

# **Strukturgeologische Aufnahme im nördlichen Ötztal-Stubai Komplex bei Flauring**

mit besonderer Berücksichtigung der Deckengrenze ÖSK- Phyllitzone

Diplomarbeit  
der Studienrichtung Geologie  
zur Erlangung des akademischen Grades  
Magister der Naturwissenschaften

eingereicht an der  
**Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften der  
Universität Innsbruck**

von  
**Raphael Zanon**

Betreuer der Diplomarbeit:

Univ.- Prof. Mag. Dr. Bernhard Fügenschuh,

Institut für Geologie und Paläontologie, Univ. Innsbruck

Innsbruck, am 7. April 2010

---

## Inhaltsverzeichnis

---

Motivation und Zielsetzung.....	1
KAPITEL 1: Einführung und Überblick.....	2
1.1 Geographische Lage.....	2
1.2 Geologischer Überblick.....	4
1.3 Stand des Wissens.....	5
1.4 Methodik.....	6
KAPITEL 2: Geologie.....	7
2.1 Geologie der Alpen.....	7
2.1.1 Plattentektonische Entwicklung.....	7
2.1.2 Großtektonische Gliederung der Alpen.....	9
2.1.3 Tektonische Entwicklung der Alpen.....	12
2.2 Regionale Geologie.....	14
2.2.1 Ötztal- Stubai Komplex.....	14
2.2.2 Phyllitzone.....	15
KAPITEL 3: Kartierungsergebnisse.....	18
3.1 Einteilung der Lithologien.....	18
3.2 Petrographie der lithologischen Einheiten.....	19
3.2.1 Ötztal- Stubai Komplex.....	20
3.2.2 Phyllitzone.....	36
3.3 Quartäre Sedimente.....	39
KAPITEL 4: Geochronologie.....	42
4.1 Methodik.....	42
4.1.1 Argon/Argon Methode ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ).....	43
4.1.2 Laser- Ablation Methode.....	43
4.2 Ergebnisse.....	45
KAPITEL 5: Thermobarometrie.....	46
5.1 Methodik.....	46
5.2 Ergebnisse.....	47

KAPITEL 6: Strukturgeologie.....	49
6.1 Duktile und semiduktile Strukturen.....	49
6.1.1 Foliation.....	49
6.1.2 Lineation.....	50
6.1.3 Faltung.....	51
6.1.4 Boudinage.....	54
6.1.5 Scherbänder.....	55
6.1.6 Porphyroklasten.....	56
6.2 Mikrogefüge.....	58
6.2.1 Duktile Deformationsprozesse.....	58
6.2.2 Mikrostrukturen von Deformationsprozessen.....	59
6.2.3 Schersinnkriterien.....	61
6.2.4 Ergebnisse.....	63
6.3 Spröde Strukturen.....	65
6.3.1 Störungen.....	66
6.3.2 Kluffflächen.....	69
 KAPITEL 7: Deckengrenze ÖSK – Phyllitzone.....	 72
 KAPITEL 8: Laserscan- Geländemodell.....	 75
8.1 Geomorphologie von Talzuschüben.....	75
8.2 Mechanik und Ursachen von Talzuschüben.....	76
8.3 Auswertung Laserscan- Geländemodell.....	76
 KAPITEL 9: Karten und Profile.....	 79
 KAPITEL 10: Ergebnisse und Diskussion.....	 82
 KAPITEL 11: Schlußwort und Danksagung.....	 84
 Literaturverzeichnis.....	 86
 ANHANG A: Aufschlußkoordinaten.....	 94
 ANHANG B: Geologische Karte (mit Quartärbedeckung).....	 95
 ANHANG C: Abgedeckte Geologische Karte.....	 96
 ANHANG D: Profile.....	 97

## Motivation und Zielsetzung

Den Anstoß zu dieser Arbeit gab die Geologische Bundesanstalt (GBA) mit ihrem Anliegen, das Kartenblatt Axams (ÖK 50 Blatt 147, Maßstab 1: 50.000) neu zu bearbeiten und zu kartieren. Im Zuge dieser Bemühungen wurden vom Geologischen Institut der Universität Innsbruck mehrere Diplomarbeiten im Bereich des nördlichen Ötztal- Stubai Komplexes (ÖSK) an Studierende vergeben. Zielsetzung war eine genaue Geländekartierung mit besonderer Berücksichtigung der Strukturgeologie, da diese in der Vergangenheit nicht hauptsächlicher Gegenstand bisheriger Kartierungen war.

Neben den geologischen Strukturen im Gelände kam der Auswertung von Mikrogefügen in Gesteinsdünnschliffen sowie der Auswertung von Laserscan- Daten (tiris, Land Tirol) große Wichtigkeit zu. Von besonderem Interesse war die Frage nach der Notwendigkeit bzw. der Möglichkeit einer Abgrenzung des ÖSK- Komplexes von den nordöstlich aufgeschlossenen Phylliten, welche zumindest teilweise den altpaläozoischen Phyllitkomplexen des Silvretta-Seckau Deckensystems (Innsbrucker Quarzphyllit, Landecker Quarzphyllit) zugeordnet werden (Nowotny 1979). Das Gebiet wurde zwar schon von mehreren Bearbeitern untersucht, dennoch konnte die Natur dieses Kontaktes bisher nicht zufriedenstellend geklärt werden. Auf dem in jüngerer Zeit neu aufgenommenen Kartenblatt Zirl (1:50.000) der GBA ist der nördlichste Teil des Untersuchungsgebiets zwar verzeichnet, allerdings werden hier Phyllitzone und Ötztalkristallin zusammen und nicht getrennt voneinander behandelt. Zur genaueren Charakterisierung der tektonometamorphen Entwicklung dieser beiden Einheiten (ÖSK bzw. Phyllitzone) wurden an geeigneten Stellen orientierte Gesteinsproben entnommen. Thermobarometrische Berechnungen basieren auf neu gewonnenen Mikrosondedaten, die (thermo)geochronologischen Analysen wurden in Zusammenarbeit mit Dr. Manfred Rockenschaub an der Geologischen Bundesanstalt (GBA) in Wien erstellt. Eventuell unterschiedliche Druck- und Temperaturbedingungen oder Altersdaten von Proben der Phyllitzone zu Proben aus dem ÖSK sollten eine Abgrenzung erleichtern. Zur besseren Identifikation eventueller mobiler Hangbereiche wurde ein Laserscan Geländemodell (tiris, Land Tirol) des Untersuchungsgebiets zur Auswertung hinzugezogen.

Die konkreten Ziele dieser Diplomarbeit stellen sich wie folgt dar:

- Kartierung des Gebiets mit besonderer Berücksichtigung der geologischen Strukturen sowie des Kontakts ÖSK - Phyllitzone.
- Entnahme von Gesteinsproben zur geochronologischen Datierung sowie zur Dünnschliffauswertung und Mikrosondenanalyse
- Auswertung des Laserscan- Geländemodells
- Erstellen eines Modells zur Entstehung der geologischen Strukturen
- Begründete Abgrenzung ÖSK - Phyllitzone

# KAPITEL 1

---

## Einführung und Überblick

---

### 1.1 Geographische Lage

Das in vorliegender Arbeit untersuchte und kartierte Gebiet befindet sich in der Hochedergruppe, welche südlich der Ortschaften Polling, Flaurling und Oberhofen im Inntal, etwa 25 km westlich von Innsbruck/Tirol liegt (Abb.1.1.1 und 1.1.2). Im Wesentlichen wurde das Kanzingbachtal mit den umliegenden Gebirgszügen kartiert. Die westliche Grenze bilden der Blahbach sowie der Wanderweg, welcher auf ca. 2.200m bis ins hintere Kanzingbachtal verläuft. Im Osten wird das Gebiet auf natürliche Weise durch den Klambach und den Zug Rauer Kopf (2.308m), Brechten (2.419m) und Peider Spitze (2.808m) begrenzt. Die Südgrenze bildet das Sellraintal. Im Norden reicht das untersuchte Gebiet bis zu den Ortschaften Polling, Flaurling und Oberhofen im Inntal. Das Gebiet umfasst rund 37 km<sup>2</sup>. Die Höhererstreckung reicht von etwa 675m bei Flaurling im Inntal bis auf 2.808m, den Gipfeln der Peider Spitze und des Flaurlinger Rosskogels.

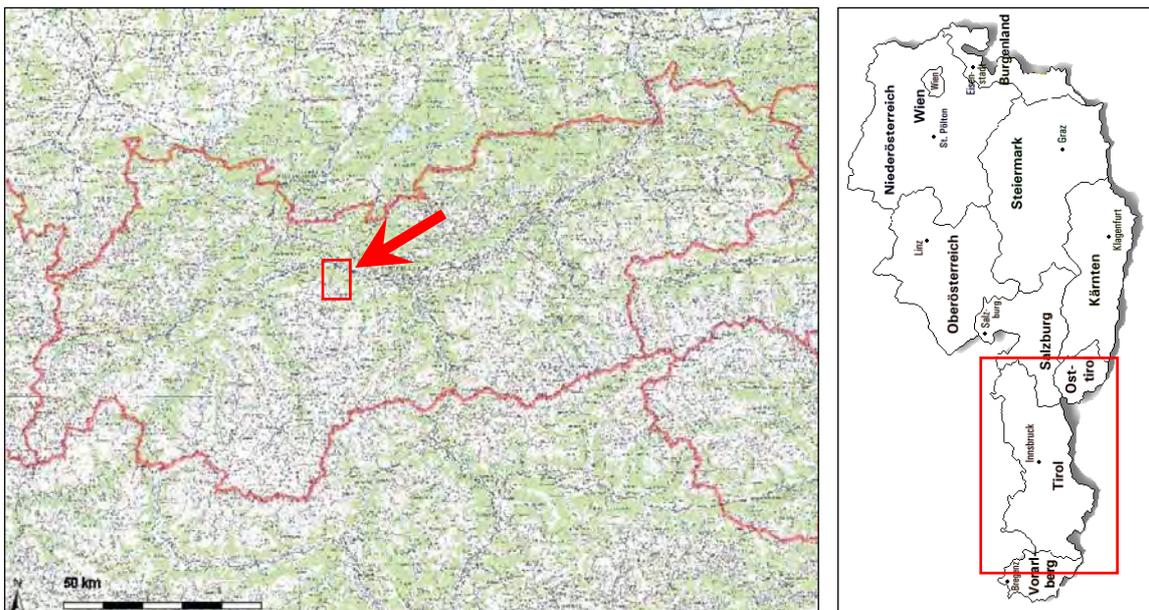


Abb.1.1.1: (links) Topographische Karte von Tirol (Quelle: tiris, Land Tirol). In roter Farbe ist die Lage des Untersuchungsgebiets markiert. (rechts) Geographische Karte Österreichs zur Übersicht.

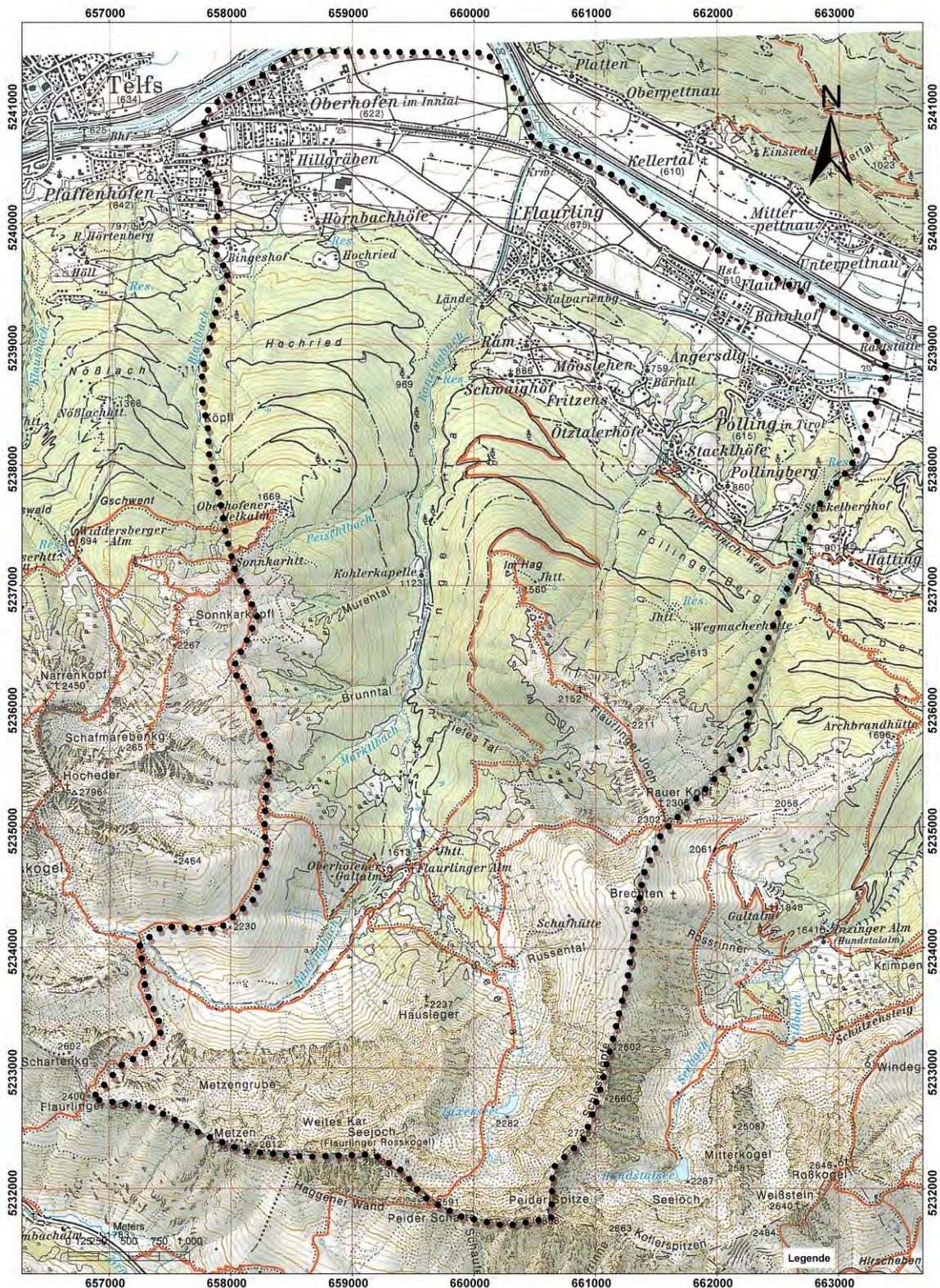


Abb.1.1.2: Kartenausschnitt der ÖK 50, Kartenblatt 117 Zirl (1:25.000) des BEV, Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen. Das Kartiergebiet ist schwarz markiert.

## 1.2 Geologischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet liegt im nördlichen Teil des ÖSK (Abb.1.2), welches vorwiegend aus polymetamorphen Gesteinen aufgebaut ist und zusammen mit dem Silvretta Kristallin und dem Ortler Campo Kristallin (Froitzheim et al., 2009) einen Teil der westlichen austroalpinen Grundgebirgsdecken in den Ostalpen bildet. Während der tertiären Orogenese wurde das Deckensystem von Süden nach Norden transportiert und liegt nun mit Relikten permomesozoischer Sedimentbedeckung auf den tieferen austroalpinen bzw. penninischen Einheiten. Nördlich des ÖSK sind im Untersuchungsgebiet des Weiteren Gesteine der Phyllitzone aufgeschlossen. Diese paläozoischen Sedimentabfolgen wurden im Zuge der variszischen und alpinen Orogenese metamorph überprägt und gehören nach Schmid et al. (2004) zusammen mit dem Innsbrucker Quarzphyllit und anderen Komplexen zum Silvretta- Seckau Deckensystem. Eine genaue Beschreibung der Geologischen Verhältnisse (u.a. Plattentektonische Entwicklung, Metamorphose, Tektonik) folgt in Kapitel 2.

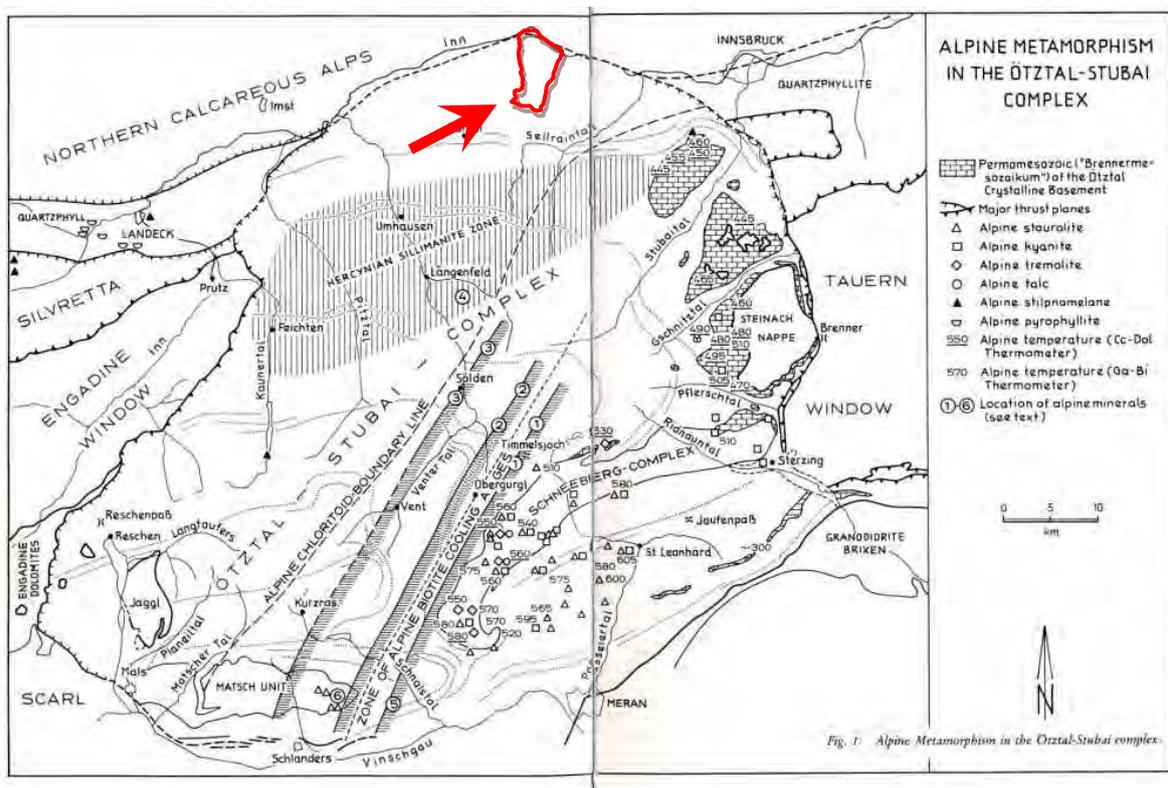


Abb.1.2: Die Alpine Metamorphose im ÖSK mit den angrenzenden geologischen Einheiten nach Frank et al. (1987). In rot ist ganz im Norden die Lage des Untersuchungsgebietes eingezeichnet.

### 1.3 Stand des Wissens

Neben ersten geologischen Kartierungen des ÖSK (u.a. Ohnesorge 1905, Sander 1921, Hammer 1922, Sander 1929, Schmidegg 1932) in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts war in der Folge vor allem die Metamorphoseentwicklung des Altkristallins (u.a. Purtscheller 1967, Hoinkes et al., 1983, Eichhorn 1991, Kaindl et al., 1999, Konzett et al., 2003, Kapferer 2006, etc.) sowie die tektonische und stratigraphische Untersuchung des aufliegenden Permomesozoikums (u.a. Schmidegg 1956, Marvastian 1967, Kübler et al., 1962, Geysant 1973, Fügenschuh et al., 2000, etc.) Gegenstand von Untersuchungen. Tektonik und Strukturgeologie wurde im südlichen Teil des ÖSK erstmals von Schmidegg (1936) bearbeitet. Auch die weiteren Arbeiten mit strukturgeologischem Fokus (Baumann 1967, Van Gool et al., 1987, Sölva et al., 2001, Flöss 2009, Speckbacher 2009) betreffen in der Regel den zentralen und/oder südlichen Teil des ÖSK und nicht den Bereich des gegenständlichen Untersuchungsgebiets.

In Bezug auf die am Nordrand des Altkristallins aufgeschlossenen Gesteine der Phyllitzone erwähnen schon Hammer (1918), Ampferer (1930) und Schmidegg (1956) die lithologische und petrographische Ähnlichkeit mit den Gesteinen des Innsbrucker- und Landecker Quarzphyllits. Der Innsbrucker Quarzphyllit ist als tektonisch eigenständiges Element dem Silvretta- Seckau Deckensystem zuzuordnen (Rockenschaub 1990). Die metamorphe Entwicklung des Innsbrucker Quarzphyllits wurde zuletzt von Piber (2005) bearbeitet. Die großteils schwach metamorphe Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone kann tektonisch nicht eindeutig von den Gesteinen des Silvretta- Altkristallins getrennt werden und wird daher als nördlichster Anteil des Silvrettakristallins betrachtet. Vor allem die Einschüppungen permomesozoischer Sedimente im Bereich Puschlin - Thialspitze sprechen für eine tektonische Einordnung als Basis der ostalpinen nördlichen Kalkalpen (Rockenschaub 1990). Eine genauere Untersuchung der Phyllite des Kartierungsgebiets („Flauringer Quarzphyllite“) ist nicht bekannt. Nach Tollmann (1963) und Nowotny (1979) werden sie lediglich als „altpaläozoisches Bindeglied zwischen den fossilereeren Grauwackenabschnitten des Westens und den fossilbelegten Abschnitten des Ostens angenommen“.

Im Jahre 2005 wurde von der Tiroler Landesgeologie im Zuge des Projekts Salzstrasse eine geomorphologisch- geologische Kartierung des nördlichen ÖSK zwischen Inn- und Sellraintal durchgeführt. Aufgrund der starken Fokussierung auf quartäre und geomorphologische Kriterien konnte die genannte Karte für Fragestellungen der vorliegenden Arbeit jedoch nur bedingt herangezogen werden. Gleiches gilt für die (petrologisch) detailgenaue Karte von Kapferer (2006).

## 1.4 Methodik

Basis vorliegender Arbeit ist eine im Sommer 2008 und Sommer 2009 durchgeführte geologische Aufschlußkartierung im Maßstab 1:10.000. Die Grundlagen der Kartierung bildeten dabei neben dem geologischen Kartenblatt Zirl (1:50.000) der GBA die geomorphologische Karte der Tiroler Landesgeologie für das Projekt Salzstrasse (1:10.000) sowie die Diplomarbeitskartierung (1:10.000) von Kapferer (2006). Bei den Kartierungsarbeiten fanden die Strukturgeologie sowie der strukturelle Aufbau der aufgeschlossenen Lithologien besondere Berücksichtigung. Die Position der Aufschlußpunkte wurde mittels Höhenmesser, Karte und GPS bestimmt und auf der ÖK 50, Kartenblatt 117 Zirl (1:25.000) des BEV verzeichnet.

Geologische Strukturen wie Foliationen, Lineare, Faltenachsen, Achsenebenen, Klüfte und Störungen wurden mit dem Geologenkompass nach CLAR eingemessen. In der Folge wurde aus den zusammengetragenen Daten mittels Computerprogramm „ArcGis“ eine digitale Karte erstellt. Neben den eigentlichen Feldaufnahmen erfolgte die letztendliche Auswertung unter anderem mit Hilfe von Laserscan- Daten des Landes Tirol (tiris). Alle sprödektotonischen Daten wurden mit dem Programm „Tectonics FP“ ausgewertet und dargestellt. Des Weiteren wurden im Gelände orientierte Proben zur Herstellung von Dünnschliffen entnommen und diese mittels Polarisationsmikroskop ausgewertet. Anhand zweier Gesteinsproben aus der Phyllitzone wurden geothermobarometrische Untersuchungen durchgeführt, um die Metamorphoseentwicklung zu rekonstruieren. In Zusammenarbeit mit Dr. Manfred Rockenschaub von der GBA wurden mehrere Gesteinsproben zur geochronologischen Datierung entnommen. Aus Zeitgründen (Der Großteil der Proben war bei Niederschrift der Diplomarbeit noch nicht datiert) kann in vorliegender Arbeit jedoch nur ein kleiner Teil der Datierungsergebnisse vorgestellt und diskutiert werden.

## KAPITEL 2

---

### Geologie

---

Neben einem kurzen Überblick zur Geologie der Alpen und deren Gliederung in tektonische Großeinheiten wird in folgendem Kapitel die tektonometamorphe Entwicklung des Alpenorogens im Allgemeinen und den austroalpinen Einheiten im Speziellen beschrieben. Anschließend wird die regionale Geologie mit den zwei relevanten Komplexen/Decken ÖSK und Phyllitzone erläutert.

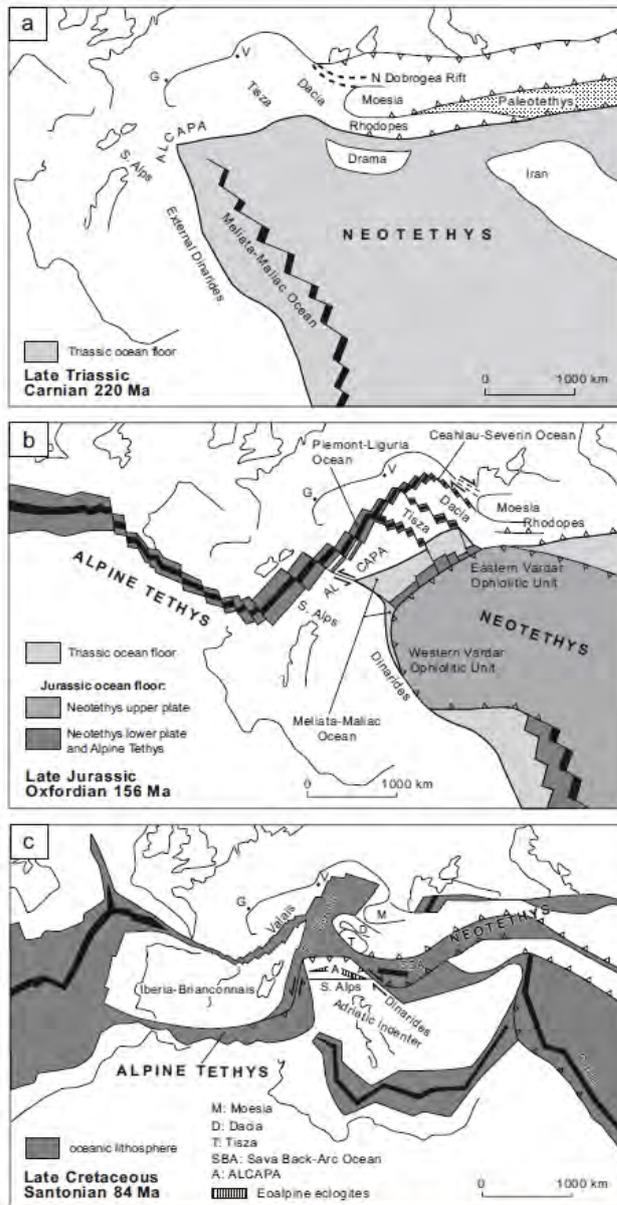
#### 2.1 Geologie der Alpen

Die Alpen sind das größte Gebirge im Inneren Europas und werden nach geologischen Kriterien am Übergang von der Schweiz zu Österreich in West- und Ostalpen gegliedert. Die Ursache für die mehrstufige Auffaltung des Alpenorogens liegt in der Konvergenz und Kollision der zwei Kontinentalplatten Europa und Afrika (Apulien). Im Zuge der Gebirgsbildung kam es zur Bildung und Schließung mehrerer Ozeanbecken (Stampfli et al., 2001), wodurch ein Ost-West streichendes Decken- und Faltengebirge entstand, das gegen Westen hin nach Südwest umbiegt. Der komplizierte tektonische Bau der Alpen ist charakterisiert durch die paläogeographische Verteilung kontinentaler und ozeanischer Bereiche. Die markanten Unterschiede im Gebirgsbau entlang des Streichens finden ebenso in unterschiedlichen Metamorphosealtern sowie in der Geometrie der Alpen- Tiefenstruktur ihren Ausdruck (z.B.: Schuster 2003).

##### 2.1.1 Plattentektonische Entwicklung

Im späten Altpaläozoikum kam es durch Subduktion des Iapetus Ozeans und Kollision der Platten Baltica und Nordamerika zunächst zur Bildung des präalpinen kaledonischen Gebirgssystems. Im Ordovizium/Silur wurden die *Prototethys* und *Paläotethys* als back arc Ozeane des Panthalassa Ozeans geöffnet. Durch sukzessive Subduktion der Paläotethys ab dem Karbon kommt es im Jungpaläozoikum zu weiteren Kontinent- Kontinent Kollisionen, welche dann zur Vereinigung aller großen kontinentalen Massen im Superkontinent Pangäa führten (Faupl 2003). In alpinem

Zusammenhang ist hier vor allem die variszische Gebirgsbildung zu nennen, welche durch Kollision von Laurussia und Gondwana entstand.



In der späten Trias kam es durch Ausbildung eines kontinentalen Rift-Systems zum Zerbrecen von Pangäa und zur Öffnung der alpinen Neothetys im Osten (Schmid et al., 2004). Dabei entstanden im Laufe der Zeit verschiedene Ozeanbecken und Meeresarme (wie der Meliata- Maliac und der Vardar Ozean) und Mikrokontinente, was ein kompliziertes Nebeneinander verschiedener Sedimentationsräume verursachte. Der Meliata Ozean wird als randliches Becken der Neothetys interpretiert (Froitheim et al., 2009) und wurde am Ende der Trias entlang einer intraozeanischen Subduktionszone geschlossen. Der passive Kontinentalrand Europas zur Neothetys hin bildete in der Trias den Ablagerungsraum der Ostalpen.

Abb.2.1.1: Paläogeographische Rekonstruktion für a) die späte Trias, b) den späten Jura und c) die späte Kreide. Aus Schmid et al. (2008).

Ab dem Jura begann sich der Zentralatlantik zu öffnen. Dadurch bildete sich weiter gegen Osten die alpine Thetys und der Piemont- Ligurische (Südpenninische) Ozean als direkte Verlängerung. Durch intraozeanische Subduktion des Meliata Ozeans unter den Vardar Ozean kam es im Zusammenhang mit der Öffnung des Atlantik zur Bewegung (Prae-) Apuliens nach Osten (Schmid et al., 2004). Apulien existierte zu dieser Zeit nicht als selbstständige Platte sondern war fest mit dem afrikanischen Kontinent verbunden. Mit der Öffnung der alpinen Thetys und des Piemont- Ligurischen Ozeans beginnt sich die Ost-West gerichtete Bewegung der Platten zur Zeit der Trias allmählich mehr in Richtung Nord-Süd auszurichten. In der Kreide kam es im Norden des Piemont- Ligurischen Ozeans zur Bildung des (Nordpenninischen) Valais Ozeans. Diese zwei schmalen Ozeanbecken (alpine Thetys bzw. Piemont- Ligurischer Ozean und Valais Ozean)

wurden durch den Mikrokontinent Brianconnais (Mittelpenninikum) voneinander getrennt (Schmid et al., 2004). Mit der Entstehung ozeanischer Kruste innerhalb des Piemont- Ligurischen Ozeans kam es schließlich zur endgültigen Abtrennung Europas von Apulien, dem nördlichen Fortsatz Afrikas. Von der Oberkreide bis in das Tertiär wurde der Piemont- Ligurische Ozean dann geschlossen. Während der darauffolgenden alpidischen Kontinentkollision ab dem Eozän bildete die Europäische Platte die tektonische Unterplatte, und die Apulische Platte die Oberplatte (Schuster 2003).

### 2.1.2 Großtektonische Gliederung der Alpen

Im Wesentlichen basiert die tektonische Gliederung der Alpen auf der paläogeographischen Zugehörigkeit der einzelnen Baueinheiten, was einer Gliederung vom tektonisch Liegenden (Europa) ins Hangende (Apulien) entspricht. Die paläogeographische Zugehörigkeit wird dabei wesentlich durch den Ablagerungsbereich der mesozoischen Sedimente dieser Einheiten definiert.

Das **Helvetikum** repräsentiert den nördlichsten (äußeren) Sedimentationsraum innerhalb der Alpen und enthält Einheiten, die dem europäischen Kontinentalrand zugehören. Im Tertiär wurden die helvetischen und ultrahelvetischen Sedimentdecken abgeschert und in den alpinen Deckenstapel eingebaut (Froitzheim et al., 2009).

Der Ablagerungsraum des **Penninikum** grenzte ursprünglich südlich an die Helvetische Zone und baut heute die südlichen bzw. östlichen tektonischen Einheiten der Westalpen auf. In den Ostalpen wird das Penninikum von den tektonisch höheren Einheiten des Ostalpins überlagert und tritt in Form tektonischer Fenster (Tauern Fenster, Engadiner Fenster) zutage. Das Penninikum enthält Gesteinsserien verschiedener paläogeographischer Bereiche (Valais Ozean, Brianconnais Terrain, Piemont- Ligurischer Ozean) und wird daher in drei Teilzonen unterteilt, welche der paläogeographischen Anordnung der Ablagerungsräume entsprechen. Tektonisch liegen die Teilbereiche heute vom Liegenden ins Hangende wie folgt vor:

- Das Nordpenninikum entspricht dem Valais Ozean (Walliser Trog) und ist durch eine turbiditische Tiefwassersedimentation gekennzeichnet. Die kreidezeitlichen und tertiären Flysche wurden erst im Tertiär in das alpine Orogen eingebaut (u.a. Oberhauser 1995, Fügenschuh et al., 2000).
- Das Mittelpenninikum entspricht dem Brianconnais Mikrokontinent und stellt eine kontinentale Hochzone dar. Auf der kristallinen Unterlage kamen ab der Trias Sedimente zur Ablagerung.
- Das Südpenninikum entspricht dem im Jura entstandenen Bereich des Piemont- Ligurischen Ozeans und beinhaltet neben Ophioliten und Radiolariten vor allem Turbidite und Flysch- Sedimente.

Auf der inneren, d.h. südlichen und östlichen Seite des Alpengürtels befinden sich die Gesteinseinheiten des **Ostalpin** (Austroalpin) und **Südalpin**. Diese Einheiten sind dem adriatischen Kontinentalrand zuzuordnen und werden heute durch das periadriatische Störungssystem (PAF) voneinander getrennt (Froitzheim et al., 2009). Der ostalpine Deckenkomplex setzt sich im Wesentlichen aus den mesozoischen Kalkalpen im Norden sowie den Kristallindecken im Süden zusammen. Dazwischen liegen die Grauwackenzone und verschiedene Einheiten von Quarzphylliten. Das Ostalpin bildet die tektonisch höchste Baueinheit der Alpen und überlagert sämtliche helvetische und penninische Decken. Das Südalpin ist gekennzeichnet durch eine Süd- vergente Falten- und Überschiebungstektonik welche sowohl das kristalline Grundgebirge als auch die mesozoischen Sedimentdecken (Dolomiten) miteinbezieht.

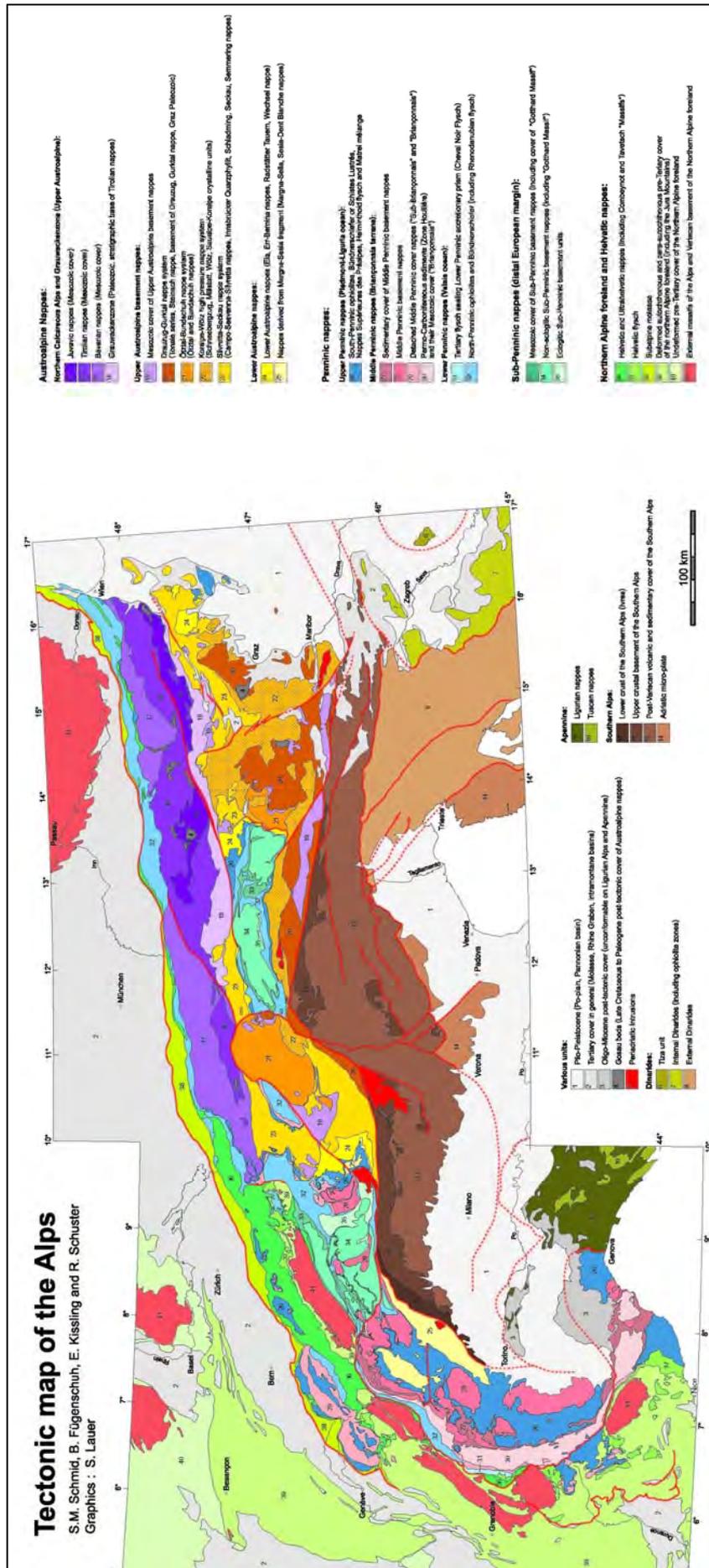


Abb.2.1.2: Großtektonische Übersichtskarte der Alpen. Aus Schmid et al. (2004).

### 2.1.3 Tektonische Entwicklung der Alpen

Im Späten Karbon und frühen Perm ist der alpine Raum gekennzeichnet durch den orogenen Kollaps der Variszischen Kruste. Erosion und die Bildung von Graben Strukturen stehen in Verbindung mit extensionalen Bewegungen, welche bis ins Jura andauern. Aufgrund thermaler Subsidenz in der frühen Trias kommt es durch die Ausbildung eines kontinentalen Rift- Systems zur Öffnung des Meliata Ozeans (Froitzheim et al., 2009). Auf dem metamorphen Altkristallin lagerten sich durch wechselnde Trans- und Regressionen bis zu drei Kilometer mächtige Sedimente ab. Im mittleren Jura öffnete sich durch die anhaltenden Rifting- Bewegungen der Piemont- Ligurische Ozean. Darauf folgten Kompressionsbewegungen, welche zur intraozeanischen Subduktion des Meliata Ozeans führten (Schmid et al., 2008).

Während der **Kreideorogenese** (eoalpines Event) waren die Plattenbewegungen zwischen Europa und Adria Ost-West orientiert. Im Zuge dieser Bewegungen kam es zunächst zu intraozeanischer Subduktion, welche dann in ein intrakontinentales Szenario übergeht (Schmid et al., 2008). Dabei wurde die adriatische Platte im Zuge der Konvergenz zu einem WNW gerichteten Deckenstapel gehoben. Die intrakontinentale Subduktion führte zu druckbetonter Metamorphose und zur Bildung von Eklogiten in Teilen des Austroalpinen Deckenstapels. Der Ötztal-Bundschuh Komplex liegt hierbei tektonisch im Hangenden dieser Eklogite. Die Nördlichen Kalkalpen (NKA) hingegen liegen im Liegenden des Eklogitkanals, wurden von ihrem kristallinen Untergrund abgeschert und als Deckgebirgsdecken WNW- vergent gestapelt (Froitzheim et al., 2009).

