

Christina Gotthardt, BSc

Pegmatitgenese des Rappold- Komplex um St.Radegund, des Millstatt- Komplex und des Priajkt- Polinik- Komplex

Masterarbeit

zur Erlangung des akademischen Grades
Master of Science (MSc)
Masterstudium Erdwissenschaften

eingereicht an der

Technischen Universität Graz

Betreuer

Ao.Univ.-Prof. Mag. Dr.rer.nat. Hauzenberger Christoph

Institut

für Mineralogie und Petrologie

Graz, März 2015

Eidesstattliche Erklärung

Ich erkläre an Eides statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen/Hilfsmittel nicht benutzt, und die den benutzten Quellen wörtliche und inhaltlich entnommene Stellen als solche kenntlich gemacht habe. Das in TUGRAZonline hochgeladene Textdokument ist mit der vorliegenden Masterarbeit identisch.

11.03.2015

Datum



A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Christina F. H. ...', written above a horizontal line.

Unterschrift

Danksagung

Hiermit bedanke ich mich bei allen Personen, die mich während der Entstehung der Masterarbeit unterstützt und mir geholfen haben.

In erster Linie gilt dieser Dank meinem Betreuer Univ. Prof. Dr. Christoph Hauzenberger für seinen Rat und seine Hilfe während der gesamten Arbeit.

Ein herzliches Dankeschön gilt auch Herrn Dr. Ralf Schuster von der Geologischen Bundesanstalt, welcher mich im Gelände begleitete und mir, für meine Arbeit, Hilfestellungen gab.

Meiner Familie und meinen Freunden gilt ebenfalls mein Dank für ihre Unterstützung in jeder Hinsicht. Vor allem ein herzliches Dankeschön an meine Mutter, die immer für mich da war und ist.

Ich bedanke mich ebenfalls bei Florian Körner, welcher mir im Gelände und auch im Labor zur Seite stand. Besonders hervorzuheben ist mein Studienkollege Ermanno Brosch, durch welchen ich immer wieder meine Motivation fand und der mir immer bei meinen Fragestellungen half. Ebenfalls ein Dankschön an meine weiteren Studienkollegen und Wegbegleiter Michael Schönegger, Katja Reinharter, Melina Gamsjäger und Lisa Voggenberger. Danke auch an meinen Freund Lukas Peternell.

Bedanken möchte ich mich auch noch bei Herrn Ass.Prof.Dr. Karl Ettinger und Herrn Jürgen Neubauer, welche mir während der Arbeit mit dem Rasterelektronenmikroskop und der Mikrosonde geholfen haben.

Der Naturwissenschaftlichen Fakultät dank ich ebenfalls für die finanzielle Unterstützung.

Kurzfassung

Pegmatite repräsentieren typischerweise Restschmelzen, die zum Teil an inkompatiblen Elementen angereichert sind und seltene Minerale führen können. In den Ostalpen findet man Pegmatite verbreitet in metamorphen Einheiten des Ostalpins. Im Zuge dieser Arbeit wurden mineralogische, geochemische und petrologische Untersuchungen an Pegmatiten aus dem Rappold-Komplex um St. Radegund, dem Millstatt-Komplex im Bereich des Millstätter See- Rückens und dem Prijakt-Polinik-Komplex in der nördlichen Kreuzeckgruppe durchgeführt. Insgesamt wurden 73 Pegmatitproben gesammelt und systematisch mit Hilfe von Durchlichtmikroskopie, Rasterelektronenmikroskopie, Röntgenfluoreszenzanalytik sowie Laser Ablation ICP-MS untersucht. Alle Pegmatite zeichnen sich durch einen relativ einheitlichen Mineralbestand aus. Bis zu mehrere cm große albitreiche Alkalifeldspäte, bis mehrere cm große Muskovite und mm große Quarze bilden den Hauptmineralbestand. Untergeordnet treten, die für Pegmatite typischen Turmaline (Schörl), vereinzelt Spodumen (Rappold-Komplex (St.Radegund) und Millstatt-Komplex), sowie relativ häufig bis zu 0.5 cm große Granate auf. Die Granate der Pegmatite des Rappold Komplex (SR) sowie des Prijakt-Polinik-Komplex zeigen zweiphasige Wachstumszonierungen. Der Rand wie auch der Kernbereich werden vom Almandinendglied dominiert. Spessartin, das zweit häufigste Endglied, ist vorallem im Kern angereichert. Mn-reiche Kerne sind typisch für magmatisch gebildete Granate und können daher der permischen Bildung der Pegmatite zugeordnet werden. Die chemisch deutlich unterschiedlichen Ränder sind ein Produkt der eo-alpinen Metamorphose. Chemische Untersuchungen der Gesamtgesteine mittels RFA und die chemische Zusammensetzung der Feldspäte und Muskovite (LA-ICPMS) dienen der Pegmatitklassifizierung. Im K/Rb vs Rb (oder Cs) Plot zeigen primitive Pegmatite hohe K/Rb und niedrige Rb und Cs Werte. Die untersuchten Proben plotten ausnahmslos im primitiven Pegmatitfeld. Innerhalb der Pegmatite konnten jedoch nur eingeschränkt klassische Fraktionierungstrends beobachtet werden. Dies spricht für eine lokale Schmelzbildung innerhalb der Glimmerschiefer im Zuge der permischen LP/HT Metamorphose. Die Pegmatite im Ostalpin sind daher nicht als klassische Restschmelzen einer granitischen Intrusion anzusehen sondern als Resultat einer beginnenden Anatexis und Schmelz-Segregation.

Abstract

Pegmatites typically represent residual melt that is enriched with incompatible elements and can contain rare minerals. In the Eastern Alps, pegmatites are widely distributed in the so-called "Koralpe- Wölz nappe system". In this thesis, pegmatites originating from the localities of the Rappold complex around St. Radegund, the Millstatt complex in the area of the Millstätter Seerücken and the Prijakt-Polinik complex in the north of the Kreuzeck Mountains are analyzed by mineralogical, geochemical and petrological methods. Altogether, 73 samples were taken and analyzed systematically by using transmitted-light microscopy, scanning electron microscopy, X-ray fluorescence spectrometry and Laser Ablation ICP-MS. All pegmatites feature a relatively homogeneous mineralogical composition. Alkali feldspars, abundant in albitic component, and muscovite, both sometimes reaching a size of several centimeters, in combination with quartz (several millimeters) constitute the main mineralogical assemblage. Subordinately, tourmaline (Schörl) appears and spodumene is found occasionally (Rappold complex (St. Radegund) and Millstatt complex), whereas garnets occur relatively frequently up to a size of half a centimeter. Garnets found in the localities of the Rappold complex (SR) and the Prijakt-Polinik complex show two-phased zoning of growth. Almandine is the dominant endmember both in the core and rim area. Spessartine, the second most common endmember, is enriched only in the core. Manganese-rich garnets are typical for magmatic environments and can therefore be assigned to the Permian formation of pegmatites. The chemically distinct rims are the product of the eo- alpine metamorphic overprint. Chemical composition of the whole-rock by XRF and the chemical composition of feldspars and muscovite (LA-ICPMS) serve the classification of pegmatites. The K/Rb vs Rb (or Cs) Plot shows high K/Rb and low Rb or Cs values. The examined pegmatites plot without exception in the field of primitive pegmatites. Within the pegmatites, classical fractioning trends could be noticed only limited. This suggests a local formation of melt within the mica schists during the Permian LP/HT metamorphic event. Thus, the pegmatites of the Koralpe-Wölz nappe system are not a classical residual melt of a granitic intrusion but the result of incipient anatexis and melt segregation.

Inhalt

Eidesstattliche Erklärung.....	2
Danksagung	3
Kurzfassung	4
Abstract	5
1 Einleitung.....	9
1.1 Ziele der Arbeit	9
1.2 Bisherige Arbeiten	9
2 Geografie und Geologie von St.Radegund, der Millstätter Alpe und der Kreuzeckgruppe ..	11
2.1 Geografie der drei Gebiete.....	11
2.1.1 Sankt Radegund bei Graz	11
2.1.2 Die Millstätter Alpe	11
2.1.3 Die Kreuzeckgruppe	12
2.2 Regionalgeologischer Überblick	13
2.2.1 Das Ostalpin.....	13
2.2.2 Die Austroalpinen Einheiten des Oberostalpins	16
2.2.3 Entwicklung des eoalpinen Hochdruckgürtels	18
2.3 Geologie und Pegmatitcharakterisierung des Rappold-Komplex um St.Radegund	20
2.4 Geologie und Pegmatitcharakterisierung des Millstatt-Komplex.....	23
2.5 Geologie und Pegmatitcharakterisierung der Kreuzeckgruppe.....	25
2.5.1 Der Prijakt- Polinik Komplex.....	27
3 Beschreibung der charakteristischen Eigenschaften, der Bildung und Mineralogie von Pegmatiten	28
3.1 Allgemeine Beschreibung des Gesteins	28
3.1.1 Struktur.....	28
3.1.2 Klassifikation.....	29
3.1.3 Pegmatitkörper	31
3.2 Bildung von Pegmatiten	35
3.2.1 P-T Bedingungen für die Bildung von Pegmatiten	37
3.2.2 Pegmatit- Source	37
3.3 Mineralogie	38

3.3.1 Fraktionierungstrends	39
4 Aufschlusspunkte	43
4.1 Rappold-Komplex (SR)	43
4.2 Millstatt-Komplex	46
4.3 Prijakt-Polinik-Komplex	50
4.4 Probenliste	53
5 Methoden	57
5.1 Optische Mikroskopie	57
5.2 Rasterelektronenmikroskop (REM)	57
5.3 Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)	57
5.4 Inductive Coupled Plasma Mass Spectrometer (ICP-MS)	58
5.5 Massenspektrometer	58
6 Petrografie und Mineralchemie	59
6.1 Gefüge der Proben des Rappold-Komplex (SR)	59
6.2 Gefüge der Proben des Millstatt-Komplex	60
6.3 Gefüge der Proben des Prijakt-Polinik-Komplex	61
6.4 Beschreibung häufig auftretender Minerale und ihre chemischen Analysen (mittels REM)	62
6.4.1 Quarz	62
6.4.2 Feldspäte (Plagioklas, Kalifeldspat)	63
6.4.3 Mineralchemie des Feldspats (Plagioklas, Kalifeldspat)	64
6.4.4 Muskovit	69
6.4.5 Mineralchemie der Muskovite	70
6.4.6 Granat	72
6.4.7 Mineralchemie der Granate	73
6.4.8 Granatprofile	77
6.4.9 Turmalin	83
6.4.10 Mineralchemie des Turmalins	84
6.4.11 Spodumen	88
6.4.12 Mineralchemie des Spodumens	89
7.1 Gesamtgesteinsklassifizierung	90
7.1.1 Klassifizierung des Gesteins	91

7.1.2 Harker Diagramme	94
7.2 ICP-MS (Inductive Coupled Plasma Mass Spectrometer)	98
7.2.1 Bivariate Diagramme.....	98
8 Alter der Pegmatite	104
9 Diskussion	105
9.1 Differenzierung der Pegmatite	105
9.2 Haupt- und Spurenelemente der Minerale.....	106
9.3 Ursprung und Alter der Pegmatite	112
10 Schlussfolgerung.....	114
Literaturverzeichnis.....	115
Anhang A: Rasterdaten.....	120
Anhang B: Isotopenwerte.....	135
Anhang C: RFA- Werte.....	136
Anhang D: ICPMS- Daten.....	138

1 Einleitung

Diese Arbeit beschäftigt sich vergleichend mit Pegmatiten des Rappold-Komplex um St. Radegund (abgekürzt SR), des Millstatt-Komplex und des Prijakt-Polinik-Komplex. Alle drei Gebiete sind tektonisch äquivalent zueinander, dies bedeutet, sie bauen gemeinsam (mit weiteren Gebieten) denselben Deckenstapel auf, nämlich das Koralpe-Wölz Deckensystem, in dem auch die eoalpinen Hochdruckgesteine stecken.

1.1 Ziele der Arbeit

Der Vergleich dieser Gebiete soll belegen, ob sich die dort befindlichen Pegmatite zur selben Zeit und unter denselben Bedingungen gebildet haben. Mittels mineralogischer und geochemischer Methoden kann dies ermöglicht werden.

Insgesamt wurden 73 Proben in den oben genannten Gebieten genommen. Aus diesen wurden weiters Dünnschliffe und Schmelztabletten angefertigt. Die Schliffe dienen zur petrografischen Bestimmung unter dem Lichtmikroskop und zur chemischen Analyse am Rasterelektronenmikroskop (REM) sowie an der Mikrosonde.

Mittels der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) kann der Gesamtgesteinschemismus ermittelt werden und verschiedene geochemische Variationsplots können aus diesen Daten konstruiert werden.

Um den Anteil ausgewählter Spuren- und seltenen Erdelemente von Feldspäten und Muskoviten zu ermitteln wird eine massenspektrometrische Analysenmethode durchgeführt, die sogenannte Inductive Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICPMS). Hierfür werden Dünnschliffe und eingebettete Feldspäte und Muskovite mit einem Laser beschossen. Durch diese Ergebnisse kann nun die magmatische Herkunft bestimmt werden.

1.2 Bisherige Arbeiten

Bisher gibt es einige Arbeiten, die sich mit den Gebieten St. Radegund, Millstätter Alpe und der Kreuzeckgruppe befassen. Einige davon handeln ausschließlich von den dort befindlichen Pegmatiten. Die ersten umfangreichen Aussagen über die Pegmatite der

Mittelsteiermark gab Machatschki (1927). An der Lokalität Schöklbartl (nördlich von St. Radegund) beschreibt er einen Granat- Turmalin Pegmatit, welcher auf eine starke mechanische Beanspruchung sowie eine kataklastische Überprägung hinweist. Zum Mineralvorkommen der Pegmatite von St. Radegund gab Angel et al. (1939) weitere Angaben. Im Jahr 1983 schrieb Friedrich Koller et al. über die Mineralogie sowie Geochemie der Pegmatite des Rappold-Komplex um St.Radegund. Walter (1998) beschrieb in seiner Arbeit das Vorkommen und die Mineralogie der Pegmatite am Millstätter See-Rücken sowie eine allgemeine geologische Übersicht des Gebietes. Schon 1930 beschrieb Angel die Gesteine der Kreuzeckgruppe. Holzer erstellte 1958 eine photogeologische Karte von diesem Gebiet. Die Dissertation von Hoke L. aus dem Jahr 1990 handelte unter anderem vom Altkristallin der Kreuzckgruppe. Hier wurden die Polinik und Strieden Einheit lithologisch und tektonisch beschrieben. Im Jahr 2004 beschrieb Mali die Spodumenpegmatite aus den Wölzer Tauern (Bretstein und Pusterwald).

Über die Pegmatite fasste London (2008) in einem Buch alle Eigenschaften und Besonderheiten des Gesteins zusammen. In diesem Werk finden sich eine allgemeine, chemische und mineralogische Beschreibung sowie eine Klassifizierung zu dem Gestein. Ebenso sind Beispiele zum Vorkommen, wissenschaftliche Modelle zur Bildung eines Pegmatits und Historisches angeführt.

Die einflussreichste Literatur zu diesem Buch inkludiert eine Zusammenfassung der Pegmatitgeologie und internen Zonierung von Cameron et al. (1949), eine historische Übersicht von JAHNS (1955) und ein Modell zur internen Evolution von Pegmatiten von JAHNS und BURNHAM (1969). Seit diesen Publikationen fokussierte sich die Forschung auf die Herkunft und die genetische Klassifikation von Pegmatiten (z.B. Černý 1991a) (London 2008).

2 Geografie und Geologie von St.Radegund, der Millstätter Alpe und der Kreuzeckgruppe

2.1 Geografie der drei Gebiete

Geografisch gesehen befinden sich alle Gebiete in Österreich, die Millstätter Alpe befindet sich in Kärnten, die Kreuzeckgruppe in Kärnten und Tirol (wobei der Anteil in Tirol sich nur auf einen kleinen Teil beschränkt) und St. Radegund liegt in der Steiermark, nördlich von Graz (Abb.1).

2.1.1 Sankt Radegund bei Graz

St. Radegund ist eine Gemeinde in der Steiermark. Es befindet sich am Fuße des Schöckls (1445 m) im Nordosten von Graz (ca. 15 km Entfernung). Weitere Gipfel über 1000 m in diesem Gebiet sind der Zwölferkogel (1192 m), die Erhardhöhe (1049 m) und der Hohenberg (1048 m). Es handelt sich hierbei um ein morphologisch wenig differenziertes Gebiet, die einzige markante Struktur bildet der Schöckl.

2.1.2 Die Millstätter Alpe

Die Millstätter Alpe ist ein ca. 2 km breiter und 13 km langer Bergrücken in den Nockbergen und bildet eine Barriere zwischen Millstätter See im Norden und Drautal im Süden. Ihr höchster Punkt liegt auf 2091 m. Es gibt noch drei weitere annähernd gleich hohe Gipfel im NW auf diesem Rücken (Kamplnock (2101 m), Hochpalfennock (2099 m) und Tschiernock (2088 m)). Die Doppelgratbildung des Kamms entstand durch Bergzerreißung.

2.1.3 Die Kreuzeckgruppe

Die Kreuzeckgruppe befindet sich in Oberkärnten zwischen Spittal an der Drau im Osten und Lienz (Osttirol) im Westen und bildet mit anderen Berggruppen die Großgruppe der Hohen Tauern. Der Gebirgszug trennt das Mölltal im Norden vom Oberem Drautal im Süden. Sie hat ihren höchsten Punkt auf 2784 m am Polinik. Zu den höchsten Gipfeln zählen weiters Striedenkopf (2749 m), Hochkreuz (2709 m) und Kreuzeck (2701 m). Die gesamte Fläche der Gruppe umfasst ca. 450 km², welche kaum besiedelt ist und für die Alm- und Forstwirtschaft genutzt wird.



Abb.1 Geografische Karte Österreichs bzw. der Bundesländer Kärnten, Steiermark und Osttirol und die ungefähre Lage der 3 Gebiete . Im westlichsten roten Kreis, in Kärnten, befindet sich die Kreuzeckgruppe. Der Kreis rechts daneben zeigt die Millstätter Alpe an. Nordöstlich von Graz liegt St. Radegund.

Maßstab 1:1 500 000

Quelle: AMAPFLY

2.2 Regionalgeologischer Überblick

2.2.1 Das Ostalpin

Geologisch gesehen befinden sich alle drei Gebiete im Ostalpinen Kristallin (Abb.2) und gehören zum eoalpinen Hochdruckgürtel. Die Ostalpen setzen sich aus zwei Haupteinheiten zusammen, dem Penninikum und dem Ostalpin. Die Ostalpinen Deckeneinheiten wurden als Folge der Konvergenz zwischen der adriatischen und europäischen Platte (Kreide- Paläogen) auf das Penninikum geschoben. Tektonostratigrafisch lässt sich das Ostalpin in ein ober- und unterostalpinen Deckenstockwerk gliedern.

Das Ostalpin machte drei metamorphe Phasen mit: die variszische, die permische und die alpidische (SCHUSTER et al. 2004). Die variszische Metamorphose (Karbon) resultierte aus der variszischen Orogenese (nach Subduktion eines ozeanischen Beckens). Es handelt sich hierbei um eine temperaturbetonte Regionalmetamorphose.

Durch die Öffnung der Tethys kam es zur raschen Aufheizung paläozoischer Sedimente und des Kristallins, dadurch kam es zur permischen (permo- triasischen) Metamorphose (ebenso temperaturbetont). Viele Pegmatite der Ostalpen zeigen ein permisches Intrusionsalter und werden somit mit diesem tektonischen Ereignis in Verbindung gebracht. Während der alpidischen Metamorphose kam es zur Stapelung jüngerer, alpiner Decken (von adriatischer und apulischer Platte) (SCHUSTER et al. 2004).

Die Mächtigkeit des ostalpinen Deckenstapels beträgt 8- 12 km. Durch diese Krustenverdickung kam es zur Druck- und Temperaturerhöhung und zur altalpidischen Metamorphose (amphibolitfazielle bis eklogitfazielle Bedingungen). Im Spätstadium der alpinen Orogenese kam es dann zu magmatischen Intrusionen.

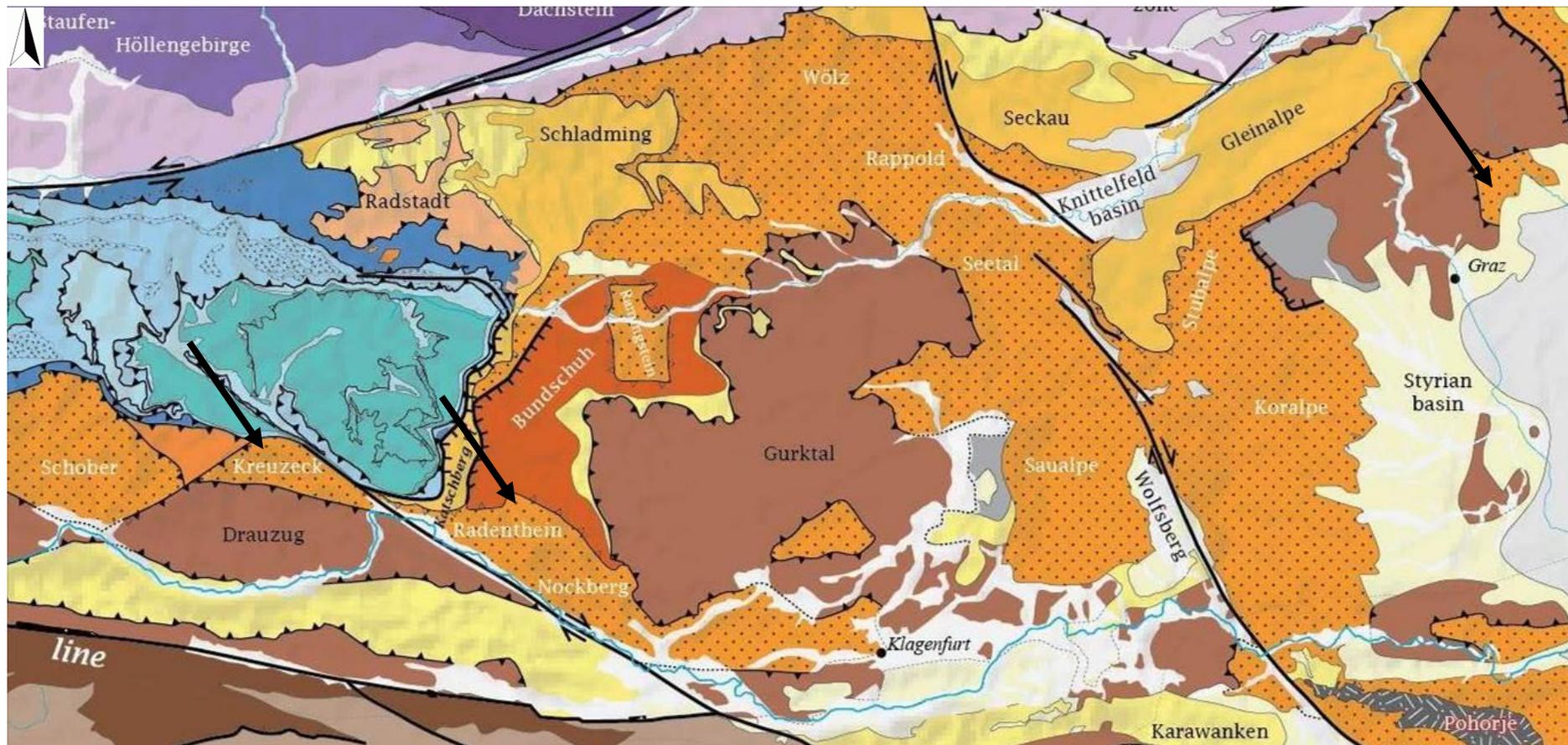


Abb.2 Tektonische Karte der Ostalpen im Maßstab 1:1 000 000 mit anschließender Legende. Die schwarzen Pfeile weisen auf die 3 Arbeitsgebiete hin: das Kreuzeck (Priajkt-Polinik- Komplex), Radenthein (Milstatt- Komplex) und St. Radegund (Rappold- Komplex) über Graz. Alle Gebiete liegen im Koralpe- Wölz Komplex bzw. dem Eoalpinen Hochdruckgürtel. Verändert nach BOUSQUET et. al, 2012

Adriatic margin, Neotethys and undeformed adriatic microplate

Lower Austroalpine nappes

	Permo-Mesozoic	cover of Lower Austroalpine pre-Permian basement in general
	Lower Austroalpine	basement nappes derived from the Adria distal continental margin adjacent to the Piemont-Liguria Ocean

Sesia-Dent Blanche-Margna nappe system

	Upper crustal slices	extensional allochthons in the transition zone between Adriatic margin and Alpine Tethys (e.g. <i>Arolla series</i> , <i>Gneiss Minuti</i> , parts of <i>Margna-Sella</i>)
	Lower crustal slices	extensional allochthons in the transition zone between Adriatic margin and Alpine Tethys (e.g. <i>Valpelline series</i> , 2. <i>Zona Dioritica-Kinzigitica</i> , parts of <i>Margna-Sella</i>)

Central Austroalpine nappes

(Upper Austroalpine nappes south of the Grauwackenzone)

	Permo-Mesozoic	cover of Central Austroalpine pre-Permian basement in general
	Drauzug-Gurktal	structurally highest nappe system with little Eoalpine metamorphic overprint (e.g. <i>Graz Paleozoic</i> , <i>Gurktal nappe</i> , <i>Steinach nappe</i> , basement of <i>Drauzug</i> , <i>Tonale series</i>)
	Ötztal-Bundschuh	nappe system with partial Eoalpine metamorphic overprint overlying the Eoalpine highly metamorphed nappes (<i>Ötztal & Bundschuh nappes</i>)
	Koralpe-Wölz	nappe system with Eoalpine high-pressure metamorphism (e.g. <i>Saualpe-Koralpe</i> , <i>Wölz</i> , <i>Millstatt</i> , <i>Schneebergzug</i>)
	Silvretta-Seckau	nappe system structurally located below the Eoalpine high-pressure belt (e.g. <i>Schladming</i> , <i>Seckau</i> , <i>Innsbruck Quartzphyllite</i> , <i>Campo</i> , <i>Sesvenna</i> , <i>Silvretta</i>)

Northern Calcareous Alps and Grauwackenzone

(far travelled Upper Austroalpine nappes)

	Juvavic nappes	structurally highest nappe system (detached Mesozoic)
	Tirolian nappes	intermediate nappe system (Mesozoic, stratigraphically on Grauwackenzone)
	Grauwackenzone	detached Paleozoic (mostly stratigraphic substratum of Tirolian nappes)

Alpine Tethys

Piemont-Liguria Ocean

(south of Briançonnais-Iberia-microcontinent)

	Western branch	ophiolites, Bündnerschiefer (schistes lustrés) & ophiolitic mélange involved in Alpine orogeny and forming the lower plate and/or the accretionary prism during Alpine orogeny
---	-----------------------	--

European Continent

Metamorphic nappes derived from the distal European margin

	Metamorphic cover	Alpine metamorphic Permo-Mesozoic cover of former Variscan basement
	Pre-alpine basement nappes	pre-Permian basement reworked by Alpine metamorphism and forming Alpine basement nappes (e.g. <i>Gothard "massif"</i> , <i>Lepontine dome</i> , <i>Zentralgneiss of the Tauern window</i>)
	Eclogitic units	slices of the distal European margin affected by eclogite facies metamorphism (e.g. <i>Adula "nappe"</i> , <i>Eclogite Zone of Tauern window</i>)

Southern Alps and undeformed Adria microplate

	South Alpine Sediments	Permo-Mesozoic post-Variscan cover
	South Alpine Upper crust	Upper crustal Variscan basement
	South Alpine Lower crust	<i>Ivrea Zone</i>
	Adria microplate	<i>Lessini Mts., Istria</i>

Post-tectonic sedimentary basins

	Holocene
---	-----------------

Magmatic rocks

	Plio-miocene volcanic rocks	(e.g. <i>Monti Vol, Capraia.</i>)
---	------------------------------------	------------------------------------

2.2.2 Die Austroalpinen Einheiten des Oberostalpins

Silvretta- Seckau Deckensystem (Abb.3): baut eine kleine Region im Süden von Schladming, die Rottenmanner Tauern und Seckauer Tauern, welche Teile der Niederen Tauern sind, die Gleinalperegeion im Zentrum der Steiermark und eine lange Region nördlich des Mürztals zwischen Kapfenberg und Rax (Troiseck- Floning Zug) auf. Dieses System beinhaltet Bt-Pl Gneise und Glimmerschiefer, Hornblendengneise, Amphibolite und Orthogneise. Lokal tauchen auch Migmatit- und Ultramafitkomplexe auf. Die Reste der Permo- Mesozoischen Coversequenzen, wie siliziklastische, vulkanoklastische und karbonatische Sedimente sind lokal präsent. Die Variszische Tektonik und Metamorphose ist in diesem Deckensystem weitverbreitet. Die Permo-triassische Metamorphose ist allerdings nicht anzutreffen. Das gesamte Deckensystem ist durch eine grünschiefer bis epidot- amphibolit Fazies überprägt worden (eoalpine Metamorphose) (SCHABERT 1981, SCHERMAIER et al. 1997, NEUBAUER et al. 1995, FAYARD et al. 2002, FAYARD&HOINKES 2003).

Koralpe- Wölz Deckensystem (Abb.3): liegt in mehreren Bereichen der westlichen Niederen Tauern, der Seetaler Alpe, der Koralpe, der Millstätter Alpe und der Frischbacher Alpen frei, Im Gegensatz zu den anderen kristallinen Einheiten fehlen hier die Permo-triassischen Sedimente. Hauptsächlich finden sich hier Glimmerschiefer, Paragneise, Pegmatite und

Orthogneise. Lokal vertreten sind auch Marmore, Amphibolite und Eklogite. Eine weitverbreitete Überprägung durch die Permo- triassische Metamorphose (bis zur Amphibolitfazies und lokaler Anatexis) wurde beobachtet. Dabei entstanden Gabbros, Granite und vulkanisches Gestein. Die eoalpine Überprägung erstreckt sich von Norden nach Süden von einer Grünschiefer/ Epidot- Amphibolitfazies (Wölz Komplex) bis zur Eklogitfazies (Koralpe Komplex) (STÜWE&POWELL 1995). An der Basis der eoalpinen Oberplatte an der Spitze des Koralpe- Wölz Deckensystems wurde eine Abnahme des Metamorphosegrades entdeckt (TENZCER&STÜWE 2003, SCHMID et al. 2004, SCHUSTER et al. 2004).

Ötztal- Bundschuh Deckensystem (Abb.3): Die Bundschuh Decke des Ötztal- Bundschuh Deckensystems liegt nur in kleinen Arealen in der westlichen Steiermark um Turrach frei. Hauptsächlich sind Bt-Pl Gneise, Glimmerschiefer, Amphibolite und Orthogneise zu finden. Reste der Permo-mesozoischen Coversequenzen sind ebenso präsent. Während des variszischen Events kam es zu einer amphibolitfaziellen Metamorphose welche durch die eoalpine grünschiefer- bis amphibolitfazielle Metamorphose überprägt wurde (MILLER&THÖNI 1995, KOROKNAI et al. 1999, SCHUSTER et al. 2004).

Drauzug- Gurktal Deckensystem (Abb.3): repräsentiert die oberste Einheit des Austroalpinen Deckenstapels der Steiermark. Reste davon sind in zwei isolierten Bereichen frei: im Grazer Paläozoikum im Zentrum der Steiermark nördlich von Graz (Grazer Bergland) und in den Gurktal Decken im Westen der Steiermark (Region Murau). Beide Vorkommen zeigen ähnliche sedimentäre und tektonische Eigenschaften. Allgemein verfügen sie über niedrig gradige metamorphe paläozoische Sedimentgesteine mit ein paar Relikten des Permo- mesozoischen Covers, welche in den Gurktaler Decken vorkommen (GASSER 2009).

Grauwackenzone (Abb.3): Sie repräsentiert eine bis zu 23 km breite Zone mit paläozoischen Gesteinen zwischen Sedimentgesteinen der Nördlichen Kalkalpen im Norden und den hochgradig kristallinen Basamenteinheiten im Süden. Diese Zone erstreckt sich von Innsbruck im Westen bis nach Niederösterreich im Osten, wo sie unter dem Tertiären Cover des Wiener Beckens abtaucht. Die steirischen und niederösterreichischen Teile werden zur Östlichen Grauwackenzone gezählt (SCHÖNLAUB 1980). Die Grauwackenzone hat, ähnlich

dem kristallinen Basement, eine komplexe interne Struktur. Von unten nach oben wird sie eingeteilt in: Veitsch, Silbersberg, Kaintaleck und Nordische Decke (NEUBAUER et al. 1994).

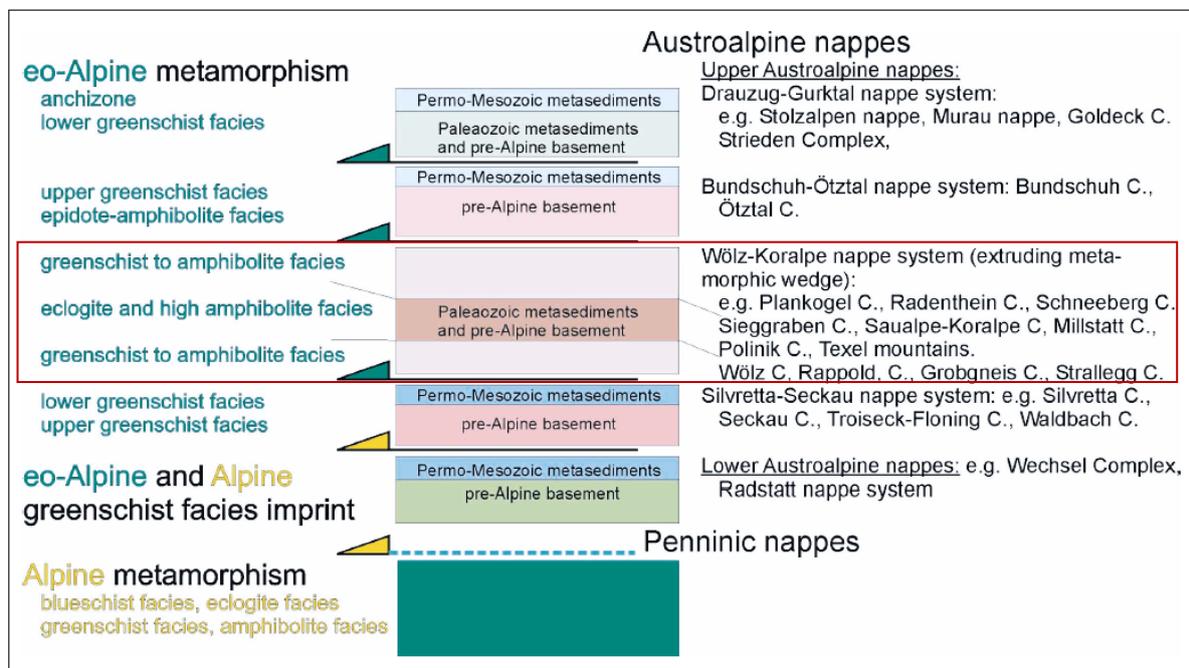


Abb.3 Eine schematische Darstellung der tektonischen Einheiten der Ostalpen. Der Hochdruckgürtel (roter Kasten) besteht unter anderem aus dem Millstatt- Komplex, dem Polinik- Komplex und darunter lagernd dem Rappold- Komplex.

Quelle: SCHUSTER et al. (2004) Explanatory Notes to the Map: Metamorphic Structure of the Alps;
Metamorphic Evolution of the Eastern Alps

2.2.3 Entwicklung des eoalpinen Hochdruckgürtels

Während der späten Kreidezeit kam es zu einer kohärenten Deformation des Schneeberg und Radenthein Komplexes (beide bestehen aus monometamorphen Metasedimenten mit Paläozoischem oder Mesozoischem Alter). Beide Komplexe sind Teil des eoalpinen Hochdruckgürtels. Dieser formt eine intrakontinentale Suture und liegt zwischen dem polymetamorphen Ötztal- Bundschuh Deckensystem (darüber) und dem Texel- Millstatt Komplex (darunter). Der Schneeberg und Radenthein Komplex fielen während der eoalpinen Orogenese nach Süden ein. Sie haben eine tektono- metamorphe Geschichte von ca. 115 Mio. Jahren bis ins Miozän (als es zur Freilegung des Tauern Fensters kam) durchgemacht. Diese wurde in 4 Phasen untergliedert (D1-D4). Die erste Deformationsphase D1 wird durch eine WNW gerichtete Scherung bei hohen Temperaturkonditionen (550-600°C) charakterisiert und wird mit dem Anfang der Exhumierung des Hochdruckgürtels in

Verbindung gebracht. Die weiteren zwei Phasen D2 und D3 sind größtenteils coaxial und entwickelten sich während hohen bis mittleren Temperaturkonditionen (ca. 450-550°C). Diese Stadien hängen mit fortgeschrittener Exhumierung und großflächigen Faltungen des Hochdruckgürtels (ÖBN System darüber und TC/MC darunter) zusammen. Deformationsstadium D4 fand im Oligo- Miozän statt und ist verantwortlich für das Kippen von individuellen Basement Blöcken entlang von großflächigen Seitenverschiebungszonen. Diese Kippphase resultiert durch den Südalpinen Indenter (Abb.4) mit der gleichzeitigen Entstehung des Tauern Fensters (KRENN et al. 2010).

Die nächste Abbildung (Abb.4) stellt die einzelnen tektonischen Einheiten der Ostalpen dar. Zudem ist es ein Querschnitt durch das Tauernfenster im Osten vor etwa 30 Mio. Jahren (im Oligozän). In dieser schematischen Darstellung erkennt man die durch den Südalpinen Indenter verursachte Exhumierung des Hochdruckgürtels.

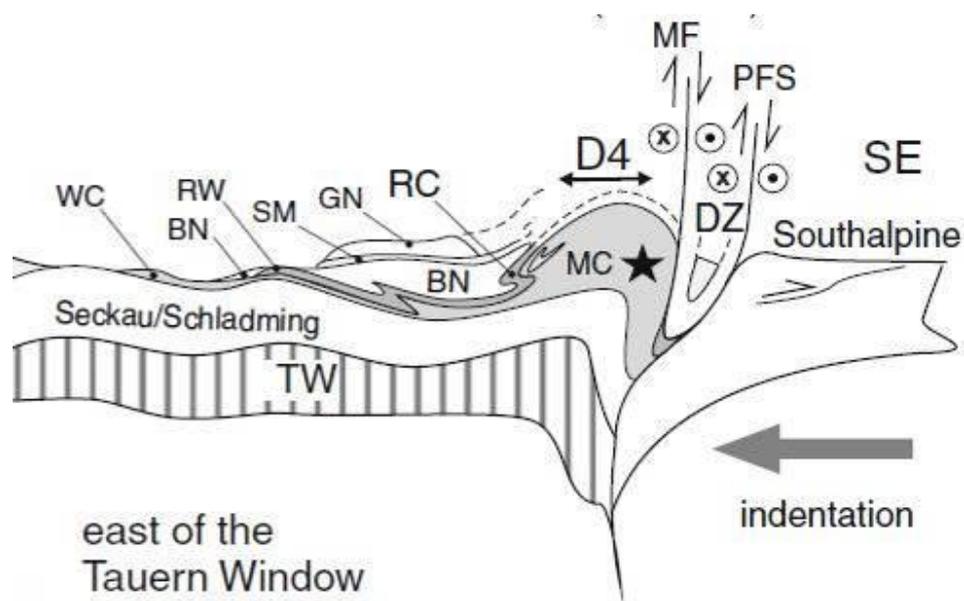


Abb.4 Querschnitt des Deckenstapels östlich des Tauernfensters vor ≤ 30 Ma. Durch den Südalpinen Indenter kommt es zur Exhumierung des Hochdruckgürtels (gekennzeichnet durch den Stern und den Buchstaben MC).

Legende: WC- Wölz Complex; BN- Bundschuh Nappe; RW- Rammingstein Window; SM- Stangalm Mesozoic; GN- Gurktal Nappe; RC- Radenthein Complex; MC- Millstatt Complex; DZ- Drauzug; MF- Mölltal Fault; PFS- Periadriatic Fault Systeme.

Quelle: KRENN K. et al. (2011) Eoalpine tectonics of the Eastern Alps: implications from the evolution of monometamorphic Austroalpine units (Schneeberg and Radenthein Complex)

2.3 Geologie und Pegmatitcharakterisierung des Rappold-Komplex um St. Radegund

Das Kristallin bildet einen 15 km langen und 6 km breiten Streifen, welcher im Süden und Osten von tertiären Sedimenten (Steirisches Becken) und im N und NO von der Schöckldecke des Grazer Paläozoikums überlagert wird (SCHÖNLAUB & OBERHAUSER 1980). Somit gilt es als oberostalpine, tektonische Unterlage des Grazer Paläozoikums. Es kann auch als nordöstliche Fortsetzung des Koralmkristallins angesehen werden (KUNTSCHNIG 1927, TOLLMANN 1977), doch ist nur die Metamorphose der tiefer gelegenen Gneiseinheit (charakterisiert durch Schiefergneise mit Biotitquarziten, Silikatmarmore, Zoisit- bzw. Plagioklasamphibolite) mit der des Koralmkristallins zu vergleichen (ROBITSCH 1949). Die höhere Glimmerschieferinheit (Granatglimmerschiefer, Amphibolite, Kalksilikatschiefer) ist davon nicht betroffen. Ebenso spricht das Fehlen von Eklogiten, welche für die Kor- und Saualpe typisch sind, dagegen (KOLLER et al. 1983).

Das Kristallin bildet einen präalpidischen metamorphen Basement Komplex. Es ist durch eine variszische, eine permische und eine alpidische Metamorphose geprägt worden. Gekennzeichnet werden diese Metamorphoseereignisse durch eine prograde Staurolithbildung während der variszischen Metamorphose, und einer teilweisen retrograden Umwandlung während der alpidischen Metamorphose. Die Lithologie des Rappold-Komplex (SR) setzt sich zusammen aus Glimmerschiefern, im Perm intrudierte Pegmatite und Kalke des Grazer Paläozoikums (Abb.5) (KOLLER et al. 1983).

Durch ein postpermisches Deformationsereignis kam es zur Ausbildung einer penetrativen Schieferung in den Glimmerschiefern und den Pegmatiten, wobei diese in den Glimmerschiefern deutlich ausgeprägter vorhanden sind. Es sind keine systematischen Unterschiede in der Verteilung von Schieferungsdaten der beiden Einheiten vorhanden, daher resultiert das beide Einheiten dieselbe postpermische Deformation mitmachten. Die Hauptdeformation dürfte somit die alpidische sein. Ebenso kam es zu Faltungen der Einheiten resultierend aus der fortschreitenden Deformation (KOLLER et al. 1983).

Die zahlreichen Pegmatitvorkommen finden sich bevorzugt in der Gneiseinheit, kommen aber durchaus auch in der Glimmerschieferinheit vor. Vor allem am Westrand der Kristallininsel von St. Radegund nimmt die Häufigkeit der Pegmatite zu.

Sie bilden Schwärme, Lagen, Linsen oder stockförmige Körper aus (ROBITSCH 1949). Wobei die Lagen immer S parallel zu den Glimmerschiefern angeordnet sind und auch parallel aufeinander stehen. Größere Körper bzw. ehemalige mächtige Gänge können auch in Form von boudinierten Linsen auftreten. Das flache Einfallen (im Mittel unter 20°) nach Süden der NE-SW streichenden Gänge lässt die Körper als stockförmig erscheinen (KOLLER et al. 1983). Ein häufiges morphologisches Element im Radegunder Gebiet bilden Geländestufen und Blockwerkbildungen, durch welche die Pegmatite verwitterungsresistenter sind als es bei den Glimmerschiefern der Fall ist (KOLLER et al. 1983).

Alle Pegmatite weisen eine deutliche metamorphe Überprägung auf. Zu sehen ist diese durch die feinkörnige Quarz-Albit-Kalifeldspat Matrix mit darin vorkommenden großen Feldspatäugen, stark verbogenen Muskovittafeln (von feinkörnigen phengitischen Hellglimmer umwachsen) sowie zerbrochene Turmalinen und alle übrigen größer erhalten gebliebenen Gemengteile. Die Deformation ist bei großen Pegmatitkörpern eher im Randbereich zu sehen, während im Kernbereich das alte magmatische Gefüge unversehrt erhalten blieb (KOLLER et al. 1983).

Ein weiteres typisches Merkmal der Pegmatite ist das Auftreten von blau grauen Kalifeldspäten. Akzessorien wie Turmalin (liegt in Form des Schörls vor) und Granat (Almandin- Spessartin Mischkristalle (MACHATSCHKI 1927)) sind lokal angereichert. Der Turmalin im Zentrum und der Granat im Randbereich. Jedoch kommt es nur selten zu Ausbildungen monomineralischer Bereiche (KOLLER et al. 1983).

Der Spodumen zeigt am äußersten Rand einen flächenhaften Wachstumssaum (dunkelgrau/braun getrübt) und myrmekitsche Verwachsungen mit Quarz und Albit. Beryll ist relativ selten und meist in Gesellschaft von Granat zu finden (KOLLER et al. 1983).

Der Lithium- und Fluoreinbau erfolgt hauptsächlich in Muskoviten. Je mehr Lithium (Mittelwert für die Pegmatite des Rappold-Komplex (SR) liegt bei 49 ± 17 ppm) enthalten ist desto mehr wird Fluor eingebaut und in Lithium- armen Pegmatiten ist auch weniger Fluor enthalten, was auf eine positive Korrelation der beiden Elemente zurückzuführen ist. Beryllium (im Gebiet St. Radegund liegt das Mittel bei 2.3 ± 1.7 ppm) wird hingegen nur sehr selten eingebaut, am häufigsten im Albit (KOLLER et al. 1983).

Sekundäre Uranminerale wie Autunit und Uran- haltiger Glasopal, welche häufig an Klufflächen zu finden sind, wurden ebenfalls nachgewiesen. Die allgemeinen

Spurenelementgehalte sind so gering, das die Radegunder Pegmatite größtenteils wirtschaftlich uninteressant sind (mit Ausnahmen einiger Spodumen- führender Pegmatite) (KOLLER et al. 1983).

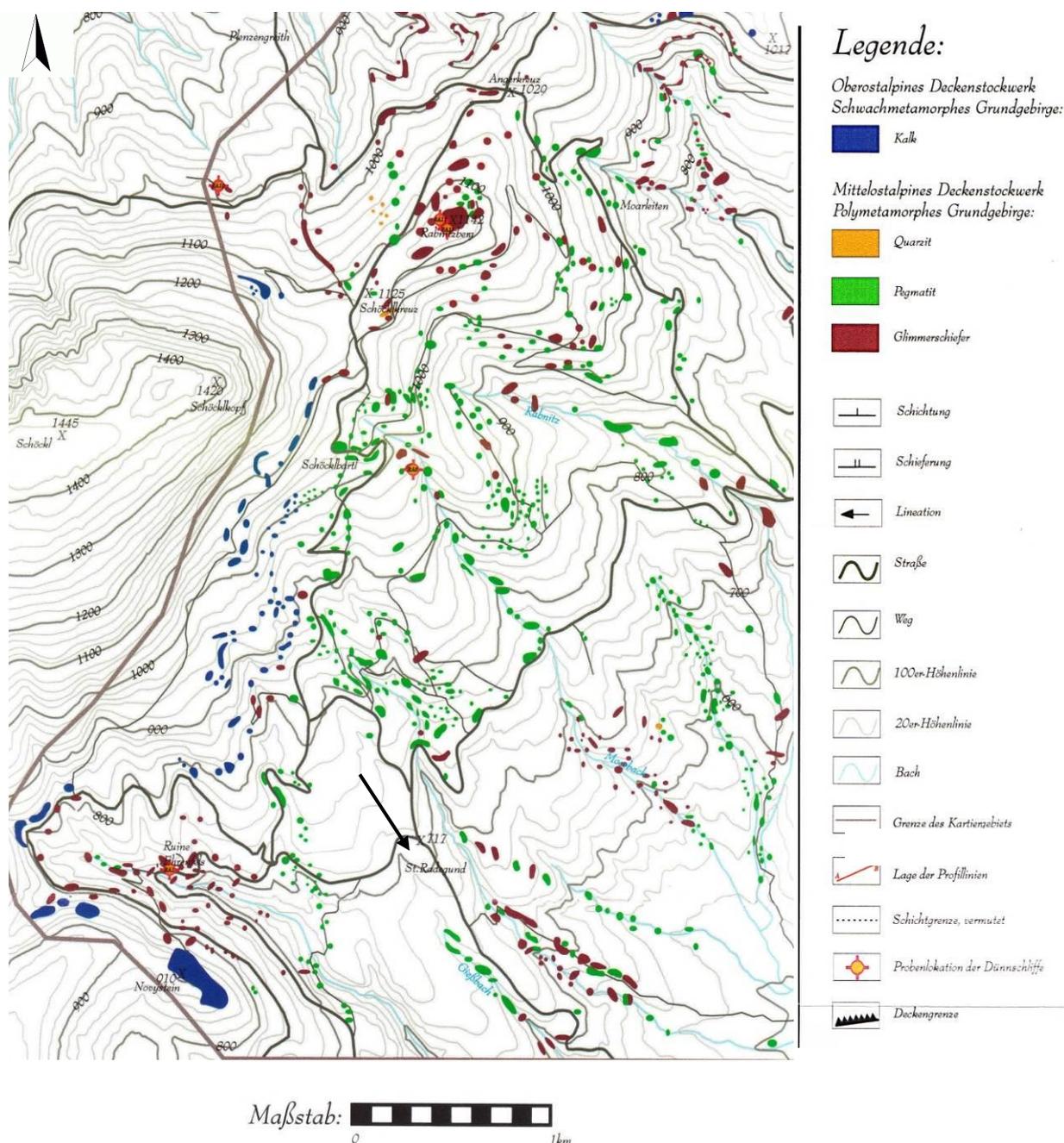


Abb.5 Geologische Karte eines Teils des Rappold-Komplex (SR). Der Pfeil zeigt St. Radegund an. Die grünen Punkte kennzeichnen die dort befindlichen Pegmatite. Verändert nach EISENBERG, 2000

2.4 Geologie und Pegmatitcharakterisierung des Millstatt-Komplex

Der Bereich des See-Rückens gehört zum Oberostalpinen Kristallin (das nach Westen über die Kreuzeckgruppe etc. bis zu den Stubai Alpen zieht und im Osten durch Sau- und Koralpe vertreten ist) (WALTER 1998).

Das Kristallin des Millstätter See-Gebietes wird in drei Großkomplexe gegliedert: Die tektonisch tiefste Einheit ist der polymetamorphe Millstatt-Komplex, darüber lagert der durch seine einphasige alpidische Metamorphose charakterisierte Radenthein-Komplex (vergleichbar mit dem Wölzer Kristallin) und im Hangenden der polymetamorphe Bundschuh-Priedröf-Komplex (SCHIMANA 1986, PISTOTNIK 1996).

Der Millstätter See-Rücken ist Teil des Millstatt-Komplexes (MK) und wird hauptsächlich aus monotonen Glimmerschiefern und Gneisen, Quarziten und darin häufig auftretenden Pegmatiten aufgebaut. Im Südosten des MK im Bereich Weißenstein- Krastal sind mächtige Marmorvorkommen aufgeschlossen, die in großen Steinbrüchen (Gummern) abgebaut werden. Weiters treten Kalksilikat- und Amphibolitlinsen und im Bereich Wollanig auch Eklogite auf (WALTER 1998).

Im Süden reichte die alpidische Hochdruckmetamorphose, welche alle kaledonisch und variszisch überprägten Gesteine erfasste, bis zur Eklogitfazies (TEIML/HOINKES 1996). In Paragneisen wurden Metamorphosebedingungen von 6 kbar und 570°-620°C berechnet. Es wurden höhere Drücke (8 kbar) und Temperaturen (520°-620°C) in anderen Paragenesen gemessen. Jedoch konnten in den Eklogiten, mit 12-14 kbar und 600°-630°C die höchsten Bedingungen berechnet werden (WALTER 1998).

Die Pegmatite in diesem Gebiet sind überwiegend konkordant in die Gesteinsserie eingebaut, können aber auch diskordant zur Hauptschieferung auftreten und somit eine Störungsfläche mit eigenständiger Begrenzung zum Nebengestein bilden. Sie zeigen sich als langgestreckte Linsen oder Lager (größte Linse ist über 300 m lang und mehrere 10 Meter mächtig) (WALTER 1998).

Gehäuftes Auftreten von Pegmatiten gibt es am Wolfsberg, am Hochgosch und am Hahnenkofel sowie im Gebiet nördlich und östlich von Laas (Abb.6).

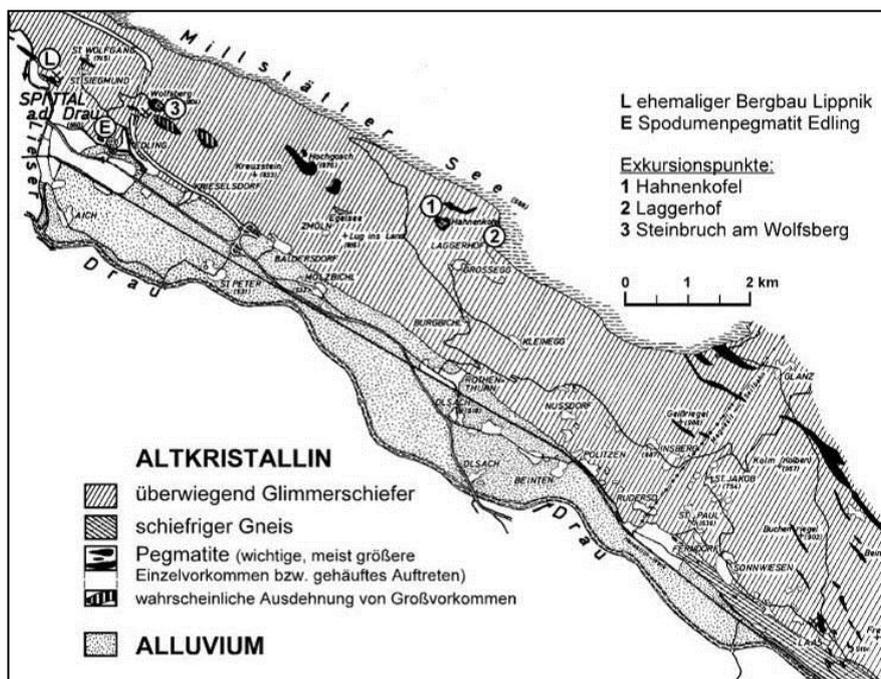


Abb.6 Ungefähre Lage der Pegmatite des Millstätter Seen-Rückens

Quelle: LUECKE & UCİK, 1986

Der Hauptmineralbestand dieser Pegmatite setzt sich aus 70-80 Gew.% Feldspat, 5-25 Gew.% Muskovit und 5-20 Gew.% Quarz (LUECKE&UCİK 1986) zusammen. Die mineralogische Zusammensetzung kann jedoch in Meter Bereichen stark variieren. Es kommen feinkörnig, helle Pegmatite (82% Fsp (Mikroclin:Albit=2:1) und 5% Mus) sowie gröbere, leicht graue Pegmatite (rd. 70% Fsp (Albit) und 25% Mus (hier ist das Gesamtgehalt an Kalium im Gestein vorhanden)) vor. In einem Pegmatitvorkommen in Edling bei Spittal/Drau kommt ein weiteres Hauptmineral vor, der Spodumen (MEIXNER 1948, 1951a, 1967, ANGEL&MEIXNER 1953). Die modale Zusammensetzung dieses Spodumenpegmatits (in Gew.%) ergibt sich aus 30-40% Fsp (davon 80% Albit), 20-26% Spodumen und 3-9% Mus (WALTER 1998).

Teils haben die Pegmatite eine starke Turmalinführung (Schörl), welcher stark zerbrochen ist. Primäre akzessorische Minerale wie hydrothermal gebildete, teils sehr seltenen Phosphate sind Besonderheiten in einigen Vorkommen (Wolfsberg: 0,40 Gew.% P_2O_5 , Lippnik: 1,0 Gew.% P_2O_5 , Laas und Edling: 0,1 Gew.% P_2O_5) (WALTER 1998).

In Kluftrissen- und hohlräumen kommt es zu einer Anreicherung von Siderit der häufig zu schwarz-braunen Limonit umgesetzt wurde (WALTER 1998).

