

Thomas Hilmbauer–Hofmarcher

Die variszischen Granitoide des Herrschaftskranzes im  
Ingeringtal – Petrologie und Strukturgeologie  
(Seckauer Tauern, Steiermark)

**Bachelorarbeit**

Zur Erlangung des akademischen Grades eines Bachelor of Science an der  
Naturwissenschaftlichen Fakultät der Karl-Franzens Universität Graz

Betreuer

Univ.-Prof. Mag. Dr.rer.nat. Walter Kurz

Institut für Erdwissenschaften  
Karl-Franzens Universität Graz

2018

## EIDESSTATTLICHE ERKLÄRUNG

Ich erkläre an Eides Statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig und ohne fremde Hilfe verfasst, andere als die angegebenen Quellen nicht benutzt und die den benutzten Quellen wörtlich und inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

Graz, April 2018

Thomas Hilmbauer-Hofmarcher

# INHALTSANGABE

ABSTRACT.....	4
1. EINLEITUNG.....	4
1.1 MOTIVATION UND FRAGESTELLUNG.....	4
1.2 GEOGRAPHISCHER ÜBERBLICK.....	4
1.3 GEOLOGISCHER ÜBERBLICK.....	5
2. REGIONALE GEOLOGIE.....	7
2.1 ENTSTEHUNGSGESCHICHTE.....	7
2.2 SECKAUER TAUERN.....	8
2.3 INGERINGTAL.....	9
2.4 HERRSCHAFTSKRANZ.....	9
2.5 LITHOLOGIEN.....	10
3. METHODEN.....	11
3.1 DÜNNSCHLIFFHERSTELLUNG.....	11
3.2 PULVER-RÖNTGENDIFFRAKTOMETRIE .....	11
3.3.DURCHLICHTMIKROSKOPIE.....	12
3.4 QUARZ-C-ACHSEN.....	12
3.5 INVESTIGATOR UND TECTONIC DATA ANALYZER.....	13
4. ERGEBNISSE UND INTERPRETATION.....	13
4.1 ERGEBNISSE DER GELÄNDEARBEIT.....	13
4.2 LITHOLOGIEN.....	15
4.3 STRUKTURGEOLOGIE.....	18
4.3.1 MIKROSTRUKTUREN.....	18
4.4 QUARZ-C-ACHSEN PLOTS.....	21
4.4.1 GLEITSYSTEME UND STRAIN.....	21
4.4.2 VORTICITY UND TEMPERATUR.....	23
4.5 ZUSAMMENFASSUNG.....	25
LITERATURVERZEICHNIS.....	26
ABBILDUNGSVERZEICHNIS.....	28
ANHANG.....	29

# **ABSTRACT**

Obwohl der geologische Aufbau der Seckauer Tauern bereits häufig Gegenstand von Untersuchungen wurde, fehlen teilweise bis heute präzise, zeitgemäße und kleinräumig angelegte Erkenntnisse. Daher wurde das Arbeitsgebiet genau kartiert und nach geomorphologischen, strukturgeologischen und petrologischen Gesichtspunkten genau beschrieben. Im Zuge dessen wurden verschiedene Methoden zur Rekonstruktion der Druck- und Temperaturbedingungen, welche die granitoiden Gesteine der Lokalität geformt haben, angewandt. Dabei wurden grünschieferfazielle Metamorphosebedingungen bei etwa  $340\pm 40^\circ\text{C}$  ermittelt, sowie simple shear als Scherungsgeometrie.

## **1. EINLEITUNG**

### **1.1 MOTIVATION UND FRAGESTELLUNG**

Die Seckauer Tauern waren in der Vergangenheit bereits oftmals Ziel unterschiedlichster wissenschaftlicher Arbeiten, wobei immer akkuratere und genauere Daten gesammelt, ausgewertet und interpretiert wurden. Beispielsweise stammen die Erkenntnisse über das Alter der Paragesteine des Seckauer Kristallins erst aus jüngerer Zeit; ebenso konnte das Eduktalter der Orthogneise teilweise revidiert bzw. präzisiert werden. Auch die Bildungsbedingungen und –mechanismen, die zur heutigen Struktur geführt haben konnten großräumig rekonstruiert werden. Die meisten kleinräumigen wissenschaftlichen Arbeiten über das untersuchte Gebiet (Ingeringtal, Herrschaftskranz) stammen jedoch aus den 60er und 70er Jahren des vorigen Jahrhunderts und können als teilweise überholt betrachtet werden, da neuere Erkenntnisse und technische Methoden zur Untersuchung und Charakterisierung verfügbar sind.

In dieser Arbeit soll das Untersuchungsgebiet neu aufgenommen werden hinsichtlich der Makro- und Mikroskopischen Beschreibung der Lithologien (Petrographie), Auswertung der Mineralogie, strukturgeologische Analyse der Mikrostrukturen, aktive Gleitsysteme und Bildungstemperatur. Im Zuge der Geländearbeiten soll auch eine geologische Karte, basierend auf dem Mineralbestand der Gesteine, erstellt werden.

### **1.2 GEOGRAPHISCHER ÜBERBLICK**

Das Arbeitsgebiet liegt in der Steiermark im Bezirk Murtal und ist auf dem Blatt ÖK 131 Kalwang zu finden. Die Seckauer Tauern (Abb. 1) stellen den östlichsten Teil Niederen Tauern dar und werden im Norden durch das Palten- und Liesingtal, im Südosten von der Mur (ab Zeltweg) und im Südwesten sowie Westen vom Pöls- und Triebenbach begrenzt. Im engeren Sinne ist die Südgrenze der Ingeringbach bei

Seckau, die südlicheren Berge davon werden als „Gaaler Höhenzug“ bezeichnet. Daher ist auch „Seckauer Alpen“ ein allgemeiner Begriff.

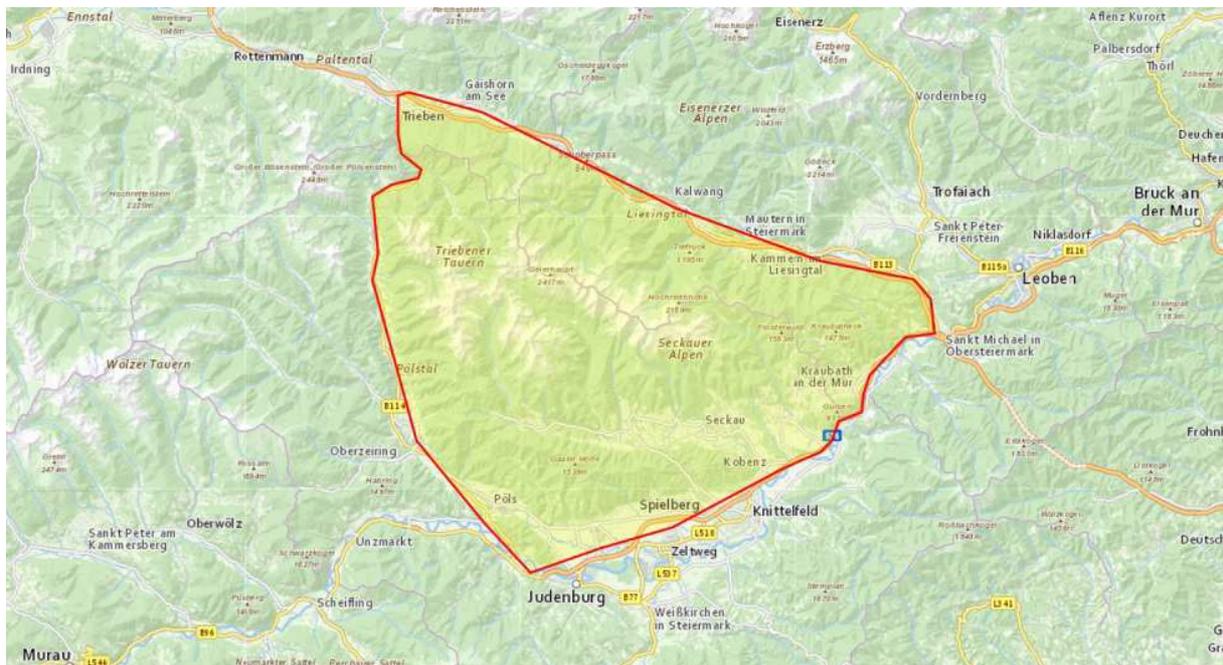


Abb. 1: Geographische Lage der Seckauer Tauern. Quelle: GIS Steiermark

Das Untersuchungsareal (Herrschaftskranz) befindet sich westseitig des Ingeringtals (Abb. 2) auf Höhe der Lokalität „Waldsäge“. Die Zufahrt in das Tal erfolgt durch die Ortschaft Ingering II, etwa 10km westlich der Ortschaft Seckau.

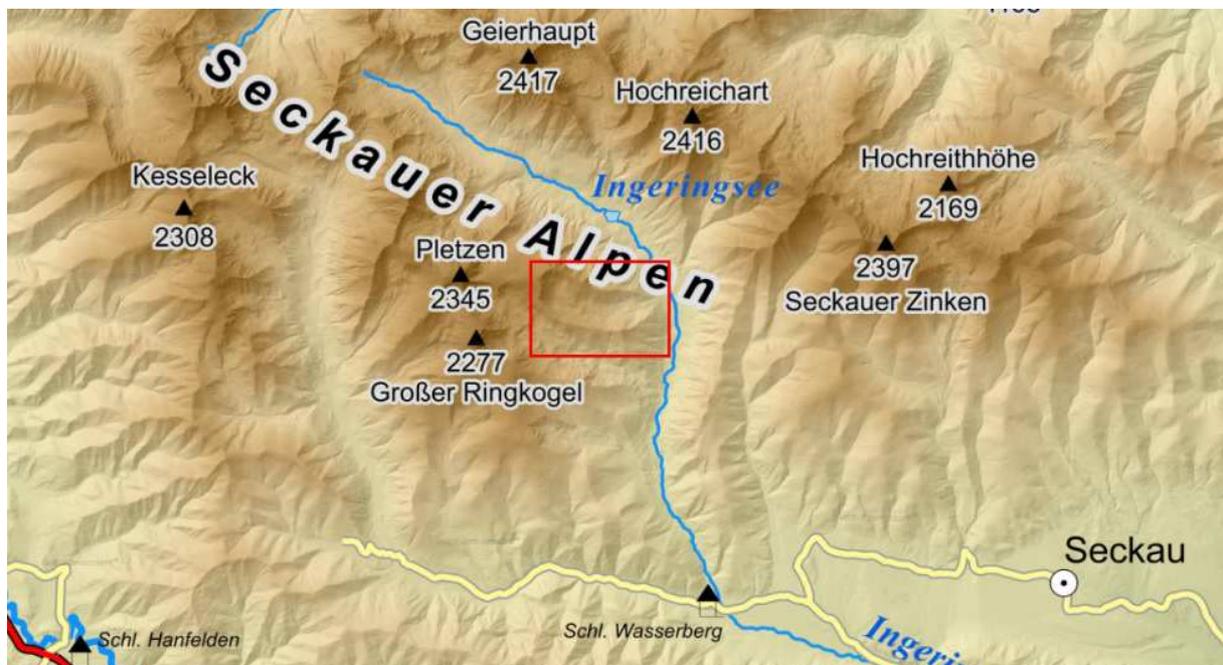


Abb. 2: Lage des Ingeringtals und Arbeitsgebiet (Herrschaftskranz, rote Markierung). Quelle: GIS Steiermark