Schon seit der Bildung des Piemont- Ligurischen Ozeans im Jura begann sich die Ost-West Logik der konvergierenden Platten sukzessive in Richtung Nord-Süd auszurichten. Nach der Schließung des Piemont- Ligurischen Ozeans sowie des Walliser Trogs kam es im Tertiär schließlich zur Kollision der kontinentalen Krusten von Europa und Apulien (Schmid et al., 2008). Diese zweite Phase der tektonischen Entwicklung der Alpen wird **tertiäre Orogenese** genannt und ist nach Froitzheim et al. (2009) durch vier Prozesse gekennzeichnet: Die Schließung der verbliebenen penninischen Meeresbecken, Stapelung der Austroalpinen und Penninischen Decken auf die europäische Kontinentalplatte, Scherversetzung entlang des Periadriatischen Lineaments sowie Ost-West gerichtete Extension der Austroalpinen Krustenfragmente. Die postkollisionale Entwicklung der Ostalpen ist gekennzeichnet durch die Intendation der adriatischen Mikroplatte und deren Rotation im Gegenuhrzeigersinn sowie deren Ausweichen nach Osten (lateral extrusion nach Ratschbacher et al., 1991). Neben einer Verkürzung im Bereich der Zentralalpen und einer WNW- gerichteten Deckenstapelung in den Westalpen kommt es in den Ostalpen zu einer Extrusion der ostalpinen Einheiten durch das Zurückweichen der europäischen Platte im Bereich der Karpathen. Das PAL trennt das auf den Europäischen Kontinentalrand aufgeschobene Ostalpin vom Südalpin der Adriatischen Platte, wobei das Ost-West verlaufende, dextrale Bruchsystem entlang der Giudicarien- Störung sinistral versetzt wird.

Die tektonometamorphe Entwicklung der Austroalpinen Einheiten lässt sich nach Froitzheim et al. (1994) in 5 Hauptphasen gliedern (Abb.2.1.3). Kollisionale Überschiebungsphasen wechseln demnach mit extensionaler Überprägung:

### KRETAZISCHES (EOALPINES) OROGENEGESCHEHEN

- Trupchun Phase: WNW- gerichtete Stapelung der Austroalpinen Decken möglicherweise im Zusammenhang mit der Subduktion des Meliata- Maliac Ozeans. Die Gesteine des ÖSK wurden dabei grünschiefer- bis amphibolitfaziell überprägt.
- Ducan- Ela Phase: Durch postmetamorphe Extension kommt es zu ESE gerichteten Abschiebungen sowie zu Faltenbildung in tieferen Bereichen des Deckenstapels durch vertikale Verkürzung. Dies führte zur Exhumation und raschen Abkühlung des ÖSK während dieser Phase.

### KÄNOZOISCHES (TERTIÄRES) OROGENESEGESCHEHEN

- Blaisun Phase: Im Frühtertiär kam es zur Nord- gerichteten Überschiebung des Austroalpinen Deckenstapels auf die Einheiten des Penninikums. Diese Phase ist im ÖSK aufgrund der bereits deutlich geringeren Temperaturen vor allem durch spröde Strukturen gekennzeichnet.
- Turba Phase: Im Früh- bis Mittel- Oligozän kam es durch die anhaltende Konvergenz der Platten zu Ost-West gerichteter Extension.
- Domleschg Phase: Im Spätoligozän kam es zur letzten, postkollisionalen Verkürzung in Richtung NW-SE.

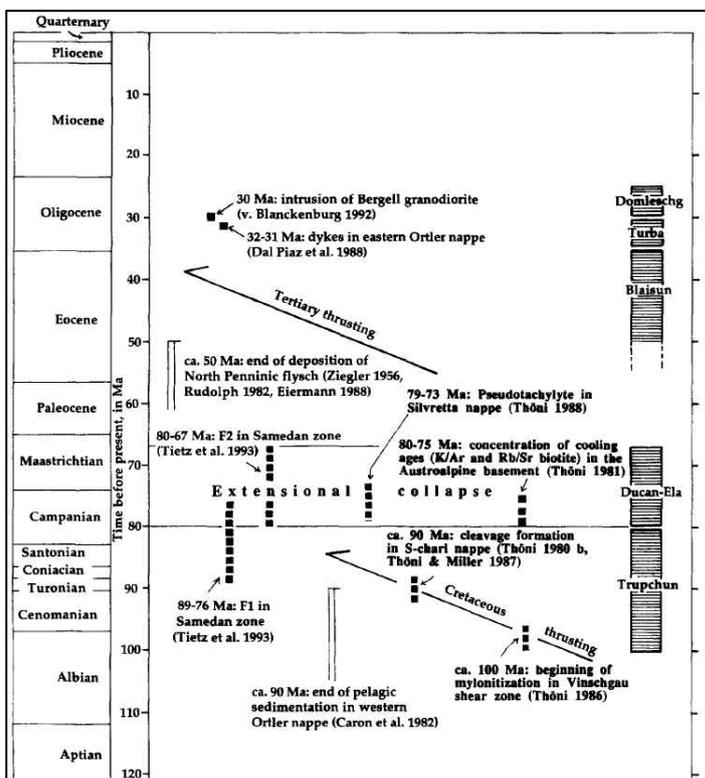


Abb.2.1.3: Die orogenen Zyklen der Kreide und des Tertiärs der westlichen Austroalpinen Decken nach Froitzheim et al. (1994).

## 2.2 Regionale Geologie

In diesem Kapitel wird die Geologie, Tektonik und Metamorphosegeschichte der zwei für diese Arbeit relevanten Austroalpinen Decken (ÖSK und Quarzphyllit) beschrieben.

### 2.2.1 Ötztal- Stubai Komplex

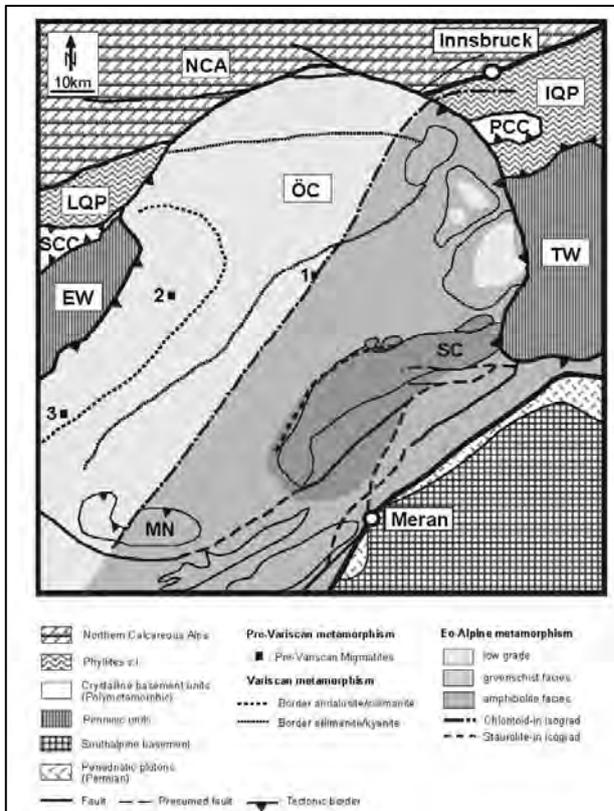
Der polymetamorphe ÖSK ist Teil des Ötztal- Bundschuh Deckensystems und nimmt infolge des eoalpinen Orogenesegegeschehens eine mittlere Position zwischen dem Drauzug- Gurktal System im Hangenden und dem Koralpe- Wölz Deckensystem im Liegenden ein (Schmid et al., 2004). Die Exhumation des ÖSK im Zuge der Ducan- Ela Phase erfolgte in Zusammenhang mit der Aufwölbung des Tauernfensters und trennte den Komplex von den rezent weiter östlich davon liegenden Decken des Bundschuh- Komplexes. Tektonisch wird der ÖSK im Norden durch die Inntal Linie von den Nördlichen Kalkalpen getrennt. Im Osten trennt die Nord-Süd streichende Brenner- Abschiebung den ÖSK vom Tauernfenster, im Westen erfolgt die Abgrenzung gegen das Engadiner Fenster durch die Engadiner Linie. Im Südwesten bildet die Schlinig Linie die tektonische Grenze. Ihr weiterer Verlauf in Richtung Osten konnte lange nicht genau definiert werden, die Grenze des ÖSK im Südosten war daher bis vor kurzem nicht genau geklärt (u.a. Purtscheller 1978). Entgegen der Meinung von Elias (1998), der eine mögliche Verlängerung der Schlinig Linie in der Passeier- und Jaufen Störung sieht, geht nach Flöss & Speckbacher (2009) die Schlinig Linie direkt über die Vinschgau Scherzone in die Schneeberg Abschiebung über.

Der ÖSK besteht lithologisch hauptsächlich aus Paragneisen (metapsammitischen und metapelitischen Schiefern und Gneisen), Orthogneisen und Amphiboliten. Untergeordnet kommen auch Eklogite, Migmatite und Metakarbonate vor. Der ÖSK zeigt eine deutliche polymetamorphe Entwicklung. Aufgrund bisheriger Untersuchungen (u.a. Thöni 1993, Klötzli- Chowanetz et al., 1997, Miller & Thöni 1995, Hoinkes et al., 1997, Habler et al., 2006) können im ÖSK mindestens drei Metamorphoseereignisse unterschieden werden:

Die **kaledonische Metamorphose** führte zur lokalen Bildung von Migmatiten. Die Teilaufschmelzungsbedingungen der Migmatite im Bereich des Winnebachferners werden von Hoinkes et al. (1972) mit Temperaturen von 660 bis 685° und Drucken von 4 kb angegeben. Klötzli- Chowanetz (1991, 2001) berechnete anhand von z.B. Rb-Sr Messungen an Glimmern ein Gesamtgesteinsalter von 490+-29 Ma.

Anschließend wurden die Gesteine im Zuge der **variszischen Metamorphose** unter mittel- bis hochgradigen Bedingungen überprägt. Während der Hochdruck- betonten Metamorphose kam es zwischen 370 und 340 Ma zur Subduktion und Umwandlung kambrischer Gabbros und Basalte zu Eklogiten. Die Metamorphosebedingungen lagen bei 700 bis 750°C und 27 kbar (Miller & Thöni 1995). Während der darauf folgenden Exhumierung und Druckabnahme kam es zur retrograden Umwandlung der Eklogite zu Amphiboliten. Im nördlichen ÖSK kamen Kapferer & Tropper (2005)

sowie Eichhorn (1991) an Eklogitlinsen in Amphiboliten zu folgenden Ergebnissen: Metamorphosebedingungen von 620 bis 670°C (Eichhorn: 600°C) und 17 bis 23 kbar (Eichhorn: 15 kbar) repräsentieren die erste Phase der variszischen Metamorphose. Die zweite Phase wurde mit 570 bis 650°C und 6 bis 8kbar an Amphiboliten gemessen.



Während der **kretazischen (eoalpinen) Metamorphose** kam es zu einer metamorphen Überprägung welche von Nordwesten (Subgrünschieferfazies) nach Südosten (Eklogit- und Amphibolitfazies) eine zunehmende Intensität aufweist (Abb.2.2.1). Die Metamorphose-Bedingungen für den Höhepunkt des eklogitfaziellen Ereignisses werden von Habler et al. (2006) mit 540 bis 620°C und 1,2- bis 1,4 GPa angegeben und werden nach Sm-Nd Berechnungen an Granaten um 85 +/- 5 Ma erreicht.

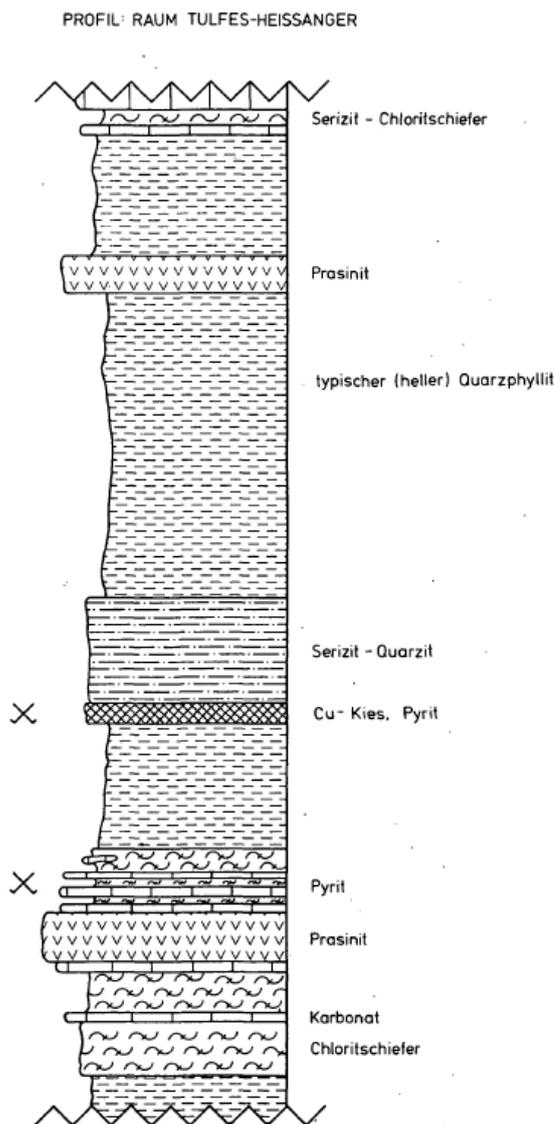
Abb.2.2.1: Metamorphosekarte des ÖSK nach Thöni et al. (2008).

Strukturgeologisch ist der ÖSK charakterisiert durch den Ost-West streichenden Großfaltenbau mit horizontalen Faltenachsen im nördlichen und zentralen Bereich sowie der sogenannten Schlingentektonik im Süden, welche steilachsig im Millimeter- bis Kilometer- Maßstab auftritt und typisch für die variszische Deformation ist (Froitzheim et al., 2009). Nach Schmid & Haas (1989) wurde die ÖSK Decke während der kretazischen Orogeneseentwicklung entlang der Schlingig Linie in Richtung WNW auf die penninischen Decken aufgeschoben. In der späten Kreide kam es im Zuge der Extension zur Ausbildung von Südost- bis ESE gerichteten Abschiebungen (Froitzheim et al., 1997).

## 2.2.2 Phyllitzone

Zur Phyllitzone werden der Innsbrucker Quarzphyllit, die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone sowie die Flauringer Phyllite gezählt (Schönlaub 1980). Die paläozoischen Sedimentabfolgen der Phyllitzone bestehen hauptsächlich aus Phylliten, Quarzphylliten und Serizitphylliten.

Im Fall des **Innsbrucker Quarzphyllits** sind auch Dolomitmarmore, Schwarzphyllite und Vulkanit-Lagen zwischengeschaltet (Haditsch & Mostler 1982, Mostler et al., 1982, siehe Abb.2.2.2.1). U/Pb Datierungen an Zirkonen sowie Rb/Sr Alter von Glimmern (Rockenschaub et al., 1999, 2003) geben für den Metamorphosehöhepunkt ein Permische Alter (ca. 268 Ma) an. „Extension und Ausdünnung der Kruste verursachte eine Metamorphose in der oberen Grünschieferfazies und die Intrusion saurer Magmatite“ (Rockenschaub et al., 2003). Strukturgeologisch zeigt der Innsbrucker Quarzphyllit eine „komplexe duktile Entwicklungsgeschichte, die im Zusammenhang mit mehreren Orogenesen und den zugeordneten Deformations- und Metamorphoseereignissen steht“ (Rockenschaub et al., 2003). Es dominieren penetrativ ausgebildete alpidische Strukturen und Gefüge (West- gerichtete Stapelung während der eoalpinen Überschiebungstektonik), welche die präalpidischen Strukturen fast vollkommen überprägten. Der Innsbrucker Quarzphyllit ist weitgehend grünschieferfaziell, retrograd metamorph überprägt (u.a. Haditsch & Mostler 1982, 1983; Piber 2005) und als tektonisch eigenständiges Element dem Silvretta- Seckau Deckensystem zuzuordnen (Schmid et al., 2004).



Die genaue tektonostratigraphische Stellung der Innsbrucker Quarzphyllite, vor allem bezüglich der Nördlichen Kalkalpen, ist ungewiß. Im Rahmen des TRANSALP-Projekts wurde mittels tiefeismischen Untersuchungen ein Nord-Süd Profil durch die Alpen im Bereich des westlichen Tauernfensters gelegt (Ortner et al., 2006). Demnach ist die Decke der Innsbrucker Quarzphyllite entlang der Brixlegg Störung den Nördlichen Kalkalpen aufgeschoben. Im Liegenden der Störung befinden sich die nach Süden einfallenden Decken des Bajuvarikums.

Abb.2.2.2.1: Profil- Abfolge des Innsbrucker Quarzphyllits aus dem Raum Tulfes und Heissanger. Neben den typischen Serizit-Chloritschiefern und den hellen Quarzphylliten kommen auch Prasinite, Metakarbonate und Pyrit-Lagen vor (aus: Haditsch & Mostler, 1982).

Die **Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone** besteht aus Phylliten, Quarziten, Glimmerschiefern und Paragneisen und ist großteils schwach metamorph (Nowotny et al., 1992). Die Variszische Metamorphose ist das dominante Metamorphoseereignis und ist durch Rb/Sr und K/Ar Glimmerdatierungen nach Thöni (1982) zwischen 270 und 300 Ma einzustufen. Die kretazische Metamorphose erreichte ihr Temperaturmaximum zwischen 85 und 100 Ma (Rockenschaub 1990). Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone ist tektonisch nicht eindeutig vom Silvrettakristallin abtrennbar und wird daher als dessen nördlichster Anteil betrachtet. Im Gegensatz zu den Innsbrucker Quarzphylliten wird die tektonostratigraphische Stellung der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone durch das Auftreten von stark tektonisch überprägten permomesozoischen Sedimenten als Basis der NKA angegeben (Rockenschaub, 1990).

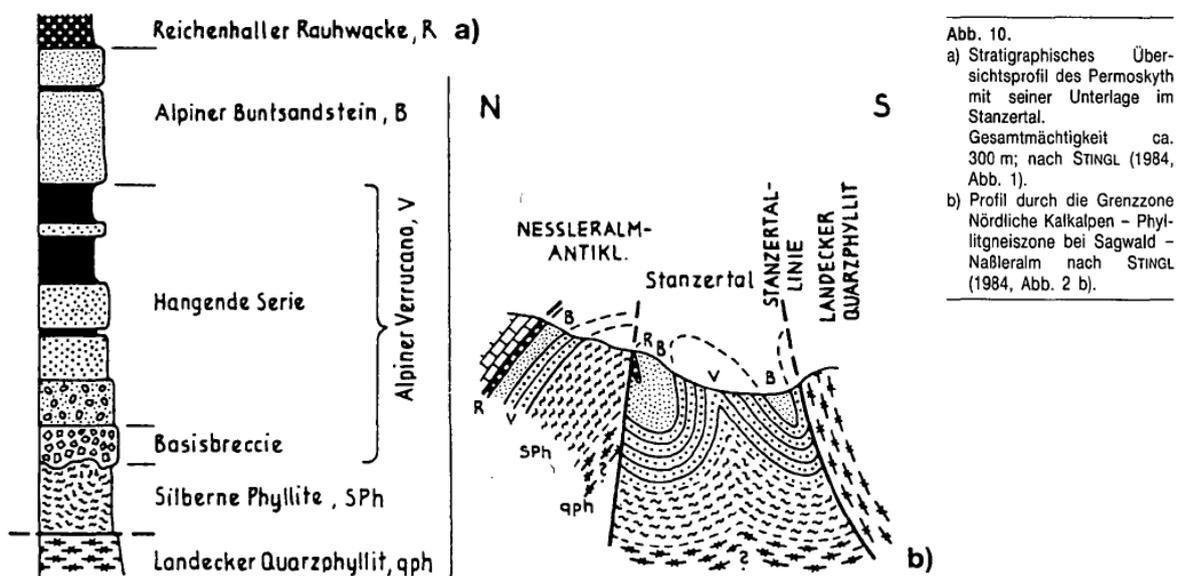


Abb. 10.  
a) Stratigraphisches Übersichtsprofil des Permoskyth mit seiner Unterlage im Stanzertal. Gesamtmächtigkeit ca. 300 m; nach STINGL (1984, Abb. 1).  
b) Profil durch die Grenzzone Nördliche Kalkalpen – Phyllitgneiszone bei Sagwald – Naßleralm nach STINGL (1984, Abb. 2 b).

Abb.2.2.2.2: Das Auftreten von tektonisch überprägten permomesozoischen Sedimenten im Stanzertal markiert die Grenzzone zwischen den NKA und dem Kristallin (aus: Rockenschaub, 1990).

Schon auf der Geologischen Karte Zirl und Nassereith im Maßstab 1:75.000 aus dem Jahre 1906 sind von Ampferer und Ohnesorge die Phyllite im Bereich südlich von Flaurling und Pfaffenhofen von dem weiter im Süden angrenzenden Kristallin deutlich abgetrennt. In der Geologischen Übersichtskarte von Tirol (Maßstab 1: 300.000) von R. Brandner ist zwischen ÖSK und Phyllitzone erstmalig eine Deckengrenze verzeichnet. Die **Flaurlinger Quarzphyllite** sind nach Novotny (1979) etwa 1 km breit und durch eine Störungszone von den im Süden angrenzenden Paragneisen und Amphiboliten des ÖSK getrennt. Die analoge Position der Phyllite zum Kristallin sowie ihre petrographische und lithologische Ähnlichkeit machen eine Zuordnung der Flaurlinger Phyllite zu den Quarzphylliten von Innsbruck und Landeck sinnvoll (Schönlaub, 1980). Hoernes und Purtscheller (1979) fanden in den Phylliten Relikte einer älteren, höheren Metamorphose. Nach Aufnahmen von Nowotny (1979) zeigen die progressiv metamorphen Grünschiefer, Serizitphyllite und Karbonate nur eine schwache Metamorphose.

## KAPITEL 3

---

### Kartierungsergebnisse

---

In diesem Kapitel werden zunächst die Vorgehensweise im Gelände sowie die Einteilung der Lithologien erläutert. Es folgt eine genaue Beschreibung der Gesteine. Neben der Erscheinungsform im Gelände wird die Petrographie der jeweiligen Lithologien anhand von Dünnschliffen erläutert. Zuletzt werden die Charakteristika der quartären Erscheinungsformen und Sedimente beschrieben. Die Lithologien des Untersuchungsgebiets stammen zum Großteil aus polymetamorphen Gesteinen des ÖSK. Untergeordnet kommen Lithologien der Phyllitzone vor. Als Topographische Grundlage für die Kartierung diente die ÖK 50, Kartenblatt 117 Zirl (1:25.000) des BEV, die geologischen Kartengrundlagen wurden weiter oben bereits besprochen. Das Gebiet wurde flächig im Maßstab 1:10.000 kartiert. Im unteren Teil herrschten eher schlechte Aufschlußbedingungen vor, was auf die starke Vegetationsbedeckung zurückzuführen ist. Die Aufschlüsse konzentrieren sich in diesem Bereich auf die Forststrassen und Bachläufe, welche recht zahlreich vorhanden sind. Im oberen Bereich des Kartierungsgebiets ermöglichten ausgezeichnete Aufschlußverhältnisse fast immer eine Kartierung der geologischen Einheiten vom Wandfuß bis zu den Gipfel- und Gratbereichen. Wo dies nicht möglich war (unzugängliches Gelände) wurden die Lithologien am Wandfuß und/oder an begehbaren Flanken und Graten kartiert und interpoliert.

#### 3.1 Einteilung der Lithologien

Eine gewisse Schwierigkeit bei der Einteilung der Lithologien stellte die oft angetroffene Wechsellagerung der Gesteine dar. Die Paragneis- Gesteinsserien treten beispielsweise fast immer in Kombination, bzw. in Wechsellagerung mit Glimmerschiefern auf. Dasselbe gilt umgekehrt. In Glimmerschiefer- Serien sind meist auch Lagen oder Linsen von Paragneis eingeschaltet. Eine Einteilung kann daher nur funktionieren, wenn für die Benennung der Gesteinsserie die im Gelände stark überwiegende herangezogen wird. Oft waren im Gelände auch Gesteinsserien aus wechselgelagerten Phylliten und Glimmerschiefern anzutreffen. Der Anteil an Glimmerschiefer überwiegt hier nur schwach den phyllitischen Anteil. In diesem Fall

wurde die Bezeichnung phyllitischer Glimmerschiefer gewählt. Geringmächtige (Meter- Bereich) Einschaltungen bzw. Linsen von Lithologien, welche nicht zu der in der Karte dargestellten Gesteinsserie gehörten, konnten im Kartierungsmaßstab nicht dargestellt werden. Es kann daher vorkommen, daß eine Gesteinsprobe, welche beispielsweise in der Karte innerhalb der Lithologie Augengneis verzeichnet ist in Wirklichkeit eine Paragneis Probe ist, die einer Paragneis- Schuppe innerhalb der überwiegenden Augengneis- Partie entnommen wurde (vgl. Tab.3.2.1).

### 3.2 Petrographie der lithologischen Einheiten

Es folgt eine Beschreibung der in der Karte ausgeschiedenen Lithologien. Neben den makroskopischen Unterscheidungskriterien sowie der Erscheinungsform im Gelände werden die Mineral- Paragenesen der entnommenen Dünnschliff- Proben sowie deren textuelle und mineralogische Besonderheiten erläutert. Die Abbildungen der Dünnschliffe erfolgten in vierfacher Vergrößerung. Der Rote Pfeil (vgl. Abb.3.2.1.2) entspricht somit einer Länge von 0,5mm. Eine Abkürzung der Minerale erfolgt nach Kretz (1983). In Tabelle 3.2 sind alle im Gelände entnommenen Proben sowie die angefertigten Dünnschliffe verzeichnet. Des Weiteren ist verzeichnet, welche Proben (und Dünnschliffe) für welche Untersuchungen (Thermobarometrie, Mineralogie, Kinematik bzw. Mikrogefüge) herangezogen wurden.

Probe	Dünnschliff	Thermobarometrie	Mineralogie	Kinematik-Mikrogefüge	Lithologie Probe	Lithologie Karte
D1	DS 1		X		Orthogneis	Orthogneis
D2	DS 2		X		Paragneis	Orthogneis
D3	DS 3		X	X	Ph. Glimmerschiefer	Ph. Glimmerschiefer
D4	DS 4		X		Quarzit	Ph. Glimmerschiefer
D5	DS 5		X	X	Glimmerschiefer	Glimmerschiefer
D6	DS 6/1		X	X	Glimmerschiefer	Glimmerschiefer
	DS 6/2		X		Glimmerschiefer	Glimmerschiefer
D7	-				Probennummer Phyllit	Phyllit
D9	DS 9	X	X		Phyllit	Phyllit
D10	DS 10		X	X	Orthogneis	Orthogneis
D11	DS 11/1		X		Ph. Glimmerschiefer	Ph. Glimmerschiefer
	DS 11/2		X		Ph. Glimmerschiefer	Ph. Glimmerschiefer
	DS 11/3		X		Ph. Glimmerschiefer	Ph. Glimmerschiefer
D12	DS 12/1		X		Ph. Glimmerschiefer	Ph. Glimmerschiefer
	DS 12/2		X		Ph. Glimmerschiefer	Ph. Glimmerschiefer
D13	DS 13/2		X	X	Ph. Glimmerschiefer	Ph. Glimmerschiefer
D14	DS 14		X	X	Paragneis	Amphibolit
D15	DS 15		X	X	Paragneis	Augengneis
D16	DS 16/1		X	X	Phyllit	Phyllit
	DS 16/2		X		Phyllit	Phyllit
D17	DS 17		X		Orthogneis	Orthogneis
D18	-				Phyllit	Phyllit
D19	-			X	Augengneis	Orthogneis
D20	DS 20		X	X	Augengneis	Augengneis
D21	DS 21		X		Amphibolit	Orthogneis
D22	-				Amphibolit	Amphibolit
D23	DS 23		X		Amphibolit	Amphibolit
D24	DS 24		X		Diabas	Diabas
D25	DS 25/1		X		Orthogneis	Orthogneis
	DS 25/2		X		Orthogneis	Orthogneis
D26	DS 26		X		Paragneis	Paragneis
D27	DS 27/1		X	X	Augengneis	Augengneis
	DS 27/2		X		Augengneis	Augengneis
D28	DS 28		X	X	Augengneis	Augengneis
	DS 28/3		X		Augengneis	Augengneis
D29					Chloritschiefer	Chloritschiefer
D30		X			Phyllit	Phyllit

Tab.3.2: Übersicht der entnommenen Proben und angefertigte Dünnschliffe des Kartiergebiets sowie der durchgeführten Untersuchungen (Thermobarometrie, Mineralogie, Kinematik anhand von Mikrogefügen).

### 3.2.1. Ötztal- Stubai Komplex

Im Kartiergebiet kommen hauptsächlich Granitgneise, Augengneise, Paragneise und Amphibolite vor. In den niederen Bereichen des Kartiergebiets überwiegen Glimmerschiefer und Phyllite. Untergeordnet treten auch aplitische Ganggesteine (Diabase) auf.

#### ➤ **Granitgneis**

Die Granitgneise sind im Untersuchungsgebiet aufgrund ihrer hellen Farbe und ihres massigen Auftretens in der Regel gut zu erkennen. Die Korngröße schwankt zwischen fein- und mittelkörnig, ist aber größtenteils phaneokristallin, d.h. die einzelnen Körner sind mit bloßem Auge gut erkennbar. Der Kontakt zum Umgebungsgestein ist meist scharf. Die Gneise sind oberflächlich oft dunkel angewittert und an manchen Stellen blockig zerbrochen. Sowohl massiges Auftreten als auch Schieferung kommt vor. Der Schieferungsgrad variiert im Kartiergebiet stark. In den tieferen Bereichen unter 2.000m weisen die Granitgneise meist eine stark ausgeprägte Foliation bzw. ein lepidoblastisches Korngefüge auf. Stellenweise sind die Gneise aus diesen Teilen des Gebiets auch mylonitisiert und stark quarzitisch. In den höheren Bereichen (oberhalb 2.000m) des Kartiergebiets ist die Foliation weniger stark ausgeprägt und das Gefüge weitgehend granoblastisch.

In der Literatur unterscheidet Hammer (1929) bei seiner Kartierung Biotit- Granitgneise und Granodioritgneise. Im Untersuchungsgebiet konnte jedoch keine Unterscheidung der Orthogneise aufgrund des Mineralbestandes unternommen werden. Biotit- Granitgneise wechseln im Gelände mit Muskovit- Granitgneisen, jedoch in zu kleinem Maßstab und in einem nicht kartierbarem Ausmaß.



Abb.3.2.1.1: Drei Bilder von Granitgneisen, wie sie im Kartiergebiet typischerweise vorkommen. Links ein Aufschluß (Mächtigkeit ca. 10m) mit hellen Abbruchflächen im oberen Bildbereich und deutlich ausgeprägter, weitständiger Schieferung. In der Mitte ein stark mylonitisierter und stark quarzitischer Orthogneis aus dem unteren Bereich des Untersuchungsgebiets. Auf der rechten Seite ist ein deutlich geschieferter Biotit- Granitgneis abgebildet.

➤ **Granitgneis im Dünnschliff:**

In den Granitgneisen treten verschiedene Paragenesen innerhalb folgender Mineralgesellschaft auf: Qtz + Pl + Kfs + Bt + Mu + Ep + Ap + Zrn + Grt + Rt

Der Lagerbau des fein- bis mittelkörnigen Biotit- Granitgneis ist durch die Einregelung und das orientierte Wachstum der Glimmerminerale unterschiedlich stark geschiefert. Eine ausgeprägte Schieferung kommt auch durch eine Wechsellagerung von Quarz- Bändern und Bereichen aus eingeregelteten, feinkörnigen Glimmeraggregaten zustande. Die Plagioklase sind oft polysynthetisch verzwilligt und teilweise stark pinitisiert. Die Biotite sind teilweise chloritisiert. Als Akzessorien kommen Epidot, Apatit, Zirkon, Granat und Rutil vor. Bei den mylonitischen, quarzitischen Orthogneisen aus der unteren Region des Kartiergebiets (**Dünnschliff 17**) ist die Schieferung im Vergleich zu den Granitgneisen aus den höheren Regionen (**Dünnschliff 1**, **Dünnschliff 25**) stärker ausgeprägt. Des Weiteren ist die Körnung um einiges feiner und die Farbe eher dunkelgrau.

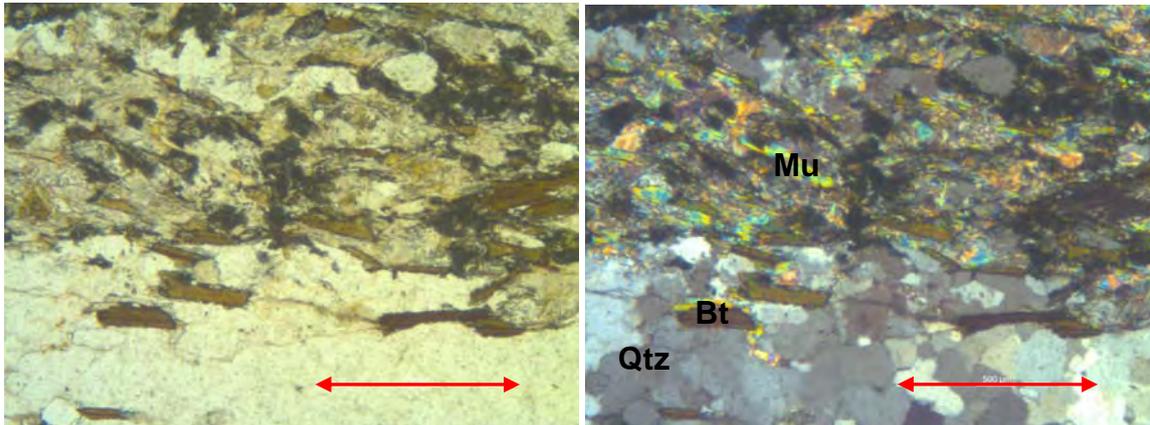


Abb.3.2.1.2 (links bei parallelen, rechts bei gekreuzten Polarisatoren): Granitgneis im Dünnschliff (DS 17). Gut erkennbar sind die Minerale Quarz und Glimmer (Biotit und Muskovit). Die Schieferung entsteht durch engeregelte, längliche Glimmer- Minerale sowie den Wechsel von grobkörnigen und feinkörnigen Bereichen. Das Gefüge ist eher lepidoblastisch. Der rote Pfeil hat eine Länge von 0,5mm.

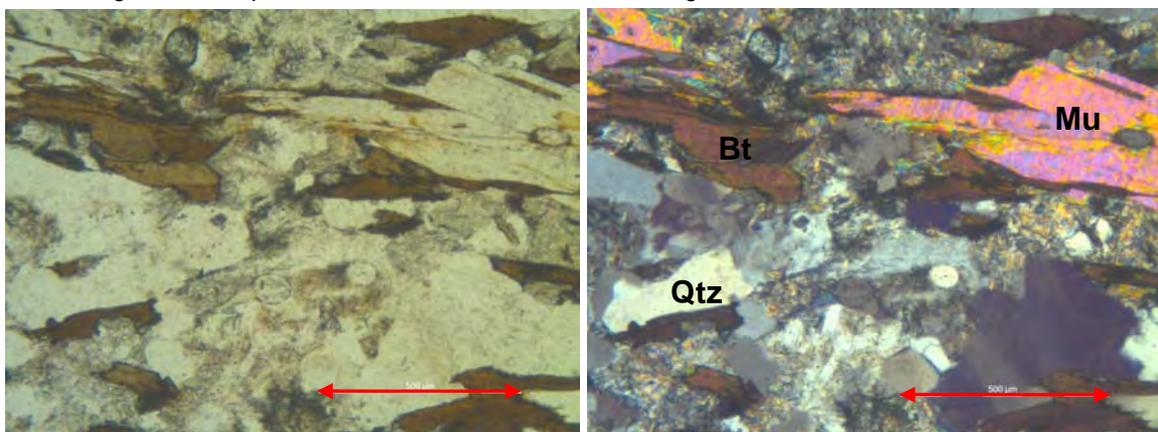


Abb.3.2.1.3 (links bei parallelen, rechts bei gekreuzten Polarisatoren): Granitgneis im Dünnschliff (DS 25). Im Vergleich zu DS 17 ist die Schieferung weniger stark ausgeprägt. Das Korngefüge ist granoblastisch. Die Korngröße ist im Verhältnis größer.

Die Paragenesen der einzelnen Granitgneis- Dünnschliffe lauten wie folgt:

Paragenese: (DS 1): Qtz + Pl + Kfs + Bt + Mu + Grt + Rt + Ap + Zrn

Paragenese: (DS 17): Qtz + Pl + Kfs + Bt + Mu + Ep + Zrn + Ap

Paragenese: (DS 25/1, DS 25/2): Qtz + Pl + Kfs + Bt + Mu + Ep + Ap

### ➤ **Augengneis**

Charakteristisch und Namensgebend für die als Augengneise ausgeschiedenen Gesteine sind die etwa 2mm- bis mehrere cm großen Feldspatknoten. Neben dieser typischen Augen- Bildung weisen die Gesteine eine unterschiedlich gut ausgeprägte Schieferung auf. Dies verleiht ihnen oft ein Aussehen, welches dem Erscheinungsbild der Paragneise ähnlich sieht. Der hohe Feldspat-Anteil sowie die kompakte Erscheinungsform im Gelände sprechen nach Meinung des Autors jedoch für ein magmatisches Ausgangsgestein. Die Anwesenheit von Staurolith in einem der Dünnschliffe (Dünnschliff 20) weist auf S-Typ Granite mit hohem Al- Gehalt der Schmelze hin. Für Kapferer (2003) sind die „Paragneise häufig durch Feldspatknottenbildung charakterisiert“. Sie zählt die Augengneise somit gänzlich zu den Paragneisen. Der Quarz- und Glimmergehalt der Gneise schwankt ebenso wie die Größe und Häufigkeit der Feldspat-Augen. Oft treten die Augengneise in Wechsellagerung mit geringmächtigen Paragneis- oder Orthogneis- Bändern auf. Die Farbe der Lithologien reicht im Anschlag von hell- weißlich (reich an Feldspat) bis dunkelgräulich (reich an Quarz). Oberflächlich sind die Gesteine durch die Verwitterung oft grau bis bräunlich. Im Gelände treten die Ost-West streichenden Augengneiszüge hauptsächlich im Bereich des Rauen Kopfes sowie im Bereich der Flaurlinger Scharte und der Metzengrube vor. Am Grat oberhalb des Hauslegers ist innerhalb des Augengneiszugs auch die einzige großräumige Faltenstruktur (Synform) lokalisiert.



Abb.3.2.1.4: Augengneis, wie er im Kartiergebiet typisch ist. Auf der linken Seite sind die Feldspat-Augen eher klein ausgebildet (Bleistift als Größenvergleich). Rechts ein Exemplar mit großen Feldspatknoten (Hammer als Größenvergleich).

➤ **Augengneis im Dünnschliff:**

In den Augengneisen treten verschiedene Paragenesen innerhalb folgender Mineralgesellschaft auf: Qtz + Pl + Kfs + Mu + Bt + Chl + Ap + Zrn + Grt + Rt + Czo/Ep + St

Die wesentlichen Hauptmerkmale der Dünnschliffe sind eine stark ausgeprägte Foliation durch eingeregelt Glimmer sowie serizitisierte Porphyroklasten aus Feldspäten. Die xenomorphen Porphyroklasten haben teilweise (**Dünnschliff 28**) Einsprenglinge von Granat, Glimmern und Zoisit. Wenn Einsprenglinge von Granat in den Feldspäten vorhanden sind, ist als Ausgangsgestein eher ein Sedimentgestein zu vermuten. Ein Orthogestein als Edukt kann jedoch nicht völlig ausgeschlossen werden. Im Druckschatten der ca. 0,5mm großen Feldspat-Klasten liegen Höfe von polykristallinen Quarz und Glimmern. An Glimmern sind sowohl Muskovit, Chlorit als auch Biotit enthalten, wobei letzterer teilweise chloritisiert sein kann. Alle Glimmer sind von tafeliger bzw. blättriger Form und entlang der Zwischenräume der Porphyroklasten eingeregelt. Im Dünnschliff 28 ist neben der prägnanten Hauptfoliation (s1) eine sekundäre Schieferung (s2) anhand der Glimmer deutlich zu erkennen. Die Plagioklase zeigen oft eine polysynthetische Verzwilligung.

Im **Dünnschliff 20** spricht die akzessorische Anwesenheit von Staurolith für einen mittleren Metamorphosegrad (Amphibolitfazies) sowie für S-Typ Granite mit hohem Al- Gehalt der Schmelze als Ausgangsgestein. Die auffallend gut und lagig ausgebildeten Chloritkristalle wirken primär gebildet, das Stabilitätsfeld Staurolith/Chlorit legt jedoch eine retrograde Bildung nahe.

Im Vergleich zu den anderen (Dünnschliff 20 und 28) Augengneis- Proben ist der **Dünnschliff 27** feinkörniger und durch einen geringen Anteil an Glimmer gekennzeichnet. Einige Quarz- Körner weisen intrakristalline Deformation auf. Die meisten Feldspäte haben Entmischungslamellen, was ein Hinweis auf eine (retrograde) Temperaturabnahme ist. Neben Apatit sind akzessorisch Zirkon, Granat, Rutil und Klinozoisit bzw. Epidot vorkommend.

Deutliche Hinweise auf das Ausgangsgestein oder Metamorphosebedingungen konnten anhand der Mineralparagenese keine gefunden werden. Die Mikrostrukturen (Kern- Mantel, Bulging), sowie die Anwesenheit von Staurolith in einem der Schliffe sprechen aber für mittelgradige Bedingungen. Die Hauptminerale Feldspat, Quarz, Glimmer sowie die Kompaktheit und das Auftreten im Gelände legen als Ausgangsgestein in den meisten Fällen ein Orthogestein nahe.

