

Stefan Pfingstl

Tektonische und metamorphe Entwicklung des Seckauer Kristallins

Masterarbeit

Zur Erlangung des akademischen Grades eines

Master of Science

An der Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Karl-Franzens-Universität Graz

Begutachter: Univ.-Prof. Mag. Dr.rer.nat. Walter Kurz
Institut für Erdwissenschaften
Karl-Franzens-Universität Graz

Betreuer: Univ.-Prof. Mag. Dr.rer.nat. Walter Kurz
Institut für Erdwissenschaften
Karl-Franzens-Universität Graz

2013

Danksagung

In erster Linie möchte ich mich für das manchmal schier grenzenlose Vertrauen und die Betreuung der Masterarbeit bei Professor Dr. Walter Kurz bedanken, er förderte selbstständiges Arbeiten und Mut zur Eigeninitiative. Des Weiteren möchte ich mich bei Herrn Dr. Ralf Schuster von der geologischen Bundesanstalt für die Datierung der Geochronologieproben, die sehr interessante Einführung in die Welt der Geochronologie und die anregenden Diskussionen während meines Aufenthaltes in Wien, bedanken.

Für die Inspiration und Vorbildfunktion in Sachen Studium und Universität bedanke ich mich recht herzlich bei meinem Bruder Dr. Tobias Pfingstl.

Für die Bereitstellung einer großzügigen Herberge, als wir sie dringend benötigten, ist meine Schwägerin Fr. Dipl. Ing. Barbara Fuchs verantwortlich, und dafür bedanke ich mich aufs herzlichste!

Danke möchte ich ganz besonders Silvia sagen, für die Geduld mit meinen Launen am Ende des Studiums und mich immer wieder daran erinnerte, dass es hier nicht um Leben oder Tod geht!

Ein Dankeschön auch an meine Eltern, welche mit etwas erstauntem Blick meinen Plan zu studieren aufnahmen und mich trotzdem unterstützten.

Besonderen Dank gebührt auch meinen Studienkollegen, die mich "älteren Herren" wohlwollend in ihre Mitte aufgenommen haben und mich als den ihren ansehen. Zusätzlich möchte ich meinen BürokollegInnen Sibylle und Kathi, für die lustige und doch sehr produktive Zeit im Büro danken – ohne euch wäre diese Arbeit nicht so gut geworden.

Und vor Allem danke ich mir, für mein Durchhaltevermögen und die Disziplin für elf Semester Studium!

Zusammenfassung

Die Seckauer Tauern sind hauptsächlich aus Metagraniten und Orthogneisen aufgebaut und Teil des Seckauer Batholithen. Das Ausgangsgestein ist variszischen Ursprungs und durch Eoalpine (kretazische) Deformation sowie durch Deckenstapelung, gleichzeitiger Extension und grünschieferfazieller Metamorphose überprägt worden. In dieser Arbeit wurden das Cover (Rannachformation) und das Basement (Seckauer Kristallin) strukturgeologisch, geochemisch und geochronologisch ausgewertet.

Es hat sich gezeigt, dass die Rannachformation an ihrer Basis, am Übergang zum Seckauer Kristallin zwei Uplift-Sequenzen zeigt, welche am Beginn der Beckenbildung auftraten. Mit einer Marmorlage an der Basis ist auch ein Hinweis auf ein marines Ablagerungsmilieu gefunden worden.

Bei der geochemischen Untersuchung mittels Röntgenfluoreszenz-Analyse konnten 3 Gesteinsarten klassifiziert werden. Die Hauptgruppe bilden Granodiorite, daneben treten noch Granite und Quarz-Monzodiorite auf. Die Granitoide sind einem I- und S-Typ Magmatismus zugeordnet worden und geotektonisch einem vulkanischen Inselbogen Milieu. Aufgrund dieser Daten ist ein plattentektonisches Ereignis von prä-kollisional über syn-kollisional zu postkollisional wahrscheinlich, dabei entwickelten sich die Granitoide von intermediären bis sauren (Quarz-Monzodiorit) I-Typ zu sauren (Granit, Granodiorit) S-Typ Intrusionen.

Die geochronologischen Daten der Granitoide (Rb-Sr Isotopenmessungen an Biotiten) zeigen Alter zwischen 83 und 87 Ma. Diese Alter stellen Abkühlalter dar und werden in Verbindung mit der Exhumierung der Seckauer Tauern und der gleichzeitigen Eo-Alpinen grünschieferfaziellen Metamorphose gebracht. Die geochronologischen Daten zeigen, dass sich die Seckauer Tauern im Bereich der Rb-Sr Biotit Schließtemperatur (~350°C) während der Späten Kreide befanden. Die langsame Abkühlung kann als schnelle Exhumation aufgrund eines Krustenextensionsereignisses, interpretiert werden.

Abstract

The massif of the Seckau mountains (Seckauer Tauern) is mainly built up of granitoids as part of a batholith with a Variscan protolith age, overprinted by Eoalpine (Cretaceous) deformation during nappe stacking and subsequent extension, and greenschist facies metamorphism. In this study, a suite of granitoids was geochemically analysed by X-ray fluorescence in order to derive the processes of magmatic evolution and differentiation.

In general, three types of magmatites can be distinguished: granites, granodiorites and quartz-monzodiorites. The first two represent the majority, whereas the intermediate quartz-monzodiorites are only locally exposed. A distinction between S- and I-type granitoids can be established. The S-type granites are structurally localised along the upper parts of the massif and are covered by Permian to Mesozoic metasedimentary sequences of the Rannach Formation.

All granitoids are characterized by a calcalkaline trend indicating a collisional geotectonic setting. The granitoids are mainly related to pre-plate collision and syn-collision settings. We therefore suggest that the granitoids of the eastern Seckau massif are part of an intrusion sequence during distinct stages of a plate tectonic cycle, from pre- to post-collision, and that the related magmas developed from intermediate to acidic (quartz-monzodiorites) I-type and acidic (granites, granodiorites) S-type rocks.

The geochronological data from granitoids (Rb-Sr on biotite) show ages between 83 and 87 Ma. These ages are assumed to represent cooling ages related to the exhumation of the Seckau massif subsequent to Eo-Alpine greenschist facies metamorphism. The geochronological data indicate that the Seckau massif was still in the range of the Rb-Sr biotite closure temperature ($\sim 350^{\circ}\text{C}$) during Late Cretaceous times. The rather slow cooling can be interpreted to be related to fast exhumation due to crustal extension.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	10
1.1	Methoden.....	10
1.2	Ziele.....	10
2	Geologisch – Geographischer Überblick	11
2.1	Geographie	11
2.1.1	Seckauer Tauern allgemein	11
2.1.2	Untersuchungsgebiete	12
2.2	Geologischer Überblick.....	13
2.2.1	Die Mittelostalpine Decke (nach Tollmann, 1977)	14
2.2.2	Das Oberostalpin (nach Schmid et al., 2004)	16
2.2.3	Die Alpidische Entwicklung	17
2.2.4	Geologie der Seckauer Tauern	18
3	Lithologische Beschreibung	27
3.1	Lithologien im Bereich Untere Bodenhütte	27
3.1.1	Rannachformation	28
3.1.2	Seckauer Kristallin	37
3.2	Lithologien im Bereich Maria Schnee.....	44
3.2.1	Seckauer Kristallin:	45
3.3	Lagerungsverhältnisse und Tektonik.....	51
3.3.1	Kartierung.....	51
3.3.2	Profile	51
3.3.3	Makroskopische Strukturen.....	55
3.3.4	Mikroskopische Strukturen	59
4	Geochemische Analysen	73
4.1	Methodik	74
4.2	Gesteinsklassifikation.....	76
4.3	Geotektonische Diskriminierung.....	83
4.4	Geochemische Trends	86
5	Geochronologie	90
5.1	Methodik	90
5.2	Daten	93
6	Ergebnisse	97
6.1	Lithologien	97
6.1.1	Untere Bodenhütte.....	97

6.1.2	Maria Schnee.....	98
6.2	Deformation und Tektonik.....	99
6.3	Geochemie.....	100
6.4	Geochronologie.....	101
7	Interpretation / Diskussion.....	102
7.1	Variszische Entwicklung.....	102
7.2	Permomesozoische Entwicklung.....	105
7.3	Alpidische Entwicklung.....	105
8	Literaturverzeichnis.....	107
	Anhang.....	112

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Geographische Lage und Begrenzung der Seckauer Tauern.....	11
Abbildung 2: Nördliches Untersuchungsgebiet	12
Abbildung 3: Südliches Untersuchungsgebiet	13
Abbildung 4: Das ostalpine Deckensystem (nach Neubauer, 1998	14
Abbildung 5: Die Einheiten des Mittelostalpinen Permomesozoikums	15
Abbildung 6: Einteilung der Einheiten der Apulischen Platte	16
Abbildung 7: Entwicklung der Apulischen Platte.....	17
Abbildung 8: Intrusionsabfolge der Granitoide in den Seckauer Tauern.....	21
Abbildung 9: Abkühlgeschichte der Seckauer Tauern.....	22
Abbildung 10: Würmvergletscherung	26
Abbildung 11: Karte des nördlichen Untersuchungsgebietes	27
Abbildung 12: Mikrogefügebild der Probe SP84.....	30
Abbildung 13: Mikrogefügebild der Probe SP85.....	30
Abbildung 14: Mikrogefügebild der Probe SP86.....	32
Abbildung 15: Mikrogefügebild der Probe SP87.....	32
Abbildung 16: Mikrogefügebild der Probe SP88.....	33
Abbildung 17: Mikrogefügebild der Probe SP89.....	34
Abbildung 18: Mikrogefügebild der Probe SP90.....	34
Abbildung 19: Mikrogefügebild der Probe SP32.....	35
Abbildung 20: Profil der Kontaktzone Cover-Basement	36
Abbildung 21: Lithostratigraphisches Profil durch die Basis der Rannachformation.....	36
Abbildung 22: Mikrogefügebild der Probe SP58.....	38
Abbildung 23: Mikrogefügebild der Probe SP39.....	39
Abbildung 24: Mikrogefügebild der Probe SP33.....	41
Abbildung 25: Schematische Darstellung der Lamprophyr-Gänge im Gelände	42
Abbildung 26: Mikrogefügebild der unorientierten Probe SP60	42
Abbildung 27: Mikrogefügebild der Probe SP55.....	44
Abbildung 28: Karte des südlichen Untersuchungsgebietes.	45
Abbildung 29: Mikrogefügebild der Probe SP52.....	46
Abbildung 30: Mikrogefügebild der Probe SP69.....	47
Abbildung 31: Mikrogefügebild der Probe SP48.....	48
Abbildung 32: Mikrogefügebild der Probe SP67.....	50
Abbildung 33: Lithologische Karte des Bereichs um die Unteren Bodenhütte	52
Abbildung 34: Lithologische Karte des Bereichs um Maria Schnee.	53
Abbildung 35: Profil Bremstein – Mitterkogel	54
Abbildung 36: Profil Maria Schnee - Grafenalm	54
Abbildung 37: Schieferungsflächen der Rannachformation	56
Abbildung 38: Schieferungsflächen der Zwei-Glimmer-Orthogneise von Maria Schnee.	56
Abbildung 39: (a) Schieferungsflächen der Biotit-Orthogneise im Bereich Maria Schnee. (b) Schieferungsflächenorientierung der Paragneise im Bereich Maria Schnee.....	57
Abbildung 40: (a) Schieferungsflächen des Seckauer Kristallins gesamt. (b) Lagerungsverhältnisse des Porphyrischen Granitoid.	58
Abbildung 41: (a) Einfallen der Biotit Muskovit-Orthogneise. (b) Lagerungsverhältnisse der Muskovit-Orthogneise.....	58

Abbildung 42: (a) Entwicklung eines Subkorns. (b) Ablauf des Bulging.....	60
Abbildung 43: Darstellung der Deformations- und Rekristallisationsmechanismen in Abhängigkeit der Temperatur	61
Abbildung 44: Schematische Darstellung des Einflusses der Temperatur auf die Kalzit Zwillingsbildung (nach Burkhard 1993; Ferrill et al. 2004).....	61
Abbildung 45: Deformationszwillinge des Typs I und II in Kalzitkristallen	62
Abbildung 46: Deformationsstrukturen Rannachformation.....	63
Abbildung 47: Deformationsstrukturen Porphyrischer Granitoid.....	64
Abbildung 48: Deformationsstrukturen Muskovit-Orthogneises.....	65
Abbildung 49: Deformationsstrukturen Metalamprophyre.....	66
Abbildung 50: Deformationsstrukturen Zwei-Glimmer-Orthogneis.....	66
Abbildung 51: Deformationsstrukturen Paragneis	67
Abbildung 52: Deformationsstrukturen Biotit-Orthogneis	68
Abbildung 53: Deformationsstrukturen des Zwei-Glimmer-Orthogneis Maria Schnee	69
Abbildung 54: Diagramm mit den beobachteten Deformationsmechanismen.....	69
Abbildung 55: Richtungsrose der Streckungslineare	70
Abbildung 56: Tektonische Karte der Bewegungsrichtungen im Untersuchungsgebiet um die Untere Bodenhütte.	71
Abbildung 57: Tektonische Karte der Bewegungsrichtungen im Untersuchungsgebiet um Maria Schnee.	72
Abbildung 58: Diskriminationsdiagramm nach Werner (1987).....	77
Abbildung 59: Abbildung A Diskrimination zwischen I-Typ und S-Typ Graniten. Abbildung B Diskrimination A-Type Granitoide	78
Abbildung 60: Abbildung A AFM Diagramm. Abbildung B Granit Klassifikationsdiagramm	80
Abbildung 61: TAS Klassifikationsdiagramm nach Middlemost (1994).....	81
Abbildung 62: Basaltdiskriminierung mittels TAS Diagramm nach Middlemost (1994)	82
Abbildung 63: Abbildung A Diskriminierung von WPG und OPG gegen VAG, COLG und ORG nach Pearce (1984). Die Abbildung B zeigt die Trennung von VAG und COLG nach Harris et al. (1986).....	83
Abbildung 64: Diskriminationsdiagramm nach Pearce (1994) zur Trennung von WPG, syn-COLG, VAG und ORG Settings.....	84
Abbildung 65: Zusammenfassung der Hauptgruppen der Granitoide nach Pitcher (1979, 1982) und Harris et al. (1986). Petrologische Äquivalente nach Lameyre and Bowden (1982).....	85
Abbildung 66: R1-R2 Diagramm nach Batchelor and Bowden (1985)	86
Abbildung 67: Harker Diagramme der Hauptelemente gegen SiO ₂	88
Abbildung 68: Harkerdiagramme der Spurenelemente gegen SiO ₂	89
Abbildung 69: Schematische Darstellung der Entwicklung der Isotopenverhältnisse in einem geschlossenen System und die Änderung der Steigung der Isochrone.	91
Abbildung 70: Darstellung der unterschiedlichen Isotopensysteme mit den dazugehörigen Schließtemperaturbereichen und Mineralen.....	92
Abbildung 71: Isochronenplots der Proben SP53/54/56/58/59/60.....	94
Abbildung 72: Isochronenplots der Proben SP62/79/80/81	95
Abbildung 73: Darstellung der Probenpunkte der Geochronologieproben.....	96
Abbildung 74: Entwicklung während der Variszischen Orogenese.....	103

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Proben des nördlichen Untersuchungsgebietes im Bereich der Unteren Bodenhütte. SF, Schichtfläche; SL, Streckungslinear; uo, unorientiert; Geochr, Geochronologieprobe.	27
Tabelle 2: Proben des südlichen Untersuchungsgebietes im Bereich um Maria Schnee. SF, Sichtfläche; SL, Streckungslinear.	44
Tabelle 3: Gesteinschemismusdaten mittels Röntgenfluoreszenzanalyse. < vor einem Wert bedeutet, dass der Analysewert unter dem jeweiligen Detektionslimit der Analytik liegt.....	75
Tabelle 4: Petrografische und geochemische Charakterisierung der Granitoid Typus vom Bösenstein-Speickbichl nach Schermaier (1996). Sr-Initial von Scharbert (1981).....	76
Tabelle 5: Hauptelemente der Proben welche nach der Diskriminierung nach Werner (1987) als Paragesteine klassifiziert wurden.	77
Tabelle 6: Auswahl von Parametern für die Einteilung von S- und I-Typ Plutoniten nach Chappell and White (2001). Rot: Parameter für I-Typ Plutonite erfüllt.....	78
Tabelle 7: Chemische und mineralogische Charakteristika für S- und I-Typ Granite nach Chappell & White (2001)	79
Tabelle 8: Auflistung der Proben nach Gesteinstyp. Ergebnis aus dem Gesteinsklassifikationsplot nach Middlemost (1994)	81
Tabelle 9: Messergebnisse der Altersdatierung mittels Rubidium- Strontium- Isotopenmessung. .	93

1 Einleitung

1.1 Methoden

Mithilfe folgender Methoden wird versucht die unten angeführten und definierten Ziele zu erreichen und ein möglichst genaue und umfassende geologische Interpretation des Überganges des mittelostalpinen Deckgebirges, der Rannachformation und des Mittelostalpinen Grundgebirges, das Seckauer Kristallin, zu erstellen.

- Makroskopische Gesteinsbeschreibung
- Struktur und Deformationsanalyse anhand von Mikrostrukturen
 - Quarzgefüge
 - Deformationsmechanismen
 - Temperatur- Druckbedingung, Differenzialspannung, Deformationsart
- Röntgenfluoreszenz-Gesteinschemieanalysen
 - Auswertung der chemischen Zusammensetzung der Gesteinsproben mittels GCDkit und diversen Diskriminationsdiagrammen
- Geochronologische Untersuchungen
 - Rb/Sr Datierung an Biotiten und dem Gesamtgestein
 - Bestimmung der Isochronen

1.2 Ziele

- Stratigraphische Einteilung der Rannachformation am Übergang zum Seckauer Kristallin
- Chemische Charakterisierung des Seckauer Kristallins
 - Lithologie der Plutonite
 - Magmatische Genese
- Geochronologische Entwicklung des Seckauer Kristallins
- Rekonstruktion von tektonischen und metamorphen Bedingungen

2 Geologisch – Geographischer Überblick

2.1 Geographie

2.1.1 Seckauer Tauern allgemein

Die Seckauer Tauern sind ein Teil der Niederen Tauern und befinden sich in der Obersteiermark (Abbildung 1). Die Niederen Tauern setzen sich zusammen aus Radstädter Tauern, den Schladminger Tauern und den Rottenmanner und Wölzer Tauern. Die Seckauer Tauern werden begrenzt durch die Mur im Süden sowie dem Palten - Liesingtal im Nordosten. Im Westen werden die Seckauer Tauern durch das Pölstal sowie den Triebenbach begrenzt. Diese Grenze wird noch durch den Pass über Hohentauern vervollständigt. Die genaue Grenzlinie verläuft entlang des Paltenbaches von Trieben bis zum Schoberpass weiter über den Liesingbach bis zur Einmündung in die Mur, ab der Mur

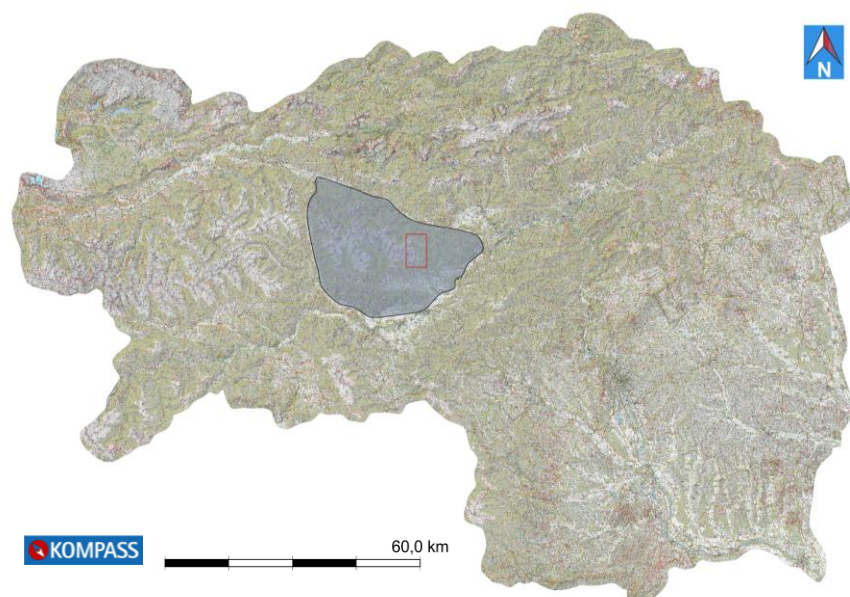


Abbildung 1: Geographische Lage und Begrenzung der Seckauer Tauern, Der rote Rahmen umfasst grob das Untersuchungsgebiet (Kompass Digital Map Version 2.4.16.0)

von St. Michael bis zur Einmündung in den Pölsbach, vom Pölstal über Hohentauern entlang des Tauernbaches bis zum Triebenbach und schlussendlich nach Trieben (Definition der Grenzlinie erfolgte nach der Alpenvereinseinteilung der Ostalpen). Die

angrenzenden Gebirgsgruppen bilden im Nordosten die Ennstaler Alpen und die Lavantaler Alpen im Süden. Westlich anschließend findet man die Rottenmanner und Wölzer Tauern. Die höchsten Punkte der Seckauer Tauern bilden das Geierhaupt mit 2.417 m, der Hochreichhart mit 2.416 m und der Seckauer Zinken mit 2.398 m.

2.1.2 Untersuchungsgebiete

Das in dieser Arbeit zu untersuchende Gebiet gliedert sich in zwei Bereiche. Der nördlichere Teil umfasst ein Gebiet von ca. 8 km² und reicht im Nordosten vom Bremstein über das Antonikreuz bis zum Mitterkogel im Osten, vom Mitterkogel nach Süden bis zur unteren Bodenhütte und weiter nach Westen bis zur oberen Bodenhütte und weiter nach Norden über den Speikboden bis zum Ausgangspunkt, dem Bremstein (Abbildung 2).

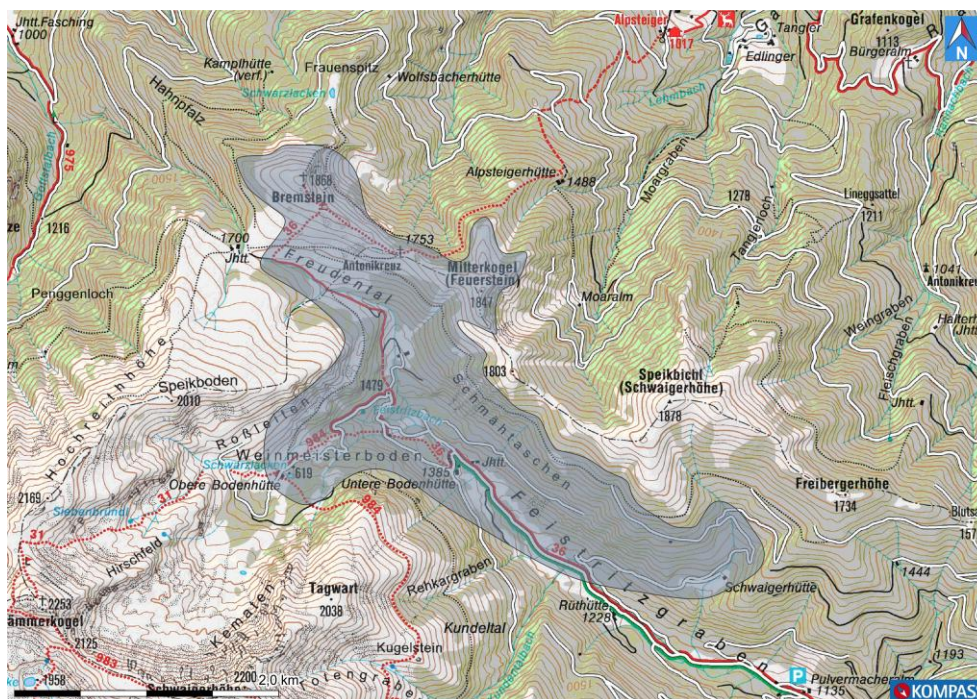


Abbildung 2: Nördliches Untersuchungsgebiet um den Feistritzbach (blau eingefärbt). (Kompass Digital Map Version 2.4.16.0)

Der zweite Teil befindet sich einen Kilometer weiter südlich und beginnt im Westen mit der Lamprechthöhe und verläuft über den Kumpitzstein bis zur Hochalm bzw. dem Türkenfeld nach Osten, über die Ramplerhütte nach Süden bis zur Grafenalm verläuft die östliche Grenze. Von der Grafenalm in Richtung Westen geht es über die Kühbergeralm

bis zur Lamprechtalm und von dort wieder nach Norden bis zur Lamprechthöhe (Abbildung 3). Dieses Gebiet umfasst ca. 9 km². Der genaue Umfang der Gebiete ist in Abbildung 2 und Abbildung 3 dargestellt. Das Gebiet wurde deshalb in zwei Teile aufgeteilt, um einerseits die Beziehung zwischen der Rannachformation und dem darunter liegenden Kristallin des Mittelostalpin, und andererseits um die Beziehung von den Mittelostalpinen Granitoiden und den darauf gelagerten mittelostalpinen Paragneisen zu untersuchen.

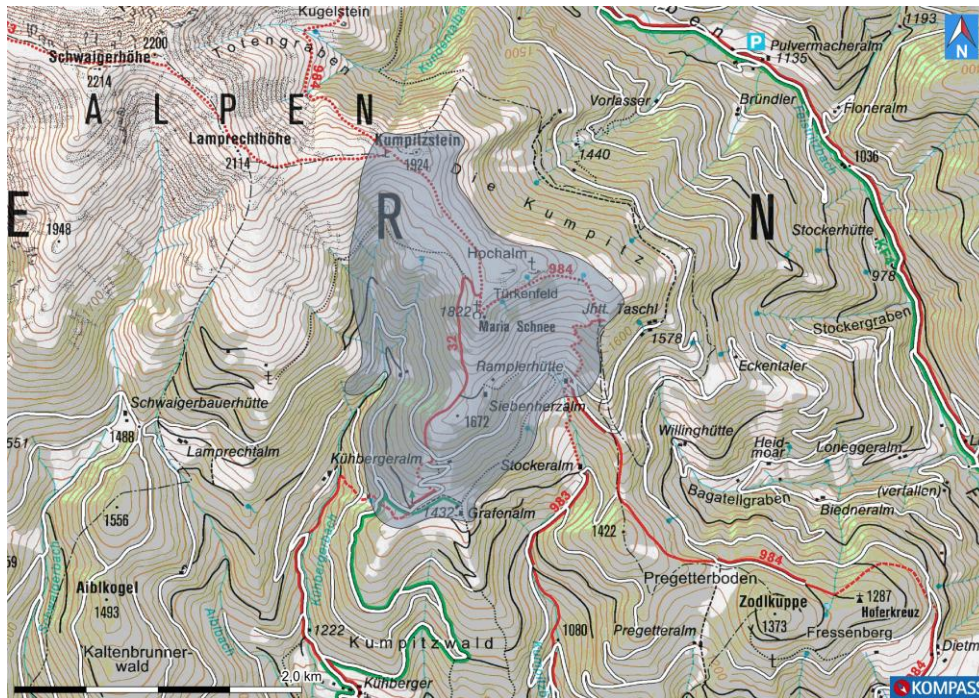


Abbildung 3: Südliches Untersuchungsgebiet um Maria Schnee (blau eingefärbt). (Kompas Digital Map Version 2.4.16.0.)

2.2 Geologischer Überblick

Die Seckauer Tauern sind ein Teil des Mittelostalpins (nach Tollmann, 1977) und setzen sich zusammen aus dem Basement, welches das Seckauer Kristallin darstellt, sowie dem Cover, welches aus der Rannachformation besteht. Das zuvor erwähnte Mittelostalpin ist ein Teil des ostalpinen Deckenstapels. Dieser Deckenstapel setzt sich aus dem Oberostalpin, dem Mittelostalpin und dem Unterostalpin zusammen (Tollmann 1977).

2.2.1 Die Mittelostalpine Decke (nach Tollmann, 1977)

2.2.1.1 Das Basement

Die Mittelostalpine Decke wird aus einem Basement (den kristallinen Grundgebirgseinheiten) sowie einem Cover (den sedimentären Deckgebirgseinheiten) gebildet. Den Großteil des Mittelostalpins bilden die Grundgebirgseinheiten, also das Basement. Das Mittelostalpin kann in der Steiermark in zwei Einheiten gegliedert werden, die Koriden und die Muriden. Die Koriden bilden den südlicheren Teil des Mittelostalpins und sind die tektonisch höhere Einheit. Die Muriden sind die tektonisch unterlagernde und nördlichere Einheit. Jede der Einheiten wird wiederum weiter in Komplexe und Decken gegliedert. In dieser Arbeit werden die Muriden behandelt, da zu diesen auch die Seckauer Tauern zählen. Dabei werden die Seckauer Tauern zu der untersten Einheit, dem Kernkomplex, gezählt (Abbildung 4).

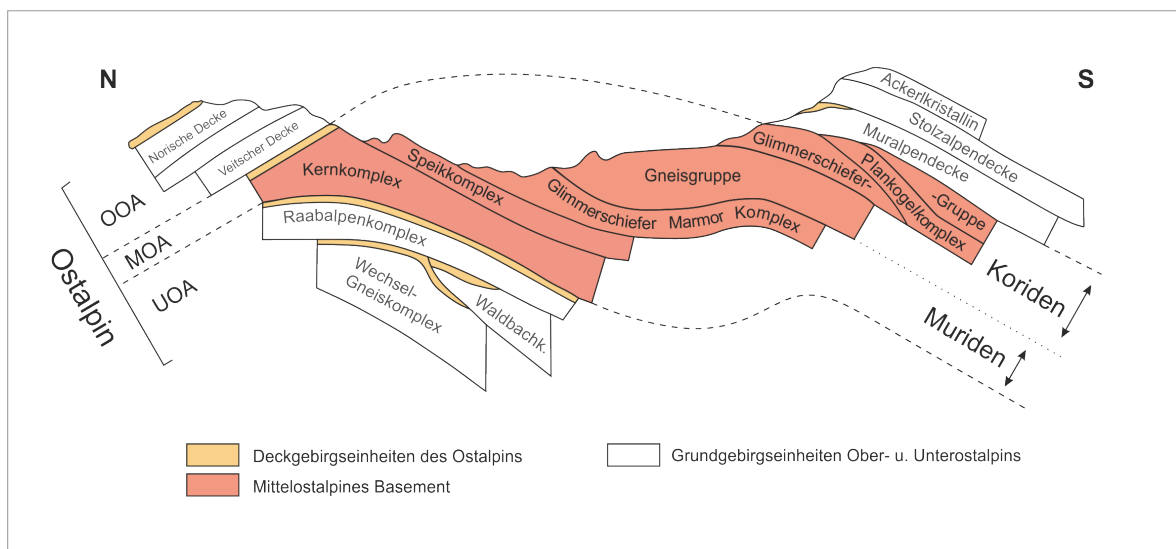


Abbildung 4: Das ostalpine Deckensystem (nach Neubauer, 1998). Das Untersuchungsgebiet liegt im Kernkomplex des Mittelostalpinen Basements mit dem dazu gehörigem Cover, der Rannachformation.

Die beiden überlagernden Einheiten sind der Speikkomplex und der darüber lagernde Glimmerschiefer Marmor Komplex (Becker, 1981; Neubauer, 1998). Nach Neubauer und Frisch (1993) unterlag der Kernkomplex einer kaledonischen Metamorphose und in den gesamten Muriden konnte ebenfalls eine amphibolitfaziell Metamorphose während der Variszischen Orogenese nachgewiesen werden.

Brenner Mesozoikum	Stangalm Mesozoikum	Rannach Formation	Thörler Zug		
Komplex heller Marmore				Late	Jurassic
Plattenkalk-Kalkphyllit-Komplex				Middle	
				Early	
örtliche Brekzien?				Rhaetian	Late
Oberer Dolomit				Norian	
Raibler Schichten	Phyllitische Schiefer (Raibler Schichten)		Gips (Keuper)?	Carnian	Triassic
Unterer Dolomit	Wettersteindolomit		Wettersteindolomit	Ladinian	Middle
Dünnschiefrige Dolomite und Tonschiefer	Dolomitische Kalke Bänderkalk Dolomite	Kristalline Kalke u. Sericitschiefer	dunkler Dolomit Thörler Kalke Rauhwanke	Anisian	
	Rauhacken Alpiner Rot Quarzit	Sericitquarzite u. Phyllite	Alpiner Rot Semmeringquarzit	Olenekian Induan	Early
Alpiner Verrucano	Alpiner Verrucano	Alpiner Verrucano	Alpiner Verrucano		Permian
Ötztalkristallin	Kristallin der Nockberge	Seckauer und Bösenstein Kristallin	Troiseck-Flöning Zug		Unterlagerung

Abbildung 5: Die Einheiten des Mittelostalpinen Permomesozoikums (nach Schnabel, 1980a, 1980b)

2.2.1.2 Das Cover

Die Rannachformation ist eines der größten Vorkommen an Metasedimenten des Mittelostalpins und bildet das Cover zum Seckauer Kristallin. Die anderen permomesozoischen Sedimente des Mittelostalpins sind das Brenner-Mesozoikum, das Stangalm-Mesozoikum und die Thörler-Trias. Diese Sedimente bilden im gesamten die Deckgebirgseinheiten des Mittelostalpins. Die Rannachformation besteht wiederum aus unterschiedlichen lithologischen Einheiten, dem Alpiner Verrucano, den Sericitquarziten und Phylliten sowie den kristallinen Kalken und Serizitschiefern. Der Alpine Verrucano bildet dabei die Basis dieser Abfolge (Abbildung 5).

2.2.2 Das Oberostalpin (nach Schmid et al., 2004)

Schmid et al. (2004) geht einen Schritt weiter in der Interpretation der Ostalpinen Decken. In dieser werden das Oberostalpin und das Mittelostalpin nach Tollmann (1977) nicht mehr als eigenständige Decken angesehen, sondern als räumlich sehr nahestehende zusammenhängende Gebiete in deren Entwicklung. Deswegen zählt Schmid et al. (2004) das Mittelostalpin zum Oberostalpin, dadurch entsteht nun das Austroalpine Deckensystem, bestehend aus dem Upper-Austro-Alpine mit den nördlichen Kalkalpen als Cover und dem vormals gesamten Mittelostalpin als Basement. Das Unterostalpin bleibt als solches unverändert. Diese Einteilung erfolgt nach der Vorstellung, dass der Meliata Hallstatt Ozean in der Kreide geschlossen wurde und dadurch die Apulische Platte vereinte. Diese vereinte Platte war nun an der zweiten Phase der Alpenen Gebirgsbildung im Känozoikum beteiligt.

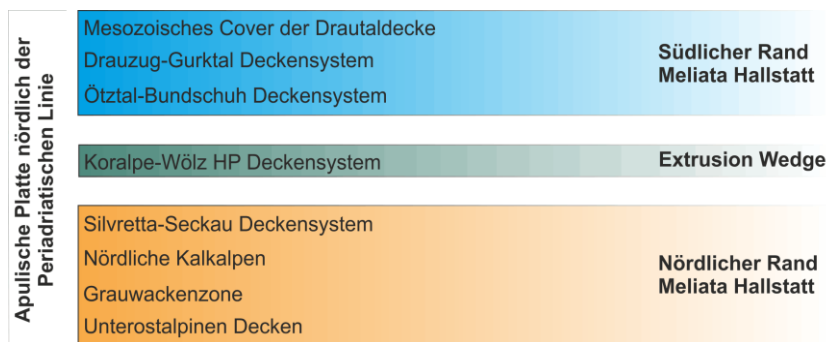


Abbildung 6: Einteilung der Einheiten der Apulischen Platte nördlich der periadriatischen Linie nach Schmid et al (2004).

Das Untersuchungsgebiet, welches in den Seckauer Tauern liegt, ist ein Teil der Silvretta-Seckau Deckensystems. Während des späten Jura lag nach Schmid et al. (2004) das Silvretta-Seckau Deckensystem am nördlichen Rand des Meliata Hallstatt Ozeans (Abbildung 6). Der Meliata Hallstatt Ozean schneidet die Apulische Platte zu diesem Zeitpunkt weit ein, teilt diese aber nicht. Im weiteren Verlauf kommt es zur Schließung des Meliata Hallstatt Ozeans und damit zur Vereinigung der Bereiche des Südrandes und des Nordrandes des Meliata Hallstatt Ozeans (Abbildung 7).

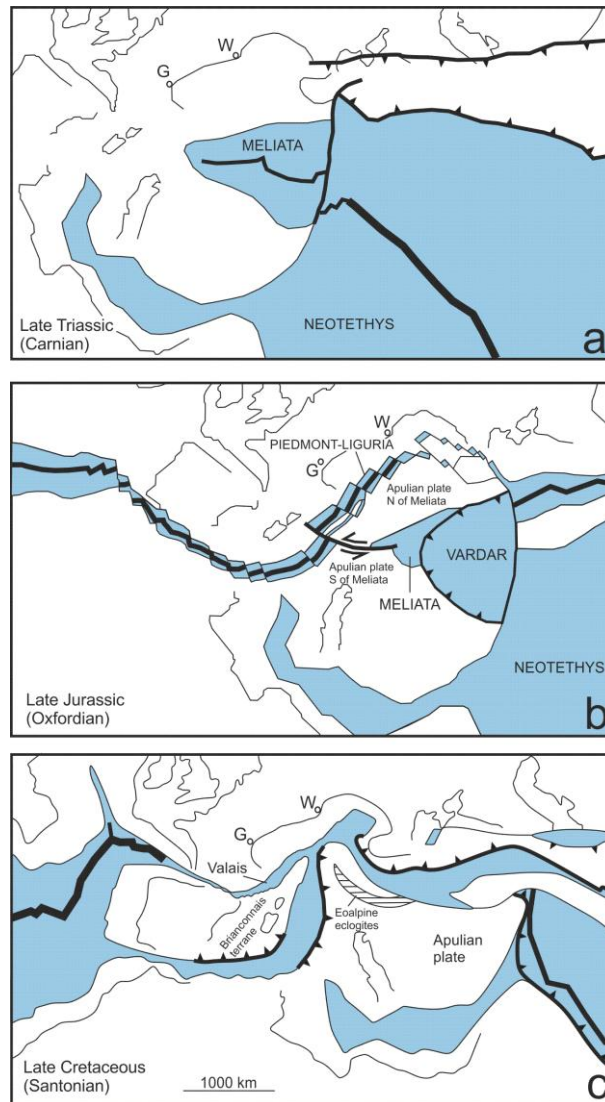


Abbildung 7: Zeigt die Entwicklung der Apulischen Platte von der Trias a) über das Jura b) bis in die Kreide c). Anhand dieser Entwicklung werden dem nördlichen und südlichen Teil die verschiedenen Decken des vormaligen Oberostalpins und Mittelostalpins zugeordnet (Schmid et al. 2004).

2.2.3 Die Alpidische Entwicklung

Das Basement der mittelostalpinen Einheiten war während der Variszischen Orogenese vereint und stellte einen Teil des Superkontinents Pangäa dar. Nach der Kollisionsphase und der damit verbundenen Bildung der Varisziden kam es zu intensiver Rift- und Extensionstektonik. Am Höhepunkt kam es zur Transgression der Tethys über das Grundgebirge. In weiterer Folge wurde der Südpenninische Ozean geöffnet und es kam zur Teilung der Kruste in einen europäischen Teil, dem Helvetikum im Norden und dem

Ostalpin im Süden. Nach Neubauer et al. (1999a) öffnete sich auch in dieser Zeit der Meliata-Hallstatt-Ozean und spaltete vom Ostalpin das Hochjuvavikum ab. Ab dem mittleren Jura (ca. 175 Ma) wurde dieser wieder subduziert. Diese Subduktion hatte zur Folge, dass es zu Deckenstapelungen und Metamorphose im Ostalpin kam. Die Alpidische Gebirgsbildung wird durch dieses Ereignis erklärt. Die Entwicklung des Meliata-Hallstatt-Ozeans ist aber umstritten und soll hier nicht behandelt werden, da dessen Suture-Reste in den Nördlichen Kalkalpen und Karpaten liegen.

Vor 130 Millionen Jahren kam es dann zur Bildung des Oberostalpinen Deckenstapels, dieser wurde dann auf das Mittelostalpin geschoben. Die Mittelostalpine Decke bildete sich vor rund 90 Millionen Jahren und gleichzeitig kam es auch zu einer grünschieferfaziellen Metamorphose innerhalb der Mittelostalpinen Einheiten. Mit der späten Kreide wurde ebenfalls der Unterostalpine Deckenstapel gebildet und im gleichen Zeitraum wurden die Gosaubecken durch Extensionstektonik gebildet (Neubauer et al., 1995; Dallmeyer et al., 1998). Im Anschluss wurde der Südpenninische Ozean geschlossen und subduziert. Als nun die Afrikanische (Adriatische Platte) und Europäische Platte endgültig kollidierten kam es zur Überschiebung des Penninikums vor ca. 45 Millionen Jahren. Diese Überschiebung hatte eine Metamorphose im Eklogit- und Glaukophanschiefer-Bereich zur Folge. Im Neogen kam es zu einer weiteren Metamorphose-Entwicklung und zwar im grünschiefer- bis amphibolitfaziellen Bereich. Die Deckenstapelung der Alpen war mit dem Oligozän abgeschlossen. Im Miozän wurde das Tauernfenster exhumiert und östlich davon die Blöcke des Ostalpins nach Osten transportiert. Der Osttransport und die Extrusion sind auf die Indenter-Tektonik bei der Kollision zwischen Europa und Afrika zurück zu führen (Oberhauser, 1980).

2.2.4 Geologie der Seckauer Tauern

2.2.4.1 Lithologie

Im Bearbeitungsgebiet befindet sich ein Teil des Mittelostalpinen Deckgebirges sowie die darunter lagernde Mittelostalpine Grundgebirgseinheit. Das Deckgebirge wird von der Rannachformation gebildet, welche hier zum Großteil aus Quarzkonglomerat und

Quarzphylliten in wechselnder Folge vorliegt. Zusätzlich werden auch Quarzite mit Biotit und Feldspatklasten zur Rannachformation gezählt (Helfreich u. Metz, 1953), welche von den oben genannten Einheiten überlagert werden. Diese Einheiten liegen transgressiv auf den Grundgebirgseinheiten des Mittelostalpins. Das Grundgebirge wird gebildet aus Orthogneisen sowie Granitoiden, welche Teil des Seckauer Batholithen (Schermaier et al, 1997) sind. Metz (1976) unterscheidet folgende Gesteinstypen:

Saure granitische Gneise:

Diese Gneise weisen eine geringe bis keine bevorzugte Orientierung der Minerale auf, sind fein bis grobkörnig und führen hauptsächlich Biotit als Glimmer. Ebenfalls treten im gleichen Verband biotitreiche dioritische und tonalitische Gneise auf. Oft gehen diese Gesteinstypen beinahe fließend ineinander über. Migmatische Gneise treten ebenso in den Seckauer Tauern auf, wie Pegmatite. Diese sind aber selten und geringmächtig. Die Flasergneise stellen einen großen Anteil des Gebirges dar und sind gut geschiefert. Der Biotit, welcher die sauren Lagen umfließt, bildet die typische Flaserstruktur.

Metamorphe Sedimente:

Laut Metz (1976) gibt es zwei Paragesteinseinheiten. Eine besteht aus karbonatfreien feinkörnigen Biotitschiefern, wie auch Biotitquarziten und Biotit Schiefergneisen. Die Andere bildet die Rannachformation. Diese besteht aus dem Rannachkonglomerat, Serizit-Quarzit Schiefer und Serizit Quarziten. Zudem treten auch noch Hornblende führende Gesteine auf, welche aber nur in geringen Mengen in der Bösensteingruppe vorkommen. Als letztes erwähnt Metz noch die Amphibolite als mittelkörnige, geschieferte Amphibolite, welche aus Paragesteinen hervorgegangen sind.

In der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt Oberzeiring -Kalwang (Metz 1967) werden für das Kristallin der Seckauer Tauern folgende Gesteinsarten ausgewiesen:

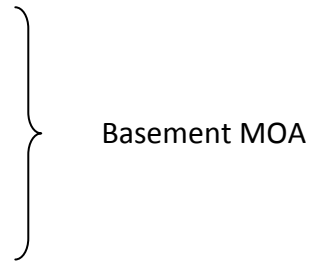
Rannachserie:

- Serizit Quarzschiefer, Quarzite
 - Feldspatzonen
 - Rannachformation mit Biotit und Feldspatwachstum
- } Cover MOA

Paragesteine:

- Biotitschiefer
- Plagioklasgneise mit Chlorit u. Epidot

Granit u. Gneisgranit



Auf die oben erwähnten Paragesteine wird in dieser Arbeit noch genauer eingegangen, denn die Kartierung und die damit verbundene Bestimmung der Lithologie hat ein wenig anderes Bild ergeben. Ebenso wird die geologische Karte dieser Arbeit ein etwas anderes Bild darstellen als die Geologische Karte von Metz (1967).

In weiterer Literatur, wie bei Neubauer und Frisch (1993), finden sich ebenfalls Lithologische Beschreibungen inklusive der Herkunftsbestimmung der Einheiten in den Seckauer Tauern.

➤ **Metatonalite**

➤ **Ultramafite**

➤ **Paragneise**

Diese weisen eine starke Schieferung auf und sind durch ihren Biotit und Plagioklasgehalt charakterisiert. Der Protolith, wird angenommen, ist vulkanische Grauwacke, welche durch einen vulkanischen Inselbogen in eine abyssale Tiefebene abgelagert wurde.

➤ **Amphibolite und Plagioklas-Orthogneise**

Es werden deshalb Amphibolite und Orthoklas zusammen angeführt, weil von einer gemeinsamen Genese ausgegangen wird. Beide Gesteine entstanden durch Metamorphose aus basischen Gesteinen, welche durch einen bimodalen Vulkanismus entstanden sind. Dies wird durch die Datierung von Amphiboliten und Orthogneisen untermauert, da beide ein Alter von 520 Millionen Jahren zeigen. Dies ist ein starkes Indiz für eine gemeinsame Entstehungsgeschichte, dem bimodalen Vulkanismus. Meist treten die Amphibolite gebändert auf.

➤ Granite, Granodiorite und Tonalite

Diese Gesteine sind Dom-bildend und weisen ein variszisches Alter auf. Die Hangendgrenze des Kernkomplexes wird durch die Granite, Granodiorite und Tonalite gebildet.

2.2.4.2 Tektonische und Metamorphe Entwicklung

Allgemein

Die Seckauer Tauern bestehen zu mehr als 90% aus granitischen Magmatiten, welche in höhere Krustenstockwerke intrudiert sind. Die höheren Krustenstockwerke bildeten ein Dach aus Paragesteinen (Paragneise, Biotitschiefer, quarzitische Gneise).

Diese Paragesteine und die darin eingeschalteten Orthogneise wurden von Scharbert (1980) auf ca. 430Ma datiert. Schmidt (1921) und Scharbert (1980) gehen nun aufgrund der unterschiedlichen Deformationsgrade der Granite von zwei getrennten Intrusionsphasen aus.