Pegmatitminerale, die nicht zu den Hauptmineralen zählen sind zum einen die, in Lippnik gefundenen, schweren schwarzen Erze Tantalit und Tapiolit (MEIXNER 1948, 1950b, 1951b). Durch eine neuerliche Bearbeitung (CERNY et al. 1989) der beiden Minerale wurde die hohe strukturelle Ordnung von Ferrotantalit FeTa_2O_6 und Ferrotapiolit $(\text{Fe,Mn})(\text{Ta,Nb})_2\text{O}_6$ der Rekristallisation während einer intensiven metamorphen Überprägung zugeschrieben (TEIML&HOINKES 1996, TEIML 1996). Mikroskopisch sind die Minerale Uranmikrolith $(\text{U,Ca,Ce})_2(\text{Ta,Nb})_2\text{O}_6(\text{OH,F})$, Zirkon ZrSiO_4 und Zinnstein SnO_2 zu erkennen. Ebenso der fast weiß gefärbte Beryll $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$ (SEDLACEK 1949, 1950), welcher durch seine Farbe erst spät als solcher erkannt wurde. Bleiglanz PbS in der Lieserschlucht und Columbit (Niobit) in Form tafeliger ca. 1 cm großer Kristalle im Steinbruch Wolfsberg (MEIXNER 1975) zählen genauso dazu. Der dunkelgrüne bis zu einem cm großen Apatit kommt zu selten vor um für den hohen P_2O_5 Gehalt verantwortlich sein zu können (MEIXNER 1950a). Erklärbar machen es die großen Pegmatitkluftflächen, welche dicht besetzt von farblosen oder weiß kugeligen Apatit Aggregaten sind. Durch weiträumige hydrothermale Tätigkeit in dem Gebiet des Millstätter See Rückens kam es zu zahlreichen Mineralneubildungen, überwiegend waren Phosphate davon betroffen (WALTER 1998).

2.5 Geologie und Pegmatitcharakterisierung der Kreuzeckgruppe

Die Kreuzeckgruppe besteht hauptsächlich aus altkristallinen Glimmerschiefern und Gneisen, welche Bänder von Amphiboliten und Hornblendeschiefern beinhalten können. Es gibt auch jüngere Gesteine als die zuvor genannten und zwar tonalitische, dioritsche und lampophyrische Ganggesteine, die das Altkristallin meist diskordant durchschlagen (HOLZER 1958).

Das Altkristallin der Kreuzeckgruppe wird in zwei Einheiten gegliedert, welche durch eine Mylonit Zone (MMZ- Major Mylonite Zone; verläuft W-O) getrennt werden. Die tiefere Einheit liegt im Norden dieser Mylonit Zone, ist zwei km dick und wird als Polinik Einheit bezeichnet (Abb.7). Sie gehört im Gegensatz zur höher gelegenen Strieden Einheit im Süden (Abb.7) zum Eoalpinen Hochdruckgürtel und wird durch Ortho- und Paragneise, Metapelite, Amphibolite und Eklogite charakterisiert. Sie unterscheiden sich strukturell sowie in ihrer Gesteinszusammensetzung und ihren Entwicklungsgeschichte. Ebenso haben sie unterschiedliche geochronologische Altersdaten (HOKE 1987).

Über Schichtsilikate (K/Ar) wurde das Abkühlungsalter auf 80 Ma. geschätzt. Diese Schichtsilikate bilden oft eine Paragenese mit Kyanit, Staurolith, Granat, Plagioklas und Quarz. Die Metamorphosebedingungen lagen bei $620^{\circ}\pm 60^{\circ}\text{C}$ und $6,25\pm 1,25\text{kbar}$. Die Polinik Einheit wurde als Faltenstapel eingelagert (vor 80 Ma) (HOKE 1987).

Die Nebeneinanderstellung der Polinik und Striedeneinheit erfolgte nach der Kreidezeit und konnte nur durch Entfernung von Material zwischen den Einheiten geschehen. Die Mylonit Zone fungierte als duktile Scherzone, dadurch wurden die Einheiten vertikal zueinander gebracht. Diese Bewegung entlang der Mylonit Zone könnte auch für die Exhumierung und das Erkalten der Polinik Einheit (80 Ma.) verantwortlich sein. Die entscheidende Bewegung zur endgültigen Nebeneinanderstellung erfolgte entlang der WNW verlaufenden spröden Ragga-Teuchl Störungszone (HOKE 1987).

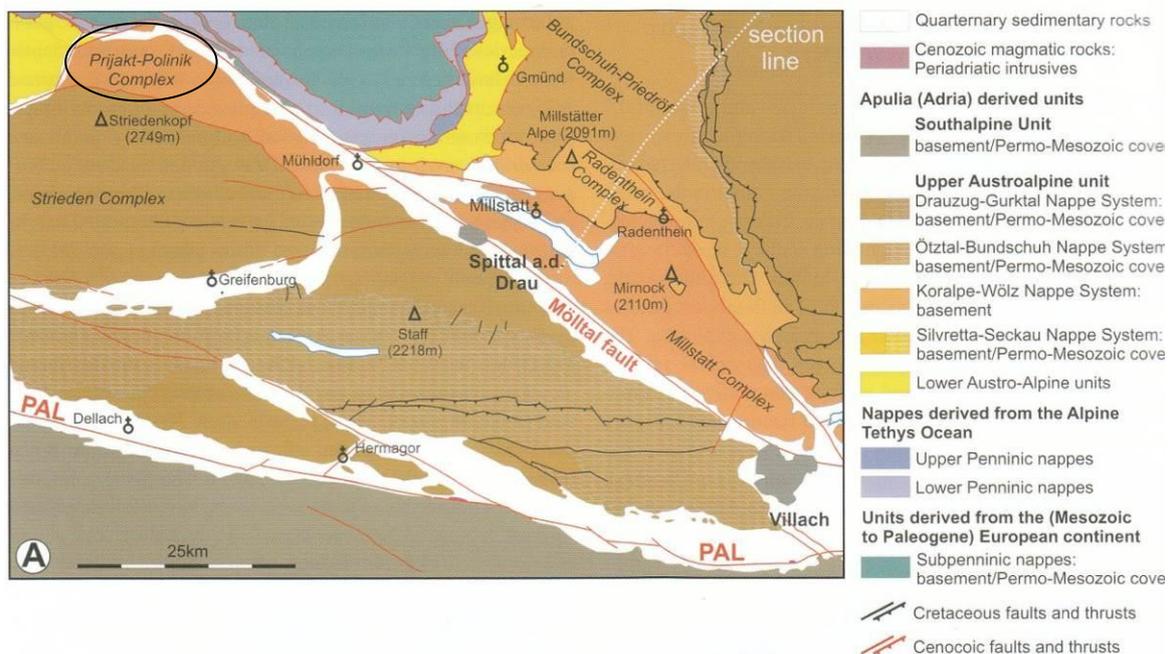


Abb.7 Karte des westlichen Teils von Kärnten. Zu sehen sind die beiden Einheiten: Polinik und Strieden. Der Polinik Komplex (umkreist) gehört zum Koralmpe-Wölz Deckensystem, während der Strieden Komplex zum Drauzug- Gurktal Deckensystem zählt.

Quelle: HOINKES G., KOLLER F., DEMENY A., SCHUSTER R., MILLER C., THÖNI M., KURZ W., KRENN K., WALTER F.:
Metamorphism in the Eastern Alps

2.5.1 Der Prijakt-Polinik Komplex

Die Hauptlithologie dieser Einheit setzt sich aus Schiefen, Marmore (nur seltenes Vorkommen), Amphiboliten (selten), helle granitische Gneise, Biotitaugengneise und Pegmatiten zusammen (HOKE 1987). Allgemein sind die Pegmatite reich an Muskovit und Plagioklas und tauchen sporadisch in dieser Einheit auf. Sie sind stark deformiert und bilden schichtähnliche Körper und irreguläre Linsen und können konkordant zur Schieferung des Host Gesteins liegen. Jedoch, in einer größeren Skala betrachtet, durchschlagen sie das Gestein. (HOKE 1987)

Die Pegmatite werden hier in 2 Typen differenziert, aufgrund ihrer strukturellen Beziehung zum Nebengestein. Der 1. Typ durchschneidet das Gestein und fällt steil oder vertikal als Quarzpegmatitader (bis zu 1m dick) ein. Parallele Sets sind nicht ungewöhnlich, welche durch die gefalteten Schiefer schneiden. Selbst sind sie jedoch nicht deformiert. Der Kontakt zum Nebengestein ist scharf abgegrenzt. Wobei der benachbarte Metapelit ebenso Turmalin besitzen kann. Dominant in diesem Typ ist der Quarz, gegenüber dem feinkristallinen Muskovit und den idiomorphen (euhedralen) Turmalin. Es gibt 3 verschiedene Mineralparagenesen: (1) Qz-Plag-Mus-Tour; (2) Qz-Mus-Tour; (3) Qz-Tour (HOKE 1987).

Der 2. Typ ist ein deformierter Muskovit und Plagioklas reicher Körper. Tritt in dieser Einheit eher sporadisch auf. Dieser Typ bildet schichtähnliche Körper oder irreguläre Linsen. Lokal treten sie konkordant auf aber in einem größeren Maßstab betrachtet schneiden sie das umgebende Gestein. In großen Körpern sind die Minerale nicht orientiert und sehr grobkörnig. In kleineren Körpern jedoch sind die Minerale eher mittelkörnig und stark eben/flächig strukturiert, das durch die Ausrichtung des Muskovits definiert wird. Das Zentrum ist grobkörniger und zerbrochener als der Rand und ohne Struktur (HOKE 1987).

Dieser Typ zeigt mehrere Mineralparagenesen, als da wären: (1) Qz-Plag-Mus-Gt-Ap-Tour; (2) QZ-Plag-Mus-St-Tour; (3) Qz-Plag-Mus; (4) Qz-Plag-Mus-Chl-Bt-Gt; (5) Qz-Plag-Ksp-Mus-Ap-Tour. (HOKE 1987)

3 Beschreibung der charakteristischen Eigenschaften, der Bildung und Mineralogie von Pegmatiten

3.1 Allgemeine Beschreibung des Gesteins

Der Pegmatit ist ein magmatisches Gestein, meist mit granitischer Zusammensetzung (kann aber auch eine ultramafische, mafische, syenitische oder karbonatische Zusammensetzung besitzen), welches sich von anderen magmatischen Gesteinen durch ihre grobe aber variable Korngröße, oder durch häufiges Auftreten von skeletartigen, plastischen Kristallen, unterscheidet. In magmatischen oder metamorphen Wirtsgesteinen erscheinen sie scharf abgegrenzt. Sie treten homogen als auch zoniert in Erscheinung. Die Mehrheit der Pegmatite besitzt eine granitische Zusammensetzung, jedoch sind basische, intermediäre und alkaline Zusammensetzungen häufig genug, dass der Term „granitischer“ Pegmatit verwendet wird. Elemente wie Lithium, Beryllium, Rubidium, Cäsium, Niob, Tantal, Zinn, Seltene-Erdelemente, Bor, Phosphor und Fluor können in diesen granitischen Pegmatiten angereichert werden (bis zu einigen Gewichtsprozent). Diese Elemente können ein signifikanter Bruchteil der Gesamtzusammensetzung sein und die Chancen auf Minerale, welche nicht granitisch sind, erhöhen (LONDON 2008).

3.1.1 Struktur

Die Zusammensetzung von Pegmatiten ist im Wesentlichen die gleiche wie es bei anderen magmatischen Gesteinen der Fall ist. Der Unterschied besteht in der Struktur. Nicht nur die grobe Korngröße (im Vergleich zu anderen magmatischen Gesteinen mit selber Zusammensetzung) ist entscheidend, ebenso sind folgende Attribute (einzeln oder in Kombination) bezeichnend für einen Pegmatit: Extrem variable Korngröße, welche vom Rand zum Kern (in größeren Pegmatitkörpern) zunimmt, Zonierungen von Mineralparagenesen, die sich scharf voneinander abgrenzen, skelettähnliche Mineralformen mit Verwachsungen und ein stark anisotropes Gefüge. Grobe Korngrößen und Zonierungen gibt es auch in anderen Gesteinen, was den Pegmatit jedoch einzigartig macht ist die myrmekitische Verwachsung von Feldspat und Quarz Kristallen (LONDON 2008).

3.1.2 Klassifikation

Wegen verschiedener struktureller und mineralogischer Eigenschaften ist eine Klassifikation von Pegmatiten eher schwierig. Sie beruht meist auf einer granitischen Zusammensetzung. Die Komplexität in Struktur und Zusammensetzung wird in Pegmatiten die nicht granitischen Ursprungs sind kaum erreicht (z.B. Basische oder Alkaline Pegmatite) (LONDON 2008).

Gruppen

Die verschiedenen Pegmatitgruppen haben einen granitischen Ursprung. Jedoch müssen nicht all jene Pegmatite welche sich im selben Terrain befinden den gleichen Ursprung haben und somit auch nicht zu ein und derselben Gruppe gehören. Auch innerhalb der Gruppen, obwohl Geschichte und Ursprung der Gruppe dieselbe ist, kann es Variationen bzw. Veränderungen, in Gefüge und Zusammensetzung geben (LONDON 2008).

Die chemische Zonierung innerhalb einer Gruppe wird mit der Ursprungscharakteristik, der Tiefe der Kristallisation, und dem Grad der chemischen Fraktionierung in Verbindung gebracht. Die Entfernung zur Source spielt auch eine Rolle (LONDON 2008).

Klassen und Typen

Im ersten entwickelten Klassifikationsschema (LANDES 1933) werden chemisch einfache und chemisch komplexe Pegmatite voneinander unterschieden. Die einfachen sind den anderen plutonischen Gesteinen ähnlich, also ein rein magmatisches Gestein. Die komplexen werden durch hydrothermalen Ersatz von zuvor bestehenden Pegmatiten und einer Anhäufung von seltenen Mineralen beschrieben.

Das jedoch heutzutage und weltweit verwendete Schema (GINSBURG 1984) zur Klassifikation von Pegmatiten teilt diese in 4 Klassen: Abyssal, Muskovit, Seltene Elemente, Miarolitisch. Diese Klassen gründen sich auf mineralogische und strukturelle Eigenschaften, welche mit der Einlagerungstiefe oder Tiefe der Platznahme zusammenhängen. Modifiziert wurde dieses Schema von ČERNÝ und ERCIT (2005), welche die bestehenden Klassen mit anderen petrogenetischen Daten korrelierten.

Die Abyssal Klasse: Diese Klasse gründet sich mehr auf das Host Gestein, welches hochmetamorphe ist (Granulit und Amphibolitfazies), als auf ihre Struktur und Zusammensetzung. An einigen Stellen sind grobkörnige Leucosome zu finden.

Die Muskovit Klasse: Ist die Klasse die, für LANDES, zu den einfachen Pegmatiten zählt. Sie geht mit dem Host Gestein (Hochdruck Amphibolitfazies) konform und wird teils auch mit diesen deformiert.

Die Muskovit- Seltene Elemente Klasse: ČERNÝ und ERCIT fügten diese Klasse hinzu, um Pegmatite, die einst zur Muskovit Klasse gehörten, miteinzubeziehen. Diese Intrusivkörper sollen ein Kontinuum zwischen Granit und Seltenen Element Pegmatiten darstellen. Pegmatite welche in Mica-reiche Hostrocks intrudierten zeichnen sich durch eine Anreicherung in grobkörnigen Muskovit und Biotit an den Rändern aus. Aufgrund des hohen Grades der chemischen Evolution können sie nicht zu der Muskovit Klasse gezählt werden.

Die Seltenen Elementen Klasse: zeichnen sich durch eine Diversität der Zusammensetzung innerhalb der Klasse aus. Für LANDES zählen sie zu den komplexen Pegmatiten. Sie intrudieren meist in Gesteinen mit hoher metamorpher Überprägung.

Die Miraolitische Klasse: Häufig auftretende offene oder tongefüllte und kristallumsäumte Höhlen sind bedeutend für diese Gruppe. Sie treten als zahlreiche kleine Segregationen innerhalb seicht abgelagerten granitischen Plutonen auf. Sie können konzentrisch zonierte vertikale Körper oder seicht einfallende geschichtete Gänge bilden. In der Klasse sind Edelsteine nicht selten. Die Pegmatite spiegeln seichte Ablagerungsräume aufgrund ihrer vielen Löcher.

Pegmatit Familien

Von ČERNÝ (1991) wurden 2 petrogenetische Familien vorgeschlagen: Die LCT (Lithium, Cäsium, Tantal) und die NYF (Niob, Yttrium, Fluor) Familie, welche aufgrund ihrer charakteristischen Anreicherung von Elementen (geschieht durch Fraktionierung innerhalb chemisch unterschiedlichen Pegmatitgruppen) unterschieden werden.

Die sogenannte Quelle für die LCT Pegmatite bilden die S-Typ Granite (nicht ausschließlich) (CHAPPEL&WHITE 2001), wobei die NYF Pegmatite vom A-Typ Granit abstammen (z.B. EBY 1990).

LCT: Es reichern sich nicht nur Lithium, Cäsium und Tantal in diesen Pegmatiten an sondern es kommt ebenso zur Konzentration von Beryllium, Bor, Fluor, Phosphor, Mangan, Gallium, Rubidium, Niob, Zinn und Hafnium. Der hohe Aluminiumanteil ist auf Muskovit, Turmalin und Spessartin-reiche Granate zurückzuführen. Das Lithium stammt von der Teilnahme der Micas in Schmelzprozessen am Ursprung und durch eine hohe Inkompatibilität des Lithiums in anderen Mineralen (z.B. LONDON 1995, 2005b).

In dieser Familie werden die Pegmatite durch die Häufigkeit des Phosphors unterschieden. Eine charakteristische Anreicherung von Phosphor findet man nur in marinen Schwarzschiefern (von S-Typ Graniten stammend). Aus den metasedimentären Gesteinen, welche von magmatischen source Materialien stammen, entstehen diese Pegmatite (z.B. GROMET et al. 1984, COVENEY&GLASCOCK 1989).

NYF: Zusätzlich zu den Elementen Niob, Yttrium und Fluor werden noch schwere Seltene-Erd-Elemente (HREE) und Beryllium, Titan, Scandium, Zirkonium angereichert. Ein weiteres Merkmal ist der amazonitische K-Feldspat (Pb-reicher blau grüner K-Feldspat) (HOFMEISTER&ROSSMAN 1985a, MARTIN et al. 2008).

Diese Familie wird mit granitischen Magmatismus (resultiert durch die Aufschmelzung der tiefen Kruste innerhalb kontinentaler Riftzonen und für gewöhnlich durch einige chemische Inputs vom Mantel) in Verbindung gebracht (z.B. KOVALENKO et al. 1995, LENHARO et al. 2003, ERCIT 2005, MARTIN&DEVITO 2005). Sie neigen zu einer eher alkalischen Zusammensetzung (Natrium-reiche Pyroxene und Amphibole). Der Fluorgehalt dürfte von Schmelzprozessen, in denen Amphiole und Micas involviert sind, bei Temperaturen entsprechend der Basis der kontinentalen Kruste bestimmt werden. Das Fluor nimmt mit einer Zunahme des Mg zu (nimmt mit Temperatur zu) (LONDON 2008).

3.1.3 Pegmatitkörper

Pegmatitkörper entstehen durch Segregation innerhalb von großen magmatischen Gesteinen und erscheinen als horizontale Bänke, vertikale Gänge oder Linsen in anderen magmatischen oder metamorphen Hosts. Eine Segregation beschreibt eine scharf abgegrenzte Masse innerhalb ihres magmatischen Hosts mit derselben Zusammensetzung. Sie repräsentiert das letzte Volumen an Restschmelze (LONDON 2008).

Gänge und Bänke

Das Einfallen der Gänge wird als die wirkliche Orientierung zum Zeitpunkt der Verfestigung angenommen, da die meisten Pegmatite während anorogenen Events entstanden oder während abnehmender Phasen tektonischer Vorgänge. Sollten interne Zonierungen (von vergesellschafteten Mineralen) vorkommen, treten sie in steil einfallenden Gängen meist durch konzentrische oder axial-symmetrische Verteilungen der Zonen auf, während seicht einfallende Gänge asymmetrisch gelagerte Zonierungen aufweisen. Eine Entwicklung von Gängen zu Linsen zeigt Veränderungen in der Kompetenz des Hosts mit sich verändernden Zusammensetzungen (LONDON 2008).

Interne Anatomie der Pegmatitkörper

Die Mineralogie und Korngrößenverteilung ist in nicht zonierten Pegmatiten homogen, obwohl sie durchaus eine porphyrische Struktur und ein orientiertes Gefüge besitzen können. Zonierungen sind zu einem großen Teil ein Unterscheidungsmerkmal der Pegmatite zu anderen plutonischen Gesteinen. Es wird zwischen der „Rand“- „Wand“- „Zwischen“- und „Kern“ Zone unterschieden (Abb.8) (LONDON 2008).

Die „Rand“ Zone: ist ein dünner Saum (einige cm) der vollständig den Pegmatitkörper umgibt und im Kontakt zum Nebengestein steht. Er besteht aus sehr feinkörnigem Material und hat eine hypidiomorphe Struktur. Diese Zone spiegelt jedoch nicht die Hauptzusammensetzung der Pegmatite wider.

Die „Wand“ Zone: ist etwas dicker als die „Rand“ Zone (bis zu 1m) und ebenso grobkörniger (1-3 cm).

Die „Zwischen“ Zone: Hier kommt es zu einer raschen Zunahme der Korngröße. Diese Zone wird dominiert von einer Mineralphase wie z.B. Mikroklin, Plagioklas, Quarz, Spodumen, Petalit oder Montebrasit. Sie kann symmetrisch oder asymmetrisch verteilt sein und ist diskontinuierlich. Normalerweise entwickelt sich die Zone in den dickeren Teilbereichen des Pegmatits doch es kann zum Auskeilen der Zone kommen oder sie verschwinden durch eine Ausdünnung des Körpers.

Der Kern: Hier kann es zu einer Anreicherung einer einzigen Masse oder einer mehrfachen Wiederholung derselben Mineralogie, bei gleicher struktureller oder fortlaufender Position

kommen. Häufig sind monomineralische Kerne welche die z.B. nur aus Quarz bestehen. Sie können aber auch verschiedene Kombinationen von Perthit, Albit, Lithium-Aluminiumsilikate und Phosphate aufweisen (LONDON 2008).

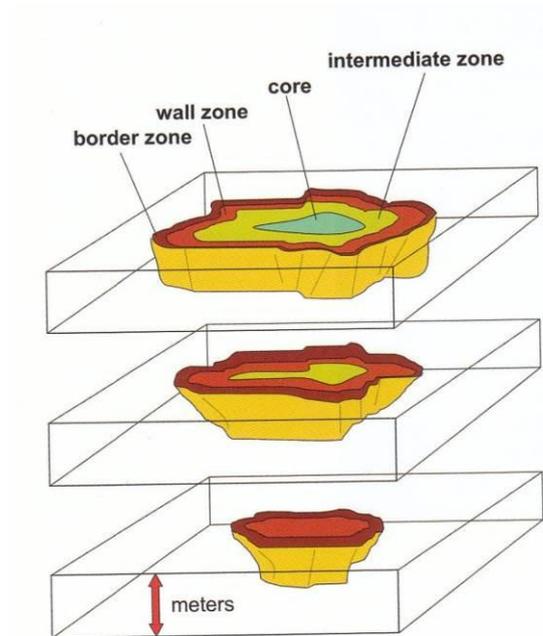


Abb.8 Verallgemeinertes Blockdiagramm nach Cameron et al. (1949) eines zonierten Pegmatits. Es zeigt die Konzentrität der Zonierungen in einem steil einfallenden, irregulären und linseförmigen Pegmatit.

Es kommt innerhalb von Pegmatitkörpern oft zur Entstehung von Brüchen und Trennflächen, die entweder mit Quarz oder mit Materialien, die aus anderen Zonen stammen können, welche in die Brüche migrierten, gefüllt werden können (LONDON 2008).

Generelle Zonierungssequenzen

Cameron (1949) förderte eine generelle Sequenz von internen Zonierungen zu Tage.

Vom Rand zum Kern: (1) Plagioklas- Quarz- Muskovit

(2) Plagioklas- Quarz

(3) Quarz- Plagioklas- Perthit \pm Muskovit \pm Biotit

(4) Perthit- Quarz

- (5) Perthit- Quarz- Plagioklas- Amblygonit- Spodumen
- (6) Plagioklas- Quarz- Spodumen
- (7) Quarz- Spodumen
- (8) Lepidolit- Plagioklas- Quarz
- (9) Quarz- Mikroklin
- (10) Mikroklin- Plagioklas- Li-reiche Micas- Quarz
- (11) Quarz

NORTON (1983) änderte diese Sequenz (wegen Aufdeckungen/Enthüllungen von Li- reichen Pegmatiten in Tanco Bikita, Zimbabwe (Cooper 1964), Monitoba (ČERNÝ 1982) und in den Black Hills (South Dakota). Er kombinierte Nummer (5) und (6) und schloss ebenfalls (8) und (10) zusammen und platzierte Letztere zum Schluss.

Die äußere Zone wird von Plagioklas und Quarz dominiert mit untergeordnetem Muskovit und Akzessorien (Granat, Turmalin, Apatit, Beryll). Mineralogisch gesehen ist die äußere Zone vielseitiger/diverser als andere Bereiche in Pegmatiten. Folgend kommt die Zwischenzone, in welcher Perthit den Quarz dominiert, zumindest in chemisch einfachen Pegmatiten. In weiter entwickelten Körpern dominieren hier Lithiumminerale (Li-Alumosilikate oder ihre äquivalenten Phosphate). Die letzten Li- Mica- Albit Einheiten (10) oder Nr. (9) der Sequenz werden allgemein als mineralogisch diverseste Einheiten in Pegmatiten erkannt, da sie vor allem Turmalin, Beryll, Topaz, Apatit und andere Phosphate und komplexe Sn-Ta-Nb Oxide beinhalten (NORTON 1983).

Konzentrische und Geschichtete Pegmatite

Meist werden linsenförmige oder plattenähnliche Pegmatite in den Arbeiten von Cameron et al. (1949) erwähnt, mit einem generellen steilen Einfallen. Die Verteilung von Zonen ist in intern zonierten und steil einfallenden Pegmatiten nahezu konzentrisch (betrachtet als horizontaler Querschnitt). Asymmetrie, sollte sie vorhanden sein, wird durch einen aufwärts gerichteten Versatz der groben Zwischenzone hervorgerufen. Obwohl in seicht einfallenden Pegmatiten dieselben Zonen vorkommen ist ihre Verteilung eher geschichtet als konzentrisch um ein Zentrum angeordnet. In einem Model von JAHNS (1982) besitzen geschichtete Pegmatite granitische Randzonen (ober- und unterhalb des Pegmatitkörpers), gefolgt von massiven und geschichteten Natrium- Apliten an der Footwall und einer sehr

grobkörnigen Mikroklin und Quarz Ansammlung, welche von der Hangingwall nach unten wächst (LONDON 2008).

Das Zentrum des Ganges wird durch aufwärts gerichtetes Kristallwachstum von der Footwall und abwärts gerichtetes Kristallwachstum von der Hangingwall bedingt und beinhaltet linsenförmige Quarzkerne und eine Ansammlung von Quarz, kurzblättrigen Albit, Micas, und weniger häufigen Mineralen wie Turmalin, Beryll etc.. Miarolitische Löcher treten meist entlang des Zentrums des Ganges auf (Abb.9) (LONDON 2008).

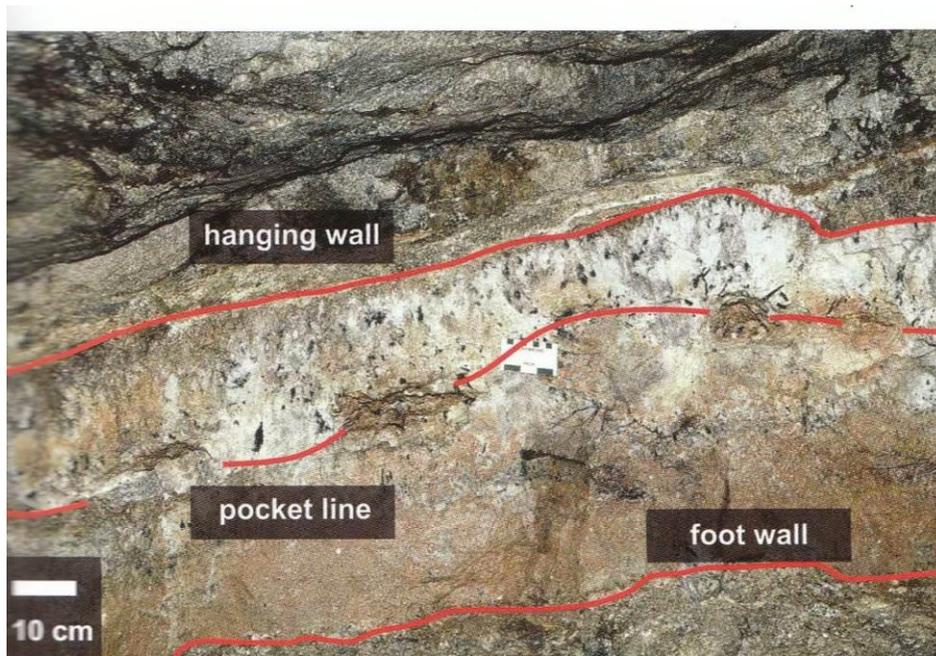


Abb.9 Das Bild zeigt die Untersicht einer San Diego Edelsteinmine. Die roten Linien markieren den oberen und unteren Kontakt des Ganges und eine Kette von miarolitischen Löchern entlang der „pocket line“. Quelle: LONDON 2008: Pegmatites

3.2 Bildung von Pegmatiten

In den 1920er Jahren wurden alle denkbaren Modelle zur Erklärung der internen Entwicklung der granitischen Pegmatite entwickelt. Zwei Hypothesen haben sich davon durchgesetzt: (1) Fraktionierte Kristallisation von granitischen Schmelzen mit flüchtigen Elementen vom Rand Richtung Zentrum des Pegmatitkörpers. (2) Auftriebsgesteuerte Separation des wässrigen Fluids von silikatischen Schmelze und ihr Effekt auf die Neuverteilung der Komponenten (LONDON 2008).

Das JAHNS und BURNHAM (1969) Modell erhielt über ein halbes Jahrhundert lang, beinahe weltweite Zustimmung. Sie gingen davon aus, dass es zu einer Interaktion zwischen eines buoyant wässrigen Fluids mit einer dichteren granitischen Schmelze kommt. Durch Auswertungen dieses Modells wurde ihr Grundsatz herausgefordert. Es fehlten unterstützende Beweise (LONDON 2008).

Im gesamten 19. Jhdt. gab es Erklärung zur Bildung von Pegmatiten. Sie hingen alle entweder mit magmatischer Kristallisation alleine, hydrothermaler Umverteilung in offenen Brüchen oder hydrothermaler Korngrößenvergrößerung aufgrund von simultanen Interaktionen von wässrigen Fluiden mit einer granitischen Lösung zusammen. Jedoch dominierten die zwei oben genannten Modelle (LONDON 2008).

Durch die fraktionierte Kristallisation entwickeln sich Kristalle entlang der Ränder von Pegmatitkörpern und sind somit nicht mehr fähig mit der verbleibenden Schmelze ins Gleichgewicht zu kommen. Die Konzentration von flüchtigen und anderen inkompatiblen Elementen in der Restschmelze steigt mit der fortlaufenden Kristallisation Richtung Zentrum der Magmenkammer. Dies resultiert in einer zunehmenden chemischen Fraktionierung vom Rand zum Zentrum und ist ein Beweis für die zeitliche fortlaufende Kristallisation (vom Rand zum Zentrum) (LONDON 2008).

JAHNS (1953) bemerkte, dass alle Eigenschaften eines Pegmatites erklärbar durch eine gering viskose Schmelze an der Basis der Kristallisation mit oder ohne endgültiger deuterischer oder hydrothermaler Aktivität sind. Das Auftauchen von einer wässrigen Phase kann als ausschlaggebender Punkt in der Entstehung von Pegmatiten angesehen werden (JAHNS/BURNHAM 1969). Diese Modell lag der inkongruenten Teilnahme von Alkalien (wässrige Lösung wird angereichert in Kalium und Schmelze in Natrium) zu Grunde. Die wässrige Lösung „spült“ die inkompatiblen Elemente aus der Schmelze in einem niedrigeren Teil des Magmenkörpers und transportiert diese nach oben um die Anreicherung von großen Kristallen und exotischen Mineralen „anzukurbeln“.

Es wurde an einen thermischen Gradienten in einer statischen wässrigen Lösung appelliert, um einen Massentransfer von Lösungen zu forcieren. Nach JAHNS (1982) war der thermische Gradient die treibende Kraft.

Ebenso kann die Kombination von H, B, P und F in einem granitischen System bedeutend für die Entstehung einer pegmatitschen Struktur sein. Schmelzen, die zur Entwicklung beitragen sind reich an leicht schmelzbaren Komponenten (Fluxes). Diese Fluxe senken die Viskosität

und die Erstarrungstemperatur von granitischen Schmelzen. Sie sind für die Löslichkeit von Komponenten verantwortlich, welche normalerweise als Akzessorien ausfallen, doch somit verteilen sie sich in den gewöhnlicheren Mineralen oder teilen sich in unmischbaren Lösungen auf. Ebenso unterstützen sie das schnelle Wachstum von großen Silikatkristallen (LONDON 2008).

3.2.1 P-T Bedingungen für die Bildung von Pegmatiten

Obwohl es noch keine eindeutigeren Drücke gibt wurde ein Bereich zwischen 300 bis zu 500 MPa für die Kristallisation von üblichen und einigen Seltenen- Elemente Pegmatiten angenommen. Für die höher entwickelten seltenen Elementen und miarolitischen Pegmatiten spricht man von Drücke von 200-300 MPa und 150 MPa für die kleinen Segregationen innerhalb von subvulkanischen Magmenkörper. Die Temperaturen sind etwas besser bekannt (durch Isotopenaustausch und Analysen von Fluid Inclusions) und bilden eine der wichtigsten Entdeckungen in der Pegmatitforschung. Die Kristallisationstemperatur eines Pegmatits liegt zwischen 350 bis zu 450°C. Diese Temperaturen liegen mit bis zu 300°C unter der Liquidus Temperatur ihrer magmatischen Zusammensetzung. Durch diese Erkenntnisse über Druck (Tiefe) und Temperatur wurden einige Abkühlmodelle entwickelt um den Zeitrahmen abzugrenzen, in welchen das Abkühlen stattfand. Dieser Zeitrahmen (in den dünne Pegmatitgänge auf die vorher genannten Temperaturen abkühlen) erstreckt sich von Tagen (entfernte Gänge mit 1 m Dicke) bis zu einigen Jahren (20 m dicke Gänge in der Nähe des granitischen Ursprungs) (LONDON 2008).

3.2.2 Pegmatit- Source

Der Ursprung eines Pegmatits (also ein Granit dessen Ursprungscharakteristika bekannt sind) lässt sich durch Spurenelementsignatur bestimmen. Interaktionen mit dem Nebengestein welche die Zusammensetzung des Pegmatits verändern würden sind eher begrenzt durch das rasche Abkühlen des Pegmatit bildenden Magmas (LONDON 2008).

Grundsätzlich gibt es, wie vorhin schon erwähnt zwei verschiedene Pegmatitfamilien: LCT (Li,Cs,Ta) (sind häufiger vertreten) und die NYF (Nb,Y,F).

Die meisten Pegmatite mit der LCT Signatur werden kompositionell in Verbindung mit S-Typ Graniten (S für Sedimentär) gebracht. Kombinationen von Muskovit, Granat, Cordierit, Sill, oder Andalusit, Turmalin sind charakteristisch für diesen Typ. Diese Granite entstehen durch Aufschmelzungen von Schiefen und Al-Gneise mit Sedimentärer Herkunft. Die originalen Sedimente beinhalten tonreiche Materialien produziert durch chemische Verwitterung von kontinentalem Gestein. Durch diese Sedimente entsteht diese Spurenelementsignatur in den Graniten und den LCT Pegmatiten (LONDON 2008).

Die meisten Pegmatite der NYF Familie stammen von A-Typ Graniten (A für „Anorogenic“, also nicht mit Gebirgsbildung in Verbindung stehend). Treten oft bei beginnendem Aufreißen kontinentaler Kruste in Erscheinung. Als Ursprung dieser Granite werden generell gneissische Granulite aus der tiefen Erdkruste angenommen, mit Beiträgen von basaltischen Schmelzen (Mantel) und kohlenstoffhaltigen Fluid (LONDON 2008).

Nur eine kleine Fraktion wird aus I-Typ Graniten (I für Igneous) gebildet. Sie werden mit subduktionsbezogenem Magmatismus in Verbindung gebracht. Sie können aber auch von metamorphen Produkten von mafischen oder intermediären magmatischen Gesteinen oder vulkanoklastischen sedimentären Gesteinen stammen. Mineralogisch zeichnen sie sich häufig durch einen hohen Bestandteil an Biotit und Amphibol (va. Hornblende) aus.

Dieses Klassifikationsschema liegt der Spurenelementsignatur zugrunde, da selten mehr in der Zusammensetzung vorhanden ist um Pegmatite zu differenzieren. Meist wird die Spurenelementsignatur über eine eher exotischere Mineralogie bestimmt. Wobei es wichtig zu wissen ist, dass die Mehrheit der Pegmatite über solche nicht verfügt. Die Spurenelementsignatur kann auch in üblichen Pegmatiten bestimmt werden, nämlich über Schichtsilikate, Oxide, mafische Silikate und mehr (LONDON 2008).

3.3 Mineralogie

Die meisten Pegmatite sind mineralogisch einfach aufgebaut mit ca. 65% Feldspat, 25% Quarz und 5-10% Schichtsilikate (Glimmer) (Abb.10). Sie sind aber auch eine Quelle für Edelsteine (5%): Spodumen, Turmalin, Beryll, Topaz. Obwohl ihre Mineralogie meist dieselbe ist unterscheiden sich die Pegmatite untereinander jedoch in anderen Eigenschaften wie unterschiedliche Korngrößen, Mineralverteilung (homogen oder zoniert), Feldspatzusammensetzung und akzessorische Minerale. Obwohl Quarz, Feldspat, Muskovit

und Kaolin von anderen magmatischen, metamorphen oder sedimentären Gesteinen kommen macht ihre hohe chemische Reinheit sie sehr wichtig für die Industrie. Mit größerem Abstand zu ihren Ursprung entwickeln sich Pegmatite zu Gesteinen die seltene Metalle oder Edelsteine enthalten (LONDON 2008).

Granitische Pegmatite werden abgebaut um Feldspat, Quarz, Schichtsilikate, Li-Alumosilikate und Kaolin zu erhalten. Diese Industriemineralien werden verwendet für Glas, Porzellan, Papier und der Elektronik. Durch die chemische Fraktionierung erhalten diese Minerale einen gewissen Reinheitsgrad der in anderen geologischen Settings nicht erreicht wird. Durch diese Reinheit der Bestandteile und da sie fast 100% gewinnbringendes Gestein beinhalten (hauptsächlich Quarz und Feldspat) gehören Pegmatite zu den meist wertvollsten Quellen für Industriemineralien (LONDON 2008).

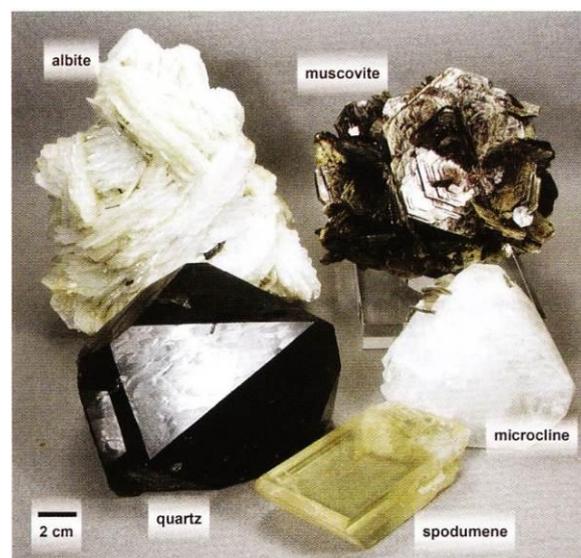


Abb.10 Industriell genutzte Minerale eines Pegmatits

Quelle: LONDON 2008: Pegmatites

3.3.1 Fraktionierungstrends

Die wesentliche chemische Fraktionierung verläuft mit der Entwicklung von Granit zu einem Pegmatit zu einem Seltene- Elemente- Pegmatit. Noch gibt es keine plausible Erklärung wann es zu einer chemischen Fraktionierung zwischen einem Ursprungsgranit und einem Pegmatit kommt doch gibt es drei verschiedene Modelle die am ehesten der Realität entsprechen könnten um den Granit mit dem Pegmatit in Verbindung zusetzen. Der Prozess der am Möglichsten erscheint geht von einer vertikalen chemischen Zonierung der Schmelze

innerhalb des Ursprungspluton aus. Es kommt zu einem Filterpressen und einer Kompaktion, die die Restschmelze nach oben bringt (LONDON 2008).

Der Spurenelementgehalt in einer granitischen Schmelze ändert sich bei fortschreitender Kristallisation. Ob sich Spurenelemente in der zurückbleibenden Schmelze konzentrieren oder sich in den auskristallisierenden Mineralen verteilen hängt von ihrer Kompatibilität in den spezifischen Mineralen im Gegensatz zur Schmelz ab. Spurenelementverhältnisse sind also Indikatoren für die magmatische Fraktionierung (Differentiation) und die chemische Evolution der Schmelze (LONDON 2008).

Kalium/Rubidium

Dieses Verhältnis erhält man aus K-Feldspäten und Schichtsilikaten. Es wird als Maß der chemischen Fraktionierung innerhalb von Graniten und Pegmatiten herangezogen (CERNY et al. 1981). Der Durchschnittswert des Rubidiums in einen Feldspat im Verhältnis zur Schmelze beträgt in etwa die Hälfte als es beim Kalium der Fall ist. Dies bedeutet, dass das Kalium kompatibler als das Rubidium ist. Das Cäsium ist hoch inkompatibel in Kalifeldspäten. Wäre dieses Element nicht so selten und ihre Analyse so schwer durchzuführen könnten bessere Aussagen über die Fraktionierung mithilfe des K/Cs Verhältnisses getroffen werden (LONDON 2008).

Das Kalium/Rubidium Verhältnis kann gegen das Cäsium geplottet werden (Abb.11) um etwas über die chemische Genese der Pegmatite, über ihre K-Feldspat Phasen, herauszufinden (CERNY et al. 1981). Drei Erkenntnisse erhält man aus diesen Plot: 1. Die Variationen verlaufen linear in einem logarithmischen Diagramm, also konsequent mit der Fraktionierung. 2. Die Trends weisen auf die Kontinuität des Prozesses von Graniten zu Pegmatiten zu Spurenelementpegmatiten hin. 3. Ein einziger Feldspat kann die gesamte Kristallisationsgeschichte eines Pegmatits widerspiegeln (LONDON 2008).

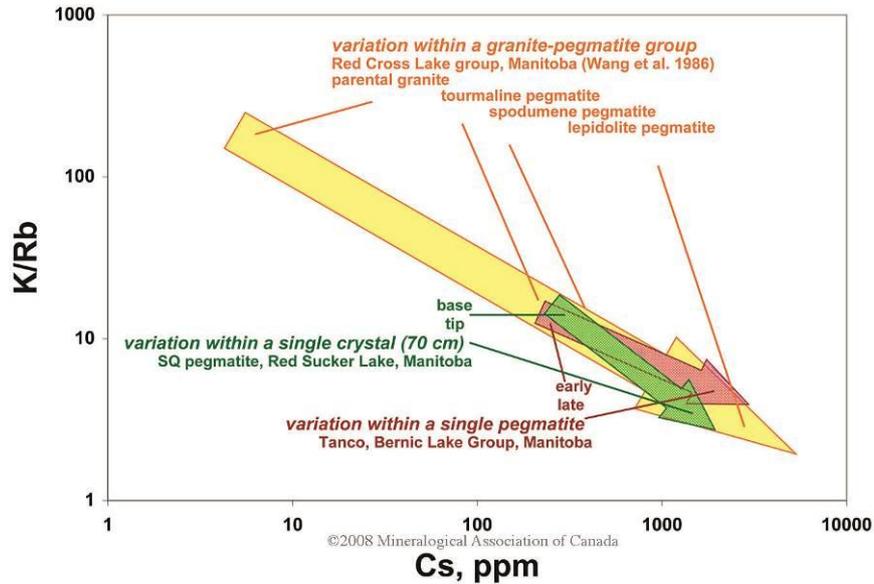


Abb.11 Plot des K/Rb Verhältnisses gegen Cs in einem Kalifeldspat von individuellen Pegmatiten und Pegmatitgruppen.

Informationen von BROWN (2001) und CERNY (2007).

High Field Strength Elemente

1. Divalentes Mangan und Eisen haben ähnliche Ionenradien, können sich somit in mafischen Silikaten und Phosphaten austauschen. Wobei Mangan einen größeren Ionenradius als Fe hat. Durch diesen Unterschied in der Kompatibilität, sinkt das Verhältnis Fe/Mn in magmatischen Gesteinen mit der Fraktionierung (Abb.12).
2. Die Verhältnisse Zirkonium/Hafnium und Niob/Tantal wurden wegen ihrer chemischen Ähnlichkeiten gepaart, die durch ihre „High Field Strength“ Eigenschaften bedingt sind (Zirkonium und Hafnium sind vierfach positiv geladen und Niob und Tantal fünffach positiv). Hafnium und Tantal sind jedoch schwerer, da sie von Zirkonium und Niob durch die Lanthanoiden getrennt sind. Doch die Elektronegativität und die Ionenradien der Elemente sind sich sehr ähnlich. Der Fraktionierungstrend sinkt aufgrund der Dominanz der Elemente mit höherer Häufigkeit und geringen Atomgewicht (Zirkonium, Niob) (Abb.12) (LONDON 2008).

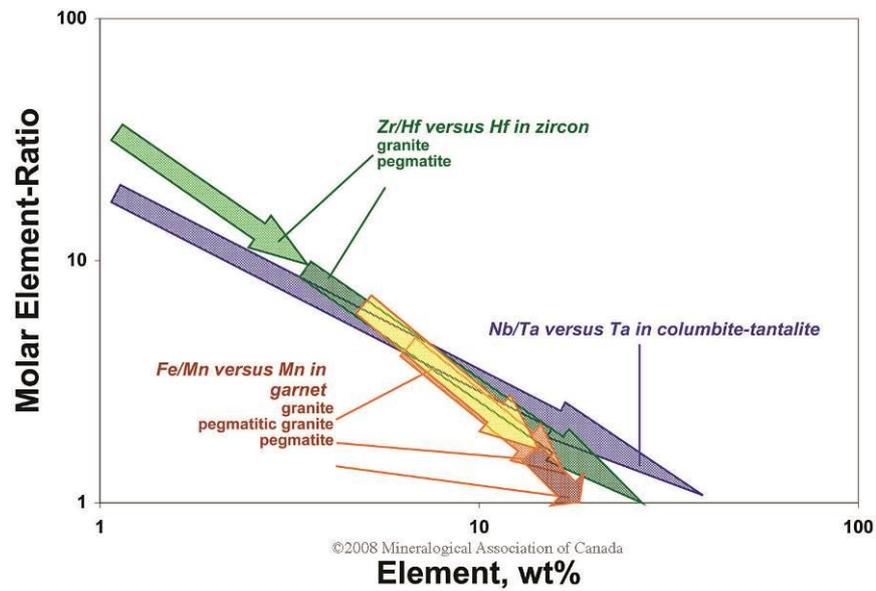


Abb.12 Fraktionierungstrend von den „high field strength“ Elementen von Granit zu einem Pegmatit. Die Verhältnisse Zr/Hf, Nb/Ta und Fe/Mn werden jeweils gegen Hf, Ta und Mn geplottet und nehmen mit fortlaufender Fraktionierung ab, da die vorher genannten Elemente sich anreichern.

Informationen von CERNY et al. (1985)

Seltene Erdelemente (SEE; englisch: REE)

Verhältnisse von Seltenen Erden werden verwendet um die magmatische Herkunft und das tektonische Setting zu bestimmen. Das grundlegende Konzept: Wenn Magma von mafischer (und ultramafischer) Zusammensetzung zu granitischer oder felsischer Schmelze fraktioniert ändern sich die Minerale der REE. Also beeinflussen die unterschiedlichen Mineralphasen die relative Anreicherung der „Light REE“ zu den „Heavy REE“. In geringer fraktionierten Magmen, beinhalten hauptsächlich mafische Minerale die REE (mehr HREE). Akzessorien, wie Apatit, Zirkon und Monazit bilden sekundäre Reservoirs (LONDON 2008).

4 Aufschlusspunkte

4.1 Rappold-Komplex um St.Radegund

Das Gebiet um St. Radegund oder geologisch auch Rappold-Komplex (SR) genannt bietet einige Pegmatitaufschlüsse, welche insgesamt dreimal aufgesucht wurden. Mit 56 Proben ist dieses Gebiet das am besten beprobte. Die erste Fahrt führte entlang der Schöcklstraße Richtung Rabnitzberg (Abb.13). Es wurden Granatpegmatite ebenso wie Pegmatite mit Turmalinen gefunden. Am Rabnitzberg wurden 2 Spodumenpegmatite mitgenommen.

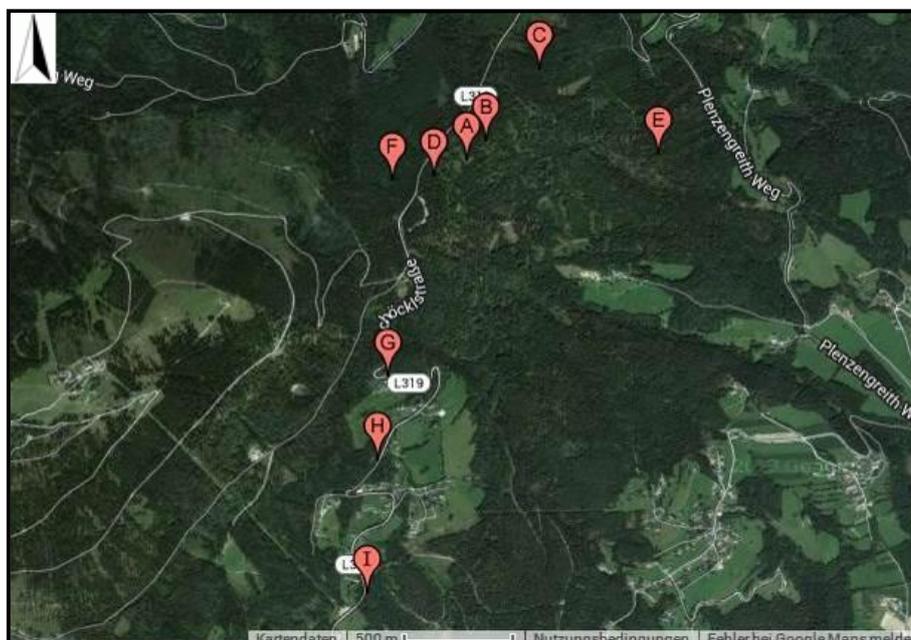


Abb.13 Karte des Gebietes nördlich von St. Radegund. Die Schöcklstraße führt am Schöcklbartl und Schöcklkreuz vorbei Richtung Rabnitzberg. Diese Bereiche wurden unter anderem beprobt (PE1-28). Die Aufschlüsse lagen häufig nahe der Straße. Die Mächtigkeiten der einzelnen Aufschlüsse variierten von weniger als einem Meter bis zu mehreren Metern mächtigen Wänden. Die Buchstaben kennzeichnen die Aufschlusspunkte 1-9. Am Punkt 5 (E) am Rabnitzberg wurden Spodumenpegmatite beprobt.

Während der 2. Fahrt entlang der Straße zwischen St. Radegund und Moarleiten (Abb.14) wurden die Proben größtenteils aus Gräben und neben Bächen z.B. dem Rabnitzbach (A), Moorbach (D,E,F) oder Gießbach (J) genommen. Es wurden an diesem Tag die Proben PE29-48 genommen.

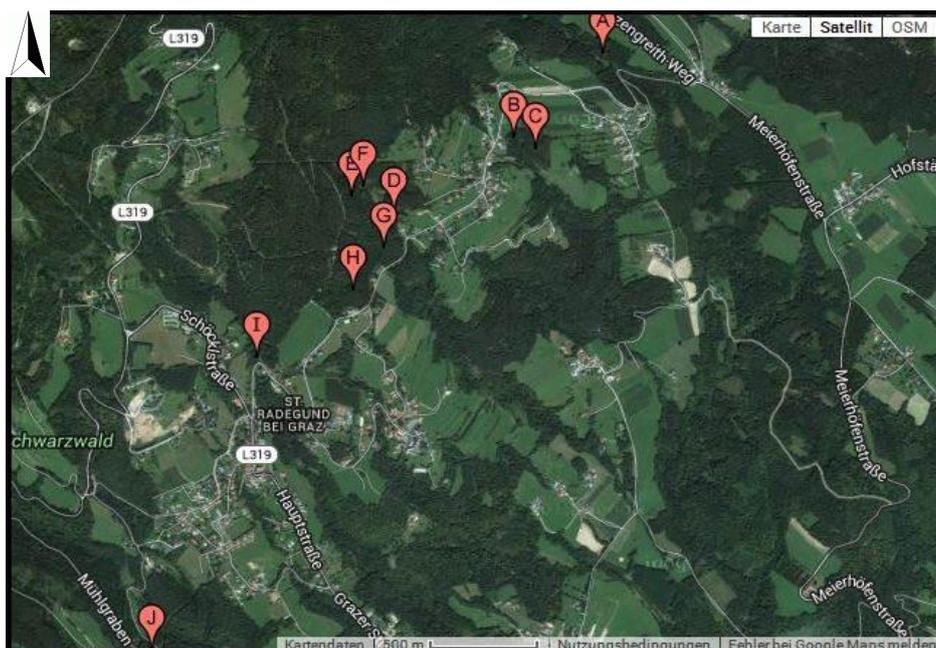


Abb.14 Die Buchstaben A bis J kennzeichnen die Aufschlusspunkte 10-19. Sie verlaufen entlang der Straße zwischen St. Radegund und Moorleiten. Während des 2. Aufenthaltes in dieser Gegend wurden von diesen Punkten die Proben PE29-48 genommen.

Weiters wurde der Mühlgraben nach Pegmatiten beprobt (PE49-51). Die Aufschlüsse waren jedoch meist schon recht stark verwittert. Neben der Straße Richtung Angerkreuz gibt es einige Aufschlüsse vor allem bei Moorleiten wo auch die Proben PE52 und PE53 genommen wurden. Ebenso wurden granat- und turmalinführende Pegmatite in der Nähe der Ruine gefunden.

In der nächsten Abbildung (Abb.15) ist ein Ausschnitt aus einer Geologischen Karte (Kartenblatt 164 Graz) mit den eingezeichneten Aufschluss- bzw. Probenpunkten (grün) zu sehen. Die Punkte werden mit den dort beprobten Pegmatitnamen bezeichnet (PE1-PE56).

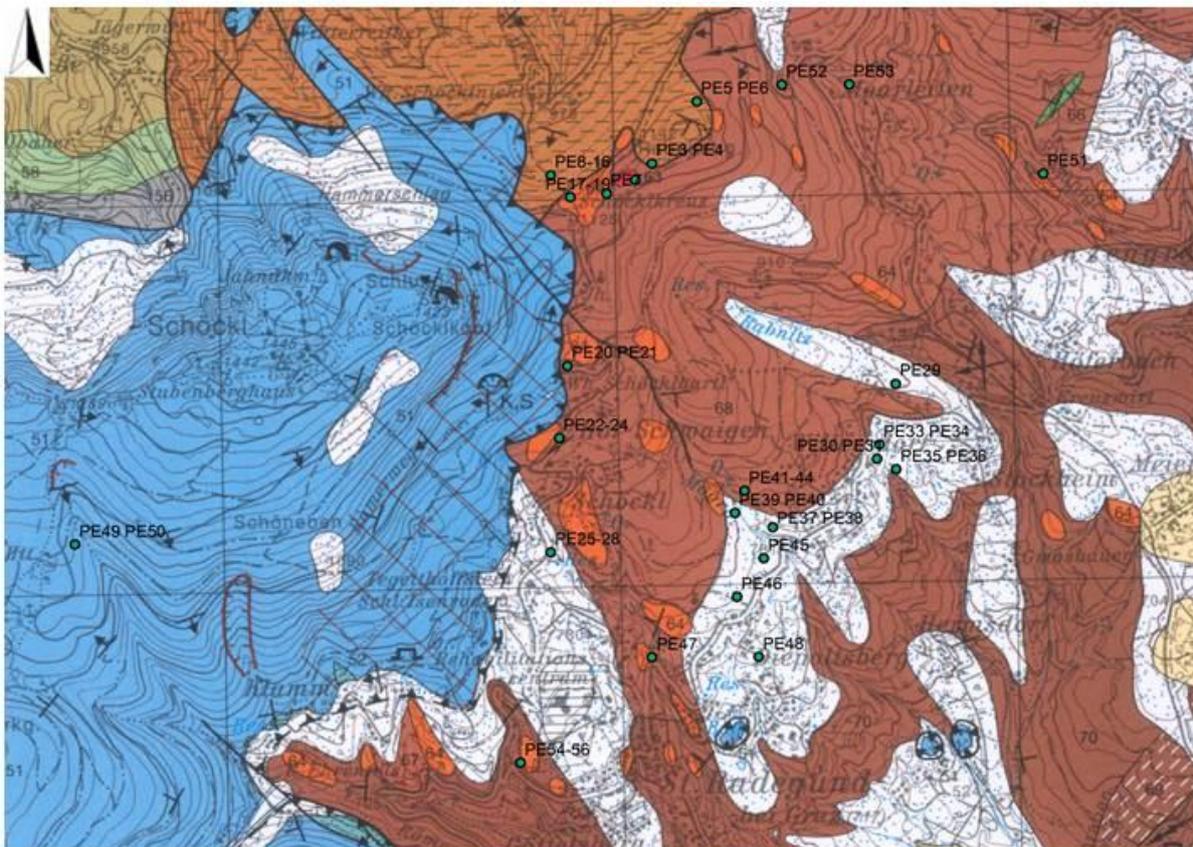


Abb.15 Geologische Karte (164 Graz) des Rappold-Komplex (SR) mit den einzelnen Probenpunkten in grün und den Bezeichnungen der dort genommenen Proben. Die orangen Stellen kennzeichnen das Pegmatitvorkommen.