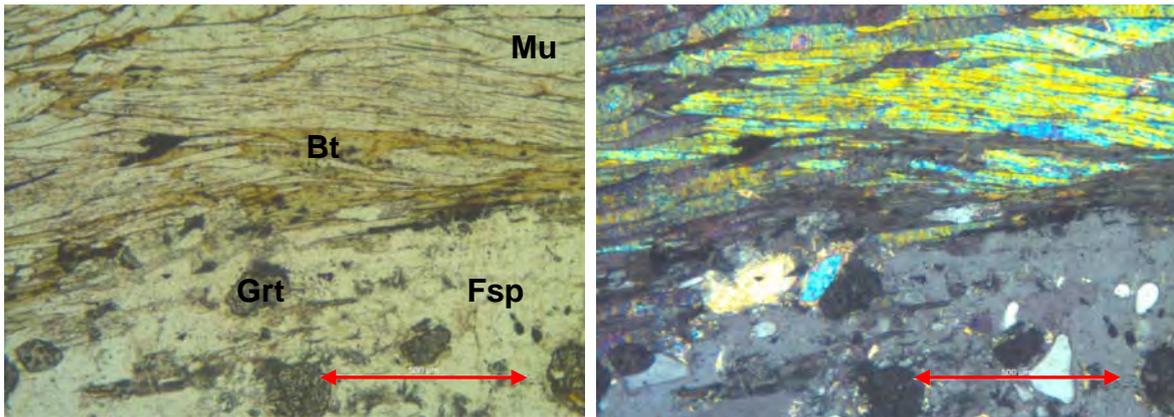


Abb.3.2.1.5 (links bei parallelen, rechts bei gekreuzten Polarisatoren): Im DS 28/3 sind die Granat-Einsprenglinge innerhalb des serizitisierten Feldspat- Porphyroklasten gut zu erkennen. Die eingeregeltten Glimmer (Biotit, Muskovit und Chlorit) bilden Höfe im Druckschatten der Feldspat- Klasten (hier aufgrund des Maßstabs nicht zu erkennen) und sind für die gut ausgeprägte Schieferung verantwortlich.

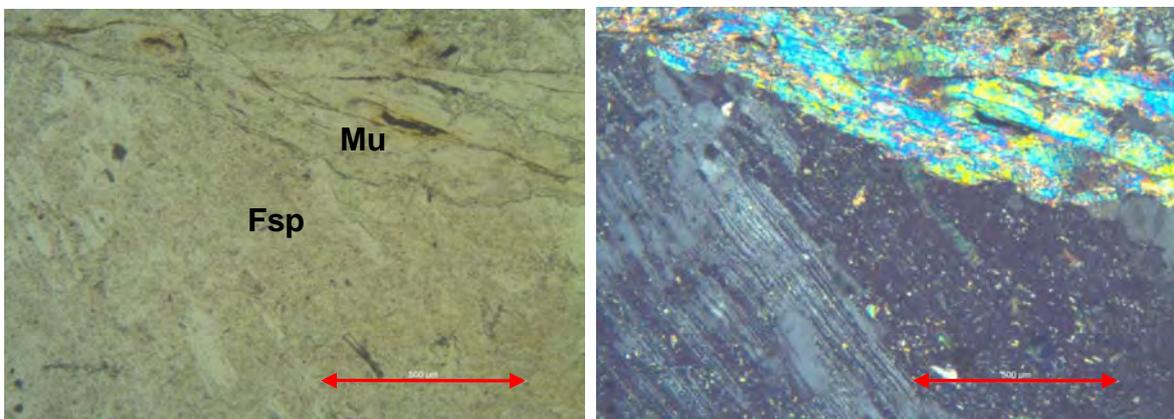


Abb.3.2.1.6 (links bei parallelen, rechts bei gekreuzten Polarisatoren): Deutlich zu sehen sind im DS 27/2 die polysynthetischen Verzwilligungen im Feldspat. Im oberen rechten Bereich der Bilder befinden sich die eingeregeltten Glimmer.

Die Paragenesen der einzelnen Augengneis- Dünnschliffe lauten wie folgt:

Paragenese: (DS 20): Pl + Qtz + Bt + Mu + Chl + Ap + St + Grt + Rt + Ilm

Paragenese: (DS 27/1, DS 27/2): Qtz + Pl + Kfs + Mu + Bt + Ap + Grt + Zrn

Paragenese: (DS 28, DS 28/3): Pl + Qtz + Mu + Chl + Bt + Grt + Ap + Rt + Czo/Ep

### ➤ Amphibolit

Die Amphibolite treten im Kartiergebiet meist als Bänderamphibolite auf. Die Bänderung wird durch den Wechsel von dunkelgrünen, amphibolreichen Lagen mit hellen Lagen, welche viel Feldspat enthalten, hervorgerufen. Auch grobkörnige Amphibolite, Hornblendegarbenschiefer und Granatamphibolite sind untergeordnet anzutreffen. Die Schieferung der Amphibolite ist mit Ausnahme der grobkörnigen Varietät in den meisten Fällen deutlich. Die ausgeprägte Foliation kommt durch die Einregelung der länglichen Amphibole (und Glimmer) zustande.

Aufgrund der unregelmäßigen Anordnung der verschiedenen Erscheinungsformen konnte auf die textuellen und mineralogischen Varietäten der Amphibolite im Zuge der Kartierung nicht eingegangen werden.

Die Amphibolite kommen im Gelände in Form von Ost-West streichenden Zügen mit einer maximalen Mächtigkeit von bis zu 450m vor. Der Wandfuß südlich des hinteren Kanzingbachtals sowie der Grat vom Metzen bis zum Flaurlinger Rosskogel sind (fast) gänzlich aus dunklen Amphiboliten aufgebaut. Untergeordnet sind Amphibolite auch als geringmächtige Einschaltungen anderen Lithologien eingeschuppt. Diese eingeschalteten Amphibolitlinsen sind aufgrund des hohen Kompetenzkontrasts zu den Umgebenden Gesteinen häufig zu Boudins verformt (Abb. 3.2.1.8). Aufgrund ihrer dunklen Farbe und der markanten Bänderung sind diese Einschaltungen im Gelände gut zu erkennen. Auch die Granatamphibolite kommen als Einschaltungen vor. Sie sind granatfreien Amphiboliten zwischengeschaltet und von sehr massivem Aussehen. Die Schieferung ist im Vergleich mit dem umgebenden Gestein weniger stark ausgeprägt. In der dunklen Matrix sind die bis zu 1cm großen Granate relativ homogen verteilt.



Abb.3.2.1.7: Auf der linken Seite ist ein gebänderter Amphibolit abgebildet. Gut zu erkennen ist die unterschiedliche Färbung der (Amphibol- reichen) melanokraten Lagen und der (Feldspat- reichen) leukokraten Lagen. Das mittlere Bild zeigt einen Granatamphibolit. Rechts ist die typische Textur der selten anzutreffenden Hornblendegarbenschiefer zu erkennen. Die Amphibole bilden hier fibrolitische Aggregate. Der Hammer bzw. die Hammerspitze dient als Größenvergleich.

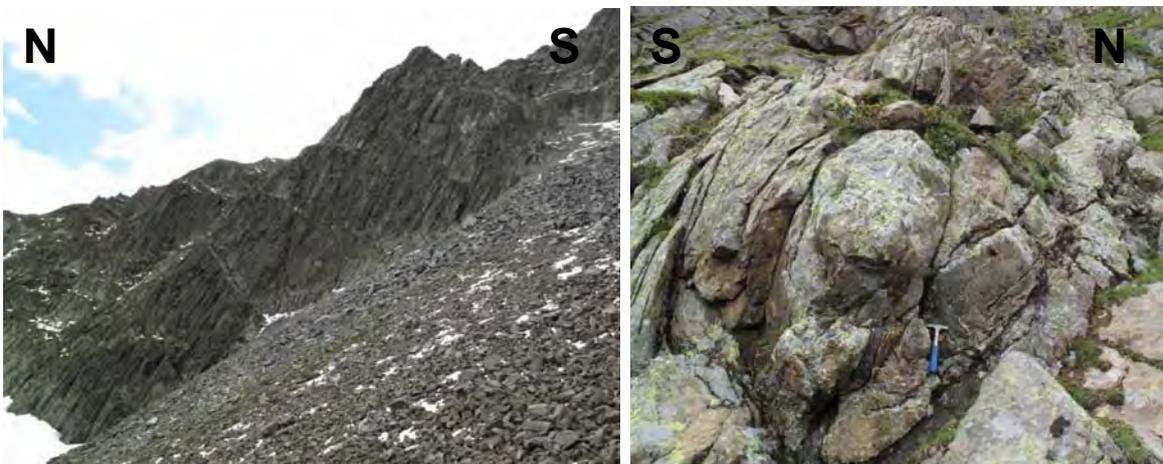


Abb.3.2.1.8: links: dunkle Amphibolite im Bereich unterhalb der Peider Spitze; rechts: boudinierte Amphibolit- Lage aus dem Bereich unterhalb des Flaurlinger Rosskogels.

### ➤ Amphibolit im Dünnschliff

In den Amphiboliten treten verschiedene Paragenesen innerhalb folgender Mineralgesellschaft auf: Amp + Qtz + Bt + Pl + Chl + Grt + Ap + Rt + Ilm + Mu

Das granoblastische Gefüge der grobkörnigen Amphibolite (**Dünnschliff 23**) besteht hauptsächlich aus Amphibolen, die überwiegend xenomorph, teilweise auch idiomorphe Korngrenzen aufweisen und mit Glimmern, Quarz und Plagioklas den Hauptbestand an Mineralien darstellen. Die undeutlich ausgeprägte Schieferung ist im Dünnschliff aufgrund der geringen Einregelung der Glimmer sowie der großen Amphibol- Prismen kaum erkennbar. Bei den Bänderamphiboliten (**Dünnschliff 21**) setzt sich der Mineralbestand hauptsächlich aus polykristallinem Quarz, xenomorphen Amphibol, Plagioklas, Glimmern und Granat zusammen. Auffällig ist auch der hohe Anteil an opaken Mineralien. Im Vergleich zu Dünnschliff 23 ist das Gefüge feinkörniger und der Dünnschliff enthält weitaus weniger Amphibol. Dies ist darauf zurückzuführen, daß die Probe dem leukokraten Teil des Bänderamphibolits entnommen wurde. Der Hauptgemengteil des Mineralbestands ist Quarz und Feldspat. Die Amphibole sind teilweise stark zersetzt.

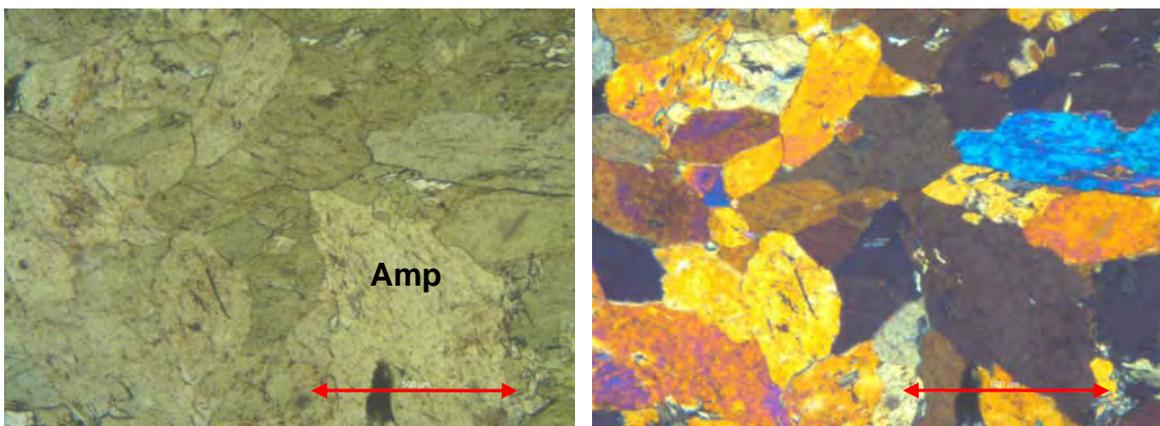


Abb.3.2.1.9 (links bei parallelen, rechts bei gekreuzten Polarisatoren): Dünnschliff (DS 23) eines grobkörnigen Amphibolits. Die Amphibol- Prismen sind sowohl xenomorph als auch idiomorph ausgebildet. Schieferung ist im Dünnschliff nicht zu erkennen.

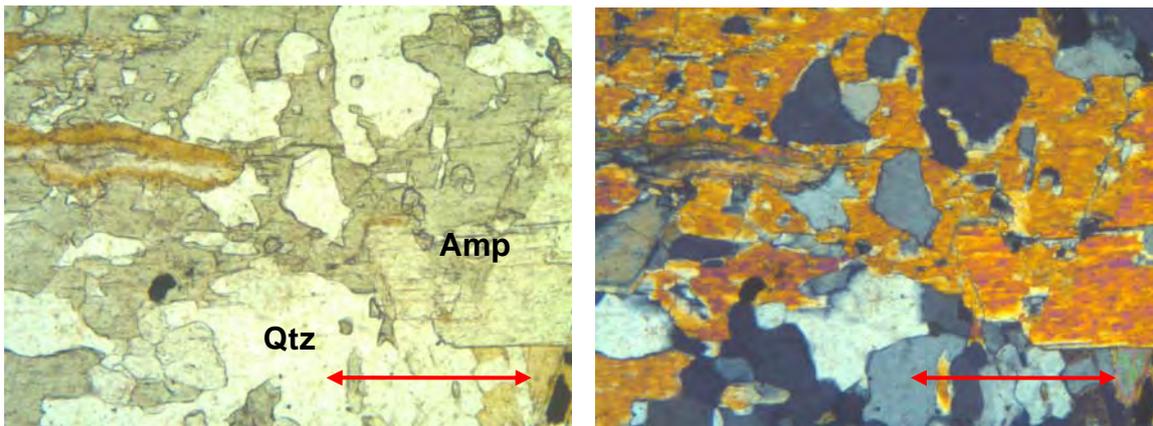


Abb.3.2.1.10 (links bei parallelen, rechts bei gekreuzten Polarisatoren): Dünnschliff (DS 21) eines Bänderamphibolits. Die Amphibol- Prismen sind xenomorph ausgebildet. Der Gehalt an Quarz und Feldspat ist größer als in den grobkörnigen Amphiboliten.

Die Paragenesen der einzelnen Amphibolit- Dünnschliffe lauten wie folgt:

Paragenese: (DS 21): Qtz + Amp + Pl + Grt + Ap + Bt (+ Rt + Ilm + Mu)

Paragenese: (DS 23): Amp + Bt + Qtz + Pl + Chl

### ➤ Paragneis

Im Vergleich zu Orthogneisen, Augengneisen und Amphiboliten treten Paragneise im Kartiergebiet nur untergeordnet auf. Allerdings sind sie häufig als geringmächtige Einschaltungen den Augengneisen und Amphiboliten zwischengeschaltet. Der Übergang zu den Glimmerschiefern ist fließend, d.h. in der Regel haben sowohl Glimmerschiefer als auch Paragneise im Kartiergebiet ein ähnliches Aussehen. Eine Unterscheidung beider Lithologien im Gelände basiert hauptsächlich auf der bei den Glimmerschiefern stärker ausgeprägten Schieferung sowie dem generell geringeren Glimmeranteil bei den Paragneisen. Beim Anschlagen von Paragneis entstehen im Gelände plattige Abschlüge von mindestens 1 cm Dicke. Der Mineralbestand ist charakterisiert durch Feldspäte, Quarz und Glimmer, welche fein- bis mittelkörnig auftreten. Die Paragneise weisen an den Schieferungsflächen häufig ein Krenulationslinear auf und sind stellenweise verfaltet. Granathältige Paragneise kommen als Linsen in Amphibolitzügen vor. Hierbei können die Granate wie bei den Granatamphiboliten eine Größe von bis zu 1cm erreichen. Im Gelände sind die Ost-West streichenden Paragneise im vorderen Seetal, im weiten Kar und im oberen Marktlbach- Graben situiert. Unterhalb 1.700m sind keine Paragneise anzutreffen.



Abb.3.2.1.11: Paragneis, wie er im Gelände anzutreffen ist: kompakt und deutlich geschiefert. Teilweise sind die Paragneise, wie auf dem linken Bild erkennbar ist, kleinräumig und offen sowie parasitär verfaultet (Deformationsphase D2, siehe Kapitel 6). Die (variszische) penetrative Schieferung wird von den jüngeren Kleinfalten überprägt.

### ➤ Paragneis im Dünnschliff

In den Paragneisen treten verschiedene Paragenesen innerhalb folgender Mineralgesellschaft auf: Qtz + Pl + Bt + Chl + Mu + Grt + Ap + Rt + Ilm

Die Dünnschliffe bestehen in der Regel hauptsächlich aus Quarz, Feldspat und Glimmern sowie teilweise Granat und Staurolith. In den **Dünnschliffen 14 und 26** bilden die Feldspäte Porphyroblasten. Diese sind oft stark zersetzt und retrograd zu Biotit, Feldspat und Quarz umgewandelt. Teilweise weisen die retrograd umgewandelten Feldspäte Einschlüsse von Ilmenit und Rutil auf. Polykristalliner Quarz und Feldspat in unterschiedlicher Größe sowie glimmerreiche Lagen bilden die Matrix. Dabei sind die säulenförmigen Glimmer eingeregelt und bilden so eine stark ausgeprägte Foliation. Die Porphyroblasten haben Schwänze aus rekristallisiertem Quarz. Diese Mikrostrukturen ( $\sigma$ -Klasten bzw.  $\delta$ -Klasten) sind ein Hinweis auf verformungsinduzierte Rotation, wie weiter unten besprochen wird. **Dünnschliff 2** besteht hauptsächlich aus Quarz, Feldspat, Glimmern, Granat, Staurolith und Amphibol und hat ein granoblastisches Gefüge. In der Mitte wird der Dünnschliff von einem Quarzband gekreuzt, welches parallel zur undeutlichen Foliation verläuft. Das Gefüge von **Dünnschliff 15** ist gekennzeichnet durch die feinkörnigen Mineralien Quarz, Glimmer und Feldspat, eine stark ausgeprägte Foliation sowie eine sekundäre Schieferung, welche anhand der länglich ausgebildeten Glimmer gut zu erkennen ist.

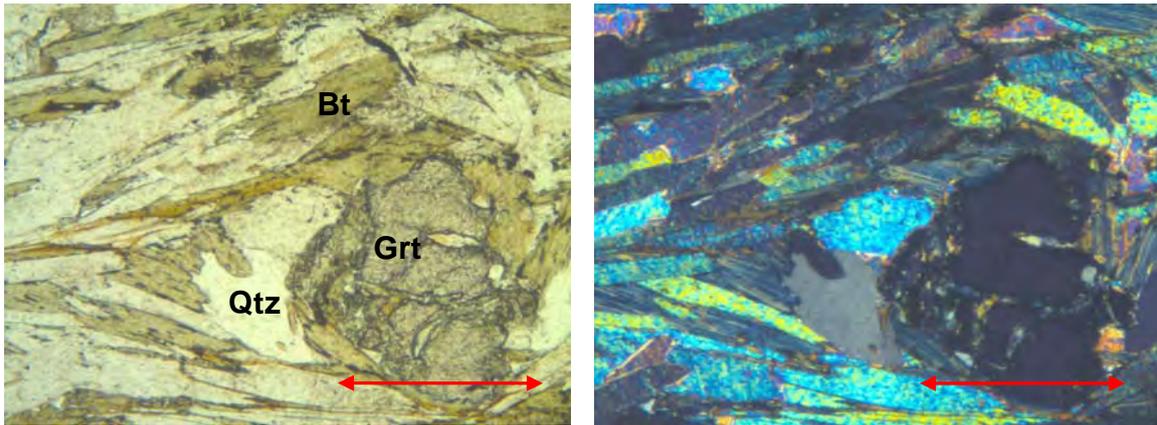


Abb.3.2.1.12 (links bei parallelen, rechts bei gekreuzten Polarisatoren): Granathältiger Paragneis im Dünnschliff (DS 26). Gut zu erkennen sind der teilweise umgewandelte Granat sowie die Glimmer-Mineraie, welche im rechten Bild die typisch bunten Intefferenzfarben zeigen.

Die Paragenesen der einzelnen Paragneis- Dünnschliffe lauten wie folgt:

Paragenese: (DS 2): Qtz + Pl + Bt + Grt + Chl + St + Ky (Disthen)

Paragenese: (DS 14): Qtz + Pl + Bt + Chl + Mu + Ap + Czo/Ep + Grt + Ilm + Rt

Paragenese: (DS 15): Qtz + Pl + Bt + Mu + Ap + Zrn + Ilm

Paragenese: (DS 26): Qtz + Pl + Mu + Bt + Chl + Grt + Rt + Ilm

### ➤ Glimmerschiefer

Charakteristisch für die Glimmerschiefer ist der hohe Gehalt an Glimmern sowie die gut ausgeprägte Schieferung. Die Glimmer sind relativ groß ausgebildet und mit freiem Auge gut erkennbar. Durch ihre streng planare Einregelung kommt es beim Anschlag mit dem Hammer zum plattigen Auseinanderbrechen des Gesteins parallel der Schieferung. Die Abschlüge haben meist eine Dicke unter 1cm, was die Glimmerschiefer neben dem hohen Gehalt an Glimmern von den Paragneisen unterscheidet. Die Schieferungsflächen sind oft vollständig mit Glimmern besetzt und teilweise stark krenuliert. Meistens überwiegt Muskovit, was zu einem hellen silbrigen Schimmern der Schieferungsflächen führt. Neben den Glimmern sind makroskopisch vor allem die parallel dazu eingelagerten dünnen Lagen aus Segregationsquarz auffällig. Die Glimmerschiefer sind teilweise stark verfaltet und haben oft Einschaltungen von Quarziten. Diese kommen im Gelände mit einer Mächtigkeit von bis zu 1dm vor. Untergeordnet sind im Kartiergebiet auch Granatglimmerschiefer anzutreffen. Diese befinden sich meist in Bereichen unterhalb von 2.000m und streichen wie die restlichen Lithologien in Richtung Ost-West.



Abb.3.2.1.13: Auf der linken Seite ist ein Glimmerschiefer- Aufschluß aus der westlichen Flanke des Flauringer Tals abgebildet. Rechts ein Handstück aus demselben Bereich im Detail. Gut zu erkennen ist hier die hell silbrig schimmernde Schieferungsfläche, welche durch die Verwitterung bräunliche Flecken aufweist.

### ➤ Glimmerschiefer im Dünnschliff

In den Glimmerschiefern treten verschiedene Paragenesen innerhalb folgender Mineralgesellschaft auf: Qtz + Pl + Mu + Chl + Ap + Zrn

Polykristalliner Quarz bildet bei den Glimmerschiefern (**Dünnschliff 5 und Dünnschliff 6**) die feinkörnige Matrix, welche von feinen Glimmerlagen durchsetzt ist. An den dünnen und länglichen Glimmerlagen lassen sich zwei Schieferungen ablesen. Neben Quarz und Glimmer sind serizisierte Feldspäte, opake Gemengteile und andere Akzessorien vorkommend.

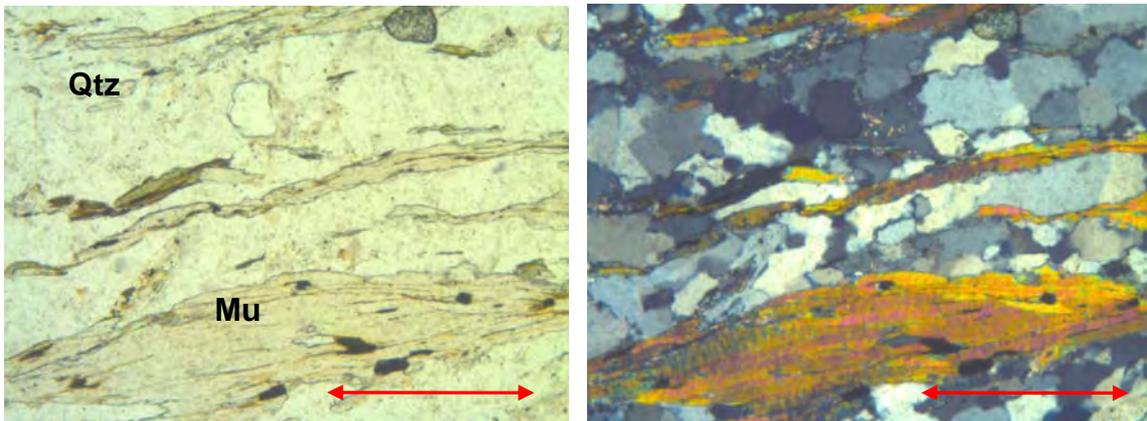


Abb.3.2.1.14 (links bei parallelen, rechts bei gekreuzten Polarisatoren): Glimmerschiefer (DS 6) im Dünnschliff. Eingeregelter Glimmerlagen wechseln mit von Quarz dominierten Lagen. Im unteren Bereich der Abbildung ist eine Glimmerfisch- Mikrostruktur zu erkennen. Näheres dazu in Kapitel 6.

Die Paragenesen der einzelnen Glimmerschiefer- Dünnschliffe lauten wie folgt:

Paragenese: (DS 5): Qtz + Mu + Chl

Paragenese: (DS 6/2/1 und 6/2/2): Qtz + Pl + Mu + Ap + Zrn

### ➤ **Phyllitischer Glimmerschiefer**

Wie schon im Kapitel 3.1 beschrieben enthält der phyllitische Glimmerschiefer Anteile an phyllitischen Lagen, was ihn hauptsächlich vom „normalen“ Glimmerschiefer unterscheidet. Die Phyllit- Lagen sind im Vergleich zu den Glimmerschiefer- Lagen eher dünn ausgeprägt und insgesamt mengenmäßig etwas geringer. Häufig sind die Schiefer kleinräumig stark verfaltet und im Aufschluß stark angewittert. Der für Glimmerschiefer und Phyllite typische Segregationsquarz ist auch hier anzutreffen. Die quarzischen Lagen haben meist eine Mächtigkeit von einem bis wenigen Zentimetern und sind linsenförmig im Bereich von Faltenscheiteln ausgebildet. Die Schieferungsflächen weisen häufig eine starke Krenulation auf. Die Größe der einzelnen Glimmer- Mineralien wechselt stark und ist davon abhängig in welchem Teil der Abfolge die Glimmer sich befinden. In den phyllitischen Lagen sind die Glimmer mit freiem Auge kaum erkennbar. Die Phyllitischen Glimmerschiefer sind unterhalb der 2.000m Grenze aufgeschlossen und teilweise stark tektonisch beansprucht. Die Gesteine sind oft diaphoritisch umgewandelt, was an der Serizitisierung und Chloritisierung der Glimmer gut zu erkennen ist.



Abb.3.2.1.15: Aufschlüsse von Phyllitischen Glimmerschiefern entlang der Forststrasse zur Flaurlinger Alm im äußeren Flaurlinger Tal. Im rechten Bild ist am linken Bildrand eine schieferungsparallele Störung mit Fault- Gauge zu erkennen, was die teilweise starke tektonische Beanspruchung der Gesteine in diesem Bereich deutlich macht.

### ➤ **Phyllitische Glimmerschiefer im Dünnschliff:**

In den phyllitischen Glimmerschiefern treten verschiedene Paragenesen innerhalb folgender Mineralgesellschaft auf: Qtz + Pl + Bt + Mu + Chl + Ap + Grt + Rt + Tur + Zrn + Ilm

Die Dünnschliffe sind gekennzeichnet durch eine ausgeprägte Schieferung und durch die Mineralien Quarz und Glimmer. Die Korngröße der meist polykristallinen Quarzkörner variiert. Auch Feldspat ist in geringen Mengen vorhanden. Ehemalige Granat- Körner, welche teilweise noch reliktsch erhalten sind, sind stark chloritisiert. Meist sind die Granate jedoch völlig in Chlorit umgewandelt und nur noch als Pseudomorphosen erhalten. Eine primäre Ilmenit- Zonierung ist auch innerhalb der Pseudomorphosen noch erhalten. Die **Dünnschliffe 11, 12 und 13** sind im

Vergleich zu **Dünnschliff 3** mineralreicher. Neben Quarz, Feldspat und Glimmer kommen noch Apatit, Zirkon, Rutil, Ilmenit, Turmalin und reliktscher Granat vor. Eine sekundäre Schieferung ist meist gut erkennbar.

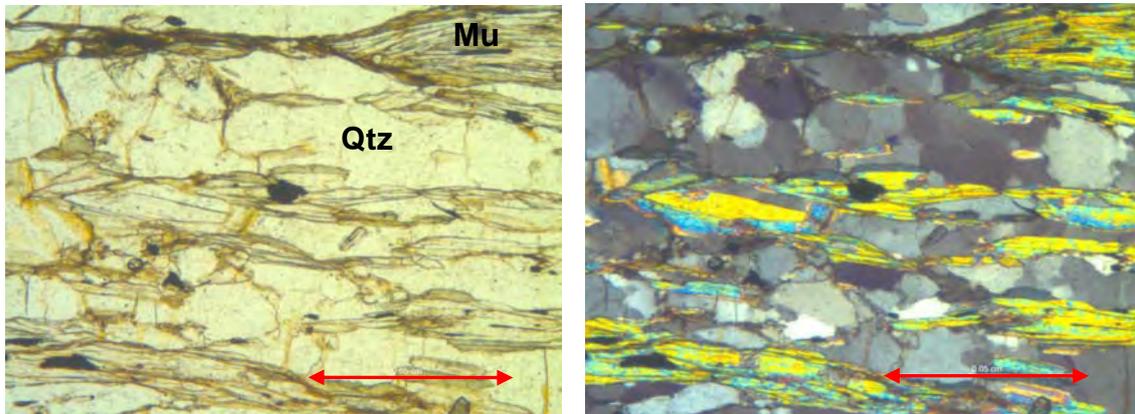


Abb.3.2.1.16 (links bei parallelen, rechts bei gekreuzten Polarisatoren): Phyllitischer Glimmerschiefer im Dünnschliff (DS 3). Gut zu erkennen ist die primäre Schieferung welche horizontal entlang der länglichen Hellglimmer (Muskovit) verläuft

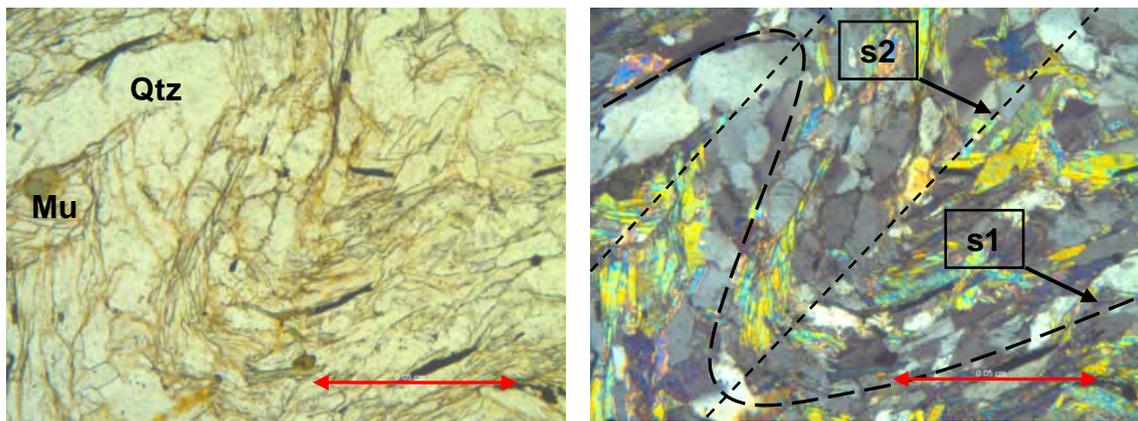


Abb.3.2.1.17 (links bei parallelen, rechts bei gekreuzten Polarisatoren): Verfalteter Phyllitischer Glimmerschiefer im Dünnschliff (DS 12). Die primäre gebildete Hauptfoliation s1 wird während einer späteren Faltungsphase sekundär verfaltet. Die sekundäre Schieferung s2 bildet gleichzeitig die Achsenebenenfoliation.

Die Paragenesen der einzelnen phyllitischen Glimmerschiefer- Dünnschliffe lauten wie folgt:

Paragenese: (DS 3): Qtz + Pl + Bt + Mu + Chl + Ap + Zrn

Paragenese: (DS 11, DS 12, DS 13): Qtz + Pl + Mu + Chl + Ap + Grt + Rt + Tur + Zrn + Ilm

### ➤ Phyllit

Die Phyllite des ÖSK sind in der Regel wechselgelagert mit (phyllitischen) Glimmerschiefern. Beide Lithologien sind stark diaphoritisch und teilweise granathältig. Im Bereich des Flaurlinger Tals, jedoch auch in anderen Bereichen sind die Phyllite stark tektonisch beansprucht. Lokal kann man in Zusammenhang mit der tektonischen Beanspruchung auch von Phylloniten sprechen. Dies ist z.B. der Fall im äußeren Flaurlinger Tal auf ca. 1.000m. Die Farbe der Phyllite reicht von bleigrau und dunkelgrau bis zu bräunlich- grau. Die Gesteine sind verfaltet und weisen häufig Krenulationslineare auf. Segregationsquarz und oberflächlich starke Verwitterung sind für die Phyllite im Untersuchungsgebiet typisch.



Abb.3.2.1.18: Phyllit- Aufschluß (links) aus dem Untersuchungsgebiet. Deutlich zu erkennen ist die starke Verfaltung (in schwarz eingezeichnet) sowie eine Lage mit Segregationsquarz (roter Pfeil). Auf der rechten Seite sind Krenulationslineare auf einer Schieferungsoberfläche zu sehen.

### ➤ Phyllit im Dünnschliff

In den Phylliten treten verschiedene Paragenesen innerhalb folgender Mineralgesellschaft auf:  
Qtz + Chl + Mu + Bt + Ap + Tur + Grt + Zrn + Ilm

In den Dünnschliffen wechseln Bereiche von polykristallinem Quarz mit Glimmerlagen. Das Gefüge ist stark geschiefert und teilweise (**Dünnschliff 9**) stark verfaltet. Die Quarzkristalle sind von unterschiedlicher Größe. Turmalinnadeln sind parallel zu den Glimmerlagen eingeregelt. **Im Dünnschliff 16** kommen auch Granate vor, welche vielfach chloritisiert sind und sich als Porphyroklasten eingebettet in den Glimmerlagen befinden. Es lassen sich zwei Schieferungen ableiten. Als Akzessorien kommen Zirkon und Ilmenit vor.

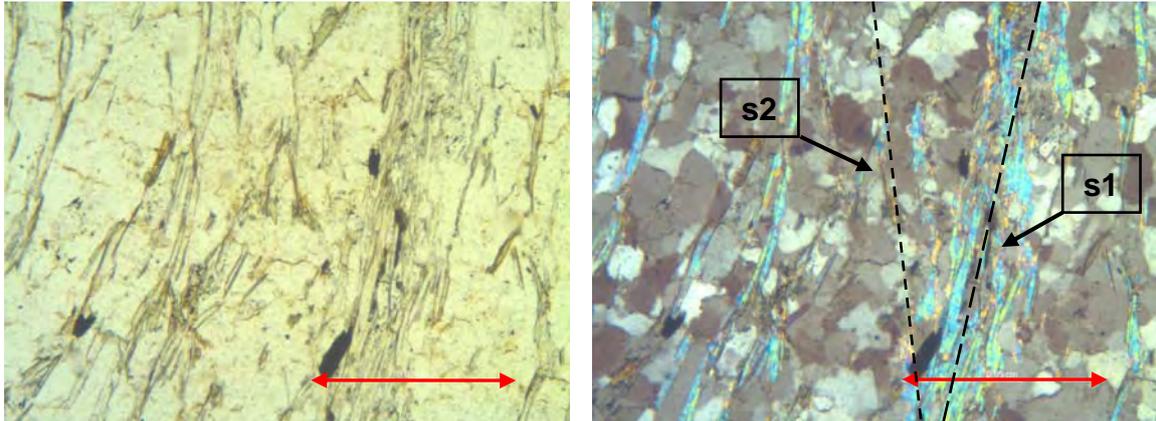


Abb.3.2.1.18 (links bei parallelen, rechts bei gekreuzten Polarisatoren): Phyllit (DS 9) im Dünnschliff. Deutlich zu erkennen sind hier die zwei unterschiedlich ausgeprägten Foliationen. Zur leicht gebogenen primären Hauptfoliation s1 steht im spitzen Winkel die sekundäre Schieferung s2

Die Paragenesen der einzelnen Phyllit- Dünnschliffe lauten wie folgt:

Paragenese: (DS 9): Qtz + Chl + Tur + Mu + Ap + Bt + Zrn

Paragenese: (DS 16): Qtz + Chl + Tur + Mu + Ap + Bt + Grt + Zrn + Ilm

### ➤ Diabas

Die sehr feinkörnigen (aplitischen) Diabase durchschlagen die Umgebungsgesteine dikordant und sind teilweise stark aufgelockert. Aufgrund ihrer rotbraun angewitterten Oberfläche sowie ihrer grünlich- braunen Farbe im Anschlag sind die Ganggesteine im Gelände gut erkennbar. Im Bereich der Flaurlinger Scharte sowie in der Metzengrube und am östlichen Hang oberhalb der Flaurlinger Alm sind Diabase aufgeschlossen. Ihre Mächtigkeit variiert, liegt in der Regel aber im Meter- Bereich.

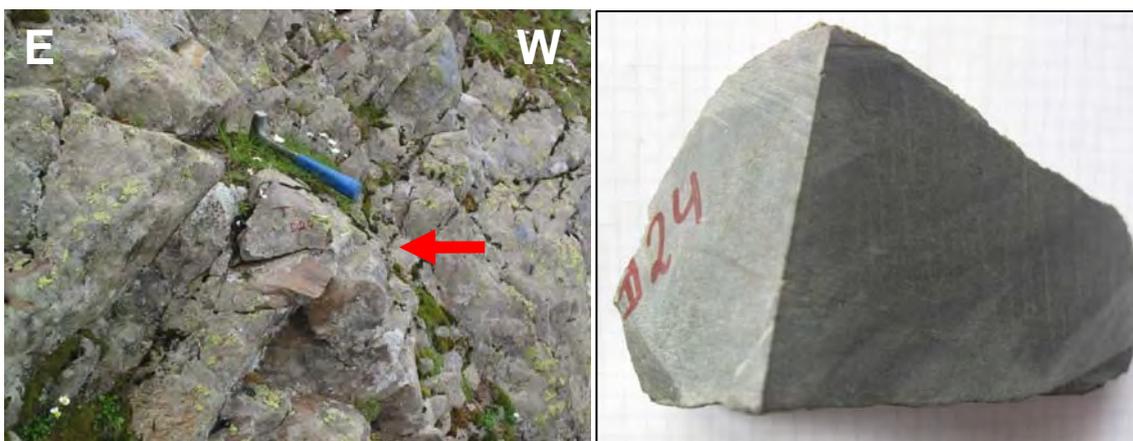


Abb.3.2.1.19: Diabas- Aufschluß (links) im Bereich der Flaurlinger Scharte. Der rote Pfeil deutet die Stelle an, wo die Probe D24 entnommen wurde. Auf der rechten Seite sieht man den Anschlag der Probe D24 im Handstück (Bildbreite ca. 15cm).

➤ **Diabas im Dünnschliff:**

In den Diabasen treten verschiedene Paragenesen innerhalb folgender Mineralgesellschaft auf:

Qtz + Ep + Amp

Aufgrund der extrem feinkörnigen Grundmasse sind im Dünnschliff unter dem Polarisationsmikroskop nur Quarz, Epidot und Amphibolit sicher zu bestimmen. Die grünliche Grundmasse ist sehr feinkörnig und homogen und weist makroskopisch kaum eine Schieferung auf. Im Dünnschliff ist jedoch eine gut ausgeprägte Foliation ersichtlich, welche sekundär verfaltet wurde. Dies spiegelt sich in einer Krenulation der Schieferung wieder (Abb.3.2.1.20).

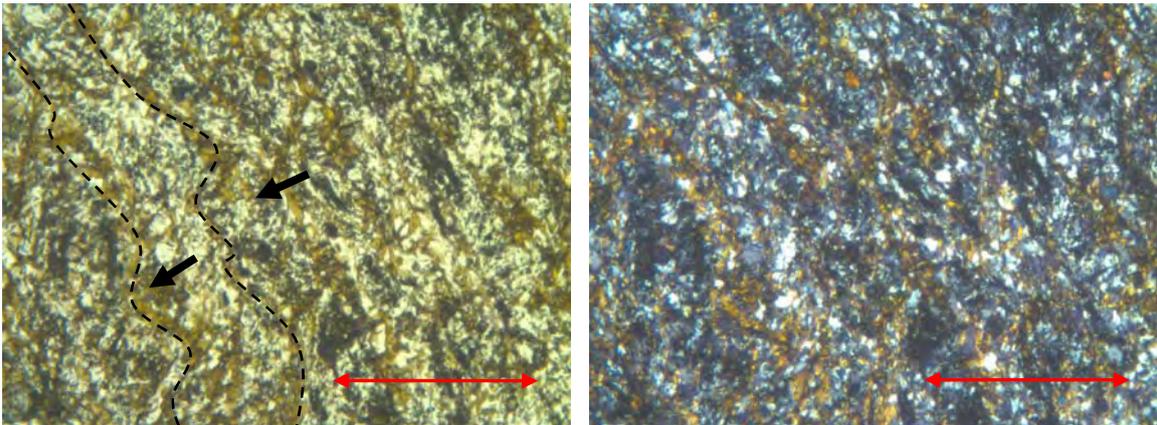


Abb.3.2.1.20 (links bei parallelen, rechts bei gekreuzten Polarisatoren): Diabas (DS 24) im Dünnschliff: Die feinkörnige Matrix besteht hauptsächlich aus Quarz (bei parallelen Polarisatoren gelb- bis durchsichtig), Epidot (bei parallelen Polarisatoren grünlich-braun) und Amphibol (bei parallelen Polarisatoren grün- bis fast durchsichtig). Die Schieferung ist im Dünnschliff deutlich ausgeprägt und krenuliert verfaltet. Die Krenulation ist im linken Bild in schwarz eingezeichnet und wurde vermutlich während der tertiären Deformationsphase D3 gebildet (siehe Kapitel 6).