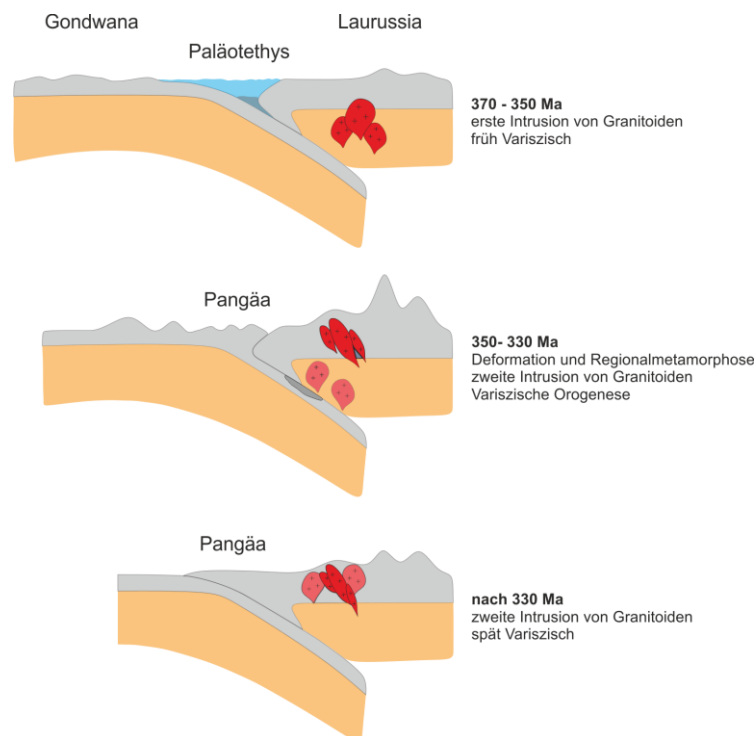


Abbildung 8: Schematische Darstellung der Intrusionsabfolge der Granitoide in den Seckauer Tauern. Die ersten Intrusionen stellen die stark deformierten Granitoide in den Seckauer Tauern dar. Die nachfolgenden Intrusionen stellen die kaum deformierten Granitoide dar.

Die ältere Phase wurde wiederum von Scharbert (1980) auf rund 350 Ma datiert, wobei das dazugehörige 500°C Abkühlalter bei 330 Ma liegt. Diese stärker deformierten Granitgneise sind frühvariszisch gebildet worden und durch die variszische Orogenese (Regionalmetamorphose) vergneist worden. Kurz danach sind die schwach deformierten Granitoide in die oberen Krustenstockwerke eingedrungen (Abbildung 8). In diese Plutone sind diskordant variszische Glimmerschiefer und Paragneise eingeschaltet (Metz, 1967, 1976). Die Seckauer Tauern erfuhren während der Kreide, Eoalpine Gebirgsbildungsphase, eine grünschieferfazielle Metamorphose (Frank, 1987). Die Plutonite unterlagen ebenfalls der Alpen Deformation im Rahmen der Alpen Gebirgsbildungsphase. Die grünschieferfazielle Metamorphose führte in der Rannachformation zur Umwandlung der klastischen Sedimentgesteine in Serizitquarzite, Serizitquarzschiefern, Phyllite und Metakonglomerate.

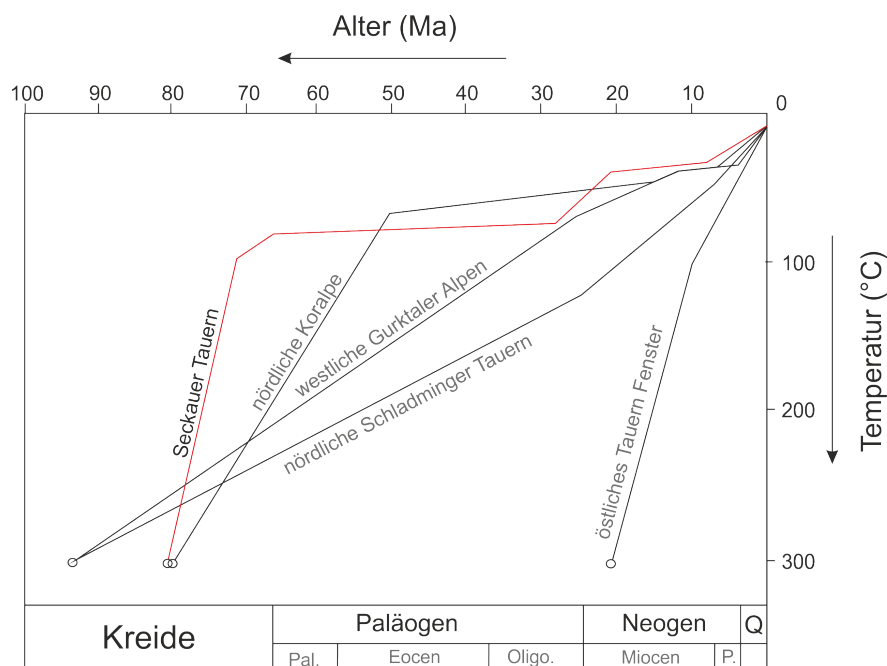


Abbildung 9: Abkühlgeschichte der Seckauer Tauern, nördliche Koralpe, westliche Gurktaler Alpen, nördliche Schladminger Tauern und des östlichen Tauern Fensters nach Hejl (1997)

Hejl (1997) hat in den Seckauer Tauern mittels unterschiedlicher Methoden von Altersdatierungen, welche durch unterschiedliche Schließtemperaturen gekennzeichnet sind und somit für jede Methode ein anderes Alter ergeben, Abkühlungspfade erstellt. Diese Abkühlungsgeschichte (Abbildung 9) zeigt uns eine starke Exhumierungsphase in

der oberen Kreide an, welche von einer stabilen und relativ lange dauernden temperaturkonstanten Phase (ca. 45Ma) gefolgt wird. Im späten Oligozän kommt es wiederum zu einer Exhumierungsphase. Diese kommt mit dem einsetzenden Miozän wieder zum Erliegen. Die letzte Phase tritt mit dem Übergang Miozän zum Pliozän auf, bei der die Gesteine der Seckauer Tauern auf das heutige Niveau exhumiert werden.

Entstehung des Ablagerungsraumes der Rannachformation

Generell geht man davon aus, dass es sich um Beckenablagerungen durch Permische Lithosphärenextension handelt, welche die Öffnung des Meliata Hallstatt Ozeans (Trias) zur Folge hatte. Tollmann (1972) beschreibt die Rannachformation als eine Abfolge von Alpinem Verrucano und dem darüber liegenden Plattlquarzit, wobei der Alpine Verrucano als permisch ungeschichtet, detritisch arid kontinental bezeichnet wird. Dadurch ergibt sich ein nicht aquatischer Ablagerungsraum für die Rannachformation.

Metz (1981) spricht allerdings von einem marinen Ablagerungsraum. Dieses Becken soll sich während der Sedimentation abgesenkt haben und dadurch eine transgressive Ablagerung der Rannachformation ermöglicht haben. Diese Beckenbildung könnte von Schuster et al (2001) mit einem Ereignis an der Permisch Triassischen Grenze in Zusammenhang gebracht werden. Zu diesem Zeitpunkt soll es zu Magmatismus in tieferen Krustenniveaus, einer Hochtemperatur und Niedrigdruck Metamorphose und extensionaler Tektonik in hohen Krustenniveaus und dadurch erfolgter Beckenbildung gekommen sein.

Mehrere Autoren weisen der Rannachformation ein Permomesozoisches Alter zu (Metz 1976, Erkan 1977, Scharbert 1980). Schnabel (1980b) schränkt diesen Ablagerungszeitraum bis auf das Anis in der Trias ein. Dies ist eine relativ kurzer Ablagerungszeitraum, wenn man die Rannachformation mit den anderen Mittelostalpinen permomesozoischen Sedimenten vergleicht (Abbildung 5).

Die Sedimentationsabfolge wird als fining upward angesehen. Scharbert (1980) gibt an, dass die Sedimentation mit Konglomeraten und Sandsteinen begann und aufwärts die Sedimente dann feinkörniger werden. Die an der Basis vorkommenden Konglomerate bestehen zum Großteil aus Quarzgeröllen und seltener aus Porphyroidgeröllen oder auch Granitgeröllen und werden wie auch die feinkörnigen Klastika zu den Erosionsprodukten des Seckauer Kristallins gezählt.

Alpidische Entwicklung der Rannachformation

Die Rannachformation unterlag einer grünschieferfaziellen Metamorphose und so bildeten sich aus den Konglomeraten Metakonglomerate, Serizitquarzite und Schiefer sowie Phyllite. Von Dallmeyer (1998) gibt es Datierungen, mittels $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Messungen, wonach die Hellglimmer in der Rannachformation ein Alter von ca. 88 Ma aufweisen. Nach Scharbert (1980) lagen die Temperaturen nicht über 500 °C, da die Schließtemperatur des Rb/Sr Isotopensystems in Muskovit nicht überschritten wurde. Nach der Grünschieferfaziellen Metamorphose kam es zur Exhumierung der Seckauer Tauern und damit zur Abkühlung. Zu Beginn des Paläogens wurde dabei die Apatit-Fission-Track Schließtemperatur von rund 100 °C unterschritten (Hejl 1997).

Während der Alpidischen Orogenese kam es ebenfalls zu tektonischen Ereignissen, wie der Ausbildung eines Überschiebungshorizontes zwischen der Rannachformation und dem Oberostalpinen Basement der Grauwackenzone (Metz 1976,1981; Dallmeyer et al 1998). Ebenso kam es innerhalb der Rannachformation zu unterschiedlich stark ausgeprägten Scherzonen. Des Weiteren kam es zu Einschuppungen des Seckauer Kristallins in Teile der Rannachformation, wie z.B. die Leimser- und Frauengrabengneise. In der Gaaler Schuppenzone sind wiederum Teile der Rannachformation in das Seckauer Kristallin eingeschuppt worden (Scharbert 1980). Die heutigen Sprödstrukturen können mit der adriatischen Indenter-Tektonik erklärt werden und verlaufen hauptsächlich Nord – Süd (Ingering und Gaalgraben) oder WNW – ESE (Scharbert 1980).

Die Entwicklung des Seckauer Kristallin

Das Seckauer Kristallin (Teil des Kern-Komplex) wird als Teil eines magmatischen Inselbogens gedeutet, welcher an der Grenze Neoproterozoikum – Paläozoikum seinen Ursprung hatte. Hauptsächlich kam es in diesem Inselbogen zu I- und S-Typ Intrusionen. Der Schwarzwald, das Massif Central oder die Münchberger Gneismasse weisen in Europa eine ähnliche lithologische Paragenese und Alter auf (ca. 520Ma) (Frisch et al. 1984). Des Weiteren wurden Ordovizisch-Silurische Sedimente, von der Bildung der Kaledoniden, im frühen Karbon von einer Regionalmetamorphose überprägt und es kam auch zu weiteren Intrusionen (Neubauer & Frisch 1993). Der Seckauer Batholith wird nach Schermaier et al 1997 nicht zur Plankogelozean-Subduktion gezählt, viel wahrscheinlicher ist die Zugehörigkeit zum Südrand der Varisziden und der zugehörigen Subduktion der Paläotethys (Modell nach Finger und Steyrer 1990). Es kam zur Intrusion posttektonischer

variszischer Granite und Granodiorite. Diese zeigen sowohl I-Typ als auch A-Typ Signaturen (Neubauer & Frisch 1993, Schermaier et al. 1997). Dieses Ereignis war Teil der Variszischen Orogenese. Aufgrund vergleichbarer Plutonite in den Schladminger Tauern, Seckauer-Bösenstein-Kristallin und jenen in den östlichen Hohen Tauern, wird eine gemeinsame strukturelle Position innerhalb des Variszischen Orogens angenommen.

Die alpidische Entwicklung folgt im engeren Sinne natürlich der Rannachformation, da diese ja bereits zu Beginn des Mesozoikums mit dem Seckauer Kristallin in Verbindung steht.

Im Miozän kam es zur Exhumation des Tauernfensters und in weiterer Folge zur Extrusion der Einheiten östlich davon infolge der Kollision zwischen der Europäischen Platte und dem Adriatischen Identer. Östlich des Tauernfensters kam es zur Zerteilung der Decken in einzelne Blöcke wie den Seckauer Tauern, Schladminger Tauern oder der Gurktaler Decke. Die Bewegung erfolgt entlang der nun ausgebildeten Strike-Slip Störungen (Frisch et al. 1998). Die Seckauer Tauern sind im Nordosten von jungen Störungen entlang der Überschiebungsbahnen Rannachformation – Grauwackenzone begrenzt. Im Süden bildet die Mur – Mürztalstörung die tektonische Grenze. Die Pöls – Lavantalstörung bildet somit die Umrahmung der Seckauer Tauern.

Geomorphologie/Quartärgeologie

Die Seckauer Tauern waren in ihrer jüngsten geologischen Phase, dem Würmglazial ca. 150.000 bis 10.000 Jahre vor heute, nur zum Teil vergletschert. Das Gebiet war nicht vollvergletschert, weil die Seckauer Tauern im Randbereich der maximalen Vergletscherung lagen. Diese Teilvergletscherung reichte aber aus, um bis in Täler der Gaal, Ingering, Feistritz, Hagenbach oder dem Liesinggraben zu reichen und gut erkennbare und morphologisch prägende Formen zu hinterlassen (Nagl, 1976). Im Untersuchungsgebiet können über weite Teile Moränenbedeckungen festgestellt werden. Zum Beispiel ist das Freudental im Bereich des Talbodens mit Moränenmaterial bedeckt, welches sich dann bis in das Feistritztal fortsetzt. Ein Kar kann auch sehr schön im Bereich Weinmeisterboden beobachtet werden. Der Weinmeisterboden selbst ist wiederum mit Moränenmaterial und am Ausgang hin zum Feistritztal mit Blockschutt bedeckt. Ebenso kann im nördlichsten Bereich der Roßleiten eine Massenbewegung gesichtet werden (Abbildung 10).

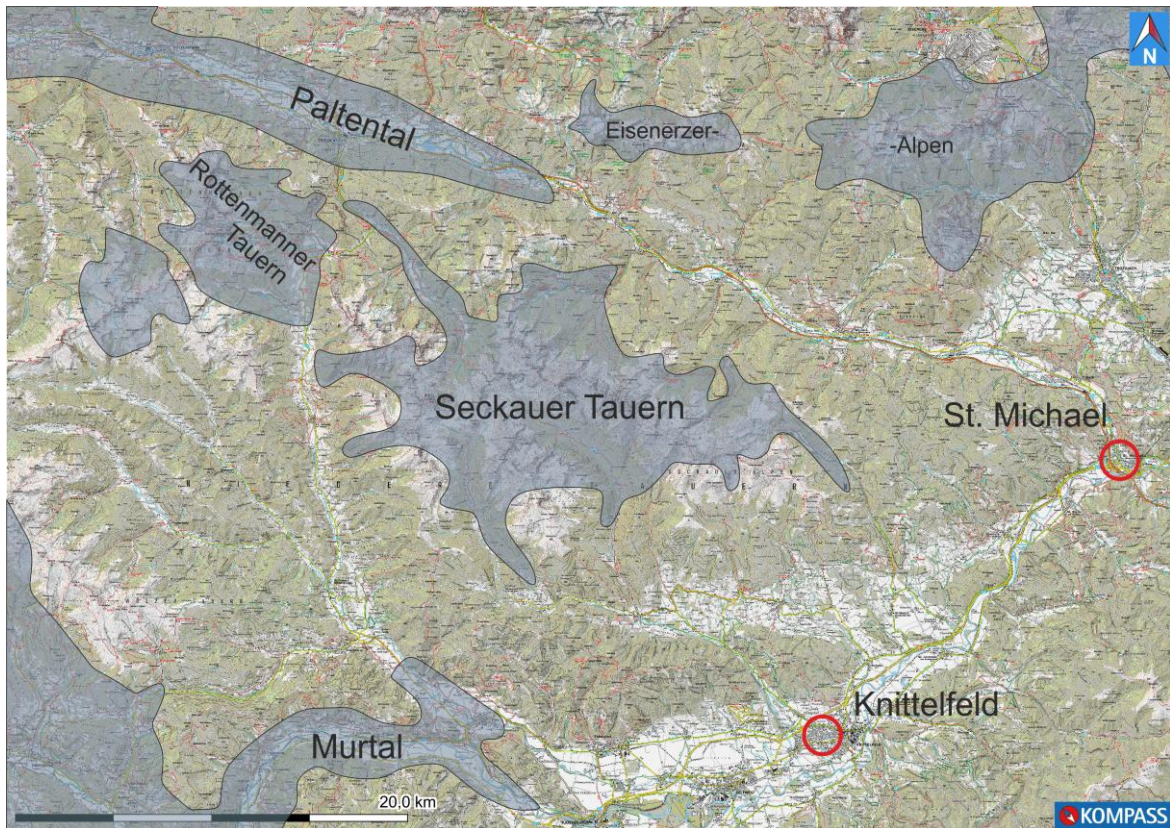


Abbildung 10: Würmvergletscherung im Bereich Ennstal bis Murtal umgezeichnet nach Nagl (1976). (Kompass Digital Map Version 2.4.16.0)

Im Bereich Maria Schnee können ebenfalls vielfältige glaziale Strukturen beobachtet werden. Vorherrschend sind hier wieder Moränenbedeckungen bis 1700m und höher. Der Sattel zwischen Hochalm und Kumpitzstein ist in Richtung SW durch Solifluktionen geprägt. Die östwärts gerichtete Seite des Kammes südlich der Lamprechthöhe (Richtung Lamprechtalm) ist durch eine Massenbewegung von Moränenmaterial in Richtung Kühbergerbach geprägt. Von Maria Schnee Richtung Süden über die Grafenalm bis hin zum Kühbergerhof sind die Hänge beinahe durchgehend mit Moränenmaterial bedeckt. Das Gebiet ist ebenfalls durch zahlreiche Quellen morphologisch geprägt.

3 Lithologische Beschreibung

3.1 Lithologien im Bereich Untere Bodenhütte

Das nördliche Untersuchungsgebiet ist in Abbildung 11 grob dargestellt. Die Kreuze markieren die Stellen der Probennahmen sowie Punkte von Scherbereichen und Störungen. In Tabelle 1 sind alle Proben inklusive der Koordinaten, der Einfallswerte der Schichtflächen und der Streckungslineare angeführt.

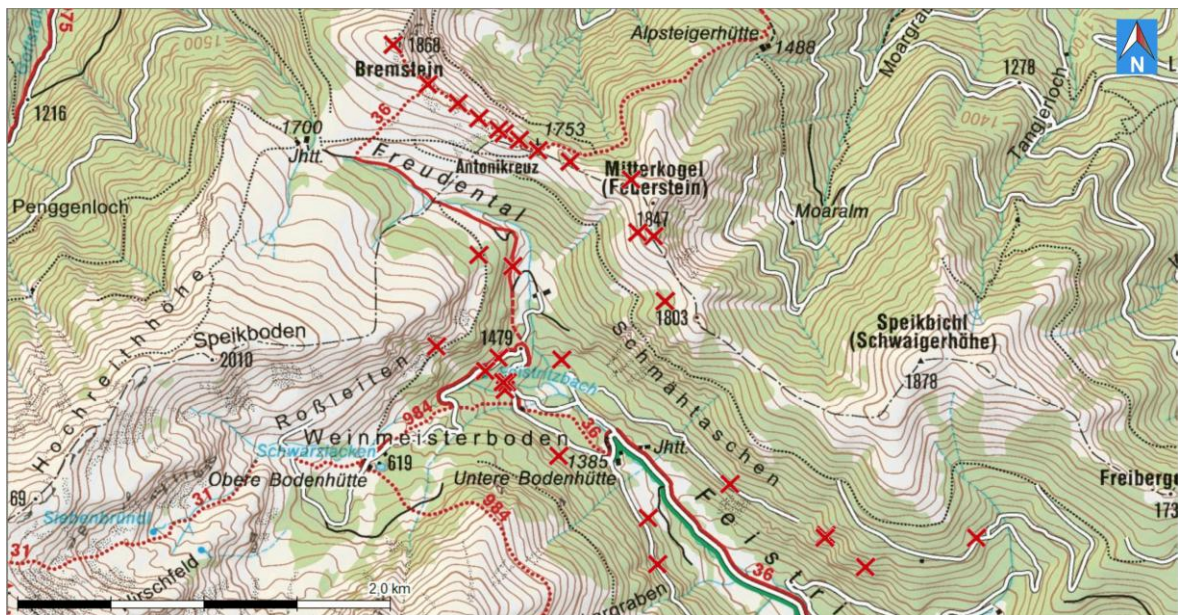


Abbildung 11: Karte des nördlichen Untersuchungsgebietes. Eine genaue Karte mit allen Probenamen und Wegpunktbezeichnungen ist dem Anhang beigelegt. (Kompass Digital Map Version 2.4.16.0.)

Tabelle 1: Proben des nördlichen Untersuchungsgebietes im Bereich der Unteren Bodenhütte. SF, Schichtfläche; SL, Streckungslinear; uo, unorientiert; Geochr, Geochronologieprobe.

Probe	Seehöhe [m]	Nordwert	Ostwert	SF [°]	SL [°]
30	1454	47°21,361'	14°47,191'	218/15	310/01
31	1454	47°21,361'	14°47,191'	uo	-
32	1867	47°22,348'	14°46,714'	268/15	338/01
33	1805	47°21,963'	14°47,722'	256/15	140/01
34	1769	47°22,016'	14°47,465'	274/30	315/20
35	1561	47°21,716'	14°47,223'	uo	-
36	1561	47°21,716'	14°47,223'	uo	-
37	1461	47°20,856'	14°48,714'	352/70	289/15
38	1521	47°20,942'	14°49,184'	313/65	313/65
39	1419	47°20,862'	14°47,840'	223/55	308/10
40	1491	47°21,453'	14°47,165'	255/50	335/35
41	1499	47°21,415'	14°47,111'	25/60	356/15
42	1830	47°21,804'	14°47,818'	218/50	295/05
43	1830	47°21,804'	14°47,818'	208/40	-
44	1804	47°21,813'	14°47,750'	uo	-
45	1653	47°21,747'	14°47,080'	010/10	293/5
46	1647	47°21,484'	14°46,904'	262/30	313/25

Probe	Seehöhe [m]	Nordwert	Ostwert	SF [°]	SL [°]
53	1455	47°21,383'	14°47,201'	Geochr	-
54	1455	47°21,383'	14°47,201'	Geochr	-
55	1443	47°21,450'	14°47,429'	319/55	276/50
56	1443	47°21,450'	14°47,429'	Geochr	-
57	1482	47°20,940'	14°48,544'	305/45	347/30
58	1482	47°20,940'	14°48,544'	Geochr	-
59	1482	47°20,940'	14°48,544'	Geochr	-
60	1447	47°21,093'	14°48,143'	Geochr	-
78	1494	47°19,035'	14°47,735'	Geochr	-
84	1752	47°22,048'	14°47,327'	314/20	310/20
85	1770	47°22,077'	14°47,251'	326/20	354/18
86	1776	47°22,096'	14°47,185'	284/35	335/20
87	1785	47°22,108'	14°47,161'	345/10	335/10
88	1793	47°22,138'	14°47,079'	280/30	285/28
89	1800	47°22,183'	14°46,989'	320/10	355/05
90	1800	47°22,185'	14°46,988'	265/10	203/05
-	-	-	-	-	-

3.1.1 Rannachformation

Im nördlicheren Untersuchungsgebiet, rund um die Bodenhütte, im Bereich Freudental tritt die Rannachformation zum ersten Mal im Bereich des Antonikreuzes zu Tage (Abbildung 33, S.52). Die Foliation bzw. Schieferungsflächen haben ein generelles Einfallen in Richtung NW. Zur genaueren Untersuchung wurde ein Profil entlang des Bergrückens vom Antonikreuz bis zum Gipfel des Bremsteins aufgenommen. In weiterer Folge wird dieses Profil anschließend von unten nach oben beschrieben. Begonnen wird mit dem Übergang zum Basement des Seckauer Kristallins (den Muskovit-Orthogneisen, beschrieben in Kapitel 3.1.2.1).

Die Rannachformation erscheint makroskopisch grünlich bis weißlich grau, die Lagen sind stark geschiefert. Erkennbar ist der primär sedimentäre Lagenbau. Die einzelnen Schichtglieder sind nur unklar getrennt oder weisen einen fließenden Übergang untereinander auf. Diese Lagen können in Phyllite und Metakonglomerate eingeteilt werden. Phyllite erscheinen feinkörnig kompakt, grünlich schimmernd ohne größere Komponenten. Die Metakonglomerate weisen einen engständigen Lagenbau mit Lagen im Millimeter Bereich und bis zu 5cm großen Quarz-Konglomerat-Geröllen sowie bis zu handtellergrößen Quarz-Knauern auf. Diese sind unregelmäßiger als die Gerölle geformt und bilden oft Girlanden oder zusammenhängende Cluster. Um das Freudental sind Phyllite als auch Metakonglomerate im Gesteinsverband anzutreffen.

Mineralbestand: Quarz, Muskovit, Serizit, Chlorit, Feldspäte (Orthoklas, Plagioklas, Sanidin), Kalzit

Akzessorien: Biotit, Turmalin, Granat, opake Phasen, Epidot

Mikroskopisch kann die Rannachformation stärker variieren, Feldspäte fehlen in den unteren Lagen zum Teil komplett, können aber in den oberen Lagen bis zu 30% des Modalbestandes ausmachen. Das Korngefüge ist equigranular bis seriat, wobei die Minerale euhedral bis anhedral (vorwiegend Feldspatklasten) ausgebildet sind. Auftretende Klasten, wie Feldspäte oder Quarz, können monokristallin oder polykristallin sein. Die Matrix besteht in allen Fällen hauptsächlich aus Quarz mit gleichmäßig verteiltem Muskovit. Nur in den obersten Lagen der Rannachformation kommt es zur Häufung von Feldspäten in der Matrix, wobei der Anteil von Feldspäten den der Quarze nie übersteigt.

Eine Detailbeschreibung der einzelnen Lagen der Rannachformation, zwischen dem Bremstein und dem Antonikreuz, wird im folgenden Kapitel mit einer Profilbeschreibung abgehandelt.

3.1.1.1 Profilbeschreibung

An der Basis der Rannachformation befindet sich im Bereich des Antonikreuzes eine Lage Marmor von ca. 10 Meter Mächtigkeit. Diese Lage fügt sich unauffällig in das Bild der Rannachformation, denn die Quarzkonglomerate sind ähnlich in der Matrix verteilt und ebenfalls heraus gewittert. Nur bei genauer Betrachtung fällt der rosarote Farbschimmer der Matrix auf. Diese Lage kann aufgrund der Aufschlussituation nicht als definitiv primärer Kontaktbereich zum Seckauer Kristallin (hier Muskovit-Orthogneis) gedeutet werden.

Marmorhorizont (Abbildung 12): Die Matrix wird von feinkörnigen Kalzit gebildet, in dem größere Gerölle eingebettet sind. Zwischendurch ist die Matrix von Bändern aus Quarz, Muskovit, Epidot und Feldspäten (Orthoklas, Plagioklas, Sanidin) durchzogen. In diesen Bändern sind die Minerale alle in Richtung der Scherebene ausgerichtet. Interessanter sind die Einsprenglinge in der Kalzitmatrix, diese weisen eine runde Kornform auf und können Feldspäte, als auch Quarze, sein (Abbildung 12).

Mineralbestand: Kalzit, Quarz, Muskovit und Feldspäte (Orthoklas, Plagioklas, Sanidin)

Akzessorien: Epidot, opake Phasen

Das darüber liegende **Metakonglomerat** (Mittelkonglomerat) (Abbildung 13; SP85) ist stark geschert und beinhaltet wenige größere Quarzklasten, diese sind stark rekristallisiert und wenige Millimeter bis Zentimeter groß. Die Quarzklasten zeigen Bulging-Strukturen und Subkornrotationen (nach Hirth und Tullis 1992). Feldspatklasten kommen auch, aber seltener vor. Die rotierten Porphyroklasten weisen auf einen Schersinn Top nach S hin. Die Matrix besteht aus Quarzkörnern und Muskovit. Als Akzessorium kommt Turmalin und Epidot vor.

Mineralbestand: Quarz, Muskovit, Chlorit

Akzessorien: Feldspäte (Sanidin, Orthoklas), Epidot, Turmalin, opake Phasen

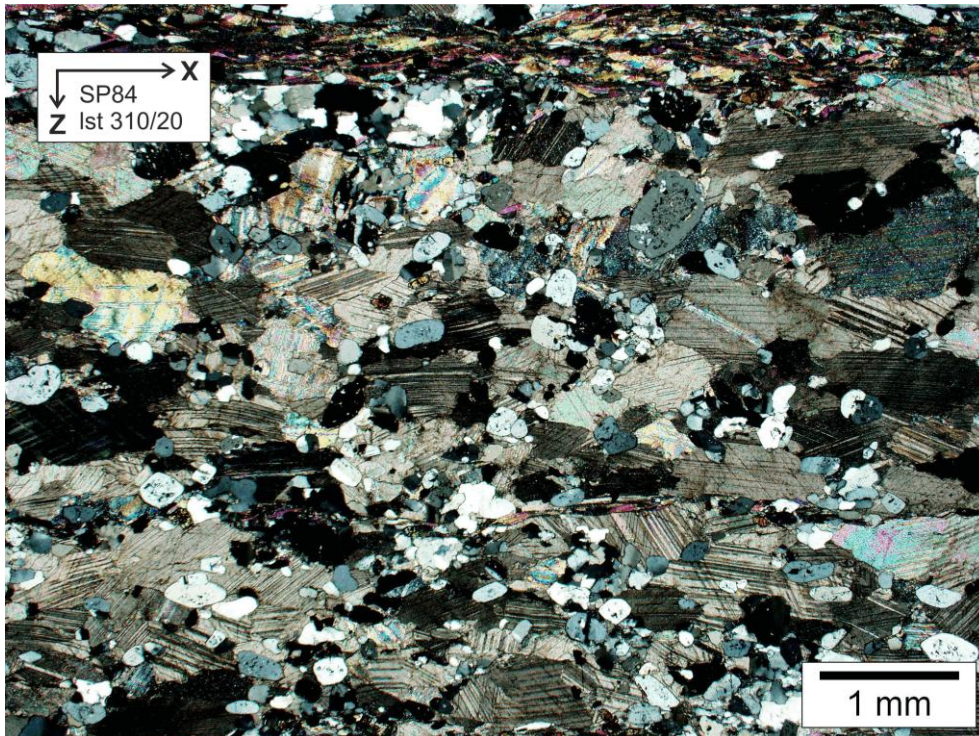


Abbildung 12: Mikrogefügebild der Probe SP84 mit gekreuzten Polarisatoren. Am oberen Bildrand ist ein Muskovitband zu sehen. Deutlich sind auch die runden Quarz und Feldspatkörner in der Kalzitmatrix zu erkennen.

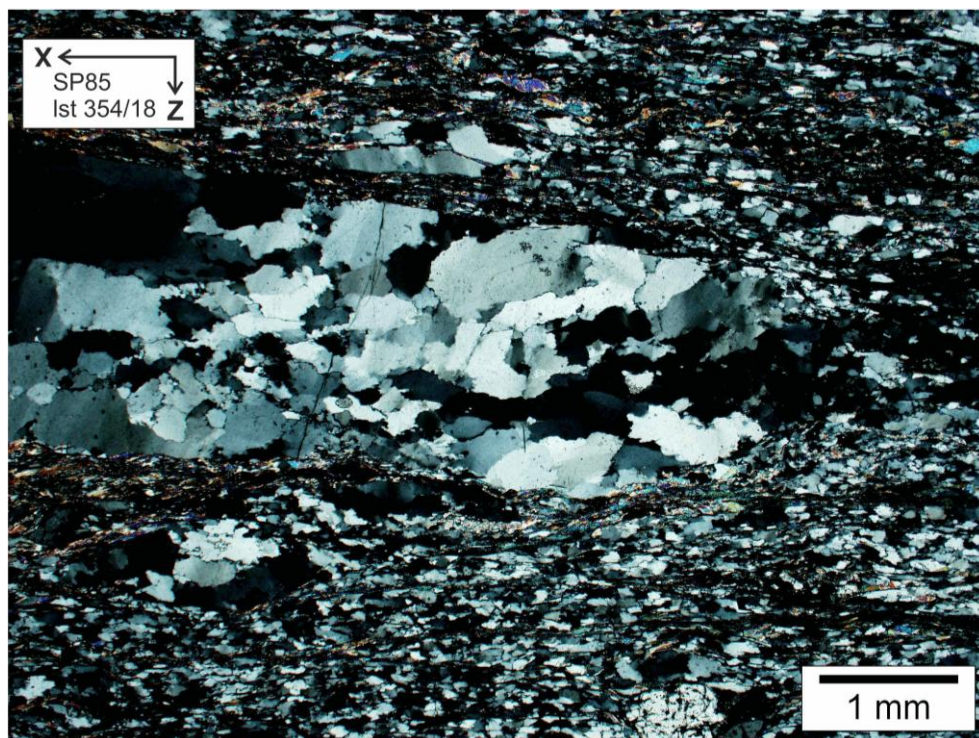


Abbildung 13: Mikrogefügebild der Probe SP85 mit gekreuzten Polarisatoren. Rekristallisierter Quarzklaster mit Bulging-Strukturen und Subkornrotationen.

Die nun folgende **Phyllitlage** (Abbildung 14; SP86) ist der darunter liegenden ähnlich. Der größte Unterschied ist das Fehlen von größeren Feldspatklasten, Quarzklasten und Epidoten. Ansonsten kommen Chlorit und Muskovit in sehr ähnlicher Textur vor. Reste von Biotit (Biotit → Chlorit) konnten als Akzessorium identifiziert werden. Das SC-Gefüge und die rotierten Porphyroklasten zeigen einen Schersinn Top nach SE.

Mineralbestand: Quarz, Chlorit, Muskovit

Akzessorien: Biotit

Das darüber liegende **Metakonglomerat** (Grobkonglomerat)(Abbildung 15; SP87) kann nicht gleichgesetzt werden mit dem zuvor beschriebenen Metakonglomerat. Es kommen vermehrt Feldspatklasten vor, welche eine Korngröße im Submillimeterbereich aufweisen. Das SC-Gefüge zeigt einen Schersinn Top SE. Als Deformationsmechanismen treten Bulging und Subkornrotationen auf. Selten sind größere (mehrere Millimeter große) Quarzklasten vorhanden.

Mineralbestand: Quarz, Chlorit, Muskovit, Feldspat (Orthoklas)

Akzessorien: Turmalin, Granat, Epidot

Im darüber liegenden **Metakonglomerat** (Mittelkonglomerat)(Abbildung 16; SP88) treten vermehrt große polykristalline Quarzklasten auf. Diese sind stark rekristallisiert und weisen Bulging-Strukturen und Subkornrotationen auf. Die Korngrößenverteilung ergibt ein inequigranulares bis seriates Bild. SC-Gefüge zeigen einen Schersinn nach ESE.

Mineralbestand: Quarz, Muskovit, Chlorit

Akzessorien: Granat

Das feldspatreiche **Metakonglomerat** (Feinkonglomerat)(Abbildung 17; SP 89) unterscheidet sich wieder relativ stark von der unterlagernden Lage und beinhaltet vermehrt Millimeter große Feldspatklasten. Die auftretenden Quarzklasten sind stark rekristallisiert und zeigen Bulging-Strukturen und Subkornrotationen. Die Matrix besteht aus feinen Quarzen und doch auffälliger Menge an Feldspäten (Orthoklase und Plagioklase).

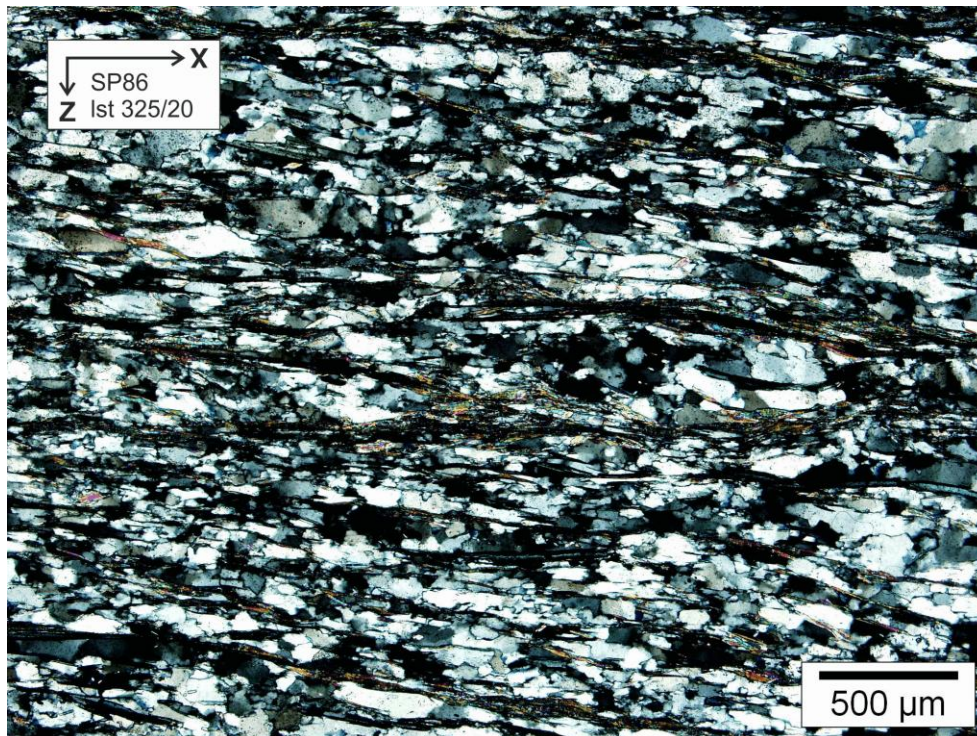


Abbildung 14: Mikrogefügebild der Probe SP86 mit gekreuzten Polarisatoren. Equigranulares Korngefüge mit hauptsächlich Quarz und Glimmermineralen.

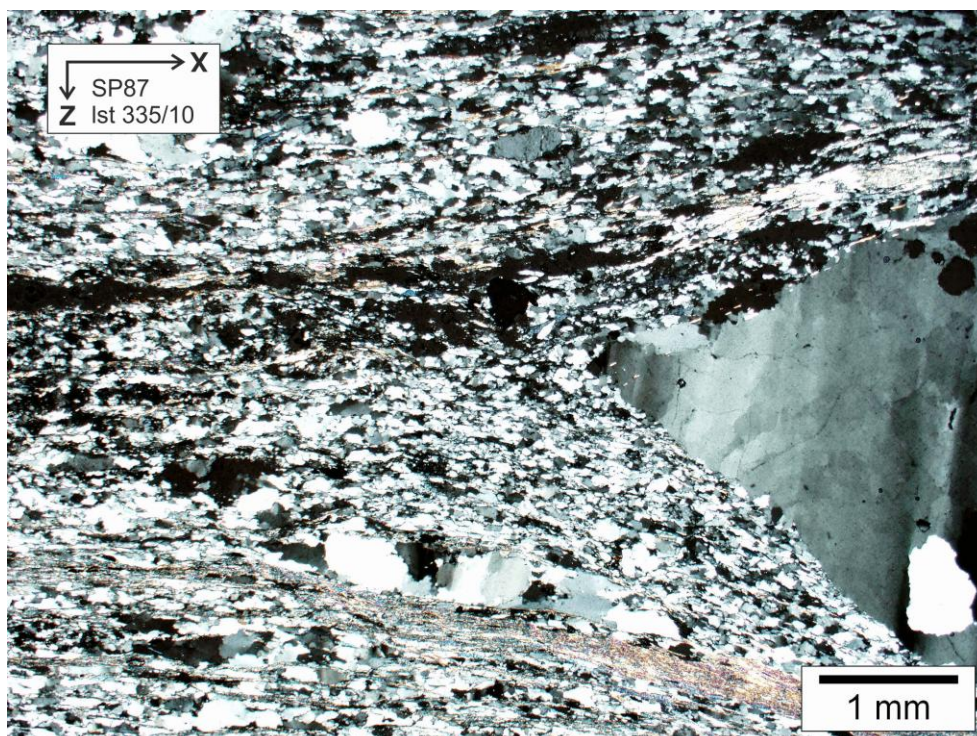


Abbildung 15: Mikrogefügebild der Probe SP87 mit gekreuzten Polarisatoren. Größere Quarzgerölle mit teils feinkörniger quarzitischer Matrix. Erstes Auftreten von Feldspatmineralen in der Matrix.

Eine Scherrichtung in Richtung Süden wird von Porphyroklasten und dem SC-Gefüge angezeigt.

In weiterer Folge werden die darüber liegenden feldspatreichen **Metakonglomerate** (Feinkonglomerate) (Abbildung 18) in Richtung Bremstein immer feldspatreicher (SP90) und der Anteil von serizitisierten Feldspäten nimmt zu. In der Probe SP32 (Bremstein Gipfel) treten am meisten Feldspäte als Klasten, als auch in der Matrix auf (Abbildung 19). Die vorhandenen Porphyroklasten zeigen einen Schersinn in Richtung Südsüdwest.

Mineralbestand: Quarz, Feldspäte (Orthoklas, Plagioklas, Sanidin), Muskovit, Chlorit

Akzessorien: opake Phase euhedral, Epidot, Turmalin

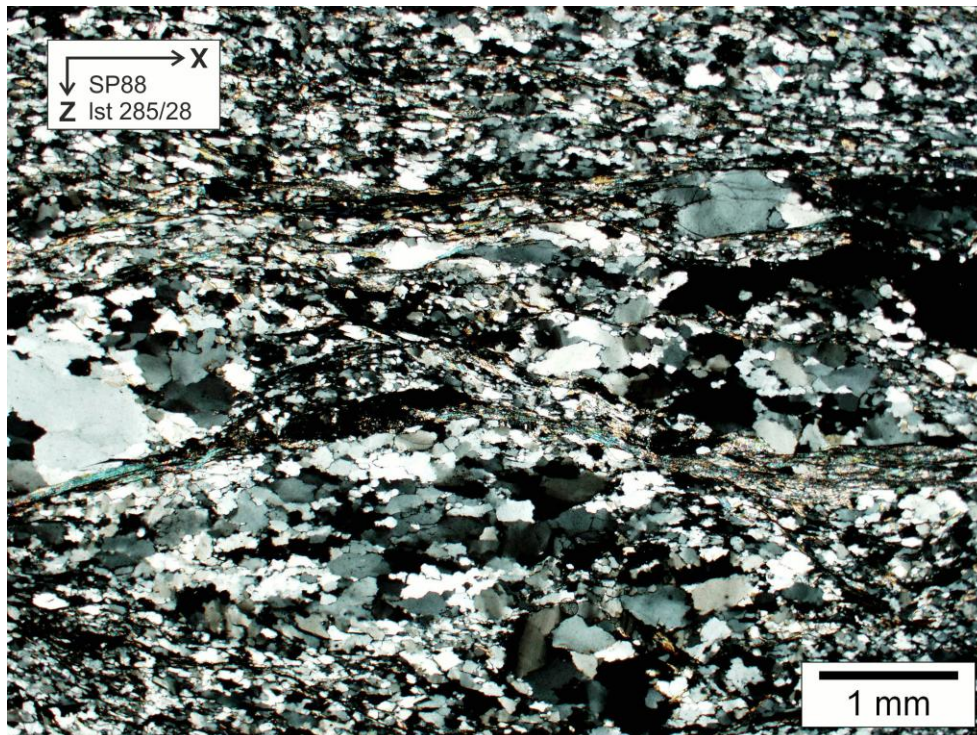


Abbildung 16: Mikrogefügebild der Probe SP88 mit gekreuzten Polarisatoren. Feinkörnige Quarzmatrix mit polykristallinen Quarzklasten.

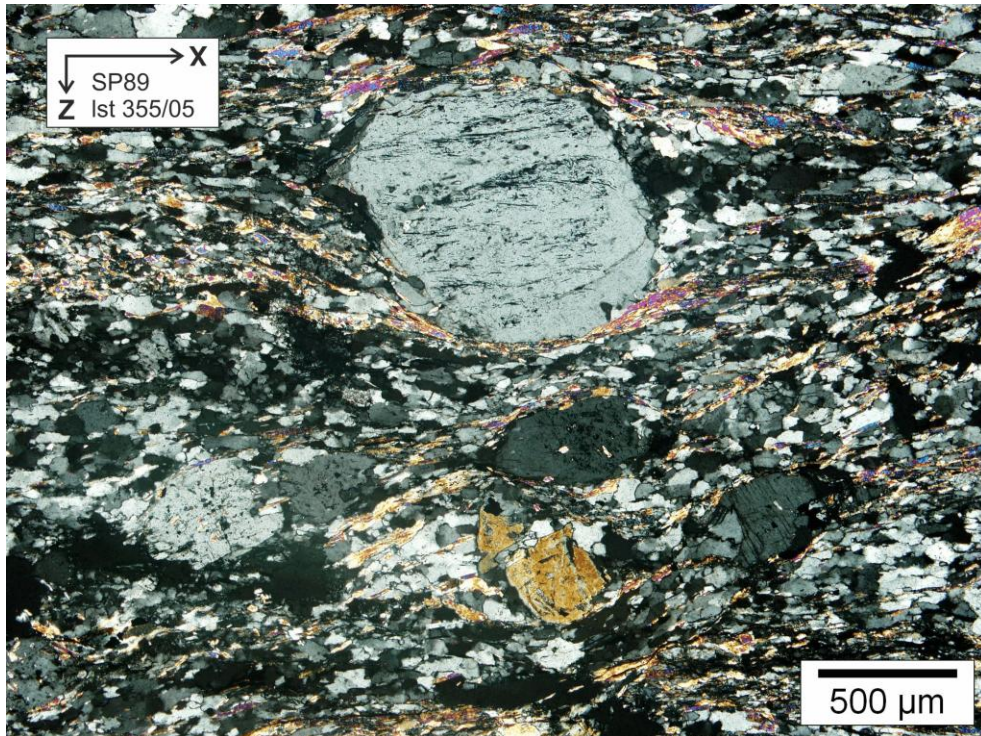


Abbildung 17: Mikrogefügebild der Probe SP89 mit gekreuzten Polarisatoren. Es treten vermehrt Feldspäte in der Matrix auf.