Verändert nach: H.W.FLÜGEL, A.NOWOTNY, M.GROSS, 2011

Legende: a) Ostalpinen Kristallin (Koralpe- Wölz- Deckensystem):

-Rosegg-Komplex-blau (51: Kalkmarmor, Kalksilikatfels),

-Rappold Komplex- dunkelbraun (68: Glimmerschiefer, Paragneis; 70: Glimmerschiefer bis Gneis, pegmatitisch), orange (64: Pegmatit ,Pegmatitgneis), rot (63: Quarzmobilisat), grün 66: Amphibolit)

b) Ostalpine Decken (Grazer Paläozoikum)-

-Schöckl Decke- gelb (59: Semmriach-Phyllit-Formation), grau(56: Rauchenberg Subformation), hellgrün (58: Taschen Schiefer Formation)

c) Quartäre Sedimente- weiß

d) Steirisches Becken- creme (25: Ries Formation)

4.2 Millstatt-Komplex

Am Wolfsberg in Edling (Spittal/Drau), auf einer Seehöhe von 752 Metern ist ein etwa 10 Meter mächtiger Pegmatit mit klarer Lineation (092/09) und einer dominanten Klüftung (270/75) zu finden (Abb16). Durch einen Unterschied im Feldspat und Quarzgehalt (dadurch ergibt sich ein unterschiedliches Verhalten) ist die Hauptschieferung (357/38) eher undeutlich und wellig ausgebildet. Die Hauptminerale bilden Quarz, Feldspat, Muskovit (grün, oft sehr groß aber auch zerbröselst vorhanden) und Turmaline (Abb.17) die teilweise zerbrochen sind und ins Streckungslinear eingeregelt wurden.



Abb.16 Aufschlusspunkt Nummer 25 (Koordinaten: N46° 47'46'' E013° 31'28'') am Wolfsberg. Die Probe PE57 wurde hier entnommen. Links ist die dominante Klüftung gut zu erkennen.



Abb.17 In der Nähe des oben beschriebenen Aufschlusses liegt ein Pegmatit mit deutlich sichtbarem Turmalin.

Am Aufschlusspunkt Nummer 26 befinden wir uns im Steinbruch Edling (Abb.18) in welchem früher Feldspat abgebaut wurde. An diesem riesigen Aufschluss sind auch die Kontaktbereiche zum Nebengestein (Paragneis) zu finden. Durch das Eisen aus diesem Paragneis haben sich große Turmaline am Kontaktbereich zum Pegmatit (Abb.19) gebildet und größere Muskovite. Das Zentrum ist eher Feldspatreich, daraus ergibt sich eine gewisse Zonierung. Es sind 2 Schieferungsgenerationen und eine Faltung zu erkennen. Oft sind die Gänge subparallel zueinander.



Abb.18 Steinbruch Wolfsberg am Aufschlusspunkt Nr. 26 mit den Koordinaten $N46^{\circ}47'57,7''$ $E013^{\circ}31'20,8''$. Die Proben PE58-61 wurden hier genommen.

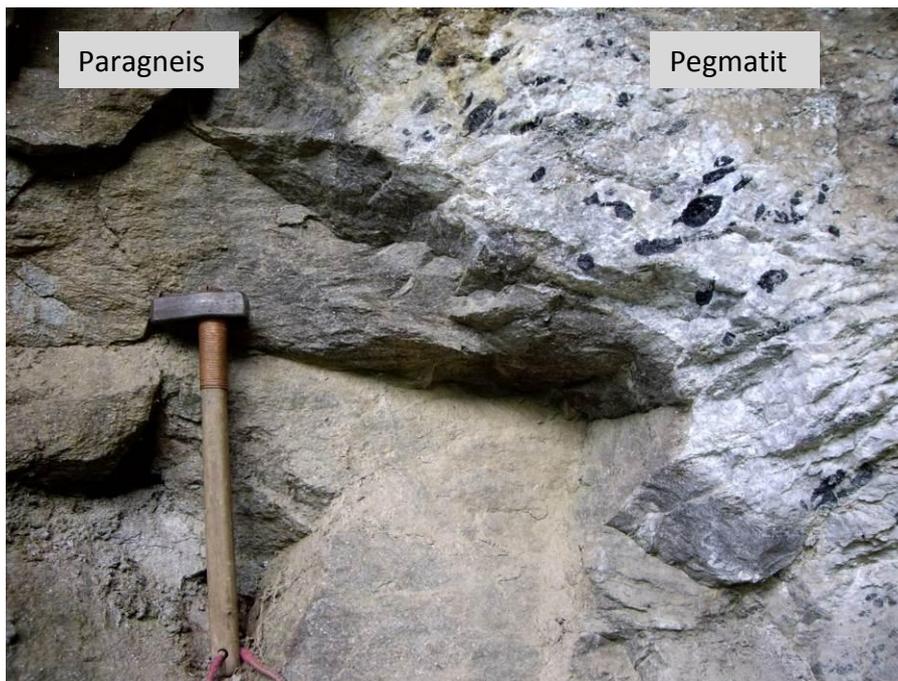


Abb.19 Kontaktbereich zwischen Paragneis (links) und Pegmatit (rechts). Am Rand des Pegmatits sind die großen Turmaline zu erkennen.

Nach Millstatt und Pesensthein befindet sich direkt neben der Straße ein Aufschluss (Abb.20) mit mehreren Pegmatitgängen, welche sehr Muskovitreich sind und Granate führen. Die Proben PE62 und PE63 wurden hier genommen.



Abb.20 Aufschlusspunkt 27 mit den Koordinaten $N46^{\circ}4'29,3''$ $E013^{\circ}36'36,3''$. Pegmatitgänge neben der Straße nördlich des Millstättersees.

Der nächste Aufschlusspunkt (Nr.28) befindet sich im Steinbruch Laas. Hier befindet sich ein ca. 5 Meter langer Pegmatitgang der nach Norden einfällt (Abb.21). Die Proben PE64-66 wurden hier genommen. Die Koordinaten lauten $N46^{\circ}43'20,5''$ $E013^{\circ}39'54,7''$.



Abb.21 Pegmatit im Steinbruch Laas.

An den Punkten 32-34 wurden die Proben PE71-73 aufgrund ihres Spodumengehaltes genommen (Abb.22). Die Aufschlüsse lagen auf dem Wander-/Forstweg Richtung Egelsee, ein kleiner See südlich des Millstättersees.



Abb.22 Großer bemooster Pegmatitblock am Nordostufer des Egelsees

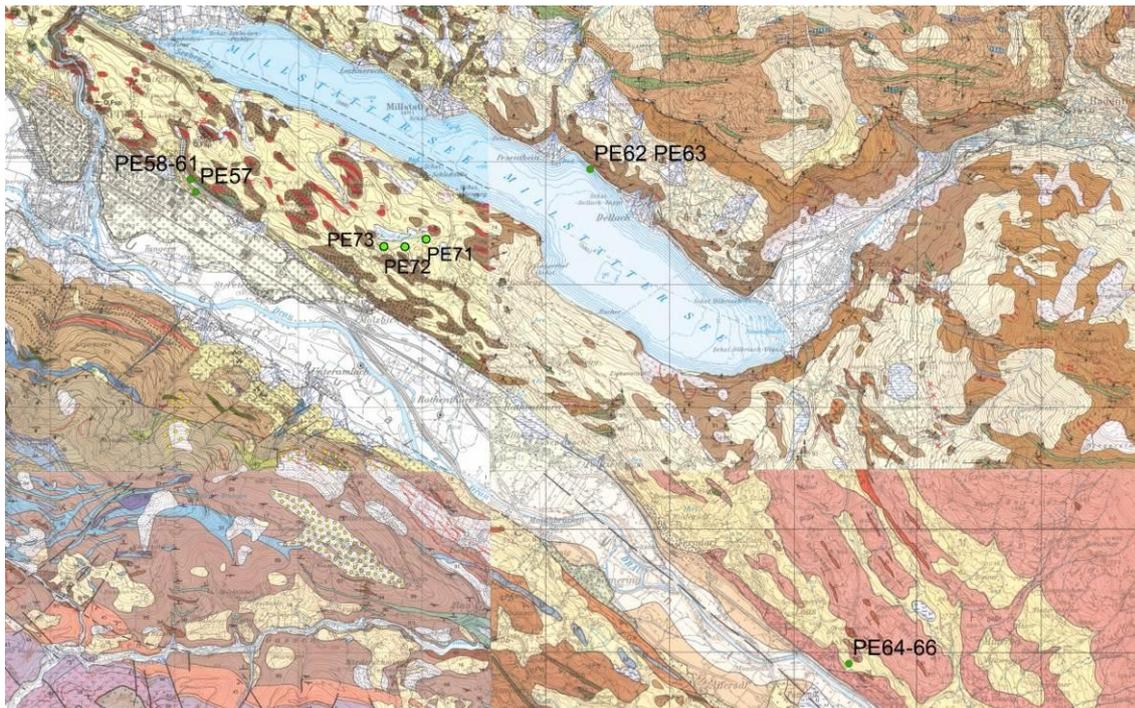


Abb.23 Geologische Karte des Millstatt-Komplex (1:50.000) mit den, im Programm GIS (Geografisches Informationssystem), eingefügten Porbenpunkten und den Bezeichnungen der Proben die dort genommen worden. Die rötlichen Stellen kennzeichnen die Pegmatite. Verändert nach: PESTAL G. et. al, 2006

Legende: Ötztal-Bundschuh Komplex (55-63), Koralpe-Wölz Deckensystem- Radenthein Komplex (64-70), Millstatt Komplex (71-78), Prijakt-Polinik Komplex (79-83)

4.3 Prijakt-Polinik-Komplex

Die Aufschlusspunkte 29-31 befinden sich (oberhalb der Polinikhütte, Richtung Polinik (2784m)) rund um das Ebeneck (2130m, Abb.24), aus diesen wurden die Proben PE67- 70 entnommen. Man befindet sich hier im Prijakt-Polinik Komplex. Der erste Aufschluss (Nr. 29) direkt am Ebeneck diente zur Aufnahme der allgemeinen Orientierung des Gesteins. Es handelt sich um einen Paragneis, mit einzelnen Quarzlagen, der eine Falte wirft (Abb.25). Die gemessene Schieferung (s) hat folgende Werte: 340/35, 338/17, 148/18, 012/02, 155/07, 334/12. Die Faltenachse und die Faltenachsebene wurde ebenfalls gemessen (FA: 071/02, 070/00, 070/04; FAE: 164/71, 160/65, 170/90). An den Aufschlusspunkten 30 (2240m) und 31 (Abb.26) wurden Proben von einem Pegmatitgneis genommen, der wenig bis gar keinen Muskovit beinhaltet und eklogitfaziell überprägt wurde. Der Block an der Stelle 30 könnte möglicherweise verrutscht sein. Hier wurde die Probe PE67 genommen mit den Werten: s: 064/35, l: 100/30.

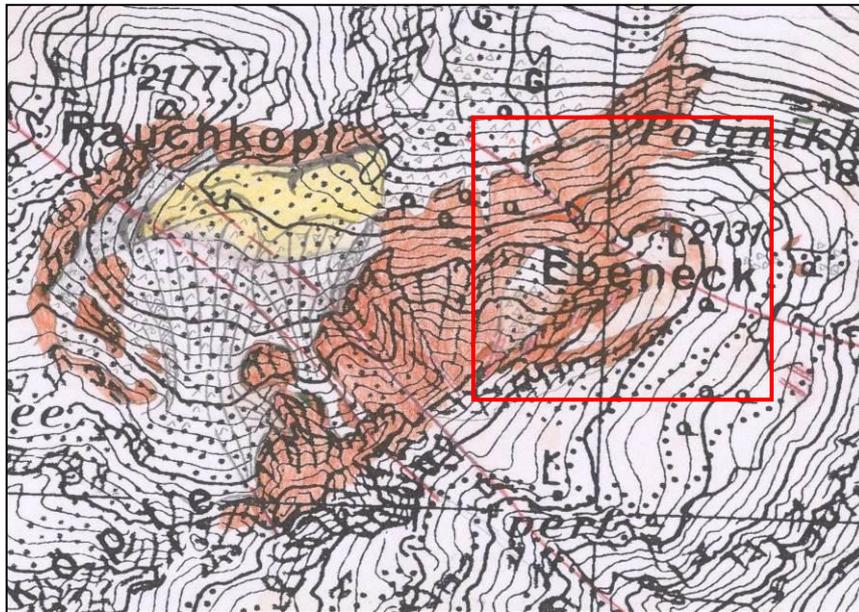


Abb.24 Die Proben PE67-PE70 wurden an den Aufschlüssen 29-31 im Bereich des Ebenecks auf 2131m (eingezeichnetes Gebiet) in der Kreuzeckgruppe (Polinik Komplex) genommen. Die Pegmatite werden in der Karte durch orange Stellen gekennzeichnet. (Modifiziert nach SCHUSTER)



Abb.25 Erster Aufschluss am Ebeneck. Ein gefalteter Paragneis mit Quarzlagen.

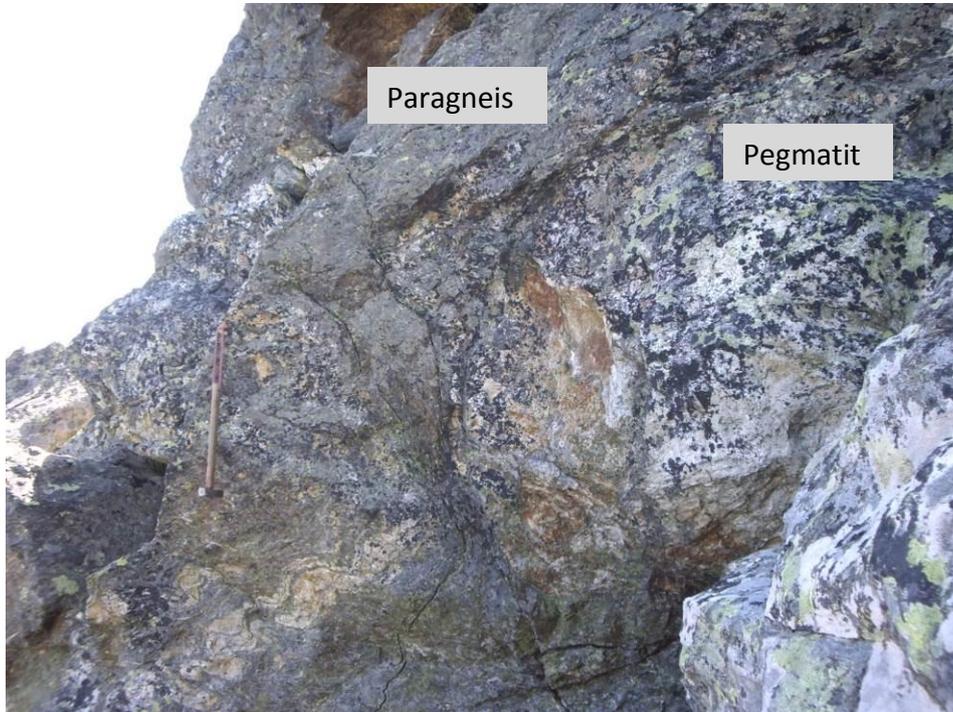


Abb.26 Aufschlusspunkt 31, Pegmatit mit Paragneis. Die Orientierungswerte liegen bei 150/70.
Hier wurden die Proben PE68-70 genommen

4.4 Probenliste und Abkürzungen

Die Probenliste (Tabelle 1) beinhaltet alle beprobten Aufschlüsse mit den dazugehörigen Koordinaten sowie Probennummern. Die Gebiete um St. Radegund, Millstätter Alpe und Kreuzeckgruppe werden wie folgt abgekürzt: RK (Rappold-Komplex um St.Radegund (SR)), MK (Millstatt-Komplex) und KG (Kreuzeckgruppe= Prijakt-Polinik-Komplex). Diese Bezeichnungen werden in der weiteren Arbeit ebenso verwendet. Weiters werden folgende Abkürzungen in der Tabelle verwendet: Peg. und PE (Pegmatit), Mus (Muskovit), Grt (Granat), Tur (Turmalin) s (Schieferung), l (Lineation), FA (Faltenachse), FAE (Faltenachsebene), St. (Stück).

Tabelle 1 Probenliste mit Aufschlussnummer, der Gebietsbezeichnung, den Koordinaten und Bemerkungen zu den einzelnen Proben

Aufschlussnr.	Probennr.	Gebiet	Probennahme	Longitude	Latitude	Bemerkungen
Aufschluss 1	PE1	RK		E 015° 29,332	N 47° 12,408	stark deformierter Pegmatit, cm- mächtige Granatlagen, großer Muskovit
	PE2	RK				stark deformierter Pegmatit, feiner Granat und Muskovit
Aufschluss 2	PE3	RK		E 015° 29,399	N 47° 12,453	grobkörnig, wenig deformiert, cm große Muskovite
	PE4 (3 St.)	RK				mittelkörnige, frische Muskovitpegmatite
Aufschluss 3	PE5 (3 St.)	RK		E 015° 29,58	N 47° 12,625	frischer feinkörniger Muskovitpegmatit, 3-4 m mächtiger Pegmatitgang
	PE6	RK				mittelkörniger Pegmatit
Aufschluss 4	PE7	RK		E 015° 29,217	N 47° 12,370	mittelkörniger Muskovitpeg.
Aufschluss 5	PE8	RK		E 015° 28,995	N 47° 12,422	Spodumenpegmatit
	PE9	RK				Spodumen, Peg. mit dunklen Kristallen
	PE10-16	RK				
Aufschluss 6	PE17	RK		E 015° 29,073	N 47° 12,360	Muskovitreicher Pegmatit
	PE18	RK				grobkörniger Muskovitpegmatit
	PE19	RK				feinkörnig, deformiert
Aufschluss 7	PE20	RK	Schöklbartl	E 015° 29,057	N 47° 11,891	Turmalin-Granat- Pegmatit
	PE21 (2 St.)	RK	Schöklbartl			Turmalin Pegmatit

Aufschluss 8	PE22	RK	Über St. Radegund	E 015° 29,023	N 47° 11,690	Grt- Peg. Sehr stark deformiert
	PE23	RK	Über St. Radegund			Tur- Grt Pegmatit
	PE24	RK	Über St. Radegund			stark deformiert, mit Quarz Mobilisat
Aufschluss 9	PE25 (6 St.)	RK		E 015° 28,985	N 47° 11,373	Kontakt Peg. Mit Glimmerschiefer, Turmalinanreicherung
	PE26	RK				deformierter Mus. Peg.
	PE27	RK				deformierter Mus. Peg
	PE28	RK				Leucograter, feinkörniger, geschieferter Pegmatit (Gneis)
Aufschluss 10	PE29 (3 St.)	RK	Rabnitzbach	E 015° 30,368	N 47° 11,836	grobkörniger Feldspatpegmatit
Aufschluss 11	PE30 (2 St.)	RK		E 015° 30,291	N 47° 11,627	mittelkörniger leicht glimmerführend
	PE 31	RK				Mus- reicher Pegmatit, große Glimmer, Glimmerblöcke
Aufschluss 12	PE33	RK		E 015° 30,301	N 47° 11,667	mittelkörnig, deformiert, Quarzlagen
	PE34	RK				mittelkörnig, deformiert, Quarzlagen
Aufschluss 12a	PE35	RK		E 015° 30, 368	N 47° 11,598	mittelkörnig
	PE36	RK				mittelkörnig
Aufschluss 13	PE37	RK		E 015° 29,873	N 47° 11,439	Muskovit führend
	PE38	RK				
Auschluss 14	PE39 (3 St.)	RK		E 015° 29,722	N 47° 11,479	Turmalin, Helleglimmer, deformiert
	PE40 (2 St.)	RK				feinkörnig, randlich- Turmalin
Aufschluss 15	PE41	RK		E 015° 29,762	N 47° 11,540	gut geschieferter Mus- Peg.
	PE42	RK				deformiert, Turmalin&Helleglimmer
	PE43 & 44	RK				deformierter Granat und Helleglimmer
Aufschluss 16	PE45 (2 St.)	RK	über St. Radegund	E 015° 29, 836	N 47° 11,352	deformiert, Turmalin und Helleglimmer
Aufschluss 17	PE46	RK		E 015° 29,728	N 47° 11,246	feinkörnig, deformiert, Turmalin, Mus
Aufschluss 18	PE47	RK		E 015° 29, 388	N 47° 11,078	
Aufschluss 19	PE48	RK	Gießbach	E 015° 29,814	N 47° 11,078	Muskovit
Aufschluss 20	PE49	RK	Mühlgraben	E 015° 27, 085	N 47° 11, 402	verwittert, mittelkörnig
	PE50	RK	Mühlgraben			verwittert, mittelkörnig
Aufschluss 21	PE51	RK	Mühlgraben	E 015° 30,963	N 47° 12,418	verwittert
Aufschluss 22	PE52	RK	Richtung Angerkreuz	E 015° 29,921	N 47° 12,670	mittelkörnig

Aufschluss 23	PE53	RK	Richtung Angerkreuz	E 015° 30,190	N 47° 12,670	grobkörniger Muskovitpegmatit
Aufschluss 24	PE54	RK	Richtung Ruine Ehrenfels	E 015° 28,859	N 47° 10,787	mittelkörnig, glimmerführend,
	PE55 (2 St.)	RK	Richtung Ruine Ehrenfels			Granatführend
	PE56 (2 St.)	RK	Richtung Ruine Ehrenfels			Turmalin
Aufschluss 25	PE57	MK	Wolfsberg, Edling	E 013° 31,28	N 46° 47,46	klare Lineation, zerbröselter Muskovit tw. große Muskovite, Turmalin ins Streckungslinear eingeregelt, tw. zerbrochen, Schieferung (s): 357/38 undeutlich Lineation (l): 092/09, Dominante Klüftung 270/75
Aufschluss 26		MK	Steinbruch Wolfsberg	E 013° 31,21	N 46° 47,57	s: 352/39 lx: 080/13 große Turmaline (Eisen vom Nebengestein) (Paragneis) deswegen im Randbereich ebenso grober Muskovit am Rand, 2 Schieferungsgenerationen und Faltung
	PE58	MK	Steinbruch Wolfsberg			Kontakt zum Paragneis
	PE59	MK	Steinbruch Wolfsberg			Feldspat, Muskovit
	PE60	MK	Steinbruch Wolfsberg			Muskovitreich
	PE61	MK	Steinbruch Wolfsberg			Feldspatreich
Aufschluss 27	PE62	MK	nach Millstatt und Pesensthein (Wand neben Straße)	E 013° 31,21	N 46° 47,57	Muskovitreich, Apatitreich
	PE63	MK	nach Millstatt und Pesensthein (Wand neben Straße)			viele kleine Bruchstücke, Granat
Aufschluss 28	PE64 (2 St.)	MK	Steinbruch in Laas	E 013° 39,54	N 46° 43,295	große Muskovite, 5 m langer Gang fällt nach Norden
	PE65	MK	Steinbruch in Laas			(Apatit?)
	PE66	MK	Steinbruch in Laas			(Apatit?)
Aufschluss 29	Paragneis	KG	Ebeneck 2130m	E 013° 10,37	N 46° 54 31,7	Prijakt- Polinik- Komplex, Struktur: Falte-> Messungen: s: 340/35, 338/17, 012/02, 148/18, 155/07, 334/12 FAE (Faltenachsebene): 164/71, 160/65, 170/90 FA(Faltenachse): 071/02, 070/00, 070/04

Aufschluss 30	PE67	KG	2240m, über Ebeneck	E 013° 10,23	N 46° 54,24	Pegmatitgneis, Muskovit sehr klein, eklogitfaziell überprägt- deswegen unterschiedliche Werte, s: 064/35 l: 100/30
Aufschluss 31	PE68 (2 St.)	KG		E 013° 10,21	N 46° 54,24	Pegmatit mit Paragneis FA 071/06 Grenulation s: 150/70
	PE69	KG				Granate
	PE70	KG				
Aufschluss32	PE71 (3 St.)	MK	Wanderweg Richtung Egelsee	E 013° 33,012	N 46° 46,962	Spodumenpegmatit, große Feldspäte
Aufschluss 33	PE72 (5 St.)	MK	Südostufer Egelsee Großer Block unter dem Weg	E 013° 33,928	N 46° 46,973	Spodumenpegmatit
Aufschluss 34	PE73 (2 St.)	MK	Direkt unter dem See auf einer Anhöhe	E013° 33,667	N 46° 46,977	Spodumenpegmatit

5 Methoden

5.1 Optische Mikroskopie

Die 73 Dünnschliffe werden auf ihr Gefüge und ihren Mineralgehalt, mithilfe eines Polarisationsmikroskopes (BX51 und BX60) der Firma Olympus untersucht.

5.2 Rasterelektronenmikroskop (REM)

Die chemischen Mineralanalysen werden mithilfe des Rasterelektronenmikroskops JEOL JSM 6310 am Institut für Mineralogie und Petrologie in Graz durchgeführt. Das Gerät verfügt über ein Link Isis Energiedispersives (EDX) und ein Microspec Wellenlängendispersives (WDX-600i) System. Die Beschleunigungsspannung beträgt 15kV und ungefähr 6nA Probenstrom.

Prinzipiell wird in einem REM die Probenoberfläche mithilfe eines feingebündelten Elektronenstrahls abgerastert. Durch die Fokussierung des Elektronenstrahls auf einen Punkt auf der Probe kommt es zu Wechselwirkungen (elastischen und inelastischen), daraus erschließen sich Informationen über die Beschaffenheit der Probe. Das sogenannte Rastern ergibt sich daher, dass der Primärstrahl zeilenweise über die Probe geführt wird. Die Signale die dadurch entstehen werden von den Detektoren aufgefangen und in Grauwertinformationen umgewandelt (REINGRUBER&ZANKEL 2011).

Zuvor werden die Standards eingestellt bzw. analysiert. Folgende Standards werden für das analysieren der Pegmatitproben benötigt:

-Mit EDX: Adular (Si, Al, K), Rhodonit (Mn), Granat (Mg, Fe), Titanit (Ca, Ti), Chromit (Cr),
Baryt (Ba)

-Mit WDX: Fluor-Phlogopit (F), Albit oder Jadeit (Na).

Nachträglich werden die Daten noch von der Software NORM (ULMER 1993) nachbearbeitet.

5.3 Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)

Das Röntgenfluoreszenzspektrometer ist ein wellenlängendispersives Gerät der Firma Bruker mit der Bezeichnung Bruker Pioneer S4. Die Kalibration erfolgt mittels internationaler Standards. Um die chemische Analyse des Gesamtgesteins zu erhalten werden die Proben

gepulvert (Wolfram- Carbid- Mühle), bei 105°C für mindestens 2 Stunden getrocknet und mithilfe eines Fusionsgerätes (VAA- 2M HD Elektronik und Elektrotechnik GmbH) bei 1300°C zu Schmelztabletten verarbeitet. Der Gewichtsverlust wird über eine, bei 1025°C erhitzter Probe, ermittelt.

5.4 Inductive Coupled Plasma Mass Spectrometer (ICP-MS)

Die Analyse der Spurenelemente erfolgten am NAWI Graz Central Lab for Water Minerals and Rocks (Technischen Universität in Graz und Universität Graz). Mittels einer Laser Ablationseinheit (ESI NWR- 193) wurden die Probenspots beschossen und das somit erhaltene Aerosol mit einem Heliumgasstrom in ein induktiv gekoppeltes Massenspektrometer (Agilent 7500c) eingebracht. Die Datenauswertung erfolgte mit dem Programm Glitter, Macquarie University.

5.5 Massenspektrometer

An der Geologischen Bundesanstalt in Wien wurde die Separation der Granate sowie die chemische Aufbereitung und Messung für die Altersdatierung von Herrn Dr. Ralf Schuster durchgeführt. An reinen Granatfraktionen sowie Feldspäten und am Gesamtgestein wurde das Alter bestimmt. Die Isotopenverhältnisse von Sm und Nd wurden an der Uni Wien gemessen. Das Massenspektrometer Finnigan R MAT262 wurde für die quantitative Analyse der gespikten Nd und Sm Isotope verwendet. Für die ungespikten Nd Isotope nahm man ein ThermoFinnigan R Triton TI TIMS. Die Re- Doppelfilamenttechnik findet in beiden Methoden ihre Anwendung. Der Standard La Jolla Nd wird für das $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ Verhältnis gebraucht.

6 Petrografie und Mineralchemie

6.1 Gefüge der Proben des Rappold-Komplex (SR)

Das Gefüge der Pegmatite des Rappold-Komplex (SR) (PE1-PE56) ist durch mittel bis grobkristalline, teilweise hypidiomorphe Minerale (teilweise über 5mm groß) gekennzeichnet. Quarz ist jedoch häufig feinkörniger als die anderen Komponenten (Abb.27 a)). Selten erreicht er eine Größe von mehr als einem mm. Muskovit und Feldspat zeigen von Probe zu Probe z.T. variable Korngrößen. Wie in der Probe PE7 (Abb. 27 b)) zu erkennen ist, gibt es auch Proben mit sehr wenig Quarz und hauptsächlich großen Feldspäten, welche den gesamten Schliff einnehmen können.

Die Abgrenzung zwischen den einzelnen Körnern wirkt teilweise puzzleartig oder verzahnt (Subgrain Rotation) vor allem zwischen den Quarzkristallen. Aufgrund des feinkörnigen und rekristallisierten Pflasters aus Feldspat und Quarz wird eine metamorphe Überprägung deutlich. Diese Minerale bilden meist die Matrix der Proben, in welche gröbere Komponenten liegen, wie Feldspäte und z.T. zerbrochene Turmaline, ebenso sind stark verfaltete Muskovite zu sehen.

Die meisten Pegmatite zeichnen sich durch eine unregelmäßige Textur aus, es ist aber auch immer wieder eine Schieferung erkennbar. Wenn solch eine Regelung vorhanden ist, erkennt man dies sehr gut an den Muskovitkristallen welche parallel zueinander angeordnet sind.

Vor allem Quarz, große Feldspäte und Muskovite haben einen dominanten Anteil an der Gesamtmasse der Pegmatite. Feldspat ist, außer in einigen wenigen Proben, hauptsächlich der Natrium-reicher Feldspat Albit. In den restlichen Proben kommt Albit gemeinsam mit Kalifeldspat vor. Turmaline und mehrphasige Granate sind in 9 Proben (PE1,9,20,21,25,26,39) vorhanden, in einem davon gemeinsam (PE20). Als Akzessorien sind Apatit und Zirkon vertreten. Spodumen kommt in drei der insgesamt 65 genommenen Proben vor (PE8,15,16). Diese wurden im Bereich des Schöcklkreuzes gefunden.

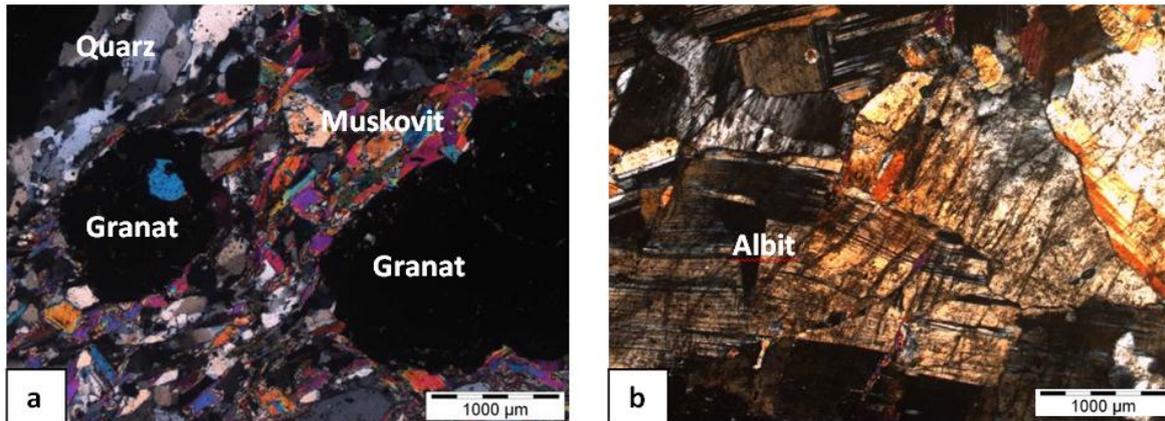


Abb.27 a) Foto des feinkörnigen Gefüges der Probe PE21 unter gekreuzten Polarisatoren. Zu sehen sind Granatkristalle (schwarz), Muskovit (bunt) und Quarz (grau). b) Hier sieht man ein sehr grobkörniges Gefüge der Probe PE7 ebenso unter gekreuzten Polarisatoren. Es sind mehrere Albite zu erkennen.

6.2 Gefüge der Proben des Millstatt-Komplex

Das Gefüge (Abb.28 a) und b)) der Proben des Millstatt-Komplex (PE57-66, PE71-73) ist ebenso unregelmäßig (bis auf Probe PE58) wie das des Rappold-Komplex (SR) und enthält fein- bis grobkörnige Minerale. Es fällt eine extreme Grobkörnigkeit, welche in manchen der Proben aus dem Rappold-Komplex (SR) auftritt, in diesen Schlifften weg. Selten sind Albite mit einer Korngröße von 5mm zu sehen. Dies ist z.B. in der Probe PE59 der Fall. Aufgrund der Gleichkörnigkeit gewisser Bereiche der Proben wirkt das Gefüge sehr körnig. Die Korngrenzen sind scharf voneinander abgegrenzt. Die vorkommenden Minerale sind Quarz, Feldspat, Muskovit, Granat (PE63), Turmalin (PE59, PE61, PE63) und Spodumen (PE71, PE72, PE73). Es kommen Albit sowie Orthoklas vor, wobei der Albit häufiger ist. In Abb.28 b) wirkt das Gefüge beinahe porphyrisch mit einer sehr feinen Matrix und größeren Komponenten darin. Die rekristallisierten Komponenten weisen auch hier auf eine metamorphe Überprägung hin.

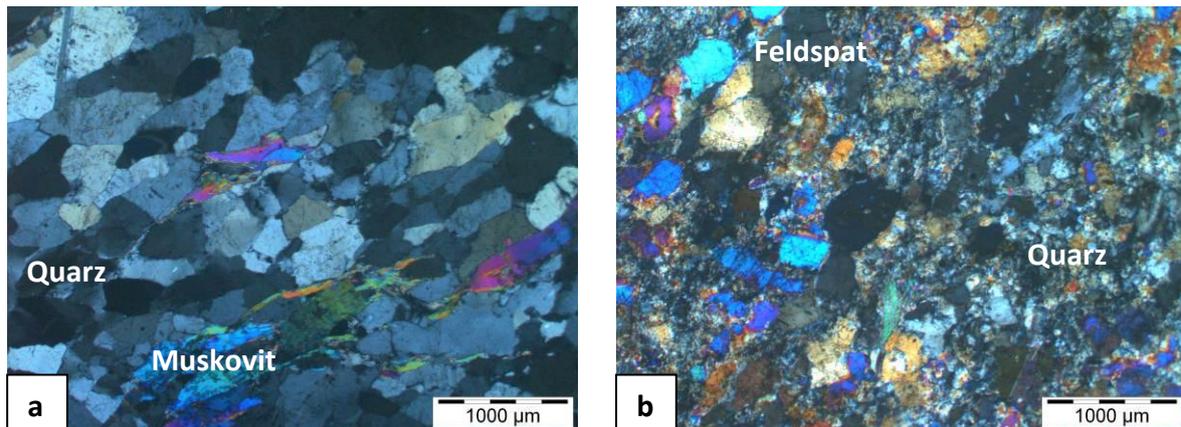


Abb.28 a) Fein- mittelkörniges Gefüge der Probe PE57 aus dem Millstatt-Komplex. Zu sehen ist der Quarz und der bunte Muskovit. Das Durchlichtmikroskopiefoto b) zeigt die Probe PE61 mit einer sehr feinkörnigen Grundmasse mit einigen größeren Komponenten. Aufgrund der dicken Schliffe ist der Quarz bunt.

6.3 Gefüge der Proben des Prijakt-Polinik-Komplex

Die Proben PE67, PE68, PE69 und PE70 aus der Kreuzeckgruppe zeigen alle ein ähnliches Gefüge. Es wirkt sehr massig und richtungslos (Abb.29 a) und b)). Die Körner sind fein- bis mittelkörnig und haben in etwa alle dieselbe Korngröße (gleichkörnig). Dadurch wirkt das Gefüge sehr granular. Feldspat, Muskovit und Granat sind teilweise etwas größer als die, vor allem aus Quarz bestehende Grundmasse. Die Proben PE67 und PE68 (Abb.29 (b)) sind metamorph überprägt, da der Muskovit die Probe in paralleler Anordnung durchzieht, was dem Gefüge eine Regelung verleiht. Allgemein besitzen die Proben jedoch einen geringen Grad an Kornregelung. Als Feldspat liegt nur der Plagioklas (Albit) vor. In der Probe PE68 sind Granate vorhanden. Turmaline und Spodumene wurden keine gefunden.

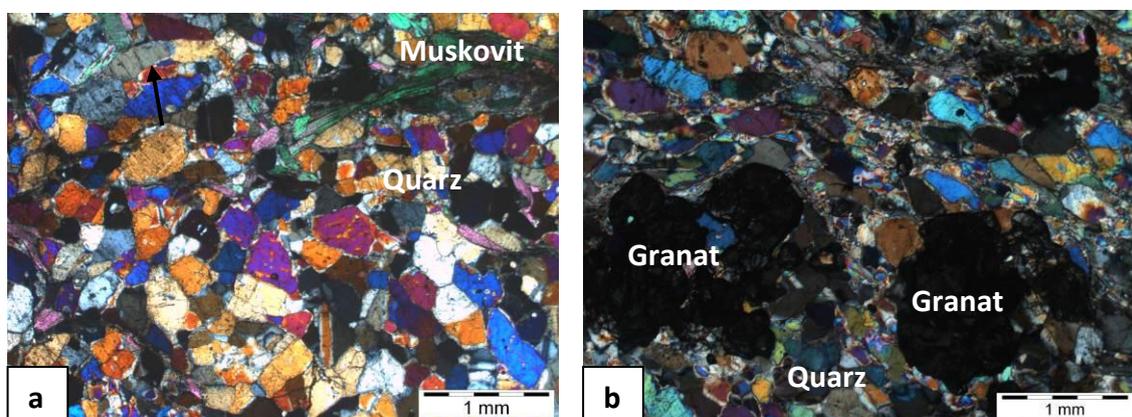


Abb.29 a) feinkörniges Gefüge der Probe PE70 mit hauptsächlich Quarzkristallen und rechts oben Muskovit. b) Probe PE68 mit demselben feinkörnigen Gefüge und mit Granatkristallen. Aufgrund der zu dicken Schliffe erscheint der Quarz bunt.

6.4 Beschreibung häufig auftretender Minerale und ihre chemischen Analysen (mittels REM)

6.4.1 Quarz

Der Quarz (SiO_2), ein trigonales Mineral, ist in den Schliffen ein sehr häufig auftretendes Mineral. Im optischen Lichtmikroskop erkennt man, bei gekreuzten Polarisatoren, seine durch den Pleochroismus wechselnde Farbe von schwarz über grau zu weiß. Ohne gekreuzte Polarisatoren erscheint der Quarz farblos. Kennzeichnend für den Quarz ist die meist undulöse Auslöschung. Er besitzt kein hohes Relief und hat keine Färbung bei parallelen Polarisatoren. Er liegt in Plutoniten meist xenomorph vor, also ohne ihre typische Kornform. In den Proben variiert die Korngröße von sehr feinkörnig (<1mm), als Grundmasse, welche die größeren Komponenten umgibt oder umfließt, aber auch mittelkörnig (>1mm), sodass er mit den anderen Komponenten gleichkörnig erscheint. In Abbildung 30 a) und b) erkennt man die unterschiedliche Korngröße welche der Quarz auch innerhalb einer Probe aufweisen kann. Die Korngrenzen wirken verzahnt was für eine dynamische Rekristallisation spricht.

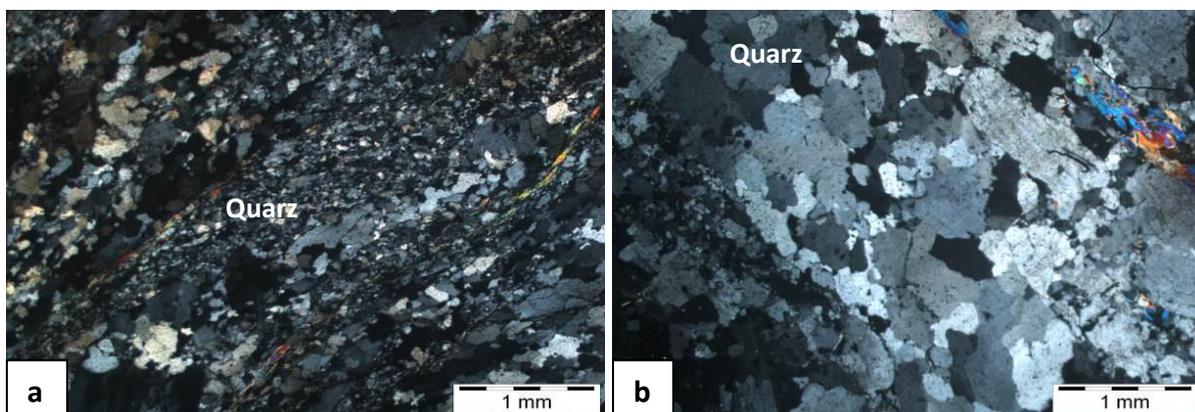


Abb.30 a) Probe PE26 mit einem sehr feinkörnigem Gefüge. Zu sehen sind vor allem Quarzkristalle. Die bunten Minerale sind Muskovite. b) Auch hier sieht man Quarze der Probe PE26 aber die Minerale sind deutlich größer. Also kommt in derselben Probe dasselbe Mineral in variablen Korngrößen vor.

6.4.2 Feldspäte (Plagioklas, Kalifeldspat)

Die in den Proben vorkommenden Feldspäte sind vor allem Plagioklase welche in Albit ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) und Anorthit ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) unterteilt werden. In den Proben ist vor allem das Na-Endglied Albit dominant. Ebenfalls tritt in gewissen Proben der Kalifeldspat bzw. Orthoklas (KAlSi_3O_8) auf. Mischkristalle dieser beiden vorkommenden Feldspäte, also Alkalifeldspäte sind nicht vertreten.

Albit ist in den Pegmatiten der beprobten Gebiete ein sehr häufiges Mineral. Die allgemeine Kornform sind längliche lattenähnliche oder tabulare Vertreter. In den Proben ist die Form eher irregulär da sich die Eigengestalt nicht ausbilden konnte. Die Korngröße variiert von wenigen mm bis zu 3 cm. Plagioklas kann gemeinsam mit Quarz und Muskovit in der Schieferung vorkommen. Die Interferenzfarbe wechselt von Weiß über Grau zu Schwarz. Ohne gekreuzte Polarisatoren tritt er farblos auf. Ein typisches Merkmal ist auch sein undulöses Auslöschen. Ebenso charakteristisch für den Plagioklas sind die Zwillingslamellen (polysynthetische und Karlsbader Zwillinge) die deutlich in den beiden Abb.31 a) und b) zu sehen sind. Zwillinge entstehen durch symmetrische Verwachsungen von zwei oder mehreren Kristallen oder durch Deformation. Die einzelnen Zwillinge sind durch die unterschiedliche Interferenzfarbe und Helligkeit gut zu erkennen. Zonierungen, welche oft typisch für dieses Mineral sind, wurden keine gefunden.

Der Kalifeldspat tritt seltener auf, wobei der Albit immer in derselben Probe vorhanden ist. Die Korngrößen variieren ebenso wie beim Albit. Der Pleochroismus wechselt zwischen weiß über grau zu schwarz. Der Kalifeldspat, oder auch Orthoklas, kann ebenfalls Zwillinge ausbilden (Karlsbader Zwillinge), die jedoch nur aus zwei Hälften bestehen (Abb.31 c). Durch Entmischung während der Abkühlung des Gesteins kann es zu Verwachsungen, auch Perthite (natriumreiche Lamellen) genannt, kommen (Abb.31 d)), die sehr gut in Kalifeldspäten zu sehen sind. Oft wird er von feinkörniger Grundmasse umgeben, wie in der Abb.31 d) zu sehen ist.

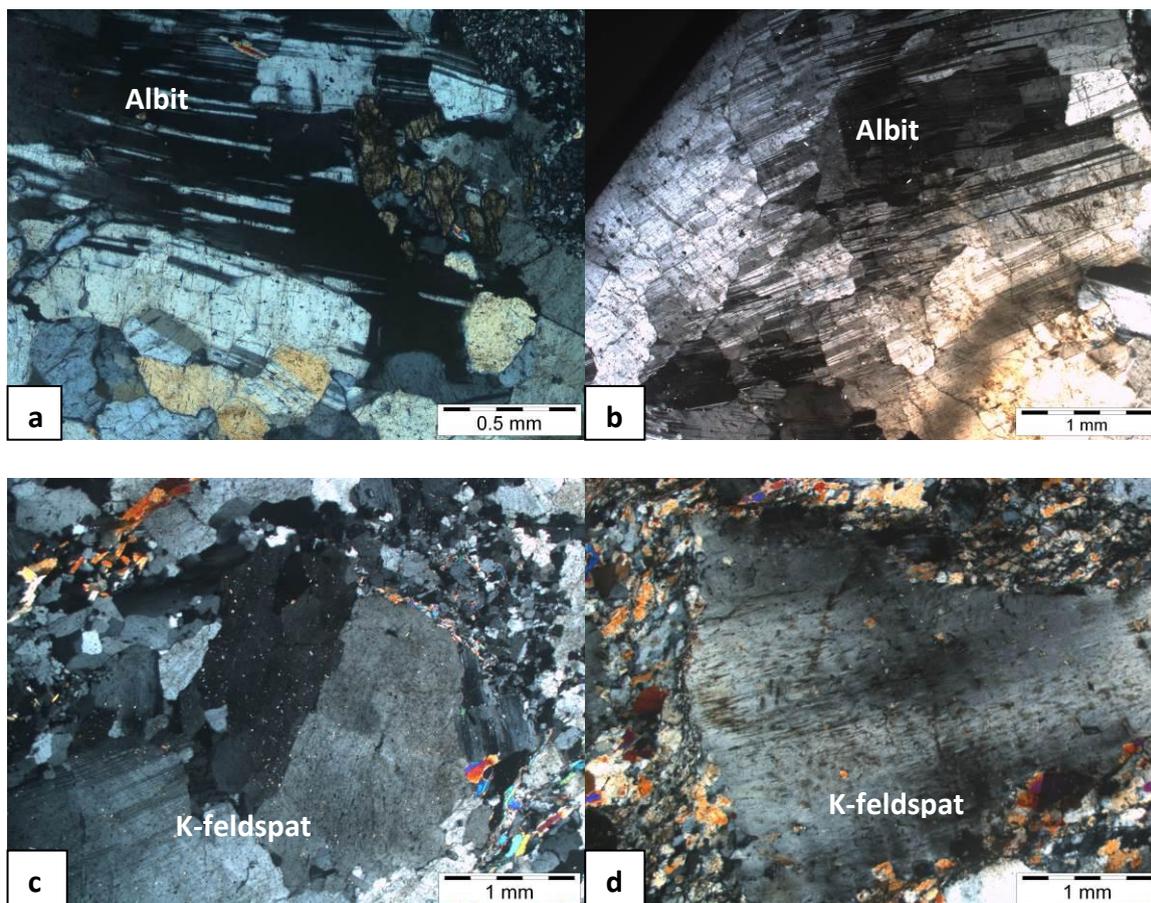


Abb.31 Alle Fotos wurden mit gekreuzten Polarisatoren gemacht a) PE71 Albit mit der typischen Verzwilligung, gut zu erkennen durch die unterschiedliche Interferenzfarbe; b) PE9 Ebenfalls ein Albit mit Zwillingslamellen; c) PE26 Ein typischer Kalifeldspat mit einem Kalsbader Zwilling; d) PE26 Kalifeldspat mit perthitischen Entmischungslamellen

6.4.3 Mineralchemie des Feldspats (Plagioklas, Kalifeldspat)

Plagioklas

Die Analysen des Albits (Abb.32 a) b), Abb.33 a) b)) der drei Gebiete unterscheiden sich nicht wesentlich voneinander. Die Kalium und Calcium Werte sind bei allen Proben relativ niedrig wodurch das Na- Endglied dominant ist. Der Calcium Gehalt (Anorthitkomponente) ist mit höchstens 0.88wt% relativ gering, variiert jedoch innerhalb der Gebiete ebenso wie im Vergleich zwischen den Gebieten. Ausnahme bildet die Probe PE67 aus der KG. Mit 4.53wt% liegt der CaO-Gehalt in dieser Probe am höchsten. Der Natriumgehalt ist bei dieser Probe etwas niedriger (9.5 wt%). Der Na₂O Gehalt der meisten Albite liegt um 11.5 wt%, der K₂O-Gehalt ist sehr niedrig mit max. 0.24wt%. (Tabelle2)

Kalifeldspat

Kalifeldspat (KAlSi_3O_8) (Abb.32 a) b), Abb.33 a)) kommt nur in den Pegmatiten des Millstatt-Komplex und des Rappold-Komplex (SR) vor. Der K_2O Gehalt ist relativ konstant mit etwa 16wt%. Der Natriumgehalt der Kalifeldspäte ist im Rappold-Komplex (SR) mit bis zu 0.86wt% etwas höher als im Millstatt-Komplex mit ca. 0.41wt%. (Tabelle 3)

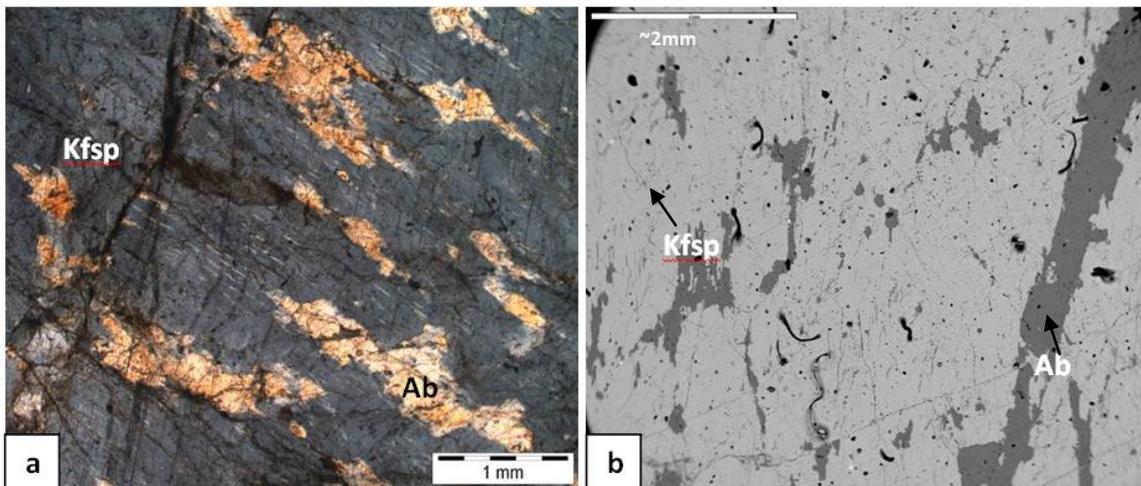


Abb.32 a) Foto des Dünnschliffs PE13 mit natriumreichen Entmischungslamellen (unter gekreuzten Polarisatoren);
b) BSE Bild der Probe PE13

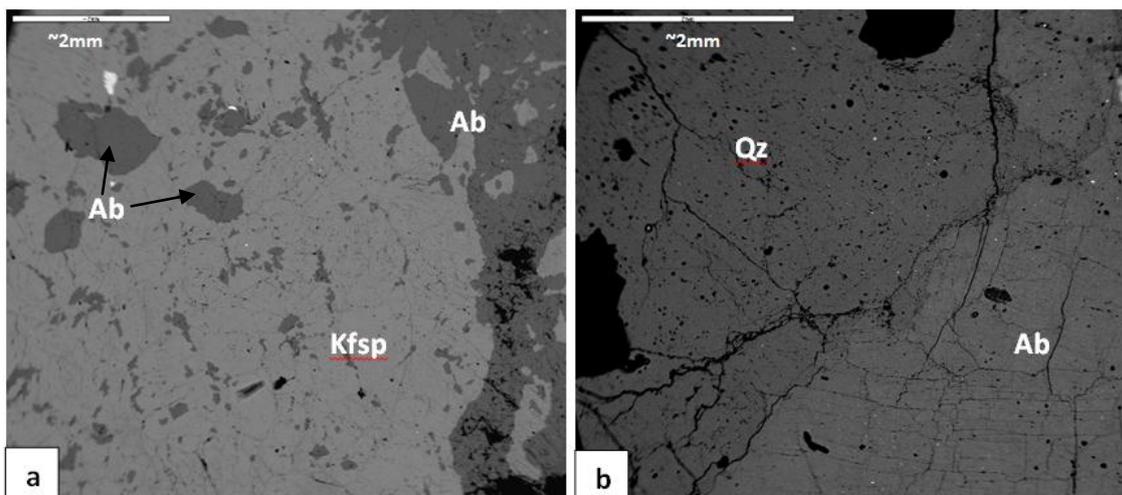


Abb.33 a) BSE- Bilder der Probe PE57 aus dem Millstatt-Komplex. Die hellen Bereiche sind Kalifeldspäte, während sich die Albite durch ihre dunklere Färbung abheben. b) Unterschied zwischen Albit und Quarz, BSE- Bild derselben Probe

Tabelle 2: Chemische Analysen vom Albit der Proben PE9, 13 und 26 (Rappold-Komplex (SR) PE57, 59 und 64 (Millstatt-Komplex) und PE67, 69 und 70 (Prijakt-Polinik-Komplex), mit zusätzlichen Kationensummen und Endgliedern

Sample	Rappold-Komplex SR			Millstatt-Komplex			Prijakt-Polinik-Komplex		
	PE9PI6	PE13PI6	PE26PI1	PE57PI4	PE59PI9	PE64PI10	PE67PI3	PE69PI5	PE70PI3
SiO ₂	68.97	67.28	68.75	69.07	69.16	68.13	61.71	68.52	69.10
Al ₂ O ₃	19.57	20.25	19.42	20.11	20.18	20.52	23.39	19.19	19.75
CaO	0.88	0.60	0.14	0.18	<0.1	0.53	4.53	0.18	<0.1
Na ₂ O	10.50	11.05	11.30	11.24	10.36	9.50	10.24	11.91	11.32
K ₂ O	0.11	0.24	0.11	<0.1	0.15	0.16	0.15	0.16	0.14
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	100.04	99.42	99.73	100.68	99.85	98.84	100.02	99.95	100.33

Normalization on the basis of 5 cations and 16 charges

Si	3.039	2.963	3.020	3.007	3.054	3.055	2.703	2.989	3.017
Al	1.017	1.051	1.005	1.032	1.051	1.084	1.207	0.987	1.016
Ca	0.042	0.028	0.007	0.008	0.000	0.026	0.212	0.009	0.001
Na	0.897	0.944	0.962	0.949	0.889	0.826	0.869	1.007	0.958
K	0.006	0.014	0.006	0.005	0.009	0.009	0.009	0.009	0.008
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000

Endmembers

Anorthit	0.044	0.029	0.007	0.009	0.000	0.030	0.195	0.008	0.001
Albite	0.950	0.957	0.987	0.986	0.990	0.960	0.797	0.983	0.991
Orthoclas	0.006	0.014	0.007	0.005	0.010	0.011	0.008	0.008	0.008

Tabelle 3: Chemische Analysen vom Kalifeldspat der Proben PE20 und 13 (Rappold-Komplex (SR)) und PE57 aus dem Millstatt-Komplex mit zusätzlichen Kationensumme und Endgliedern

<i>Sample</i>	<i>Rappold-Komplex SR</i>			<i>Millstatt-Komplex</i>		
	PE20Kali1	PE13Kali6	PE13Kali9	PE57Kfs4	PE57Kfs3	PE57Kfs3
SiO ₂	64.62	63.86	64.41	64.37	64.50	64.42
Al ₂ O ₃	18.19	18.42	18.20	19.03	18.88	19.12
Na ₂ O	0.66	0.86	0.59	0.34	0.28	0.41
K ₂ O	16.04	15.97	16.18	16.00	16.31	15.83
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	99.52	99.1	99.38	99.73	99.97	99.79
<i>Normalization on the basis of 5 cations and 16 charges</i>						
Si	2.997	2.968	2.992	2.984	2.984	2.984
Al	0.994	1.009	0.996	1.039	1.029	1.044
Na	0.060	0.078	0.053	0.031	0.025	0.037
K	0.949	0.946	0.959	0.946	0.962	0.935
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	5.000	5.000	5.000	5.000	5.001	5.000
<i>Endmembers</i>						
Anorthite	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Albite	0.059	0.076	0.052	0.032	0.025	0.038
Orthoclase	0.941	0.924	0.948	0.968	0.975	0.962

Das Feldspatdiagramm nach O'Connor (1965) zeigt wie groß der Anteil der jeweiligen Feldspatendglieder ist. Wie in der Abb.34 zu erkennen ist, sind die meisten Proben sehr Na-reich, da die meisten Punkte beim Albit plotten. Einige Proben des RK und des MK zeigen auch eine K-reiche (Orthoklas) Zusammensetzung. Proben aus dem Prijakt-Polinik-Komplex sind in diesem Bereich nicht vertreten. Die Kalifeldspäte (Or) zeigen Ca- Werte knapp bei null. Die Albite haben bis zu etwa 8% Anorthit. Auf der horizontalen Linie zwischen Albit und Orthoklas, also bei 0% Anorthit liegen die Alkalifeldspäte (Sanidin und Anorthoklas), bei diesen Feldspäten ist der K- und Na- Gehalt sehr hoch. Wie in der Abb.34 sichtbar ist kommen solche Mischkristalle in den Proben nicht vor.