Die Paragenesen der einzelnen Diabas- Dünnschliffe lauten wie folgt:

Paragenese: (DS 24): Qtz + Ep + Amp

### 3.2.2. Phyllitzone

Bevor auf die Besonderheiten der einzelnen Lithologien der Phyllitzone eingegangen wird, soll an dieser Stelle kurz erklärt werden, warum im Nordosten des Kartiergebiets eine Deckengrenze zwischen den Einheiten der Phyllitzone und den Einheiten des ÖSK vermutet wird.

Die Phyllitzone ist charakterisiert durch das Auftreten von Chloritschiefern und Metakarbonaten sowie blei- bis silbergrauen Serizitphylliten. Die Serizitphyllite unterscheiden sich sowohl farblich als auch im Mineralbestand deutlich von Phylliten des ÖSK. Neben der Farbe und der Wechsellagerung mit Grünschiefern und Marmoren sowie einer sehr feinen Körnung sind folgende Merkmale auffällig: Sie sind nicht granathältig, nicht diaphtoritisch und weisen einen höheren Grad der Serizitisierung auf. In der geringmächtigen Phyllitzone, welche im Kartiergebiet nur westlich des Blahbach im Gemeindegebiet von Oberhofen aufgeschlossen ist, sind weder Para- oder Orthogneise noch Amphibolite oder Glimmerschiefer vorkommend. Die Phyllite sind hier ausschließlich mit Chloritschiefern und Metakarbonaten wechsellagernd und weisen keine auffällige tektonische Beanspruchung auf. Nach Osten keilt die Phyllitzone unter den ÖSK aus.

#### ➤ **Serizitphyllit**

Die Phyllite der Phyllitzone sind typisch bleigrau, stark verfaltet und/oder krenuliert sowie stark serizitisch. Durch den Segregationsquarz, der die Phyllite in der Regel in Form von dünnen Bändern durchzieht, kann man auch von Quarzphylliten sprechen. Im Gegensatz zu den Phylliten und Glimmerschiefern östlich des Kanzingbaches (ÖSK) sind die Gesteine der Phyllitzone (PhZ) weder diaphtoritisch noch phyllonitisch und weisen eine feinere Körnung auf. Sie treten in Wechsellagerung mit Grünschiefern und Marmoren auf und sind nicht granathältig.

#### ➤ **Serizitphyllit im Dünnschliff:**

In den Serizitphylliten treten verschiedene Paragenesen innerhalb folgender Mineralgesellschaft auf: Qtz + Hellglimmer + Chl + opake Minerale

Das Gefüge von **Dünnschliff 30** ist gekennzeichnet durch die für Phyllite typische Wechsellagerung von glimmerreichen Lagen mit Bereichen in denen polykristalliner Quarz überwiegt. Die Glimmerlagen beinhalten Muskovit, Chlorit und Serizit. Der dünne Lagenbau ist stark verfaltet und weist neben der primären Schieferung eine sekundäre Foliation auf. Als Akzessorien kommen opake Mineralien vor.

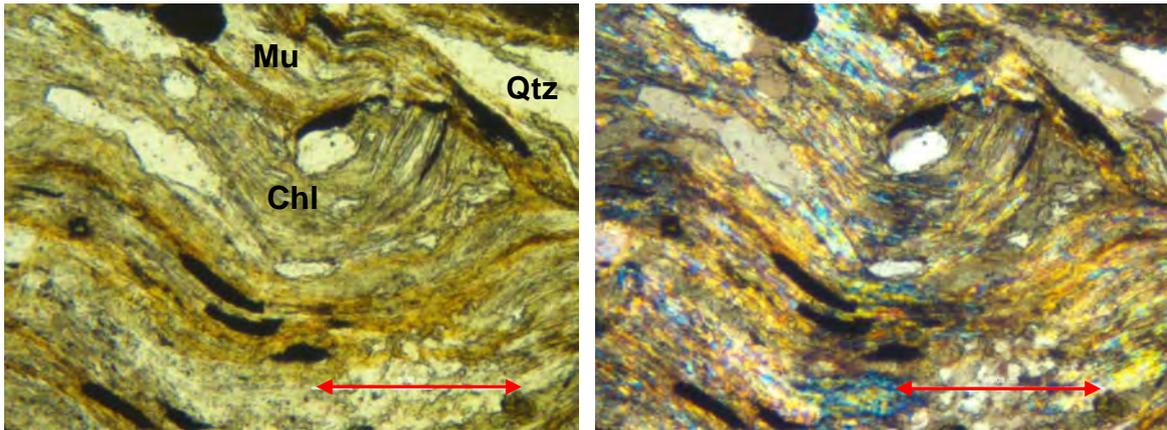


Abb.3.2.2.1 (links bei parallelen, rechts bei gekreuzten Polarisatoren): Sericitphyllit (DS 30) im Dünnschliff: Das Gefüge ist gekennzeichnet durch stark verfaltete Lagen von Glimmern und Quarz sowie den hohen Anteil an opaken Mineralien.

Die Paragenesen der einzelnen Sericitphyllit- Dünnschliffe lauten wie folgt:

Paragenese: (DS 30): Qtz + Mu + Chl + opake Minerale

#### ➤ Chloritschiefer

Die Chloritschiefer (Abb.3.2.2.2) sind sehr feinkörnig und farblich grün- bis dunkelgrün. Sie sind meist den Phylliten zwischengeschaltet und erreichen selten eine Mächtigkeit von mehr als 5m. Die Chloritschiefer weisen eine deutlich ausgeprägte Schieferung auf.



Abb.3.2.2.2: Handstück der Probe D29 (Chloritschiefer). Deutlich zu erkennen sind die dunkelgrünen Chlorit-reichen Lagen sowie die helle Calzit- reiche Lage, welche den Chloritschiefer

mittig durchzieht. Bildbreite ca. 6cm.

#### ➤ Chloritschiefer im Dünnschliff:

In den Chloritschiefern treten verschiedene Paragenesen innerhalb folgender Mineralgesellschaft auf: Qtz + Chl + Mu + Cal + Plag + Czo/Ep + Ttn + opake Minerale

Das Gefüge von **Dünnschliff 29** ist gekennzeichnet durch Glimmer, Quarz und opake Minerale. In der Mitte zieht eine Calcit- reiche Lage durch den Dünnschliff. An Glimmern sind hauptsächlich Chlorite, untergeordnet auch Muskovite und feinkörniger Serizit vertreten. Die Quarzkörner sind etwas größer als die Glimmer und treten in sowohl mono- als auch polykristalliner Form auf. Als Akzessorien kommen neben Titanit und Klinozoisit/Epidot vor allem opake Mineralien vor.

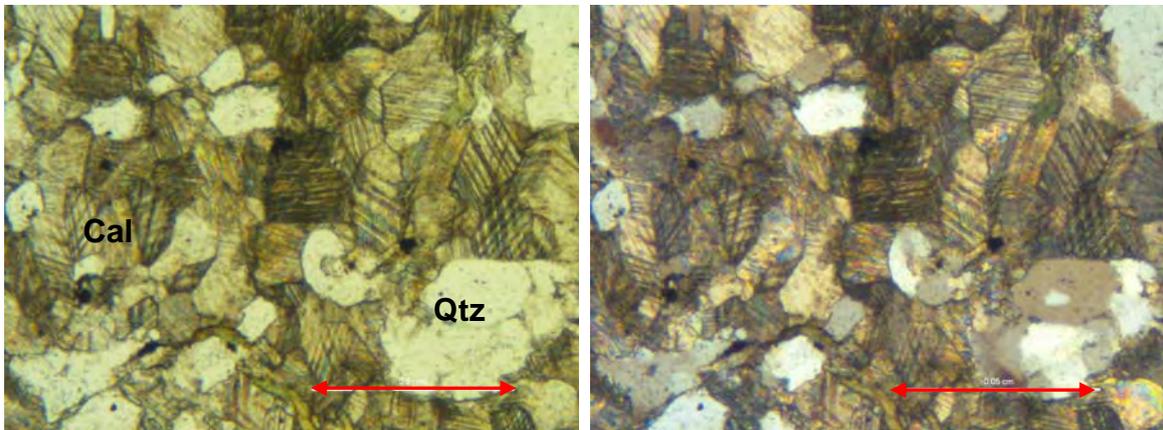


Abb.3.2.2.3 (links bei parallelen, rechts bei gekreuzten Polarisatoren): Grünschiefer (DS 29) im Dünnschliff: Im Bild die Calcit- reiche Lage, welche den Dünnschliff in der Mitte kreuzt.

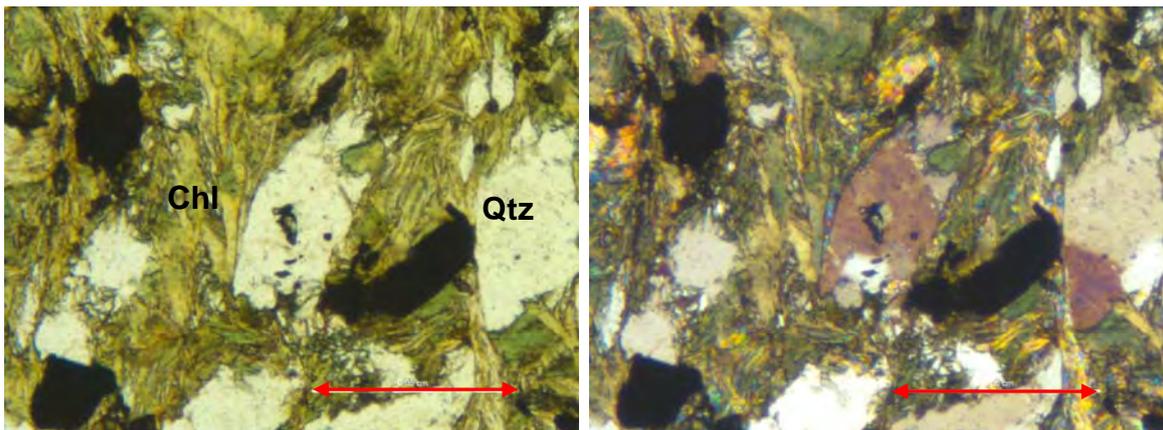


Abb.3.2.2.4 (links bei parallelen, rechts bei gekreuzten Polarisatoren): Grünschiefer (DS 29) im Dünnschliff: Chlorit, Quarz, und opake Mineralien bestimmen das Bild.

Die Paragenesen der einzelnen Chloritschiefer- Dünnschliffe lauten wie folgt:

Paragenese: (DS 29): Qtz + Chl + Mu + Cal + Czo/Ep + Ttn + opake Minerale

### ➤ **Marmor**

Der Dolomitmarmor ist im Bereich des Blahbach auf der Höhe des Peter- Anich Wegs aufgeschlossen und hat eine Mächtigkeit von ca. 20m. Von den Marmoren wurden keine Proben für Dünnschliff- Untersuchungen entnommen.

### 3.3 Quartäre Sedimente

#### ➤ Moränenmaterial

Zahlreiche Moränenreste (Abb.3.3.1) belegen die glaziale Überprägung des Untersuchungsgebiets. Im unteren Bereich (unterhalb 1.200m) ist durch die Erosionstätigkeit des Blah-, Kanzing- und Klammbachs ungeschichtetes Lockergestein mit gerundeten Geröllen in kiesig- sandiger Matrix aufgeschlossen. Seitlich verzahnen diese Fernmoränenreste mit Hangschutt und Terrassensedimenten, welche hauptsächlich aus Eisrandsedimenten und Paläoschwemmkegel- Material bestehen. Im Inntal werden die Terrassensedimente von den Schwemmkegeln des Blah- Kanzing- und Klammbachs sowie von Innschottern überdeckt. Oberhalb von 1.200m, auf beiden Seiten des Kanzingbachtals und des Seetals sind die Hänge großteils von Lokalmoräne bedeckt. Teilweise ist das Material von und mit Hangschutt verdeckt oder vermischt. Am Sonnarköpfel, im oberen Brunntal, im hinteren Kanzingbachtal und vor allem im Bereich des Taxer Sees befinden sich schön erhaltene Moränen- Wallformen (Abb.3.3.2). Etwas unterhalb des Taxer Sees sind diese in Form mehrerer Endmoränen ausgebildet. Im hinteren Kanzingbachtal befindet sich auf ca. 2.000m auch ein schön ausgebildeter Drumlin- Rücken (Abb.3.3.2). Der langgestreckte Hügel hat einen elliptischen Grundriß und eine Länge von ca. 150m Länge. Durch die Tätigkeit der Bäche kommen im hinteren Kanzingbachtal sowie im Seetal bis zur Flauringer Alm auch fluviatile Sedimente zur Ablagerung. Im unteren Murental befindet sich ein Aufschluß mit glaziofluviatilen Sedimenten (Abb.3.3.1).



Abb.3.3.1: Auf der linken Seite ist ein Lokalmoränen- Aufschluß aus dem Bereich des äußeren Brunntals abgebildet. Rechts ist ein Aufschluß mit geschichteten, glaziofluviatilen Sedimenten zu sehen.



Abb.3.3.5: (links) Drei Moränenwälle bilden im Seetal ein treppenartiges Gebilde. Auf der rechten Abbildung ist der Drumlin- Rücken aus dem hinteren Kanzingbachtal zu sehen.

### ➤ **Schuttmaterial**

Hangschuttmaterial und Hangschuttkegel sind im ganzen Kartiergebiet weit verbreitet (Abb.3.3.3). Vor allem am Fuße der Felswände sind die Hänge von Schuttmaterial bedeckt. Die Größe der kantig- eckigen Schutt Komponenten reicht von wenigen Zentimetern bis zu einigen Dezimetern.

### ➤ **Blockgletscher**

Im Untersuchungsgebiet existieren mehrere aktive sowie ein inaktiver Blockgletscher, welche die typischen Merkmale wie eine steile Front, sehr grobes, blockiges Material und eine lobenförmige, eingefallene Einwölbung an der Oberfläche aufweisen. Die aktiven Blockgletscher befinden sich in den höchsten Regionen des Kartiergebiets im Bereich unterhalb der Peider Spitze (Abb.3.3.3) sowie im Bereich der Metzengrube. Der inaktive Blockgletscher befindet sich direkt unterhalb des Sonnarköpfel.



Abb.3.3.3: Die linke Abbildung zeigt einen aktiven Blockgletscher unterhalb der Peider Spitze. Rechts ist ein Hang mit Schuttbedeckung zu sehen. Er befindet sich auf der östlichen Seite des Taxer Sees.

### ➤ **Massenbewegungen**

In den Gratbereichen des Rauhen Kopfs sowie im Bereich der Flaurlinger Scharte und des Sonnarköpfels geben Ost-West streichende Geländerücken, Zerrgräben und Nackentäler (Abb.3.3.4 und Abb.3.3.5) Hinweise auf relikte und/oder aktive Massenbewegungen bzw. Talzuschübe. Ein gefügebedingtes Entstehen dieser Morphologien durch die Süd- bis SSE einfallende, mittelsteil- bis steilstehende Schieferung ist jedoch ebenfalls denkbar. Die Gräben haben eine Länge von mehreren- bis maximal 100 Metern und eine maximale Tiefe von bis zu 2 Metern. Sie sind teilweise parallel zum Streichen der Gratbereiche ausgerichtet und immer von Vegetation bedeckt. Auch im Laserscan (vgl. Kapitel 8) sind die genannten Zerrbereiche gut zu erkennen.

Der Hang südlich von Oberhofen liegt im Bereich einer solchen potentiellen Massenbewegung. Am Fuße dieses Hangbereichs wird die Deckengrenze ÖSK - Phyllitzone vermutet. Da die Deckengrenze somit direkt durch einen (aktiven oder relikten) Massenbewegungskörper verläuft, sind möglicherweise Teile der Phyllitzone an dieser Stelle durch die Massenbewegung „überschoben“ worden und somit von Material aus dem ÖSK bedeckt. Um die Situation in diesem

Bereich zu klären wurde das Laserscan- Geländemodell auf weitere typische Talzuschub-Strukturen untersucht und ausgewertet. Die Ergebnisse werden in Kapitel 8 beschrieben.



Abb.3.3.4: Links ist ein Ost-West verlaufendes Nackental aus dem Bereich des Sonnarköpfles abgebildet. In diesem Bereich wurde durch die signifikanten Rücken- und Grabenstrukturen der Kopfbereich eines Talzuschubs vermutet. Auf der rechten Seite sind aus dem Bereich des Seetals Gletscherschliff- Lineamente abgebildet.

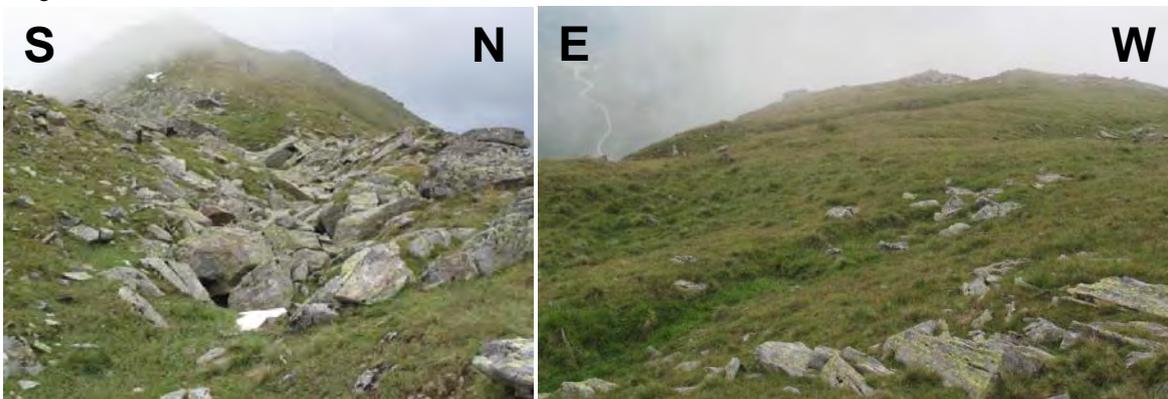


Abb.3.3.5: Im Bereich des Rauhen Kopfs (linke Abbildung) sowie im Bereich der Flaurlinger Scharte (rechte Abbildung) geben Zerrgräben und Nackentäler ebenfalls Hinweise auf ehemalige und/oder aktive Massenbewegungen bzw. Talzuschübe.

## KAPITEL 4

---

### Geochronologie

---

Im Zuge der Kartierungsarbeiten wurden in Zusammenarbeit mit Dr. Manfred Rockenschaub mehrere Gesteinsproben für die (thermo-) geochronologische Datierung entnommen. Die Proben wurden aus dem unteren Teil des Untersuchungsgebiets (unterhalb 1.200m) im Nahbereich der vermuteten Deckengrenze ÖSK - Phyllitzone entnommen (siehe Karte). Sechs Proben (GBA 2 bis GBA 6) entstammen dabei dem ÖSK, eine (Probe GBA 1) wurde dem Bereich der Phyllitzone entnommen (siehe Karte, Kapitel 9). Drei weitere Proben wurden dem im Osten angrenzenden Gebiet im Bereich oberhalb der Inzinger Alm entnommen, welches ein weiteres Diplomarbeitsgebiet darstellt und derzeit von Philip Haas untersucht wird. Eventuell unterschiedliche Altersdaten zwischen den Proben der Phyllitzone und den Proben aus dem ÖSK sollten eine Abgrenzung der Decken erleichtern. Besonderer Dank gilt an dieser Stelle Dr. Manfred Rockenschaub, der sowohl bei der Geländearbeit Hilfe leistete, als auch für die Vorbereitung der Proben und Durchführung der Analysen verantwortlich zeichnet.

#### 4.1 Methodik

Der folgende Abschnitt soll die Methoden der physikalischen Altersbestimmung kurz erläutern. Neben einem kurzen theoretischen Überblick wird auf jene Datierungsmethoden näher eingegangen, welche für diese Arbeit verwendet wurden. Basis stellen dabei das „Handbuch der physikalischen und chemischen Altersbestimmung“ von M. A. Geyh (2005) sowie die Publikation „Laser- ablation- ICPMS in earth sciences: principles and applications“ von P. Sylvester (2001) dar.

Die wichtigsten Methoden der physikalischen Altersbestimmung basieren auf Isotopenverhältnissen von Mutter- und Tochternukliden. Mithilfe der Mutter/Tochter-Isotopenverhältnisse als Chronometer lassen sich Kristallisations-, Abkühlungs-, Intrusions-, und Metamorphosealter von Gesteinen bestimmen. Anhand von  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen an Glimmern wurde im Zuge dieser Arbeit das Alter von signifikanten (Metamorphose-) Ereignissen der jeweiligen Proben ermittelt. Des Weiteren wurde die Laser- Ablation Methode zur Datierung von Zirkonen angewandt.

#### 4.1.1 Argon/Argon Methode ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ )

Die  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Methode hat den physikalischen Hintergrund wie die  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$  Methode und stellt deren Weiterentwicklung dar. Sie findet vor allem bei kaliumhaltigen Mineralen (Glimmer, K-Feldspäte) Verwendung. Geeignet ist vor allem unverwitterter Biotit, aber auch Muskovit. Die  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Methode setzt voraus, daß bei der Schließung des Isotopensystems ( $t = 0$ ) kein  $^{40}\text{Ar}$  darin enthalten ist. Da sich der radiogen, durch den Zerfall von  $^{40}\text{K}$  zu  $^{40}\text{Ar}$ , entstandene Anteil nicht von dem initial vorhandenen Anteil an  $^{40}\text{Ar}$  unterscheiden läßt würde sich ansonsten ein falsches Alter ergeben. Um  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Alter bestimmen zu können, wird das  $^{39}\text{K}$  mittels schneller Neutronen im Reaktor bestrahlt und in das radioaktive  $\beta^-$ -strahlende  $^{39}\text{Ar}$  umgewandelt. Das Kalium- Isotopenverhältnis ist sehr genau bekannt, daher kann aus dem  $^{39}\text{Ar}$ -Gehalt auf den Kaliumgehalt (indirekte Bestimmung des Mutterisotops  $^{40}\text{K}$ ) geschlossen werden. Das  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Isotopenhäufigkeitsverhältnis wird mit dem Massenspektrometer bestimmt.

Aus separierten Glimmern wird ein Körnerpräparat aufbereitet, welches in einem Induktionsofen unter Ultrahochvakuum- Bedingungen stufenweise erhitzt wird. Dadurch werden die in der Probe enthaltenen Gase freigesetzt. Die entweichenden Gase werden gereinigt und die Argonisotope separiert und gemessen. Die Ergebnisse der Analyse werden in einem Diagramm dargestellt, in welchem die Alterswerte auf der Ordinate gegen die einzelnen Aufheizstufen oder gegen die bei jeder Stufe freigesetzte Menge an Ar auf der Abszisse aufgetragen werden. Der Ursprung der im Gestein oder Mineral unterschiedlich fest gebundenen Argon- Komponenten kann anhand ihrer Isotopenverhältnisse festgestellt werden, welche als Stufenspektren während ihrer Entgasung aufgenommen werden. Ab ca.  $600^\circ\text{C}$  entgast der am schwächsten absorbierte Anteil (atmosphärisches Argon) innerhalb kurzer Zeit. Bei höheren Temperaturen entgast das durch Diffusion in das Kristallgitter gelangte (radiogene) Argon aus der noch festen Probe. Der Rest des radiogenen Argons entweicht aus der geschmolzenen Probe bei ca.  $1.600^\circ\text{C}$ . Durch diese Methode kann eine zonierte Ar- Verteilung in den Mineralen ermittelt werden. Ist das Argon homogen in der Probe verteilt ergibt sich ein Plateau im Diagramm (Plateaualter), mit dem das Alter der Probe bestimmt werden kann. Da die Ar- Verteilung in den Mineralen meist randlich gestört ist, zeigen sich zu Beginn der Messung meist variierende Alter, bevor sich ein Plateaualter einstellt. Der Datierungsbereich der  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Methode reicht von 4,5 Ga bis zu einigen 1.000 Jahren. Die Präzision liegt bei  $\pm 2\%$ .

#### 4.1.2 Laser- Ablation Methode

Die Analysemethode der Laser- Ablation oder ICPMS (inductively coupled plasma mass spectrometry) existiert seit dem Jahr 1985 und hat sich in den frühen 90er Jahren als eine wichtige Analysemethode in den Erdwissenschaften etabliert. Der Vorteil der Methode beruht auf der Tatsache, daß die chemische- und isotopische Zusammensetzung von Mineralen in situ gemessen werden kann. Die Hauptbestandteile einer Laser- Ablations Analyseeinheit sind ein Massenspektrometer und der Laser. Als Laserquelle kommen meist Nd:YAG Laser zum Einsatz.

Der Nd: YAG Laser ist ein Festkörperlaser, der als aktives Medium einen Neodym- dotierten YAG- Kristall verwendet und meist infrarote Strahlung mit der Wellenlänge 1.064nm emittiert. Diese Laserquellen haben den großen Vorteil ihren Frequenzbereich ohne großen Aufwand zu ändern. Der Nd:YAG (kurz für Neodym- dotierter Yttrium- Aluminium- Granat- Laser) Laser ist somit imstande mittels eines Generators in dem Frequenzbereich zu arbeiten, der für geologische Fragestellungen einen optimalen Bereich darstellt. Opake Minerale lassen sich am besten mit einem Frequenzbereich nahe der Infrarotstrahlung abtragen, transparente Minerale hingegen interagieren kaum oder gar nicht mit Frequenzen nahe dem Infrarotspektrum. Diese Minerale lassen sich am besten mit Frequenzbereichen nahe dem UV- Bereich beproben.

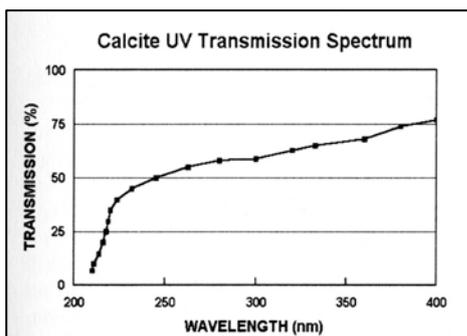


Abb.4.1.2: Durchlässigkeit von Calcit in Abhängigkeit der Laser- Wellenlänge: Mit geringerer Wellenlänge sinkt die Durchlässigkeit während die Strahlungs- Absorbtion steigt (aus: Sylvester, 2001).

Bei der Wahl des Probenbehältnisses muß darauf geachtet werden, dass das Fenster, durch welches der Laser in das Probenbehältnis eindringt, für den jeweils gewählten Frequenzbereich durchlässig ist. Weiters wird ein Ein- und Auslass benötigt, damit das Trägergas das abgetragene Probenmaterial zum Massenspektrometer transportieren kann. Das Massenspektrometer wiederum besteht aus einem Vakuum System, einer Ionenquelle, einem Analysator und dem Detektor. Das Bauteil mit der größten Fehleranfälligkeit ist das Vakuum System. Es wird benötigt, da Ionen unter atmosphärischen Bedingungen kaum in der Lage sind längere Strecken zurückzulegen. Im Analysator werden die Ionen nach ihrem „Gewicht“ getrennt und anschließend dem Detektor zugeführt. Grundsätzlich wird zwischen einem digitalen Modus und einem analogen Modus bei den Detektoren unterschieden. Beide Modi haben ihre Vor- und Nachteile, so ist z.B. für schwache Signale der digitale Modus besser geeignet als der analoge Modus.

Für die Analysen der Proben dieser Arbeit wurde ein Multicollector- Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (MC- ICPMS) verwendet. Der Unterschied zu einem herkömmlichen ICPMS besteht darin, daß ein größerer Bereich an Elementen, auch welche mit einem hohen Ionisationspotential, analysiert werden können. Der große Vorteil des Multicollector System ist aber, daß die Isotope gleichzeitig gemessen werden können und somit werden zeitabhängige Instabilitäten im Ionenstrahl eliminiert. Die gewonnen Ionen werden in die Kollektoren transportiert und dort in eine Spannung umgewandelt. Durch den Vergleich der Spannungen verschiedener Kollektoren kann auf das Isotopenverhältnis geschlossen werden.

## 4.2 Ergebnisse

### ➤ Probe GBA 1

Die Quarzphyllit- Probe GBA 1 wurde im Sommer 2008 im Bereich des Blahbaches (Phyllitzone) auf ca. 750m entnommen. Zur Datierung wurde die Probe zerkleinert und im Anschluß die Muskovite separiert und datiert. Das jüngste, alpidische Alter ergibt sich aus dem ersten Aufheizschritt mit ca. 110 Ma in der oberen Unterkreide (Abt). Durch ständigen Argon- Verlust infolge der späteren, alpidischen Überprägung stellt sich bei der Datierung des Weiteren ein Plateaulter (gerechnet aus den Schritten 2 bis 4) von 235 Ma ein. Dieses mitteltriassische (ladinische) Alter repräsentiert diesen Argon- Verlust über einen großen Zeitraum und kann daher weder als Metamorphose- noch als Bildungsalter gewertet werden, sondern wird als Mischalter interpretiert. Der älteste Altersschritt der Muskovite mit der Korngröße von 0,16 – 0,2mm wird mit ca. 250 Ma im obersten Perm bzw. in der untersten Trias angegeben.

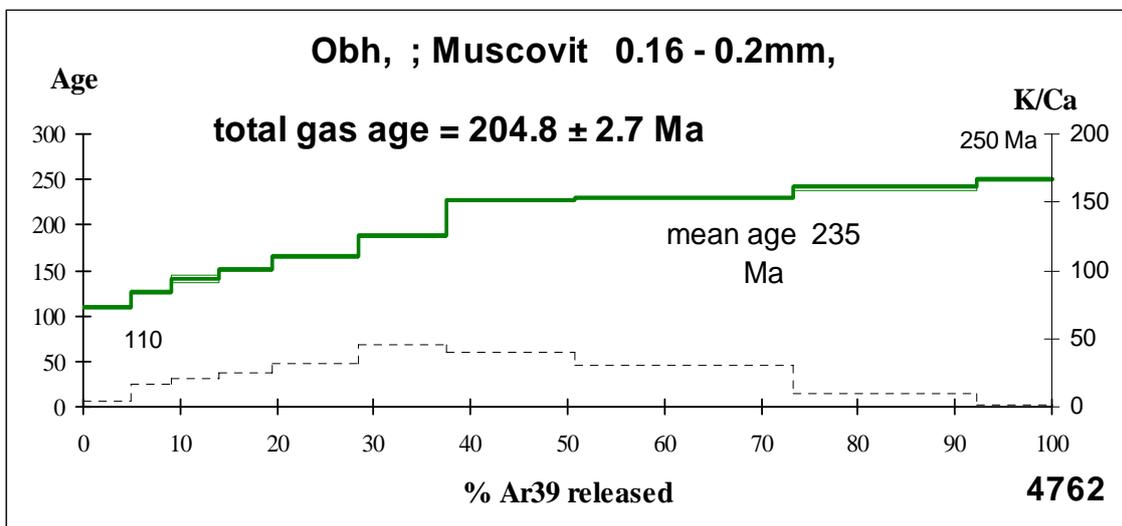


Abb. 4.2: Ein junges, alpidisches Alter der Muskovite- Kornklasse mit 0,16 – 0,2mm zeigt sich aus dem ersten Aufheizschritt mit 110 Ma in der Kreide (Abt). Der älteste Altersschritt liegt bei 250 Ma im obersten Perm bzw. in der untersten Trias.

### ➤ Probe GBA 2, 3, 4, 5, 6

Die Proben waren bei Niederschrift der Diplomarbeit noch nicht datiert. Eine Auswertung der Daten kann daher leider nicht mehr im Zuge dieser Arbeit erfolgen, sondern wird von Philipp Haas vorgenommen, welcher das Nachbargebiet (Bereich Inzinger Alm) bearbeitet.

## KAPITEL 5

---

### Thermobarometrie

---

Im Zuge der Kartierungsarbeiten wurden neben den Gesteinsproben zur (thermo-) geochronologischen Datierung (vgl. Kapitel 4) auch zwei Proben für Analysen an der Elektronenstrahlmikrosonde entnommen. Auf den neu gewonnenen Mikrosondedaten basieren die thermobarometrische Berechnungen. Eine Probe (D30, siehe Tab.1) entstammt den Phylliten der Phyllitzone. Die zweite Probe (D9, siehe Tab.1) wurde den Phylliten des ÖSK entnommen. Eventuell unterschiedliche Druck- und Temperaturbedingungen von Proben der Phyllitzone zu Proben aus dem ÖSK sowie ein Unterschied im Mineralchemismus sollten eine Abgrenzung der Decken erleichtern. Besonderer Dank gilt an dieser Stelle Herrn Ao. Univ. Prof. Mag. Dr. Peter Tropper und Mag. Martina Tribus für die Hilfe an der Mikrosonde sowie bei der Interpretation der Ergebnisse.

#### 5.1 Methodik

Die durchgeführten thermobarometrischen Berechnungen basieren auf neu gewonnenen Mikrosondedaten. Die Elektronenstrahlmikrosonde ermöglicht die quantitative, orts aufgelöste Bestimmung der chemischen Zusammensetzung von Mineralien. Des Weiteren kann die räumliche, chemische Zusammensetzung der Minerale mittels Falschfarbenbild (Röntgenverteilungsbild) graphisch dargestellt werden. Es können alle Elemente zwischen den Ordnungszahlen  $Z = 5$  (Bor) und  $Z = 92$  (Uran) erfaßt werden. Die Elektrostrahlmikrosonde ist im Prinzip ein Röntgenspektrometer. Die Anregung der charakteristischen Röntgenstrahlung der Elemente erfolgt durch einen fein fokussierten Elektronenstrahl, der durch ein elektronisches Linsensystem gebündelt wird. Trifft der Elektronenstrahl auf das Mineralkorn, wird ein Teil des charakteristischen Röntgenspektrums der in dem Mineral vorhandenen Elemente angeregt und über die Analysatorkristalle mittels der Bragg'schen Beziehung in den Detektor reflektiert. Der Analysepunkt hat einen Durchmesser von 1 - 3  $\mu\text{m}$ .

Die Elektronenstrahlmikrosonde am Institut für Mineralogie und Petrographie an der Universität Innsbruck ist von der Firma JEOL mit der Typenbezeichnung JXA 8100 SUPERPROBE. Als energiedispersive Analysemethode steht ein an die Mikrosonde gekoppelter EDS- Detektor zur

Verfügung. Für die wellenlängendispersiven Messungen wurden eine Beschleunigungsspannung von 15 kV und ein Probenstrom von 10 nA verwendet. Die Messzeiten lagen bei 20 sec. (Peak) und 10 sec. (Background). Der Elektronenstrahldurchmesser war 5 µm groß.

Die Mineralformelberechnung der Hellglimmer, Plagioklase und Granate erfolgte mit dem Programm NORM 4.0 (Ulmer, 1993, schriftliche Mitteilung). Für die thermobarometrischen Berechnungen wurde die Muskovit- Chlorit- Quarz Thermobarometrie nach Vidal & Parra (2000) verwendet. Es handelt sich hierbei um die Berechnung von Mineralreaktionen zwischen chemischen Komponenten der Minerale Muskovit, Chlorit und Plagioklas. Die Prinzipien dieses Geothermobarometers werden in der Arbeit von Vidal & Parra (2000) beschrieben.

## 5.2 Ergebnisse

Im Chemismus unterscheiden sich die Proben kaum. Die Probe D9 weist lediglich höhere Na-Gehalte bei den **Muskoviten** (Abb.5.2.1) sowie höhere Ca- Gehalte bei den **Plagioklasen** (Abb.5.2.2) auf. Der höhere Anorthit- Gehalt in Probe D9 kann als Hinweis auf einen etwas höheren Metamorphosegrad gewertet werden. Die Ursache kann jedoch ebenso in einem unterschiedlichen Ausgangskemismus liegen. Auch der Unterschied bei den Na- Gehalten der Glimmer läßt sich auf den Ausgangskemismus zurückführen. Da nur in der Probe D9 Granate enthalten sind und diese Relikte einer variszischen Bildung darstellen, können sie nicht für eine Interpretation oder Unterscheidung der alpidischen Metamorphosegeschichte der zwei Proben herangezogen werden.

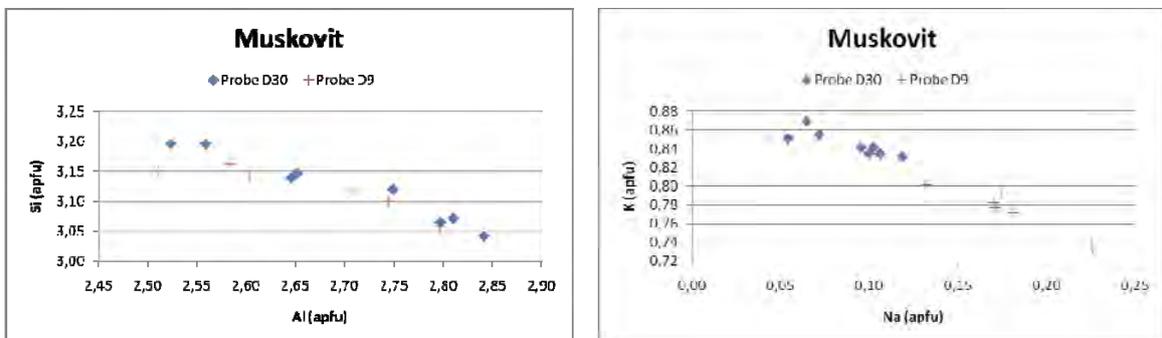


Abb.5.2.1: Links: Bei den Si- Gehalten (Metamorphose- Indikator) wurden keine signifikanten Unterschiede zwischen beiden Proben gemessen. Rechts: Die Muskovite der Probe D9 weisen höhere Na- Gehalte auf.

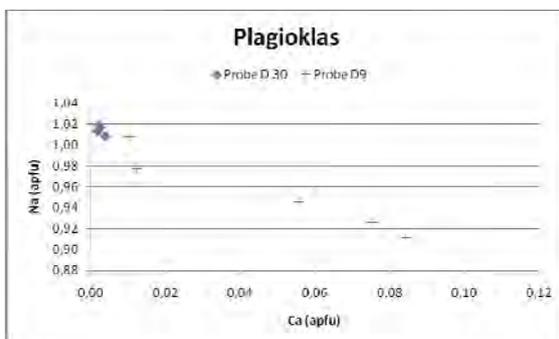


Abb.5.2.2: Die Probe D9 weist bei den Plagioklasen höhere und stärker streuende Ca- Werte auf. Der Anorthit- Gehalt ist damit höher als in der Probe D30, wo die Plagioklase nur als fast reine Albite vorkommen.

Bei den thermodynamischen Berechnungen gleichen sich die Ergebnisse beider Proben (Abb.5.2.3). Sowohl bei den Temperaturen als auch bei den Drucken streuen die Daten aber über weite Bereiche, was auf Chemismusvariationen innerhalb der Minerale zurückzuführen ist.

- Bei der Probe D9 liegen die berechneten Druckbedingungen (7 Messungen) zwischen 1,0 und 5,6 kbar. Die Ergebnisse bei den Temperaturen liegen zwischen 266 und 351°C. Die Mittelwerte wurden aus den Summen der einzelnen Messungen ermittelt. Der mittlere Druck liegt somit bei ca. 3,8 kbar. Die mittlere Temperatur bei ca. 316°C.
- Bei der Probe D30 liegen die berechneten Druckbedingungen (8 Messungen) zwischen 1,5 und 7,5 kbar. Die Ergebnisse bei den Temperaturen liegen zwischen 264 und 417°C. Die Mittelwerte wurden aus den Summen der einzelnen Messungen ermittelt. Der mittlere Druck liegt somit bei ca. 3,9 kbar. Die mittlere Temperatur bei ca. 334°C.

