-Analytik bestimmt.

### **4.3. Lichtmikroskopie**

Die Mikroskopie wurde mit einem Durch- und Auflichtmikroskop BX 60 von Olympus gemacht. Zur Aufnahme von Fotos diente eine angeschlossene Jenoptik ProGres CF Scan.

### **4.4. Electric Pulse Disaggregation (EPD)**

Die Fragmentierung durch EPD erfolgte am Lehrstuhl für Aufbereitung und Veredlung der Montanuniversität Leoben mit einem SELFRAG Lab (Abbildung 14). Anders als bei herkömmlichen Zerkleinerungsverfahren, bricht das Gestein durch EPD vorwiegend an den Korngrenzen.

Beim EPD-Verfahren wird die Probe in einem Wasserbad in Pulsen einer Hochspannung ausgesetzt. Die größte mechanische Spannung tritt dabei an den Grenzen der einzelnen Mineralkörner auf, wo diese bevorzugt brechen.

Tabelle 2: Messkonfiguration des EPD-Gerätes.

EPD	SELFRAG Lab
Elektrodenabstand	40 mm bis 15 mm
Pulszahl	ca. 200 pro Probe
Frequenz	3 Hz bis 5 Hz
Spannung	200 kV
Summe Funkenenergie	ca. 60 kJ



Abbildung 14: EPD-Gerät von Selfrag am Lehrstuhl für Aufbereitung und Veredlung.

#### **4.5. Energiedispersive Rasterelektronenmikroskopie (REM-EDS)**

Die Messungen wurden am REM (Tabelle 3) des Lehrstuhls für Geologie und Lagerstättenlehre der Montanuniversität Leoben durchgeführt. Die analysierten Anschliffe wurden vor der Messung mit Kohlenstoff bedampft.

Bei der REM-EDS Messung selbst wird die Probe unter Hochvakuum mit Primärelektronen beschossen. Diese stammen aus einer Glühkathode und werden durch ein elektrisches Feld beschleunigt. Diese Elektronen rastern die Probe gitterförmig ab. Der auftretende Primärelektronenstrahl wird entweder von der Probe zurückgeworfen oder eingefangen. Schwere Elemente werfen mehr Elektronen zurück als leichte, weshalb Minerale, welche solche eingebaut haben, heller erscheinen. Ein Effekt der Wechselwirkung zwischen Probe und Primärelektronenstrahl ist, dass die Probe selbst Elektronen emittiert. Da diese Sekundärelektronen (backscattered electrons, BSE) nur von der obersten Schicht der Probe kommen, geben sie Auskunft über die Oberfläche.

Trifft der Primärstrahl auf ein Elektron in einem niedrigen Orbital, schlägt er dieses aus seiner Position. Die Position wird von einem Elektron aus einem höheren Orbital eingenommen, wobei Energie in Form von Röntgenstrahlung frei wird. Diese Röntgenstrahlung wird in Quanten frei und ist charakteristisch für jedes Element. Misst man diese charakteristischen Röntgenquanten und deren Intensitäten, dann können die einzelnen Elementgehalte der Probe ermittelt werden.

Tabelle 3: Messkonfiguration des REM.

REM-EDS	Zeiss Evo MA 10
Detektor	Bruker Nano XFlash 430-M
Messspannung	15 kV bis 20 kV
Messabstand	9,5 mm bis 10,5 mm
Auswertung	Bruker Esprit

#### 4.6. Laserablation – induktiv-gekoppelte-Plasma-Massenspektrometrie (LA-ICP-MS)

Die in-situ Spurenelement Messungen wurden mit einem ESI NWR213 Nd:YAG Laserablationssystem, welches an eine NexION 2000 ICP-MS von PerkinElmer gekoppelt war, gemessen (Tabelle 4). Das Prinzip der Messung beruht auf der einer ICP-MS Messung, wobei zuerst mit Hilfe eines Lasers die Probe an einem Punkt ablatiert wird. Die so gewonnenen feinen Probenpartikel werden mit einem inerten Trägergas zum Plasma der ICP-MS-Einheit transportiert. Die im Plasma erzeugten Ionen gelangen über die Konen (Lochblenden) und ein Linsensystem in das Massenspektrometer. Die Ionen werden im Quadrupolmassenspektrometer aufgrund ihres Massen-Ladung-Verhältnisses nach Elementen getrennt und danach vom Detektor erfasst.

Gemessen wurden (Zahlen in Klammern sind die Elementisotope): Li(7), Be(9), B(10), B(11), Mg(25), Si(29), P(31), Ca(43), Ca(44), Ti(47), V(51), Cr(52), Mn(55), Fe(57), Co(59), Ni(60), Cu(63), Cu(65), Zn(66), Zn(67), Ga(71), Ge(74), Rb(85), Sr(88), Zr(90), Nb(93), Mo(95), Sn(118), Cs(133), Ba(137), Hf(178), Ta(181), W(182), Tl(205), Pb(208), Th(232) und U(238). Als Hauptstandard wurde dabei das USGS basaltische Glas Referenzmaterial BCR-2G [JOCHUM et al. 2016] verwendet. Für die Elemente Be, B, Ga, Ge, Sn, Cs, W und Tl wurde auf das Glasreferenzmaterial SRM NIST 612 [JOCHUM et al. 2011] zurückgegriffen, da mit dem BCR-2G Standard keine zufriedenstellenden Ergebnisse erzielt wurden.

Tabelle 4: Messkonfiguration und Datenauswertung LA-ICP-MS.

LA	ESI NWR213 Nd:YAG
Durchmesser Messpunkt	50 $\mu\text{m}$
Laserstrahlenergie	9 J/cm <sup>2</sup>
Laserfrequenz	10 Hz
Trägergas	He
Flussrate Trägergas	0,75 L/min
Hintergrunddetektion	25 Sek vor Messung
Messdauer	60 Sek
Dauer zwischen den Messungen	30 Sek
ICP-MS	NexION 2000 PerkinElmer
Standards extern	BCR-2G [JOCHUM et al. 2016] SRM NIST 612 [JOCHUM et al. 2011]
Standards intern	Si
Datenreduktion	lolite 4 [PATON et al. 2011]

## **5. Aufschluss- und Probenbeschreibung**

Neben Aufschlüssen wurden auch Blöcke und Blockfelder aufgenommen (Abbildung 1). Auf Proben aus Blöcken und Blockfeldern wurde dort zurückgegriffen, wo keine eindeutige Herkunft von anstehenden Pegmatitaufschlüssen nachvollziehbar war. Auf Proben aus Moränenmaterial wurde weitestgehend verzichtet, da die Transportweite und das Herkunftsgebiet nicht eindeutig bestimmt werden konnten. Neben primär gebildeten, magmatogenen Muskoviten finden sich auch sekundäre, metamorphogene Muskovite. Diese treten parallel und in der Nähe zum Nebengesteinskontakt auf und sind an ihrer Kristallgröße und -dicke von wenigen Millimetern zu erkennen. Diese metamorphogenen Muskovite wurden vermutlich während des alpidischen Ereignisses gebildet und nicht als Probe genommen. Die anstehenden Pegmatite treten stets in Glimmerschiefern bis Paragneisen auf, wobei eine eindeutige Unterscheidung nicht immer möglich war.

Die Abschätzungen von Gehalten an Spodumen, Mächtigkeiten und Längen wurden im Gelände makroskopisch bestimmt. Vor allem der Gehalt an Spodumen variiert meist schon im Zentimeterbereich sehr und kann deshalb nur als Anhaltspunkt genommen werden. Im Nachfolgenden beziehen sich die Zahlen in Klammer auf die dementsprechenden Probennahmepunkte.

Den Probennahmepunkten wurde nach ihrer zeitlichen Nahme in aufsteigender Reihe, beginnend mit 1, eine Nummer zugewiesen. Proben, die aus dem gleichen Aufschluss stammen, wurden mit einem fortlaufenden numerischen Suffix versehen (z.B.: 14\_1, 14\_2, usw.). Proben, die nicht aus demselben Aufschluss stammen, aber aufgrund ihrer geographischen Nähe und Ähnlichkeit zueinander nicht eindeutig trennbar sind, wurden mit einem alphabetischen Suffix versehen (z.B.: 62a, 62b, usw.). Proben aus dem Steinbruch in St. Johann erhalten zur klaren Abgrenzung den Präfix S (z.B.: S1, S2, usw.).

Die Schlitzprobe der Lokalität Ratzell (60\_3) wurde für die Schwermineral- und Gesamtgesteinsanalytik in 30 cm mächtige Bereiche geviertelt. Vom Hangenden ins Liegende ergeben sich daraus die Proben 60\_3\_03, 60\_3\_36, 60\_3\_69 und 60\_3\_912.

### **5.1. Spodumenpegmatite**

Im Arbeitsgebiet gibt es insgesamt vier Spodumenpegmatitlokalitäten: Poling (1, 2, 67), Ratzell (14, 15, 60), Glanzalm (56) und Großer Zunig (9, 63). Obwohl alle Spodumenpegmatite in Glimmerschiefer bzw. Gneis auftreten, kommen in unmittelbarer Nähe immer Quarzite vor. Des Weiteren finden sich spodumenführende Blöcke westlich des Rottörl (65, 66) und ein Block mit Spodumen zwischen Poling und Naßfeld (28). Diesen zwei Vorkommen konnte kein eindeutiges Herkunftsgebiet zugeordnet werden. Alle spodumenführenden Pegmatite liegen im Petzeck-Rotenkogel-Komplex.

## ***Poling***

Etwa 200 m nördlich des Senders Poling ist ein spodumenführender Pegmatit auf einer Länge von 100 m mit einer maximalen Mächtigkeit von 4 m stellenweise aufgeschlossen. Der Pegmatitkörper streicht NW-SO, fällt steil nach SW ein und zeigt auf mehreren Metern eine ausgeprägte Trennfläche die hangabwärts, in Richtung NW, einfällt. Dieser Richtung folgend finden sich mehrere Blöcke bzw. Aufschlüsse, die ebenfalls Spodumen enthalten und eine ähnliche Mächtigkeit aufweisen. Die geringe Änderung des Einfallens der Aufschlüsse im zentralen Teil deutet auf einen zweiten Pegmatitgang hin. Die Trennfläche, der Wechsel des Einfallens bei den randlichen Blöcken und das steile Gefälle sprechen für eine Abrutschung des oberen Pegmatitkörpers.

Der Pegmatit lässt sich in einen NW- und einen SO-Teil, welche durch eine kleinräumige Rutschung voneinander getrennt sind, untergliedern. Der NW-Teil (1, 2) ist im Allgemeinen grobkristalliner und die Spodumene erreichen Größen von bis zu 3 cm. Die spodumenführende Zone ist weitestgehend homogen mit Gehalten an Spodumen zwischen 40 Vol% und 50 Vol%. Der SO-Teil (67) zeigt duktile Scherbänder im Zentimeterbereich. Als einzelne Bereiche können unterschieden werden:

1. Scherband: feinkristallines, zuckriges Gefüge mit Spodumen mit einer maximalen Kristallgröße von 0,5 cm
2. Feinkristallines, zuckriges Gefüge mit Turmalin
3. Feinkristallin Gefüge aus Quarz, Feldspat und wenig Muskovit
4. Grobkristallines Gefüge, hauptsächlich aus Quarz bestehend

Die Bereiche 1. und 2. enthalten Quarz, Feldspat und Muskovit mit einer maximalen Kristallgröße von 1 cm. Der Großteil des SO-Teils besteht aus den Bereichen 2. und 3. in denen unscharf begrenzte Bereiche nach 4. auftreten. Die Bereiche 2., 3. und 4. können nicht eindeutig zueinander abgegrenzt werden. Die wenigen spodumenführenden Scherbänder sind über mehrere Meter verfolgbar (Abbildung 15, Abbildung 17). Ob es sich bei dem gesamten Aufschluss um einen Mylonit handelt oder nur die Scherbänder mylonitische Strukturen zeigen konnte nicht eindeutig festgestellt werden.

Der Pegmatit ist zum aus Glimmerschiefer bestehenden Nebengestein konkordant, zeigt aber im topographischen niedrigeren Teil des Aufschlusses diskordante, pegmatitische Zufuhrkanäle [pers. Komm. SCHUSTER R.] (Abbildung 18). In der Nähe zum Kontakt finden sich im Nebengestein vermehrt Quarzaugen bzw. quarzitisches Schlieren.

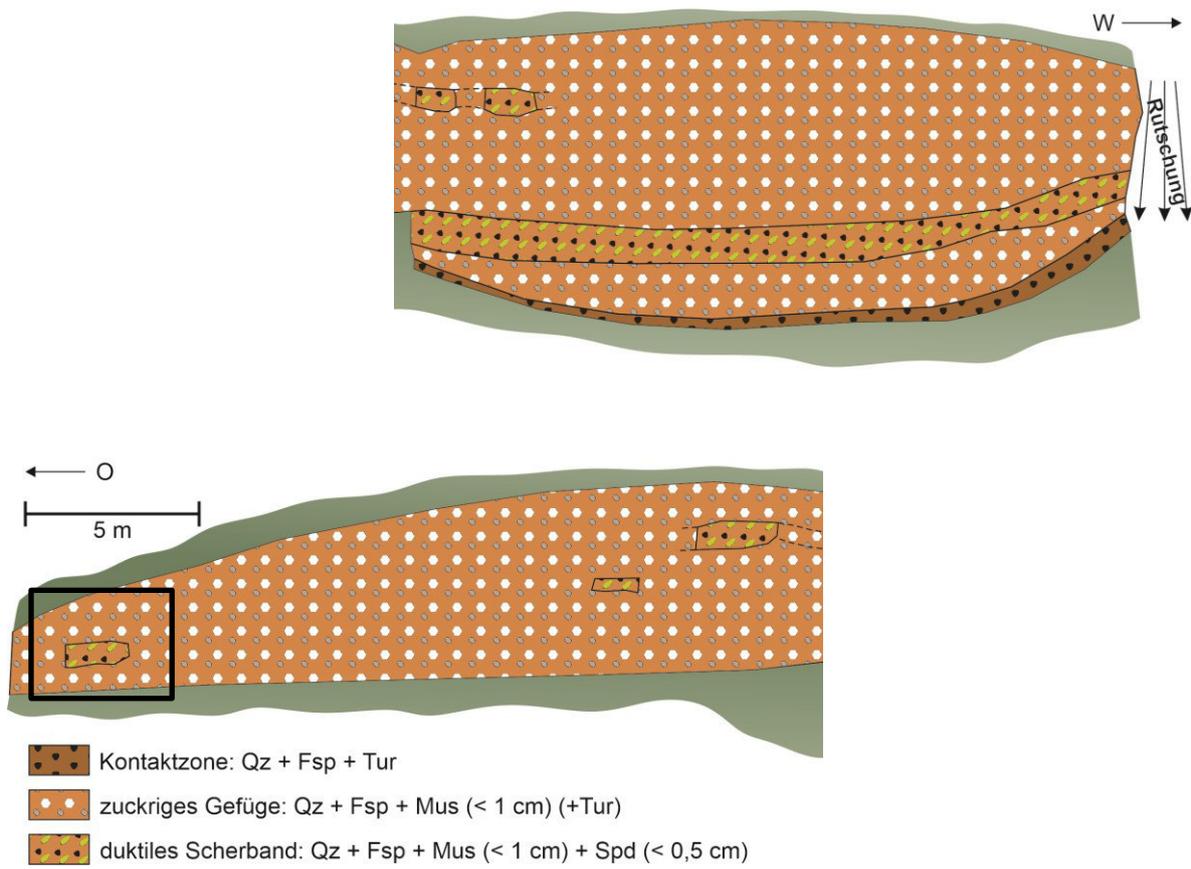


Abbildung 15: Aufschlusskizze Spodumenpegmatit Poling (67). Detailausschnitt siehe Abbildung 16.



Abbildung 16: Aufschluss Spodumenpegmatit Poling (67). Detailansicht östliches Ende.



Abbildung 17: Aufschluss Spodumenpegmatit Poling (67). Blickrichtung nach O.



Abbildung 18: Diskordanter, pegmatitischer Zufuhrkanal. Lokalität Poling.

## Ratzell

Unterhalb von Ratzell zwischen einer Seehöhe von 1320 m und 1360 m finden sich mehrere Pegmatitgänge. Mindestens zwei davon sind spodumenführend und streichen konkordant in Richtung NW-SO bei mittelsteilem Einfallen nach NO. Der südwestlichere Spodumenpegmatit (60) (Abbildung 19, Abbildung 20) kann für etwa 15 m im Streichen verfolgt werden, während der nordöstlichere (14, 15) nur an der Straßenböschung aufgeschlossen ist. Hangaufwärts wird die Aufschlussituation schlechter und es finden sich nur mehr kleinere Aufschlüsse, die teilweise ebenfalls spodumenführend sind. Aufgrund der Lage in Streichrichtung und der Spodumene handelt es sich bei diesen kleineren Aufschlüssen vermutlich um die Verlängerung der weiter unten aufgeschlossenen Spodumenpegmatite. Daraus ergibt sich für die beiden spodumenführenden Pegmatitkörper eine Länge von etwa 50 m mit einer maximalen Mächtigkeit von 2 m.

Die Pegmatitkörper weisen eine Bänderung im Zentimeterbereich auf. Bis auf den Randbereich enthalten diese Bänder meistens Spodumen, wodurch die spodumenführenden Zonen meist die Hälfte bis zwei Drittel der Gesamtmächtigkeit ausmachen. Die Spodumene zeigen eine variierende Kristallgröße zwischen den Zonen von 1 cm bis 5 cm und erreicht Gehalte von 20 Vol% bis 40 Vol%. Aus dem südwestlicheren Spodumenpegmatit wurde quer zum Streichen eine Schlitzprobe (60\_3) über die volle Mächtigkeit des Pegmatitganges genommen (Abbildung 61).

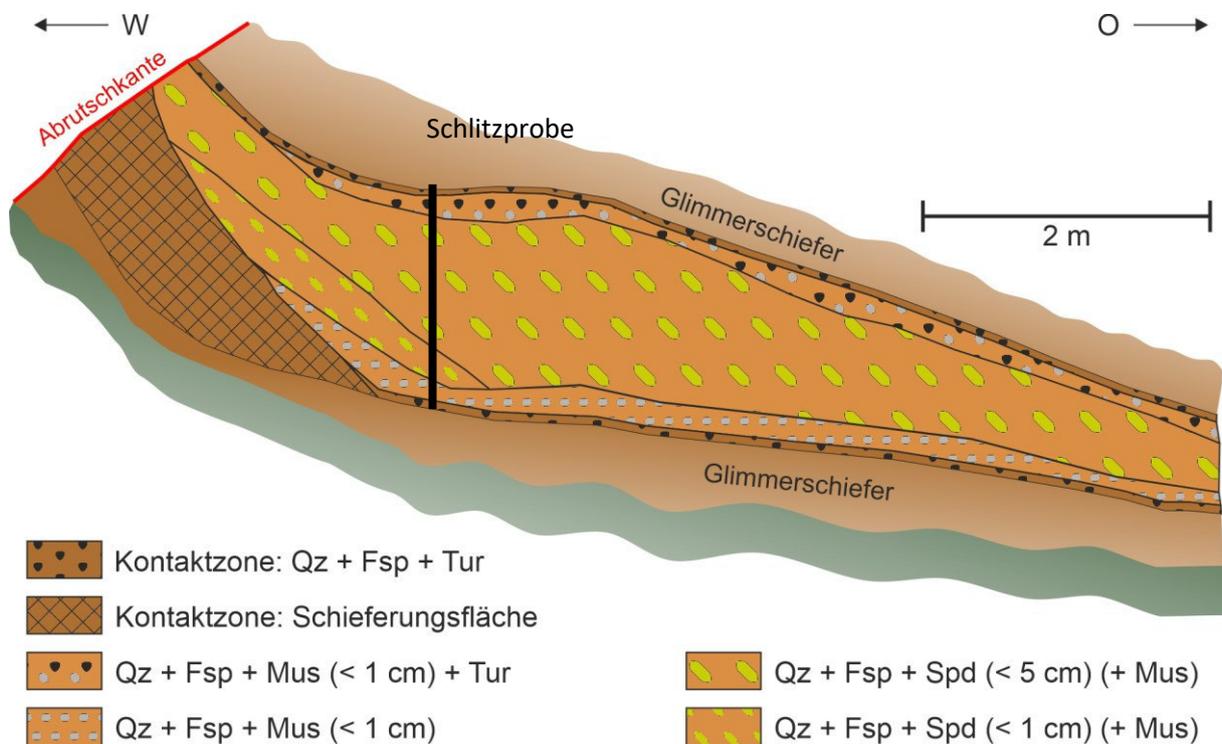


Abbildung 19: Aufschlusskizze Spodumenpegmatit Ratzell (60). Details Schlitzprobe siehe Abbildung 61.

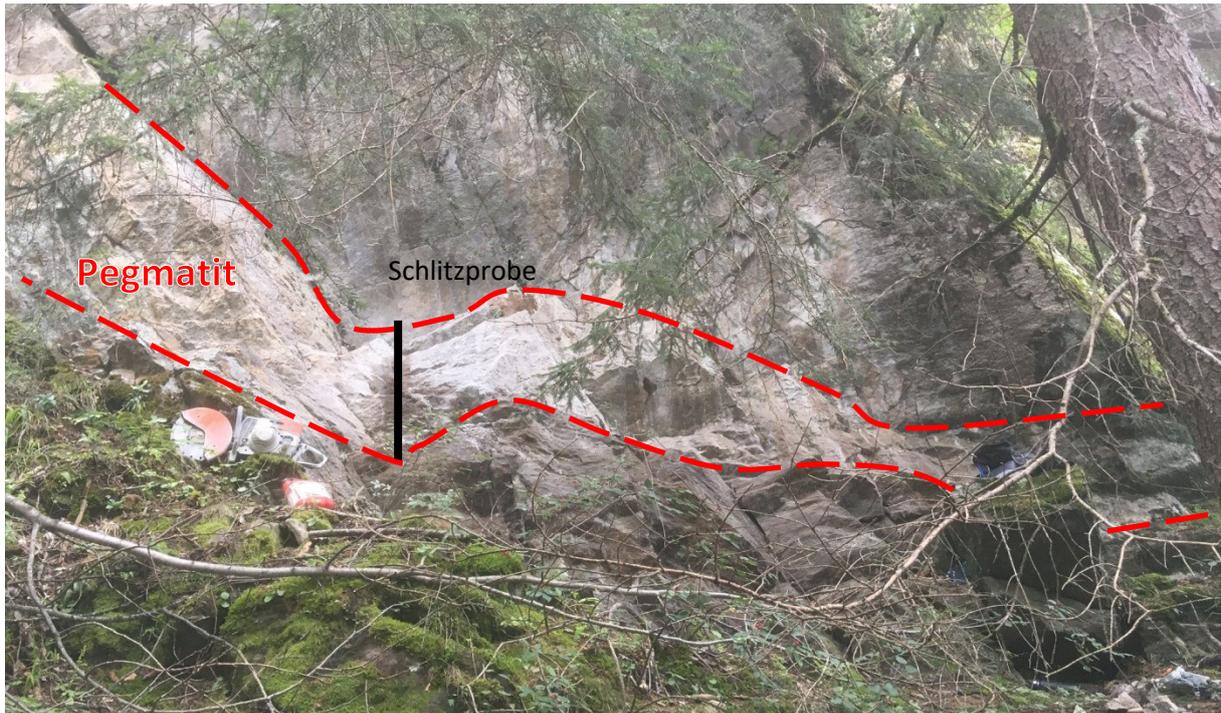


Abbildung 20: Aufschluss Spodumenpegmatit Ratzell (60).

### ***Glanzalm***

Oberhalb der Glanzalm, am Kamm in Richtung Rotes Kögele, ist ein Pegmatitkörper (56) auf einer Länge von 30 m mit einer Mächtigkeit von etwa 10 m aufgeschlossen (Abbildung 24). Der Pegmatit streicht NW-SO, wobei eine genaue Einfallsrichtung auf Grund der komplexen Aufschlussituation nicht bestimmt werden kann. Der Kontakt zum Nebengestein wechselt zwischen konkordant und diskordant (Abbildung 21, Abbildung 22). Die anstehenden Bereiche sind größtenteils verbrochen, wodurch der Aufschluss einen subanstehenden Charakter aufweist. Eine Unterteilung in einzelne Zonen ist deshalb nicht eindeutig möglich, jedoch setzen sich die einzelnen Blöcke zum Großteil aus folgenden Zonen zusammen:

1. Mittelkristallines Gefüge aus Quarz, Feldspat und Muskovit
2. Wie 1., zusätzlich mit Spodumen mit einer maximalen Kristallgröße von 7 cm
3. Mittel- bis grobkristallines Gefüge mit Quarz, Feldspat, Muskovit und Spodumen mit einer maximalen Kristallgröße von 10 cm
4. Mittel- bis grobkristallines Gefüge mit Quarz, wenig Muskovit und Feldspäten mit einer maximalen Kristallgröße von 8 cm

Als dünne Bänder und in Nestern, sowie im Kontaktbereich tritt feinstängeliger Turmalin auf. Granat tritt selten in kleinen Bereichen auf. Exemplarisch wurde ein etwa 5 m mal 2 m mächtiger Block auf seine Zonierung hin aufgenommen (Abbildung 21).

Hangaufwärts, 200 m Richtung Westen beginnt ein Blockfeld, welches teilweise spodumenführende Blöcke enthält. Auf etwa 100 m Richtung Rotes Kögele treten immer wieder Pegmatitblöcke auf, wobei vor allem jene im unteren Bereich Spodumen enthalten. Den Abschluss an spodumenführenden Pegmatiten in diesem Bereich bildet ein Aufschluss knapp unterhalb des Roten Kögele (53). Die Erstreckung zwischen dem topographisch niedrigsten Aufschluss (56) und dem topographisch höchstem Aufschluss (53) betragen etwa 500 m.

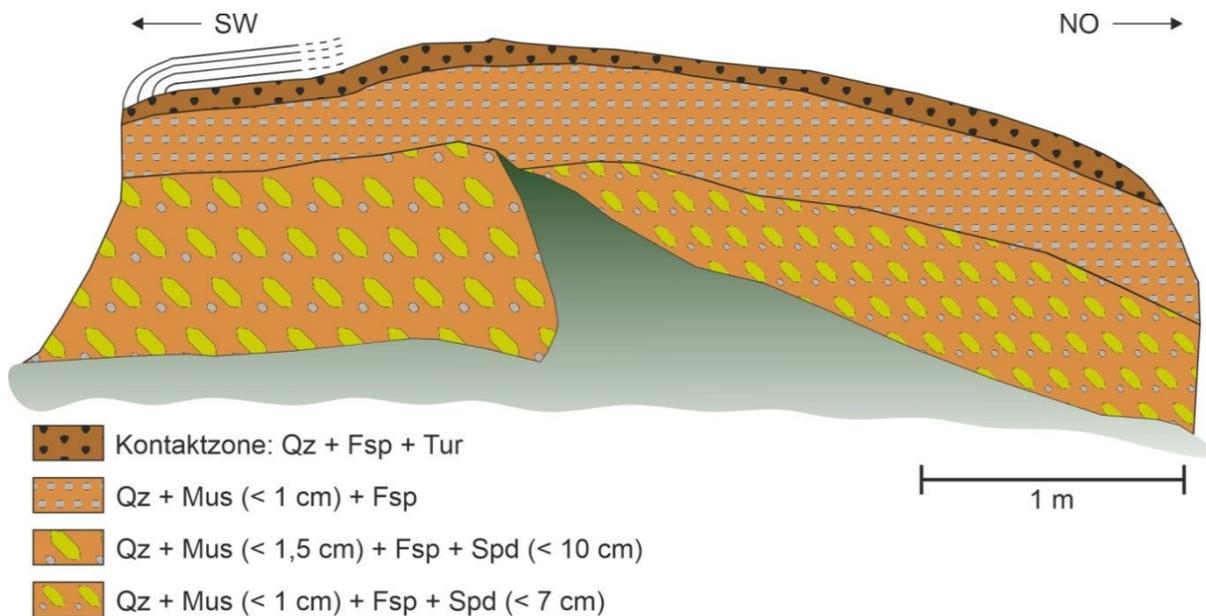


Abbildung 21: Skizze Spodumenpegmatitblock Glanzalm (56).



Abbildung 22: **A)** Spodumenpegmatitblock Glanzalm (56). **B)** Detailansicht des diskordanten Kontaktes zum Nebengestein.

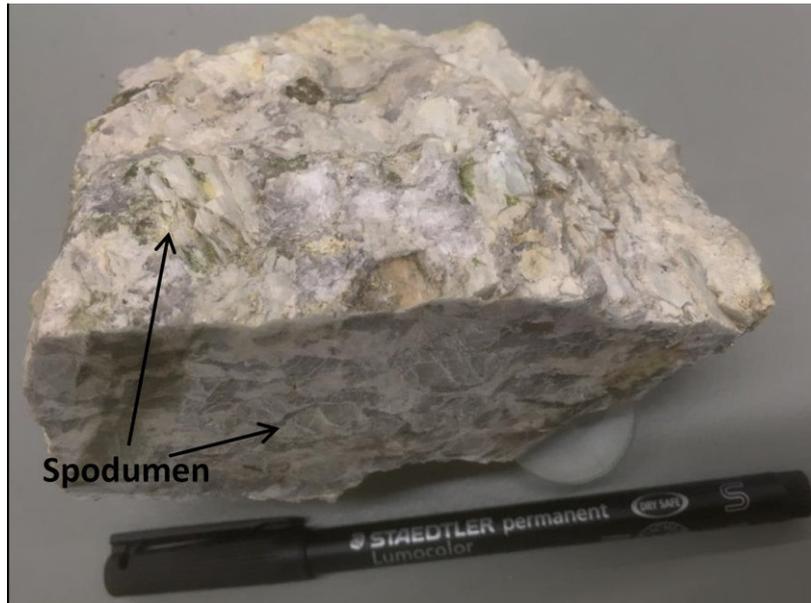


Abbildung 23: Spodumenpegmatit. Lokalität Glanzalm (56).

### ***Großer Zunig***

Östlich des Großen Zunigs, etwa 100 Höhenmeter bis 150 Höhenmeter unterhalb des Gipfels (Abbildung 24), findet sich ein Blockfeld (9) aus Glimmerschiefern, Gneisen, Quarziten und Pegmatiten. Davon machen die pegmatitischen Blöcke etwa 5 % bis 10 % aus, wobei etwa die Hälfte dieser spodumenführend ist. Aufgrund der Tatsache, dass die Pegmatitblöcke sich auf den östlichen Teil des Blockfeldes beschränken, hangaufwärts sich keine anstehenden Pegmatite mehr finden und die größten Blöcke des Blockfeldes Pegmatite sind, ist der Pegmatitkörper vermutlich subanstehend.

Die pegmatitischen Blöcke setzen sich aus folgenden Zonen zusammen:

1. Mittelkristallines Gefüge aus Quarz, Feldspat, wenig Muskovit und Spodumen mit einer maximalen Kristallgröße von 5 cm
2. Mittel- bis grobkristallines Gefüge aus Quarz, Feldspat, Muskovit und Spodumen mit einer maximalen Kristallgröße von 10 cm
3. Feinkristallines Gefüge aus Quarz, Feldspat und wenig Muskovit
4. Wie 3., nur grobkristallines Gefüge
5. Mittelkristallines Gefüge aus Quarz, Feldspat und Muskovit

Am Wandersteig südlich des Großen Zunigs finden sich immer wieder kleinere, maximal 0,5 m mal 0,5 m mächtige, Pegmatitaufschlüsse. Diese Pegmatite setzen sich aus Quarz und Feldspat zusammen und enthalten nur akzessorisch Muskovit. Die Ausnahme bildet ein 0,5 m mal 0,3 m mächtiger Pegmatit (65) in dem sich auch Spodumen findet (Abbildung 25). Ob diese kleineren Aufschlüsse einen gemeinsamen Pegmatitkörper bilden oder mit dem subanstehenden Spodumenpegmatit östlich des Großen Zunigs zusammenhängen, konnte nicht eindeutig bestimmt werden.

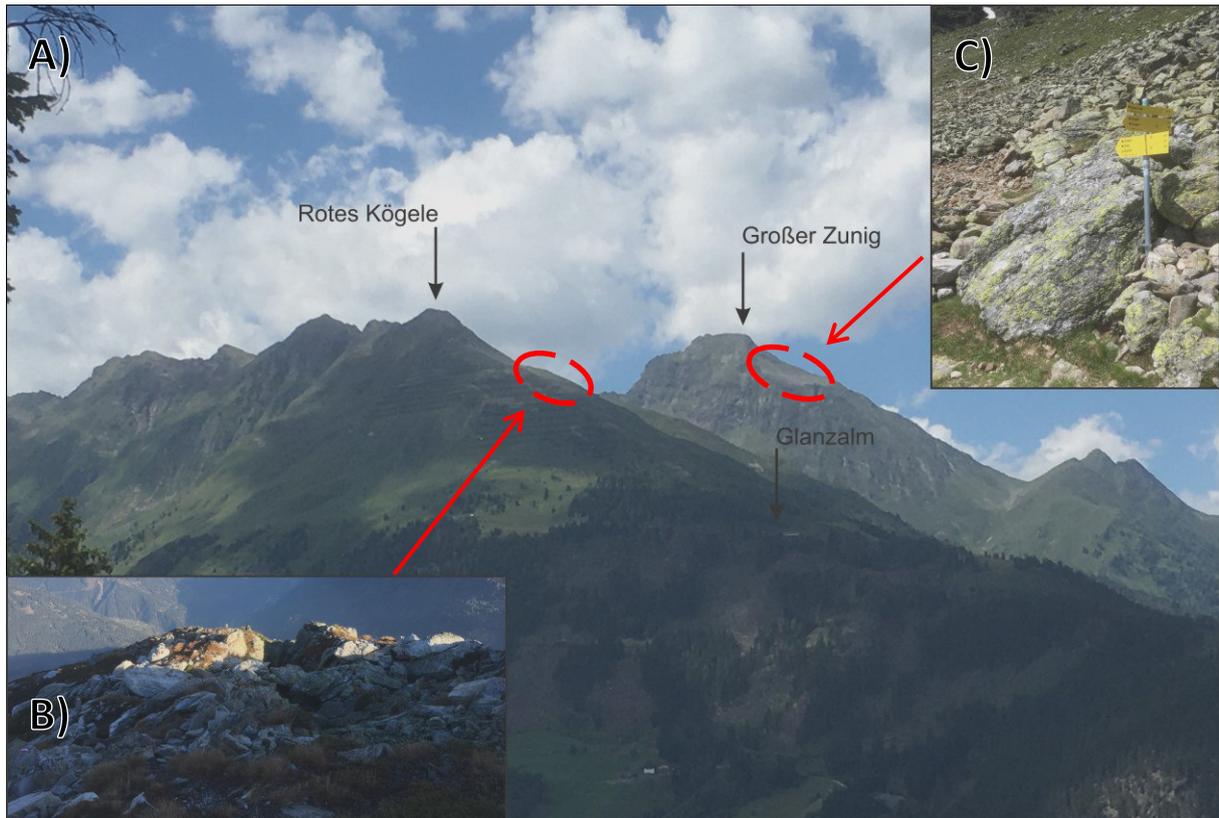


Abbildung 24: **A)** Übersichtsaufnahme mit Blickrichtung nach NW. **Rote Markierungen:** Lage der Spodumenpegmatitlokalitäten Glanzalm (links) und Großer Zunig (rechts). **B)** Aufschluss Spodumenpegmatit Glanzalm (56). **C)** Spodumenpegmatitblock Großer Zunig (9).



Abbildung 25: Aufschluss Spodumenpegmatit Großer Zunig (65).

## 5.2. Einfache Pegmatite

Alle Aufschlüsse der einfachen Pegmatite befinden sich im Petzeck-Rotenkogel-Komplex, bis auf jene im Bereich Michelbach, welche im gleichnamigen Komplex liegen. Soweit im Folgenden nicht anders beschrieben sind alle Pegmatite zumindest aus Quarz, Feldspat und Muskovit zusammengesetzt. Zusätzlich tritt Turmalin, vor allem im Kontaktbereich zum Nebengestein, auf. Die Pegmatite sind im Allgemeinen meist fein- bis mittelkristallin, zeigen eine mittel bis stark ausgeprägte Schieferung und liegen konkordant zum Nebengestein. Eine Ausnahme zur sonst erkennbaren alpidischen Überprägung bilden die Pegmatite des Michelbach-Komplexes.

### *Pegmatite Südlich des Defereggentals*

Die südlichsten Probennahmepunkte befinden sich im Gebiet *Michelbach* (73, 74, 75, 76) im Michelbach-Komplex und zeigen alle wenig bis keine alpidische Überprägung. Die beprobten Pegmatite sind schlecht geschiefert, zoniert und erreichen Mächtigkeiten von mehreren Metern. Besonders auffallend ist das orientierte Wachstum von Turmalin, welcher teilweise mehrere Zentimeter an Kristallgröße erreicht (74) (Abbildung 26). Aus einem Pegmatitaufschluss (75) ist ein Granatalter bekannt. Die Sm-Nd-Datierung ergibt dort ein Alter von  $253 \text{ Ma} \pm 7 \text{ Ma}$  (Abbildung 27) [SCHUSTER et al. 2001b].

Weiter nördlich ist direkt im *Steinbruch St. Johann* der Firma Gebr. Dietrich GmbH ein Pegmatitgang (S1) über mehrere Etagen aufgeschlossen. Dieser besteht hauptsächlich aus Quarz und Muskovit und zeigt im Kontakt zum Nebengestein besonders viel Graphit. Der Pegmatitgang, sowie das Nebengestein, sind stark gestört (Abbildung 28). Die Trennflächen des Nebengesteines enthalten keinen Graphit. Etwas nördlich des Steinbruches findet sich ein schmaler Pegmatitgang (S2), der makroskopisch keinen Graphit enthält. Ein Pegmatitblock, der am Fuß des Steinbruches gefunden wurde, enthält, anders als S1 und S2, dickstapeligen Muskovit mit einer maximalen Kristallgröße von 3 cm. Das Herkunftsgebiet dieses Blockes ist nicht eindeutig feststellbar.

Die Pegmatite im Bereich *Rudnig* (39, 40, 41), *Naßfeld* (42, 43) und *Poling* (3, 4, 21, 22, 23, 25, 26, 27, 29, 31, 32, 44, 45, 46, 47) sind zumeist mittel- bis feinkristalline Pegmatite, die konkordant zum Nebengestein auftreten. Die Eigenschaften variieren mit der Mächtigkeit der Pegmatitgänge. Geringmächtige (etwa  $< 1 \text{ m}$ ) Pegmatite zeigen keine Zonierung und bestehen aus einem Hauptgemenge aus Quarz, Feldspat und Muskovit. Gänge, die mehrere Meter an Mächtigkeit erreichen, bilden eine Zonierung aus und sind grobkristalliner. Einzelne Zonen enthalten zusätzlich Turmalin. Dieser zeigt schlechtes bis kein orientiertes Wachstum. An größeren Aufschlüssen sind Störungen, die durch die Pegmatite laufen, zu beobachten. Der Störungsversatz beträgt dabei einige Zentimeter bis mehrere Dezimeter (Abbildung 29).

Bei den Pegmatiten nördlich des *Gossnerbaches* (33, 34, 35, 36, 37, 38) handelt es sich um mehrere engständige Pegmatitgänge, die steilstehend nach OSO-WNW streichen und zumeist mittel- bis grobkristallin sind (Abbildung 30). Die topographisch tiefergelegenen Pegmatite im Bereich *Kienburg* (16, 17, 19, 20) erreichen wesentlich geringere Mächtigkeiten und sind stärker mit dem Nebengestein verfaltet als die übrigen Pegmatite des Gebietes. Die Pegmatite im Bereich *Grünalmbach* (70, 71, 72) enthalten makroskopisch keine Hinweise auf Spodumen, erreichen aber ähnliche K/Rb-Fraktionierungsgrade wie Spodumenpegmatite [MRI Peg I Projekt, unpub. Daten].

Östlich der Isel im Gebiet *Unterpeischlach* (62) finden sich mehrere parallele Pegmatitgänge (Abbildung 31). Diese sind vor allem wegen ihren Mächtigkeiten von mehreren Metern zu erwähnen, weisen aber neben Quarz, Feldspat und Muskovit nur selten Turmalin auf. Auch im Bachbett des Kaiserbach finden sich keine Pegmatitblöcke die Spodumen enthalten. Weiter flussaufwärts fehlen diese komplett.

Nach Karten von SCHULZ [1999] und SCHULZ et al. [2008] verläuft die DAV durch das Arbeitsgebiet (Abbildung 5). Die Pegmatite des Gossnerbaches liegen nördlich, die Pegmatite der Gebiete Rudnig, Steinbruch St. Johann und Michelbach südlich der DAV. Makroskopisch kann zwischen diesen Pegmatiten kein relevanter Unterschied festgestellt werden.

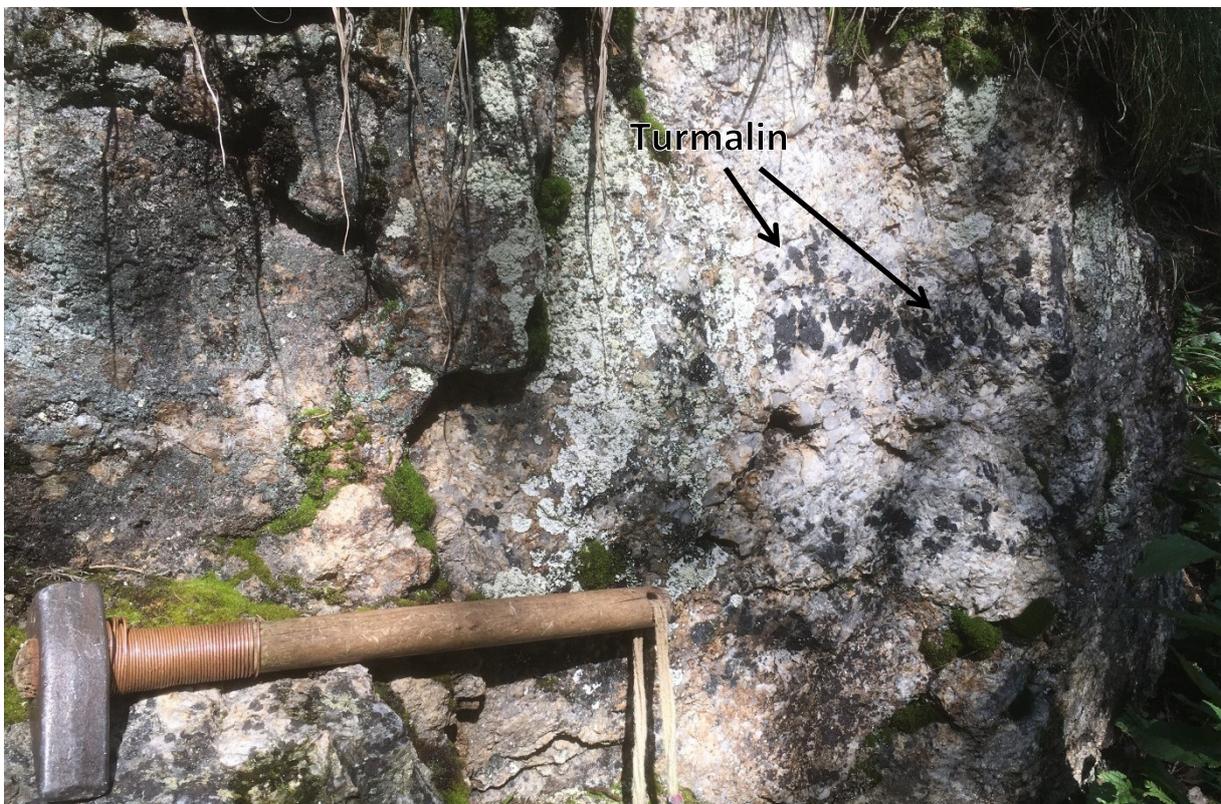


Abbildung 26: Aufschluss Pegmatit Michelbach (74).

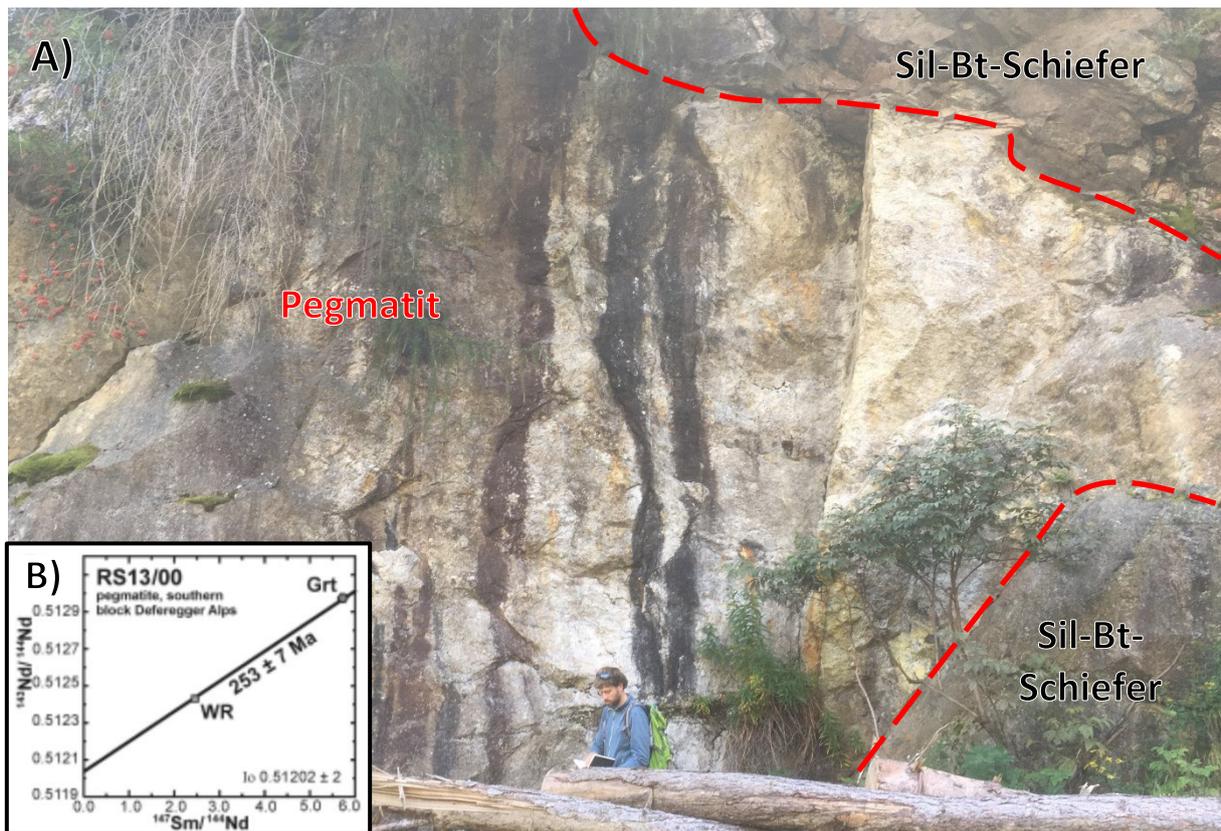


Abbildung 27: **A)** Aufschluss Pegmatit Michelbach (75). **B)** Sm-Nd-Alter aus Granaten [SCHUSTER et al. 2001b].



Abbildung 28: Aufschluss Pegmatit Steinbruch St. Johann (S1).



Abbildung 29: Aufschluss Pegmatit Poling (29). Senkrechte Störung durch Pegmatit verlaufend (Bildmitte).



Abbildung 30: Aufschluss Pegmatit Gossnerbach (35).

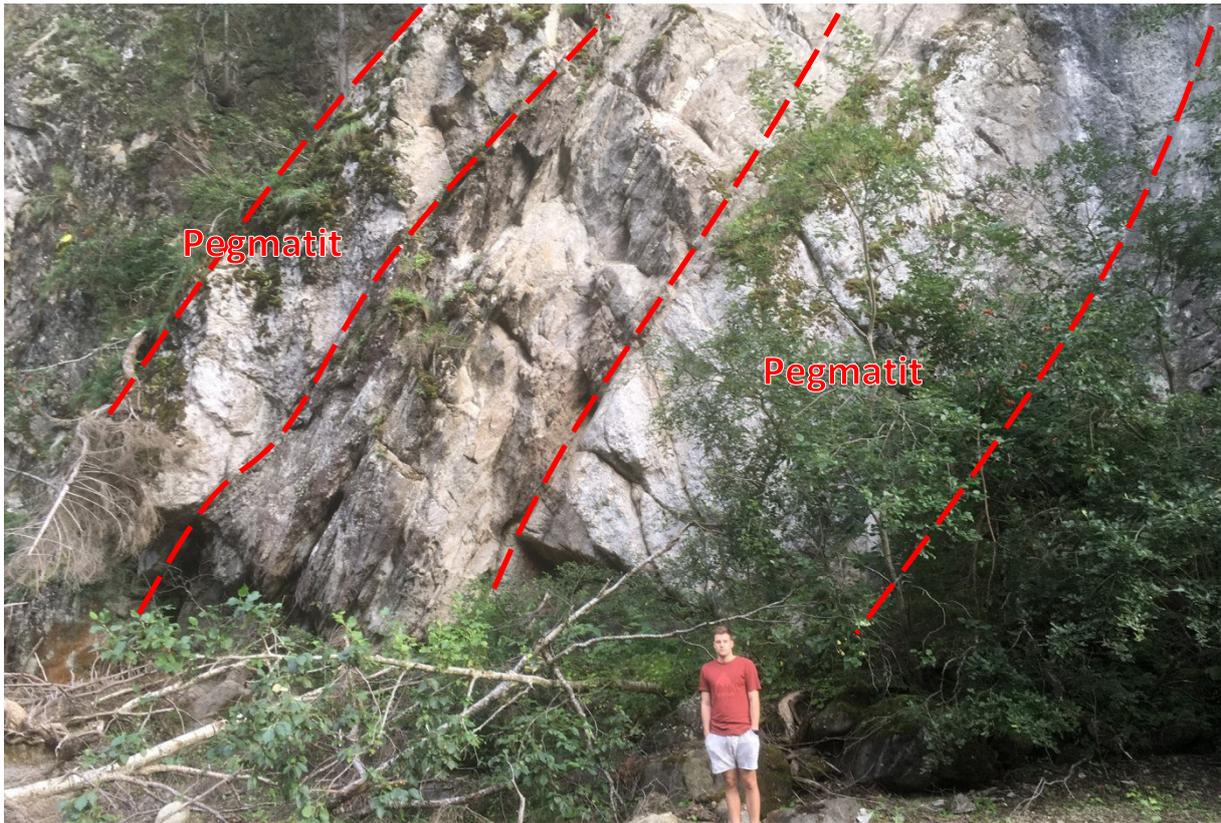


Abbildung 31: Aufschluss Pegmatit Unterpeischlach (62).