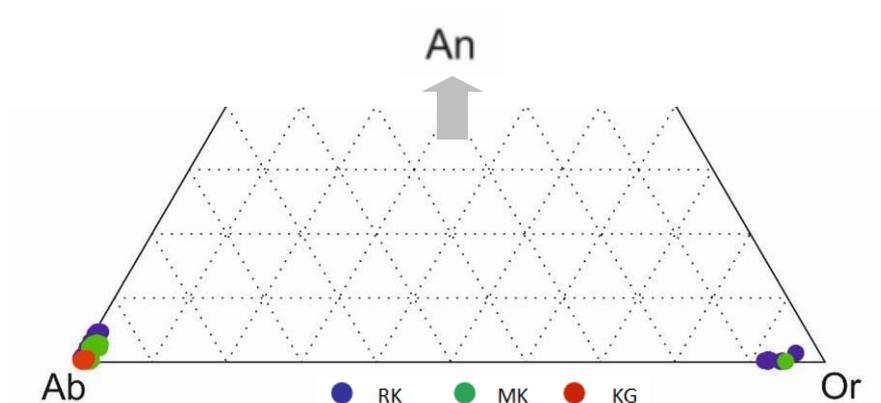


Abb.34 Feldspatdiagramm nach O'Connor 1965. Die meisten Gesteine enthalten Albite, einige wenige enthalten ebenso den Orthoklas. Ab- Or Mischkristalle gibt es keine, dafür Ab- An Mischungen, besonders die Proben des RK weisen einen Anteil am Endglied Anorthit auf. In dem Bereich zwischen Ab und An wo die Punkte plotten, werden die Feldspäte Oligoklase genannt. Die Feldspäte des Rappold-Komplex (SR) werden in blau dargestellt, die des Millstätter Krsitallins in grün und die der Kreuzeckgruppe (Prijakt-Polinik-Komplex) in rot.

6.4.4 Muskovit

Muskovit ($\text{KAl}_2[(\text{OH},\text{F})_2|\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$) gehört zur Familie der Schichtsilikate und kann monoklin oder trigonal ausgebildet sein. Die Korngröße variiert von fein bis grobkörnig in allen Gebieten. Er hat eine bunte Färbung bei gekreuzten Polarisatoren. In der Abb.35 a) erkennt man einen durchsichtigen Muskovit mit typischer Spaltbarkeit. In der rechten Abb.35 b) und c) erscheint der Muskovit in den typisch hohen Interferenzfarben. Oft ist er verfaltet oder geknickt (Abb.35 d)) in den Schlifften zu finden. In einigen Proben ist der Muskovit eingeregelt, was für eine tektonische Deformation spricht. In metamorph überprägten Gesteinen umfließt der Muskovit gemeinsam mit dem Quarz andere größere Komponenten.

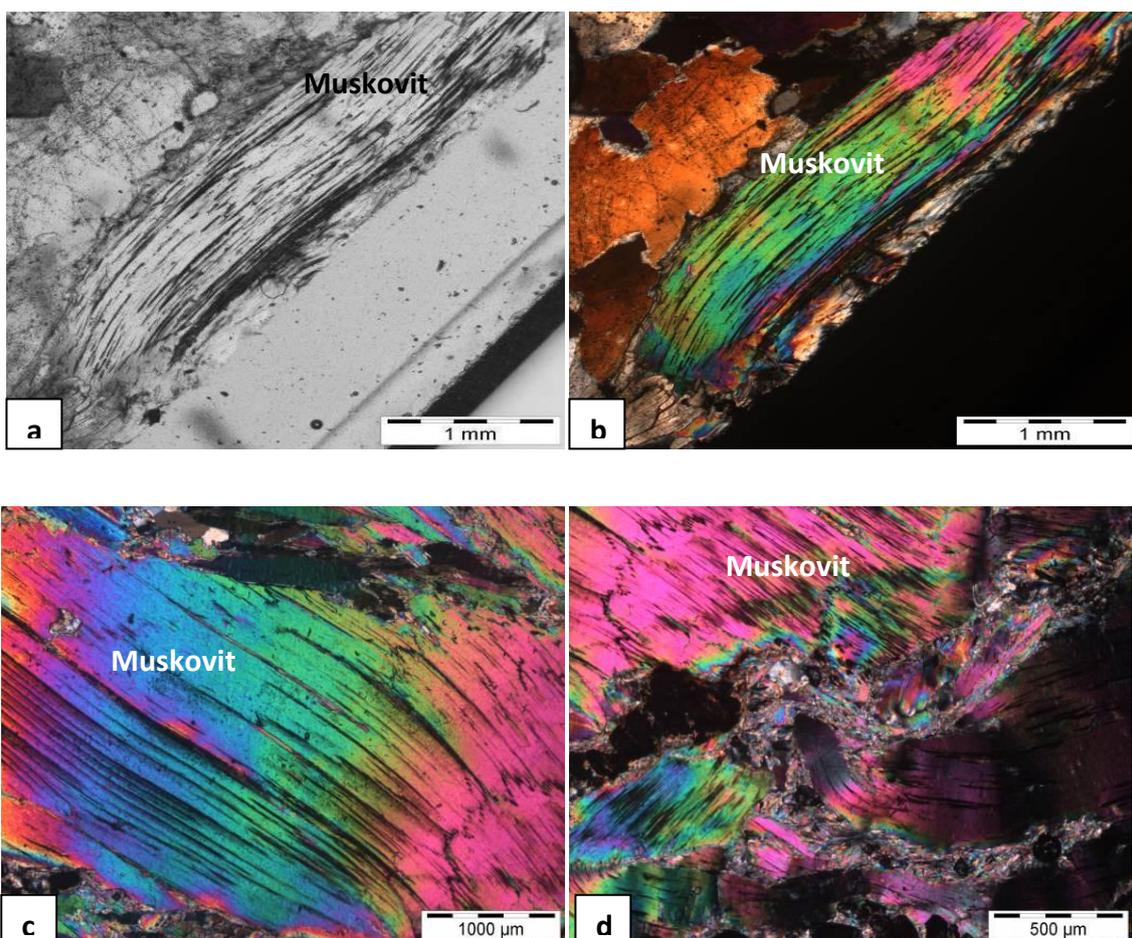


Abb.35 a) Muskovit der Probe PE9 ohne gekreuzten Polarisatoren. b) Muskovit mit den typischen Interferenzfarben, ebenfalls von der Probe PE9, diesmal mit gekreuzten Polarisatoren. c) großer Muskovitkristall der Probe PE1 d) Mehrere verbogene Muskovite der Probe PE1.

6.4.5 Mineralchemie der Muskovite

Die chemischen Analysen des Muskovits (Abb.36, Tabelle 4) zeigen keine großen Unterschiede. Mit 49.56wt% SiO₂ liegt die Probe PE58 (MK) um 2-4wt% höher als bei den anderen. Die Probe PE26 (KG) hat mit 46.76wt% die niedrigsten SiO₂ Werte. Die restlichen Proben bewegen sich zwischen 47-48wt%. Die höchsten Werte zeigen einen sehr hohen Phengitgehalt an, mit Si = 3.36 apfu. Die meisten Muskovite zeigen jedoch deutlich geringeren Phengitgehalt von 3.09 bis 3.20.

FeO (total) liegt bei etwa 2 bis 4 wt%, MgO ist 0.12 bis 1.9wt% und TiO₂ reicht von <0.1 bis 1.13wt%. Natrium liegt in allen Proben unter 1 wt%. Der Gehalt an K₂O liegt zwischen 9.36-10.9wt%. Fluor liegt mit seinen Werten knapp über der Nachweisgrenze von 0.2wt%.

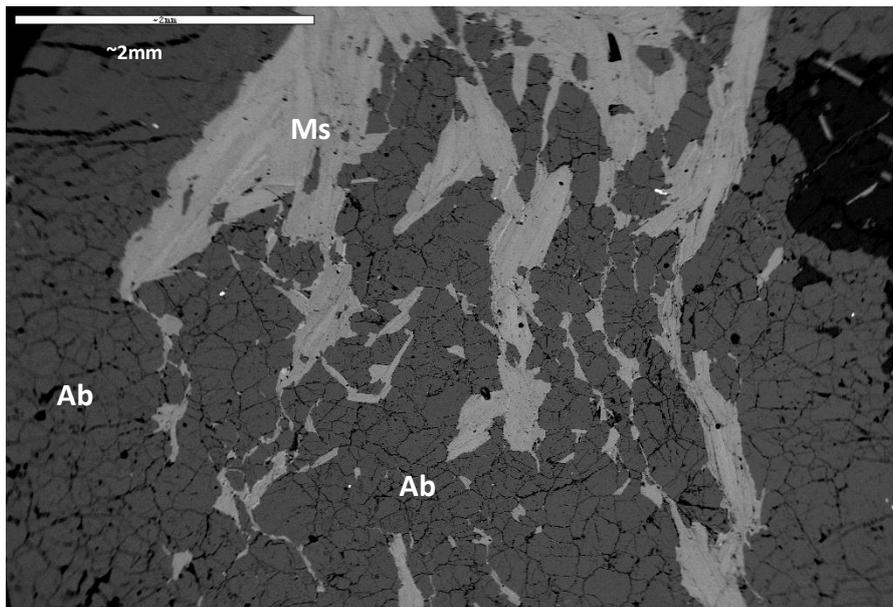


Abb.36 BSE Bild eines Muskovit (umgeben von Plagioklas) der Probe PE70

Tabelle 4: Chemische Analysen vom Muskovit der Proben PE69, PE70 (Prijakt-Polinik-Komplex), PE61, PE58 (Millstatt-Komplex) und PE21, PE26 (Rappold-Komplex (SR))

Sample	Rappold-Komplex SR		Millstatt-Komplex		Prijakt-Polinik-Komplex	
	PE21_1_ms5	PE26	PE58Ms6	PE61Ms9	PE69Ms2	PE70Ms3
SiO ₂	48.20	47.76	49.56	47.55	46.96	47.5
TiO ₂	<0.1	0.11	1.13	<0.1	<0.1	0.10
Al ₂ O ₃	32.11	34.56	28.76	35.15	36.46	35.17
Fe ₂ O ₃ *	2.01	2.61	<0.1	2.43	1.55	2.07
FeO	1.84	0.00	3.26	0.00	0.50	0.00
MgO	0.69	0.57	1.60	0.51	0.01	0.34
Na ₂ O	0.25	0.29	0.31	0.40	0.80	0.69
K ₂ O	10.94	10.43	11.41	9.36	9.66	9.45
F	<0.2	0.03	0.46	0.20	<0.2	0.25
H ₂ O*	4.50	4.50	4.25	4.49	4.51	4.43
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	100.54	99.88	100.72	100.17	100.08	100.01
F.Cl=O	0.00	0.01	0.19	0.08	0.04	0.1
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	100.54	99.86	100.53	100.08	100.04	99.90
CATIONS calculated on the bases of 11 oxygens and 6 cations + Na + K +						
Si	3.209	3.104	3.326	3.114	3.091	3.131
Ti	0.000	0.005	0.057	0.004	0.000	0.005
Al	2.520	2.704	2.274	2.713	2.828	2.730
Fe ₃	0.101	0.113	0.000	0.120	0.077	0.103
Fe ₂	0.102	0.009	0.183	0.000	0.003	0.000
Mg	0.068	0.046	0.160	0.050	0.000	0.033
Na	0.032	0.046	0.040	0.050	0.102	0.088
K	0.929	0.882	0.976	0.782	0.811	0.794
F	0.000	0.055	0.098	0.041	0.019	0.052
H	2.000	1.946	1.903	1.960	1.981	1.948
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	5.732	5.811	5.603	5.830	5.922	5.864

*berechnet

6.4.6 Granat

Der Granat, ein Inselsilikat, ist ein kubisches Mineral und daher isotrop. Ohne gekreuzte Polarisatoren hat der Granat eine hellbraune- bzw. rötliche Färbung und ein hohes Relief (Abb.37 a)). Mit gekreuzten Polarisatoren erscheint er schwarz (Abb. 37 b)). Er besitzt oft Einschlüsse wie Quarz und Muskovit (Minerale der Grundmasse) oder Akzessorien wie Apatit, Zirkon oder andere Minerale. Der Granat hat oft Ränder mit einer anderen Zusammensetzung als der Kern, dies wird als Zonierung oder Anwachssaum bezeichnet. Die euhedrale oder zumindest subhedrale Form ist sehr charakteristisch für dieses Mineral. In den Abb.38 a) und b) werden die Granate vom Muskovit und Quarz umflossen.

Die Endglieder des Granates, welche in den Proben wichtig sind, sind der Pyrop ($\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]$), der Almandin ($\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]$), der Spessartin ($\text{MnAl}_2[\text{SiO}_4]$) und der Grossular ($\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]$). In den Pegmatiten des Rappold-Komplex (SR), des Millstatt-Komplex und der Prijakt-Polinik-Komplex ist vor allem der Almandin das dominante Endglied. Die Granate weisen teilweise ein zweiphasiges Wachstum auf. Die Zusammensetzung des Randes und des Zentrums eines Granates sind deutlich unterschiedlich. Die Ränder der Granate des Prijakt-Polinik-Komplex sind eisenreicher als der Kern. Das Manganendglied Spessartin hat ebenfalls einen recht dominanten Anteil. Zum Zentrum hin nimmt der Almandin Gehalt ab und der Spessartin Gehalt zu. In den Granaten des RK liegt wie in der KG der Almandin deutlich über dem Gehalt an Spessartin. Die Granate des Millstatt-Komplex weisen keine Zonierung auf.

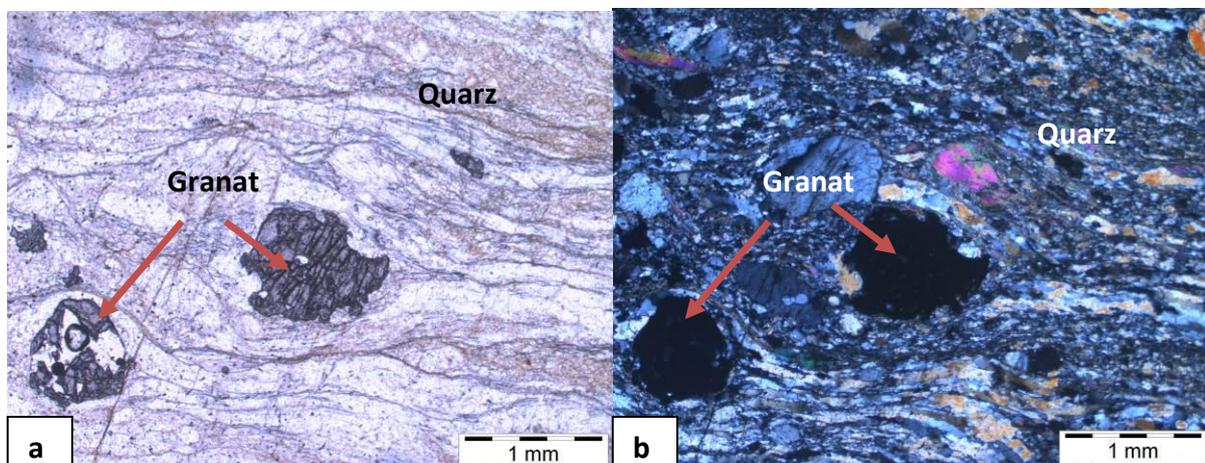


Abb.37 a) PE22 Granat ohne gekreuzten Nicols, erscheint bräunlich wird vom Quarz und Muskovit umflossen; b) Granat mit gekreuzten Nicols erscheint im Mikroskop isotrop also schwarz und ohne Pleochroismus.

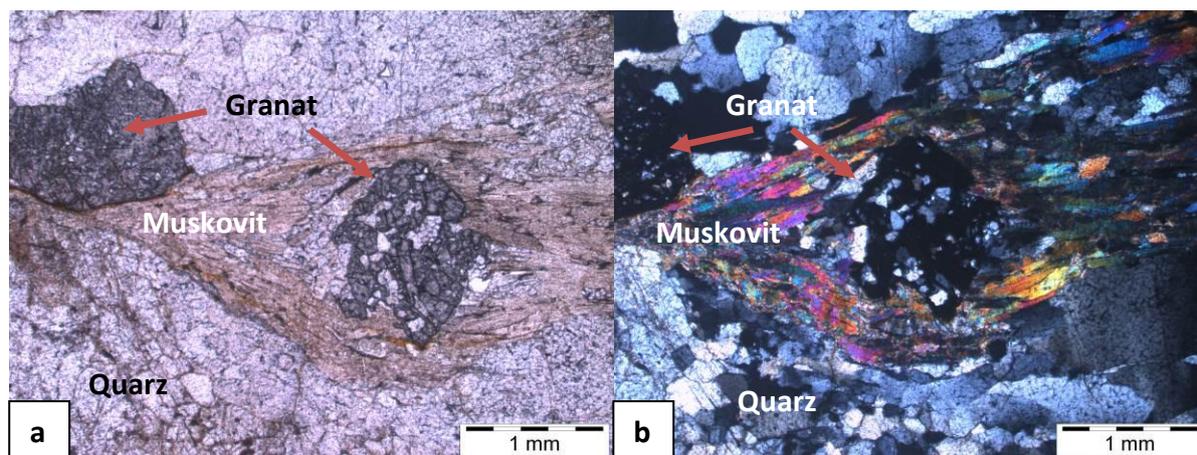


Abb.38 a) Granat der Probe PE29. b) ein Foto mit parallelen Polarisatoren und rechts mit gekreuzten Polarisatoren. Muskovit umgibt den Granat in der Mitte. Der Rest ist Quarz.

6.4.7 Mineralchemie der Granate

Die Granate der Gebiete Rappold-Komplex (SR) und Prijakt-Polinik-Komplex zeigen anhand ihrer chemischen Analysen Unterschiede in der Zusammensetzung zwischen Kern- und Randbereich (Tabelle 5). Vom Millstatt-Komplex enthält nur eine Probe Granat. Dieser ist zum Unterschied der beiden anderen Gebiete nur einphasig. In den Abb.39 und 40 erkennt man die chemische Zonierung an der verschiedenen Helligkeit.

Die Ränder des Granates des RK sind um 5-7wt% ärmer an FeO als der Kern. In den Rändern der Granate der KG ist es jedoch umgekehrt der Fall. Das Mangan ist in den Kernen um 1-7wt% angereicherter als im Rand. Dies ist in den Granaten des Rappold-Komplex (SR) und des Prijakt-Polinik-Komplex zu sehen. Die Werte liegen im Kern bei etwa 11wt%- 14wt% und in dem Prijakt-Polinik-Komplex sogar bei 18wt%. Die Magnesiumwerte sind nicht sehr einheitlich. Prinzipiell liegen die Werte alle unter 1wt%, manche befinden sich unter der Nachweisgrenze von 0.1wt%. Das Calcium ist in den Randbereich mit etwa 8wt% (bei der Probe PE21 sogar bei 12wt%) um einiges höher als im Kern (0.46-0.62wt%). Bei den Proben aus der KG liegen die Werte unter der Nachweisgrenze.

Aus diesen Zusammensetzungen ist ersichtlich, dass die Endglieder Almandin und Spessartin in allen Gebieten dominant vertreten sind.

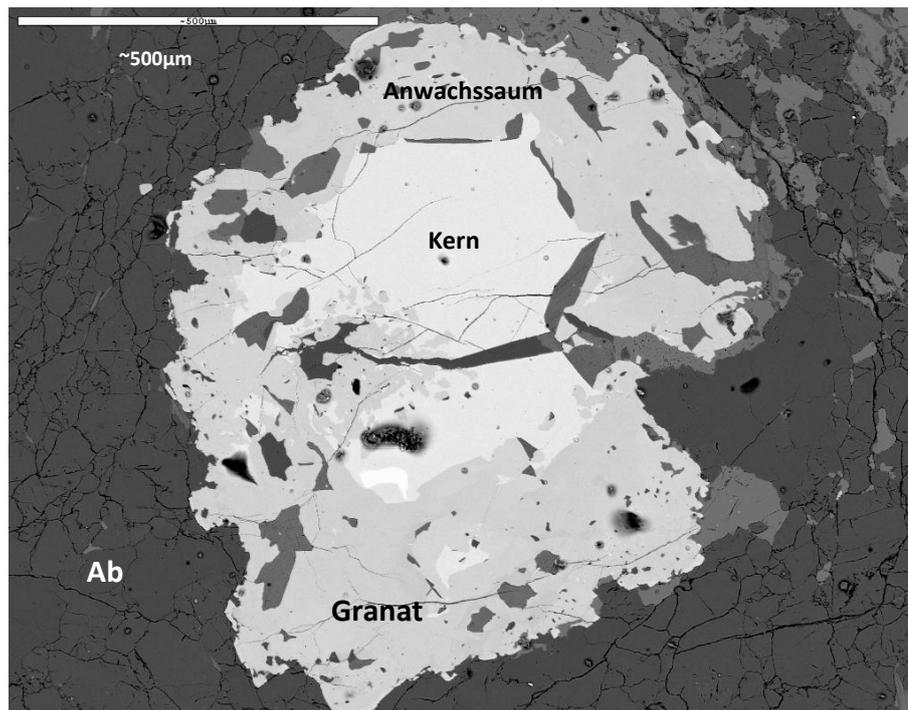


Abb.39 Probe PE20. Granate mit unterschiedlicher Zusammensetzung zwischen Kern und Rand, gut erkennbar aufgrund der dunkleren Farbe des Randes.

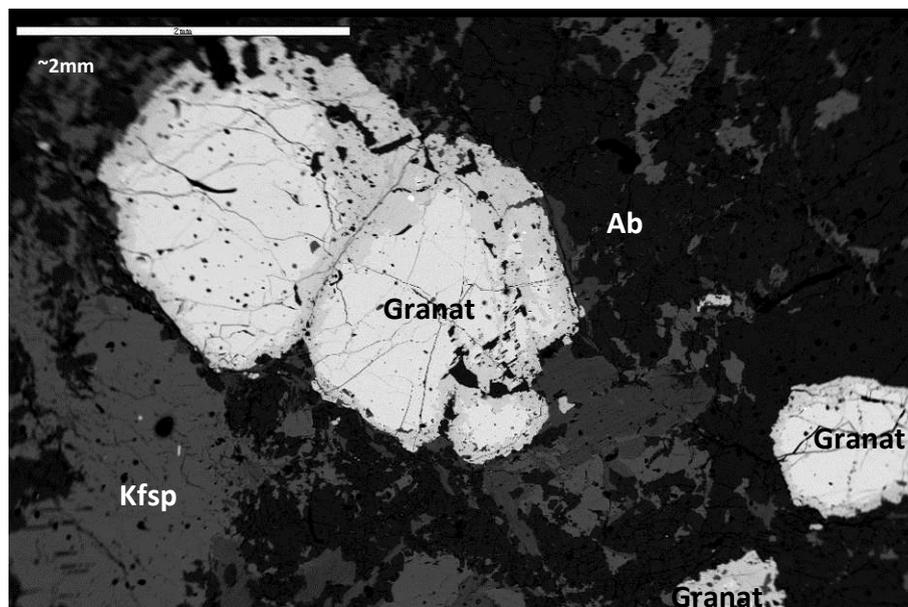


Abb.40 Probe PE20. Granate mit deutlicher Zonierung. Auf dem BSE- Bild sind sonst noch Kalifeldspat und Albit zu sehen.

Tabelle 5: Chemische Analysen von den Kern- und Randbereichen des Granats der Proben PE1 und PE21 aus dem Rappold-Komplex (SR), PE63 aus dem Millstatt-Komplex und PE68 aus des Prijakt-Polinik-Komplex

	Rappold-Komplex SR						Millstatt-Komplex		Prijakt-Polinik-Komplex	
	PE1_1_gt3 Rand	PE1_1_gt2 Kern	PE1_2_gt1 Rand	PE1_2_gt2 Kern	PE21_1_gt2 Rand	PE21_1_gt1 Kern	PE63Gr1R Rand	PE63Gr1K Kern	PE68grt2 Rand	PE68grt2 Kern
SiO ₂	37.61	36.5	37.25	36.33	38.61	36.8	38.02	37.82	37.42	37.25
Al ₂ O ₃	20.24	19.95	20.29	19.99	20.79	20.08	20.95	20.73	20.5	20.37
Fe ₂ O ₃ *	0	0.89	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	23.92	31.08	23.41	28.56	24.58	30.86	35.57	35.51	30.31	24.6
MnO	9.46	10.83	9.71	13.98	3.53	11.33	4.82	5.09	11.8	18.06
MgO	0.22	0.45	0.2	<0.1	0.3	0.3	0.58	0.46	0.68	0.05
CaO	8.31	0.62	8.34	0.46	12.69	0.62	0.36	0.32	<0.1	<0.1
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	99.75	100.31	99.2	99.39	100.5	99.99	100.71	99.93	99.41	99.2

Normalization on the basis of 7 CATIONS and 24 CHARGES

Si	3.047	3.004	3.033	3.021	3.064	3.034	3.063	3.11	3.051	3.058
Al	1.932	1.935	1.948	1.959	1.944	1.951	1.99	2.009	1.97	1.971
Fe ₃	0.000	0.055	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ₂	1.621	2.138	1.595	1.986	1.631	2.128	2.397	2.442	2.067	1.689
Mn	0.65	0.755	0.67	0.985	0.237	0.791	0.329	0.354	0.815	1.256
Mg	0.026	0.055	0.024	0.008	0.036	0.037	0.189	0.057	0.083	0.006
Ca	0.722	0.054	0.728	0.041	1.079	0.055	0.031	0.028	0.000	0.000
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	7.998	7.996	7.998	8.000	7.991	7.996	7.999	8.000	7.986	7.980

Endmembers

Grossular	0.239	0.018	0.241	0.014	0.361	0.018	0.011	0.010	0.000	0.000
Almandine	0.537	0.712	0.529	0.658	0.547	0.707	0.814	0.847	0.697	0.572
Pyrope	0.009	0.018	0.008	0.003	0.012	0.012	0.064	0.020	0.028	0.002
Spessartite	0.215	0.251	0.222	0.326	0.080	0.263	0.112	0.123	0.275	0.426

*berechnet

Ein Fraktionierungstrend ist sehr gut zu erkennen, wenn man die Analysen des Granats in ein Diagramm mit Mn (wt%) auf der x- Achse und dem molaren Verhältnis von Almandin (Fe) und Spessartin (Mn) auf der y- Achse plottet. In Abb.41 gibt es einen Unterschied zwischen den einzelnen Gebieten. Die Proben des Prijakt-Polinik-Komplex zeigen ein sehr geringes Fe/Mn Verhältnis, wogegen die Proben des Millstätter Krisatillns ein hohes Fe/Mn Verhältnis mit geringen Mn- Werten besitzen. Die Proben des Rappold-Komplex (SR) liegen knapp über dem Bereich der Proben aus des Prijakt-Polinik-Komplex, haben somit ein höheres Fe/Mn Verhältnis als diese und ein geringeres als jene des Millstatt-Komplex.

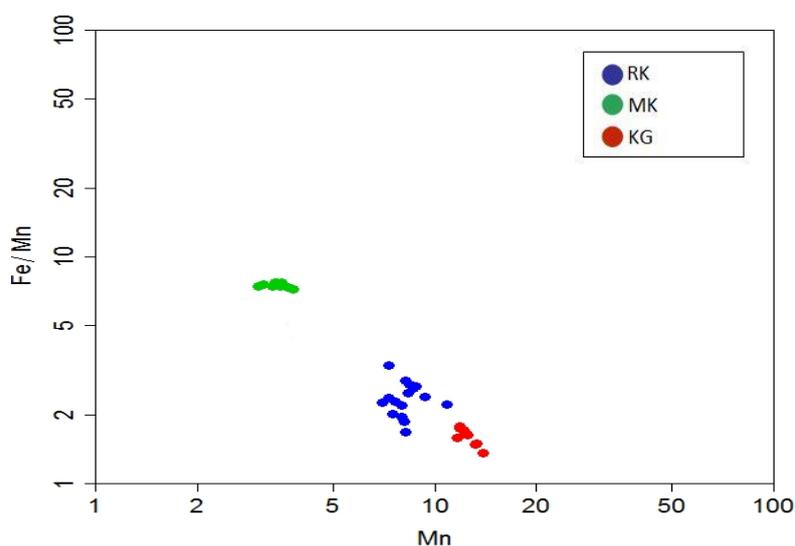


Abb.41 Log-log Plot der Granate. Das molare Fe/Mn Verhältnis wird dem Mn (wt%) gegenübergestellt. Deutliche Unterschiede zwischen den Gebieten. Das MK hat das höchste Fe/Mn Verhältnis, die KG das niedrigste. Das RK liegt mit seinen Werten knapp über jenen der KG. Die Granate des Rappold-Komplex (SR) werden in blau dargestellt, die des Millstatt-Komplex in grün und die der Kreuzeckgruppe (Prijakt-Polinik-Komplex) in rot.

6.4.8 Granatprofile

Die Granate in den beprobten Pegmatiten sind meist diskontinuierlich zoniert. Dies geschieht, wenn Granat in zumindest 2 verschiedenen Schritten wächst. Die Manganreichen Kerne bzw. Granate treten typisch als magmatische Produkte auf, d.h. sie wurden während der Pegmatitkristallisation gebildet. Die Ränder wuchsen wahrscheinlich im Zuge der alpidischen Metamorphose neu. Zonierungen sind im Rasterelektronenmikroskop als BSE – Bild sehr gut zu erkennen

Granatprofile aus dem Rappold-Komplex um St. Radegund

Der Granat der Probe PE1 (Abb. 42 a)) aus dem Rappold-Komplex (SR) zeigen an den Rändern einen niedrigeren Mn (Spessartin)- und ebenso Fe (Almandin)- Gehalt im Gegensatz zum Kern. Die Linien des Almandin und Spessartin laufen in etwa synchron zueinander. Die Kurven steigen und fallen in etwa am gleichen Punkt. Wogegen das Ca (Grossular) am Rand höher liegt als im Kern und somit gegengleich verläuft. Die Linie des Grossulars liegt im Randbereich über der des Spessartins. Das Endglied Pyrop ist kaum vertreten.

Im Granat der Abb.42 b) (ebenfalls der Probe PE1) erkennt man am Ende der Profillinie einen dunkleren Bereich. Diese Zonierung ist auch im Diagramm darunter zu erkennen. Der Almandin ist deutlich das dominierende Endglied, gefolgt vom Spessartin. Die Endglieder Pyrop und Grossular sind kaum vertreten. Es ist am Rand ein Mn (Spessartin)- und Fe (Almandin)- Abfall zu erkennen, während das Ca (Grossular) um einiges höher liegt (über dem Spessartin) als es im Kern der Fall ist.

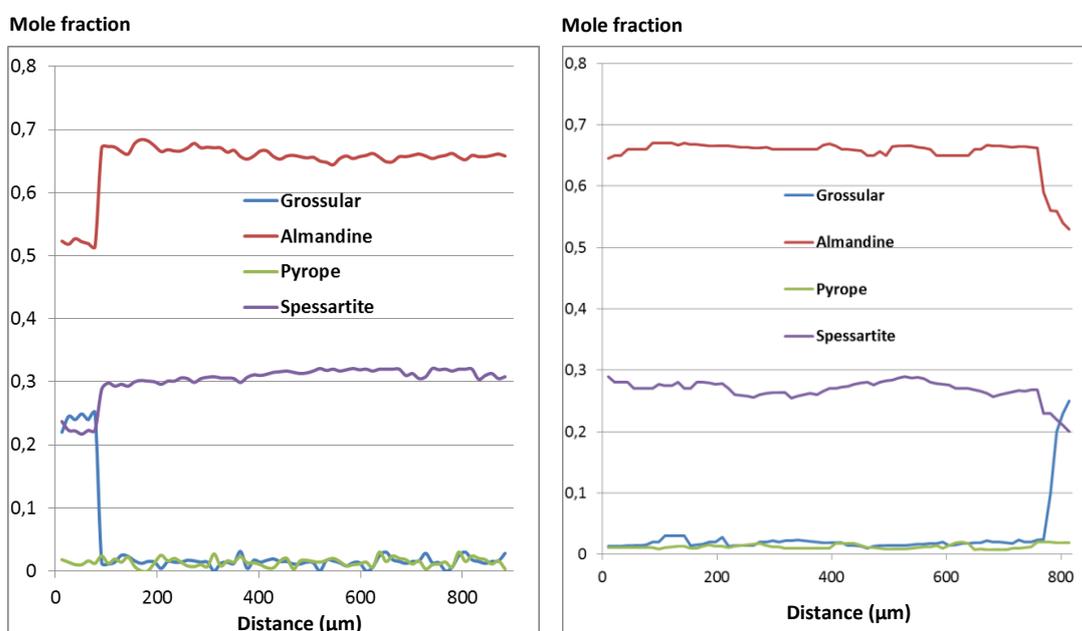
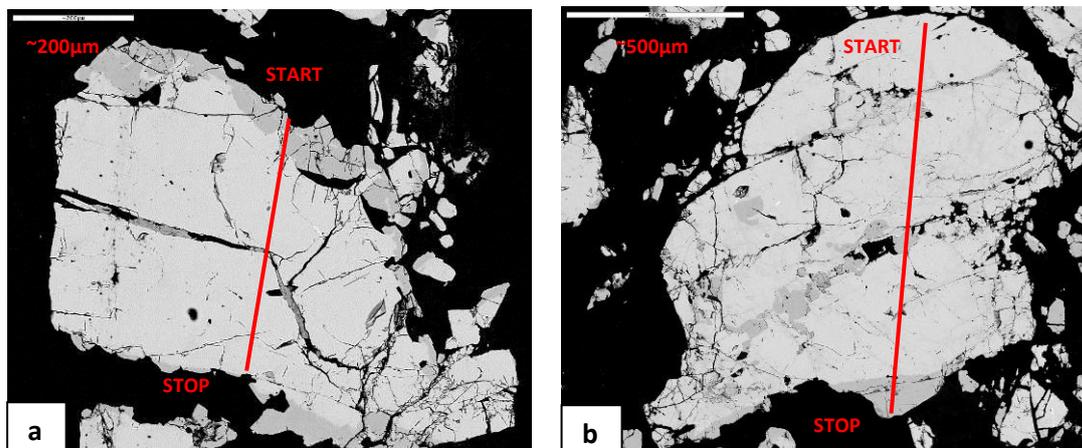


Abb.42 BSE- Bilder mit den dazugehörigen Granatprofilen der Probe PE1. a) Die Zonierung ist sehr gut zu erkennen. Im Diagramm darunter erkennt man die Änderung der Elementverteilung an den schwankenden Endgliedern. b) Hier ist der Anwachssaum nicht so breit und daher erkennt man die Zonierung auch im Diagramm nicht so gut.

Die Granate der Probe PE20 zeichnen sich durch breitere Anwachssäume aus. Sie sind in den BSE- Bildern sowie in den Diagrammen sehr gut zu erkennen. Hier ist ein ähnlicher Trend wie in den oberen Profilen zu sehen. In beiden Abb.43 a) und b) ist das Zentrum eisenreicher (Almandin) als der Rand. Mangengehalte (Spessartin) fallen zum Rand hin nicht ab. Deutlich wird auch, dass der Grossulargehalt an den Rändern stark zunimmt. Der Pyrop ist mit sehr niedrigen schwankenden Werten allerdings kaum vorhanden.

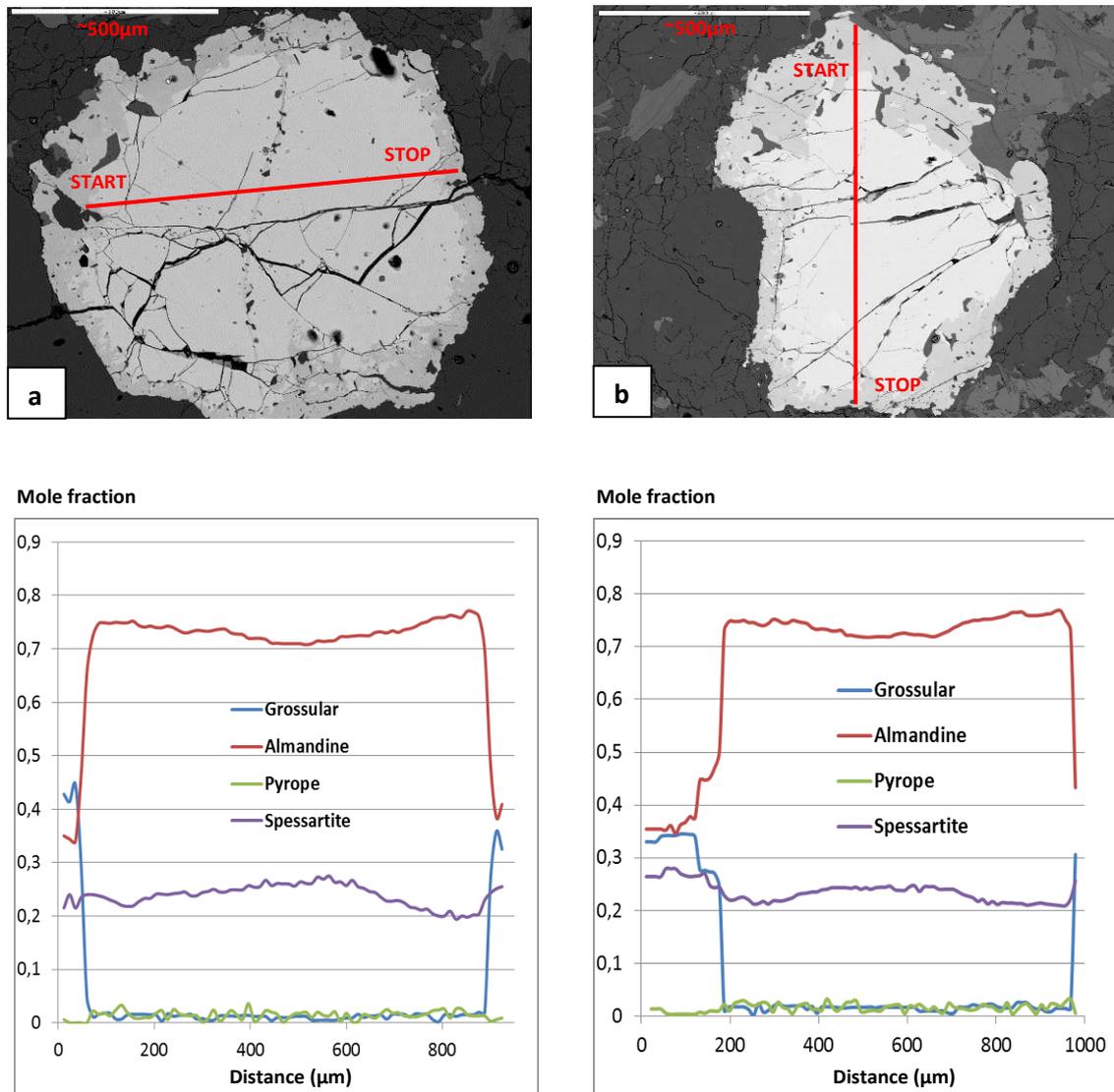


Abb.43 BSE- Bilder mit den dazugehörigen Granatprofilen der Probe PE20. Die rechte Abb. (a) zeigt eine deutliche Zonierung mit Fe reichen Zentrum und Mn und Ca reichen Rändern. In der Abb (b) daneben zeigt sich das gleiche Bild. In beiden kommt es in der Mitte wieder zu einem leichten Anstieg des Spessartin.

Granatprofil aus dem Millstatt-Komplex

In der Probe PE63 des Millstatt-Komplex sind die Granate nicht zweiphasig zoniert (Abb.44). Vorherrschend ist das Endglied Almandin, wie im unteren Diagramm ersichtlich ist. Am BSE- Bild sowie am Diagramm erkennt man keine Unterschiede zwischen Rand- und Kernbereich.

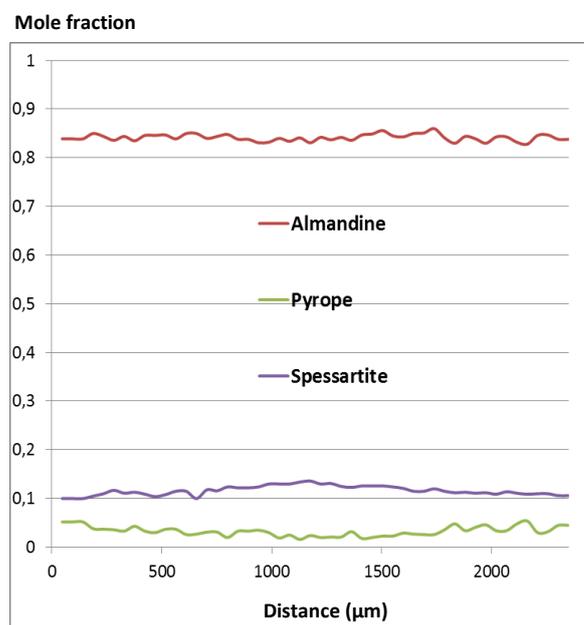
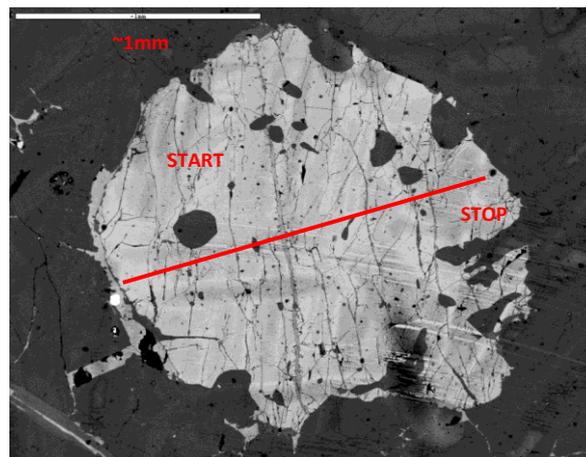


Abb.44 Profil eines Granats, ein Almandin, der Probe PE63. Hier ist kein Unterschied zwischen dem Rand und Kernbereich zu erkennen, es gibt somit keine Zonierung. Da der Grossular unter der Nachweisgrenze liegt, kommt er im Diagramm nicht vor.

Granatprofile aus dem Prijakt-Polinik Komplex

In den BSE- Bildern (Abb.45 a) und b)) sind keine Anwachssäume zu sehen (da Fe und Mn ähnliche Ordnungszahlen besitzen), jedoch erkennt man in den Diagrammen darunter eine deutliche Zonierung. In der Probe PE68 wird ersichtlich, dass der Rand eisenreicher ist, also Almandin als Endglied dominant ist. Der Spessartin (Mn-Granat) verhält sich gegengleich. Vom Rand weg wird der Granat manganreicher, bis es wieder zu einem leichten Abfall kommt. Langsam steigt der Gehalt an Mn wieder an, bis die Linie am Rand wieder abfällt und der Almandin wieder steigt.

Das Endglied Pyrop ist kaum vertreten. An den Rändern nimmt der Magnesiumgehalt leicht zu (Abb.45 (a)). Allgemein ist der Almandin als Endglied am meisten vertreten und liegt in der Nähe des Randbereiches vor seinem Anstieg (am Ende der Profillinie) über der Linie des Spessartins. Der Spessartin steigt dort an bevor er abfällt und der Almandin sinkt leicht bevor er ansteigt. (Abb.45 (a)). Das Profil der Abb.45 b) zeigt einen leichten Abfall vom Kern zum Rand, steigt dann aber am äußersten Rand stark an.

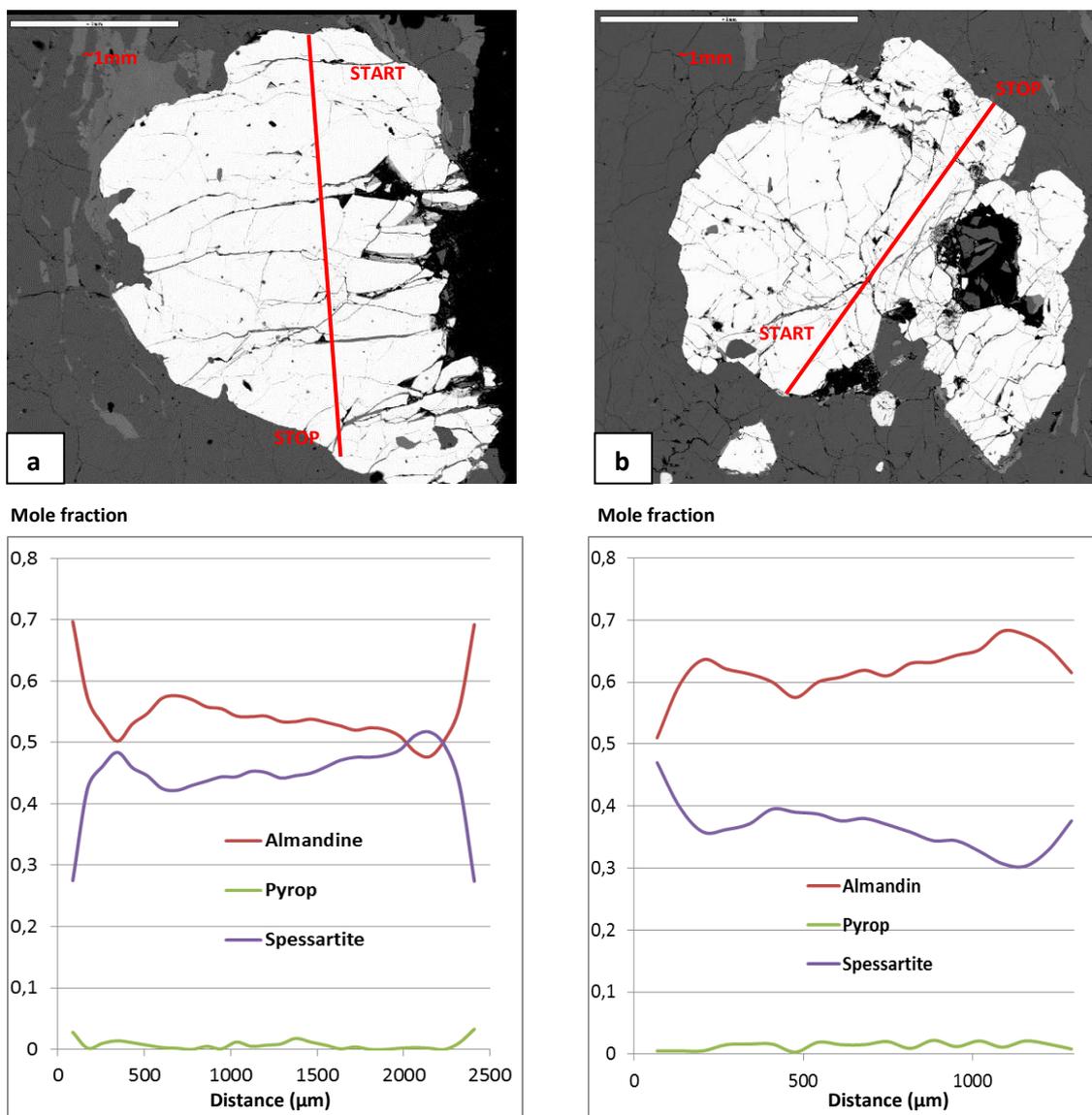


Abb.45 Granatprofile der Probe PE68. Zu erkennen sind die gegengleichen Kurven der Almandin- und Spessartinendglieder. a) Die Randbereiche sind besonders Fe- reich und Mn- ärmer als im Kernbereich. b) Auffällig ist hier das Fehlen des Anstiegs des Almandins und der Abfall des Spessartin am Randbereich.

Da der Grossular unter der Nachweisgrenze liegt, fehlt er in den Diagrammen.

Im Dreiecksdiagramm der Granate (Abb.46) werden die Rasterdaten der Kern- und Randbereiche der Granate aus den drei Gebieten geplottet. Links befindet sich das Fe-Endglied Almandin (FeO), rechts das Mn-Endglied Spessartin (MnO) und an der Spitze das Ca-Endglied Grossular (CaO). Die grünen Punkte stellen die Messungen an Granaten aus dem Millstatt-Komplex dar. Sie plotten dicht beisammen und nah am Almandin, somit ist er das dominierende Endglied. Dies ist auch im Profil des Granates PE63 zu erkennen. Hier sind die Granate nicht zoniert. An der Verteilung der blauen Punkte, also der Proben aus dem Rappold-Komplex (SR), ist der Unterschied zwischen den Kern- und Randbereichen zu erkennen. Die Granate aus diesem Gebiet sind die einzigen welche den Grossular im Randbereich angereichert haben. Ebenso ist die Zunahme des Spessartin und die Abnahme des Almandins in Richtung Randbereich zu erkennen. Die Kernbereiche liegen zwischen FeO und MnO. Hier ist das Ca sehr niedrig. Die Granate des Prijakt-Polinik-Komplex zeigen eine beinahe ausgeglichene Zusammensetzung zwischen Almandin und Spessartin. Richtung Kern nimmt das Fe ab und das Mn zu. Sehr gut erkennbar ist der Unterschied der Gebiete zwischen dem Verhältnis der Endglieder Almandin und Spessartin. Während die nicht zonierten Granate des MK nahe am FeO-Endglied plotten, beinhalten die Mischkristalle (Kern) der KG um 30% mehr MnO. Die Proben des RK haben teilweise dieselbe Kernzusammensetzung als die Randbereiche der Granate des Prijakt-Polinik-Komplex und zeigen eine höhere Variation an Zusammensetzungen des Kernbereiches.

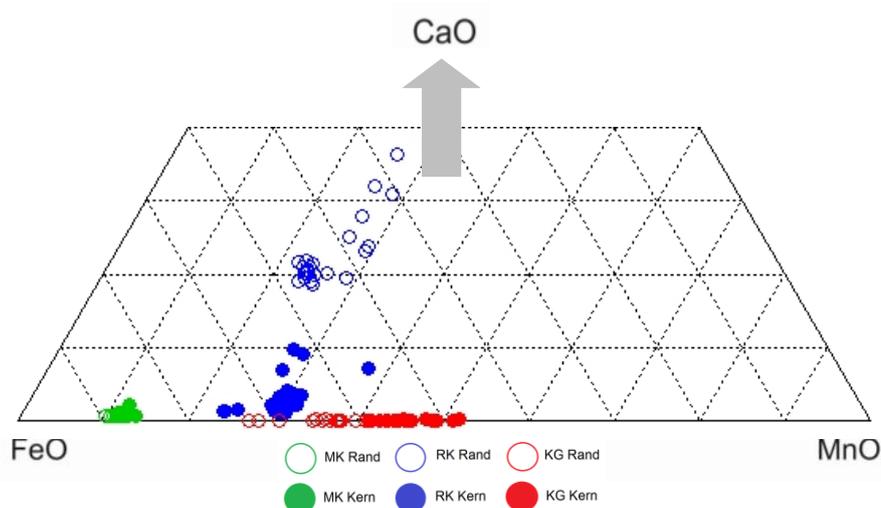


Abb.46 Dreiecksdiagramm zur Differenzierung der Granate. Das FeO steht für den Almandin-Granat, das MnO für den Spessartin und das CaO für den Grossular. Die blauen Punkte entsprechen den Messungen von Granaten aus dem Rappold-Komplex (SR), die grünen denen aus dem Millstatt-Komplex und die roten aus der Kreuzeckgruppe (Prijakt-Polinik-Komplex).

6.4.9 Turmalin

Der Turmalin (trigonal), im Gelände schwarz vorkommend, hat bei parallelen Nicols eine bläuliche Färbung (Abb.47 a)), was ihn stark von den restlichen Mineralen abhebt. Er kommt im Gegensatz zu den anderen Mineralen relativ selten vor. Bei gekreuzten Polarisatoren wirkt er noch immer blau-gräulich (Abb.47 b)). Allgemein kann er aber ebenso die Farben Grün, Gelb oder Braun (Abb.47 c) und d)) haben. Im Rappold-Komplex (SR) ist vor allem der sogenannte Schörl vertreten, ein Fe- Turmalin. Der Pleochroismus ist schon im Gelände mit bloßem Auge zu erkennen. Unter dem Mikroskop wechselt seine Farbe, dank des Pleochroismus zwischen mehreren Blautönen. Die Form ist im Allgemeinen prismenähnlich, jedoch erscheint seine Form in den Schliffen sehr irregulär.

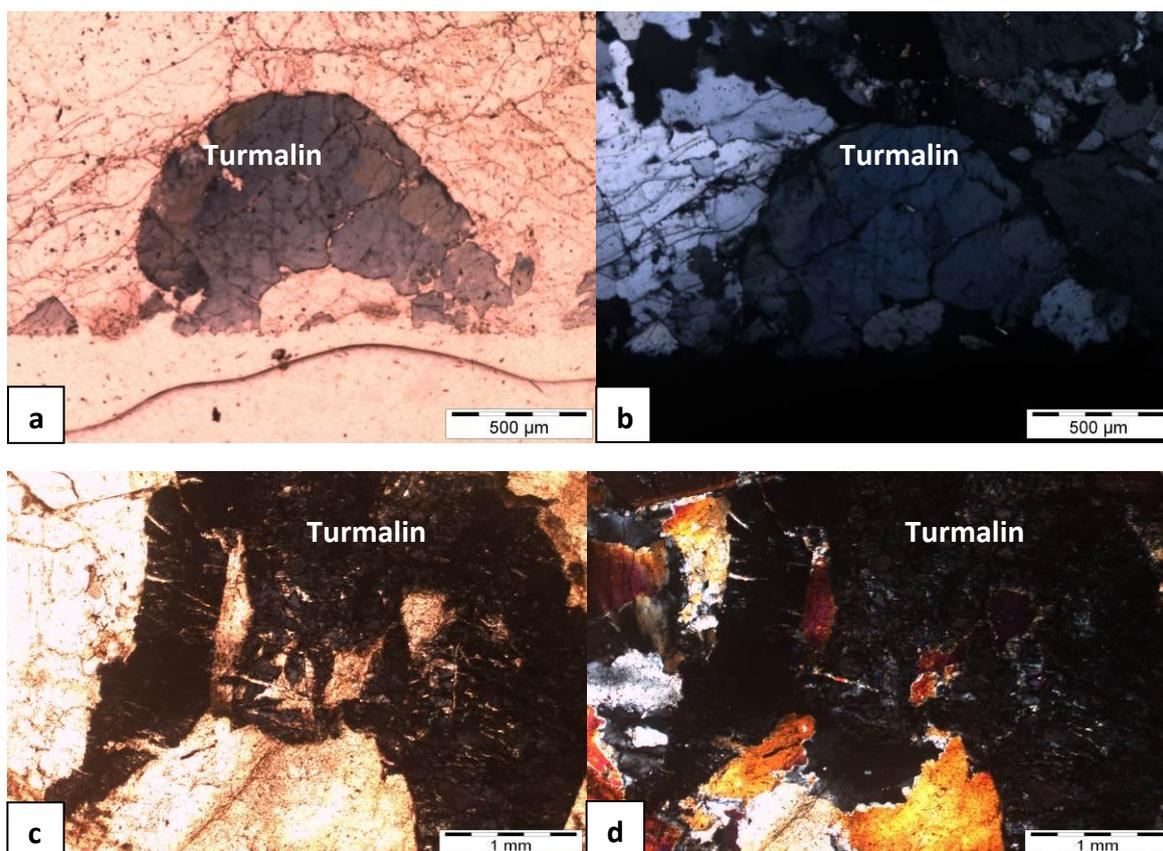


Abb.47 a) Abbildung eines Turmalins der Probe PE21 unter einem Lichtmikroskop mit parallelen Nicols. Die auffällig bläuliche Farbe hebt ihn stark vom restlichen Anteil hervor; b) Foto des Turmalins der Probe PE21 unter einem Lichtmikroskop mit gekreuzten Nicols. Hier ist er ebenfalls blau; c) Ein bröseliger Turmalin der Probe PE9 unter dem Mikroskop mit parallelen Nicols; d) Ebenfalls der Turmalin der Probe PE9 nur mit gekreuzten Nicols.