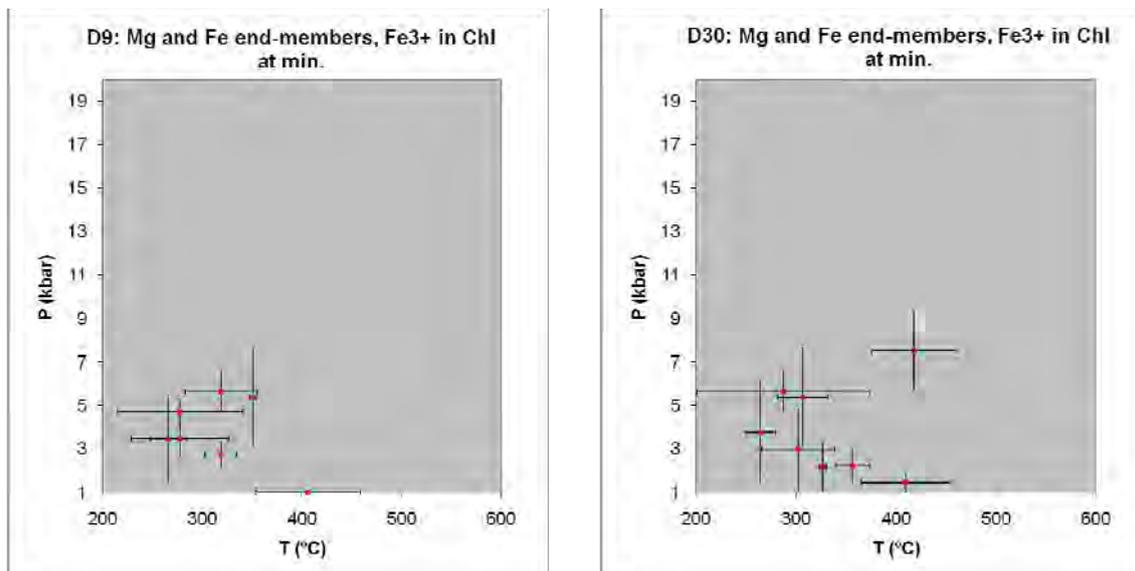


Abb.5.2.3: Die thermodynamischen Berechnungen für die Proben D9 und D30 ergeben ein ähnliches Bild. Die mittleren Drücke liegen zwischen 3 und 4 kbar, die mittleren Temperaturen zwischen 300 und 350°C.

# KAPITEL 6

---

## Strukturgeologie

---

Im Zuge der Geländekartierung wurden an Gesteinsaufschlüssen die geologischen Strukturen eingemessen. Um Aussagen über den strukturellen Aufbau des Gebiets treffen zu können wurden Schieferung, Faltenachsen, Lineare und Kluffflächen mit dem Geologenkompass eingemessen und anschließend mit dem Computerprogramm „Tectonics FP“ ausgewertet und graphisch dargestellt. Alle Stereonetzdarstellungen entsprechen einer flächentreuen Projektion in die untere Halbkugel.

### 6.1 Duktile und semiduktile Strukturen

#### 6.1.1 Foliation

Mit kleinräumigen Ausnahmen ist im gesamten Untersuchungsgebiet ein mittelsteiles Einfallen der penetrativen Hauptschieferung nach Süd- bis SSE ersichtlich (Abb.6.1.1). Messungen von sekundären Schieferungen ergeben ein mittelsteiles Einfallen nach Südwest.

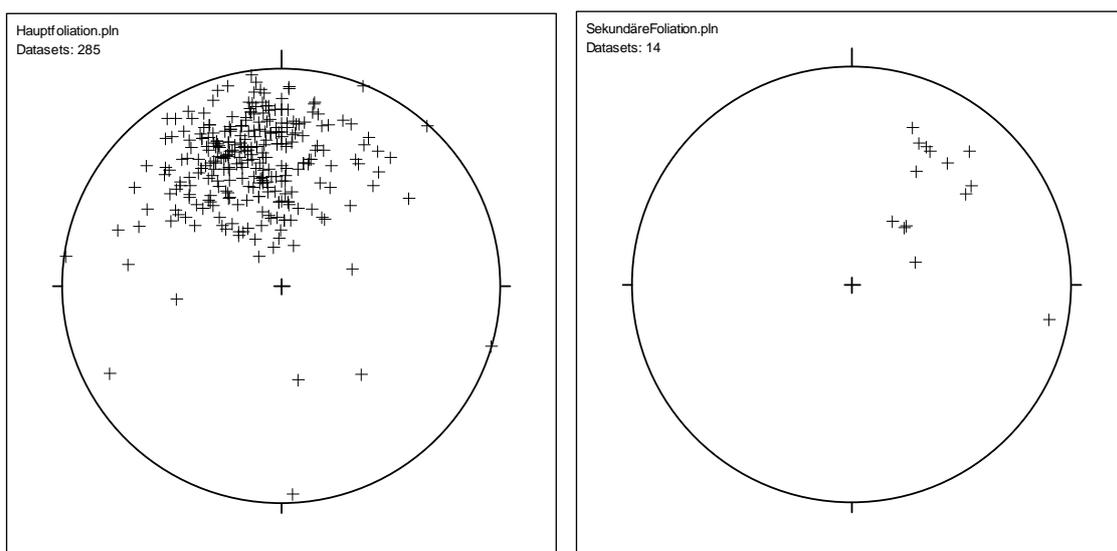


Abb.6.1.1: Links abgebildet ist der Pi- Plot der Hauptfoliation. Auf der rechten Seite sind die sekundären Foliationswerte ebenfalls in der Poldarstellung eingezeichnet.

### 6.1.2 Lineation

Infolge der duktilen Deformation sind auf den Schieferungsflächen der Lithologien lineare Kleinstrukturen ausgebildet. Diese Lineare (Streckungslineare, Krenulationslineare, Intersektionslineare) wurden eingemessen und, im Falle von Streckungslinearen, zusammen mit den damit assoziierten Schersinnkriterien (Mikrogefüge in Dünnschliffen, zerscherte Boudins und Scherbänder) ausgewertet, um einen Bewegungssinn zu erhalten. Generell ist sowohl bei den Krenulations- als auch bei den Streckungslinearen ein Trend in Richtung Südosten (Abb.6.1.2.1 und 6.1.2.2) zu erkennen. Aufgrund der relativ niedrigen Temperatur- und Druckbedingungen, welche für die Entstehung von Krenulation bei Metapeliten typisch sind (untere Grünschieferfazies bzw. Chloritfazies für zonale Krenulation nach Worley et al., 1997), wird die südöstliche Orientierung der Krenulationslineare als eine späte, überprägende Deformationsphase (D3, spätkretazische oder tertiäre Orogenese) interpretiert. Die Krenulationsfaltung überprägt sowohl die penetrative (variszische) Hauptfoliation (Deformationsphase D1), als auch die in Kapitel 6.1.3 besprochene Parasitär-faltung (Deformationsphase D2). Sie ist hauptsächlich bei den Phylliten, phyllitischen Glimmerschiefern und Glimmerschiefern des unteren Bereichs des Untersuchungsgebiets (unterhalb 2.000m) ausgeprägt. Die Krenulationsfaltung tritt sowohl symmetrisch als auch asymmetrisch auf.

Bei den Streckungslinearen ist zusätzlich zur südöstlichen Orientierung auch eine Häufung in südwestlicher Richtung festzustellen. Ein deutlicher Bewegungssinn in Richtung Top Nord/Nordwest ist sowohl aus den Streckungslinearen als auch aus anderen Schersinnkriterien (z.B. Mikrogefüge, Porphyroklasten, etc.) ableitbar. Die nördliche bzw. nordwestliche Orientierung der Streckungslineare steht in direktem Zusammenhang mit der Entstehung der Kleinfalten (Kapitel 6.1.3), welche vermutlich im Zuge der kretazischen Orogeneseentwicklung (sicher später als die variszisch gebildete, penetrative Hauptschieferung) entstanden sind und südöstliche- bis südwestliche Faltenachsenorientierungen aufweisen. Die kretazischen Deckenstapelung der Austroalpinen Decken erfolgte WNW orientiert (Froitzheim et al., 1994) und überprägte die Gesteine des ÖSK grünschiefer- bis amphibolitfaziell. Im Norden des ÖSK, im Bereich des ggst. Untersuchungsgebiets, herrschten eher niedriggradige Metamorphosebedingungen (siehe Kapitel 2.2.1). Diese sind typisch für die Entstehung von Kleinfalten, wie sie im gesamten Untersuchungsgebiet anzutreffen sind. Neben der Richtung der Deckenstapelung geben somit auch die niederen Metamorphosebedingungen Hinweise auf eine kretazische Entstehung der Kleinfalten und Streckungslineare (Deformationsphase D2, kretazische Orogenese).

Wie in Kapitel 6.1.3 noch genauer beschrieben wird, sind die Faltenachsen der Kleinfalten parallel zu den Streckungslinearen orientiert. Aufgrund der gleichen Orientierung wird eine gleichzeitige Entstehung beider Strukturen vermutet.

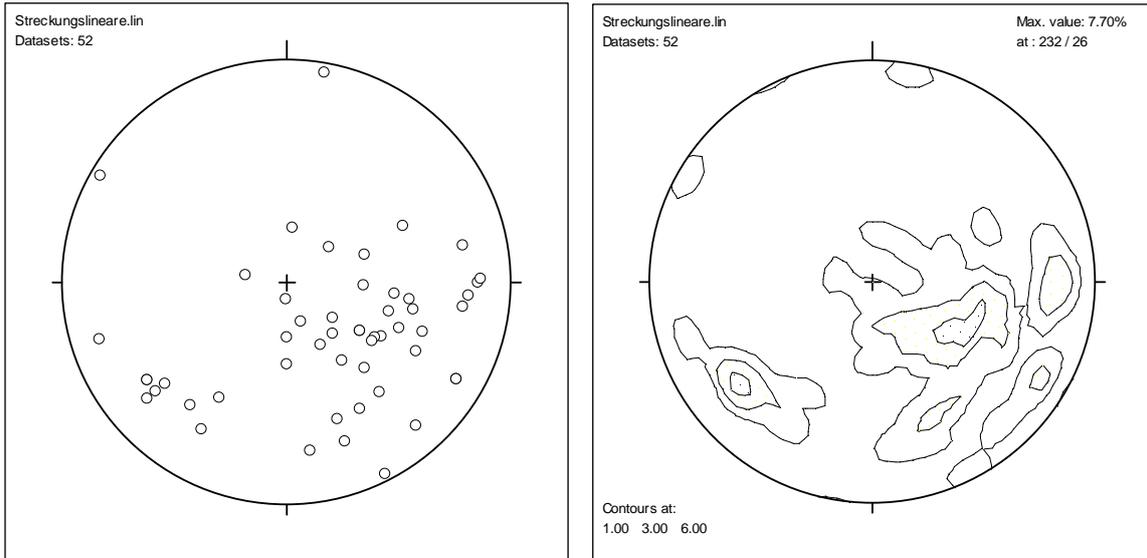


Abb.6.1.2.1: Lineationsplot (oben links) und Konturplot (oben rechts) der eingemessenen Streckungslineare. Die Streckungslineare weisen eine Häufung nach Südost sowie eine weniger stark ausgeprägte Häufung nach Südwest auf.

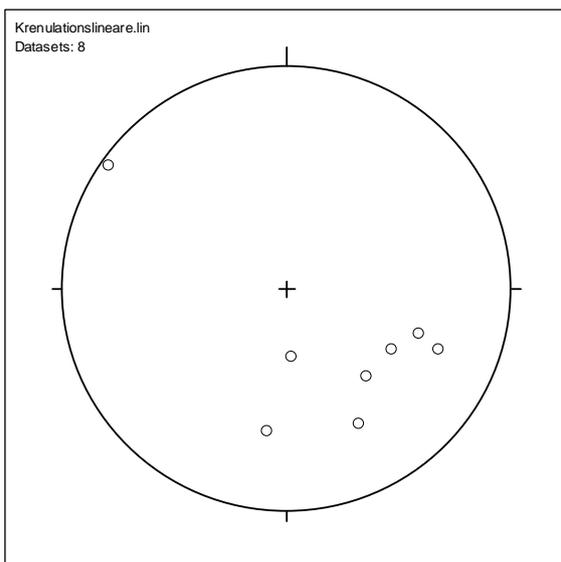


Abb.6.1.2.2: Pi- Plot (links) der Krenulationslineare. Die Kleinfältelung wird als spätes, überprägendes Ereignis gewertet.

### 6.1.3 Faltung

Im Kartiergebiet konnten außer einer großräumigen, Ost-West streichenden Faltenstruktur (Synform) im Bereich des hinteren Seetals (siehe Karte) hauptsächlich kleinräumige Verfaltungen (u.a. Abb.6.1.3.1 bzw. Abb.6.1.3.4) im Zentimeter- bis Dezimeter- Bereich kartiert bzw. gemessen werden. An mehreren Aufschlüssen im Gelände sind Parasitärfaalten zur Seetalsynform beobachtet und für die Festlegung der Faltenachsebenenenspur verwendet worden (Abb.6.1.3.1). Erst durch Interpretation der Kleinfalten war die Kartierung der großräumigen Synform möglich, die auf den ersten Blick im Gelände nicht ersichtlich ist.

Die in Abbildung 6.1.3.2 geplotteten Faltenachsen wurden alle an den genannten Kleinfalten eingemessen. Potentielle Großfalten können aufgrund der strengen, fast parallelen Orientierung

der Schieferungsflächen nur als Isoklinalfalten (Öffnung von 0°- bis 10°) vorkommen und sind daher im Gelände schwer bis gar nicht auszumachen. Im Kontur- Plot lassen sich neben dem erwähnten Ost-West gerichteten Großfaltenbau insgesamt zwei verschiedene Systeme von (Klein-) Falten abgrenzen:

- Südöstlich einfallende Faltenachsen
- Südwestlich einfallende Faltenachsen

Die Kleinfalten kommen im gesamten Kartiergebiet, jedoch gehäuft in den metapelitischen und metapsammitischen Gesteinen des Bereichs unterhalb von 2.000m vor. Sie verfallen die penetrative (variszische) Schieferung (Deformationsphase D1) und sind daher einem späteren Deformationsereignis (D2) als der Entstehungszeit der Hauptfoliation zuzuordnen (Abb.6.1.3.1 sowie Abb.6.1.3.4). Wie schon im vorigen Kapitel anhand der Streckungslineare kurz beschrieben, geben auch die Faltenachsenorientierungen Hinweise auf eine post- variszische bzw. kreidezeitliche Entstehung (Deformationsphase D2). Die Faltenachsen sind parallel zur Orientierung der Streckungslineare ausgerichtet und liegen im Streichen der Stapelungsrichtung des kretazischen orogenen Deckenstapels, was nach Meinung des Autors eine kreidezeitliche Entstehung derselben nahelegt. Nach Dünnschliffauswertung (siehe Kapitel 3.2 sowie Kapitel 6.2) werden für die Entstehungsbedingungen der Lithologien, in welchen die Kleinfalten hauptsächlich lokalisiert sind, niedriggradige (grünschieferfazielle) Metamorphosebedingungen angegeben. Dies spiegelt sich unter anderem auch in der undeutlichen Ausbildung der sekundären (Achsenebenen-) Schieferung wieder. Die niedriggradigen Metamorphosebedingungen passen in das Bild der (vermutlich) kretazischen Orogeneseentwicklung.

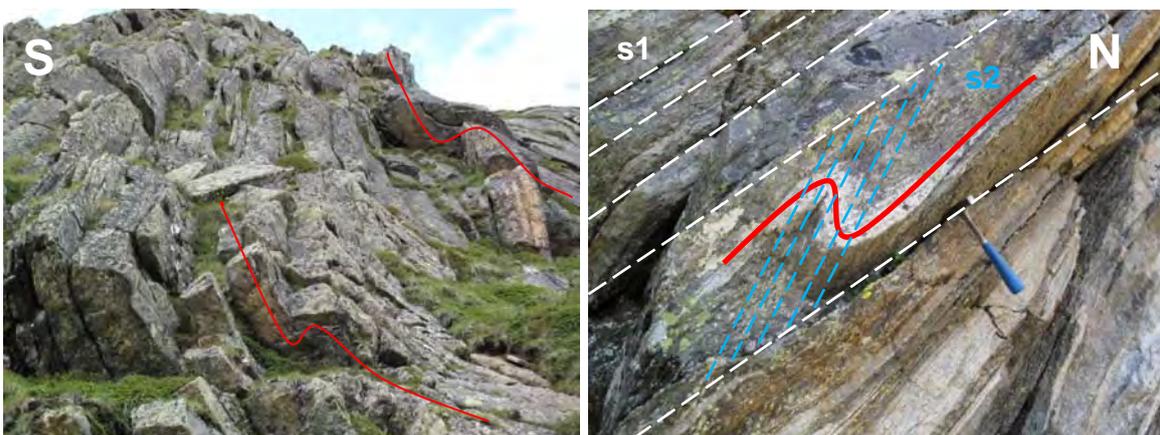


Abb.6.1.3.1: Parasitäralfaltung: Links ist eine S-Struktur aus dem Nahbereich der Großfalte abgebildet (Bildbreite ca. 10m). Rechts ist eine Z-Struktur innerhalb der leukokraten Lage eines Bänderamphibolits zu sehen, welche die dominante Hauptschieferung (s1, in weißer Farbe eingezeichnet) verfalltet. Die sekundäre Schieferung (s2, in hellblauer Farbe eingezeichnet) bildet die Achsenebenschieferung zu dieser Falte und ist in spitzem Winkel zur Hauptschieferung orientiert. Da die Falte die penetrative Hauptfoliation s1 (Deformationsphase D1) verfalltet ist die zugehörige Deformationsphase D2 (mit der Ausbildung der Achsenebenschieferung s2) relativ dazu jünger.

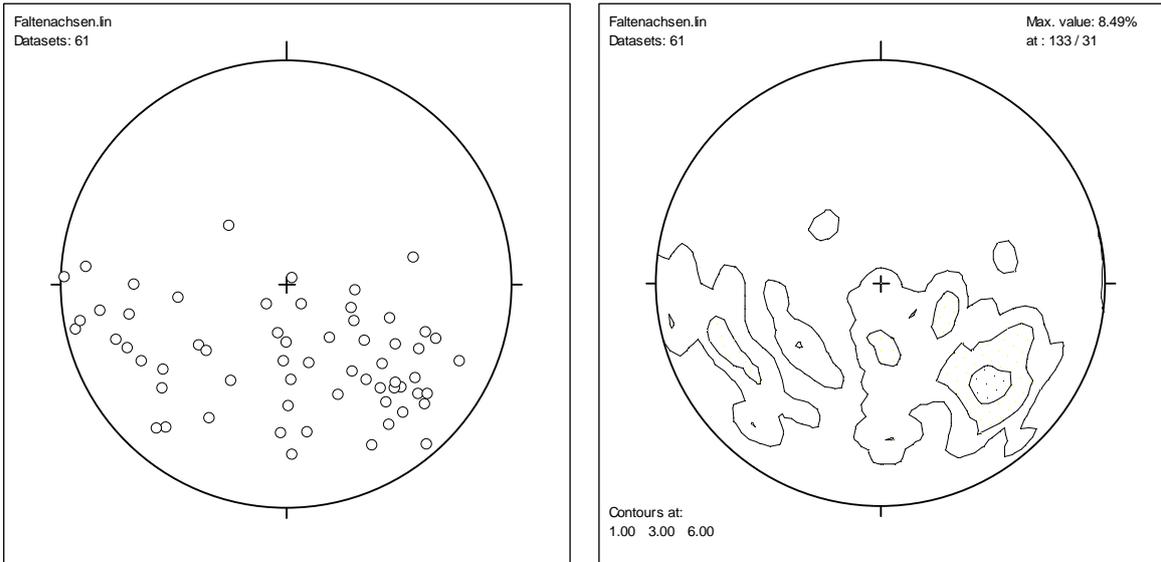


Abb.6.1.3.2: Faltenachsen von Kleinfalten als Einzelmessungen (links) sowie konturiert dargestellt (rechts). Insgesamt lassen sich andeutungsweise zwei Maxima erkennen.

Im Gelände wurden des Weiteren mehrere Faltenschenkel eingemessen, um daraus die Faltenachsen zu konstruieren (Abb.6.1.3.3). Die Summe des gesammelten Datensatzes ergibt ebenfalls eine Faltenachse, die mittelsteil nach Südosten einfällt und paßt somit in das Bild der (vermutlich) kreidezeitlichen Entstehung.

Die schon in Kapitel 6.1.2 beschriebene Krenulationsfaltung spiegelt wahrscheinlich eine relativ junge, alpidische Überprägung wieder (Deformationsphase D3) und ist ebenfalls mittelsteil nach Südost einfallend ausgebildet.

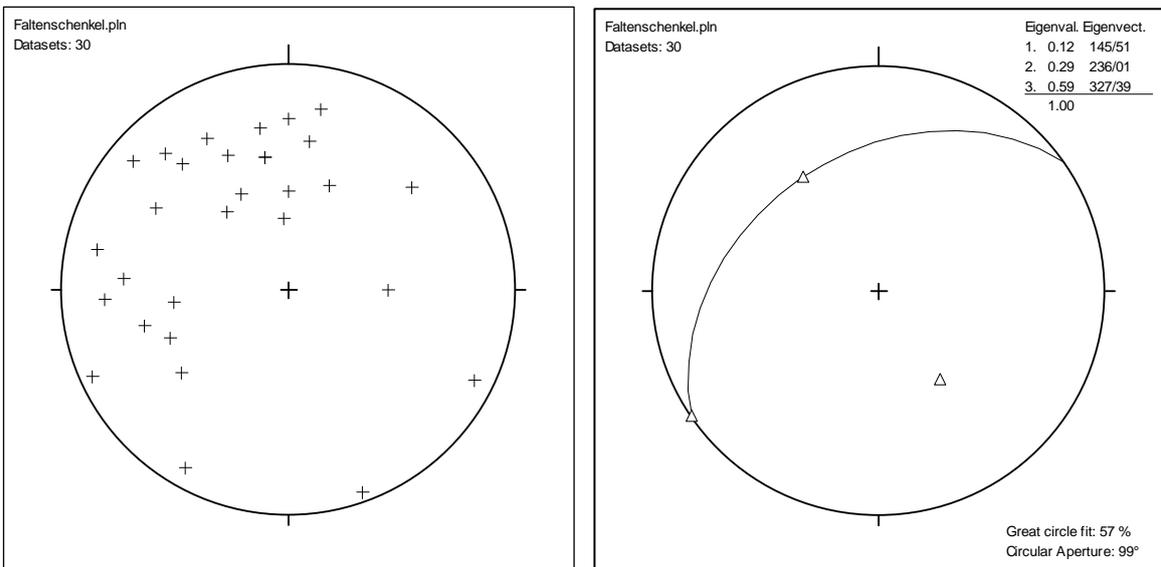


Abb.6.1.3.3: Die im Gelände eingemessenen Faltenschenkel als Großkreise (links) und die aus dem gesamten Datensatz konstruierte Faltenachse (rechts), welche mittelsteil nach Südosten (145/51) einfällt.

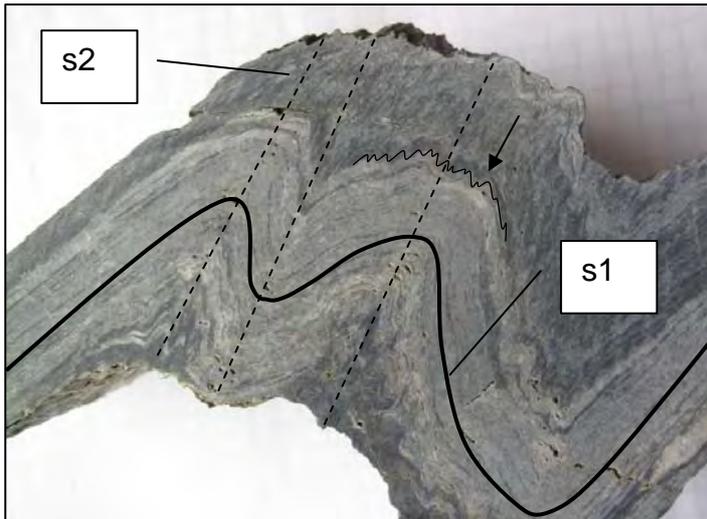


Abb.6.1.3.4: Probe D9 (Phyllit) im Anschnitt. Deutlich zu erkennen ist die in schwarz eingezeichnete penetrative Hauptfoliation s1 (Bildung während der ersten Deformationsphase D1), welche im Zuge einer späteren Deformationsphase (D2) in Form eines M verfaultet wurde. Es kommt zur Ausbildung der sekundären (Achsenebenen-) Schieferung s2, welche weniger deutlich ausgeprägt ist und im spitzen Winkel zur Hauptfoliation steht (gestrichelt eingezeichnet).

In einer dritten Deformationsphase (D3) kommt es schließlich noch zur Ausbildung der Krenulationsfaltung, welche in der Abbildung mit einem schwarzen Pfeil markiert ist. Die Bildbreite entspricht ca. 10cm.

#### 6.1.4 Boudinage

Lagenparallele Streckung in Gesteinsabfolgen mit Kompetenzkontrasten führt zu semiduktiler **Boudinage**. Der Boudin- Nacken stellt dabei idealerweise eine Richtung dar, welche genau orthogonal zur Dehnungsrichtung orientiert ist. Im Kartiergebiet sind Boudins häufig in den relativ steifen, kompetenten Amphibolitlagen ausgebildet, welche weniger kompetenten/weichen Paragneis- oder stark geschieferten Augengneis- Partien zwischengelagert sind. Die Form der Boudins ist charakterisiert durch den Viskositätsunterschied zwischen den kompetenten Lagen und der sie umgebenden inkompetenten Matrix (Abb.6.1.4.1, Ramsay & Huber, 1983).

Neben den im Kartiergebiet häufig anzutreffenden „dick- dünn“ (engl.: pinch and swell) Strukturen sind auch „Fischmaul- Strukturen“ ausgebildet. Seltener wurde eine komplette Abtrennung der einzelnen Boudins beobachtet. Die Größe der Boudins im Kartiergebiet reicht von wenigen Zentimetern bis zu mehreren Metern (Abb.6.1.4.2). Die Auswertung der erhobenen Daten ergibt eine NW-SE orientierte Dehnungsrichtung, welche entlang der mittelsteil nach Süden einfallenden Hauptschieferung verläuft. Zur Entstehung von Amphibolit- Boudins braucht es Metamorphosebedingungen der oberen Grünschiefer- bis Amphibolitfazies. Neben diesen Metamorphosebedingungen spricht vor allem die parallele Einregelung der boudinierten Lagen in die penetrative Hauptschieferung für eine Entstehung während der variszischen Orogeneseentwicklung (Deformationsphase D1).

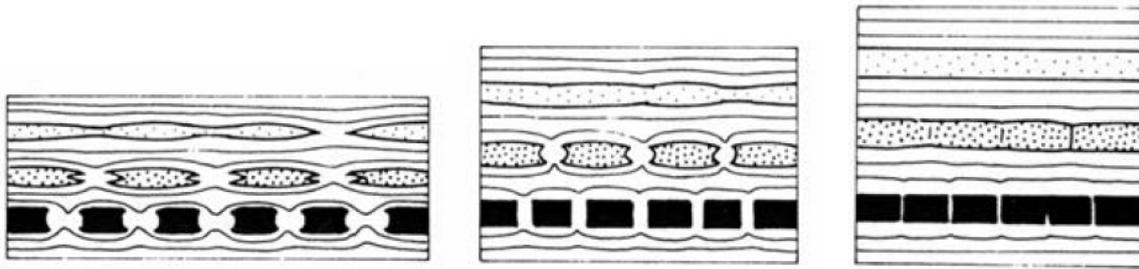


Abb.6.1.4.1: Schematische Darstellung der unterschiedlichen Boudin- Strukturen in Abhängigkeit des Viskositätskontrasts (Ramsay & Huber, 1983).



Abb.6.1.4.2: Boudinage- Strukturen aus dem Kartiergebiet. Links ist im unteren Bildrand schwach eine Fischmaul- Struktur zu erkennen (Bildbreite ca. 3m). Rechts sind die einzelnen Boudins der kompetenten Amphibolit- Lage komplett segmentiert. Die Boudin- Nacken fallen in Richtung Südwest ein, d.h. die Dehnung erfolgte NW-SE orientiert entlang der mittelsteil nach Süden einfallenden Hauptschieferung.

### 6.1.5 Scherbänder

In einer Scherzone treten neben den Hauptbewegungsflächen oft auch sekundäre Bewegungsflächen auf. Dabei können diese sekundären Bewegungsflächen systematisch und schief zu einer früheren Schieferung auftreten. Sie werden **Scherbänder** (*extensional crenulation cleavage*, *CS- Struktur* oder *CC'- Struktur*) genannt (u.a. Pluijm & Marshak, 2004, Passchier & Trouw, 2005, Meschede 1994) und entwickeln sich generell in Gesteinen mit hoher Anisotropie. Scherbänder stellen kleine, synthetische Scherzonen innerhalb der Hauptscherzone dar und gehören zu den semiduktilen Strukturen. Es kommt zum Zerreißen einer bereits vorhandenen Schieferung entlang der Scherbänder. C- Flächen (C = Cisaillement, frz. für Abscherung, Gleitung) sind dabei die Bruchflächen an denen Bewegung stattfindet. Als S- Flächen (S = Schistosité, frz. für Schieferung) werden die Schieferungsflächen bezeichnet. Die Winkel der Schieferungsflächen stehen je nach Entwicklungsstadium der Scherzone in einem Winkel zwischen  $45^\circ$  und  $0^\circ$  zur C- Fläche (Meschede 1994) und sind relativ zur Scherzone gegen die Scherrichtung geneigt (Abb.6.1.5). Die S- Flächen entwickeln sich senkrecht zur finiten Hauptverkürzungsrichtung und

entsprechen der  $xy$ - Ebene des Verformungsellipsoids. Am Kontakt der beiden Flächen werden die Schieferungsflächen meist sigmoidal in die C- Flächen eingeschleppt.

Im Kartiergebiet wurden mehrere Scherbänder in Bereich der tektonisch beanspruchten Phyllite und phyllitischen Glimmerschiefer („Phyllonite“) beobachtet. Die Scherbänder befinden sich innerhalb von dextralen Scherzonen und ergeben eine schräge Abschiebungsrichtung nach Nordwesten.

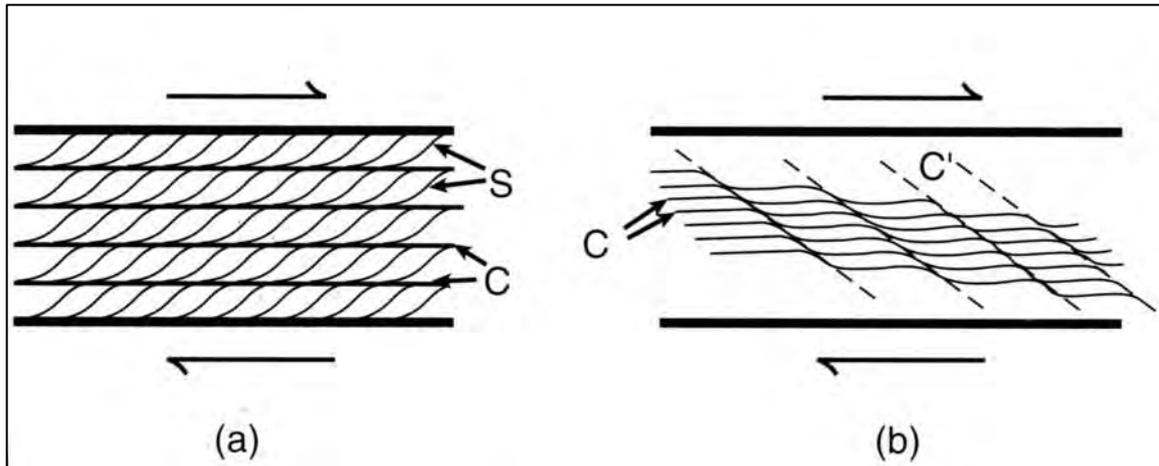
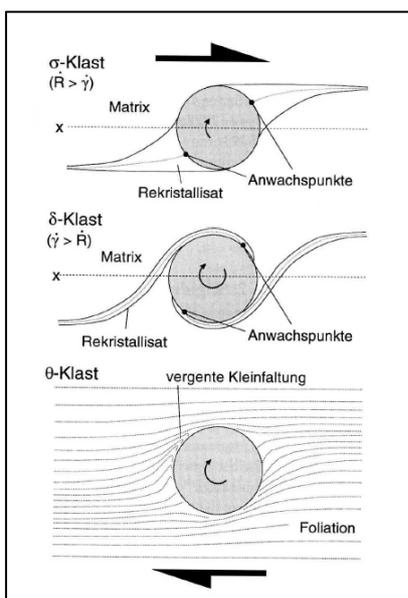


Abb.6.1.5: Charakteristische Geometrie von C-S (a) und C-C' Strukturen (b) in einer dextralen Scherzone. Grafik aus Pluijm & Marshak (2004).

### 6.1.6 Porphyroklasten

Schon im Kapitel 3 wurde kurz auf die vor allem in den Augengneisen und teilweise auch in den Paragneisen ausgebildeten Feldspat- Porphyroklasten (Paragneis: Porphyroblasten) eingegangen. **Porphyroklasten** sind Reste des Ausgangsgesteins in rekristallisierter Matrix. Porphyroblasten sind synkinematisch gewachsene, große Einzelkristalle (Vinx 2008). Während sich die Matrixminerale bei Deformation plastisch verhalten, reagieren die Klasten rigid und



werden bruchhaft verformt. Dabei kommt es zur Ausbildung von asymmetrischen Mustern an Mineralkörnern, an welchen sich der Bewegungssinn einer Scherzone bestimmen lässt. Es wird unterschieden zwischen  $\theta$ -,  $\sigma$ - und  $\delta$ - Klasten (Abb.6.1.6.1). Wird bei  $\theta$ - Klasten nur die Foliation in typischer Art verbogen, so kommt es bei  $\sigma$ - und  $\delta$ - Klasten durch Rekristallisation im Druckschatten der rigiden Komponente zur Ausbildung eines Rekristallisations-Schwanzes (Meschede, 1994). Im Kartiergebiet wurden hauptsächlich  $\sigma$ - Klasten beobachtet (Abb.6.1.6.2).

Abb.6.1.6.1: Schematische Darstellung von  $\theta$ -,  $\sigma$ - und  $\delta$ - Porphyroklasten. Grafik aus Meschede (1994).



Abb.6.1.6.2: Charakteristische Porphyroklasten ( $\sigma$ -Klasten) im Probenanschnitt der Augengneis-Gesteinsproben D19 (links) und D27 (rechts). Bildbreite ca. 8cm

Zusammenfassend lassen sich anhand der duktilen und semiduktilen Strukturen sowie der Dünnschliffauswertung drei verschiedene Deformationsphasen ableiten:

- Die **Deformationsphase D1** produziert eine penetrative Foliation im Zuge der variszischen Metamorphose. Wie schon in Kapitel 6.1.1 angeführt, handelt es sich dabei um eine mittelsteil- bis steil nach Süd einfallende Foliation. In Bereichen mit Kompetenzkontrasten (vor allem innerhalb von Amphibolitlinsen) entstanden während dieser Deformationsphase boudinierte Lagen durch NW-SE orientierte Dehnung. Die Deformationsphase D1 repräsentiert Metamorphosebedingungen der oberen Grünschiefer- bis Amphibolitfazies.
- Die **Deformationsphase D2** verfaltet die Hauptschieferung im Zuge der eoalpinen (kretazischen) Metamorphose und generiert die in Kapitel 6.1.3 beschriebene Kleinfaltung, welche Parasitärfaalten zu den großräumigen Isoklinalfalten darstellen. Auch die Streckungslineare mit Nord/Nordwest gerichteten Bewegungssinn, welche auf den Schieferungsflächen der penetrativen Hauptfoliation zu finden sind und parallel zu den Faltenachsen der Kleinfalten orientiert sind sowie die Scherbänder innerhalb der Gesteine mit hoher Anisotropie, entstanden während dieser Deformationsphase. Die Deformationsphase D2 repräsentiert niedriggradige Metamorphosebedingungen (Grünschieferfazies).
- Die **Deformationsphase D3** generiert im Zuge der spätkretazischen Entwicklung, möglicherweise auch im Zuge der tertiären Orogeneseentwicklung die niedriggradige Krenulationsschieferung sowie die spröden Strukturelemente, welche in Kapitel 6.3 besprochen werden. Die Deformationsphase D3 repräsentiert Metamorphosebedingungen der unteren Grünschieferfazies.

## 6.2 Mikrogefüge

Da das Untersuchungsgebiet relativ arm an großräumigen Strukturen sowie makroskopisch erkennbaren Strukturelementen ist (siehe Kapitel 6.1) wurden im Zuge der Geländekartierung mehrere Gesteinsproben zur Dünnschliffauswertung entnommen und die daraus angefertigten Dünnschliffe auf Mikrostrukturen untersucht. Bevor im Einzelnen auf die Ergebnisse der Mikrogefüge- Analyse eingegangen wird, folgt zunächst eine kurze Zusammenfassung der Theorie zur Entstehung dieser Gefüge. Basis bilden dabei die Bücher von Pluijm & Marshak (2004), Passchier & Trouw (2005), sowie Vernon (2004).

### 6.2.1 Duktile Deformationsprozesse

Gesteine und Mineralien zeigen durch folgende Mechanismen ein duktilen Deformationsverhalten: Kataklastisches Fließen, diffusiver Massentransfer und Kristallplastizität. Abhängig ist duktile Deformation von mehreren Parametern: Temperatur, Spannung, Verformungsrate, Korngröße, Zusammensetzung, etc.

#### ➤ **Kataklastisches Fließen**

Kataklastisches Fließen nennt man die Formänderung eines Körpers durch Zerbrechen seiner einzelnen Bestandteile ohne daß der Körper selbst zerbricht. Das heißt das im großen Maßstab duktile Verhalten des Körpers wird durch sprödes Zerbrechen im kleinen Maßstab ermöglicht. Dies geschieht in Gesteinen durch Mikrobrüche an Korngrenzen (intergranular) oder innerhalb individueller Körner (intragranular) durch Aufbrechen von Atombindungen bei niederen Temperaturen oder hohen Verformungsraten.

#### ➤ **Kristallplastizität**

Kristalle können durch Defekte im Kristallgitter intern verformen, ohne spröde zu zerbrechen. Kristalldefekte sind Fehler im Kristallgitter welche ein duktilen Verhalten unterstützen. Kristalldefekte kommen als Punk- Linien- oder Gitterdefekte vor und sind in der Lage, bei bestimmter innerer Energie und/oder Temperatur durch das Kristallgitter wandern. Dies geschieht, da ein geschlossenes System immer ein möglichst niederes internes Spannungsniveau erreichen will. Während Punktdefekte vor allem wichtig für Diffusionsprozesse sind, ermöglichen Liniendefekte das Kristallgleiten. Die Art des Defektes ist ausschlaggebend für die Art der Bewegung desselben. Das Propagieren einer Fehlstelle kann z.B. entweder als Stufenversetzung oder als Schraubenversetzung (Abb. 6.2.1) geschehen. Kristallplastizität ist neben der inneren Energie hauptsächlich temperaturabhängig.

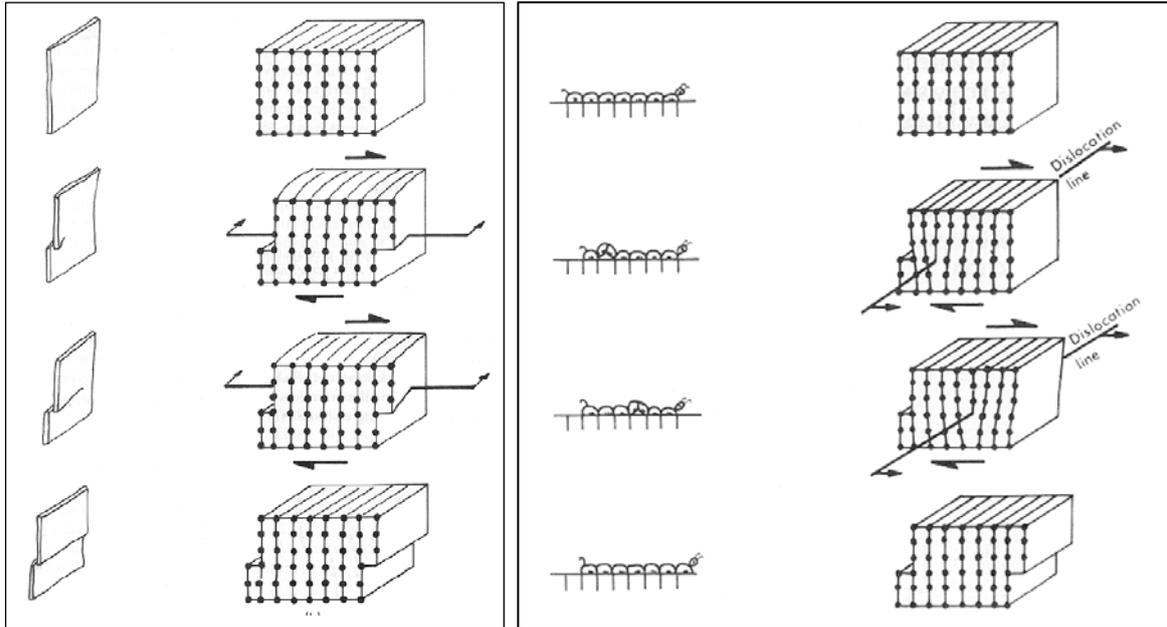


Abb.6.2.1: Eine Stufenversetzung (rechts) innerhalb des Kristallgitters kann mit der Fortbewegung einer Raupe verglichen werden, eine Schraubversetzung (links) ist mit dem Zerreißen von Papier vergleichbar (Abbildung aus van der Pluijm & Marshak, 2004).

### ➤ Diffusiver Massentransfer

Diffusion benennt das Wandern eines Atoms oder Gitterfehlers durch einen Kristall. Der Prozess ist stark temperaturabhängig, da hohe Temperaturen Atome zum vibrieren bringen und somit das Aufbrechen und Verbinden von Atomverbindungen erleichtern. Der Massentransfer findet von Orten hoher Spannung zu Orten niedriger Spannung statt. Sind die Deformationslücken auf das ganze Korn verteilt nennt man den Massentransfer Volumdiffusion. Sind die Lücken entlang den Korngrenzen konzentriert wird der Prozess Korngrenzendiffusion genannt.