### ***Pegmatite Nördlich des Defereggentals***

Die Pegmatite im Bereich *Zöschken* (6) sind meist nur wenige Dezimeter mächtige, an- und abschwellende Gänge, welche sehr wenig Muskovit enthalten. Das Nebengestein enthält hier teilweise Disthen.

Neben den Spodumenpegmatiten finden sich im Gebiet *Ratzell* (61) und *Zunig* (10, 63, 64) einfache Pegmatite. Obwohl diese keinen Spodumen enthalten ähneln diese, was Gefüge, Zonierung und Mineralogie betrifft, den Spodumenpegmatiten. Nordöstlich des Bereiches *Glanzalm* (11, 50, 51, 52) gibt es mehrere Aufschlüsse von mittel- bis grobkristallinen Quarz-Muskovit-Pegmatiten (Abbildung 32). Diese streichen O-W bis OSO-WNW und sind entweder Teil eines Pegmatitganges oder mehrerer engständiger Pegmatite. Die Mineralogie und die Zonierung ähneln jenen im Bereich Gossnerbach.



Abbildung 32: Aufschluss Pegmatit Glanzalm (52), westlich des Roten Kögele.

## 6. Mineralogie und Petrographie

Für die petrographische Beschreibung wurden insgesamt 10 Dünnschliffe hergestellt. Diese Dünnschliffe stammen aus den Spodumenpegmatiten Ratzell (Schliffe HO1, HO2, HO5, HO11, HO12 und HO20), Poling (Schliffe HO15 und HO19) und Glanzalm (Schliffe HO21 und HO22).

### 6.1. Hauptgemengteile

#### *Quarz*

Quarz tritt in allen Pegmatiten des Arbeitsgebietes auf. Dabei kommt er entweder als leicht durchsichtiger, grauer Bestandteil der Matrix von Pegmatitgängen oder als weiße, milchige Varietät in Schlieren im Nebengestein vor. Ob diese Schlieren pegmatitisch sind oder hydrothermal gebildet wurden, konnte nicht eindeutig festgestellt werden. Ein proximales, leicht boudiniertes Auftreten, z.B. bei der Lokalität Poling, spricht für eine Verwandtschaft mit den Pegmatiten.

Mikroskopisch zeigt Quarz eine undulöse Auslöschung, welche durch alpidische Rekristallisation entstanden ist. Quarz tritt als, teilweise schriftgranitische, Verwachsung mit Spodumen und Feldspat auf.

#### *Kalifeldspat*

Kalifeldspat tritt in allen Pegmatiten des Arbeitsgebietes auf und bildet mit Quarz und Plagioklas einen Bestandteil der feinkristallinen Gesteinsmatrix. Eine makroskopische Unterscheidung zum Plagioklas ist nur selten möglich.

Mikroskopisch sind die Kalifeldspäte durch die Bildung eines Mikroklingitters (Abbildung 33) leicht zu identifizieren. Fehlt ein solches Mikroklingitter, ist eine Unterscheidung zum Plagioklas schwierig.

### ***Plagioklas***

Plagioklas tritt in allen Pegmatiten des Arbeitsgebietes auf und kommt entweder als Teil der Gesteinsmatrix oder, wie z.B. in einzelnen Zonen der Lokalität Glanzalm, als Augen mit einer maximalen Größe von 8 cm vor. Sind die Kristalle hypidiomorph ausgebildet zeigen sie, ähnlich wie Spodumen, gute Spaltbarkeit in ein bis zwei Richtungen, tafeligen Habitus und Perlmuttglanz.

Mikroskopisch ist Plagioklas durch polysynthetische Zwillingsbildung von Quarz und Kalifeldspat zu unterscheiden. Fehlt eine solche Zwillingsbildung ist eine Unterscheidung zum Kalifeldspat schwierig. Die Verzwillingung erfolgt nach dem Albitgesetz mit schmalen Zwillingslamellen. Zusammen mit Quarz bildet er die feinkristalline Gesteinsmatrix, in der z.B. hypidiomorphe Spodumene liegen. Größere Albitkristalle besitzen häufig Muskoviteinschlüsse und zeigen deformierte Zwillingslamellen.

### ***Muskovit***

Muskovit kommt in allen Pegmatiten des Arbeitsgebietes vor. In geringmächtigen Pegmatitgängen tritt Muskovit zurück und findet sich nur mehr akzessorisch mit maximalen Kristallgrößen von wenigen Millimetern. Die maximale Kristallgröße der Muskovite liegt bei 8 cm.

Mikroskopisch lässt sich Muskovit gut durch seine Interferenzfarben und vollkommene Spaltbarkeit in eine Richtung parallel zur c-Achse erkennen (Abbildung 35). Dabei tritt dieser schlecht bis gut eingeregelt als muskovitreiche Bänder oder als Einschlüsse in Feldspat oder Spodumen auf.

### ***Spodumen***

Spodumen tritt bei den Lokalitäten Poling, Ratzell, Glanzalm und Großer Zunig auf. In spodumenführenden Zonen findet sich als Hauptbestandteil Quarz, Feldspat und Spodumen. Muskovit und Turmalin kommen in diesen Zonen gar nicht oder nur akzessorisch vor. Dabei bildet Spodumen hypidiomorphe Kristalle, die in einer feinkristallinen Gesteinsmatrix liegen. Die größten Spodumene finden sich bei der Lokalität Großer Zunig bzw. Glanzalm und erreichen maximal 10 cm. Auf Grund der schlechten Verwitterungsresistenz des Spodumens ist dieser z.B. in Bereichen der Lokalität Rottörl und Poling nicht mehr direkt ansprechbar. Eine Identifikation erfolgt dann indirekt über charakteristische Hohlräume, die durch das Herauswittern des Spodumens zurückbleiben.

Mikroskopisch zeigt Spodumen gute Spaltbarkeit in zwei in etwa senkrecht aufeinander stehende Richtungen und schiefe Auslöschung (Abbildung 35). Eine Zwillingsbildung ist nur an einem Spodumenkristall im Schliff H021 (Glanzalm) zu beobachten. Typisch für Spodumen ist eine

schriftgranitische Verwachsung mit Quarz (Abbildung 36) und ein myrmekitischer Saum am Rand der Kristalle.

### ***Turmalin und Granat***

Turmalin und Granat treten selten in einzelnen Zonen als Hauptgemenge auf, finden sich aber hauptsächlich im Kontaktbereich zum Nebengestein oder in Nebengesteinsschlieren im Pegmatit (Abbildung 37, Abbildung 38). Turmalin und Granat erreicht dabei Kristallgrößen von mehreren Zentimetern bzw. Millimetern. Bei den Granaten handelt es um Spessartin oder Mn-reiche Almandine (Abbildung 39). So liegen z-B. in Probe 1b\_2 (Poling) die Fe/Mn-Verhältnisse von Granat zwischen 0,87 und 1,58. Unter dem REM zeigt der Granat keine erkennbare Zonierung. Bei den Turmalinen handelt es sich um Schörl.

Mikroskopisch ist Granat leicht durch seine optische Isotropie, Turmalin durch seinen bräunlich-grünlichen Pleochroismus erkennbar (Abbildung 37). Beide Minerale treten zerbrochen auf, wobei die Klüfte mit Quarz und Muskovit verheilt sind. Granat zeigt Einschlüsse von einer nicht eindeutig bestimmten opaken Phase.

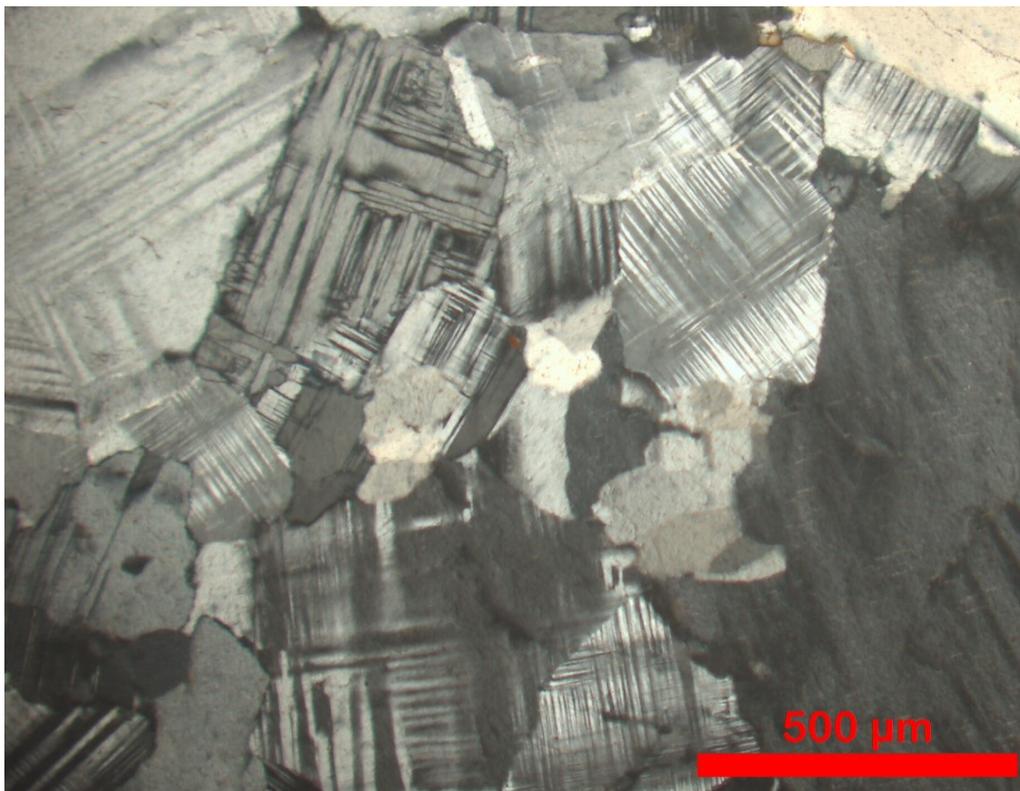


Abbildung 33: Kalifeldspat mit Mikroklingitter (HO5). X Polarisator.

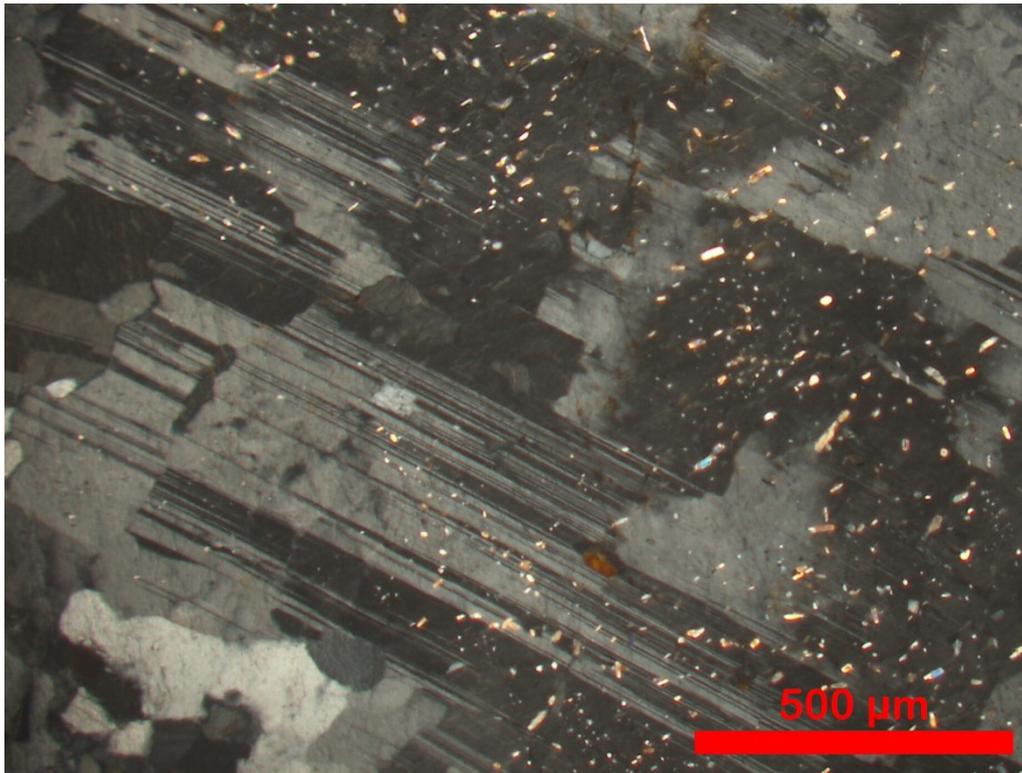


Abbildung 34: Albit mit polysynthetischen Zwillingslamellen und Muskoviteinschlüssen (HO3). X Polarisator.

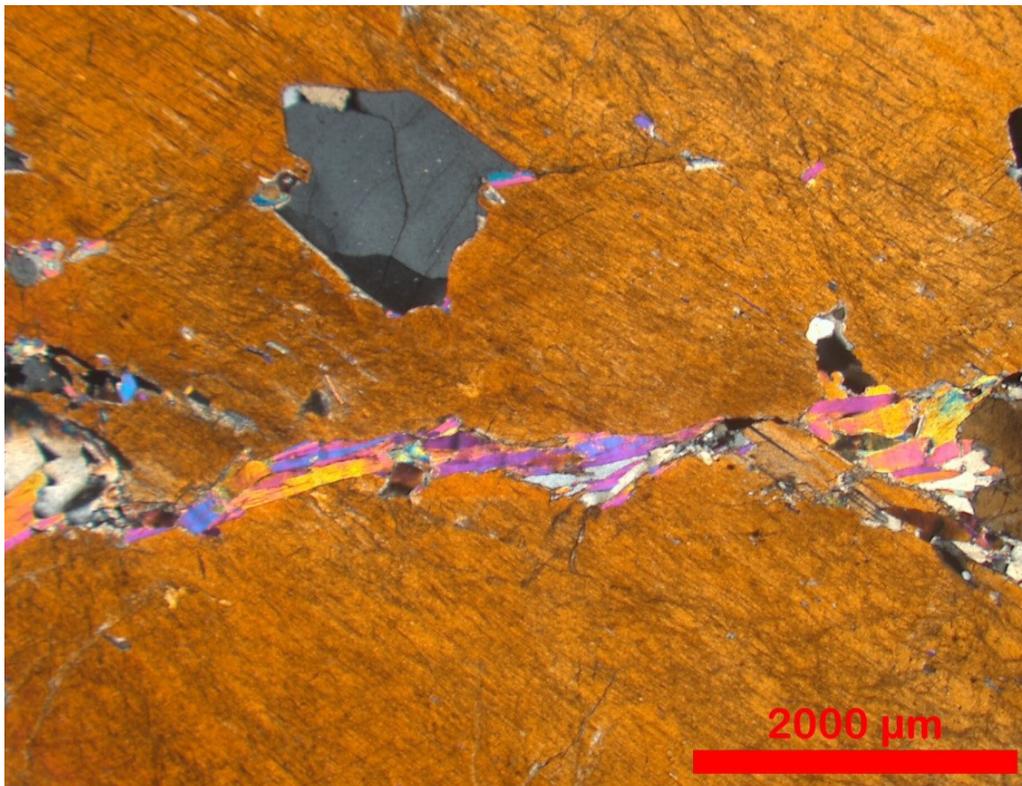


Abbildung 35: Spodumen mit Quarz- und Muskoviteinschlüssen und Kluftfüllung aus Muskovit (HO2). X Polarisator.



Abbildung 36: Schriftgranitische Verwachsung von Spodumen mit Quarz (HO2). X Polarisator.

## 6.2. Kontakt zum Nebengestein

Beim Nebengestein handelt es sich im gesamten Arbeitsgebiet um Gneis bzw. Glimmerschiefer. Im Kontaktbereich zum Pegmatit lässt sich dabei makroskopisch und mikroskopisch eine Turmalinisierung erkennen (Abbildung 37). Die Turmaline sind stark zerbrochen und weisen keine eindeutige Wachstumsrichtung auf. Granat tritt im Endo- und Exokontakt auf. Dabei handelt es sich, anders als in inneren Zonen des Pegmatites, um Mn-armen Almandin mit einigen Atomprozent an Ca (Abbildung 39). Die Granate des Exokontaktes sind stärker zerbrochen und zeigen eine Chloritisierung (Abbildung 38).

Biotit findet sich ausschließlich im Nebengestein und ist durch seinen bräunlichen Pleochroismus von Muskovit leicht zu unterscheiden. Durch das abrupte Wegfallen von Biotit lässt sich mikroskopisch ein scharfer Kontakt zum Pegmatit bestimmen (Abbildung 38). In allen Dünnschliffen, die Nebengestein enthalten (HO12, HO19 und HO20), handelt es sich um Granatglimmerschiefer. Als opake Phase im Exokontakt tritt Ilmenit auf. Dieser bildet, der Schieferung folgende, elongierte Minerale. Die größten Ilmenitkristalle erreichen dabei einige hundert Mikrometer.



Abbildung 37: Turmalinisierung im Exokontakt (HO19). // Polarisator.

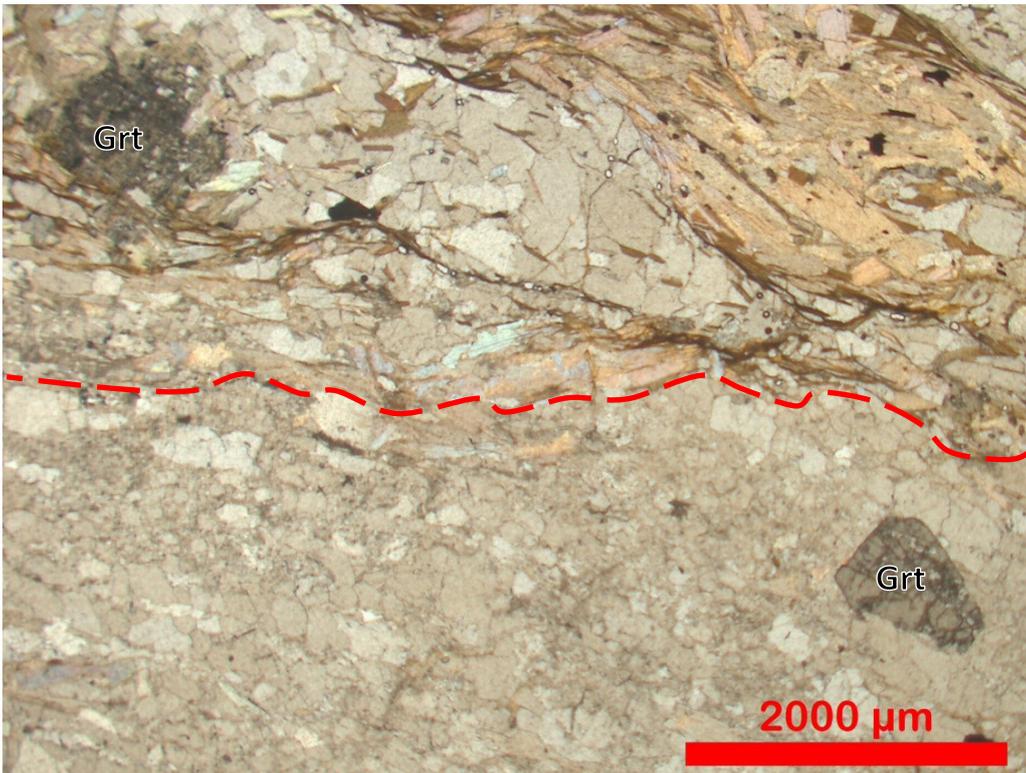


Abbildung 38: Kontaktbereich zwischen Pegmatit und Granatglimmerschiefer. Obere Bildhälfte: Exokontakt mit Biotit und stark zerbrochenem, teilweise chloritisierendem Granat (Grt). Untere Bildhälfte: feinkristalliner Endokontakt mit Granat (HO20). // Polarisator.

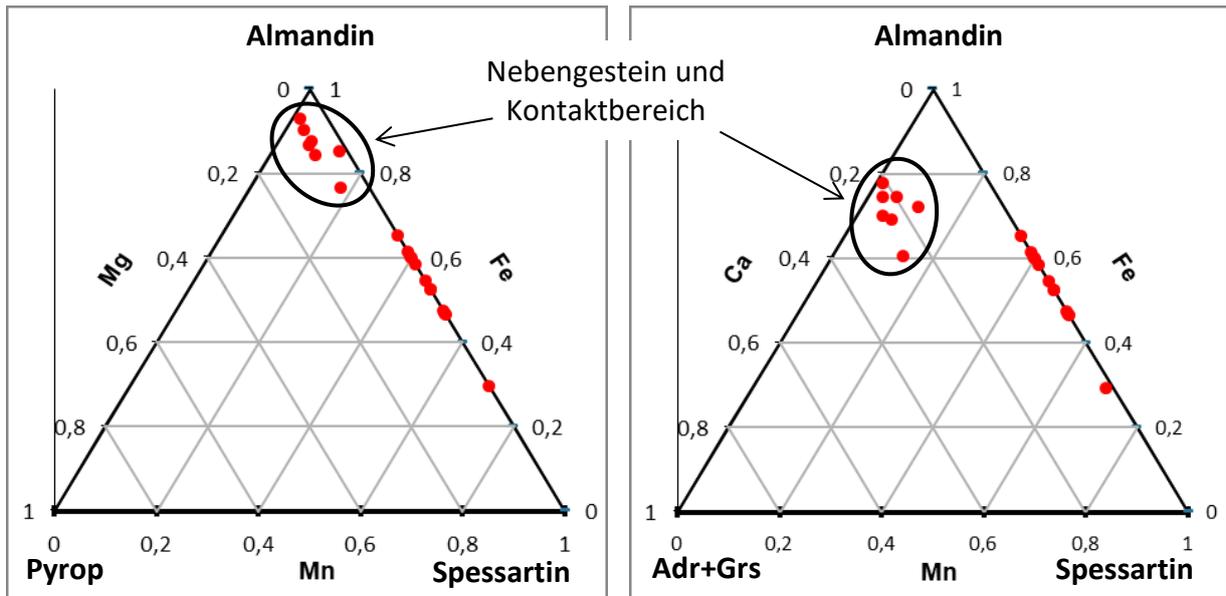


Abbildung 39: Ternäre Diagramme der Granatzusammensetzung. **Adr** Andradit **Grs** Grossular.

### 6.3. Akzessorien

#### *Apatit*

Apatit tritt in prismatischer Form in den unmagnetischen Fraktionen der Schwermineralkonzentrate und im Schliff HO1 (Ratzell) auf. Die Körner erreichen Größen von bis zu 1 mm. Die Körner zeigen entweder keine Einschlüsse, sind mit Zirkon verwachsen oder haben Xenotim- und Monaziteinschlüsse wie in Probe 14\_3 (Ratzell).

#### *Minerale der Columbitgruppe*

Minerale der Columbitgruppe wurden mit Hilfe des REM identifiziert und finden sich in den Spodumenpegmatiten der Lokalitäten Glanzalm (56\_4, 56\_5), Poling (1b\_2, 67\_1) und Ratzell (14\_3, 60\_3). Die größten Körner erreichen 0,5 mm. Nicht zerbrochene Körner zeigen eine idiomorphe, tafelige Form.

Die Columbite haben eine Zonierung, welche nur sehr selten konzentrisch ausgebildet ist. Die Zonen unterscheiden sich anhand ihres Ta/Nb-Verhältnisses, wobei Zonen mit hohem Ta-Gehalt unter dem REM heller erscheinen (Abbildung 42). Neben den orthorhombischen Mineralen Columbit und Tantalit die zu den Mineralen der Columbitgruppe zählen tritt in Probe 56\_4 Tapiolit, welcher tetragonal ist, auf.

#### *Kassiterit*

Kassiterit kommt vor allem in den Proben 56\_4 und 56\_5 der Lokalität Glanzalm vor und bildet dort den Hauptanteil der unmagnetischen Fraktionen der Schwermineralkonzentrate ( $> 3,2 \text{ g/cm}^3$ ). Die

einzelnen Körner zeigen eine hypidiomorphe, prismatische Form im REM und zeigen im Handstück eine braune Farbe. Die maximale Mineralgröße erreicht in Probe 56\_5 3 mm.

Mikroskopisch zeigt Kassiterit einen bräunlichen Pleochroismus und in Schliff HO21 (Glanzalm) Zwillingsbildung (Abbildung 40). Bei den opaken Einschlüssen handelt es sich um CGM. Eine Identifizierung erfolgte mit Hilfe des REM (Abbildung 41).

REM-Aufnahmen zeigen, dass Kassiterit entweder homogen oder zoniert ausgebildet ist. Die einzelnen Zonen unterscheiden sich anhand ihrer Ta-Gehalte. Erhöhte Gehalte von Ta gehen auf eine Substitution von  $(\text{Fe}, \text{Mn})^{2+} + 2(\text{Ta}, \text{Nb})^{5+}$  für  $3\text{Sn}^{4+}$  zurück [ČERNÝ & ERCIT 1989]. Zonierte Kassiterite zeigen Einschlüsse aus Sn-reichen CGM und erreichen Durchmesser von wenigen Mikrometern.

### ***Minerale der Monazitgruppe***

Monazit tritt in den Schwermineralkonzentraten der Lokalitäten Glanzalm (56\_4), Poling (67\_1) und Ratzell (14\_3, 60\_3\_03) auf. Die einzelnen Körner erreichen Größen von maximal 100  $\mu\text{m}$ . In der Probe 14\_3 findet sich Monazit verwachsen mit Xenotim und Zirkon (Abbildung 43).

Ce ist in den Monaziten gegenüber La, Nd und Sm angereichert. So zeigen die Monazite der Lokalität Ratzell (60\_3\_03) Ce-Gehalte von 17,80 Masse% bis 19,64 Masse%, La-Gehalte von 7,90 Masse% bis 7,99 Masse% und Nd-Gehalte von 7,19 Masse% bis 9,43 Masse%, sowie Sm-Gehalte von 1,17 Masse% bis 1,82 Masse%. In Probe 60\_3\_03 findet sich Cheralith, ein Ca-hältiger Monazit, welcher in diesem Fall mehrere Prozent U und Th enthält.

In Schliff HO1 (Ratzell) tritt neben CGM auch Ce-reicher Monazit im Gesteinsgefüge auf. Die Körner erreichen Größen von einigen Mikrometern. Eine Identifizierung erfolgte mit Hilfe des REM-EDS.

### ***Pyrochlorsupergruppeminerale***

Pyrochlor konnte nur mit dem REM nachgewiesen werden und tritt entweder als hypidiomorphe bis xenomorphe Minerale oder als runde bis elongierte Einschlüsse in Columbit auf (Abbildung 42). Dabei erreichen die Einschlüsse Durchmesser von 10  $\mu\text{m}$  bis 30  $\mu\text{m}$ . Die Minerale können nach HOGARTH [1977] der Mikrolithgruppe ( $\text{Nb} + \text{Ta} > 2\text{Ti}$  und  $\text{Ta} \geq \text{Nb}$ ) zugeordnet werden, wobei für alle Proben  $\text{Ca} > \text{Na}$  gilt. Die Probe 60\_3\_36 enthält Uranmikrolith.

### ***Rutil***

In Probe 60\_3\_03 und dem zugehörige Schliff HO1 (Ratzell) wurden Rutil gemessen. Zusätzlich tritt dort auch Strüverit auf. Dabei handelt es sich um eine Ta- und Nb-hältige Varietät von Rutil mit  $\text{Ta} > \text{Nb}$ , häufig mit  $\text{Fe} > \text{Mn}$  [ČERNÝ & ERCIT 1989]. Der Strüverit aus Probe 60\_3\_03 erreicht ein

Ta/(Ta+Nb)-Verhältnis von 0,88 und ein Mn/(Mn+Fe)-Verhältnis von 0,02. Die maximale Korngröße liegt bei etwa 100 µm.

### ***Uraninit***

Uraninit bildet runde Einschlüsse in Apatit, Columbit, Monazit, Pyrochlor und Zirkon. Diese erreichen Durchmesser von einigen Mikrometern (Abbildung 43, Abbildung 44).

### ***Minerale der Xenotimgruppe***

Xenotim tritt seltener als Monazit auf und wurde in den Schwermineralkonzentraten der Proben 1b\_2 (Poling) und 14\_3 (Ratzell) identifiziert. In Ratzell beträgt die maximale Größe der Xenotime 90 µm. Die schlecht ausgebildeten Körner zeigen Verwachsungen mit Monazit, Zirkon und Uraninit (Abbildung 43). Die Minerale der Xenotimgruppe enthalten neben Y auch Dy, Gd und U. Diese erreichen in der Probe 14\_3 (Ratzell) Gehalte von 6,14 Masse% Dy, 3,11 Masse% Gd und 6,36 Masse% U.

### ***Zirkon***

Zirkon kommen in idiomorpher, prismatischer Form vor und erreicht Größen von bis zu 1 mm. Typisch sind Apatit- und Uraniniteinschlüsse mit Durchmesser von mehreren Mikrometern. Außerdem tritt Zirkon verwachsen mit Columbit, Monazit und Xenotim auf.

Zirkone kommt unzoniert und zoniert vor. Die Zonen unterscheiden sich anhand ihres Zr/Hf-Verhältnisses, wobei hellere Zonen höhere Hf-Gehalte aufweisen (Abbildung 44). Die Uraniniteinschlüsse korrelieren mit diesen Zonen. Nur helle, Hf-reiche Zonen enthalten Einschlüsse.

### ***Weitere Minerale***

Von gediegen Wismut wurde in den Schwermineralkonzentraten nur ein Einzelkorn gefunden und analysiert. Wismutphosphatphasen treten in dem Schwermineralkonzentrat aus Probe 56\_4 (Glanzalm) und dem Schliff HO1 (Ratzell) auf und erreichen P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>- und Bi<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalte von 16,68 % und 83,32 % bzw. 9,13 % und 88,49 %. Bei dem Wismutphosphat handelt es sich vermutlich um eine alterierte bzw. hydratisierte Mineralphase, wie Petitjeanit (Bi<sub>3</sub>O(OH)(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>) oder Smrkovecit (Bi<sub>2</sub>O(OH)(PO<sub>4</sub>)). In Schliff HO1 (Ratzell) wurden mehrere Kristalle eines Fe-, Mn-Phosphat Minerals gefunden. Dabei handelt sich wahrscheinlich um eine sekundär gebildete Mineralphase.

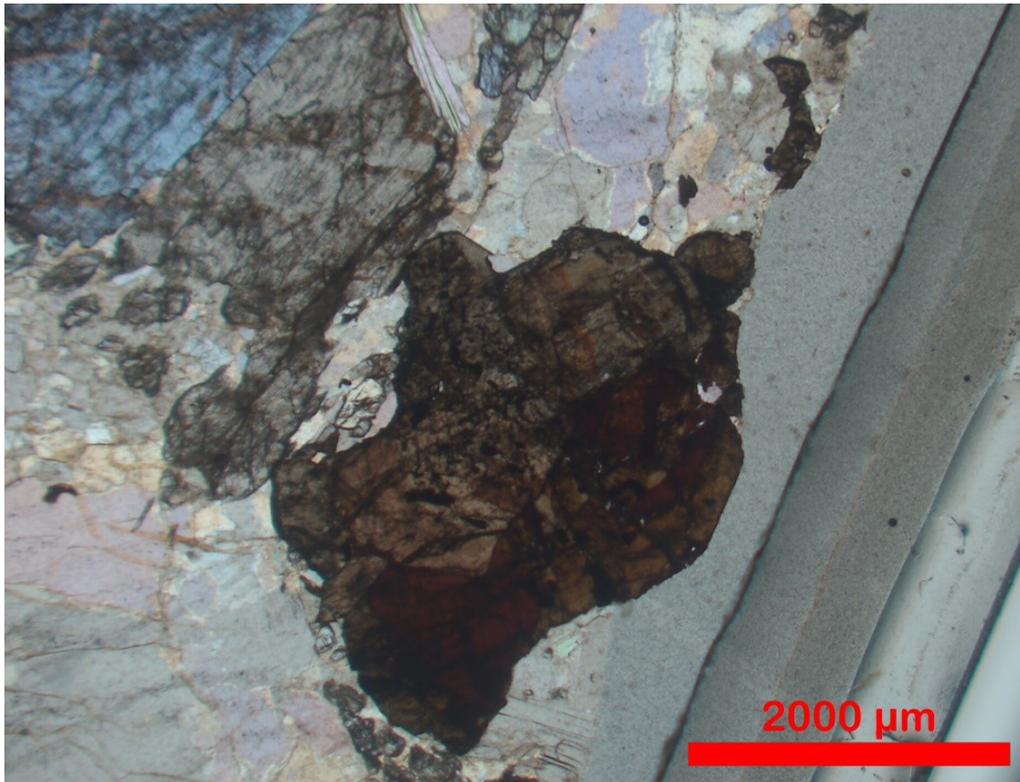


Abbildung 40: Kassiterit (Bildmitte) und Spodumen (links oben) in Matrix aus Quarz und Feldspat (HO21). // Polarisator.

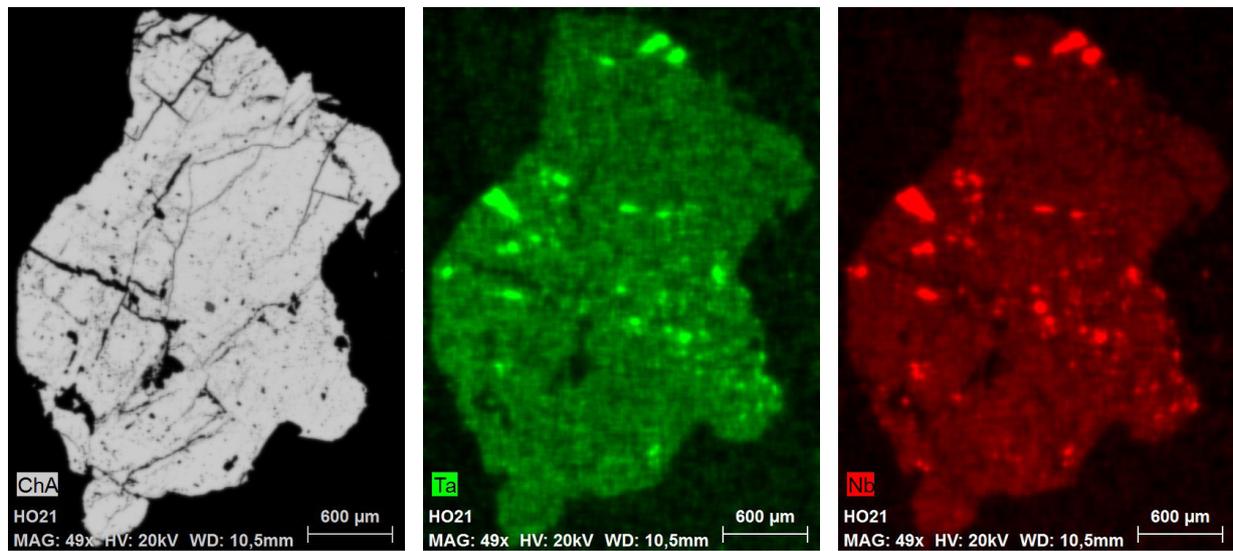


Abbildung 41: Kassiterit (Mineral aus Abbildung 40 – 180° gedreht) mit CGM-Einschlüssen (HO1, REM).

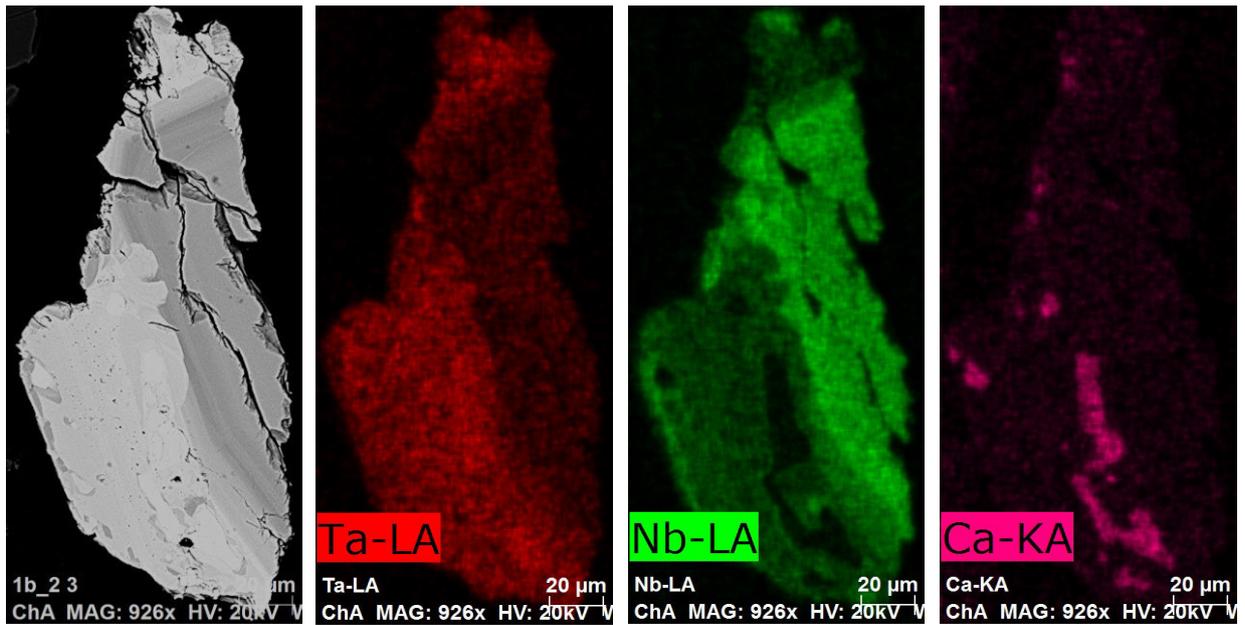


Abbildung 42: Konzentrisch zoniertes CGM mit wechselndem Ta/Nb-Verhältnis und Pyrochloreinschlüssen (Bereiche mit erhöhten Ca-Gehalten) (1b\_2, REM).

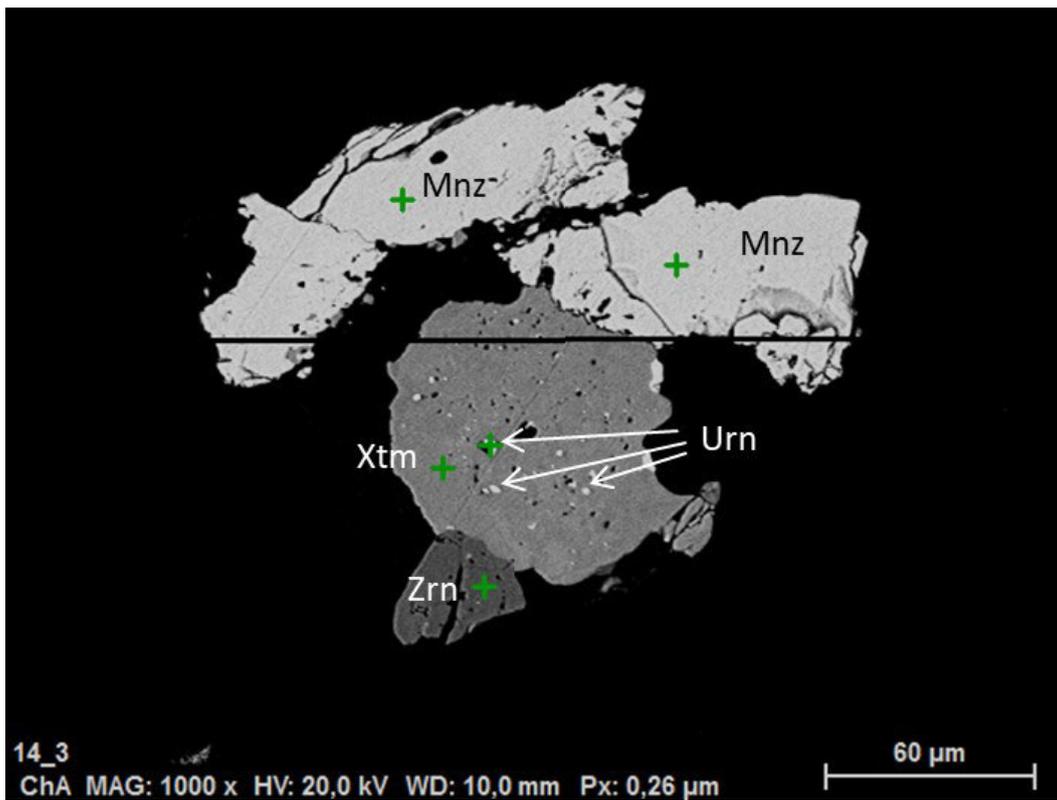


Abbildung 43: Verwachsung aus Monazit (Mnz), Xenotim (Xtm) mit Uraniniteinschlüssen (Urn) und Zirkon (Zrn) (14\_3, REM).

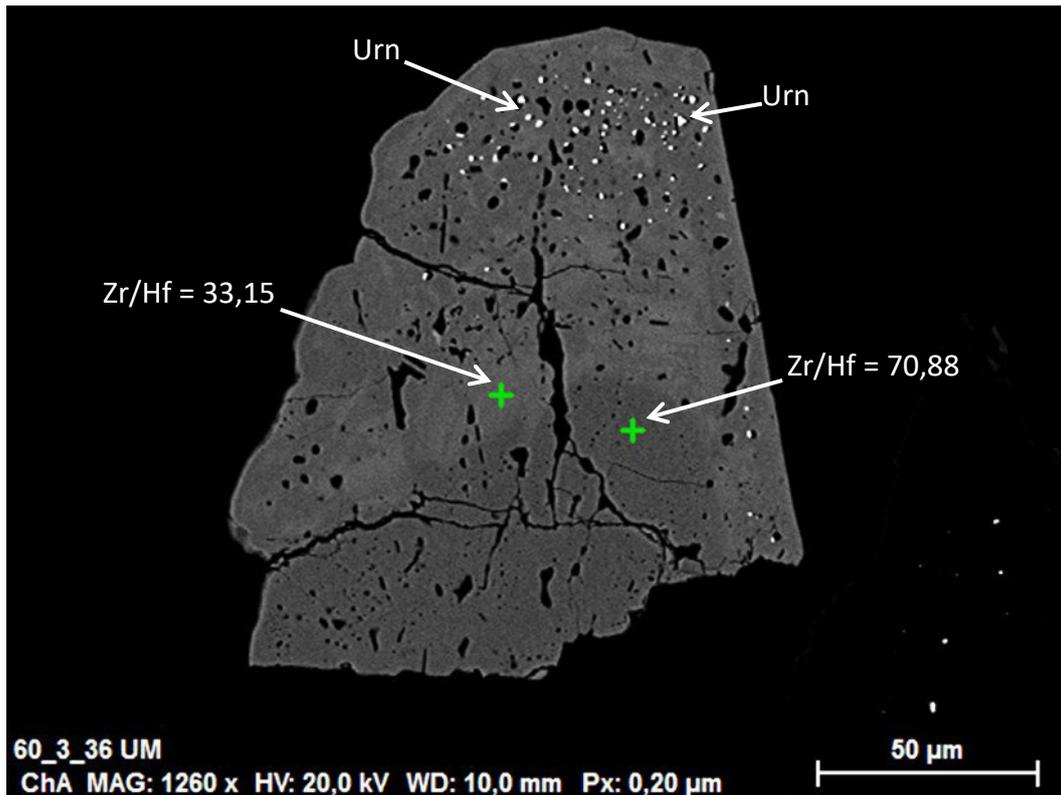


Abbildung 44: Zonierter Zirkon mit Uraniniteinschlüssen (Urn) (60\_3\_36, REM). Zr/Hf Zr/Hf-Atomverhältnis.

## 7. Ergebnisse und Auswertung

### 7.1. Gesamtgesteinschemie

Insgesamt wurden die Gehalte von 56 Elementen ( $\text{Li}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Sc, Be, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, In, Sn, Sb, Cs, Ba, Bi, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Th und U) von 13 unterschiedlichen Proben mit ICP-MS und ICP-OES gemessen (Anhang Tabelle 11). Die Elemente V, Cr, Ni, Cu, Zn, Mo, Ag, In, Sb, Tb und Ho ergaben in allen Proben Messwerte unterhalb bzw. knapp oberhalb der Nachweißgrenze und werden deshalb nicht weiter berücksichtigt. Die Ergebnisse von W und Co wurden verworfen, weil die Proben mit einer WC-Mühle vor den Analysen gemahlen wurden (siehe Kapitel 4.2). 8 Proben kommen aus Spodumenpegmatiten und 5 aus einfachen Pegmatiten (Tabelle 5).

Die Gehalte der Hauptelemente liegen in einem für Pegmatite typischen Rahmen (z.B. [MALI 2004], [KNOLL et al. 2018]). Die erhöhten Gehalte von  $\text{Na}_2\text{O}$  (2,08 % bis 7.84 %) gegenüber  $\text{K}_2\text{O}$  (0,65 % bis 3.42 %) zeigen einen höheren Albitgehalt gegenüber Kalifeldspat. Die Gehalte von  $\text{Li}_2\text{O}$  erreichen in den Spodumenpegmatiten 0,09 % bis 2,28 % und liegen bei den einfachen Pegmatiten knapp oberhalb oder unterhalb der Nachweisgrenze von 0,01 %.

Die Gehalte von Rb, Cs und Tl liegen zwischen 70 ppm und 776 ppm, bzw. 4,9 ppm und 71 ppm bzw. 0,5 ppm und 5,1 ppm. Hohe Gehalte dieser Elemente zeigen einen höheren Differentiationsgrad an, korrelieren bei den Proben dieser Arbeit aber nicht mit dem Auftreten von Spodumen. Der Sn-Gehalt erreicht in Probe 56 (Glanzalm) mit 1330 ppm den höchsten Gesamtgesteinswert. In dieser Probe wurde bereits mikroskopisch Kassiterit (Abbildung 40) identifiziert. Mit Hilfe des REM wurden in diesen Kassiteriten CGM nachgewiesen (Abbildung 41) was auch die erhöhten Gesamtgesteinsgehalte von Nb und Ta von 88 ppm bzw. 122 ppm zeigen. Die höchsten Nb- und Ta-Gehalte stammen aus Probe S2 (Steinbruch St. Johann) mit 99 ppm Nb und 249 ppm Ta. Probe 71 (Grünalmbach) zeigt neben dem höchsten Ba-Gehalt (276 ppm) auch die höchsten Gehalte an REE von z.B. 19 ppm Y, 4,8 ppm La, 9,8 ppm Ce und 4,3 ppm Nd.

Tabelle 5: Gesamtgesteinschemie der einfachen Pegmatite und Spodumenpegmatite (ohne V, Cr, Ni, Cu, Zn, Mo, Ag, In, Sb, Tb, Ho und W). **Min** Minimaler Messwert **Max** Maximaler Messwert **Mean** Durchschnittlicher Gehalt.  $\Sigma$ REE ohne Y.

		einfache Pegmatite (n=5)			Spodumenpegmatite (n=8)		
		Max	Min	Mean	Max	Min	Mean
Li	%	0.01	< 0.01		1.06	0.04	0.52
Li2O	%	0.03	< 0.01		2.28	0.09	1.12
LOI	%	2.83	0.44	1.48	1.35	0.55	0.99
SiO2	%	76.0	74.7	75.2	77.9	75.5	76.6
Al2O3	%	16.1	14.6	15.6	16.7	14.8	15.5
Fe2O3	%	0.65	0.17	0.40	0.94	0.34	0.51
MnO	%	0.037	0.009	0.022	0.127	0.03	0.087
MgO	%	0.18	0.02	0.08	0.11	0.02	0.05
CaO	%	0.71	0.25	0.41	0.35	0.14	0.21
Na2O	%	7.84	2.08	4.83	6.29	2.51	4.08
K2O	%	3.34	0.65	2.21	3.42	1.15	2.16
TiO2	%	0.103	0.006	0.030	0.044	0.004	0.026
P2O5	%	0.32	0.11	0.24	0.52	0.06	0.29
Total	%	100.8	100.1	100.4	100.7	100.4	100.5
K/Rb		75.5	16.1	35.6	36.9	12.4	22.0
Be	ppm	198	25	111	310	124	179
Ga	ppm	26	15	21	32	21	25
Ge	ppm	7	4	5	7	4	5
Rb	ppm	496	70	323	776	218	451
Sr	ppm	89	59	74	141	16	59
Zr	ppm	20	11	15	45	15	27
Nb	ppm	99	9	44	88	10	39
Sn	ppm	496	15	151	1330	28	230
Cs	ppm	70.9	4.9	29.4	44.1	11.7	31.6
Ba	ppm	276	41	116	160	31	60
Bi	ppm	4.4	< 0.4		2.7	< 0.4	
Hf	ppm	1.7	0.6	1.1	2.2	0.7	1.4
Ta	ppm	249	7.1	86.4	122	13.1	37.0
Tl	ppm	2.3	0.5	1.6	5.1	1.2	2.7
Pb	ppm	48	8	25	33	9	22
Th	ppm	2.8	0.3	1.0	1.1	0.4	0.8
U	ppm	14.3	2.6	7.0	15	2	9
Y	ppm	19	< 2		5	< 2	
$\Sigma$ REE	ppm	34.19	1.40	11.33	10.39	2.88	7.29

## 7.2. Geochemie der Muskovite

Von den 83 aufgenommenen Pegmatiten enthielten 74 analysfähigen Muskovit. Daraus wurden 112 Muskovitproben genommen und insgesamt 220 LA-ICP-MS-Messungen durchgeführt (Anhang Tabelle 12). Davon sind 88 Analyseergebnisse aus Spodumenpegmatiten. Eine Messung wurde jeweils im Randbereich (Probenendung: \_1) bzw. in der Mitte (Probenendung: \_2) der Muskovite durchgeführt. Die Doppelmessungen dienen der Qualitätskontrolle der Muskovite und der Messung selbst. Stark verwitterte bzw. teilweise alterierte Muskovite würden signifikante Messunterschiede zwischen Rand und Mitte zeigen. Bei 7 Muskoviten war nur eine Einfachmessung möglich. Für die Erstellung der Karten wurde zur besseren Übersicht der Mittelwert zwischen Rand- und Mittemessung verwendet. Im Folgenden werden die Elementgehalte von Li, Be, Zn, Ga, Ge, Rb, Sr, Nb, Sn, Cs, Ba, Ta und Tl zur Auswertung verwendet. Alle anderen gemessenen Elementgehalte (siehe Kapitel 4.6) liegen unter der Messgrenze oder zeigen keine relevanten Korrelationen.