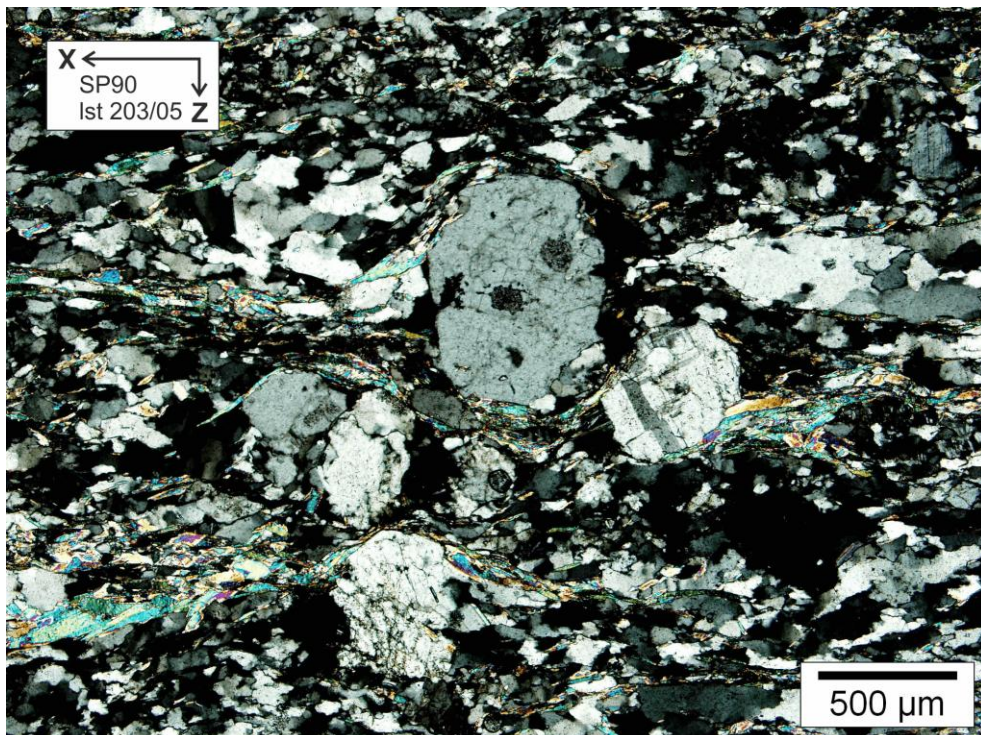


Abbildung 18: Mikrogefügebild der Probe SP90 mit gekreuzten Polarisatoren. Zu sehen sind Feldspatklasten sowie vermehrt Feldspäte in der Matrix.

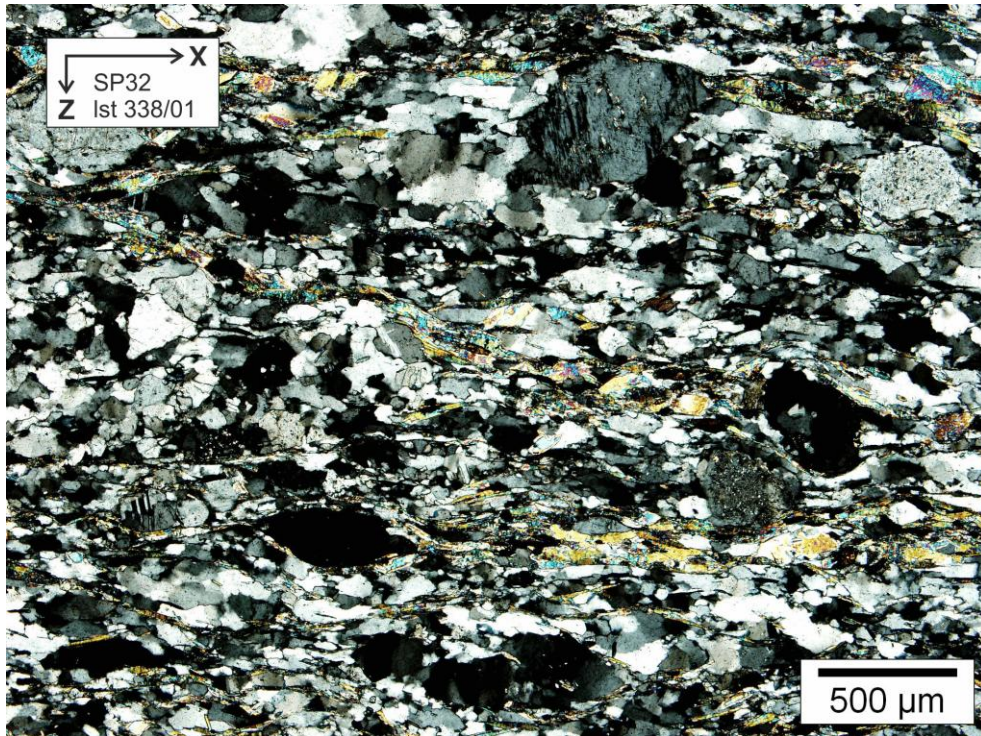


Abbildung 19: Mikrogefügebild der Probe SP32 mit gekreuzten Polarisatoren. Diese Probe stammt vom Gipfel des Bremsteins und weist den größten Feldspatanteil der Rannachproben auf.

3.1.1.2 Profildarstellungen

Die Profile (Abbildung 20, Abbildung 21) wurden, anhand der lithologischen Beschreibung und der Kartierung im Gelände, erstellt. Abbildung 20 zeigt im Profil den Übergang von der Rannachformation (Cover) zum unterlagernden Seckauer Kristallin (Basement). An der Basis der Rannachformation tritt eine Lage Marmor auf und bildet hier die Grenzschicht zum Seckauer Kristallin.

Die Abbildung 21 zeigt ein lithologisches Profil der Rannachformation mit einer schematischen Darstellung des Korngrößenverlaufs und des Feldspatanteils. Zu erkennen sind zwei fining upward Sequenzen ausgehend von der untersten Lage der Rannachformation, der Marmorlage.

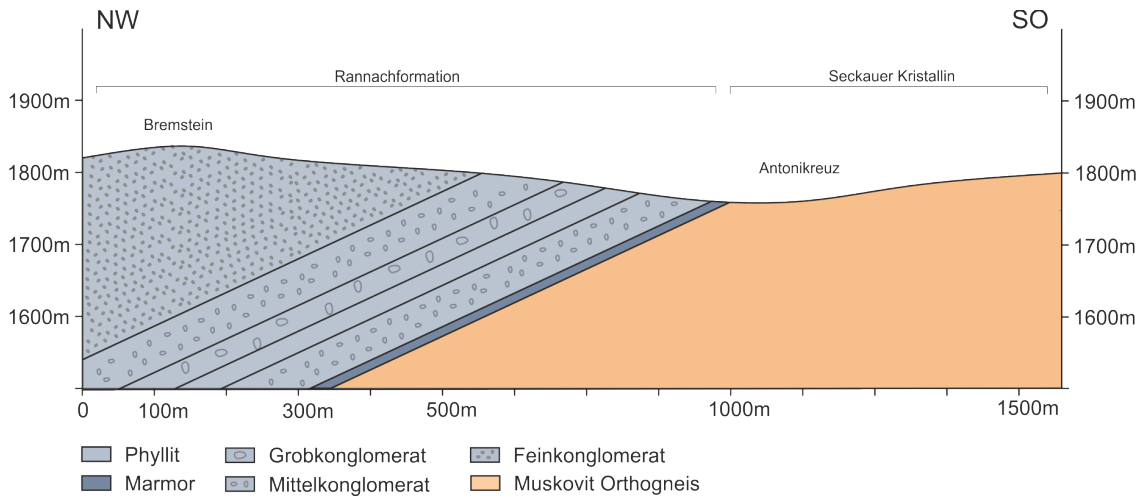


Abbildung 20: Profil der Kontaktzone Cover-Basement im nördlichen Kartiergebiet. Die Basis der Rannachformation bildet ein Marmorhorizont.

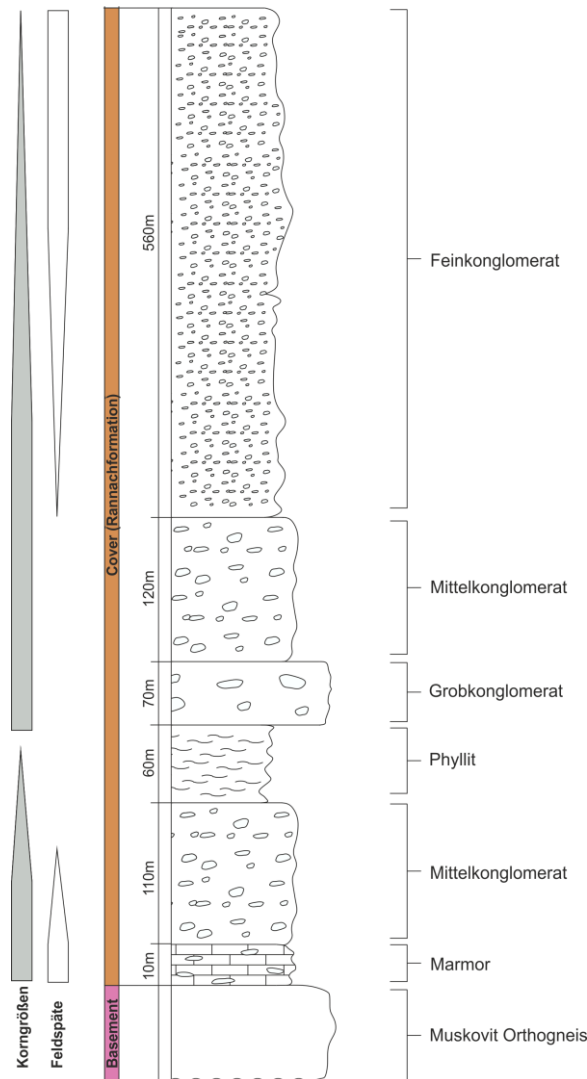


Abbildung 21: Lithostratigraphisches Profil durch die Basis der Rannachformation. Beginnend unten mit dem Marmor am Antonikreuz bis zum feldspatreichen Feinkonglomerat am Breinstein.

3.1.2 Seckauer Kristallin

Das Seckauer Kristallin besteht hauptsächlich aus Orthogesteinen und Paragesteinen, die Orthogesteine können im folgenden Abschnitt in weitere Gesteinstypen unterschieden werden.

3.1.2.1 Gesteinsbeschreibungen

Porphyrischer Granitoid (SP37/38/57/58/59)

Im Bereich Schmähtaschen wurden im Zuge der Geländebegehung die anstehenden Gesteine als Granitoide identifiziert. Diese Granitoide erscheinen makroskopisch als leukokrate, massige, grobkörnige, ungeschieferte Gesteinskörper. Das Gestein hat ein porphyrisches Gefüge, mit freiem Auge können idiomorph ausgebildete Feldspäte, welche eine Größe von über einem Zentimeter erreichen können, erkannt werden. Graue rundliche Quarzkörner welche leicht aus der Oberfläche heraus ragen sind deutlich zu erkennen. Die Gesteinsoberfläche erscheint generell stark angewittert. Diese Granitoide weisen keine Schieferung auf, nur in seltenen Fällen kann eine sehr geringe Regelung der Minerale gedeutet werden. Bruchflächen sind Klufflächen, welche eher uneben ausgebildet sind.

Mikroskopisch konnten folgende Minerale festgestellt werden:

Mineralbestand: Quarz, Biotit, Muskovit, Feldspäte (Plagioklas, Sanidin, Orthoklas).

Akzessorien: Rutil, Epidot und Titanit

Die Quarze sind mittel- bis grobkörnig und weisen oft ein stark undulöses Auslöschen auf. Fast alle Feldspäte sind extrem serizitisiert. Die ursprüngliche Größe der Körner kann manchmal nur noch als Umriss der rekristallisierten Körner wahrgenommen werden. Manche Feldspatkörner zeigen trotz starker Saussuritisierung im Zentrum noch einen intakten Rand, diese Struktur wird als poikiloblastische Textur bezeichnet. Der Biotit ist eher gleichmäßig verteilt und großblättrig ausgebildet. Das primär magmatische Gefüge ist noch zu erkennen. Die Korngrößenverteilung kann als inequigranular beschrieben werden.

Sanidin kommt selten und nur als kleine einzelne Körner vor. Serizit tritt nur feinkörnig und in den saussuritisierten Feldspäten auf. Damit ist auch gesichert, dass der Epidot aus

der Saussuritisierung entstanden ist. Ebenfalls tritt Muskovit nur in Verbindung mit Epidot und den serizitisierten Feldspäten auf. Diese zeigen somit eine gemeinsame Genese mit dem Epidot.

Teils idiomorph ausgebildet, eu- bis subhedral kommt auch Titanit als Akzessorium vor. Dieser weist eine poikilitische Textur auf. Rutil kommt als Akzessorium vor und hat nur einen sehr geringen Anteil am Mineralbestand.

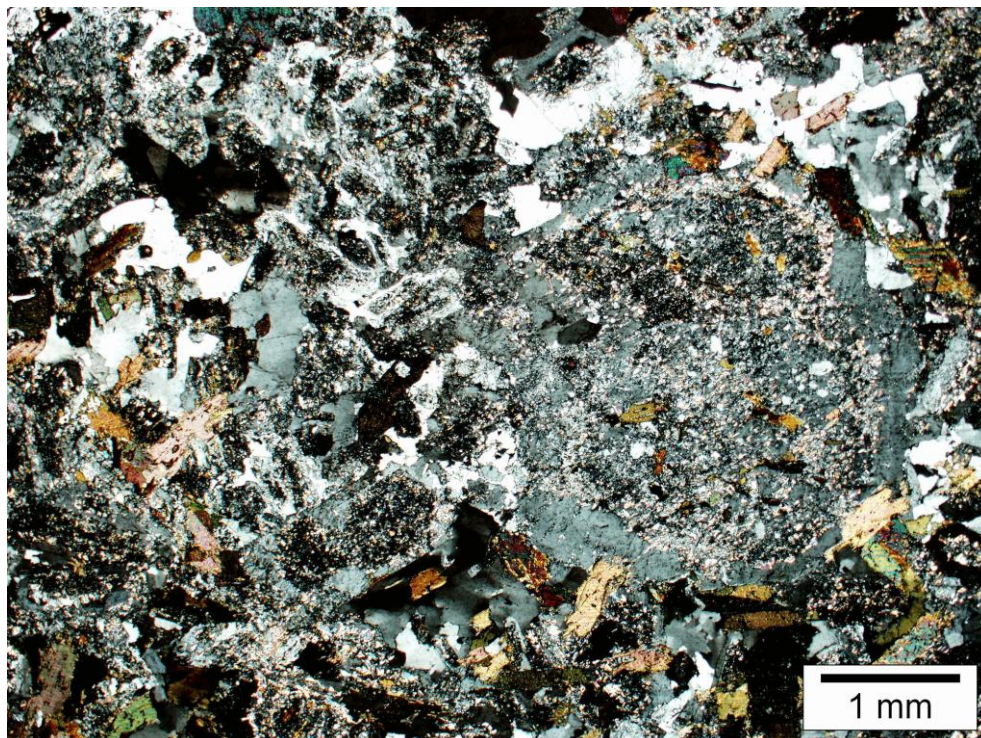


Abbildung 22: Mikrogefügebild mit gekreuzten Polarisatoren der Probe SP58. In der Mitte ist ein Titanit mit poikilitischer Textur zu erkennen. Der mehrere Millimeter große Feldspat rechts im Bild weist eine poikiloblastische Textur (sieve texture) auf. Die Probe ist unorientiert (Geochronologieprobe)

Zwei-Glimmer-Orthogneis (SP30/39/40/41/53/54)

Dieser eher untypisch wirkende Orthogneis ist im südlichen Bereich der Unteren Bodenhitte aufgeschlossen und tritt dort massig eher ungeschiefert zu Tage. Er wirkt makroskopisch gräulich, fast quarzitisches mit einem equigranularen Korngefüge. Dieses Erscheinungsbild ändert sich in Richtung Norden nicht bis in den Bereich Roßleiten, dort kommt es zu einer starken Scherung des Orthogneises und damit zu einer Änderung des Gefüges.

Mikroskopisch konnten folgende Minerale festgestellt werden:

Mineralbestand: Quarz, Biotit, Muskovit, Plagioklas, Orthoklas, Sanidin, Mikroklin, Chlorit, Chloritoid.

Akzessorien: Titanit, Epidot, Sagenit, Rutil, Zirkon, Granat, Limonit und Kalzit

Quarze treten in den ungeschieferten Bereichen als größere aber rekristallisierte Körner auf. Die Biotite sind kleinblättrig bräunlich, als Zwickelfüllung oder an größere Mineralkörner gebunden. Teilweise treten in den Biotiten Rutilzwillinge auf, sogenannter Sagenit. Diese Sagenite können oft den ganzen Biotit durchsetzen. Die Feldspäte sind grobkörnig und stark serizitisiert. Viele Feldspäte sind zerbrochen. Generell ergibt das Korngrößenbild ein inequigranulares Gefüge, wobei die Feldspäte und die rekristallisierten Quarzkörner die große Fraktion bilden.

Die Proben SP30/40/41/53 sind ebenfalls geschiefert zeigen aber noch die typische starke Saussuritisierung der Feldspäte sowie die Bildung von Quarzlagen. Die Feldspäte sind hier so stark saussuritisiert, dass Großteils die Körner nur mehr als Anhäufung von winzigen Feldspäten, Epidot und Muskovit zu erkennen sind.

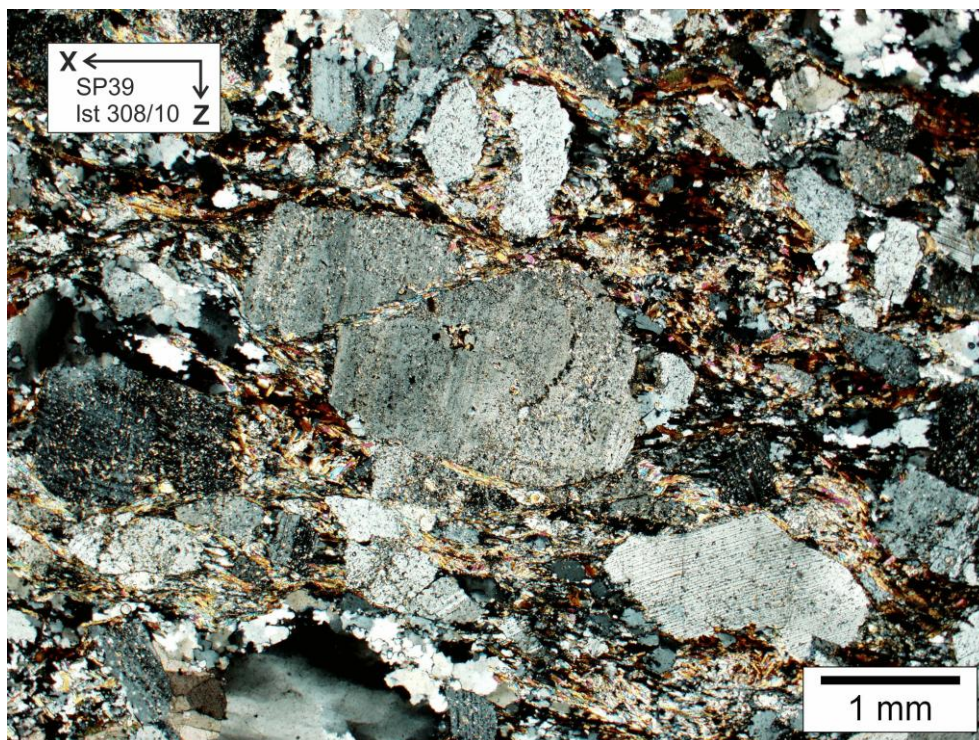


Abbildung 23: Mikrogefügebild mit gekreuzten Polarisatoren der Probe SP39. Es handelt sich hier um einen Biotit-Orthogneis ca. 500 Meter südlich der Unteren Bodenhütte.

Titanit tritt nur in sehr geringen Mengen auf und ist kleinkörnig eu- bis subhedral ausgebildet. Die Zirkone treten meist in Biotiten auf und sind sehr klein. Als Produkte der Saussuritisierung kommen feinkörniger Epidot, Muskovit und Kalzit vor. Wobei Kalzit auch als Zwickelfüllung zwischen zerbrochenen Feldspäten auftritt (ungeschieferter Zwei-Glimmer-Orthogneis). Chlorit und Chloritoid sind hier als Umwandlungsprodukte der Glimmerminerale zu sehen. Die in den Proben SP55/56 vorkommenden Granate treten nur akzessorisch auf und sind sehr kleine zerbrochene Körner. Die Korngrößen bewegen sich im Millimeter-Bereich. Die Bildung von Limonit weist hier nur auf das Eindringen von Wasser über Mikrorisse hin.

Muskovit-Orthogneis (SP33/34/42/78)

Der Muskovit-Orthogneis ist zwischen Antonikreuz bis südlich des Mitterkogels aufgeschlossen. Dieses Gestein tritt in unterschiedlichen Ausprägungen zu Tage. Während im Bereich des Antonikreuzes (Kontakt Basis Rannachformation) ein stark gescherter Gneis, mit Feldspatäugen und ansatzweise flasriger Struktur vorkommt, ändert sich das Gefüge umso weiter man, vom Kontakt zur Rannachformation aus in Richtung der unterlagernden Einheiten des Seckauer Kristallins, in Richtung Mitterkogel kommt. Hier wirkt der Gneis ungeschiefert massig und hell

Mikroskopisch konnten folgende Minerale festgestellt werden:

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas, Orthoklas, Mikroklin, Sanidin, Muskovit, Biotit, Chlorit

Akzessorien: Granat, Epidot, Limonit, Allanit, opake Phasen

Die Quarze sind stark rekristallisiert und bilden oft größere Aggregate. Diese können als große ursprüngliche Körner aber auch als neu gebildete Quarzlagen identifiziert werden. Die Feldspäte weisen oft eine kataklastische Deformation auf, vor allem die größeren Körner wurden zerbrochen (Abbildung 24). Gleichzeitig treten die Feldspäte auch feinkörnig in der Matrix auf, wobei diese die Reste von kataklastisch deformierten Feldspäten darstellen könnten und durchwegs saussuritisiert sind. Am Mitterkogel ist die Saussuritisierung am stärksten ausgeprägt.

Der Muskovit tritt in den stark gesicherten Bereichen auf und ist feinblättrig ausgebildet. Er nimmt bei weitem einen geringeren Anteil an der Gesamtgesteinszusammensetzung ein,

als der Biotit in den Zwei-Glimmer-Orthogneisen. Selten und nur als Akzessorium kann man Biotit in den Muskovit-Orthogneisen antreffen. Im Dünnschliff SP42 (Mitterkogel) taucht nur Chlorit und kein Muskovit auf, gleichzeitig kann man aber eine größere Menge an Limonit beobachten, was den Schluss zulässt, dass der vorhandene Glimmer durch Fluide in Chlorit umgewandelt wurde und dabei auch die Limonitadern entstanden sind. Vereinzelt kann Granat angetroffen werden.

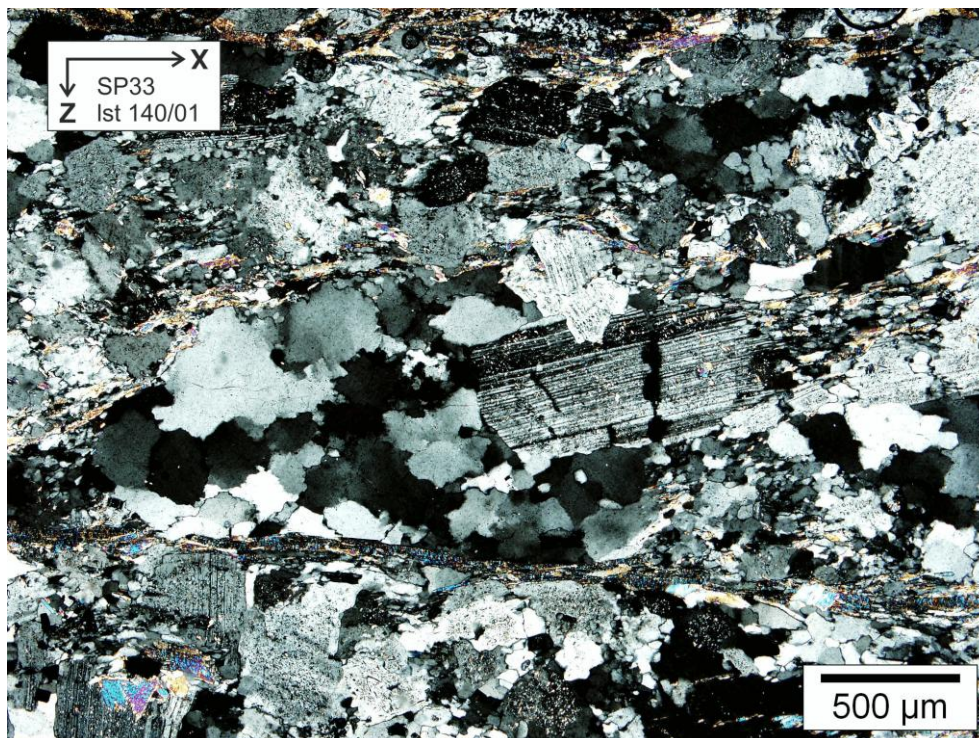


Abbildung 24: Mikrogefügebild der Probe SP33 mit gekreuzten Polarisatoren. Es handelt sich hier um einen Muskovit-Orthogneis zwischen Antonikreuz und Mitterkogel.

Metalamprophyre (SP60/67)

Metalamprophyre wurden bisher im Seckauer Kristallin nicht beschrieben. Diese treten im Bereich Schmähtaschen (Feistritzal) und dort im Abstand von ca. 500 Metern entlang der Forststraße zweimal (Abbildung 25) auf. Diese Gesteine treten unvermittelt als diskordante Gänge im Nebengestein auf, sind nur wenige Meter mächtig und feinkörnig, geschiefert, makroskopisch gleichmäßig dunkelgrau bis schwarz mit fließendem Übergang hin zum Nebengestein. Biotit ist das gefügeprägende Mineral, dadurch erscheint das Gestein sehr dunkel und feinkörnig geschiefert. Das Gefüge ist equigranular wobei vereinzelte Minerale

als Einsprenglinge fungieren können. Die Kornformen sind sub- bis anhedral wobei die vorher erwähnten Einsprenglinge eher subhedral sind.

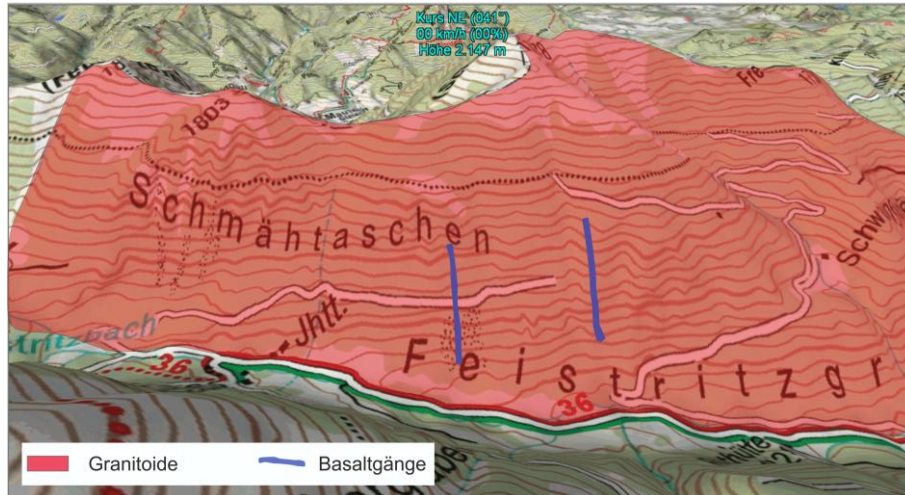


Abbildung 25: Schematische Darstellung der Lamprophyr-Gänge im Gelände. Pseudo 3D Darstellung mit dem Kartenprogramm Kompass Digital, Blickrichtung NO 41°, Sichthöhe 2147 Meter. Der Abstand zwischen den Basaltgängen beträgt ca. 500 Meter.

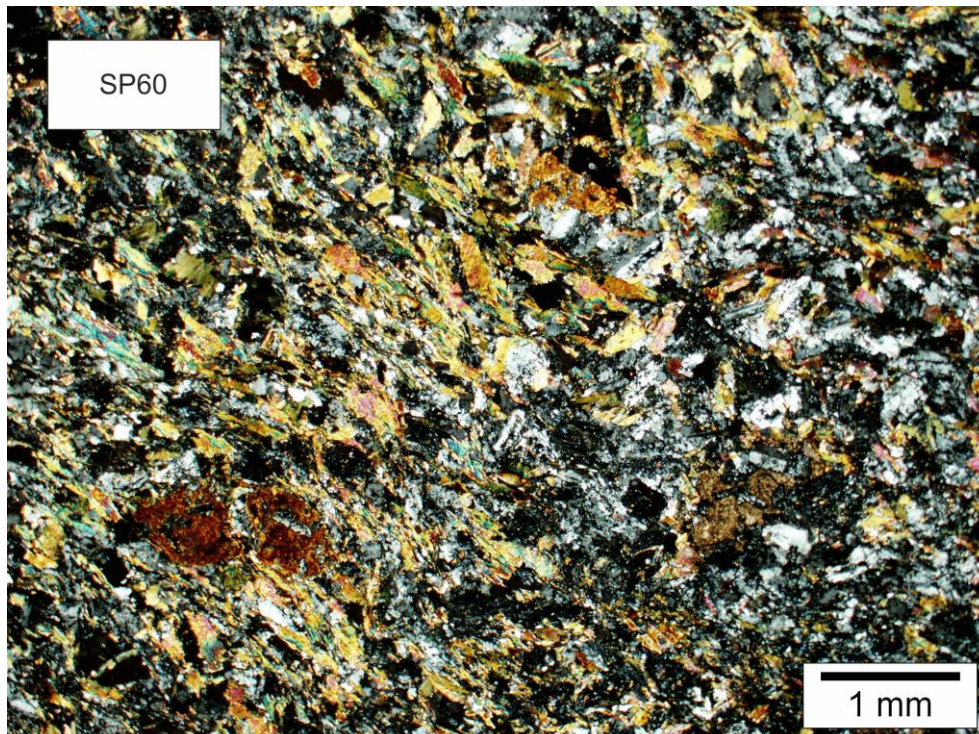


Abbildung 26: Mikrogefügebild der unorientierten Probe SP60 mit gekreuzten Polarisatoren. Bis zu Millimeter große Titanite und Allanite treten häufig in der Probe auf. Den Hauptanteil der Minerale bildet grünlicher Biotit.

Mikroskopisch konnten folgende Minerale festgestellt werden:

Mineralbestand: Quarz, Biotit, Plagioklas, Orthoklas, Chloritoid, Sanidin

Akzessorien: Rutil, Epidot, Cordierit, Titanit, Allanit

Epidot, Muskovit kommen als Produkt der Saussuritisierung in den zum Teil umgewandelten Plagioklasen vor. Vereinzelt verteilt sind Sanidine, Rutil sowie Chloritoid. Quarz kommt oft nur feinkörnig vor und sehr selten als größere Körner. In Probe SP60 sind auffallend große und relativ viele Titanitkörner anzutreffen. Diese sind meist noch eu- bis subhedral ausgebildet und zeigen auch eine poikilitische Textur. Als Akzessorien treten Allanite auf. Diese bilden große subhedrale Körner und ebenfalls poikilitischer Textur.

Scherzone (SP55/56)

Diese Enklave ist am Fuße des Freudentals bzw. am Beginn des Feistritzbachgrabens ca. 500 Meter nordwestlich der Bodenhütte aufgeschlossen. Makroskopisch sind in diesem Bereich Strukturen einer duktilen Scherung zu erkennen. Die Foliation ist westvergent verfaltet. Diese Verfaltung ist eng und die Faltenachsebene weist ein Einfallen von (86/35) auf. Im Aufschluss ist diese höher temperierte Enklave von denen, im direkten Umfeld auftretenden, Orthogneisen kaum zu unterscheiden.

Die makroskopisch als geschieferte Orthogneise ausgewiesenen Proben zeigen ein equigranulares Gefügebild. Quarze, Feldspäte sowie Biotit sind gleichmäßig im Mikrogefüge verteilt (Abbildung 27). Die Minerale sind beinahe euhedral ausgebildet und zeigen sehr gerade Korn Grenzen. Ein zusätzliches Unterscheidungsmerkmal, zu den nicht gescherten Orthogneisen, ist ein sehr geringerer Saussuritisierungsgrad und die in X-Achse eingeregelt Biotite. All diese Merkmale weisen auf eine Zone hin, welche bei höhertemperierten Bedingung, höher als grünschieferfaziell, deformiert wurde, also prä-alpidischen Ursprungs ist.

Mikroskopisch konnten folgende Minerale festgestellt werden:

Mineralbestand: Quarz, Biotit, Muskovit, Plagioklas, Orthoklas, Sanidin, Mikroklin.

Akzessorien: Rutil, Zirkon, Epidot, Granat, Limonit, Chlorit

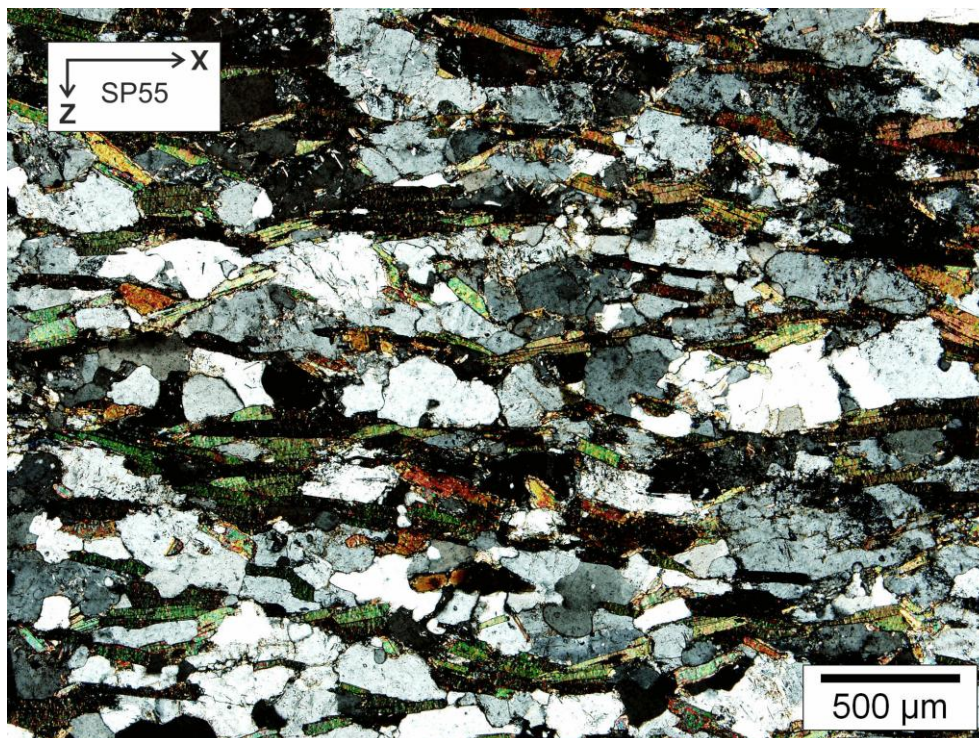


Abbildung 27: Mikrogefügebild der Probe SP55 mit gekreuzten Polarisatoren. Die Probe stammt aus dem Ende des Feistritzgrabens ca. 600 Meter nordwestlich der Unteren Bodenhütte. Deutlich zu erkennen die geradlinigen Korngrenzen.

3.2 Lithologien im Bereich Maria Schnee

Das südliche Untersuchungsgebiet ist in Abbildung 28 grob dargestellt. Die Kreuze markieren die Stellen der Probennahmen sowie Punkte von Scherbereichen und Störungen. In Tabelle 2 sind alle Proben inklusive der Koordinaten sowie die Einfallswerte der Schichtflächen und der Streckungslineare angeführt.

Tabelle 2: Proben des südlichen Untersuchungsgebietes im Bereich um Maria Schnee. SF, Sichtfläche; SL, Streckungslinear.

Probe	Seehöhe [m]	Nordwert	Ostwert	SF [°]	SL [°]	Probe	Seehöhe [m]	Nordwert	Ostwert	SF [°]	SL [°]
47	1621	47°19,339'	14°47,763'	54/50	137/05	69	1533	47°19,278'	14°47,658'	265/40	276/35
48	1621	47°19,054'	14°48,322'	355/50	268/05	70	1547	47°19,233'	14°47,694'	350/25	310/15
49	1556	47°18,877'	14°48,301'	39/25	70/25	71	1531	47°19,223'	14°47,763'	15/35	291/05
50	1556	47°18,877'	14°48,302'	343/50	273/20	72	1824	47°19,349'	14°48,173'	01/70	275/20
51	1556	47°18,877'	14°48,303'	349/40	105/05	73	1847	47°19,474'	14°48,338'	195/65	115/10
52	1553	47°18,729'	14°48,003'	221/45	299/15	74	1834	47°19,478'	14°48,364'	313/35	255/25
63	1442	47°18,888'	14°47,586'	299/45	281/40	75	1805	47°19,473'	14°48,507'	10/60	94/15
64	1442	47°18,888'	14°47,586'	350/55	278/10	76	1705	47°19,330'	14°48,911'	160/10	115/05
65	1484	47°19,009'	14°47,704'	355/40	288/15	77	1437	47°18,655'	14°48,149'	20/75	290/15
66	1494	47°19,035'	14°47,753'	349/30	295/15	82	1861	47°19,877'	14°48,029'	175/35	105/15
67	1494	47°19,065'	14°47,523'	16/50	97/5	83	1864	47°19,747'	14°47,962'	196/55	130/20
68	1503	47°19,203'	14°47,593'	354/45	289/20	-	-	-	-	-	-

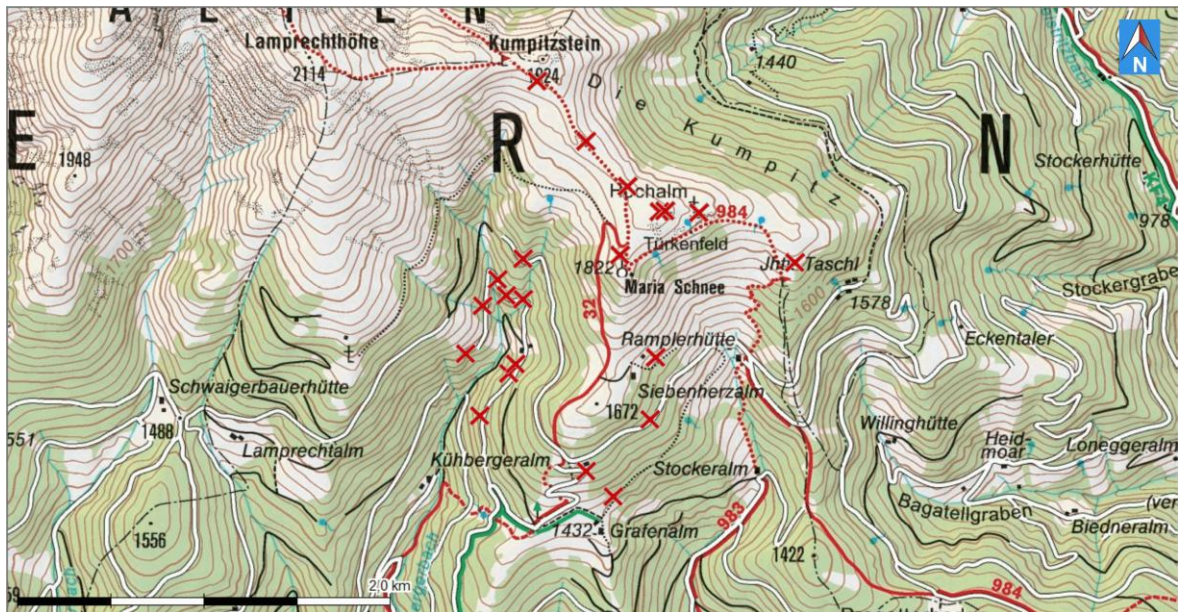


Abbildung 28: Karte des südlichen Untersuchungsgebietes. Eine genaue Karte mit allen Probenamen und Wegpunktbezeichnungen ist dem Anhang beigelegt.

3.2.1 Seckauer Kristallin:

Das Seckauer Kristallin im Bereich Maria Schnee unterscheidet sich im Wesentlichen nur durch die makroskopische Erscheinungsform von den Orthogneisen im Bereich Untere Bodenhütte. Hier sind die Gesteine stärker geschert und haben dadurch eine feinkörnigere Textur. Der Biotit tritt stärker in den Vordergrund und trägt zum Großteil zu einem flasrigen Erscheinungsbild mancher Orthogneise bei. Das Auftreten von idiomorphen Feldspatkristallen im makroskopischen Gefügebild fehlt hier zur Gänze. Es konnten, wie im folgenden Abschnitt beschrieben, Paragneis, Biotit-Orthogneis und Zwei-Glimmer-Orthogneise unterschieden werden. Ebenso wurde eine Amphibolitlinse identifiziert und beschrieben. Paragesteine konnten nur bedingt ausgemacht werden, da die Ansprache im Gelände und die Lagerung kein eindeutiges Bild zulassen.

Paragneis (SP49/50/51/52/65/66/68/77)

Das hier nun als Paragneis/Biotitschiefer ausgewiesene Gestein ist makroskopisch feinkörnig, stark geschiefert und durch den hohen Biotitanteil dunkel gefärbt. Das Gefügebild (Abbildung 29) ist equigranular bis inequigranular. Klasten können

makroskopisch keine erkannt werden. Klare Übergänge vom Umgebenden Orthogneis sind nicht auszumachen, die Übergänge sind meist graduell und oft kann nur sehr schwer der Wechsel von Paragneisen und Orthogneisen im Gelände erkannt werden. Das Paragestein tritt auf der Höhe der Grafenalm in einem auf und verläuft in Richtung Westen auf gleichbleibender Höhe bis zum Kühbergerbach.

Mikroskopisch konnten folgende Minerale festgestellt werden:

Mineralbestand: Quarz, Biotit, Chlorit, Muskovit, Feldspäte (Orthoklas, Plagioklas).

Akzessorien: Zoisit, Zirkon, Rutil, Epidot

Quarz ist Großteils feinkörnig. Feldspäte treten selten auf und sind beinahe als Akzessorien zu bezeichnen. Sie treten als kleine, unter einen Millimeter große Klaster auf, zeigen aber trotzdem auch eine leichte Saussuritisierung. Generell ergibt sich ein gleichmäßiges, sehr feinkörniges Gefügebild mit einer starken Scherkomponente.

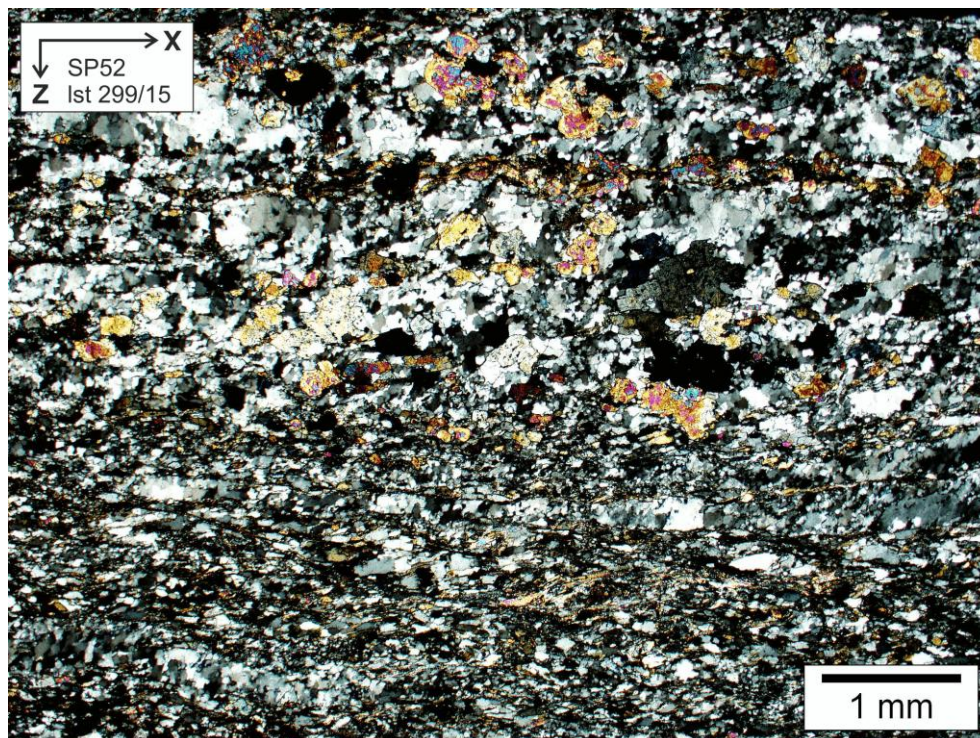


Abbildung 29: Mikrogefügebild der Probe SP52 mit gekreuzten Polarisatoren. Auffällig ist die Häufung von Epidoten in der oberen Bildhälfte.

In Probe SP52 (200 Meter nordwestlich der Grafenalm) ist eine auffällige Häufung von Epidoten zu beobachten. Diese Epidote bilden eine eigene Lage, in der die einzelnen

Kristalle bis über 1mm groß werden. Außerhalb dieser Lage ist die Häufigkeit noch immer hoch, nur treten sie hier gleichverteilt und mit einer Korngröße kleiner einem Millimeter auf. In den Biotiten sind teilweise Sagenite ausgebildet. Noch erwähnenswert ist die Häufung von Zirkonen in Probe SP77 (100 Meter nördlich der Grafenalm), diese Häufigkeit wird in den anderen Paragneisproben nicht erreicht.

Biotit-Orthogneis (SP47/69/72/76)

Diese Einheit ist von der Grafenalm Richtung Norden bis einschließlich Maria Schnee aufzufinden. Der Biotit-Orthogneis bildet die umgebende Einheit des Paragneises, deren Grenze bzw. Übergang oft kaum auszumachen ist. Die Übergänge sind stark verlaufend und zeigen keinen oder kaum einen Wechsel im makroskopischen Gefügebild. So kann es vorkommen, dass eine Unterscheidung erst mikroskopisch festgestellt werden kann. Das Erscheinungsbild ist mittel- bis grobkörnig, geschiefert mit einem hohen Biotitanteil, der das Gestein auch melanokrat erscheinen lässt (z.B. Südhang von Maria Schnee, feinkörnig schwarzglänzend). Im Allgemeinen ist das Aussehen eher leukokrat mit Biotitschlieren, die weißen Plagioklase sind leicht zu erkennen. Es kommt zu einem „typischen“ Orthogneis Gefüge (Abbildung 30).