### 6.2.2 Mikrostrukturen von Deformationsmechanismen

Die interne Verformungsenergie eines Kristalls hat ein Minimum wenn dieser ein „perfektes“ Kristallgitter frei von Dislokationen besitzt. Im Zusammenhang mit Verformung wird diese interne Energie durch Neubildung von Dislokationen häufig erhöht. Durch die Bildung von Subkörnern oder einer Verkleinerung der Kristalloberfläche (gerade Korngrenzen) kann diese intergranulare Energie der Dislokationen wieder minimiert werden. Die Bildung von Subkörnern ist dabei der ausschlaggebende Prozess zur Dislokations- Minimierung. Die Oberflächen- Verkleinerung ist im Verhältnis dazu untergeordnet wichtig. Beide Prozesse sind sowohl während (dynamische Rekristallisation) als auch nach der Deformation (statische Rekristallisation) aktiv.

### ➤ Statische Rekristallisation

Unter isotropen Spannungsverhältnissen wird die Gesamtenergie nach der Verformung in zwei Schritten minimiert. In einem ersten Schritt kommt es zur Anhäufung von Dislokationen entlang

von Subkorn Grenzen. In einem zweiten Schritt kommt es zu einem Energieabbau durch Oberflächenminimierung, d.h. zur Ausbildung von geraden Korngrenzen und zu Kornwachstum. Typisch für dieses Stadium sind gerade Korngrenzen und Triple- Punkte. Die Minerale sind in der Regel frei von undulöser Auslöschung.

### ➤ **Dynamische Rekristallisation**

Dynamische Rekristallisation oder deformationsinduzierte Rekristallisation resultiert aus Bildung und Rotation von Subkörnern sowie Korngrenzenmigration. Bei der dynamischen Rekristallisation entstehen durch Interaktion dieser beiden Prozesse drei unterschiedliche Mechanismen (Abb.6.2.2) und die damit assoziierten Mikrostrukturen (vgl. dazu White, 1979; Cahn, 1983; Drury & Urai, 1990; Stipp et al., 2001).

- „Bulging“ Rekristallisation: Wenn die Korngrenze eines Kristalls mit wenigen oder keinen Dislokationen buchtartig in ein benachbartes Kristall eindringt kommt es dadurch zur Abkapselung der Bucht und somit zur Bildung neuer Kristalle. Diese Art der Rekristallisation findet sich meist lokal begrenzt in Bereichen erhöhter Spannungskonzentration, d.h. an Korngrenzen, Rissen, Knickbändern, etc. und entsteht bei niederen Temperaturbedingungen
- Subkornrotation Rekristallisation: Durch stetiges Heranführen weiterer Dislokationen kommt es zur Rotation der von den Dislokationen begrenzten Subkörner. Ab Winkeln von ca. 5° sind die Subkörner auch mikroskopisch von den Ausgangskörnern unterscheidbar, submikroskopisch wäre der Prozeß jedoch bereits früher nachweisbar (z.B. mit TEM). Typisch für Subkornrotation Rekristallisation sind so genannte Kern-Mantel Strukturen. Für die Entstehung dieser Strukturen werden von Stipp et al. (2001) mittleren Temperatur- Bedingungen angegeben.
- Korngrenzenmigration Rekristallisation: Hier wächst ein Korn mit geringerer Dislokationsdichte auf Kosten eines Kornes mit einer verhältnismäßig höheren Dislokationsdichte durch Verschiebung der Korngrenze. Die Korngrenzen sind stark gekrümmt (lobat) und die Richtung der Migration kann an Hindernissen (z.B. Glimmer), welche die Migrationsgrenze durchstechen, bestimmt werden (Stipp et al., 2001). Korngrenzenmigration Rekristallisation ist typisch für hohe Temperaturbedingungen.

Alle drei Prozesse zeigen wie oben angesprochen eine Abhängigkeit von Temperatur und Verformungsrate. Dadurch können in Abhängigkeit von Mikrostrukturen dynamischer Rekristallisation Abschätzungen bezüglich Temperatur und Verformungsrate getroffen werden.

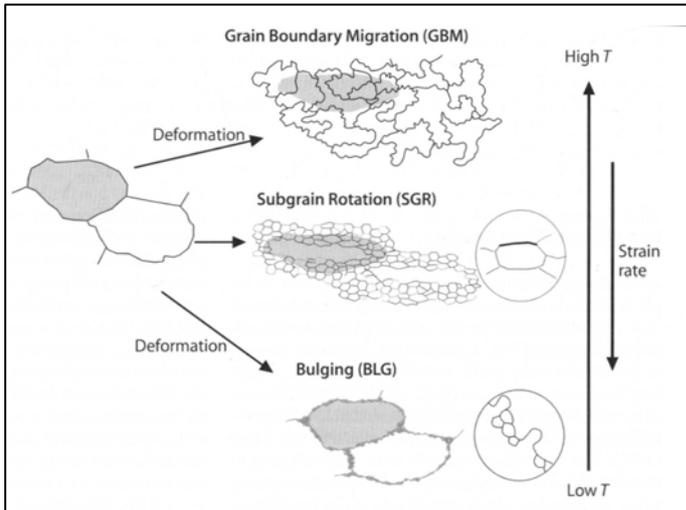


Abb.6.2.2: Die Prozesse der dynamischen Rekristallisation sind abhängig von der Temperatur und der Verformungsrate. Die charakteristische Mikrostruktur der drei dynamischen Rekristallisationsmechanismen von Quarz bei gleicher, relativer Größe: Bulging Rekristallisation (unten) ist typisch für niedrigere Temperaturen. Rekristallisierte Körner bilden sich entlang von Korngrenzen. Subkornrotation Rekristallisation (Mitte) resultiert in Kern- Mantel Strukturen von

länglichen Porphyroklasten und rekristallisierten Subkörnern und steht für mittlere Temperaturen. Korngrenzenmigration Rekristallisation (oben) führt bei hohen Temperaturen zu irregulären Kornformen- und Größen. Die Korngrenzen bestehen aus ineinandergreifenden Suturen. Abbildung aus Passchier & Trouw (2005).

### 6.2.3 Schersinnkriterien

Duktile Scherzonen sind Bereiche von Verformungskonzentration die durch Verwerfungen in tieferen Zonen der Erdkruste entstehen. Der Bewegungssinn der Verformung lässt sich bei geeigneter Schnittlage durch sogenannte Schersinnkriterien ermitteln. In einer Schnittlage, welche die größte und die kleinste Achse des Verformungsellipsoids enthält (xz-Schnitt, siehe Abb.6.2.3.1), geben kinematische Kriterien wie Streckungslineare oder mylonitische Foliation Informationen über den Bewegungssinn. Proben zur Schersinnbestimmung müssen orientiert entnommen werden. Im Folgenden werden die wichtigsten Schersinnkriterien kurz erläutert:

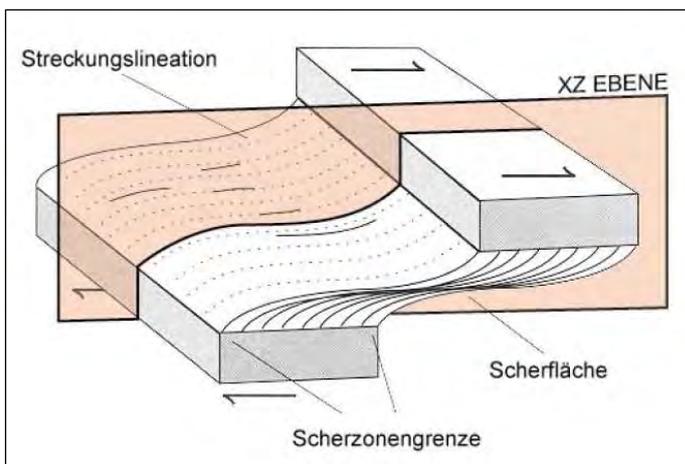


Abb.6.2.3.1: Blockbild einer duktilen Scherzone (aus: Pluijm & Marshak, 2004) mit der xz- Schnittlage, welche die größte und die kleinste Achse des Verformungsellipsoids enthält.

- Versatz von Markerhorizonten und Verbiegung der mylonitischen Foliation: Bei Kenntnis des Streckungslinears ist der Versatz von Markerhorizonten (z.B. Gänge) ein ausgezeichnetes Schersinnkriterium. Die Verbiegung der mylonitischen Foliation als Folge der Entstehung einer Scherzone gibt ebenfalls Auskunft über den Schersinn (Abb.6.2.3.2.a).
- Porphyroklasten: Mylonite und andere Gesteine beinhalten oft Porphyroklasten (sowohl einzelne Minerale als auch Aggregate) die in einer feinkörnigen Matrix eingebettet sind. Werden diese einer intensiven duktilen Verformung ausgesetzt so können sie Schwänze aus Rekristallisaten entwickeln.  $\sigma$ - Klasten besitzen keilförmige Schwänze welche die Referenzfläche nicht durchkreuzen (Pluijm & Marshak, 1997).  $\delta$ - Klasten besitzen dünne Schwänze und eine charakteristische Verbiegung am Kontakt zum Porphyroklasten. Sie durchkreuzen somit die Referenzfläche (Abb.6.2.3.2.b). Bei den  $\theta$ - Klasten wird nur die Foliation in typischer Art verbogen.
- Glimmerfische: In stark verformten Gesteinen zeigen Glimmer oft ein rhombenartiges Aussehen welches als Schersinnindikator verwendet werden kann. Die Entstehung ist eine Kombination aus Basisflächengleiten, Festkörperrotation und Rekristallisation. (Abb.6.2.3.2.c).
- S-C Gefüge(auch: C- type shear bands bzw. Scherbänder): S steht für schistosité (französisch für Foliation), C steht für cisaillement (französisch für Scherung). S-C Gefüge entwickeln sich bevorzugt in Orthogneisen bei Bedingungen der oberen Grünschieferfazies und entsprechen Mikroscherzonen. Die Interpretation erfolgt entsprechend der Orientierung der Scherzonengeometrie (Abb.6.2.3.2.d).
- S-C' Gefüge (auch: C'- type shear bands bzw. Scherbänder): In stark geschieferten Myloniten (Pluijm & Marshak, 1997) oder anderen Gesteinen mit hoher Anisotropie entwickeln sich häufig sogenannte Scherbänder. Durch Zerreißen einer bereits vorhandenen Foliation kommt es zur Ausbildung von Scherbändern welche Winkel zwischen 15-35° mit der Scherzonengrenze einschließen. Oft sind zwei Systeme von Scherbändern ausgebildet (Abb.6.2.3.2.e).
- Form- Vorzugsorientierung: Zeigen rekristallisierte Körner eine Foliation welche schräg zur Hauptschieferung orientiert ist, so nennt man das auch formbevorzugte Orientierung. Die lange Achse der Körner mit Formvorzugsorientierung schließt mit der Hauptfoliation einen spitzen Winkel ein. Der Schersinn wird entsprechend den Trajektorien in einer Scherzone ermittelt (Abb.6.2.3.2.f).

- Dominos: Feldspäte zerbrechen in einer duktilen Matrix häufig entlang von Flächen die einen hohen Winkel zur Scherebene einschließen. Die Relativbewegung der einzelnen „Dominos“ ist entgegengesetzt zum übergeordneten Bewegungssinn (nicht abgebildet).

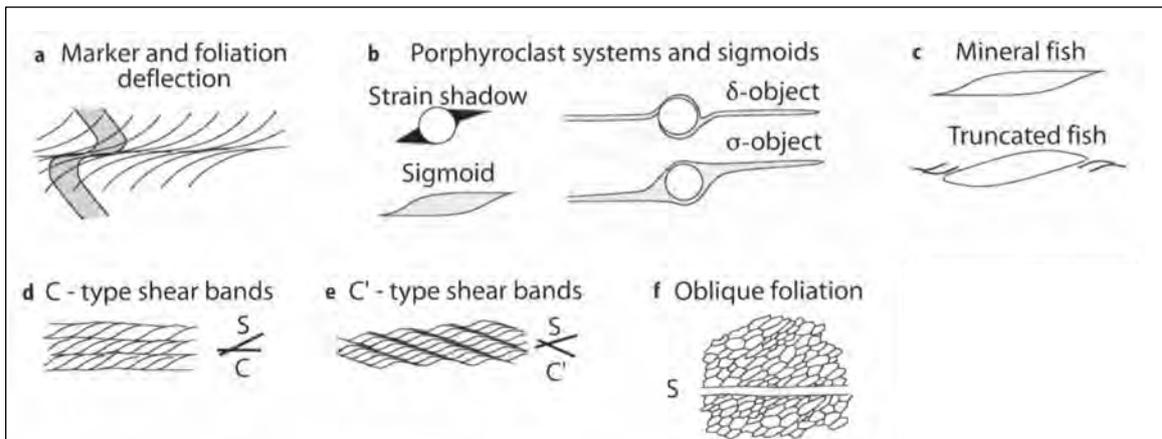


Abb.6.2.3.2: Schematisches Diagramm von Mikrostrukturen und Schersinnindikatoren aus einer dextralen Scherzone (Grafik aus: Passchier & Trouw, 2005).

#### 6.2.4 Ergebnisse

In Bezug auf die Prozesse der dynamischen Rekristallisation wurden in den ausgewerteten Dünnschliffen vorwiegend „Bulging“- Rekristallisation sowie Subkornrotation Rekristallisation beobachtet (Abb. 6.2.4.1).

Der Prozeß der „Bulging“- Rekristallisation tritt nach Stipp et al. (2002) vorwiegend bei Bedingungen der unteren Grünschieferfazies auf, ist also die relativ gesehen tiefsttemperierte Mikrostruktur. Dieser Rekristallisationsmechanismus ist in Dünnschliffen des gesamten Untersuchungsgebiets zu sehen, vor allem aber in den Proben der stark verfalteten Phyllite und Glimmerschiefer aus dem unteren Teil (unterhalb 2.000m) des Untersuchungsgebiets. Beim Prozeß der Subkornrotation Rekristallisation, welcher nach Stipp et al. (2001) für mittlere Temperaturbedingungen steht, entstehen in Mutterkörnern kleine Subkörner. Typisch für diese Mikrogefüge sind Kern- Mantel Strukturen von länglichen Porphyroklasten und rekristallisierten Subkörnern. Sie sind vor allem in den Proben aus den quarzitischen Bereichen der Mylonitzone (tektonisch stark beanspruchte Phyllite und Glimmerschiefer im Bereich der Forststrasse Flauringer Alm – Phyllonite) vorkommend.

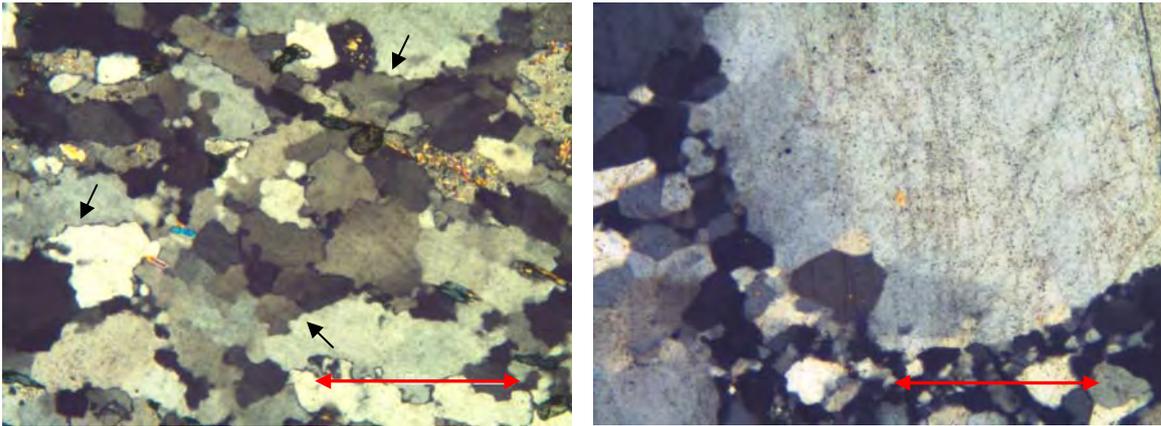
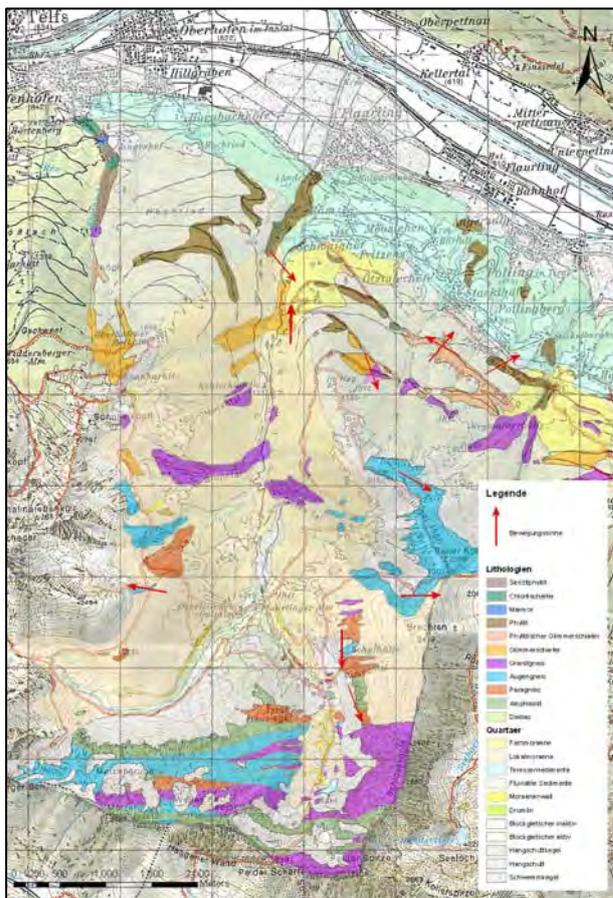


Abb.6.2.4.1: Die linke Abbildung zeigt die Mikrostruktur der „Bulging“- Rekrystallisation (schwarze Pfeile) im Dünnschliff D6, welche für niedrigere Temperaturen bzw. Bedingungen der unteren Grünschieferfazies typisch ist. Die Korngrenzen der einzelnen Minerale sind buchtartig in die benachbarten Körner eingedrungen. Auf der rechten Seite ist die typische Kern- Mantel Struktur der Subkornrotationsrekrystallisation (Dünnschliff D4) abgebildet. Dieser Prozeß steht nach Stipp et al. (2001) für etwas höhere Temperaturen.

Was die Schersinnkriterien betrifft, so sind in den Dünnschliffen vor allem Scherbänder (SC-Gefüge), Glimmerfische und Porphyroklasten (sowohl  $\sigma$ - als auch  $\delta$ - Klasten) vorkommend (Abb.6.2.4.3). Die Bewegungssinne wurden in die geologische Karte übertragen (Abb.6.2.4.2)



und ergeben einen Bewegungstrend top nach Süden bis Südosten. Die wenigen entgegengesetzt orientierten Schersinne (Richtung Norden bis Nordwesten) sind am ehesten durch Verfaltungen während der Deformationsphase D2 „umgekehrt“ worden. Im Bereich der phyllitischen Glimmerschiefer nördlich von Pollingberg sind zwei Bewegungssinne in Richtung Nordosten orientiert. Diese Schersinne passen nicht zum Rest und sind, entsprechend der beobachteten postkinematischen Faltungsphasen nicht durch Reorientierungen erklärbar.

Abb.6.2.4.2: Geologische Karte des Untersuchungsgebiets mit eingezeichneten Bewegungssinnen. Die Orientierungen der Schersinne sind generell nach Süden- bis Südosten orientiert.

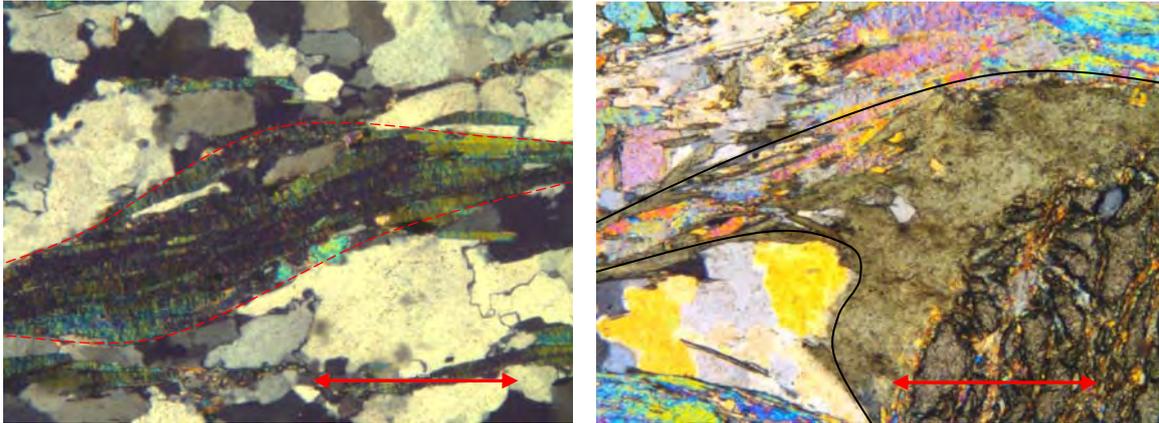


Abb.6.2.4.3: Die linke Abbildung zeigt einen Glimmerfisch (dextraler Schersinn) mit der typischen rhombenartigen Form. Rechts ist ein Teil eines  $\sigma$ -Klasts (sinistraler Schersinn) abgebildet. Gut zu erkennen ist die signifikante Biegung der rekristallisierten Glimmerschwänze, welche an den Granat- Porphyroklasten angewachsen sind. Leider kann aufgrund der voreingestellten maximalen Vergrößerung der Kamera am Polarisationsmikroskop nicht der gesamte Porphyroklast abgebildet werden.

### 6.3 Spröde Strukturen

Im Kartiergebiet sind insgesamt wenig spröde Strukturen anzutreffen. Neben NW-SE streichenden dextralen Störungen in den topographisch niederen Bereichen (unterhalb 2.000m) sowie NNE-SSW streichenden sinistralen Verschiebungen in den höheren Bereichen sowie im Bereich der Deckengrenze ÖSK - Phyllitzone wurden vor allem Kluffflächen eingemessen, welche vereinzelt konjugiert auftreten. Aufgrund der geringen Literatur in Bezug auf spröde Strukturen im nördlichen ÖSK wird für die Interpretation auf Veröffentlichungen der im Norden angrenzenden Nördlichen Kalkalpen, insbesondere der Inntaldecke, zurückgegriffen (vgl. Eisbacher & Brandner, 1996; Ortner, 2003). Zur Interpretation der sprödetektonischen Strukturen wurde das Laserscan-Geländemodell hinzugezogen. Etwaige im Gelände nicht erkennbare Großstrukturen sollten durch die Auswertung des Modells lokalisiert und in die Interpretation miteinbezogen werden. Ein wichtiger Punkt in Bezug auf das NW-SE orientierte dextrale Störungssystem sowie das NNE-SSW streichende, sinistrale System von Blattverschiebungen (siehe Kapitel 6.3.1) ist die Möglichkeit einer „Verschleppung“ der ca. Ost-West streichenden Deckengrenze ÖSK – Phyllitzone. Diese Möglichkeit wird in Kapitel 7 näher betrachtet und diskutiert. Aus dem im Gelände eingemessenen Datenset der Sprödstrukturen konnten zusammenfassend ausschließlich Hinweise auf eine junge, (spät-) tertiäre Kinematik gefunden werden. Die Entstehung aller Sprödstrukturen ist somit jünger als die letzte duktile Deformationsphase D3 (Entstehung der Krenulationsfaltung).

Die **Eoalpine** Deformationsentwicklung ist nach Eisbacher & Brandner (1996) charakterisiert durch die „initiale WNW- bis NW gerichtete Abscherung und Stapelung von Inntal- Lechtal- und Allgäu- Decke in der mittleren bis späten Kreide“ und wurde „von der Entwicklung NW orientierter dextraler Blattverschiebungen begleitet“. Nach Eisbacher & Brandner (1996) sowie Fritzsche (1994) war die Deformationsentwicklung im **Paläozän/Eozän** charakterisiert durch NNE-SSW

gerichtete Kompression. Die spätkretazischen Falten wurden von Nordost streichenden sinistralen Seitenverschiebungen versetzt (Ortner, 2003). Im **Neogen** „bewegte sich der gesamte deformierte Keil der nördlichen Kalkalpen auf einen Teppich von Flysch auf das südliche Molassebecken, in dem ENE- orientierte Falten- und Überschiebungsstrukturen entstanden“ (Eisbacher & Brandner, 1996).

Ortner (2003) unterscheidet für die Entstehung spröder Strukturen ab dem Oligozän im westlichen Teil der Nördlichen Kalkalpen insgesamt sechs Deformationsphasen (T1- bis T6):

- **Deformationsphase T1:** Durch NNW-SSE Kompression kommt es im **Oligozän** zur Stapelung innerhalb der NKA und zur Aufschiebung derselben auf die Penninischen Einheiten. Im Zuge dieser Entwicklung entstehen innerhalb des sedimentären Schichtenstapels Faltenstrukturen mit WNW streichenden Faltenachsen sowie konjugierten Seitenverschiebungen (dextrale Störungen in Richtung WNW bzw. sinistrale Störungen in Richtung Norden).
- **Deformationsphase T2:** Durch Nord-Süd Kompression entstehen im **Post- Oligozän** NNW streichende dextrale sowie NNE streichende sinistrale Störungen.
- **Deformationsphase T3:** Im **Oligozän/Miozän** entstehen innerhalb der NKA durch NNE-SSW orientierte Kompression Nord gerichtete dextrale Störungen mit konjugierten Nordost gerichteten sinistralen Störungen. Diese genannten konjugierten Brüche überlagern frühere, gleich orientierte Strukturen aus dem Paläozän/Eozän. Eine genaue zeitliche Zuordnung ist daher schwierig.
- **Deformationsphase T4:** Die Deformationsphase T4 repräsentiert die Ost-West Extension im **Miozän**, welche durch konjugierte Abschiebungen dokumentiert ist.
- **Deformationsphase T5:** WNW-ESE gerichtete Kompression überprägen im **mittleren- bis späten Miozän** die kretazisch gebildeten, bedeutenden Großstörungen in umgekehrter Richtung.
- **Deformationsphase T6:** Im **späten Miozän** kommt es im Bereich des Inntals durch NNW-SSE gerichtete Extension zur Ausbildung eines WNW streichenden Sets von konjugierten Abschiebungen.

### 6.3.1 Störungen

Aufgrund der Aufschlußsituation im Kartiergebiet gestaltet es sich schwierig, Störungen zu erkennen und einzumessen. Die kartierten Störungen sind meist nur an direkt aufgeschlossenen Harnischflächen zu erkennen und lassen sich in der Regel nicht über einen weiten Bereich verfolgen. Auch die Auswertung des Laserscan- Geländemodells brachte in Bezug auf großräumige Störungen, welche sich über mehrere hundert Meter- bis Kilometer erstrecken, keine neuen Ergebnisse. Die eingemessenen (kleinräumigen) Störungen befinden sich meist in den tektonisch beanspruchten Gesteinen der phyllitischen Glimmerschiefer und Phyllite. In den topographisch höher gelegenen Bereichen (über 2.000m) des Untersuchungsgebiets konnten

deutlich weniger Störungen eingemessen werden. An Störungen wurden vor allem sinistrale und dextrale Harnischflächen eingemessen, wobei die meisten dextralen Störungen in den niederen Bereichen des Kartiergebiets (unterhalb von 2.000m) gemessen wurden. Die sinistralen Störungen befinden sich in der Regel in den hohen Bereichen (oberhalb von 2.000m) des Untersuchungsgebiets sowie im Bereich der Deckengrenze ÖSK - Phyllitzone.

Betrachtet man alle Störungen im Kontur- Plot (Abb.6.3.1.1), so lassen sich drei dominante Störungssysteme ableiten. Neben einem Nord-Süd orientierten Störungssystem (ST1) sind Störungssysteme in Richtung NW-SE (ST2) sowie in Richtung NNE-SSW (ST3) vorherrschend.

- Störungssystem ST1: Nord-Süd orientierte steile Störungen
- Störungssystem ST2: NW-SE orientierte steile Störungen
- Störungssystem ST3: NNE-SSW orientierte, mittelsteil einfallende Störungen

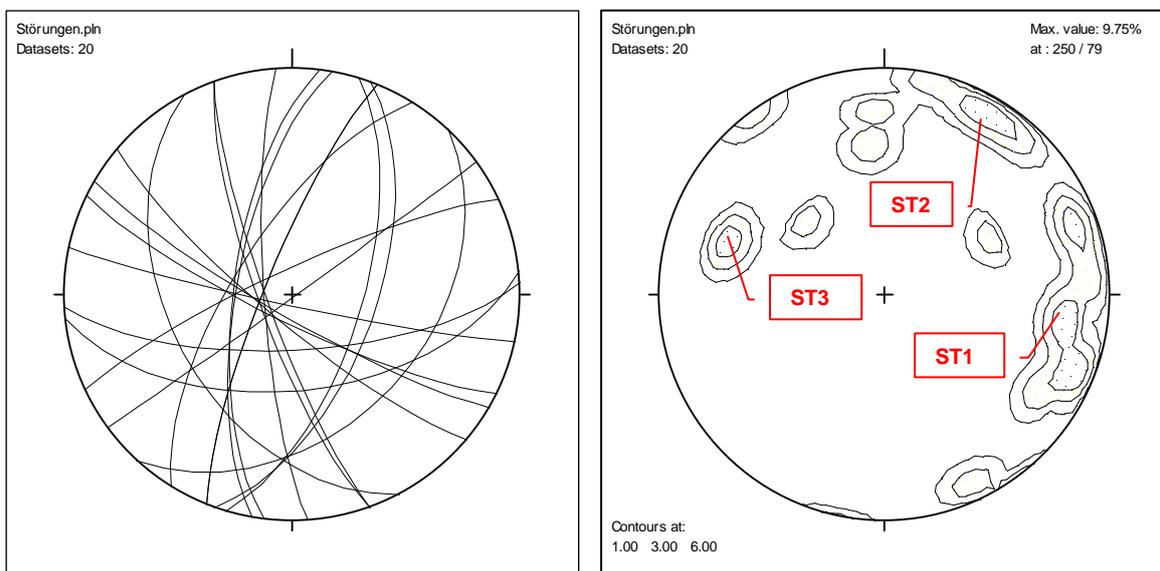


Abb.6.3.1.1: Gesammelter Datensatz aller eingemessenen Störungen (ohne Bewegungssinn) als Großkreis-Darstellung (links) und im Kontur-Plot (rechts). Es lassen sich drei dominante Störungssysteme ableiten.

Nicht an allen Harnischflächen konnte ein Bewegungslinear sowie ein Bewegungssinn festgestellt werden. Die kinematische Auswertung der Daten basiert daher nur auf einem Teil der in der Karte verzeichneten Störungen. Nach Auswertung der Daten und Korrektur des Datensets ergibt sich für das Störungssystem ST1 folgendes Bild (Abb.6.3.1.2): Im Zuge einer einphasigen Seitenverschiebungstektonik entstand ein konjugiertes Flächenset mit dextralen, Nord-Süd orientierten Störungen sowie sinistralen, Ost-West gerichteten Störungsfächen. Nach Auswertung der P-T Achsen Berechnung mittels Computerprogramm „Tectonics FP“ ergeben sich für Daten des Störungssystems ST1 orientierte Spannungen in Richtung NE-SW (höchste Hauptspannungsrichtung  $\sigma_1$ ) sowie in Richtung SE-NW (geringste Hauptspannungsrichtung  $\sigma_3$ ). Diese Orientierungen geben den Hinweis auf eine Entstehung im Zuge der Deformationsphase T3 im Oligozän/Miozän nach Ortner (2003). Durch die NNE-SSW orientierte Kompression

entstehen Nord- gerichtete dextrale Störungen mit konjugierten Nordost- (hier Ost) gerichteten sinistralen Störungen.

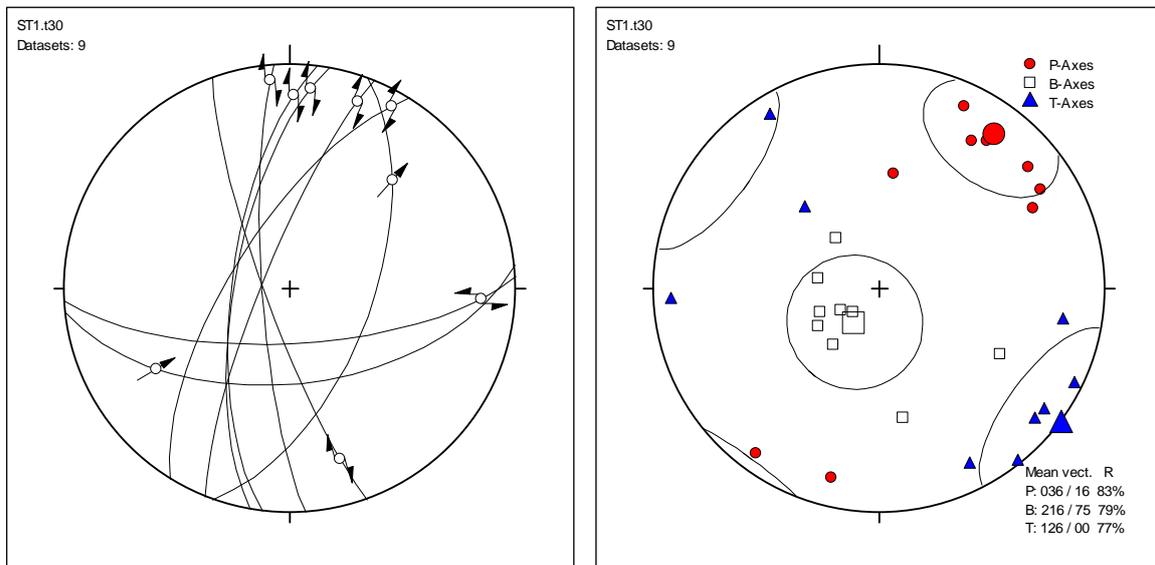


Abb.6.3.1.2: Auf der linken Seite ist der Datensatz des Störungssystems ST1 in der Angelier Darstellung abgebildet: N-S orientierte, dextrale Seitenverschiebungen sowie E-W orientierte, sinistrale Seitenverschiebungen ergeben in der P-T Achsen-Berechnung mittels „Tectonics FP“ folgendes Bild (rechts):  $\sigma_1$  horizontal NE-SW,  $\sigma_3$  horizontal NW-SE korrelieren mit der Deformationsphase T3 im Oligozän/Miozän nach Ortner (2003).

Für das Störungssystem ST2 wurden im Bereich der phyllitischen Glimmerschiefer und Glimmerschiefer drei dextrale Bewegungssinne eingemessen (Abb.6.3.1.3). Die Orientierung in Richtung NW sowie der dextrale Bewegungssinn legen am ehesten eine Entstehung im Zuge der Deformationsphase T1 nahe. Nach Ortner (2003) kommt es dabei durch NNW-SSE Kompression im Oligozän zur Entstehung von WNW streichenden dextralen Störungen bzw. sinistrale Störungen in Richtung Norden. Auch eine Entstehung während der Deformationsphase T2 im Post- Oligozän wäre jedoch denkbar. Diese Phase ist charakterisiert durch Nord-Süd Kompression und der Ausbildung von NNW streichenden dextralen Störungen.

Die NNE-SSW gerichtete Orientierung des Störungssystems ST3 legt nahe, daß es sich hierbei um das von Ortner (2003) erwähnte Set von sinistralen Blattverschiebungen handelt, welches durch Nord-Süd Kompression im Zuge der Post- Oligozän Deformationsphase T2 entstanden ist. Im Bereich der Deckengrenze ÖSK – Phyllitzone wurde im Bachverlauf des Blahbach an zwei Störungen sinistrale Bewegungssinne beobachtet. Wie weiter unten in Kapitel 8 näher erläutert wird, versetzen diese sinistralen Störungen die Deckengrenze leicht in Richtung Norden.

Zusammenfassend lassen sich durch Vergleich der im Untersuchungsgebiet vorkommenden Störungsorientierungen (und ihrer Bewegungssinne) mit den Deformationsphasen nach Ortnier (2003) folgende Aussagen treffen:

- Deformationsphase T1: Durch NNW-SSE Kompression im Oligozän kommt es zur Entstehung der NW streichenden dextralen Störungen des Störungssystems ST2.
- Deformationsphase T2: Durch Nord-Süd Kompression kommt es im Post-Oligozän zur Entstehung von NNE streichenden sinistralen Störungen (Störungssystem ST3).
- Deformationsphase T3: Im Oligozän kommt es durch NNE-SSW orientierte Kompression zur Entstehung der Nord- gerichteten dextrale Störungen mit konjugierten sinistralen Störungen (Störungssystem ST1).



Abb.6.3.1.3: Auf der linken Seite ist ein Aufschluß der phyllitischen Glimmerschiefer mit einer deutlich ausgebildeten Harnischfläche abgebildet. Rechts ist das Linear zu erkennen, aus welchem die Bewegungsrichtung abgeleitet wurde. Es handelt sich hierbei um eine dextrale Seitenverschiebung des Störungssystems ST2.

### 6.3.2 Klufflächen

Der eingemessene Kluffdatensatz des Untersuchungsgebiets enthält insgesamt vier verschiedene Kluffsysteme. Neben einem schieferungsparallelen Kluffsystem (K1) sind vor allem Extensionsklüfte (K2) und Scherklüfte (K3, K4) vorkommend. Die Kluffsysteme sind in Abbildung 6.3.2.1 dargestellt:

- Kluffset K1: Schieferungsparallele Klüfte (Abb.6.3.2.1.: blau eingezeichnet)
- Kluffset K2: Extensionsklüfte (Abb.6.3.2.1.: rot eingezeichnet)
- Kluffset K3: Scherklüfte (Abb.6.3.2.1.: orange eingezeichnet)
- Kluffset K4: Scherklüfte (Abb.6.3.2.1.: orange eingezeichnet)

Die Entstehung der spröden Strukturen geht nach Meinung des Autors auf die junge, tertiäre Entwicklung zurück. Durch die Stapelung des Austroalpinen Deckenstapels sowie die

Überschiebung auf die Einheiten des Penninikums im Zuge der NNW-SSE gerichteten Kompression im Oligozän (Deformationsphase T1 nach Ortner, 2003) kommt es zur Entwicklung von NNW-SSE gerichteten Entlastungsklüften (K2) sowie den damit einhergehenden konjugierten Scherklüften (K3, K4). Da spröde Klüfte in der Regel oberflächennah entstehen, und somit die niedrigste der drei Hauptspannungen normal zur Geländeoberfläche orientiert ist, sollten sich die beiden Großkreise der Scherklüfte K3 und K4 in der Darstellung im Schmid'schen Netz im Ursprung treffen. Da sich der Schnittpunkt jedoch etwas weiter im Südosten vom Ursprung befindet, wird vermutet, daß das Klufsystem nach seiner Bildung ca. 30° nach Nordwesten verkippt worden ist. Eine andere Möglichkeit wäre eine transtensive (d.h. seitlich aufschiebende) Entstehung des Klufsystems

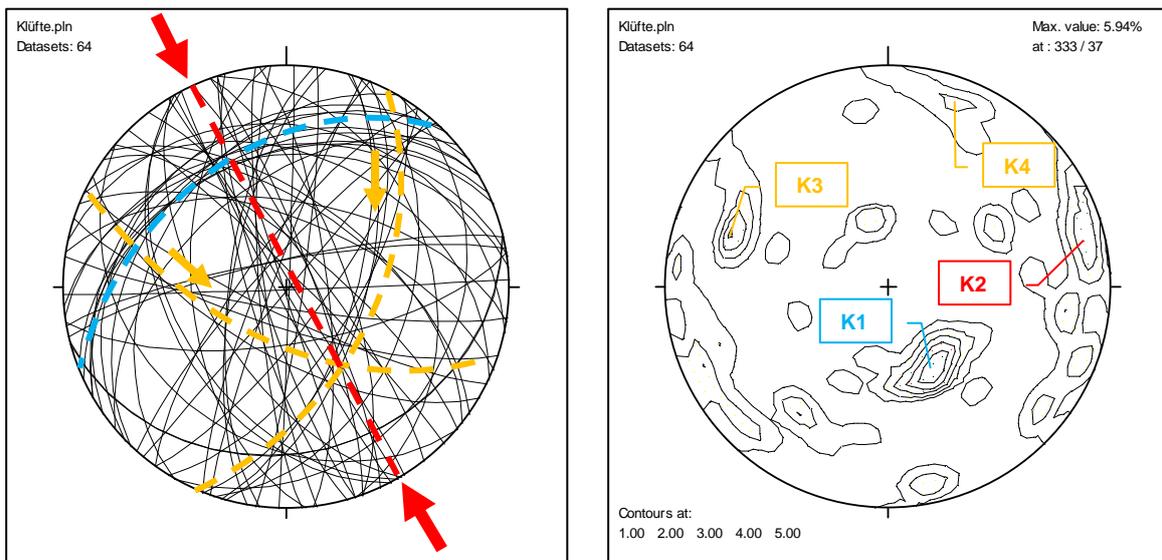


Abb.6.3.2.1: Der Klufdatensatz des Untersuchungsgebiets als Großkreis-Darstellung (links) und im Kontur-Plot (rechts). Die schieferungsparallelen Klüfte (Klufsystem K1) sind in blauer Farbe eingezeichnet. In rot ist das Klufsystem K2 (Extensionsklüfte) eingezeichnet, in orange sind die beiden Scherklüfte markiert. Die roten Pfeile markieren die Einengungsrichtung im Zuge des tertiären Orogenesgeschehens.