### 1.3 GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

Die Seckauer Tauern bilden einen Teil des Mittelostalpins (Tollmann, 1977) und setzen sich aus einem Basement, dem Seckauer Kristallin und einem Cover, der Rannach-Formation zusammen. Nach der Gliederung von Schuster et al. (2004) können die Austroalpinen Einheiten (Ober- und Mittelostalpin) in vier Deckensysteme eingeteilt werden, wobei die Seckauer Tauern, wie in Abbildung 3 ersichtlich, zum Silvretta-Seckau-Deckensystem gehören (Schmidt et al., 2004). Dieses bildet die geologisch tiefste Einheit und wird im hangenden vom Koralmpe-Wölz-, Ötztal-Bundschuh- und Gurktal-Drauzug-Deckensystem überlagert.

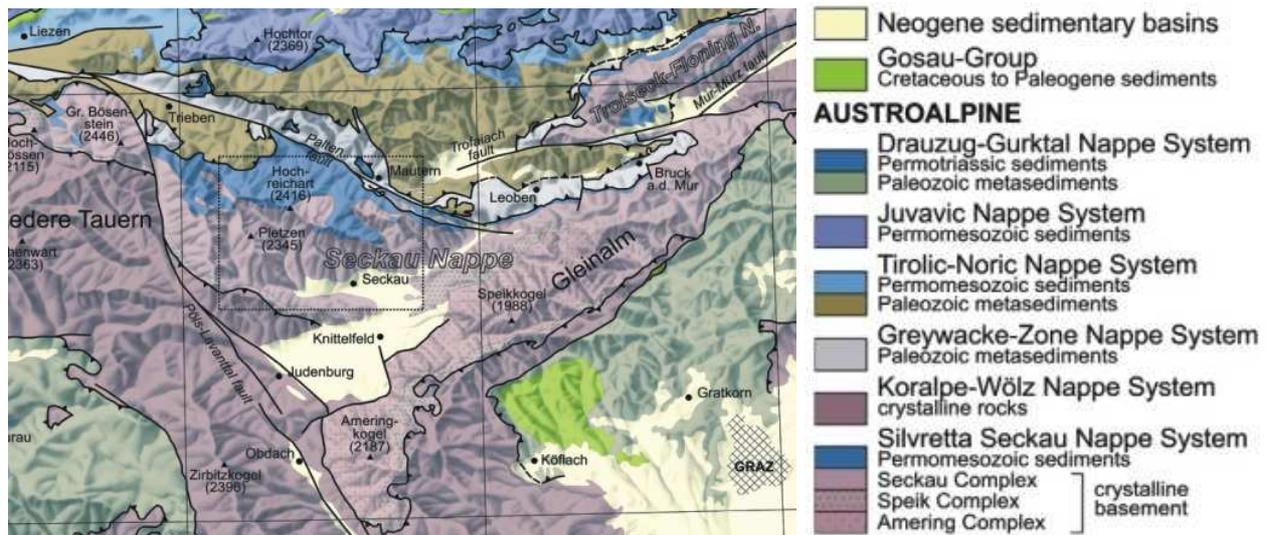


Abb. 3: Geologische Karte der Seckauer Tauern und Deckensysteme (nach PFINGSTL et al., 2015)

Wie Metz (1976) ausführte, ist die geologische Einheit der Seckauer Tauern allseitig von tektonischen Bewegungsbahnen unterschiedlichster Art begrenzt. Die Ostgrenze wird nur durch einen schmalen Streifen gebildet, wobei stark zerbrochene und zerlegte Gneise vorherrschen. An der Nordseite ist eine steile Bewegungsbahn die Grenze gegen die Grauwackenzone, die als tektonisch höchstes Stockwerk die klastische Rannachformation überlagert. Nach Scharbert (1981) wird die Süd- bzw. Südwestgrenze von einer tektonischen Zone begleitet (Flatschacher Zug, Gaaler Schuppenzone), die sich aus Amphiboliten und Gneisen des Gleinalmkristallins, Anteilen des Seckauer Kristallins und der sedimentären Rannachserie zusammensetzt. Abgeschnitten durch die Pölsstörung grenzt das Seckauer Kristallin im Westen an den Wölzer Glimmerschiefer; Fortsetzung findet es im NW durch das Kristallin des Bösensteinmassivs.

An der Westseite des Ingeringtals befindet sich in Hangendposition die Orthogneismasse des Ringkogels über den Schiefen ihrer südlichen Basis. Die mächtige Gneismasse der Ringkogel – Pletzen – Sonntagkogel – Masse steht gegen Ost isoliert gegenüber dem Hauptkammzug Seckauer Zinken – Hochreichart – Geierhaupt – Schrimpfkogel – Kettentalkogel, wobei sie gegen West durch den oberen Gaalgraben abgeschnitten wird.

## 2. REGIONALE GEOLOGIE

### 2.1 ENTSTEHUNGSGESCHICHTE

Die Austroalpinen Einheiten formen einen komplexen Deckenstapel aus Krustenmaterial und können in eine Untere- und Obere Austroalpine Subeinheit eingeteilt werden (Schmidt et al., 2004; Froitzheim et al., 2008).

Plasienska (1995), Froitzheim et al. (1996), Neubauer et al. (2000) und andere beschreiben den Zusammenhang der Eoalpinen Metamorphose durch die Kollision der Austroalpinen Einheit mit einem anderen Kontinent-Fragment nach der Schließung des Meliata-Ozeans nach Süd bzw. Südost.

Die rezente Untere Austroalpine Subeinheit wird von Mandl et al. (2014) als kontinentale Grenze zum Piemont-Ligurischen Ozean interpretiert; betroffen von der Jura-Öffnung und damit einhergehender Extension. Die Deckenstapelung erfolgte während der Oberen Kreide bis zur Eozän-Schließung des Ozeanischen Beckens und verursachte eine Überlagerung der Penninischen Decken (ozeanischer Ursprung) der Ostalpen. Die Obere Austroalpine Subeinheit repräsentiert einen Deckenstapel, der v.a. während des Eo-alpinen Events in der frühen Kreide bis zur frühen späten Kreide geformt wurde. Den untersten Teil stellt das Silvretta-Seckau Deckensystem dar (Schmidt et al., 2004), bestehend aus Basement mit einer dominierenden Variszischen metamorphen Überprägung und Resten von permischer bis unter-triassischem Cover. Das Basement wird überwiegend von Amphiboliten sowie Para- und Orthogneisen aufgebaut, wobei die Gesteine eine Vielzahl unterschiedlicher Varietäten und Ausprägungen annehmen. Neubauer (2002) beschreibt die Entwicklung der Orthogneise aus magmatischem Gestein aus dem Kambrium bis Ordovizium; sie repräsentieren alle Stufen eines plattentektonischen Zyklus, von Prä- zu Post-Kollision (Präkambrium bis Ordovizium). Scharbert (1981) und Schermaier et al. (1997) definieren eine zweite Intrusionsserie an der Grenze Unter-/Ober-Karbon ( $354\pm 16\text{Ma}$ ), wohingegen neuere Erkenntnisse von Mandl et al. (2018) das Intrusionsevent als früh variszischen Magmatismus (zw.  $374\pm 4\text{Ma}$  und  $359\pm 8\text{Ma}$ ) charakterisieren.

Eine alternative Theorie legen Stüwe und Schuster (2010) vor, wonach die rezenten Deckenstapel bei der Bildung eines alpinen Orogen-Wedges entstanden, ausgehend von einer Intrakontinentalen Subduktionszone die sich aus einer Transformstörung (sinistraler Versatz) entwickelte. Diese Störungszone verband im späten Jura den Penninischen Ozean (Alpine Tethys) und die Neotethys (Meliata). Die Eoalpine Deformation und Metamorphose reichte von der frühen Kreide bis frühe späte Kreide und ging mit einer Deckenstapelung, assoziiert mit allgemeiner Top-to-the-west Stellung, einher.

## 2.2 SECKAUER TAUERN

Wie Schmidt et al. (2004) darlegt, sind die Seckauer Decken Teil des Silvretta-Seckau-Deckensystems und repräsentieren die unterste Einheit des Oberen Austroalpinen Komplexes. Aufgebaut werden diese nach Scharbert (1981), Kurz et al. (2012), Mandl et al. (2016, 2018) und anderen aus (Prä-) variszischem kristallinen Basement, dominiert von Paragneis und Amphiboliten in welche Granite und Granodiorite ( $\pm$  Pegmatite) intrudiert sind. Die Rannach-Formation stellt mit seinen permisch- bis mesozoischen Metasedimenten das Cover des pre-alpinen Basements dar.

Nach Kurz et al. (2012) sind die Granitoide Teil eines Batholiten mit variszischem Protolithalter. Während der Deckenstapelung in der Kreide wurden die Gesteine von der Eoalpinen Deformation (Amphibolitfazies) und anschließender Extension mit grünschieferfazieller Metamorphose erfasst. Generell können in den Seckauer Tauern drei Typen von Magmatiten unterschieden werden: Granite, Granodiorite und (lokal) Quarz-Monzonite. Die ursprünglichen Magmen differenzierten im Zuge unterschiedlicher Intrusionssequenzen von Intermediärem (Qz-Monzonit) I-Typ zu saurem S-Typ (Granit, Granodiorit). Alle Granitoide zeigen lt. Pfingstl et al. (2013) einen kalkalkalinen Trend (AFM); dies suggeriert, wie von Scharbert (1981) bereits vermutet, eine Entstehung während einer Subduktionsphase.