Die Hauptelementgehalte der Muskovite wurden mit REM-EDS gemessen. Die Si-Gehalte dienen der Korrektur der LA-ICP-MS-Messungen (siehe Kapitel 4.2) und liegen zwischen 19,3 Masse% und 22,0 Masse%. Der K-Gehalt wird für die Korrelation des Differentiationsgrades benötigt und liegt zwischen 7,5 Masse% und 9,4 Masse%.

Das Verhältnis K/Rb bzw. die Rb-Gehalte zeigen eine eindeutige, logarithmischen Korrelation mit einer sehr geringen Streuung der Datenpunkte. Umso höher die Differentiation, desto niedriger ist das K/Rb-Verhältnis (siehe Kapitel 3.3). Der Pegmatit mit dem höchsten Differentiationsgrad findet sich im Bereich Zunig (Probe 64) und erreicht mit 6992 ppm Rb ein K/Rb-Verhältnis von 11,5 (Abbildung 45). Obwohl Probe 64 keinen Spodumen enthält, zeigen die Spodumenpegmatite erniedrigte K/Rb-Verhältnisse von 11,7 bis 66,7 und erhöhte Rb-Gehalte von 1335 ppm bis 6858 ppm.

Regional folgt das K/Rb-Verhältnis nördlich der DAV einem alternierenden N-S-Trend, mit O-W Streifen ähnlicher Differentiationsgrade (Anhang: Karten). Von S nach N tritt zuerst ein mitteldifferenzierter Bereich im Gebiet Gossnerbach und Naßfeld auf, der dann in einen niedrigdifferenzierten Streifen im Bereich Kienburg übergeht. Darauf folgen mittel- bis hochdifferenzierte Pegmatite im Bereich Poling und Ratzell. Der anschließende Bereich um den Großen Zunig hat die niedrigsten K/Rb-Verhältnisse.

Die Elementgehalte von Be, Zn, Ga, Ge, Nb, Sn, Cs, Ta und Tl zeigen eine eindeutige Korrelation mit dem K/Rb-Verhältnis und nehmen mit steigender Differentiation zu (Abbildung 49 bis Abbildung 54). Der regionale Differentiationstrend ähnelt dem von K/Rb. Die Daten deuten zwei Punktwolken an, dabei finden sich Muskovite aus den Lokalitäten Poling, Naßfeld, Kienburg, Unterpeischlach und Rudnig in beiden. Die Punktwolke mit den niedrigdifferenzierten Muskoviten enthält nur Messungen

aus Pegmatiten die nicht spodumenführend sind. Besonders gute Korrelation mit dem K/Rb-Verhältnis zeigen dabei Sn, Cs, Ba, Ta und Tl. Der regionale Trend des Faltenbaues zeigt sich auch bei den Rb-, Sn-, Nb-, Ta- und Tl-Gehalten (Anhang Abbildung 72 bis Abbildung 92).

Sr und Ba zeigen eine positive Korrelation mit dem K/Rb-Verhältnis bzw. der Differentiation (Abbildung 55, Abbildung 56). Die Sr- und Ba-Gehalte lassen keine Bildung einer zweiten Punktwolke erkennen. Der gleiche, regionale Differentiationstrend wie bei dem K/Rb-Verhältnis ist erkennbar.

Der Li-Gehalt in den Muskoviten lässt sich mit dem Auftreten von Spodumen korrelieren. Die Muskovite aus Spodumenpegmatiten erreichen die höchsten Gehalte an Li. Der höchste, absolut gemessene Wert stammt dabei aus Probe 9\_2 (Zunig) mit 1204 ppm Li. Der niedrigste Li-Gehalt von 9,8 ppm wurde an der Probe 62b (Unterpeischlach) gemessen.

Die Bestimmung des Fraktionierungsgrades ist anhand der Li-Gehalte nicht möglich, da die Werte zu stark streuen (Abbildung 57). Eine mineralogische Korrelation mit Spodumen zeigt sich aber z.B. bei der Lokalität Zunig, wo alle Proben hochdifferenziert sind. Muskovitanalysen aus spodumenhaltigen Zonen liegen zwischen 622 ppm und 1204 ppm Li bzw. 33 ppm und 215 ppm Li aus nicht spodumenhaltigen Zonen.

Hoch differenzierte Muskovite stammen nicht ausschließlich aus Spodumenpegmatiten. Muskovite mit den niedrigsten Differentiationstrends kommen aber immer aus einfachen Pegmatiten (Tabelle 6).

Die Einteilung der Muskovite nach CERNY & BURT [1984] zeigt, dass die hier analysierten Muskovite nicht eindeutig in ein Typenfeld fallen. Die allgemeinen Differentiationstrends die durch die Lage der Typenfelder gezeigt werden, ergeben sich auch mit den Muskovitdaten dieser Arbeit.

Eine Faktoranalyse der Elementchemie der Muskovite (Abbildung 58) zeigt als ersten Faktor (F1) die Differentiation an. Mit 37 % ist die Anreicherung der Elemente Rb, Sn, Tl, Ge, Ga, B, Be, Ta, Nb, Cs, P und Zn gegenüber Sr, Ba und Mg der bedeutendste geochemische Prozess. Der zweite Faktor (F2) beschreibt mit einer Abnahme von Al und einer Zunahme von Fe die Phengitsubstitution der Muskovite. Der dritte Faktor (F3) beschreibt einen nicht bekannten geochemischen Prozess bei dem sich die inkompatiblen Elemente Ti, Zr, W gegenüber Cs und Pb anreichern.

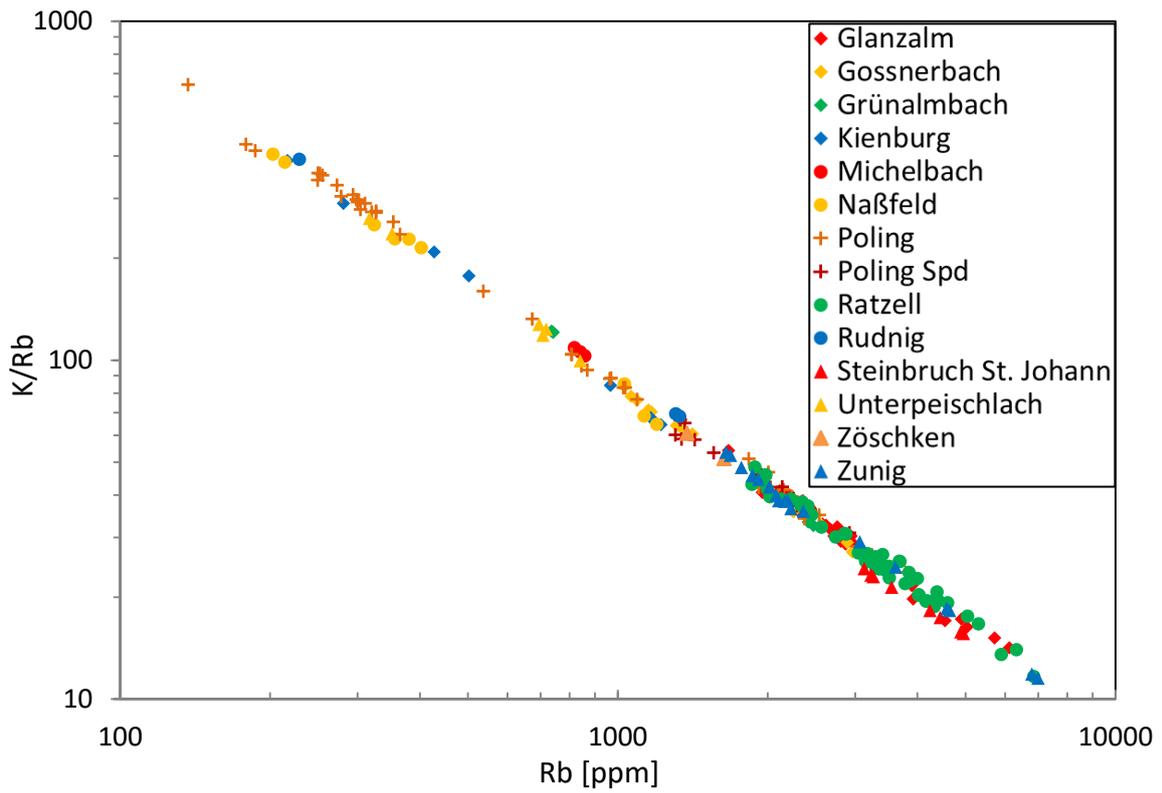


Abbildung 45: K/Rb-Verhältnis zu Rb-Gehalt von Muskoviten. Doppeltlogarithmische Darstellung.

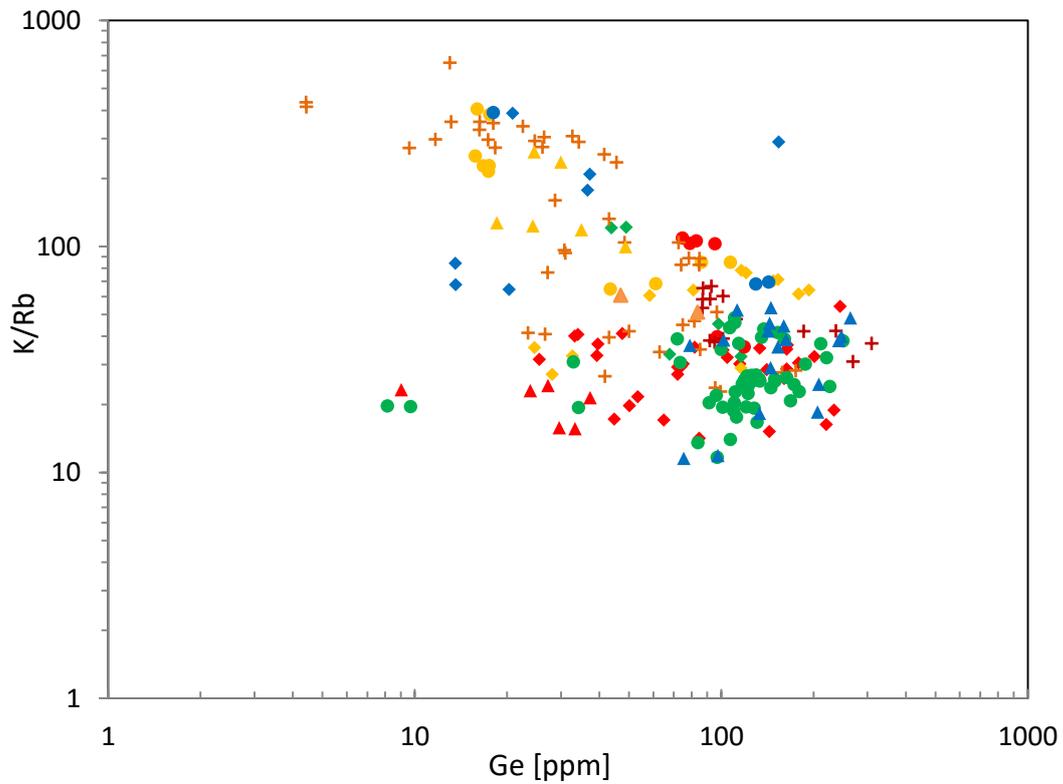


Abbildung 46: K/Rb-Verhältnis zu Ge-Gehalt von Muskoviten. Doppeltlogarithmische Darstellung. Legende: siehe Abbildung 45.



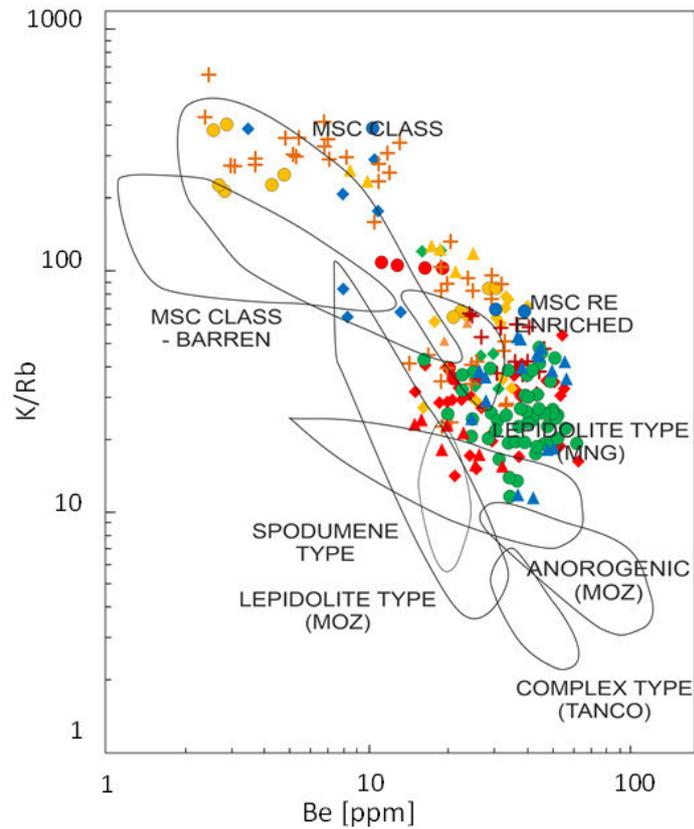


Abbildung 49: K/Rb-Verhältnis zu Be-Gehalt von Muskoviten. Doppeltlogarithmische Darstellung. Legende: siehe Abbildung 45. **MSC** Muscovite **MNG** Mongolia **MOZ** Mozambique. Einteilung nach CERNY & BURT [1984]

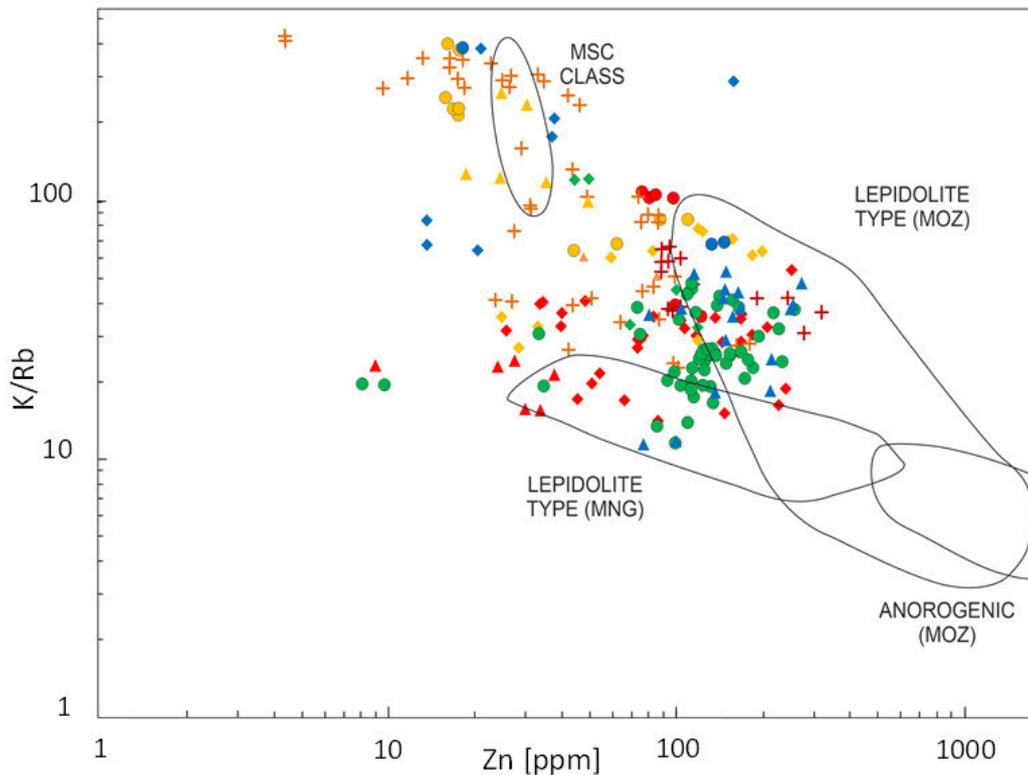


Abbildung 50: K/Rb-Verhältnis zu Zn-Gehalt von Muskoviten. Doppeltlogarithmische Darstellung. Legende: siehe Abbildung 45. **MNG** Mongolia **MOZ** Mozambique. Einteilung nach CERNY & BURT [1984]

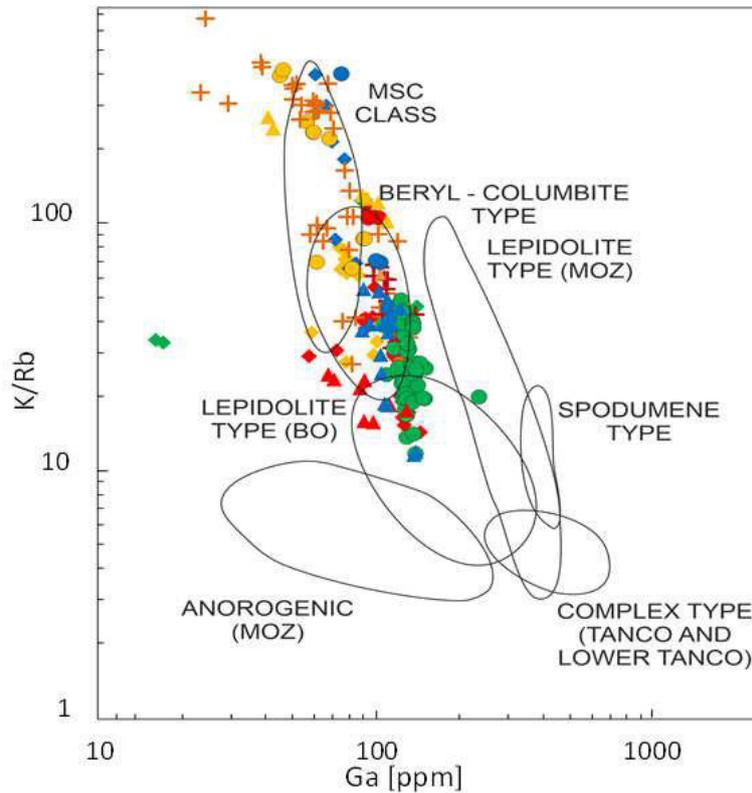


Abbildung 51: K/Rb-Verhältnis zu Ga-Gehalt von Muskoviten. Doppeltlogarithmische Darstellung. Legende: siehe Abbildung 45. **BD** Brown Derby **MNG** Mongolia **MOZ** Mozambique. Einteilung nach CERNY & BURT [1984]

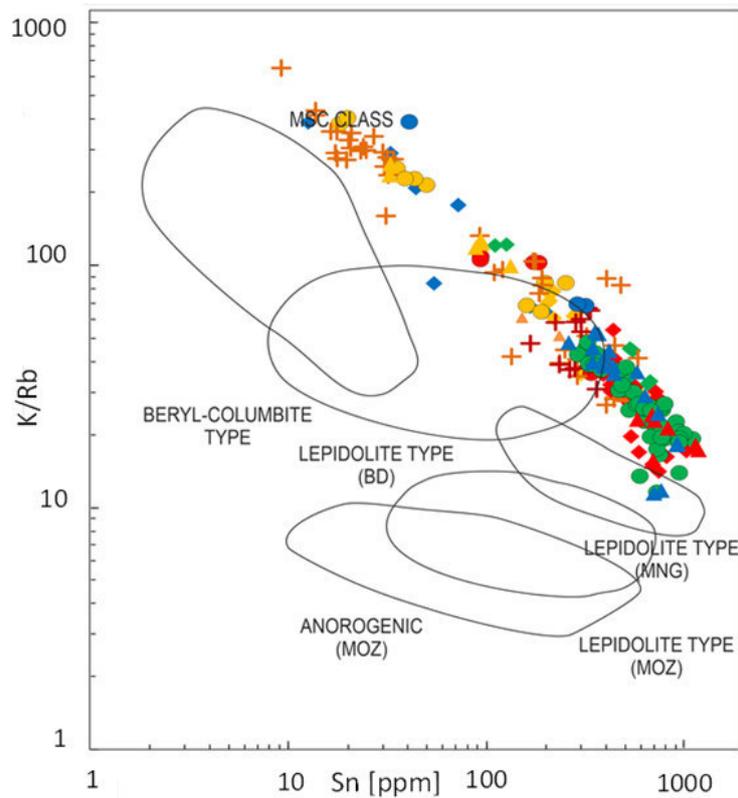


Abbildung 52: K/Rb-Verhältnis zu Sn-Gehalt von Muskoviten. Doppeltlogarithmische Darstellung. Legende: siehe Abbildung 45. **BD** Brown Derby **MNG** Mongolia **MOZ** Mozambique. Einteilung nach CERNY & BURT [1984]

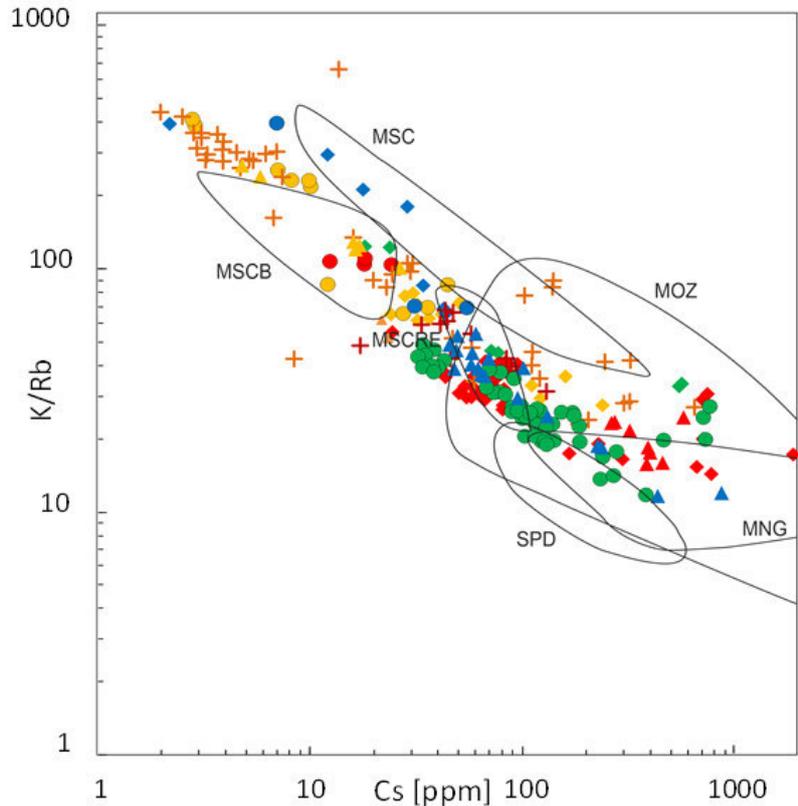


Abbildung 53: K/Rb-Verhältnis zu Cs-Gehalt von Muskoviten. Doppeltlogarithmische Darstellung. Legende: siehe Abbildung 45. **MSC** Muscovite Class **MSCB** Muscovite Class - Barren **MSCRE** Muscovite Class - RE enriched **MNG** Mongolia **MOZ** Mozambique **SPD** Spodumene Type. Einteilung nach CERNY & BURT [1984]

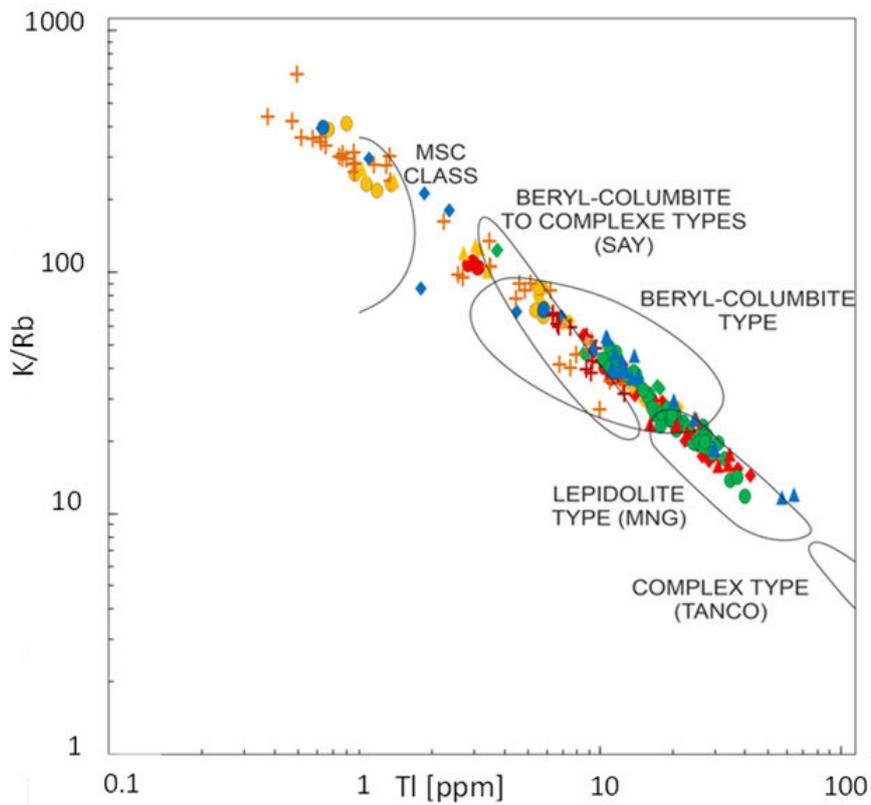


Abbildung 54: K/Rb-Verhältnis zu Tl-Gehalt von Muskoviten. Doppeltlogarithmische Darstellung. Legende: siehe Abbildung 45. **MSC** Muscovite **MNG** Mongolia **SAY** Sayan Mountain. Einteilung nach CERNY & BURT [1984]

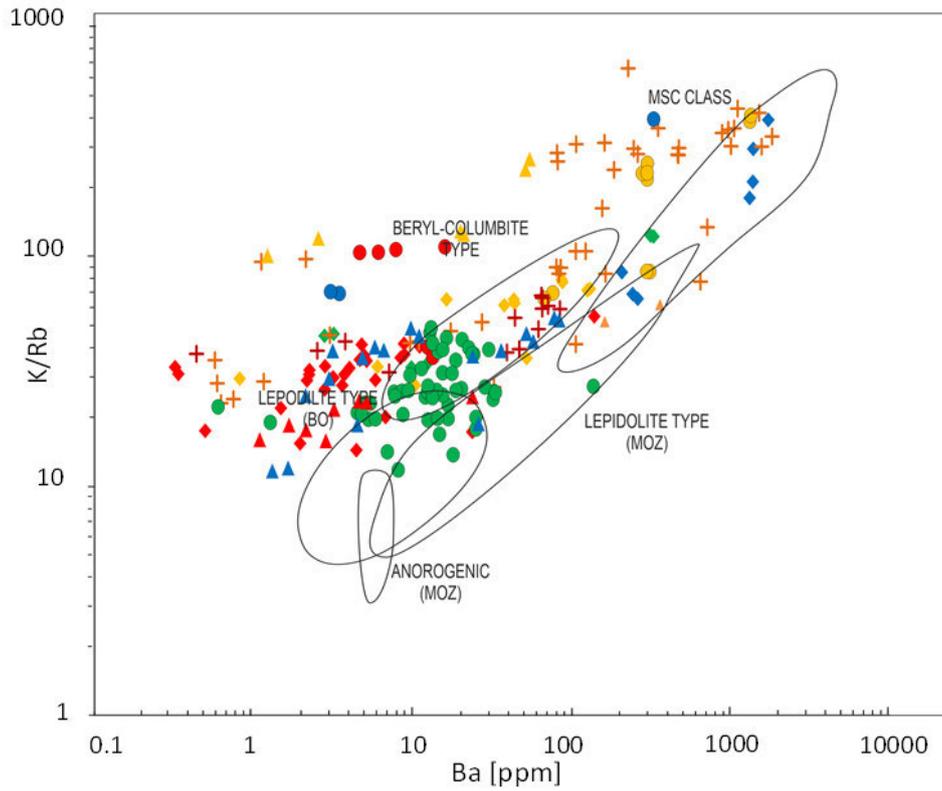


Abbildung 55: K/Rb-Verhältnis zu Ba-Gehalt von Muskoviten. Doppeltlogarithmische Darstellung. Legende: siehe Abbildung 45. **BD** Brown Derby **MSC** Muscovite **MOZ** Mozambique. Einteilung nach CERNY & BURT [1984]

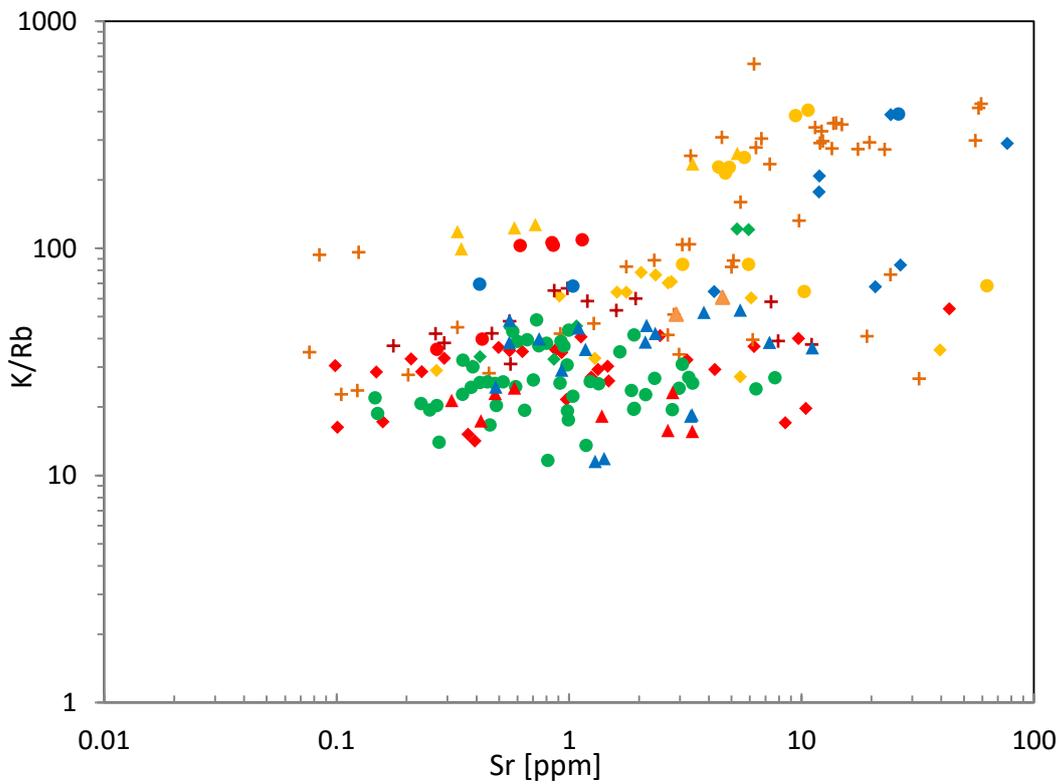


Abbildung 56: K/Rb-Verhältnis zu Sr-Gehalt von Muskoviten. Doppeltlogarithmische Darstellung. Legende: siehe Abbildung 45.

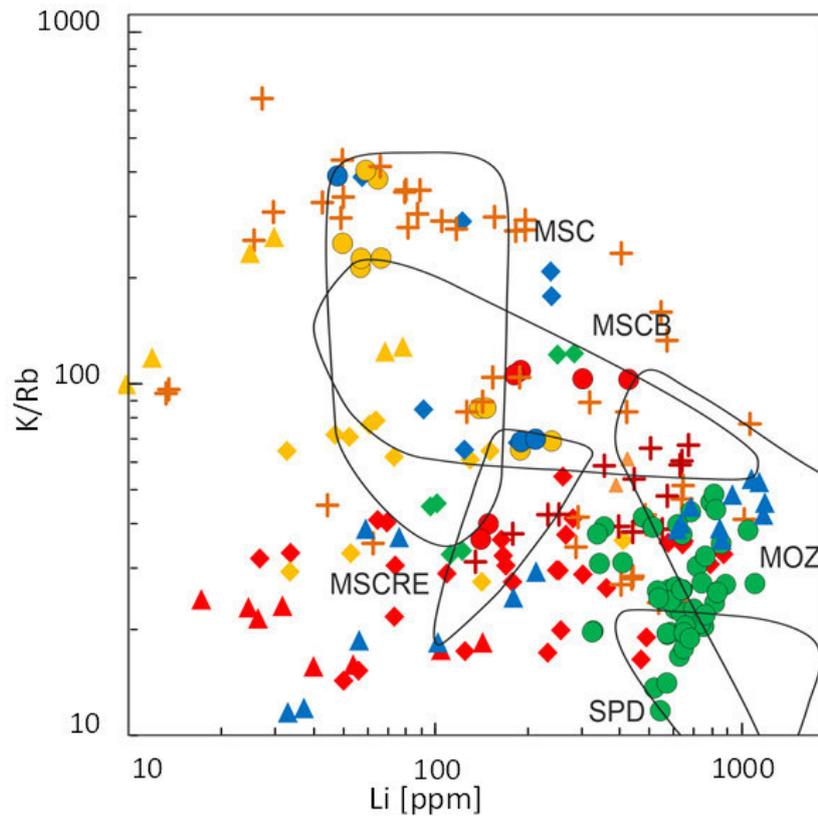


Abbildung 57: K/Rb-Verhältnis zu Li-Gehalt von Muskoviten. Doppeltlogarithmische Darstellung. Legende: siehe Abbildung 45. **MSC** Muscovite Class **MSCB** Muscovite Class - Barren **MSCRE** Muscovite Class - RE enriched **MOZ** Mozambique **SPD** Spodumene Type. Einteilung nach CERNY & BURT [1984]

Tabelle 6 : Minimale und maximale Spurenelementgehalte der Muskovite (Werte in ppm). **Spodumen-Grenzwert** Spurenelementgehalte des Muskovits aus dem jeweils am niedrigsten differenzierten Spodumenpegmatit.

	Minimum (niedrig differenziert)	Maximum (hoch differenziert)	Spodumen- Grenzwert
Be	2,4	63	16
Zn	4,4	310	8,1
Ga	16	237	90
Ge	0,8	17	2,0
Rb	137	6992	1307
Nb	13	396	124
Sn	9,3	1181	168
Cs	2,0	1953	18
Ta	0,6	130	14
Tl	0,6	61	6,3
	Maximum (niedrig differenziert)	Minimum (hoch differenziert)	Spodumen- Grenzwert
K/Rb	650	11,5	67
Sr	77	0,1	11
Ba	1829	0,3	137

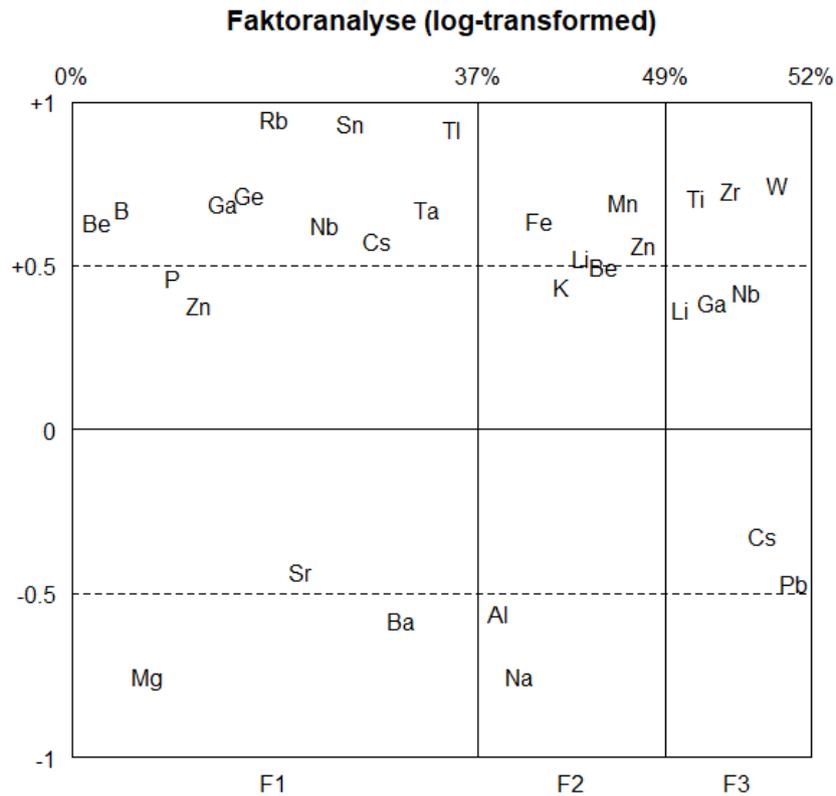


Abbildung 58: Log-transformierte Faktoranalyse der Elementchemie der Muskovite (Si, Al, Na, Ca, Fe, K, Li, Be, B, Mg, P, Ti, Mn, Zn, Ga, Ge, Rb, Sr, Zr, Nb, Sn, Cs, Ba, Ta, W, Tl und Pb).

### 7.3. Geochemie ausgewählter Schwerminerale

Als akzessorische Schwerminerale treten in den untersuchten Pegmatiten Apatit, Kassiterit, Rutil bzw. Strüverit, Uraninit, Wismut, Wismutphosphat, Zirkon, sowie Minerale der Columbit-, Monazit- und Xenotimgruppe und Pyrochloresupergruppe auf (Tabelle 7). Die häufigste Schwermineralphase, nach Spodumen, Turmalin und Granat sind die CGM und Zirkon. Diese treten in jeder Spodumenpegmatitprobe auf und wurden daher auf ihre Verhältnisse von Ta/Nb und Mn/Fe bzw. Zr/Hf analysiert.

Tabelle 7: Vorkommen der einzelnen Schwerminerale (nicht dargestellt: Spodumen, Turmalin, Granat).

Probe	Lokalität	Apatit	CGM	Kassiterit	Monazit- gruppe	Mikrolith- gruppe	Rutil (Strüverit)	Uraninit	Wismut	Wismut- Phosphat	Xenotim- gruppe	Zirkon
56_4	Glanzalm	x	x	x	x			x		x		x
56_5	Glanzalm	x	x	x		x		x				x
1b_2	Poling	x	x	x		x		x			x	x
67_1	Poling	x	x	x	x	x		x				x
14_3	Ratzell	x	x	x	x			x	x		x	x
60_3_03	Ratzell	x	x	x	x		x	x		x		x
60_3_36	Ratzell	x	x			x		x				x
60_3_69	Ratzell	x	x	x		x		x				x
60_3_912	Ratzell	x	x	x				x				x

### **Minerale der Columbitgruppe**

Insgesamt wurden 696 REM-EDS Messungen an CGM durchgeführt. Die CGM stammen aus den jeweiligen Spodumenpegmatiten der Lokalitäten Glanzalm, Poling, Ratzell (Abbildung 59). Die höchsten Ta/(Ta+Nb)-Verhältnisse erreichen 0,71 und 0,91 in Probe 1b\_2 (Poling) bzw. Probe 56\_4 (Glanzalm). Bei letzterer handelt es sich um einen, nicht zu den CGM gehörenden, Tapiolit. Die CGM der Lokalitäten Glanzalm und Poling sind im Verhältnis zu Fe und Nb reicher an Mn und Ta als jene der Lokalität Ratzell. Dort zeigt die Schlitzprobe im Liegenden (60\_3\_912) des Spodumenpegmatitganges eine Erhöhung des Mn/(Mn+Fe)-Verhältnisses gegenüber der hangenden Bereiche. Die CGM aus den drei hangenden Bereichen der Schlitzropbe (60\_3\_03, 60\_3\_36 und 60\_3\_69) fallen alle in das Fe-reiche Columbitfeld des CGM-Vierecks (Abbildung 61). Zusätzlich wurden von allen CGM und den Tapioliten die Gehalte von Ti, Zr, Sn und U ermittelt (Tabelle 8). Dabei erreichen die maximalen Gehalte: 3,9 Atom% Ti, 1,1 Atom% Zr, 0,79 Atom% Sn, 0,81 Atom% W und 0,69 Atom% U.

### **Zirkon**

Insgesamt wurden 156 Messungen mit dem REM-EDS an Zirkonen durchgeführt (Abbildung 60). Alle Proben der Spodumenpegmatite enthielten Zirkon. Dabei zeigt Probe 60\_3\_03 (Ratzell) die niedrigsten Hf-Gehalte und höchsten Zr/Hf-Verhältnisse von 0,39 Masse% bzw. 260,75. Die höchsten Hf-Gehalte und niedrigsten Zr/Hf-Verhältnisse werden in Probe 67\_1 (Poling) mit 7,48 Masse% bzw. 11,93 erreicht.

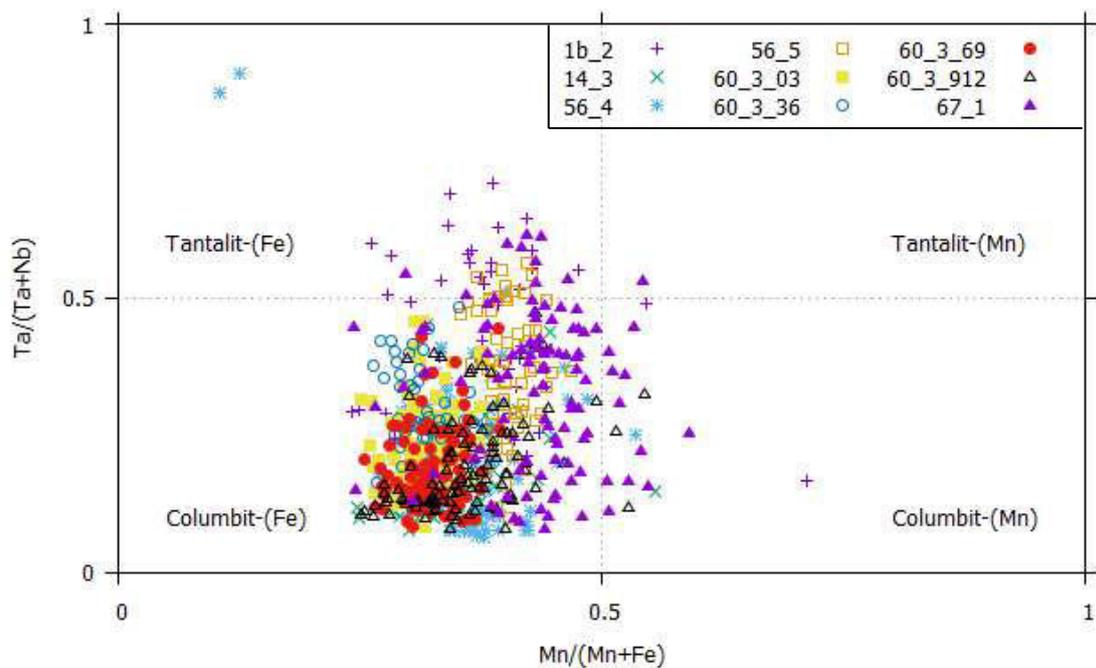


Abbildung 59: Verhältnis Ta/(Ta+Nb) zu Mn/(Mn+Fe) in CGM.

Tabelle 8: Maximale und Minimale Gehalte in CGM und Tapiolit von: Ti, Mn, Fe, Zr, Nb, Sn, Ta, U [Atom%] und Verhältnisse von Ta/(Ta+Nb) und Mn/(Fe+Mn) [Atomverhältnis]. **Min** Minimaler Messwert **Max** Maximaler Messwert \* Tapiolit.

Probennr. Lokalität		Ti	Mn	Fe	Zr	Nb	Sn	Ta	W	U	Ta/ (Ta+Nb)	Mn/ (Fe+Mn)
1b_2	Max	0.86	7.6	9.8	0.49	18.9	0.17	15.2	0.81	0.51	0.71	0.71
Poling	Min	0.03	2.8	3.1	0.00	6.2	0.00	2.6	0.00	0.00	0.12	0.24
67_1	Max	0.80	7.7	9.1	0.77	20.6	0.16	13.5	0.15	0.19	0.62	0.59
Poling	Min	0.00	2.9	4.8	0.00	8.4	0.00	1.8	0.00	0.00	0.08	0.24
56_4	Max	1.9	6.5	11.3*	1.1	19.6	0.79*	19.7*	0.31	0.20*	0.91*	0.54
Glanzalm	Min	0.13	1.3*	5.6	0.00	2.0*	0.00	1.3	0.00	0.00	0.06	0.11*
56_5	Max	1.7	5.4	9.0	0.68	18.7	0.61	11.9	0.24	0.69	0.56	0.47
Glanzalm	Min	0.19	3.8	5.0	0.00	9.1	0.00	2.0	0.00	0.00	0.10	0.35
14_3	Max	2.3	5.7	8.6	0.50	20.0	0.54	9.2	0.53	0.05	0.45	0.56
Ratzell	Min	0.61	2.7	4.5	0.07	11.2	0.00	1.6	0.03	0.00	0.08	0.25
60_3_03	Max	2.9	4.6	10.8	0.61	18.7	0.30	9.8	0.25	0.46	0.46	0.38
Ratzell	Min	0.00	2.7	5.5	0.00	11.2	0.00	1.6	0.00	0.00	0.08	0.25
60_3_36	Max	3.9	4.3	9.8	0.88	18.3	0.46	9.8	0.14	0.27	0.48	0.38
Ratzell	Min	0.26	2.7	5.9	0.00	10.5	0.00	2.1	0.00	0.00	0.10	0.26
60_3_69	Max	2.2	4.6	10.8	0.64	18.8	0.20	9.6	0.31	0.28	0.45	0.39
Ratzell	Min	0.47	3.2	5.7	0.00	11.6	0.00	1.6	0.00	0.00	0.08	0.25
60_3_912	Max	2.1	6.2	11.9	0.64	19.7	0.27	9.5	0.32	0.16	0.47	0.54
Ratzell	Min	0.31	3.1	4.0	0.00	10.6	0.00	1.6	0.00	0.00	0.08	0.25

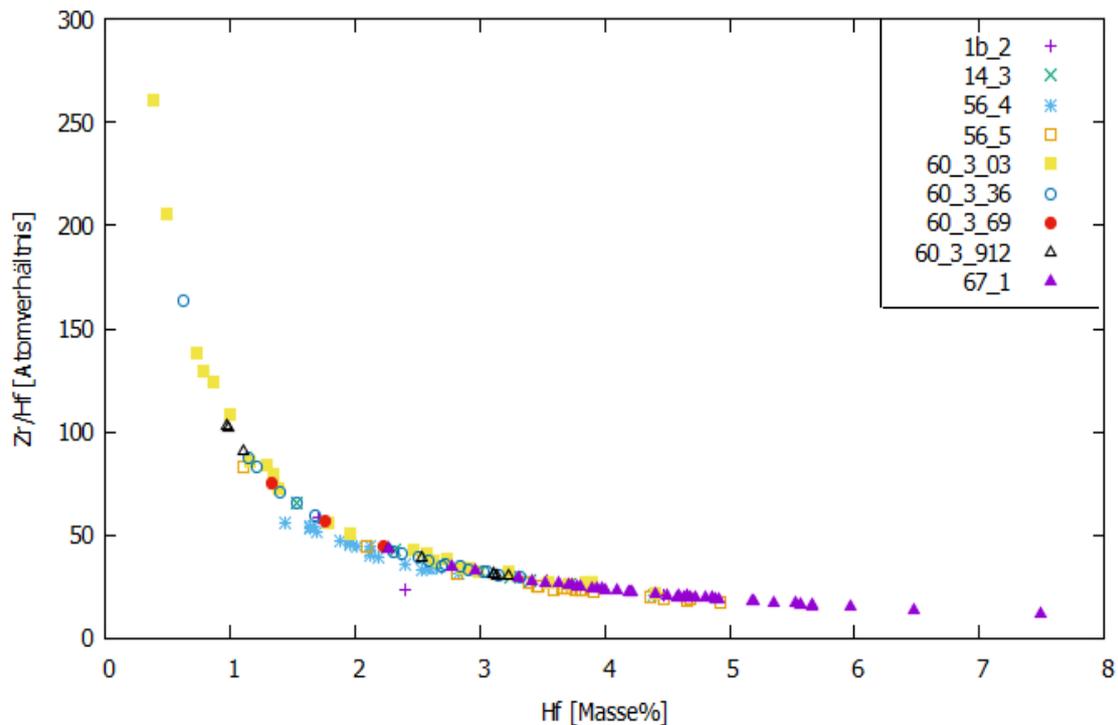


Abbildung 60: Hf-Gehalt zu Zr/Hf-Verhältnis der Zirkone.

#### 7.4. Schlitzprobe Ratzell

Über die volle Mächtigkeit des Spodumenpegmatits der Lokalität Ratzell (Probe 60\_3) wurde eine etwa 5 cm bis 15 cm breite Schlitzprobe genommen (Abbildung 61). Der Kontakt zum Granatglimmerschiefer ist konkordant und von Turmalinisierung und Nebengesteinseinschaltungen geprägt. Nach einer wenigen Zentimeter mächtigen Zone ohne Spodumen folgen über eine Mächtigkeit von etwa 90 cm spodumenführende Zonen. Diese unterscheiden sich anhand der maximalen Größe der hypidiomorphen Spodumenkristalle und werden von turmalinisierten Nebengesteinsschlieren unterbrochen. Die Größe der Spodumenkristalle nehmen vom Liegenden ins Hangende zu. Für die geochemischen Analysen wurde der Schlitz in vier etwa 30 cm Abschnitte unterteilt.