Im unteren Bereich des Kartiergebiets (unterhalb 2.000m) sind entlang der Forststrasse, innerhalb der Phyllite und Glimmerschiefer, mehrere konjugierte Klüfte sowie konjugierte Brüche aufgeschlossen (Abb.6.3.2.2). Die Klüfte stehen in einem Winkel von ca. 60° (spitzer Winkel) bzw. 120° (stumpfer Winkel) zueinander. In der Winkelhalbierenden des spitzen Winkels ist die größte Hauptspannungsrichtung  $\sigma_1$  orientiert. Die mittlere Hauptspannungsrichtung  $\sigma_2$  liegt im Schnittlinear der beiden Klufflächen. Die geringste Hauptspannungsrichtung  $\sigma_3$  liegt in der Winkelhalbierenden des stumpfen Winkels. Nach der Datenauswertung lassen sich zwei unabhängige Spannungssysteme mit den entsprechenden Hauptspannungsrichtungen für die im Kartiergebiet beobachteten konjugierten Scherklüfte ableiten:

- System 1:  $\sigma_1$  fällt mit ca. 40° nach ESE ein,  $\sigma_2$  mit 20° nach SSW,  $\sigma_3$  hat ein Einfallen von ca. 40° nach Nordwest. Dieses Spannungsfeld repräsentiert nach Ortner (2003) die Deformationsphase T5.

- System 2:  $\sigma_1$  fällt mit ca.  $20^\circ$  nach NNW ein,  $\sigma_2$  mit  $20^\circ$  nach ENE,  $\sigma_3$  hat ein Einfallen von ca.  $35^\circ$  nach WSW. Dieses Spannungsfeld repräsentiert nach Ortner (2003) die Deformationsphase T1.



Abb.6.3.2.2: Konjugierte Brüche aus dem unteren Bereich des Kartiergebiets. In rot sind die Hauptspannungsrichtungen  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  und  $\sigma_3$  eingezeichnet. Die mittlere Hauptspannung  $\sigma_2$  ist in Blickrichtung, parallel zum Schnittlinear der beiden Klufflächen orientiert. Die größte Hauptspannung  $\sigma_1$  liegt in der Winkelhalbierenden des spitzen Winkels, die geringste Hauptspannung  $\sigma_3$  liegt in der Winkelhalbierenden des stumpfen Winkels. Im rechten unteren Bildrand ist eine schematische Skizze von konjugierten Scherklüften aus Burg, J.-P. (2008) abgebildet.

Zusammenfassend lassen sich durch Vergleich der im Untersuchungsgebiet vorkommenden Klüfte/Brüche mit den Deformationsphasen nach Ortner (2003) folgende Aussagen treffen:

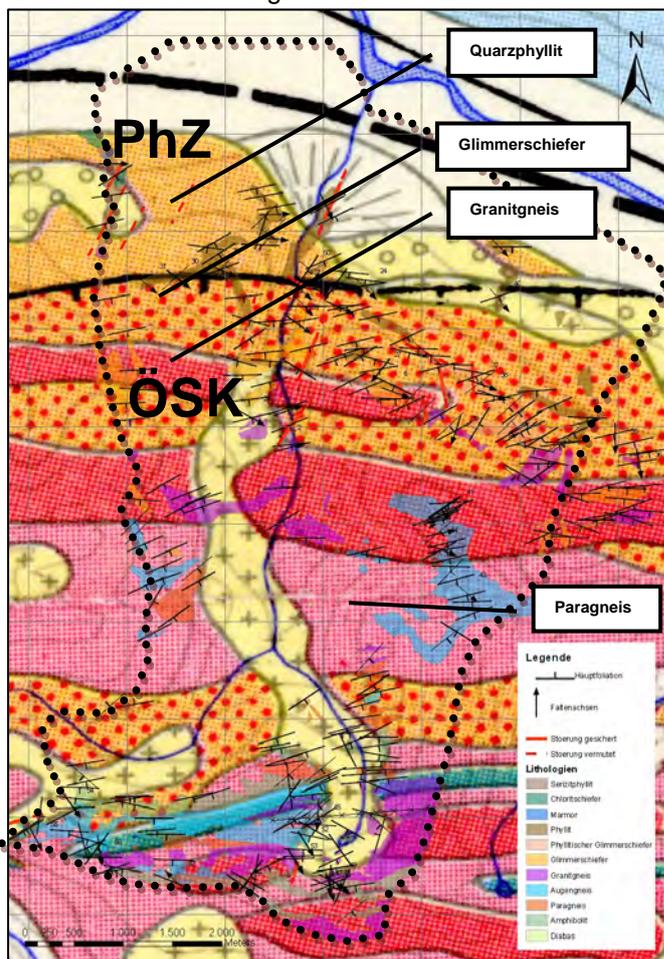
- Deformationsphase T1: Durch NNW-SSE Kompression im Oligozän kommt es zur Entwicklung von NNW-SSE gerichteten Entlastungsklüften (K2) sowie den damit einhergehenden konjugierten Scherklüften (K3, K4). Das Spannungsfeld dieser Deformationsphase ist auch in den konjugierten Brüchen entwickelt.
- Deformationsphase T5: Das Spannungsfeld der WNW-ESE gerichtete Kompression des mittleren- bis späten Miozän ist in einem System von konjugierten Brüchen/Klüften entwickelt.

## KAPITEL 7

### Deckengrenze ÖSK - Phyllitzone

#### ➤ Verlauf der Deckengrenze nach Brandner (1995)

In Bezug auf die am Nordrand des Altkristallins aufgeschlossenen Gesteine der Phyllitzone (PhZ) erwähnen schon Hammer (1918), Ampferer (1930) und Schmidegg (1956) die lithologische und petrographische Ähnlichkeit mit den Gesteinen des Innsbrucker- und Landecker Quarzphyllits. Bereits auf der Geologischen Karte Zirl und Nassereith im Maßstab 1:75.000 aus dem Jahre 1906



sind von O. Ampferer und Th. Ohnesorge die Phyllite im Bereich südlich von Flauring und Pfaffenhofen deutlich abgetrennt von dem weiter im Süden angrenzenden Ötztal-Stubai Kristallin (ÖSK). In der Geologischen Übersichtskarte von Tirol (Maßstab 1:300.000, siehe Abb.7.1) von Dr. R. Brandner (1995) ist zwischen ÖSK und Phyllitzone erstmalig eine Deckengrenze verzeichnet.

Abb.7.1: Die Abbildung zeigt das Untersuchungsgebiet mit den aufgeschlossenen Lithologien, hinterlegt mit der Geologischen Karte von Tirol (R. Brandner, 1995). Die Deckengrenze ÖSK – Phyllitzone (PhZ) ist im oberen Bereich schwarz eingezeichnet und verläuft nach Brandner auf maximal 1.200m und streicht in Richtung Ost-West ins Inntal aus.

Wie schon in Kapitel 3.2.2 beschrieben, ist die Phyllitzone charakterisiert durch das Auftreten von Chloritschiefern und Metakarbonaten sowie blei- bis silbergrauen Serizitphylliten. Die Serizitphyllite unterscheiden sich dabei sowohl farblich als auch im Mineralbestand deutlich von Phylliten des ÖSK: Sie sind nicht granathältig, nicht diaphoritisch und weisen einen höheren Grad der Serizitisierung auf. In der Karte von Brandner (Abb.7.1) streicht die Deckengrenze in Richtung Ost-West von Rietz nach Inzing und erreicht in gegenständlichem Kartiergebiet eine maximale Höhe von ca. 1.200m (Bereich Blahbach, unterhalb des Sonnarköpfel). Die Deckengrenze nach Brandner verläuft somit genau durch die granathältigen und diaphoritischen Phyllite, welche im Zuge der Neukartierung dem ÖSK zugeordnet wurden. Aufgrund der Ergebnisse der Neukartierung (die granathältigen Phyllite sowie die phyllitischen Glimmerschiefer werden dem ÖSK gezählt) muß die Deckengrenze daher nach Norden verschoben werden.

### ➤ **Neuer Verlauf der Deckengrenze nach der Geländekartierung**

Der neue Verlauf der Deckengrenze (Abb.7.2) im Untersuchungsgebiet befindet sich weiter im Norden als auf den geologischen Karten bisheriger Bearbeiter. Ein signifikanter Lithologiewechsel am Wasserfall Blahbach auf 1.080m spricht für den Verlauf der Deckengrenze in diesem Bereich. Die Deckengrenze verläuft somit ca. 120m tiefer bzw. ca. 550m weiter nördlich als in der Karte von Brandner (1995) verzeichnet. Oberhalb bzw. südlich des Wasserfalls sind nur mehr Gesteine des ÖSK (Glimmerschiefer, Augengneise, Granitgneise) aufgeschlossen. Darunter befinden sich die typischen Serizitphyllite der Phyllitzone in ihrer Wechselfolge mit Metakarbonaten und Grünschiefern. Trotz umfangreicher Suche konnte ein direkter Aufschluß der Deckengrenze im Gelände nicht gefunden werden. Der Hang östlich des Blahbachs ist unterhalb von 1.100m von Quartärmaterial bedeckt. Festgesteinsaufschlüsse, vor allem im Bereich der Deckengrenze sind sehr selten. Die Schieferung der Gesteine im Bereich der Deckengrenze fällt wie im restlichen Kartiergebiet nach Süd- bis SSE ein. Ein Ost-West orientierter Verlauf der Deckengrenze liegt daher nahe. Östlich des Blahbach sind jedoch oberhalb von Hochried bei Oberhofen bereits auf 800m diaphoritische granathältige Phyllite des ÖSK aufgeschlossen. Der Verlauf der Deckengrenze muß somit nördlich dieser ÖSK Gesteine vorbeiziehen. Dies ist jedoch aufgrund der allgemeinen Gefügeorientierung nicht möglich (die Deckengrenze würde anstatt Ost-West oder ENE-WNW in Richtung NE-SW verlaufen). Ein Set von kleinräumig aufgeschlossenen Störungen mit sinistralen Bewegungssinn, welche im Bereich der Deckengrenze (Blahbach, Kanzingbach) aufgeschlossen sind, könnte die Ost-West verlaufende Grenze jedoch nach Norden versetzt haben. Die Deckengrenze bliebe somit Ost-West bzw. ENE-WSW streichend und „umgeht“ durch den sinistralen Versatz die Phyllite des ÖSK.

## ➤ Massenbewegung im Bereich der Deckengrenze

Wie schon in Kapitel 3.3 kurz besprochen, besteht auch die Möglichkeit, daß der Hang südlich von Oberhofen eine bewegte Masse (Talzuschub) darstellt und die Deckengrenze dadurch „verwischt“ ist. Das würde bedeuten, daß Gesteine des Phyllitzone von Gesteinen des ÖSK überschoben sind. Grund für diese Annahme waren die im Kopfbereich der potentiellen Massenbewegung (Bereich Sonnkarköpfli) lokalisierten Rücken- und Grabenmorphologien sowie der Lithologiewechsel von Gesteinen der Phyllitzone und Gesteinen des ÖSK von Westen nach Osten. Um die Frage zu klären, ob es sich bei diesem Hang um einen mobilen handelt oder nicht, wurde zusätzlich zu den Geländebeobachtungen ein Laserscan Modell des Kartiergebiets ausgewertet (siehe folgende Kapitel). Wie im Kapitel 8 genauer beschrieben, handelt es bei den Rücken- und Grabenmorphologien um rein gefügebedingte Geländeformen. Sie entstanden durch Verwitterung entlang der Ost-West bzw. ENE-WSW streichenden Hauptfoliation und sind entgegen der ersten Beurteilung im Gelände keine Zerrgräben und Nackentäler. Außer den genannten Grabenformen sind keine weiteren Hinweise auf einen Talzuschub vorhanden. Die für einen mobilen Hang typischen Morphologien wie Abrißkanten, sekundäre Massenbewegungen oder ein konkav-konvexes Oberflächenprofil fehlen.

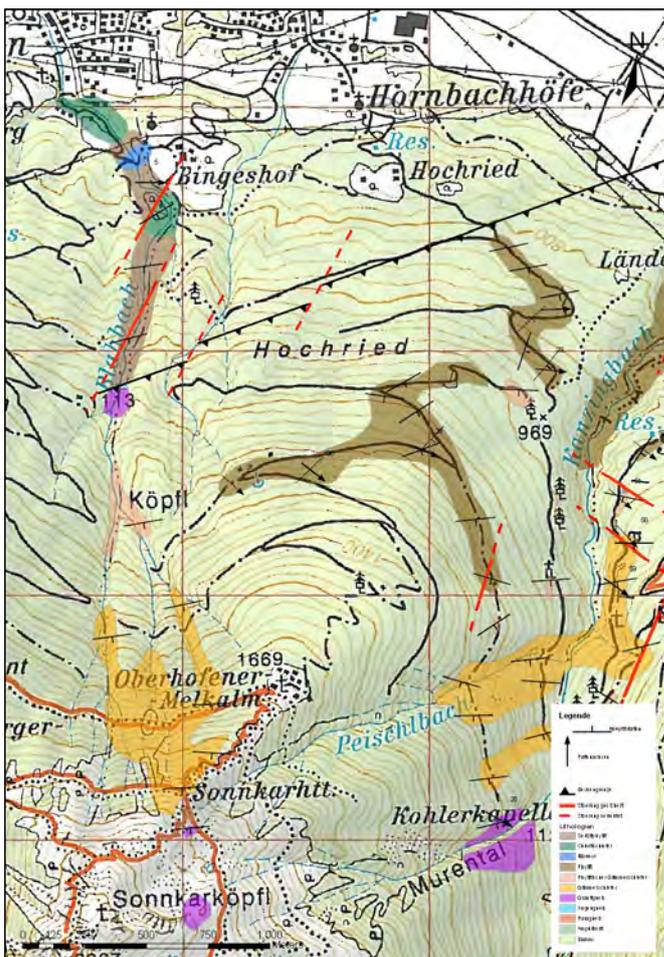


Abb.7.2: Im Nordwesten des Kartiergebiets befindet sich der Bereich der Deckengrenze ÖSK – Phyllitzone. Nach den Ergebnissen der Geländekartierung befindet sich die Deckengrenze weiter nördlich als von bisherigen Bearbeitern angegeben. Die Grenze verläuft vom Bereich unterhalb des Granitgneiskörpers, welcher am Wasserfall Blahbach aufgeschlossen im Streichen der Schieferung nach NNE. Würde die Grenze, wie bisher vermutet Ost-West streichen, so würde sie weiter im Osten genau durch die granathältigen Phyllite des ÖSK verlaufen. Durch das SSW-NNE orientierte Streichen sowie durch die sinistralen Störungen ist die Deckengrenze jedoch nach Norden verschleppt und zieht somit nördlich der ÖSK Gesteine vorbei. Der Verlauf der Deckengrenze ist in der Abbildung in schwarz eingezeichnet.

## KAPITEL 8

---

### Laserscan - Geländemodell

---

Zum einen durch die auffälligen Nackentäler und Zerrgräben (vgl. Kapitel 3.3., Abb.3.3.4 sowie Abb.3.3.5), zum anderen aufgrund des Verlaufs der Deckengrenze ÖSK – Phyllitzone wurde im Zuge der Geländekartierung der Hangbereich südlich von Oberhofen bzw. unterhalb des Sonnarköpfles als potentiell reliktil/mobile Massenbewegung eingestuft. Obwohl eine gefügebundene Entstehung der Grabenstrukturen wahrscheinlicher ist, wurde zum näheren Verständnis dieser potentiell mobilen Massenbewegung ein Laserscan- Geländemodell (tiris, Land Tirol) des Kartiergebiets zur Untersuchung hinzugezogen (Abb.8.3.1). Die Daten wurden freundlicherweise von der Gemeinde Flauring zur Verfügung gestellt. Dank gilt hierbei vor allem dem Geologen und Flauringer Bürgermeister Herrn Dr. G. Poscher, der neben der Bereitstellung der Laserscan- Daten auch mit seinem umfangreichen Wissen zur lokalen Geologie sehr hilfreich war.

Der Begriff **Talzus Schub** geht auf Stiny (1941) zurück und ist nach der Definition von Bunza (1976) eine „großräumige, langsame, unmittelbar nicht wahrnehmbare, steifplastische, tiefgreifende Kriechbewegungen von Festgesteinen unter dem Einfluss der Gravitation zum Tal hin, wobei oberflächennahe Lockermaterialien und die Vegetationsdecke mitbewegt werden“. Talzuschübe unterscheiden sich von anderen Massenbewegungen neben der langsamen Geschwindigkeit der Hauptbewegung sowie dem großen betroffenen Volumen (bis zu 100te mio. m<sup>3</sup>) auch durch den Umstand, daß die deformierte Masse nicht unbedingt durch eine durchgehende Gleitfläche begrenzt sein muß. Eine Klassifizierung der Talzuschübe („Sackungen“) durch Hutchinson (1987) unterscheidet zwischen rotationalen und zusammengesetzten Talzuschüben.

#### 8.1 Geomorphologie von Talzuschüben

Typisch ist ein konvex- konvales Längsprofil, was eine direkte Folge von Material-Absenkungen in der Kopfregion sowie Vorschiebungsbewegungen von Material im Fußbereich ist. Für die Kopfregion sind Absetzungen, Nackentäler, Zerrspalten, bergwärts zeigende Abschiebungen, Doppelgrate und grabenbruchartig eingesenkte Gebirgsschollen typisch. Dies entspricht der Morphologie einer Bergzerreißung im Sinne von Ampferer (1939). Der Fußbereich eines

Talzuschiebs ist durch eine konvexe Aufwölbung gekennzeichnet. Der konvexe Unterhang weist vielfach eine steile Stirn auf und ist von sekundären Massenbewegungen (Rutschungen, etc.) betroffen.

## **8.2 Mechanik und Ursachen von Talzschüben**

Bei der Mechanik unterscheidet man zwischen gleitenden und sackenden Talzschüben. Beim gleitenden Talzschub wird von einer existierenden basalen Gleitfläche ausgegangen wohingegen sich der sackende Talzschub als gesamte Masse ohne eine basale Scherzone bewegt. Ursachen sind neben einer geringen Gebirgsfestigkeit und einem ungünstigen Trennflächengefüge in der Regel übersteilte Talflanken durch glazial übertiefte Täler.

## **8.3 Auswertung Laserscan- Geländemodell**

Im Kopfbereich der potentiellen Massenbewegung, unterhalb des Sonnkaköpfels, sind innerhalb der dort aufgeschlossenen Glimmerschiefer zahlreiche Ost-West streichende Lineamente ersichtlich. Diese wurden im Zuge der Geländekartierung in Geländerücken, Nackentäler und Zerrgräben unterteilt (siehe Abb.8.3.2). Die Gräben haben eine Länge von mehreren- bis maximal 100 Metern und eine maximale Tiefe von bis zu 2 Metern. Sie sind parallel zum Streichen der Schieferung in Richtung Ost-West ausgerichtet und von Vegetation bedeckt. Wie in Kapitel 8.1. beschrieben, sind diese Geomorphologien typisch für den konkaven Oberhang eines Talzuschubs. Die Grabenstrukturen sind genau parallel zum Streichen der Hauptfoliation orientiert, welche in diesem Bereich mittelsteil- bis steil nach Süden einfällt. Eine gefügebedingte Entwicklung der Rücken und Gräben parallel zum Streichen der Hauptfoliation ist daher ebenso denkbar. Vor allem weil die Schieferungsflächen durch ihre Anisotropie gleichzeitig auch das Haupttrennflächensystem darstellen, kann das Zurückwittern der Gesteine parallel der Trenn- bzw. Schieferungsflächen Rücken- und Grabenmorphologien erzeugen. Ein Kluftsystem, welches hangparallel einfällt und eine Talwärtsbewegung der Hangmasse begünstigen würde fehlt. Betrachtet man den Hangbereich im Längenschnitt, so fällt auf, daß das für einen Talzuschub typische konvex- konkave Profil fehlt. Auch eine klar abgrenzbarere Abrißkante ist im Geländemodell nicht zu erkennen. Vergleicht man den Bereich Sonnkarköpfel – Oberhofen mit einem mobilen Hangbereich weiter im Westen, Südöstlich von Rietz, so ist der Unterschied augenscheinlich (Abb.8.3.3). Im Gegensatz zum Hang südlich von Oberhofen sind innerhalb des Talzuschubs bei Ried mehrere sekundäre, kleinräumige Rutschungen erkennbar. Die Abrißkante der bewegten Masse ist über einen weiten Bereich verfolgbar. Die Zerrgräben und Nackentäler liegen hier nicht im Streichen der Schieferung sondern sind NE-SW orientiert. Nach Auswertung des Laserscans und aufgrund des Vergleichs mit dem Talzuschub bei Rietz ist daher davon auszugehen, daß der Hangbereich von Oberhofen stabil ist und die Grabenmorphologien rein gefügebedingt entstanden sind. Eine „gravitative Überschiebung oder Verwischung“ der Deckengrenze ÖSK – Phyllitzone durch einen Talzuschub kann daher ausgeschlossen werden.

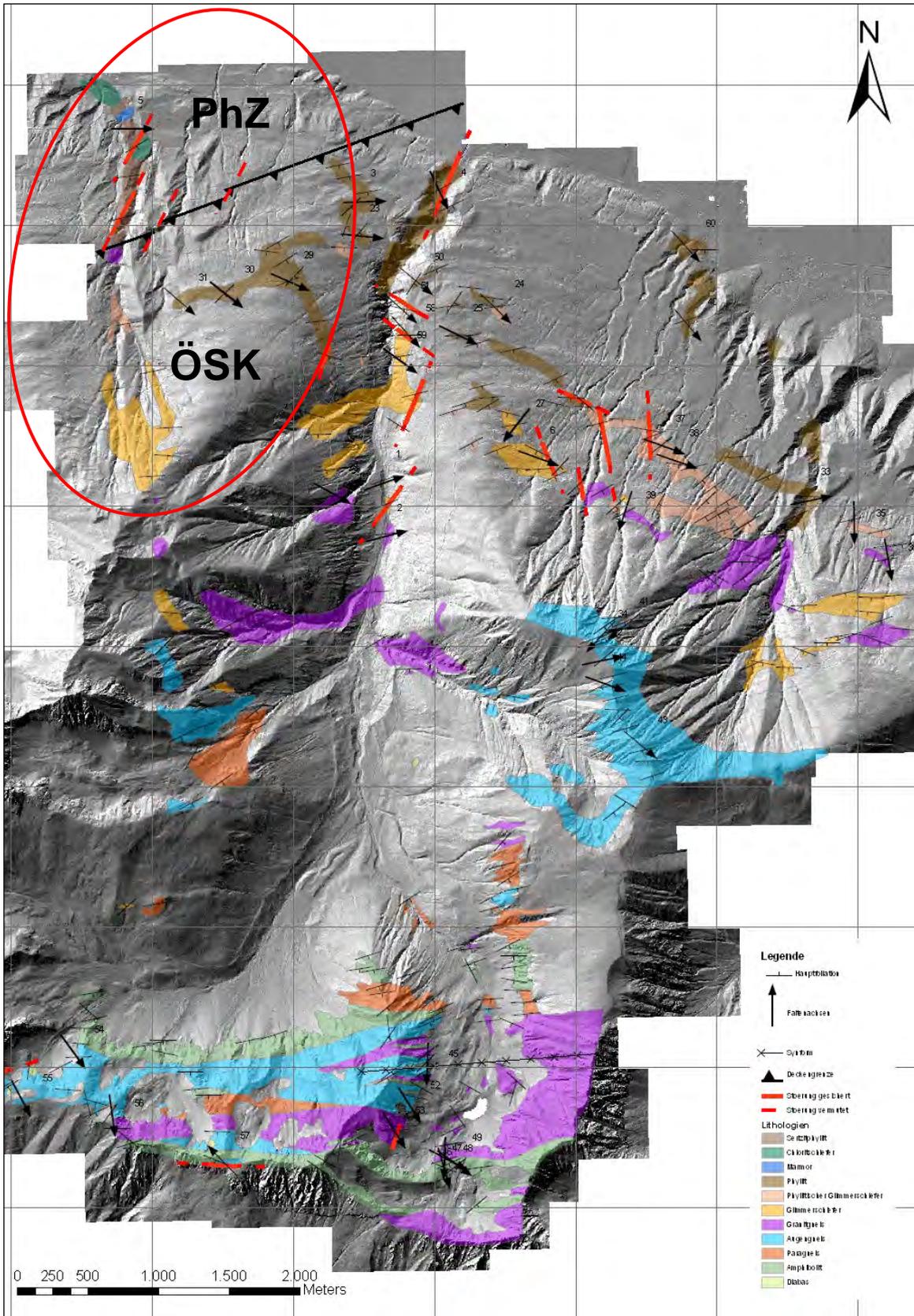


Abb.8.3.1: Laserscan- Geländemodell des Kartiergebiets. Die aufgeschlossenen Lithologien sind transparent eingezeichnet. Ganz im Nordwesten ist in rot die potentielle Massenbewegung des Sonnkarköpfis eingezeichnet, welche den Bereich der Deckengrenze ÖSK – Phyllitzone (PhZ) betrifft.

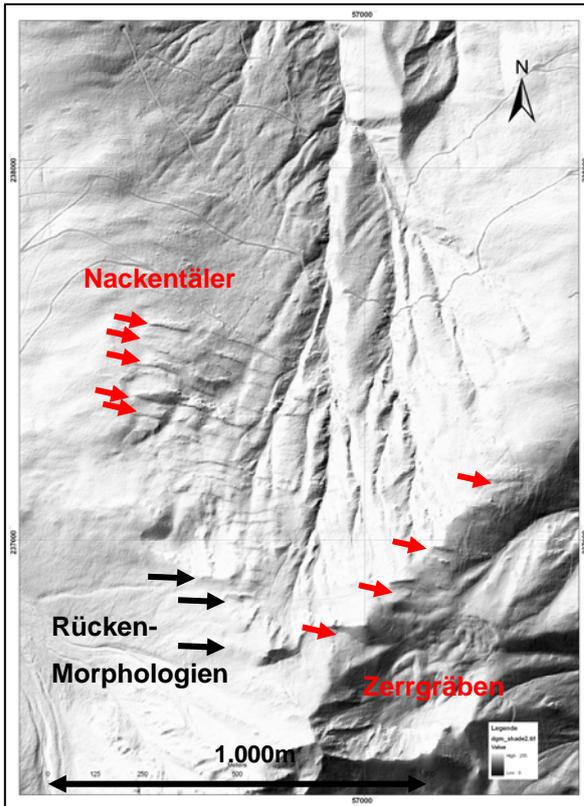


Abb.8.3.2: Im Laserscan des Bereichs Sonnarköpfel (linkes Bild) sind deutlich Ost-West streichende Lineamente zu erkennen, welche im Zuge der Kartierung in Geländerücken, Nackentäler und Zerrgräben unterschieden wurden. Diese Morphologien sind typisch für den Kopfbereich von Talzuschüben und Indikatoren für Extensionsprozesse. Die rechte Abbildung zeigt einen solchen Graben aus diesem Bereich (im Hintergrund das Inntal). In Zusammenhang mit den Strukturdaten sowie nach umfangreicher

Auswertung des Laserscans konnte die Entstehung dieser Strukturen jedoch als rein gefügebedingt bewertet werden. Vergleiche dazu auch die Topographie des Profils A – A', siehe Kapitel 9: Das für einen Talzuschub typische konkav- konvexe Oberflächenprofil ist nicht bzw. nur sehr schwach ausgebildet.

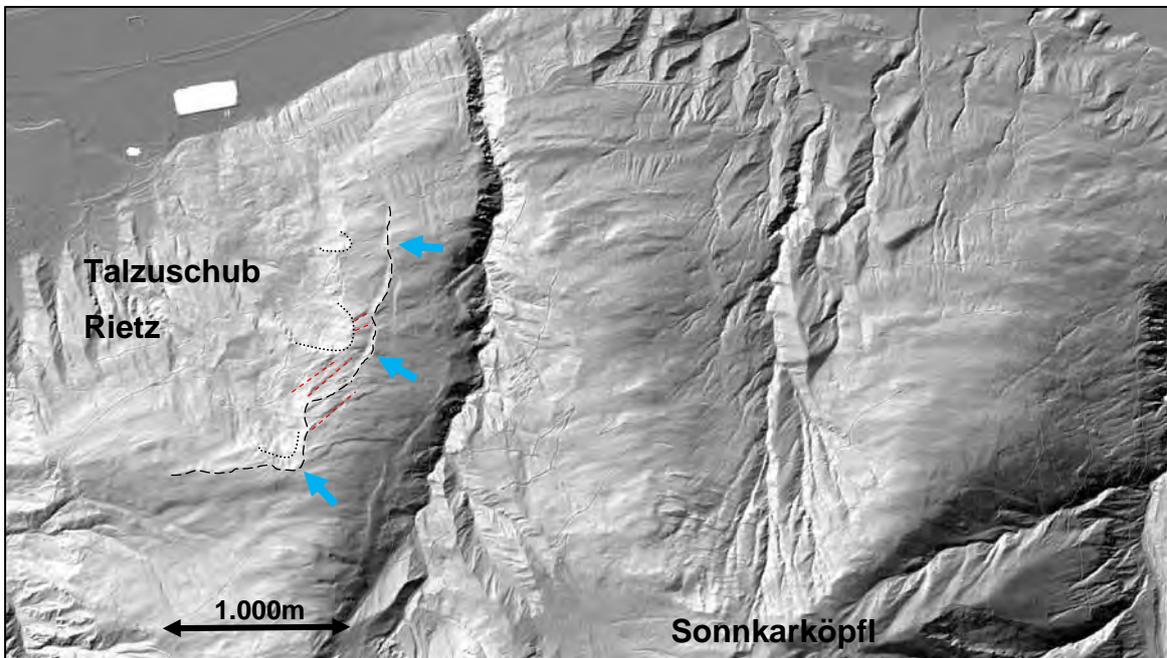


Abb.8.3.3: Vergleicht man den Talzuschub südlich von Rietz mit dem Hang unterhalb des Sonnarköpfels, so ist der Unterschied augenscheinlich: Außer den Rücken- und Grabenstrukturen sind weder eine Abrißkante (gestrichelt angedeutet), noch kleinräumige, sekundäre Massenbewegungen (blaue Pfeile) beobachtbar. Die Zerrgräben im Kopfbereich des Talzuschubs von Rietz (rot eingezeichnet) sind im Gegensatz zu den gefügebedingten Gräben des Sonnarköpfels nicht parallel zum Streichen der Schieferung orientiert.

## KAPITEL 9

### Karten und Profile

Im Anhang ist die geologische Karte im Maßstab 1: 25.000 sowohl mit Quartärbedeckung (siehe Anhang B) als auch als abgedeckte geologische Karte abgebildet (Anhang C). Obwohl die Geländekartierung im Maßstab 1:10.000 vorgenommen wurde, ist aus Gründen der Darstellbarkeit (auf dem Format A3 kann das gesamte Kartiergebiet nur im Maßstab 1:25.000 vollständig abgebildet werden) für den Ausdruck ein anderer Maßstab gewählt worden.

Das Profil A-A' zieht sich von der Ortschaft Pfaffenhofen auf 700m ungefähr parallel zum Verlauf des Blahbach bis auf eine Höhe von 2.100m (Sonnkarköpf) und verläuft genau in Richtung Nord-Süd. Wie in Kapitel 7 und 8 bereits besprochen, wurde dieser Bereich des Untersuchungsgebiets im Zuge der Geländekartierung als potentiell mobiler Hangbereich eingestuft. Dies stellt einen der Gründe dar, weshalb die Profilspur A-A' durch diesen Bereich gelegt wurde. Das für Talzuschübe typische konvex-konkave Längsprofil (Topographie) ist jedoch nur sehr schwach- bis gar nicht ausgeprägt, was, wie weiter oben bereits besprochen, neben anderen Ausscheidkriterien gegen eine aktive oder fossile Bewegung des genannten Hangbereichs spricht.

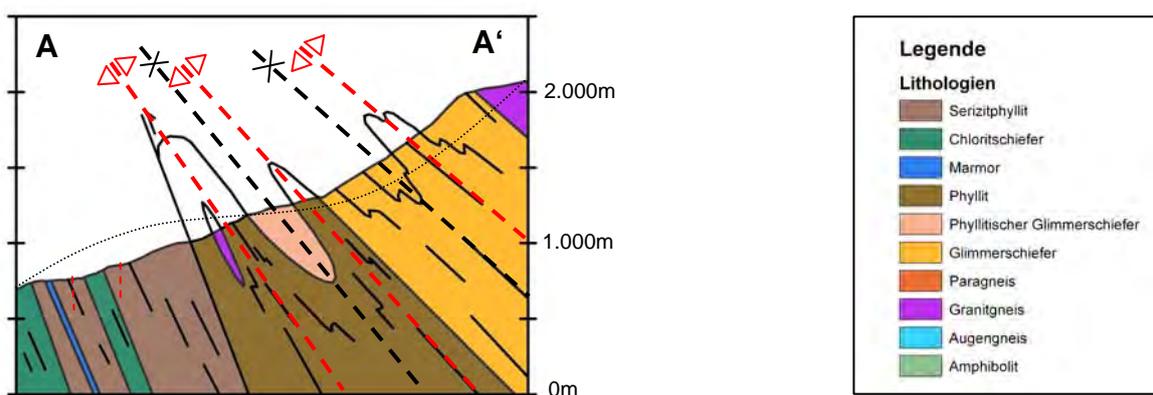


Abb.9.1: Profil A-A' (nicht maßstäblich, Darstellung im Maßstab 1:25.000 siehe Anhang D). Die eingezeichneten Syn- (schwarz) und Antiformen (rot) im Bereich der Phyllite und Glimmerschiefer wurden u.a. durch Interpolation von in der unmittelbaren Umgebung aufgeschlossenen Kleinfalten interpretiert. Der Verlauf des für Talzuschübe typisch ausgeprägten konvex-konkaven Längsprofils ist schwarz gepunktet eingezeichnet. Die Topographie des Profils A-A' entspricht diesem Verlauf nicht bzw. nur in sehr geringem Ausmaß. Innerhalb der Phyllitzone befinden sich zwei steilstehende sinistrale Störungen.

Das Profil A-A' (Anhang D) kreuzt des Weiteren die Deckengrenze zwischen ÖSK und Phyllitzone: Die stark geschieferten Chloritschiefer und Serizitphyllite sowie die geringmächtige Metakarbonatlage werden auf einer Höhe von ca.1.000m durch eine Aufschiebung von den granathältigen Phylliten, phyllitischen Glimmerschiefern und Glimmerschiefern sowie den Granitgneisen des ÖSK abgegrenzt. Die Gesteine des ÖSK sind des Weiteren parasitär verfaltet. Aus den Parasitärfaalten ergeben sich zwei synformale bzw. drei antiformale Isoklinalfalten (Abb.9.1). Die Glimmerschiefer wurden bei der Interpretation der Faltenstrukturen den phyllitischen Glimmerschiefern gleichgestellt. Der geringmächtige Granitgneiskörper, welcher oberhalb des Wasserfalls Blahbach aufgeschlossen ist, wird als Linsen- Einschaltung interpretiert.

Das zweite Profil B-B' (Anhang D) durchzieht das gesamte Kartiergebiet von Norden (Ortschaft Flauring auf ca. 620m) nach Süden (Peider Scharte auf 2.591m) und zeigt die stark ausgeprägte Parasitärfaaltung der Gesteine des ÖSK (Abb.9.2 und 9.3). Die Deckengrenze, welche die Gesteine der Phyllitzone von den Gesteinen des ÖSK trennt, verläuft auf einer Höhe von ca. 680m. Im Norden davon befinden sich die schon im Profil A-A' besprochenen verfalteten Phyllite und Glimmerschiefer. Innerhalb der Phyllite befinden sich zwei dextrale Störungen. Die zwei Störungen innerhalb der Glimmerschiefer haben einen sinistralen Schersinn. Der mächtige Orthogneis- Körper, welcher weiter im Norden anschließt, wird als Synform interpretiert und besteht aus Granit- bzw. Augengneis. Ab einer Höhe von ca. 1.700m beginnt ein stark verfaltetes Gesteinspaket von Paragneisen, Amphiboliten und Orthogneisen (Granit- und Augnegneis), welche aufgrund mehrerer Faktoren (Lithologienabfolge, Ausbiß im Kartenblatt, etc.) zusammengefaßt als großräumige Antiform interpretiert werden. Innerhalb der Granitgneise befindet sich des Weiteren eine sinistrale Störung.

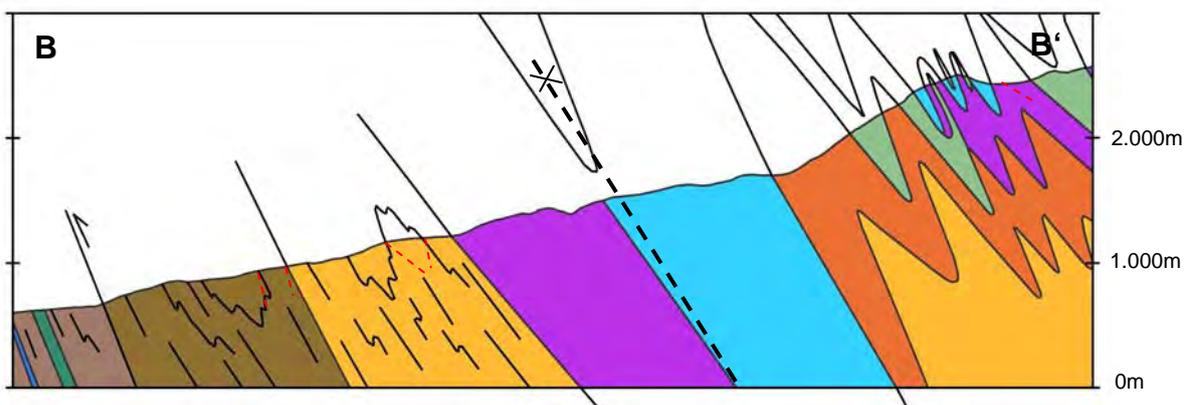


Abb.9.2: Profil B-B' (nicht maßstäblich, Darstellung im Maßstab 1:25.000 siehe Anhang D). Die lithologische Wechselfolge im Hangenden der Orthogneis- Synform wurde aufgrund mehrerer Faktoren (u.a. Ausbiß der Lithologien im Kartenblatt, Abfolge der Lithologien, Seetalsynform, interpolierte Parasitärfaalten, etc.) als isoklinal verfaltete Antiform interpretiert (Legende siehe Abb.9.1).

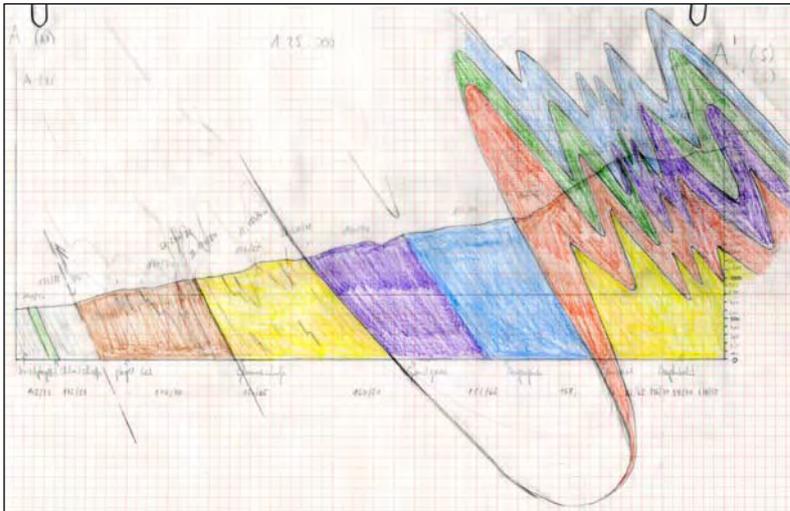


Abb.9.3: Profil B-B' als handgezeichnete Skizze mit interpretierten Faltenstrukturen

Die Isoklinalfalten sind eine Folge der Interpretation verschiedener Faktoren im Kartenbild und wurden nicht im Zuge der Geländeaufnahme kartiert. Im Gelände konnten nämlich keine Hinweise auf großräumige Faltenstrukturen gefunden werden (siehe Kapitel 6). Einerseits die im gesamten Gebiet parallel nach Süd- bis Südosten einfallende Hauptfoliation, andererseits die wenig ausgeprägte Verfaltung der Lithologien (nur Klein- bzw. Parasitär-falten wurden im Gelände eingemessen) ließen zuerst auf ein Fehlen von großräumigen Faltenstrukturen im Kartiergebiet schließen. Ausgehend von der Seetalsynform (siehe Kapitel 6) wurde jedoch im Zuge der Karteninterpretation aufgrund der signifikanten Abfolge der einzelnen Lithologien sowie durch deren charakteristischen Ausbiß nach Osten, bzw. Westen auf isoklinal verfaltete Gesteinsserien geschlossen. Faltenachsen von Kleinfalten im Nahbereich der Profilsuren wurden interpoliert und ergeben in Zusammenhang mit den Isoklinalfalten ein stimmiges Bild als Parasitär-falten.