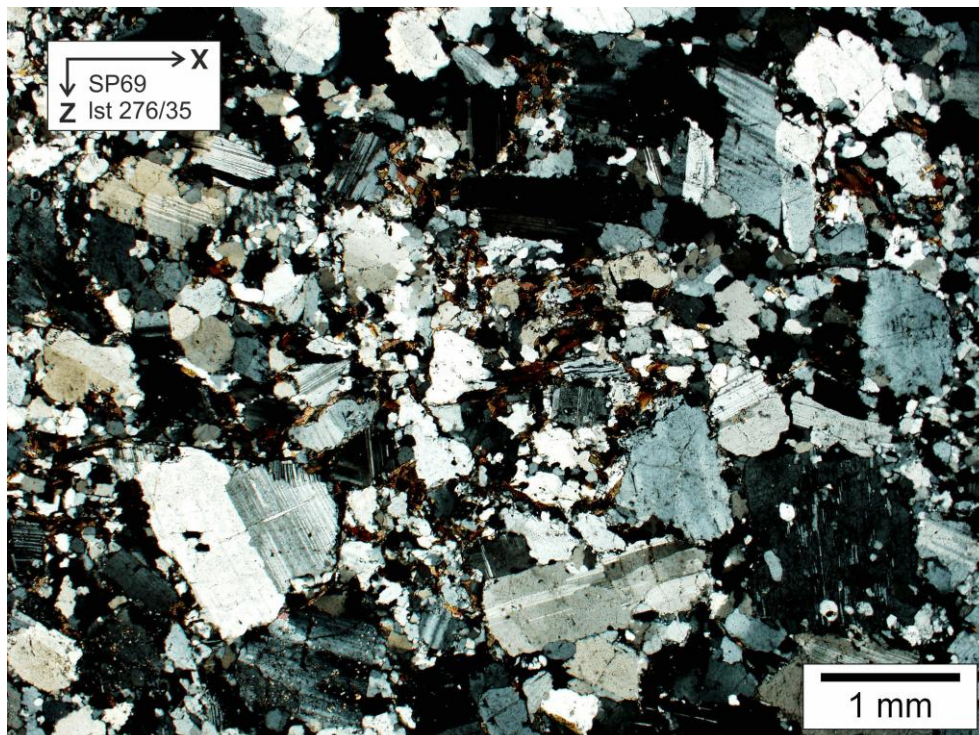


Abbildung 30: Mikrogefügebild der Probe SP69 mit gekreuzten Polarisatoren. Nicht deformierter Biotit-Orthogneis mit ursprünglich magmatischem Gefüge.

Mikroskopisch konnten folgende Minerale festgestellt werden:

Mineralbestand: Quarz, Biotit, Feldspäte (Plagioklas, Orthoklas, Sanidin, Mikroklin), Muskovit, Chlorit

Akzessorien: Epidot, Granat, Turmalin, Sagenit, Titanit, Kalzit, Rutil, Limonit, Zirkon, Zoisit, Hornblende, opake Phasen

Zwei-Glimmer-Orthogneis (SP48/70/71/73/75/82/83)

Mit freiem Auge ist hier ein leicht bis mittel stark gescherter Orthogneis zu erkennen. Die Korngröße liegt im Millimeterbereich, ist damit eher grobkörnig und somit kann man einzelne Minerale mit bloßem Auge erkennen. Das Gestein erscheint eher leukograt bis quarzitisch grau. Große Feldspatäugen findet man hier nicht im Gefügebild. Diese Gneise erschließen sich ab ca. 1700 m oberhalb der Siebenherzalm und können dann entlang der Bergrücken von Maria Schnee Richtung Türkenfeld und in Richtung Kumpitzstein angetroffen werden. Zusätzlich ist der Orthogneis in einem schmälere Streifen, unterhalb der Biotit-Orthogneise, westlich von Maria Schnee an der Ostseite des Kühbergerbaches bis hin zur Ramplerhütte, ca. 400m südlich von Maria Schnee, aufgeschlossen.

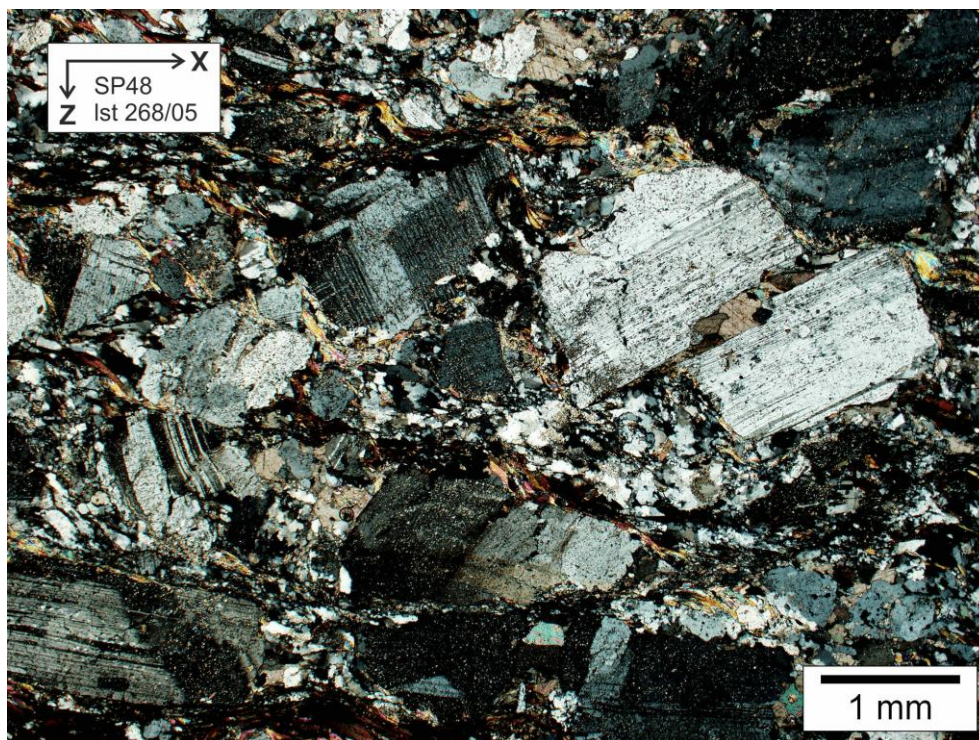


Abbildung 31: Mikrogefügebild mit gekreuzten Polarisatoren der Probe SP48. Bis zu Millimeter große Plagioklase treten häufig in der Probe auf. Oft tritt in den Zwei-Glimmer-Orthogneisen das klastische Zerbrechen von Feldspäten auf und ist ein Merkmal dieser Orthogneise.

Der Zwei-Glimmer-Orthogneis ist mikroskopisch ungeschiefert mit großen Feldspäten, welche meist Plagioklase sind (Abbildung 31). Das Gefügebild ist inequigranular und die Mineralkörner sind weniger euhedral meist subhedral ausgebildet. Selten sind Myrmekite (SP69/71) zu beobachten. Feldspatzereißungen bzw. Mikroboudinagen treten sehr häufig auf und sind ein Merkmal dieser Orthogneise. Zwischen den Feldspäten sind langgezogene Glimmerminerale (hauptsächlich Muskovit) zu erkennen, welche oft in Gruppen auftreten und scheinbar Bewegungen von einzelnen Kristallen nachzeichnen. Biotit ist gleichmäßig verteilt und beinhaltet meist Zirkone als Einsprenglinge. Quarz tritt als Matrixmineral auf, nur in selteneren Fällen kommen größere Körner im Mikrogefüge vor. In Probe SP48 ist auffällig viel Kalzit als Zwickelfüllung vorhanden, welche in den anderen Schliffen nicht vorhanden ist (geringe Mengen in SP82).

Titanit tritt nur in den Proben vom Bergrücken von Maria Schnee über das Türkenfeld in Richtung Jagdhütte Taschl auf. Zirkone hingegen treten in beinahe allen Schliffen auf. Chlorit sowie Eisenhydroxide sind hauptsächlich entlang von Mikrorissen angeordnet. Eine Saussuritisierung der Feldspäte ist wie in beinahe allen Proben ebenfalls zu beobachten und hat in diesen Granitoiden eine mittelstarke Ausprägung (Bereich Schmähentaschen, untere Bodenhütte, sehr stark ausgeprägt).

Mikroskopisch konnten folgende Minerale festgestellt werden:

Mineralbestand: Quarz, Biotit, Feldspäte (Orthoklas, Mikroklin, Sanidin), Muskovit, Chlorit

Akzessorien: Granat, Zirkon, Zoisit, Rutil, Kalzit, Titanit, Allanit, Zoisit, opake Mineralphasen

Amphibolit

Die Probe SP67, welche westlich des Kühbergerbaches, auf ca. 1500m Seehöhe, genommen wurde, beinhaltet als einzige Probe einen großen Anteil an Hornblenden (Abbildung 32). Die Probe unterscheidet sich makroskopisch kaum von den Paragneisproben in diesem Gebiet und erscheint mesokrat bis melanokrat. Das Gefüge ist linear ausgeprägt und zeigt eine inequigranulare Korngrößenverteilung.

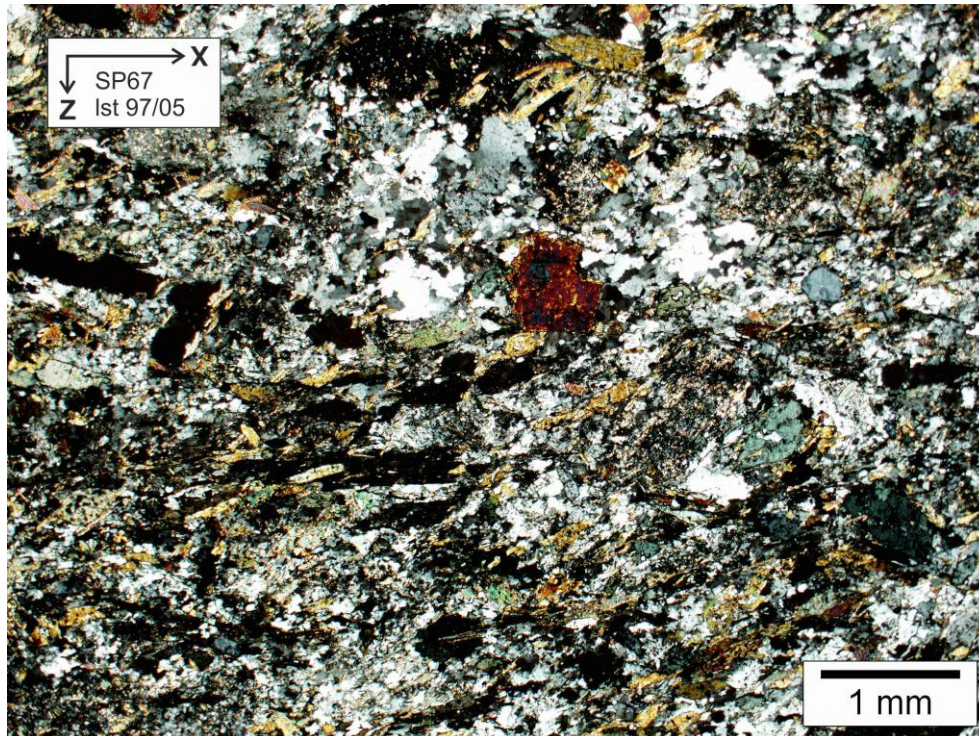


Abbildung 32: Mikrogefügebild der Probe SP67 mit gekreuzten Polarisatoren. Deutlich zu erkennen sind die Hornblenden in der Probe. In der Mitte ist ein groß gewachsener Allanit zu sehen.

Die Hornblenden sind kataklastisch deformiert und in X ausgerichtet. Auffällig sind Millimeter große idiomorph ausgebildete, zum Teil poikiloblastische Allanite, die als Akzessorium auftreten. Feldspäte treten ziemlich häufig als Matrixminerale auf und weisen auch eine beträchtliche Saussuritisierung auf. Ebenso treten vermehrt winzige Epidote in den Feldspäten auf. Die Feldspäte sind sehr klein und sub- bis anhedral ausgebildet.

Mikroskopisch konnten folgende Minerale festgestellt werden:

Mineralbestand: Quarz, Biotit, Plagioklas, Orthoklas, Sanidin, grüne Hornblende, Chloritoid, Muskovit

Akzessorien: Rutil, Epidot, Allanit, opake Mineralphase

3.3 Lagerungsverhältnisse und Tektonik

3.3.1 Kartierung

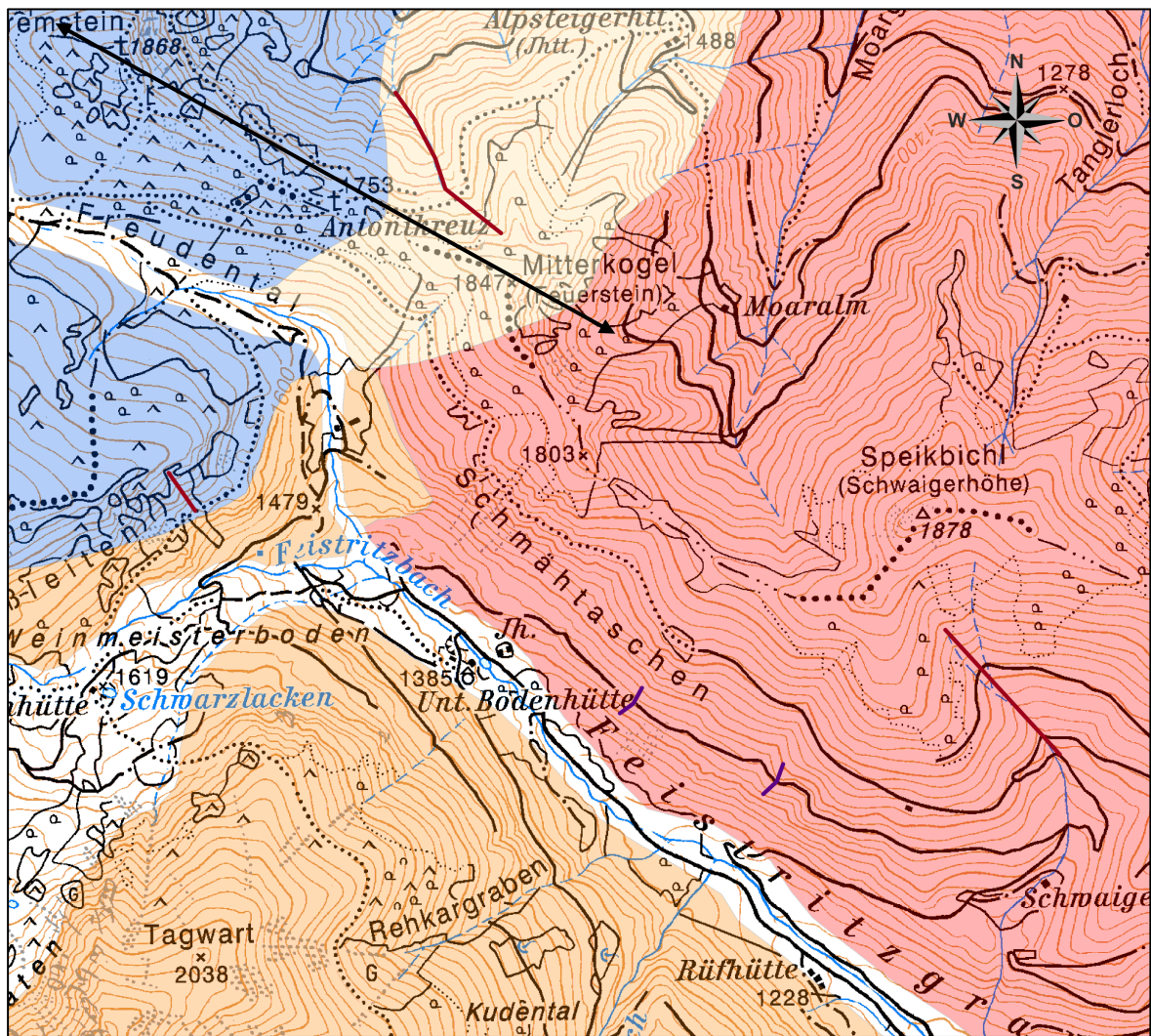
Aufgrund der Aufnahme der Lagerungsverhältnisse im Gelände und der lithologischen Beschreibungen in Kapitel 3.1 und 3.2 konnte eine Geologische Karte der Arbeitsgebiete erstellt werden (Abbildung 33, Abbildung 34). In weiterer Folge werden lediglich Abbildungen aus der originalen Karte gezeigt. Die Originale geologische Karte wurde digital mit dem Programm ESRI® ArcMap™ 10.0; ArcGIS Desktop 10 Service Pack 3 erstellt. Ein Plot der Karte ist im Anhang beigefügt.

3.3.2 Profile

Die Profile wurden anhand der Lithologischen Karten (Abbildung 33, Abbildung 34) erstellt. Zusätzlich sind alle Informationen aus der Geländeaufnahme eingegangen. In der Abbildung 33 und der Abbildung 34 sind die jeweiligen Profillinien eingetragen.

Das Profil vom Bremstein über das Antonikreuz bis zum Mitterkogel (Abbildung 35) zeigt ein konstantes Einfallen der Foliation nach Nordwest. Die lithologische Grenze der Rannachformation hin zum Seckauer Kristallin erscheint unauffällig und ist im Gelände als Aufschluss nicht zu beobachten. Erwähnenswert ist die unterste Schicht der Rannachformation, diese ist aus Marmor und fügt sich makroskopisch unauffällig ins Geländebild.

Auffällig ist, dass die obersten Lagen des Muskovit-Orthogneises stark geschiefert sind und in Richtung Mitterkogel dieser immer grobkörniger und massiger wird. Auf ca. 1760m Seehöhe kann im Muskovit-Orthogneis eine Störung beobachtet werden, diese markiert den endgültigen Übergang von geschiefertem zu massigem Muskovit-Orthogneis. Der Kontakt zwischen Muskovit-Orthogneis und Porphyrischen Granitoid liegt auf ca. 1720m Seehöhe, ungefähr 150 Meter südöstlich des Mitterkogels und ist ebenfalls von einer Störung/Scherung geprägt.

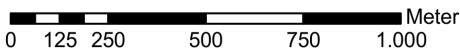
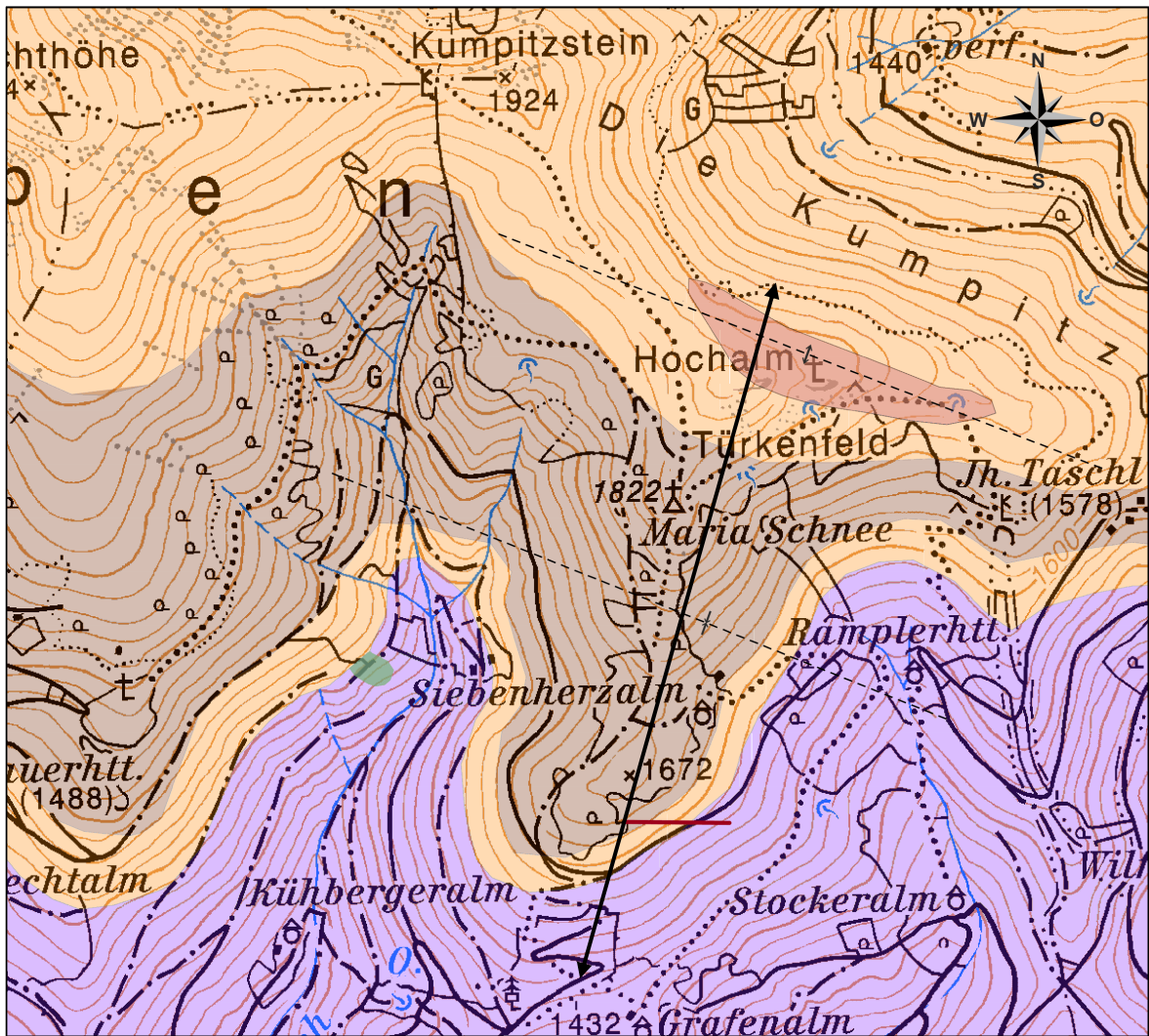


0 250 500 1.000 1.500 2.000 Meter

Legende

 Rannachformation	 Zwei Glimmer Orthogneis	 Metabasalt
 Muskovit Orthogneis	 Porphyrischer Granitoid	 Störung

Abbildung 33: Kartenausschnitt des nördlichen Kartiergebietes im Bereich der Unteren Bodenhütte. Im Norden tritt die Rannachformation zu Tage, hier blau gezeichnet. Der Muskovit-Orthogneis (Rosa), hier in der Mitte zu sehen, baut den Nordöstlichen Teil des Mitterkogels auf. Der südliche Teil des Mitterkogels bis über den Speikbichl hinaus ist durch Granodiorit geprägt. Im Bereich des Weinmeisterbodens tritt zum ersten Mal der Zwei-Glimmer-Orthogneis auf. Dieser zieht sich dann weiter Richtung Süden bis in das zweite Untersuchungsgebiet bei Maria Schnee. Die schwarze Doppelpfeillinie markiert die Profillinie für die Abbildung 35.



Legende

- | | |
|---|---|
| Biotit Orthogneis | Amphibolit |
| Zwei Glimmer Orthogneis | Störung |
| Granitoid | ↑↓ Antiform |
| Paragneis | ↖↗ Synform |

Abbildung 34: Kartenausschnitt um den Bereich Maria Schnee. Im Süden liegt Paragneis, welcher von einem dünnen Band Zwei-Glimmer-Orthogneis überlagert wird. Darüber folgt eine ca. 200m mächtige Lage von Biotit-Orthogneisen, welche im Norden von den Zwei-Glimmer-Orthogneisen begrenzt werden. Am Türkenfeld liegt eine kleine mehrere Zehnermeter lange Linse eines mittelkörnigen Granits. Die schwarze Doppelpfeillinie markiert die Profilinie für die Abbildung 36.

Bremstein - Mitterkogel

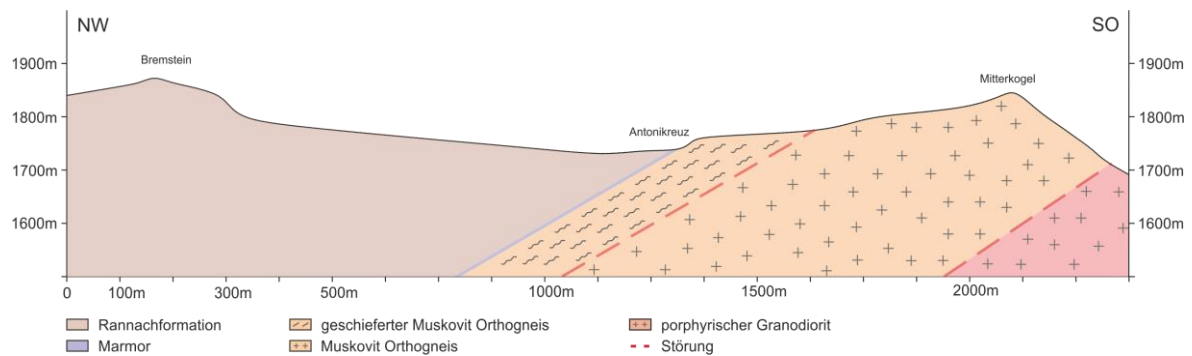


Abbildung 35: Profil Bremstein – Mitterkogel

Das Profil Maria Schnee – Grafenalm (Abbildung 36) weist einen Faltenbau auf. Hier befinden wir uns innerhalb des Seckauer Kristallins. Die untersten Einheiten bilden die Paragneise welche konstant in Richtung NNW bis NNO einfallen. Die darüber liegende Lage ist der Zwei-Glimmer-Orthogneis, dieser wird wiederum vom Biotitorthogneis überlagert. Diese Einheiten bilden eine Synform, welche sich vom Türkenfeld bis ca. 150m oberhalb der Grafenalm erstreckt. Die Antiform liegt nördlich des Türkenfeldes, die innerste Einheit bildet der Granit. Dieser Übergeordnete Faltenbau ist auch in Abschnitt 3.3.3.2 (Abbildung 38) ersichtlich.

Maria Schnee – Grafenalm

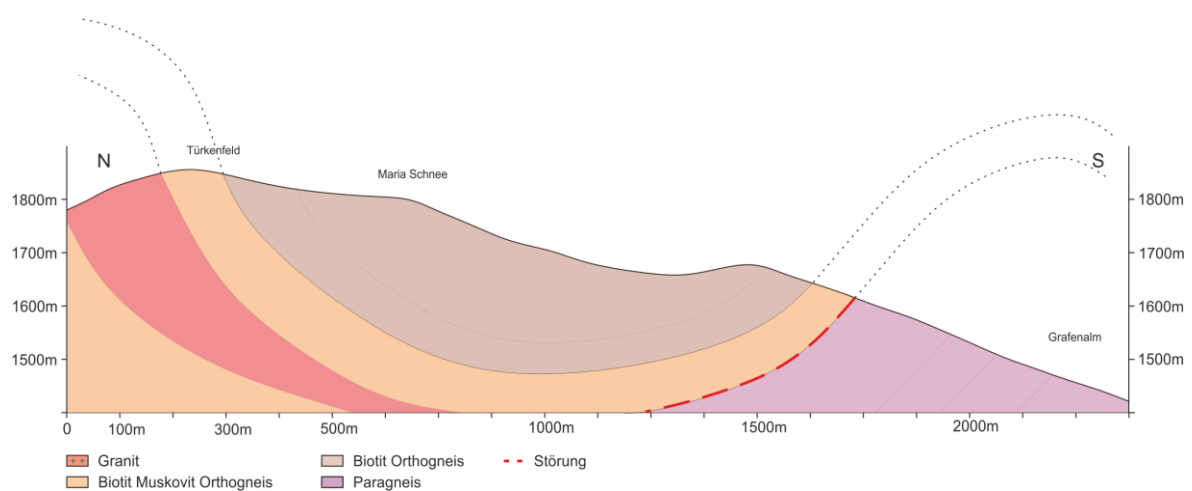


Abbildung 36: Profil Maria Schnee - Grafenalm

3.3.3 Makroskopische Strukturen

Im Kartiergebiet wurden bei der Aufnahme der Geländedaten auf verschiedene makroskopische Strukturen geachtet und diese beschrieben. Falten konnte im gesamten Kartiergebiet nur vereinzelt beobachtet werden, ein großer Teil der lithologischen Einheiten ist massig und ungeschiefert, vereinzelt leicht bis stark geschiefert ohne Verfaltung.

Zur Auswertung der aufgenommenen Gefüge-Daten wurde das Programm Fabric 8 mit dem letzten Update vom 30.10.2012 von E. Wallbrecher (Paracelsusgasse 59; 8010 Graz; Österreich) verwendet. Durch die mangelnde Menge an Daten, aufgrund der Aufschlussituation im Gelände, wird weiterführend nur die Rannachformation als Mittelostalpinen Cover und das Seckauer Kristallin als Mittelostalpinen Basement unterschieden.

Die Einfallrichtungen (Schieferungsflächen) werden mit dem Unterprogramm „Plotten von Großkreisen und Betadiagrammen“ geplottet. Hierbei handelt es sich um eine Darstellung der Richtungsdaten mittels Großkreisen im Schmidt'schen Netz mit der Lambert'schen Projektion. Die Lambert'sche Projektion ist eine Flächentreue Projektion, dabei wird die untere Lagekugel der Flächenschnitte dargestellt.

3.3.3.1 Lagerungsverhältnisse in der Rannachformation

Die Foliation innerhalb der Rannachformation zeigt ein gleichmäßiges Einfallen in Richtung Nordost (Abbildung 37) mit einem sehr flachen Einfallswinkel von maximal 30 Grad und einem Mittelwert von 20 Grad. Der Bau einer Großfalte kann aus dieser Abbildung nicht abgeleitet werden.

3.3.3.2 Lagerungsverhältnisse des Seckauer Kristallins

Maria Schnee

Die Zwei-Glimmer-Orthogneise im Gipfelbereich Maria Schnee, Türkenfeld und Kumpitzstein fallen in unterschiedliche Richtungen ein (Abbildung 38). Die Hauptrichtungen sind NNO und SSW wobei die Einfallswinkel relativ stark zwischen 10 bis 70 Grad variieren. Da die Polpunkte zu den Foliationsflächen auf einem Großkreis

zusammengefasst werden können, ist hier der Bau einer Großfalte wahrscheinlich. Die Faltenachse verläuft von WNW nach OSO.

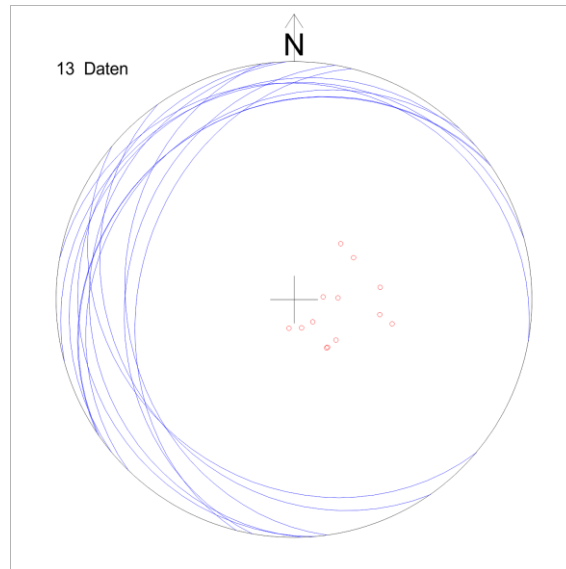


Abbildung 37: Schieferungsflächen der Rannachformation, geplottet in der Lagekugelprojektion. Dargestellt wird die untere Lagekugel.

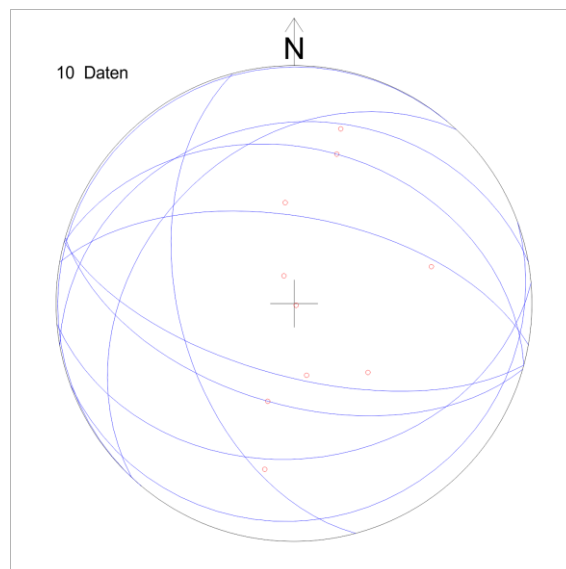


Abbildung 38: Schieferungsflächen der Zwei-Glimmer-Orthogneise von Maria Schnee in der Lagekugelprojektion.

Die Paragneise, welche unterhalb der Zwei-Glimmer-Orthogneise auftreten, zeigen ein Einfallen in Richtung NNW (Abbildung 39b) mit relativ gleichmäßigem Einfallswinkel von 25 bis 55 Grad. Die Biotit-Orthogneise hingegen zeigen keinen Trend, wobei hier die Datenlage am schlechtesten ist (Abbildung 39a).

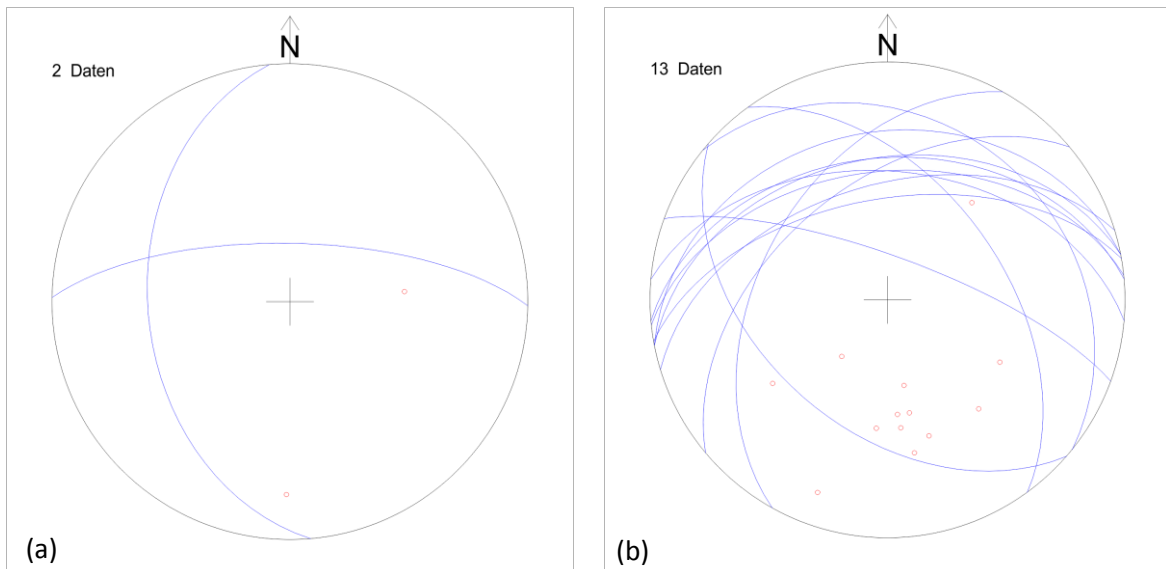


Abbildung 39: (a) zeigt die Großkreis- und Polpunktdarstellung der Schieferungsflächen der Biotit-Orthogneise im Bereich Maria Schnee. (b) zeigt die Schieferungsflächenorientierung der Paragneise im Bereich Maria Schnee.

Untere Bodenhütte

Auch im Bereich der Unteren Bodenhütte ist die Aufschlussituation nicht sehr gut und somit wurden aufgrund des Datenmangels die Einheiten des Seckauer Kristallins in diesem Bereich zuerst zusammengefasst und im Schmidt'schen Netz geplottet. Die Daten zeigen einen leichten Trend einer übergeordneten Falte, welche eine ONO - WSW verlaufende Faltenachse hat, welche nach ONO abtaucht (Abbildung 40a).

Der Porphyrische Granitoid zeigt kein generelles Einfallen. Andeutungsweise könnte eine Faltenachse von NO nach SW abtauchend interpretiert werden (Abbildung 40b). Aufgrund der geringen Daten und der nicht deformierten Granitoide sollte von einer Interpretation abgesehen werden.

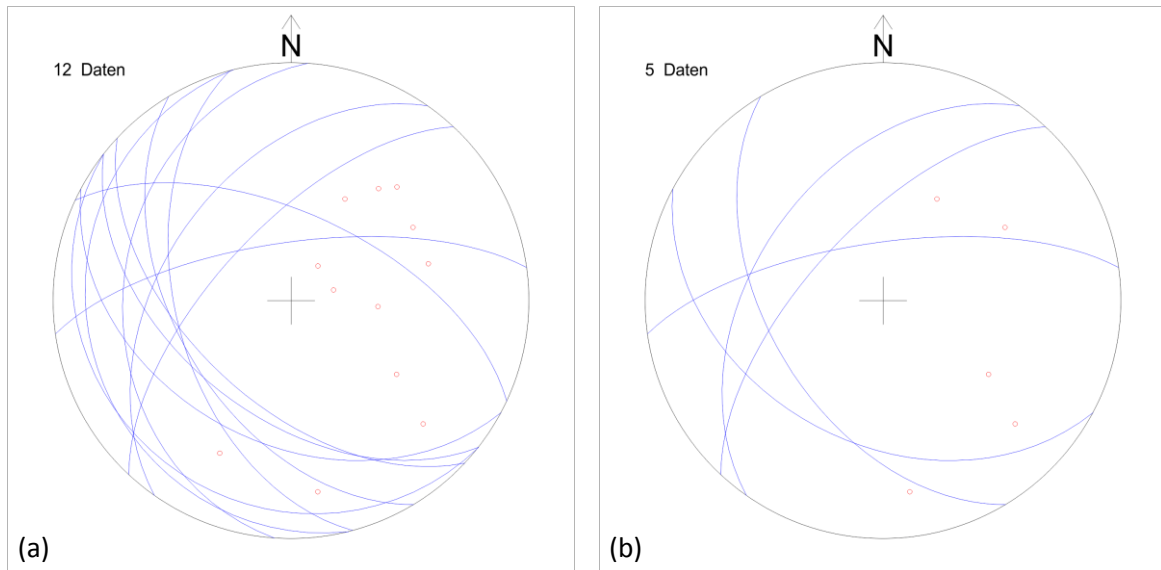


Abbildung 40: (a) Großkreis und Polpunktdarstellung der Schieferungsflächen des Seckauer Kristallins gesamt. (b) zeigt die Lagerungsverhältnisse des Porphyrischen Granitoid.

Die Biotit-Muskovit-Orthogneise zeigen den Ansatz einer übergeordneten Falte mit einer Faltenachse von SO nach NW abtauchend (Abbildung 41a). Die geringe Datenmenge lässt hier ebenfalls keine eindeutige Interpretation zu, wobei sich aber im Vergleich mit den Muskovit-Orthogneisen im Untersuchungsgebiet bei Maria Schnee eine sehr ähnliche Lagerung ergibt. Die Muskovit-Orthogneise zeigen ein Einfallen in Richtung Westen (Abbildung 41b)

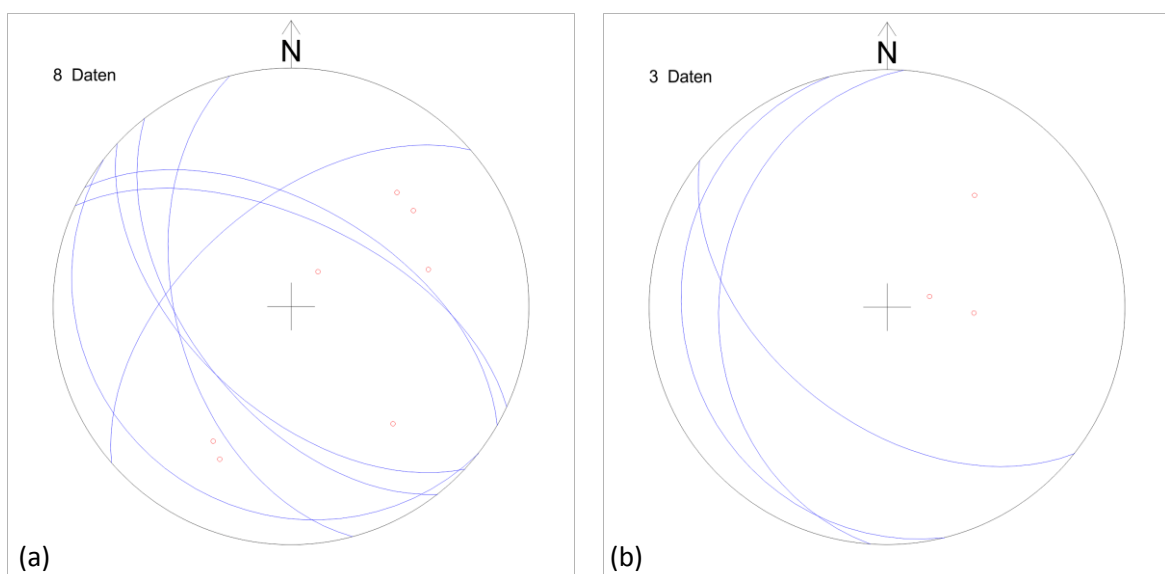


Abbildung 41: (a) Einfallen der Biotit Muskovit-Orthogneise. (b) Darstellung der Lagerungsverhältnisse der Muskovit-Orthogneise.

3.3.4 Mikroskopische Strukturen

3.3.4.1 Analytische Methoden

Die Temperaturabhängigkeit von intrakristallinen Deformations- und Verheilungsprozessen wurde bereits von Hull (1975) und Nicolas und Poirier (1976) beschrieben (ebenso Hirth und Tullis, 1992; Hirth et al., 2001; und Stipp et al. 2002). Durch die Analyse von Mikrostrukturen kann unter anderem auf die Temperaturbedingungen während der Deformation geschlossen werden.

Intrakristalline Deformations- und Verheilungsprozesse beruhen auf dem Prinzip der Fehlstellenwanderung in Kristallgittern. Die Formierung, Bewegung und Auslöschung von Gitterfehlstellen wird unter dem Begriff Dislokationskriechen zusammengefasst. Prozesse bei denen Kantenfehlstellen wandern nennt man Dislokationsgleiten. Das Wandern der Gitterfehlstellen wird durch das Auftreten einer Differenzialspannung im Kristallgitter ausgelöst. Diese hat zur Folge, dass es im Kristallgitter zu Anhäufungen von Gitterfehlstellen kommt und somit zur Erhöhung der internen Energie des Mineralkorns. Da ein natürliches System aber immer einen möglichst stabilen Zustand (möglichst geringer Energie) annehmen will, kommt es wieder zum Abbau der Energie des Mineralkorns durch den Transport der Gitterfehlstellen zu den Korngrenzen oder durch Bildung von Bereichen mit erhöhter Fehlstellendichte. Diese Bereiche werden dann Dislokationswälle genannt, welche zum unzulässigen Auslöschen in einem Mineral führen. Wenn sich Gitterfehlstellen weiter organisieren kommt es zum Umschließen von Bereichen ohne Fehlstellen, diesen Prozess nennt man Subkornbildung. Bei fortschreitender Subkornbildung kommt es zum Abbau der Spannungen im Mineralkorn durch Rotation des Subkorns. Dieser Prozess wird Subkornrotation (Abbildung 42a) genannt.

Minerale können auch durch Migration von Korngrenzen rekristallisieren. Generell wird hier die Wanderung der Korngrenzen aufgrund der Differenz in der Deformationsenergie getrieben. Körner mit einer höheren Fehlstellendichte haben eine höhere Energie als deren deformationsfreie Nachbarkörner. Entlang der Korngrenzen kommt es zu einem Atomtransport in das mehr deformierte Korn. Dadurch verschiebt sich die Korngrenze in das Korn mit der höheren Fehlstellendichte. Eine Variante dieser Art der

Korngrenzenwanderung wird Bulging (Abbildung 42b) genannt, die andere Korngrenzenmigration.

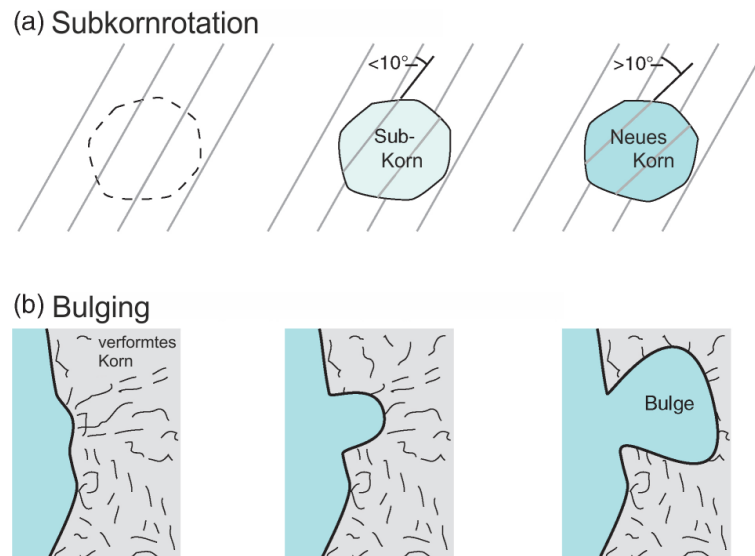


Abbildung 42: (a) zeigt die Entwicklung eines Subkorns. (b) zeigt den Ablauf des Bulging (umgezeichnet nach Fossen, 2010)

Kommt die Deformation zum Stillstand kommt es zur statischen Rekristallisation, der so genannten Korngrenzflächenreduktion. Dieser Prozess führt zu größeren und gleichmäßigeren polygonalen Körnern. Wie in den vorangegangenen Prozessen tendieren die Kristallgitter zur Reduktion der inneren freien Energie, deshalb werden jene Körner mit einer höheren Fehlstellendichte größer und die Korngrenzflächen reduziert.

Die Abbildung 43 zeigt einen Überblick über die intrakristallinen Deformationsmechanismen in Abhängigkeit der Temperatur, speziell für Quarz. Diese Abbildung folgt der Systematik nach Passchier und Trouw (1996) und Stipp et al. (2002). Unter ca. 300°C herrschen kataklastische Deformationsmechanismen und Drucklösungsprozesse vor. Bei Temperaturen von ca. 300°C bis 400°C kommt es zum Bulging (BG) und von ca. 400°C bis 500°C kommt es zur Subkornrotation (SGR). Über ungefähr 500°C bis 650°C kommt es zur Korngrenzenmigration (GBM). Ab 600°C treten vermehrt Disken- und Schachbrettmuster in Quarzen auf und es beginnen sich die Korngrenzen zu begradigen. Dieser Mechanismus wird Korngrenzflächenreduktion (GBAR) genannt.

In dieser Arbeit wurde versucht diese Mikrostrukturen (BG, SGR, GBM, GBAR) aufzunehmen und zu beschreiben um eine Abschätzung der Temperaturbedingungen während der Deformation zu erhalten.

Methodischer Ansatz - Rheologie von Quarz

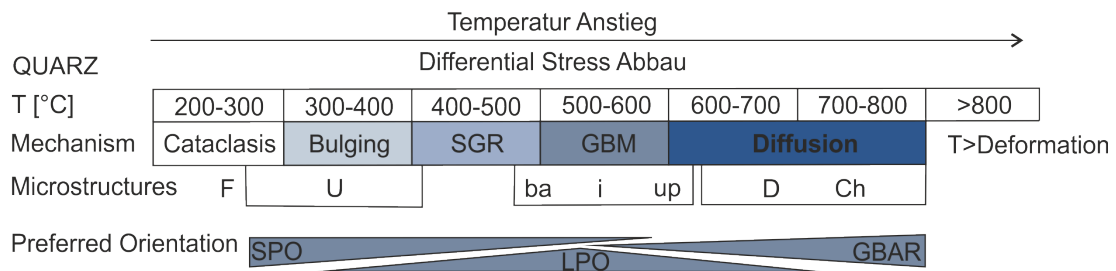


Abbildung 43: Darstellung der Deformations- und Rekristallisationsmechanismen in Abhängigkeit der Temperatur. U, undulöses Auslösen; ba, bimodal amöboid; i, interlobat; up, unimodal polygonal; D, Disken Form; Ch, Schachbrettmuster; SPO, Shape preferred orientation; LPO, Lattice preferred orientation; GBAR, Grain boundary area reduction; SGR, Sub grain rotation; GBM, Grain boundary migration.