Aktuelle Untersuchungen von Mandl et al. (2016) an detritären Zirkonen (U-Pb Methode) zeigen ein Präkambrisches Alter der Paragneise zwischen  $570\pm 8\text{Ma}$  und  $563\pm 7\text{Ma}$  mit Kernaltern von ca. 2Ga. Später erfolgten zwei magmatische Intrusionsevents, welche die Protolithe des rezenten Seckauer Kristallins formten. Die erste Intrusion von Granitoiden erfolgte zwischen  $506\pm 7\text{Ma}$  und  $494\pm 4\text{Ma}$ , die zweite Intrusion ist früh variszischem Magmatismus geschuldet und kann zwischen  $374\pm 4\text{Ma}$  und  $359\pm 8\text{Ma}$  datiert werden. Weiters schlussfolgert Mandl et al. (2016), dass die Umwandlung der Gesteine in (Zweiglimmer-) Gneis während subsequenter amphibolitfazieller (variszischer) Metamorphose stattfand. Im Zuge dessen konnten die bisher angenommenen Eduktalter (Scharbert, 1981) der Intrusiva (ca.  $432\text{Ma}$  und  $350\text{Ma}$ ; Rb/Sr) revidiert werden.

Wie Pfingstl et al. (2013) ausführte, folgte der Eoalpinen grünschieferfaziellen Metamorphose die Exhumation und somit Abkühlung des Seckau Massivs. Dabei konnte mit der Rb-Sr-Methode (Bt aus Granodiorit) die Abkühlung unter  $300\pm 50^\circ\text{C}$  auf das Santon ( $85\text{Ma}$ ) eingegrenzt werden. Mit der Exhumation und Abkühlung ging auch eine Top-to-the-WNW extensionale Scherung einher. Eine post-kretazische metamorphe Überprägung der Seckauer Decken kann aufgrund von Spaltspur-Analysen ausgeschlossen werden (Heijl et al., 1997).

## **2.3 INGERINGTAL**

Beim Ingeringtal handelt es sich um ein südlich bis südöstlich gerichtetes Tal mit einer maximalen Ausdehnung von 15km (Quelle bis Gaalbachmündung). Der eher seichte Ingeringsee liegt auf 1.221 m ü.d.M. und wird von zwei Murkegeln begrenzt (Nagl, 1976). Wie Metz (1957) bereits früh erkannte, liegt der Abschnitt des Ingeringtales zwischen „Waldsäge“ und Ingeringsee im Bereich mehrerer Bruch- und Zerlegungszonen, was auch morphologisch zum Ausdruck kommt. Südlich dieses Abschnitts findet sich ostseitig ein eher steiles NE-Einfallen, wohingegen die Ringkogel-Orthogneise ein flaches SW-Einfallen zeigen. Die Entwicklung des betrachteten Gebiets ist stark an die Bewegungsbahnen Puchschaden – Vorwitz – Ingering und Madlgraben – Sundlsee – Thierscharte – oberer Gaalgraben gebunden. Diese scheiden nur linsenförmige Teilkörper aus den Großkörpern, bilden jedoch keine eigenständigen Körper. Bei der Ingeringstörung handelt es sich um eine WNW bzw. NW verlaufende postkristalline Bewegungsbahn, die parallel zum Tal verläuft und Großteils vom Talboden mit Moränen, mächtigen Schwemmmassen und Schuttkegel verhüllt ist. Die Diskrepanz beider Talseiten wird von Metz (1976) als Bruchlinie bzw. Fortsetzung der Störung nördlich des Pabstriegelkörpers und Grund für das plötzliche abknicken im Oberlauf des Tals nach NW gedeutet. Die steile Stellung der Ingeringstörung bewirkte postkristalline Mylonitbildungen, Schuppungen in den Schiefergesteinen sowie Steilstellung der Gesteine.

Die oberflächlichen Überdeckungen und die Morphologie des Tals sind lt. Nagl (1976) auf ausgeprägte Aktivitäten während (Inter-) glazialen Phasen (v.a. Würm, Riß) zurückzuführen. Dabei hinterließ der s.g. „Ingering-Gletscher“ End- und Seitenmoränen mit anschließenden Sanderflächen. Genährt wurde der Gletscher von mehreren Großkaren (zB. Pletzen 2.345m).

Die sedimentäre Talfüllung ist nach Strauss (2000) als Ingering-Formation bekannt, erreicht bis zu 2.000m Mächtigkeit und ist dem Unteren bis Mittleren Badenium zuzuschreiben. Hölzel et al (2001) stellte in den sedimentären Lagen eine lakustrine coarsening-upward-Abfolge fest, die er als ein von Nord nach Süd progradierendes Delta interpretierte. Die Deltafront progradierte lt. Hölzel und Wagreich (2004) im Miozän in das Fohnsdorfer Becken, welches das größte innermontane Becken (pull-apart) am Mur-Mürz-Störungssystem darstellt. Im Liegenden der Ingering-Formation befinden sich Pelite und geringmächtige Sandsteinlagen (Pro-Deltafazies), darüber folgen sandreichere Schichten mit großformatigen Schrägschichtungen (Deltafront), die in quarzreiche Konglomerate und kiesführende Sande übergehen (Deltafront bis Deltaplattform).

## **2.4 HERRSCHAFTSKRANZ**

Der Herrschaftskranz ist ein kleineres Trogtal an der Westseite des Ingeringtals (Abb. 2); erschlossen ist es nur spärlich durch Forstwege und Jägersteige die durch den „Kranzwald“ führen. Die rezente Form des Herrschaftskranzes mit seinen deutlichen

Treppenkaren entstand, wie in Abb. 4 dargestellt, durch Bacheinschnitte (bzw. Klamm) in der Interglazialzeit mit darauf folgender Ausschürfung zu einem Trog bzw. geschliffenen Becken in der Glazialphase.

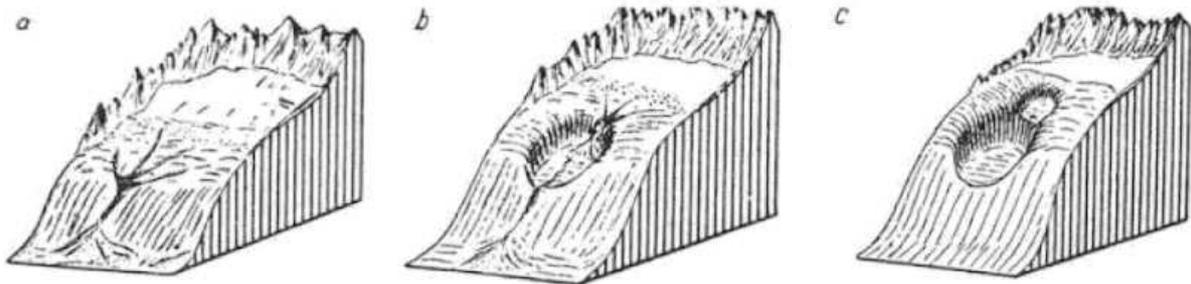


Abb. 4: Schema der Entstehung eines Treppenkars (nach LOUIS, 1979)

- [a] Einschneiden eines Baches in die Stufenmündung eines Karbodens während einer Interglazialzeit.
- [b] In einer folgenden Eiszeit wird der Einschnitt durch Gletschererosion zu einem geschliffenen Becken (Durchgangskar) umgeformt.
- [c] Eine weitere Vergletscherungszeit weitet den durch mehrere Bachkerben ausgeschnittenen Bereich weiter.

Nagl (1976) konnte im Herrschaftskranz auch einige Hinterlassenschaften eines wärmeiszeitlichen Gletschers abgrenzen, wie etwa Seitenwälle, Grundmoränen und Terrassen. Die Riß-Kaltzeit wird erst wieder im Ingeringtal verfolgbar; Relikte der älteren Mindel-Eiszeit sind nicht zu bestimmen.

Die starke tektonische Bewegung und Zerlegung der Gneise führte vermutlich zu einer besseren Wasserwegigkeit sowie einer damit einhergehenden Begünstigung der Entstehung von Karen. Metz (1976) lokalisierte eine WNW streichende postkristalline Störungsbahn, die von Ingering in den Madlgraben zieht und parallel zum NW-Teil des oberen Ingeringstals ist. Generell liegt der Abschnitt zwischen „Waldsäge“ und Ingeringsee im Bereich mehrerer Bruch- und Zerlegungszonen, welche den Herrschaftskranz miteinbeziehen.

## 2.5 LITHOLOGIEN

Typisch für das Seckauer Kristallin sind unterschiedlichste Typen saurer granitoider Gneise, die in einem Rahmen aus Paragneisen stecken. Dabei sind Paragesteine unterschiedlicher Mächtigkeit den Orthogneiskörpern zwischengelagert. Nach Scharbert (1981) streicht der Para- und Orthogneiskomplex i.A. WNW bis NW mit generellem NE Fallen. Die grünschieferfazielle Überprägung (Pfungstl et al., 2013) erfasste alle Gesteine des Seckauer Kristallins und ist oftmals im Handstück besser erkennbar als im Dünnschliff. Im Gelände sind deutlich die Spuren tektonischer Beanspruchung sichtbar; diese reichen von Verschieferungen, kataklastischen Zerbrechungen bis Mylonitisierung entlang junger Störungen.

Die einzelnen Gesteinstypen scharf voneinander zu trennen und selbstständigen, petrographisch definierten Körpern zuzuordnen gestaltet sich im Arbeitsgebiet sehr

schwierig. Bei gleichbleibender granitoider Zusammensetzung bestehen in kleinem Maßstab textuelle Übergänge, so können innerhalb weniger Meter verschiedenste Gesteinsvarietäten auftreten; diese sind etwa Augengneise, Granitgneise, Zweiglimmergneise, Flasergneise, porphyrische und feinkörnige Granitgneise, migmatische Gneise usw. Bereits Metz (1976) erkannte die enge Verbundenheit granitischer und gneisiger Gesteine im Großaufschluss sowie das Auftreten vieler Mischtypen, die fließend miteinander verbunden sind. Auch der Biotit- und Kalifeldspat-Anteil kann innerhalb weniger Meter stark variieren.