Die Gesamtgesteinsanalysen der vier einzelnen Teile der Schlitzprobe zeigen den gleichen Trend wie die Spurenelementanalysen der Muskovite. Die Li-Gehalte betragen vom Liegenden ins Hangende: 0,14 %  $\text{Li}_2\text{O}$ , 0,94 %  $\text{Li}_2\text{O}$ , 1,49 %  $\text{Li}_2\text{O}$  und 1,54 %  $\text{Li}_2\text{O}$ .

Die CGM werden im Liegenden des Pegmatitganges Mn-reicher und erreichen in der Mitte mit 0,48 das höchste Ta/(Ta+Nb)-Verhältnis. Von den 374 Messungen sind 3 Columbit-(Mn) und 371 Columbit-(Fe).

Die Spurelementgehalte der Muskovite zeigen höhere Cs- und Tl-Gehalte und niedrigere K/Rb-Verhältnisse im Hangenden. Li, Nb und Ta folgen diesem Differentiationstrend nicht. Die Li-Gehalte sind in den inneren Zonen am höchsten. Die Nb- und Ta-Gehalte sind gegengleich verteilt. Die Summen aus beiden ergeben vom Liegenden ins Hangende: 362 ppm, 364 ppm, 401 ppm, 367 ppm.

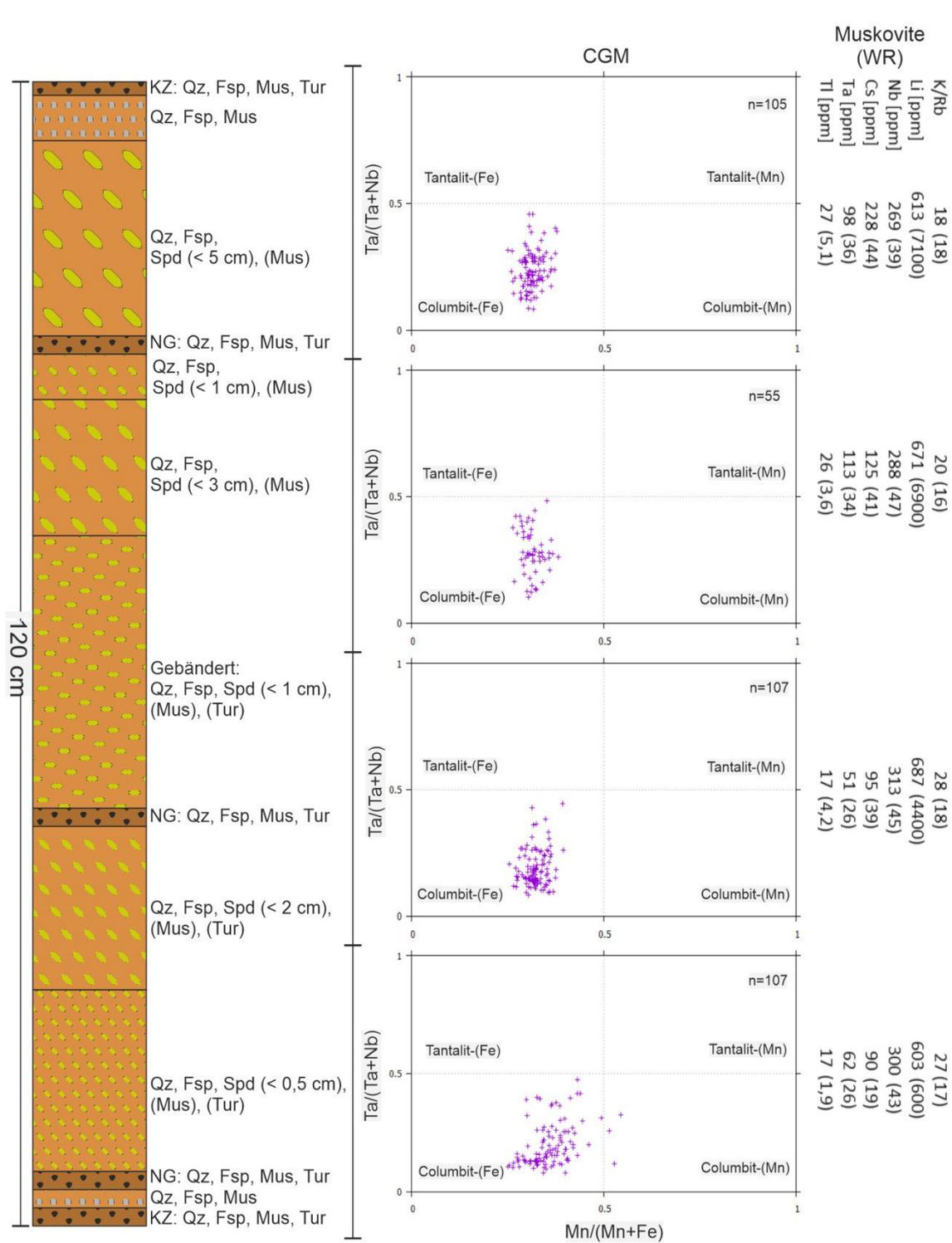


Abbildung 61: Skizze Schlitzprobe 60\_3 (Ratzell). Unterteilung in 4 Zonen zu je 30 cm mit den jeweiligen Verhältnissen von  $Ta/(Ta+Nb)$  zu  $Mn/(Mn+Fe)$  in CGM, den durchschnittlichen Muskovitspurenelementgehalten und den Gesamtgesteinsgehalten ausgewählter Elemente. **KZ** Kontaktzone **NG** Nebengestein **WR** Gesamtgesteinsanalyse.

## 8. Diskussion

### *Geländebeobachtungen*

Die Pegmatitvorkommen des östlichen Defereggentals liegen in einem Gebiet das stark glazial geprägt wurde und in unmittelbarer Nähe zu größeren Störungssystemen, wie z.B. der Iselstörung und der DAV. Diese Umstände machen eine regionale Korrelation von einzelnen Aufschlüssen zu ausgedehnteren Pegmatitgängen schwierig. Die Mineralogie liefert hier keine Anhaltspunkte. Durch eine ausgeprägte Zonierung mächtigerer Pegmatite sind mineralogische Eigenschaften nicht von Aufschluss zu Aufschluss übertragbar. Bis auf Spodumen korrelieren makroskopisch erkennbare Minerale nicht mit dem Differentiationsgrad.

Alle Pegmatitaufschlüsse liegen konkordant in Glimmerschiefer oder Gneis. Die Ausnahme bildet der Spodumenpegmatit der Lokalität Glanzalm. Hier wurde der primäre, permische Kontakt zum Nebengestein nicht überprägt. Eine weitere Ausnahme zum restlichen Arbeitsgebiet bilden die Pegmatite des Michelbach-Komplexes. Diese liegen konkordant im Nebengestein, wurden aber durch die alpidische Metamorphose schwächer überprägt als jene des Petzeck-Rotenkogel-Komplexes. Dadurch blieb die permische Schieferung möglicherweise erhalten, liegt aber parallel zur konkordanten Intrusion der Pegmatitgänge.

### *Gesamtgesteinschemie*

Die durchschnittlichen  $\text{Li}_2\text{O}$ -Gehalte der Proben von Spodumenpegmatiten liegen bei 1,12 % und erreichen in Probe 56 (Glanzalm) ihr Maximum bei 2,28 %. Bei einem theoretischen  $\text{Li}_2\text{O}$ -Gehalt von 8,03 % in Spodumen ergeben sich daraus Spodumengehalte von durchschnittlich 14 % bzw. maximal 28 %. Die Ergebnisse sind damit vergleichbar mit den Werten von MALI [2004], wo bei Proben von Spodumenpegmatiten im Gebiet Pusterwald/Lachtal durchschnittliche Gehalte von ca. 25 % Spodumen bzw. 1,59 %  $\text{Li}_2\text{O}$  erreicht werden. Andere Proben aus Spodumenpegmatiten der Ostalpen liegen im selben Bereich: 1,62 %  $\text{Li}_2\text{O}$  am Riesenferner (Südtirol) [PROCHASKA 1981], 1,53 %  $\text{Li}_2\text{O}$  bzw. 1,83 %  $\text{Li}_2\text{O}$  in St. Radegund, 1,81 %  $\text{Li}_2\text{O}$  bzw. 1,94 %  $\text{Li}_2\text{O}$  auf der Gleinalpe [KOLLER et al. 1983], 1,37 % bzw. 2,13 % bei Edling [LUECKE & UCIK 1986] und durchschnittlich 2,22 %  $\text{Li}_2\text{O}$  bzw. 1,28 %  $\text{Li}_2\text{O}$  auf der Weinebene [GÖD 1989] (Tabelle 9).

Die Nb- und Ta-Gehalte der Proben von Spodumenpegmatiten von durchschnittlich 39 ppm bzw. 37 ppm (Tabelle 5) sind, wie die  $\text{Li}_2\text{O}$ -Gehalte, im Vergleich zu den Werten von KNOLL et al. [2018] wesentlich erhöht (Tabelle 9). Ähnliche Gehalte finden sich in Proben von Spodumenpegmatiten der Niederen Tauern: 30 ppm Nb bzw. 79 ppm Ta am Scharnitzfeld und 51 ppm Nb bzw. 86 ppm Ta im Weittal. Die höchsten Gehalte von Nb und Ta dieser Arbeit finden sich in Probe S2 (Steinbruch St.

Johann) und betragen 99 ppm Nb bzw. 249 ppm Ta. Dabei handelt es sich um einen einfachen Pegmatit.

Erhöhte Gehalte von Be (z.B. 310 ppm, Probe 9, Lokalität Zunig) und REE lassen wahrscheinlich auf erhöhte Gehalte an Beryllium bzw. Monazit, Xenotim, o.ä. schließen. Die REE sind im Vergleich mit anderen Spodumenpegmatiten niedrig (Tabelle 9).

Tabelle 9: Vergleich der Gesamtgesteinschemie ausgewählter Spodumenpegmatitproben. Referenzen: **A** KNOLL et al. [2018] **B** MALI [2004] **C** GÖD [1989] . Spodumenpegmatit im: **Amp** Amphibolit **Glischi** Glimmerscheifer.  $\Sigma$ REE ohne Y.

Referenz		A		A		A		B	C		
Probennr.		9	56	1b	60_3	04R45	14R16	15R42	Amp	GliSchi	
Lokalität		Zunig	Glanzalm	Poling	Ratzell	Hohenwart	Mitterberg	Lachtal	Weittal	Weinebene	
Li2O	%	1.44	2.28	1.00	1.03	0.14	0.04	0.04	2.46	2.22	1.28
SiO2	%	77.67	76.79	77.93	75.99	77.73	70.51	73.91	73.95	74.1	74.78
Al2O3	%	15.05	16.74	14.92	15.59	12.64	16.86	14.43	15.38	15.75	15.49
Fe2O3	%	0.94	0.37	0.38	0.52	1.42	3.41	0.85	0.13	0.69	0.66
MnO	%	0.127	0.072	0.074	0.099	0.38	0.72	0.3	0.08	0.08	0.06
MgO	%	0.11	0.02	0.02	0.04	0.13	0.12	0.05	0.06	0.09	0.06
CaO	%	0.35	0.19	0.2	0.19	0.55	0.48	0.51	0.29	0.36	0.3
Na2O	%	2.51	3.54	4.36	4.26	4.73	6.04	4.35	3.15	2.84	3.4
K2O	%	2.13	1.15	2.08	2.50	0.65	0.9	3.7	3.68	2.71	2.43
TiO2	%	0.044	0.015	0.004	0.0358	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03
P2O5	%	0.52	0.42	0.06	0.31	0.01	0.05	0.03	0.06	0.38	0.41
LOI	%	1.14	1.06	0.62	0.99	0.57	0.75	0.42	0.82	0.51	0.78
Total	%	100.6	100.4	100.7	100.5	98.84	99.86	98.57	100.06	99.68	99.61
Be	ppm	310	146	179	144	48	30	19	49		
V	ppm	< 5	< 5	< 5		< 5	6	< 5			
Cr	ppm	30	< 20	< 20		160	< 20	< 20			
Co	ppm					1	< 1	< 1			
Ni	ppm	< 20	< 20	< 20	< 20	90	< 20	< 20			
Cu	ppm	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10			
Zn	ppm	60	40	30	65	160	250	50	13		
Ga	ppm	26	32	22	25	16	20	13	22		
Ge	ppm	5	7	4	5	5	7	5			
As	ppm	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5			
Rb	ppm	384	386	250	592	86	97	372	706	1108	878
Sr	ppm	100	141	73	29	14	13	21	158		
Zr	ppm	17	15	17	36	109	142	35	15		
Nb	ppm	29	88	10	44	14	8	1	86	55	85
Mo	ppm	< 2	< 2	< 2	< 2	2	< 2	< 2		59	54
Ag	ppm	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.5	< 0.5			
In	ppm	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2			
Sn	ppm	88	1330	28	92	9	18	6	25	138	85
Sb	ppm	1.3	< 0.5	< 0.5		< 0.5	< 0.5	< 0.5			
Cs	ppm	42.3	34.2	11.7	35.8	13	20	43.3	99	62	25
Ba	ppm	32	41	31	54	7	13	27	50		
Bi	ppm	2.7	< 0.4	< 0.4		1	0.7	2.8			
Hf	ppm	0.7	1.3	1	1.7	6.9	7.8	1.8	1.3		
Ta	ppm	23.0	122	13.1	30.4	9.9	5.0	0.7	51	19	24
W	ppm					< 1	< 1	< 1			
Tl	ppm	2.4	2.0	1.5	3.7	0.4	0.4	2.1			
Pb	ppm	22	9	33	21	49	57	87	49		
Th	ppm	0.6	0.9	0.5	0.9	1.7	6.6	1.3	0		
U	ppm	12.8	13.9	3.1	10.9	8.1	6.9	1.7	2.3	6	8.7
Y	ppm	5	3	< 2		48	112	41	10		
$\Sigma$ REE	ppm	10.39	5.33	4.00	8.92	31.65	129.82	31.41			

### ***Differentiationsgrad der Muskovite***

Der Differentiationsgrad der Muskovite lässt sich am besten durch das K/Rb-Verhältnis bzw. die Gehalte von Sn, Cs und Tl zeigen. Ge, Ga, Nb, Ta und Zn zeigen eine positive, Sr und Ba eine negative Korrelation mit dem K/Rb-Verhältnis. Li korreliert anders als nach CERNY & BURT [1984] nicht mit dem K/Rb-Verhältnis. Im Vergleich zu den Muskovitanalysen von z.B. GASSNER [2001], SENZENBERGER [2001], AHRER [2014] und STEINER [2017] zeigen sich Ähnlichkeiten, was die Korrelation der Spurenelemente und der Einteilung nach CERNY & BURT [1984] betrifft.

Unterschiede ergeben sich bei einigen absoluten Spurenelementgehalten aus vorangegangenen Arbeiten. Die Rb-Gehalte vom Großen Zunig sind mit fast 0,7 % die höchsten, die bisher im Rahmen des MRI Peg I und Peg II Projektes an Muskoviten gemessen wurden (Abbildung 62). Dieser Trend spiegelt sich auch bei den K/Rb-Verhältnissen (Großer Zunig: 11,5 K/Rb) wider, die z.B. am Hohenwart ein Verhältnis von 16 ( [AHRER 2014]) und am Millstätter-See-Rücken ein Verhältnis von 34 ( [STEINER 2017]) aufweisen. Gleiches gilt für die Gehalte von Tl und Cs. Der maximale Tl-Gehalt aus einem Muskovit am Großen Zunig erreicht mit 61 ppm mehr als das Doppelte als jene am Hohenwart (27 ppm Tl, [AHRER 2014]). Die Nb-,Ta- und Li-Gehalte dieser Arbeit liegen mit maximal 396 ppm Nb, 130 ppm Ta und 1204 ppm Li im gleichen Bereich wie bei GASSNER [2001], SENZENBERGER [2001], AHRER [2014] und STEINER [2017].

AHRER [2014] trifft eine Einteilung in niedrig-, mittel- und hochdifferenzierte Bereiche mit den Grenzwerten zwischen niedrig/mittel und mittel/hoch bei K/Rb-Verhältnissen von 180 bzw. 80. Demnach wären 164 von 220 Muskovitmessungen dieser Arbeit hochdifferenziert und 24 Messungen mitteldifferenziert.

Die Gehalte von Be, Ga, Ge, Rb, Nb, Sn, Cs, Ta und Tl der Muskovite deuten keinen durchgehenden Verlauf der Differentiation, sondern die Bildung einer zweiten Punktwolke an. Auffällig ist, dass Muskovite aus gleichen Aufschlüssen in beiden Punktwolken liegen. Dafür kommen mehrere Gründe in Frage: Das Pegmatitsystem wurde 1) permisch reaktiviert oder 2) die Muskovite wurden alpidisch teilweise geochemisch alteriert oder 3) die Datenlage zeigt eine Unterbrechung der Differentiationstrends obwohl diese tatsächlich durchgängig sind.

Die Spurenelementgehalte der Muskovite zeigen nördlich der DAV einen regionalen Trend. Die Differentiationsgrade ändern sich immer wieder abrupt nach mehreren hundert Metern. Diese Bereiche gleicher Differentiation verlaufen O-W und haben damit die gleiche Streichrichtung wie die regionalen Faltenachsen (Abbildung 6). Zum Zeitpunkt ihrer Bildung intrudierten höher differenzierte Pegmatite seichtere Formationen und niedrig differenzierte nahmen tiefere Lagen ein. Durch

Verfaltung und Erosion finden sich heute hochdifferenzierte neben niedrigdifferenzierten Pegmatiten.

Im Bereich Rudnig und Naßfeld, wo nach SCHULZ [1999] die DAV verlaufen sollte, ist diese aufgrund des Differentiationsgrades der Muskovite nicht erkennbar. Südlich der DAV im Steinbruch St. Johann sind die Pegmatite wesentlich höher differenziert als am Rudnig oder im Michelbach. Diese regionale Verteilung lässt auf keinen zugrundeliegenden Trend schließen. Die Iselstörung trennt die niedrigdifferenzierten Vorkommen der Lokalität Unterpeischlach vom Rest des Arbeitsgebietes. Unterschiede zu den angrenzenden Pegmatiten auf der gegenüberliegenden Seite können am wahrscheinlichsten durch den Versatz der Iselstörung erklärt werden.

Die Einteilung nach CERNY & BURT [1984] ist auf die Muskovite des Arbeitsgebietes nicht anwendbar. Die Steigungen der Differentiationstrends zeigen Ähnlichkeiten, liegen aber tendenziell außerhalb der Wertebereiche der Typenfelder (z.B. Abbildung 52). Ähnliche Beobachtungen wurden auch von z.B. GASSNER [2001], SENZENBERGER [2001], AHRER [2014] und STEINER [2017] gemacht. Die Einteilung nach CERNY & BURT [1984] verwendet magmatisch gebildete Pegmatite zur Definition der Typenfelder. Die Annahme einer anatektischen Genese der permischen Pegmatite würde eine Erklärung für die Unterschiede in den Daten liefern.

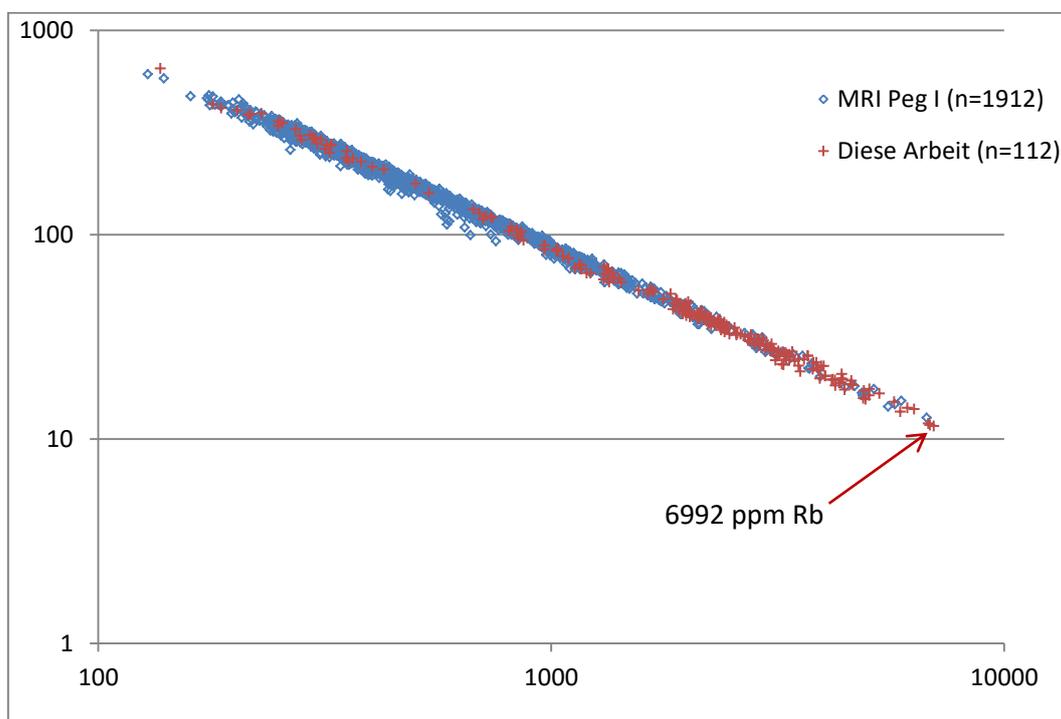


Abbildung 62: K/Rb-Verhältnis zu Rb-Gehalt von Muskoviten. Doppeltlogarithmische Darstellung. Die Daten stammen aus der MRI Peg I Projektdatenbank (Stand: Juli 2020).

## ***Schwerminerale***

Die komplexe Geochemie und Mineralogie zeigt sich durch die Mineralphasen der Schwermineralkonzentrate. Ein eindeutiger Grenzwert der Spurenelementgehalte der Muskovite kann nicht mit dem Auftreten eigenständiger Mineralphasen korreliert werden. Muskovitanalyse aus Spodumenpegmatiten gehören zwar nie zu den am niedrigsten differenzierten, jedoch finden sich unter den nicht spodumenführenden Pegmatiten auch Muskovitanalysen, die eine hohe Differentiation anzeigen (Tabelle 6). Ein eindeutiges Ergebnis bezüglich der Korrelation zwischen Muskovitspurenelementgehalten und der Bildung eigenständiger Mineralphasen ist demnach noch nicht möglich.

Unter den Schwermineralphasen finden sich keine Sulfidminerale. Dies spricht für eine Bildung aus einer S-armen Schmelze und einer geringen Assimilation von S aus dem Nebengestein. Grund dafür ist vermutlich das Fehlen von sulfidreicheren Nebengesteinen.

Ein Differentiationstrend zeigt sich durch die Analyse von Ta und Nb bzw. Mn und Fe in CGM und Hf und Zr in Zirkonen aus Spodumenpegmatiten. Die Verhältnisse von Ta/Nb und Mn/Fe nehmen mit steigender Fraktionierung linear zu. Nach der Einteilung von ČERNÝ [1989] handelt es sich bei den Spodumenpegmatiten des Arbeitsgebietes um den Spodumen-Typ (Abbildung 11, Abbildung 59). Andere CGM-Analysen der permischen Pegmatite zeigen ein diverseres Bild was Ta/Nb- bzw. Mn/Fe-Verhältnis betrifft (z.B. [MALI 2004], [MELCHER et al. 2010], [SCHNEIDER 2013], [AHRER 2014]). Ähnliche Verhältnisse wie in dieser Arbeit werden von AHRER [2014] in Pegmatiten des Rappold Komplexes am Mitterberg beschrieben. Ein allgemeiner Fraktionierungstrend der CGM-Körner ist, wie bei AHRER [2014], nicht zu beobachten. Konzentrisch zonierte Exemplare (Abbildung 42) bilden die Ausnahme.

Die Gehalte an Hf und Zr in Zirkon aus den beprobten Spodumenpegmatiten folgen dem Trend einer Anreicherung von Hf gegenüber Zr (Abbildung 60), welcher auch an anderen Pegmatiten nachgewiesen werden konnte (z.B. [ČERNÝ et al. 1985], [LONDON 2008], [WANG et al. 2010]). Die am höchsten fraktionierten Zirkone stammen bei dieser Arbeit aus dem Spodumenpegmatit der Lokalität Poling und erreichen maximale Werte von 7,48 Masse% Hf bzw. ein Zr/Hf-Verhältnis von 11,93. Damit sind die Spodumenpegmatite des Defereggentals im Vergleich zu granitischen Zirkonen an Hf angereichert [WANG et al. 2010]. Hohe Fraktionierungsgrade von  $< 5$  Zr/Hf wie bei rein magmatisch gebildeten, pegmatitischen Zirkonen wie von VAN LICHTERVELDE et al. [2009] aus Tanco (Kanada) beschrieben, werden jedoch nicht erreicht.

Probe 67\_1 (Poling) zeigt höhere Fraktionierung anhand der CGM- und Zirkon-Messungen als die übrigen Spodumenpegmatite. Diese Daten decken sich nicht mit den Ergebnissen der Elementchemie

der Muskovite, welche für die Lokalität Poling die niedrigste Differentiation unter den Spodumenpegmatiten anzeigen.

### ***Schlitzprobe Ratzell***

Die Ergebnisse des K/Rb-Verhältnisses der Muskovite aus der Schlitzprobe des Spodumenpegmatites bei Ratzell zeigen eine Abnahme des Differentiationsgrades vom Hangenden ins Liegende. Auch die Verteilungen an Nb, Cs, Ta, Tl zeigen den gleichen Trend. Dies spricht für eine Kristallisation bzw. Differentiation, die im Liegenden begonnen hat und im Hangenden endete. Auch die Spodumenkristalle die in der oberen Hälfte des Ganges ihre maximale Kristallgröße erreichen sprechen für einen lagigen Pegmatitaufbau wie z.B von LONDON [2008, 2018] beschrieben.

## **9. Schlussfolgerung**

Die Bearbeitung der Pegmatite des Gebietes Deferegggen in Osttirol lässt folgende Ergebnisse zu:

- Nördlich und südlich des Defereggentals finden sich einfache Pegmatite und Spodumenpegmatite. Einfache Pegmatite treten auch östlich der Isel auf und kommen ebenso südlich der DAV im Michelbach Komplex vor.
- Die Pegmatite liegen konkordant in Glimmerschiefer bis Gneis. Eine Ausnahme bildet der Spodumenpegmatit der Lokalität Glanzalm; hier ist eine diskordante, permische Schieferung erkennbar.
- Der Kontakt zum Nebengestein ist von Turmalinisierung geprägt. Almandin tritt im Endo- und Exokontakt auf. Biotit findet sich nur im Nebengestein.
- Die Pegmatite setzen sich aus Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Muskovit, Turmalin und Granat (Spessartin und Mn-reicher Almandin) als Hauptgemenge zusammen. Mächtigere (ca. > 1 m) Pegmatite sind zoniert. Li-Pegmatite enthalten zusätzlich Spodumen. Je nach Zone wechselt die mineralogische Zusammensetzung teilweise drastisch.
- Spodumenpegmatite enthalten akzessorisch die Schwerminerale Apatit, CGM, Kassiterit, Monazit, Mikrolith, Rutil (Strüverit), Uraninit, gediegen Wismut, ein nicht genau definiertes Wismutphosphat, Xenotim und Zirkon. Bei den CGM handelt es sich zum Großteil um Columbit-(Fe).
- Die maximalen Gesamtgesteinsgehalte erreichen bei der Lokalität Glanzalm (Probe 56) 2,28 % Li<sub>2</sub>O bzw. 1330 ppm Sn und bei der Lokalität Steinbruch St. Johann (Probe S2) 99 ppm Nb bzw. 249 ppm Ta. Die höchsten REE-Gehalte stammen von der Lokalität Grünalmbach (Probe 71).

- Die Spurenelementgehalte von 112 Muskoviten aus 74 Pegmatiten zeigen korrelierende Gehalte von Be, Zn, Ga, Ge, Rb, Sr, Nb, Sn, Cs, Ba, Ta und Tl mit dem Differentiationsgrad. Der höchste Differentiationsgrad liegt bei einem K/Rb-Verhältnis von 11,5.
- Die Gesamtgesteinsanalysen von 5 Proben aus einfachen Pegmatiten und 8 Proben aus Spodumenpegmatiten zeigen den gleichen Differentiationstrend wie die Muskovite.
- Nördlich der DAV wechseln höher differenzierte Bereiche mit niedriger differenzierten Bereichen. Diese Verteilungstrends der Differentiation spiegeln den regionalen Faltenbau wider.
- Die CGM und Zirkone aus Spodumenpegmatiten zeigen eine Differentiation anhand der Ta/Nb- und Mn/Fe- bzw. Hf/Zr-Verhältnissen. Nach CERNY & BURT [1984] handelt es sich dabei um den Spodumen Typ.
- Eine Schlitzprobe über die volle Mächtigkeit des Spodumenpegmatitganges bei Ratzell zeigt eine Erhöhung des Differentiationsgrades und Zunahme der Spodumenkristallgrößen vom Liegenden ins Hangende.
- Die Pegmatitvorkommen des Arbeitsgebietes sind mit den bisher bekannten Spodumenpegmatiten der Ostalpen gut vergleichbar und zeigen ähnliche Eigenschaften.

Die Spodumenpegmatite und die einfachen Pegmatite des östlichen Defereggentals enthalten potentiell wirtschaftlich interessante Vorkommen. Besonders hervorzuheben ist das Mineral Spodumen, welches das Batteriemetall Li enthält. Eine erste Abschätzung der anstehenden Spodumenpegmatite im Arbeitsgebiet lässt insgesamt auf eine zweidimensionale Erstreckung von mehreren hundert Quadratmetern schließen. Für eine konkrete Angabe der Kubatur bzw. Tonnagen wären Bohrungen nötig, jedoch kann zumindest von einer Fortsetzung der Spodumenpegmatite von einigen Metern in die Tiefe ausgegangen werden. Daraus ergibt sich insgesamt für alle in dieser Arbeit beschriebenen Spodumenpegmatite eine vermutete Ressource von < 10.000 t Spodumenpegmatitgestein. Dabei erreichen die Li<sub>2</sub>O-Gehalte der 8 Gesamtgesteinsproben aus Spodumenpegmatiten zwischen 0,09 % und 2,28 %, mit einem durchschnittlichem Gehalt von 1,12 %.

Neben den akzessorischen Schwermineralen ist auch bei Quarz und Feldspat eine potentielle wirtschaftliche Verwendbarkeit gegeben. Die im Rahmen dieser Arbeit aufgenommenen und beprobten einfachen Pegmatite und Spodumenpegmatite stellen keinen Anspruch auf Vollständigkeit der in diesem Gebiet zu findenden Vorkommen eben dieser. Zum jetzigen Zeitpunkt kann ohne weitere Explorationsarbeiten keine Beurteilung über das wirtschaftliche Potenzial dieser Vorkommen getroffen werden.

## Literaturverzeichnis

- AHRER S. (2014): *Geowissenschaftliche und aufbereitungstechnische Untersuchungen an ausgewählten Pegmatiten und deren Nb-Ta-Vererzungen in den Ostalpen, Steiermark, Österreich*. Unveröffentlichte Masterarbeit Montanuniversität Leoben, 105 S.
- BORSI S., ZANFERRARI A., DEL MORO A., SASSI F. & ZIRPOLI G. (1978): *New geopetrologic and radiometric data on the Alpine history of the Austridic continental margin south of the Tauern window (Eastern Alps)*. *Memorie di Scienze geologiche* 32, S. 1–18.
- BRADLEY D., MCCAULEY A. & STILLINGS L. (2017): *Mineral-deposit model for lithium-cesium-tantalum pegmatites*. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report (2010-50700), 48 S.
- BUDDINGTON A. (1959): *Granite emplacement with special reference to North America*. *Geological Society of America Bulletin* 70 (6), S. 671–747.
- CAMERON E., JAHNS R., MCNAIR A. & PAGE L. (1949): *Internal Structure of Granitic Pegmatites*, Society of Economic Geologists, Economic Geology Monograph Series 2.
- CARDOSO-FERNANDES J., TEODORO A. & LIMA A. (2019): *Remote sensing data in lithium (Li) exploration: A new approach for the detection of Li-bearing pegmatites*. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 76, S. 10–25.
- CERNÝ P. & BURT D. (1984): *Paragenesis, crystallochemical characteristics, and geochemical evolution of the micas in granite pegmatites*. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 13 (1), S. 257–297.
- ČERNÝ P. (1989): *Characteristics of pegmatite deposits of tantalum*, S. 195–239. In: P. Möller, P. Černý & F. Saupe (Hg.): *Lanthanides, Tantalum and Niobium* (Special publication of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits, 7), Springer Verlag, Berlin.
- ČERNÝ P. (1991a): *Rare-element Granitic Pegmatites. Part I: Anatomy and Internal Evolution of Pegmatitic Deposits*. *Geoscience Canada* 18 (2), S. 49–67.
- ČERNÝ P. (1991b): *Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies?* *Precambrian Research* 51 (1-4), S. 429–468.
- ČERNÝ P., BLEVIN P., CUNEY M. & LONDON D. (2005): *Granite-Related Ore Deposits*. In: J. W. Hedenquist, J. F. H. Thompson, R. J. Goldfarb & J. P. Richards (Hg.): *One Hundredth Anniversary Volume*, Society of Economic Geologists.
- ČERNÝ P. & ERCIT T. (1989): *Mineralogy of Niobium and Tantalum: Crystal Chemical Relationships, Paragenetic Aspects and Their Economic Implications*, S. 27–79. In: P. Möller, P. Černý & F. Saupe (Hg.): *Lanthanides, Tantalum and Niobium* (Special publication of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits, 7), Springer Verlag, Berlin.
- ČERNÝ P. & ERCIT T. (2005): *The classification of granitic pegmatites revisited*. *The Canadian Mineralogist* 43 (6), S. 2005–2026.
- ČERNÝ P., LONDON D. & NOVAK M. (2012): *Granitic Pegmatites as Reflections of Their Sources*. *Elements* 8 (4), S. 289–294.
- ČERNÝ P., MEINTZER R. & ANDERSON A. (1985): *Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites; selected examples of data and mechanisms*. *The Canadian Mineralogist* 23 (3), S. 381–421.
- CESARE B. (1999): *Multi-stage pseudomorphic replacement of garnet during polymetamorphism: 1. Microstructures and their interpretation*. *Journal of Metamorphic Geology* 17 (6), S. 723–734.
- DAVIES H. & BLANCKENBURG F. v. (1995): *Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens*. *Earth and Planetary Science Letters* 129 (1-4), S. 85–102.
- DILL H. (2010): *The "chessboard" classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium*. *Earth-Science Reviews* 100 (1-4), S. 1–420.
- DILL H. (2015): *Pegmatites and aplites: Their genetic and applied ore geology*. *Ore Geology Reviews* 69, S. 417–561.
- DILL H. (2016): *The CMS classification scheme (Chemical composition – Mineral assemblage – Structural geology) – linking geology to mineralogy of pegmatitic and aplitic rocks*. *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen Journal of Mineralogy and Geochemistry* 193 (3), S. 231–263.
- DUTROW B., HOLDAWAY M.J. & HINTON R.W. (1986): *Lithium in staurolite and its petrologic significance*. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 94, S. 496–506.

- ERCIT T. (2005): *REE-Enriched Granitic Pegmatites*, S. 175–199. In: R. L. Linnen & I. M. Samson (Hg.): *Rare-Element Geochemistry and Mineral Deposits (GAC Short Course Notes, 17)*, Geological Association of Canada.
- ERTL A., MALI H., SCHUSTER R., KÖRNER W., HUGHES J., BRANDSTÄTTER F. & TILLMANN E. (2010): *Li-bearing, disordered Mg-rich tourmaline from a pegmatite-marble contact in the Austroalpine basement units (Styria, Austria)*. *Mineralogy and Petrology* 99 (1-2), S. 89–104.
- European Lithium (2018): *European Lithium Completes Positive PFS*. European Lithium Limited. <https://wcsecure.weblink.com.au/pdf/EUR/01968218.pdf>, aufgerufen am 21.01.2021.
- FAVARO S., HANDY M., SCHARF A. & SCHUSTER R. (2017): *Changing patterns of exhumation and denudation in front of an advancing crustal indenter, Tauern Window (Eastern Alps)*. *Tectonics* 36 (6), S. 1053–1071.
- FERSMAN A. (1930): *A geochemical genetic classification of pegmatites*. Monograph Akademiia Nauk SSSR, Moscow.
- FRISCH W., DUNKL I. & KUHLEMANN J. (2000): *Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps*. *Tectonophysics* 327 (3-4), S. 239–265.
- FRISCH W., KUHLEMANN J., DUNKL I. & BRÜGEL A. (1998): *Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion*. *Tectonophysics* 297 (1-4), S. 1–15.
- FROITZHEIM N., PLASIENKA D. & SCHUSTER R. (2008): *Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians*, S. 1141–1232. In: T. McCann (Hg.): *The geology of central Europe*, Geological Society, London.
- GASSNER M. (2001): *Geochemische und petrologische Untersuchungen an ausgewählten steirischen Pegmatiten (Koralpe, Stubalpe, Kristallin von St. Radegund, Anger Kristallin)*. Unveröffentlichte Masterarbeit Montanuniversität Leoben, 176 S.
- GAUPP R., MÖLLER P. & MORTEANI G. (1984): *Tantal-Pegmatite*. Geologische, petrologische und geochemische Untersuchungen, Berlin, Bornträger, Monograph series on mineral deposits 23.
- GINSBURG A., TIMOFEEV L. & FELDMAN L. (1979): *Principles of geology of the granitic pegmatites*. Nedra, Moscow, 296 S.
- GLOVER A., ROGERS W. & BARTON J. (2012): *Granitic Pegmatites: Storehouses of Industrial Minerals*. *Elements* 8 (4), S. 269–273.
- GÖD R. (1989): *The spodumene deposit at Weinebene, Koralpe, Austria*. *Mineralium Deposita* 24 (4), S. 270–278.
- GOURCEROL B., GLOAGUEN E., MELLETON J., TUDURI J. & GALIEGUE X. (2019): *Re-assessing the European lithium resource potential – A review of hard-rock resources and metallogeny*. *Ore Geology Reviews* 109, S. 494–519.
- GRAUPNER T., MELCHER F., GÄBLER H.-E., SITNIKOVA M., BRÄTZ H. & BAHR A. (2010): *Rare earth element geochemistry of columbite-group minerals: LA-ICP-MS data*. *Mineralogical Magazine* 74 (4), S. 691–713.
- HABLER G., THÖNI M. & MILLER C. (2007): *Major and trace element chemistry and Sm–Nd age correlation of magmatic pegmatite garnet overprinted by eclogite-facies metamorphism*. *Chemical Geology* 241 (1-2), S. 4–22.
- HANDLER R., NEUBAUER F., HERMANN S. & DALLMEYER D. (1999): *Silurian-devonian  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral ages from the Kaintaleck Nappe: Evidence for mid-Paleozoic tectonothermal activity in upper Austroalpine basement units of the Eastern Alps (Austria)*. *Geologica Carpathica* 50, S. 229–239.
- HANDY M., SCHMID S., BOUSQUET R., KISSLING E. & BERNOULLI D. (2010): *Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps*. *Earth-Science Reviews* 102 (3-4), S. 121–158.
- HOGARTH D. (1977): *Classification and nomenclature of the pyrochlore group*. *American Mineralogist* 62, S. 403–410.
- HOINKES G., KOLLER F., RANTITSCH G., DACHS E., HOECK V., NEUBAUER F. & SCHUSTER R. (1999): *Alpine metamorphism in the Eastern Alps*. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 79, S. 155–181.
- HOKE L. (1990): *The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE Tauern Window, Eastern Alps - Basement Crust in a Convergent Plate Boundary Zone*. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 133 (1), S. 5–87.
- HORVAT C. (2018): *Elementchemie und Differentiation von Muskoviten aus Pegmatiten des Rappold Komplex (Wölzer Tauern)*. Unveröffentlichte Bachelorarbeit Montanuniversität Leoben, 44 S.
- HUET B., KNOLL T., SCHUSTER R. & PAULICK H. (2018): *Albite-spodumene pegmatites without large granite intrusions? Exploring the feasibility of the alternative anatectic model*. PANGEO 2018 Wien.

- JAGOUTZ O. (1998): *Bericht über Kartierungen im ostalpinen Altkristallin nordwestlich von Hopfgarten (Blatt ÖK 178 Hopfgarten in Deferegg)* SE des Tauernfensters in Osttirol, Österreich. Geologische Bundesanstalt Wien.
- JANÁK M., FROITZHEIM N., YOSHIDA K., SASINKOVÁ V., NOSKO M., KOBAYASHI T., HIRAJIMA T. & VRABEC M. (2015): *Diamond in metasedimentary crustal rocks from Pohorje, Eastern Alps: a window to deep continental subduction*. *Journal of Metamorphic Geology* 33 (5), S. 495–512.
- JOCHUM K., WEIS U., SCHWAGER B., STOLL B., WILSON S., HAUG G., ANDREA M. & ENZWEILER J. (2016): *Reference Values Following ISO Guidelines for Frequently Requested Rock Reference Materials*. *Geostandards and Geoanalytical Research* 40 (3), S. 333–350.
- JOCHUM K., WEIS U., STOLL B., KUZMIN D., YANG Q., RACZEK I., JACOB D., STRACKE A., BIRBAUM K., FRICK D., GÜNTHER D. & ENZWEILER J. (2011): *Determination of Reference Values for NIST SRM 610-617 Glasses Following ISO Guidelines*. *Geostandards and Geoanalytical Research* 35 (4), S. 397–429.
- KESLER S., GRUBER P., MEDINA P., KEOLEIAN G., EVERSON M. & WALLINGTON T. (2012): *Global lithium resources: Relative importance of pegmatite, brine and other deposits*. *Ore Geology Reviews* 48, S. 55–69.
- KNOLL T., SCHUSTER R., HUET B., MALI H., ONUK P., HORSCHINEGG M., ERTL A. & GIESTER G. (2018): *Spodumene Pegmatites and Related Leucogranites from the AustroAlpine Unit (Eastern Alps, Central Europe): Field Relations, Petrography, Geochemistry, and Geochronology*. *The Canadian Mineralogist* 56 (4), S. 489–528.
- KOLLER F., GÖTZINGER M., NEUMAYER R. & NIEDERMAYR G. (1983): *Beiträge zur Mineralogie und Geochemie der Pegmatite des St. Radegunder Kristallins und der Gleinalpe*. *Archiv für Lagerstättenforschung der GBA* 3, S. 47–65.
- KOROKNAI B., NEUBAUER F., GENSER J. & TOPA D. (1999): *Metamorphic and tectonic evolution of Austroalpine units at the western margin of the Gurktal nappe complex, Eastern Alps*. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 79, S. 277–295.
- KRENN E., SCHULZ B. & FINGER F. (2012): *Three generations of monazite in Austroalpine basement rocks to the south of the Tauern Window: evidence for Variscan, Permian and Eo-Alpine metamorphic events*. *Swiss Journal of Geosciences* 105 (3), S. 343–360.
- KRENN K., KURZ W., FRITZ H. & HOINKES G. (2011): *Eoalpine tectonics of the Eastern Alps: implications from the evolution of monometamorphic Austroalpine units (Schneeberg and Radenthein Complex)*. *Swiss Journal of Geosciences* 104 (3), S. 471–491.
- KREUSS O., PAVLIK W., BAYER I. & SCHIEGL M. (2014): *Geofast - Provisorische Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 - 178 Hopfgarten in Deferegg*: Stand 21.4.2006. Geologische Bundesanstalt Wien.
- KRONER U. & ROMER R. (2013): *Two plates — Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered*. *Gondwana Research* 24, S. 298–329.
- LAMBERT R. (1970): *A potassium-argon study of the margin of the Tauernfenster at Döllach, Austria*. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 63 (1), S. 197–205.
- LANDES K. (1933): *Origin and classification of pegmatites*. *American Mineralogist* 2 (18), S. 33–56.
- LINNE R. & CUNEY M. (2005): *Granite-Related Rare-Element Deposits and Experimental Constraints on Ta-Nb-W-Sn-Zr-Hf Mineralization*, S. 45–68. In: R. L. Linnen & I. M. Samson (Hg.): *Rare-Element Geochemistry and Mineral Deposits (GAC Short Course Notes, 17)*, Geological Association of Canada.
- LINNE R., VAN LICHTERVELDE M. & ČERNÝ P. (2012): *Granitic Pegmatites as Sources of Strategic Metals*. *Elements* 8 (4), S. 275–280.
- LINNE M., HÄBLER G. & GRASEMANN B. (2009): *Switch of kinematics in the Austroalpine basement between the Deferegg-Antholz-Vals (DAV) and the Pustertal-Gailtal fault*. Poster 9th Workshop on Alpine Geological Studies.
- LINNE M., REITNER J. & PAVLIK W. (2013): *ÖK 179 Lienz*. Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000.
- LINNE M., RICHTER W. & THÖNI M. (1998): *Frühalpide Metamorphose- und Abkühlgeschichte der Eklogite im ostalpinen Kristallin südlich vom Tauernfenster (Schobergruppe)*. *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* 143, S. 334–335.
- LONDON D. (2005): *Geochemistry of Alkali and Alkaline Earth Elements in Ore-Forming Granites, Pegmatites, and Rhyolithes*, S. 17–43. In: R. L. Linnen & I. M. Samson (Hg.): *Rare-Element Geochemistry and Mineral Deposits (GAC Short Course Notes, 17)*, Geological Association of Canada.