Auch in Kalzitkristallen kommt es aufgrund intrakristalliner Deformationsmechanismen zur Ausbildung unterschiedlicher Zwillingsstrukturen in Abhängigkeit der Temperatur. Diese Abhängigkeit wurde von Burkhard (1993) und Ferrill et al. (2004) beschrieben (Abbildung 44).

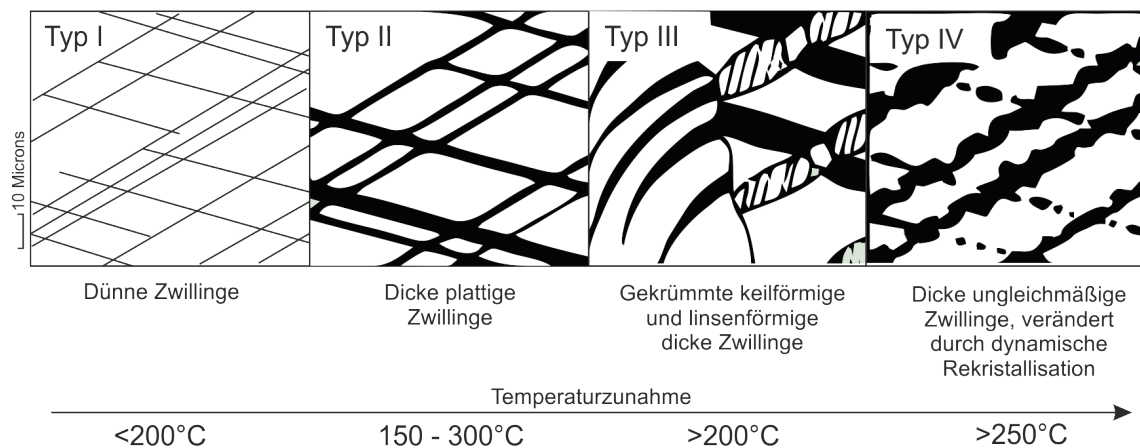


Abbildung 44: Schematische Darstellung des Einflusses der Temperatur auf die Kalzit Zwillingsbildung (nach Burkhard 1993; Ferrill et al. 2004).

Bilden sich sehr dünne Zwillinge aus (Typ I), so liegen die Temperaturen unter 200°C während der Deformation. Die Zwillinge des Typs II sind dicker und plattig, bilden sich aber nur zwischen 150°C bis 300°C. Werden die Zwillinge keil- und linsenförmig geschieht dies unter 200°C. Nur über 200°C bilden sich die Kalzitzwillinge des Typ IV, welche dick, ungleichmäßig und girlandenförmig sind.

3.3.4.2 Rannachformation

Im Marmor kommt es zur vermehrten Bildung von Kalzitzwillingen, welche dem Typ I und Typ II entsprechen (Abbildung 45). Dies bedeutet, dass die Temperatur während der Deformation nicht über 300°C gelegen hat.

In den lithologischen Einheiten der Rannachformation konnten in den Quarzklasten Bulging und Subkornrotationen beobachtet werden. Undulöses Auslöschen tritt ebenfalls auf (Abbildung 46C). Der Schersinn der rotierten Porphyroklasten ist in allen Lagen durchgehend in Richtung Südosten gerichtet (ausgenommen Probe SP90).

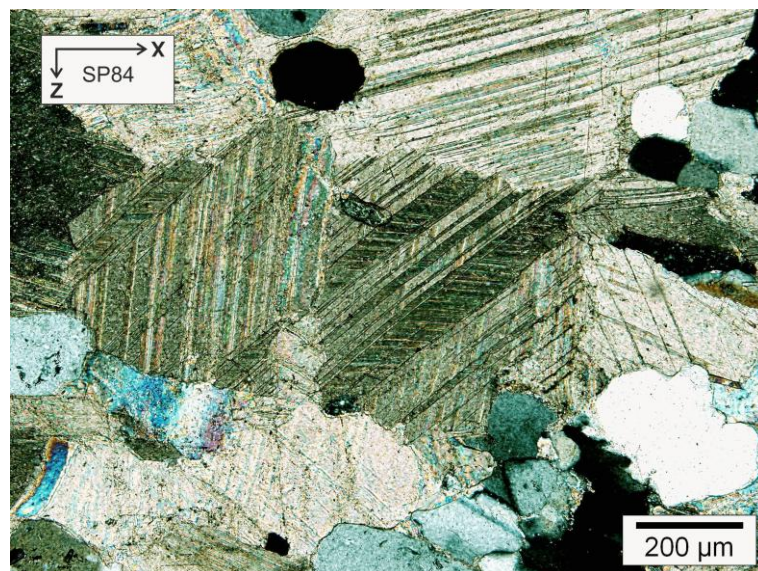


Abbildung 45: Deformationszwillinge des Typs I und II in Kalzitkristallen

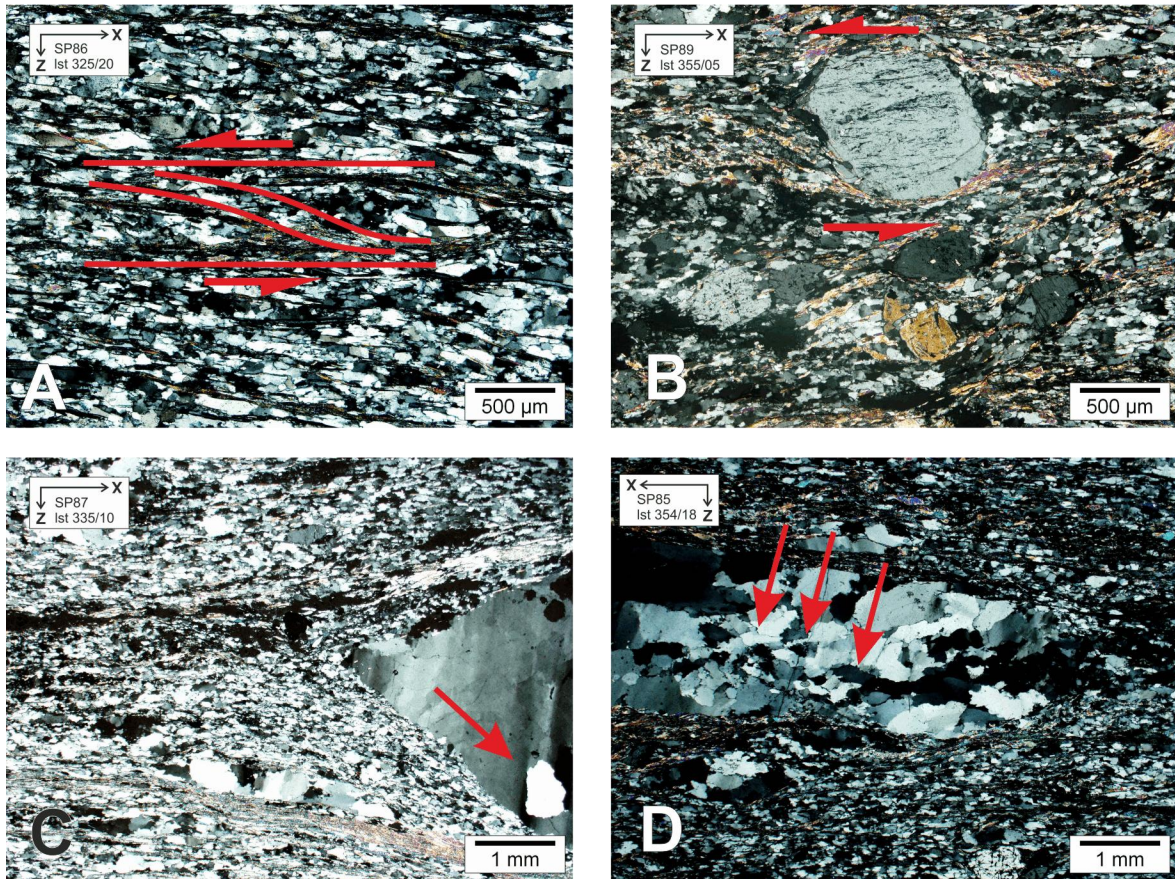


Abbildung 46: Abbildung A zeigt ein SC Gefüge mit einem Schersinn nach SO. In Abbildung B ist ein σ -Klast mit Schersinn nach SO zu erkennen. Abbildung C zeigt deutlich die Subkornbildung und undulöses Auslöschchen in einem Quarzklasten. Abbildung D zeigt typische Bulging-Strukturen, welche wenige μm groß sind.

Teilweise können in den stark geschieferten Lagen der Rannachformation auch SC-Gefüge ausgemacht werden. Diese treten in den Proben SP86 (Abbildung 46A), SP87 und SP88 auf und zeigen ebenfalls einen Schersinn in Richtung Südosten an.

3.3.4.3 Seckauer Kristallin

Untere Bodenhütte

Porphyrische Granitoide (SP37/38/43/57/58/59)

Der Porphyrische Granitoid ist ein wenig bis nicht deformiertes Gestein. Quarz erscheint als stark undulös auslöschend, dies zeigt eine vorhandene Stressbelastung des Gesteins.

Die Quarz-Korngrenzen zeigen Bulging-Strukturen (Abbildung 47). Eine Schieferung ist nicht zu erkennen.

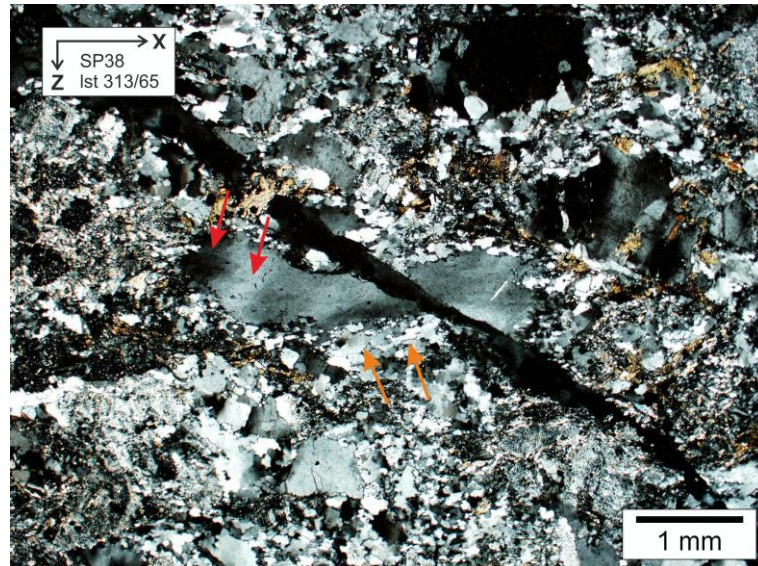


Abbildung 47: Die Probe SP38 zeigt Bulging-Strukturen (orange Pfeile) und undulöses Auslöschen bei Quarzkörnern (rote Körner).

Muskovit-Orthogneis (SP33/34/42/44/78)

SC-Gefüge bilden hier das dominante Gefüge. Der daraus resultierende Schersinn zeigt in Richtung NO. In den Quarzen kann Bulging und Subkornbildung beobachtet werden. Hin zu den Scherebenen werden die Quarze immer feinkörniger und in die Länge gestreckt. Die teilweise starke Saussuritisierung von Plagioklas zeigt wieder grünschieferfazielle Bedingungen an. Mikroboudinagen von Feldspäten (Abbildung 48) sind ebenfalls zu beobachten.

Metamprophyre (SP60)

In den Metamprophyren kommt es zu einer sehr starken Saussuritisierung der Feldspäte. Die Quarze weisen Bulging und Subkornrotationen (Abbildung 49) auf.

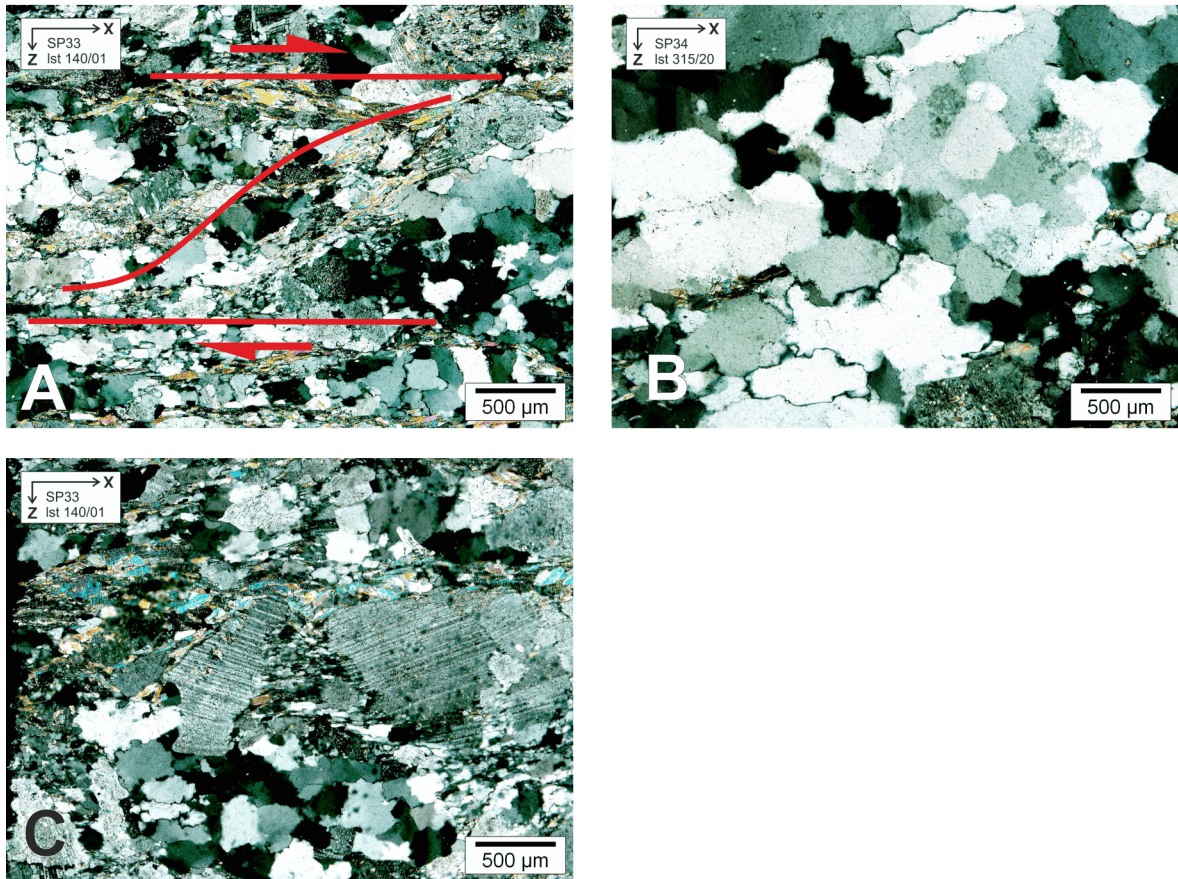


Abbildung 48: Deformationsstrukturen des Muskovit-Orthogneises. Abbildung A zeigt ein SC-Gefüge mit Schersinn in Richtung SO. B zeigt Subkornrotationen und Bulging-Strukturen. In Abbildung C ist eine Mikroboudinage eines Plagioklases zu sehen.

Zwei-Glimmer-Orthogneis (SP30/39/40/41/53/54/55/56)

Auffällig sind in den weniger gescherten Gneisen die zerbrochenen Feldspäte (Mikroboudinage) mit, in den Rissen, neugebildeten Quarzmineralen oder Kalzitkristallen. Im Quarz kann man Bulging-Strukturen und Subkornbildungen beobachten. Poikiloblastische Quarzkörner treten auch auf und umschließen serizitisierte Feldspäte wie auch umgekehrt.

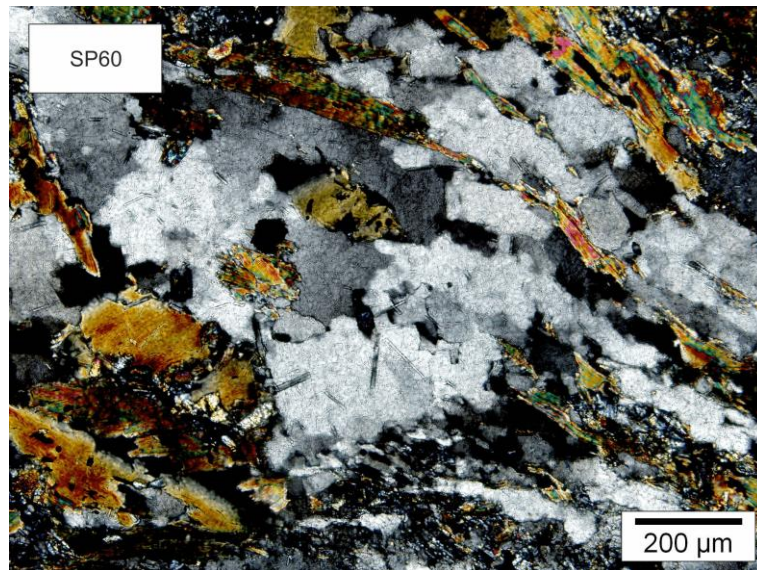


Abbildung 49: Mikrogefügebild der Probe SP60 mit gekreuzten Polarisatoren. Zu sehen sind Bulging-Strukturen und Subkornrotationen in Quarzkörnern.

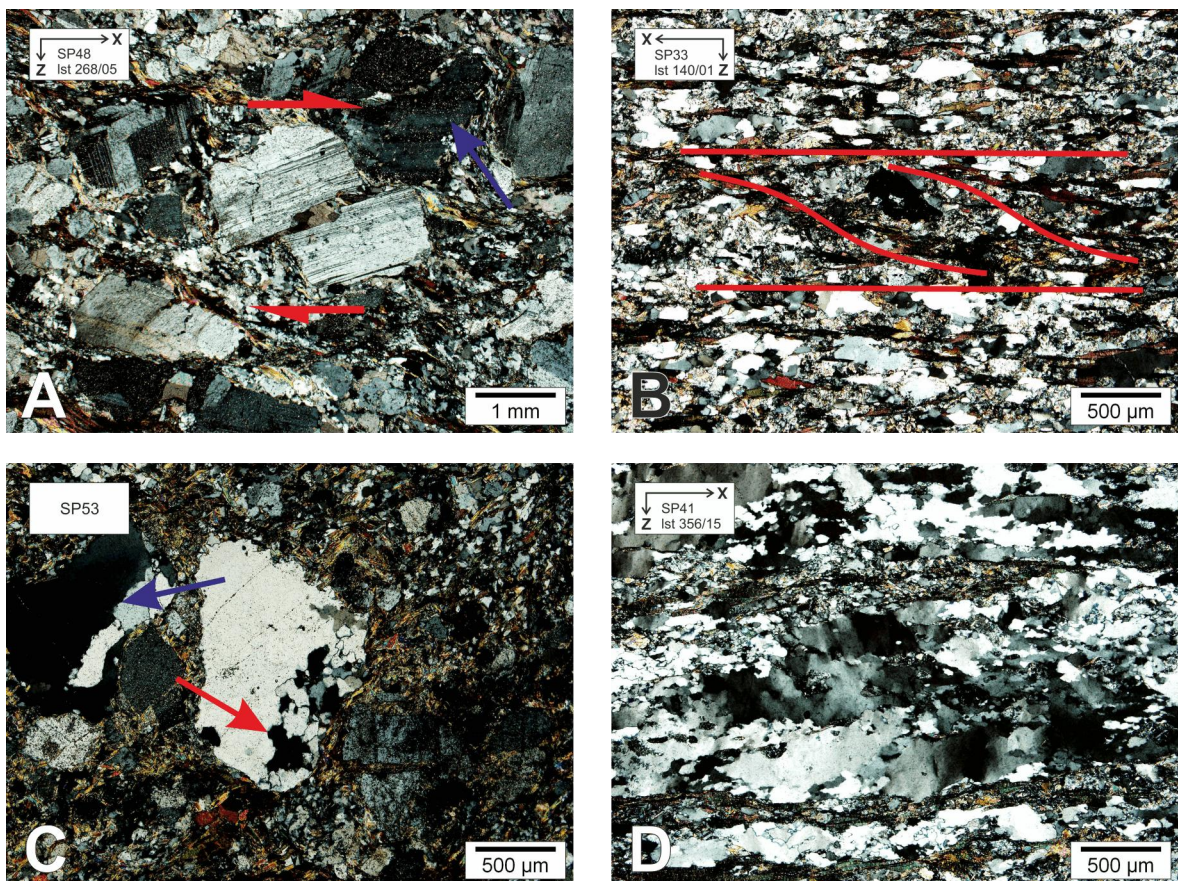


Abbildung 50: Abbildung A zeigt eine Mikroboudinage mit einem Schersinn in Richtung W, sowie saussuritisierte Feldspäte (blauer Pfeil). Abbildung B zeigt ein SC-Gefüge mit einem Schersinn in Richtung SO. Abbildung C zeigt Quarzkörner mit Subkornrotation (roter Pfeil) und Bulging-Strukturen (blauer Pfeil). Abbildung D zeigt deutlich das undulöse Auslöschen von Quarzen sowie Subkornbildung und Bulging-Strukturen.

Als Schersinnindikatoren treten Porphyroklasten mit asymmetrischen Druckschatten auf, hier handelt es sich um σ -Klasten, welche hauptsächlich serizitisierte Feldspäte sind. Die Klasten zeigen einen Schersinn in Richtung Südosten. In den stärker gescherten Orthogneisen kann der Ansatz eines SC-Gefüges erkannt werden, mit einer Bewegungsrichtung nach Südsüdost (Abbildung 50).

Maria Schnee

Paragneis (SP47/49/50/51/52/65/66/68/77)

Im Quarz können Bulging-Strukturen und Subkornrotationen auftreten (Abbildung 51). Alle Quarze sind stark rekristallisiert und können auch als Kern Mantel Gefüge ausgebildet sein.

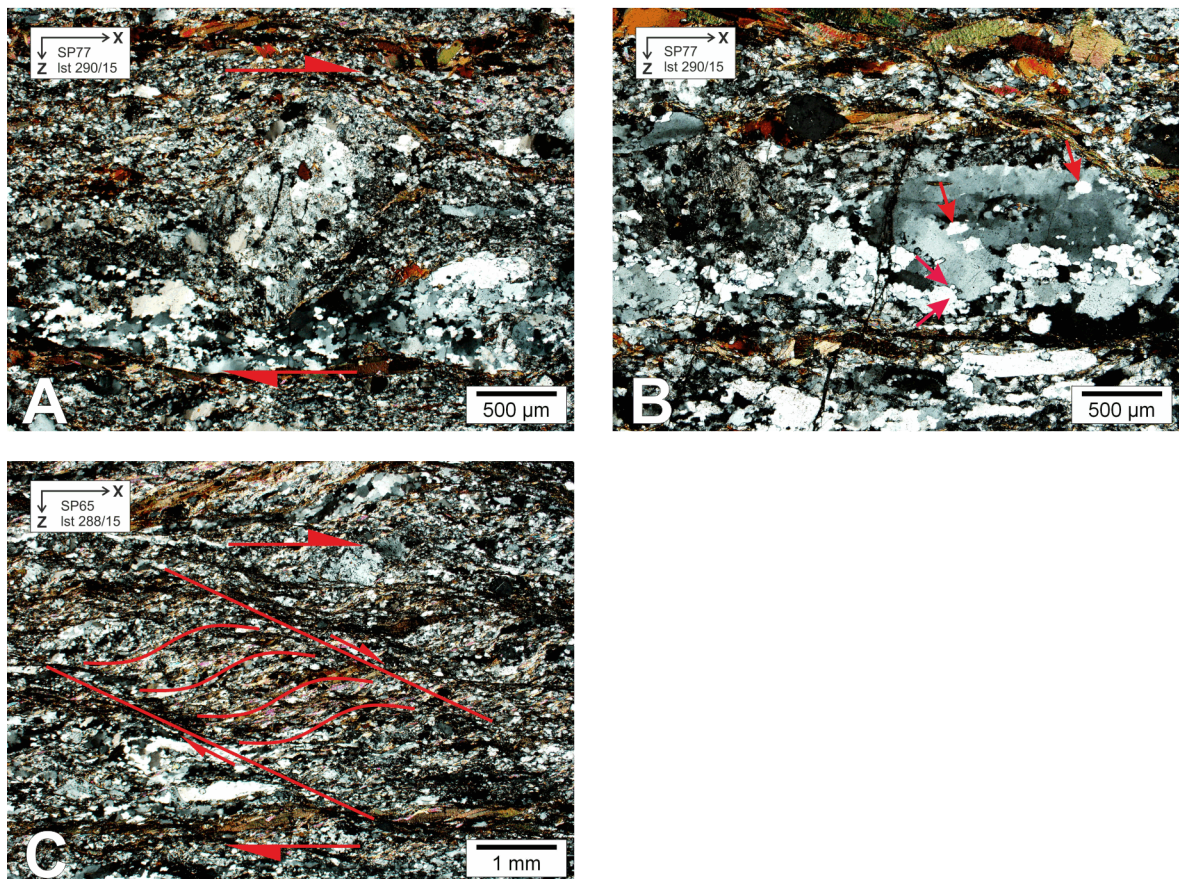


Abbildung 51: Abbildung A zeigt einen σ -Klasten mit Schersinn nach WNW. In B sind Bulgingstrukturen und Subkornrotationen erkennbar. In Abbildung C ist ein ECC-Gefüge abgebildet mit einem Schersinn nach WNW.

Das auftretende ECC Gefüge (SP65) weist einen Schersinn in Richtung Westen auf. Der rotierte Porphyroklast (SP63/77) zeigt ebenfalls einen Schersinn in Richtung Westen an.

Biotit-Orthogneis (SP69/72/76)

Die Quarze sind teilweise stärker rekristallisiert und können Bulging-Strukturen und Subkornrotationen aufweisen. Diese Orthogneise sind wenig deformiert, zeigen aber kataklastische Strukturen an Feldspatmineralen (Abbildung 52).

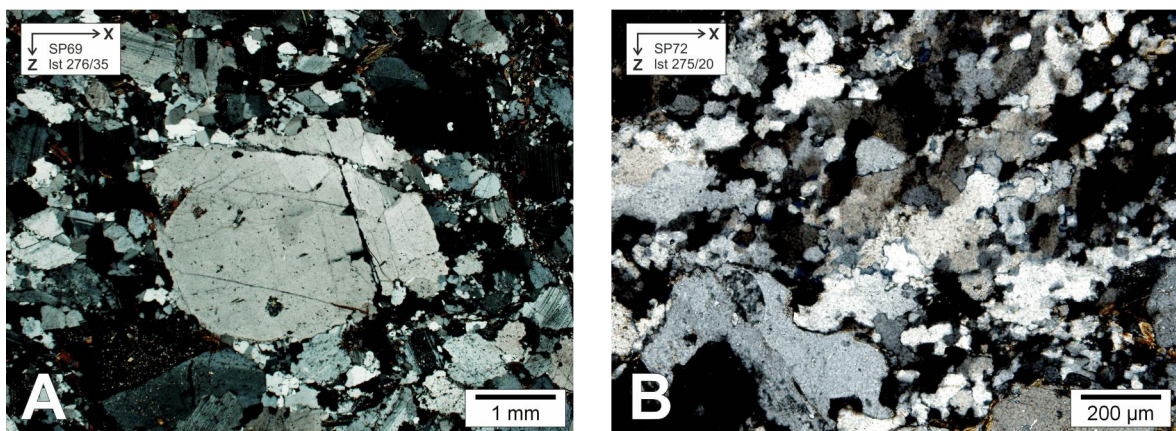


Abbildung 52: Abbildung A zeigt einen kataklastisch deformierten Feldspat. Abbildung B zeigt Subkornrotation und Bulging-Strukturen.

Zwei-Glimmer-Orthogneis (SP48/70/71/73/75/76/82/83)

Sofort zu erkennen und ein Merkmal der Zwei-Glimmer-Orthogneise sind bruchhaft deformierte Feldspäte. Diese Mikroboudinagen sind in X-Achse orientiert und weisen als Bruchfüllungen meist Quarz auf (Abbildung 53). In einigen Fällen sind auch neugebildete Muskovite, welche normal auf den Bruch orientiert sind, als Füllungen zu beobachten. In wenigen Fällen sind diese Boudins verkippt, wodurch ein Schersinn abzuleiten ist. In seltenen Fällen sind σ -Klasten zu beobachten, welche ebenfalls einen Schersinn in Richtung OSO aufweisen. In Quarzen können Bulging und Subkornrotationen festgestellt werden. Die Deformation ist manchmal auf bestimmte Bereiche (Bänder) beschränkt, wobei angrenzende Bereiche nur wenig Deformation zeigen. In sehr seltenen Fällen können Low Angle Faults beobachtet werden.

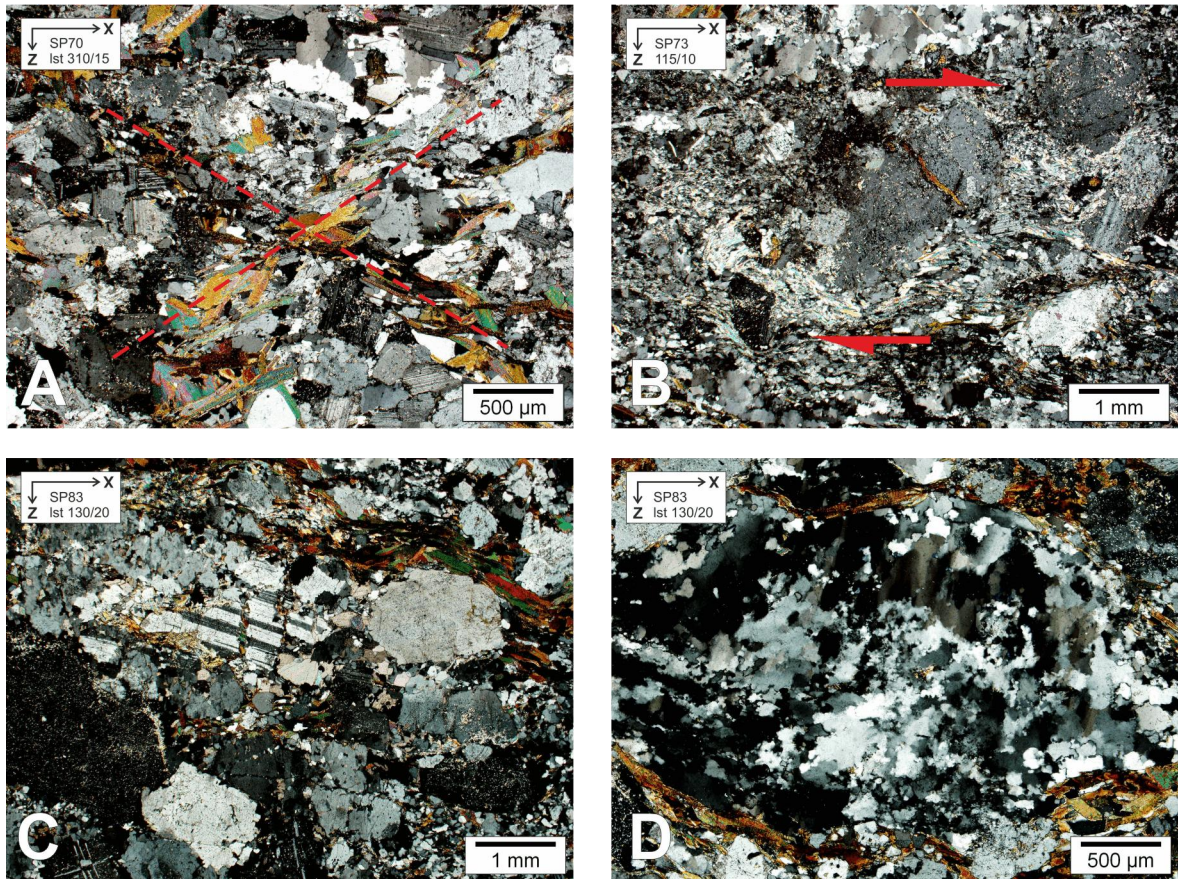


Abbildung 53: Deformationsstrukturen des Zwei-Glimmer-Orthogneis. Abbildung A zeigt eine Low Angle Fault Struktur. Abbildung B zeigt einen σ -Klasten mit Schersinn Top mit X. Abbildung C zeigt einen boudinierten Plagioklas. Abbildung D zeigt Subkornrotation und Bulging-Strukturen.

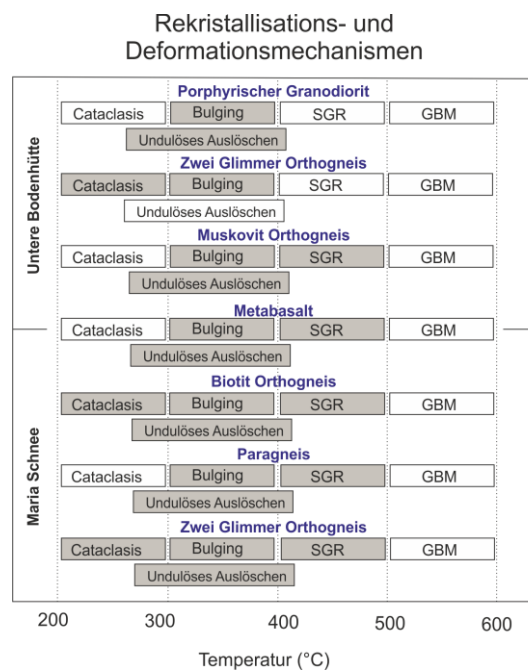


Abbildung 54: Diagramm mit den beobachteten Deformationsmechanismen in den Dünnschliffen. Auf der X-Achse ist der Temperaturbereich zu den jeweiligen Rekristallisations-, Deformationsmechanismen aufgetragen. SGR, Subgrain Rotation; GBM, Grainboundary Migration

3.3.4.4 Tektonische Karten

Eine Tektonische Karte kann nur durch die Ermittlung der Deformationsrichtungen, das Einmessen der Lineare der Gesteinsproben und die anschließende Bestimmung des Schersinnes durch die vorhandenen Schersinnindikatoren in den Dünnschliffen, erstellt werden. Anhand dieser Daten können die Deformationsrichtungen bestimmt und in eine geographische Karte übertragen werden. Zuerst sind die Richtungsdaten mittels einer Richtungsrose dargestellt, um eventuelle bevorzugte Orientierungen zu erkennen. Wie nun in Abbildung 55 ersichtlich ist können zwei Hauptdeformationsrichtungen festgehalten werden, einmal nach WNW und das andere Mal nach OSO.

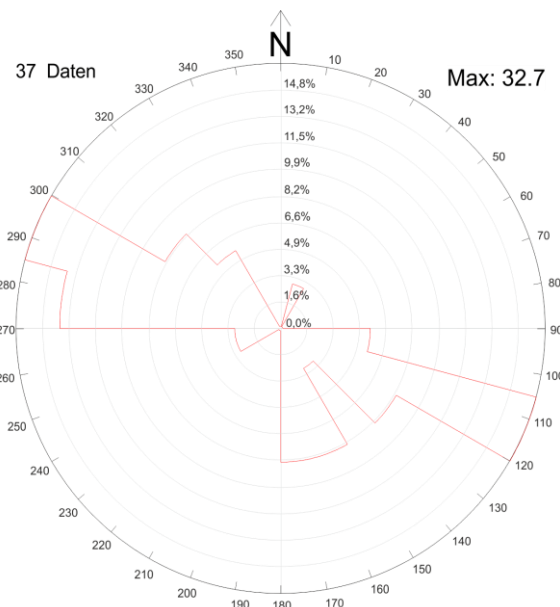


Abbildung 55: Richtungsrose mit den Trends der Streckungslineare der Proben des gesamten Untersuchungsgebietes. Das Intervall beträgt 15°.

Untere Bodenhütte

Anhand der im Kapitel 3.3.4 ermittelten Schersinne von diversen Schersinnindikatoren in den Dünnschliffen kann nun eine Karte mit den Bewegungs-/Deformationsrichtungen in den Untersuchungsgebieten erstellt werden. Im Bereich der Unteren Bodenhütte sind zwei Bewegungsrichtungen zu erkennen. Die Hauptbewegungsrichtung geht NW nach SO. Die zweite Bewegungsrichtung geht entgegengesetzt von SO nach NW. Westlich des

Mitterkogels über das Freudental bis zur Roßleiten tritt ein Korridor von gleichen Bewegungsrichtungen auf, welcher in Richtung NW zeigt (Abbildung 56).

Maria Schnee

Für Maria Schnee wurde anhand der selben Datengrundlage aus Kapitel 3.3.4 ebenfalls eine Tektonische Karte erstellt. Auch in diesem Bereich kommen zwei Hauptbewegungsrichtungen vor, die Hauptbewegungsrichtung zeigt nach NW und die Untergeordnete nach SO. Eine Gruppierung dieser ist nur schwierig vorzunehmen, da nur schwer ein Trend ersichtlich ist. Am ehesten kann im Süden eine bevorzugte SO Ausrichtung der Bewegungen angenommen werden und im Norden eine NW Ausrichtung (Abbildung 57).

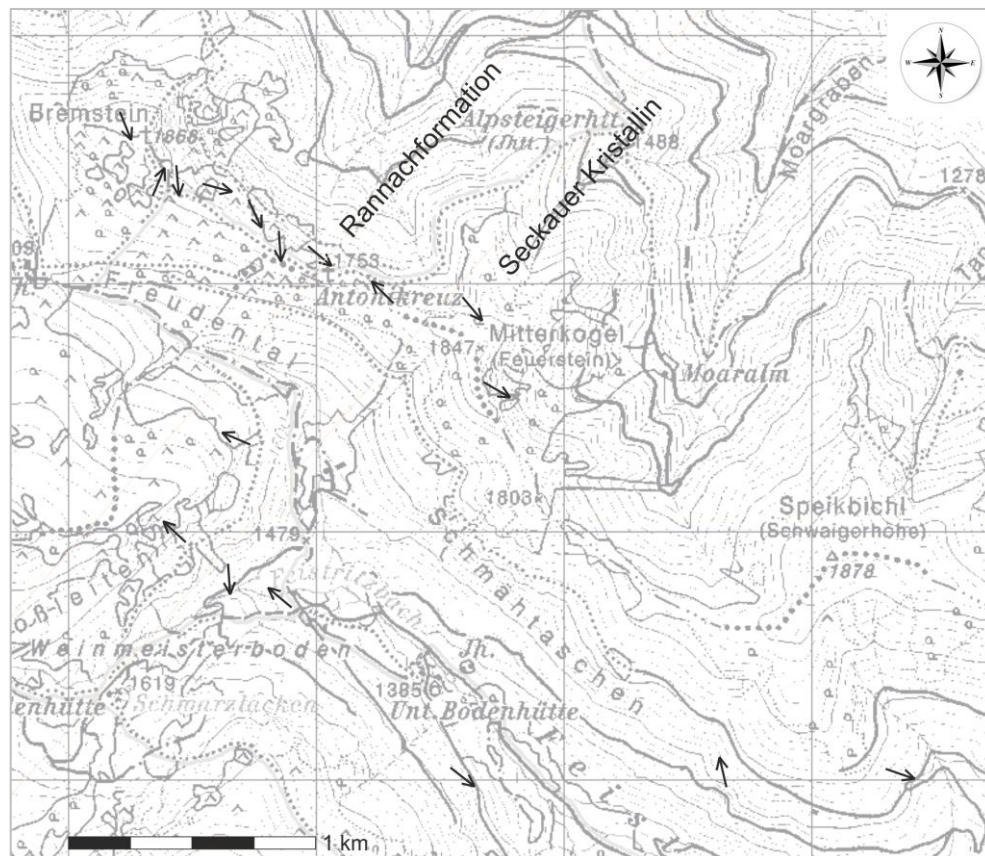


Abbildung 56: Tektonische Karte der Bewegungsrichtungen im Untersuchungsgebiet um die Untere Bodenhütte.

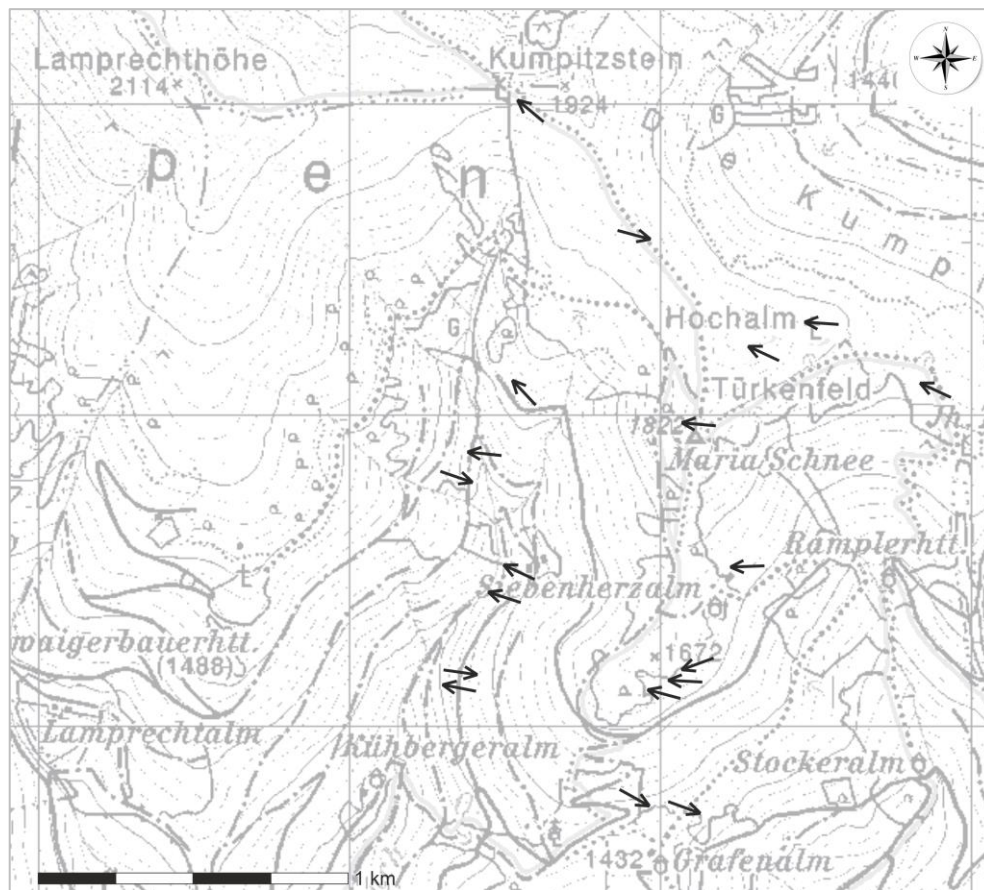


Abbildung 57: Tektonische Karte der Bewegungsrichtungen im Untersuchungsgebiet um Maria Schnee.

4 Geochemische Analysen

Ein Großteil des Arbeitsgebietes liegt im Bereich eines Batholithen (Schermaier et al 1997). Die meisten Gesteine im Arbeitsgebiet sind Orthogneise beziehungsweise Granitoide. Paragneise konnten makroskopisch nur selten ausgeschieden werden, haben aber ein sehr ähnliches Gefügebild wie die Orthogneise. Mittels chemischer Gesamtgesteinsanalytik kann eine weitere Differenzierung der lithologischen Einheiten durchgeführt werden.

Zum besseren Verständnis muss zuerst eine Einteilung der Elemente in kompatible und inkompatible Elemente in Bezug auf granitische Schmelzen erfolgen. Generell gelten LIL Elemente (Large Ion Lithophile) als auch HFS Elemente (High Field Strength) als inkompatibel. Unter bestimmten Umständen können sich diese Elemente aber auch kompatibel verhalten und sich in bestimmten Mineralen gegenüber der Schmelze anreichern. In dieser Arbeit werden hauptsächlich peraluminose Granite geochemisch analysiert und deshalb muss auch das Verhalten der Elemente in Bezug dazu gesehen werden. Zum Beispiel Verhalten sich K, Co, Cr, Cs, Nb, Ni, Rb, Sc, Ta und V zu Biotiten, in peraluminosen Graniten, kompatibel - inkompatibel verhalten sich hingegen Ba, Ce, La, Nd, Sr, Th, U und Y. Gegenüber Plagioklas verhalten sich Ce, Ca, La, Nd, Sc und Sr kompatibel. Ba, Cr, Cs, Nb, Ni, Rb, Ta, Th, U und Y zeigen in Plagioklasen inkompatibles Verhalten. Kalium zeigt sich generell inkompatibel wird aber in Biotit, Kalifeldspäten und Amphibolen bevorzugt eingebaut und führt deshalb ebenfalls zu einer Anreicherung in der Restschmelze. Zirkon zeigt sich auch inkompatibel, es kann aber bei einer Übersättigung in der Schmelze, und der damit verbundenen Kristallisation von Zirkonen, zu einer Abnahme des Zirkongehaltes in der Restschmelze führen. Natrium gilt allgemein als inkompatibel, im Gegensatz dazu zeigt sich Magnesium wieder kompatibel und wird in der Restschmelze abgereichert. Erwähnenswert ist noch Apatit, dieses Mineral ist ein „Magnet“ für die meisten Spurenlemente und Seltenen Erden. In Apatiten ist der Verteilungskoeffizient meist extrem erhöht. Die hier beschriebenen Eigenschaften der Elemente und Minerale sind aufgrund der Verteilungskoeffizienten (Formel 1) aus der Datenbank für Verteilungskoeffizienten der Internetseite <http://earthref.org/KDD/>, am 16.02.2013 entnommen worden, und beruhen wiederum auf den Daten von Bea et al. (1994). Eine Liste der Verteilungskoeffizienten ist im Anhang beigefügt.

Formel 1: **Verteilungskoeffizient Kd**

$$Kd(Y) = \frac{C_m(Y)}{C_l(Y)}$$

Kd= Verteilungskoeffizient; (Y)= Element; C_m= Konzentration in Mineral; C_l= Konzentration in Schmelze

4.1 Methodik

Für die Gesamtgesteinschemie wurden Proben, welche repräsentativ für die kartierten Lithologien sind, analysefein mit einer Wolframcarbid Schwingmühle aufgemahlen. Aus den analysefeinen Proben wurden anschließend für die Röntgenfluoreszenzanalyse aus dem Probenpulver Schmelztabletten hergestellt.

Zur Herstellung der Schmelztabletten wurden die Proben für zwei Stunden bei 105°C getrocknet. Danach wurde ein Gramm, +/- 0,0005 g, Probenmaterial mit sieben Gramm Lithiumtetraborat (Flussmittel) vermennt und in einem Platintiegel zu einer Tablette verschmolzen. Um den Glühverlust zu ermitteln, musste ca. ein Gramm Probenmaterial eingewogen werden. Das Probenmaterial wurde anschließend für eine Stunde bei ca. 1000 °C geglüht und danach für zwanzig Minuten im Exsikkator abgekühlt und zuletzt gewogen. Das dazugehörige Laborprotokoll ist im Anhang beigelegt.

Die Gesamtgesteinschemie wurde mit dem Röntgenfluoreszenz-Analysegerät Bruker Pioneer S4, am Institut für Erdwissenschaften der Karl Franzens Universität Graz Universitätsplatz 2, durchgeführt. Insgesamt wurden 27 Proben analysiert. Die Hauptelemente sind in Oxidgewichtsprozent und alle Spurenelemente in ppm angegeben. Die Gesteinszusammensetzungen der Proben sind in Tabelle 3 dargestellt. Einige Werte der Spurenelemente fallen unter die Nachweißgrenze der Detektion und wurden mit einem „kleiner als“ Zeichen versehen.