6.4.10 Mineralchemie des Turmalins

Die chemische Formel des Turmalins lautet: $XY_3Z_6(BO_3)_3T_6O_{18}(OH,O)_3(OH,F)$ mit folgenden Elementen, welche die verschiedenen Positionen besetzen können.

$X = Na^{1+}, Ca^{2+}, K^{1+}, [];$

$Y = Fe^{2+}, Mg^{2+}, Mn^{2+}, Al^{3+}, Li^{1+}, Fe^{3+}, Cr^{3+};$

$Z = Al^{3+}, Fe^{3+}, Mg^{2+}, \text{ and } Cr^{3+};$

$T = Si^{4+}, Al^{3+}, B^{3+};$

Die Turmaline (Abb.48 a) und b)) der Gebiete gehören zur Na- Turmalin-Gruppe (Schörl, Dravit) mit einem X_{Mg} - Durchschnittswert von etwa 0.160 ($X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe)$).

Da der Turmalin Bor einbaut (zwischen 10-11wt%), gibt es mit H_2O zwei Elemente, die mittels Elektronenstrahlmikroanalytik nicht messbar sind. Somit fallen die Summen um die 89wt% aus. Statt den üblichen 31 Anionen wurden hier die Daten auf 24.5 Anionen normiert und auf Wasser und Bor bei der Normierung verzichtet (CLARK 2007). Die einzelnen Werte der Elemente sind sich auch bei den Turmalinen aus den verschiedenen Gebieten sehr ähnlich (Tabelle 6). Die Siliziumwerte liegen alle zwischen 36.22 und 36.57wt%. Das Al_2O_3 befindet sich mit seinen Werten in demselben Bereich bei 34wt%. Die Ausnahme bildet PE59 mit 32.13 wt%. Die Eisenwerte des RK liegen zwischen 13.98-14.55wt%. Die des MK zeigen größere Schwankungen von 13.31-14.97wt%. Die Probe PE59 (MK) hat den höchsten Eisenwert (14.97wt%), jedoch den geringsten Aluminiumwert (32.13wt%). Das Mangan ist in allen Proben gering und variiert von 0.02-0.15wt%. Die Turmaline des RK haben schwankende Mg- Werte (0.8-2.09wt%), dies ist ebenso im Diagramm auf Seite 87 zu erkennen. Die Werte des MK sind mit den Werten von 1.56-1.85wt% hingegen recht stabil. Na_2O schwankt mit seinen Werten zwischen 1.68-2.62wt%, K_2O liegt unter der Nachweisgrenze und CaO ist mit 0.04-0.18 nur gering vorhanden

Ebenso im Diagramm zu erkennen sind die höheren Ca- Werte des RK (0.18wt%). Wogegen das MK mit seinen Werten unter der Nachweisgrenze liegt.

Um etwa einem wt% zeigen die Proben aus dem MK mehr Natrium als aus dem RK. Das F liegt in allen Proben um die 0.4 wt%.

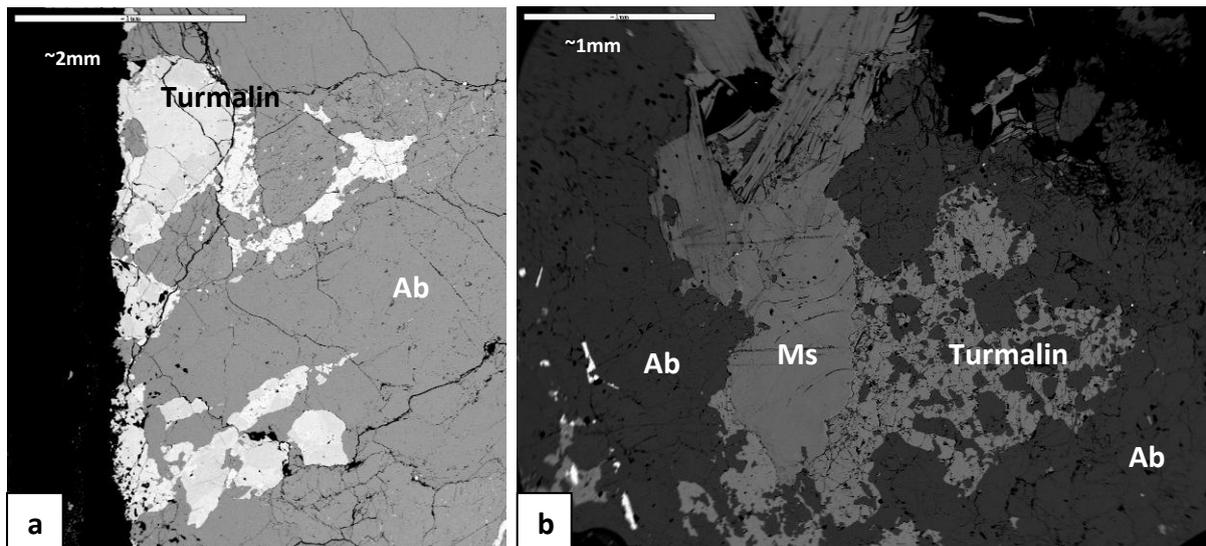


Abb.48 a) BSE Bild eines Turmalin der Probe PE21, daneben b) ein BSE Bild eines sehr zerbröselten Turmalins der Probe PE59 mit dem Albit herum und dem Muskovit, welcher Teile des Turmalins überdeckt

Tabelle 6: Chemische Analysen vom Turmalin der Proben PE59 und PE63 aus dem Millstatt-Komplex und der Probe PE20 aus dem Rappold-Komplex (SR)

Sample	Rappold-Komplex SR			Millstatt-Komplex		
	PE20TUR1	PE20TUR4	PE21TUR3	PE59TUR5	PE63Tur4	PE63Tur9
SiO ₂	36.33	36.57	36.12	36.56	36.37	36.22
TiO ₂	<0.1	0.10	0.11	0.19	<0.1	<0.1
Al ₂ O ₃	34.40	34.21	34.10	32.13	34.19	33.74
FeO	13.98	14.29	14.55	14.97	13.31	14.28
MnO	0.13	<0.1	0.20	<0.1	0.13	0.15
MgO	1.56	2.09	0.80	1.85	1.56	1.73
CaO	0.18	0.18	0.11	<0.1	<0.1	<0.1
Na ₂ O	1.68	1.99	1.64	2.62	2.49	2.37
F	0.33	0.36	0.48	0.36	0.49	0.42
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	88.66	88.71	88.11	88.77	88.61	88.96
F,Cl=O	0.14	0.21	0.2	0.15	0.21	0.18
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	88.52	88.50	87.91	88.62	88.41	88.78
<i>Cations calculated on the basis of 24.5 oxygens</i>						
Si	5.952	6.014	5.983	6.048	5.971	5.952
Ti	0.009	0.012	0.013	0.024	0.000	0.000
Al	6.643	6.504	6.656	6.264	6.614	6.535
Fe ₂	1.916	1.965	2.015	2.071	1.828	1.962
Mn	0.018	0.013	0.028	0.003	0.018	0.021
Mg	0.381	0.382	0.198	0.456	0.382	0.425
Ca	0.031	0.039	0.020	0.013	0.012	0.008
Na	0.533	0.588	0.526	0.839	0.792	0.756
F	0.172	0.256	0.253	0.190	0.255	0.219
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	14.512	14.484	14.655	14.385	14.414	14.450
Xmg	0.166	0.163	0.090	0.180	0.173	0.178

Das Turmalindiagramm $\text{Ca}/\text{Ca}+\text{Na} - \text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ (Abb.49) erlaubt eine Klassifizierung in Na- und Ca- sowie Mg und Fe reiche Turmaline: Uvit (Ca-Mg), Feruvit (Ca-Fe), Dravit (Na-Mg) und Schörl (Na-Fe). Die gemessenen Turmaline des Rappold-Komplex (SR) (blau) und des Millstatt-Komplex (grün) zeigen $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ und $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na})$ Werte unter 0.5, somit handelt es sich bei allen Proben um Schörl- Turmaline. Das rechte Diagramm zeigt die einzelnen Felder der 4 Endglieder, sowie die Zusammensetzung verschiedener Turmaline aus der Literatur (Collins, 2010). Das rote Rechteck in der rechten Abbildung (Abb.49) kennzeichnet die ungefähre Position des linken Diagramms. Die Proben des Rappold-Komplex (SR) unterscheiden sich von jenen des Millstatt-Komplex indem sie ein leicht höheres $\text{Ca}/\text{Ca}+\text{Na}$ Verhältnis aufweisen. Die Proben des Millstatt-Komplex befinden sich unter 0.05 $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na})$ während die meisten Proben des Rappold-Komplex (SR) auf ca. dieser Höhe liegen. Die X_{Mg} -Werte liegen für die Proben des RK zwischen 0.05 und 0.3. Die Proben des MK liegen näher beieinander und plotten im Bereich 0.15 und 0.23.

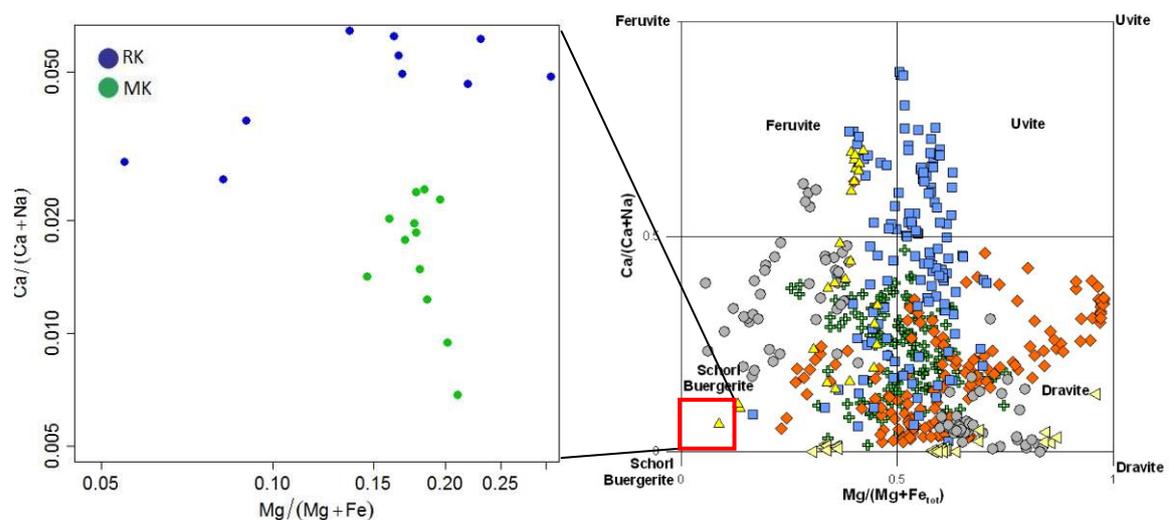


Abb.49 Log-log Plot der Turmaline mit dem $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ Verhältnis auf der x- Achse und dem $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na})$ Verhältnis auf der y- Achse. Die Proben plotten eindeutig im Bereich des Schörlendglied. Quelle bzw. Daten von Collins A. C. (2010). Die Proben des Millstatt-Komplex werden in grün und die des Rappold-Komplex (SR) in blau dargestellt.

6.4.11 Spodumen

Der monokline Spodumen ($\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$) ist ein Lithium Silikat und gehört zu den Clinopyroxenen. Im Gelände erscheinen sie mit einer hellen grünlich-bläulichen Färbung, sind aber, wenn sie rein sind, farblos. Im Mikroskop zeigt er ein hohes Relief und einen leicht bräunlichen Pleochroismus (Abb.50 a) und c)). Ein typisches Merkmal für Pyroxene allgemein ist die Spaltbarkeit, welche in den Schlifften sehr gut zu erkennen ist (Abb.50 a) und b)).

In den drei Proben des Millstatt-Komplex und ebenso in den dreien des Rappold-Komplex (SR) wurden bis zu einem cm große Spodumene gefunden, die teilweise von feinkörnigen Quarzen und Feldspäten umgeben sind. Die Form des Spodumens ist meist prismatisch oder tafelig und auch in den Schlifften, an seiner euhedrale oder zumindest subhedrale Form zu erkennen. Wie in Abb.50 c) und d) zu sehen ist, erscheinen Spodumene teilweise als symplektitische Verwachsungen mit Quarz.

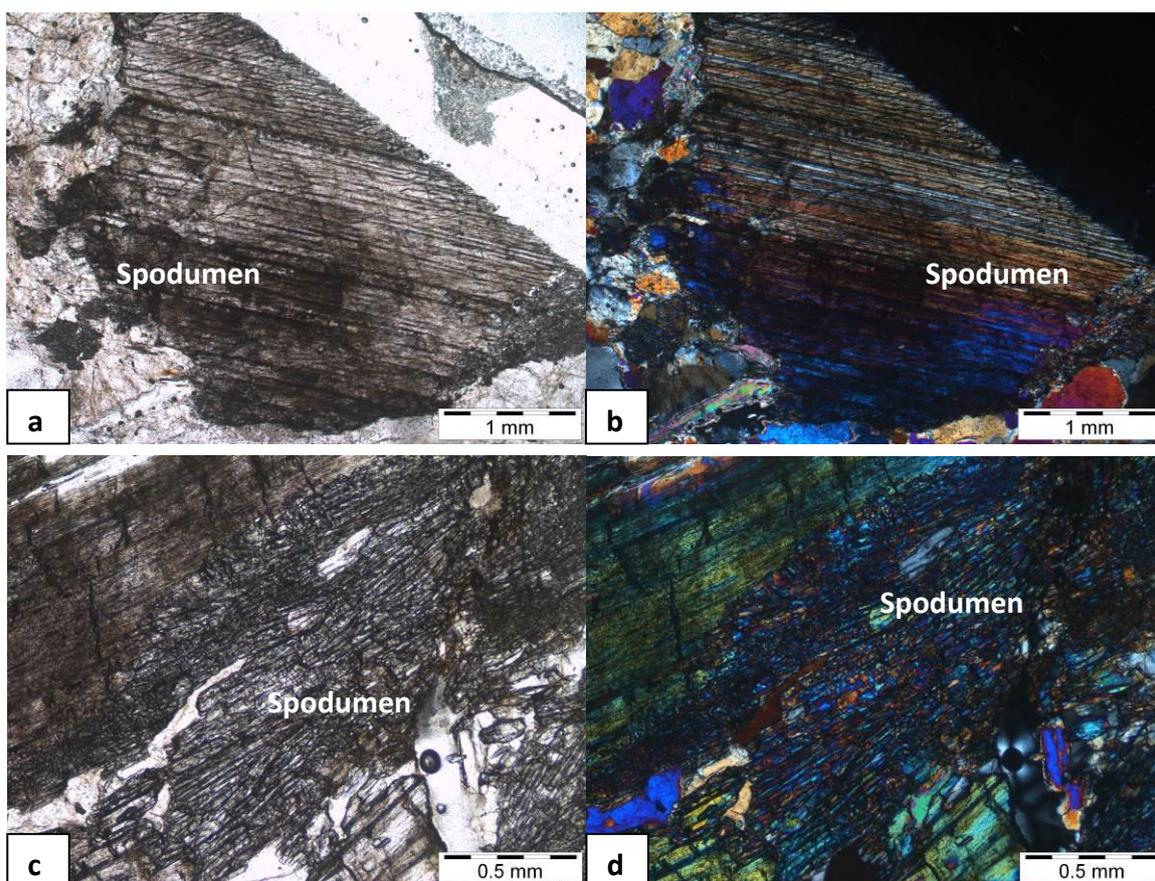


Abb.50 a) Spodumenpegmatit des Millstatt-Komplex (PE71); zu sehen ist ein Spodumen mit den typischen Streifen unter dem Durchlichtmikroskop mit parallelen Nicols; b) Der gleiche Spodumen mit gekreuzten Nicols; c) Spodumen der Probe PE73, ebenso aus dem Millstatt-Komplex, symplektitische Verwachsungen mit Quarz; d) Derselbe Spodumen mit gekreuzten Polarisatoren

6.4.12 Mineralchemie des Spodumens

Die Siliziumwerte der Spodumene (Abb.51 a) und b)) liegen alle im selben Bereich bei etwa 68wt%. In den Pegmatiten des Rappold-Komplex (SR) liegen die Aluminiumwerte unter 28wt%. Bei den Proben des MK liegen sie über 28wt%. Jedoch sind die Unterschiede nicht sehr groß. FeO hat sehr niedrige Werte mit 1.03wt% in der Probe PE8 als Höchstwert. Die Summe der Werte ergibt in etwa 96-97wt%. Die restlichen Gewichtsprozent auf 100% (ca. 3-4 wt%) sind auf Li₂O zurückzuführen, welches am Rasterelektronenmikroskop nicht messbar ist. (Tabelle 7)

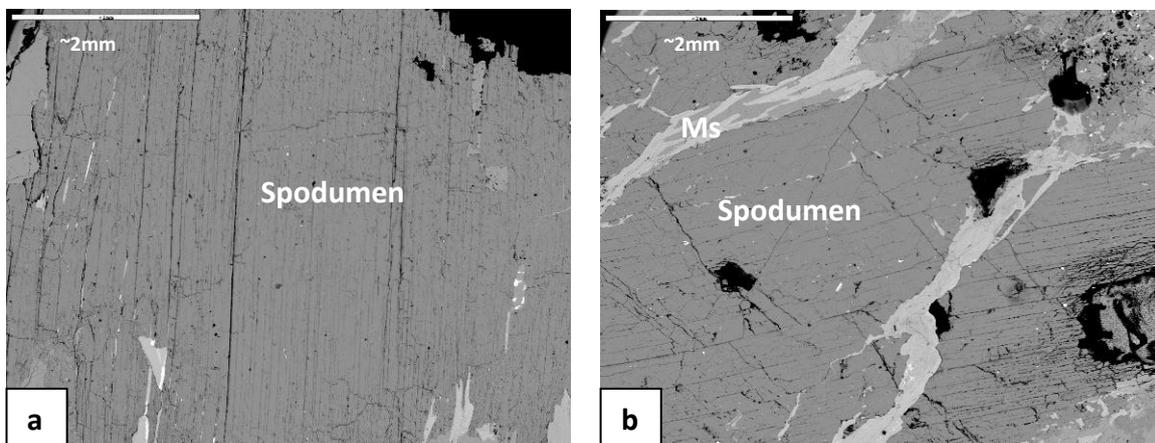


Abb.51 a) Spodumen der Probe PE73. Das charakteristische Merkmal, die deutlichen Streifen sind sehr gut zu erkennen. b) Probe PE71. Auch hier sind die Streifen wieder sehr gut zu sehen. Muskovite durchziehen das Mineral.

Tabelle 7: Chemische Analysen vom Spodumen der Proben PE8 (Rappold-Komplex (SR) und PE71 und 73 (Millstatt-Komplex) ohne Li (Total = <100wt%)

Sample	Rappold-Komplex SR		Millstatt-Komplex	
	PE8Sp1	PE8Sp2	PE71Sp3	PE73Sp1
SiO ₂	67.79	68.16	68.52	68.22
Al ₂ O ₃	27.7	27.53	28.02	28.00
FeO	1.03	0.81	0.71	0.78
-----	-----	-----	-----	-----
Total	96.52	96.50	97.25	97.01

7 Geochemie

Die Ziele der Geochemie sind: die Zusammensetzung der Erde zu bestimmen, sowie die Mechanismen zu verstehen, welche die Verteilung der Elemente kontrolliert (GOLDSCHMIDT, 1925). Hierfür müssen analytische Daten von Gesteinen, Wasser oder der Atmosphäre gewonnen werden.

Elemente, die in der Geochemie gebraucht werden, unterteilt man wie folgt: Haupt-, Spuren- und seltene Erdelemente. Die Hauptelemente (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P) sind als die Elemente definiert, welche am häufigsten in den Gesteinen vorkommen. Sie werden in der Oxidschreibweise angegeben (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) und ihre Mengenangabe erfolgt in Gewichtsprozent (wt%). Ihr häufiges Vorkommen ist somit auch für die Namensgebung der Gesteine verantwortlich. Über Plots mit den Hauptelementen können magmatische Prozesse besser verstanden und Gesteine klassifiziert werden. Spurenelemente werden deshalb so genannt, da ihr Auftreten unter 0,1 wt% liegt. Dazu zählen Elemente wie Cr, Ni, Rb, Sr, Ba und die Seltenen- Erd Elemente dazu. Mit diesen Elementen können ebenfalls magmatische Prozesse besser verstanden werden, vor allem die fraktionierte Kristallisation. Die 14 natürlich vorkommenden Elemente der Lanthanoiden werden auch Seltene- Erdelemente genannt und umfassen folgende Elemente: La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb und Lu.

7.1 Gesamtgesteinsklassifizierung

Die Proben werden durch das Verfahren der Röntgenfluoreszenzanalyse auf ihre chemische und elementare Zusammensetzung, qualitativ wie auch quantitativ untersucht. Es wurden insgesamt 45 Proben aus den drei Gebieten gepulvert und zu Schmelztabletten verarbeitet, um anschließend im Spektrometer auf ihren Chemismus analysiert zu werden. Die Hauptelemente werden in wt% (Gewichtsprozent) angegeben, die Spurenelemente in ppm (parts per million).

Die Ergebnisse der RFA (Anhang C) wurden für die Konstruktion verschiedener Plots verwendet, um die Daten visuell darzustellen und Zusammenhänge zu erkennen. Elemente oder Elementverhältnisse werden gegenüber gestellt um z.B. Gesteine zu klassifizieren,

Trends zu erhalten und um mehr über das tektonische Setting oder die Entwicklungsgeschichte zu erfahren. Die nachfolgenden Plots wurden mit dem GCDKit 2.3 (Geochemical Data Toolkit) erstellt (JANAUSEK et al. 2011). Die Bezeichnungen RK, MK und KG kürzen die Namen der Gebiete Rappold-Komplex um St.Radegund, Millstatt-Komplex und Kreuzeckgruppe (Prijakt-Polinik-Komplex) ab.

7.1.1 Klassifizierung des Gesteins

In der Abb.52 ist ein TAS (Total- Alkali- Silica)- Diagramm nach Middlemost (1985) zu sehen. Hier werden Plutonite aufgrund ihres SiO_2 - und Alkaligehaltes ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) unterteilt. Die Proben aus dem Rappold-Komplex (SR), dem Millstatt-Komplex und des Prijakt-Polinik-Komplex plotten mit wenigen Ausnahmen im Granitfeld (70-87wt% SiO_2). Zwei Proben des Millstatt-Komplex (grün) liegen auf dem Granodioritfeld, drei auf dem Quarzmonzonit und eine Probe auf dem Syenitfeld. Vom Rappold-Komplex (SR) (blau) liegen zwei knapp außerhalb des Granitfeldes, einer im Quarzmonzonit und einer im Syenitfeld. Allgemein ist zu sagen, dass es sich bei den Proben um sehr SiO_2 reiche Pegmatite mit granitischer Zusammensetzung handelt. Die Alkalien in den Pegmatiten variieren von knapp über Null bis zu fast 15wt%.

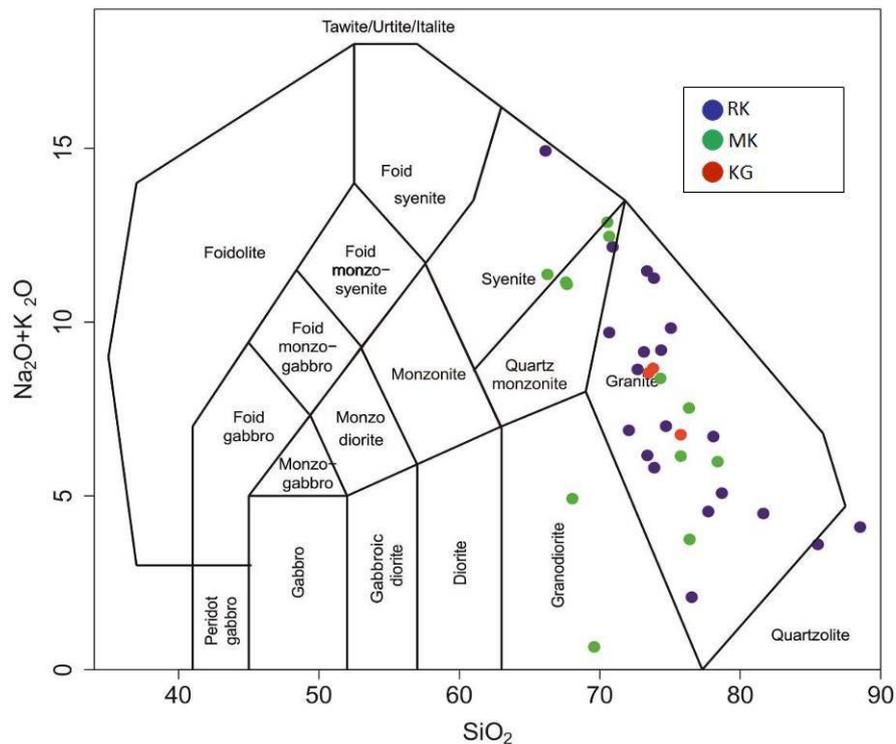


Abb.52 TAS- Diagramm der Plutonite. In dem Diagramm von Middlemost (1985) werden Alkalien ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) gegen das SiO_2 gestellt um über die, in den Proben, enthaltenen Gewichtsprozent der Elemente das Gestein bestimmen zu können. In diesem Fall liegen die meisten Proben mit ihrer Zusammensetzung im Feld des Granits. Die blauen Punkte stammen von den Proben aus dem Rappold-Komplex (RK), die grünen Punkte sind aus dem Millstatt-Komplex (MK) und die roten Punkte spiegeln die Zusammensetzung der Proben aus der Kreuzeckgruppe (Prijakt-Polinik-Komplex) (KG) wieder.

Mit dem R_1 - R_2 Plot von De la Roche et al. (1980) können ebenfalls magmatische Gesteine klassifiziert werden (Abb.53). Hier jedoch werden nicht Oxide, sondern molare Kationenkombinationen gegenübergestellt. Die x-Achse wird definiert als $R_1 = 4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$ und die y-Achse als $R_2 = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$.

Die Probenpunkte verteilen sich über fünf Felder. Die Proben der KG plotten im Alkali Granitfeld, wobei ein roter Punkt (KG) auf der Grenze zwischen Alkali Granit und Granit liegt. Von den acht Proben des MK liegen zwei auf dem Syenitfeld, zwei auf dem Quarz- Syenitfeld, eine auf dem Alkali- Granitfeld, zwei auf dem Granitfeld und der Letzte befindet sich auf der Grenze zwischen Granit und Granodiorit. Die Proben des RK liegen vor allem im Alkali-Granitfeld. Ein blauer Punkt (RK) befindet sich am Syenitfeld, einer plottet im Quarz-Syenitfeld, zwei auf dem Granodioritfeld und drei am Granitfeld.

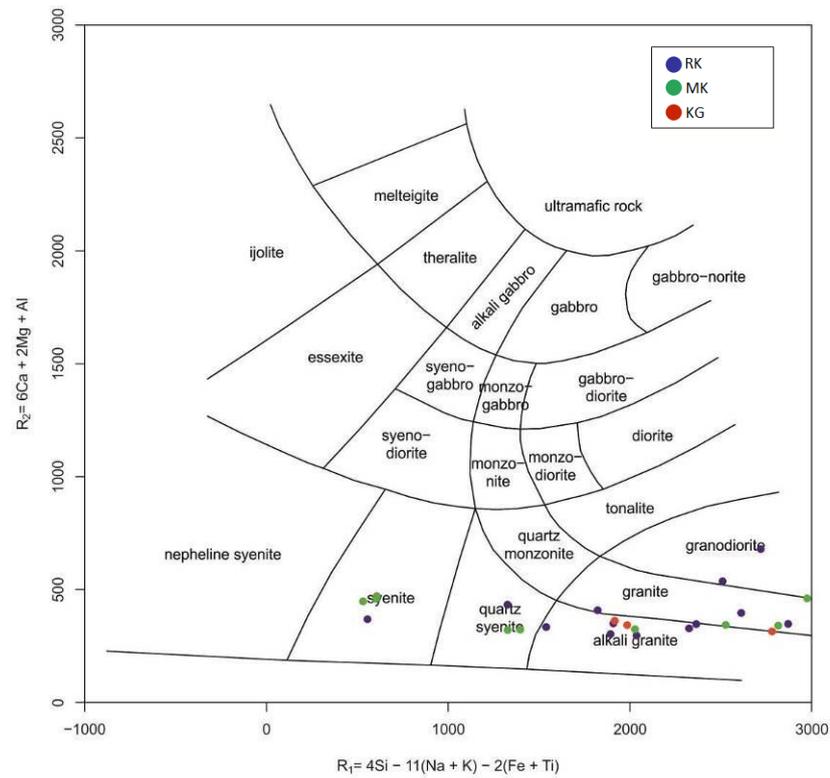


Abb.53 R1-R2 Plot von De la Roche et al. 1980. Klassifikation von Gesteinen aufgrund von Kationenproportionen. Die Punkte sind auf fünf Feldern verteilt: Syenit, Quarzsyenit, Alkaligranit, Granit und Granodiorit. Die blauen Punkte stellen die Proben aus dem Rappold-Komplex dar, die grünen Punkte die des Millstatt-Komplex und die roten Punkte sind aus der Kreuzeckgruppe (Prijakt-Polinik-Komplex).

7.1.2 Harker Diagramme

Harker Diagramme eignen sich gut um die Variation der Hauptelemente darzustellen. Da SiO_2 während der fraktionierten Kristallisation und Differentiation des Magmas (ROLLINSON 1993) eine große Variabilität im Gegensatz zu anderen Elementen aufweist, wird dieses Element an der x-Achse geplottet.

Im Plot in Abb.54 (a), mit Al_2O_3 auf der y-Achse, ist an allen Proben ein Trend erkennbar. Mit zunehmendem SiO_2 -Gehalt sinken die Al_2O_3 Werte. Das MK (grün) befindet sich im Bereich zwischen 65- 75wt% SiO_2 , während das RK (blau), mit bis zu 85wt% eine weitere Spanne aufweisen. Die KG liegt mit ihren Proben zwischen 70- 75wt% SiO_2 und bei ungefähr 15wt% Al_2O_3 .

In der Abb.54 (b) wird SiO_2 (x-Achse) gegen TiO_2 (y-Achse) geplottet. Titan ist in den gesamten Proben sehr gering vorhanden. Die Werte liegen zwischen <0.01- 0.85wt%. Drei der Proben des RK (blau) sind mit 0.15- 0.5wt% angereichert an TiO_2 . Ein einziger grüner Punkt (MK) erreicht einen Wert von 0.6wt%.

Der Plot in Abb.54 (c) mit CaO auf der y-Achse zeigt keinen eindeutigen Trend. Die meisten Proben aus allen Gebieten liegen zwischen <0.01 – 1.0wt% CaO . Die SiO_2 Werte der meisten Proben bewegen sich zwischen 60- 80wt%.

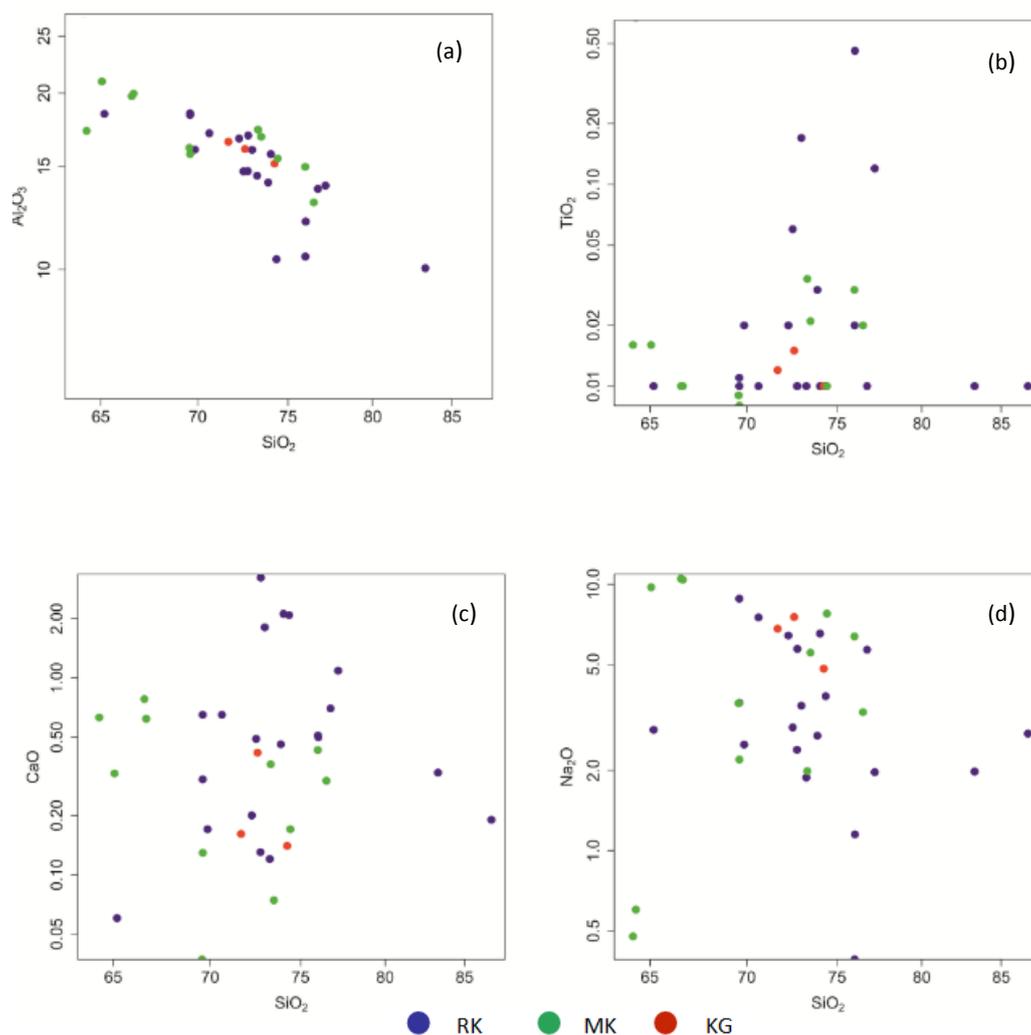
Die Korrelation von SiO_2 und Na_2O (Abb.54 (d)) zeigt gleichzeitig einen steigenden und fallenden Trend. Dies ist vor allem an den Proben des MK zu erkennen (grün). Es liegen bei geringen SiO_2 Werten (65-70wt%), hohe (10wt%) wie auch niedrige (<0.01- 2wt%) Na_2O Werte vor. Dies ist nicht gebietsabhängig, da Proben des MK sowie des RK diesen Trend anzeigen. Die Proben der KG (rot) folgen dem fallenden Trend und variieren zwischen 4- 8wt% Na_2O bei 70- 75wt% SiO_2 .

In Abb.54 (e) wird das SiO_2 dem Phosphor gegenübergestellt. Hier liegt ein eindeutiger Trend vor. Die Proben des RK (blau) haben einen niedrigen (<0.1wt%) P_2O_5 -Gehalt, während die Werte der Proben des MK (grün) und der KG (rot) zwischen 0.1- 0.6wt% P_2O_5 liegen. Der Großteil der Proben des MK liegt unter 0,4wt%, zwei über 0.5wt% P_2O_5 . Die Proben der KG zeigen zwei Punkte knapp über 0.1wt% P_2O_5 , sowie eine Probe über 0.3wt%.

Im Plot Abb.54 (f) liegt das totale Eisen als Fe_2O_3 t auf der y-Achse. Zu sehen sind sehr niedrige Eisenwerte. Die meisten Proben befinden sich unter 2wt% Fe_2O_3 t. Darüber liegen

bei 65wt% SiO₂ ein grüner Punkt (MK) bei knapp 5wt% Fe₂O₃t und bei 75wt% SiO₂ zwei blaue Punkte (RK) bei 3 und 7wt% Fe₂O₃t. Es sind keine eindeutigen Trends mit der Zunahme von SiO₂ zu sehen. Der Plot in Abb.54 (g) korreliert das K₂O mit dem SiO₂. Die Punkte sind in diesem Diagramm sehr verteilt, wobei sich die meisten Proben des MK unter 4wt% K₂O befinden und alle Proben der KG bei etwa 2wt% K₂O. Nur zwei Punkte des MK liegen zwischen 8 und 11wt% und sechs des RK variieren zwischen 6- 12wt%. Diese Proben beinhalten Kalifeldspat (PE13, PE57,etc.)

Der letzte Plot (Abb.54 (h)) stellt das MgO dem SiO₂ gegenüber. Abgesehen von einer Mg-reichen Probe aus dem MK (>1wt%) und einer aus dem RK (>1wt%) liegen alle Proben mit ihren Werten unter 0.4wt%. Einige liegen unter der Nachweisgrenze von 0.01wt% MgO. Es ist ein leicht steigender Trend mit Zunahme von SiO₂ zu erkennen.



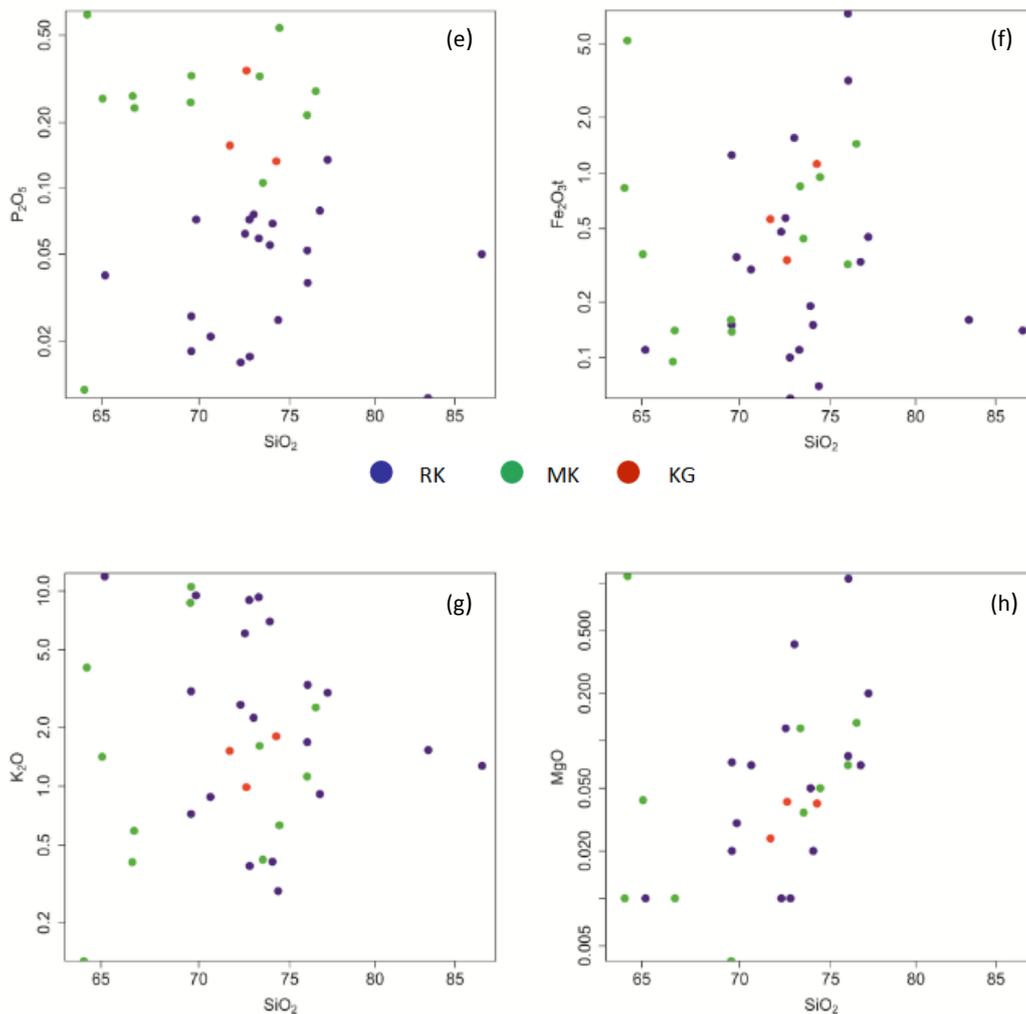


Abb.54 Harker Diagramme (log-log Plots) nach Harker 1909. Verschiedene Hauptelemente (TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , P_2O_5 , FeO , K_2O , MgO) werden dem SiO_2 auf der x- Achse gegenübergestellt. Die blauen Punkte stellen die Proben aus dem Rappold-Komplex dar, die grünen Punkte die des Millstatt-Komplex und die roten Punkte sind aus der Kreuzeckgruppe (Prijakt-Polinik-Komplex).

Das K/Rb Verhältnis wird als Maß der chemischen Fraktionierung innerhalb von Graniten und Pegmatiten herangezogen und eignet sich somit gut um zu eruieren, ob es sich um einen primitiven (während der Fraktionierung zu Beginn auskristallisierten) oder um einen schon entwickelten (später auskristallisierten) Pegmatit handelt. Primitive granitische Schmelzen haben niedrige Rb- Gehalte, während sich Rb in Restschmelzen stark anreichert (inkompatibel). Die nachfolgenden Plots stellen dieses Verhältnis anderen Elementen gegenüber, wie z.B. dem Rb (Abb.55 (a)). Hier sollte ein fallender Trend zu sehen sein da, mit zunehmenden Rb das Verhältnis sinkt. Ba (Abb.55 (b)) hingegen ist ein kompatibles Element und zeigt deswegen einen fallenden Trend an. Mit zunehmendem Verhältnis steigt somit auch Ba an. Im Plot in Abb.55 (c) erkennt man einen leicht sinkenden Trend. Das Eisen auf der x- Achse sinkt also mit geringeren Verhältnissen.

Pb gehört wie Rb zu den inkompatiblen Elementen und sollte somit auch einen fallenden Trend aufweisen. Dies ist in dem Plot in Abb.55 (d) nicht zu erkennen. Mit dem Sr auf der x-Achse (Abb.55 (e)) hat man wieder ein kompatibles Element. In diesem Plot ist ein stark ansteigender Trend zusehen. Je höher das Verhältnis, also je weniger Rb vorhanden ist, desto höher sind die Sr- Gehalte. Der Plot in Abb.55 (f) zeigt ebenfalls einen sinkenden Trend mit dem Rb/Sr Verhältnis auf der y- Achse.

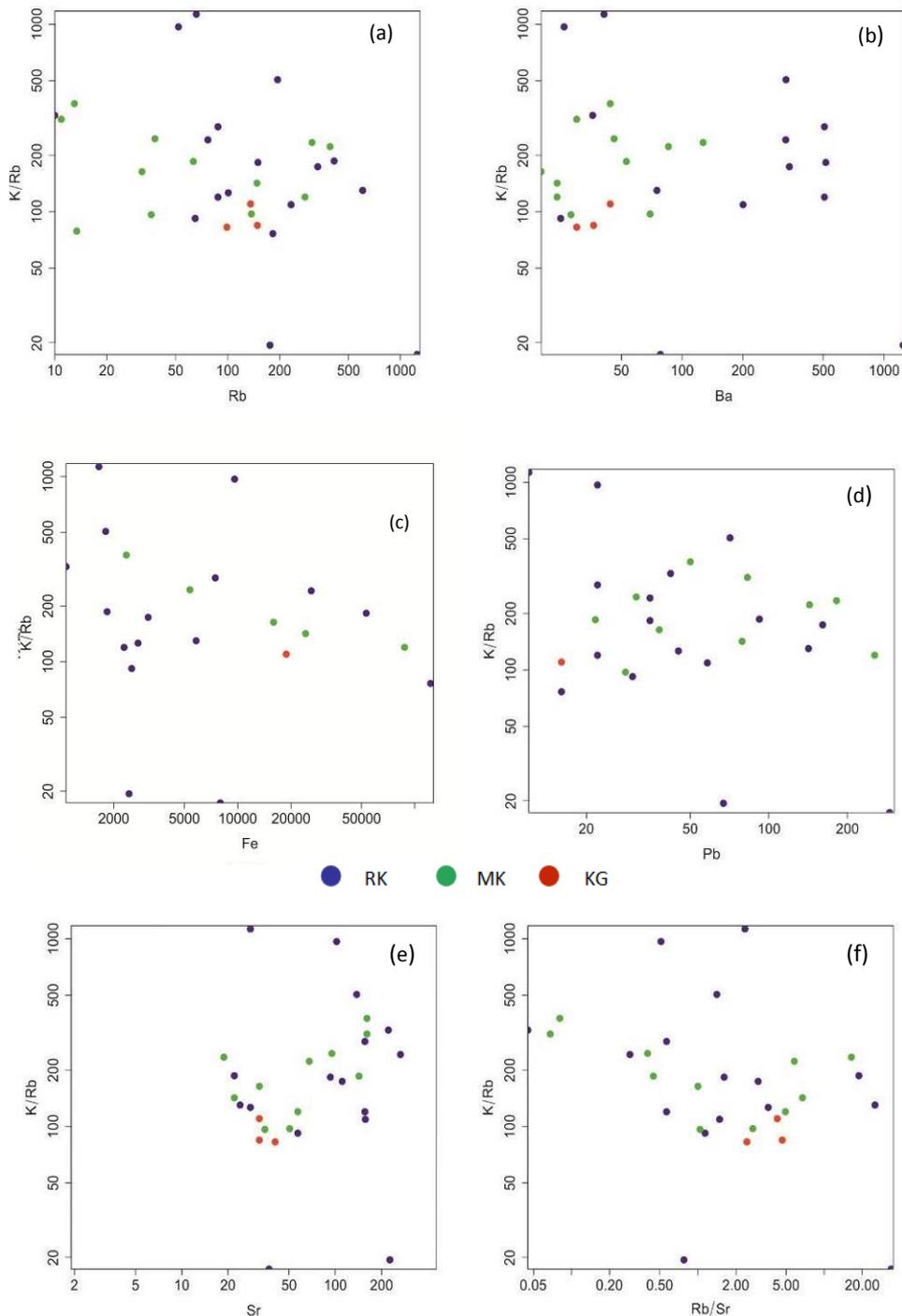


Abb.55 Haker Diagramme (log-log Plots) nach Haker 1909. Verschiedene Elemente werden dem Elementverhältnis K/Rb gegenübergestellt. Die blauen Punkte stellen die Proben aus dem Rappold-Komplex dar, die grünen Punkte die des Millstatt-Komplex und die roten Punkte sind aus der Kreuzeckgruppe (Prijakt-Polinik-Komplex).

7.2 ICP-MS (Inductive Coupled Plasma Mass Spectrometer)

Da die hergestellten Dünnschliffe der Proben zu dünn waren, wurden 8 Mounts hergestellt in welchen Plagioklase, Kalifeldspäte und Muskovite in Technovit Kunstharz eingebettet wurden. Aus dem Rappold-Komplex (SR) wurden die Proben PE9, 14, 19, 26, 39 und 40, vom Millsätter Kristallin die Proben PE57, 59, 60, 64, 65, 66 und 67 und vom Polinik Komplex die Proben PE67, 69 und 70 verwendet. Zuvor wurden die Minerale dieser Proben am Rasterelektronenmikroskop gemessen. Die SiO_2 - Werte werden für das Auswerten der Spurenelemente mittels LA-ICPMS benötigt.

7.2.1 Bivariate Diagramme

Albite

In diesen Diagrammen werden Albite und Kalifeldspäte (4 Proben) in einem Kationen oder Kationenverhältnissplot gegenübergestellt. In den folgenden vier Diagrammen wird das Verhältnis K/Rb an der y- Achse gegen das Ba, Rb, Sr und Pb auf der x- Achse geplottet.

Im Plot in Abb.56 (a) wird das Verhältnis dem Rb gegenübergestellt. Ein fallender Trend ist zu sehen, der die Abhängigkeit des K/Rb Verhältnisses zum Rb- Gehalt widerspiegelt. Je höher das Rb desto geringer das Verhältnis. Alle drei Pegmatitvorkommen zeigen 0.1 bis 1000 ppm Rb und ein K/Rb Verhältnis von 1 bis 10000. Je niedriger das K/Rb Verhältnis und je höher der Rb Gehalt ist, umso entwickelter ist der Pegmatit.

Im nächsten Plot (Abb.56 (b)) liegt Ba auf der x- Achse. Prinzipiell ist ein fallender Trend zu erkennen. Dieser Trend ist nicht mit Fraktionierung zu erklären, da der Ba Gehalt mit sinkendem K/Rb Verhältnis sinken soll. Ba wird bevorzugt in Alkalifeldspäten eingebaut. Das Diagramm in Abb.56 (c) mit dem Sr auf der x- Achse zeigt Gruppierungen. Auch hier ist der Trend bzw. Gruppenbildung schlecht zu erklären. Da auch Sr bevorzugt eingebaut wird, sollte der Gehalt mit zunehmender Fraktionierung sinken. Der letzte Plot (Abb.56 (d)) stellt das K/Rb Verhältnis dem Pb gegenüber. Pb Gehalte sollten im Zuge der Fraktionierung zunehmen – dies ist nicht eindeutig zu sehen.

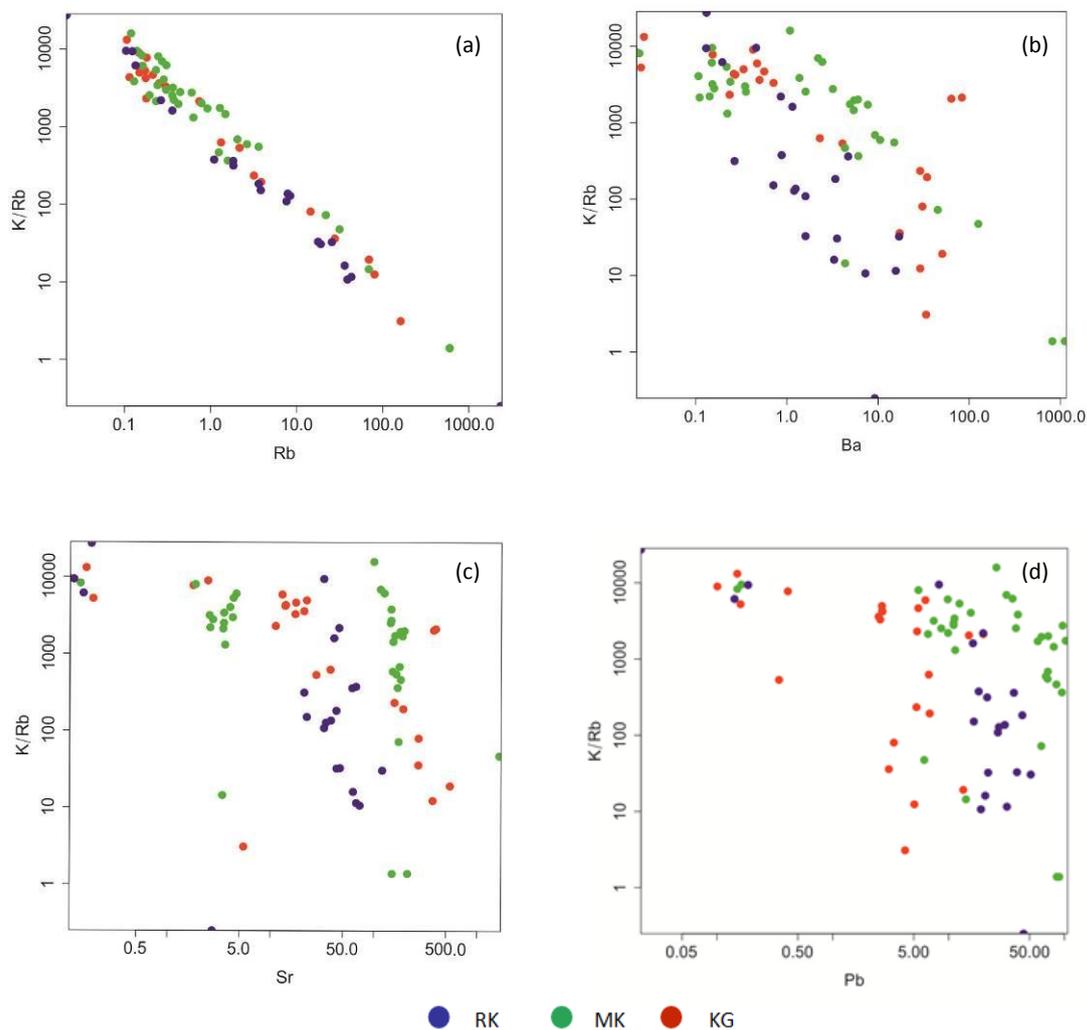


Abb.56 Harker Diagramme (log-log Plots) mit dem K/Rb Verhältnis auf der y-Achse und vier verschiedenen Spurenelementen (Rb, Ba, Sr, Pb) auf der x- Achse. Die blauen Punkte stellen die Proben aus dem Rappold-Komplex dar, die grünen Punkte die des Millstatt-Komplex und die roten Punkte sind aus der Kreuzeckgruppe (Priajkt-Polinik-Komplex).

Gallium kann Aluminium beschränkt substituieren, somit ist dieser Plot mit diesen Elementen ein guter Indikator für die Pegmatitgenese.

Im ersten Plot (Abb.57 (a)) wird das K/Rb Verhältnis dem Cs gegenüber gestellt. Da das Cs sehr inkompatibel ist, nimmt es mit sinkendem Verhältnis zu. Plot (b) (Abb.57) zeigt das Al/Ga Verhältnis auf der x- Achse. Die Punkte liegen ungefähr zwischen den Werten 5000-20000 Al/Ga. Die grauen Punkte bzw. die schwarzen Linien mit den Nummern 1,2 und 3 markieren zum Vergleich die Durchschnittszusammensetzung der Kruste (1) nach TAYLOR&MCLENNAN (1985) mit einem Al- Wert von 84000ppm und Ga 18ppm, des High Ca-Granits (2) mit 82000ppm Al und 17ppm Ga und des Low Ca- Granits (3) mit 72000ppm Al und 17ppm Ga. Im Vergleich zeigen die Proben aus den drei Gebieten höhere Al- Werte bzw.

geringere Ga- Werte (hohes Verhältnis) als es bei Krustengesteinen der Fall ist. Dies weist auf unentwickelte Proben hin, da die Ga- Konzentration in höher entwickelten Pegmatiten zunimmt. Die blauen Punkte des RK haben ein geringeres Al/Ga Verhältnis dafür ein höheres K/Rb Verhältnis gegenüber den grünen Proben (MK). Die Proben der KG verteilen sich über den Plot. Im oberen Bereich, neben den Proben des MK, konzentrieren sich einige der Proben aus der KG. Die Restlichen haben ein höheres Al/Ga Verhältnis als die blauen Punkte des RK.

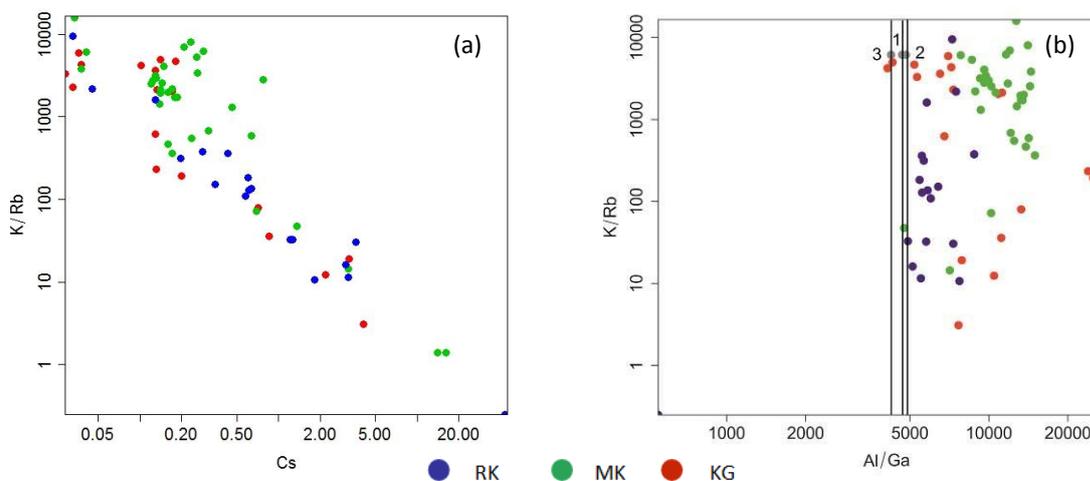


Abb.57 Harker Diagramme (log-log Plots) mit dem K/Rb Verhältnis auf der y-Achse und dem Fe in ppm und dem Al/Ga Verhältnis auf der x- Achse. Die blauen Punkte stellen die Proben aus dem Rappold-Komplex dar, die grünen Punkte die des Millstatt-Komplex und die roten Punkte sind aus der Kreuzeckgruppe (Prijakt-Polinik-Komplex).

Da in den beprobten Pegmatiten vor allem der Albit als Feldspatenglied vorliegt, kann ebenfalls das Na für das Verhältnis genutzt werden. Somit ergeben sich die nachfolgenden Plots (Abb).