- LONDON D. (2008): *Pegmatites*. The Canadian Mineralogist Special Publication 10, 347 S.
- LONDON D. (2016): *Rare-Element Granitic Pegmatites*, S. 165–193. In: P. L. Verplanck & M. W. Hitzman (Hg.): *Rare Earth and Critical Elements in Ore Deposits (Reviews in Economic Geology, 18)*, Society of Economic Geologists.
- LONDON D. (2018): *Ore-forming processes within granitic pegmatites*. *Ore Geology Reviews* 101, S. 349–383.
- LONDON D., MORGAN G. & ICENHOWER J. (1998): *Stability and solubility of pollucite in the granite system at 200 MPa H<sub>2</sub>O*. *The Canadian Mineralogist* 36 (2), S. 497–510.
- LUECKE W. & UCİK F. (1986): *Die Zusammensetzung der Pegmatite von Edling und Wolfsberg bei Spittal/Drau (Kärnten) im Rahmen der Pegmatitvorkommen des Millstätter See-Rückens*. *Archiv für Lagerstättenforschung der GBA* 7 (173-187).
- LUTH S. & WILLINGSHOFER E. (2008): *Mapping of the post-collisional cooling history of the Eastern Alps*. *Swiss Journal of Geosciences* 101, S. 207–223.
- MALI H. (2004): *Die Spodumenpegmatite von Bretstein und Pusterwald (Wölzer Tauern, Steiermark, Österreich)*. *Joannea – Mineralogie* 2, S. 5–53.
- MANCKTELOW N., STÖCKLI D., GROLLIMUND B., MÜLLER W., FÜGENSCHUH B., VIOLA G., SEWARD D. & VILLA I. (2001): *The DAV and Periadriatic fault systems in the Eastern Alps south of the Tauern window*. *International Journal of Earth Sciences* 90 (3), S. 593–622.
- MANER J., LONDON D. & ICENHOWER J. (2019): *Enrichment of manganese to spessartine saturation in granite-pegmatite systems*. *American Mineralogist* 104 (11), S. 1625–1637.
- MARTIN R. & DE VITO C. (2005): *The patterns of enrichment in felsic pegmatites ultimately depend on tectonic setting*. *The Canadian Mineralogist* 43 (6), S. 2027–2048.
- MELCHER F., GÖD R., KONZETT J. & MALI H. (2010): *Niobium-tantalum-tin-bearing minerals in pegmatites of the Eastern Alps: case studies*. *Pangeo 2010 Abstracts. Journal of Alpine Geology* 178.
- MELCHER F., GRAUPNER T., GÄBLER H.-E., SITNIKOVA M., HENJES-KUNST F., OBERTHÜR T., GERDES A. & DEWAELE S. (2015): *Tantalum–(niobium–tin) mineralisation in African pegmatites and rare metal granites: Constraints from Ta–Nb oxide mineralogy, geochemistry and U–Pb geochronology*. *Ore Geology Reviews* 64, S. 667–719.
- MELCHER F., GRAUPNER T., GÄBLER H.-E., SITNIKOVA M., OBERTHÜR T., GERDES A., BADANINA E. & CHUDY T. (2017): *Mineralogical and chemical evolution of tantalum–(niobium–tin) mineralisation in pegmatites and granites. Part 2: Worldwide examples (excluding Africa) and an overview of global metallogenetic patterns*. *Ore Geology Reviews* 89, S. 946–987.
- MILLER C., THÖNI M., KONZETT J., KURZ W. & SCHUSTER R. (2005): *Eclogites from the Koralpe and Saualpe type-localities, eastern Alps, Austria*. *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* 150, S. 227–263.
- MÜLLER A., ROMER R. & PEDERSEN R.-B. (2017): *The Sveconorwegian Pegmatite Province – Thousands of Pegmatites Without Parental Granites*. *The Canadian Mineralogist* 55 (2), S. 283–315.
- MÜLLER A., SIMMONS W., BEURLIN H., THOMAS R., IHLEN P., WISE M., RODA-ROBLES E., NEIVA A. & ZAGORSKY V. (2018): *A Proposed New Mineralogical Classification System For Granitic Pegmatites – Part I: History and the Need For a New Classification*. *The Canadian Mineralogist*, S. 1–25.
- NORTON J. & REDDEN J. (1990): *Relations of zoned pegmatites to other pegmatites, granite, and metamorphic rocks in the southern Black Hills, South Dakota*. *American Mineralogist* 75 (5-6), S. 631–655.
- PATON C., HELLSTROM J., PAUL B., WOODHEAD J. & HERGT J. (2011): *Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data*. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 26 (12), 2508 S.
- PERESSON H. & DECKER K. (1997): *Far-field effects of Late Miocene subduction in the Eastern Carpathians: E-W compression and inversion of structures in the Alpine-Carpathian-Pannonian region*. *Tectonics* 16 (1), S. 38–56.
- PESTAL G., HEJL E., BRAUNSTINGL R. & SCHUSTER R. (2009): *Erläuterungen - Geologische Karten von Salzburg 1:200000*. *Geologische Bundesanstalt Wien*, 162 S.
- POHL W. (2005): *Mineralische und Energie-Rohstoffe*. Eine Einführung zur Entstehung und nachhaltigen Nutzung von Lagerstätten. 5. Aufl., Stuttgart, Schweizerbart,

- PROCHASKA W. (1981): *Ein spodumenführender Pegmatit im Altkristallin der Rieserfernergruppe, Südtirol*. Anzeiger der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, S. 33–38.
- RATSCHBACHER L., FRISCH W., NEUBAUER F., SCHMID S. & NEUGEBAUER J. (1989): *Extension in compressional orogenic belts: The eastern Alps*. *Geology* 17 (5), S. 404–407.
- RAUMER J. v., BUSSY F., SCHALTEGGER U., SCHULZ B. & STAMPFLI G. (2013): *Pre-Mesozoic Alpine basements—Their place in the European Paleozoic framework*. *Geological Society of America Bulletin* 125 (1-2), S. 89–108.
- REPOLUST T., SCHUSTER R., HOINKES G. & HAUZENBERGER C. (2007): *Meta-Pegmatites in the Prijakt-Polinik Complex (Eastern Alps)*. Poster MinPet 2007.
- ROSENBERG C. (2004): *Shear zones and magma ascent: A model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps*. *Tectonics* 23, TC3002.
- SCHARF A.: *Lateral extrusion and exhumation of orogenic crust during indentation by rigid Adriatic continental lithosphere – tectonic evolution of the eastern Tauern Window (Eastern Alps, Austria)*. Doktorarbeit Freie Universität Berlin, 203 S.
- SCHETSelaar E., CHUNG C.-J. & KIM K. (2000): *Integration of Landsat TM, Gamma-Ray, Magnetic, and Field Data to Discriminate Lithological Units in Vegetated*. *Remote Sensing of Environment* 71 (1), S. 89–105.
- SCHMID S., FÜGENSCHUH B., KISSLING E. & SCHUSTER R. (2004): *Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen*. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 97 (1), S. 93–117.
- SCHMID S., SCHARF A., HANDY M. & ROSENBERG C. (2013): *The Tauern Window (Eastern Alps, Austria): a new tectonic map, with cross-sections and a tectonometamorphic synthesis*. *Swiss Journal of Geosciences* 106 (1), S. 1–32.
- SCHNEIDER T. (2013): *Petrologie und Strukturgeologie eines Nb-Ta-Sn-führenden Pegmatits im Austroalpin des Texel-Komplexes*. Unveröffentlichte Masterarbeit Universität Innsbruck.
- SCHULZ B. (1989): *Jungalpidische Gefügeentwicklung entlang der Deferegggen-Antholz-Vals-Linie (Osttirol, Österreich)*. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 132, S. 775–789.
- SCHULZ B. (1999): *Bericht 1999 über geologische Aufnahmen im ostalpinen Altkristallin zwischen Zwenewaldbach und Michelbach auf Blatt ÖK 178 Hopfgarten in Deferegggen*. Geologische Bundesanstalt Wien.
- SCHULZ B. & BOMBACH K. (2003): *Single zircon Pb-Pb geochronology of the Early-Palaeozoic magmatic evolution in the Austroalpine basement to the south of the Tauern Window*. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 143, S. 303–321.
- SCHULZ B., BOMBACH K., PAWLIG S. & BRITZ H. (2004): *Neoproterozoic to Early-Palaeozoic magmatic evolution in the Gondwana-derived Austroalpine basement to the south of the Tauern Window (Eastern Alps)*. *International Journal of Earth Sciences* 93 (5), S. 824–843.
- SCHULZ B., STEENKEN A. & SIEGSMUND S. (2008): *Geodynamic evolution of an Alpine terrane—the Austroalpine basement to the south of the Tauern Window as a part of the Adriatic Plate (eastern Alps)*. *Geological Society London Special Publications* 298 (1), S. 5–44.
- SCHUSTER R. (2003): *Das eo-Alpine Ereignis in den Ostalpen: Plattentektonische Situation und interne Struktur des Ostalpinen Kristallins*. Geologische Bundesanstalt -Arbeitstagung 2003: Blatt 148 Brenner 2003, S. 141–159.
- SCHUSTER R. (2015): *Zur Geologie der Ostalpen*. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 64, S. 143–165.
- SCHUSTER R., KNOLL T., MALI H., HUET B. & GRIESMEIER G. (2019): *Field trip guide: A profile from migmatites to spodumene pegmatites (Styria, Austria)*. *Berichte der Geologischen Bundesanstalt* 134, 29 S.
- SCHUSTER R., PROYER A., HOINKES G. & SCHULZ B. (2001a): *Indications for a Permo-Triassic metamorphic imprint in the Austroalpine crystalline rocks of the Deferegggen Alps (Eastern Tyrol)*. *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* 146, S. 275–277.
- SCHUSTER R., SCHARBERT S., ABART R. & FRANK W. (2001b): *Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine - Southalpine realm*. *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich* 45, S. 111–141.
- SCHUSTER R. & STÜWE K. (2008): *Permian metamorphic event in the Alps*. *Geology* 36 (8), S. 603–606.
- SCHUSTER R. & STÜWE K. (2010): *Die Geologie der Alpen im Zeitraffer*. *Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark* 140, S. 5–21.

- SENARCLENS-GRANCY W. (1964): *Zur Grundgebirgs- und Quartärgeologie der Deferegger Alpen und ihrer Umgebung*. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 116, S. 502–511.
- SENARCLENS-GRANCY W. (1972): *Geologische Karte der westlichen Deferegger Alpen 1:25 000*. Geologische Bundesanstalt Wien.
- SENZENBERGER D. (2001): *Zonarbau und geochemische Charakteristik von Pegmatiten des Hohenwart (Wölzer Tauern, Steiermark)*. Unveröffentlichte Masterarbeit Montanuniversität Leoben, 176 S.
- SIMMONS W., FALSTER A., WEBBER K., RODA-ROBLES E., BOUDREAUX A., GRASSI L. & FREEMAN G. (2016): *Bulk Composition of Mt. Mica Pegmatite, Maine, USA: Implications For the Origin of An Lct Type Pegmatite By Anatexis*. The Canadian Mineralogist 54 (4), S. 1053–1070.
- SIMMONS W., PEZZOTTA F., SHIGLEY J. & BEURLIN H. (2012): *Granitic Pegmatites as Sources of Colored Gemstones*. Elements 8 (4), S. 281–287.
- SIMMONS W. & WEBBER K. (2008): *Pegmatite genesis: state of the art*. European Journal of Mineralogy 20 (4), S. 421–438.
- STEENKEN A. & SIEGSMUND S. (2000): *Evidence for an Alkaline-Basaltic Volcanism at the Northern Margin of Gondwana Within the Austroalpine Basement Complex of the Eastern Alps (Austrian/Italian Border)*. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 142, S. 235–247.
- STEENKEN A., SIEGSMUND S., HEINRICH T. & FÜGENSCHUH B. (2002): *Cooling and exhumation of the Rieserferner Pluton (Eastern Alps, Italy/Austria)*. International Journal of Earth Sciences 91 (5), S. 799–817.
- STEINER B. (2019): *Tools and Workflows for Grassroots Li–Cs–Ta (LCT) Pegmatite Exploration*. Minerals 9 (8).
- STEINER R. (2017): *Differentiation der Pegmatite des Millstätter See-Rückens*. Unveröffentlichte Masterarbeit Montanuniversität Leoben, 196 S.
- STEPANOV A. & HERMANN J. (2013): *Fractionation of Nb and Ta by biotite and phengite: Implications for the “missing Nb paradox”*. Geology 41 (3), S. 303–306.
- STILLING A., ČERNÝ P. & VANSTONE P. (2006): *The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. XVI. Zonal and bulk compositions and their petrogenetic significance*. The Canadian Mineralogist 44 (3), S. 599–623.
- STÜWE K. & SCHUSTER R. (2010): *Initiation of subduction in the Alps: Continent or ocean?* Geology 38 (2), S. 175–178.
- THÖNI M. (1999): *A review of geochronological data from the Eastern Alps*. Swiss Journal of Geosciences Supplement 79, S. 209–230.
- THÖNI M. (2006): *Dating eclogite-facies metamorphism in the Eastern Alps – approaches, results, interpretations: a review*. Mineralogy and Petrology 88 (1-2), S. 123–148.
- THÖNI M. & MILLER C. (2000): *Permo-Triassic pegmatites in the eo-Alpine eclogite-facies Koralpe complex, Austria: age and magma source constraints from mineral chemical, Rb-Sr and Sm-Nd isotope data*. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen 80, S. 169–186.
- THÖNI M. & MILLER C. (2004): *Ordovician meta-pegmatite garnet (N-W Ötztal basement, Tyrol, Eastern Alps): preservation of magmatic garnet chemistry and Sm–Nd age during mylonitization*. Chemical Geology 209, S. 1–26.
- THÖNI M. & MILLER C. (2010): *Andalusite formation in a fast exhuming high-P wedge: Textural, microchemical, and Sm–Nd and Rb–Sr age constraints for a Cretaceous P–T–t path at Kienberg, Saualpe (Eastern Alps)*. Austrian Journal of Earth Sciences 103 (2), S. 118–131.
- VAN LICHTERVELDE M., MELCHER F. & WIRTH R. (2009): *Magmatic vs. hydrothermal origins for zircon associated with tantalum mineralization in the Tanco pegmatite, Manitoba, Canada*. American Mineralogist 94 (4), S. 439–450.
- WANG X., GRIFFIN W. & CHEN J. (2010): *Hf contents and Zr/Hf ratios in granitic zircons*. Geochemical Journal 44, S. 65–72.
- WHALEN J., CURRIE K. & CHAPPELL B. (1987): *A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis*. Contributions to Mineralogy and Petrology 95 (4), S. 407–419.
- WILLINGSHOFER E. & NEUBAUER F. (2002): *Structural evolution of an antiformal window: the Scheiblingkirchen Window (Eastern Alps, Austria)*. Journal of Structural Geology 24 (10), S. 1603–1618.
- WUNDER B., MEIXNER A., ROMER R., FEENSTRA A., SCHETTLER G. & HEINRICH W. (2007): *Lithium isotope fractionation between Li-bearing staurolite, Li-mica and aqueous fluids: An experimental study*. Chemical Geology 238, S. 277–290.

## Abbildungs- und Tabellenverzeichnis

Abbildung 1: Übersichtskarte des Arbeitsgebietes mit Probennahmepunkten und bereits bearbeiteten Pegmatiten des MRI Peg I Projektes. <b>Literatur</b> Pegmatite nach Karten von: JAGOUTZ [1998], SCHULZ [1999], LINNER et al. [2013].	6
Abbildung 2: Tektonische Karte der Alpen mit pegmatitführenden Einheiten, Leukograniten und Spodumenpegmatiten und vereinfachtem Aufbau des austroalpinen Deckenstapels. <b>Rote Markierung:</b> Lage des Arbeitsgebietes (überzeichnet). Verändert nach KNOLL et al. [2018]	7
Abbildung 3: Karte des permischen Metamorphoseereignisses in den Alpen. <b>Rote Markierung:</b> Lage des Arbeitsgebietes (überzeichnet). Verändert nach SCHUSTER & STÜWE [2008]	8
Abbildung 4: Karte des eoalpidischen Metamorphoseereignisses der Ostalpen. <b>Rote Markierung:</b> Lage des Arbeitsgebietes (überzeichnet). [SCHUSTER 2003]	10
Abbildung 5: <b>A)</b> Tektonische Karte der Ostalpen. <b>B)</b> Detailkarte des Gebietes südlich des Tauernfensters. <b>C)</b> Abkühlalter von Glimmern. <b>Rote Markierung:</b> Lage des Arbeitsgebietes. Verändert nach KRENN et al. [2012]	12
Abbildung 6: N-S Profil: Matri-Großer Zunig-Deferegger Riegel-Rudnig-Schneideck (Lage: siehe Abbildung 5 B)). Verändert nach SCHULZ et al. [2008]	12
Abbildung 7: Beziehung und Bildungsbedingungen von Migmatiten, (einfachen) Pegmatiten, Leukograniten und Spodumenpegmatiten. [SCHUSTER et al. 2019]	17
Abbildung 8: Einteilung von Pegmatiten nach ČERNÝ & ERCIT [2005] und ČERNÝ et al. [2012]. <b>NYF</b> Nb-Y-F-Familie <b>LCT</b> Li-Cs-Ta-Familie. [MÜLLER et al. 2018]	20
Abbildung 9: Verhältnis von K/Rb zum Cs-Gehalt bei Kalifeldspäten aus Pegmatiten. [LONDON 2008]	22
Abbildung 10: Fraktionierungstrends der HFSE und Fe/Mn in Graniten und Pegmatiten. [LONDON 2008]	23
Abbildung 11: Fraktionierungstrends der CGM . $X_{Mn} = \frac{Mn}{Mn+Fe}$ , $X_{Ta} = \frac{Ta}{Ta+Nb}$ , <b>BeT</b> Beryll-Typ, <b>SpT</b> Spodumen-Typ, <b>KSpT</b> Komplex-Spodumen-Typ, <b>KLT</b> Komplex-Lepidolith-Typ, <b>KPT</b> Komplex-Petalit-Typ. [GRAUPNER et al. 2010]	23
Abbildung 12: Schematische Darstellung der Bildungsweise von orogenen und anorogenen Pegmatiten. <b>NY(F)</b> Nb-Y(-F)-Familie ( <b>LJCT</b> ) (Li-)Cs-Ta-Familie. [MÜLLER et al. 2017]	24
Abbildung 13: Werkzeug für die Probennahme. Unterer Bildrand: 80 cm.	28
Abbildung 14: EPD-Gerät von Selfrag am Lehrstuhl für Aufbereitung und Veredlung.	31
Abbildung 15: Aufschlusskizze Spodumenpegmatit Poling (67). Detailausschnitt siehe Abbildung 16.	35
Abbildung 16: Aufschluss Spodumenpegmatit Poling (67). Detailansicht östliches Ende.	35
Abbildung 17: Aufschluss Spodumenpegmatit Poling (67). Blickrichtung nach O.	36
Abbildung 18: Diskordanter, pegmatitscher Zufuhrkanal. Lokalität Poling.	36
Abbildung 19: Aufschlusskizze Spodumenpegmatit Ratzell (60). Details Schlitzprobe siehe Abbildung 61.	37
Abbildung 20: Aufschluss Spodumenpegmatit Ratzell (60).	38
Abbildung 21: Skizze Spodumenpegmatitblock Glanzalm (56).	39

Abbildung 22: <b>A)</b> Spodumenpegmatitblock Glanzalm (56). <b>B)</b> Detailansicht des diskordanten Kontaktes zum Nebengestein.	39
Abbildung 23: Spodumenpegmatit. Lokalität Glanzalm (56).	40
Abbildung 24: <b>A)</b> Übersichtsaufnahme mit Blickrichtung nach NW. <b>Rote Markierungen:</b> Lage der Spodumenpegmatitlokalitäten Glanzalm (links) und Großer Zunig (rechts). <b>B)</b> Aufschluss Spodumenpegmatit Glanzalm (56). <b>C)</b> Spodumenpegmatitblock Großer Zunig (9).	41
Abbildung 25: Aufschluss Spodumenpegmatit Großer Zunig (65).	41
Abbildung 26: Aufschluss Pegmatit Michelbach (74).	43
Abbildung 27: <b>A)</b> Aufschluss Pegmatit Michelbach (75). <b>B)</b> Sm-Nd-Alter aus Granaten [SCHUSTER et al. 2001b].	44
Abbildung 28: Aufschluss Pegmatit Steinbruch St. Johann (S1).	44
Abbildung 29: Aufschluss Pegmatit Poling (29). Senkrechte Störung durch Pegmatit verlaufend (Bildmitte).	45
Abbildung 30: Aufschluss Pegmatit Gossnerbach (35).	45
Abbildung 31: Aufschluss Pegmatit Unterpeischlach (62).	46
Abbildung 32: Aufschluss Pegmatit Glanzalm (52), westlich des Roten Kögele.	47
Abbildung 33: Kalifeldspat mit Mikroklingitter (HO5). X Polarisator.	49
Abbildung 34: Albit mit polysynthetischen Zwillingslamellen und Muskoviteinschlüssen (HO3). X Polarisator.	50
Abbildung 35: Spodumen mit Quarz- und Muskoviteinschlüssen und Klufffüllung aus Muskovit (HO2). X Polarisator.	50
Abbildung 36: Schriftgranitische Verwachsung von Spodumen mit Quarz (HO2). X Polarisator.	51
Abbildung 37: Turmalinisierung im Exokontakt (HO19). // Polarisator.	52
Abbildung 38: Kontaktbereich zwischen Pegmatit und Granatglimmerschiefer. Obere Bildhälfte: Exokontakt mit Biotit und stark zerbrochenem, teilweise chloritisiertem Granat (Grt). Untere Bildhälfte: feinkristalliner Endokontakt mit Granat (HO20). // Polarisator.	52
Abbildung 39: Ternäre Diagramme der Granatzusammensetzung. <b>Adr</b> Andradit <b>Grs</b> Grossular.	53
Abbildung 40: Kassiterit (Bildmitte) und Spodumen (links oben) in Matrix aus Quarz und Feldspat (HO21). // Polarisator.	56
Abbildung 41: Kassiterit (Mineral aus Abbildung 40 – 180° gedreht) mit CGM-Einschlüssen (HO1, REM).	56
Abbildung 42: Konzentrisch zonierte CGM mit wechselndem Ta/Nb-Verhältnis und Pyrochloreinschlüssen (Bereiche mit erhöhten Ca-Gehalten) (1b_2, REM).	57
Abbildung 43: Verwachsung aus Monazit (Mnz), Xenotim (Xtm) mit Uraniniteinschlüssen (Urn) und Zirkon (Zrn) (14_3, REM).	57
Abbildung 44: Zonierter Zirkon mit Uraniniteinschlüssen (Urn) (60_3_36, REM). <b>Zr/Hf</b> Zr/Hf-Atomverhältnis.	58
Abbildung 45: K/Rb-Verhältnis zu Rb-Gehalt von Muskoviten. Doppeltlogarithmische Darstellung.	62

Abbildung 46: K/Rb-Verhältnis zu Ge-Gehalt von Muskoviten. Doppeltlogarithmische Darstellung. Legende: siehe Abbildung 45.	62
Abbildung 47: K/Rb-Verhältnis zu Nb-Gehalt von Muskoviten. Doppeltlogarithmische Darstellung. Legende: siehe Abbildung 45.	63
Abbildung 48: K/Rb-Verhältnis zu Ta-Gehalt von Muskoviten. Doppeltlogarithmische Darstellung. Legende: siehe Abbildung 45.	63
Abbildung 49: K/Rb-Verhältnis zu Be-Gehalt von Muskoviten. Doppeltlogarithmische Darstellung. Legende: siehe Abbildung 45. <b>MSC</b> Muscovite <b>MNG</b> Mongolia <b>MOZ</b> Mozambique. Einteilung nach CERNY & BURT [1984]	64
Abbildung 50: K/Rb-Verhältnis zu Zn-Gehalt von Muskoviten. Doppeltlogarithmische Darstellung. Legende: siehe Abbildung 45. <b>MNG</b> Mongolia <b>MOZ</b> Mozambique. Einteilung nach CERNY & BURT [1984]	64
Abbildung 51: K/Rb-Verhältnis zu Ga-Gehalt von Muskoviten. Doppeltlogarithmische Darstellung. Legende: siehe Abbildung 45. <b>BD</b> Brown Derby <b>MNG</b> Mongolia <b>MOZ</b> Mozambique. Einteilung nach CERNY & BURT [1984]	65
Abbildung 52: K/Rb-Verhältnis zu Sn-Gehalt von Muskoviten. Doppeltlogarithmische Darstellung. Legende: siehe Abbildung 45. <b>BD</b> Brown Derby <b>MNG</b> Mongolia <b>MOZ</b> Mozambique. Einteilung nach CERNY & BURT [1984]	65
Abbildung 53: K/Rb-Verhältnis zu Cs-Gehalt von Muskoviten. Doppeltlogarithmische Darstellung. Legende: siehe Abbildung 45. <b>MSC</b> Muscovite Class <b>MSCB</b> Muscovite Class - Barren <b>MSCRE</b> Muscovite Class - RE enriched <b>MNG</b> Mongolia <b>MOZ</b> Mozambique <b>SPD</b> Spodumene Type. Einteilung nach CERNY & BURT [1984]	66
Abbildung 54: K/Rb-Verhältnis zu Ti-Gehalt von Muskoviten. Doppeltlogarithmische Darstellung. Legende: siehe Abbildung 45. <b>MSC</b> Muscovite <b>MNG</b> Mongolia <b>SAY</b> Sayan Mountain. Einteilung nach CERNY & BURT [1984]	66
Abbildung 55: K/Rb-Verhältnis zu Ba-Gehalt von Muskoviten. Doppeltlogarithmische Darstellung. Legende: siehe Abbildung 45. <b>BD</b> Brown Derby <b>MSC</b> Muscovite <b>MOZ</b> Mozambique. Einteilung nach CERNY & BURT [1984]	67
Abbildung 56: K/Rb-Verhältnis zu Sr-Gehalt von Muskoviten. Doppeltlogarithmische Darstellung. Legende: siehe Abbildung 45.	67
Abbildung 57: K/Rb-Verhältnis zu Li-Gehalt von Muskoviten. Doppeltlogarithmische Darstellung. Legende: siehe Abbildung 45. <b>MSC</b> Muscovite Class <b>MSCB</b> Muscovite Class - Barren <b>MSCRE</b> Muscovite Class - RE enriched <b>MOZ</b> Mozambique <b>SPD</b> Spodumene Type. Einteilung nach CERNY & BURT [1984]	68
Abbildung 58: Log-transformierte Faktoranalyse der Elementchemie der Muscovite (Si, Al, Na, Ca, Fe, K, Li, Be, B, Mg, P, Ti, Mn, Zn, Ga, Ge, Rb, Sr, Zr, Nb, Sn, Cs, Ba, Ta, W, Tl und Pb).	69
Abbildung 59: Verhältnis Ta/(Ta+Nb) zu Mn/(Mn+Fe) in CGM.	71
Abbildung 60: Hf-Gehalt zu Zr/Hf-Verhältnis der Zirkone.	72
Abbildung 61: Skizze Schlitzprobe 60_3 (Ratzell). Unterteilung in 4 Zonen zu je 30 cm mit den jeweiligen Verhältnissen von Ta/(Ta+Nb) zu Mn/(Mn+Fe) in CGM, den durchschnittlichen Muskovitspurenelementgehalten und den Gesamtgesteinsgehalten ausgewählter Elemente. <b>KZ</b> Kontaktzone <b>NG</b> Nebengestein <b>WR</b> Gesamtgesteinsanalyse.	74
Abbildung 62: K/Rb-Verhältnis zu Rb-Gehalt von Muskoviten. Doppeltlogarithmische Darstellung. Die Daten stammen aus der MRI Peg I Projektdatenbank (Stand: Juli 2020).	78

Abbildung 63: Übersichtskarte mit der Lage der Detailkarten.	93
Abbildung 64: Detailkarte A). Art, Lage und Lokalitätsbezeichnung der Vorkommen.	94
Abbildung 65: Detailkarte B). Art, Lage und Lokalitätsbezeichnung der Vorkommen.	95
Abbildung 66: Detailkarte C). Art, Lage und Lokalitätsbezeichnung der Vorkommen.	96
Abbildung 67: Geologische Detailkarte A). Grundlage: ÖK 178 [KREUSS et al. 2014].	97
Abbildung 68: Geologische Detailkarte B). Grundlage: ÖK 178 [KREUSS et al. 2014] und ÖK 179 [LINNEN et al. 2013].	98
Abbildung 69: Geologische Detailkarte C). Grundlage: ÖK 178 [KREUSS et al. 2014] und ÖK 179 [LINNEN et al. 2013].	99
Abbildung 70: Legende ÖK178. Verändert nach KREUSS et al. [2014]	100
Abbildung 71: Legende ÖK179. Verändert nach LINNEN et al. [2013]	101
Abbildung 72: Detailkarte A). K/Rb-Verhältnis der Muskovite.	102
Abbildung 73: Detailkarte B). K/Rb-Verhältnis der Muskovite.	103
Abbildung 74: Detailkarte C). K/Rb-Verhältnis der Muskovite.	104
Abbildung 75: Detailkarte A). Rb-Gehalte der Muskovite.	105
Abbildung 76: Detailkarte B). Rb-Gehalte der Muskovite.	106
Abbildung 77: Detailkarte C). Rb-Gehalte der Muskovite.	107
Abbildung 78: Detailkarte A). Sn-Gehalte der Muskovite.	108
Abbildung 79: Detailkarte B). Sn-Gehalte der Muskovite.	109
Abbildung 80: Detailkarte C). Sn-Gehalte der Muskovite.	110
Abbildung 81: Detailkarte A). Nb-Gehalte der Muskovite.	111
Abbildung 82: Detailkarte B). Nb-Gehalte der Muskovite.	112
Abbildung 83: Detailkarte C). Nb-Gehalte der Muskovite.	113
Abbildung 84: Detailkarte A). Ta-Gehalte der Muskovite.	114
Abbildung 85: Detailkarte B). Ta-Gehalte der Muskovite.	115
Abbildung 86: Detailkarte C). Ta-Gehalte der Muskovite.	116
Abbildung 87: Detailkarte A). Tl-Gehalte der Muskovite.	117
Abbildung 88: Detailkarte B). Tl-Gehalte der Muskovite.	118
Abbildung 89: Detailkarte C). Tl-Gehalte der Muskovite.	119
Abbildung 90: Detailkarte A). Li-Gehalte der Muskovite.	120
Abbildung 91: Detailkarte B). Li-Gehalte der Muskovite.	121
Abbildung 92: Detailkarte C). Li-Gehalte der Muskovite.	122
Tabelle 1: Beschreibung der aufgenommenen Merkmale von Aufschlüssen, Blockfeldern und Blöcken.	29
Tabelle 2: Messkonfiguration des EPD-Gerätes.	30
Tabelle 3: Messkonfiguration des REM.	32

Tabelle 4: Messkonfiguration und Datenauswertung LA-ICP-MS.	32
Tabelle 5: Gesamtgesteinschemie der einfachen Pegmatite und Spodumenpegmatite (ohne V, Cr, Ni, Cu, Zn, Mo, Ag, In, Sb, Tb, Ho und W). <b>Min</b> Minimaler Messwert <b>Max</b> Maximaler Messwert <b>Mean</b> Durchschnittlicher Gehalt. $\Sigma$ REE ohne Y.	59
Tabelle 6 : Minimale und maximale Spurenelementgehalte der Muskovite (Werte in ppm). <b>Spodumen-Grenzwert</b> Spurenelementgehalte des Muskovits aus dem jeweils am niedrigsten differenzierten Spodumenpegmatit.	68
Tabelle 7: Vorkommen der einzelnen Schwerminerale (nicht dargestellt: Spodumen, Turmalin, Granat).	70
Tabelle 8: Maximale und Minimale Gehalte in CGM und Tapiolit von: Ti, Mn, Fe, Zr, Nb, Sn, Ta, U [Atom%] und Verhältnisse von Ta/(Ta+Nb) und Mn/(Fe+Mn) [Atomverhältnis]. <b>Min</b> Minimaler Messwert <b>Max</b> Maximaler Messwert * Tapiolit.	72
Tabelle 9: Vergleich der Gesamtgesteinschemie ausgewählter Spodumenpegmatitproben. Referenzen: <b>A</b> KNOLL et al. [2018] <b>B</b> MALI [2004] <b>C</b> GÖD [1989] . Spodumenpegmatit im: <b>Amp</b> Amphibolit <b>Glschi</b> Glimmerschiefer. $\Sigma$ REE ohne Y.	76
Tabelle 10: Aufschlussbeschreibungen. <b>A</b> Aufschluss <b>B</b> Block <b>BF</b> Blockfeld <b>Qz</b> Quarz <b>Fsp</b> Feldspat <b>Mus</b> Muskovit <b>Spd</b> Spodumen <b>Gr</b> Graphit <b>Grt</b> Granat <b>Tur</b> Turmalin <b>Bt</b> Biotit <b>KG</b> Kristallgröße <b>SF</b> Schieferung <b>NG</b> Nebengestein <b>Gl/Gn</b> Glimmerschiefer/Gneis. Erläuterung siehe Tabelle 1.	123
Tabelle 11: Ergebnisse der Gesamtgesteinschemie (ohne W und Co). Lokalitäten: <b>Zösch</b> Zöschken <b>GA</b> Glanzalm <b>GAB</b> Grünalmbach <b>STB</b> Steinbruch St. Johann. Analysemethoden: <b>A</b> Fusion-Na <sub>2</sub> O <sub>2</sub> <b>B</b> Fusion-ICP <b>C</b> Fusion-MS. <b>Spd</b> Spodumenpegmatit.	126
Tabelle 12: Muskovitmesswerte in Masse%. Probenendung: <b>_1</b> Randmessung <b>_2</b> Mittemessung. <b>Spd</b> Spodumenpegmatit <b>STB</b> Steinbruch.	128

# Anhang

## Karten

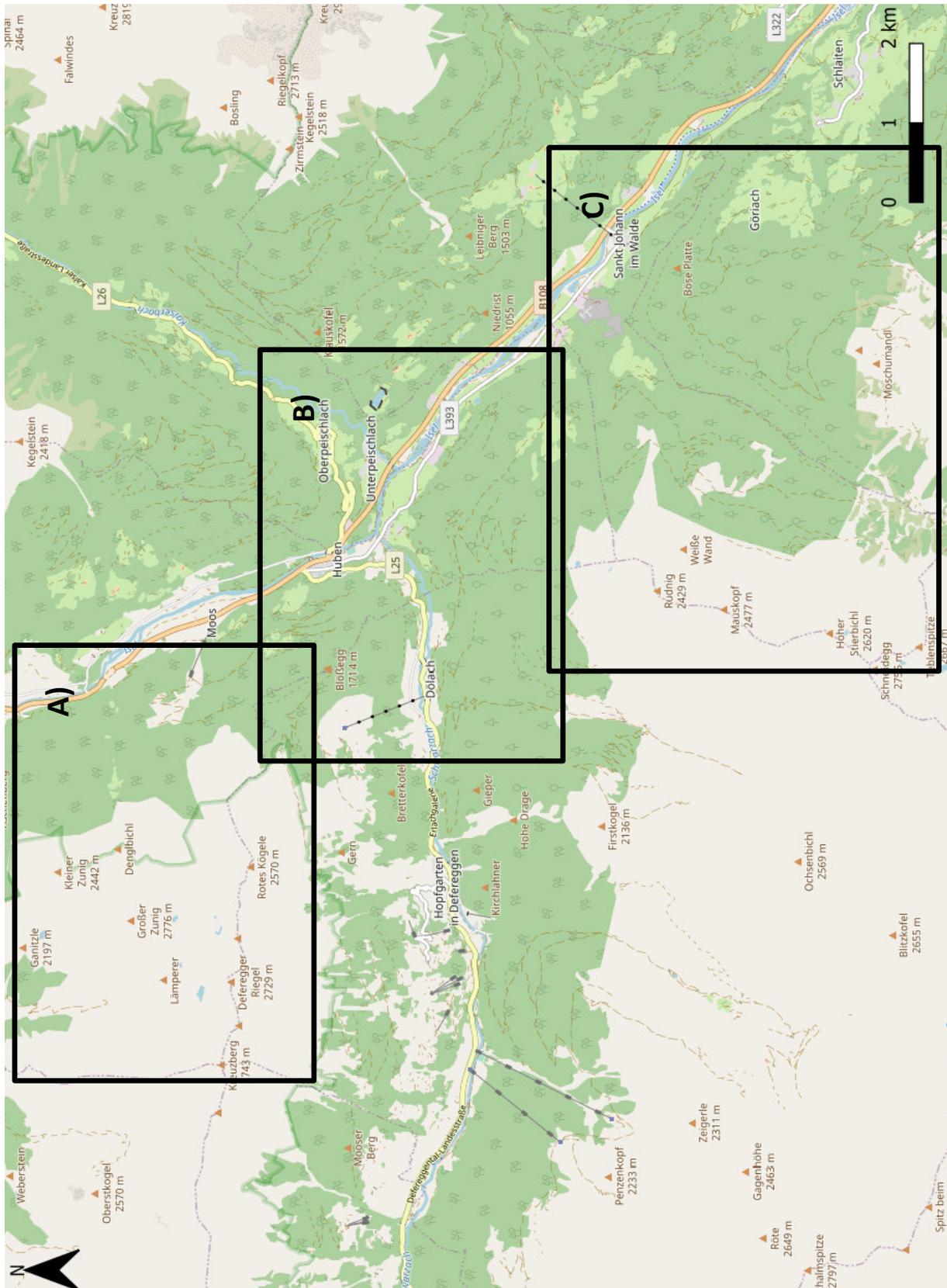


Abbildung 63: Übersichtskarte mit der Lage der Detailkarten.



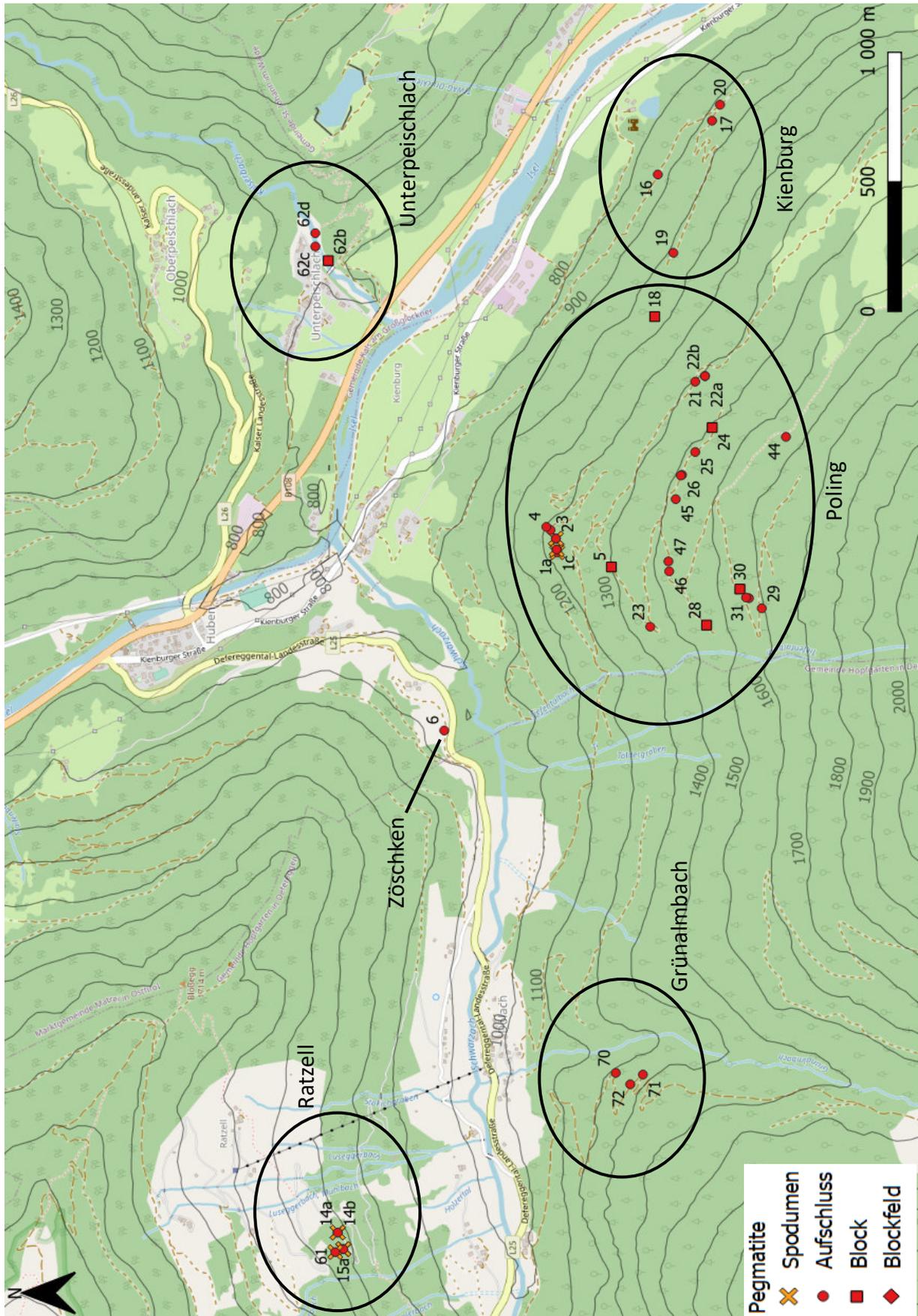


Abbildung 65: Detailkarte B). Art, Lage und Lokalisierungsbezeichnung der Vorkommen.

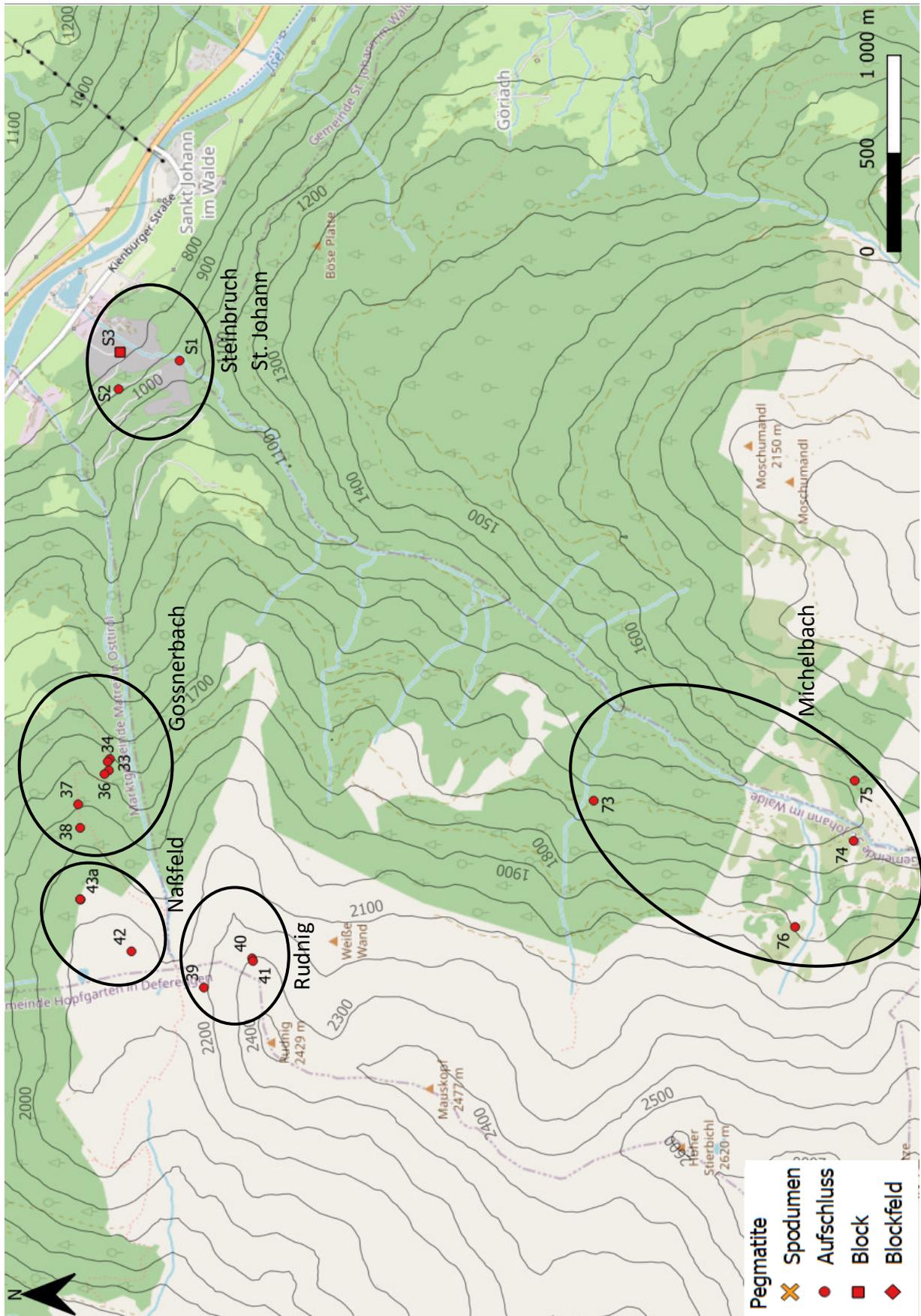


Abbildung 66: Detailkarte C). Art, Lage und Lokalitätsbezeichnung der Vorkommen.

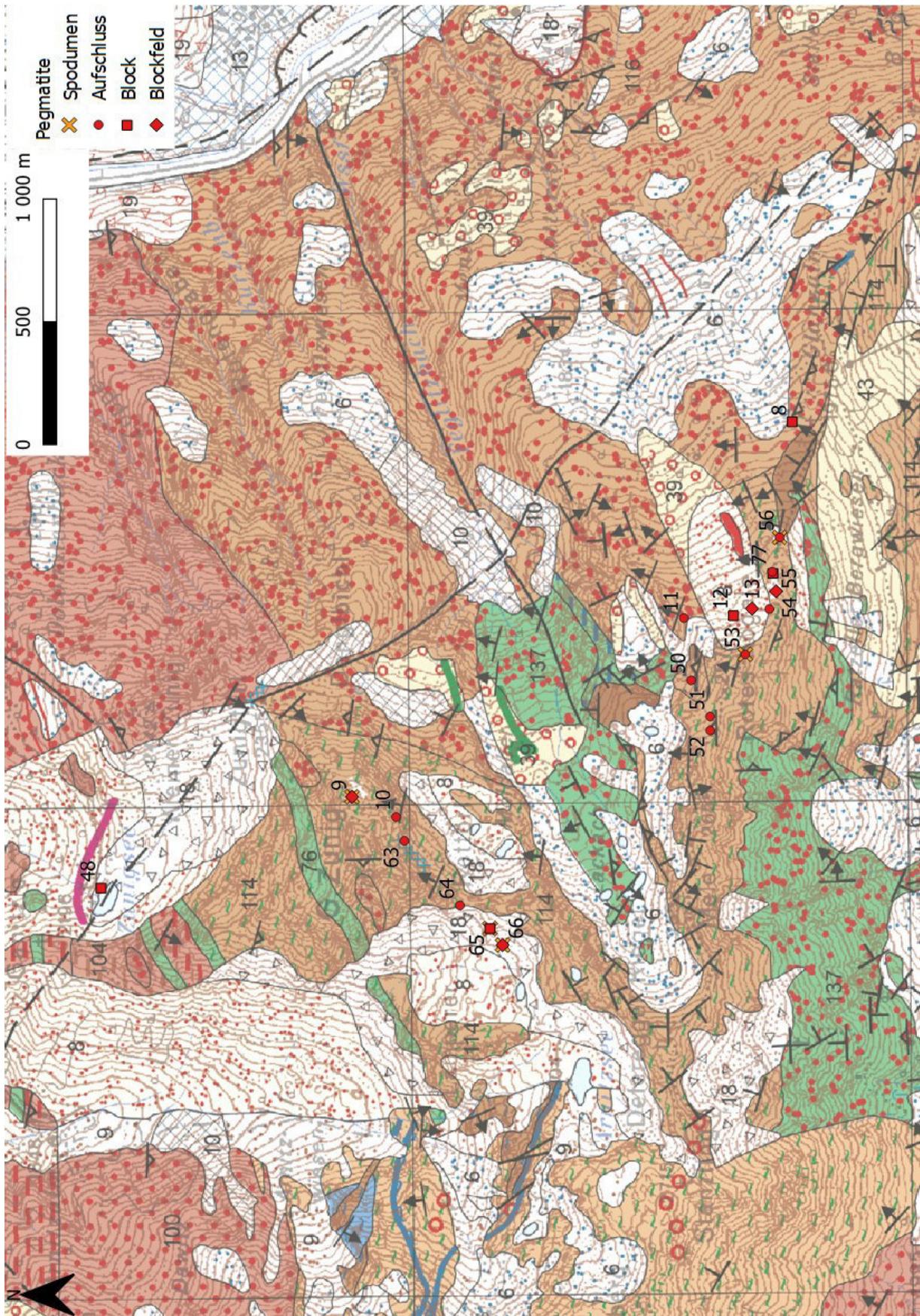


Abbildung 67: Geologische Detailkarte A). Grundlage: ÖK 178 [KREUSS et al. 2014].

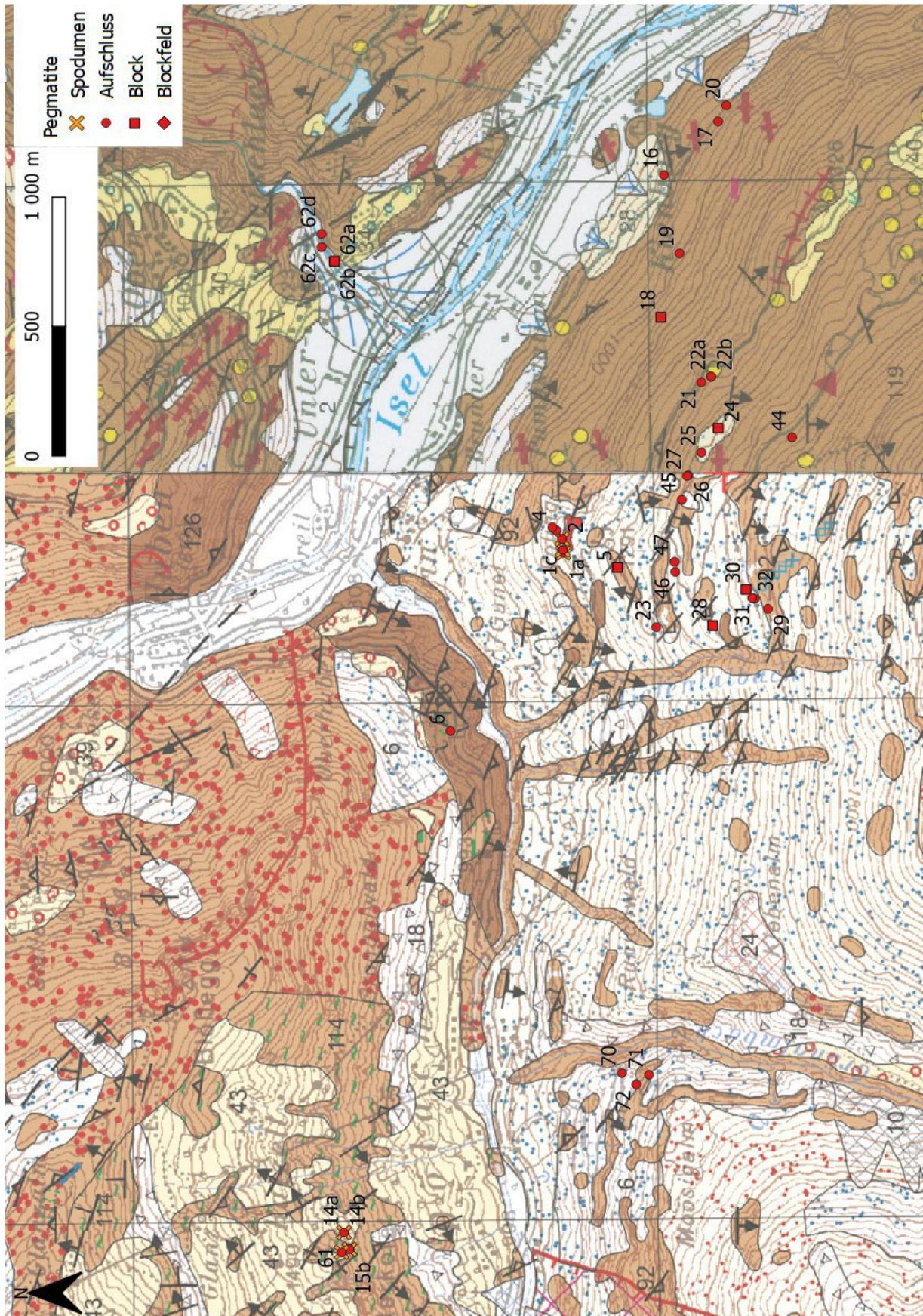


Abbildung 68: Geologische Detailkarte B). Grundlage: ÖK 178 [KREUSS et al. 2014] und ÖK 179 [LINNÉR et al. 2013].