Für die Darstellung der Daten ist das Programm GCDkit for Win 3.0 BETA (Janoušek, V., Farrow, C. M. & Erban, V. 2006) verwendet worden.

4.2 Gesteinsklassifikation

Im Untersuchungsgebiet wurden bereits durch Schermaier et al. (1997) geochemische Analysen durchgeführt. In jener Arbeit (Schermaier et al. 1997) konnten die Gesteine im Bereich des Speickbichl als Granodiorite klassifiziert werden. Weiters wurden diese Plutonite einem I-Typ Plutonismus zugeordnet. Die genauere Klassifikation ist in Tabelle 4 angeführt.

Tabelle 4: Petrografische und geochemische Charakterisierung der Granitoid Typus vom Bösenstein-Speickbichl nach Schermaier (1997). Sr-Initial von Scharbert (1981).

Main rock Type	Mineralogical Composition	Mafic Minerals	Accessory Minerals	Geochemistry	Sr Initial
Granodiorite porphyric	Kfs 10-26% Qtz 26-31%	Bt 3-12% (*/- Rt, sagenite)	Zrn, Ttn +/- Aln +/- opaques, Grt	SiO ₂ 65-72% A/CNK 1,02-1,07 K ₂ O/Na ₂ O 0,6-1,2 Rb 100-400 Sr 300-500 Ba 600-1500	0,705-0,708

Als erster Schritt wird in diesem Kapitel nun versucht Paragesteine von Orthogesteinen chemisch zu unterscheiden. Eine Diskrimination mittels Hauptelementen führte Werner (1987) an paragenen und orthogenen Gneisen durch. Er verwendete die Elemente P₂O₅/TiO₂ und plottete sie gegen MgO/CaO. Als Grundlage dient nach Werner (1987) ein erhöhter Titan und Magnesiumgehalt in den Paragesteinen. Diese Erhöhung ist auf Verwitterung und ähnliche Prozesse zurückzuführen bei denen Tonminerale (werden als Titan und Magnesiumträger angesehen) angereichert werden und somit auch der Titan- und Magnesiumgehalt steigt. Dieses Diagramm kann nach Werner (1987) auch bei HT-Metamorphose bis zur Granulitfazies angewendet werden. Dieser Plot wurde mit den gesamten Proben des Untersuchungsgebietes durchgeführt (Abbildung 58). Nach der Diskriminierung nach Werner (1987) kommt es zu einem klaren Ergebnis, die Proben SP47/48/56 und SP77 können hiermit als paragene Gneise ausgewiesen werden. Die Hauptelementzusammensetzung dieser Proben ist in Tabelle 5 ersichtlich.

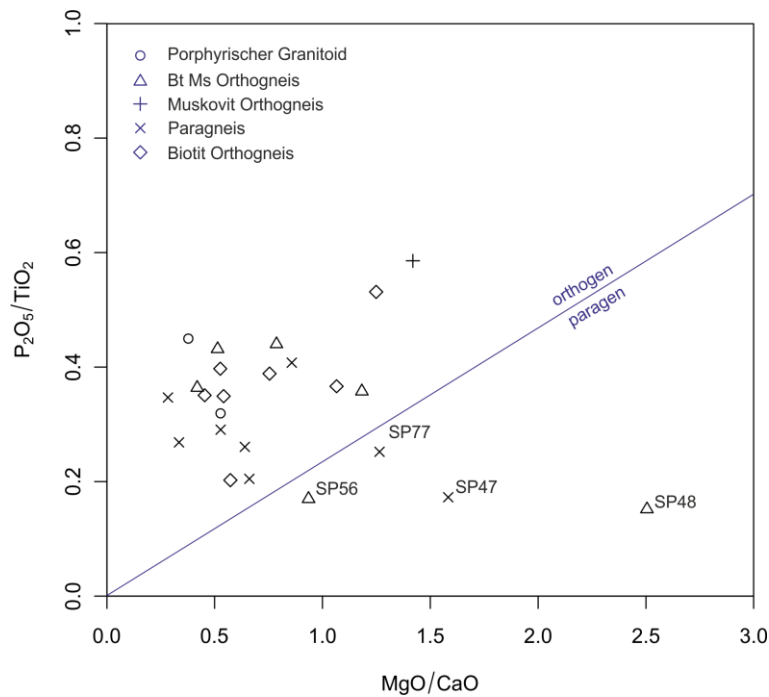


Abbildung 58: Diskriminationsdiagramm nach Werner (1987), geplottet wurden alle Proben der Untersuchungsgebiete nach Lithologischen Einheiten

Tabelle 5: Hauptelemente der Proben welche nach der Diskriminierung nach Werner (1987) als Paragesteine klassifiziert wurden.

Sample	SiO2 (%)	Al2O3 (%)	Fe2O3 (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na2O (%)	K2O (%)	TiO2 (%)	P2O5 (%)	LOI (t)	Sum (%)
SP47	65,11	15,70	5,99	0,059	2,36	1,49	2,08	4,05	0,81	0,139	1,54	99,32
SP48	58,68	18,01	8,09	0,085	3,17	1,27	2,02	5,08	1,03	0,156	1,63	99,22
SP56	64,48	16,18	5,55	0,111	2,11	2,25	3,59	2,35	0,73	0,124	1,60	99,28
SP77	68,55	14,69	4,68	0,070	1,62	1,28	3,19	3,45	0,64	0,161	1,04	99,37

In einem weiteren Schritt wird die Quelle bzw. Herkunft der Orthogesteine definiert. Dazu verwendeten Chappell and White (2001) einen A/CNK gegen SiO₂ Plot. Dieser Plot zeigt eine Trennung von S-Typ und I-Typ Plutoniten bei einem Verhältniswert von A/CNK bei 1,10. Alle Werte über 1,10 werden zu den S-Typ Plutoniten und alle Werte darunter zu den I-Typ Plutoniten gerechnet (Abbildung 59A). Dieses Diagramm sollte aber nicht, ohne weitere mineralogische Parameter einzuhalten, angewendet werden. Diese Parameter sind in der Tabelle 7 angeführt. Bei dieser Diskrimination wurden nun alle Proben verwendet die mikroskopisch als auch bei der Diskrimination nach Werner (1987) nicht ganz eindeutige Ergebnisse zeigten.

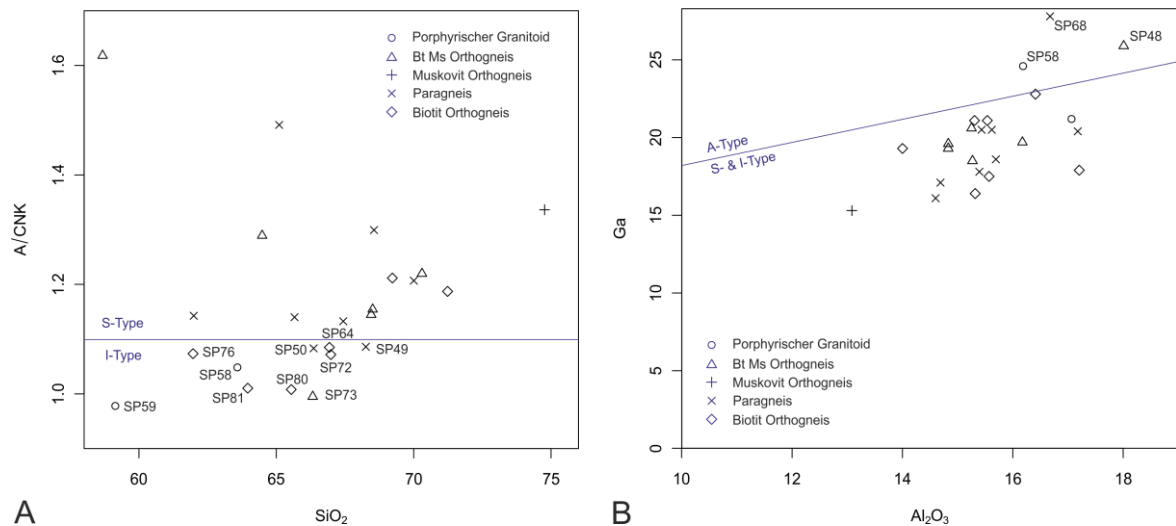


Abbildung 59: Abbildung A zeigt die A/CNK gegen SiO₂ Plot zur Diskrimination zwischen I-Typ und S-Typ Graniten nach Chappell & White (2001). Abbildung B zeigt die Diskrimination nach Collins et al. (1982) für A-Type Granitoide. Grundlage ist ein erhöhter Gallium Gehalt in den A-Typ Granitoiden, die Trennlinie wurde empirisch aus vergleichenden chemischen Analysen ermittelt.

Wie in Tabelle 6 ersichtlich ist, können die Proben SP59, SP80 und SP81 eindeutig als I-Typ Plutonite identifiziert werden. Die Proben SP49, SP50, SP58, SP64, SP72 und SP76 weichen alleine beim normativen Korund nach der CIPW Norm ab. Jene Proben, bei denen ein Strontium Isotopenverhältnis bestimmt wurde, wurden geochronologisch untersucht und dabei auch der ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr Initialwert bestimmt. Diese Proben erfüllen ebenfalls das Kriterium für den I-Typ Plutonismus beim Strontium-Initial-Wert, welcher kleiner als 0,708 sein sollte.

Tabelle 6: Auswahl von Parametern für die Einteilung von S- und I-Typ Plutoniten nach Chappell and White (2001). Rot: Parameter für I-Typ Plutonite erfüllt.

Parameter	SP49	SP50	SP58	SP59	SP64	SP72	SP73	SP76	SP80	SP81
A/CNK < 1,1	1,086	1,083	1,048	0,978	1,085	1,072	0,995	1,074	1,008	1,010
CIPW C < 1	1,662	1,785	1,653	0,387	1,767	1,817	0,527	1,863	0,676	0,759
SiO ₂ 53%-76%	68,26	66,36	63,58	59,14	66,93	66,98	66,32	61,97	65,54	63,96
Na ₂ O > 2,2	4,20	4,36	3,41	3,58	3,66	5,62	4,11	5,28	4,44	4,15
K ₂ O	1,69	2,06	2,95	2,45	3,01	2,63	1,88	2,83	2,56	2,57
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr < 0,708	-	-	0,7078	0,7077	-	-	-	-	0,7073	0,7067

Um die Klassifizierung der Granitoide noch weiter zu differenzieren, kann noch eine Diskrimination von A-Typ Granitoiden vorgenommen werden. A-Typ Granitoide sind alkalisch (hoher Na₂O K₂O Gehalt), wasserfrei (Fluide Phase arm an H₂O) und anorogen

Ursprungs. Diese Granite sind nicht an Plattengrenzen gebunden sondern treten vor allem in kontinentalen Riftzonen auf. Typisch sind grüne Biotite, Na-Amphibole oder Na-Pyroxene als mafische Gemengteile. Durch Extension von Kontinentaler Kruste bzw. durch eine Wärmequelle aus dem Mantel kommt es zum Aufschmelzen der Kruste und zur Bildung der A-Typ Magmen (Collins et al. 1982, Whalen et al 1987). In Abbildung 59 B plottet der Großteil der Proben im Bereich der S&I-Typ Granite nur die Proben SP48, SP58 und SP68 fallen relativ sicher in das Feld der A-Typ Granite.

Tabelle 7: Chemische und mineralogische Charakteristika für S- und I-Typ Granite nach Chappell & White (2001)

Gesamtgesteinschemismus	I-Typ-Granitoid	S-Typ-Granitoid
CIPW Norm	C < 1% od. di	C > 1%
Al ₂ O ₃ / (CaO + Na ₂ O + K ₂ O)	< 1,1%	> 1,1%
SiO ₂	53-76%	65-74%
Na ₂ O	> 2,2 bei 2% K ₂ O >3,2 bei 5% K ₂ O	< 2,2 bei 2% K ₂ O < 3,2 bei 5% K ₂ O
K ₂ O / Na ₂ O	niedrig	hoch
Cr und Ni Gehalte	niedrig	hoch
⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr	<0,708	>0,708

Mineralogie	I-Typ-Granitoid	S-Typ-Granitoid
Al-reiche Minerale	nicht enthalten	anwesend. z.B. Ms od. Grt
Hornblende	anwesend	nicht enthalten
Klinopyroxen	anwesend	nicht enthalten
Titanit	anwesend	nicht enthalten
Fe-Oxide	generell Magnetit	generell Illmenit

Um den generellen Trend der Schmelzentwicklung darzustellen und zwischen tholiitischen und kalkalkalinen Schmelzen zu unterscheiden kann das AFM Diagramm herangezogen werden. Hierbei wird als A (Na₂O+K₂O), als F (FeO+Fe₂O₃) und als M (MgO) geplottet. Der tholiitische Trend verläuft oberhalb der Trennlinie, der kalkalkaline unterhalb der Trennlinie. Wie nun in Abbildung 60A gut ersichtlich ist, plotten alle Proben entlang des kalkalkalinen Trends

Maniar und Piccoli versuchten 1989 mittels eines A/CNK gegen A/NK Plots eine Einteilung in peraluminose und metaluminose Granite zu erreichen. metaluminos bedeutet, dass das Gestein einen höheren Anteil an Na₂O+K₂O+CaO als Al₂O₃ hat. metaluminose Granite sind hauptsächlich I-Typ Granite.

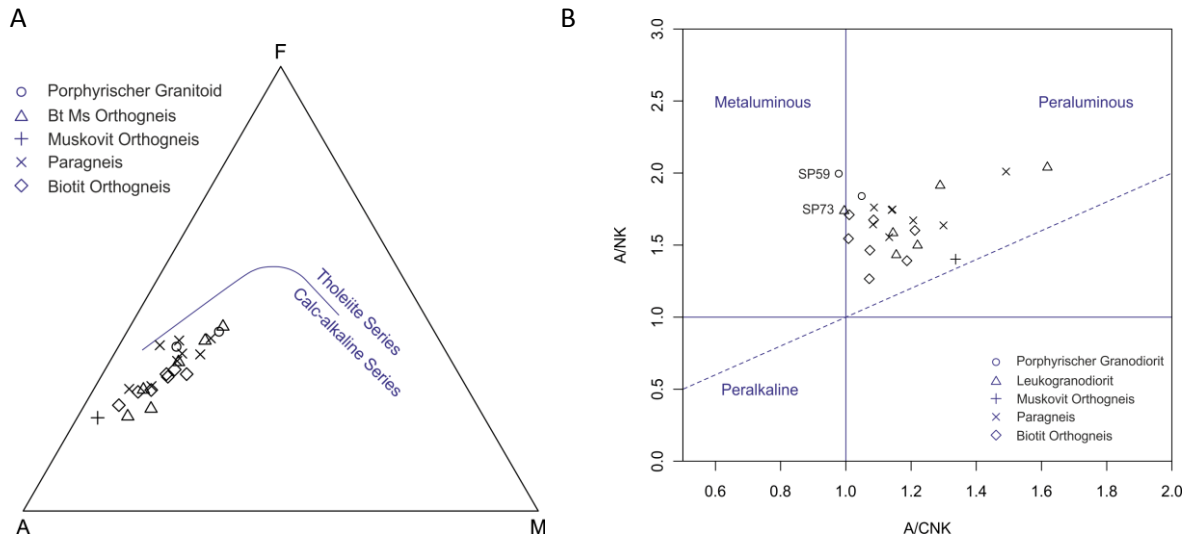


Abbildung 60: Abbildung A zeigt das AFM Diagramm zur Darstellung der Schmelzentwicklung der Orthogneise des Untersuchungsgebietes. Abbildung B zeigt das Granit Klassifikationsdiagramm nach Maniar und Piccolin (1989).

Metaluminöse Minerale können Biotit, Hornblenden und Pyroxene sein. Peraluminöse Granite hingegen haben einen größeren Al₂O₃-Anteil als Na₂O+K₂O+CaO und sind hauptsächlich S-Typ Granite, aber auch siliziklastische Sedimente können peraluminöse Chemismen aufweisen. Peraluminöse Minerale sind zum Beispiel Biotit, Granat, Cordierit, Muskovit und Andalusit. Ein peralkaliner Chemismus würde die bedeuten, das Granite, welche durch fraktionierte Kristallisation aus einer Magmenquelle entstanden sind. In diesem Fall wäre der Na₂O+K₂O Gehalt größer als der Al₂O₃ Gehalt.

Abbildung 60B zeigt nun einen deutlichen peraluminosen Trend der Gneis- und Granitproben. Dies bedeutet, dass überwiegend ein erhöhter Aluminiumanteil in den Gesteinsproben vorhanden ist. Die Proben SP59 und 73 sind I-Typ Granite aus den Bereichen Schmähthaschen und Türkenfeld.

Die Hauptelemente können herangezogen werden, um einen Gesteinstyp zu bestimmen. Mit dem TAS Diagramm (Middlemost 1994), welches zur Klassifikation der Plutonite dient, sind alle Proben ausgewertet worden. Middlemost (1994) verwendete die Alkalien Na₂O und K₂O und den SiO₂-Gehalt um eine Form des Streckeisendiagramms zu erhalten (Streckeisen, 1976). Im Gegensatz zum Streckeisendiagramm kann hier mit geochemischen Daten gearbeitet werden und es muss nicht der Modalbestand zur Klassifikation herangezogen werden. Die zuvor ausgeschiedenen Paragneise und Basalte werden in dieser Darstellung nicht dargestellt. Ein Großteil der Proben liegt im Feld

Lamprophyre sind Ganggesteine, welche mesokrat bis melanokrat erscheinen. Die dunklen Gemengteile bilden Biotit, Hornblende und Klinopyroxen. Die hellen Anteile sind Alkalifeldspat, Plagioklas und Quarz, welche aber niemals als Einsprenglinge vorliegen. Die Lamprophyre werden nach Woolley et al. (1996) in Kalkalkali-Lamprophyre und Alkali-Lamprophyre eingeteilt. Kalkalkali-Lamprophyre (SiO_2 reicher) sind Minette, Voigesit, Kersantit und Spessartit. Die Alkali-Lamprophyre werden in Camptonit, Monchiquit und Alnöit klassifiziert und beinhalten neben den Feldspäten auch Foide oder Olivin.

Da die Ganggesteine aus dem Untersuchungsgebiet kein primäres Gefüge und Textur aufweisen, kann eine Klassifikation der Proben nach Woolley et al. (1996) nicht erfolgen. Anstelle dessen wurden die Proben in ein TAS Basalt-Klassifikationsdiagramm nach Middlemost (1994) geplottet (Abbildung 62). Die Proben fallen in diesem Diagramm in das Feld basaltische Trachyandesite.

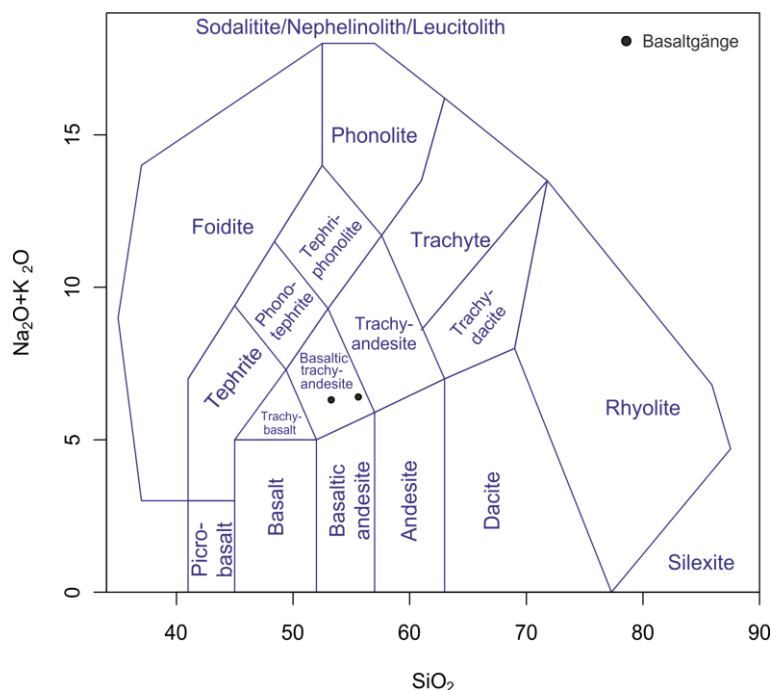


Abbildung 62: Basaltdiskriminierung mittels TAS Diagramm nach Middlemost (1994). Beide Proben, SP60 und SP67, plotten im Feld Basaltic-Trachyandesite

Auffällig bei den Basaltgängen der erhöhte bei Al_2O_3 -, Fe_2O_3 - und CaO -Anteil. Bei den Spurenelementen sind vor allem Strontium, Cer und Vanadium als angereichert zu betrachten.

4.3 Geotektonische Diskriminierung

Um eine Klassifikation der Granitoide bezüglich des geotektonischen Setting zu treffen, haben sich die Spurenelementdiagramme nach Pearce et al. (1984) oder Harris et al. (1986) als geeignet erwiesen. In diesen Arbeiten haben sich Y, Yb, Rb, Ba, K, Nb, Ta, Ce, Sm, Zr und Hf als am besten geeignete Elemente für eine Diskrimination nach der geotektonischen Position herausgestellt. Pearce et al. (1994) verwenden in seinen Diagrammen bevorzugt Rb, Y und Nb um vier Bildungsmilieus zu unterscheiden: ORG (Ozeanische Rücken Granite), VAG (Inselbogensgranite), WPG (Intraplattengranite) und syn COLG (Kollisionszonengranite). Harris et al. (1986) hingegen unterscheiden zwischen VAG und COLG mittels Rb/Zr gegen SiO₂.

Als erstes wird versucht eine Abtrennung des Setting WPG mit den Diagrammen nach Pearce et al. (1984) durchzuführen. Dazu wird Nb gegen SiO₂ geplottet, die Trennung erfolgt in dieser Darstellung ab ca. 25 [ppm] Nb (Abbildung 63A).

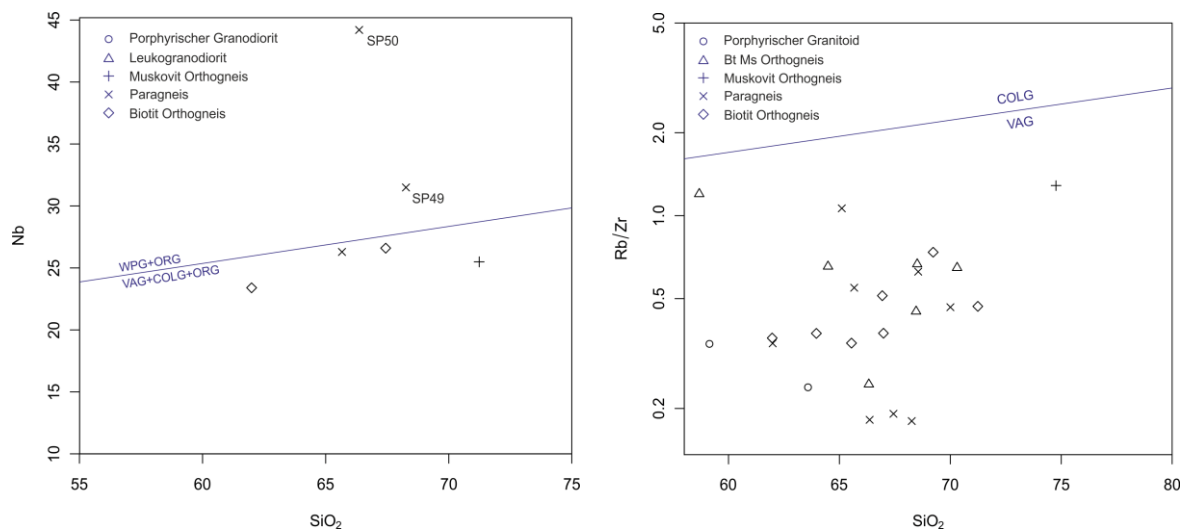


Abbildung 63: Abbildung A zeigt die Diskriminierung von WPG und OPG gegen VAG, COLG und ORG nach Pearce (1984). Die Abbildung B zeigt die Trennung von VAG und COLG nach Harris et al. (1986). Alle Proben plotten deutlich im Feld Vulkanbogensgranite

In Abbildung 63A plotten die Proben SP49 und SP50 im Bereich der WPG und ORG Granite, alle anderen Proben plotten im Feld der VAG, COLG und ORG. Alle Proben, welche nicht geplottet wurden lagen für Nb unter dem Detektionslimit von 20 [ppm]. Dies bedeutet, dass auch diese Proben nicht zu den WPG Graniten zählen können.

In den vorangegangenen Diagrammen konnte eine Herkunft der Granite als Intraplattengranite Großteils ausgeschlossen werden. Eine Diskrimination von VAG und COLG führte Harris et al. (1986) mittels der Elemente Rb und Zr gegen SiO_2 durch. Rubidium und Zirkonium werden hier als Verhältniswert dargestellt. Mit diesem Diagramm (Abbildung 63B) konnte nun festgestellt werden, dass alle Proben im Feld der Vulkanbogengranite plotten.

Zur Bestätigung des Ergebnisses kann nun trotz eingeschränkter Daten eine Diskrimination nach Pearce et al. (1984) durchgeführt werden. Zu diesem Zweck werden alle Niobwerte, welche unter dem Detektionslimit von 20 [ppm] liegen, mit einem Maximumwert von 20 [ppm] angenommen. Überschreiten nun die Werte der X-Achse den Grenzwert für die WPG und ORG Granite nicht, so können diese Settings ausgeschlossen werden. Wie in diesem Diagramm deutlich ersichtlich ist (Abbildung 64), plotten die meisten Proben im Feld VAG und WPG, also kann ein ORG Setting ebenfalls ausgeschlossen werden, womit die Herkunft der Granitoide aus einem Vulkanbogengranit-Setting bestätigt werden kann.

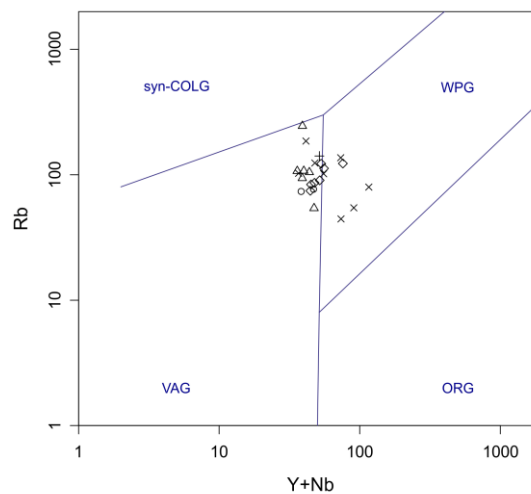


Abbildung 64: Diskriminationsdiagramm nach Pearce (1994) zur Trennung von WPG, syn-COLG, VAG und ORG Settings.

Zur weiteren Differenzierung und Herleitung von möglichen Settings bei der Entstehung der subalkalischen kalkalkalinen Magmatite wurde ein binärer Plot nach Batchelor und Bowden (1985) angewendet. Dieser Plot verwendet Hauptelemente zur Diskriminierung und Darstellung von möglichen tektonischen Settings (Abbildung 65). Die Einteilung bzw. Klassifizierung der tektonischen Settings erfolgte nach Pitcher (1979, 1982).

Die Gruppe der Proben, welche in den synkollisionalen Bereich fällt, sind auch jene, welche in Abbildung 59 als S-Typ Granite ausgewiesen wurden. Diese stellen damit typische synkollisionale Magmatite dar. Ebenfalls in diesen Bereich fallen anatektische Schmelzbildungen. Gut zu erkennen ist auch, dass die geplotteten Proben generell in die frühe bis mittlere Phase eines Gebirgsbildungszykluses fallen. Die Proben, welche in die Bereiche Pre-plate Collision und Post collision uplift fallen wurden als I-Typ Granite ausgewiesen (Abbildung 66).

Generell gilt für dieses Diagramm, dass die Magmenquelle sich von hohen R1 ($R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$) und R2 ($R2=6Ca+2K+Al$) Werten zu geringen R1 und R2 Werten während eines Gebirgsbildungszykluses entwickelt. Zusätzlich kommt es nach der Abtrennung vom Stammagma zu weiteren Fraktionierungsprozessen und Differenzierung, welche zu einer Verschiebung in Richtung von höheren R1 Werten führt (Pitcher 1979,1982; Harris et al. 1986).

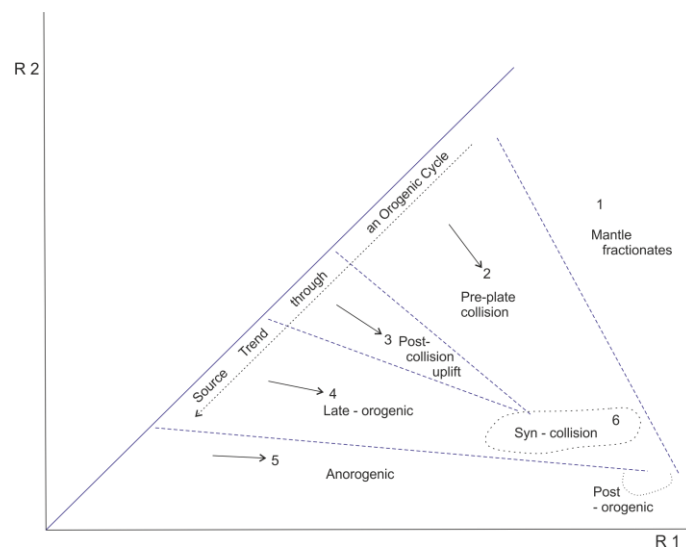


Abbildung 65: Zusammenfassung der Hauptgruppen der Granitoide nach Pitcher (1979, 1982) und Harris et al. (1986). Petrologische Äquivalente nach Lameyre and Bowden (1982): Gruppe 1 – tholeiitisch; Gruppe 2 – kalkalkalin und trondhjemitisch; Gruppe 3 – hoch kaliumreich kalkalkalin; Gruppe 4 – subalkalin monzonitisch; Gruppe 5 – alkalisch und peralkalin; Gruppe 6 – anatektische zwei Glimmer Leukogranite. $R1 = 4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$; $R2 = 6Ca+2Mg+Al$

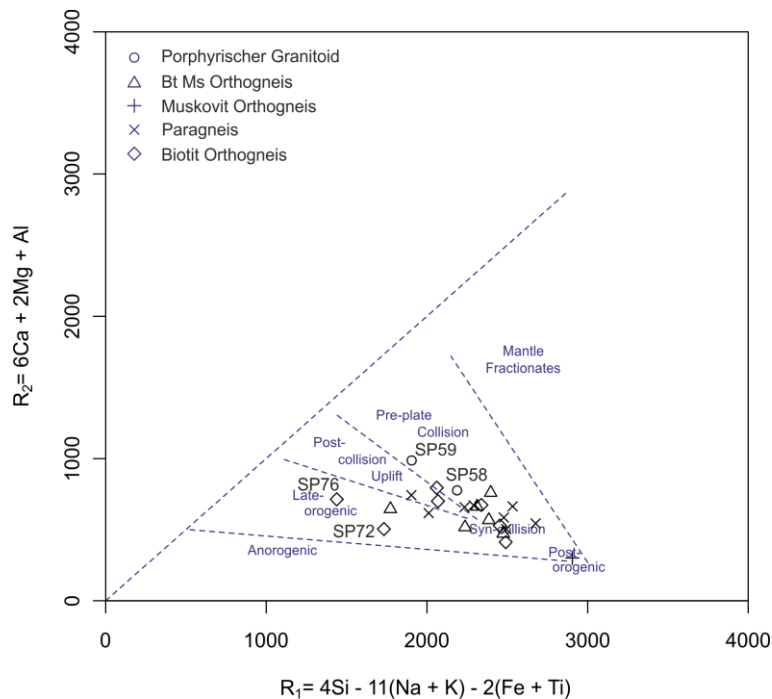


Abbildung 66: R1-R2 Diagramm nach Batchelor and Bowden (1985). Die geplotteten Proben im Syn-collision Bereich sind vorwiegend die S-Typ Granite (rechts von Trennlinie). Die I-Typ Granit Proben befinden sich links des Syn-collision Feldes und zeigen eine Schmelzzusammensetzung von Pre-plate Collision, Post-collision Uplift und Late-orogenic Magmatiten.

4.4 Geochemische Trends

Zur weiteren Charakterisierung der Orthogesteine wurden so genannte Harker Diagramme (Harker 1909) angewandt. Diese Diagramme werden verwendet um Trends aber auch Abweichungen bzw. Anomalien anzuzeigen. In dieser Arbeit werden die Hauptelemente sowie die Spurenelemente gegen SiO₂ geplottet.

Hauptelemente

Wie im geologischen Überblick bereits erwähnt wurde, können wir von mehreren Intrusionsereignissen während eines plattentektonischen Events ausgehen. Diese Annahme führt weiter zur Vermutung, dass sich die Magmen dabei differenziert haben, also weiter fraktioniert wurden. Um diese Annahme zu bestätigen werden die Hauptelemente in so genannten Harker Diagrammen gegen SiO₂ geplottet (Abbildung 67). Dabei sind die Trends der Oxide Al₂O₃, MgO, CaO, TiO₂, P₂O₅, sowie FeO_t gut erkennbar. Die sinkenden

Werte mit Zunahme des SiO_2 Gehaltes dieser Elemente können auf die Kompatibilität bei den Fraktionierungsprozessen zurückgeführt werden.

Beispiele hierfür können die Kristallisation von Feldspäten (Al_2O_3), wie Plagioklase (CaO) sein. Ebenso kommt es zu einer Abreicherung von MgO durch das auskristallisieren von Biotit und Amphibol in granitischen Schmelzen. Der negative Phosphortrend kann durch die Kristallisation von Apatit erklärt werden.

Das Oxid K_2O zeigt einen gleichbleibenden Gehalt mit einer Zunahme des SiO_2 Gehaltes. Auffällig ist auch das Oxid Na_2O , welches einen gleichbleibenden Trend um 3,5 Gew.% Na_2O zeigt. Keines der beiden Oxide zeigen einen Differentiationstrend.

Spurenelemente

Die Trends der Spurenelemente können in zwei Gruppen eingeteilt werden. Sie Spurenelemente Ba, Sr, Zr sowie die mg# ($\text{mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$; gibt Auskunft über die Änderung der Molaren Verhältnisse von Mg und Fe) nehmen mit steigendem SiO_2 Gehalt ab (Abbildung 68). Die Abnahme von Zirkon ist nicht typisch, da Zirkon ein inkompatibles Element ist. Es kann aber auch sein, dass die Schmelze einen erhöhten Zirkongehalt aufweist und die Sättigungsgrenze überschritten wird. In diesem Fall kommt es zur Auskristallisation von Zirkon aus der Schmelze und somit zur Abreicherung im Gestein. Bei Barium handelt es sich ebenfalls um einen nicht typischen Trend, da Barium gleich wie Zirkon inkompatibel ist. Barium kann vermehrt in Feldspäten eingebaut werden.

Die Elemente Rb sowie das A/CNK Verhältnis ($=\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) und das $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ Verhältnis nehmen mit steigendem SiO_2 Gehalt zu. Rubidium ist ein inkompatibles Element, also kommt es bei fortschreitender Entwicklung des Magmas zur Anreicherung in der Restschmelze. Das A/CNK Verhältnis und das $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ Verhältnis zeigen einen normalen magmatischen Trend.

Bei den Elementen Ca, La und Y ist kein Differentiationstrend erkennbar.

Multiple plot of SiO₂ vs. Al₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, P₂O₅, FeOt

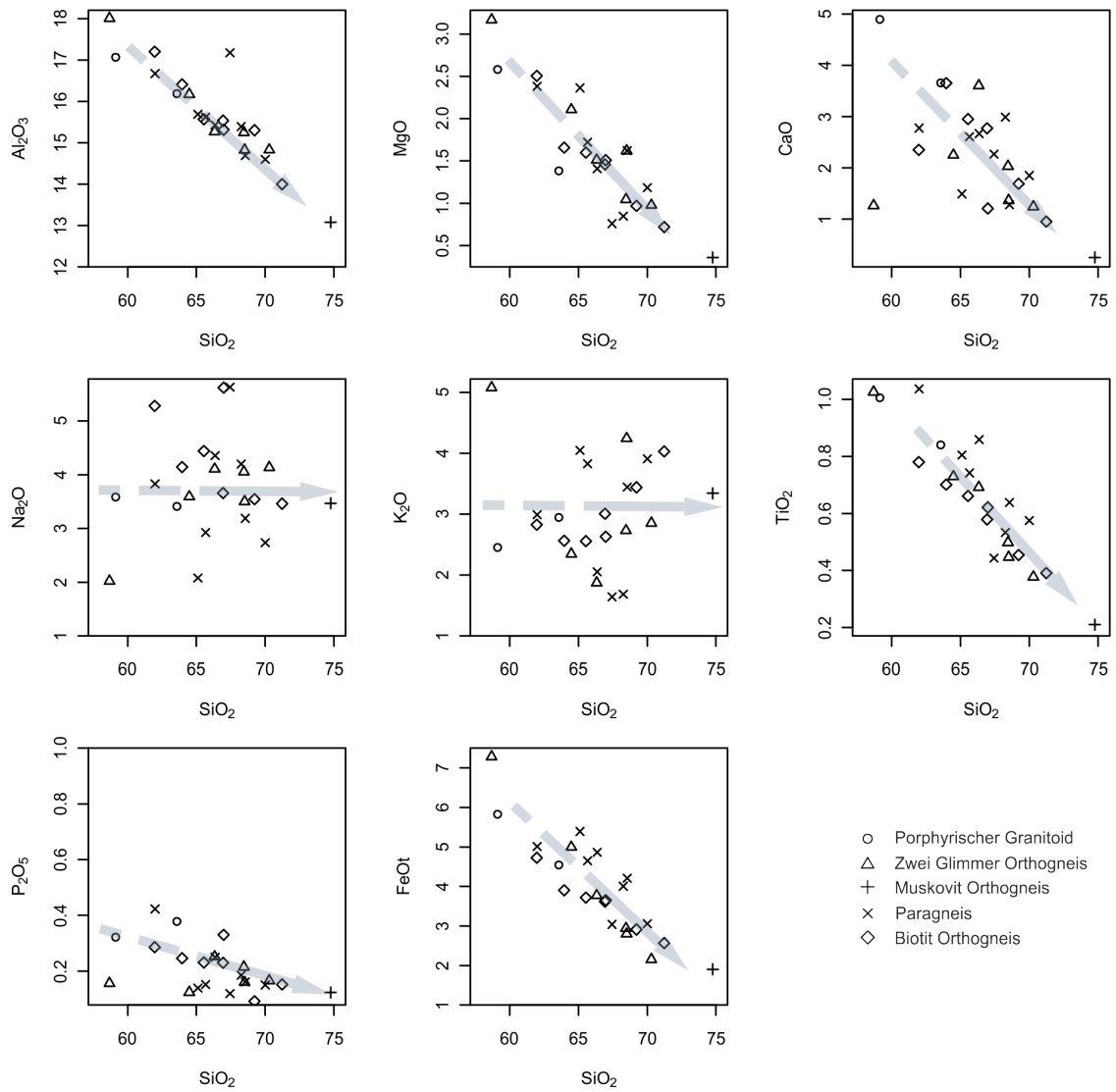


Abbildung 67: Harker Diagramme der Hauptelemente gegen SiO₂ geplottet. Die Pfeile geben die generellen Trends der einzelnen Elemente wieder.

Multiple plot of SiO₂ vs. Ba, Ce, La, Rb, Sr, Y, Zr, mg, A/CNK, K₂O/Na₂O

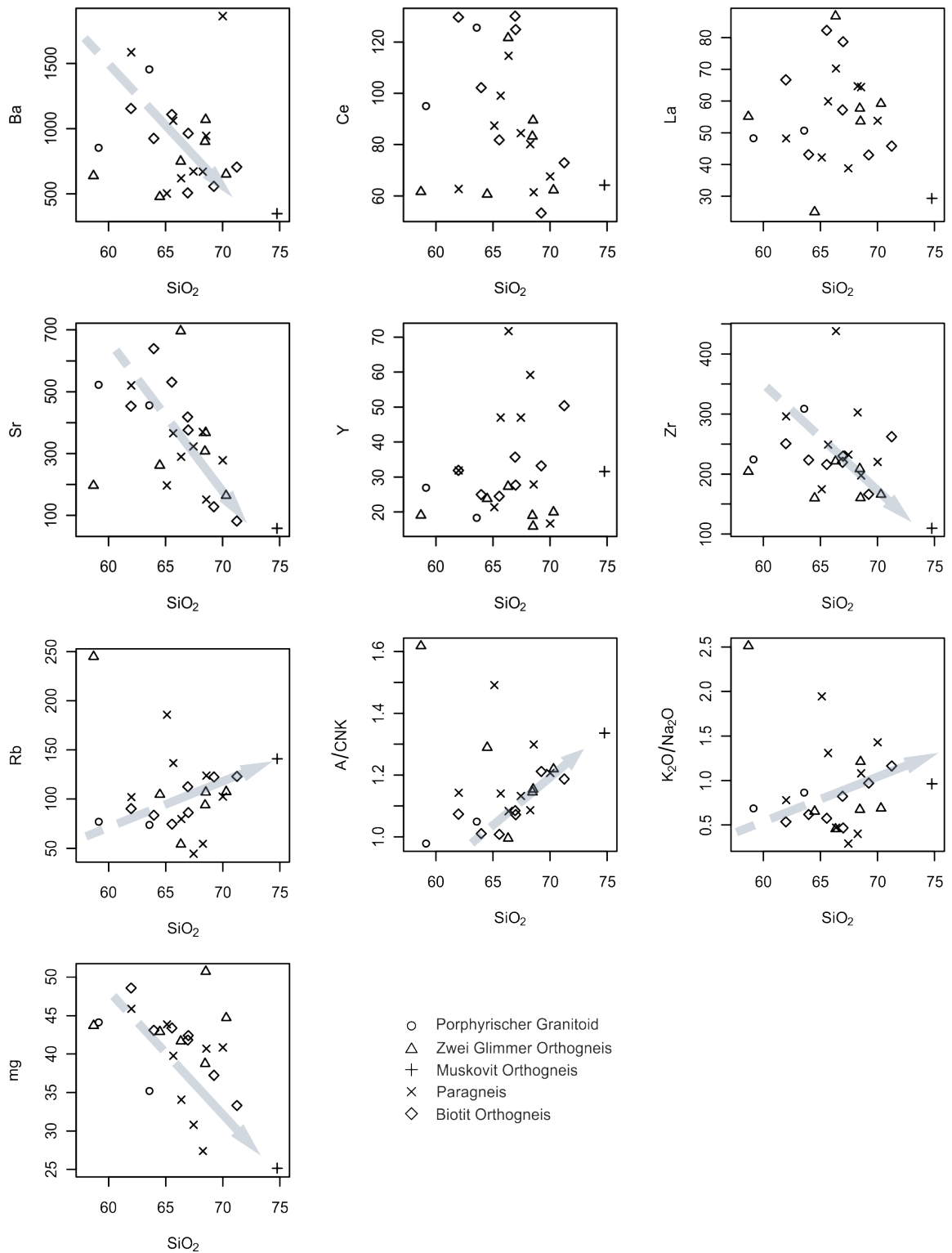


Abbildung 68: Harkerdiagramme der Spurenelemente gegen SiO₂ geplottet. Die Pfeile geben die generellen Trends der einzelnen Elemente wieder.

5 Geochronologie

5.1 Methodik

Die Isochronenmethode (Nicolaysen 1961) hat sich in den vergangenen Jahrzehnten als ein sehr gutes Verfahren etabliert um Altersdatierungen an Gesteinen durchzuführen. Diese Methode beruht auf dem radioaktiven Zerfall von Isotopen, wobei die Anzahl der radioaktiven Isotope mit der Zeit sinkt und die der stabilen Isotope steigt. Dieses spezielle Verhältnis von „Mutterisotopen“ zu „Tochterisotopen“ kann nun in einem Isochronenplot aufgetragen werden. Hat man zwei Isotopenverhältnisse der gleichen Probe (Mineral A gegen Mineral B oder Mineral A gegen Gesamtgestein), kann eine Isochrone (Abbildung 69) erstellt werden. Die Steigung (Formel 2) der Isochrone ergibt das Alter der Probe und umgekehrt. Damit gilt auch, dass wenn die Steigung bekannt ist das Alter berechnet werden kann (Formel 3).

Formel 2: **Steigung der Isochrone**

$$m = (e^{\lambda t} - 1)$$

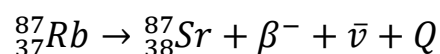
m= Steigung der Isochrone; λ =Zerfallskonstante; t=vergangene Zeit

Formel 3: **Berechnung des Alters**

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln (m + 1)$$

m= Steigung der Isochrone; λ =Zerfallskonstante; t=vergangene Zeit

Formel 4: **Zerfall von ^{87}Rb zu ^{87}Sr**



β^{-} = Beta-Partikel ; $\bar{\nu}$ = Antineutrino; Q=Zerfallsenergie

Die hier angewendete Isochronenmethode benutzt Strontium und Rubidiumisotope, welche in Biotiten und dem Gesamtgestein analysiert werden. Unter der Voraussetzung eines geschlossenen Systems, während des Zerfalls des radioaktiven Isotops ^{87}Rb zu ^{86}Sr (Formel 4), kommt es nun zur Änderung der Isotopenverhältnisse im geschlossenen System. In Diesem Fall wurde das Mineral Biotit als geschlossenes System angewendet.

Es wird angenommen, dass die Diffusion von Isotopen über die Biotit Korngrenzen unter ca. $300\text{-}350^\circ\text{C}$ nicht mehr möglich ist und damit ab diesem Zeitpunkt ein geschlossenes System vorhanden ist. Durch diese Schließtemperatur ist nun die Anwendung der Isochronenmethode durch Messung der Isotopenverhältnisse von ^{87}Rb und ^{86}Sr beschränkt. Es kann nur jene Zeitdauer bestimmt werden, seit der das Gestein unter die Temperatur von ca. $300\text{-}350^\circ\text{C}$ gesunken ist. Diese Temperatur entspricht somit einem Bereich entlang eines retrograden Temperaturpfads während der Metamorphose. Das nun bestimmte Alter ist das Alter seit der letzten Metamorphose an dem das Gestein in Folge der Exhumierung unter $300\text{-}350^\circ\text{C}$ abgekühlt wurde. Die verschiedenen Isotopensysteme mit den unterschiedlichen Schließtemperaturen sind in Abbildung 70 abgebildet.

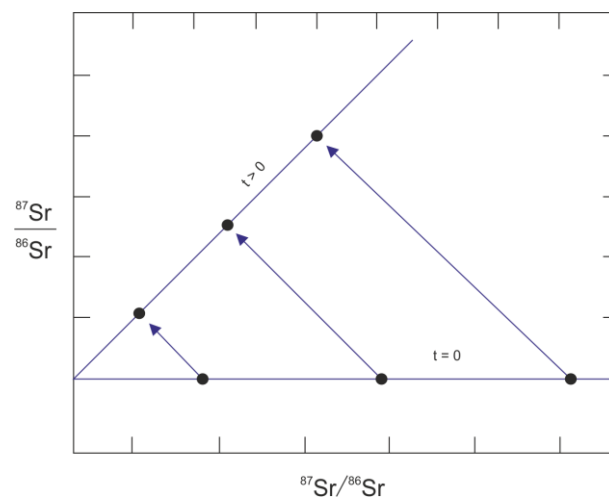


Abbildung 69: Schematische Darstellung der Entwicklung der Isotopenverhältnisse in einem geschlossenen System und die Änderung der Steigung der Isochrone.