### **3. METHODEN**

#### **3.1 DÜNNSCHLIFFHERSTELLUNG**

Die im Gelände genommenen Proben (HH1 bis HH23) wurden hinsichtlich ihrer Eignung zur weiteren Bearbeitung sortiert und eingeteilt. Nach Markierung geeigneter Schnittlagen wurden die Handstücke mit einer Diamanttischsäge im Nassverfahren zu passenden Steinquadern verarbeitet. Bei im Gelände orientiert genommenen Proben wurde ein XZ-Schnitt durchgeführt; dabei entspricht die Schnittrichtung der Lage parallel zur Lineation und normal auf die Foliation. Nach mehreren Schleifvorgängen (Probe und Objektträger), bei der die Körnung des Schleifmittels (Siliziumkarbidpulver) sukzessive erhöht wurde (240 bis 600  $\mu\text{m}$ ), konnte der Probenquader mittels 2-Komponentenkleber (Epoxidharz) auf den Objektträger aufgebracht werden. Nach vollständiger Aushärtung des Klebstoffes auf dem Heitzisch konnte die Dicke der Gesteinsproben mittels Nassverfahren auf rund 100 $\mu\text{m}$  und in weiterer Folge mit einer Spezial-Schleifmaschine auf 50  $\mu\text{m}$  reduziert werden. Um die gewünschte Dicke von 30-35 $\mu\text{m}$  zu erreichen wurde händisch geschliffen (Siliziumkarbidpulver, Körnung 600), wobei die graue Interferenzfarbe der Quarzminerale unter dem Polarisationsmikroskop als Reverenz (Michel-Levy colour chart) diente. Um die nachträgliche Veränderung und Alteration zu vermeiden, wurden alle Schlitze mit einem aufgeklebten Glasplättchen abgedeckt.

#### **3.2 PULVER-RÖNTGENDIFFRAKTOMETRIE**

Ein Pulverdiffraktometer dient der Strukturanalyse einer polykristallinen Probe. Mithilfe der Beugungswinkel bei der Röntgenbeugung und der Wellenlänge der verwendeten Röntgenstrahlung können die Gitterebenen eines Kristallgitters und somit die Mineralart und -bestand ermittelt werden.

Von den zu untersuchenden Proben wurden etwa erbsengroße Fragmente abgeschlagen, wobei darauf geachtet wurde keinerlei verwittertes Material miteinzubeziehen. In einem Mörser wurden die Bruchstücke anschließend zu einem feinen Pulver verarbeitet; hierbei ist die Korngröße von entscheidender Bedeutung für die spätere Präzision der Messungen. Die darauffolgende Aufbringung auf den

Probenträger erfolgte mittels einer Rasierklinge und Glasplättchen. Für die Messung wurde eine Bragg-Brentano-Anordnung mit fester Probe (2-Theta-Geometrie) verwendet, die Ergebnisse wurden mithilfe des Vergleichs von Referenzdaten aus einer Datenbank ermittelt. Verwendet wurden Winkelgeometrien von 5° bis 51,5° mit Schritten von 0,1° und einer Schrittgeschwindigkeit von einer Sekunde.

### **3.3 DURCHLICHTMIKROSKOPIE**

Die Mineralogie, Gefüge und kinematische Indikatoren der Dünnschliffe wurden mittels Polarisationsmikroskopie ermittelt. Verwendet wurde dazu ein Olympus BX50 Mikroskop. Für aussagekräftige Lichtbilder der Schliffe wurde eine spezielle aufgesetzte Farbkamera (Zeiss Axiocam IC) mit einer Auflösung von 1,4 Megapixel eingesetzt. Für strukturgeologische Analysen (Kinematik, Rheologie, Gleitsysteme) wurden ausschließlich orientierte Proben (XZ) verwendet. Dünnschliffe ohne Orientierung wurden zur petrographischen Auswertung verwendet.

Die petrographische Analyse, wie auch die darauf aufbauende geologische Kartierung des Arbeitsgebiets, erfolgte durch die Auswertung des Mineralbestandes der granitoiden Gesteine. Dazu wurde mithilfe eines s.g. Point-counters eine statistisch signifikante Anzahl ( $300 \pm 50$ ) von Mineralen im Dünnschliff bestimmt, der daraus resultierende Modalbestand normiert und zur Gesteinsbestimmung in ein Streckeisendiagramm geplottet.

### **3.4 QUARZ-C-ACHSEN**

Die Orientierungen der Quarz-c-Achsen (lattice preferred orientation) in einer Gesteinsprobe lassen Rückschlüsse auf die Deformationsmechanismen und Temperaturbedingungen, denen das Gestein ausgesetzt war, zu. Für die Darstellung werden die Daten auf ein Stereogramm geplottet, wobei die Y-Richtung parallel zur Aufnahmerichtung liegt, während die X und Z Richtung auf die x- und y-Achsen des Stereogramms geplottet werden. Die sich daraus ergebenden LPO-Plots der Quarz-c-Achsen geben Aufschluss darüber, welche Gleitsysteme während der Deformation aktiv waren. Auch werden damit Aussagen zu den Metamorphosebedingungen (P-T) sowie dem Scherungs-Plättungsverhältnis (simple-pure shear) während der Deformation möglich.

Wie Passchier & Trouw (2005) beschreiben, muss für ein Gleiten entlang der Kristallflächen der „critical resolved shear stress“ (CRSS) überwunden werden; dabei überschreitet die vorherrschende Differentialspannung die kritische Scherspannung der Minerale. Bei Überschreitung beginnt die allmähliche Übertragung von Fehlstellen an den Rand des Kristallgitters (dislocation glide), wodurch sich neue Minerale bilden können und indirekt Rückschluss auf die Deformations- bzw. Metamorphosebedingungen getroffen werden kann.

Für die Erstellung von Plots der Lattice preferred orientation (LPO) wurden die orientierten Dünnschliffe mittels Photometeranalyse untersucht; dabei wurde das Auswertungsgerät „Crystal Imaging System G50 Fabric Analyser“ von Russell-Head Instruments verwendet. Dabei handelt es sich um ein computergesteuertes, automatisiertes Polarisationsmikroskop, das im Dünnschliff anhand einer Vielzahl von Aufnahmen desselben Ausschnitts in unterschiedlicher Polarisationsrichtung die Achsenlängen der Quarzminerale analysiert. Durch die unterschiedliche optische Auslöschung lässt sich auf die Lage im Schliff schließen. Die Daten wurden mit einer Auflösung von 10µm und einem Ausschnitt von 3x5 (bzw. 4x5) Rasterzellen erstellt.

### **3.5 INVESTIGATOR UND TECTONIC DATA ANALYZER**

Da die computergestützte Photometeranalyse zwar die Länge der c-Achsen ermitteln, jedoch die unterschiedlichen Minerale nicht differenzieren kann, ist es notwendig die vorliegenden Daten manuell auszuwerten. Dazu wurde eine stereographische Projektion (Punktprojektion) mittels der Software „Investigator G50 v5.9 Graz“ erstellt. Um die Signifikanz der Ergebnisse zu gewährleisten, war eine Einzelkornanalyse von rund 500±50 Quarzkörnern erforderlich.

Die sich daraus ergebenden Daten wurden als Lineare mithilfe der Software „Tectonic data analyzer v2.0.0.83“ als Isolinienplots dargestellt.

## **4. ERGEBNISSE UND INTERPRETATION**

### **4.1 ERGEBNISSE DER GELÄNDEARBEIT**

Die Proben und Orientierungsdaten (Clar) wurden im Rahmen von neun Geländebegehungen (2016) über einen Zeitraum von zwei Monaten aufgenommen. Dabei wurden insgesamt 78 Aufschlüsse und Strukturen dokumentiert und 23 Gesteinsproben (Tab. 1) gesammelt, von denen 22 zu Dünnschliffen für die weitere Analyse weiterverarbeitet wurden. Im Gelände wurde bei der makroskopischen Gesteinsansprache ausschließlich zwischen metasedimentärem Gestein (Paragneis), granitoidem Gestein (Orthogneis) und Ganggesteinen (Pegmatit) unterschieden. Bei den Untersuchungen im Herrschaftskranz wurden kompakte Paragesteinskörper nur randlich im nördlichen Bereich des Kranzwaldes angetroffen. Der Übergang von Ortho- zu Paragneisen ist in diesem Bereich kontinuierlich.

Aufgrund der umfangreichen Zerlegung der Gesteine sind aussagekräftige Orientierungsmessungen nur selten möglich; auch der Grad der Vergneisung kann bereits im Meter-Bereich (<10m) von stark deformiert bis undeformiert schwanken. Wie auch bereits Scharbert (1981) und Metz (1976) feststellten, ist es dadurch schwierig die einzelnen Typen scharf voneinander zu trennen und selbstständigen, petrographischen Körpern zuzuordnen; bei gleichbleibender granitoider

Zusammensetzung können kleinräumig texturale Übergänge auftreten. Im Gegenzug zur älteren Literatur wird in dieser Arbeit nicht der texturale Habitus der granitoiden Gneise als Kartierungsgrundlage herangezogen, sondern der Mineralbestand.

Probe	Latitude (N)	Longitude (E)	Schieferung	Lithologie	X-Z-Schliff	XRPD
HH1	47°19,771"	14°40,170"	(195/50)	Ortho	X	X
HH2	47°19'43,713"	14°40'16,238"	(30/75)	Para	X	X
HH3	47°19'43,713"	14°40'13,238"		Pegmatit		
HH4	47°19'41,90"	14°40'14,92"		Ortho		
HH5	47°19'33,783"	14°40'20,02"	(180/25)	Ortho	X	X
HH6	47°19'39,5"	14°40'14,2"		Ortho		
HH7	47°41'23,995"	13°20'24,001"		Ortho		X
HH8	47°41'23,995"	13°20'24,001"		Ortho		
HH9	47°19'50,836"	14°40'0,053"	(218/70)	Ortho	X	X
HH10	47°19'31,025"	14°40'12,523"		Ortho		X
HH11				Ortho		X
HH12	47°20'4,880"	14°39'48,459"		Ortho		
HH13				Ortho		
HH14	47°19'31,025"	14°40'12,526"		Ortho		
HH15	47°19'20,044"	14°40'8,471"		Ortho		
HH16	nahe HH15			Ortho		
HH17	47°19'47,499"	14°39'29,613"		Ortho		
HH18	nahe HH19		(38/82)	Ortho		
HH19	47°19'2,577"	14°40'22,252"	(44/63)	Ortho	X	
HH20	47°19'10,870"	14°40'6,454"	(210/54)	Ortho		X
HH21	47°4'28,991"	15°26'57,548"	(298/72)	Aplit		
HH22	nahe HH21		(186/50)	Ortho		X
HH23	47°5'7,183"	14°38'15,451"		Ortho		X

Tab. 1: Auflistung der Probandaten

Die granitoiden Gesteine des Herrschaftskranzes zeigen ein Streichen nach NW und generell flaches SW-Einfallen (Abb. 5); dies deckt sich auch mit älterer Literatur (Metz, 1957). Als durchschnittlicher Einfallswinkel wurde  $53 \pm 16^\circ$  ermittelt, wobei rund 18% der Daten zwischen  $11^\circ$  und  $20^\circ$  liegen.