## KAPITEL 10

---

### Ergebnisse und Diskussion

---

Zusammenfassend lassen sich folgende Aussagen treffen: Strukturgeologisch ist das Kartiergebiet gekennzeichnet durch eine Süd- bis Südost einfallende Hauptfoliation sowie durch isoklinal verfaltete Lithologien des ÖSK, welche den im Nordwesten des Kartiergebiets aufgeschlossenen Gesteinen der Phyllitzone aufgeschoben sind. Die Isoklinalfaltung ist im Gelände nur aufgrund der Parastärfaltung erkennbar, welche im gesamten Kartiergebiet, jedoch am häufigsten in den Phylliten und Glimmerschiefern des unteren (unterhalb 2.000m) Kartierbereichs anzutreffen sind. Die Kleinfalten repräsentieren vermutlich die kretazische Orogeneseentwicklung (Deformationsphase D2), welche die penetrative, variszisch gebildete Hauptfoliation (Deformationsphase D1) überprägt. Im Zuge einer letzten, (schwach-) duktilen Deformationsphase (D3) kam es dann noch zur Bildung von Krenulationsfaltung, welche vor allem innerhalb der Phyllite und Glimmerschiefer ausgebildet ist. Die Sprödt tektonik gibt ausschließlich Hinweise auf spätere Ereignisse. Insgesamt wurden für die sprödt tektonischen Daten des Untersuchungsgebiets nach Ortner (2003) vier verschiedene Deformationsereignisse unterschieden.

Die Dünnschliffauswertung ergab neben den Mineralparagenesen und Metamorphosebedingungen der jeweiligen Lithologien (untere Grünschieferfazies für Gesteine der Phyllitzone bis Amphibolitfazies für einzelne Lithologien des ÖSK) auch Hinweise auf Bewegungstrends durch die Auswertung von Mikrogefügen. Schersinnkriterien in Dünnschliffen ergaben einen Trend in Richtung Top Süd- bis Südosten. Teilweise wurden diese Bewegungstrends im Zuge der Deformationsphase D2 verfaltet und zeigen daher eine umgekehrte Richtung (Nord bzw. Nordwesten) an.

Die Deckengrenze ÖSK – Phyllitzone streicht etwa ENE-WSW und wird etwas tiefer (ca. 120m) bzw. etwas weiter nördlich (ca. 550m) als in den geologischen Karten bisheriger Bearbeiter vermutet (vgl. u.a. Brandner, 1995). Durch einige sinistrale Störungen wird die Deckengrenze etwas nach Norden versetzt. Die Unterscheidung von Gesteinen der Phyllitzone zu Gesteinen des ÖSK wurde in erster Linie aufgrund von lithologischen Merkmalen vorgenommen. Neben dem Auftreten von Chloritschiefern und Metakarbonaten, welche den blei- bis silbergrauen

Serizitphylliten der Phyllitzone zwischengelagert sind, unterscheiden sich die Phyllite der Phyllitzone sowohl farblich als auch im Mineralbestand deutlich von Phylliten des ÖSK. Sie sind nicht granathältig, nicht diaphoritisch und weisen einen höheren Grad der Serizitisierung auf. In der geringmächtigen Phyllitzone sind des Weiteren weder Para- oder Orthogneise noch Amphibolite oder Glimmerschiefer vorkommend. Die Phyllite sind hier ausschließlich mit Chloritschiefern und Metakarbonaten wechsellagernd und weisen keine auffällige tektonische Beanspruchung auf.

Die Ergebnisse der Gesteinsdatierungen, der Mikrosondenanalyse sowie der Thermodynamischen Berechnungen konnten die Ergebnisse der Geländekartierung weder bestätigen noch widerlegen. Eine begründete Unterscheidung der Gesteine des ÖSK von den Gesteinen der Phyllitzone war aufgrund der Ergebnisse leider nicht möglich.

Entgegen ersten Vermutungen im Gelände ist der Bereich der Deckengrenze nicht von einer aktiven/fossilen Massenbewegung (Talzuschub) betroffen. Die signifikanten Graben-Morphologien konnten im Zuge einer Laserscan- Auswertung als rein gefügebedingt interpretiert werden und führten zusammen mit dem für einen Talzuschub untypischen Längsprofil A-A' zur Schlußfolgerung, daß der Hangbereich als stabil einzustufen ist.

Die ausstehenden Ergebnisse der Geochronologie werden für Herbst 2010 erwartet und von Phillip Haas bearbeitet, welcher das im Osten angrenzende Diplomarbeitsgebiet (Bereich Inzinger Alm) bearbeitet. Erfreulich wäre eine Untermauerung bzw. Bestätigung der Ergebnisse dieser Arbeit durch die ausstehenden Gesteinsdatierungen.

## KAPITEL 11

---

### Schlußwort und Danksagung

---

Man sieht sich im Leben immer zwei Mal. Nachdem ich im Herbst des Jahres 2004 einen schönen und unvergeßlichen Sommer als Schafhirte auf der Oberhofener Galtalm verbracht hatte, konnte ich nicht ahnen, daß ich diesen schönen Fleck Erde fast vier Jahre später im Zuge meiner Diplomarbeitskartierung wiedersehen und ähnlich intensiv (wieder-) erleben würde. Rückblickend sind sowohl die zwei Sommer der Geländekartierung, als auch die Ausarbeitung der Diplomarbeit wie im Flug vergangen und werden mir für den Rest meines Lebens in positiver Erinnerung bleiben. Obwohl die Arbeit (im Gelände und am Schreibtisch) nicht immer leicht war, so habe ich doch nie die Freude daran verloren und weiß mit dem heutigen Tag eines bestimmt: Hinterher ist man immer schlauer. Hätte ich im Gelände schon das Wissen gehabt, welches sich mir zum Teil erst während der Ausarbeitung der Diplomarbeit bzw. der Auswertung der Daten erschloss, so hätte ich wahrscheinlich einiges anders gemacht oder wäre im Gelände mit einem anderen Blick in manche Fragestellung gegangen. Insgesamt war die Diplomarbeit für mich ein großer, wichtiger Lernprozeß. Auch wenn ich weiß, daß man eventuell manches hätte besser machen können, so bin ich doch stolz auf das Ergebnis und sehe den Herausforderungen der Zukunft positiv und mit Freude entgegen.

## DANKSAGUNG

Mein erster, herzlicher und besonderer Dank gilt meinen Eltern Gabriele und Fridolin, die mir mit ihrer finanziellen und persönlichen Unterstützung eine wunderbare Studienzeit in Innsbruck und Wien ermöglicht haben. Meinen vier Schwestern Teresa, Anna, Laura und Emily sowie meiner Freundin Marisa danke ich ebenfalls für ihre wertvolle Unterstützung und Motivation.

Bei meinem Betreuer Univ.-Prof. Mag. Dr. Bernhard Fügenschuh möchte ich mich für die ausgezeichnete fachliche Betreuung meiner Diplomarbeit bedanken. Die vielen wissenschaftlichen Ratschläge und Diskussionen waren sehr hilfreich für mein geologisches Verständnis im Allgemeinen sowie für die Entstehung dieser Arbeit im Speziellen.

Bei Dr. Manfred Rockenschaub möchte ich mich für die Unterstützung im Gelände, die Durchführung der Gesteinsdatierungen sowie für die fachlichen Diskussionen bedanken.

Herr Ao. Univ. Prof. Mag. Dr. Peter Tropper und Mag. Martina Tribus danke ich für die Hilfe an der Mikrosonde sowie für die Unterstützung bei der Interpretation der Ergebnisse.

Herr Dr. Gerhard Poscher und der Gemeinde Flauring möchte ich für die Bereitstellung der Laserscan- Geländedaten danken.

Dank auch der Tiroler Landesgeologie für die Bereitstellung der Geologischen Karte „Projekt Salzstrasse“.

Meinen Studienkollegen Phillip Haas, Sinah Killian und Matthias Öggseder danke ich für die lustige und interessante Zeit in unserem Diplomandenzimmer. Allen anderen Mitstudenten danke ich für eine erfüllte und ereignisreiche Studienzeit.

Zu guter Letzt möchte ich mich bei allen nicht namentlich erwähnten Personen und Institutionen bedanken, welche mich beim Verfassen meiner Diplomarbeit direkt oder indirekt unterstützt haben.

---

## Literaturverzeichnis

---

- AMPFERER, O. & OHNESORGE, TH. (1912): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt 28 Zirl und Nassereith. Geol. B.-A. Wien.
- AMPFERER, O. & OHNESORGE, TH. (1924): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt 28 Zirl und Nassereith. Geol. B.-A. Wien.
- AMPFERER, O. (1930): Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. Jb. d. Geol. B.-A. Wien, 407-451.
- AMPFERER, O. (1939): Über einige Formen der Bergzerreissung. Sitz. Ber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. 148, 1-14.
- BAUMANN, M., HELBIG, P., SCHMIDT, K. (1967): Die steilachsige Faltung im Bereich des Gurgler und Venter Tales (Ötztaler Alpen), Jb. d. Geol. B.-A. Wien, 110:1-72.
- BRANDNER, R. (1995): Geologische Übersichtskarte von Tirol im Maßstab 1: 300 000. Institut für Geographie / Abt. Landeskunde, Universitätsverlag Wagner, Innsbruck.
- BUNZA, G., KARL, J., MANGELSDORF, J. (1976): Geologisch-geomorphologische Grundlagen der Wildbachkunde. Schriftenreihe der Bayerischen Landesstelle für Gewässerkunde, Heft 11, 128p.
- BURG, J.P. (2008): Sekundäre planare strukturelle Elemente. Script der ETH Zürich.
- CAHN, R.W. (1983): Recovery and recrystallisation. In Cahn, R.W. Haasen, P. (Eds.), Physical Metallurgy. Elsevier Science Publishers BV., 1596-1671.
- DRURY, M.R. & URAI, J.L. (1990): Deformation-related recrystallisation processes. Tectonophysics 172, 235-253.
- EICHHORN, B. (1991): Kristallingeologische Untersuchungen der östlichen Hochedergruppe (Sellrain) mit besonderer Berücksichtigung der Eklogitvorkommen. Diplomarbeit, Universität Innsbruck.
- EISBACHER, G.H. & BRANDNER, R. (1996): Superposed fold-thrust structures and high-angle faults, Northwestern Calcareous Alps, Austria. Eclogae geol. Helv. 89/1, 553-571.

- ELIAS, J. (1998): The Thermal History of the Ötztal-Stubai Complex (Tyrol, Austria, Italy) in the Light of lateral Extrusion. *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten (TGA)*, Reihe A, Band 42:1-172.
- FAUPL, P. (2003): *Historische Geologie*. Facultas Universitätsverlag, Wien.
- FLÖSS, D. (2009): *Tektonometamorphe Entwicklung der westlichen austroalpinen Einheiten*. Diplomarbeit, Universität Innsbruck.
- FRANK, W., HOINKES, G., PFURTSCHHELLER, F., THÖNI, M. (1987): The Austroalpine unit west of the Hohe Tauern: The Ötztal-Stubai complex as an example for the Eoalpine metamorphic evolution. In: Flügel, W. & Faupl, P. (Ed.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, Deuticke, Wien.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S., CONTI, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. *Ecogae geol. Helv*, 87:559-612.
- FROITZHEIM, N., CONTI, P., VAN DAALEN, M. (1997): Late Cretaceous, synorogenic, low angle normal faulting along the Schling fault (Switzerland, Italy, Austria) and its significance for the tectonics of the Eastern Alps, *Tectonophysics*, 280:267-293.
- FROITZHEIM, N., PLASIENKA, D., SCHUSTER, R. (2009): Alpine Tectonics of the Alps and the Western Carpathians. In: McCann, T. (Ed.): *The Geology of Central Europe, Volume 2: Mesozoic and Cenozoic*, The Geological Society, London.
- FÜGENSCHUH, B., MANCKTELOW, N.S., SEWARD, D. (2000): The Cretaceous to Neogene cooling and exhumation history of the Ötztal-Stubai basement complex, Eastern Alps: a structural and fission track study. – *Tectonics*, 19(5):905-918.
- GEYSSANT, J. (1973): *Stratigraphische und tektonische Studien in der Kalkkögelgruppe bei Innsbruck in Tirol*, *Verh. Geol. B.-A. Wien*, 1973:377-396.
- GEYH, M.A. (2005): *Handbuch der physikalischen und chemischen Altersbestimmung*. Wiss. Buchges. Darmstadt, 35-43.
- HABLER, G., THÖNI, M., SÖLVA, H. (2006): Tracing the high-pressure stage in the polymetamorphic Texel Complex (Austroalpine basement unit, Eastern Alps): P-T-t-d constraints, *Mineralogy Petrology*, 88:269-296.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1982): Zeitliche und stoffliche Gliederung der Erzvorkommen im Innsbrucker Quarzphyllit, *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 12:1-40.
- HAMMER, W. (1918): *Die Phyllitzone von Landeck*, *Jb. d. Geol. B. A. Wien*, 205-258.

- HAMMER, W. (1922): Geologischer Führer durch die Westtiroler Zentralalpen, Samml. Geol. Führer, Berlin.
- HAMMER, W. (1929): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1:75000, Blatt Ötztal, Geol. B.-A. Wien.
- HAMMER, W. (1929): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75000, Blatt Ötztal, Geol. B.-A. Wien.
- HAUSER, CH. (1992): Geologische Karte im Blattschnitt 1:50.000, Blatt 117 Zirl, Geol. B.-A. Wien.
- HOERNES, S. & PURTSCHELLER, F. (1970): Petrographische Neueinstufung des Landecker Quarzphyllits, Ber. Nat. -Med. Ver. Innsbruck, 58:483-488.
- HOINKES, G. (1972): Zur Petrographie und Genese des Winnebachgranites (Ötztaler Alpen, Tirol), Mineralogy and Petrology, 18(4):292-311.
- HOINKES, G., PURTSCHELLER, F., TESSADRI, R. (1983): Polymetamorphose im Ostalpin westlich der Tauern (Ötztaler Masse, Schneeberger Zug, Brennermesozoikum): Zusammenfassung der petrographischen Neuergebnisse, Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12(5):95-113.
- HOINKES, G., THÖNI, M., BERNHARD, F., KAINDL, R., LICHEM, C., SCHWEIGL, J., TROPPER, P., COSCA, M. (1997): Metagranitoids and associated metasediments as indicators for the pre-Alpine magmatic and metamorphic evolution of the western Ötztal Basement (Kaunertal, Tirol), Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt., 77:299-314.
- HUTCHINSON, J.N. (1988): General Report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in the relation to geology and hydrogeology. Part of the State-of-the-Art Report, 3-35.
- KAINDL, R., HOINKES, G., KNOLL, P., ABART, R. (1999): Fluid inclusions related to Variscan and Alpine metamorphism in the Austroalpine Ötztal Basement, Eastern Alps, Mineralogy and Petrology, 65:29-49.
- KAPFERER, N. & TROPPER, P. (2005): The metamorphic evolution of variscan eclogites from the northern Ötztal Complex (Tirol, Eastern Alps), Mitt. Österr. Miner. Ges., 150.
- KAPFERER, N. (2006): Petrologische Untersuchungen an Amphiboliten und Eklogiten des nördlichen Ötztal-Stubai Kristallins, Diplomarbeit, Universität Innsbruck.
- KAPFERER, N. (2006): Geologische Karte Gebiet Flauringer Alm im Maßstab 1:10.000, Diplomarbeit Universität Innsbruck.

- KLEBELSBERG, R. (1935): Geologie von Tirol. Bomtraeger, 872p., Berlin.
- KLÖTZLI-CHOWANETZ, E. (1991): Strukturelle und geochronologische Argumente für eine altpaläozoische Anatexis im Winnebachmigmatit (Ötztal/Tirol, Österreich), Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 37:15-35.
- KLÖTZLI-CHOWANETZ, E. KLÖTZLI, U., KNOLLER, F. (1997): Lower Ordovician migmatization in the Ötztal crystalline basement (Eastern Alps, Austria): linking U-Pb and Pb-Pb dating with zircon morphology. Schweizerische Mineralogische Petrographische Mitteilungen 77, 315–324.
- KLÖTZLI-CHOWANETZ, E. (2001): Migmatite des Ötztalkristallins: Petrologie und Geochronologie, Dissertation, Universität Wien.
- KONZETT, J., HOINKES, G., TROPPER, P. (2003): 5th Workshop of Alpine Geological Studies Field Trip Guide E4 Alpine Metamorphism in the Schneeberg Complex and Neighbouring Units (Immediate Vicinity of Obergurgl), Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 26:21-45.
- KRETZ, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. – Am.Min., 68, 277-279.
- KÜBLER, H. & MÜLLER, W. (1962): Die Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal (Tirol), Jb. d. Geol. B.-A. Wien, 105:173-242.
- MARVASTIAN, R. (1967): Die Geologie der Kalkkögel bei Innsbruck, Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 147.
- MESCHEDE, M. (1994): Methoden der Strukturgeologie, Ferdinand Enke Verlag, 169p.
- MILLER, C. & THÖNI, M. (1995): Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm-Nd vs. Rb-Sr isotope systematic, Chemical Geology, 122:199-225.
- MOSTLER, H., HEISSEL, G., GASSER, G. (1982): Untersuchungen von Erzlagerstätten im Innsbrucker Quarzphyllit und auf der Alpeiner Scharte, Arch. F. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 1:77-83.
- NITTEL, P. (2005): Geomorphologisch-Geologische Karte Projekt Salzstrasse, Maßstab 1:10.000, Amt der Tiroler Landesregierung, Abteilung Landesgeologie.
- NOWOTNY, A. (1979): Bericht 1977 über Aufnahmen im Kristallinanteil auf Blatt 116, Telfs und Blatt 117, Zirl, Verh. Geol. B.-A. Wien.

- NOWOTNY, A., PESTAL, G., ROCKENSCHAUB, M. (1992): Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone als schwächer metamorpher Anteil des Silvrettakristallins, Jb.Geol.B.-A., 135:867-872.
- OBERHAUSER, R. (1995): Zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie des Ostalpenraumes zur Kreide-, Paleozän- und Eozänzeit. Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt 138, 369–432.
- OHNESORGE, TH. (1905): Die vorderen Kühetaier Berge (Hochedergruppe): (Kurzer vorläufiger Bericht über die Aufnahmeergebnisse in diesem Gebiete, Verh. Geol. R. A., Wien.
- OHNESORGE, TH. (1905): Die vorderen Kühtaier Berge (Hocheder Gruppe), Verh. Geol. R. A., Wien.
- ORTNER, H., REITER, F., ACS, P. (2002): Easy handling of tectonic data: the programs TectonicVB for Mac and TectonicsFP for Windows(TM). Computers & Geosciences, 28: 1193-1200.
- ORTNER, H. (2003): Local and far field stress– analysis of brittle deformation in the western part of the Northern Calcareous Alps, Austria. GPM Innsbruck, 26: 109-131.
- ORTNER, H., REITER, F., BRANDNER, R. (2006): Kinematics of the Inntal shear zone–sub-Tauern ramp fault system and the interpretation of the TRANSALP seismic section, Eastern Alps, Austria, Tectonophysics, 414:241-258.
- PASSCHIER, C.W. & TROUW, R. (2005): Microtectonics, (second ed.), Springer, Berlin 366p.
- PIBER, A. (2005): The metamorphic evolution of the Austro-Alpine nappes North of the Tauern Window (Innsbruck Quarzphyllite Complex - Patscherkofel Crystalline Complex - Kellerjochgneis and Wildschönau schist), Dissertation, Universität Innsbruck.
- PURTSCHELLER, F. (1967): Zur Gliederung der Metamorphose im Bereich des Öztaler-Stubaiyer Altkristallins, Mineralog. Mitt., 1-2:80-85.
- PURTSCHELLER, F. (1978): Sammlung Geologischer Führer, Band 53: Öztaler und Stubaiyer Alpen, Bornträger, Berlin.
- RAMSAY, J. & HUBER, M. (1983): The Techniques of Modern Structural Geology: Strain Analysis, Band 1, Academic Press Inc., London.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M., NEUGEBAUER, J. (1989): Extension in compressional orogenic belts: the case of the Eastern Alps, Geology, 5:404-407.

- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.G., MERLE, O. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 2: Structural analysis, *Tectonics*, 10(2):257-271.
- ROCKENSCHAUB, M. (1990): Die tektonische Stellung der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone, *Jb. d. Geol. B.-A. Wien*, 133(4):619-633.
- ROCKENSCHAUB M., KOLENPRAT, B., FRANK, W. (1999): The tectonometamorphic evolution of Austroalpine units in the Brenner area (Tirol, Austria) new geochronological implications, *Tübing. Geowiss. Arb. Ser. A.*, 52:118-119.
- ROCKENSCHAUB M., KOLENPRAT, B., FRANK, W. (2003): Geochronologische Daten aus dem Brennergebiet: Steinacher Decke, Brennermesozoikum, Ötz-Stubai-Kristallin, Innsbrucker Quarzphyllitkomplex, Tarntaler Mesozoikum, Arbeitstagung der Geol. B.-A. Wien: Blatt 148 Brenner, 117-124.
- ROCKENSCHAUB, M., KOLENPRAT, B., NOWOTNY, A. (2003): Innsbrucker Quarzphyllitkomplex, Tarntaler Mesozoikum, Patscherkofelkristallin, Arbeitstagung der Geol. B.-A. Wien: Blatt 148 Brenner, 41-58.
- SANDER, B. (1921): Zur Geologie der Zentralalpen, *Jb. d. Geol. B.-A. Wien*.
- SANDER, B. (1929): Erläuterungen der geologischen Karte Brixen - Meran - Schlern - Schr., *Berichte d. naturw.-med. Vereins, Innsbruck*, 11.
- SCHMID, S. & HAAS, R. (1989): Transition from near-surface thrusting to intrabasement decollement, Schling Thrust, Eastern Alps, *Tectonics*, 8:697-718.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen, *Eclogae geol. Helv.* 7:93-117
- SCHMID, S.M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M., USTASZEWSKI, K. (2008): The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units, *Swiss Journal of Geosciences*, 101(1):139–183.
- SCHMIDEGG, O. (1932): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt Sölden u. St. Leonhard, *Geol. B.-A. Wien*.
- SCHMIDEGG, O. (1936): Steilachsige Tektonik und Schlingenbau an der Südseite der Tiroler Zentralalpen, *Jb. d. Geol. B.-A. Wien*, 86:115-149.
- SCHMIDEGG, O. (1956): Neues zur Geologie des Brennermesozoikums (Blaserdecke und Serleskamm), *Mitt. d. Geol. Ges. in Wien*, 48:271-295.

- SCHMIDEGG, O. (1959): Geologische Ergebnisse beim Bau des Wasserkraftwerkes Prutz-Imst der TIWAG (Tirol). Jb. d. Geol. B.-A. Wien, 102:353-406.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1980): Die Grauwackenzone. In: Oberhauser, R. (Ed.): Der Geologische Aufbau Österreichs, Springer Verlag, Wien.
- SCHUSTER, R. (2003): Das eo-Alpine Ereignis in den Ostalpen: Plattentektonische Situation und interne Struktur des Ostalpinen Kristallins, Arbeitstagung der Geol. B.-A. Wien: Blatt 148 Brenner, 141-159.
- SÖLVA, H., THÖNI, M., GRASEMANN, B., LINNEN, M. (2001): Emplacement of eo-Alpine high-pressure rocks in the Austroalpine Ötztal Complex (Texel Group, Italy/Austria). *Geodynamica Acta* 14, 345–360.
- SPECKBACHER, R. (2009): Die tektonometamorphe Entwicklung des Texel Komplexes, Diplomarbeit, Universität Innsbruck.
- STAMPFI, G., MOSAR, J., FAVRE, P.H., PILLEVUIT, A., VANNAY, J.C. (2001): Permo-Mesozoic evolution of the western Tethys realm: the Neo-Tethys East Mediterranean Basin connection. In: Ziegler, P.A. et al. (Eds.): *Peri Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. *Mém. Mus. Hist. Nat. Paris* 186, 51-108.
- STINY, J. (1941): Unsere Täler wachsen zu. *Geol. Bauwes.*, 13(1), 72-77.
- STIPP, M., STÜNITZ, H., HEILBRONNER, R., SCHMID, S.M.. (2001): The Eastern Tonale fault zone: a „natural laboratory“ for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology* 24, 1861-1884.
- SYLVESTER, P. (2001): *Laser-ablation-ICPMS in earth sciences: principles and applications*. Mineralogical Association of Canada, Ottawa.
- THÖNI, M. (1982): Der Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der Ostalpinen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten, *Mitt. Ges. Geol. Bergbaust.*, 28:17-34.
- THÖNI, M. (1993): Neue Isotopendaten zur voralpidischen Geschichte des Ötztalkristallins, Arbeitstagung der Geol. B.-A. Wien, 10-112.
- THÖNI, M., TROPPEL, P., SCHENNACH, F., KRENN, E., FINGER, F., KAINDL, R., BERNHARD, F., HOINKES, G. (2008): The metamorphic evolution of migmatites from the Ötztal Complex (Tyrol, Austria) and constraints on the timing of the pre-Variscan high-T event in the Eastern Alps, *Swiss J. Geosci.*, 101:111-126.
- TOLLMANN, A. (1977): *Geologie von Österreich, Band 1: Die Zentralalpen*, Deuticke, Wien, 766p.

- TROPPER, P. & RECHEIS, A. (2001): Garnet zoning as a window into the metamorphic evolution of a crystalline complex: the northern and central Austroalpine Ötztal-Complex as a polymorphic example, *Mitt. d. Geol. Ges. in Wien*, 94:27-53.
- ULMER, P. (1993): MORM- program for cation and oxygen mineral norms. Computer Library IKP-ETH, Zürich.
- VAN DER PLUIJM, B.A. & MARSCHAK, S. (1997): *Earth Structure. An introduction to structural geology and tectonics*. McGraw-Hill, New York, 495p.
- VAN GOOL, J.A.M., KEMME, M.M.J., SCHREURS, G.M.M.F. (1987): Structural investigation along an E-W cross-section in the southern Ötztal Alps. In: Flügl, H. & Faupl, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke Wien, pp. 214-225.
- VIDAL, O. & PARRA, T. (2000): Exhumation paths of high pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite-phengite assemblages. – *Geol. Mag. London*, 35:139-161.
- VINX, R. (2008): *Gesteinsbestimmung im Gelände (zweite Auflage)*, Spektrum, Berlin 472p.
- WHITE, S. H. (1979): Grain and sub-grain size variations across a mylonite zone. *Contrib. Miner. Petrol.* 70, 193-202.
- WORLEY, B., POWELL, R., WILSON, C.J.L. (1997): Crenulation cleavage formation: Evolving diffusion, deformation and equilibration mechanisms with increasing metamorphic grade. *Journal of Structural Geology* Vol. 19, No.8, 1121-1135.

## **ANHANG A**

---

### **Aufschlußkoordinaten**

---

## **ANHANG B**

---

**Geologische Karte (mit Quartärbedeckung)**

---

## **ANHANG C**

---

**Abgedeckte Geologische Karte**

---

# **ANHANG D**

---

## **Geologische Profile**

---

# Curriculum Vitae

---

Raphael Zanon  
Leopoldstraße 37 Top 18  
A- 6020 Innsbruck  
Tel.: 0043/(0)6766135074  
Email: [raphael.zanon@gmail.com](mailto:raphael.zanon@gmail.com)



## PERSÖNLICHE DATEN

---

Geboren: 20. 01. 1981, Innsbruck  
Familienstand: ledig  
Staatsangehörigkeit: Österreich

## AUSBILDUNG

---

2005-2010 Studium der Erdwissenschaften (Geologie) an der Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften, Leopold-Franzens Universität Innsbruck  
Diplomarbeit zum Thema „Strukturgeologische Aufnahme im nördlichen Ötztal-Stubai Kristallin bei Flauring mit besonderer Berücksichtigung des Kontakts ÖSK - Phyllitzone“ Betreuer: Univ. Prof. Dr. Bernhard Fügenschuh

2003-2005 Studium der Erdwissenschaften an der Fakultät für Geowissenschaften, Geographie und Astronomie, Universität Wien

2002-2003 Studium der Erdwissenschaften an der Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften, Leopold-Franzens Universität Innsbruck

2001-2002 Zivildienst: Rotes Kreuz Innsbruck

1991-2000 Akademisches Gymnasium Innsbruck (Humanistisches Gymnasium)  
Matura 2000

1987-1991 Volksschule Angergasse, Innsbruck

## BERUFLICHE PRAXIS (STUDIENORIENTIERT)

---

08/2008-laufend Beschäftigt als Freier Dienstnehmer im Ziviltechnikerbüro für Geologie: P+W, Geo-ZT GmbH, Hall in Tirol

03/2009-02/2010 Studienassistent am Geologischen Institut, Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften, Leopold-Franzens Universität Innsbruck: EDV für Erdwissenschaften

04/2009 Labortätigkeiten auf Werkvertragsbasis am Geologischen Institut, Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften, Leopold-Franzens Universität Innsbruck

02/2008- 03/2008	Erstellen einer Klufkkörperanalyse (Felskeilberechnungen) mittels Computerprogramm „unwedge“ der Firma Rocscience mit Technischem Bericht auf Werkvertragsbasis für die TIWAG – Tiroler Wasserkraft AG
04/2008- 06/2008	Geringfügig beschäftigt bei bei AlpECON KEG, Technisches Büro für Geowissenschaften, Telfes im Stubaital
11/2007- 03/2008	Beschäftigt als Freier Dienstnehmer bei AlpECON KEG, Technisches Büro für Geowissenschaften, Telfes im Stubaital
04/2006- 10/2007	Geringfügig beschäftigt bei bei AlpECON KEG, Technisches Büro für Geowissenschaften, Telfes im Stubaital
01/2004- 09/2005	Geringfügig beschäftigt bei bei Verbundplan GmbH in Wien: Mitarbeiter bei EU-Projekt NW IALAD, Sicherheit von Talsperren

### **BERUFLICHE PRAXIS (SONSTIGES)**

---

02/2006	Skischule Glungezer, Tulfes in Tirol: Ski- und Snowboardlehrer
10/2004- 12/2004	Café Einhorn, Wien: Gastronomische Tätigkeit
07/2004- 08/2004	Beschäftigt als Schafhirte auf der Oberhofener Galtalm in Tirol
09/2000- 05/2001	Beschäftigt bei Telekom Austria in Innsbruck
07/1999- 08/1999	Musikverlag Edition Helbling, Innsbruck: Ferialarbeiter
07/1998- 08/1998	Musikverlag Edition Helbling, Innsbruck: Ferialarbeiter
07/1997- 08/1997	Musikverlag Edition Helbling, Innsbruck: Ferialarbeiter
07/1996- 08/1996	Kfz-Werkstatt Lindner, Innsbruck: Ferialarbeiter

### **PRAKTIKA**

---

08/2007- 09/2007	Ferialpraktikum mit geologischem Bezug bei der TIWAG – Tiroler Wasserkraft AG
07/2006- 08/2006	Ferialpraktikum mit geologischem Bezug bei der TIWAG – Tiroler Wasserkraft AG
07/2003 Salzburg	Ferialpraktikum mit geologischem Bezug bei Verbundplan GmbH in Salzburg

## **KENNTNISSE UND FÄHIGKEITEN**

---

Sprachen:                    Englisch: fließend in Wort und Schrift  
                                  Französisch  
                                  Spanisch/Italienisch: Grundkenntnisse

PC-Software:                MS Office, AutoCAD, Adobe Creative Suite, ArcGIS, etc.

## **HOBBIES UND INTERESSEN**

---

Film, Musik, Literatur, Reisen, Fotografie, Klettern, Bergsteigen, Wandern, Skitouren, Skifahren, Snowboarden, Laufen, Fußball

## **LINKS**

---

- Geologisches Institut, Universität Innsbruck: <http://www.uibk.ac.at/geologie/>
- Geologisches Institut, Universität Wien: <http://fgga.univie.ac.at/>
- TIWAG – Tiroler Wasserkraft AG: <http://www.tiwag.at/>
- AlpECON – Technisches Büro für Geowissenschaften: <http://www.alpecon.at/>
- Verbund – Österreichische Elektrizitätswirtschafts- AG: <http://www.verbund.at/>
- NW-IALAD, integrity assessment of large concrete dams: <http://nw-ialad.uibk.ac.at/>
- Poscher und Wanker: Baugrund und Wasser – Geo-ZT GmbH: <http://www.geo-zt.at/>


**Innsbruck, im April 2010**

AufschlußNr	Rechtswert	Hochwert	AufschlußNr	Rechtswert	Hochwert
1	660010	5238672	53	660393	5238162
2	659865	5238576	54	660300	5238145
3	659782	5238391	55	660168	5238203
4	659826	5238200	56	660867	5237888
5	659760	5238045	57	660968	5237762
6	659735	5237562	58	661038	5237730
7	659860	5237776	59	661092	5237687
8	660240	5238194	60	661175	5237571
9	660419	5238465	61	661335	5237603
10	659321	5239412	62	661509	5237529
11	659401	5239328	63	661562	5237488
12	659529	5239219	64	661626	5237424
13	659422	5239125	65	661688	5237372
14	659392	5238995	66	661729	5237278
15	659480	5238933	67	661831	5237257
16	660262	5238542	68	661911	5237174
17	660154	5238438	69	661998	5237122
18	660094	5238404	70	662073	5237017
19	660334	5237833	71	662233	5236866
20	660412	5237762	72	662079	5236951
21	660390	5237699	73	661934	5237030
22	660220	5237716	74	662022	5236925
23	660126	5237657	75	662144	5236742
24	660271	5237429	76	662054	5236808
25	660447	5237375	77	661928	5236907
26	660738	5237245	78	661605	5237007
27	660588	5237253	79	661350	5237042
28	660860	5237194	80	660863	5237713
29	659472	5233685	81	660511	5237652
30	659528	5233777	82	660572	5237559
31	659573	5233673	83	660709	5237382
32	659605	5233558	84	660901	5237269
33	659634	5233511	85	661021	5237132
34	659674	5233402	86	661087	5237085
35	659689	5233283	87	661198	5237092
36	659686	5233199	88	661297	5236990
37	659710	5232952	89	661349	5236929
38	659679	5232909	90	661486	5236898
39	659344	5232420	91	659648	5237168
40	659288	5232377	92	659665	5236990
41	659219	5232313	93	659679	5236785
42	659164	5232263	94	659469	5237196
43	660272	5233690	95	659462	5237418
44	660333	5233462	96	659450	5237635
45	660378	5233315	97	659407	5237723
46	660540	5233253	98	659492	5238049
47	660566	5233173	99	659362	5238829
48	660537	5232821	100	659152	5238912
49	660136	5232432	101	658899	5238862
50	660446	5238410	102	658814	5238801
51	660690	5238039	103	658953	5238740
52	660556	5238097	104	659015	5238629

105	659187	5238300	159	661285	5235609
106	659248	5238055	160	661300	5235535
107	659267	5237870	161	661320	5235483
108	659123	5237634	162	661361	5235400
109	659175	5237496	163	661466	5235235
110	659239	5237238	164	661511	5235167
111	659272	5237054	165	661545	5235057
112	658967	5238584	166	661541	5235018
113	658814	5238624	167	662902	5236929
114	658521	5238504	168	662953	5236889
115	658207	5238452	169	663163	5236812
116	659580	5236408	170	663315	5236704
117	659598	5236011	171	663206	5236698
118	659823	5235820	172	663087	5236680
119	659960	5235816	173	663196	5236600
120	659652	5235403	178	663266	5236350
121	659825	5234177	179	663096	5236333
122	660247	5233862	180	662904	5236362
123	660289	5233732	181	662620	5236277
125	660532	5233854	182	662511	5236255
126	660559	5233775	183	663063	5236226
127	660573	5233698	184	663167	5236168
128	660565	5233600	185	663317	5236104
129	660592	5233530	186	663154	5236016
130	660634	5233450	187	663047	5236057
131	660663	5233355	188	662935	5236054
132	660547	5233284	189	662859	5236054
133	662170	5237335	190	662775	5236009
134	662359	5237195	191	662617	5235948
135	662691	5237055	192	662514	5235832
136	662556	5236911	193	662326	5235864
137	662502	5236857	194	662252	5235848
138	662448	5236809	195	661794	5238310
139	662434	5236808	196	661446	5234946
140	662407	5236784	197	661345	5234872
141	662325	5236575	198	661281	5234798
142	662291	5236610	199	660397	5233469
143	662177	5236583	200	660384	5233398
144	662202	5236469	201	660474	5233000
145	661995	5236484	202	660538	5232953
146	661930	5236468	203	660567	5232889
147	661350	5236147	204	659827	5233639
148	661273	5236187	205	659993	5233462
149	661248	5236148	206	660053	5233400
150	661219	5236121	207	659995	5233336
151	661245	5236072	208	659970	5233301
152	661211	5236040	209	659925	5233261
153	661123	5236034	210	659891	5233186
154	661110	5235987	211	659904	5233152
155	661210	5235896	212	659933	5233124
156	661260	5235773	213	659970	5233088
157	661262	5235702	214	659946	5233020
158	661185	5235697	215	659963	5232966

216	659970	5232924	269	660392	5233983
217	660241	5232836	270	660402	5234107
218	660362	5232881	271	660409	5234194
219	660149	5232637	272	660582	5234255
220	660143	5232531	273	660523	5234322
221	660098	5232428	274	660475	5234415
222	660094	5232366	275	660493	5234596
223	660070	5232317	276	660612	5234733
224	660062	5232257	277	658027	5233161
225	660100	5232289	278	658072	5233172
226	660160	5232270	279	658078	5233083
227	660213	5232266	280	658265	5232948
228	660333	5232264	281	658309	5232827
229	660309	5231996	282	658394	5232782
230	659929	5232886	283	658465	5232646
231	659901	5232831	284	658412	5232449
232	659857	5232768	285	658468	5232521
233	659827	5232700	286	658447	5232310
234	659795	5232625	287	658223	5232344
235	659784	5232561	288	657802	5234146
236	659714	5232536	289	658067	5234185
237	659447	5232465	290	658285	5234865
238	659509	5232399	291	658496	5235021
239	659888	5232292	292	658735	5235388
240	658869	5233208	293	658739	5235518
241	658681	5233172	294	658295	5235192
242	658238	5233163	295	658206	5235339
243	657952	5233132	296	658374	5235416
244	657586	5233511	297	658378	5235548
245	657541	5233385	298	658438	5235705
246	657584	5233328	299	658186	5235773
247	657523	5233260	300	658144	5235908
248	657471	5233149	301	658095	5235996
249	657475	5233058	302	658133	5236220
250	657364	5232986	303	658560	5236134
251	657146	5232995	304	658686	5236200
252	656988	5232844	305	658778	5236151
253	656948	5232840	306	658782	5236243
254	657064	5232756	307	658635	5236294
255	657359	5232725	308	658383	5236378
256	657409	5232816	309	658030	5237036
257	657522	5232744	310	657998	5237197
258	657590	5232728	311	658115	5237343
259	657600	5232655	312	658117	5237542
260	657716	5232652	313	658001	5237948
261	657746	5232545	314	657716	5237819
262	657818	5232463	315	657843	5238286
263	657844	5232436	316	659858	5235174
264	657897	5232415	317	660409	5235521
265	657948	5232430	318	660569	5235625
266	660188	5233834	319	660437	5235692
267	660270	5233825	320	660420	5235812
268	660298	5233937	321	660055	5236123

322	660051	5239246			
323	660072	5239135			
324	660135	5239125			
325	659817	5238888			
326	661986	5238583			
327	661912	5238809			
328	657664	5239926			
329	657825	5239799			
330	657828	5239695			
331	657912	5239009			
332	657898	5239554			
333	657842	5239335			
334	657817	5239145			
335	657782	5239038			
336	657723	5238827			
324	660135	5239125			
325	659817	5238888			
326	661986	5238583			
327	661912	5238809			
328	657664	5239926			
329	657825	5239799			
330	657828	5239695			
331	657912	5239009			
332	657898	5239554			
333	657842	5239335			
334	657817	5239145			
335	657782	5239038			
336	657723	5238827			



### Legende

- Hauptfoliation
- Faltenachsen
- Transportrichtung
- Datierungsproben
- Dünnschliffproben
- Synform
- Störung gesichert
- Störung vermutet
- Deckengrenze
- Profilspur

#### Quartär

- Fernmoräne
- Lokalmoräne
- Terrassensedimente
- Fluviale Sedimente
- Moränenwall
- Drumlin
- Blockgletscher inaktiv
- Blockgletscher aktiv
- Hangschuttkegel
- Hangschutt
- Schwemmkegel


#### Lithologien

- Serizitphyllit
- Chloritschiefer
- Marmor
- Phyllit
- Phyllitischer Glimmerschiefer
- Glimmerschiefer
- Granitgneis
- Augengneis
- Paragneis
- Amphibolit
- Diabas

1:25.000

0 250 500 1.000 1.500 2.000 Meters






Profile im Maßstab 1 : 25.000

- Legende**
- Lithologien**
- Serizitphyllit
  - Chloritschiefer
  - Marmor
  - Phyllit
  - Phyllitischer Glimmerschiefer
  - Glimmerschiefer
  - Paragneis
  - Granitgneis
  - Augengneis
  - Amphibolit

**B (N)**



**B' (S)**

0  
1000  
2000