Die mechanische und chemische Probenaufbereitung für die Rubidium- und Strontiumisotopen Analyse wurde an der Geologischen Bundesanstalt in Wien durchgeführt. Die benötigten Minerale sind durch Standardmethoden für das Zerkleinern, Mahlen, Sieben und der magnetischen Separation abgetrennt worden. Die benötigte

Probenmenge zur Lösung der Proben betrug 100 Milligramm des Gesamtgesteinspulvers und 200 Milligramm der Biotitminerale.

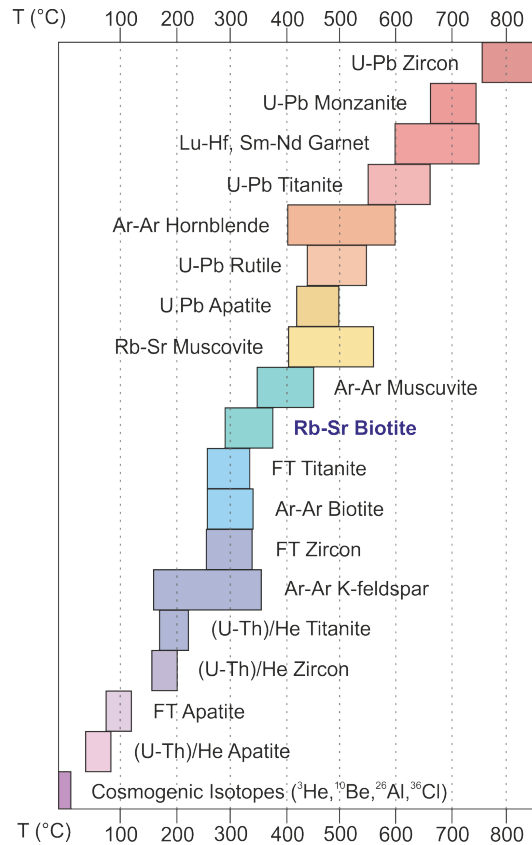


Abbildung 70: Darstellung der unterschiedlichen Isotopensysteme mit den dazugehörigen Schließtemperaturbereichen und Mineralen. Umgezeichnet nach Baldwin et al. (2006).

Die chemische Probenaufbereitung wurde nach der Methode von Sölva et al. (2005) durchgeführt. Die Isotopenmessung ist auf der Universität Wien am Institut für Lithosphärenforschung durchgeführt worden. Die gespikten Rubidium-Verhältnisse wurden an einem Finnigan® MAT 262 gemessen und die ungespikten Strontium Verhältnisse an einem ThermoFinnigan® Triton TI TIMS. Das Strontium wurde von einem Rhenium Doppelfilament evaporiert, das Rubidium von einem Tantal Filament. Während der Messungen auf dem ThermoFinnigan® Triton TI TIMS ergab der Standard NBS987 einen Wert von $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} = 0.710248 \pm 4$ ($n=17$). Die Altersberechnungen wurden mit der Software ISOPLOT 2.49 von Ludwig (2001) durchgeführt: die Rubidium Zerfallskonstante von Nebel et al. (2011) beträgt $1,393 \times 10^{-11}$ Jahre.

5.2 Daten

Wie in der Tabelle 9 und Abbildung 71 ersichtlich, weisen die Proben aus der Umgebung der Unteren Bodenhütte (SP53/54/56/58/59/60) ein Alter von 84,9 bis 86,4 Millionen Jahren auf. Berücksichtigt man die Standardabweichungen kann man für diese Proben ein und dasselbe Alter annehmen. Einen größeren Altersunterschied zeigen die Proben SP79/80/81 vom und um den Hochreichardt (Abbildung 72). Der Unterschied von jeweils vier Millionen Jahren kann nicht mehr gleichgesetzt werden. Die Probe SP62 (Abbildung 72) aus dem Vorwitzbachtal weist wiederum ein ähnliches Alter wie die Proben der Unteren Bodenhütte auf.

Bei den Isochronen Plots (Abbildung 71, Abbildung 72) kann deutlich veranschaulicht werden, dass durch die Zwei Punkt Isochronentechnik der MSWD Wert (Mean square weighted deviation) den Wert Null annimmt und somit die Unsicherheit der Lage der Isochrone theoretisch nicht vorhanden ist. Dafür muss aber eine äußerst saubere Probenaufbereitung gewährleistet sein um eventuelle analytische Fehler so klein wie möglich zu halten. Der Schnittpunkt der Isochrone mit der Y-Achse ergibt den Initialwert des Strontiumverhältnisses $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Der Initialwert ist jenes Strontiumverhältnis, welches das frisch geschlossene System aufwies. Die Standardabweichung beträgt in jedem Fall zwei Sigma.

Tabelle 9: Messergebnisse der Altersdatierung mittels Rubidium- Strontium- Isotopenmessung.

Probe	Material	Rb [ppm]	Sr [ppm]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2Sd(m)	Alter [Ma]
SP53	WR	108,1	168,3	1,8612	0,714706	0,000004	86.4 ± 0.9
SP53	Bt	628,2	31,48	58,163	0,782542	0,000005	
SP54	WR	90,93	317,5	0,8290	0,710423	0,000004	85.4 ± 0.8
SP54	Bt	535,0	18,40	84,986	0,810618	0,000005	
SP56	WR	100,8	267,3	1,0924	0,712816	0,000004	85.3 ± 0.8
SP56	Bt	438,5	5,442	239,79	0,996507	0,000006	
SP58	WR	72,97	470,4	0,4490	0,708325	0,000004	84.9 ± 0.8
SP58	Bt	356,1	7,182	145,92	0,880531	0,000005	
SP59	WR	74,66	539,5	0,4005	0,708124	0,000004	83.7 ± 0.8
SP59	Bt	287,1	6,571	128,27	0,857332	0,000004	
SP60	WR	78,78	945,7	0,2411	0,706782	0,000004	85.3 ± 0.8
SP60	Bt	298,9	10,19	85,705	0,807810	0,000008	
SP62	WR	118,8	130,4	2,6421	0,724216	0,000004	84.8 ± 0.8
SP62	Bt	619,9	1,194	1815,0	2,837138	0,000015	
SP79	WR	121,9	86,14	4,1077	0,735010	0,000004	80.6 ± 0.8
SP79	Bt	680,1	7,168	283,76	1,049251	0,000006	
SP80	WR	74,69	549,5	0,3934	0,707748	0,000004	76.3 ± 0.8
SP80	Bt	401,5	5,531	214,73	0,935750	0,000005	
SP81	WR	89,93	647,0	0,4022	0,707143	0,000004	84.3 ± 0.8
SP81	Bt	452,5	5,280	255,25	1,006528	0,000006	

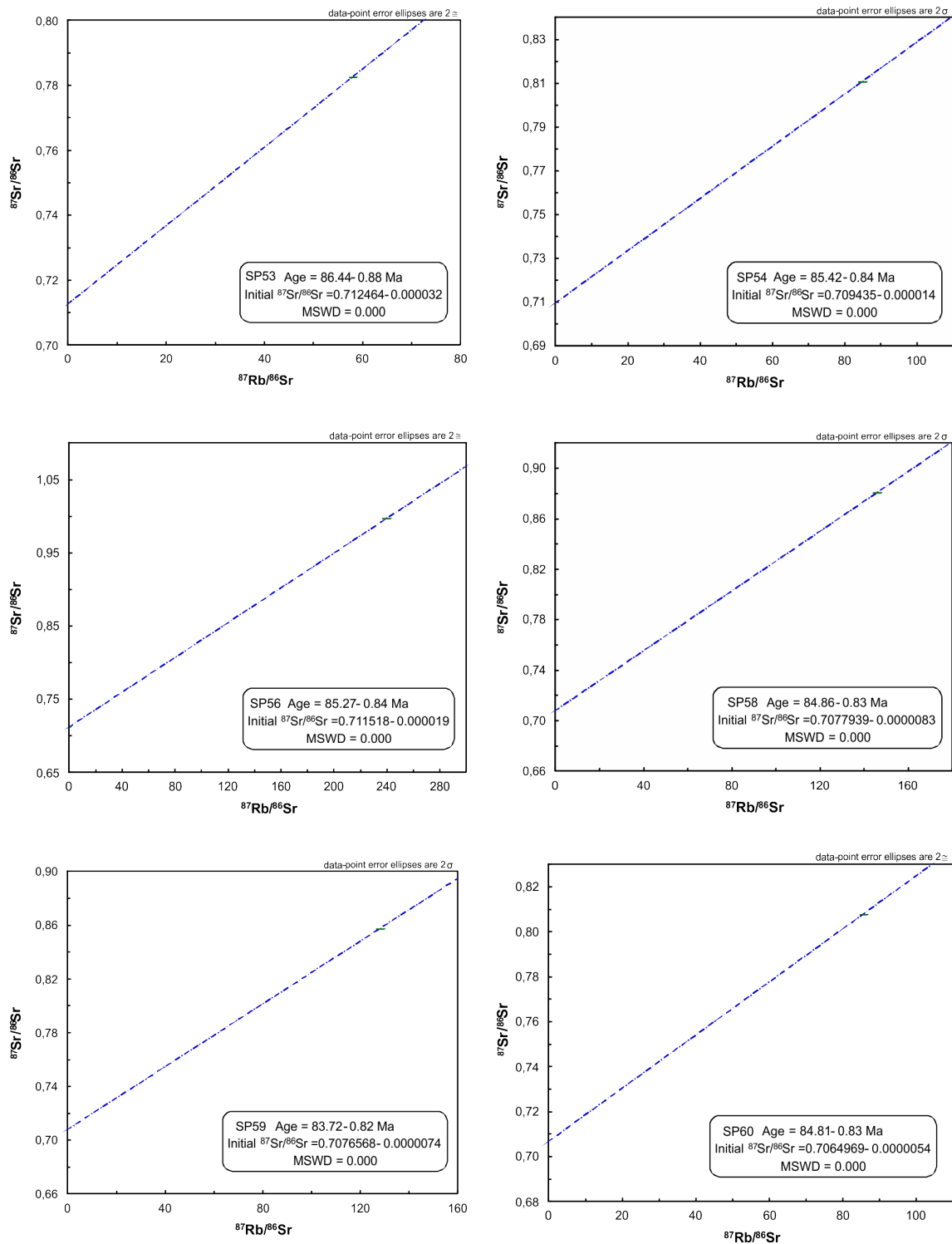


Abbildung 71: Isochronenplots der Proben SP53/54/56/58/59/60 mit berechneten Altersdaten, erstellt mit dem Programm ISOPLOT 2.49 von Ludwig (2001).

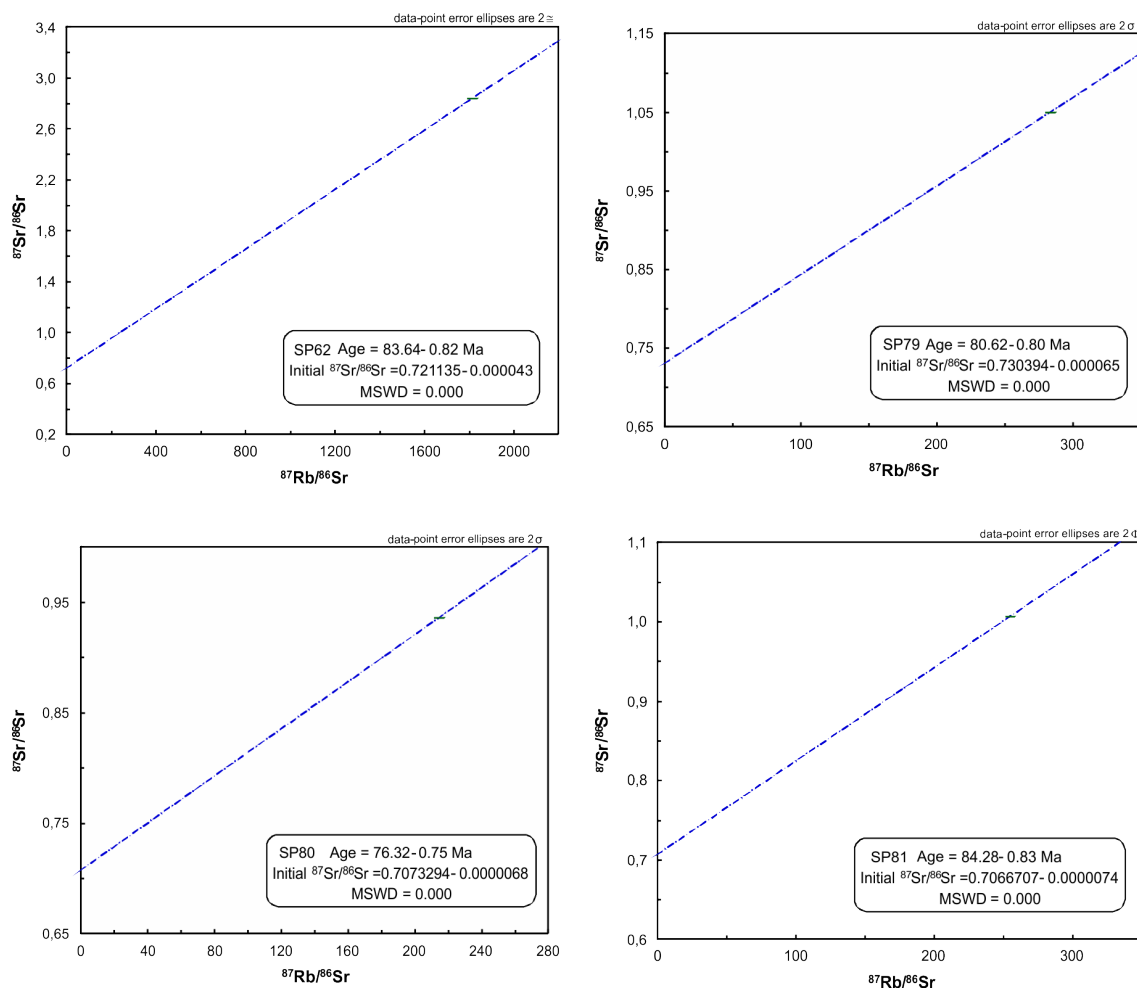


Abbildung 72: Isochronenplots der Proben SP62/79/80/81 mit berechneten Altersdaten, erstellt mit dem Programm ISOPLOT 2.49 von Ludwig (2001).

Die Geochronologieproben wurden im Kapitel Geochemie klassifiziert und dadurch festgestellt, dass die Hälfte der Proben I-Typ Granite sind und die andere S-Typ Granite. Die I-Typ Granite stammen von der Unteren Bodenhütte/Schmähtaschen (SP58/59) und dem Sundsee (SP80/81), die S-Typ Granite sind ebenfalls von der Unteren Bodenhütte/Weinmeisterboden (SP53/54/56), dem Vorwitzbach/Papstriegl (SP62) und dem Hochreichhart (SP79). Die Probe SP60 von der Unteren Bodenhütte/Schmähtaschen wurde als Metamprophyr identifiziert. Die Klassifikation nach Middlemost (1994) mittels TAS Diagramm für Plutonite ergab, dass die Proben SP53/62 u.79 Granite und die Proben SP54/56/58/80 u. 81 Granodiorite sind. Nur die Probe SP59 wurde als Quarz-Monzodiorit klassifiziert. Die Metamprophyrprobe SP60 konnte als basaltischer Trachyandesit, mittels TAS Diagramm für Basalte nach Middlemost (1994), ausgewiesen werden. Die geographische Lage der Proben und deren Alter kann aus der Abbildung 73 entnommen werden.

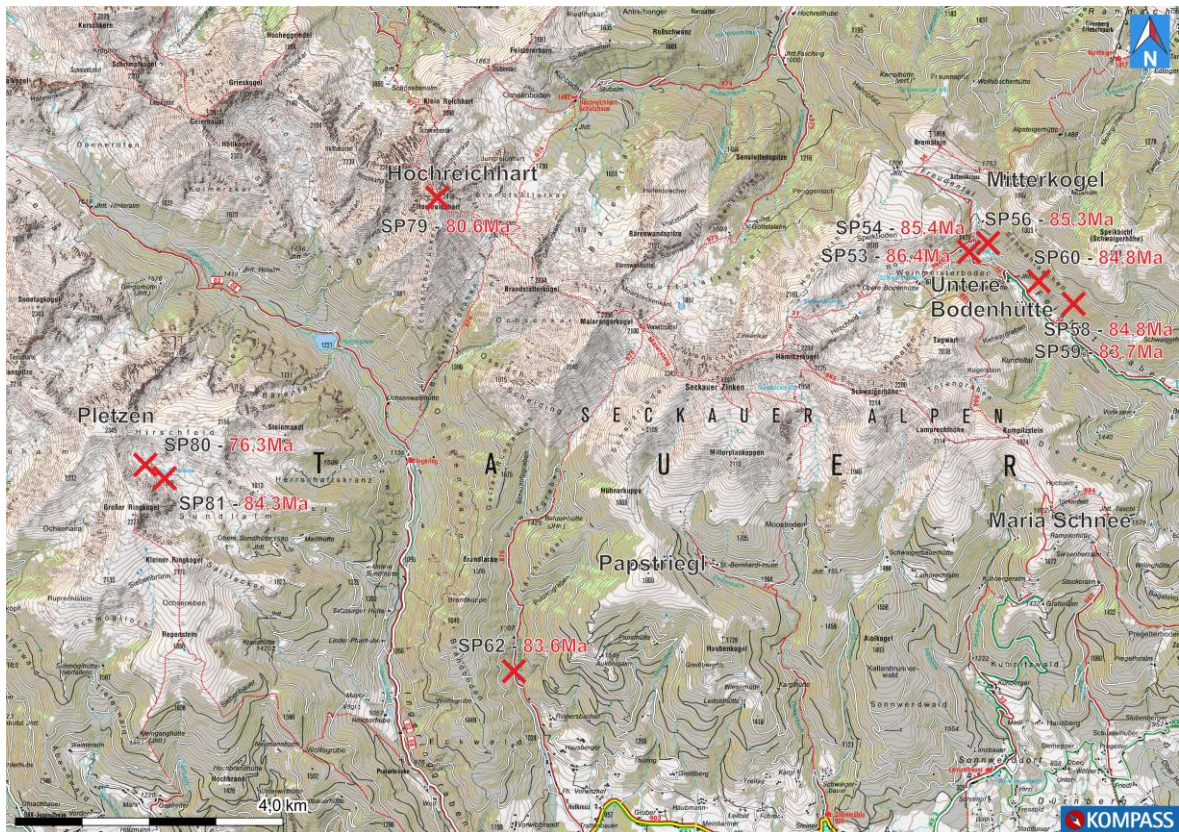


Abbildung 73: Darstellung der Probenpunkte der Geochronologieproben inkl. der berechneten Alter. (Kompass Digital Map Version 2.4.16.0.)

6 Ergebnisse

6.1 Lithologien

6.1.1 Untere Bodenhütte

Zusammenfassend kann nun aufgrund der lithologischen Beschreibung eine Gliederung der lithologischen Einheiten erfolgen. Diese Gliederung erfolgt nach makroskopischen und mikroskopischen Gesichtspunkten. Die Rannachformation im Bereich Bremstein und Freudental kann in folgende Einheiten gegliedert werden: An der Basis befindet sich eine Marmorlage und die darauf abgelagerten quarzitischen Sedimentgesteine können in Phyllite, Feinkonglomerate, Mittelkonglomerate und Grobkonglomerate unterteilt werden (Abbildung 21). Diese Abfolge zeigt einen fining upward Trend. Dieser Trend ist kein durchgehender, sondern teilt sich in zwei Zyklen auf. Diese Zyklen werden unterstützt durch den Anteil des Feldspatanteils in den einzelnen Lagen (Abbildung 21). Der Anteil an Feldspäten in den Lagen nimmt von der Basis her ab, bis zum Phyllit in dem keine Feldspäte auftreten. Ab dem Phyllit beginnt der Feldspatanteil wieder zu steigen, bis hin zur obersten Lage Feinkonglomerat am Bremstein, wo er sein Maximum erreicht.

Die Rannachformation liegt gleichmäßig einfallend in Richtung NW auf dem Seckauer Kristallin. Die Grenze zwischen dem Cover (Rannachformation) und dem Basement (Seckauer Kristallin) verläuft über den Sattel zwischen Bremstein und Mitterkogel, dem Antonikreuz. Das Seckauer Kristallin tritt hier als geschieferter Muskovit-Orthogneis auf und geht dann in Richtung Mitterkogel in einen ungeschieferten Muskovit-Orthogneis über. Dieser Übergang wird außerdem von einer Störung begleitet, welche von Norden nach Süden ca. 250m westlich des Mitterkogels verläuft. Östlich des Mitterkogels auf ca. 1800m Seehöhe tritt zum ersten Mal der wenig bis nicht deformierte Porphyrische Granitoid auf. Der Übergang ist durch eine starke kataklastische Zerlegung der Gesteine begleitet. Das Seckauer Kristallin fällt generell nach NW ein, wobei eine Lagerung des Porphyrischen Granitoides nicht mit Bestimmtheit festgestellt werden konnte, da kaum Deformationsstrukturen zu beobachten sind. Erwähnenswert sind in diesem Bereich die Metalamprophyre, welche den Porphyrischen Granitoid im Bereich Schmähtaschen, mit einer Mächtigkeit von wenigen Metern, diskordant durchschlagen. Eine primär

magmatische Struktur ist nicht mehr zu beobachten, doch treten vermehrt Titanite und Allanite in Millimeter großen Körnern auf.

Westlich des Feistritzbaches ergibt sich ein gering unterschiedliches Bild, am Übergang vom Cover zum Basement. Der basale Marmor der Rannachformation kann hier nicht angetroffen werden. Der Übergang zum Basement ist im Bereich Roßleiten ebenfalls nicht direkt zu beobachten und wird durch die Aufschlusssituation erschwert, da am Fuße der Roßleiten vermehrt kleinere Massenbewegungen auftreten und Schutthalden bilden. Die Rannachformation liegt hier auf einem Zwei-Glimmer-Orthogneis, welcher im Allgemeinen in Richtung SO einfällt. Verlaufend in Richtung Süden kommt es zu keiner Änderung mehr in der Lithologie. Wie der Porphyrische Granitoid zum Zwei-Glimmer-Orthogneis gelagert ist konnte nicht geklärt werden, da die Grenze entlang des Feistritzbaches verläuft und am Fuße des Freudentals stark bewaldet ist. Die Zwei-Glimmer-Orthogneise wurden von Metz (1967) als Produkte einer Granitisierung der Rannachformation angesehen und damit zum Cover des Mittelostalpins gezählt. Die Granitisierung wird aktuell nicht mehr als Metasomatischer Prozess anerkannt, darum ist der Zwei-Glimmer-Orthogneis zum Basement des Seckauer Kristallin zu zählen.

6.1.2 Maria Schnee

Im Untersuchungsgebiet um Maria Schnee kann keine Grenze zwischen Cover und Basement des Mittelostalpins angetroffen werden. Die hier von Metz kartierten R-Gneise (Gneise hervorgegangen aus der Rannachformation durch die sogenannte Granitisierung) sind im Zuge der Untersuchungen als Zwei-Glimmer-Orthogneise ausgeschieden worden. Diese Orthogneise sind geschiefert, haben aber eine magmatische Textur, und einen extrem hohen Anteil an Feldspäten. Namensgebend sind hier die Glimmerminerale Biotit und Muskovit, wobei der Anteil an Biotit überwiegt. Dieser Orthogneis fällt nördlich von Maria Schnee konstant nach SW ein, taucht oberhalb von Maria Schnee ab und kommt dann als ein Band mit einer Mächtigkeit von bis zu mehreren Zehnermetern auf Höhe der Ramplerhütte wieder zu Tage. Das Einfallen der Lagen zeigt hier in Richtung NO. Die darüber liegende Lage bildet ein Biotit-Orthogneis, welcher feinkörnig, melanokrat und geschiefert in Erscheinung tritt. Wenige Meter oberhalb von Maria Schnee kommt dieser Biotit-Orthogneis steil stehend an die Oberfläche und überlagert den Zwei-Glimmer-Orthogneis auf Höhe der Ramplerhütte. Ungefähr 800 Meter südlich von Maria Schnee, ist

an einer Forststraße, welche in Richtung Osten zur Siebenherzalm führt, eine Störung anzutreffen. Diese Störung verläuft von Westen nach Osten und trennt den 2 Glimmer Orthogneis vom unterlagernden Paragneis, welcher konstant in Richtung NNO einfällt. Der Paragneis tritt makroskopisch heterogen auf und nimmt dabei das Aussehen eines flasrigen Orthogneises bis hin zu einem feinkörnigen Biotitgneis an. Manchmal bestätigt erst die Mikroskopische Untersuchung den paragenen Charakter.

6.2 Deformation und Tektonik

In der Rannachformation ist an der Basis ein Marmorhorizont zu beobachten. In diesem Horizont konnten im Kalzit Zwillingsbildungen beobachtet werden. Die Zwillinge sind vom Typ I und Typ II, was bedeutet, dass die Bedingungen während der Deformation zwischen 150 und 300°C gelegen haben. Die runden Quarz und Feldspatkonglomerate sind ein Produkt von Drucklösungsmechanismen. Die beobachteten Schersinnindikatoren sind SC-Gefüge sowie rotierte Porphyroklasten des σ Typs. Die Hauptscherrichtung in der Rannachformation zeigt von WNW nach OSO. Eine zweite untergeordnete Scherrichtung wurde zusätzlich festgestellt, diese verläuft in genau entgegengesetzter Richtung und zwar von OSO nach WNW. Im Bereich der Unteren Bodenhütte tritt diese Scherrichtung in einem Korridor auf, der parallel zum südöstlichen Rand der Rannachformation verläuft. Intrakristalline Deformationsstrukturen in Quarzkristallen zeigen Temperaturbedingungen von maximal 500°C, also grünschieferfazielle Bedingungen während der Deformation.

Aus den Untersuchungen der Gefügedaten der Rannachformation konnte kein übergeordneter Faltenbau abgeleitet werden. Die Lagen fallen in diesem Gebiet generell in Richtung NW ein. Einzig die Zwei-Glimmer-Orthogneise zeigen einen Ansatz eines übergeordneten Faltenbaus. Die Faltenachse verläuft von SO nach NW seicht abtauchend.

Die Metamorphosebedingungen in den Einheiten des Seckauer Kristallin waren ebenfalls grünschieferfaziell und überschritten die 500°C nicht. Dies bestätigen Bulging-Strukturen sowie Subkornrotationen in den Quarzen. Die kataklastische Deformation von Feldspäten zeigt uns ebenfalls kühle (< 500°C) Deformationsbedingungen an.

Im Bereich um Maria Schnee sind auch zwei Hauptscherrichtungen zu beobachten, diese verlaufen ebenfalls von WNW nach OSO und umgekehrt. Dominant ist hier die Bewegung von WNW nach OSO, nur im Süden von Maria Schnee kommt es zu einer geringen

Häufung von WNW gerichteten Bewegungen. Diese treten vor allem in den Paragneisen auf. Aus den makroskopischen Strukturen ergab sich aus den Lagerungsverhältnissen im Untersuchungsgebiet um Maria Schnee, ein übergeordneter Faltenbau mit einer Faltenachse, welche beinahe horizontal von WNW nach OSO verläuft. Dabei kann im Bereich Hochalm von Ost nach West verlaufend eine Antiform und im Bereich Maria Schnee sowie Siebenherzalm eine Synform rekonstruiert werden.

6.3 Geochemie

Die geochemische Unterscheidung zwischen Paragneisen und Orthogneisen wurde nach Werner (1987) durchgeführt. Dabei wurden zwei Paragneisproben (SP47, SP77) und zwei Zwei-Glimmer-Orthogneisproben (SP48, SP56) als paragne Gesteine ausgewiesen.

Weiters wurde versucht die Quelle der Intrusionen des Seckauer Batholithen zu ermitteln. Diese Diskrimination zeigte, dass die wenig deformierten Porphyrischen Granitoide, sowie die Biotit-Orthogneise Produkte eines I-Typ Plutonismus sind. Der Muskovit-Orthogneis und der Zwei-Glimmer-Orthogneis sind Produkte eines S-Typ Plutonismus. Die weitere Unterscheidung der Orthogneise in A-Typ Plutonite ergab, dass eine Zwei-Glimmer-Orthogneisprobe (SP48), eine Probe des Porphyrischen Granitoid (SP58) und eine Paragneisprobe (SP68) in diesen Bereich fallen. Aufgrund ihrer isolierten Standorte und unterschiedlichen Lithologien, ist dieses Ergebnis aber nicht als sicher zu betrachten, viel eher sollten Möglichkeiten, wie eine Alteration der Proben, in Betracht gezogen werden. Die Orthogneise des Seckauer Kristallin zeigen einen peraluminosen Charakter, nur zwei Proben plotten gerade noch im Feld metaluminos. Die Schmelzentwicklung zeigt einen klaren kalkalkalinen Trend und somit eine subduktionsbezogene Entwicklung.

Die Gesteinsklassifikation ergab, dass der Großteil der Proben Granodiorite sind. Als zweithäufigste Gesteinsart tritt der Granit in Erscheinung und vereinzelt kommen Quarz Monzodiorite und Quarz Monzonite vor. Außergewöhnlich sind die Metalamprophyre im Bereich Schmähtaschen, diese sind basaltische Trachyandesite. Allgemein kann bei Ganggesteinen in Batholithen von Lamprophyren gesprochen werden. Die primäre Textur der Lamprophyre ist aber nicht mehr erhalten.

Die Paragneisproben zeigen durchgehend granitischen Charakter und sind auch als Granodiorite klassifiziert worden. Bei der Diskrimination nach Werner (1987) wurden nur

zwei der Proben als paragen ausgewiesen. Generell zeigen die Paragneise keine Auffälligkeiten gegenüber den Orthogneisen, darum ist eine orthogene Abkunft der Paragneise wahrscheinlich.

Die Geotektonische Diskriminierung anhand von Spurenelementen ergab, dass es sich bei den Granitoiden im Untersuchungsgebiet um Inselbogen-Granite handelt. Dies bedeutet, die Granite sind im geotektonischen Bereich eines Vulkangürtels entstanden, also wieder subduktionsbezogene Bedingungen. Die Diskrimination mittels Hauptelementen ergibt, dass sich die Granite von einem synkollisionalen Plutonismus, zu einem postkollisionalen bis spät orogenen Plutonismus entwickelten. Die Entwicklung verlief also von S-Typ Graniten (anatektische Schmelzen) hin zu I-Typ Graniten.

Die Harker Diagramme der Hauptelemente zeigen eine Abnahme mit steigenden SiO_2 -Gehalten und damit einen normalen Entwicklungstrend aufgrund ihrer Kompatibilität. Na_2O und K_2O zeigen keinen Differentiationstrend.

Die Spurenelemente sind nicht mehr eindeutig zu interpretieren und weisen oft nur andeutungsweise einen Trend auf. Generell nehmen die Spurenelemente, Ba, Ce, Sr, Zr und die Magnesiumzahl mg#, mit steigendem SiO_2 ab. Die Elemente Rb sowie das A/CNK Verhältnis und das $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ Verhältnis nehmen mit steigendem SiO_2 Gehalt zu. Untypische Verläufe zeigen Ba und Zr mit ihren abnehmenden Trends.

Keinen Differentiationstrend zeigen die Spurenelemente Ca, La und Y.

6.4 Geochronologie

Die Altersdatierungen mittels Rb/Sr Isotopenanalyse an Biotiten haben Alter zwischen 76 und 86 Ma ergeben, wobei acht Proben zwischen 84 und 86 Ma liegen. Diese Alter können als gleichwertig eingestuft und als Abkühlalter interpretiert werden. Die Abkühlung des Seckauer Kristallins unter ca. 300-350°C erfolgte somit vor ca. 85 Ma. Eine Probe vom Hochreichhart weist ein Alter von 80,6 Ma auf, die Probe vom Sundlsee (SP80) sogar nur 76,3 Ma. Die Probe vom Hochreichhart zeigt mit ihrem Alter keine Auffälligkeit gegenüber anderen Proben. Außergewöhnlich ist die Probe SP80 vom Sundlsee mit einem Alter von 76,3 Ma, da diese nur ca. 350 Meter von der Probe SP81, welche ein Alter von 84,3 Ma hat, entfernt liegt (Abbildung 73).

7 Interpretation / Diskussion

7.1 Variszische Entwicklung

Die Interpretation der Ergebnisse beginnt mit der Schmelzentwicklung der Granitoide des Untersuchungsgebietes. Geht man nun von Schmidt (1921) und Scharbert (1980) aus, sind zwei Intrusionsereignisse im Seckauer Batholithen zu beobachten. Die älteren Intrusionen, welche während der Variszischen Orogenese intrudierten und deformiert worden sind und die jüngeren, welche spätvariszisch intrudierten und keine variszische Deformation erfuhren. Die im Untersuchungsgebiet als nicht deformierte (jüngere) Granitoide identifizierten Lithologien, wurden als I-Typ Granite klassifiziert und die geschieferten (älteren) Granitoide als S-Typ Granite. Da die S-Typ Granite bei der tektonischen Diskrimination als synkollisionale Granite ausgewiesen wurden, kann die Annahme von Schmidt (1921) und Scharbert (1980), dass es sich bei den deformierten Granitoiden um variszische synkollisionale Intrusionsgesteine handelt, als schlüssig betrachtet werden, betrachtet man nun die nicht deformierten Granitoide aus dem Bereich Schmähthaschen, liegen diese im Feld Prä-Platten-Kollision. Daher müsste man davon ausgehen, dass die „später“ intrudierten Granitoide postkollisional bzw. spätorogen sind. Dieses Ergebnis spricht nun für ein zweites Intrusionsereignis nach der Variszischen Orogenese. Die I-Typ Granite von Maria Schnee (Biotit-Orthogneise) hingegen plotten im Feld Spät-Orogen und würden die These der zwei Intrusionsphasen von Schmidt (1921) und Scharbert (1980) stützen.

Bringt man die Granitoide aufgrund ihrer tektonischen Zuordnung und des Deformationsgrades in eine zeitliche Abfolge, so würde dies bedeuten, dass die Zwei-Glimmer-Orthogneise sowie die Muskovit-Orthogneise (teils stärker geschiefert) während der Variszischen Orogenese intrudiert sind und dabei einem Deformationsereignis (variszische Kollision) unterlegen sind. Die Biotit-Orthogneise (weniger geschiefert) von Maria Schnee (spätorogen) sind anschließend in der Spätphase der Variszischen Orogenese intrudiert. Die Muskovit-Orthogneise sind Postorogen entstanden und bilden die letzte Intrusionsphase im Zuge der Variszischen Orogenese. Die nicht deformierten Porphyrischen Granitoide von Schmähthaschen sind in Folge eines Kontinent-Kontinent Plattenkollisionsereignisses in einer Spätphase der Variszischen Gebirgsbildung intrudiert.

Diesen zeitlichen Ablauf unterstützen auch die Harker-Plots, in denen der Muskovit-Orthogneis die am weitesten entwickelte Schmelze darstellt und die Porphyrischen Granitoide weniger entwickelte Schmelzcharakteristik zeigen, also einer eventuell zweiten Suite abstammt.

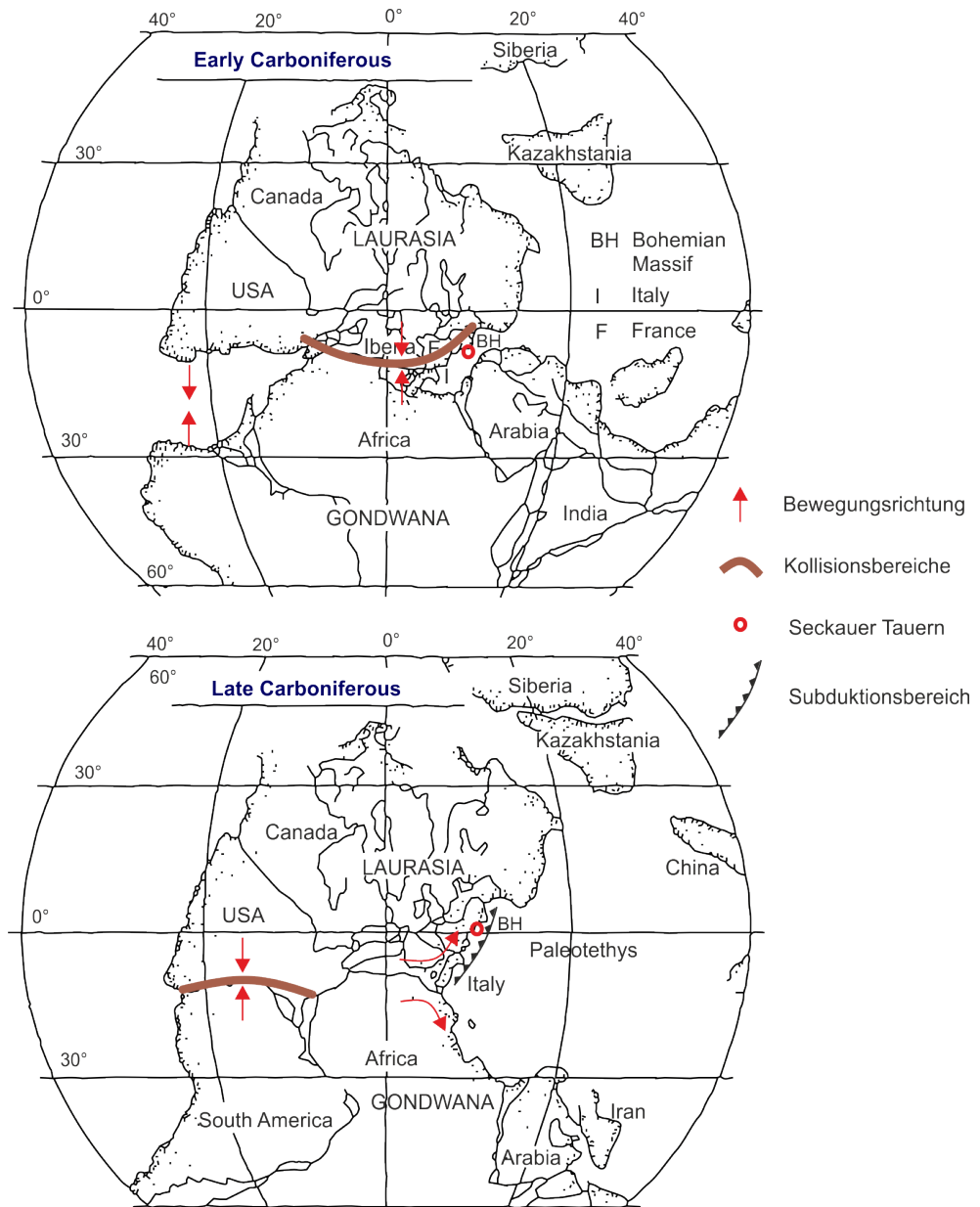


Abbildung 74: Zeigt die Entwicklung während der Variszischen Orogenese. Im frühen Karbon (Early Carboniferous) kam es zur Kontinent-Kontinent Kollision zwischen Laurasia und Gondwana, wobei es zu den Intrusionen der anatektischen Granite und deren anschließenden Deformation kam. Im späten Karbon (Late Carboniferous) kam es zur vollständigen Schließung des Rheischen Ozeans und dadurch zur Rotation des Böhmisches Massivs gegen den Uhrzeigersinn hin zur Paleotethys und zur Subduktion selbiger. Dadurch kommt es zur Intrusion der undeformierten I-Typ Granite. Umgezeichnet nach Finger und Steyrer (1990).

Die gesamte Abfolge stützt ihrerseits wieder die These, dass sich nach der Westwärtsdrift von Gondwana gegen Laurasia (Arthaud und Matte, 1977; Scotese, 1984) eine Umstellung der orogenen Situation von einem kollisionalen Alpinen-Typ zu einem spätvariszischen Kordilleren-Typ änderte (Finger und Steyrer, 1990). Wobei eine Westwärtsdrift nicht unbedingt notwendig ist, sondern wie in Abbildung 74 gezeigt wird, eine Rotation von Gondwana bzw. Laurasia während der endgültigen Schließung des Rheischen Ozeans wahrscheinlich und vielleicht die einfachere Erklärung für die Umstellung der orogenen Situation ist.

Als letzte Intrusionsphase haben sich die Lamprophyre im Seckauer Kristallin gebildet und dabei den Porphyrischen Granitoid diskordant durchschlagen. Diese Lamprophyre stellen wahrscheinlich die Restschmelze des zuvor intrudierten Porphyrischen Granitoids dar.

Der einzige Hinweis auf eine variszische Deformation im Seckauer Kristallin liefert ein kleiner Bereich nördlich der Unteren Bodenhütte, wo eine Scherzone mit HT-Deformationsgefüge erhalten ist. In dieser Scherzone sind zwar Großteils Mikrostrukturen anzutreffen, die eine maximale Temperatur während der Deformation von ca. 500°C anzeigen, aber das gesamte Gefüge zeigt noch reliktsch eine vorangegangene Korngrenzflächenreduktion (bei ca. 600-800°C) der Minerale an. Wenn man nun von einer ehemals hochtemperierten Scherung ausgeht (~ amphibolitfaziell ca. 500-700°C), kann dieses Ereignis nur zur Variszischen Orogenese gezählt werden, da die maximalen Metamorphosebedingungen in diesem Gebiet während der Alpidischen Gebirgsbildung grünschieferfaziell waren.

Aufgrund der Datenlage ist anzuraten, in diesem Gebiet, weitere Untersuchungen durchzuführen. Vor allem die geochemischen Analysen sollten umfangreicher und detaillierter (eventuell Analyse der Seltenerdelemente) ausgeführt werden, um eine exaktere geotektonische Diskrimination zu erhalten. Ebenfalls sollten die Kristallisationsalter der Intrusionen bestimmt werden, um eine Abfolge der Intrusionen bestimmen zu können.

7.2 Permomesozoische Entwicklung

An der Grenze Perm-Trias kam es zur Ablagerung der Rannachformation (Metz 1976, Erkan 1977, Scharbert 1980). Sie liegt transgressiv über den Seckauer Kristallin angelagert (Metz 1981). An der Basis der Rannachformation, am Kontakt zum Seckauer Kristallin, tritt ein Marmorhorizont auf, welcher auf ein aquatisches Ablagerungsmilieu hinweist. Auch Metz (1981) spricht von einem marinen Ablagerungsraum der Rannachformation. Bereits im Marmorhorizont kommen vermehrt Feldspat- und Quarzklasten vor und zeigen einen proximalen Ablagerungsraum des Seckauer Kristallins mit hohem detritischen Input an. Im aufgenommenen Profil konnten zwei fining upward Sequenzen identifiziert werden, welche von einer Abnahme des Feldspatanteils, hin zu den phyllitischen Lagen, begleitet werden. Dies deutet auf zwei Phasen einer Uplift-Tektonik hin, mit einem zuerst raschen Anstieg der Reliefenergie und damit mit Lagen von Grobkonglomerate mit hohem Feldspatanteil. Anschließend kam es zur Stagnation des Uplifts und der Transportenergie und damit zur Ablagerung von Feinklastika. Die zweite Uplift-Phase verlief ähnlich, nur mit einem erhöhten Sedimentrekord. Diese Ergebnisse werden gestützt durch Scharbert (1980), welche ebenfalls von zwei fining upward Sequenzen und von der Rannachformation, als Erosionsprodukt des Seckauer Kristallins, spricht.

7.3 Alpidische Entwicklung

Die Alpidische Entwicklung begann mit einer WNW gerichteten Deckenstapelung (Ratschbacher, 1986; Krohe, 1987; Neubauer et al., 2000; Kurz und Fritz, 2003). Die WNW gerichtete Deformation (D1) ist in den kartierten Gebieten überall, aber untergeordnet anzutreffen. Diese Phase kennzeichnet die Deckenstapelung der Ostalpinen Einheiten in der Kreide. Aus den Analysen der Mikrostrukturen wissen wir, dass die Temperaturbedingungen nicht über 500°C gelegen haben können, dies unterstützen auch die Ergebnisse von Scharbert (1980). Die Großfalte im Bereich Maria Schnee mit einer horizontalen W-O gerichteten Faltenachse zeigt uns eine N-S gerichtete Kompressionsphase (D2). Eine dritte Deformationsphase ist mit den OSO gerichteten Schersinnen in den Proben anzutreffen. Die Scherrichtung (D3) tritt mehrheitlich im Kartierten Gebiet in Erscheinung. Diese Phase wird mit der Exhumierung der Austroalpinen Einheiten zwischen ca. 87 und 80 Ma in Zusammenhang gebracht (Neubauer et al., 1995; Koroknai et al., 1999). In diesem Zusammenhang bildeten sich

auch die Gosaubecken. Diese Strukturen der Deformationphase D3 überprägten, im Untersuchungsgebiet fast gänzlich, die bereits vorangegangenen Deformationsstrukturen (D1, D2).

Die Altersdatierungen ergaben ein Abkühlalter von rund 85Ma und zeigen eine Abkühlung des Seckauer Kristallins unter ca. 300-350°C während der Eo-Alpinen Phase. Dies bedeutet, dass bereits zu Beginn der Exhumierungsphase Mittelostalpinen Einheiten (Neubauer et al., 1995; Koroknai et al., 1999) das Seckauer Kristallin bereits im unteren grünschieferfaziellen Bereich gelegen haben muss. Ein geringer Altersgradient im Bereich der Unteren Bodenhütte von jüngeren (Süden) zu älteren (Norden) Proben, könnte einen Hinweis auf die frühere Abkühlung der Einheiten im Norden hinweisen und damit auf eine frühere Exhumierung in den nördlichen Gebieten.

Die Probe vom Hochreichhart hat ein Alter von ca. 80Ma, wenn man dem oben beschriebenen Altersverlauf folgt sollte diese aber zumindest ca. 85Ma alt sein. Diese Abweichung könnte mit den in diesen Bereich auftretenden Störungen wie der Störung durch den Brandstättergraben über das Brandstättertörl durch das Brandstätterkar, welche einen Versatz der dortigen Einheiten zur Folge haben könnte und somit die Altersdifferenz erklärt. Schwieriger zu erklären ist der Altersunterschied der Proben vom Sundlsee. Diese befinden sich in unmittelbarer Umgebung und innerhalb eines von Störungen umgebenen Blocks. Hier scheint ein analytischer Fehler nicht ausgeschlossen.