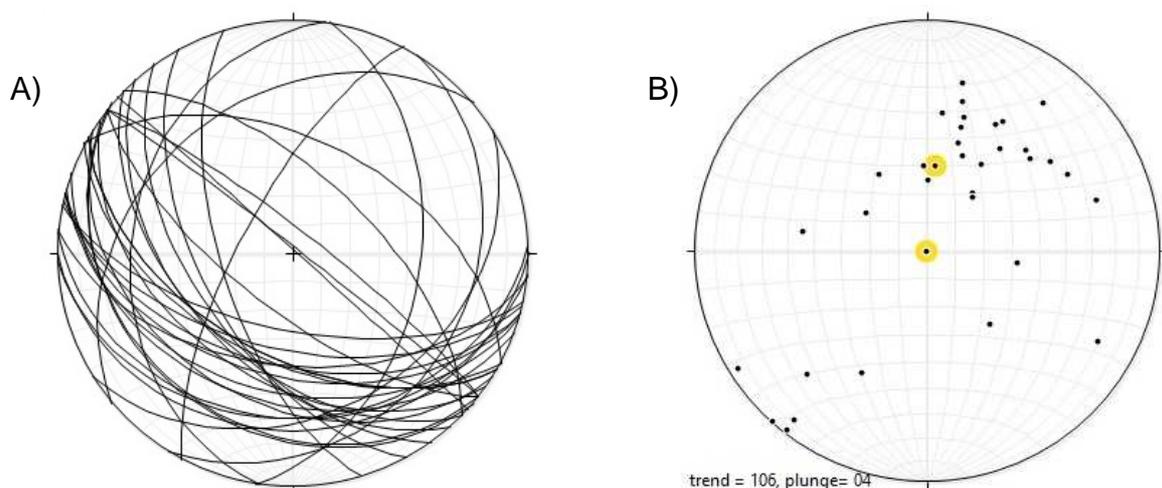


Abb. 5: Darstellung der gemessenen Schieferungsflächen der granitoiden Gneise (Stereonet)  
 (A) Darstellung als Großkreise; (B) Darstellung als Polpunkte

Bei den gemessenen Bewegungsbahnen handelt es sich vorwiegend um postkristalline steilstehende Bruchstörungen, welche vermutlich die schalenförmige Morphologie des Herrschaftskranzes, wie in Abb. 6 deutlich wird, nachzeichnen. Möglicherweise sind diese auch mit der WNW streichenden Störungsbahn, die von der Ingering in den benachbarten Madlgraben zieht, assoziiert.

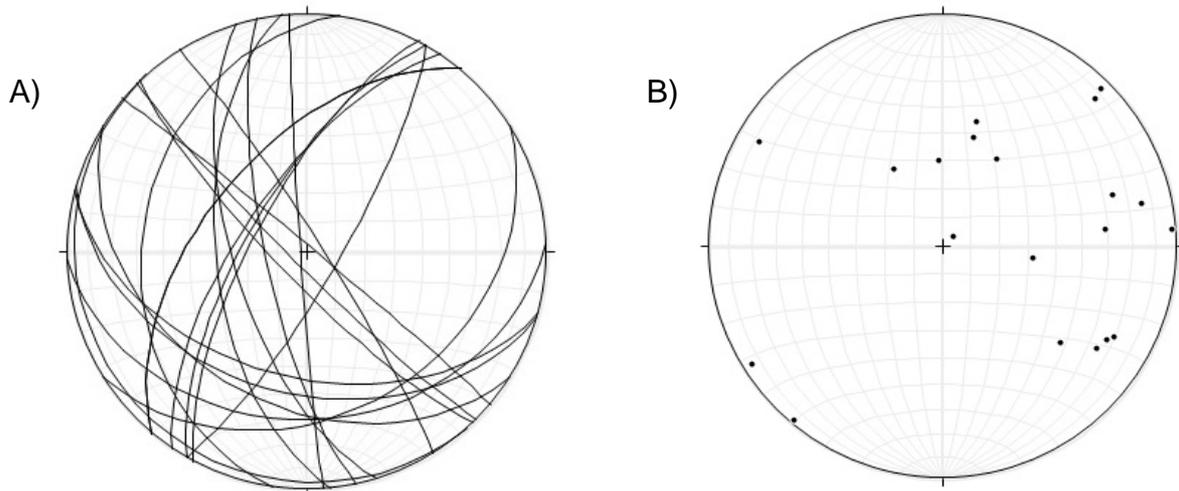


Abb.6: Darstellung der gemessenen Bewegungsbahnen im Herrschaftskranz (Stereonet)  
 (A) Darstellung als Großkreise; (B) Darstellung als Polpunkte

Für Paragesteine können keine generellen Aussagen getroffen werden, da diese im Untersuchungsgebiet nur randlich auftreten und die vorliegenden Daten keine signifikanten Ergebnisse zulassen. Vereinzelt Geländemessungen lassen jedoch auf ein NE Einfallen mit NW Streichen schließen.

Den unterschiedlichen Gesteinskörpern sind mehrfach Gänge mit Pegmatitgneis zwischengelagert (<10m), die ebenfalls Deformationstexturen aufweisen und somit zumindest prä-alpidischen Ursprungs sein müssen.

## 4.2 LITHOLOGIEN

Aufgrund der Vielzahl von granitoiden Gneis-Varietäten bzw. dem fluktuierenden Wechsel von Gesteinstexturen im Arbeitsgebiet wurden die Gesteine anhand ihrer Mineralzusammensetzung definiert. Dabei wurde anhand des modalen Bestandes der felsischen Minerale und dessen Anteile am Gesteinsverband ein Protolith (QAPF-Diagramm) und somit die Gesteinsbezeichnung ermittelt.

### Granodiorit- und Tonalit-Gneise

Das Gros der Gesteine im Herrschaftskranz wird von polymikten Orthogneisen granodioritischer und tonalitischer Zusammensetzung gestellt, wobei Granodiorit-Gneise überwiegen. Dabei handelt es sich um hellgraue, quarzitische Gneise die eine fein bis grobkörnige Textur sowie eine stark schwankende Ausprägung der

Schieferung zeigen. Die räumliche Anordnung der Gemengteile kann von linear gestreckt zu lentikular – flaserig bis augenförmig übergehen, wobei porphyroklastische Strukturen zumeist an Bewegungsbahnen gebunden sind und innerhalb weniger Meter variieren können. Wie in Abb. 7 ersichtlich, führt das Gestein als Glimmer vorwiegend Biotit (Bt), der ein anisotropes Gefüge ausbildet und durch seine parallele Anordnung die Foliation definiert.