Mit dem Na/Rb Verhältnis auf der y- Achse und dem Rb auf der x- Achse gibt es kaum Unterschiede zum Plot (a) zuerkennen (Abb.58). Das Verhältnis fängt jedoch mit höheren Werten an. Im Vergleich liegen die höchsten K/Rb Werte bei 10000 und das Na/Rb bei 500000. Ebenfalls sind sich die restlichen Plots mit dem Na/Rb Verhältnis zu jenen mit dem K/Rb Verhältnis sehr ähnlich. Im Wesentlichen erhöhen sich nur die Verhältniswerte auf der y- Achse. Die x- Achse bleibt unverändert.

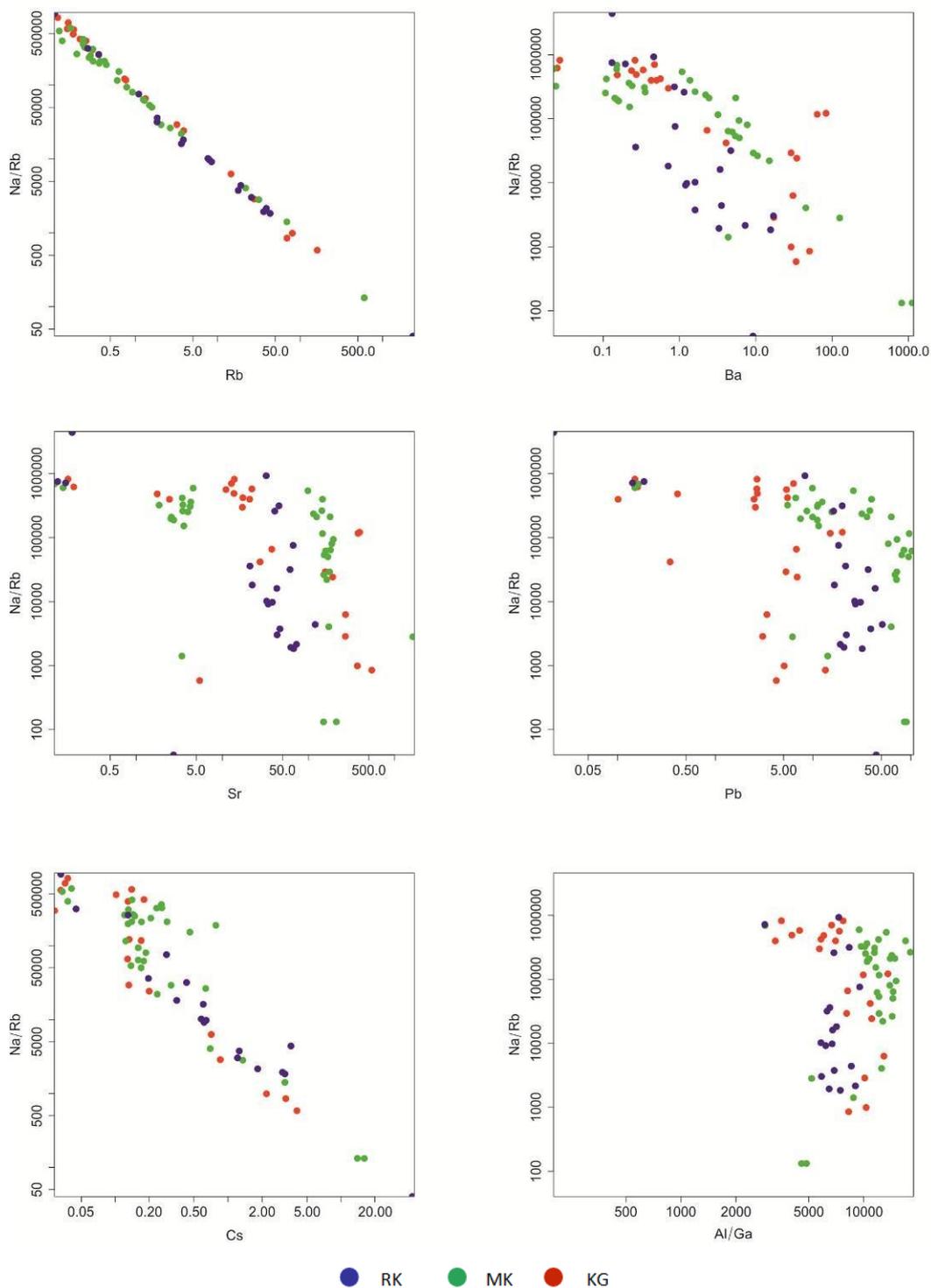


Abb.58 Harker Diagramme (log-log Plots) mit dem N/Rb Verhältnis auf der y-Achse und sechs verschiedenen Spurenelementen (Rb, Ba, Sr, Pb, Cs) bzw. Spurenelementverhältnisse (Al/Ga) auf der x-Achse. Die blauen Punkte stellen die Proben aus dem Rappold-Komplex dar, die grünen Punkte die des Millstatt-Komplex und die roten Punkte sind aus der Kreuzeckgruppe (Prijakt-Polinik-Komplex).

Muskovite

Die chemische Zusammensetzung von Muskoviten wird in Abbildung 59 gezeigt.

In Abb.59 (a) wird Rb auf der y- Achse gegen Tl auf der x- Achse geplottet. Der steigende Trend zeigt, dass mit zunehmenden Rb- Gehalt ebenso Tl steigt. Die Verteilung der Punkte der unterschiedlichen Gebiete ist sehr einheitlich, doch die roten Punkte (KG) zeigen die höchsten Rb und Tl Werte. Die meisten Punkte konzentrieren sich bei sehr geringen und bei sehr hohen Rb bzw. Tl Werten. Im mittleren Bereich plotten nur 2 Punkte aus dem RK und der KG.

Der Plot in Abb.59 (b) zeigt einen fallenden Trend mit dem K/Rb Verhältnis auf der y- Achse und dem Li auf der x- Achse. Je höher das Verhältnis (K/Rb) desto geringer ist der Li- Gehalt.

Mit Cs auf der x- Achse geplottet gegen das K/Rb Verhältnis im Plot (c) (Abb.59) ergibt sich wieder ein fallender Trend, also steigt mit fallenden K/Rb Verhältnis das Cs in seinem Gehalt.

Plot (d) (Abb.59) zeigt ebenfalls einen fallenden Trend. Diesmal mit Sn auf der x- Achse gegen das K/Rb Verhältnis. Mit fallendem Verhältnis steigt das Sn. Die Konzentration der Punkte liegt wieder in den Bereichen des hohen Verhältnisses und des hohen Sn- Gehaltes.

Der vorletzte Plot (e) (Abb.59) hat auf der y- Achse das K/Tl Verhältnis und auf der x- Achse das Rb. Der fallende Trend ergibt sich aus der positiven Korrelation von Tl und Rb. Da diese (wie in Plot (a) ersichtlich) gemeinsam steigen und fallen, fällt hier das K/Tl Verhältnis mit zunehmenden Rb.

Im letzten Diagramm (f) (Abb.59) wird das K/Rb Verhältnis dem Rb (x- Achse) gegenübergestellt. Hier ergibt sich eine lineare Beziehung. Wenn das Rb steigt wird das Verhältnis geringer. So kommt es zu einem fallenden Trend.

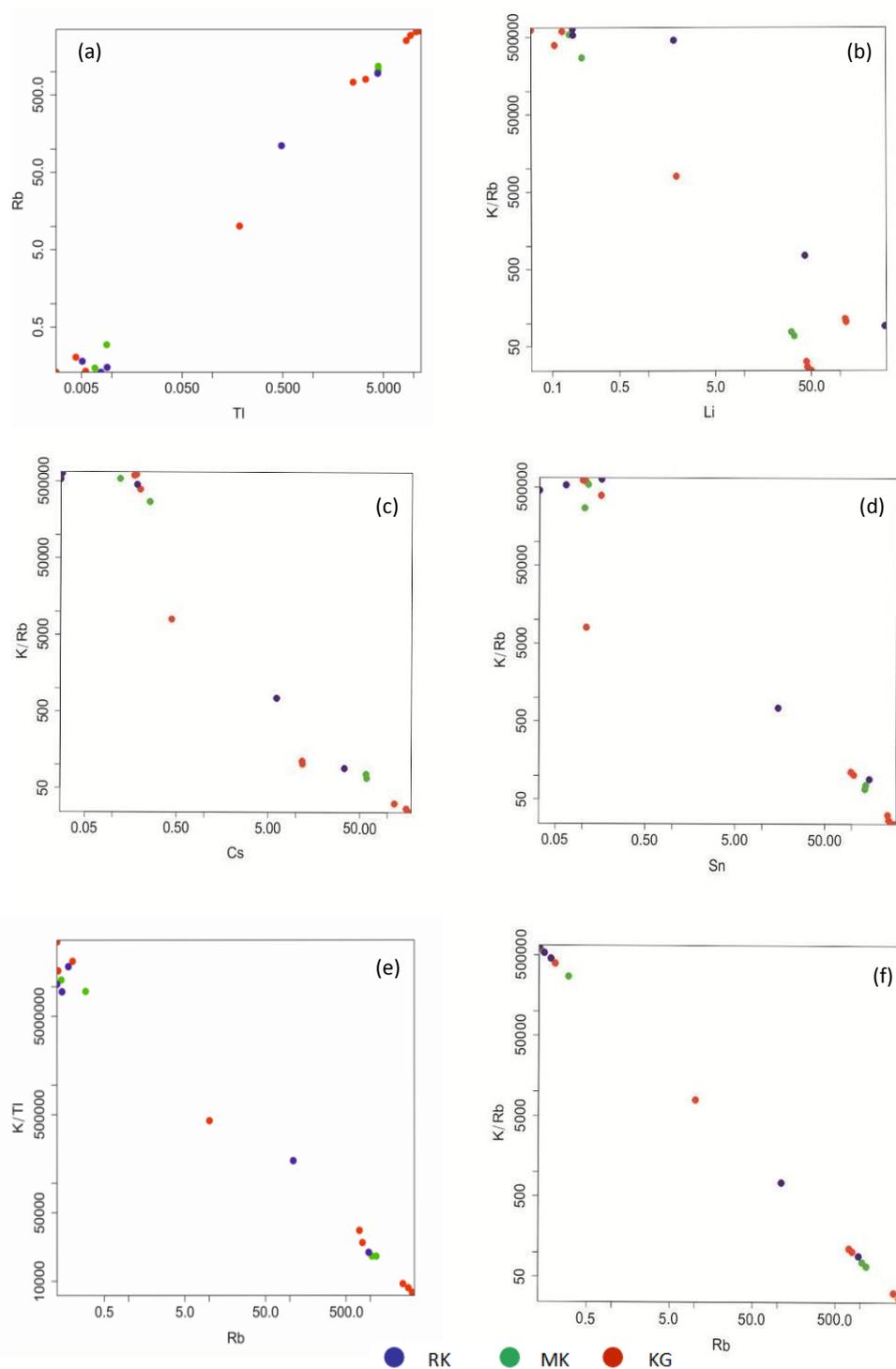


Abb.59 Harker Diagramme (log-log Plots) mit dem K/Rb Verhältnis dem K/Ti Verhältnis und dem Rb auf der y-Achse und dem Ti, Li, Cs, Sn und Rb auf der x-Achse. Die blauen Punkte stellen die Proben aus dem Rappold-Komplex dar, die grünen Punkte die des Millstatt-Komplex und die roten Punkte sind aus der Kreuzeckgruppe (Prijakt-Polinik-Komplex).

8 Alter der Pegmatite

Das Alter der Pegmatite aus den jeweiligen Gebieten wurde mithilfe des Sm/Nd Isotopensystems ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ gegen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) ermittelt. Die geochronologischen Messungen der Pegmatitproben aus dem Rappold (SR) und Millstatt-Komplex, sowie des Prijakt-Polinik-Komplex (PE68) erfolgte an der Geologischen Bundesanstalt in Wien (pers. comm. Ralf Schuster). Gemessen wurde die isotopische Zusammensetzung des Gesamtgesteins, des Feldspates oder des Granats. Mit dem Programm Isoplot (LUDWIG 2003) wurden die Daten geplottet. Über die Steigung der Geraden kann das Alter ermittelt werden. Weiteres zu den Daten ist dem Anhang B zu entnehmen.

Das Alter der Pegmatite im Rappold-Komplex (SR) wurde mit einer Feldspat- Granat Isochrone bestimmt. Die Messung ergibt ein Alter von 259.8 ± 2.7 Ma.

Messungen an der Probe aus dem Prijakt- Polinik- Komplex (PE68) ergab ein Alter von 243 ± 17 Ma (Abb.60). Es wurden das Gesamtgestein und ein Granat gemessen. Andere Altersdaten aus diesem Gebiet ergaben 248 ± 0.1 Ma (Feldspat und Granat) und 268 ± 1 Ma (Gesamtgestein und Granat).

Im Millstatt-Komplex zeigte eine Probe aus dem Steinbruch Laas ein Alter von 271 ± 3 Ma.

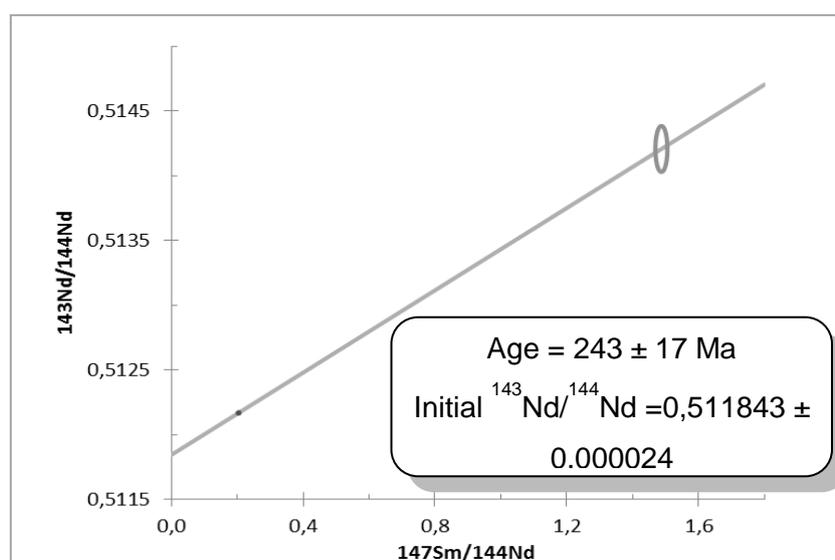


Abb.60 Isochrone der Probe PE68 des Prijakt- Polinik Komplexes mit dem Alter 243 ± 17 Ma.

9 Diskussion

9.1 Differenzierung der Pegmatite

In den letzten drei Kapiteln wurden einige Unterschiede der Pegmatitproben aus den einzelnen Lokalitäten festgestellt. Wie in der Einleitung über die Geologie bemerkt wurde, liegen alle vier Gebiete in derselben tektonischen Einheit, nämlich dem Koralle- Wölz-Komplex bzw. dem Eoalpinen Hochdruckgürtel. Im TAS- Diagramm der Plutonite von MIDDLEMOST (1985) sowie im R1-R2 Plot von DE LA ROCHE et al. (1980) wird deutlich, dass es sich um saure Gesteine ($>66\%$ SiO_2) handelt. Die Alkalien ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) haben in den Proben variable Konzentrationen ($<0.1 - 15\text{wt}\%$). Im R1-R2 Diagramm verteilen sich die Proben zusätzlich ins Feld des Alkaligranits und des Syenits, vor allem Proben aus dem MK weisen eine SiO_2 ärmere Zusammensetzung auf (Abb.61). Ebenso sind Pegmatite mit granodioritischer und quarz- monzonitischer Zusammensetzung vertreten.

Im TAS Diagramm von COX et al. (1979) plotten die Proben z.T. außerhalb der abgegrenzten Gesteinsfelder (Abb.62). Pegmatite des Prijakt-Polinik-Komplex sind jedoch alle im subalkalischen Bereich; die Proben aus dem Millstätter und dem Rappold-Komplex (SR) sind im subalkalinen, aber auch im alkalinen Feld zu finden.

Die Mehrheit der Gesamtgesteinsanalysen plotten (im TAS Diagramm) im Feld des Granits. Aufgrund der Petrografie konnten nur wenige Unterschiede festgestellt werden. Die Korngrößen variieren von unter einem mm bis zu einem cm und mehr. Auffällig ist, dass es nur in den Proben des RK zu solcher Riesenkörnigkeit kommt. Im Gegensatz dazu sind die Proben aus der KG sehr feinkörnig. Die Pegmatite des MK sind ebenso eher fein- bis mittelkörnig.

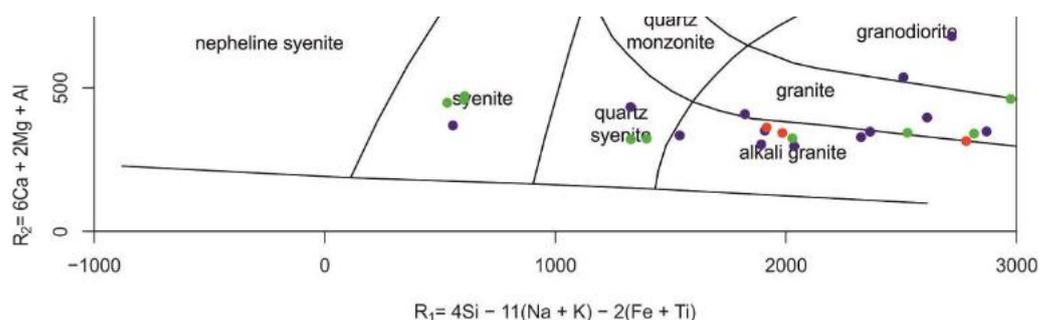


Abb.61 R1-R2 Plot von De la Roche et al. 1980. Klassifikation von Gesteinen aufgrund von Kationenproportionen. Die Punkte sind auf fünf Feldern verteilt: Syenit, Quarzsyenit, Alkaligranit, Granit und Granodiorit. . Die blauen Punkte stellen die Proben aus dem Rappold-Komplex (SR) dar, die grünen Punkte die des Millstatt-Komplex und die roten Punkte sind aus der Kreuzeckgruppe (Prijakt-Polinik-Komplex).

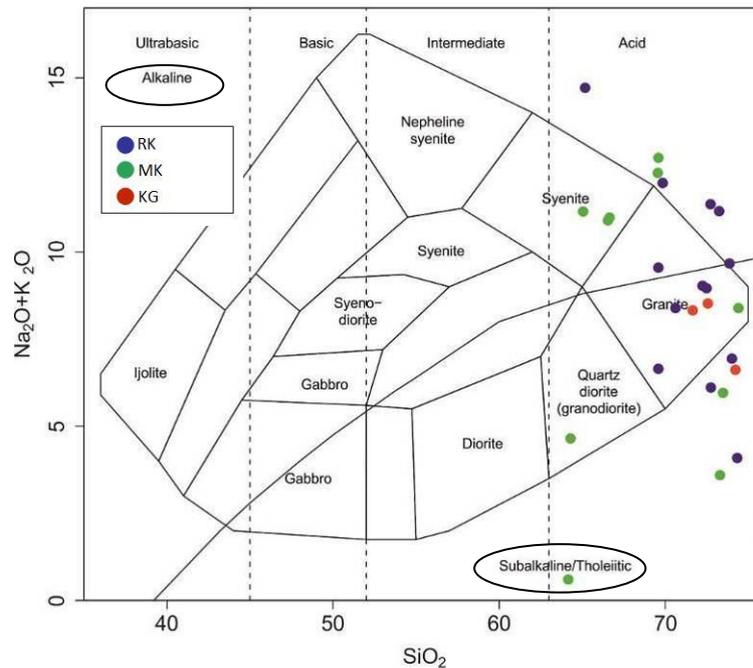


Abb.62 TAS- Diagramm von Cox et al. 1979. Unterteilung der Proben aufgrund ihres SiO_2 Gehaltes in Ultrabasisch, Basisch, Intermediär oder Sauer und aufgrund ihres Alkaliegehaltes in Alkalisch oder Subalkalisch (eingekreist). Alle Proben plotten ausnahmslos im sauren Bereich, während die Einteilung in Alkalisch oder Subalkalisch eine differenzierte Zusammensetzung der Proben aufzeigt. Die blauen Punkte stellen die Proben aus dem Rappold-Komplex (SR) dar, die grünen Punkte die des Millstatt-Komplex und die roten Punkte sind aus der Kreuzeckgruppe (Priajkt-Polinik-Komplex).

9.2 Haupt- und Spurenelemente der Minerale

Die mehrphasigen Granate im RK und in der KG weisen auf zwei Granatwachstumsphasen hin. Nach MACHATSCHKI (1927) ist der Granat in Pegmatiten aus dem Gebiet des Rappold-Komplex (SR) ein Mischkristall aus den Endgliedern Almandin (Eisenendglied) und Spessartin (Manganendglied). Diese Zusammensetzung konnte auch in den Proben PE1 und PE20 (Kapitel 5 Granatprofile) nachgewiesen werden. Der Grossular, welcher nur in den Randbereichen der Granate des Rappold-Komplex (SR) vorkommt, ist im Kern kaum vertreten und steigt zum Rand hin stark an. Die Granate aus dem Millstatt-Komplex und dem Priajkt-Polinik-Komplex haben nur einen geringen Ca- Gehalt im Kern wie auch am Rand. Der hohe Spessartingehalt ist ein Zeichen für magmatisches Entstehen.

In dem Diagramm (Abb.63) welches das molare Fe/Mn Verhältnis (der Granate) dem molaren Mn (6.4.7 Mineralchemie des Granats) gegenüberstellt, ist ein Trend zu erkennen, welcher Aussagen über die Fraktionierung des Pegmatits liefert. Da sich divalentes Mangan und Eisen aufgrund ihrer ähnlichen Ionenradien austauschen können, das Mangan jedoch einen etwas größeren Radius besitzt und sich somit mit steigender Fraktionierung

anreichert, sinkt das Fe/Mn Verhältnis mit steigender Fraktionierung. Im Diagramm, welches mit den Daten der Kernzusammensetzung der Granate konstruiert wurde, ist ein deutlicher Unterschied der Gebiete zu erkennen. Da die Proben der KG das geringste Fe/Mn Verhältnis aufweisen, wird davon ausgegangen, dass es sich, vor allem im Gegensatz zu den anderen Proben des MK, um fraktioniertere Granate handelt. Vergleicht man das Ergebnis mit dem Diagramm darunter, wird ersichtlich, dass die Granate des MK, eine Zusammensetzung besitzen, welche in Granaten aus pegmatitschen Graniten üblich ist. Die Proben aus dem MK sind also die am wenigsten entwickelten.

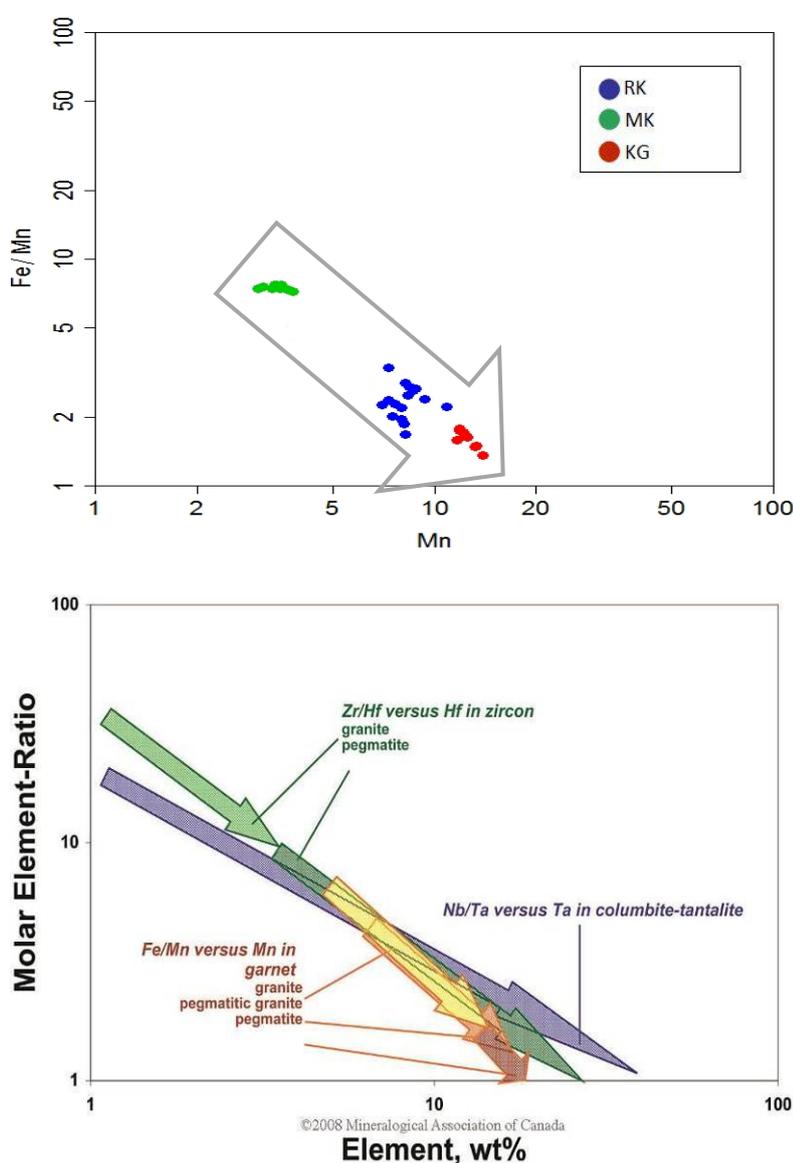


Abb.63 Log-log Plots der Granate. Das molare Fe/Mn (Almandin/Spessartin) Verhältnis wird dem Mn (wt%) gegenübergestellt. Es sind deutliche Unterschiede zwischen den Gebieten zu erkennen. Das MK hat das höchste Fe/Mn Verhältnis, die KG das niedrigste. Der RK liegt mit seinen Werten knapp über jenen der KG. Darunter zeigt der Plot, im Vergleich, Fraktionierungstrends von „high field strength“ Elementen von Granit zu einem Pegmatit. Informationen von CERNY et al. (1985). Die blauen Punkte stellen die Proben aus dem Rappold-Komplex (SR) dar, die grünen Punkte die des Millstatt-Komplex und die roten Punkte sind aus der Kreuzeckgruppe (Prijakt-Polinik-Komplex).

Der Literatur von KOLLER et al. (1983) ist zu entnehmen, dass die Be- Werte der Albite des Rappold-Komplex (SR) bei 2.3 ± 1.7 ppm liegen. Die Pegmatitproben, welche für diese Arbeit herangezogen wurden, haben jedoch einen deutlich höheren Mittelwert von 14.7 ppm, wobei es durch variierende Werte (zwischen 0.14 und 39.65 ppm) zu diesem Ergebnis kommt. Ebenso nach KOLLER et al. (1983) wurde eine positive Korrelation von Li und F in Muskoviten nachgewiesen mit einem Li- Wert von 49 ± 17 ppm. Die für diese Arbeit gemessenen Werte liegen bei 67.8 ppm als Mittelwert mit ebenfalls starken Variationen (0.16-294 ppm).

Für das Millstätter Krsitallin wurden nach WALTER (1998) P_2O_5 Werte von 0.4 wt% von der Lokalität Wolfsberg und 0.1 wt% für Pegmatite aus Laas und Edling gemessen. Nach den Gesamtgesteinsanalysen aus Kapitel 7 wurden ebenfalls erhöhte P_2O_5 Werte gegenüber den restlichen Gebieten festgestellt (Abb(e)). Es ergibt sich für die Pegmatite von Wolfsberg ein Mittelwert von 0.35 wt% und somit ein sehr ähnliches Ergebnis zu jenen nach WALTER (1998). Die P_2O_5 Gehalte in Laas und Edling liegen etwas höher als von WALTER (1988) berichtet mit Werten zwischen 0.2-0.3 wt%. Nach MEIXNER (1950a) ist die Apatitführung zu gering um allein für diese P_2O_5 Gehalte verantwortlich zu sein. Wie schon in der Einleitung über die Geologie und Pegmatitcharakterisierung des Millstatt-Komplex beschrieben, wird der höhere Gehalt an P_2O_5 durch große Pegmatitkluftflächen, besetzt mit farblosen oder weiß- kugeligen Apatitaggregaten, welche durch hydrothermale Tätigkeit in diesem Gebiet neugebildet wurden, erklärbar gemacht. Die genommenen Proben weisen keine Klüfte auf und daher schließen wir, dass der P_2O_5 Gehalt doch auf die Phase Apatit zurückzuführen ist.

Nach Alfonso et al. (2003), Larsen (2002), Walker et al. (1989) und Pitawala et al. (2008) sind in den Plots, in denen das K/Rb Verhältnis dem Rb in K-Fsp gegenübergestellt wird, primitive von entwickelten Pegmatiten unterscheidbar (Abb.64). Da das Rb das K substituieren kann, ist das Verhältnis der beiden Elemente ein guter Indikator für die Entwicklung eines Pegmatits. Da die meisten Feldspäte eine albitische Zusammensetzung aufweisen, wurden die gleichen Diagramme auch mit Na geplottet. Da der Ionendurchmesser von Na etwas kleiner als von K ist, sollte sich Rb in Albit noch inkompatibler verhalten als in Kalifeldspat. Ein hohes Verhältnis bedeutet geringe Rb- Gehalte, welche mit steigender Fraktionierung höher werden. Somit sind in diesen Bereichen, mit einem geringen Verhältnis, die primitiven Pegmatite anzutreffen. Der Unterschied zwischen den Abbildungen (Abb.64 links und rechts)

ist die Skalierung der x- Achse. Ab ungefähr 2000-3000ppm Rb handelt es sich um entwickelte Pegmatite. Diesen Wert überschreitet in der Abb.64 (rechts) keiner der Proben aus den drei Gebieten, da die Skalierung bei 1000ppm endet. Also handelt es sich um wenig fraktionierte Pegmatite, wobei zwischen diesen Unterschiede erkennbar sind. Die Mehrheit der Proben aus dem Millstatt-Komplex hat ein höheres K/Rb Verhältnis als jene des Rappold-Komplex (SR). In den Abb.65 wird das K/Rb Verhältnis dem Rb/Sr Verhältnis gegenübergestellt. Hier erkennt man dasselbe Muster. Die Pegmatite des MK liegen im primitiveren Bereich (also bei einem hohen K/Rb Verhältnis) als jene des Rappold-Komplex (SR). Vereinzelt treten Proben aller Gebiete im Bereich der entwickelten Pegmatite auf.

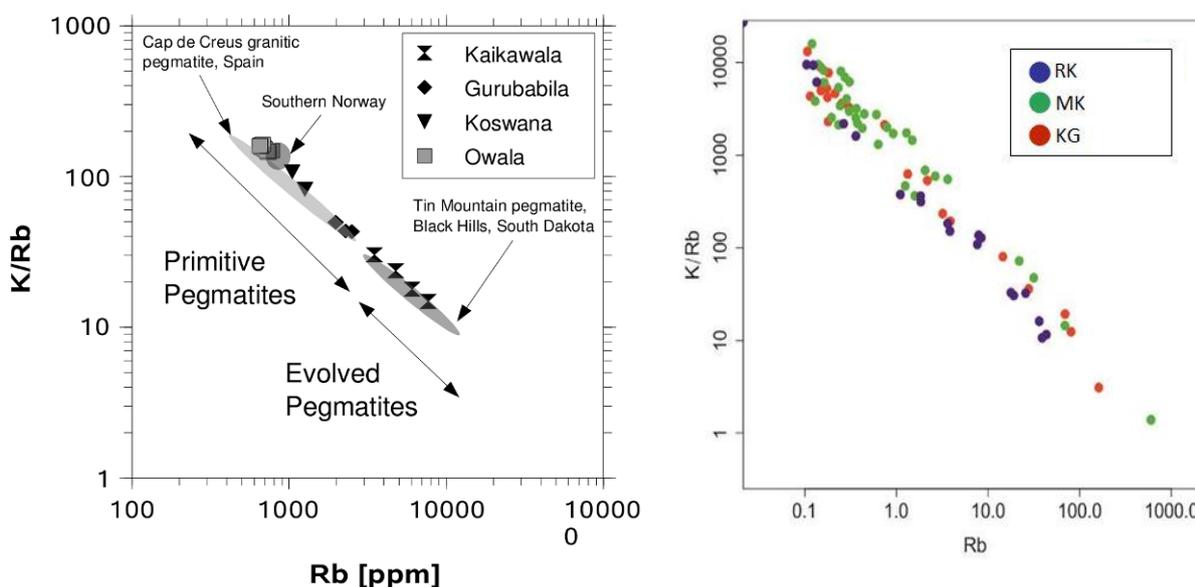


Abb.64 (links) K/Rb zu Rb Plot. Daten von Pegmatiten (bzw. deren Kalifeldspäten) aus dem Cap de Creus (Alfonso et al., 2003), aus den Süden Norwegens (Larsen, 2002) und aus den Tin Mountains, South Dakota, U.S.A. (Walker et al. 1989). Unterschied zwischen primitiven und entwickelten Pegmatiten. (rechts) Ebenfalls K/Rb zu Rb Plot. Daten von Pegmatiten (bzw. deren Albite und Kalifeldspäten) des Radgunder Kristallins (blau), des Millstatt-Komplex (grün) und der Kreuzeckgruppe (rot). Die Skalierung der x- Achse der beiden Plots ist unterschiedlich, da sich die Proben des RK, MK und KG in einem geringeren Wertebereich befinden.

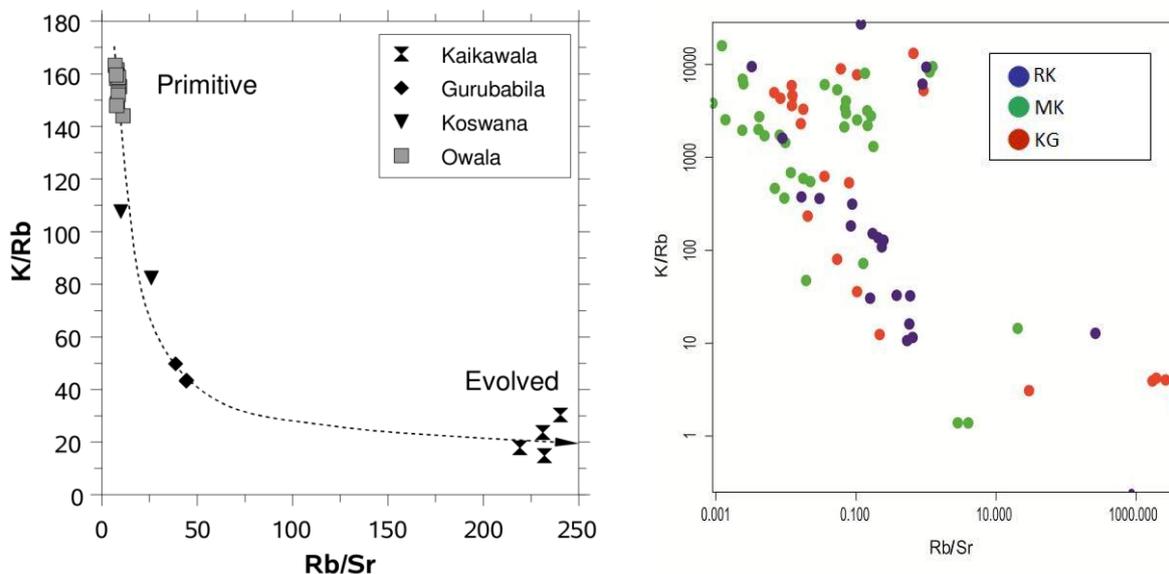


Abb.65 (links) K/Rb zu Rb/Sr Plot. Daten von Pegmatiten (bzw. deren Kalifeldspäten) aus dem Cap de Creus (Alfonso et al., 2003), aus den Süden Norwegens (Larsen, 2002) und aus den Tin Mountains, South Dakota, U.S.A. (Walke et al. 1989). Unterschied zwischen primitiven und entwickelten Pegmatiten. (rechts) Log-log Plot. Ebenfalls K/Rb zu Rb/Sr Plot. Daten von Pegmatiten (bzw. deren Albiten) des Rappold Komplex (SR) (blau), des Millstatt-Komplex (grün) und der Kreuzeckgruppe (Prijackt-Polinik-Komplex) (rot). Die Skalierung der x- und y- Achse unterscheidet sich in den beiden Plots.

Das K/Rb bzw. Na/Rb Verhältnis kann, wie in der Einführung beschrieben, ebenso gegen das Cs geplottet werden. Das Cs ist aufgrund des großen Ionenradius höchst inkompatibel und daher ein sehr guter Indikator für die Fraktionierung. Je mehr Cs angereichert ist, desto fraktionierter ist der Pegmatit. Die Cs- Gehalte erreichen, wie in Abb.66 zu erkennen ist, höchstens einen Wert von 20ppm. Der Großteil der Proben befindet sich im Bereich <1ppm. In der Abb.66 (unten) sind die Werte 1 bis 1000ppm Cs aufgetragen. Die Skalierung der y-Achse unterscheidet sich ebenfalls. Die Verhältnisse der oberen Plots sind um einiges höher als im unteren Plot. Es ergibt sich ein steilerer Trend, da die Verhältnisse höher und die Cs-Gehalte geringer sind. Diese Plots bestätigen die Aussage, dass es sich, aufgrund der niedrigen Cs und Rb- Werte, um primitive Pegmatite handelt.

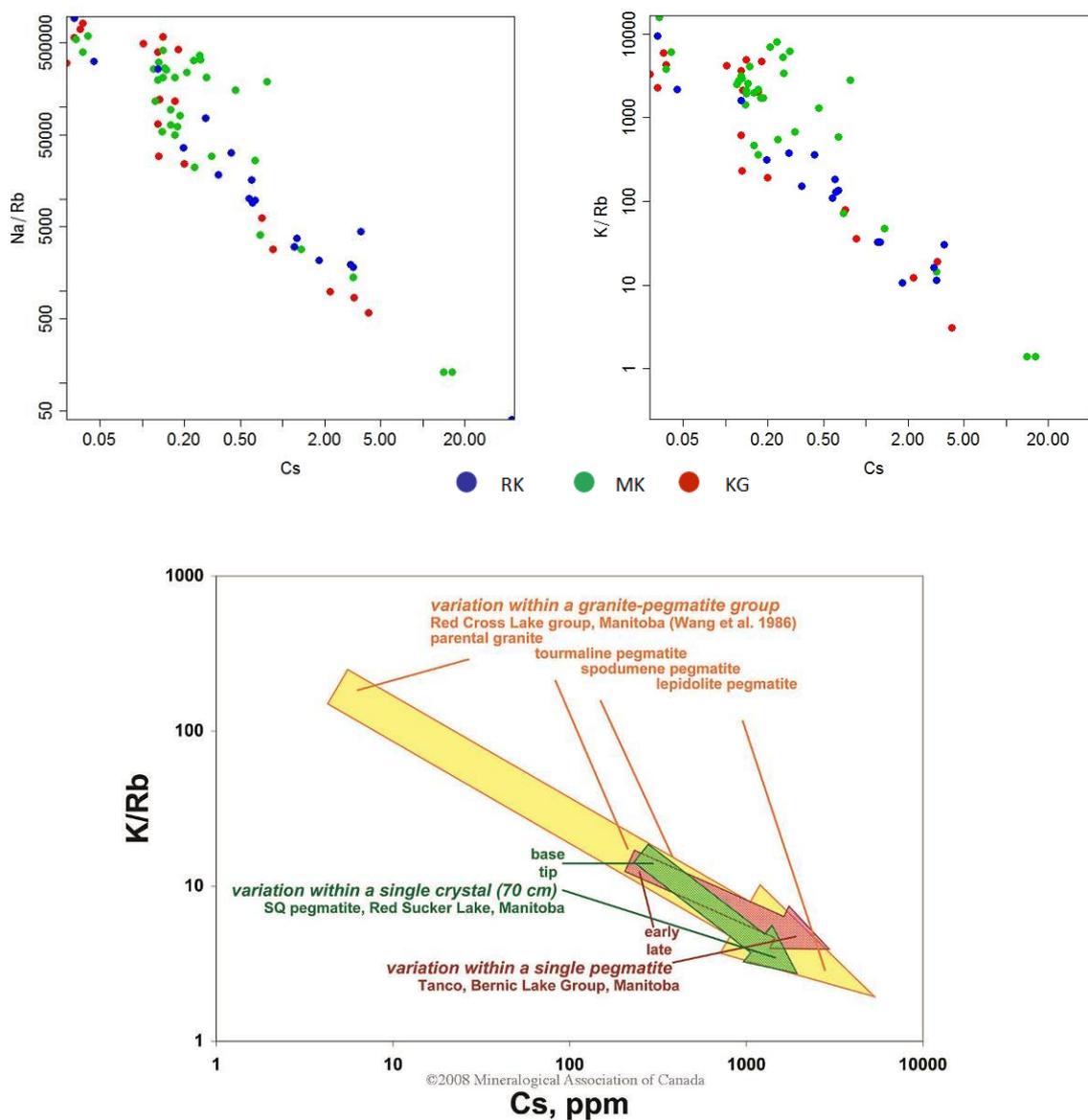


Abb.66 Log-log Plots. Na/Rb und K/Rb gegen Cs. Zeigen selben Trend mit verschiedenen Verhältniswerten. Daten von Albiten des Radgunder Kristallins (blau), des Millstatt-Komplex (grün) und der Kreuzeckgruppe (Priajkt-Polinik-Komplex) (rot). Unten: Plot des K/Rb Verhältnisses gegen Cs in einem Kalifeldspat von individuellen Pegmatiten und Pegmatitgruppen. Informationen von BROWN (2001) und CERNY (2007).

9.3 Ursprung und Alter der Pegmatite

Es sind zwei Hypothesen zur Genese eines Pegmatits bekannt: (1) Sie sind das direkte Produkt von einer partiellen Schmelze (Anatexis) und (2) sie sind das Produkt einer fraktionierten Kristallisation aus einer granitischen Schmelze. Da in den Gebieten der beprobten Pegmatite keine Granite vorhanden sind, kann darauf geschlossen werden, dass das Ursprungsmagma der Pegmatitkörper nicht mit granitischen Gesteinen in Verbindung gebracht werden kann. Somit ist wahrscheinlich, dass die pegmatitische Schmelze im Zuge eines partiellen Aufschmelzens (Anatexis) von Krustenmaterial gebildet wurde.

In den x-y Plots ist zu erkennen, dass die Spurenelemente in den Pegmatiten relativ gering konzentriert sind. Dies ist ein Hinweis, dass es sich um primitive Zusammensetzungen handelt. Obwohl einige Elemente fraktionierte Kristallisation (wie es in granitischen Ausgangsmagmen typisch ist) zeigen, folgen andere Elemente (Hauptelemente sowie Spurenelemente) keinen (z.B. Na, P, K, Fe) oder umgekehrten Trends (Ba, Sr, Mg). Dieses Verhalten ist mit Anatexis krustaler Gesteine und anschließender Kristallisation gut erklärbar. Was ebenfalls für diese Vermutung spricht ist der generell niedrige Rb- und Tl-Gehalt der Muskovite. Die Anreicherung dieser Elemente erfolgt prinzipiell in Pegmatiten, welche aus Graniten hervorgehen und nimmt mit steigender Fraktionierung (mit Entfernung zum Pluton) zu (CERNY et al. 1985). Die höchsten absoluten Konzentrationen von Rb, Cs, Sn und Tl in diesem Mineral ist am ehesten in den Proben der KG zu finden. Das Al/Ga Verhältnis sinkt in granitischen Pegmatiten mit zunehmenden inkompatiblen Elementen, weswegen die Pegmatite mit hohen Ga- Gehalten entwickelter sind. Im Al/Ga Plot (Abb.57 (b)) liegen die Werte bei etwa 10000, also ein sehr hohes Verhältnis. Die Pegmatite werden dadurch wieder als sehr primitive Pegmatite angesehen.

Um den Grad der Entwicklung darzustellen wird das K/Rb dem Rb/Sr gegenübergestellt. Jene Pegmatite, welche aus einer undifferenzierten Schmelze kommen, haben ein hohes K/Rb Verhältnis. Pegmatite aus differenzierter Schmelze haben dagegen ein höheres Rb/Sr Verhältnis (LARSEN 2002). Das K/Rb Verhältnis, welche die meisten Proben aus dem MK aufweisen, liegt zwischen 100 und 1000. Die meisten Proben des RK liegen unter 100. Bis auf vereinzelte Proben aus den anderen beiden Gebieten ist das Rb hier höher was auch im Plot K/Rb gegen Rb (Abb.) zu sehen ist. Also sind sie entwickelter, gehören aber trotzdem noch zu den primitiven Pegmatiten. Die KG verteilt sich über den Plot.

Die meisten Pegmatite der Ostalpen haben ein permisches Intrusionsalter. Ebenso stammen die Pegmatite des Rappold-Komplex (SR) nach KOLLER (1983) aus dem Perm. Samrium-Neodym Granatdatierungen an der Geologischen Bundesanstalt in Wien ergaben für den Rappold Komplex (SR) Alter von 259.8 ± 2.7 Ma und für das Millstatt-Komplex ein Alter von 271 ± 3 Ma und somit ein Alter das mit der oben genannten Literatur übereinstimmt. Die permisch- triassischen Alter (243 ± 17 Ma, 247.5 ± 0.04 Ma und 268 ± 11 Ma) wurden für den Prijakt-Polinik-Komplex ermittelt.

10 Schlussfolgerung

Über die chemische und petrografische Zusammensetzung eines Pegmatits kann seine Evolution nachvollzogen werden. Diese ist in den untersuchten Lokalitäten Rappold-Komplex (SR), Millstatt-Komplex und Prijakt-Polinik-Komplex ähnlich. Aufgrund der Petrografie wurden jedoch einige kleine Unterschiede bemerkt. Mehrphasigen Granate mit Almandin-Spessartin reichen Kernen werden nur im Rappold-Komplex (SR) und dem Prijakt-Polinik-Komplex beobachtet. Sie zeigen magmatisch gebildete permische Kerne und wahrscheinlich metamorph gebildete alpidische Ränder.

Anhand geochemischer Untersuchungen der Gesamtgesteine konnte gezeigt werden, dass die Pegmatite relativ arm an Spurenelementen wie z.B. Rubidium (Rb), Blei (Pb) und Barium (Ba) Strontium (Sr) und Zirkonium (Zr) sind. Diese LIL und HFS Elemente reichern sich typischerweise mit laufender Fraktionierung an. Somit können die Pegmatite der beprobten Gebiete als primitiv bezeichnet werden. Da die Werte der Proben aller Gebiete in einigen Plots streuen und somit keinen deutlichen Trend folgen, kann das auf unterschiedliche Konditionen während der Kristallisation oder auf unterschiedliches magmatisches Ausgangsmaterial hinweisen.

Da einige Spurenelemente keine klassischen Fraktionierungstrends zeigen und aufgrund der beobachteten Streuung der Elemente, ist eine anatektische Bildung aus Krustenmaterial im Zuge der permischen HT-Metamorphose sehr wahrscheinlich.

Über die Abwesenheit von Graniten im Gelände und der Korrelationen von Kalium zum Rubidium in den Albiten und Muskoviten wird eine Anatexis des Krustenmaterials als Ursprung der Pegmatite angenommen. Dank der Sm/Nd Isotopentechnik kann ebenso auf ein sehr ähnliches Alter (Permisch- triassisch) geschlossen werden.

Literaturverzeichnis

- Alfonso P., Melgarejo J.C., Yusta I. & Velasco F. (2003) Geochemistry of feldspars and muscovite in granitic pegmatite from Cap de Creus field, Catalonia, Spain. *Can. Mineral.* V.-41, pp.103-116.
- Angel F. & Meixner, H. (1953): Die Pegmatite bei Spittal an der Drau. - *Carinthia II*, 143./63., 165-168.
- Bousquet R., Schmid S. M., Zeilinger G., Oberhänsli R., Rosenberg C., Molli G., Robert C., Wiederkehr M. & Rossi P. (2012): Tectonic Framework of the Alps. First edition, Subcommission for Magmatic and Metamorphic Maps, President: OBERHÄNSLI Roland; Commission for the geological map of the world, President: ROSSI Philippe; Commission de la carte géologique du monde, Secretary General: PUBELLIER Manuel
- Cameron E.N., Jahns R.H., McNair A.H. & Page L.R. (1949) Internal structure of granitic pegmatites. *Economic Geology, Monograph 2*.
- Cerny P. (1982) The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. VII. Secondary minerals from spodumene-rich zones. *Canadian Mineralogist* 11, 714-726.
- Cerny P. (1991a) Rare-element granite pegmatites. I. Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Canada* 18, 49-67.
- Cerny P. (1991b) Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies? *Precambrian Research* 51, 429-468.
- Cerny P, Meintzer R.E. & Anderson A. J. (1985) Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanism. *Canadian Mineralogist* 23, 381-421.
- Cerny, P., Chapman, R., Chackowsky, L.E. & Ercit T.S. (1989) A Ferrotantalite-Ferrotapiolite Intergrowth from Spittal a.d. Drau, Carinthia, Austria. - *Mineral. Petrol.*, 41, 53-63.
- Cerny P. & Ercit T.S. (2005) The classification of granitic pegmatites revisited. *Canadian Mineralogist* 43, 2005-2026.
- Chappel B.W. & White A.J.R. (2001) Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48, 489-499.
- Collins A. C. (2010) Mineralogy and Geochemistry of Tourmaline in contrasting hydrothermal systems: COPI APÓ AREA, Northern Chile. A Prepublication Manuscript Submitted to the Faculty of the DEPARTMENT OF GEOSCIENCES, THE UNIVERSITY OF ARIZONA
- Coveney R.M. JR. & Glascock M.D. (1989) A review of the origins of the metal rich Pennsylvanian black shales, central U.S.A, with an inferred role for the basinal brines. *Applied Geochemistry* 4, 347-367.
- Eisenberg, J. & Hauzenberger, C. (2001). Geologisch- petrologische Geländebeobachtungen des nordwestlichen Radegunder Krisatllins. *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark / Band 131 (S. 5-7)*.
- Ercit T.S. (2005) REE-enriched granitic pegmatites. In *Rare-Element Geochemistry and Mineral Deposits* (R.L. Linnen & I.M. Samson, eds.). Geological Association of Canada, Short Course Notes 17, 175- 199.
- Faryad S. W., Melcher F., Hoinkes G., Puhl J., Meisel T. & Frank W. (2002) Relics of eclogite

- facies metamorphism in the Austroalpine basement, Hochgrössen (Speik complex), Austria. – *Mineralogy and Petrology* 74: 49–73.
- Faryad S. W. & Hoinkes G. (2003) P-T gradient of Eo-Alpine metamorphism within the Austroalpine basement units east of the Tauern Window (Austria). – *Mineralogy and Petrology* 77: 129–159.
- Flügel H.W., Nowotny A., Gross M. (2011) *Geologische Karte der Republik Österreich 1: 50000*, 164 Graz
- Gasser D., Gusterhuber J., Krische O., Pühr B., Scheucher L., Wagner T. & Stüwe K. (2009) *Geology of Styria: An Overview*. Mitt. des natur.wiss. Vereins für Steiermark. Bd. 139, S.5-36
- Ginsburg A.I. (1984) The geological condition of the location and the formation of granitic pegmatites. *International Geological Congress, 27th, Proceedings* 15, 245-260.
- Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A. & Korotev R.L. (1984) “The North American shale composite”: its compilation, major and trace element characteristics. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 48, 2469-2482.
- Hofmeister A.M. & Rossman G.R. (1985a) A spectroscopic study of amazonite: structurally hydrous, Pb-bearing feldspar. *American Mineralogist* 70, 794-804.
- Hoinkes G., Koller F., Demeny A., Schuster R., Miller C., Thöni M., Kurz W., Krenn K., Walter F. (2010) *Metamorphism in the Eastern Alps*. ACTA Mineralogica- Petrologica, Volume 1, Szeged
- Hoke, L. (1990) The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE Tauern Window, Eastern Alps -Basement Crust in a Convergent Plate Boundary Zone. *Jb. Geol. B.-A.* ISSN 0016-7800 Band 133 Heft 1 S.5-87 Wien, März 1990
- Holzer, H. (1958) Zur photogeologischen Karte der Kreuzeckgruppe, *Geologische Luftbildinterpretation II*. Geologische Bundesanstalt Wien, III. Jahrbuch Geol. B. A. (1958), Bd. 101, 2. Heft
- Jahns R.H. (1953) The genesis of pegmatites. I. Occurrence and origin of giant crystals. *American Mineralogist* 38, 563-598
- Jahns R.H. (1982) Internal evolution of pegmatite bodies. In *Granitic Pegmatites in Science and Industry* (P.CERNY, ed.). Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook 8, 293- 327.
- Jahns R.H. & Burnham C.W. (1969) Experimental studies of pegmatite genesis. I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Economic Geology* 64, 843-864.
- Janousek V., Farrow C. M., Erban V. & Trubac J. (2011) Brand new Geochemical Data Toolkit (GCDkit 3.0) - is it worth upgrading and browsing documentation? (Yes!). *Geologické výzkumy na Morave a ve Slezsku*, 18, 26-30.
- Koller, F., Götzinger M. A., Neumayer, R. & G. (1983) Beiträge zur Mineralogie und Geochemie der Pegmatite des St. Radegunder Kristallins und der Gleinalpe. *Arch. f. Lagerstättenforschung Geol. B.-A.* Band 3 S.47-65 Wien.
- 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 Petrographische Mitteilungen* 79: 277–295
- Kovalenko V.I., Tsaryeva G.M., Goreglyad A.V., Yarmoluk V.V. & Troitsky V.A. (1995) The peralkaline-granite

- related Khaldzan- Buregtey rare metal (Zr,Nb,REE) deposit, Western Mongolia. *Economic Geology* 90, 530-547.
- 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). Received: 21 October 2010 / Accepted: 8 November 2011 / Published online: 25 November 2011_ Swiss Geological Society 2011
- Kuntschnig A. (1927) Das Bergland von Weiz. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 63, 91-110, Graz 1927
- Landes K.K. (1933) Origin and classification of pegmatites. *American Mineralogist* 18, 33-56
- Lenharo S.L.R., Pollard P.J. & Born H. (2003) Petrology and textural evolution of granites associated with tin and rare metals mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil. *Lithos* 66, 37-61.
- Luecke W. & Ucik F.H. (1986) Die Zusammensetzung der Pegmatite von Edling und Wolfsberg bei Spittal/ Drau (Kärnten) im Rahmen der Pegmatitvorkommen des Millstätter See-Rückens. - Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 7, 173-187.
- London D. (1995) Geochemical features of peraluminous granites, pegmatites, and rhyolites as sources of lithophile metal deposits. In *Magma, Fluids, and Ore Deposits* (J.F.H. Thompson, ed.). Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook 23, 175-202
- London D. (2008) Pegmatites. Mineralogical Association of Canada
- London D. & Kontak D. J. (2012) Granitic Pegmatites. *ELEMENTS An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology*. August 2012, Volume 8, Number 4 (2012) ISSN 1811-5209
- Machatschki F. (1927) Beitrag zur Kenntnis der mittelsteirischen Pegmatite und ihrer Mineralien. - Zentralbl. f. Min., A, Jg.1927, 240-254, Wien 1927.
- Martin R.F. & DeVito C. & Pezzotta F. (2008) Why is amazonitic K-feldspar an earmark of NYF- Type granitic pegmatites: clues from hybrid pegmatites in Madagascar. *American Mineralogist* 93, 263-269.
- Martin R.F. & DeVito C. (2005) The patterns of enrichment in felicit pegmatites ultimately depend on tectonic setting. *Canadian Mineralogist* 43, 2027-2048.
- Meixner H. (1948): Kurzbericht über neue Kärntner Minerale und deren Fundorte, I. - *Der Karinthin*, 1, 2-4.
- Meixner, H. (1950a): Kurzbericht über neue Kärntner Minerale und Mineralfundorte, III. - *Der Karinthin*, 9, 184-189.
- Meixner H. (1950b): Kurzbericht über neue Kärntner Minerale und Mineralfundorte, IV. - *Der Karinthin*, 11, 255-257.
- Meixner, H. (1951a): Kurzbericht über neue Kärntner Minerale und Mineralfundorte, V. - *Der Karinthin*, 13, 25-29.
- Meixner, H. (1951b): Zur erzmikroskopischen Unterscheidung der Tantalit-Tapiolit-Phasen, unter besonderer Berücksichtigung eines neuen Vorkommens im Pegmatit von Spittal an der Drau, Kärnten. Bemerkungen zur Mineralisation des „Villacher Granits“. - *N. Jb. Mineral. Mh.*, 204-218.
- Miller C. & Thöni M. (1995) Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm-Nd vs. Rb-Sr isotope systematics. – *Chemical Geology (Isotope Science Section)* 122: 199–225

- Neubauer F., Dallmeyer R. D., Dunkl I. & Schirnik D. (1995) Late Cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps: kinematics, cooling history and sedimentary response in a sinistral wrench corridor. – *Tectonophysics* 242: 79–98.
- Norton J.J. (1983) Sequence of mineral assemblages in differentiated granitic pegmatites. *Economic Geology* 78, 854- 874.
- Norton J.J. Redden J.A. (1990) Relations of zoned pegmatites to other pegmatites, granites and metamorphic rocks in the southern Black Hills, South Dakota, Amer. Mineral. V 75 pp.49-65.
- Pestal G., Rataj W., Reitner J.M. & Schuster R.: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000, 182 Spittal an der Drau, 2006
- Pistotnik J. (1996) Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 183 Radenthein, 1:50.000.-Geol.B-A. Wien
- Pitawala A., Amaraweera T.H.N.G., Fernando G.W.A. & Hauzenberger C.A. (2008) Pegmatites Derived from Fractionation of a Melt: An Example from Pegmatites in the Owala- Kaikawala Area, Matale, Sri Lanka. *Journal of the geological society of India*, Vol.72 No.6 December 2008 pp. 815-822 ISSN 0016-7622
- Reingruber H. & Zankel A. Vorbereitungsunterlagen zur Praktikumsübung Rasterelektronenmikroskopie. Im Rahmen des Praktikums für Fortgeschrittene WS 2011/12 LV 511.121 Forschungsinstitut für Elektronenmikroskopie (FELMI) der TU Graz Steyrergasse 17
- Robitsch J. (1949) Das Radegunder Kristallin.- Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 77/78, 101-138, Graz
- Rollinson H. (1993) Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman scientific and technical, 352
- Scharbert S. (1981) Untersuchungen zum Alter des Seckauer Kristallins. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich* 27: 173–188.
- Schermaier A., Haunschmid B. & Finger F. (1997) Distribution of Variscan I- and S-type granites in the Eastern Alps: a possible clue to unravel pre-Alpine basement structures. – *Tectonophysics* 272: 315–333.
- Schimana R. (1986) Neue Ergebnisse zur Entwicklungsgeschichte des Kristallins um Radenthein (Kärnten, Österreich).-Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 33, 221-232
- Schmid S. M., Fügenschuh B., Kissling E. & Schuster R. (2004) Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geologicae Helveticae* 97: 93–117.
- Schönlaub H. P. (1980) Die Grauwackenzone. – In: Oberhauser R. (Ed.): *Der geologische Aufbau Österreichs.* – Springer-Verlag, Wien, 265–289.
- Schönlaub H.P. & Oberhauser R. (1980) Das Bergland um graz sowie Remschnigg und Sausal.-In: *Der geologische Aufbau Österreichs.* Oberhauser R. (Ed.), 695 S., 396-403, Wien (Springer)
- Schuster R., Koller F., Hoek V., Hoinkes G. & Bousquet R. (2004) Explanatory Notes of the Map: Metamorphic Structure of the Alps, Metamorphic Evolution of the Eastern Alps. *Mitt.Österr.Mineral.Ges.* 149
- Sedlacek M. (1949): Ein neues Beryllvorkommen in Spittal a.d. Drau, Kärnten. *Der Karinthin*, 7, 142-143.
- Sedlacek M. (1950): Einige erg.nzende Bemerkungen über den Beryll von Spittal a.d. Drau, Kärnten. *Der Karinthin*, 9, 195.
- Stüwe K. & Powell R. (1995) Geothermobarometry from modal proportions. Application to a PT path of the Koralm complex, Eastern Alps. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119: 83–93.