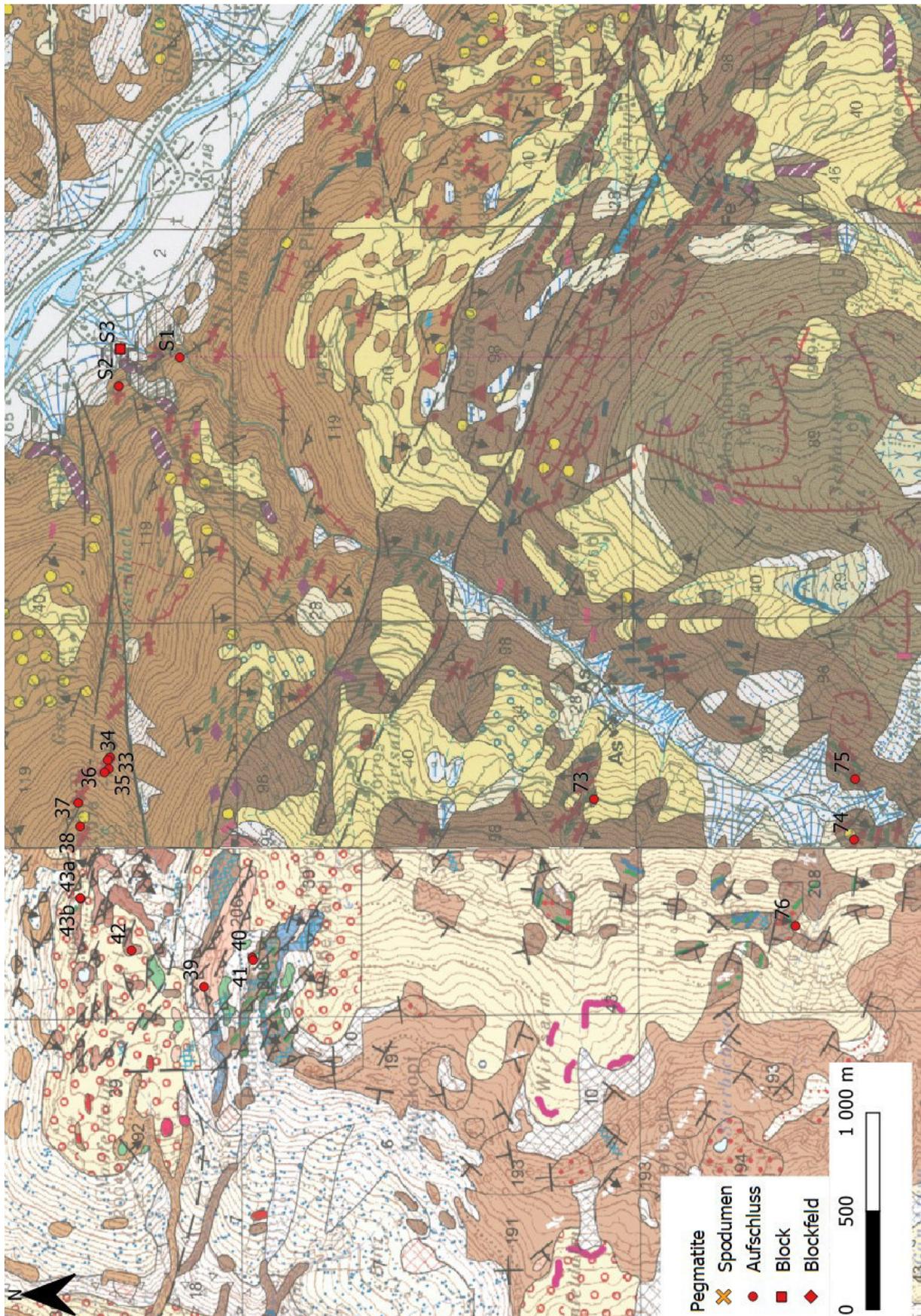


Abbildung 69: Geologische Detailkarte C). Grundlage: ÖK 178 [KREUSS et al. 2014] und ÖK 179 [LINNER et al. 2013].

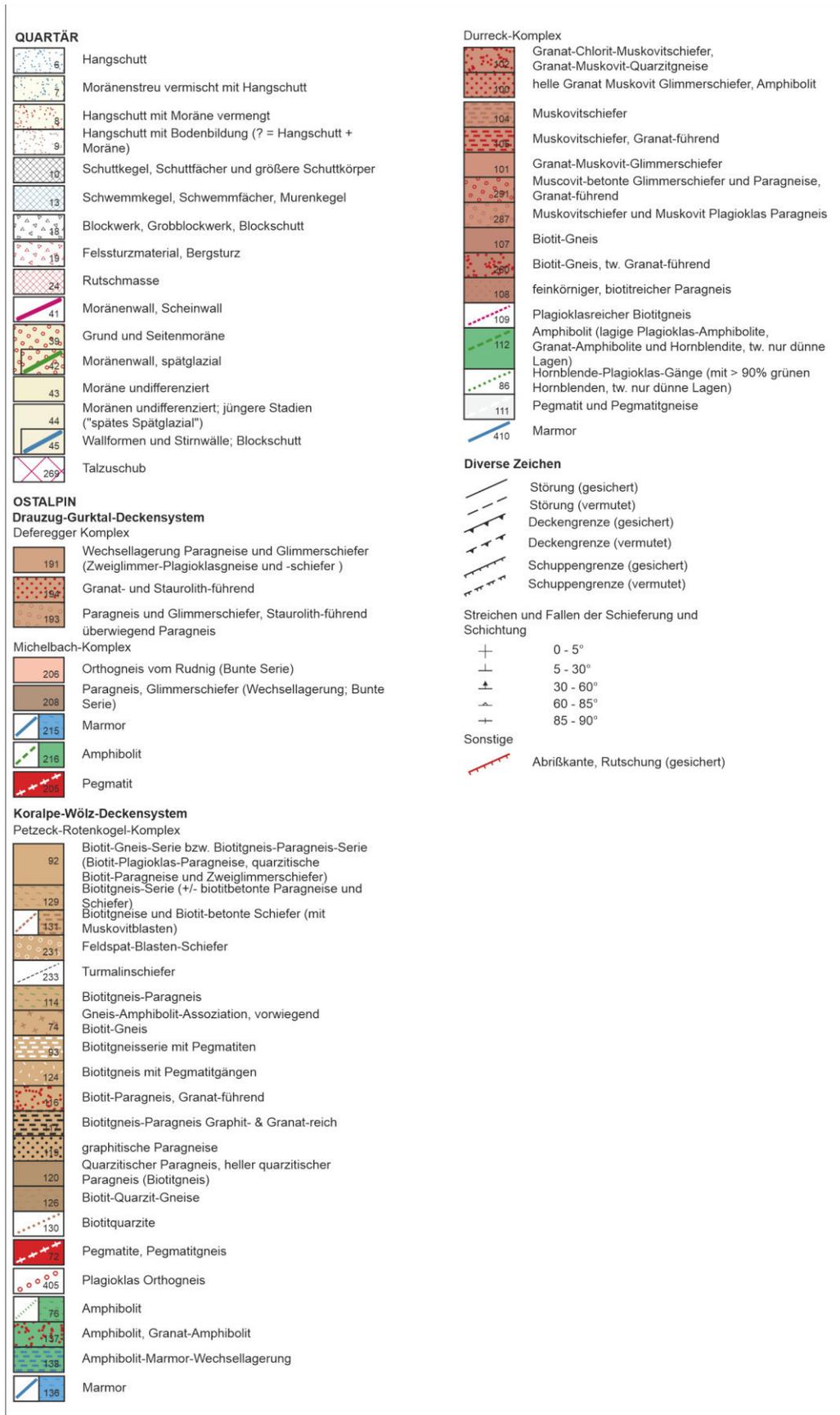


Abbildung 70: Legende ÖK178. Verändert nach KREUSS et al. [2014]

### QUARTÄRE SEDIMENTE UND FORMEN

-  28 Hangschutt mit umgelagerter Moräne (Spätglazial bis Holozän)
-  29 Blockgletscherablagerung (Schutt; Spätglazial bis Holozän), mit Wallform
-  40 Grundmoräne (z.T. oberflächlich umgelagert; Hochglazial bis Spätglazial), in den Lienzer Dolomiten inkl. Ablationsmoräne (Spätglazial)

### PERIADRIATISCHE MAGMATITE (Oligozän)

-  Tonalit, porphyrisch mit Granat-, Amphibol-, Biotit-, Plagioklas- oder Quarz-Einsprenglingen, z.T. alteriert

### OBEROSTALPIN

#### Drauzug-Gurktal-Deckensystem

Deferegger Komplex

-  89 Zweiglimmerschiefer mit Granat, z.T. Staurolith, etwas phyllonitisch; Paragneis, biotitbetont, mitunter quarzitisch
-  90 Quarzit, Glimmerquarzit

Michelbach-Komplex

-  93 Gangquarz
-  94 Pegmatit, meist grobkörnig, schwach geschiefert, wenig Muskovit und Turmalin (Perm); Aplit (südöstlich Wirtsalm)
-  95 Muskovit-Orthogneis mit Augentextur
-  96 Biotit-Orthogneis, mitunter Amphibol führend; Zweiglimmer-Orthogneis mit Augentextur
-  97 Amphibolit, feinkörnig, fein gebändert, selten mit Granat oder Biotit
-  98 Zweiglimmerschiefer und Paragneis, meist quarzbetont, mit Quarzitlagen, wenn biotitreich mit Granat, Sillimanit
-  99 Kalkmarmor, leuchtend weiß, feinkristallin, selten mit Kalksilikatlagen

#### Koralpe-Wölz-Deckensystem

Petzeck-Rotenkogel-Komplex

-  114 Gangquarz (konkordant, diskordant)
-  115 Pegmatitgneis, groblättriger Muskovit, Turmalin und Granat (Perm)
-  116 Orthogneis, biotitbetont, grobkörnige Augentextur oder gebändert; Orthogneis, leukokrat mit Muskovit, selten Granat (Ordovizium)
-  117 Amphibolit mit Biotit, selten Granat, Epidot, z.T. gebändert oder plagioklasreich; mitunter Granat-Amphibol-Garbengneis
-  118 Amphibolit, grob gebändert mit hellen plagioklasreichen Lagen, vereinzelt mit Granat und Amphibolgarben (Neoproterozoikum - Kambrium)
-  119 Zweiglimmerschiefer und Paragneis mit Granat und bereichsweise Staurolith, mitunter quarzitischer Paragneis
-  120 Quarzit, Glimmerquarzit
-  121 Dolomitmarmor (Gölnitzkopf)
-  122 Kalkmarmor, grau und mit Kalksilikatlagen (Hochschöber); mylonitischer Kalkmarmor (Mirschachscharte)

#### Diverse Zeichen

-  Kataklastisch deformiertes Gestein
-  Störung (nachgewiesen, vermutet)
-  Deckengrenze (nachgewiesen, vermutet)
-  Schuppengrenze (nachgewiesen, vermutet)

Streichen und Fallen der Schieferung, in den Lienzer Dolomiten auch der Schichtung

- 0-5°    -30°    -60°    -85°    -90°
-                 

Abbildung 71: Legende ÖK179. Verändert nach LINNER et al. [2013]



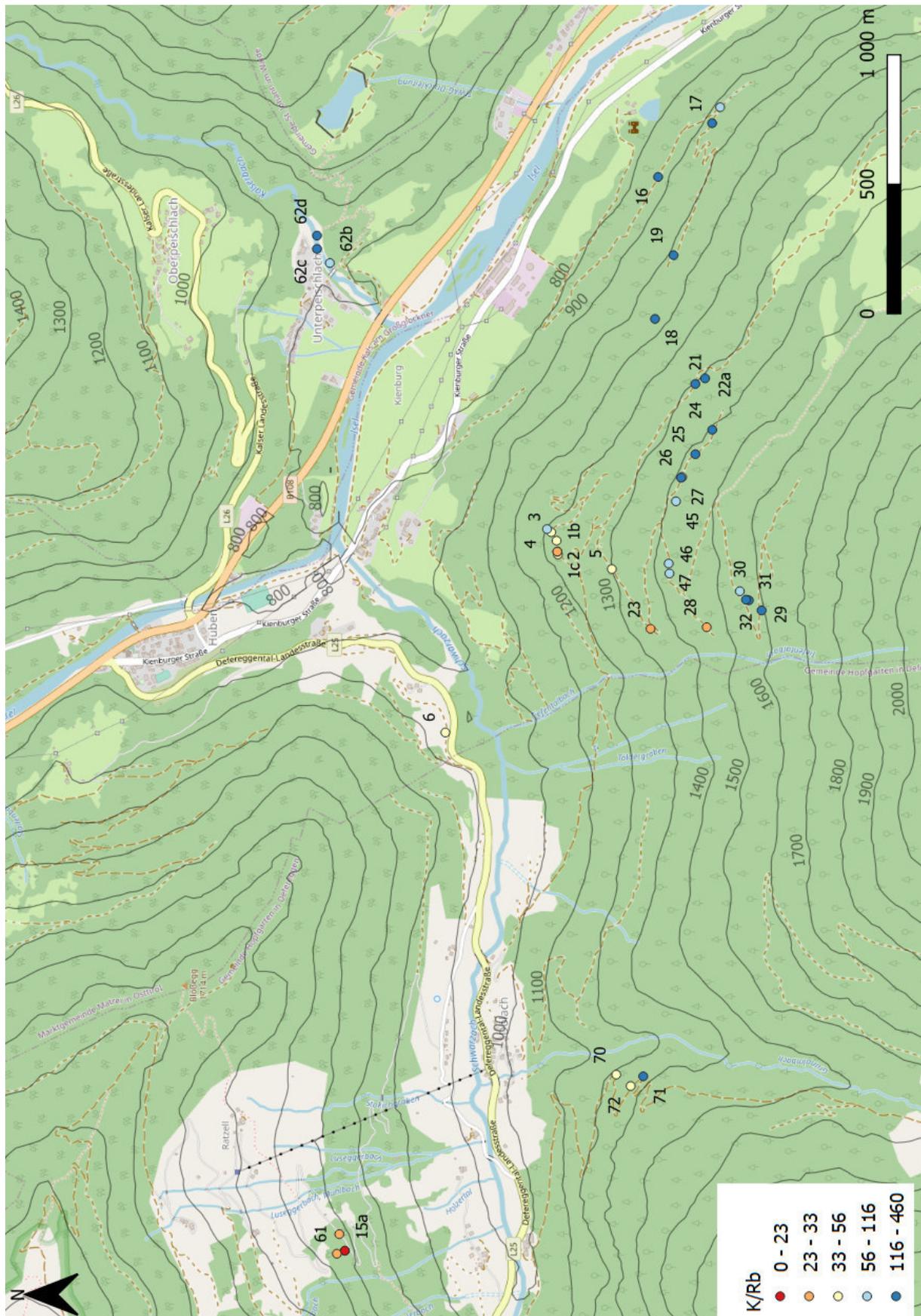


Abbildung 73: Detailkarte B). K/Rb-Verhältnis der Muskovite.

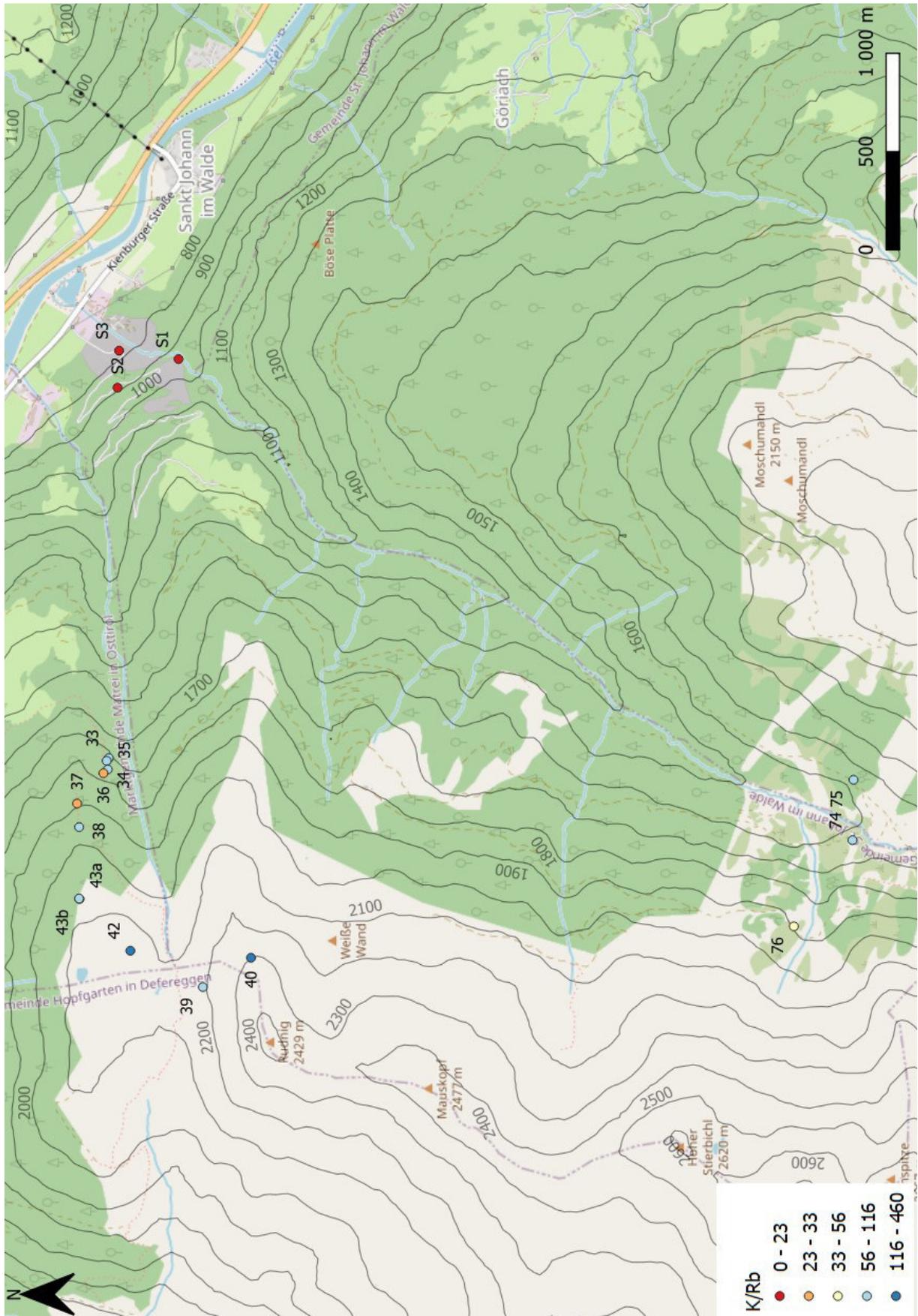


Abbildung 74: Detailkarte C). K/Rb-Verhältnis der Muskovite.

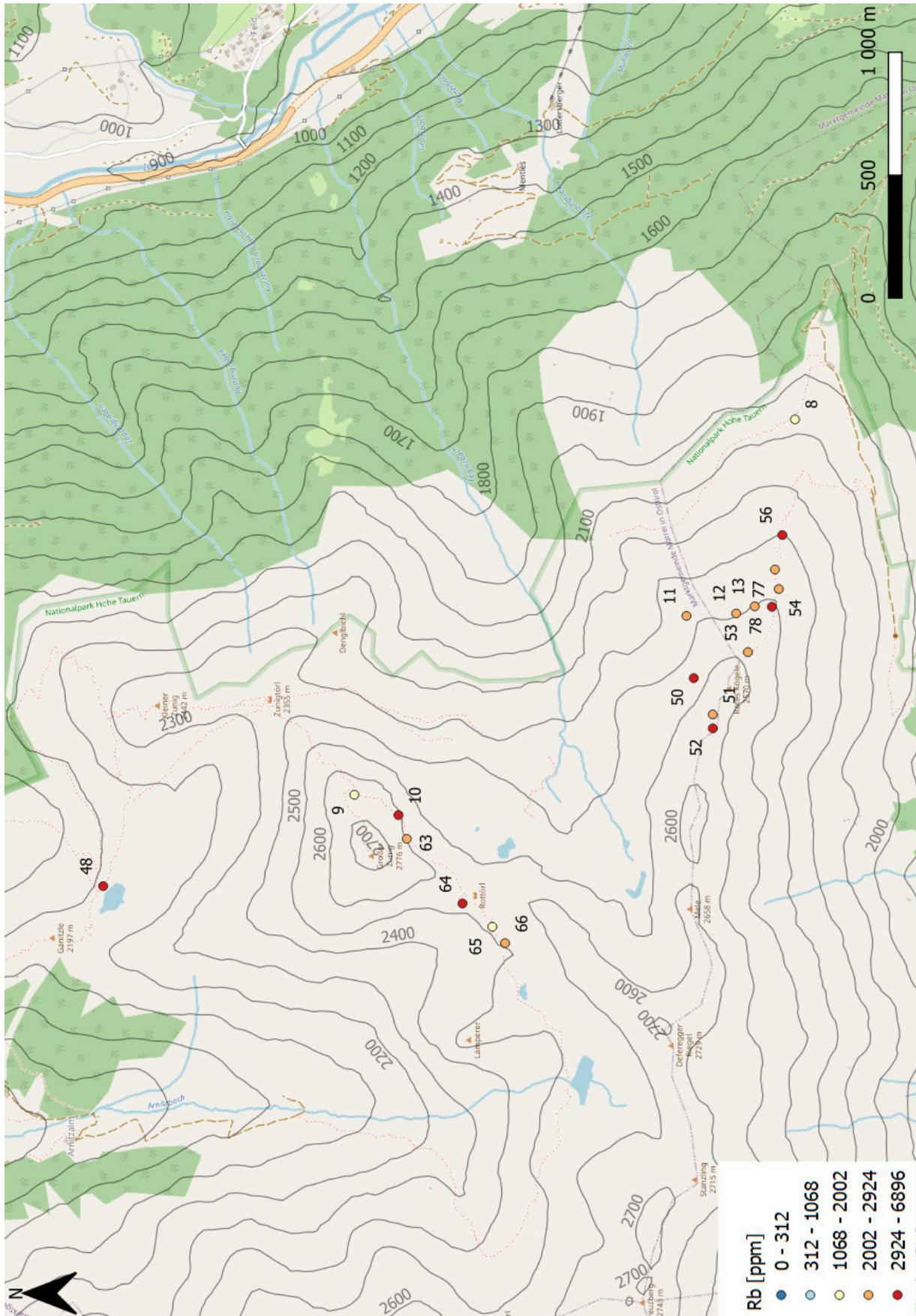


Abbildung 75: Detailkarte A). Rb-Gehalte der Muskovite.

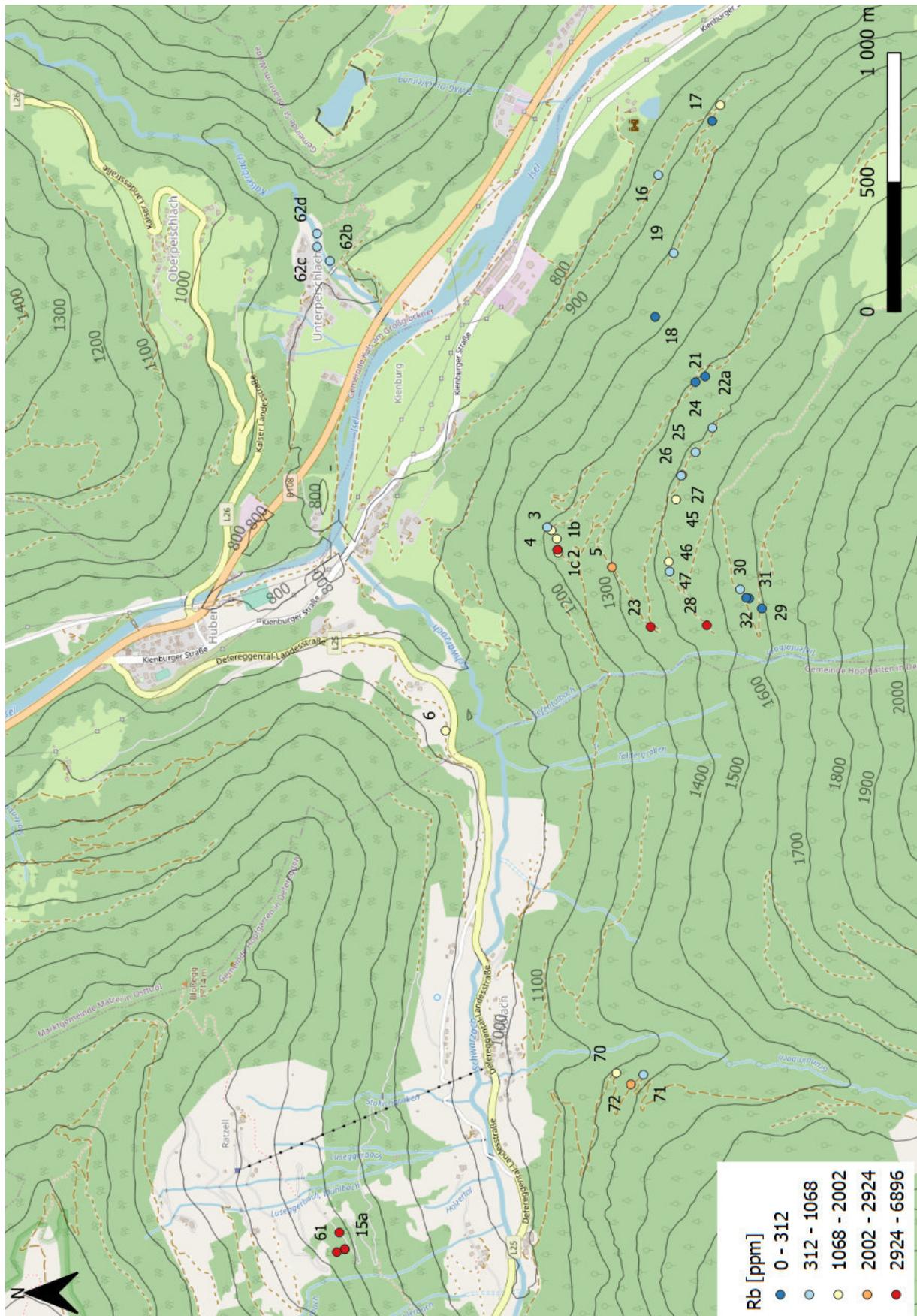


Abbildung 76: Detailkarte B). Rb-Gehalte der Muskovite.

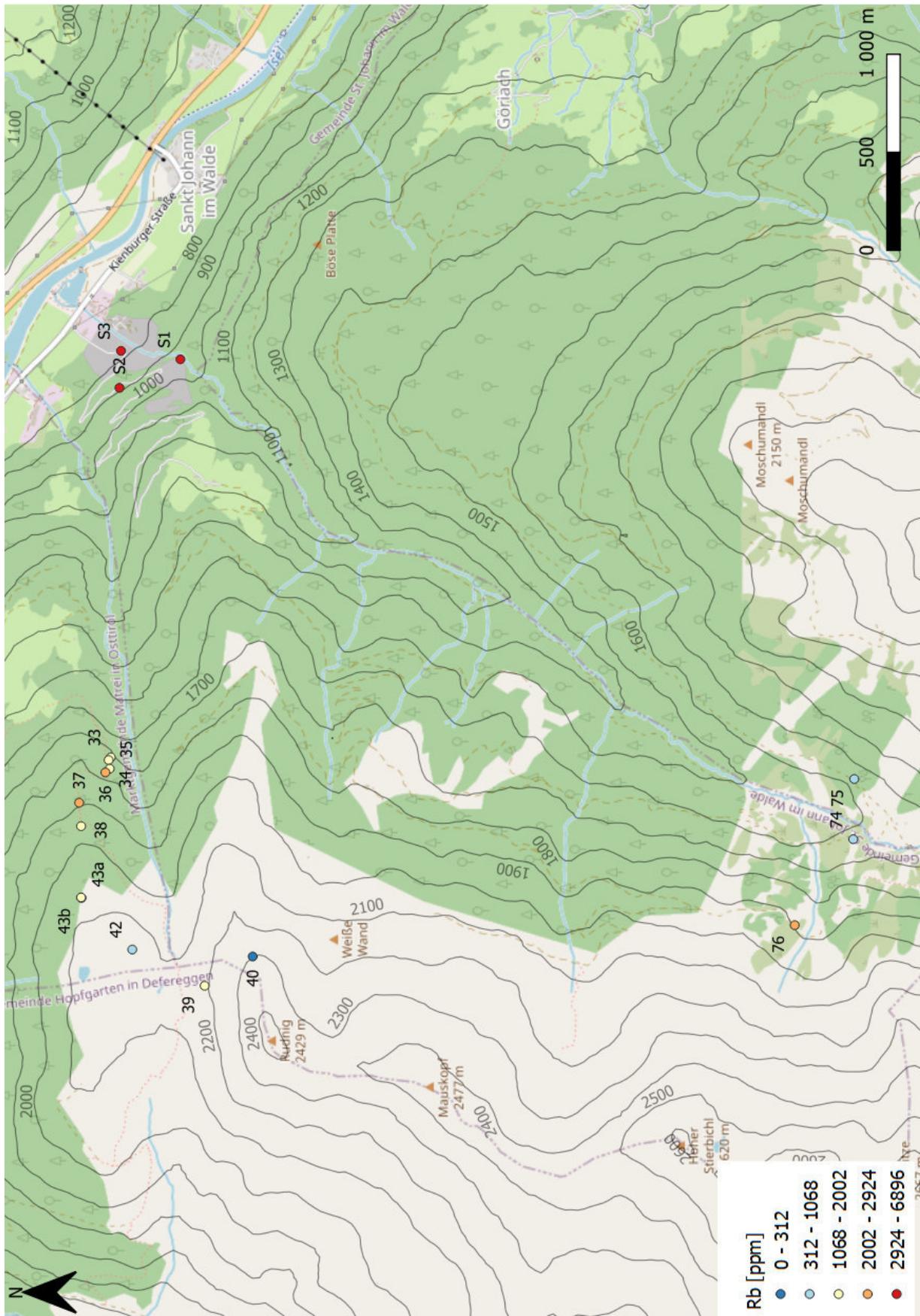


Abbildung 77: Detailkarte C). Rb-Gehalte der Muskovite.

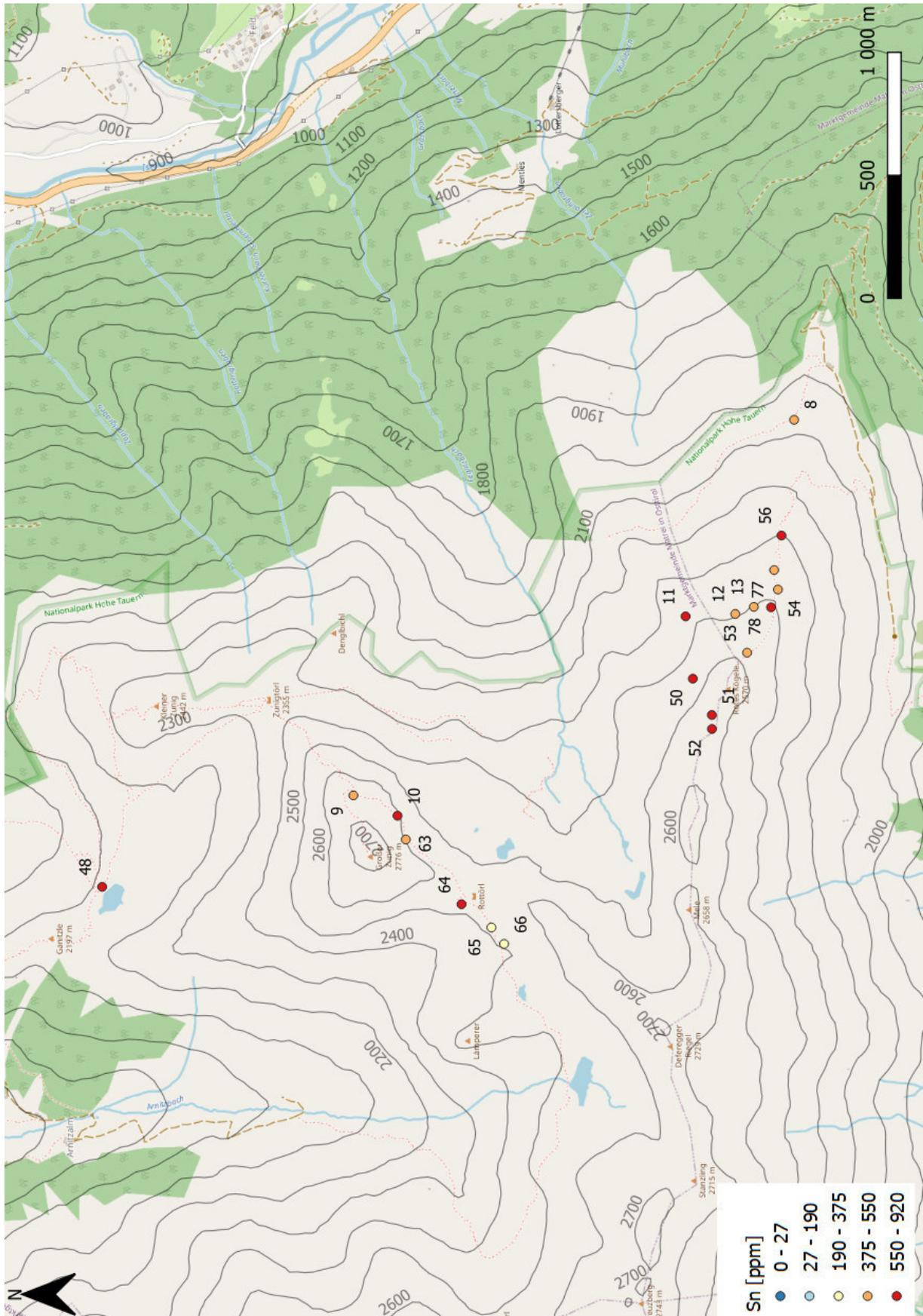


Abbildung 78: Detailkarte A). Sn-Gehalte der Muskovite.

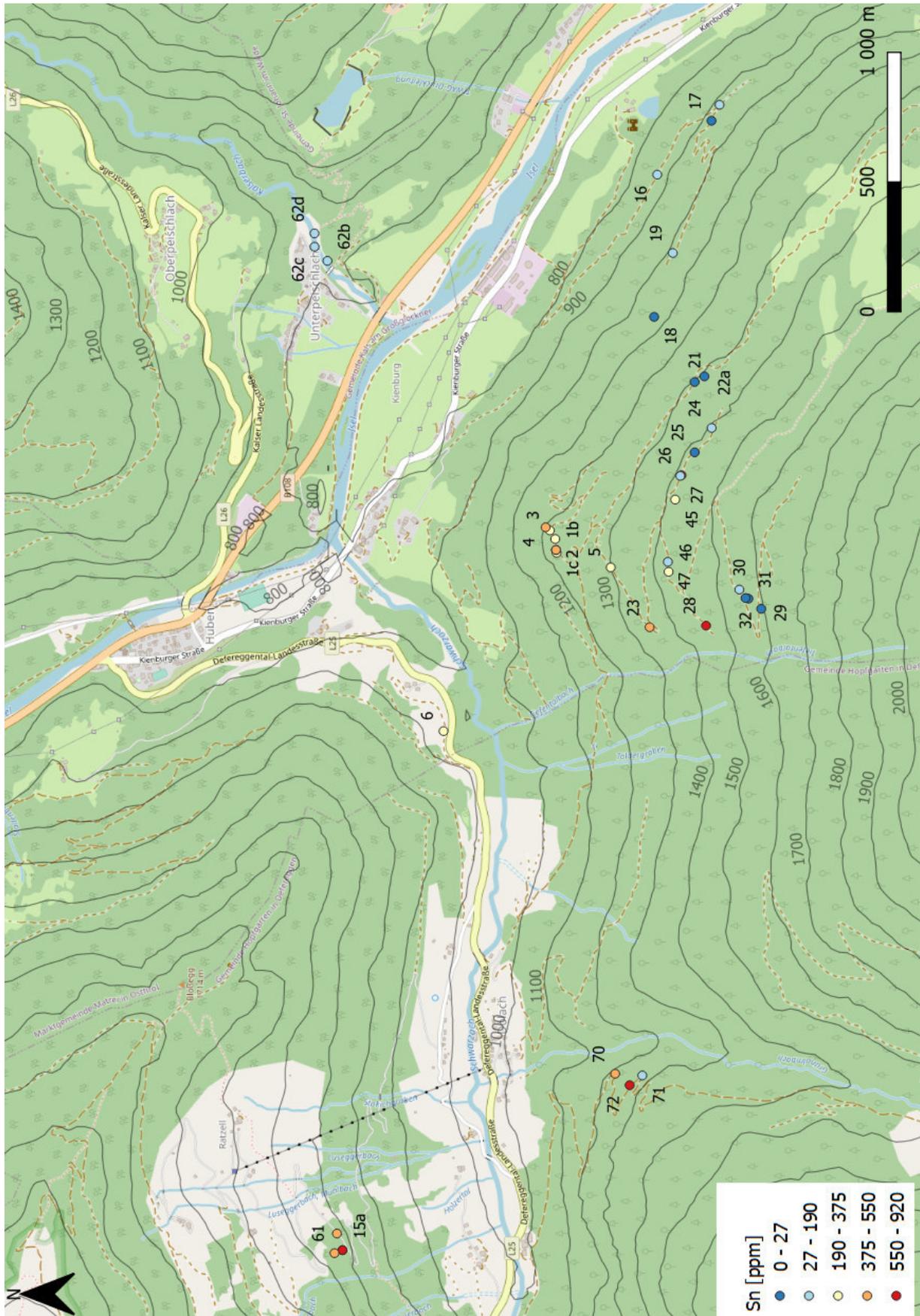


Abbildung 79: Detailkarte B). Sn-Gehalte der Muskovite.

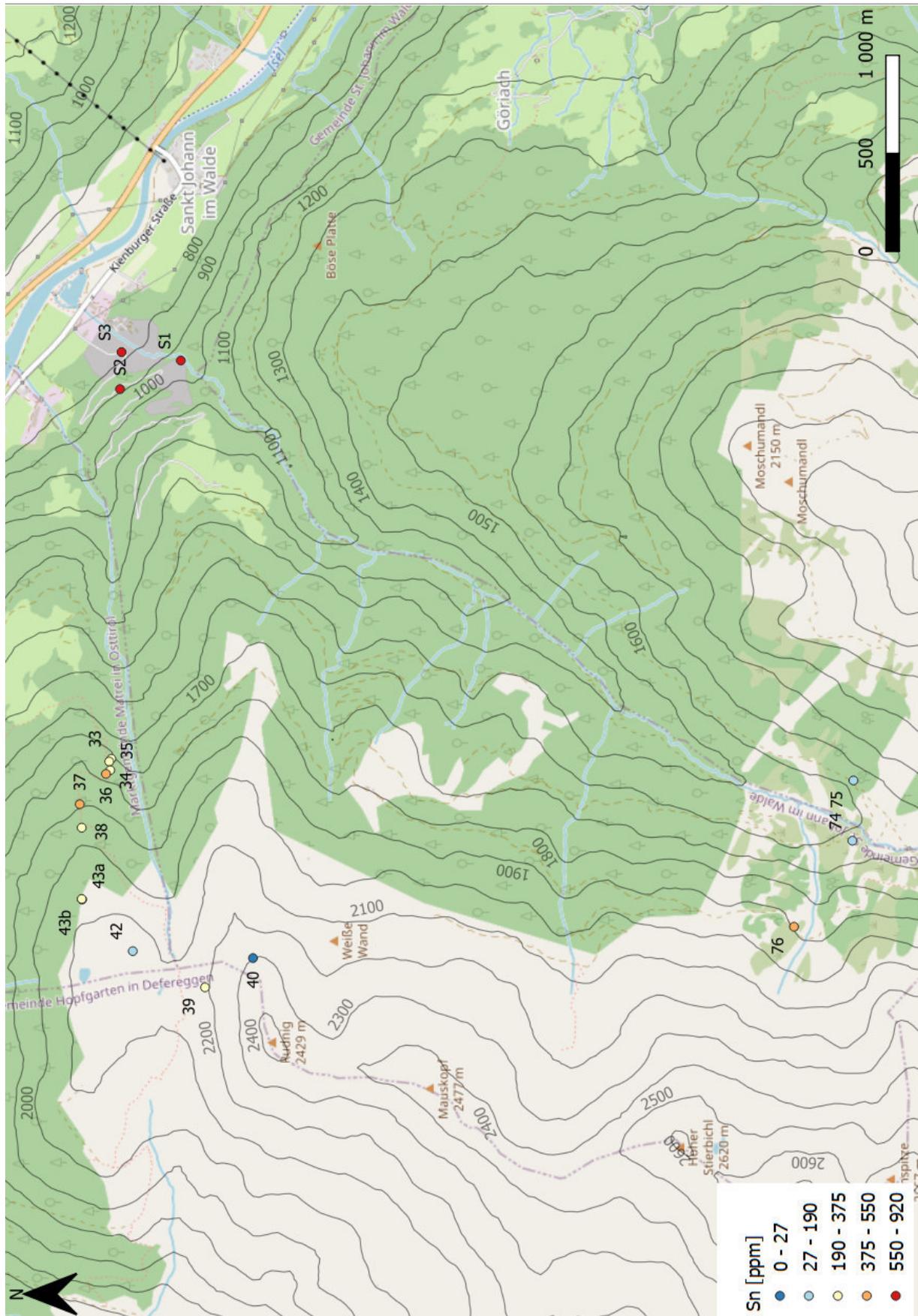


Abbildung 80: Detailkarte C). Sn-Gehalte der Muskovite.

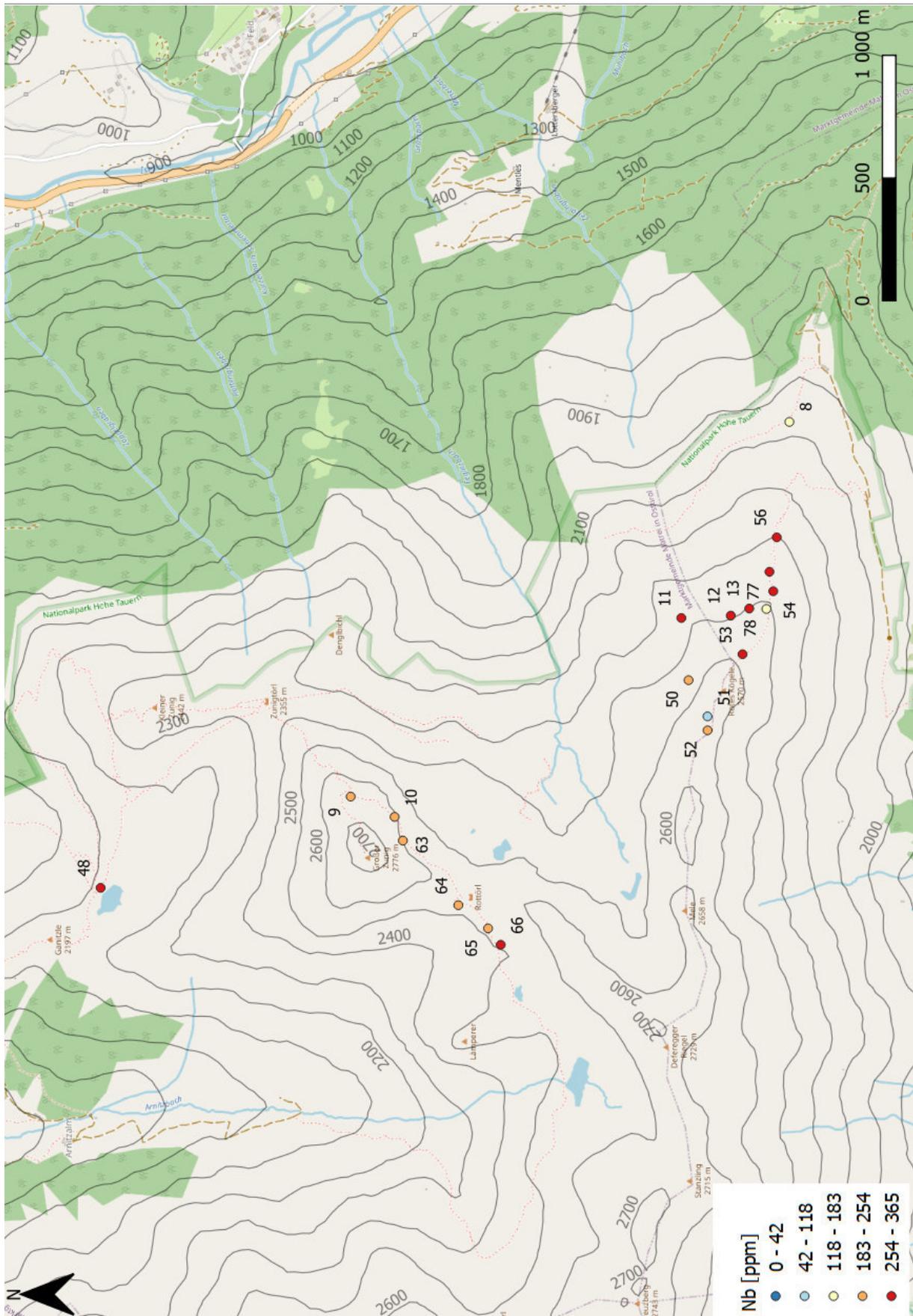


Abbildung 81: Detailkarte A). Nb-Gehalte der Muskovite.



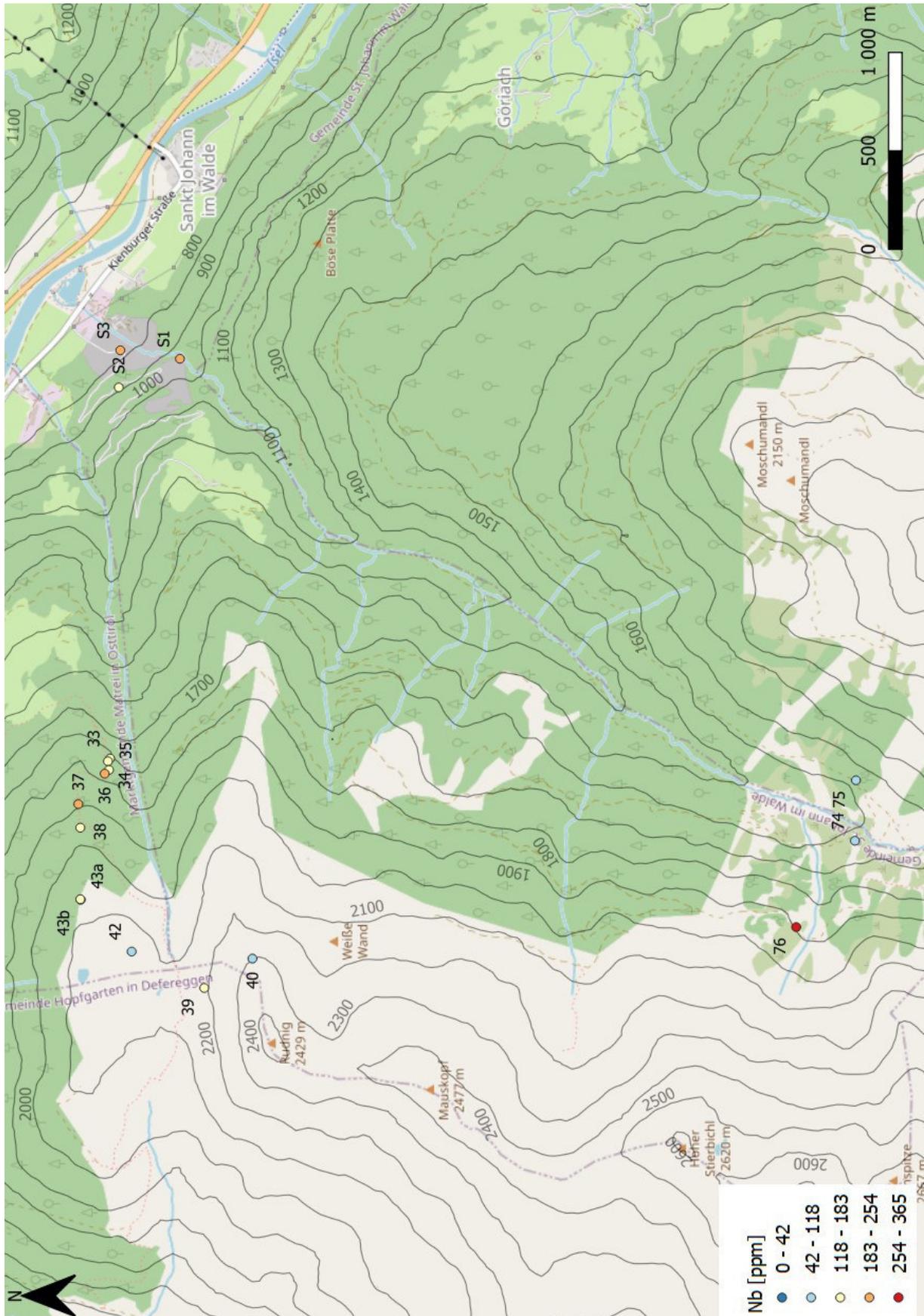


Abbildung 83: Detailkarte C). Nb-Gehalte der Muskovite.

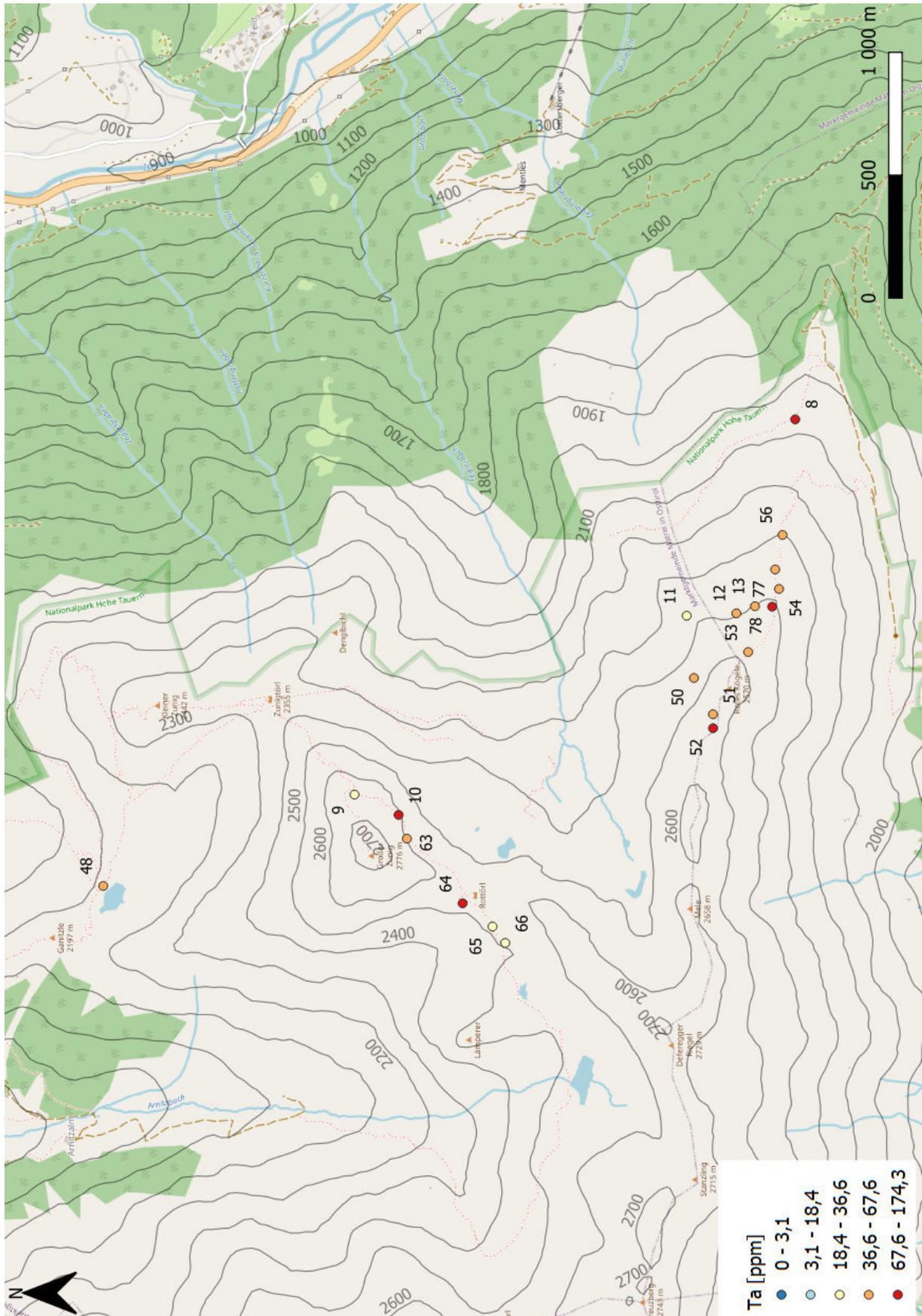


Abbildung 84: Detailkarte A). Ta-Gehalte der Muskovite.