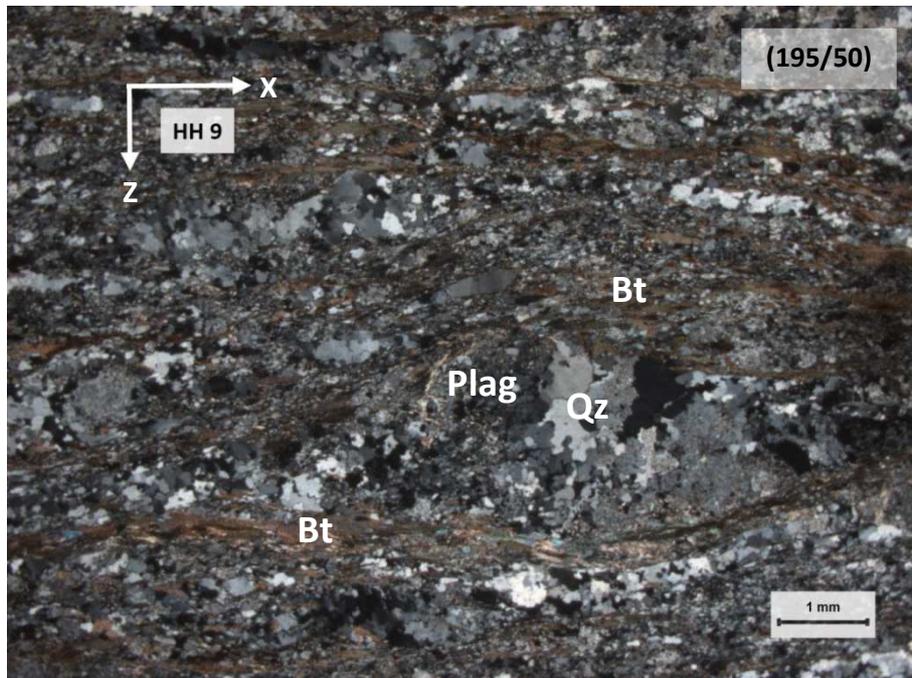


Abb. 7: Probe HH9 mit gekreuzten Polarisatoren

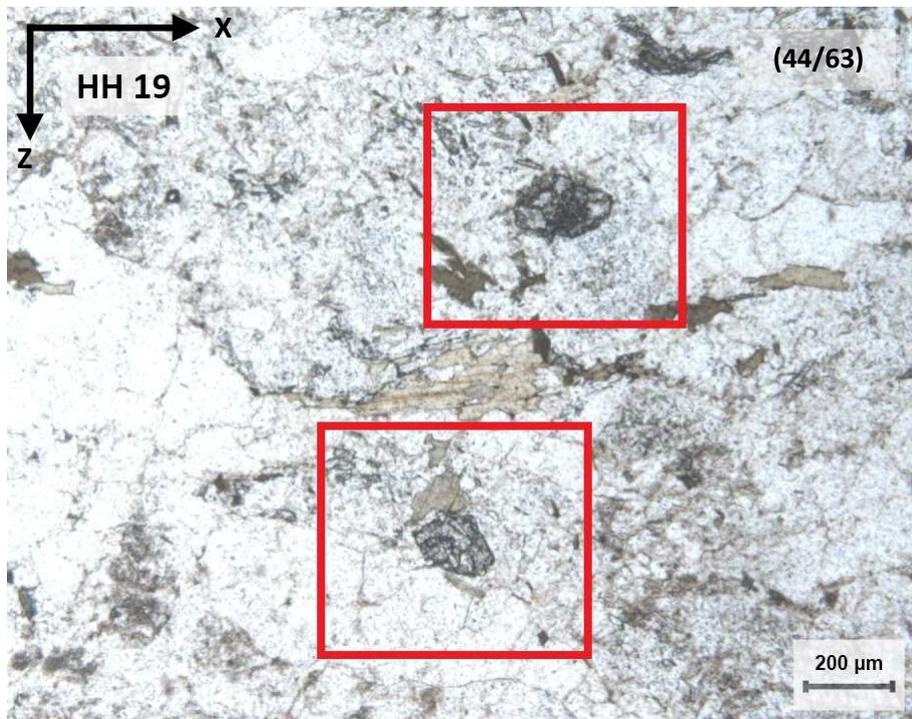


Abb. 8: Probe HH19 mit reliktschen Granaten im Granodiorit-Gneis

Im Dünnschliff zeigen sich vereinzelt reliktsche Granate im Sub-Millimeterbereich (Abb. 8) sowie oftmals eine Saussuritisierung von Plagioklas, wodurch eine poikilitische Struktur entsteht. Der Hauptmineralbestand umfasst Quarz, Plagioklas (Albit), Kalifeldspat (Mikroklin), Biotit und  $\pm$ Muskovit; als Nebengemengteile sind Granat, Titanit, Epidot und Rutil vorhanden. Als retrograde Umwandlungs- und Verwitterungsprodukte wurden zudem Chlorit, Kaolinit und  $\pm$ Klinochlor nachgewiesen. Titanit wurde als Akzessorium relativ häufig identifiziert (HH6, HH8, HH15, HH17). Wie in Abb. 9 deutlich wird, zeigen die Feldspat-Porphyrroklasten aus dem Bereich der Bewegungszonen sprödes Bruchverhalten. Vereinzelt treten im Gestein Hell- und Dunkelglimmer zu gleichen Anteilen auf, wodurch dieser auch als Zweiglimmer-Granodiorit/Tonalit-Gneis bezeichnet werden kann.

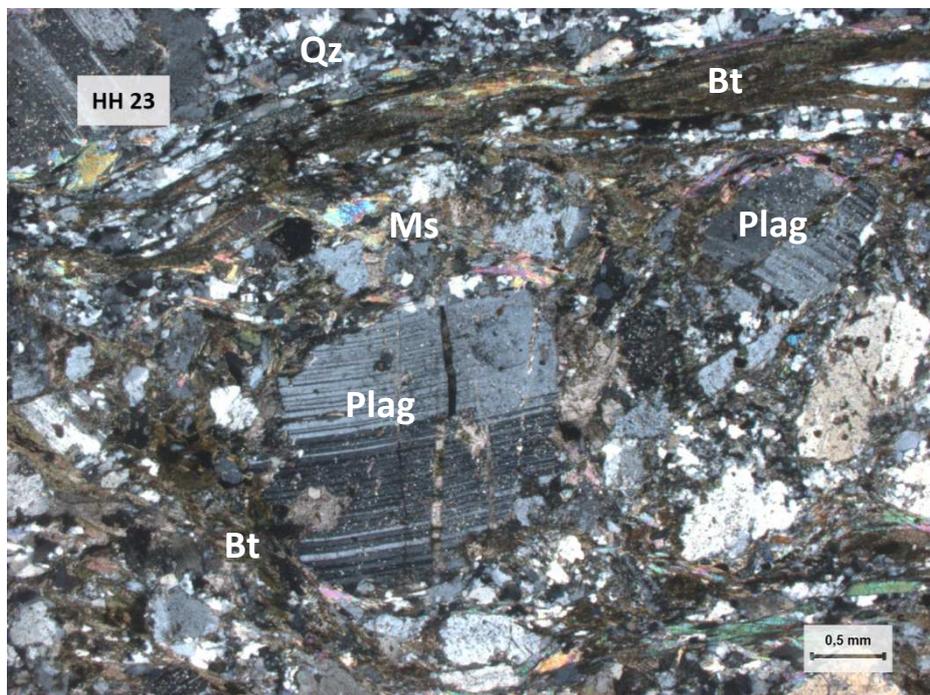


Abb. 9: Sprödes Deformationsverhalten von Feldspat-Klasten

Im Bereich um den Madlriegel, der den Herrschaftskranz im S bis SW begrenzt, treten in den Granodiorit- und Tonalitgneisen unregelmäßige aplitische Gänge im cm bis dm - Bereich auf. Die feinkörnigen leukokraten Aplite sind an mafischen Gemengteilen verarmt und können Färbungen von rosa bis fleischfarben annehmen. Die granoblastische Struktur zeigt keine Deformationserscheinungen und führt vorwiegend Quarz und Plagioklas; im Dünnschliff (HH21) zeigt sich auch Hellglimmer im Kontaktbereich zum umgebenden Gestein.

### Paragneise

Die im NE des Untersuchungsgebiets auftretenden dunklen Paragesteine sind durchwegs quarzföhrnd mit einem feinkörnigen schiefrig bis augenförmigen Erscheinungsbild. Die durchgängige Foliation des Gesteins stammt von den

lepidoblastischen Strukturen des Biotits, der eine rhythmische Wechsellagerung mit hellen quarz- feldspatreichen Lagen bildet. An tektonisch stärker beanspruchten Zonen sind Übergänge zu porphyroklastischen Strukturen mit Quarz- und Feldspatklasten erkennbar. Oftmals treten in Schieferungsrichtung monomikte Quarzbänder im mm bis dm – Bereich auf, die auch Verfaltungen oder Boudinage - Gefüge ausbilden können. Diese Quarz-Remobilisate bilden lokal ein lentikular-flaseriges Gefüge und schließen eine isochemische Entwicklung des Gesteinskörpers aus.

Im Dünnschliff sind reliktsche Granatminerale sowie eine deutliche Saussuritisierung der Feldspat-Klasten erkennbar. Die Mineralzusammensetzung umfasst Quarz, Biotit, Albit,  $\pm$ Chlorit und  $\pm$ Hellglimmer; an Akzessorien sind Granat, Rutil und Zirkon vorhanden. Da die Ausbildung der Paragesteine in Struktur und Mineralbestand stark schwankt, kann lokal auch von Biotit-Schiefer bzw. Biotit-Schiefergneis gesprochen werden.

### 4.3 STRUKTURGEOLOGIE

Die orientierten Dünnschliffe wurden mittels Polarisationsmikroskop auf Mikrostrukturen wie Rekristallisationsmechanismen, kinematische Indikatoren und Gefüge untersucht. Diese Erkenntnisse sollen Rückschlüsse auf die Bildungs- und Deformationsbedingungen sowie die Scherrichtung erlauben.

#### 4.3.1 MIKROSTRUKTUREN

Als erste Temperaturabschätzung wurde ein Quarz-Mikrostruktur-Rekristallisations Thermometer angewandt, bei welchem dynamisch rekristallisierte Quarzgefüge analysiert werden (Stipp et al., 2002). Diese Strukturen repräsentieren die Temperaturabhängigkeit der Deformations- und Rekristallisationsmechanismen von Quarzkristallen. Dabei wird zwischen Bulging (untere-mittlere Grünschieferfazies;  $\sim$ 300-400°C), Subgrain rotation (höhere/obere Grünschieferfazies;  $\sim$ 400-500°C) und Grain boundary migration (Amphibolitfazies;  $>$ 500°C) unterschieden. Bei Temperaturen  $<$  250-300°C zeigen Quarzkristalle sprödes Bruchverhalten.

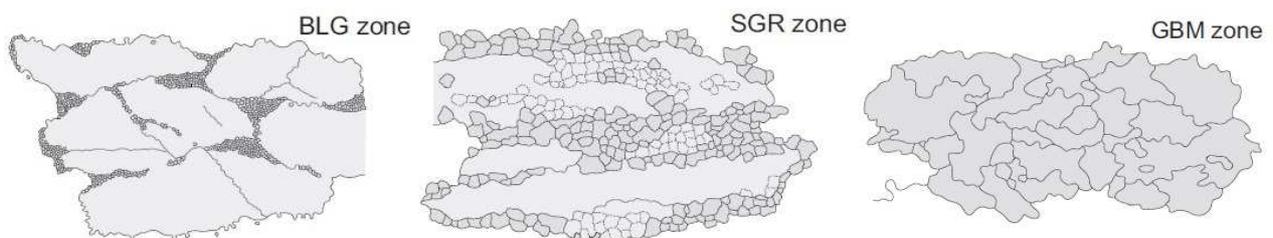


Abb. 10: Temperaturabhängige Rekristallisationsgefüge von Quarz (Stipp et al., 2002)  
 [BLG zone]: Bulging;  $\sim$ 300-400°C. [SGR zone]: Subgrain rotation;  $\sim$ 400-500°C. [GBM zone]: Grain boundary migration;  $>$ 500°C

In beinahe allen Proben ist dynamische Rekristallisation von Quarzkristallen feststellbar, wobei an Scherbändern die Korngröße gegenüber dem ungestörten Gesamtgesteinsverband nochmals deutlich reduziert ist. Durchwegs zeigt Quarz unter gekreuzten Polarisatoren undulöses Auslöschen sowie Bulging, teilweise auch Subgrain-Rotation - Erscheinungen, die auch mit einer Korngrößenreduktion einhergehen. Die Beobachtungen lassen auf Deformationsbedingungen bei 300 – 400°C (grünschieferfaziell) schließen. Diese Abschätzung deckt sich mit den Schlussfolgerungen von Kurz et al. (2012), Mandl et al. (2014) und Pfingstl et al. (2015) und wird durch das Sprödverhalten der Feldspäte nochmals unterstrichen.