8 Literaturverzeichnis

- ARTHAUD, F., & MATTE, P., (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear-zone between the Appalachians and the Urals. *Geological Society of America Bulletin*, 88, S. 1305-1320.
- BALDWIN, S. L., RAWLING T. & FITZGERALD, P. G. (2006). Thermochronology of the New Caledonia high pressure terrane: Implications of mid-Tertiary plate boundary in processes in the southwest Pacific, in *Convergent Margin Terranes and Associated Regions: A Tribute to W.G. Ernst*, Geological of America Special Paper 419, Editors M. Cloos, W. D. Carlson, M. C. Gilbert, J. G. Liou, and S. S. Sorensen, S. 117-134.
- BEA, F., PEREIRA, M. D., & STROH, A. (1994). Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chemical Geology*, 117, S. 291-312
- BECKER, L. P. (1981). Zur Gliederung des Obersteirischen Altkristallins (Muriden). *Verh. Geol. Bundesanstalt*, 2, S. 3-17.
- BURKHARD M. (1993). Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review, *J. Structural Geology*, 15, S. 351-368.
- CHAPPELL B. W., & WHITE A. J. R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, S. 173–174.
- CHAPPELL, B. W., & WHITE, A. J. R. (2001). Two contrasting granite types: 25 years later; *Australian Journal of Earth Sciences*, 48, S. 489-499.
- COLLINS, W. J., BEAMS, S. D., WHITE, A. J. R., & CHAPPELL, B. W. (1982). Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, S. 189-200.
- DALLMEYER, R. D., HANDLER, R., NEUBAUER, F., & FRITZ, H. (1998). Sequence of thrusting within a thick-skinned tectonic wedge: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr ages from the Austroalpine Nappe Complex of the Eastern Alps. *The Journal of Geology*, 106, S. 71-86.
- ERKAN, E. (1977). Uran und Gips führendes Permoskyth der östlichen Ostalpen. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 120, S. 343-400.
- FERRILL, D. A., MORRIS, P. A., EVANS, M. A., BURKHARD, M., GROSHONG, Jr. R. H., & ONASCH, C. M. (2004). Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer. *J. Structural Geology*, 26, S.1521-1529.
- FINGER, F., & STEYRER, H. P. (1990). I-type granitoides as indicators of a late Paleozoic convergent ocean/continent margin along the southern flank of the Central European Variscan Orogen. *Geology*, 18, S. 1207-1210.
- FOSSEN, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge University Press, New York.

- FRANK, W. (1987). Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. In: H.W. Flügel and P. Faupl (Editors), *Geodynamics of the Eastern Alps*. F. Deuticke, Wien, S. 379-406.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F., & SATIR, M. (1984). Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Calidonian-Variscan cycle. *Geol.-Rundsch.*, 73, S. 47-66.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I., & BRÜGEL, A. (1998). Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late tertiary tectonic extrusion. *Tectonophysics*, 297, S. 1-15.
- HARKER, A. (1909). *The natural history of igneous rocks*. Methuen, London.
- HARRIS, N. B. W., PEARCE, J. A., & TINDLE, A. G. (1986). Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: *Collision tectonics* (Coward, M. P. & Ries, A. C., Hrsg.), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 19, S. 67-81.
- HEJL, E., (1997). „Cold spots“ during cenozoic evolution of the eastern Alps: thermochronological interpretation of apatite fission track data. *Tectonophysics*, 272, S. 159-173.
- HELFREICH, H., & METZ, K. (1953). Beiträge zur Kenntnis der Seckauer Tauern, 1, Gneise u. Granite. *Mitt. Naturw. Ver. Stmk., Graz*.
- HIRTH, G., & TULLIS, J. (1992). Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *J. Struct. Geol.*, 14, S. 145-149.
- HIRTH, G., TEYSSIER, C., & DUNLAP, W. J. (2001). An evaluation of quartzite flow laws based on comparisons between experimentally and naturally deformed rocks, *Int. J. Earth. Sci.*, 90, S. 77 – 87.
- HULL, D. (1975). *An introduction to dislocations*. Pergamon Press, Oxford, S. 444.
- KOROKNAI, B., NEUBAUER, F., GENSER, J., & TOPA, D. (1999). Metamorphic and tectonic evolution of the Austroalpine units at the western margin of the Gurktal nappe complex, Eastern Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilung*, 79, S. 277-295.
- KROHE, A. (1987). Kinematics of Cretaceous nappe tectonics in the Austroalpine basement of the Koralpe region (eastern Austria). *Tectonophysics*, 136, S. 171-196.
- KURZ, W., & Fritz, H. (2003). Tectonometamorphic evolution of the Austroalpine Nappe Complex in the central Eastern Alps: Consequences for the Eo-Alpine evolution of the Eastern Alps. *International Geology Review*, 45, S.1100-1127.
- LUDWIG, K. R. (2001). *Isoplot/Ex rev.2.49: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center Special Publication N0. 1a.
- METZ, K. (1967). *Geologische Karte Oberzeiring-Kalwang 1:50.000*. Geologische Bundesanstalt, Wien.

- METZ, K. (1976). Der geologische Bau der Seckauer und Rottenmanner Tauern. Jahrbuch Geol. B.-A., Bd. 119/H.2, S. 151-205.
- METZ, K. (1981). Geophysikalische, geologische und lagerstättenkundliche Studien in der Rannachserie des Liesingtales, Stmk. Bericht zu Projekt P29 der Steiermärkischen Landesregierung („Schwerminerale Rannachserie – Wald“). Mitt. Abt. Geol. Paläontol. Bergb. Landesmuseum Joanneum, 42, S. 95-102.
- NAGL, H. (1976). Die Raum-Zeit-Verteilung der Blockgletscher in den Niederen Tauern und die eiszeitliche Vergletscherung der Seckauer Tauern. Mitt. Naturwiss. Verein Steiermark, 106, S. 95-118.
- NEBEL, O., SCHERER, E. E., & MEZGER, K. (2011). Evaluation of the ^{87}Rb decay constant by age comparison against the U–Pb system. Earth and Planetary Science Letters, 301, S. 1–8.
- NEUBAUER, F. (1998). The Variscan orogeny in the Austroalpine and Southalpine domains of the Eastern Alps. Schweizer mineral. petrograph. Mitteilungen, 68, S. 339-349.
- NEUBAUER, F., & FRISCH, W. (1993). The Austro-Alpine metamorphic basement east of the Tauern Window. In: J.F. von Raumer und F. Neubauer (Ed.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps. Springer, Berlin.
- 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, S. 79-89.
- NEUBAUER, F., GENSER, J., & HANDLER R. (1999a). The Eastern Alps: Result of a two-stage collisional process. Mitt. Österr. Geol. Ges., 92, S. 117-134.
- NEUBAUER, F., GENSER, J., & HANDLER, R. (2000). The Eastern Alps: result of a two –stage collision prozess. Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 92, S. 117-134.
- NICOLAS, A., & POIRIER, J. P. (1976). Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks. London, Wiley-Interscience.
- NICOLAYSEN, L. O. (1961). Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks. Ann. N. Y. Acad. Sci. 91, S. 198-206.
- OBERHAUSER, R. (1980). *Der geologische Aufbau Österreichs*. Herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt. Springer, Wien, S. 423f.
- PASSCHIER C. W., & TROUW R. A. J. (1998). Microtectonics. Springer Verlag, Berlin Heidelberg, S.289.
- RATSCHBACHER, L. (1986). Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due to transpression. Tectonophysics, 125, S. 335-356.
- SCHARBERT, S. (1981). Die Bösensteingruppe und die Seckauer Tauern. In: Oberhauser, R. (Ed.): *Der geologische Aufbau Österreichs*. Springer Verlag, Wien New York, S. 368-370.

- SCHERMAIER, A., HAUNSCHMID, D., & 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.
- SCHMID, S. M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E., & SCHUSTER, R. (2004). Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97, S. 93–117.
- SCHMIDT, W. (1921). Grauwackenzone und Tauernfenster. *Jb. Geol. Staatsanstalt*, 71, S. 101-116.
- SCHNABEL, W. (1980a). Permomesozoikum und Paleozän in den zentralen Ostalpen: Zentralalpin (Mittelostalpin) und Oberostalpin, westlicher Teil. (Abb.). In: Oberhauser, R. (Ed.): *Der geologische Aufbau Österreichs*. Springer Verlag, Wien New York, S. 346.
- SCHNABEL, W. (1980b). Permomesozoikum in den zentralen Ostalpen: Zentralalpin (Mittelostalpin), Oberostalpin incl. Zentralalpine Gosau mit Eozän, mittlerer und östlicher Teil (Abb.). In: Oberhauser, R. (Ed.): *Der geologische Aufbau Österreichs*. Springer Verlag, Wien New York, S. 406-407.
- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S., ABART, R., & FRANK, W. (2001). Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine-Southalpine realm. *Mitteilungen Ges. geol. Bergbaustud. Österr.*, 45, S. 111-141.
- SCOTESE, C. R., (1984). Paleozoic paleomagnetism and the assembly of Pangea, in van der Voo, R., Scotese, C. R., and Bonhommet, N., eds., *Plate reconstruction from Paleozoic paleomagnetism*. American Geophysical Union Geodynamic Series, 12, S. 1-10.
- SÖLVA, H., GRASEMANN, B., THÖNI, M., THIEDE, R., & Habler, G. (2005). The Schneeberg Normal Fault Zone: Normal faulting associated with Cretaceous SE-directed extrusion in the Eastern Alps (Italy/ Austria). *Tectonophysics*, 401, S. 143-166.
- STAUDIGEL, H., KOPPERS, A., MINNETT, R., KEIZER, P., PEREZ, J., & HELLY, J. (2012). Geochemical Earth Reference Model, GERM Partition Coefficient (Kd) Database. Online im Internet: <http://earthref.org/KDD/> (16.02.2012)
- STIPP, M., STÜNITZ, H., HEILBRONNER, R., & SCHMID, S. M. (2002). The eastern Tonale fault zone: A “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700. *C. J. Structural Geology*, 24, S. 1861 – 1884.
- STRECKEISEN, A.L. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12, S. 1-33.
- TOLLMANN, A. (1972). Alter und Stellung des Alpenen Verrucano in den Ostalpen. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, S. 83-95.
- TOLLMANN, A. (1977). *Geologie von Österreich, Band 1*. Franz Deuticke Verlag, Wien.
- WALLBRECHER, E. (30. Oktober 2012). *Fabric 8, Geologische Software*.
- WERNER, C. D. (1987). Saxonian granulites - a contribution to the geochemical diagnosis of original rocks in high-metamorphic complexes. *Gerlands Beitr. Geophysik*, 96, No. 3/4, S. 271-290.

- WHALEN, J. B., CURRIE, K. L., & CHAPPELL, B. W. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, S. 407-419.
- WOOLLEY, A. R., BERGMAN, S. C., EDGAR, A. D., LE BAS, M. J., MITCHELL, R. H., ROCK, N. M. S., & SCOTT SMITH, B. H., (1996). Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks. *Journal of The Mineralogical Association of Canada*, 34, Part 2.

Anhang

I Probenliste

Probennummer	Seehöhe [m]	Nordwert	Ostwert	SF [°]	SL [°]
30	1454	47°21,361'	14°47,191'	218/15	310/01
31	1454	47°21,361'	14°47,191'	unorientiert	
32	1867	47°22,348'	14°46,714'	268/15	338/01
33	1805	47°21,963'	14°47,722'	256/15	140/01
34	1769	47°22,016'	14°47,465'	274/30	315/20
35	1561	47°21,716'	14°47,223'	unorientiert	
36	1561	47°21,716'	14°47,223'	unorientiert	
37	1461	47°20,856'	14°48,714'	352/70	289/15
38	1521	47°20,942'	14°49,184'	313/65	313/65
39	1419	47°20,862'	14°47,840'	223/55	308/10
40	1491	47°21,453'	14°47,165'	255/50	335/35
41	1499	47°21,415'	14°47,111'	25/60	356/15
42	1830	47°21,804'	14°47,818'	218/50	295/05
43	1830	47°21,804'	14°47,818'	208/40	300/15
44	1804	47°21,813'	14°47,750'	unorientiert	
45	1653	47°21,747'	14°47,080'	010/10	293/5
46	1647	47°21,484'	14°46,904'	262/30	313/25
47	1621	47°19,339'	14°47,763'	54/50	137/05
48	1621	47°19,054'	14°48,322'	355/50	268/05
49	1556	47°18,877'	14°48,301'	39/25	70/25
50	1556	47°18,877'	14°48,302'	343/50	273/20
51	1556	47°18,877'	14°48,303'	349/40	105/05
52	1553	47°18,729'	14°48,003'	221/45	299/15
53	1455	47°21,383'	14°47,201'	Geochronologie	
54	1455	47°21,383'	14°47,201'	Geochronologie	
55	1443	47°21,450'	14°47,429'	319/55	276/50
56	1443	47°21,450'	14°47,429'	Geochronologie	
57	1482	47°20,940'	14°48,544'	305/45	347/30
58	1482	47°20,940'	14°48,544'	Geochronologie	
59	1482	47°20,940'	14°48,544'	Geochronologie	
60	1447	47°21,093'	14°48,143'	Geochronologie	
61	959	47°17,029'	14°45,519'	Geochronologie	
62	1145	47°18,016'	14°41,856'	Geochronologie	
63	1442	47°18,888'	14°47,586'	299/45	281/40
64	1442	47°18,888'	14°47,586'	350/55	278/10
65	1484	47°19,009'	14°47,704'	355/40	288/15
66	1494	47°19,035'	14°47,753'	349/30	295/15
67	1494	47°19,065'	14°47,523'	16/50	97/5
68	1503	47°19,203'	14°47,593'	354/45	289/20
69	1533	47°19,278'	14°47,658'	265/40	276/35
70	1547	47°19,233'	14°47,694'	350/25	310/15
71	1531	47°19,223'	14°47,763'	15/35	291/05
72	1824	47°19,349'	14°48,173'	01/70	275/20
73	1847	47°19,474'	14°48,338'	195/65	115/10
74	1834	47°19,478'	14°48,364'	313/35	255/25
75	1805	47°19,473'	14°48,507'	10/60	94/15
76	1705	47°19,330'	14°48,911'	160/10	115/05
77	1437	47°18,655'	14°48,149'	20/75	290/15
78	1494	47°19,035'	14°47,735'	Geochronologie	
79	2416	47°21,811'	14°40,899'	Geochronologie	

Probennummer	Seehöhe [m]	Nordwert	Ostwert	SF [°]	SL [°]
80	1989	47°19,695'	14°37,436'	Geochronologie	
81	2038	47°19,571'	14°37,657'	Geochronologie	
82	1861	47°19,877'	14°48,029'	175/35	105/15
83	1864	47°19,747'	14°47,962'	196/55	130/20
84	1752	47°22,048'	14°47,327'	314/20	310/20
85	1770	47°22,077'	14°47,251'	326/20	354/18
86	1776	47°22,096'	14°47,185'	284/35	335/20
87	1785	47°22,108'	14°47,161'	345/10	335/10
88	1793	47°22,138'	14°47,079'	280/30	285/28
89	1800	47°22,183'	14°46,989'	320/10	355/05
90	1800	47°22,185'	14°46,988'	265/10	203/05

II Geochemiedaten

a) XRF Daten

Sample	SP47	SP48	SP49	SP49-1	SP50	SP51	SP64	SP65	SP67	SP68	SP72	SP73	SP75	SP76	SP77
Maria Schnee															
Gesteinsart	Paragneis	2 Glimmer Orthogneis	Paragneis	Paragneis	Paragneis	Paragneis	Paragneis	Paragneis	Basalt	Paragneis	Biotit Orthogneis	2 Glimmer Orthogneis	2 Glimmer Orthogneis	Biotit Orthogneis	Paragneis
SiO ₂ (%)	65,11	58,68	68,26	67,44	66,36	70,00	66,93	65,66	52,52	61,99	66,98	66,32	68,51	61,97	68,55
Al ₂ O ₃ (%)	15,70	18,01	15,39	17,18	15,43	14,60	15,54	15,62	19,03	16,68	15,32	15,27	14,83	17,21	14,69
Fe ₂ O ₃ (%)	5,99	8,09	4,45	3,38	5,41	3,40	4,02	5,17	9,14	5,57	4,06	4,19	3,11	5,25	4,68
MnO (%)	0,059	0,085	0,108	0,056	0,059	0,050	0,074	0,072	0,105	0,069	0,104	0,075	0,091	0,085	0,070
MgO (%)	2,36	3,17	0,85	0,76	1,41	1,19	1,46	1,72	3,68	2,38	1,51	1,51	1,62	2,51	1,62
CaO (%)	1,49	1,27	2,99	2,27	2,67	1,85	2,77	2,61	6,14	2,78	1,21	3,61	1,37	2,35	1,28
Na ₂ O (%)	2,08	2,02	4,20	5,63	4,36	2,74	3,66	2,93	4,31	3,83	5,62	4,11	3,50	5,28	3,19
K ₂ O (%)	4,05	5,08	1,69	1,65	2,06	3,91	3,01	3,83	1,90	2,99	2,63	1,88	4,25	2,83	3,45
TiO ₂ (%)	0,81	1,03	0,53	0,44	0,86	0,58	0,58	0,74	0,97	1,04	0,62	0,69	0,45	0,78	0,64
P ₂ O ₅ (%)	0,139	0,156	0,185	0,119	0,250	0,150	0,230	0,152	0,771	0,423	0,330	0,252	0,160	0,286	0,161
LOI ()	1,54	1,63	0,60	0,80	0,75	1,02	1,08	0,87	0,75	1,02	0,91	1,01	1,06	0,93	1,04
Sum (%)	99,32	99,22	99,26	99,71	99,61	99,48	99,35	99,37	99,32	98,77	99,30	98,92	98,94	99,47	99,37
Ba (PPM)	503	638	670	673	619	1863	508	1061	810	1586	964	750	1069	1154	944
Ce (PPM)	87	62	80	85	115	68	130	99	187	63	125	122	90	130	61
Cr (PPM)	65	67	<20	<20	<20	<20	<20	45	<20	30	<20	<20	<20	<20	<20
Cs (PPM)	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Cu (PPM)	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Ga (PPM)	19	26	18	20	21	16	21	21	24	28	16	19	19	18	17
Hf (PPM)	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15
La (PPM)	42	55	65	39	70	54	57	60	111	48	79	87	54	67	64
Nb (PPM)	<20	<20	32	27	44	<20	<20	26	<20	23	<20	<20	<20	<20	<20
Nd (PPM)	26	44	47	43	76	36	54	45	78	31	48	51	23	56	23
Ni (PPM)	28	40	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Pb (PPM)	<20	<20	21	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	21	24	23
Rb (PPM)	186	245	55	44	80	103	113	137	64	102	86	54	107	90	124
Sc (PPM)	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	21	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sr (PPM)	197	197	370	323	290	278	419	366	836	521	376	696	368	453	152
Th (PPM)	<20	<20	<20	21	21	<20	<20	<20	<20	<20	22	<20	<20	<20	<20
U (PPM)	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
V (PPM)	100	120	45	35	70	50	58	81	157	104	56	68	51	70	67
Y (PPM)	21	19	59	47	72	17	36	47	25	32	28	27	16	32	28
Zn (PPM)	70	95	50	40	94	58	74	88	129	83	93	64	102	138	84
Zr (PPM)	175	204	303	232	438	220	219	249	300	296	230	221	160	251	198

Sample	SP53	SP54	SP56	SP58	SP59	SP60	SP78	SP61	SP62	SP79	SP80	SP81
	Untere Bodenhütte							Ingering Gaal				
Gesteinsart	2 Glimmer Orthogneis	2 Glimmer Orthogneis	2 Glimmer Orthogneis	porphy. Granitoid	porphy. Granitoid	Basalt	Muskovit Orthogneis	Pegmatit	Biotit Orthogneis	Biotit Orthogneis	Biotit Orthogneis	Biotit Orthogneis
SiO2 (%)	70,30	68,45	64,48	63,58	59,14	54,41	74,76	74,92	69,223	71,24	65,54	63,96
Al2O3 (%)	14,83	15,25	16,18	16,19	17,06	18,07	13,08	14,23	15,306	14,00	15,57	16,41
Fe2O3 (%)	2,40	3,27	5,55	5,04	6,47	7,52	2,12	1,00	3,236	2,85	4,13	4,34
MnO (%)	0,038	0,055	0,111	0,074	0,127	0,139	0,026	0,025	0,058	0,047	0,085	0,072
MgO (%)	0,98	1,04	2,11	1,38	2,58	3,40	0,36	0,33	0,969	0,72	1,60	1,66
CaO (%)	1,24	2,03	2,25	3,65	4,89	6,30	0,25	1,65	1,691	0,95	2,95	3,66
Na2O (%)	4,14	4,06	3,59	3,41	3,58	3,57	3,47	4,42	3,545	3,46	4,44	4,15
K2O (%)	2,86	2,73	2,35	2,95	2,45	2,69	3,35	1,26	3,442	4,03	2,56	2,57
TiO2 (%)	0,38	0,50	0,73	0,84	1,01	1,20	0,21	0,08	0,454	0,39	0,66	0,70
P2O5 (%)	0,166	0,215	0,124	0,378	0,321	0,544	0,123	0,107	0,092	0,152	0,231	0,246
LOI ()	1,61	1,10	1,60	1,23	1,13	0,87	1,04	0,80	0,73	1,13	0,82	1,03
Sum (%)	99,09	98,95	99,28	99,05	99,02	99,03	98,93	98,95	98,94	99,14	98,85	99,03
Ba (PPM)	650	902	478	1454	852	1187	349	207	558	706	1108	925
Ce (PPM)	62	83	61	126	95	157	64	22	53	73	82	102
Cr (PPM)	<20	<20	48	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Cs (PPM)	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Cu (PPM)	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Ga (PPM)	20	21	20	25	21	23	15	18	21	19	18	23
Hf (PPM)	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15
La (PPM)	59	58	25	51	48	56	29	36	43	46	82	43
Nb (PPM)	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	26	<20	<20
Nd (PPM)	50	34	25	54	58	60	25	25	35	47	48	41
Ni (PPM)	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Pb (PPM)	<20	<20	32	<20	<20	26	<20	<20	22	<20	<20	<20
Rb (PPM)	107	94	105	74	77	78	141	31	123	123	75	84
Sc (PPM)	<20	<20	<20	<20	<20	26	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sr (PPM)	164	308	262	455	522	911	58	267	128	82	531	640
Th (PPM)	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
U (PPM)	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
V (PPM)	37	49	98	85	139	155	15	18	41	35	73	75
Y (PPM)	20	19	24	18	27	33	32	16	33	50	25	25
Zn (PPM)	28	53	109	71	82	105	23	20	54	30	84	77
Zr (PPM)	166	209	160	308	224	271	110	25	166	262	216	223

b) Berechnung Glühverlust

Probe	N1	N2	N3	LOI	Powder	FX
SP47	17,9426	18,9501	18,9346	1,54	1	7
SP48	18,6309	19,6459	19,6294	1,63	1,0001	7,0001
SP49	16,6436	17,6569	17,6508	0,60	1,0001	7,0001
SP49_1	17,217	18,2188	18,2108	0,80	1,0002	7
SP50	19,6586	20,6844	20,6767	0,75	1,0001	7,0001
SP51	17,4128	18,4358	18,4254	1,02	1,0001	7
SP53	19,5668	20,5725	20,5563	1,61	1,0002	7,0003
SP54	17,9336	18,9445	18,9334	1,10	1,0002	7,0001
SP56	18,6221	19,6359	19,6197	1,60	1	7,0001
SP58	17,4851	18,4905	18,4781	1,23	1,0003	7,0002
SP59	19,6548	20,6748	20,6633	1,13	1,0001	7,0003
SP60	17,2122	18,2283	18,2195	0,87	1,0003	7,0001
SP61	19,8956	20,9129	20,9048	0,80	1,0001	7,0002
SP62	22,1133	23,122	23,1146	0,73	1,0001	7,0001
SP64	17,4895	18,4914	18,4806	1,08	1,0001	7,0002
SP65	19,8997	20,9141	20,9053	0,87	1	7,0002
SP67	19,5707	20,5797	20,5721	0,75	1,0002	7
SP68	21,7397	22,7484	22,7381	1,02	1,0001	7,0002
SP72	18,6234	19,6952	19,6854	0,91	1,0002	7,0001
SP73	17,9338	18,9347	18,9246	1,01	1,0001	7,0001
SP75	17,9505	18,9652	18,9544	1,06	1	7,0001
SP76	17,83	18,8334	18,8241	0,93	1	7
Sp77	17,4882	18,4579	18,4478	1,04	1,0001	7
SP78	17,8227	18,8326	18,8221	1,04	1,0002	7,0002
SP79	18,1135	19,1223	19,1109	1,13	1,0003	7,0002
SP80	19,6424	20,6485	20,6402	0,82	1,0001	7,0001
SP81	16,6386	17,6416	17,6313	1,03	1,0002	7,0001

III Geochronologiedaten

Messergebnisse Sr						
Probe	Material	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	1% absolut	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2s _m	
SP53	WR	1,8612	0,0186117	0,714706	0,000004	Model 1 Solution (±95%-conf.) on 2 points Age = 86.44±0.88 Ma Initial 87/86=0.712464±0.000032 MSWD = 0.000, Probability = 1.000
SP53	Bt	58,1634	0,5816343	0,782542	0,000005	
SP54	WR	0,8290	0,0082903	0,710423	0,000004	Model 1 Solution (±95%-conf.) on 2 points Age = 85.42±0.84 Ma Initial 87/86=0.709435±0.000014 MSWD = 0.000, Probability = 1.000
SP54	Bt	84,9865	0,8498645	0,810618	0,000005	
SP56	WR	1,0924	0,0109239	0,712816	0,000004	Model 1 Solution (±95%-conf.) on 2 points Age = 85.27±0.84 Ma Initial 87/86=0.711518±0.000019 MSWD = 0.000, Probability = 1.000
SP56	Bt	239,7892	2,3978917	0,996507	0,000006	
SP58	WR	0,4490	0,0044898	0,708325	0,000004	Model 1 Solution (±95%-conf.) on 2 points Age = 84.86±0.83 Ma Initial 87/86=0.7077939±0.0000083 MSWD = 0.000, Probability = 1.000
SP58	Bt	145,9217	1,459217	0,880394	0,000005	
SP59	WR	0,4005	0,0040048	0,708124	0,000004	Model 1 Solution (±95%-conf.) on 2 points Age = 83.72±0.82 Ma Initial 87/86=0.7076568±0.0000074 MSWD = 0.000, Probability = 1.000
SP59	Bt	128,2687	1,2826867	0,857332	0,000004	
SP60	WR	0,2411	0,0024107	0,706782	0,000004	Model 1 Solution (±95%-conf.) on 2 points Age = 84.81±0.83 Ma Initial 87/86=0.7064969±0.0000054 MSWD = 0.000, Probability = 1.000
SP60	Bt	85,7053	0,857053	0,807810	0,000008	
SP62	WR	2,6421	0,0264209	0,724216	0,000004	Model 1 Solution (±95%-conf.) on 2 points Age = 83.64±0.82 Ma Initial 87/86=0.721135±0.000043 MSWD = 0.000, Probability = 1.000
SP62	Bt	1815,0059	18,150059	2,837138	0,000015	
SP79	WR	4,1077	0,0410771	0,735010	0,000004	Model 1 Solution (±95%-conf.) on 2 points Age = 80.62±0.80 Ma Initial 87/86=0.730394±0.000065 MSWD = 0.000, Probability = 1.000
SP79	Bt	283,7618	2,8376177	1,049251	0,000006	
SP80	WR	0,3934	0,0039338	0,707748	0,000004	Model 1 Solution (±95%-conf.) on 2 points Age = 76.32±0.75 Ma Initial 87/86=0.7073294±0.0000068 MSWD = 0.000, Probability = 1.000
SP80	Bt	214,7345	2,1473449	0,935750	0,000005	
SP81	WR	0,4022	0,0040222	0,707143	0,000004	Model 1 Solution (±95%-conf.) on 2 points Age = 84.28±0.83 Ma Initial 87/86=0.7066707±0.0000074 MSWD = 0.000, Probability = 1.000
SP81	Bt	255,2482	2,5524816	1,006528	0,000006	

IV Element-Verteilungskoeffizienten

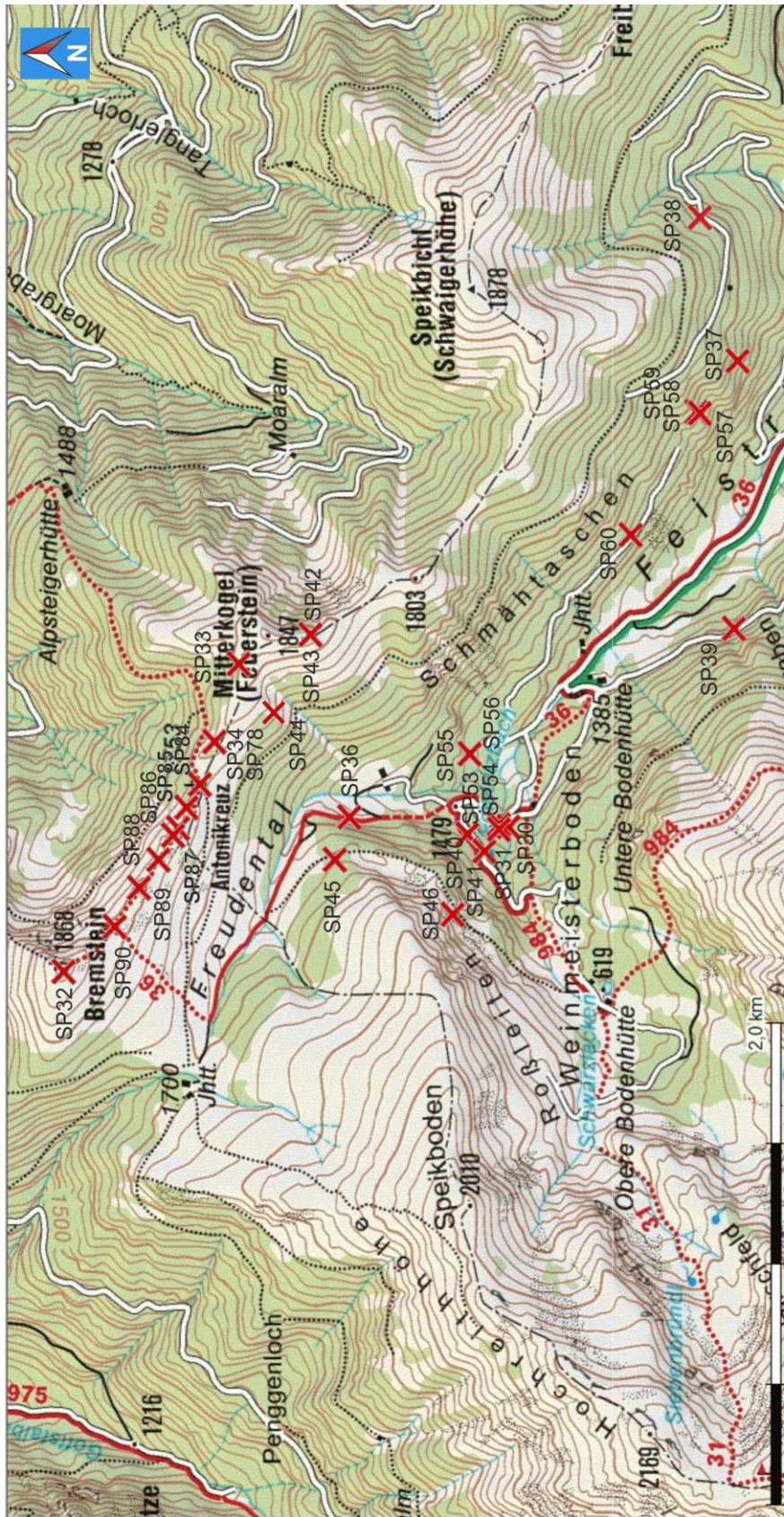
DATA:

Rock Type	Mineral	Z	Elem	Value	Low	High	Kd Type	Reference	Definition	Inserted
Per-Aluminous Granite	Biotite	56	Ba	0,59			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Cordierite	56	Ba	0,02			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	K-Feldspar	56	Ba	3,77	3,77		Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Plagioclase	56	Ba	0,19	0,19		Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Biotite	4	Be	15,5			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Cordierite	4	Be	29,1			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	K-Feldspar	4	Be	3,05	3,05		Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Plagioclase	4	Be	3,13			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Apatite	58	Ce	569			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Biotite	58	Ce	0,05			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Cordierite	58	Ce	0,07			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	K-Feldspar	58	Ce	0,86	0,86		Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Plagioclase	58	Ce	3,87			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Zircon	58	Ce	2,04			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Biotite	24	Cr	42,3			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Cordierite	24	Cr	0,92			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	K-Feldspar	24	Cr	1,15	1,15		Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Plagioclase	24	Cr	0,31			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Biotite	55	Cs	26,8			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Cordierite	55	Cs	31,5			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	K-Feldspar	55	Cs	4,2	4,2		Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Plagioclase	55	Cs	0,44			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Cordierite	29	Cu	0,21			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	K-Feldspar	29	Cu	0,32	0,32		Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Plagioclase	29	Cu	0,14			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Apatite	66	Dy	3257			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Biotite	66	Dy	0,17			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Cordierite	66	Dy	0,99			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	K-Feldspar	66	Dy	0,77	0,77		Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Plagioclase	66	Dy	1,94			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Zircon	66	Dy	38,8			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Apatite	68	Er	4231			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Biotite	68	Er	0,22			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Cordierite	68	Er	3,03			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	K-Feldspar	68	Er	1,14	1,14		Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Plagioclase	68	Er	1,94			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Zircon	68	Er	165			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Apatite	63	Eu	23,8			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Biotite	63	Eu	0,05			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Cordierite	63	Eu	0,01			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	K-Feldspar	63	Eu	2,32	2,32		Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Plagioclase	63	Eu	2,99			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Zircon	63	Eu	0,45			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Apatite	64	Gd	2133			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Biotite	64	Gd	0,1			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Cordierite	64	Gd	0,29			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	K-Feldspar	64	Gd	0,6	0,6		Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Plagioclase	64	Gd	2,05			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Zircon	64	Gd	9,21			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Apatite	67	Ho	3143			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Biotite	67	Ho	0,16			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Cordierite	67	Ho	1,62			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	K-Feldspar	67	Ho	0,88	0,88		Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Plagioclase	67	Ho	1,8			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Zircon	67	Ho	74,5			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Apatite	57	La	456			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Biotite	57	La	0,06			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Cordierite	57	La	0,06			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	K-Feldspar	57	La	1,01	1,01		Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Plagioclase	57	La	4,61			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Zircon	57	La	1,3			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Biotite	3	Li	45,4			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Cordierite	3	Li	125			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	K-Feldspar	3	Li	1,82	1,82		Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Plagioclase	3	Li	0,72			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Apatite	71	Lu	2981			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Biotite	71	Lu	0,2			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Cordierite	71	Lu	4,43			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	K-Feldspar	71	Lu	0,96	0,96		Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Plagioclase	71	Lu	1,32			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Zircon	71	Lu	923			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Biotite	42	Mo	1,58			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Cordierite	42	Mo	2,4			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	K-Feldspar	42	Mo	1,77	1,77		Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Plagioclase	42	Mo	0,2			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Biotite	41	Nb	24,5			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Cordierite	41	Nb	0,01			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	K-Feldspar	41	Nb	0,27	0,27		Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Plagioclase	41	Nb	0,04			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Apatite	60	Nd	855			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Biotite	60	Nd	0,08			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Cordierite	60	Nd	0,09			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	K-Feldspar	60	Nd	0,51	0,51		Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000
Per-Aluminous Granite	Plagioclase	60	Nd	2,56			Phenocryst-Matrix	Bea et al. 1994	Solid-Melt	12-DEC-2000

V Geographische Karte der Probenpunkte

a) Untere Bodenhütte

Probenkarte des nördlichen Untersuchungsgebietes (Untere Bodenhütte)

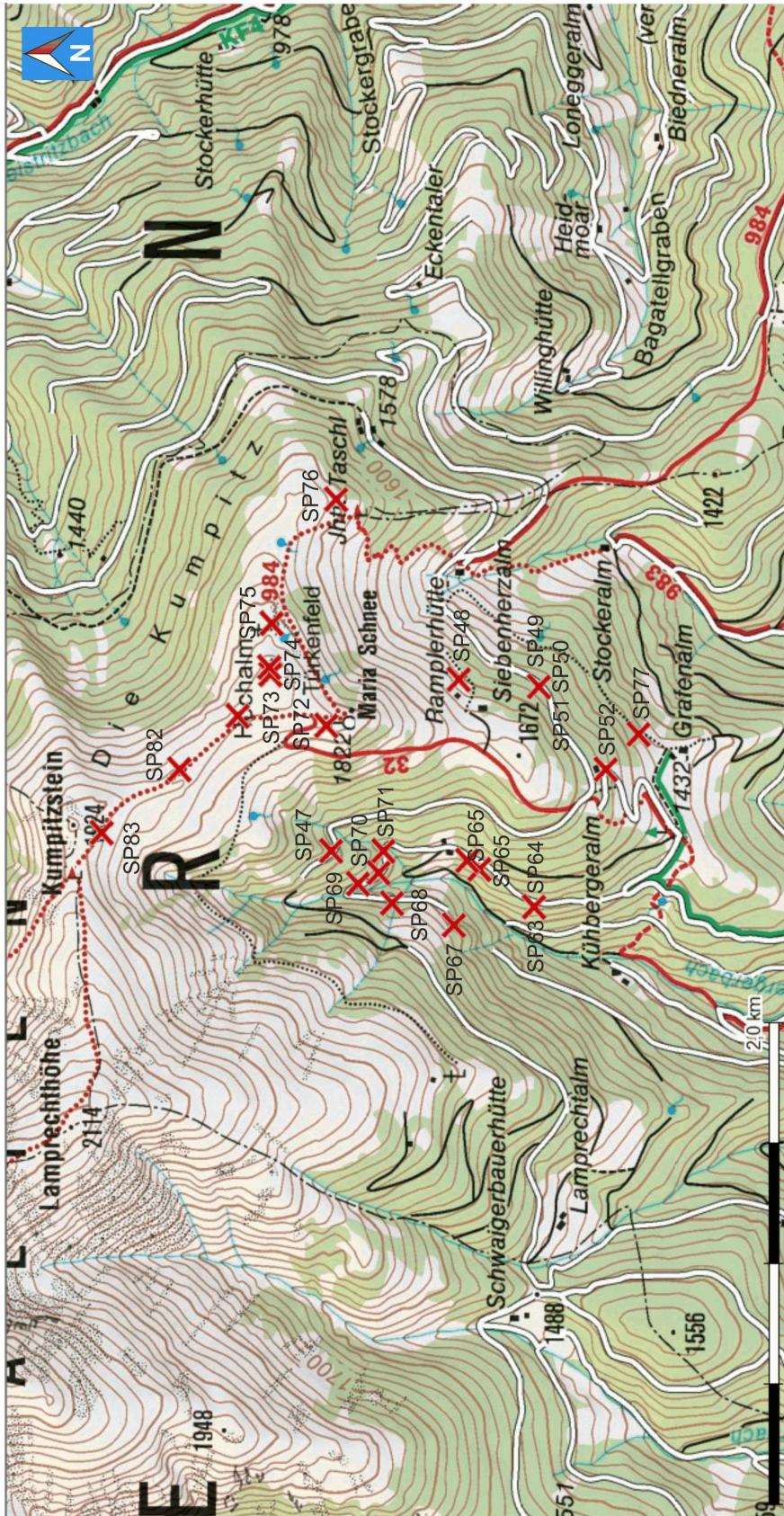


Erstellt von BSc. Stefan Pflingstl am 18.02.13

Kompass Digital Map Version 2.4.16.0

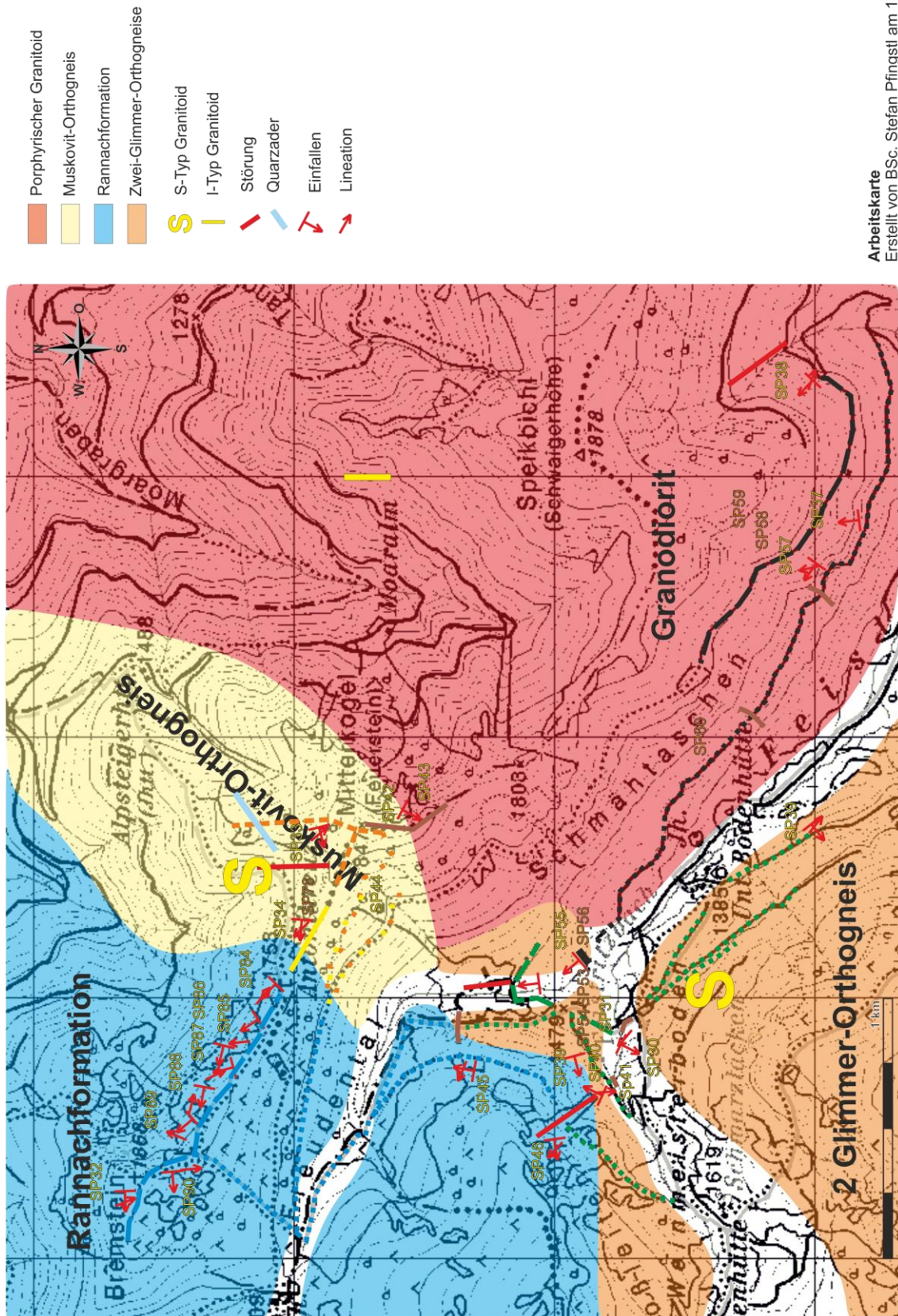
b) Maria Schnee

Probenkarte des südlichen Untersuchungsgebietes (Maria Schnee)



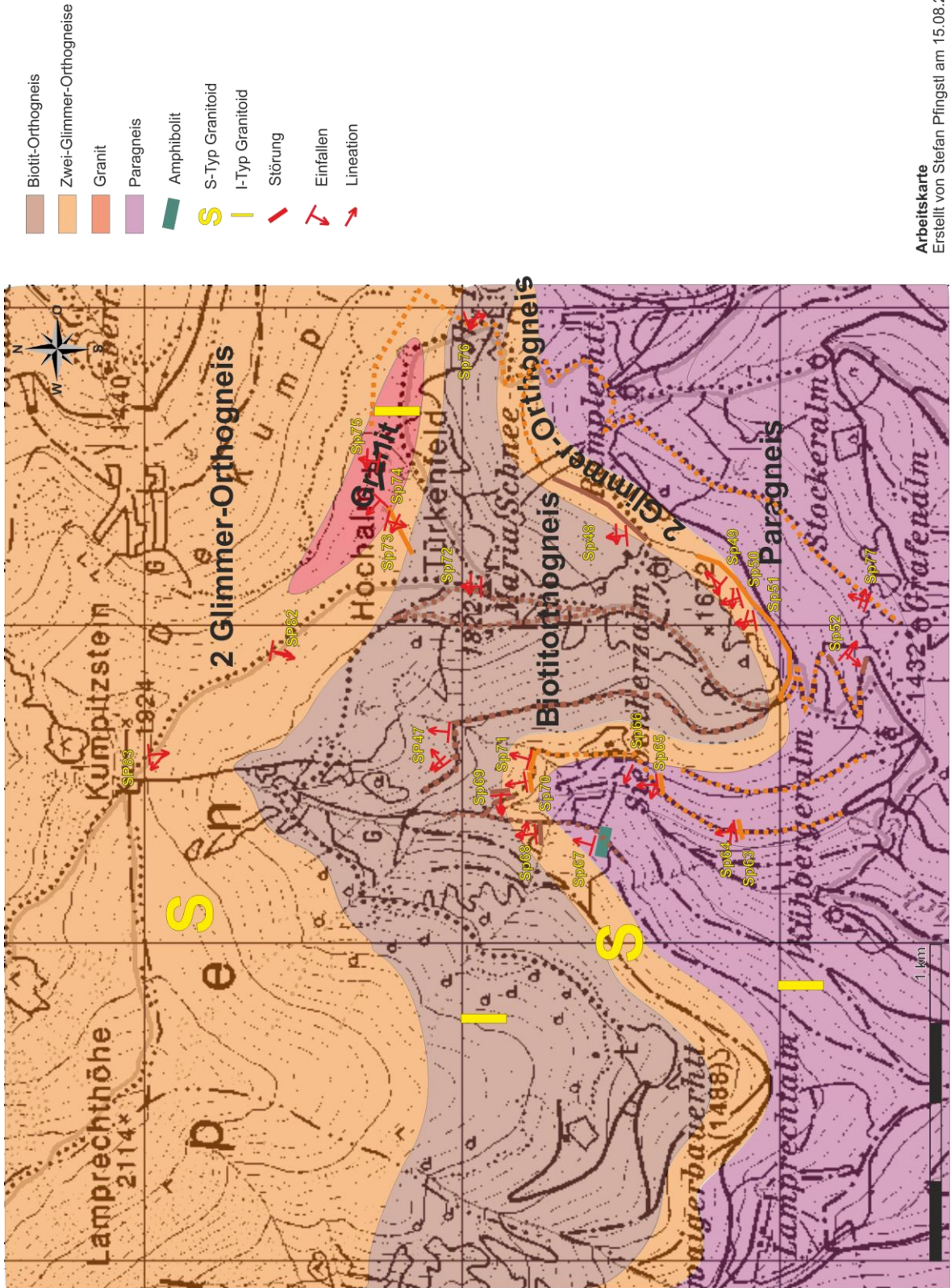
VI Arbeitskarten

a) Untere Bodenhütte



Arbeitskarte
Erstellt von BSc. Stefan Pflingstl am 15.08.20012

b) Maria Schnee



Arbeitskarte
Erstellt von Stefan Pflingstl am 15.08.20012