- Teiml X. (1996): Die Gesteine der Millstätter Serie - petrologische und geothermobarometrische Untersuchungen.-Diplomarbeit Univ. Graz, 199 S.
- Teiml X. & Hoinkes G. (1996) Der P-T-Pfad der Millstätter Serie und ein Vergleich mit dem südlichen Ötztal-Stubai- Kristallin.- Mitt. Österr. Miner. Ges., 141, 228-229
- Tenczer V. & Stüwe K. (2003) The metamorphic field gradient in the eclogite type locality. – Journal of Metamorphic Geology 21: 377–393.
- Tollmann A. (1977) Geologie von Österreich. - Bd. 1, 766 S., Wien (Deuticke)
- Ulmer P. (1993) NORM data processing software v.4. ETH Zürich
- Walter F. (1998) Exkursion E4 am 27.9.1998 MINPET 98 (Pörtschach am Wörthersee/Kärnten) Die Pegmatite des Misstätter See-Rückens. MITT.ÖSTERR.MINER.GES. 143

Anhang A: Rasterdaten

Plagioklas

Sample	PE7PI3	PE7PI4	PE7PI5	PE7PI7	PE7PI9	PE7PI10	PE9PI2	PE9PI3	PE9PI6	PE13PI1	PE13PI2	PE13PI3	PE13PI4	PE13PI6	PE13PI7	PE13PI8
SiO2	68.71	68.65	68.22	68.58	67.8	67.56	68.33	69.01	68.97	68.75	68.93	69.01	69.07	67.28	68.64	68.79
Al2O3	19.45	19.44	19.59	19.31	19.71	19.47	19.25	18.95	19.57	19.42	19.73	19.27	20.11	20.25	19.76	19.5
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.66	0.72	0.89	0.46	1.08	1.00	0.94	0.50	0.88	0.14	0.12	0.12	0.18	0.60	0.20	0.06
Na2O	11.27	11.86	10.82	11.19	11.72	11.27	10.41	10.7	10.5	11.3	11.48	11.51	11.24	11.05	11.62	12.13
K2O	0.05	0.03	0.04	0.04	0.00	0.06	0.13	0.06	0.11	0.11	0.04	0.09	0.08	0.24	0.04	0.15
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	100.14	100.70	99.56	99.58	100.31	99.36	99.06	99.23	100.04	99.73	100.29	99.99	100.68	99.42	100.26	100.63

Normalization on the basis of 5 CATIONS and 16 CHARGES

Si	3.007	2.976	3.0107	3.019	2.958	2.976	3.040	3.061	3.039	3.020	3.007	3.019	3.007	2.963	2.992	2.977
Al	1.003	0.993	1.0191	1.002	1.011	1.011	1.010	0.991	1.017	1.005	1.015	0.994	1.032	1.051	1.015	0.995
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.031	0.033	0.0422	0.022	0.051	0.047	0.045	0.024	0.042	0.007	0.005	0.006	0.008	0.028	0.009	0.003
Na	0.956	0.997	0.9258	0.956	0.989	0.963	0.898	0.921	0.897	0.962	0.971	0.976	0.949	0.944	0.982	1.018
K	0.003	0.002	0.0022	0.002	0.000	0.003	0.008	0.003	0.006	0.006	0.002	0.005	0.005	0.014	0.002	0.008

ENMEMBERS

Anorthite	0.031	0.032	0.043	0.022	0.049	0.047	0.047	0.025	0.044	0.007	0.005	0.006	0.009	0.029	0.009	0.003
Albite	0.966	0.966	0.954	0.976	0.951	0.95	0.945	0.971	0.95	0.987	0.992	0.989	0.986	0.957	0.988	0.989
Orthoclase	0.003	0.002	0.002	0.002	0.000	0.003	0.008	0.004	0.006	0.007	0.002	0.005	0.005	0.014	0.002	0.008

Sample	PE57PI1	PE57PI2	PE57PI3	PE57PI4	PE57PI5	PE57PI6	PE57PI7	PE57PI8	PE57PI9	PE57PI10	PE61PI3	PE61PI4	PE61PI5	PE61PI6	PE61PI7
SiO2	64.33	69.78	69.57	69.31	69.31	69.51	69.57	70.01	69.65	69.8	71.95	72.31	70.75	70.85	69.63
Al2O3	18.36	20.02	19.46	19.64	19.64	19.75	19.64	19.68	19.63	19.77	19.48	19.49	19.15	19.49	19.20
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02
Na2O	0.35	10.81	10.37	10.79	10.79	11.09	10.79	10.78	10.56	10.65	7.58	7.84	9.45	8.74	8.75
K2O	16.5	0.16	0.29	0.15	0.15	0.17	0.27	0.22	0.19	0.14	0.07	0.24	0.11	0.13	0.23
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	99.53	100.77	99.74	99.88	99.88	100.55	100.29	100.69	100.07	100.38	99.08	99.87	99.48	99.21	97.83

Normalization on the basis of 5 CATIONS and 16 CHARGES

Si	2.987	3.046	3.077	3.052	3.052	3.035	3.051	3.060	3.067	3.063	3.290	3.264	3.164	3.193	3.178
Al	1.005	1.030	1.015	1.019	1.019	1.016	1.015	1.014	1.019	1.023	1.047	1.037	1.009	1.035	1.033
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Na	0.031	0.915	0.890	0.921	0.921	0.938	0.917	0.914	0.902	0.906	0.670	0.686	0.820	0.764	0.775
K	0.977	0.009	0.016	0.008	0.008	0.010	0.015	0.012	0.011	0.008	0.004	0.014	0.006	0.007	0.013

ENDMEMBERS

Anorthite	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Albite	0.031	0.99	0.98	0.991	0.991	0.988	0.982	0.987	0.986	0.991	0.994	0.98	0.991	0.991	0.982
Orthoclase	0.969	0.01	0.018	0.009	0.009	0.01	0.016	0.013	0.012	0.008	0.006	0.02	0.008	0.009	0.017

Sample	PE64aPI1	PE64aPI2	PE64aPI3	PE64aPI4	PE64aPI5	PE64aPI6	PE64aPI7	PE64aPI8	PE64aPI9	PE64aPI10	PE64aPI11	PE64pI2	PE64pI3	PE64PI4	PE64PI6	PE64PI7	PE64PI8	PE64PI9
SiO2	67.79	68.36	68.3	68.63	68.12	68.40	68.40	67.71	67.92	68.43	69.98	68.46	68.46	68.46	68.46	68.46	68.46	68.46
Al2O3	19.83	20.03	19.81	19.75	20.11	20.01	19.87	19.66	19.87	20.3	19.76	20.78	20.78	20.78	20.78	20.78	20.78	20.78
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.48	0.52	0.44	0.43	0.48	0.55	0.55	0.47	0.44	0.48	0.37	0.53	0.49	0.51	0.44	0.46	0.51	0.51
Na2O	10.85	11.35	10.85	10.6	10.9	10.67	10.98	11.23	11.16	11.05	9.47	10.78	10.78	10.78	9.44	10.78	10.78	9.44
K2O	0.18	0.18	0.33	0.18	0.17	0.13	0.13	0.09	0.11	0.15	0.13	0.27	0.26	0.24	0.19	0.1	0.29	0.19
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	99.13	100.43	99.73	99.51	99.78	99.76	99.94	99.15	99.50	100.41	99.70	100.82	100.77	100.78	99.3	100.59	100.83	99.38

Normalization on the basis of 5 CATIONS and 16 CHARGES on the basis 5 CATIONS and 16

Si	3.001	2.979	3.007	3.035	2.996	3.015	3.004	2.9890	2.990	2.989	3.119	2.982	2.984	2.984	3.057	2.990	2.982	3.055
Al	1.035	1.029	1.028	1.030	1.043	1.040	1.028	1.023	1.031	1.045	1.038	1.067	1.068	1.068	1.094	1.070	1.067	1.093
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.023	0.024	0.021	0.020	0.023	0.026	0.026	0.022	0.021	0.022	0.018	0.025	0.023	0.024	0.020	0.0222	0.024	0.024
Na	0.931	0.959	0.926	0.909	0.929	0.912	0.935	0.961	0.953	0.936	0.818	0.911	0.911	0.911	0.817	0.913	0.911	0.817
K	0.010	0.01	0.019	0.006	0.009	0.007	0.007	0.005	0.006	0.009	0.007	0.015	0.014	0.013	0.011	0.006	0.016	0.011

ENDMEMBERS

Anorthite	0.024	0.024	0.022	0.022	0.024	0.028	0.027	0.023	0.021	0.023	0.021	0.026	0.024	0.025	0.025	0.023	0.025	0.028
Albite	0.966	0.966	0.959	0.972	0.967	0.965	0.966	0.972	0.972	0.968	0.970	0.958	0.961	0.961	0.963	0.971	0.958	0.959
Orthoclase	0.010	0.010	0.019	0.006	0.010	0.007	0.008	0.005	0.006	0.009	0.009	0.016	0.015	0.014	0.013	0.006	0.017	0.013

Sample	PE67PI 3	PE67PI 4	PE67PI 5	PE69PIa 1	PE69PIa 3	PE69PIa 5	PE69PIa 6	PE69PIa 7	PE69PIa 8	PE70PI 3	PE70PI 4	PE70PI 5	PE70PI 6	PE70PI 7	PE70PI 8	PE70PI 9	PE70PI1 0	PE70PI1 1	PE70PI1 2	PE70PI1 5	PE70PI1 6
SiO2	61.71	63.51	68.16	68.36	68.75	68.84	68.86	69.33	68.87	69.10	68.31	68.52	68.73	68.36	68.01	68.37	68.25	68.52	68.56	68.57	68.23
Al2O3	23.39	22.52	19.7	19.17	19.25	19.47	19.44	19.25	19.49	19.75	19.04	19.19	19.55	19.13	19.28	19.69	19.23	19.39	19.68	19.56	19.32
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	4.53	3.29	0.14	0.11	0.03	0.04	0.04	0.00	0.04	0.02	0.08	0.04	0.08	0.04	0.00	0.02	0.05	0.07	0.03	0.06	0.09
Na2O	10.24	10.72	12.17	11.68	12.15	12.12	11.84	11.77	11.91	11.32	12.02	11.91	11.61	11.51	11.7	11.71	11.8	11.72	11.59	10.77	11.46
K2O	0.15	0.12	0.19	0.09	0.12	0.10	0.17	0.11	0.07	0.14	0.08	0.16	0.15	0.17	0.11	0.17	0.1	0.14	0.1	0.08	0.18
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	100.02	100.17	100.36	99.41	100.29	100.56	100.36	100.45	100.38	100.33	99.54	99.81	100.12	99.22	99.10	99.97	99.43	99.83	99.97	99.04	99.28

Normalization on the basis of 5 CATIONS and 16 CHARGES

Si	2.702	2.773	2.954	3.003	2.985	2.981	2.994	3.015	2.993	3.017	2.990	2.9931	3.000	3.012	2.995	2.985	2.994	2.996	2.997	3.043	3.004
Al	1.207	1.159	1.007	0.992	0.985	0.994	0.996	0.987	0.998	1.016	0.982	0.9878	1.006	0.993	1.001	1.013	0.994	0.999	1.014	1.023	1.003
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.212	0.154	0.006	0.005	0.001	0.002	0.002	0.000	0.002	0.001	0.004	0.0017	0.004	0.002	0.000	0.001	0.002	0.003	0.001	0.003	0.004
Na	0.869	0.908	1.023	0.995	1.022	1.018	0.998	0.992	1.003	0.958	1.02	1.0087	0.983	0.984	0.999	0.992	1.004	0.994	0.982	0.927	0.979
K	0.009	0.007	0.011	0.005	0.007	0.005	0.010	0.006	0.004	0.008	0.004	0.0087	0.008	0.010	0.006	0.010	0.006	0.008	0.006	0.005	0.01

ENDMEMBERS

Anorthite	0.195	0.144	0.006	0.005	0.001	0.002	0.002	0.000	0.002	0.001	0.004	0.002	0.004	0.002	0.000	0.001	0.002	0.003	0.001	0.003	0.004
Albite	0.797	0.849	0.984	0.99	0.992	0.993	0.988	0.994	0.994	0.991	0.992	0.99	0.988	0.988	0.994	0.989	0.992	0.989	0.993	0.992	0.986
Orthoclase	0.008	0.007	0.01	0.005	0.007	0.005	0.01	0.006	0.004	0.008	0.004	0.009	0.008	0.01	0.006	0.01	0.006	0.008	0.006	0.005	0.01

Kalifeldspat

Sample	PE13Kali1	PE13Kali2	PE13Kali3	PE13Kali4	PE13kali5	PE13Kali6	PE13Kali7	PE13Kali8	PE13Kali9	PE13Kali10	Sample	PE20Kali8	PE20Kali9	PE20Kali10	PE20Kali11	PE20Kali12
SiO2	64.27	64.01	64.46	63.91	63.85	64.62	63.27	63.85	63.86	64.08	SiO2	64.41	64.52	64.86	64.49	64.50
Al2O3	18.07	18.05	18.01	18.02	17.99	18.19	17.56	17.95	18.42	17.84	Al2O3	18.2	18.19	17.93	18.10	18.11
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.04	0.04	0.00	0.06	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	CaO	0.00	0.01	0.03	0.08	0.28
Na2O	0.86	0.9	0.86	0.66	0.79	0.66	0.76	0.79	0.86	0.75	Na2O	0.59	0.65	0.63	0.83	0.35
K2O	15.7	15.81	15.72	15.76	15.51	16.04	16.08	15.72	15.97	16.12	K2O	16.18	15.86	15.99	15.6	16.08
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	98.91	98.81	99.09	98.35	98.20	99.53	97.67	98.31	99.11	98.79	Total	99.38	99.23	99.45	99.11	99.33

Normalization on the basis of 5 CATIONS and 16 CHARGES

Si	2.996	2.984	3.000	3.000	3.000	2.996	2.986	2.995	2.967	2.991	Si	2.992	3.002	3.013	3.002	3.004
Al	0.993	0.992	0.988	0.997	0.996	0.994	0.977	0.993	1.009	0.982	Al	0.996	0.997	0.982	0.993	0.994
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.002	0.002	0.000	0.003	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	Ca	0.000	0.001	0.002	0.004	0.014
Na	0.078	0.082	0.077	0.060	0.072	0.060	0.070	0.072	0.078	0.068	Na	0.053	0.059	0.057	0.075	0.032
K	0.934	0.940	0.933	0.944	0.929	0.949	0.968	0.940	0.946	0.960	K	0.959	0.941	0.948	0.926	0.956

ENDMEMBERS

Anorthite	0	0.002	0.002	0	0.003	0.001	0	0	0.001	0	Anorthite	0	0.001	0.002	0.004	0.014
Albite	0.077	0.08	0.076	0.06	0.072	0.059	0.067	0.071	0.076	0.066	Albite	0.052	0.059	0.056	0.074	0.032
Orthoclase	0.923	0.918	0.922	0.94	0.925	0.94	0.933	0.929	0.924	0.934	Orthoclase	0.948	0.94	0.942	0.922	0.954

Sample	PE57Kfs1	PE57Kfs2	PE57Kfs3	PE57Kfs4	PE57Kfs5	PE57Kfs6	PE57Kfs7	PE57Kfs8	PE57Kfs9	PE57Kfs11	PE57Kfs12	PE57Kfs14
SiO2	64.29	64.64	64.50	64.37	64.42	64.42	64.80	64.97	65.12	64.22	63.98	64.44
Al2O3	18.39	18.91	18.88	19.03	19.12	19.12	19.15	18.97	19.15	18.63	18.70	18.78
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.54	0.67	0.28	0.34	0.41	0.41	0.59	0.54	0.46	0.42	0.27	0.35
K2O	16.23	16.04	16.31	16.00	15.83	15.83	16.31	16.08	15.96	16.35	16.45	16.50
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	99.45	100.26	99.97	99.73	99.79	99.79	100.88	100.56	100.68	99.63	99.40	100.07

Normalization on the basis of 5 CATIONS and 16 CHARGES

Si	2.985	2.974	2.984	2.984	2.984	2.984	2.963	2.984	2.989	2.977	2.975	2.975
Al	1.006	1.025	1.029	1.039	1.044	1.044	1.032	1.027	1.036	1.018	1.025	1.02
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.048	0.060	0.025	0.031	0.037	0.037	0.053	0.048	0.041	0.038	0.024	0.031
K	0.961	0.942	0.962	0.946	0.935	0.935	0.951	0.942	0.934	0.967	0.976	0.972

ENDMEMBERS

Anorthite	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Albite	0.048	0.059	0.025	0.032	0.038	0.038	0.052	0.048	0.042	0.038	0.024	0.031
Orthoclase	0.952	0.94	0.975	0.968	0.962	0.962	0.947	0.952	0.958	0.962	0.976	0.969

Albit- und Kalifeldspatdaten von KÖRNER 2014

Sample	PE26Ab	PE26Ab	PE26Kali	PE26Kali	Sample	PE33Ab	PE33Ab	PE33Kali	Sample	PE40Kali
SiO2	68.97	68.50	65.10	64.07	SiO2	68.04	68.04	65.53	SiO2	64.53
Al2O3	20.32	20.20	18.39	18.05	Al2O3	20.15	20.15	18.09	Al2O3	18.45
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe2O3	0.00	0.00	0.00	Fe2O3	0.00
Na2O	11.28	11.28	0.40	0.34	Na2O	11.80	11.80	0.58	CaO	0.05
K2O	0.05	0.07	16.18	16.3	K2O	0.09	0.09	15.21	Na2O	0.53
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	K2O	15.96
Total	100.62	100.05	100.07	98.76	Total	100.07	100.07	99.42	-----	-----
									Total	99.52

Normalization on the basis of 5 CATIONS and 16 CHARGES

Si	3.003	2.997	3.009	3.000	Si	2.964	2.964	3.051	Si	2.996
Al	1.042	1.042	1.002	0.996	Al	1.035	1.035	0.993	Al	1.009
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	Fe3	0.000	0.000	0.000	Fe3	0.000
Na	0.952	0.957	0.036	0.031	Na	0.996	0.996	0.053	Ca	0.002
K	0.003	0.004	0.954	0.973	K	0.005	0.005	0.903	Na	0.048
									K	0.945

ENDMEMBERS

Anorthite	0.000	0.000	0.000	0.000
Albite	0.997	0.996	0.036	0.031
Orthoclase	0.003	0.004	0.964	0.969

ENDMEMBERS

Anorthite	0.000	0.000	0.000
Albite	0.995	0.995	0.055
Orthoclase	0.005	0.005	0.945

ENDMEMBERS

Anorthite	0.002
Albite	0.048
Orthoclase	0.950

Muskovit

Sample	PE1_1_ ms1	PE1_1_ ms2a	PE1_1_ ms3a	PE1_1_ ms1a	PE1_2_ ms1	PE1_2_ ms3	Sample	PE21_1_ ms2	PE21_1_ ms3	PE21_1_ ms4	PE21_4_ ms1	Sample	PE58Ms 6	PE58Ms 7	Sample	PE59Ms 1	PE59Ms 2	PE59Ms 7
SiO2	46.87	47.98	47.54	47.79	47.66	46.59	SiO2	47.80	47.71	47.73	48.20	SiO2	49.56	50.18	SiO2	47.06	47.06	47.06
Al2O3	33.1	33.14	33.52	33.93	34.37	32.97	Al2O3	31.45	33.81	31.52	32.11	TiO2	1.13	1.25	TiO2	0.12	0.04	0.09
Fe2O3	0.29	1.33	0.60	1.20	0.00	2.07	Fe2O3	3.55	1.00	1.49	2.01	Al2O3	28.76	27.71	Al2O3	32.12	32.12	32.12
FeO	2.41	2.08	2.55	1.50	2.10	1.72	FeO	0.59	1.93	2.15	1.84	Fe2O3	0.00	0.00	Fe2O3	2.33	2.37	4.29
MgO	0.32	0.51	0.43	0.45	0.17	0.55	MgO	1.30	0.30	0.62	0.69	FeO	3.26	3.70	FeO	1.76	1.73	0.00
Na2O	0.64	0.66	0.75	0.73	0.71	0.66	Na2O	0.25	0.30	0.19	0.25	MgO	1.60	1.74	MgO	0.52	0.54	0.69
K2O	10.53	10.67	10.94	10.29	10.55	10.89	K2O	11.07	11.00	10.78	10.94	Na2O	0.31	0.20	Na2O	0.31	0.33	0.28
F	0.32	0.11	0.14	0.28	0.30	0.33	F	0.43	0.31	0.48	0.00	K2O	11.41	11.28	K2O	10.84	10.84	9.64
H2O	4.28	4.47	4.45	4.40	4.37	4.31	H2O	4.29	4.37	4.21	4.50	F	0.46	0.52	F	0.31	0.26	0.32
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	H2O	4.25	4.22	H2O	4.30	4.32	4.31
Total	98.76	100.97	100.91	100.58	100.22	100.09	Total	100.73	100.73	99.17	100.54	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
F.Cl=O	0.13	0.05	0.06	0.12	0.12	0.14	F.Cl=O	0.18	0.13	0.20	0.00	Total	100.72	100.81	Total	99.68	99.61	98.8
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	F.Cl=O	0.19	0.22	F.Cl=O	0.13	0.11	0.13
Total	98.63	100.92	100.85	100.46	100.09	99.96	Total	100.55	100.60	98.97	100.54	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
												Total	100.53	100.59	Total	99.55	99.50	98.67

Cations calculated on the bases of 11 oxygens and 6 cations

Si	3.174	3.179	3.160	3.165	3.172	3.132	Si	3.188	3.167	3.228	3.2091	Si	3.326	3.365	Si	3.173	3.174	3.164
Al	2.642	2.588	2.626	2.648	2.695	2.612	Al	2.472	2.646	2.513	2.5197	Ti	0.057	0.063	Ti	0.006	0.002	0.005
Fe3	0.015	0.066	0.030	0.060	0.000	0.105	Fe3	0.178	0.050	0.076	0.1008	Al	2.274	2.190	Al	2.552	2.553	2.545
Fe2	0.137	0.116	0.142	0.083	0.117	0.097	Fe2	0.033	0.107	0.122	0.1023	Fe3	0.000	0.000	Fe3	0.118	0.120	0.217
Mg	0.032	0.051	0.043	0.044	0.016	0.055	Mg	0.129	0.030	0.062	0.0681	Fe2	0.183	0.207	Fe2	0.099	0.097	0.000
Na	0.085	0.085	0.097	0.094	0.092	0.086	Na	0.032	0.038	0.025	0.032	Mg	0.160	0.174	Mg	0.052	0.054	0.069
K	0.910	0.902	0.927	0.869	0.896	0.934	K	0.942	0.932	0.930	0.9294	Na	0.040	0.026	Na	0.040	0.043	0.037
F	0.069	0.024	0.029	0.059	0.062	0.069	F	0.090	0.066	0.103	0	K	0.976	0.965	K	0.932	0.933	0.826
H	1.932	1.977	1.972	1.941	1.938	1.931	H	1.910	1.934	1.897	2	F	0.097	0.111	F	0.066	0.056	0.067
												H	1.902	1.889	H	1.934	1.944	1.933

Sample	PE26Ms1	PE26Ms2	PE26Ms3	PE26Ms4	PE26Ms5	PE26Ms6	PE26Ms7	PE26Ms8	PE26Ms9	PE26Ms10	PE26Ms11	PE26Ms12
SiO2	46.76	46.76	47.14	47.11	47.63	47.64	47.92	47.35	42.44	47.55	47.69	47.15
Al2O3	34.23	34.56	34.58	33.86	33.09	32.81	32.52	32.24	29.5	34.51	32.09	32.06
Fe2O3	2.30	2.61	2.27	2.09	2.72	2.82	2.57	2.26	2.78	2.39	3.62	3.49
FeO	0.02	0.00	0.16	0.66	0.25	0.33	0.72	0.97	0.03	0.00	0.00	0.00
MgO	0.34	0.57	0.47	0.35	0.75	0.69	0.66	0.65	0.88	0.35	0.73	0.65
Na2O	0.35	0.29	0.36	0.22	0.22	0.24	0.21	0.25	0.18	0.37	0.13	0.15
K2O	9.92	10.43	10.42	10.43	10.4	10.2	10.27	10.34	9.65	8.86	9.2	9.48
F	0.23	0.03	0.26	0.21	0.24	0.35	0.29	0.33	0.13	0.17	0.28	0.34
H2O	4.35	4.50	4.40	4.38	4.38	4.32	4.35	4.28	3.97	4.44	4.33	4.26
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	98.50	99.76	100.05	99.30	99.68	99.38	99.50	98.68	89.57	98.65	98.06	97.58
F.Cl=O	0.10	0.01	0.11	0.09	0.10	0.15	0.12	0.14	0.05	0.07	0.12	0.14
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	98.40	99.75	99.94	99.21	99.58	99.24	99.38	98.54	89.52	98.58	97.94	97.44

Cations calculated on the bases of 11 oxygens and 6 cations

Si	3.1401	3.1066	3.1277	3.1528	3.1754	3.1855	3.2032	3.198	3.1575	3.1505	3.2038	3.1954
Al	2.7088	2.706	2.7037	2.6707	2.5998	2.5858	2.5616	2.5664	2.5869	2.6953	2.5406	2.5612
Fe3	0.1161	0.1306	0.1134	0.105	0.1364	0.142	0.1291	0.1148	0.1556	0.1194	0.1829	0.1781
Fe2	0.0009	0	0.009	0.037	0.0141	0.0182	0.0404	0.055	0.0021	0	0	0
Mg	0.0341	0.0568	0.0462	0.0346	0.0742	0.0684	0.0657	0.0658	0.0979	0.0348	0.0727	0.0653
Na	0.0452	0.0379	0.0458	0.028	0.0289	0.0312	0.0275	0.0322	0.0264	0.0473	0.0171	0.0199
K	0.8497	0.8838	0.8818	0.8908	0.8841	0.8699	0.8754	0.8907	0.9162	0.7488	0.7887	0.8199
F	0.0495	0.0064	0.0545	0.0449	0.0505	0.0735	0.0612	0.0714	0.0305	0.0354	0.0595	0.0728
H	1.9505	1.9936	1.9455	1.9551	1.9495	1.9265	1.9388	1.9286	1.9695	1.9646	1.9405	1.9272

Turmalin

Sample	PE20TUR1	PE20TUR2	PE20TUR3	PE20TUR4	PE20TUR6	PE20TUR7	PE20TUR8	Sample	PE21TUR1	PE21TUR2	PE21TUR3
SiO2	36.33	36.83	36.73	36.57	36.34	36.38	36.42	SiO2	36.22	35.90	36.12
TiO2	0.07	0.10	0.45	0.10	0.29	0.14	0.46	TiO2	0.09	0.12	0.11
Al2O3	34.40	35.02	34.21	33.55	34.16	33.84	33.64	Al2O3	34.67	34.11	34.10
FeO	13.98	13.83	12.45	14.29	13.31	14.37	13.31	FeO	14.66	15.25	14.55
MnO	0.13	0.17	0.10	0.09	0.06	0.15	0.11	MnO	0.25	0.10	0.20
MgO	1.56	1.57	3.08	1.56	2.09	1.27	2.24	MgO	0.48	0.76	0.80
CaO	0.18	0.20	0.17	0.22	0.18	0.25	0.26	CaO	0.09	0.09	0.11
Na2O	1.68	2.11	1.83	1.85	1.99	2.02	2.22	Na2O	1.59	1.98	1.64
F	0.33	0.42	0.48	0.49	0.36	0.26	0.47	F	0.33	0.42	0.48
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	88.66	90.25	89.51	88.71	88.77	88.69	89.13	Total	88.37	88.73	88.11
F.Cl=O	0.14	0.18	0.20	0.21	0.15	0.11	0.20	F.Cl=O	0.14	0.18	0.20
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	88.52	90.08	89.31	88.50	88.62	88.58	88.93	Total	88.23	88.56	87.91

Cations calculated on the basis of 24.5 oxygens

Si	5.952	5.936	5.933	6.014	5.939	5.980	5.949	Si	5.968	5.931	5.983
Ti	0.009	0.012	0.055	0.012	0.035	0.017	0.057	Ti	0.012	0.016	0.013
Al	6.643	6.651	6.514	6.504	6.579	6.556	6.475	Al	6.734	6.643	6.656
Fe2	1.916	1.864	1.682	1.965	1.819	1.975	1.818	Fe2	2.020	2.108	2.015
Mn	0.018	0.024	0.013	0.013	0.009	0.021	0.015	Mn	0.035	0.014	0.028
Mg	0.381	0.377	0.743	0.382	0.510	0.310	0.546	Mg	0.117	0.187	0.198
Ca	0.031	0.034	0.030	0.039	0.031	0.044	0.046	Ca	0.015	0.017	0.020
Na	0.533	0.659	0.574	0.588	0.630	0.644	0.702	Na	0.507	0.633	0.526
F	0.172	0.215	0.247	0.256	0.188	0.136	0.242	F	0.173	0.221	0.253

Sample	PE59TUR1	PE59TUR2	PE59TUR3	PE59TUR4	PE59TUR5	PE59TUR6	PE59TUR7
SiO ₂	36.73	36.01	36.92	36.90	36.56	36.76	36.57
TiO ₂	0.19	0.08	0.11	0.03	0.19	0.09	0.05
Al ₂ O ₃	32.40	33.08	32.2	32.34	32.13	33.77	33.07
FeO	15.35	14.74	15.17	15.4	14.97	14.29	14.68
MnO	0.03	0.00	0.06	0.01	0.02	0.00	0.06
MgO	1.97	2.09	1.84	1.85	1.85	1.52	2.19
CaO	0.06	0.03	0.09	0.09	0.07	0.07	0.03
Na ₂ O	2.49	1.93	2.53	2.55	2.62	1.92	2.14
F	0.33	0.42	0.48	0.49	0.36	0.26	0.47
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	89.55	88.39	89.4	89.66	88.77	88.68	89.26
F.Cl=O	0.14	0.18	0.20	0.21	0.15	0.11	0.20
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	89.41	88.22	89.20	89.45	88.62	88.56	89.06

Cations calculated on the basis of 24.5 oxygens

Si	6.027	5.962	6.073	6.058	6.048	6.024	5.998
Ti	0.024	0.010	0.013	0.004	0.024	0.011	0.006
Al	6.267	6.456	6.243	6.257	6.264	6.522	6.393
Fe ₂	2.107	2.041	2.086	2.115	2.071	1.958	2.014
Mn	0.004	0.000	0.009	0.001	0.003	0.000	0.009
Mg	0.481	0.516	0.451	0.454	0.456	0.372	0.536
Ca	0.010	0.006	0.015	0.016	0.013	0.013	0.005
Na	0.791	0.620	0.808	0.812	0.839	0.609	0.681
F	0.172	0.221	0.251	0.255	0.190	0.136	0.243

Sample	PE63TUR1	PE63TUR2	PE63TUR3	PE63TUR4	PE63TUR5	PE63TUR6	PE63TUR7	PE63TUR8	PE63TUR9	PE63TUR10	PE63TUR11	PE63TUR12
SiO2	36.12	35.32	36.53	36.37	36.8	36.22	45.96	36.08	36.22	36.9	36.33	36.74
Al2O3	33.4	32.86	34.02	34.19	34.26	33.66	34.84	33.76	33.74	34.93	32.88	34.56
FeO	13.96	14.59	13.85	13.31	13.17	13.58	3.04	13.6	14.28	13.5	14.74	13.83
MnO	0.16	0.09	0.09	0.13	0.06	0.03	0.00	0.16	0.15	0.18	0.10	0.17
MgO	1.63	1.47	1.36	1.56	1.39	1.66	0.52	2.04	1.73	2.11	1.53	1.21
CaO	0.05	0.04	0.11	0.07	0.03	0.08	0.02	0.05	0.04	0.04	0.10	0.02
Na2O	2.46	2.29	2.17	2.49	2.31	2.37	0.05	2.07	2.37	2.25	2.31	2.31
F	0.33	0.42	0.48	0.49	0.36	0.26	0.47	0.33	0.42	0.48	0.33	0.42
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	88.10	87.08	88.61	88.61	88.38	87.86	84.90	88.09	88.96	90.39	88.31	89.28
F.Cl=O	0.14	0.18	0.20	0.21	0.15	0.11	0.20	0.14	0.18	0.20	0.14	0.18
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	87.96	86.90	88.40	88.41	88.22	87.75	84.70	87.95	88.78	90.19	88.17	89.10

CATIONS calculated on the basis of 24 oxygens

Si	5.981	5.948	6.002	5.971	6.028	5.988	7.177	5.954	5.952	5.933	6.022	5.987
Al	6.519	6.523	6.588	6.614	6.614	6.559	6.411	6.567	6.535	6.620	6.423	6.636
Fe2	1.933	2.055	1.903	1.828	1.805	1.877	0.398	1.877	1.962	1.815	2.043	1.885
Mn	0.022	0.013	0.012	0.018	0.008	0.004	0.000	0.022	0.021	0.025	0.014	0.024
Mg	0.403	0.370	0.333	0.382	0.340	0.409	0.120	0.503	0.425	0.506	0.377	0.295
Ca	0.008	0.007	0.019	0.012	0.005	0.015	0.004	0.008	0.008	0.008	0.018	0.004
Na	0.788	0.748	0.692	0.792	0.733	0.759	0.015	0.663	0.756	0.703	0.741	0.730
F	0.174	0.225	0.251	0.255	0.189	0.137	0.231	0.173	0.219	0.245	0.174	0.218

Granat

Sample	PE1_1_gt1 R	PE1_1_gt1 R	PE1_1_gt2 K	PE1_1_gt3 R	PE1_2_gt1 R	PE1_2_gt2 K	PE1_2_gt3 R	PE1_2_gt4 K	Sample	PE21_1_gt1 K	PE21_1_gt2 R	PE21_1_gt3 K	PE21_1_gt4 R	PE21_1_gt5 R	PE21_1_gt6
SiO2	36.52	37.05	36.50	37.61	37.25	36.33	37.65	36.54	SiO2	36.80	38.61	36.60	38.06	37.81	36.17
Al2O3	20.01	20.33	19.95	20.24	20.29	19.99	20.61	19.74	Al2O3	20.08	20.79	20.06	20.73	20.74	20.61
Fe2O3	0.51	0.30	0.89	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.36
FeO	22.91	23.12	31.08	23.92	23.41	28.56	23.45	28.08	FeO	30.86	24.58	29.42	24.04	23.64	30.10
MnO	9.85	10.34	10.83	9.46	9.71	13.98	10.34	14.15	MnO	11.33	3.53	12.12	4.58	5.07	10.87
MgO	0.12	0.17	0.45	0.22	0.20	0.07	0.23	0.17	MgO	0.30	0.30	0.32	0.30	0.07	0.73
CaO	8.26	8.13	0.62	8.31	8.34	0.46	7.78	0.50	CaO	0.62	12.69	0.6	12.16	11.97	0.65
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	98.16	99.44	100.31	99.75	99.2	99.39	100.07	99.19	Total	99.99	100.5	99.12	99.88	99.31	99.49

Normalization on the basis of 7 CATIONS and 24 CAHRGES

Si	3.012	3.016	3.005	3.048	3.034	3.021	3.043	3.043	Si	3.036	3.068	3.042	3.046	3.048	2.986
Al	1.945	1.950	1.936	1.933	1.948	1.959	1.963	1.938	Al	1.952	1.946	1.965	1.955	1.971	2.006
Fe3	0.032	0.018	0.055	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.022
Fe2	1.580	1.574	2.140	1.621	1.595	1.986	1.585	1.956	Fe2	2.129	1.633	2.046	1.609	1.593	2.078
Mn	0.688	0.713	0.755	0.650	0.670	0.985	0.708	0.998	Mn	0.792	0.238	0.853	0.311	0.346	0.761
Mg	0.014	0.020	0.055	0.026	0.024	0.008	0.028	0.021	Mg	0.037	0.036	0.040	0.036	0.009	0.089
Ca	0.730	0.709	0.054	0.722	0.728	0.041	0.674	0.045	Ca	0.055	1.080	0.054	1.043	1.034	0.058

ENDMEMBERS

Grossular	0.226	0.226	0	0.239	0.241	0.014	0.225	0.015	Grossular	0.018	0.362	0.018	0.348	0.347	0.008
Almandin	0.525	0.522	0.712	0.537	0.529	0.658	0.529	0.648	Almandin	0.707	0.547	0.684	0.537	0.534	0.696
Pyrope	0.005	0.007	0.018	0.009	0.008	0.003	0.009	0.007	Pyrope	0.012	0.012	0.013	0.012	0.003	0.03
Spessartite	0.229	0.236	0.251	0.215	0.222	0.326	0.236	0.331	Spessartite	0.263	0.08	0.285	0.104	0.116	0.255

Spodumen

Sample	PE71Sp 1	PE71Sp 2	PE71Sp 3	PE71Sp 4	PE71Sp 5	Pe72Sp 1	Pe72Sp 2	Pe72Sp 3	Pe72Sp 4	Pe72Sp 5	PE73Sp 1	PE73Sp 2	PE73Sp 3	PE73Sp 4	PE73Sp 5	PE73Sp 6	PE8Sp 1	PE8Sp 2	PE8Sp 3	PE8Sp 4	PE8Sp 5	PE8Sp 6
SiO2	67.75	68.33	68.52	68.76	67.88	68.37	68.27	67.84	67.6	67.86	68.22	68.12	68.24	69.16	69.23	68.76	67.79	68.16	67.69	68.37	67.6	67.86
TiO2	0.05	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05	0.03	0.00	0.10	0.00	0.10	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.03	0.00
Al2O3	27.59	28.13	28.02	28.04	27.74	27.89	27.61	27.34	27.62	27.45	28	28.25	27.47	28.85	28.15	27.76	27.7	27.53	27.74	27.57	27.78	27.66
Cr2O3	0.00	0.01	0.07	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.71	0.77	0.71	0.95	0.82	0.98	1.03	0.84	1.27	1.13	0.78	0.96	0.89	0.86	0.93	0.9	1.03	0.81	0.91	1.00	0.87	0.98
MnO	0.00	0.15	0.09	0.05	0.04	0.22	0.28	0.14	0.18	0.22	0.01	0.09	0.03	0.08	0.13	0.05	0.05	0.08	0.05	0.14	0.04	0.05
MgO	0.02	0.12	0.02	0.08	0.02	0.00	0.05	0.15	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.27	0.07	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.27	0.12
CaO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.03	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.03	0.01	0.01
K2O	0.02	0.04	0.01	0.00	0.08	0.04	0.00	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.04
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	96.14	97.57	97.44	97.90	96.61	97.51	97.26	96.48	96.73	96.71	97.21	97.43	96.73	99.26	98.58	97.51	96.77	96.61	96.5	97.16	96.63	96.72

Anhang B: Isotopenwerte

Probe	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	1% absolut	$\text{Nd}^{143}/^{144}$	2Sd(m)
Rappold Komplex		Pegmatitgneis		St.Radegund
05R06 Fsp	0,2457	0,00245664	0,51231382	7,40E-06
05R06 Grt	5,6656	0,05665573	0,52152837	5,90E-06
Isoplot Alter	Model 1 Solution on 2 points Age = $259,8 \pm 2.7$ Ma Initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,5118962 \pm 0.0000097$ MSWD = 0,000, Probability = 1,000			
Prijakt-Polinik-Komplex		Pegmatitgneis		Polinik
PE68 WR	0,2043	0,002	0,51216779	5,20E-06
PE68 Grt	1,4872	0,0149	0,51420803	1,46E-04
Isoplot Alter	Model 1 Solution on 2 points Age = 243 ± 17 Ma Initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511843 \pm 0.000024$ MSWD = 0,000, Probability = 1,000			
Prijakt-Polinik-Komplex		Pegmatitgneis		Polinik
03R36 Fsp	0,13914	0,00139136	0,51201741	1,20E-05
03R36 Grt	1,23072	0,01230722	0,51378558	5,75E-06
Isoplot Alter	Model 1 Solution on 2 points Age = $247,488 \pm 0.035$ Ma Initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511792100 \pm 0.000000075$ MSWD = 0,000, Probability = 1,000			
Prijakt-Polinik-Komplex		Pegmatitgneis		Polinik
03R37 WR	0,1912	0,00191196	0,51220056	5,37E-06
03R37 Grt1	5,32314	0,05323138	0,52116697	9,96E-06
03R37 Grt2	0,91005	0,00910047	0,51333223	8,88E-05
03R37 Grt2b	0,3845	0,00384511	0,5124843	7,17E-05
Isoplot Alter	Model 3 Solution on 4 points Age = 268 ± 11 Ma Initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51182 \pm 0.00018$			

Sample	Millstatt-Komplex											Kreuzeckgruppe		
	PE57	PE58	PE59	PE60	PE62	PE64	PE65	PE66	PE73	PE72	PE71	PE68	PE69	PE70
SiO2 (%)	69.6	64.302	76.485	65.06	74.408	66.56	75.992	66.646	73.3	64.16	73.48	74.233	71.66	72.57
TiO2 (%)	0.01	0.615	0.019	0.02	0.01	0.01	0.025	0.013	0.03	0.02	0.02	0.014	0.01	0.02
Al2O3 (%)	15.74	17.244	13.022	20.93	15.466	19.75	14.971	19.962	17.32	26.5	16.85	15.163	16.52	16.06
Fe2O3 (%)	0.14	5.224	1.436	0.36	0.954	0.1	0.32	0.14	0.85	0.83	0.44	1.12	0.56	0.34
MnO (%)	0.026	0.106	0.055	0.01	0.135	0.005	0.007	0.003	0.04	0.06	0.02	0.519	0.111	0.04
MgO (%)	0	1.106	0.133	0.04	0.052	0	0.066	0.01	0.12	0.01	0.04	0.043	0.02	0.04
CaO (%)	0.13	0.631	0.299	0.33	0.165	0.78	0.432	0.619	0.36	0	0.07	0.14	0.16	0.42
Na2O (%)	2.2	0.604	3.309	9.75	7.761	10.5	6.369	10.395	1.99	0.48	5.54	4.817	6.81	7.54
K2O (%)	10.5	4.052	2.533	1.41	0.629	0.41	1.118	0.588	1.61	0.13	0.42	1.795	1.52	0.99
P2O5 (%)	0.327	0.622	0.278	0.257	0.541	0.264	0.216	0.233	0.33	0.01	0.11	0.133	0.157	0.345
LOI ()	0.27	2.155	1.33	0.78	0.6031	0.32	0.6371	0.2942	1.22	0.34	0.44	0.8781	0.67	0.45
Sum (%)	99.08	96.88	99.02	99	100.78	98.8	100.23	98.96	97.17	92.52	97.42	98.93	98.3	98.86
Ba (PPM)	86	247	24.3	53	19.9	<30	46.4	44.4	69	<20	28	<15	36	<30
Ce (PPM)	34	100.6	<20	32	<20	<30	<20	<20	31	<20	30	43.8	<30	32
Cr (PPM)	<20	68.1	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Cs (PPM)	<20	<20	34.8	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Cu (PPM)	<20	21.1	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Ga (PPM)	<15	18.6	15.8	<15	<15	<15	<15	<15	20	32	13	<20	23	18
Nb (PPM)	<15	26.1	<20	<15	<20	<15	<20	<20	20	<20	<20	25.5	33	<15
Nd (PPM)	<20	49	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Pb (PPM)	143	254.5	78.7	22	37.7	83	30.9	49.8	28	<20	<20	16.2	<20	<20
Rb (PPM)	392	280.6	147.8	63	31.7	11	38.2	12.6	137	13	36	135.6	149	99
Sr (PPM)	68	56.5	22.1	143	31.8	161	95.3	161.2	51	<20	35	31.7	32	41
U (PPM)	<20	<20	<20	25	21	<20	<20	<20	<20	<20	<20	83.9	<20	<20
V (PPM)	<20	70.6	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Y (PPM)	<20	27.1	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Zn (PPM)	<20	173.6	47.5	20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	14	<20	<20
Zr (PPM)	<20	247	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	33	22
Hf (PPM)	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	17.8	<15	<15

Anhang D: ICPMS- Daten

Sample	PE69 (PR1)	008PR2	009PR3	010PR4	011PR5	012PR6	PE67 (PR25)	036PR26	037PR27	038PR28	039PR29	040PR30	043PR33	044PR34	045PR35
Locality	Kreuzeck	Kreuzeck	Kreuzeck	Kreuzeck	Kreuzeck	Kreuzeck	Kreuzeck	Kreuzeck	Kreuzeck						
Petrology	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit						
SiO2	68.36	68.36	68.86	68.86	68.75	68.75	68.01	68.01	63.51	63.51	68.16	68.16	68.89	68.89	72.2
TiO2	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0	0	0.09	0.09	0	0	0.03
Al2O3	19.17	19.17	19.44	19.44	19.25	19.25	20	20	22.52	22.52	19.7	19.7	20.33	20.33	21.1
Cr2O3	0	0	0.05	0.05	0.03	0.03	0	0	0.09	0.09	0.02	0.02	0.01	0.01	0
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.03
Feppm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	233.19275
MnO	0	0	0	0	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0	0	0.02	0.02	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0.24	0.24	0	0	0.04	0.04	0.01
CaO	0.11	0.11	0.04	0.04	0.03	0.03	0.34	0.34	3.29	3.29	0.14	0.14	0.11	0.11	0.16
Na2O	11.68	11.68	11.84	11.84	12.15	12.15	12.62	12.62	10.72	10.72	12.17	12.17	12.29	12.29	7.93
K2O	0.09	0.09	0.17	0.17	0.12	0.12	0.09	0.09	0.12	0.12	0.19	0.19	0.14	0.14	0.16
K	747.254	747.2542	1411.48	1411.48	996.33893	996.33893	747.25419	747.2542	996.33893	996.33893	1577.5366	1577.5366	1162.4	1162.395	1328.4519
Al_c	101453	101452.8	102881.8	102882	101876.23	101876.23	105845.43	105845.4	4	119181.95	81	104257.74	104257.74	81	107592
F	0	0	0	0	0	0	0.16	0.16	0.1	0.1	0.02	0.02	0	0	0
Cl	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.03
Li	0.196	0.686	1.94	1.351	0.318	0.132	0.724	0.335	0.807	1.074	0.604	0.368	0.204	0.256	1.8
Be	4.56	9.32	0.036	0.102	14.52	10.97	5.65	8.15	6.43	10.75	22.8	20.3	14.68	1.31	15.57
B	19.82	17.07	6.85	6.27	17.72	18.13	4.11	5.66	13.27	14	12.52	8.71	12.96	4.2	16
Si	319729	319728.6	322065.8	322066	321598.34	321598.34	317858.81	317858.8	296824.03	296824.03	318793.72	318793.72	322066	322065.8	337491.25
Ca	569.89	687.74	160.55	137	499.18	730.37	8400.84	10640.53	2997.1	5180.1	22827.92	19539.87	3259.52	486.96	15069.06
Ti	0.51	0.42	1.05	1.34	0.47	0.42	41.66	80.91	0.85	1.83	0.92	1.2	1.02	0.38	1.29
V	0.036	0.028	0.0208	1.021	0.032	0.03	0.141	0.189	0.026	0.0234	0.031	0.03	0.1	0.185	0.033
Cr	01.01	01.05	0.72	0.68	01.01	01.02	0.54	2.27	0.85	0.78	0.89	0.79	0.89	0.54	01.04
Mn	0.175	0.247	0.118	0.978	0.209	1.136	1.641	1.258	5.75	16.06	0.869	0.62	3.96	0.851	18.69

Co	0.112	0.0082	0.0063	0.0062	0.113	0.101	0.189	0.172	0.1001	0.139	0.12	0.152	0.102	0.0061	0.105
Ni	0.158	0.13	0.21	0.28	0.176	0.141	0.318	0.337	4.58	3.11	0.428	0.513	1.495	0.331	2.91
Cu	0.11	0.122	0.058	0.056	0.164	0.08	1.302	1.91	3.47	3.28	0.391	0.318	1.451	0.262	2.63
Zn	0.248	0.198	0.208	0.8	0.2	0.189	1.81	3.33	1.52	1.79	0.6	0.59	0.483	0.119	1.34
Ga	23.65	24.72	0.0074	0.413	19.15	19.61	4.43	4.23	10.69	11.39	9.29	9.6	8.1	1.056	14.17
Ge	4.97	5.17	3.56	2.85	5.26	5.2	1.311	1.556	0.944	1.182	3	2.3	0.561	1.24	1.77
Rb	0.15	0.177	0.107	0.182	0.302	0.214	3.2	3.87	27.76	80.38	0.743	0.771	14.52	2.18	69.19
Sr	22.06	13.66	0.162	1.759	17.09	17.32	156.51	190.74	268.1	369.44	392.31	376.15	269.41	27.39	542.96
Y	0.196	0.0039	0.0026	0.0029	0.117	0.0055	0.11	0.112	0.129	0.1376	0.149	0.195	0.104	0.102	0.1351
Zr	0.008	0.007	0.0039	0.003	0.0077	0.0056	0.16	0.144	0.17	0.106	0.155	0.142	0.104	0.0043	0.134
Nb	0.0036	0.0026	0.0044	0.0092	0.0059	0.0038	0.397	0.269	0.124	0.11	0.0044	0.0087	0.195	0.0025	0.296
Sn	0.193	0.127	0.132	0.197	0.174	0.221	0.402	0.452	0.147	0.181	0.232	0.116	0.326	0.17	0.2
Cs	0.14	0.102	0.122	0.109	0.029	0.18	0.132	0.2	0.854	2.19	0.133	0.17	0.71	0.142	3.25
Ba	0.334	0.271	0.027	0.153	0.714	0.563	28.99	34.47	17.23	29.04	83.31	63.81	30.68	4.07	50.62
La	0.182	0.00267	2.2	0.154	0.16	0.136	0.167	0.287	0.159	0.15	0.902	0.582	0.188	0.0097	0.338
Ce	0.103	0	0.165	0.0045	0.149	0.139	0.242	0.375	0.197	0.258	1.095	0.749	0.172	0.165	0.499
Pr	0.0073	0.00229	0.00189	0.00224	0.004	0.0049	0.123	0.147	0.157	0.183	0.195	0.131	0.008	0.0063	0.148
Nd	0.15	0.11	0.0096	0.0093	0.0234	0.14	0.16	0.101	0.15	0.102	0.168	0.13	0.16	0.187	0.116
Sm	0.151	0.161	0.0094	0.111	0.0255	0.167	0.196	0.131	0.028	0.126	0.18	0.11	0.171	0.167	0.14
Eu	0.008	0.0098	0.0034	0.0043	0.0068	0.134	0.1232	0.215	0.161	0.109	0.524	0.381	0.167	0.0041	0.219
Gd	0.0228	0.125	0.0089	0.0086	0.029	0.159	0.186	0.125	0.027	0.12	0.1	0.12	0.028	0.142	0.19
Tb	0.0032	0.00197	0.00172	0.0023	0.0045	0.0032	0.00205	0.0028	0.0035	0.0033	0.0046	0.0033	0.0043	0.00224	0.0081
Dy	0.134	0.116	0.0093	0.113	0.0071	0.115	0.118	0.0094	0.162	0.123	0.199	0.116	0.196	0.0092	0.18
Ho	0.0034	0.0026	0.00197	0.00205	0.0037	0.0022	0.0022	0.0032	0.0053	0.0052	0.0055	0.0043	0.0027	0.0029	0.0059
Er	0.0087	0.0062	0.0054	0.003	0.009	0.0046	0.0086	0.0094	0.0095	0.148	0.136	0.137	0.0097	0.007	0.138
Tm	0.0028	0.00283	0.00226	0.00098	0.003	0.0021	0.00129	0.002	0.0031	0.0036	0.0048	0.0029	0.0035	0.00187	0.0052
Yb	0.192	0.0052	0.0049	0.0081	0.0206	0.174	0.114	0.167	0.0256	0.163	0.164	0.02	0.123	0.129	0.0231
Lu	0.003	0.00164	0.00072	0.0021	0.00187	0.0022	0.00254	0.0025	0.0033	0.004	0.0035	0.0026	0.0083	0.0024	0.0052
Hf	0.104	0.138	0.113	0.0051	0.143	0.0094	0.0067	0.0085	0.0092	0.0078	0.145	0.151	0.188	0.0094	0.111

Ta	0.0035	0.00216	0.0053	0.0031	0.0045	0.0039	0.149	0.144	0.107	0.144	0.0079	0.137	0.131	0.0028	0.205
Tl	0.109	0.007	0.0046	0.006	0.112	0.0095	0.161	0.158	0.126	0.336	0.104	0.0097	0.15	0.0072	0.293
Pb	2.66	2.69	0.15	0.41	2.57	5.48	5.28	6.87	3.05	5.06	19.94	14.99	3.37	0.344	13.39
Th	0.0066	0.0042	0.003	0.0036	0.105	0.0058	0.14	0.0075	0.162	0.124	0.13	0.0094	0.184	0.0039	0.135
U	0.128	0.0044	0.0044	0.154	0.158	0.186	0.225	0.162	0.133	0.191	0.198	0.148	0.111	0.109	0.202