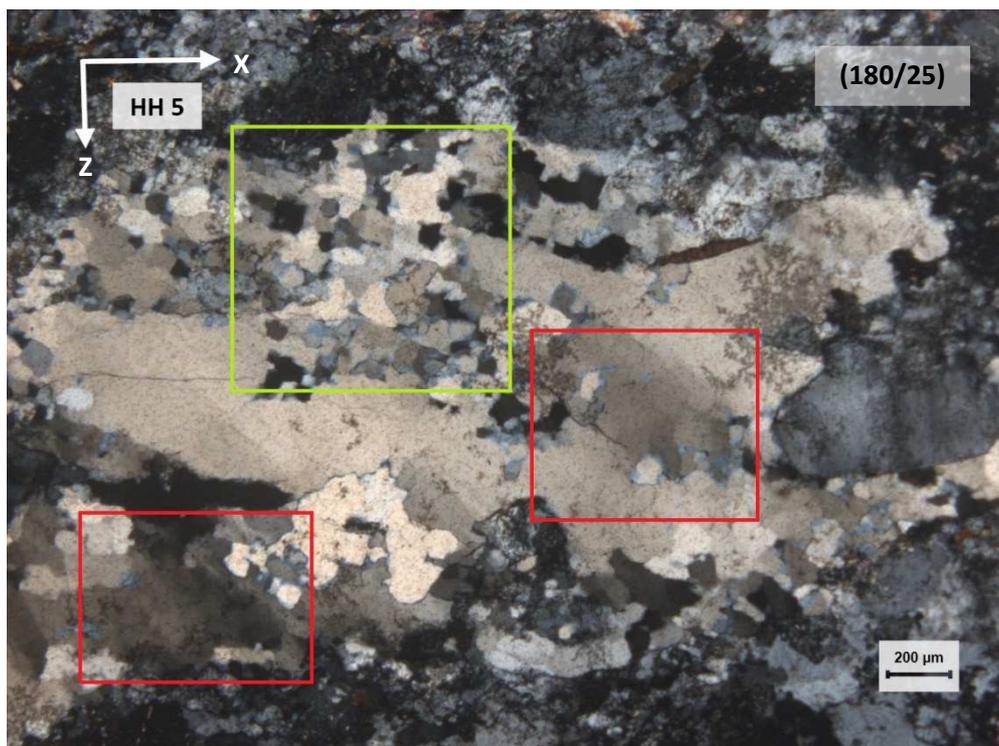


Abb. 11: Rekristallisationsgefüge von Quarz  
[grün]: Korngrößenreduktion durch Bulging, [rot]: Undulöses auslöschen

Proben, die in der Nähe von Bewegungszonen genommen wurden, zeigen zumeist ein „augiges“ Erscheinungsbild, wobei die Klaster entweder aus sprödeformiertem Feldspat (Abb. 9), Umwandlungsprodukte desselben oder (rekristallisiertem) Quarz bestehen. Diese zeigen im Dünnschliff linsenartige Quarz-Strukturen mit einer sich merklich abhebenden Korngröße. Die Feldspäte sind in beinahe jeder Probe von unterschiedlich starker Saussuritisierung betroffen; dies äußert sich oftmals in einer „schmutzig“ wirkenden Oberfläche.

Als exemplarisches Beispiel wird in Abb. 12 ersichtlich, wie stark die Feldspatklaster im Arbeitsgebiet von Umwandlung und Saussuritisierung betroffen sein können. Dieser wurde mit zunehmendem Strain zu einem  $\sigma$ -Klaster und erlaubt in Kombination mit Orientierungsdaten (Probe HH9; 218/70) Rückschlüsse auf die Scherrichtung. Übereinstimmend mit den Ergebnissen von Mandl et al. (2014) wurde

eine Top-WNW Scherung ermittelt, die sich auch in anderen Proben, wie in Abb. 13 (Probe HH1; 195/50) erkennbar ist, zeigt.

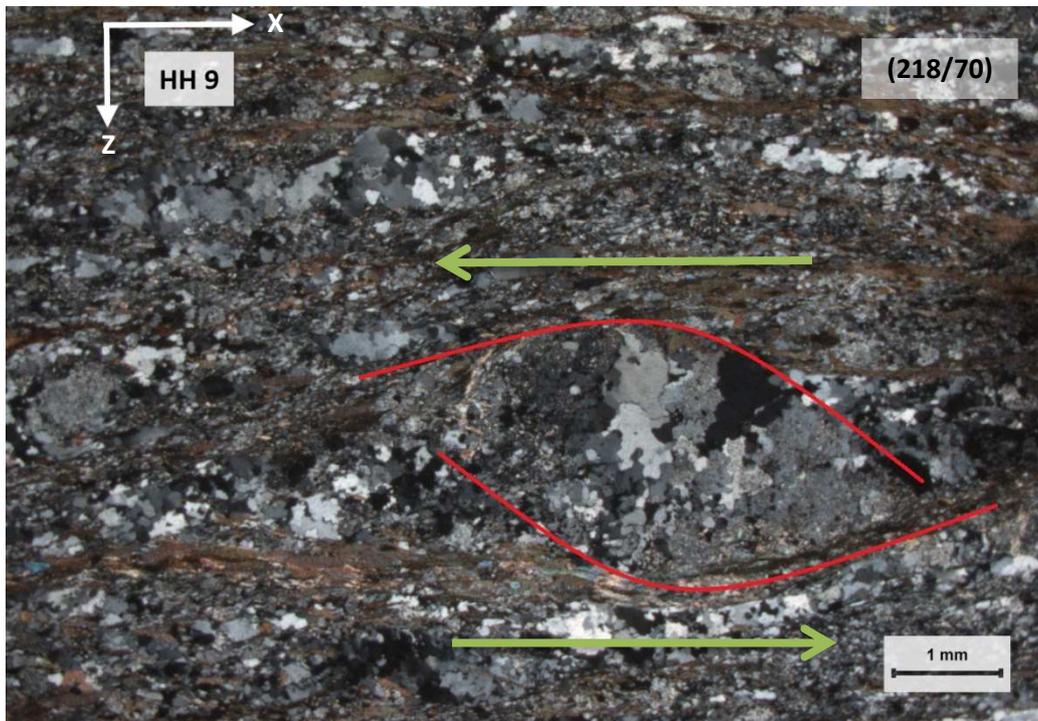


Abb. 12: Mikrogefüge der Probe HH9 mit gekreuzten Polarisatoren [rot]: Reliktischer Feldspat-Klast; [grün]: Richtung der Scherung

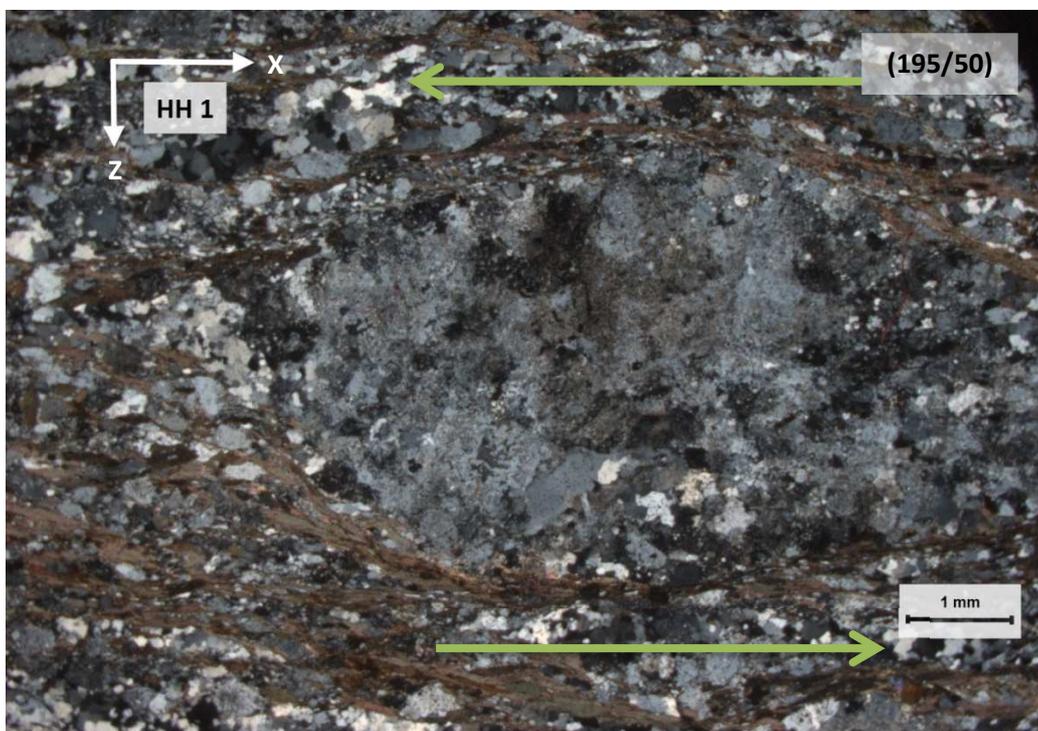


Abb. 13: Mikrogefüge der Probe HH1 mit gekreuzten Polarisatoren Die Pfeile zeigen die Scherungsrichtung des  $\sigma$ -Klast

Anhand der asymmetrischen Porphyroklasten kann eine Bewegungsrichtung in entgegengesetzter x-Richtung beobachtet werden, wodurch sich in Verbindung mit den Orientierungen der Proben eine Scherung Top-WNW ergibt. Wie Stüwe & Schuster (2010), Kurz et al. (2012), Pfingstl et al. (2013), Mandl et al. (2014) und andere publizierten, hängt die Top-to-the-WNW extensionale Scherung mit der Exhumation des Seckau Komplexes in der Kreide zusammen. Dadurch erfolgte eine Abkühlung der zuvor grünschieferfaziell überprägten Gesteine (eoalpine Metamorphose) unter  $\sim 300^{\circ}\text{C}$  vor rund 85Ma.

Es kann daher angenommen werden, dass die Ermittelte grünschieferfazielle Überprägung die Deckenstapelung der Kreide und damit die eoalpine Deformation widerspiegelt, während die Top-WNW Scherung der darauffolgenden Exhumation zuzuschreiben ist.

#### 4.4 QUARZ-C-ACHSEN PLOTS

Sämtliche orientierten Proben des Arbeitsgebiets (HH1, HH2, HH5, HH9, HH19) wurden im Photometer analysiert und ausgewertet. Die sich daraus ergebenden Quarz-c-Achsen Plots wurden als Punktdarstellungen und Isolinien dargestellt (Anhang Abb. A13 bis A17), wobei anhand dieser Daten mögliche Kreuzgürtelverteilungen (Typ I oder Typ II) nach Lister (1977) ermittelt wurden. Anhand der Verteilungen können Interpretationen bezüglich aktiver Gleitsysteme, Vorticity und Temperatur getroffen werden.