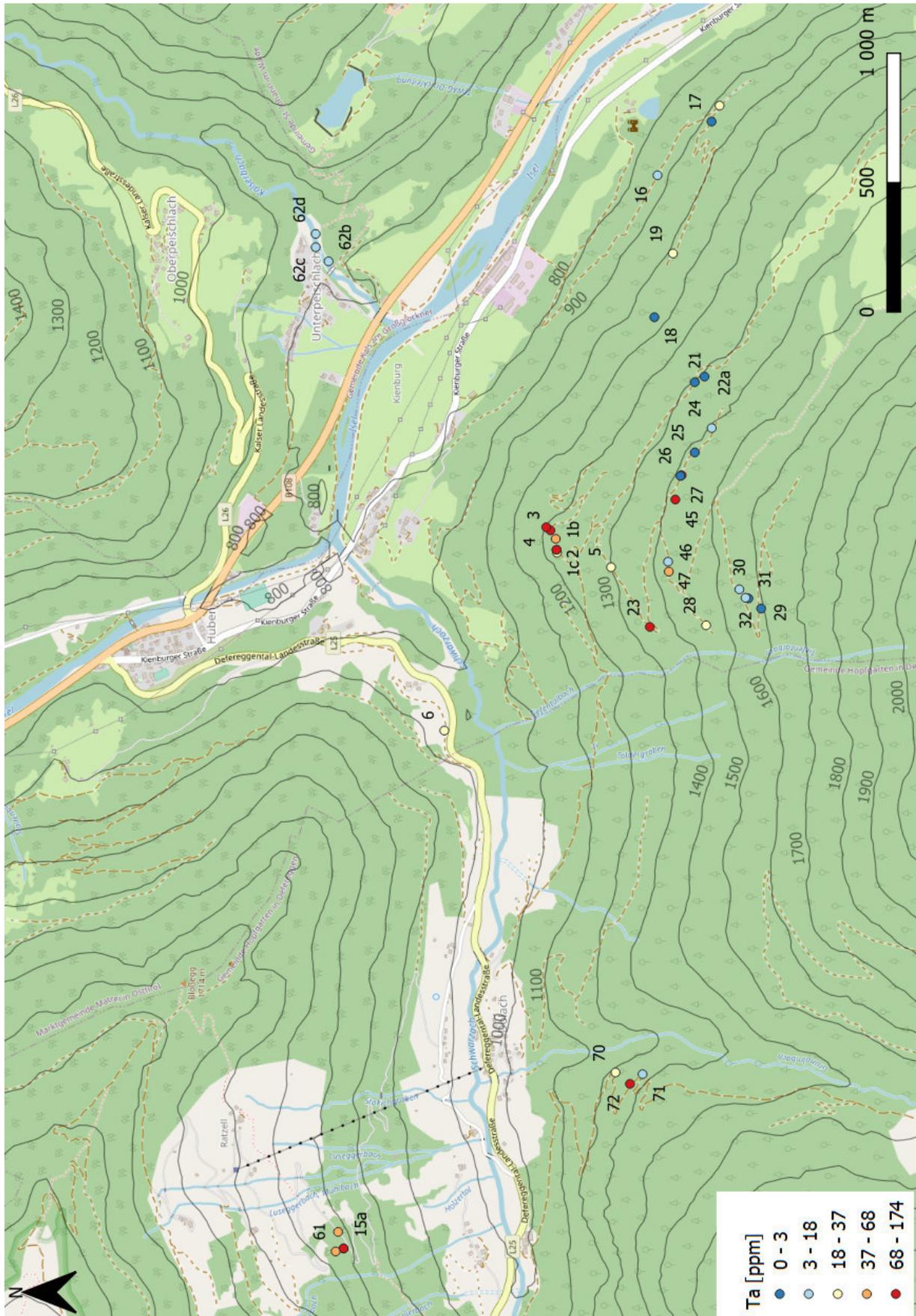


Abbildung 85: Detailkarte B). Ta-Gehalte der Muskovite.

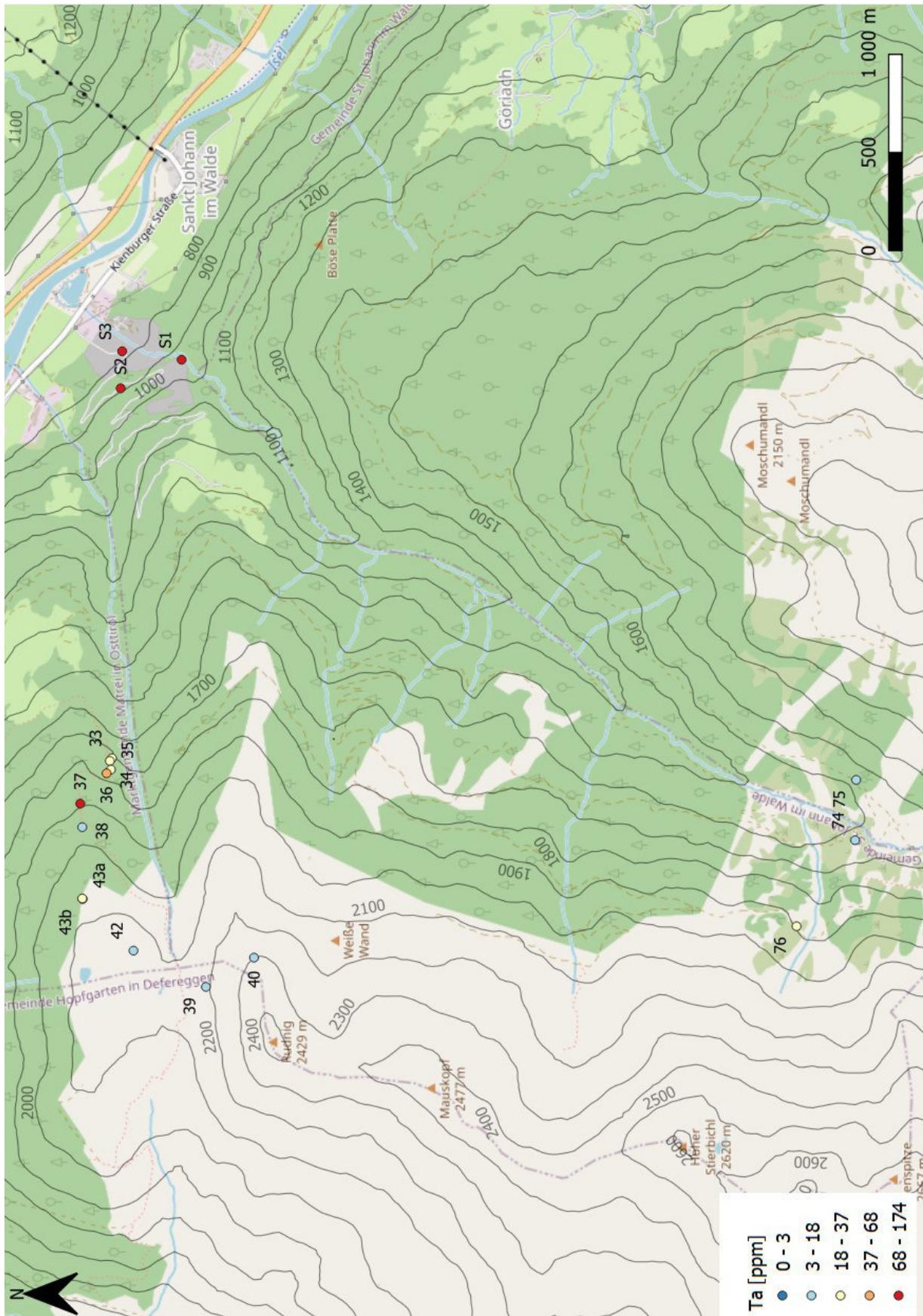


Abbildung 86: Detailkarte C). Ta-Gehalte der Muskovite.

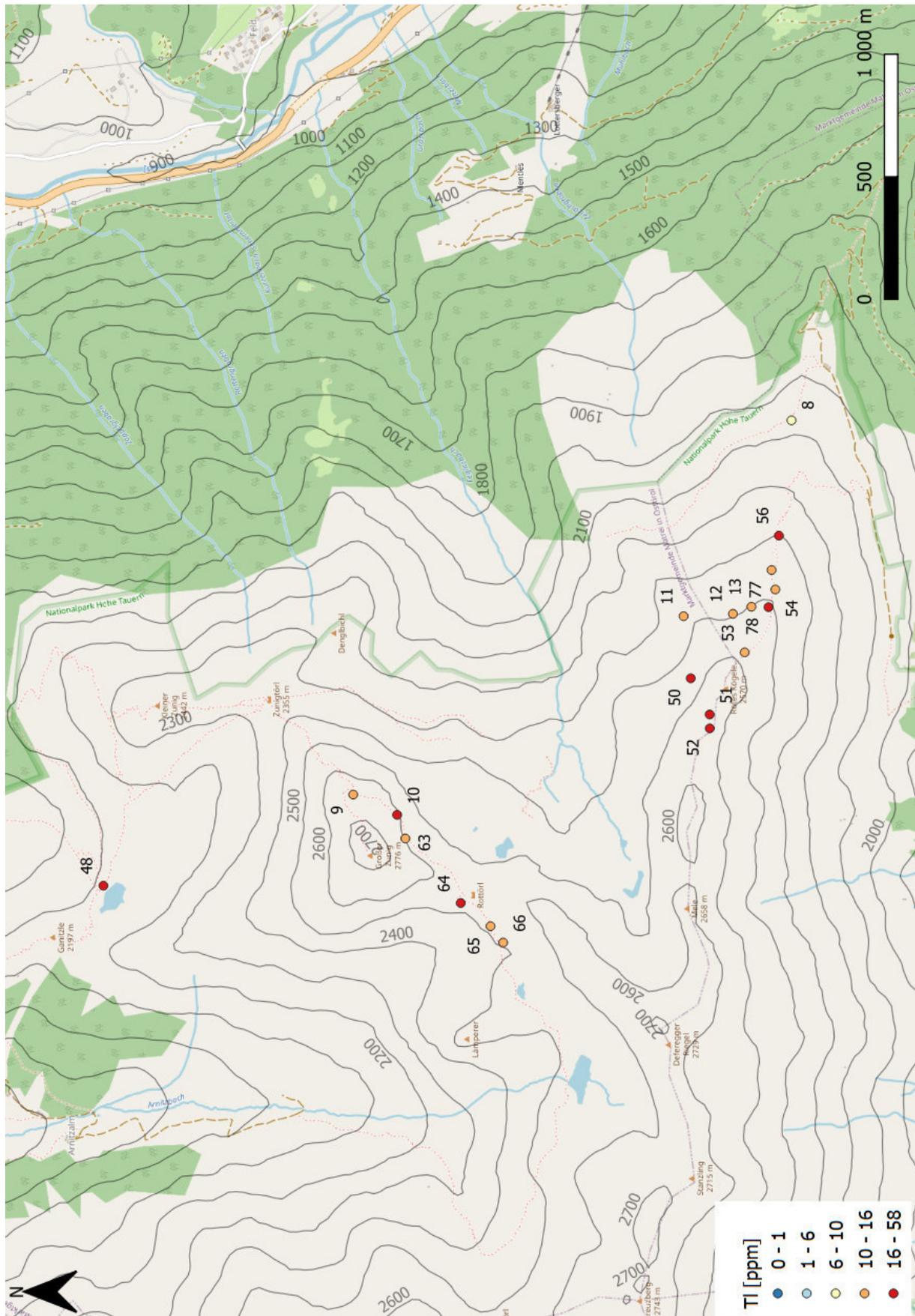


Abbildung 87: Detailkarte A). TI-Gehalte der Muskovite.

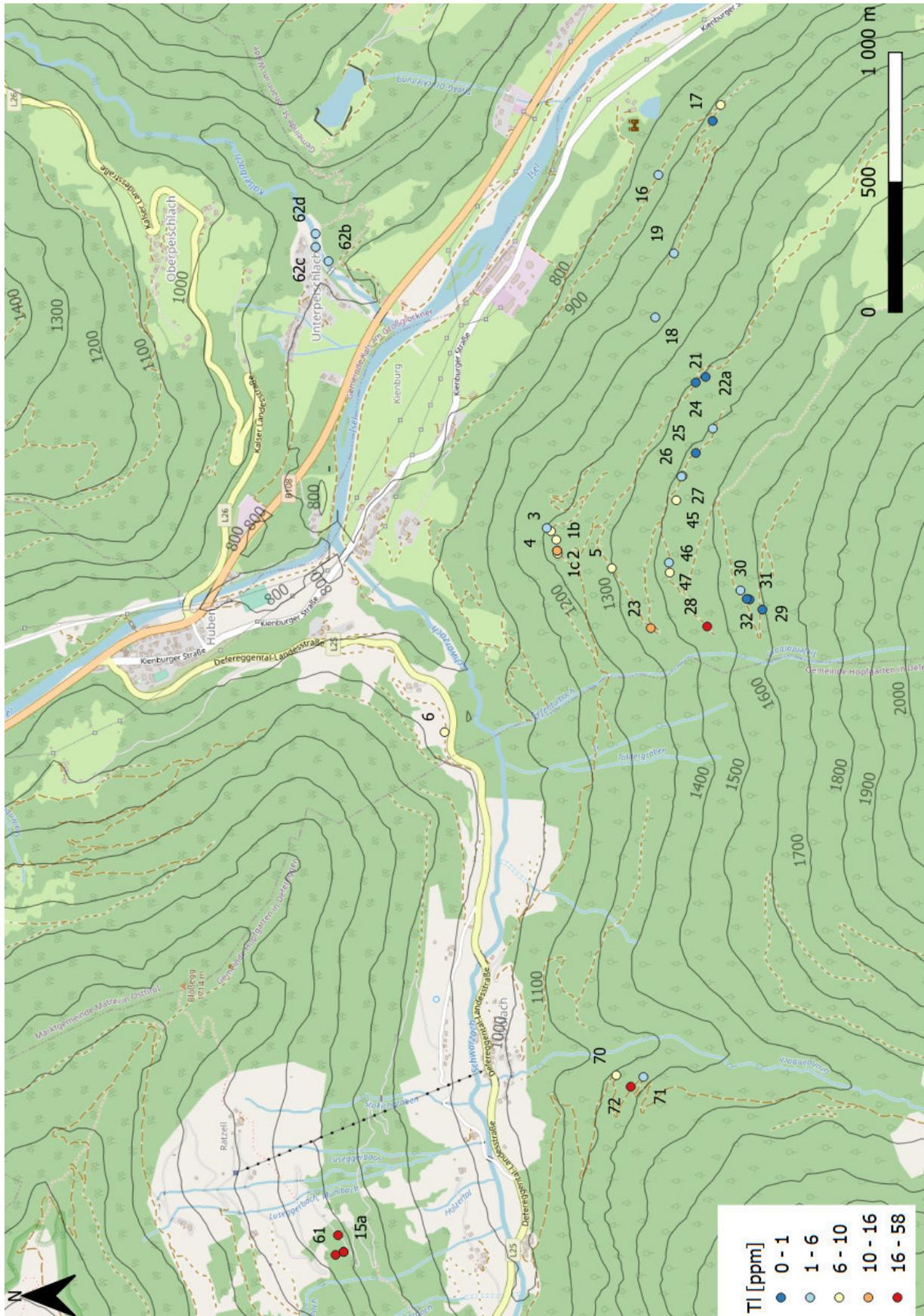


Abbildung 88: Detailkarte B). Tl-Gehalte der Muskovite.

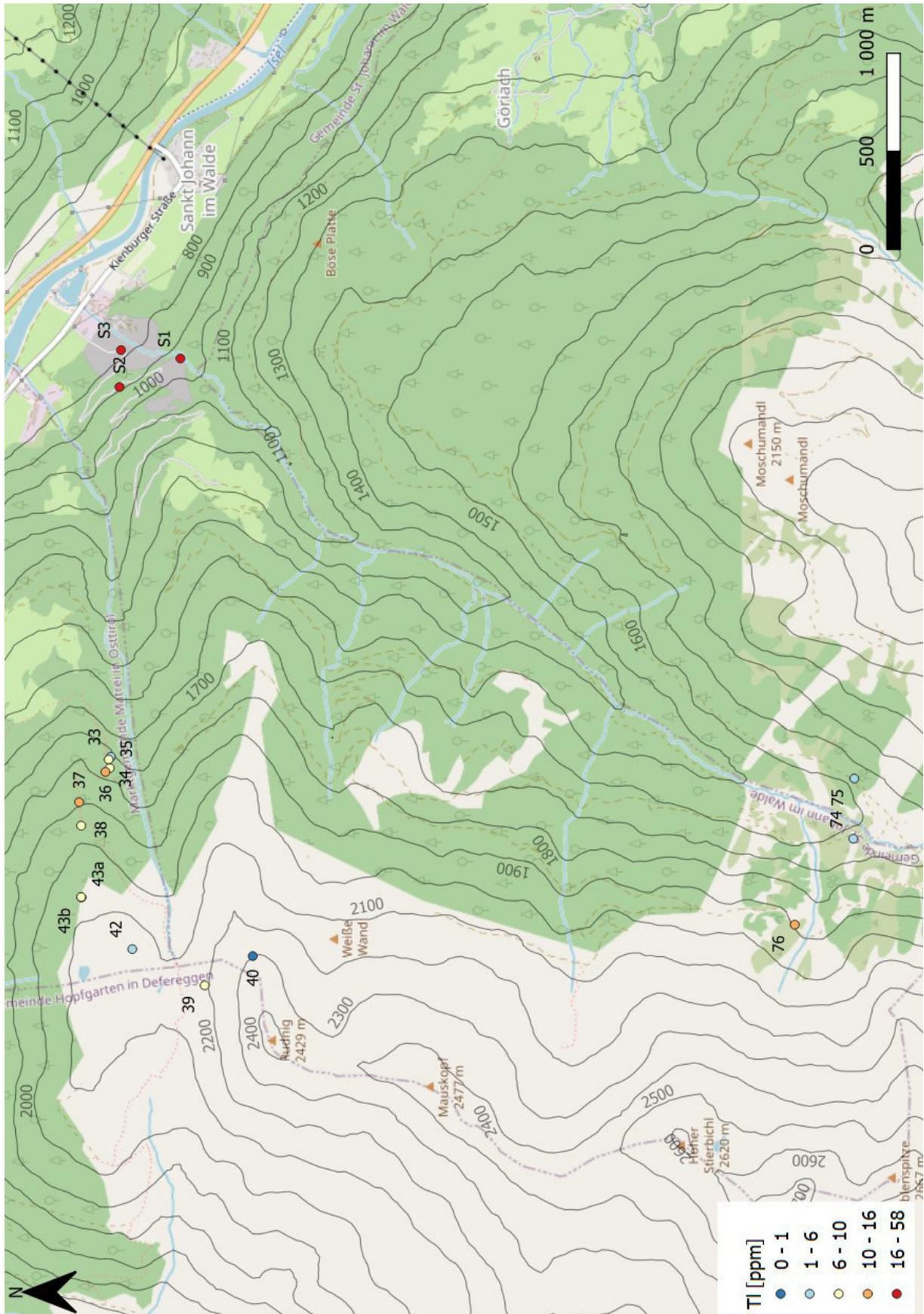


Abbildung 89: Detailkarte C). TI-Gehalte der Muskovite.



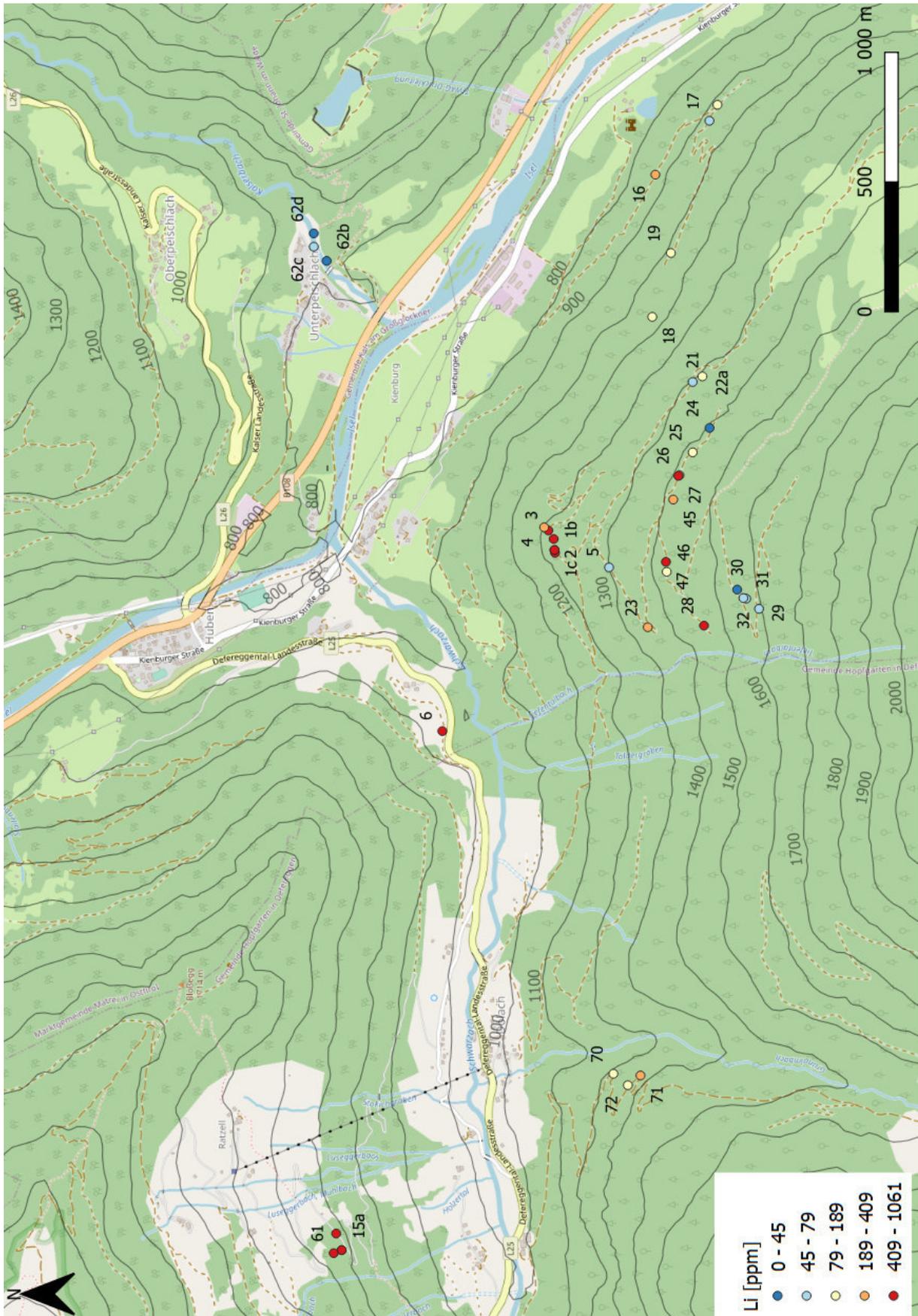


Abbildung 91: Detailkarte B). Li-Gehalte der Muskovite.

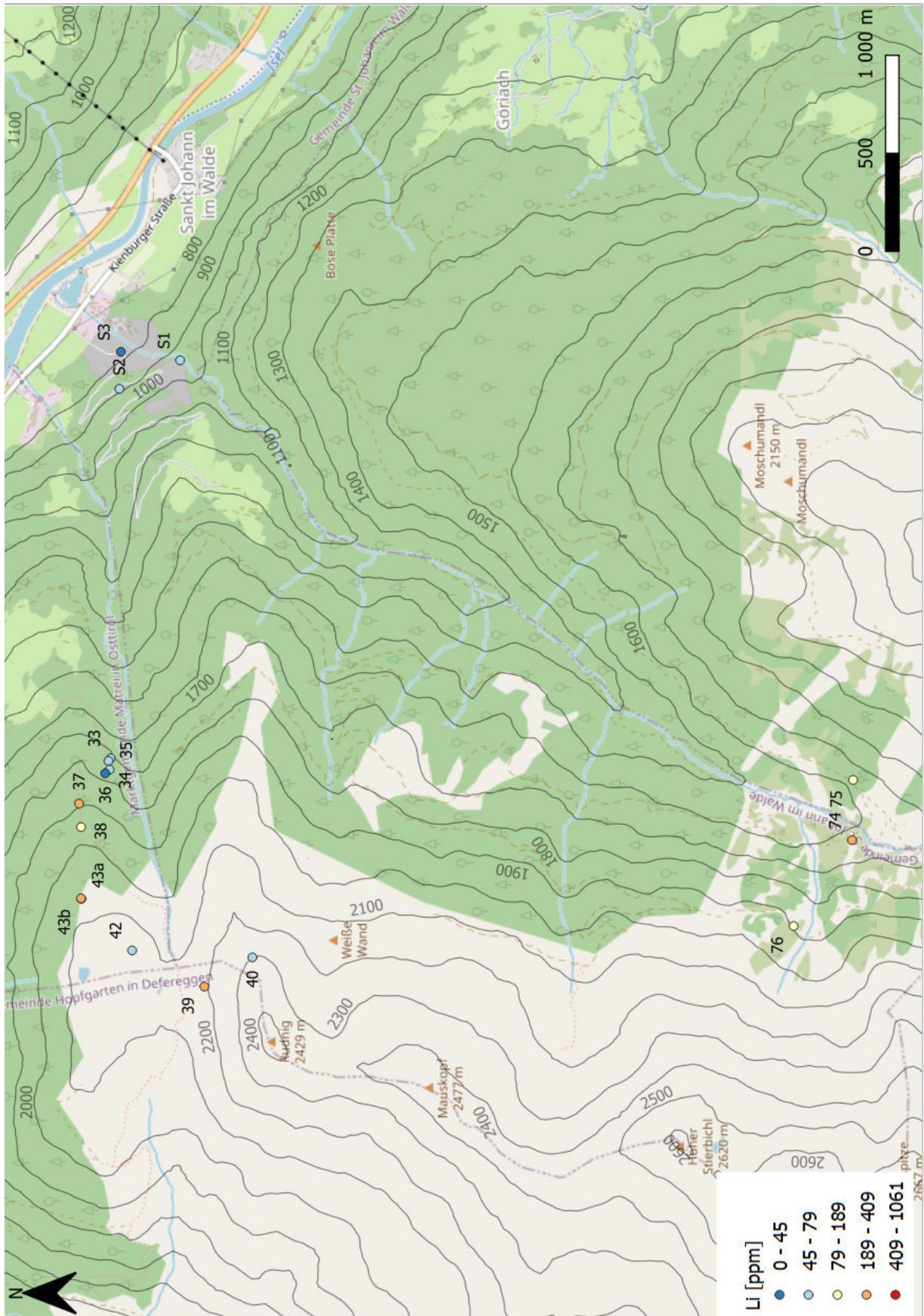


Abbildung 92: Detailkarte C). Li-Gehalte der Muskovite.

## Aufschlussbeschreibungen

Tabelle 10: Aufschlussbeschreibungen. **A** Aufschluss **B** Block **BF** Blockfeld **Qz** Quarz **Fsp** Feldspat **Mus** Muskovit **Spd** Spodumen **Gr** Graphit **Grt** Granat **Tur** Turmalin **Bt** Biotit **KG** Kristallgröße **SF** Schieferung **NG** Nebengestein **Gl/Gn** Glimmerschiefer/Gneis. Erläuterung siehe Tabelle 1.

	N [°]	E [°]	Typ	Größe [m]	Mineralbestand	Mus [cm]	KG	SF	Zoniert	NG	Anmerkung	
S1	46.903286	12.615366	A	15 x 0,5	Qz, Fsp, Mus, Gr	2	m/g	m	ja	Gl/Gn	Pegmatitgang mehrfach gestört	Steinbruch St. Johann
S2	46.906048	12.613455	A	3 x 0,5	Qz, Fsp, Mus, Gr	0,5	f/m	s	nein	Gl/Gn		Steinbruch St. Johann
S3	46.905978	12.615931	B	0,3 x 0,3	Qz, Fsp, Mus	3	m/g	m	nein	Gl/Gn	Fundstück aus Steinbruch	Steinbruch St. Johann
1a	46.921626	12.578639	A	10 x 2	Qz, Fsp, Mus, Spd, Tur, Grt, Gr	0,5	f/m	m	ja	Gl/Gn	NW der Störung. Spd KG zur Störung hin grobkörniger	Poling
1b	46.921645	12.578783	A	5 x 1,5	Qz, Fsp, Mus, Spd, Tur, Grt, Gr	0,3	m	m/s	ja	Gl/Gn	SO der Störung; Zunahme von Spd nach Störung	Poling
1c	46.921645	12.578783	A	5 x 1	Qz, Fsp, Mus	0,3	m	m/s	ja	Gl/Gn	Durch kleine Rutschung (ca. 3m) von 1b getrennt	Poling
2	46.921672	12.579337	A	40 x 4	Qz, Fsp, Mus, Spd, Tur, Grt, Gr	0,5	f	s	ja	Gl/Gn	Siehe Probennr. 67	Poling
3	46.921855	12.579769	A	2 x 1	Qz, Fsp, Mus	0,5	f	m/s	nein	Gl/Gn		Poling
4	46.921999	12.579928	A	7 x 5	Qz, Fsp, (Mus)	0,5	f	m/s	ja	Gl/Gn		Poling
5	46.919770	12.577899	B	0,5 x 0,5	Qz, Fsp, Mus	0,7	m	m	nein			Poling
6	46.925498	12.569611	A	5 x 0,5	Qz, Fsp, Mus	0,3	f	s	nein	Gl/Gn		Zöschken
8	46.940367	12.538609	B	2 x 2	Qz, Fsp, Mus	0,5	f/m	m/s	ja			Glanzalm
9	46.956297	12.518559	BF	5 x 3	Qz, Fsp, Mus, Spd	1	m/g	m/s	ja		Eventuell subanstehend; ca. 10% der Blöcke sind Peg., davon ca. 50% mit Spd	Zunig
10	46.954703	12.517473	A	0,5 x 0,5	Qz, Fsp, (Mus), Gr	0,3	f	m/s	nein	Gl/Gn		Zunig
11	46.944290	12.528116	A	0,5 x 0,5	Qz, Fsp, Mus	0,7	f	m/s	nein	Gl/Gn		Glanzalm
12	46.942495	12.528244	B	1 x 0,5	Qz, Fsp, Mus, Gr	1,5	f/m	m/s	ja			Glanzalm
13	46.941823	12.528623	BF	2 x 2	Qz, Fsp, Mus	0,7	f/m	m/s	ja			Glanzalm
14a	46.929148	12.544177	A	3 x 2	Qz, Fsp, Mus, Spd, Tur, Gr	1,5	m	m/s	ja	Gl/Gn	Unterer Pegmatitaufschluss	Ratzell
14b	46.929148	12.544177	A	1,5 x 0,5	Qz, Fsp, Mus, Spd	1	f/m	m/s	ja	Gl/Gn	Oberer Pegmatitaufschluss	Ratzell
15a	46.928958	12.543337	A	7 x 2	Qz, Fsp, Mus, Spd	1,2	f/m	m/s	ja	Gl/Gn	Unterer Pegmatitaufschluss	Ratzell
15b	46.928958	12.543337	A	5 x 2	Qz, Fsp, Mus, Spd	1	f/m	m/s	ja	Gl/Gn	Oberer Pegmatitaufschluss; siehe Probennr. 60	Ratzell
16	46.918177	12.597781	A	5 x 1	Qz, Fsp, Mus, Gr	1	f/m	s	ja	Gl/Gn	Verfaltet	Kienburg
17	46.916319	12.600508	A	2 x 1,5	Qz, Fsp, Mus, Gr	1,2	f/m	s	ja	Gl/Gn	Mehrere pegmatitische Schlieren im gleichen Aufschluss	Kienburg
18	46.918284	12.590581	B	0,5 x 0,5	Qz, Fsp, Mus	1,5	f/m	m/s	ja	Gl/Gn	mehrere Blöcke entlang der Forststraßenböschung	Poling
19	46.917644	12.593815	A	2 x 0,2	Qz, Fsp, Mus	5	f/m	s	ja	Gl/Gn	Pegmatitische Schlieren in stark geschiefertem/gestörtem Gestein	Kienburg
20	46.916044	12.601316	A	0,5 x 0,2	Qz, Fsp, Mus	2,5	f/m	m/s	nein	Gl/Gn	Mus-Nester; Pegmatitische Schlieren; Störungszone (ca. 10m mächtig) in 5m Abstand nach NNW	Kienburg
21	46.916896	12.587285	A	3 x 0,5	Qz, Fsp, Mus, Tur	4	m	s	ja	Gl/Gn	star verfaltet und geschiefert; Tur im Kontaktbereich zum NG	Poling
22a	46.916561	12.587567	A	3 x 1	Qz, Fsp, Mus, Tur, Bt	5	m/g	m/s	ja	Gl/Gn	teilweise diffuser Kontakt zum NG; Tur und Bt im Kontaktbereich zum NG	Poling

	N [°]	E [°]	Typ	Größe [m]	Mineralbestand	Mus	KG	SF	Zoniert	NG	Anmerkung	
22b	46.916561	12.587567	A	1,5 x 0,3	Qz, Fsp, Mus	3	m	s	ja	Gl/Gn	bildet zusammen mit 22a eventuell die Herkunft von 18	Poling
23	46.918438	12.574870	A	2 x 1	Qz, Fsp, Mus	0.5	f	s	nein	Gl/Gn	stark zeriebener Pegmatit in kleiner Rutschung	Poling
24	46.916314	12.584959	B	5 x 2	Qz, Fsp, (Mus)	1.5	f/m	m	nein			Poling
25	46.916895	12.583723	A	2 x 1	Qz, Fsp, Mus, (Tur)	8	m/g	m/s	ja	Gl/Gn		Poling
26	46.917350	12.582568	A	4 x 1	Qz, Fsp, (Mus), (Tur)	3	f	m	nein	Gl/Gn	zuckriges Gefüge	Poling
27	46.917387	12.582531	A	3 x 1	Qz, Fsp, (Mus)	1	f	m	nein	Gl/Gn	einzelner Block	Poling
28	46.916506	12.574951	B	1,5 x 0,5	Qz, Fsp, Mus, Spd	1	m	m	ja			Poling
29	46.914615	12.575801	A	5 x 1	Qz, (Mus), (Fsp)	3	f/m	m/s	nein	Gl/Gn	Störung mit ca. 30cm Versatz verläuft durch Pegmatit	Poling
30	46.915365	12.576776	B	0,5 x 0,5	Qz, Fsp, Mus, Tur	0.8	m	m	nein		mehrere Blöcke entlang der Forststraßenböschung	Poling
31	46.915056	12.576315	A	10 x 1	Qz, Fsp, Mus, Tur	7	m/g	m	ja	Gl/Gn		Poling
32	46.915152	12.576347	A	4 x 1	Qz, Fsp, Mus	5	m/g	m/s	nein	Gl/Gn	durch Störung von 31 getrennt	Poling
33	46.906441	12.588723	A	10 x 0,5	Qz, Fsp, Mus	5	g	m/s	ja	Gl/Gn	streicht OSO-WNW; taucht über ca. 10m immer wieder auf; sehr grobkörnig	Gossnerbach
34	46.906537	12.588540	A	3 x 2	Qz, Fsp, Mus	2	g	m/s	ja	Gl/Gn	ähnlich zu 33	Gossnerbach
35	46.906490	12.587962	A	20 x 1	Qz, Fsp, Mus	5	g	m/s	ja	Gl/Gn	ähnlich zu 33	Gossnerbach
36	46.906685	12.587712	A	3 x 2	Qz, Fsp, Mus	2	f/m	m	ja	Gl/Gn	feinkörniger als 33, 34 und 35, aber etwa in einer Linie in Richtung des Streichens (OSO-WNW)	Gossnerbach
37	46.907875	12.585682	A	2 x 0,5	Qz, Fsp, Mus	1	f	s	ja	Gl/Gn	taucht über ca. 10m immer wieder auf	Gossnerbach
38	46.907786	12.584113	A	4 x 3	Qz, Fsp, (Mus)	2	f	m	ja	Gl/Gn	nur ein kleiner Bereich mit Mus	Gossnerbach
39	46.902187	12.573430	A	10 x 2	Qz, Fsp, (Mus)	2	f/m	m/s	nein	Gl/Gn		Rudnig
40	46.900010	12.575388	A	20 x 1	Qz, Fsp, (Mus)	0.5	f/m	m/s	nein	Gl/Gn	makroskopisches Schriftgefüge	Rudnig
41	46.899970	12.575205	A	2 x 2	Qz, Fsp, Mus	1	f/m	m/s	nein	Gl/Gn	ähnlich zu 40	Rudnig
42	46.905468	12.575854	A	20 x 1,5	Qz, Fsp, Mus	5	f/m	m/s	nein	Gl/Gn	Fsp teilweise rosa/fleischfarben	Naßfeld
43a	46.907768	12.579310	A	10 x 3	Qz, Fsp, Mus	0.5	f/m	m	nein	Gl/Gn		Naßfeld
43b	46.907786	12.579343	A	5 x 0,5	Qz, Fsp, Mus	0.7	f/m	s	nein	Gl/Gn	Fsp teilweise rosa/fleischfarben	Naßfeld
44	46.913786	12.584489	A	5 x 0,5	Qz, Fsp, Mus, Tur	1.5	f/m	m/s	nein	Gl/Gn	viel Tur	Poling
45	46.917563	12.581333	A	5 x 1,5	Qz, Fsp, Mus, Tur	1	f/m	m/s	ja	Gl/Gn		Poling
46	46.917788	12.577676	A	1 x 1	Qz, Fsp, Mus	1.5	f/m	m/s	nein	Gl/Gn		Poling
47	46.917814	12.578179	A	1 x 0,5	Qz, Fsp, Mus, Tur	1	f/m	m/s	ja	Gl/Gn	direkt im Bachlauf	Poling
48	46.965376	12.513675	B	0,3 x 0,2	Qz, Fsp, Mus	0.5	f/m	m/s	nein	Gl/Gn	einzelner Block direkt neben Steig	Zunig
50	46.944028	12.524789	A	2 x 1	Qz, Mus, (Fsp)	1	m	s	nein	Gl/Gn	Hauptsächlich Qz und Mus	GlanzaIm
51	46.943341	12.522851	A	2 x 1	Qz, Mus, (Fsp)	1	m	s	nein	Gl/Gn	gleich wie 50	GlanzaIm
52	46.943337	12.522106	A	15 x 0,5	Qz, Mus, (Fsp)	1	m	s	nein	Gl/Gn	gleich wie 50 und 51	GlanzaIm
53	46.942068	12.526178	A	2 x 1	Qz, Fsp, Mus, Spd	2	f/m	s	nein	Gl/Gn		GlanzaIm
54	46.940952	12.529549	BF	2 x 2	Qz, Fsp, Mus, Spd, Grt	0.5	m/g	m	ja	Gl/Gn	Eventuell subanstehend	GlanzaIm
55	46.941066	12.530505	B	0,5 x 0,5	Qz, Fsp, Mus, Grt	0.1	f	s		Gl/Gn		GlanzaIm

	N [°]	E [°]	Typ	Größe [m]	Mineralbestand	Mus	KG	SF	Zoniert	NG	Anmerkung	
56	46.940824	12.532432	A	30 x 10	Qz, Fsp, Mus, Spd, Tur, Grt	5	m/g	m	ja	Gl/Gn	Teilweise diskordant und konkordant zum NG	Glanzalm
60	46.928958	12.543337	A	15 x 1,5	Qz, Fsp, Mus, Spd, Tur	2	f/m	s	ja	Gl/Gn	Schlitzprobe; Verlängerung von 15b hangaufwärts	Ratzell
61	46.929232	12.543184	A	1 x 1	Qz, Fsp, Mus, (Spd)	0.5	f/m	s	ja	Gl/Gn	mehrere Aufschlüsse in Verlängerung von 14 und 15 hangaufwärts; teilweise mit Spd	Ratzell
62a	46.929473	12.593416	A	15 x 2	Qz, Fsp, Mus, Tur	3	m	m	nein	Gl/Gn	bildet mit 62c und 62d parallele Gänge	Unterpeischlach
62b	46.929473	12.593416	B	0,5 x 0,5	Qz, Fsp, Mus, Tur	4	m	m	nein			Unterpeischlach
62c	46.929916	12.594134	A	15 x 2	Qz, Fsp, Mus, Tur	3	m	m	nein	Gl/Gn		Unterpeischlach
62d	46.929916	12.594807	A	15 x 2	Qz, Fsp, Mus, Tur	3	m	m	nein	Gl/Gn		Unterpeischlach
63	46.954402	12.516204	A	0,5 x 0,3	Qz, Fsp, Spd, (Mus)	1	f	s	nein	Gl/Gn	3 Aufschlüsse, nur einer davon mit Mus	Zunig
64	46.952389	12.512749	A	3 x 1	Qz, Fsp, (Mus)	1	f/m	s	nein	Gl/Gn		Zunig
65	46.951308	12.511507	B	0,3 x 0,3	Qz, Fsp, Mus, Spd	5	f/m	s	ja	Gl/Gn		Zunig
66	46.950848	12.510630	BF	5 x 3	Qz, Fsp, Mus, Spd	5	m	m	ja		kein eindeutiges Herkunftsgebiet feststellbar	Zunig
67	46.921672	12.579337	A	40 x 4	Qz, Fsp, Mus, Spd, Tur, Gr	0.5	f	s	ja	Gl/Gn	Schlitzproben; feine Bänderung im cm-Bereich	Poling
70	46.919619	12.552266	A	3 x 2	Qz, Fsp, (Mus)	1	f	m/s	nein	Gl/Gn		Grünalmbach
71	46.918689	12.552178	A	5 x 1	Qz, Fsp, Mus, Tur	5	m/g	s	nein	Gl/Gn		Grünalmbach
72	46.919122	12.551687	A	5 x 0,5	Qz, Fsp, Mus, Tur, Grt	2	f/m	s	nein	Gl/Gn	NG teilweise Quarzit	Grünalmbach
73	46.884554	12.585934	A	10 x 1	Qz, Fsp, (Mus), (Tur)	0.3	f	w	ja	Gl/Gn	wenig/keine alpidische Überprägung	Michelbach
74	46.872789	12.583240	A	15 x 3	Qz, Fsp, Mus, Tur	1.5	f/m	w	ja	Gl/Gn	wenig/keine alpidische Überprägung; 2 Aufschlüsse (5m x 3m) durch Rutschung (ca. 5m) getrennt	Michelbach
75	46.872741	12.587272	A	10 x 10	Qz, Fsp, Mus, Tur	0.7	f/m	w	ja	Gl/Gn	wenig/keine alpidische Überprägung, Sm-Nd-Alter: 253 Ma ± 7 Ma [Schuster et al. 2001b]	Michelbach
76	46.875441	12.577486	A	0,5 x 0,5	Qz, Fsp, Mus	2	m	w	nein	Gl/Gn		Michelbach
77	46.941090	12.530590	A	1 x 7	Qz, Fsp, Mus	5	m	m	ja	Gl/Gn		Glanzalm
78	46.941200	12.528600	A	0,5 x 0,5	Qz, Fsp, Mus	1	m	m	nein	Gl/Gn		Glanzalm

## Gesamtgesteinschemie

Tabelle 11: Ergebnisse der Gesamtgesteinschemie (ohne W und Co). Lokalitäten: **Zösch** Zöschken **GA** Glanzalm **GAB** Grünalmbach **STB** Steinbruch St. Johann. Analysemethoden: **A** Fusion-Na2O2 **B** Fusion-ICP **C** Fusion-MS. **Spd** Spodumenpegmatit.

Probennr.			1b	6	9	50	56	67	71	72	60_3_03	60_3_36	60_3_69	60_3_912	S2
Lokalität			Poling	Zösch	Zunig	GA	GA	Poling	GAB	GAB	Ratzell	Ratzell	Ratzell	Ratzell	STB
			Spd		Spd		Spd	Spd			Spd	Spd	Spd	Spd	
Li	%	A	0.46	< 0.01	0.67	< 0.01	1.06	0.04	< 0.01	0.01	0.71	0.69	0.44	0.06	< 0.01
Li2O	%	A	1	< 0.01	1.44	< 0.01	2.28	0.09	0.01	0.03	1.54	1.49	0.94	0.14	< 0.01
LOI	%		0.62	0.44	1.14	1.31	1.06	1.18	1.07	2.83	0.55	1.35	1.32	0.73	1.76
SiO2	%	B	77.93	74.72	77.67	74.69	76.79	76.52	76.03	75.04	76.94	75.98	75.54	75.5	75.29
Al2O3	%	B	14.92	15.62	15.05	16.11	16.74	14.84	14.59	15.74	15.42	16.06	15.49	15.37	15.74
Fe2O3 (T)	%	B	0.38	0.17	0.94	0.31	0.37	0.34	0.65	0.56	0.48	0.58	0.51	0.51	0.31
MnO	%	B	0.074	0.009	0.127	0.018	0.072	0.03	0.021	0.037	0.106	0.104	0.107	0.079	0.023
MgO	%	B	0.02	0.07	0.11	0.02	0.02	0.09	0.18	0.09	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03
CaO	%	B	0.2	0.71	0.35	0.25	0.19	0.2	0.35	0.29	0.17	0.22	0.14	0.21	0.44
Na2O	%	B	4.36	7.84	2.51	5.65	3.54	5.17	3.76	2.08	3.03	3.6	4.12	6.29	4.82
K2O	%	B	2.08	0.65	2.13	1.71	1.15	1.94	3.33	3.34	3.42	2.17	2.85	1.55	2.03
TiO2	%	B	0.004	0.012	0.044	0.01	0.015	0.004	0.103	0.021	0.036	0.038	0.031	0.038	0.006
P2O5	%	B	0.06	0.27	0.52	0.25	0.42	0.09	0.24	0.11	0.35	0.38	0.24	0.25	0.32
Total	%	B	100.7	100.5	100.6	100.3	100.4	100.4	100.3	100.1	100.5	100.5	100.4	100.6	100.8
Sc	ppm	B	1	1	2	2	2	1	3	3	2	3	2	2	1
Be	ppm	B	179	60	310	198	146	223	25	182	141	158	124	151	91
V	ppm	B	< 5	5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	6	< 5	< 5
Cr	ppm	B	< 20	< 20	30	< 20	< 20	< 20	< 20	20	< 20	< 20	20	< 20	< 20
Co	ppm	B	134	156	108	276	400	178	122	454	106	532	245	104	95
Ni	ppm	B	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	ppm	B	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Zn	ppm	B	30	< 30	60	< 30	40	30	40	50	40	80	80	60	< 30
Ga	ppm	B	22	15	26	23	32	21	18	24	21	28	26	26	26
Ge	ppm	B	4	4	5	7	7	4	4	5	5	5	5	5	6
As	ppm	B	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	ppm	B	250	70	384	440	386	218	183	496	776	563	653	377	428
Sr	ppm	B	73	78	100	75	141	39	59	71	17	16	36	48	89
Y	ppm	B	< 2	2	5	< 2	3	< 2	19	< 2	2	< 2	3	< 2	< 2
Zr	ppm	B	17	18	17	11	15	18	14	20	45	37	31	32	13
Nb	ppm	B	10	9	29	49	88	14	10	51	39	47	45	43	99
Mo	ppm	B	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	ppm	B	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
In	ppm	B	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Sn	ppm	B	28	15	88	496	1330	28	29	95	75	95	91	106	118
Sb	ppm	B	< 0.5	< 0.5	1.3	1.1	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	1.1	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Cs	ppm	B	11.7	4.9	42.3	36.7	34.2	20.9	14.1	70.9	44.1	40.7	39.3	19.2	20.6
Ba	ppm	B	31	54	32	41	41	160	276	165	63	42	65	44	44
Bi	ppm	B	< 0.4	< 0.4	2.7	< 0.4	< 0.4	< 0.4	0.7	< 0.4	0.7	< 0.4	0.9	0.7	4.4

Probennr.			1b	6	9	50	56	67	71	72	60_3_03	60_3_36	60_3_69	60_3_912	S2
Lokalität			Poling	Zösch	Zunig	GA	GA	Poling	GAB	GAB	Ratzell	Ratzell	Ratzell	Ratzell	STB
			Spd		Spd		Spd	Spd			Spd	Spd	Spd	Spd	
La	ppm	B	0.6	0.8	1	0.9	0.5	0.5	4.8	0.7	1.6	1.1	1.4	1	0.1
Ce	ppm	B	1	1.6	2	2.2	1	0.8	9.8	1.5	3.1	2.3	2.8	2	0.2
Pr	ppm	B	0.1	0.16	0.31	0.37	0.13	0.08	1.08	0.15	0.35	0.21	0.31	0.22	< 0.05
Nd	ppm	B	0.3	0.6	1	2.2	0.6	0.2	4.3	0.5	1.5	1	1.1	1	< 0.1
Sm	ppm	B	0.2	0.2	0.7	0.8	0.3	< 0.1	1.5	0.1	0.4	0.4	0.4	0.3	0.1
Eu	ppm	B	< 0.05	0.26	0.07	0.12	< 0.05	< 0.05	0.26	0.19	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Gd	ppm	B	0.2	0.2	0.9	0.6	0.4	0.1	1.8	0.1	0.3	0.3	0.4	0.3	< 0.1
Tb	ppm	B	< 0.1	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.5	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Dy	ppm	B	0.3	0.2	1.1	0.4	0.4	0.2	3.1	0.2	0.3	0.4	0.3	0.4	< 0.1
Ho	ppm	B	< 0.1	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.5	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Er	ppm	B	0.1	< 0.1	0.4	< 0.1	< 0.1	< 0.1	1.6	< 0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	< 0.1
Tm	ppm	B	< 0.05	< 0.05	0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	0.24	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Yb	ppm	B	0.2	< 0.1	0.4	< 0.1	< 0.1	< 0.1	1.5	< 0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	< 0.1
Lu	ppm	B	< 0.04	< 0.04	0.06	< 0.04	< 0.04	< 0.04	0.21	< 0.04	< 0.04	< 0.04	< 0.04	< 0.04	< 0.04
Hf	ppm	B	1	1.2	0.7	0.6	1.3	1.4	0.6	1.7	1.9	2.2	1.3	1.3	1.4
Ta	ppm	B	13.1	9.6	23	66.9	122	16.6	7.1	99.2	35.9	33.8	26.1	25.8	249
W	ppm	B	1630	1730	1420	3370	4550	2110	1390	5320	1440	6220	2890	1200	1680
Tl	ppm	B	1.5	0.5	2.4	2.3	2	1.2	0.8	2.2	5.1	3.6	4.2	1.9	2.1
Pb	ppm	B	33	8	22	18	9	27	48	19	27	15	25	18	32
Th	ppm	B	0.5	0.5	0.6	0.5	0.9	0.4	2.8	0.7	1.1	0.9	1	0.7	0.3
U	ppm	B	3.1	4.9	12.8	2.6	13.9	2	5.5	14.3	9.6	15	10.5	8.5	7.7

# LA-ICP-MS- und REM-EDS-Messwerte

Tabelle 12: Muskovitmesswerte in Masse%. Probenendung: **\_1** Randmessung **\_2** Mittelmessung. **Spd** Spodumenpegmatit **STB** Steinbruch.