Sample	046PR36	PE70 (PR77)	097PR78	098PR79	099PR80	100PR81	101PR82	102PR83	PE64 (PR39)	050PR40	051PR41	052PR42	053PR43	060PR45	061PR46
Locality	Kreuzeck	Kreuzeck	Kreuzeck	Kreuzeck	Kreuzeck	Kreuzeck	Kreuzeck	Kreuzeck	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt
Petrology	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit
SiO2	72.2	68.19	68.25	69.04	66.44	68.33	68.75	69.11	68.46	68.46	68.46	68.46	68.46	68.32	68.32
TiO2	0.03	0.02	0	0.01	0	0	0	0.01	0	0.04	0	0.1	0	0	0
Al2O3	21.1	18.72	19.23	19.34	18.57	19.57	19.57	19.34	20.78	20.78	20.78	20.78	20.78	20.78	20.78
Cr2O3	0	0.02	0.09	0	0.08	0.04	0.04	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0.07	0	0	0	0	0	0
Feppm	233.1928	0	0	0	0	0	0	0	544.116419	0	0	0	0	0	0
MnO	0	0	0	0.06	0	0	0	0.06	0	0.13	0.01	0.02	0	0.1	0.1
MgO	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0.53	0.49	0.51	0.47	0.44	0.57	0.57
CaO	0.16	0.08	0.05	0.15	0.1	0.07	0.07	0.15	0	0	0	0	0	0.01	0.01
Na2O	7.93	13.58	11.8	12.69	13.67	14.54	14.54	12.69	10.78	10.78	10.78	8.09	9.44	10.78	10.78
K2O	0.16	0.11	0.1	0.06	0.05	0.11	0.11	0.06	0.27	0.26	0.24	0.17	0.19	0.07	0.07
K	1328.452	913.311	830.28244	498.1694627	415.14122	913.3107	913.31068	498.169463	2241.76258	2158.734	1992.678	1411.48	1577.5366	581.19771	581.198
Al_c	111666.9	99071.3	101770.38	102352.5304	98277.481	103569.8	103569.75	102352.53	109973.401	109973.4	109973.4	109973.4	109973.4	109973.4	109973
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.04	0.12	0.19	0.19
Cl	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Li	0.281	0.218	0.502	0.217	0.203	0.201	0.303	11.39	0.245	0.156	0.331	0.342	1.38	0.214	0.357
Be	0.19	11.33	9.43	28.51	28.21	17.55	0.15	3.25	7.75	7.54	6.85	7.44	3.56	7.65	8.46
B	4.14	10.21	8.42	9.63	10.6	9.93	2.95	8.87	13.28	12.6	12.79	12.13	12.33	11.28	9.92
Si	337491.3	318794	319261.12	322533.19	310379.78	319261.1	321598.31	323000.62	320196	320196	320196	320196	320196	319261.12	319261

Ca	204.9	563.13	985.44	561.46	667.45	666.42	79.91	663.98	4846.72	4076.56	5243.78	4001.26	4192.43	4674.65	4130.22
Ti	1.13	0.39	15.58	0.38	0.4	0.41	1.24	154.7	0.42	0.37	0.79	0.46	0.39	0.35	0.35
V	0.159	0.033	0.12	0.027	0.027	0.029	0.02	3.96	0.026	0.0232	0.031	0.0246	0.032	0.03	0.0237
Cr	0.48	0.8	0.86	0.76	0.75	0.75	0.43	3.86	0.8	0.73	0.85	0.75	0.81	0.83	0.69
Mn	0.118	0.289	4.13	0.163	0.127	0.143	0.19	33.93	14.98	2.6	10.26	4.53	28.56	6.61	3.87
Co	0.0056	0.158	0.127	0.114	0.102	0.103	0.0066	0.352	0.0078	0.101	0.136	0.158	0.102	0.122	0.158
Ni	0.126	0.25	0.424	0.242	0.23	0.328	0.408	0.966	0.11	0.105	0.114	0.108	0.152	0.103	0.088
Cu	0.052	0.096	2.37	0.098	0.091	0.091	0.053	0.721	0.494	0.22	0.246	0.813	3.97	0.969	1.91
Zn	0.12	0.192	98.42	0.201	0.15	0.277	0.091	10.59	1.77	0.75	1.89	2.9	12.09	1.27	2.2
Ga	0.156	15.21	15.05	14.24	13.43	14.81	0.0094	13.37	8.29	8.6	8.81	9.08	7.75	7.95	7.34
Ge	0.741	4.93	4.8	4.52	4.44	4.6	2.67	2.6	1.92	1.93	2.29	2.35	2.64	2.48	2.43
Rb	0.148	0.253	1.329	0.115	0.18	0.154	0.174	161.31	1.29	1.491	3.63	2.06	2.66	1.25	1.594
Sr	2.44	20.8	37.51	13.79	11.04	12.77	0.189	5.46	158.35	152.08	162.79	175.53	150.5	180.1	167.95
Y	0.0029	0.0045	0.109	0.0043	0.0041	0.0042	0.0034	0.165	0.33	0.133	1.06	0.126	0.568	0.328	0.144
Zr	0.0034	0.184	0.101	0.0085	0.0021	0.0055	0.0073	1.008	0.0067	0.0061	0.0079	0.0077	0.166	0.0099	0.0062
Nb	0.00137	0.0052	0.131	0.0041	0.0067	0.0039	0.0033	20.86	0.0062	0.0082	0.0066	0.0085	0.177	0.144	0.0098
Sn	0.127	0.236	0.257	0.208	0.207	0.165	0.1	37.05	0.195	0.19	0.109	0.227	0.151	0.213	0.175
Cs	0.128	0.13	0.129	0.038	0.033	0.036	0.0214	4.08	0.179	0.138	0.236	0.313	0.634	0.16	0.17
Ba	0.425	0.5	2.3	0.261	0.235	0.47	0.025	33.71	4.92	5.4	15.03	9.26	10.52	4.34	6.08
La	4.88	0.0036	0.229	0.0036	0.004	0.0044	28.25	1.391	0.179	0.137	0.511	0.195	0.317	0.265	0.142
Ce	0.0064	0.131	0.444	0.0043	0.0066	0.0034	0.0094	0.365	0.285	0.158	1.226	0.138	0.571	0.375	0.171
Pr	0.00221	0.003	0.134	0.0046	0.0034	0.0028	0.00159	0.177	0.193	0.005	0.138	0.0043	0.105	0.17	0.0045
Nd	0.0082	0.179	0.39	0.0211	0.028	0.0203	0.0056	0.56	0.19	0.152	0.218	0.192	0.165	0.107	0.179
Sm	0.0074	0.034	0.12	0.0207	0.196	0.14	0.024	0.17	0.15	0.149	0.18	0.0258	0.19	0.17	0.152
Eu	0.0046	0.14	0.122	0.148	0.0067	0.118	0.0038	0.134	0.122	0.128	0.164	0.147	0.139	0.155	0.104
Gd	0.175	0.0249	0.19	0.138	0.131	0.032	0.107	0.14	0.024	0.173	0.14	0.155	0.16	0.17	0.177
Tb	0.00275	0.0056	0.008	0.0031	0.0051	0.0047	0.0032	0.0083	0.0034	0.0035	0.169	0.003	0.141	0.0097	0.0042
Dy	0.106	0.134	0.1	0.0241	0.0086	0.151	0.007	0.138	0.17	0.185	0.146	0.144	0.17	0.1	0.186
Ho	0.00222	0.0054	0.0067	0.0033	0.0049	0.00179	0.00254	0.0094	0.0088	0.0024	0.108	0.00184	0.163	0.108	0.003

Er	0.0057	0.16	0.0092	0.119	0.159	0.114	0.0092	0.126	0.121	0.11	0.13	0.133	0.15	0.175	0.124
Tm	0.0015	0.0057	0.0048	0.0032	0.0037	0.0048	0.00173	0.0055	0.0047	0.0045	0.146	0.003	0.0077	0.0057	0.0023
Yb	0.145	0.025	0.196	0.0215	0.181	0.146	0.102	0.146	0.19	0.154	0.124	0.147	0.1	0.14	0.02
Lu	0.00255	0.0035	0.0076	0.0041	0.0032	0.0056	0.00227	0.0055	0.0058	0.0034	0.116	0.0027	0.122	0.0079	0.003
Hf	0.0087	0.0255	0.172	0.133	0.109	0.136	0.0089	0.11	0.0091	0.144	0.187	0.171	0.158	0.166	0.0093
Ta	0.00199	0.0056	0.171	0.0064	0.004	0.0062	0.003	4.7	0.114	0.112	0.161	0.12	0.11	0.165	0.109
Tl	0.0044	0.151	0.108	0.103	0.0069	0.121	0.0072	0.621	0.194	0.15	0.149	0.129	0.169	0.111	0.169
Pb	0.101	2.49	6.75	2.67	5.35	6.31	0.16	4.21	102.51	80.87	71.55	71.94	69.09	85.26	95.12
Th	0.0032	0.0089	0.184	0.0042	0.0094	0.0089	0.0051	0.12	0.146	0.0042	0.171	0.006	0.147	0.21	0.136
U	0.0025	0.131	0.557	0.107	0.116	0.124	0.0044	0.284	0.186	0.123	0.442	0.141	0.23	0.337	0.108

Sample	063PR48	068PR53	PE60 (PR54)	070PR55	071PR56	072PR57	073PR58	074PR59	075PR60	076PR61	077PR62	PE65 (PR63)	080PR65	081PR66	086PR67
Locality	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt
Petrology	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit
SiO2	68.46	72.42	72.42	67.74	67.74	67.4	67.4	68.63	68.63	68.5	68.5	68.1	69.16	69.16	70.2
TiO2	0.04	0	0	0	0	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	20.78	19.75	19.75	18.85	18.85	18.64	18.64	19.31	19.31	17.37	17.37	19.2	19.2	19.2	19.14
Cr2O3	0	0.06	0.06	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.03
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.08	0.08	0.08	0
Feppm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	621.84734	621.8473	621.8473	0
MnO	0	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0.02	0.02	0.02	0
MgO	0.52	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.06	0.06	0.06	0
CaO	0	0.07	0.07	0.08	0.08	0.09	0.09	0.25	0.25	0.08	0.08	0.02	0.02	0.02	0.01
Na2O	9.44	9.75	9.75	12.68	12.68	11.35	11.35	10.67	10.67	12.99	12.99	8.75	8.75	8.75	6.98
K2O	0.2	0.14	0.14	0.11	0.11	0.15	0.15	0.1	0.1	0.16	0.16	0.23	0.23	0.23	0.06
K	1660.5648 8	1162.395	1162.395	913.31068	913.311	1245.4237	1245.4237	830.28244	830.2824	1328.4519	1328.45	1909.6496	1909.65	1909.65	498.16946

	109973.40														
Al_c	1	104522.4	104522.4	99759.317	99759.3	98647.94	98647.94	102193.76	102193.8	91926.756	91926.8	101611.61	101611.6	101611.6	101294.08
F	0.06	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.06	0.06	0.06	0.09
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01
Li	0.179	0.227	0.194	0.215	0.175	0.208	0.677	0.302	0.23	0.891	0.43	0.195	0.226	0.197	0.293
Be	5.35	2.49	2.73	3.19	2.72	3.02	2.66	2.7	2.47	0.032	0.024	4.26	5.09	5.37	7.74
B	9.12	11.75	13.28	13.59	12.82	12.09	12.34	14.25	12.3	3.39	3.28	10.67	9.89	8.95	9.19
Si	320196	338426.1	338426.1	316456.47	316457	315054.16	315054.19	320663.44	320663.4	320196	320196	318326.25	323468.1	323468.1	328142.47
Ca	4465.82	425.98	419.51	425.14	420.34	445	406.35	486.73	1349.1	106.45	71.85	2404.16	4425.99	5139.12	2646.63
Ti	0.36	0.47	0.84	2.9	0.57	0.52	0.46	0.51	0.47	1	0.67	0.76	0.9	1.17	0.46
V	0.027	0.032	0.031	0.035	0.028	0.033	0.028	0.035	0.032	0.0222	0.152	0.03	0.032	0.029	0.033
Cr	0.75	0.97	0.83	0.9	0.73	0.85	0.74	0.91	0.85	0.54	0.45	0.78	0.91	0.82	0.86
Mn	9.67	0.228	0.127	0.276	0.113	1.027	0.149	5.28	19.22	0.086	0.107	1.22	17.93	14.52	2.69
Co	0.112	0.138	0.114	0.178	0.111	0.124	0.111	0.139	0.154	0.0078	0.0058	0.127	0.138	0.137	0.0097
Ni	0.14	0.172	0.127	0.388	0.167	0.12	0.113	211.26	0.144	0.139	0.102	0.193	0.469	0.115	0.169
Cu	0.126	0.162	0.155	0.191	0.211	0.095	0.084	0.097	0.156	0.103	0.05	0.089	0.146	0.092	0.091
Zn	3.78	0.31	0.211	0.223	0.261	0.195	0.475	0.34	0.22	0.101	0.091	0.66	6.56	3.03	0.4
Ga	9.31	10.89	11.29	9.99	9.76	11.45	10.28	11.52	10.49	0.111	0.146	7.99	8.74	8.46	7
Ge	2.79	3.76	3.68	3.59	3.27	3.98	3.69	3.69	3.99	2.82	2.47	2.34	2.56	2.72	2.84
Rb	0.605	0.287	0.366	0.306	0.361	0.233	0.446	0.377	0.243	0.16	0.14	0.12	0.308	0.275	0.13
Sr	145.38	3.99	2.53	4.24	3.48	4.31	2.73	2.57	3.49	0.142	0.113	98.54	124.25	114.25	145.2
Y	0.13	0.0055	0.006	0.0042	0.0041	0.0047	0.0037	0.231	0.306	0.0035	0.0029	0.3	2.88	3.31	0.288
Zr	0.007	0.108	0.0044	0.123	0.0098	0.131	0.11	0.1	0.0081	0.006	0.0025	0.1	0.0076	0.0046	0.0082
Nb	0.0047	0.0045	0.0045	0.004	0.0053	0.0047	0.00255	0.0059	0.0084	0.0036	0.0029	0.0026	0.0025	0.0061	0.0048
Sn	0.185	0.147	0.169	0.168	0.125	0.179	0.077	0.145	0.208	0.12	0.122	0.178	0.158	0.144	0.19
Cs	0.124	0.149	0.13	0.131	0.121	0.257	0.78	0.171	0.259	0.1	0.14	0.034	0.288	0.207	0.038
Ba	3.19	0.107	0.152	0.347	0.355	0.218	0.159	0.142	0.239	0.0224	0.151	1.08	2.44	2.2	1.37
La	0.137	0.006	0.0038	0.0033	0	0.004	0.00245	0.153	0.147	1.096	0.41	0.196	1.422	1.87	0.269
Ce	0.142	0.0039	0.0032	0.0042	0.00219	0.0062	0.0021	0.163	0.163	0.139	0.0018	0.598	4.86	6.78	0.662
Pr	0.0076	0.0039	0.0033	0.00223	0.0034	0.0028	0.0046	0.114	0.154	0.00255	0.0028	0.147	0.747	0.944	0.186

Nd	0.117	0.134	0.0271	0.0206	0.0244	0.0258	0.103	0.031	0.026	0.168	0.139	0.49	3.72	4.14	0.323
Sm	0.027	0.032	0.027	0.0248	0.0267	0.142	0.124	0.0211	0.0241	0.0202	0.129	0.188	1.111	1.377	0.109
Eu	0.116	0.0062	0.0072	0.0096	0.0065	0.0053	0.0076	0.0091	0.1	0.0049	0.002	0.214	0.464	0.522	0.162
Gd	0.0228	0.026	0.031	0.0234	0.196	0.185	0.0203	0.02	0.023	0.0085	0.173	0.116	1.062	1.254	0.134
Tb	0.0044	0.0054	0.002	0.0052	0.0031	0.0055	0.0041	0.0041	0.0057	0.00135	0.0022	0.107	0.146	0.178	0.116
Dy	0.108	0.0224	0.165	0.113	0.021	0.172	0.133	0.021	0.12	0.126	0.139	0.19	0.748	0.892	0.16
Ho	0.0051	0.0072	0.003	0.006	0	0.0054	0.0039	0.0078	0.0044	0.0029	0.00205	0.0084	0.127	0.1116	0.0067
Er	0.139	0.185	0.125	0.0067	0.0079	0.145	0.142	0.171	0.17	0.0095	0.0078	0.172	0.191	0.196	0.178
Tm	0.0032	0.0055	0.0045	0.0058	0.0026	0.0037	0.0027	0.006	0.0062	0.0031	0.0028	0.0045	0.183	0.101	0.0041
Yb	0.198	0.167	0.195	0.182	0.0263	0.0203	0.0222	0.15	0.1	0.115	0.108	0.169	0.13	0.114	0.18
Lu	0.0034	0.0065	0.0043	0.0041	0.0039	0.0045	0.002	0.0065	0	0.0039	0.0017	0.0049	0.0061	0.125	0.0033
Hf	0.116	0.0201	0.182	0.113	0.116	0.109	0.169	0.145	0.155	0.0071	0.179	0.1	0.12	0.133	0.0222
Ta	0.0063	0.0033	0.0044	0.0067	0.004	0.0082	0.0054	0.0049	0.0056	0.0029	0.0028	0.1	0.0062	0.004	0.007
Tl	0.163	0.13	0.12	0.115	0.118	0.0076	0.162	0.148	0.0097	0.0086	0.0071	0.12	0.0097	0.17	0.114
Pb	96.56	15.55	7.44	11.06	8.64	12.41	11.05	9.89	11.24	0.15	0.163	25.87	35.67	31.59	39.66
Th	0.0063	0.12	0.0083	0.0068	0.0049	0.0055	0.0059	0.0091	0.162	0.0021	0.0047	0.107	0.188	0.102	0.154
U	0.169	0.196	0.0077	0.0068	0.007	0.0087	0.0072	0.164	0.975	0.0025	0.0044	0.119	0.406	0.529	0.165

Sample	087PR68	090PR71	091PR72	PE59 (PR103)	128PR104	129PR105	130PR106	131PR107	PE66 (PR108)	133PR109	134PR110	139PR111	142PR114	PE9 (PR13)	020PR14
Locality	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Radegund	Radegund
Petrology	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit
SiO2	70.2	69.1	69.1	68.44	68.46	68.77	69.77	69.33	69.71	69.31	71.62	71.62	68.23	68.59	68.59
TiO2	0	0	0	0	0.04	0	0	0	0.01	0.02	0.09	0.09	0.01	0.05	0.05
Al2O3	19.14	19.31	19.31	18.67	20.78	18.67	18.82	19.28	19.56	19.59	20.27	20.27	19.36	19.08	19.08
Cr2O3	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0	0.08	0	0	0	0	0
FeO	0	0	0	0	0.04	0	0	0	0	0	0.07	0.07	0	0	0
Feppm	0	0	0	0	310.92367	0	0	0	0	0	544.11642	544.11642	0	0	0
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0.07	0	0.03	0.03	0	0.01	0.01

MgO	0	0	0	0	0.09	0	0	0	0	0	0.11	0.11	0	0	0
CaO	0.01	0.25	0.25	0.03	0	0.03	0.01	0.02	0.4	0.35	0.35	0.35	0.27	0.69	0.69
Na2O	6.98	10.67	10.67	13.12	10.78	13.12	13.05	13.17	12.07	11.93	9.98	9.98	11.98	10.47	10.47
K2O	0.06	0.1	0.1	0.12	0.24	0.12	0.1	0.06	0.1	0.19	0.19	0.19	0.18	0.1	0.1
K	498.16946	830.2824	830.28244	996.33893	1992.6779	996.33893	830.28244	498.16946	830.28244	1577.5366	1577.5366	1577.5366	1494.5084	830.28244	830.2824379
Al_c	101294.08	102193.8	102193.76	98806.709	109973.40	98806.709	99600.549	102034.99	103516.83	103675.6	107274.34	107274.34	102458.38	100976.54	100976.5398
F	0.09	0	0	0	0.05	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cl	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Li	0.347	88.42	90.66	4.13	0.317	0.248	0.58	0.254	0.248	1.54	0.235	0.234	96.97	2.74	8.15
Be	7.43	25.4	28.12	7.59	2.82	4.92	4.48	5.27	4.66	4.84	5.12	4.31	93.1	10.1	10.5
B	8.88	69.71	87.83	51.07	6.91	8.63	9.09	8.78	9.32	18.97	9.79	10.26	37.75	15.73	16.58
Si	328142.47	323935.5	323935.53	319728.56	225305.8	321598.31	326272.72	323935.5	325805.28	323935.5	334686.62	334686.62	327675.03	320663.47	320663.47
Ca	2587.49	1719.95	1301.35	468.52	344.99	446.35	389.15	507.77	7597.71	5970.56	4880.9	4114.94	9653.35	4401.05	4115.7
Ti	0.55	2581.37	3093.63	13.65	0.28	0.38	1.7	0.39	0.38	20.69	0.85	0.8	1.23	1.05	3.72
V	0.03	55.3	68.54	0.03	0.023	0.034	0.035	0.03	0.029	0.115	0.0245	0.028	0.161	0.034	0.027
Cr	0.76	7.14	4.92	0.78	0.61	0.86	0.9	0.83	0.82	0.83	0.74	0.68	0.52	0.111.201	0.93
Mn	4.07	318.66	90.72	11.35	0.163	0.147	0.877	0.166	30.51	32.92	13.89	8.04	31.28	3.82	5.43
Co	0.116	6.1	5.1	0.12	0.106	0.708	0.171	0.138	0.139	0.141	0.178	0.132	0.271	0.106	0.175
Ni	0.14	7.96	6.34	0.18	2.18	0.65	0.117	0.136	0.232	0.28	0.289	0.272	1.192	0.161	0.583
Cu	0.087	3.55	5.29	0.172	0.063	0.098	0.095	0.13	0.154	1.033	0.253	0.606	3.63	0.124	2.36
Zn	1.77	57.54	46.96	18.16	0.149	0.182	0.5	0.223	0.62	6.47	0.88	1.98	38.21	3.07	11.47
Ga	7.06	64.38	68.88	13.93	7.81	12.66	10.7	9.61	7.84	10.17	7.9	7.98	21.58	16.83	17.52
Ge	2.89	3.81	3.21	4.43	2.84	4.28	4.21	4.66	3.04	2.76	2.87	2.67	1.63	3.42	3.56
Rb	0.196	599.55	597.94	69.02	0.248	0.164	0.634	0.234	0.424	21.86	0.789	0.922	31.56	7.63	25.67
Sr	143.18	149.6	211.03	3.4	1.85	4.59	3.58	3.43	178.14	172.28	194.64	186.62	1626.94	32.69	43.28
Y	0.183	0.425	0.162	0.0037	0.0051	0.004	0.0032	0.0042	5.3	3.75	1.532	1.316	0.138	0.119	0.17
Zr	0.0075	1.033	0.859	0.112	0.0081	0.0036	0.0063	0.0083	0.122	0.146	0.11	0.11	0.499	0.0057	0.181
Nb	0.0027	68.03	68.86	4.99	0.0066	0.0038	0.0064	0.0049	0.0046	0.65	0.171	0.13	0.159	0.277	0.965
Sn	0.203	43.15	38.3	7.29	0.15	0.164	0.098	0.18	0.131	1.36	0.209	0.154	0.283	1.386	3.32

Cs	0.144	16.12	13.99	3.19	0.233	0.041	0.459	0.141	0.14	0.695	0.16	0.187	1.35	0.579	1.214
Ba	1.6	817.13	1119.87	4.35	0.024	0.15	0.222	0.11	5.45	45.22	6.01	7.72	126.01	1.598	17.02
La	0.115	0.129	0.0072	0.0044	0.0035	0.0051	0.0054	0.005	1.91	1.283	0.511	0.424	0.168	0.153	0.177
Ce	0.1027	0.157	0.0047	0.0052	0.0041	0.0049	0.0064	0.0066	4.22	2.8	1.214	0.915	0.148	0.19	0.168
Pr	0.123	0.108	0.0048	0.0037	0.0048	0.0027	0.0046	0.0025	0.461	0.316	0.149	0.1092	0.0052	0.0048	0.112
Nd	0.1	0.16	0.037	0.031	0.0202	0.197	0.0222	0.029	1.68	1.164	0.488	0.419	0.0204	0.141	0.17
Sm	0.03	0.041	0.034	0.027	0.03	0.033	0.033	0.03	0.534	0.36	0.163	0.18	0.0246	0.0207	0.0242
Eu	0.16	0.224	0.265	0.0084	0.0081	0.0091	0.114	0.0082	0.383	0.302	0.156	0.176	0.172	0.117	0.183
Gd	0.034	0.058	0.185	0.025	0.03	0.027	0.031	0.037	0.477	0.452	0.167	0.146	0.0231	0.152	0.023
Tb	0.0033	0.0062	0.0051	0.0046	0.0026	0.005	0.0069	0.0052	0.118	0.124	0.115	0.122	0.0033	0.0044	0.0047
Dy	0.188	0.16	0.024	0.029	0.151	0.029	0.0202	0.031	0.751	0.655	0.238	0.204	0.192	0.129	0.107
Ho	0.0048	0.124	0.0054	0.0081	0.0033	0.0084	0.0067	0.0062	0.165	0.107	0.195	0.131	0.003	0.00285	0.0035
Er	0.009	0.16	0.184	0.161	0.0098	0.103	0.176	0.183	0.464	0.306	0.128	0.123	0.154	0.0056	0.0072
Tm	0.0041	0.142	0.0073	0.0033	0.0059	0.0044	0.0041	0.0038	0.134	0.125	0.111	0.16	0.0037	0.0041	0.0021
Yb	0.198	0.101	0.02	0.196	0.0218	0.037	0.0276	0.029	0.523	0.38	0.152	0.102	0.18	0.152	0.102
Lu	0.0038	0.13	0.0064	0.0062	0.0034	0.0047	0.0062	0.0038	0.197	0.166	0.113	0.128	0.0036	0.0034	0.0032
Hf	0.025	0.15	0.19	0.192	0.179	0.0263	0.148	0.0098	0.0258	0.165	0.0261	0.146	0.177	0.0095	0.14
Ta	0.0055	12.95	15.06	1.195	0.0065	0.0056	0.139	0.0082	0.0072	0.292	0.0055	0.163	0.14	0.102	0.332
Tl	0.116	1.81	1.7	0.313	0.0085	0.144	0.153	0.123	0.152	0.126	0.188	0.157	0.164	0.141	0.1183
Pb	38.15	90.1	85.92	14.12	5.49	9.84	11.41	6.64	63.32	63.12	72.32	58.88	6.16	26.64	21.94
Th	0.0072	0.125	0.105	0.1	0.0067	0.129	0.0065	0.122	0.131	0.259	0.146	0.131	0.17	0.0067	0.196
U	0.13	0.157	0.126	0.171	0.183	0.0094	0.119	0.108	0.836	0.809	0.369	0.318	0.241	0.103	0.161

Sample	021PR15	022PR16	023PR17	024PR18	026PR20	027PR21	028PR22	033PR23	034PR24	113PR89	PE26 (PR91)	117PR93	118PR94	120PR96	PE14 (PR115)
Locality	Radegund	Radegund	Radegund	Radegund	Radegund										
Petrology	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit										
SiO2	68.33	68.33	68.18	68.18	69.01	69.29	69.29	68.61	68.61	69.3	68.5	68.97	68.97	68.5	67.17
TiO2	0	0	0.02	0.02	0	0.1	0.1	0	0	0	0.02	0.02	0.02	0.02	0

Al2O3	19.25	19.25	19.18	19.18	18.95	18.54	18.54	18.84	18.84	19.52	20.2	20.32	20.32	20.2	19.33
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	0	0	0.03	0.03	0.09	0	0	0.06	0.06	0	0.04	0	0	0.04	0
Feppm	0	0	233.19275	233.19275	699.57825	0	0	466.38550	466.38550	0	310.92367	0	0	310.92367	0
MnO	0.03	0.03	0	0	0	0	0	0.04	0.04	0.06	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.2	0.54	0.47	0.47	0.54	0
CaO	0.94	0.94	1.04	1.04	0.5	0.41	0.41	0.78	0.78	0.28	0.07	0	0	0.07	0.55
Na2O	10.41	10.41	7.87	7.87	10.7	8.98	8.98	9.41	9.41	12.58	11.28	11.28	11.28	11.28	12.63
K2O	0.13	0.13	0.08	0.08	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.14	0.07	0.05	0.05	0.07	0.07
K	1079.3672	1079.3672	664.22595	664.22595	498.16946	581.19771	581.19771	581.19771	581.19771	1162.3954	581.19771	415.14122	415.14122	581.19771	581.1977065
Al_c	101876.23	101876.23	101505.77	101505.77	100288.54	98118.713	98118.713	99706.395	99706.395	103305.14	106903.89	107538.96	107538.96	106903.89	102299.6077
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Li	2.31	2.87	4.83	3.94	13.7	5.38	0.986	20.33	1.73	0.505	3.4	11.26	3.29	11.98	0.56
Be	14.61	12.55	15.8	16.5	11.15	17.07	9.7	10.69	8.83	0.034	24.91	27.01	21.68	32.16	17.65
B	19.88	14.66	15	13.32	13.59	15.5	11.51	16.25	12.5	3.03	8.21	15.95	9.18	13.43	9.01
Si	319261.12	319261.16	318793.72	318793.72	322533.22	323935.5	323935.53	320663.44	320663.47	323935.5	320196	322533.19	322533.19	320196	314119.25
Ca	7007.03	5489.65	6347.46	5846.11	4936.77	7614.1	4399.82	3329.85	4194.01	65.11	10929.12	4992.35	4576.76	9598.26	4929.27
Ti	4.23	3.04	1.1	0.82	91.7	1.62	0.38	6.87	1.16	0.94	0.54	0.97	0.4	0.9	0.34
V	0.04	0.029	0.038	0.029	0.13	0.037	0.0256	0.037	0.029	0.118	0.031	0.031	0.031	0.035	0.029
Cr	01.01.202	0.89	01.08.201	0.82	0.81	01.12.201	0.83	01.07.201	0.81	0.46	1.12	0.81	0.81	0.88	0.73
Mn	3.07	2.86	15.82	7.73	10.65	7.06	2.74	11.26	6.19	0.079	1.73	18.27	1.95	23.2	1.093
Co	0.125	0.15	0.193	0.1208	0.451	0.187	0.0095	0.126	0.123	0.0058	0.163	0.24	0.125	0.105	0.194
Ni	0.171	0.128	0.355	0.471	1.46	0.167	0.129	0.28	0.136	0.408	2.76	1.25	0.299	0.331	0.166
Cu	0.136	0.078	0.634	1.237	12.69	0.324	0.079	0.839	0.487	0.136	0.107	1.81	0.598	0.105	0.332
Zn	1.93	2.01	17.52	14.69	42.82	5.72	1.68	10.54	4.33	0.303	0.8	9.79	1.14	13.94	3.07
Ga	17.45	18.32	18.66	18.29	18.23	19.99	17.39	19.49	15.57	0.127	14.27	13.93	12.24	14.62	17.66
Ge	3.84	3.13	3.55	2.99	3.24	3.56	3.35	5.7	3.95	1.67	3.48	3.56	4.08	3.67	3.01
Rb	7.9	8.42	3.63	1.84	43.21	17.75	1.85	36.12	3.84	0.124	0.266	38.9	1.105	19.06	0.361

Sr	38.08	34.08	42.94	61.14	67.16	46.66	20.94	62.55	22.24	0.123	45.48	72.58	66.44	119.78	40.65
Y	0.0075	0.133	0.1344	0.431	0.748	0.15	0.0061	0.148	0.16	0.0022	0.174	0.1038	0.967	0.184	0.147
Zr	0.0067	0.0052	0.0073	0.153	0.507	0.116	0.009	0.195	0.119	0.127	0.0086	0.138	0.178	0.0076	0.253
Nb	0.41	0.449	0.175	0.15	0.887	0.238	0.176	0.75	0.1177	0.004	0.0048	0.254	0.109	0.351	0.0097
Sn	1.009	1.061	0.65	0.346	3.87	1.8	0.325	4.34	0.543	0.107	0.216	2.98	0.321	2.39	0.193
Cs	0.64	0.613	0.603	0.429	3.19	1.257	0.197	3.04	0.351	0.167	0.045	1.83	0.285	3.61	0.13
Ba	1.245	1.2	3.4	4.7	15.63	1.6	0.266	3.29	0.711	0.13	0.857	7.26	0.875	3.55	1.149
La	0.17	0.1285	0.783	1.654	2.99	0.182	0.189	0.1282	0.101	0.452	0.548	0.126	0.1028	0.118	0.11
Ce	0.105	0.1238	0.82	1.56	3.33	0.241	0.137	0.188	0.1357	0.0043	0.701	0.117	0.136	0.163	0.133
Pr	0.0083	0.145	0.191	0.426	0.652	0.179	0.0048	0.116	0.155	0.0036	0.185	0.148	0.113	0.0051	0.0045
Nd	0.1	0.19	0.7	1.362	2.35	0.19	0.149	0.1	0.16	0.17	0.129	0.029	0.13	0.025	0.023
Sm	0.168	0.101	0.142	0.23	0.646	0.11	0.0206	0.19	0.187	0.158	0.16	0.034	0.11	0.039	0.0227
Eu	0.171	0.138	0.188	0.1176	0.11	0.138	0.113	0.102	0.185	0.0043	0.152	0.134	0.184	0.168	0.0094
Gd	0.027	0.192	0.12	0.2	0.351	0.029	0.169	0.157	0.136	0.192	0.023	0.043	0.14	0.028	0.037
Tb	0.003	0.003	0.107	0.102	0.192	0.0036	0.0027	0.0049	0.0032	0.003	0.0036	0.0063	0.132	0.0052	0.0058
Dy	0.177	0.141	0.113	0.14	0.232	0.172	0.111	0.169	0.15	0.0059	0.034	0.024	0.179	0.115	0.172
Ho	0.0033	0.0023	0.0067	0.117	0.114	0.0052	0.0037	0.0043	0.0042	0.002	0.0055	0.007	0.112	0.0082	0.0036
Er	0.164	0.1	0.142	0.138	0.1	0.113	0.137	0.0064	0.124	0.0085	0.181	0.153	0.13	0.199	0.167
Tm	0.0057	0.0031	0.0027	0.003	0.0093	0.0036	0.0044	0.0044	0.004	0.00197	0.007	0.0037	0.0086	0.0046	0.006
Yb	0.0275	0.148	0.18	0.142	0.17	0.0286	0.0213	0.172	0.112	0.0095	0.025	0.179	0.15	0.185	0.181
Lu	0.0052	0.0044	0.0035	0.003	0.0055	0.006	0.0034	0.0031	0.0035	0.0026	0.008	0.0074	0.0081	0.0075	0.0045
Hf	0.112	0.0098	0.195	0.0092	0.13	0.154	0.1	0.0081	0.11	0.114	0.0255	0.154	0.0251	0.0216	0.178
Ta	0.1102	0.1041	0.179	0.188	0.372	0.1477	0.115	0.358	0.105	0.0074	0.0057	0.113	0.148	0.234	0.154
Tl	0.16	0.129	0.175	0.1123	0.232	0.128	0.118	0.308	0.134	0.0064	0.14	0.185	0.128	0.104	0.146
Pb	30.55	27.21	43.29	36.62	31.89	38.94	21.54	20.72	16.52	0.186	19.9	19.02	18.22	51.21	16.23
Th	0.0056	0.0052	0.199	0.1119	0.659	0.188	0.0047	0.179	0.176	0.0038	0.15	0.201	0.192	0.0094	0.0097
U	0.0086	0.154	0.221	0.418	1.303	0.114	0.0085	0.195	0.187	0.0087	0.0086	0.314	0.158	0.111	0.119

Sample	145PR117	147PR119	PE19 (PR120)	152PR124	Sample	PE57 (PR99)	125PR101	126PR102	PE40 (PR85)	107PR88	114PR90
Locality	Radegund	Radegund	Radegund	Radegund	Locality	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Radegund	Radegund	Radegund
Petrology	Albit	Albit	Albit	Albit	Petrology	Kalifeldspat	Kalifeldspat	Kalifeldspat	Kalifeldspat	Kalifeldspat	Kalifeldspat
SiO2	67.25	67.28	68.79	69.7	SiO2	64.29	64.42	63.7	64.97	64.99	67.05
TiO2	0	0	0	0	TiO2	0.02	0	0.12	0.01	0	0.04
Al2O3	19.33	19.33	18.67	18.82	Al2O3	18.39	19.12	18.02	17.73	18.11	17.81
Cr2O3	0	0	0	0	Cr2O3	0.02	0	0	0	0.08	0
FeO	0	0	0	0	Fe2O3	0	0	0	0	0	0
Feppm	0	0	0	0	FeO	0	0.04	0.07	0.02	0.05	0
MgO	0	0	0	0	MnO	0	0	0.05	0.08	0	0.05
CaO	0.55	0.55	0.03	0.01	MgO	0.15	0.11	0.01	0.03	0.27	0
Na2O	12.63	12.63	13.12	13.05	CaO	0	0	0.03	0	0	0
K2O	0.07	0.07	0.12	0.1	Na2O	0.54	0.41	0.49	0.64	0.47	1.25
K	581.1977065	581.1977065	996.3389255	830.2824379	K2O	16.23	15.83	15.66	15.8	15.97	15.34
Al_c	102299.6077	102299.6077	98806.70851	99600.54923	K	4483.525165	3404.157995	130022.2298	131184.6252	132596.1053	127365.326
F	0	0	0	0	Al_c	97324.8725	101188.2307	95366.73205	93831.97332	95843.03648	94255.35504
Cl	0	0	0	0	F	0	0	0	0	0	0
Li	488.35	1.73	0.21	2.3	Cl	0	0	0	0	0	0
Be	39.65	0.037	8.95	0.14	H2O	0	0	0	0	0	0
B	197.9	2.63	8.24	1.68	Li	1.29	3.81	4.13	3.97	7.34	36.15
Si	314586.69	314586.69	319261.09	216003.73	Be	2.42	4.81	3.55	1.23	1.71	1.051
Ca	1289.74	121.55	873.71	25.71	B	14.42	12.12	14.27	11.09	9.99	11.32
Ti	1065.29	0.88	0.33	0.54	Al	95787.91	104665.24	116475.89	94341.24	100670.93	94176.98
V	0.049	0.171	0.027	0.155	Si	300563.53	301030.97	297758.91	303835.62	303835.62	313651.84
Cr	1.26	0.45	0.64	0.27	Ca	531.56	511.87	421.15	867.17	1066.31	741.01
Mn	449.79	0.152	0.146	0.11	Ti	0.43	0.39	15.49	1.48	1.38	7.57
Co	0.801	0.129	0.155	0.0052	V	0.027	0.029	0.0242	0.028	0.035	0.027
Ni	0.346	0.14	0.14	0.127	Cr	0.67	0.74	0.65	0.61	0.92	0.68
Cu	2.79	0.17	0.115	0.03	Mn	1.016	8.12	1.217	1.309	2.66	4.95
Zn	388.65	0.095	0.181	0.061	Co	0.129	0.194	0.101	0.114	0.181	0.0091

Ga	186.81	0.103	13.64	0.0065	Ni	0.126	0.245	4.2	0.13	3.69	0.263
Ge	4.73	2.37	3.73	1.88	Cu	0.16	0.14	0.593	0.126	0.356	0.119
Rb	2331.01	0.0213	0.105	0.135	Zn	1.46	0.73	1.37	0.192	1.02	2.1
Sr	2.72	0.181	32.32	0.152	Ga	7.3	10.1	7.97	8.89	9.43	10.34
Y	0.119	0.0048	0.0087	0.00193	Ge	5.31	5.83	5.37	2.76	3.09	3.81
Zr	1.4	0.0065	0.008	0.0044	Rb	566.71	675.63	693.74	590.9	665.54	492.32
Nb	242.76	0.0028	0.0073	0.0022	Sr	9.39	30.19	17.46	127.52	134.71	236.57
Sn	306	0.115	0.167	0.19	Y	0.0049	0.007	0.0054	0.152	0.138	0.185
Cs	42.9	0.0234	0.033	0.146	Zr	0.207	0.0083	0.163	0.0053	0.185	0.101
Ba	9.19	0.131	0.459	0.195	Nb	0.0069	0.0049	0.0044	0.0096	0.0086	0.145
La	0.101	0.0023	0.0047	0.0026	Sn	0.21	0.168	0.206	0.772	1.056	0.955
Ce	0.13	0.0041	0.0062	0.00166	Cs	14.03	21.55	21.41	28.43	35.07	17.78
Pr	0.133	0.0028	0.0028	0.0044	Ba	61.32	34.15	66.6	288.25	499.54	670.72
Nd	0.045	0.0082	0.0232	0.116	La	0.0024	0.123	0.003	0.32	0.271	0.141
Sm	0.064	0.198	0.031	0.15	Ce	0.0042	0.0065	0.0031	0.253	0.307	0.195
Eu	0.131	0.0037	0.1	0.0038	Pr	0.0035	0.004	0.0018	0.152	0.199	0.0088
Gd	0.045	0.0208	0.185	0.141	Nd	0.0237	0.032	0.0239	0.17	0.14	0.023
Tb	0.0088	0.00254	0.0029	0.00207	Sm	0.025	0.032	0.0223	0.0277	0.04	0.033
Dy	0.026	0.122	0.193	0.007	Eu	0.0095	0.0086	0.0078	0.683	0.694	0.798
Ho	0.0094	0.0041	0.0031	0.00238	Gd	0.19	0.027	0.03	0.0238	0.11	0.037
Er	0.159	0.0092	0.0206	0.0065	Tb	0.0037	0.0048	0.0027	0.0038	0.0041	0.0055
Tm	0.0074	0.003	0.0052	0.00229	Dy	0.198	0.175	0.138	0.14	0.027	0.154
Yb	0.035	0.162	0.0228	0.118	Ho	0	0.004	0.005	0	0.007	0.0052
Lu	0.0088	0.004	0.0039	0.00186	Er	0.116	0.151	0.0085	0.175	0.171	0.166
Hf	0.193	0.123	0.19	0.0063	Tm	0.003	0.0029	0.0039	0.0049	0.004	0.0042
Ta	10.78	0.0038	0.0052	0.00189	Yb	0.0209	0.183	0.189	0.185	0.029	0.19
Tl	11.48	0.0075	0.0098	0.0049	Lu	0.0062	0.0047	0.0056	0.0061	0.0059	0.0045
Pb	44.37	0.0221	8.26	0.142	Hf	0.0238	0.0227	0.0215	0.189	0.024	0.0207
Th	0.17	0.0069	0.0085	0.0082	Ta	0.122	0.0073	0.0076	0.17	0.165	0.1169
U	0.14	0.139	0.118	0.0041	Tl	2.8	3.47	2.69	3.43	4.22	2.99

Pb	59.75	221.72	85.82	302.72	359.09	365.99
Th	0.0059	0.0079	0.0089	0.0047	0.137	0.0074
U	0.143	0.166	0.0046	0.17	0.117	0.147

Sample	013PR7	014PR8	015PR9	016PR10	017PR11	018PR12	041PR31	042PR32	047PR37	048PR38	064PR49	065PR50	088PR69	089PR70
Locality	Kreuzeck	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt									
Petrology	Muskovit													
SiO2	46.96	46.96	47.52	47.52	47.42	47.42	47.71	47.71	46.41	46.41	47.06	47.06	45.82	45.82
TiO2	0	0	0	0	0.05	0.05	0.05	0.05	0.19	0.19	0.03	0.05	0.05	0.05
Al2O3	36.46	36.46	37.24	37.24	34.28	34.28	33.71	33.71	33.67	33.67	35.9	35.9	35.9	35.9
Cr2O3	0	0	0	0	0.01	0.01	0	0	0	0	2.86	1.43	2.86	2.86
Fe2O3	1.57	1.57	1.82	1.82	2.13	2.13	0.24	0.24	2.38	2.38	0	0	0	0
FeO	0.03	0.03	0	0	0.88	0.88	1.42	1.42	0	0	0	0.04	0.01	0.01
MnO	0.01	0.01	0.03	0.03	0	0	0	0	0.06	0.06	0.46	0.46	0.52	0.52
MgO	0.01	0.01	0	0	0.07	0.07	0.5	0.5	0.86	0.86	0.03	0	0	0
CaO	0	0	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0.8	0.8	0.68	0.68	0.55	0.55	0.79	0.79	0.47	0.47	0.39	0.32	0.29	0.29
K2O	9.66	9.66	9.59	9.59	9.82	9.82	9.69	9.69	9.93	9.93	9.64	9.64	9.64	9.64
K	80205.2835	80205.2835	79624.0858	79624.0858	81533.735	81533.735	80454.368	80454.368	82447.046	82447.046	80039.227	80039.227	80039.227	80039.227
Al_c	192956.218	192956.218	197084.19	197084.19	181419.07	181419.07	178402.47	178402.47	178190.78	178190.78	189992.55	189992.55	189992.55	189992.55
Cl	0.02	0.02	0	0	0	0	0	0	0.02	0.02	0	0	4.56	4.56
H2O	4.51	4.51	4.6	4.6	4.33	4.33	4.48	4.48	4.38	4.38	4.5	4.49	0	0
Li	0.106	0.127	45.65	44.57	47.33	50	1.97	0.06	113.48	115.59	33.2	31.01	0.151	0.204
Be	9.98	16.73	22.81	23.18	23.29	25.63	7.67	0.14	23.88	30.28	16.92	14.94	3.32	4.51
B	13.55	11.79	48.73	48.92	53.19	67.46	4.8	2.69	92.11	139.31	43.44	40.37	6.43	5.91
Al	79753.02	77360.86	217256.25	233781.41	220543.52	233778.14	35346.27	345.75	182683.94	202132.95	215192.09	212818.22	78149.54	78319.45
Si	219696.53	219696.53	222033.73	222033.75	221566.3	221566.31	222968.61	222968.61	216891.89	216891.88	220163.97	220163.97	214087.23	214087.25

Ca	479.63	447.19	994.2	2058.04	905.03	998	5690.93	111.13	1030.22	2370.35	6107.15	4825.51	1407.93	1706.24
Ti	0.32	0.27	164.79	269.74	139.08	167.69	2.54	1.19	877.56	955.01	287.32	218.79	0.67	0.35
V	0.0229	0.179	0.302	3.93	0.166	0.303	0.174	0.105	0.339	0.158	1.227	0.889	0.0224	0.165
Cr	0.82	0.67	0.99	4.52	01.20	01.29	0.53	0.4	12.72	1.77	21	10.31	0.58	0.51
Mn	0.19	0.243	93.93	109.51	97.19	113.86	3.4	0.107	126.28	126.07	159	137.94	1.405	17.39
Co	0.0079	0.007	0.947	1.649	1.021	1.097	0.102	0.0039	0.567	0.433	0.924	0.912	0.0087	0.113
Ni	0.112	0.097	0.546	2.67	3.14	3.87	0.489	0.11	5.92	0.923	3.33	2.83	0.128	0.17
Cu	0.06	0.046	1.476	1.85	1.14	2.87	0.424	0.031	8.32	4.53	8.27	7.14	0.063	0.124
Zn	0.166	0.133	22.91	26	28.39	37.34	0.825	0.06	31.86	35.08	61.72	61.69	0.9	3.9
Ga	17.12	17.97	130.17	123.76	129.14	141.34	4.71	0.114	78.83	96.4	68.99	64.77	6.48	5.05
Ge	3.97	3.76	6.04	5.63	5.95	7.67	1.225	1.172	3.26	3.93	4.07	3.41	1.061	1.65
Rb	0.203	0.134	2947.83	2527.37	3291.86	3376.49	10.1	0.13	731.79	797.81	1179.36	1047.25	0.147	0.294
Sr	10.69	9.5	3.46	4.07	2.42	3.16	145.68	1.637	4.04	2.89	5.52	4.16	83.13	90.91
Y	0.0038	0.00222	0.19	0.237	0.195	0.139	0.145	0.00155	0.155	0.1278	0.564	0.411	0.0031	0.186
Zr	0.0037	0.00166	2.33	5.16	0.664	0.891	0.111	0.0024	1.54	2.85	16.45	11.85	0.0061	0.0053
Nb	0.003	0.0033	277.72	291.8	327.07	340.88	0.136	0.00158	77.6	78.97	166.44	167.52	0.00241	0
Sn	0.16	0.108	258.28	251.08	270.53	300.97	0.11	0.1	97.76	105.21	139.81	143.26	0.115	0.105
Cs	0.199	0.171	160.31	119.32	170.1	175.21	0.44	0.18	11.74	11.87	59.45	58.59	0.12	0.253
Ba	0.386	0.248	10.42	13.75	11.22	9.39	20.93	0.209	93.36	26.37	20.91	15.62	0.968	1.8
La	0.00181	0.00239	0.139	0.193	0.158	0.117	0.1055	12.33	0.1	0.191	0.472	0.371	0.0045	0.165
Ce	0.159	0.00246	0.179	0.107	0.185	0.157	0.1514	0.00258	0.304	0.326	0.965	1.096	0.0066	0.151
Pr	0.0026	0.00225	0.008	0.0092	0.127	0.0089	0.146	0.00057	0.0086	0.111	0.1408	0.139	0.00258	0.0058
Nd	0.144	0.108	0.021	0.023	0.024	0.162	0.144	0.0047	0.17	0.157	0.477	0.389	0.197	0.14
Sm	0.0204	0.1	0.194	0.023	0.034	0.0089	0.155	0.007	0.0257	0.148	0.18	0.14	0.149	0.0259
Eu	0.0052	0.0073	0.0066	0.007	0.007	0.0065	0.141	0.0032	0.116	0.009	0.15	0.101	0.158	0.182
Gd	0.127	0.137	0.0226	0.18	0.122	0.18	0.0208	0.0038	0.027	0.1	0.16	0.106	0.0244	0.1
Tb	0.0035	0.00236	0.0032	0.0059	0.0027	0.005	0.002	0.00085	0.0066	0.0055	0.127	0.118	0.0018	0.0041
Dy	0.137	0.1	0.105	0.13	0.156	0.167	0.0075	0.0043	0.152	0.132	0.13	0.112	0.114	0.122
Ho	0.0025	0.00252	0.0044	0.0048	0.0061	0.0062	0.00214	0.00128	0.0049	0.0079	0.171	0.1206	0.0029	0.0025

Er	0.0089	0.0053	0.147	0.156	0.121	0.112	0.0063	0.0033	0.109	0.183	0.13	0.189	0.111	0.0061
Tm	0.00167	0.00139	0.0039	0.0033	0.00196	0.0047	0.00264	0.00061	0.003	0.0044	0.0065	0.0075	0.0036	0.00242
Yb	0.008	0.0067	0.142	0.19	0.188	0.174	0.114	0.0059	0.176	0.182	0.17	0.1	0.173	0.178
Lu	0.00239	0.00211	0.0022	0.0041	0.0059	0.0067	0.00253	0.00066	0.006	0.0042	0.0054	0.0048	0.003	0.003
Hf	0.0061	0.0051	0.138	0.161	0.108	0.13	0.0097	0.0032	0.136	0.197	0.497	0.429	0.118	0.0072
Ta	0.00237	0.00196	33.68	31.48	29.11	32.76	0.149	0.0066	5.76	4.62	23.18	22.6	0.003	0.0034
Tl	0.0044	0.0055	9.28	8.43	10.58	11.39	0.186	0.0028	2.5	3.33	4.44	4.44	0.0068	0.0089
Pb	3.97	2.41	20.97	21.38	25.74	26.41	6.09	0.138	16.2	21.01	39.02	36.57	22.43	25.34
Th	0.0043	0.0033	0.106	0.141	0.166	0.115	0.116	0.0025	0.192	0.158	0.338	0.317	0.0071	0.0049
U	0.103	0.0029	0.155	0.135	0.103	0.192	0.159	0.0029	1.06	0.165	0.688	0.616	0.0072	0.0065
F	1000.103	1000.0029	1000.155	1000.135	1000.103	1000.192	1000.159	1000.0029	1001.06	1000.165	1000.688	1000.616	1000.0072	1000.0065

Sample	064PR49	065PR50	088PR69	089PR70	116PR92	122PR98	146PR118	149PR121	150PR122
Locality	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Millstatt	Radegund	Radegund	Radegund	Radegund	Radegund
Petrology	Muskovit	Muskovit	Muskovit	Muskovit	Muskovit	Muskovit	Muskovit	Muskovit	Muskovit
SiO2	47.06	47.06	45.82	45.82	46.76	46.76	44.64	47.27	46.21
TiO2	0.03	0.05	0.05	0.05	0.06	0.11	0.05	0.01	0
Al2O3	35.9	35.9	35.9	35.9	34.23	34.56	32.79	35.32	36.34
Cr2O3	2.86	1.43	2.86	2.86	0	0	0	0	0.02
Fe2O3	0	0	0	0	2.26	2.61	1.82	0.62	1.19
FeO	0	0.04	0.01	0.01	0.05	0	1.17	0.76	0.07
MnO	0.46	0.46	0.52	0.52	0.04	0.02	0.1	0.06	0
MgO	0.03	0	0	0	0.34	0.57	0.23	0.27	0.15
CaO	0	0	0	0	0.02	0.01	0.01	0	0
Na2O	0.39	0.32	0.29	0.29	0.35	0.29	0.7	0.79	0.98
K2O	9.64	9.64	9.64	9.64	9.92	10.43	10	9.88	9.67
K	80039.22701	80039.22701	80039.22701	80039.22701	82364.01784	86598.45827	83028.24379	82031.90486	80288.31174
Al_c	189992.5461	189992.5461	189992.5461	189992.5461	181154.4527	182900.9023	173533.5818	186923.0286	192321.1455
Cl	0	0	4.56	4.56	0.04	0	0	0	0

H2O	4.5	4.49	0	0	4.35	4.5	4.3	4.52	4.51
Li	33.2	31.01	0.151	0.204	43.08	293.95	0.164	1.86	0.165
Be	16.92	14.94	3.32	4.51	4.82	23.27	11.55	0.0221	10.59
B	43.44	40.37	6.43	5.91	12.37	99.6	6.25	1.55	6.27
Al	215192.09	212818.22	78149.54	78319.45	34470.26	188510.12	74391.62	22.07	79931.23
Si	220163.97	220163.97	214087.23	214087.25	218761.64	218761.64	208477.95	221098.83	215956.98
Ca	6107.15	4825.51	1407.93	1706.24	496.13	818.2	523.78	33.77	463.36
Ti	287.32	218.79	0.67	0.35	14.46	164.41	0.229	0.282	0.27
V	1.227	0.889	0.0224	0.165	0.218	0.125	0.0209	0.109	0.199
Cr	21	10.31	0.58	0.51	0.45	0.79	0.51	0.27	0.55
Mn	159	137.94	1.405	17.39	44.73	161.06	0.155	0.18	0.1
Co	0.924	0.912	0.0087	0.113	1.069	1.194	0.0093	0.0052	0.105
Ni	3.33	2.83	0.128	0.17	5.14	7.41	0.069	0.136	0.061
Cu	8.27	7.14	0.063	0.124	7.01	0.566	0.059	0.035	0.069
Zn	61.72	61.69	0.9	3.9	30.23	95.71	0.147	0.1	0.111
Ga	68.99	64.77	6.48	5.05	7.3	92.35	10.29	0.0068	11.41
Ge	4.07	3.41	1.061	1.65	2.18	3.75	2.78	1.57	2.9
Rb	1179.36	1047.25	0.147	0.294	110.59	952.65	0.13	0.18	0.15
Sr	5.52	4.16	83.13	90.91	6.88	1.407	14.42	0.118	15.66
Y	0.564	0.411	0.0031	0.186	0.137	0.0092	0.0038	0.00174	0.0072
Zr	16.45	11.85	0.0061	0.0053	0.491	1.125	0.0064	0.0026	0.004
Nb	166.44	167.52	0.00241	0	4.51	80.21	0.00115	0.00116	0.0038
Sn	139.81	143.26	0.115	0.105	15.07	156.56	0.162	0.033	0.065
Cs	59.45	58.59	0.12	0.253	6.17	33.96	0.028	0.184	0.027
Ba	20.91	15.62	0.968	1.8	16	7.5	0.164	0.185	0.693
La	0.472	0.371	0.0045	0.165	0.149	0.0052	0.00184	0.806	0.00181
Ce	0.965	1.096	0.0066	0.151	0.184	0.005	0.0042	0.0026	0.0026
Pr	0.1408	0.139	0.00258	0.0058	0.0026	0.0048	0.0038	0.00143	0.0041
Nd	0.477	0.389	0.197	0.14	0.11	0.147	0.0227	0.0085	0.0224

Sm	0.18	0.14	0.149	0.0259	0.0201	0.034	0.0249	0.102	0.156
Eu	0.15	0.101	0.158	0.182	0.0052	0.115	0.0045	0.0042	0.0078
Gd	0.16	0.106	0.0244	0.1	0.155	0.04	0.0234	0.102	0.0207
Tb	0.127	0.118	0.0018	0.0041	0.0038	0.0051	0.0029	0.00124	0.0023
Dy	0.13	0.112	0.114	0.122	0.148	0.0239	0.12	0.0082	0.0096
Ho	0.171	0.1206	0.0029	0.0025	0.0023	0.0065	0.0025	0.00188	0.003
Er	0.13	0.189	0.111	0.0061	0.0077	0.114	0.104	0.0062	0.115
Tm	0.0065	0.0075	0.0036	0.00242	0.0015	0.0053	0.0029	0.00238	0.0048
Yb	0.17	0.1	0.173	0.178	0.173	0.031	0.164	0.122	0.181
Lu	0.0054	0.0048	0.003	0.003	0.0035	0.0049	0.0052	0.00193	0.0031
Hf	0.497	0.429	0.118	0.0072	0.13	0.142	0.124	0.0066	0.15
Ta	23.18	22.6	0.003	0.0034	0.78	6.12	0.0032	0.0022	0.0037
Tl	4.44	4.44	0.0068	0.0089	0.486	4.39	0.0078	0.0051	0.009
Pb	39.02	36.57	22.43	25.34	6.27	14.86	4.95	0.123	4.8
Th	0.338	0.317	0.0071	0.0049	0.101	0.0094	0.0048	0.0029	0.0072
U	0.688	0.616	0.0072	0.0065	0.211	0.116	0.0081	0.004	0.0057
F	1000.688	1000.616	1000.0072	1000.0065	1000.211	1000.116	1000.0081	1000.004	1000.0057