	1a_1_1	1a_1_2	1a_2_1	1a_2_2	1a_4_1	1a_4_2	1b_1_1	1b_1_2	1c_1_1	1c_1_2	2_1_1	2_1_2	2_3_1	2_3_2	2_4_1	2_4_2	3_1_1	3_1_2	3_2_1	3_2_2	
<b>REM-EDS</b> [%]																					
Si	21.1	21.1	20.59	20.59	20.83	20.83	21.0	21.0	20.94	20.94	22.0	22.0	20.45	20.45	21.8	21.8	20.28	20.28	21.1	21.1	
Al	19.1	19.1	19.8	19.8	19.2	19.2	19.1	19.1	18.4	18.4	19.1	19.1	20.84	20.84	20.20	20.20	19.9	19.9	18.8	18.8	
Na	0.65	0.65	0.50	0.50	0.51	0.51	0.42	0.42	0.47	0.47	0.51	0.51	0.81	0.81	0.43	0.43	0.45	0.45	0.68	0.68	
Ca	0.00	0.00	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.01	0.01	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.07	0.07	
Fe	1.5	1.5	1.4	1.4	1.4	1.4	1.5	1.5	1.6	1.6	0.93	0.93	0.79	0.79	1.3	1.3	0.88	0.88	1.0	1.0	
K	7.9	7.9	8.5	8.5	8.9	8.9	9.1	9.1	8.6	8.6	8.3	8.3	9.0	9.0	8.8	8.8	8.4	8.4	9.4	9.4	
<b>LA-ICP-MS</b> [ppm]																					
Li	635	644	235	180	509	677	136	255	446	442	359	450	577	555	445	400	1076	1031	651	644	
Be	41	36	36	38	25	24	44	40	33	33	32	27	46	44	31	37	29	25	33	33	
B	111	145	130	220	123	156	260	220	247	283	92	132	79	107	379	335	110	119	72	84	
Mg	2301	2271	837	1086	2607	2471	1565	1441	1544	1306	1117	1078	853	908	3350	2655	3739	3337	1169	1204	
P	85	79	69	53	87	71	39	55	56	42	86	130	55	65	73	69	41	54	101	91	
Ti	422	383	940	387	382	389	396	379	403	435	426	235	1601	547	239	262	848	787	578	452	
Mn	176	223	318	357	193	181	397	347	283	293	167	148	256	207	266	220	100	83	227	175	
Zn	92	101	186	310	87	93	269	237	175	158	87	87	112	92	95	101	27	27	97	82	
Ga	108	99	140	126	104	99	115	106	128	125	111	110	111	114	121	128	80	85	110	118	
Ge	2.6	3.3	2.9	2.6	3.3	3.4	2.8	2.9	2.8	3.3	2.5	3.3	2.0	2.5	4.5	3.2	2.8	3.1	2.6	3.4	
Rb	1343	1307	2026	2294	1365	1335	2924	2140	3043	3098	1429	1560	1896	2356	2334	2254	1093	2046	1835	2008	
Sr	1.2	1.9	0.27	0.18	0.86	1.0	0.56	0.47	0.45	0.20	7.4	1.6	0.56	0.29	11	7.9	24	19	2.8	1.3	
Zr	0.51	0.52	0.63	0.70	0.63	0.54	0.77	0.57	0.40	0.38	0.55	0.47	0.92	0.71	0.21	0.32	0.29	0.45	0.63	0.62	
Nb	124	138	231	166	176	161	246	172	216	183	256	305	187	304	233	207	108	136	318	294	
Sn	284	302	330	265	337	327	362	367	442	508	224	303	168	331	281	234	186	289	322	446	
Cs	42	45	47	81	48	44	133	86	330	309	34	59	18	40	96	91	105	252	48	59	
Ba	65	71	3.8	0.44	66	65	7.1	13	1.2	0.59	85	44	62	2.5	39	47	648	106	27	17	
Ta	17	20	31	14	25	24	22	33	127	141	35	64	24	46	29	22	102	130	63	72	
W	18	20	10	4.0	23	21	5.9	7.2	4.9	3.8	8.9	10	10	10	2.3	4.1	16	14	11	9.5	
Tl	6.6	6.5	9.8	12	6.3	6.3	12	9.1	16	16	7.4	8.7	9.4	11	9.0	8.6	4.4	6.7	9.0	9.0	
Pb	16	17	14	9.0	11	12	9.9	12	20	12	36	23	12	14	39	26	26	23	16	14	
K/Rb	59	60	42	37	65	67	31	42	28	28	58	53	48	38	38	39	77	41	51	47	
<b>Lokalität</b>	Poling																				
	Spd																				

	4_1_1	4_1_2	5_1	5_2	6_1	6_2	8_1	9_1_1	9_1_2	9_1_3	9_2_1	9_2_2	9_3_1	9_3_2	10_1	10_2	11_1	11_2	12_1	
REM-EDS [%]																				
Si	20.91	20.91	20.87	20.87	21.2	21.2	21.4	21.3	21.3	21.3	21.0	21.0	19.8	19.8	21.5	21.5	21.5	21.5	21.1	
Al	19.1	19.1	19.4	19.4	19.9	19.9	19.9	19.1	19.1	19.1	17.6	17.6	19.8	19.8	20.22	20.22	20.75	20.75	19.9	
Na	0.30	0.30	0.54	0.54	0.75	0.75	0.55	0.46	0.46	0.46	0.37	0.37	0.41	0.41	0.55	0.55	1.1	1.1	0.67	
Ca	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.10	0.10	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.16	0.14	0.14	0.00	
Fe	1.3	1.3	0.89	0.89	0.65	0.65	0.61	1.4	1.4	1.4	1.6	1.6	1.3	1.3	1.2	1.2	0.61	0.61	0.56	
K	8.5	8.5	8.9	8.9	8.4	8.4	9.0	8.5	8.5	8.5	8.5	8.5	8.8	8.8	8.5	8.5	8.5	8.5	8.9	
LA-ICP-MS [ppm]																				
Li	322	425	45	63	427	392	263	858	871	1204	1191	1088	1153	102	57	34	27	171		
Be	32	25	17	19	24	19	54	50	56	44	56	37	38	48	51	22	15	38		
B	87	89	101	91	39	39	193	179	154	58	60	98	100	182	207	162	161	99		
Mg	2343	2724	615	529	3132	2525	598	1626	1506	3063	2932	3090	2962	519	746	172	249	718		
P	49	60	90	91	58	97	111	92	124	115	73	69	71	273	257	154	136	96		
Ti	57	92	122	122	3226	1132	766	1179	992	2010	2070	1812	1982	413	822	435	394	1908		
Mn	225	252	163	131	33	111	326	231	222	262	254	206	210	413	755	75	43	330		
Zn	85	85	75	85	47	84	244	163	153	144	142	145	113	133	206	39	26	115		
Ga	58	65	104	124	104	103	100	107	111	111	114	91	103	111	108	124	120	129		
Ge	2.9	3.3	3.5	3.9	2.9	3.2	4.9	3.2	3.9	3.2	2.7	3.0	3.1	7.5	5.4	4.3	4.5	3.6		
Rb	964	1027	1978	2542	1378	1635	1669	2192	2363	1864	2017	1649	1685	4641	4582	2580	2677	2944		
Sr	5.1	5.0	0.33	0.08	4.6	2.9	43	2.1	1.2	2.2	2.4	5.5	3.8	3.3	3.4	0.29	1.0	1.5		
Zr	0.29	0.40	0.41	0.62	1.2	0.73	0.13	0.89	1.3	1.1	1.1	0.49	0.76	0.55	0.81	1.0	1.0	1.4		
Nb	100	107	314	342	217	297	181	261	261	267	280	210	223	188	243	256	261	371		
Sn	406	480	251	289	152	234	439	390	444	346	398	356	370	916	924	532	571	429		
Cs	144	142	114	124	22	24	25	104	68	50	71	62	51	243	233	74	84	63		
Ba	86	83	3.0	0.57	361	162	139	6.6	4.8	52	57	78	84	4.5	26	2.8	2.2	2.2		
Ta	162	186	31	28	25	39	71	32	35	40	45	35	33	89	84	30	33	60		
W	13	15	12	12	14	13	6.3	12	11	18	17	15	16	3.4	6.5	21	19	25		
Tl	4.6	4.8	7.8	11	7.0	8.6	8.4	12	13	11	12	10	11	29	29	13	14	15		
Pb	17	15	8.1	6.4	12	12	45	13	12	12	15	24	21	23	61	5.6	11	13		
K/Rb	88	83	45	35	61	51	54	39	36	46	42	54	52	18	19	33	32	30		
Lokalität	Poling	Poling	Poling	Poling	Zöschken	Zöschken	Glanzalm	Zunig	Glanzalm	Glanzalm	Glanzalm									

	12_2	13_1	13_2	14_2_1	14_3_1	14_3_2	14_4_1	14_4_2	14_5_1	14_5_2	14_6_1	14_6_2	15_1_1	15_1_2	15_2_1	15_2_2	15_3_1	15_3_2
REM-EDS [%]																		
Si	21.1	20.30	20.30	20.63	20.80	20.80	21.3	21.3	21.0	21.0	20.61	20.61	20.54	20.54	21.8	21.8	21.9	21.9
Al	19.9	18.9	18.9	19.8	18.1	18.1	19.6	19.6	19.4	19.4	18.7	18.7	21.7	21.7	21.3	21.3	19.3	19.3
Na	0.67	0.37	0.37	0.54	0.26	0.26	0.70	0.70	0.86	0.86	0.38	0.38	0.57	0.57	0.78	0.78	0.63	0.63
Ca	0.00	0.15	0.15	0.05	0.02	0.02	0.09	0.09	0.09	0.09	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.08	0.08
Fe	0.56	1.0	1.0	0.45	2.0	2.0	0.70	0.70	0.35	0.35	1.3	1.3	1.0	1.0	1.4	1.4	0.70	0.70
K	8.9	8.7	8.7	8.1	9.1	9.1	8.0	8.0	8.0	8.0	8.6	8.6	8.8	8.8	9.4	9.4	9.1	9.1
LA-ICP-MS [ppm]																		
Li	167	284	269	552	799	820	539	611	523	547	866	831	412	346	838	607	894	824
Be	36	38	36	42	45	45	52	48	37	34	49	51	44	39	50	43	50	40
B	93	127	132	177	116	131	207	177	287	259	254	199	184	158	222	195	161	167
Mg	652	1994	2077	128	1170	1156	602	690	383	499	1350	1206	1258	950	1187	1010	1755	1684
P	106	90	104	133	89	99	172	147	221	295	107	108	148	136	193	178	103	122
Ti	1665	349	223	355	3891	4198	2122	1763	662	1028	4002	4338	2394	2306	2658	2398	3719	2775
Mn	305	43	34	238	315	309	176	194	216	256	389	368	49	98	332	253	361	309
Zn	105	48	40	123	111	111	150	180	84	97	100	107	33	74	119	127	121	145
Ga	125	98	92	110	121	124	130	134	130	140	127	126	117	133	132	138	133	129
Ge	3.7	3.8	4.0	6.8	3.0	2.7	4.8	4.9	5.4	7.7	4.0	3.0	4.4	3.4	5.7	4.8	4.2	3.8
Rb	2760	2117	2360	3357	1986	1887	3157	3518	5900	6858	2455	1968	2859	2876	3691	3683	3408	3849
Sr	3.2	2.5	6.3	3.0	3.0	0.72	0.48	0.35	1.2	0.81	1.7	1.0	3.1	1.0	3.4	0.92	2.3	1.9
Zr	1.2	0.83	0.74	0.21	1.8	1.8	1.2	1.6	0.59	0.92	1.3	1.8	1.3	1.3	0.94	1.1	1.5	1.4
Nb	360	291	246	167	273	292	323	332	223	280	288	291	347	342	342	366	386	361
Sn	425	445	480	631	320	325	527	631	595	727	516	357	511	468	776	660	573	685
Cs	60	69	86	734	39	35	177	142	239	393	93	36	80	75	157	106	92	125
Ba	4.0	8.8	8.9	12	13	13	7.6	5.4	18	8.1	19	16	15	18	33	12	28	32
Ta	54	64	59	64	26	25	41	47	83	111	52	27	35	38	74	58	53	61
W	23	29	28	16	35	37	41	40	18	29	41	34	42	40	32	31	33	33
Tl	14	12	13	19	11	11	16	17	33	38	14	11	16	16	20	19	19	21
Pb	14	12	16	17	6.9	6.7	7.1	4.7	5.2	4.9	11	8.9	11	5.1	14	6.6	12	9.6
K/Rb	32	41	37	24	46	48	25	23	14	12	35	44	31	31	25	26	27	24
Lokalität	Glanzalm	Glanzalm	Glanzalm	Ratzell														
	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd

	16_1	16_2	17_1	18_1_1	18_1_2	18_2_1	18_2_2	19_1	19_2	20_1_1	20_1_2	21_1	21_2	22a_1	22a_2	23_1	24_1	24_2
REM-EDS [%]																		
Si	21.5	21.5	20.86	20.11	20.11	21.6	21.6	21.3	21.3	20.37	20.37	20.58	20.58	20.38	20.38	20.46	20.90	20.90
Al	20.61	20.61	20.27	20.92	20.92	20.10	20.10	21.2	21.2	19.8	19.8	19.8	19.8	20.30	20.30	19.8	20.02	20.02
Na	0.80	0.80	0.90	0.84	0.84	0.75	0.75	1.1	1.1	0.84	0.84	0.51	0.51	0.71	0.71	0.47	0.62	0.62
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.05	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
Fe	0.57	0.57	0.54	0.37	0.37	0.90	0.90	0.56	0.56	0.67	0.67	1.3	1.3	0.67	0.67	0.72	0.47	0.47
K	8.9	8.9	8.4	8.8	8.8	8.9	8.9	8.1	8.1	7.9	7.9	8.9	8.9	8.5	8.5	8.6	9.1	9.1
LA-ICP-MS [ppm]																		
Li	240	241	58	198	198	157	184	123	92	187	125	27	81	82	88	408	30	26
Be	8.0	11	3.5	3.0	3.7	5.3	3.1	10	8.0	13	8.3	2.5	5.4	11	5.1	28	12	12
B	51	59	44	69	61	63	50	45	87	59	57	54	57	87	69	212	87	120
Mg	3276	3458	3600	3181	3002	3854	3617	2471	3763	3623	3144	2198	3247	2315	2651	3338	1641	1625
P	61	75	56	86	104	95	88	97	95	82	79		60	120	88	129	133	104
Ti	3067	2465	2986	1823	1035	1803	1781	915	438	1250	1043	976	1854	1317	1405	971	1284	630
Mn	49	68	84	61	49	38	30	50	78	20	18	91	126	135	85	39	114	115
Zn	37	37	21	18	25	12	9.6	154	14	14	20	13	13		26	42	33	42
Ga	70	77	61	60	54	61	69	66	72	85	81	24	67	62	60	83	50	54
Ge	1.6	1.8	1.5	1.6	2.2	1.7	2.2	1.8	2.8	2.9	2.7	0.86	1.8	2.3	1.5	7.3	2.1	3.0
Rb	427	502	217	320	300	298	327	281	966	1165	1221	137	250	304	278	3242	294	354
Sr	12	12	24	18	20	56	23	77	27	21	4.2	6.3	14	6.4	6.7	32	4.6	3.3
Zr	1.6	1.8	2.3	1.8	1.1	1.1	2.3	0.91	1.2	0.92	0.70	0.10	2.4	1.4	1.5	0.50	1.1	1.5
Nb	55	91	28	44	42	32	44	66	173	141	177	21	57	54	52	66	49	66
Sn	44	73	13	34	30	25	20	33	55	167	197	9.3	17	32	21	405	24	31
Cs	18	29	2.2	5.5	6.3	7.1	4.0	12	35	44	45	14	2.9	5.3	3.9	667	3.0	4.8
Ba	1384	1322	1731	466	474	1009	471	1393	208	242	261	228	351	81	107	33	162	82
Ta	8.7	23	1.4	2.5	2.4	4.6	2.1	17	25	30	35	1.5	2.4	2.7	2.4	116	3.3	3.5
W	18	13	18	22	23	12	25	8.6	10	7.8	9.9	8.5	27	30	30	4.2	14	8.0
Tl	1.9	2.4	0.71	1.2	0.86	1.3	1.3	1.1	1.8	4.5	6.8	0.56	0.70	1.0	0.87	9.7	1.0	1.0
Pb	12	12	14	10	12	24	13	36	48	35	22	6.9	7.8	7.4	5.7	34	17	17
K/Rb	209	177	388	274	292	298	272	290	84	68	65	650	356	278	304	27	308	256
Lokalität	Kienburg	Kienburg	Kienburg	Kienburg	Poling	Poling	Poling	Kienburg	Kienburg	Kienburg	Kienburg	Poling						

	25_1	25_2	26_1	27_1	27_2	28_1	28_2	29_1	29_2	30_1	30_2	31_1_1	31_2_1	31_2_2	32_1	32_2	33_1	33_2
REM-EDS [%]																		
Si	21.7	21.7	19.95	20.05	20.05	20.71	20.71	20.01	20.01	20.02	20.02	20.37	20.43	20.43	20.84	20.84	19.6	19.6
Al	20.44	20.44	20.00	20.58	20.58	20.53	20.53	20.01	20.01	20.16	20.16	20.29	20.29	19.99	21.0	21.0	19.6	19.6
Na	0.68	0.68	0.51	0.63	0.63	0.38	0.38	1.1	1.1	0.88	0.88	0.62	0.62	0.59	0.67	0.67	0.64	0.64
Ca	0.02	0.02	0.00	0.06	0.06	0.00	0.00	0.08	0.08	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.06	0.06	0.01	0.01
Fe	1.0	1.0	0.95	0.79	0.79	1.1	1.1	0.79	0.79	0.89	0.89	0.95	0.95	1.3	0.59	0.59	0.69	0.69
K	9.0	9.0	8.9	8.6	8.6	9.0	9.0	7.8	7.8	8.1	8.1	8.5	9.0	9.0	9.0	9.0	8.3	8.3
LA-ICP-MS [ppm]																		
Li	118	106	295	408	550	541	664	66	50	13	13	50	90	80	49	43	61	64
Be	3.7	7.1	14	11	10	21	19	6.7	2.4	24	29	13	4.8	7.0	8.2	6.8	34	33
B	83	74	227	73	37	281	236	52	24	117	122	86	73	72	75	71	102	79
Mg	3980	3728	2247	3407	2276	33	33	4187	3185	617	686	2096	2743	2497	1849	1867	1156	1098
P	58	54	61	70	51	103	102	95	84	380	302	114	117	111	94	90	141	103
Ti	1722	1726	87	1994	716	139	150	2776	2669	111	129	1254	1459	1334	622	466	543	537
Mn	114	117	99	252	139	210	187	27	20	64	64	87	98	95	96	97	70	64
Zn	26	34	23	46	29	96	99	4.4	4.4	31	31	23	16	18	17	16	121	116
Ga	61	61	105	71	78	123	133	39	39	67	62	51	52	50	29	23	77	74
Ge	1.5	1.5	6.5	1.4	1.3	5.2	4.8	1.3	0.81	7.4	7.2	2.5	2.5	1.9	2.1	2.3	4.1	3.4
Rb	327	310	2153	365	537	3794	3946	187	179	869	846	250	252	255	302	273	1092	1063
Sr	14	12	2.7	7.3	5.5	0.12	0.10	58	59	0.08	0.12	11	14	15	12	12	2.4	2.0
Zr	2.3	2.3	0.36	1.3	0.63	0.33	0.48	0.77	0.71	1.0	1.1	1.4	1.6	1.5	0.93	0.82	0.59	0.51
Nb	43	43	75	53	13	281	288	19	18	120	118	31	31	28	32	22	138	136
Sn	18	17	585	32	31	699	672	14	14	110	121	27	18	21	23	20	210	219
Cs	3.3	3.3	333	7.5	6.8	210	190	2.5	2.0	25	30	3.1	3.1	3.7	4.6	4.0	29	31
Ba	261	246	9.7	185	156	0.75	0.62	1518	1109	1.1	2.1	886	1057	970	1574	1829	88	87
Ta	1.9	1.9	91	3.6	1.9	36	35	0.73	0.60	7.9	12	1.4	1.3	1.3	3.7	2.8	18	19
W	18	18	3.9	26	2.6	21	18	15	15	13	14	16	14	14	7.8	4.5	12	12
Tl	1.0	0.90	9.7	1.4	2.2	19	20	0.54	0.43	2.7	2.6	0.71	0.59	0.65	0.84	0.74	5.5	5.5
Pb	9.4	9.3	17	8.7	13	5.1	5.1	23	20	4.1	5.4	11	14	18	19	21	15	11
K/Rb	275	290	42	235	160	24	23	415	434	94	96	340	356	351	297	328	76	78
Lokalität	Poling	Gossnerbach	Gossnerbach															

	34_1	34_2	35_1	35_2	36_1	36_2	37_1	37_2	38_1	38_2	39_1
REM-EDS [%]											
Si	20.55	20.55	20.48	20.48	20.03	20.03	20.15	20.15	20.24	20.24	20.52
Al	20.67	20.67	20.48	20.48	19.6	19.6	20.83	20.83	20.58	20.58	19.7
Na	0.77	0.77	0.84	0.84	0.65	0.65	0.94	0.94	0.53	0.53	0.57
Ca	0.01	0.01	0.00	0.00	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.03
Fe	0.61	0.61	0.65	0.65	1.2	1.2	1.1	1.1	0.78	0.78	2.0
K	8.4	8.4	8.2	8.2	8.4	8.4	8.1	8.1	8.6	8.6	9.1
LA-ICP-MS [ppm]											
Li	33	74	53	47	53	34	143	414	131	152	192
Be	31	18	33	40	35	26	16	32	32	24	39
B	111	110	69	72	99	183	149	107	78	95	122
Mg	674	804	1422	1296	679	521	2008	3607	1658	1775	1722
P	120	121	116	136	139	109	172	206	96	88	116
Ti	397	409	1558	1494	315	282	141	219	784	386	244
Mn	86	109	53	49	67	109	25	19	81	85	268
Zn	193	179	148	153	33	116	28	25	58	81	130
Ga	75	79	78	79	102	99	78	59	87	85	104
Ge	4.9	4.8	3.7	3.8	5.0	4.2	6.7	6.1	3.3	3.1	2.9
Rb	1313	1363	1169	1153	2563	2894	2963	2256	1412	1334	1331
Sr	1.6	0.91	2.7	2.8	1.3	0.27	5.5	39	6.1	1.8	1.0
Zr	0.73	0.81	0.91	1.0	0.43	0.55	0.89	0.56	0.60	0.45	0.88
Nb	161	166	156	157	203	280	223	166	179	154	144
Sn	288	278	206	210	481	616	652	301	220	196	318
Cs	43	37	33	52	113	125	245	164	33	25	56
Ba	43	44	126	130	6.0	0.82	10	52	38	16	3.5
Ta	23	23	21	21	58	37	72	65	21	15	14
W	11	11	14	15	9.6	13	9.5	7.2	8.9	11	18
Tl	6.9	7.3	5.9	5.7	13	15	21	11	6.9	6.5	5.7
Pb	17	11	13	14	19	10	22	62	18	11	9.1
K/Rb	64	62	70	71	33	29	27	36	61	64	68
Lokalität	Gossnerbach	Rudnig									

	39_2	40_1	42_1_1	42_1_2	42_2_1	42_2_2	42_3_1	42_3_2	43a_1	43a_2	43b_1	43b_2	45_1_1	45_1_2	45_2_1	45_2_2	46_1	46_2
REM-EDS [%]																		
Si	20.52	20.21	20.50	20.50	19.9	19.9	19.7	19.7	19.3	19.3	19.9	19.9	20.61	20.61	20.05	20.05	21.3	21.3
Al	19.7	19.4	19.7	19.7	19.0	19.0	19.9	19.9	19.2	19.2	19.8	19.8	19.9	19.9	20.90	20.90	22.8	22.8
Na	0.57	0.53	0.70	0.70	0.72	0.72	0.81	0.81	0.49	0.49	1.0	1.0	0.67	0.67	1.0	1.0	1.2	1.2
Ca	0.03	0.00	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.06	0.06	0.05	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03
Fe	2.0	1.0	0.78	0.78	0.57	0.57	0.93	0.93	0.56	0.56	0.92	0.92	1.0	1.0	0.72	0.72	0.30	0.30
K	9.1	9.0	8.7	8.7	8.2	8.2	8.1	8.1	8.8	8.8	7.7	7.7	8.4	8.4	8.1	8.1	8.6	8.6
LA-ICP-MS [ppm]																		
Li	214	48	57	57	65	59	50	67	140	147	241	191	155	190	290	489	144	127
Be	30	10	2.8	2.7	2.6	2.9	4.8	4.3	29	31	22	21	19	19	25	26	20	19
B	95	59	100	102	57	73	102	76	76	40	97	83	73	77	84	77	82	90
Mg	1851	3712	3108	3121	3173	2861	2393	2770	1711	1770	1595	1488	2180	2066	2068	1784	275	453
P	94	79	153	122	120	114	182	182	148	128	142	121	105	122	76	57	81	101
Ti	177	2253	571	565	760	733	477	525	2667	2724	943	1038	427	467	134	875	167	253
Mn	248	115	67	64	72	73	79	82	153	142	34	31	99	92	87	73	98	109
Zn	143	18	17	17	18	16	16	17	86	107	61	43	73	48	63	50	78	74
Ga	101	75	68	60	45	46	57	60	91	92	61	82	83	79	132	110	103	121
Ge	2.7	2.1	2.4	2.1	1.5	1.6	2.8	3.1	3.5	2.9	3.9	3.2	2.6	2.2	2.5	1.7	2.6	2.9
Rb	1309	229	403	381	214	203	324	357	1032	1030	1130	1197	808	809	2373	1920	969	1036
Sr	0.41	26	4.7	4.9	9.5	11	5.7	4.4	5.9	3.1	63	10	3.3	3.1	3.0	0.92	2.3	1.8
Zr	1.1	1.5	1.9	1.9	1.2	1.2	1.5	1.7	0.78	0.81	0.60	0.69	0.35	0.55	0.31	0.79	0.44	0.65
Nb	132	87	61	60	35	32	48	52	113	116	155	155	58	95	267	202	208	256
Sn	289	41	50	44	18	20	35	39	253	198	160	189	173	178	476	135	192	192
Cs	32	7.1	10	10	2.9	2.8	7.2	8.3	45	12	37	28	29	31	61	8.6	20	23
Ba	3.0	328	299	279	1325	1341	300	299	311	297	76	67	123	106	11	11	80	164
Ta	10	4.7	4.3	3.9	2.1	2.2	3.5	3.8	15	13	21	21	99	188	21	16	40	41
W	19	34	28	26	24	24	24	29	13	16	17	20	16	12	4.4	8.9	4.7	5.1
Tl	5.8	0.72	1.2	1.4	0.76	0.90	1.0	1.1	5.7	5.5	5.3	5.7	3.5	3.5	12	10	5.1	6.1
Pb	5.5	14	17	18	13	16	20	15	12	8.7	42	19	15	16	16	15	39	26
K/Rb	69	391	215	228	384	405	251	228	85	85	69	65	104	104	34	42	89	83
Lokalität	Rudnig	Rudnig	Naßfeld	Poling	Poling													

	47_1	47_2	48_1	48_2	50_1_1	50_1_2	50_2_1	50_2_2	51_1	51_2	52_1	52_2	53_1	53_2	54_1
REM-EDS [%]															
Si	19.7	20.79	19.7	20.79	20.77	20.77	20.04	20.04	19.8	19.8	20.56	20.56	21.0	21.0	20.34
Al	18.8	18.8	20.01	20.01	20.62	20.62	21.2	21.2	20.52	20.52	20.95	20.95	21.1	21.1	19.9
Na	0.39	0.39	0.56	0.56	1.0	1.0	0.71	0.71	0.74	0.74	0.64	0.64	0.81	0.81	0.57
Ca	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Fe	0.74	0.74	1.3	1.3	0.39	0.39	0.64	0.64	0.67	0.67	0.44	0.44	1.0	1.0	1.7
K	8.9	8.9	8.9	8.9	8.4	8.4	8.0	8.0	8.2	8.2	8.7	8.7	8.3	8.3	8.3
LA-ICP-MS [ppm]															
Li	492	576	181	215	74	126	65	70	74	110	50	56	165	180	648
Be	20	20	25	28	30	24	16	20	25	20	21	26	27	27	51
B	167	63	142	191	198	202	189	175	167	163	218	155	134	136	145
Mg	3453	3624	556	748	105	118	211	684	213	376	111	83	948	653	827
P	95	84	141	131	209	300	242	190	174	175	288	256	129	126	117
Ti	475	4628	933	1092	1385	1158	127	149	111	201	541	494	1799	1469	1242
Mn	245	264	346	340	105	113	78	75	71	187	145	81	154	118	372
Zn	43	43	208	145	53	45	34	33	75	164	85	144	82	72	101
Ga	76	81	105	105	133	131	92	90	73	58	146	127	116	124	115
Ge	2.8	2.0	4.2	3.9	5.7	6.5	5.3	4.9	5.4	5.5	7.2	6.9	3.9	4.5	4.2
Rb	2238	674	3617	3067	3904	4904	1954	1988	2721	2870	6121	5724	2314	3053	2396
Sr	6.2	9.8	0.48	0.93	1.0	0.16	1.1	9.7	0.38	0.23	0.39	0.37	0.88	1.2	0.93
Zr	0.64	1.6	0.83	0.87	1.2	1.2	1.6	1.3	0.29	0.45	0.46	0.48	1.3	1.2	1.1
Nb	173	85	260	268	252	267	203	227	113	100	231	211	333	281	329
Sn	236	93	741	634	700	1028	361	430	719	733	745	694	416	528	491
Cs	114	16	135	97	120	171	85	97	768	728	800	685	61	83	76
Ba	14	715	2.1	3.0	1.5	0.50	4.8	11	3.7	5.8	4.4	2.0	8.4	3.6	5.1
Ta	16	14	70	63	45	58	34	41	64	43	95	88	51	52	39
W	4.5	14	8.8	11	26	27	23	29	14	13	20	17	31	25	35
Tl	7.4	3.4	24	20	23	29	12	11	16	18	40	36	12	16	13
Pb	16	18	7.9	13	10	5.6	7.3	17	9.0	7.6	7.5	7.0	9.3	8.4	10
K/Rb	40	132	25	29	22	17	41	40	30	29	14	15	36	27	35
Lokalität	Poling	Poling	Zunig	Zunig	Glanzalm										
													Spd	Spd	

	54_2	56_1_1	56_1_2	56_2_1	56_2_2	56_7_1	56_7_2	56_8_1	56_8_2	60_1_1	60_1_2	60_3_03_1_1	60_3_03_1_2	60_3_03_2_1
REM-EDS [%]														
Si	20.34	19.9	19.9	19.9	19.9	19.4	19.4	19.4	19.4	20.69	20.69	20.59	20.59	20.59
Al	19.9	19.3	19.3	19.9	19.9	19.4	19.4	20.22	20.22	20.00	20.00	20.55	20.55	20.04
Na	0.57	0.48	0.48	0.49	0.49	0.43	0.43	0.44	0.44	0.63	0.63	0.85	0.85	0.39
Ca	0.03	0.02	0.02	0.05	0.05	0.02	0.02	0.05	0.05	0.03	0.03	0.00	0.00	0.01
Fe	1.7	1.4	1.4	0.32	0.32	0.84	0.84	1.2	1.2	0.78	0.78	0.80	0.80	0.75
K	8.3	8.5	8.5	8.4	8.4	8.2	8.2	8.5	8.5	9.0	9.0	8.6	8.6	8.9
LA-ICP-MS [ppm]														
Li	582	365	305	648	655	493	473	798	883	645	1060	638	607	631
Be	47	43	19	40	25	53	63	54	55	40	25	56	52	31
B	134	205	186	131	136	284	239	170	246	129	105	270	205	361
Mg	832	211	172	814	919	165	171	551	748	1418	2126	1044	1005	716
P	170	204	164	136	150	282	247	175	176	118	234	178	111	215
Ti	1250	538	501	2014	1993	550	627	1956	2111	1986	1868	1467	1649	774
Mn	335	188	200	198	210	185	185	264	236	205	255	160	166	190
Zn	163	161	141	164	133	233	220	179	201	211	250	122	117	131
Ga	117	122	117	114	121	125	126	127	118	113	107	125	121	130
Ge	4.1	4.3	3.2	2.6	3.0	6.4	6.6	3.2	3.8	3.0	3.8	4.8	4.3	6.3
Rb	2370	3271	2988	2300	2375	4350	5035	2802	2622	2412	2347	3870	3511	5309
Sr	0.63	1.5	0.15	0.50	0.56		0.10	0.10	0.21	1.0	0.80	1.0	0.59	0.46
Zr	1.1	0.88	0.70	1.8	1.5	1.1	0.71	1.6	1.7	1.2	1.4	1.1	1.1	0.76
Nb	319	303	274	321	316	223	230	261	275	348	305	284	313	241
Sn	456	545	522	391	391	936	816	448	488	478	510	704	696	751
Cs	69	83	68	44	44	235	306	51	55	81	71	190	180	245
Ba	4.7	2.8	2.2	5.0	4.8			0.34	0.32	24	14	17	15	15
Ta	38	44	39	33	32	47	52	25	29	60	65	87	89	108
W	35	18	16	25	22	33	32	23	27	22	26	16	17	17
Tl	12	17	16	12	12	25	27	14	14	14	13	22	20	32
Pb	8.0	8.4	5.4	8.5	7.9	4.8	5.5	4.8	8.4	7.3	8.8	7.6	7.3	6.5
K/Rb	35	26	29	37	35	19	16	30	33	37	38	22	25	17
Lokalität	Glanzalm	Ratzell	Ratzell	Ratzell	Ratzell	Ratzell								
	Spd       Spd	Spd	Spd	Spd										

	60_3_03_2_2	60_3_03_3_1	60_3_03_3_2	60_3_2	60_3_36_1_1	60_3_36_1_2	60_3_36_2_1	60_3_36_2_2	60_3_36_3_1	60_3_36_3_2	60_3_36_4_1	60_3_36_4_2
REM-EDS [%]												
Si	20.59	19.9	19.9	20.37	19.8	19.8	20.38	20.38	19.8	19.8	19.4	19.4
Al	20.04	20.21	20.21	20.04	21.3	21.3	19.9	19.9	19.98	19.98	19.7	19.7
Na	0.39	0.41	0.41	0.45	0.38	0.38	0.54	0.54	0.82	0.82	0.74	0.74
Ca	0.01	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.07	0.07	0.00	0.00	0.04	0.04
Fe	0.75	0.63	0.63	0.74	0.52	0.52	0.55	0.55	0.63	0.63	0.93	0.93
K	8.9	8.9	8.9	8.6	8.2	8.2	9.1	9.1	8.2	8.2	8.1	8.1
LA-ICP-MS [ppm]												
Li	574	577	652	586	590	759	703	741	575	661	654	683
Be	34	46	43	50	50	28	37	25	62	52	34	44
B	280	267	252	212	196	180	168	203	211	186	194	130
Mg	617	903	849	974	1051	846	833	813	634	639	733	553
P	264	189	205	296	461	246	502	272	413	319	269	382
Ti	707	1340	1253	1200	2231	1716	1821	1727	1491	1461	1539	1244
Mn	232	153	168	200	192	214	145	282	130	130	159	147
Zn	107	128	112	133	121	110	111	168	34	91	101	110
Ga	138	126	128	121	126	127	126	136	151	129	130	136
Ge	6.1	4.3	4.7	5.3	4.2	5.1	4.4	5.0	5.6	4.6	4.3	5.2
Rb	6327	4603	5047	3320	4189	4025	4001	4385	4234	4034	4168	4322
Sr	0.28	1.0	1.0	1.2	2.8	0.49	2.1	0.23	0.64	0.27	0.25	0.15
Zr	1.0	1.0	0.70	1.0	1.4	1.8	2.2	2.3	1.7	1.9	1.4	1.5
Nb	263	285	231	250	351	290	319	313	257	262	276	238
Sn	943	784	730	759	855	835	910	940	1099	993	947	943
Cs	276	192	285	124	145	105	118	124	126	118	130	133
Ba	6.9	12	25	14	17	8.7	5.0	4.5	5.3	4.8	5.8	1.3
Ta	105	85	112	121	98	83	106	110	136	142	97	128
W	19	23	15	24	34	22	28	29	27	27	23	13
Tl	36	24	28	20	23	25	26	27	30	26	25	26
Pb	5.2	9.3	7.5	9.9	7.1	6.5	6.4	5.9	12	6.9	6.3	7.0
K/Rb	14	19	18	26	20	20	23	21	19	20	19	19
Lokalität	Ratzell	Ratzell	Ratzell	Ratzell	Ratzell	Ratzell	Ratzell	Ratzell	Ratzell	Ratzell	Ratzell	Ratzell
	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd

	60_3_69_1_1	60_3_69_1_2	60_3_69_2_1	60_3_69_2_2	60_3_912_1_1	60_3_912_1_2	60_3_912_2_1	60_3_912_2_2	60_3_912_3_1	60_3_912_3_2	60_3_912_4_1
REM-EDS [%]											
Si	19.9	19.9	19.8	19.8	19.5	19.6	19.6	19.6	19.7	19.7	19.7
Al	19.7	19.7	20.05	20.05	19.5	19.4	19.4	19.4	20.41	20.41	19.2
Na	0.72	0.72	0.79	0.79	0.49	0.74	0.74	0.74	0.81	0.81	0.33
Ca	0.03	0.03	0.00	0.00	0.04	0.05	0.05	0.05	0.07	0.07	0.03
Fe	0.51	0.51	1.0	1.0	0.55	1.0	1.0	1.0	1.1	1.1	1.2
K	8.7	8.7	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3	8.1	8.1	8.2
LA-ICP-MS [ppm]											
Li	614	646	721	768	482	590	768	535	540	540	747
Be	40	29	40	23	45	31	30	20	25	25	38
B	167	142	137	127	131	167	164	145	112	112	373
Mg	939	922	1070	1214	887	827	452	833	1141	1141	641
P	176	174	194	162	123	1636	530	168	189	189	311
Ti	1923	1849	2110	2407	3762	1705	917	1980	2157	2157	1956
Mn	184	226	182	231	256	217	154	254	331	331	274
Zn	164	149	188	220	153	226	96	129	173	173	130
Ga	135	146	130	131	124	139	143	152	135	135	140
Ge	6.0	5.3	4.9	3.6	3.4	4.5	6.5	4.5	5.8	5.8	4.6
Rb	3297	3356	2742	2566	1998	3452	3783	3150	3303	3303	3049
Sr	0.70	0.45	0.39	0.35	1.9	6.4	0.15	0.41	0.38	0.38	3.3
Zr	1.0	1.0	1.4	1.5	2.0	0.80	3.1	1.3	1.3	1.3	1.1
Nb	308	306	324	313	319	297	218	310	355	355	297
Sn	675	703	554	485	323	631	763	632	709	709	590
Cs	120	104	85	69	44	103	132	92	106	106	101
Ba	20	19	9.6	11	13	13	0.60	8.5	7.7	7.7	12
Ta	54	52	52	46	31	52	136	56	74	74	58
W	31	34	40	36	37	35	24	33	44	44	29
Tl	18	20	15	15	11	20	20	20	19	19	16
Pb	5.5	5.8	5.5	4.5	11	5.3	5.8	4.6	4.1	4.1	16
K/Rb	26	26	30	32	42	24	22	26	24	24	27
Lokalität	Ratzell	Ratzell	Ratzell	Ratzell	Ratzell	Ratzell	Ratzell	Ratzell	Ratzell	Ratzell	Ratzell
	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd	Spd



	62d_1	62d_2	63_1	63_2	64_1	64_2	65_1	65_2	66_1	66_2	70_1	70_2	71_1	71_2
REM-EDS [%]														
Si	20.69	20.69	19.3	19.3	19.6	19.6	19.99	19.99	19.4	19.4	20.69	20.69	20.81	20.81
Al	20.63	20.63	18.9	18.9	19.8	19.8	19.5	19.5	19.5	19.5	20.01	20.01	20.70	20.70
Na	0.81	0.81	0.72	0.72	0.56	0.56	0.42	0.42	0.69	0.69	0.29	0.29	0.73	0.73
Ca	0.06	0.06	0.04	0.04	0.12	0.12	0.00	0.00	0.04	0.04	0.02	0.02	0.01	0.01
Fe	0.63	0.63	1.6	1.6	0.89	0.89	1.3	1.3	0.55	0.55	0.95	0.95	1.4	1.4
K	8.3	8.3	8.1	8.1	8.1	8.1	8.5	8.5	8.3	8.3	8.8	8.8	9.0	9.0
LA-ICP-MS [ppm]														
Li	25	30	77	60	37	33	690	942	639	622	102	97	252	286
Be	9.9	8.5	28	26	37	42	45	45	38	26	30	27	16	19
B	82	86	215	206	227	212	177	127	121	133	101	109	72	75
Mg	1311	1347	1121	1299	240	263	1127	1561	1160	1073	1824	1989	3237	2826
P	81	80	160	85	201	190	152	89	80	105	61	55	101	106
Ti	321	312	510	813	322	358	1605	1326	1555	1607	298	214	3756	3644
Mn	70	57	240	227	265	249	190	214	465	421	157	135	211	241
Zn	30	25	79	102	98	76	160	264	247	242	98	106	44	49
Ga	43	41	90	96	140	138	123	111	109	115	142	139	89	92
Ge	1.9	1.9	4.1	3.2	9.6	8.2	4.3	3.3	3.1	3.4	3.3	4.0	2.4	2.8
Rb	352	317	2227	2108	6799	6992	1918	1771	2083	2167	1927	1963	742	736
Sr	3.4	5.3	11	7.3	1.4	1.3	1.1	0.56	0.74	0.55	1.1	0.56	5.9	5.3
Zr	0.49	0.61	0.50	0.55	0.38	0.57	1.1	0.87	1.0	1.3	0.45	0.28	2.0	2.1
Nb	24	18	173	234	190	200	223	170	255	279	157	205	84	82
Sn	33	33	580	438	766	702	418	262	345	401	532	551	111	127
Cs	5.9	4.9	66	63	896	447	60	47	59	49	73	79	24	18
Ba	51	54	24	36	1.6	1.3	11	9.8	5.8	3.1	3.2	2.8	328	314
Ta	9.9	6.8	60	39	88	66	21	16	26	27	24	27	13	13
W	7.6	9.9	7.1	10	13	12	30	26	28	27	9.7	10	16	16
Tl	1.4	1.0	14	12	61	54	14	9.2	11	11	8.4	8.6	3.7	3.7
Pb	13	20	29	21	11	11	20	8.9	6.4	6.5	11	8.3	14	10
K/Rb	236	262	36	39	12	12	45	48	40	38	45	45	121	122
Lokalität	Unterpeischlach	Unterpeischlach	Zunig	Grünalmbach	Grünalmbach	Grünalmbach	Grünalmbach							
			Spd	Spd			Spd	Spd	Spd	Spd				

REM-EDS [%]	72_1	72_2	74_1	74_2	75_1	75_2	76_1	76_2	77_1	77_2	78_1	78_2
Si	19.5	19.5	20.41	20.41	20.04	20.04	20.84	20.84	20.51	20.51	19.3	19.3
Al	19.98	19.98	19.5	19.5	19.4	19.4	20.38	20.38	20.84	20.84	19.8	19.8
Na	0.72	0.72	0.65	0.65	0.49	0.49	0.71	0.71	0.87	0.87	0.91	0.91
Ca	0.02	0.02	0.05	0.05	0.00	0.00	0.04	0.04	0.01	0.01	0.14	0.14
Fe	0.49	0.49	1.4	1.4	0.92	0.92	1.3	1.3	0.75	0.75	0.53	0.53
K	8.1	8.1	8.8	8.8	8.9	8.9	8.8	8.8	8.2	8.2	7.8	7.8
LA-ICP-MS [ppm]												
Li	113	123	305	431	191	182	150	141	251	255	234	259
Be	31	25	16	19	11	13	20	21	23	21	37	29
B	339	322	63	59	55	52	68	59	123	121	131	178
Mg	12	132	2347	2567	2859	2574	2090	2085	1224	927	510	433
P	217	228	86	70	94	80	190	211	103	90	194	223
Ti	200	110	628	513	784	675	678	794	1533	1559	146	274
Mn	116	68	142	133	126	106	104	169	59	54	59	48
Zn	17	16	79	96	75	83	97	119	74	72	65	50
Ga	17	17	103	94	95	95	113	117	116	120	132	124
Ge	2475	2416	2.3	2.3	2.0	2.1	3.1	3.8	3.4	2.9	13	8.5
Rb	0.86	0.41	857	859	818	841	2205	2441	2806	2811	4550	3922
Sr	0.22	0.28	0.86	0.62	1.1	0.85	0.42	0.27	4.2	1.3	8.5	10
Zr	66	66	1.1	1.3	1.4	1.3	1.1	1.0	1.0	1.0	0.25	0.25
Nb	655	673	112	111	103	108	332	396	322	297	94	150
Sn	565	582	174	184	94	94	334	340	488	458	591	539
Cs	9.8	12	18	25	19	13	80	75	59	56	1953	734
Ba	162	170	6.1	4.6	16	7.8	12	13	3.2	3.1	24	6.8
Ta	4.4	3.7	8.7	8.8	5.4	5.6	35	34	39	36	163	120
W	17	17	22	24	26	23	21	25	21	20	19	19
Tl	27	26	3.1	3.1	3.0	2.8	10	11	16	15	26	22
Pb	33	33	4.3	4.4	6.0	5.1	3.5	2.9	12	8.4	8.2	8.7
K/Rb			103	103	109	106	40	36	29	29	17	20
Lokalität	Grünalmbach	Grünalmbach	Michelbach	Michelbach	Michelbach	Michelbach	Michelbach	Michelbach	Glanzalim	Glanzalim	Glanzalim	Glanzalim

REM-EDS [%]	S1_1_1	S1_1_2	S1_2_1	S1_2_2	S2_1	S2_2	S3_1	S3_2
Si	20.69	20.69	19.6	19.6	20.08	147	179	216
Al	20.36	20.36	22.0	22.0	20.77	20.77	19.9	19.9
Na	1.1	1.1	1.2	1.2	1.0	1.0	1.0	1.0
Ca	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.03
Fe	0.63	0.63	0.19	0.19	0.55	0.55	0.22	0.22
K	7.8	7.8	7.5	7.5	7.7	7.7	7.6	7.6
LA-ICP-MS [ppm]								
Li	105	143	32	25	40	54	17	26
Be	26	19	15	20	32	25	16	23
B	164	154	74	101	85	76	67	85
Mg	425	555	365	492	131	72	209	199
P	843	983	308	237	339	431	443	302
Ti	186	200	225	218	173	147	179	216
Mn	17	10	7.8	13	55	49	29	34
Zn			9.0	24	33	30	27	37
Ga	130	113	71	91	98	91	68	88
Ge	10	10	6.3	6.4	5.2	4.3	3.7	6.6
Rb	4449	4244	3230	3261	4949	4893	3131	3550
Sr	0.42	1.4	2.8	0.48	3.4	2.7	0.58	0.31
Zr	1.0	1.1	0.73	0.37	0.40	0.65	0.36	0.44
Nb	241	230	240	254	198	157	132	247
Sn	1181	1143	580	709	691	698	688	828
Cs	412	402	281	271	397	471	593	330
Ba	2.1	1.7	4.6	5.1	2.9	1.1	24	3.2
Ta	80	88	70	70	116	143	184	82
W	11	12	9.9	5.5	3.9	4.2	3.4	6.1
Tl	33	29	16	20	30	33	24	22
Pb	21	47	44	15	34	34	16	12
K/Rb	17	18	23	23	16	16	24	21
Lokalität	STB St. Johann							