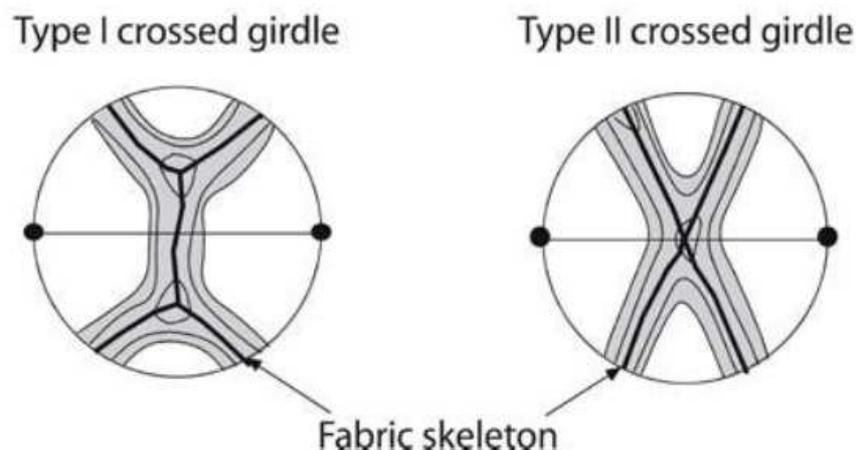


Abb. 14: Idealisierte Quarz-c-Achsen Verteilungsplots nach Lister (1977) (Passchier & Trouw, 2005)

##### 4.4.1 GLEITSYSTEME UND STRAIN

Eine Auswertung der Schriffe zeigte Typ I Kreuzgürtelverteilung, wobei die Ausprägung der maxima teilweise unterschiedlich ausfallen. Die Orthogneisproben HH1, HH5, und HH19 (verkippt) zeigen sowohl Zentrums- wie auch Randmaxima, dabei ist letzteres deutlich stärker ausgeprägt. Nach Toy et al. (2008) lässt sich diese

Erscheinung mit einem verstärkten Basis  $c <a>$  - Gleiten, sowie einem geringerem Anteil an Prismen  $<a>$  - Gleiten interpretieren. Da die Schwerpunkte auf den Randmaxima liegen ist von niedrigeren Deformationsbedingungen ( $\sim 400^\circ\text{C}$ ) auszugehen.

Die Probe HH2 (Paragneis) zeigt ein deutliches Zentrumsmaxima um den Koordinatenursprung; dies lässt sich auf Prismen  $<a>$  - Gleiten (HT) zurückführen und spiegelt höchstwahrscheinlich die variszische Metamorphose wider.

Die Probe HH9 (Orthogneis) zeigt stärkeres Zentrums- als Randmaxima, wodurch von höheren Temperaturbereichen ausgegangen werden kann (Prism  $<a>$ ). Diese Probe repräsentiert eventuell zwei unterschiedliche Deformationsereignisse (variszisch, alpidisch).

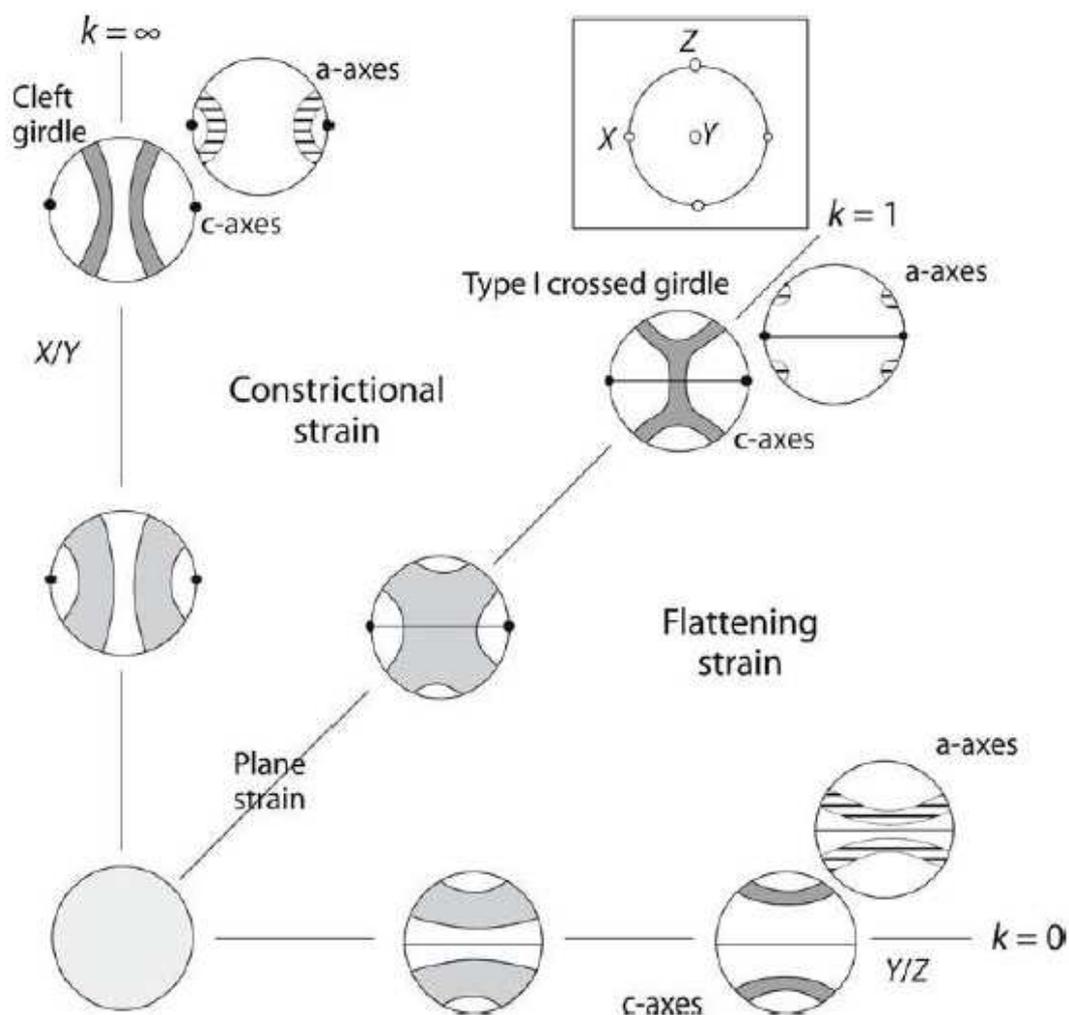


Abb. 15: Korrelation von Quarz-c-Achsen Plots mit Deformationsgeometrie bei coaxialer Deformation (Passchier & Trouw, 2005)

Die ermittelte Kreuzgürtelverteilung Typ I lässt eine Zuordnung der Proben im Bereich um  $k=1$  im Flinn-Diagramm (Abb. 15) zu, wodurch nach Passchier und Trouw (2005) von Deformation in Form von plane-strain ausgegangen werden kann.

#### 4.4.2 VORTICITY UND TEMPERATUR

Die Kreuzgürtelverteilung der Probe HH1 zeigt, wie in Abb. 16 dargestellt, die Ausbildung von zwei Randmaxima, womit die Konstruktion eines Gefügeskeletts und eine Bestimmung des Öffnungswinkels möglich sind. Damit lässt sich eine Abschätzung über die Deformationstemperatur treffen. Weiters lassen sich Achsenbeziehungen konzipieren, die Aussagen zur Vorticity und somit zur Art der Scherung erlauben.

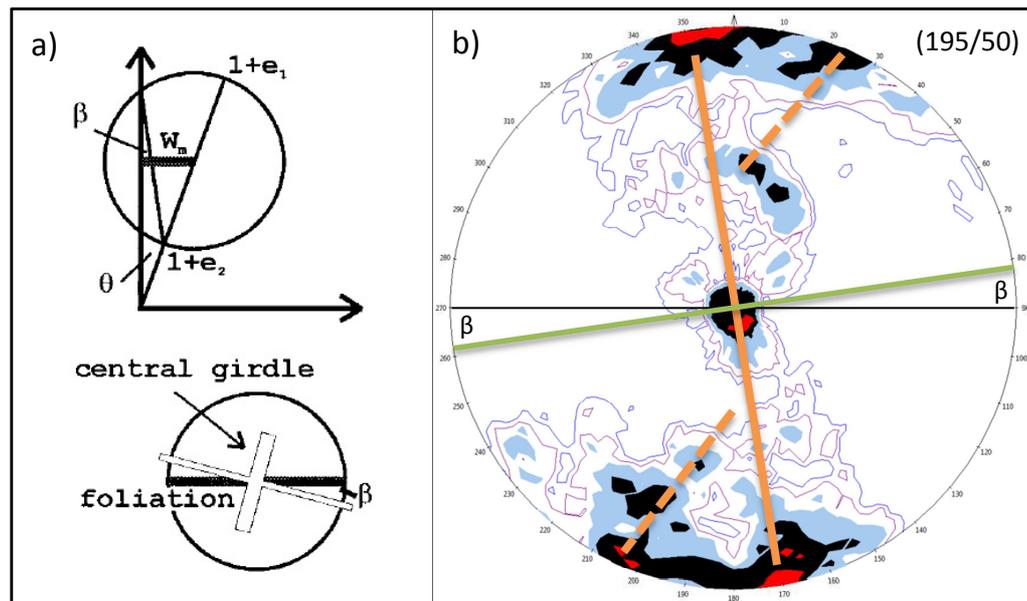


Abb. 16: Vorticity Analyse mit Quarz-Gefüge. [a] Trigonometrische Beziehungen zwischen der Normalen auf den zentralen Gürtel und die Foliation ( $\beta$ ), den finiten Strain ( $1 + e_1, 1 + e_2$ ) und der Haupt-Vorticity Zahl ( $W_m$ ) (nach Fritz et al., 1999); [b]: Isoliniendarstellung von Quarz-c-Achsen Verteilungen mit Gefügeskelett (orange) und Normale auf den zentralen Gürtel (grün)

Wie in der Stereographischen Projektion und Isoliniendarstellung in Abb. 16 b) ersichtlich, wurden bei der Auswertung der Daten ein  $\beta$ -Wert von  $9^\circ$  und ein Öffnungswinkel von  $40^\circ$  ermittelt.

Das Ziel der Ermittlung der Vorticity ist die Bestimmung des  $W_k$ -Werts, der Aussagen zur Scherungsgeometrie zulässt. Dabei bestehen trigonometrische Beziehungen zwischen  $\beta$ -Winkel, der Elliptizität des finiten Strainellipsoids ( $R_f$ ) und der Haupt-Vorticity Zahl ( $W_k$ ) (Fritz et al., 1999).

Wie im Plot in Abb. 17 illustriert, verhält sich der  $W_k$ -Wert nicht linear; er schwankt zwischen 0 und 1 mit konstantem Umschlagspunkt. Dabei werden Werte  $< 0,4$  pure shear, von 0,4 bis 0,8 general shear und von 0,8 bis 1 simple shear zugeschrieben. Für die Strainrate wurde die Annahme  $R_f = 10$  getroffen, die als realistischer Mittelwert im Arbeitsgebiet angesehen werden kann. Für den analysierten  $\beta$ -Winkel von  $9^\circ$  ergibt sich somit  $W_k \sim 0,81$  (simple shear).

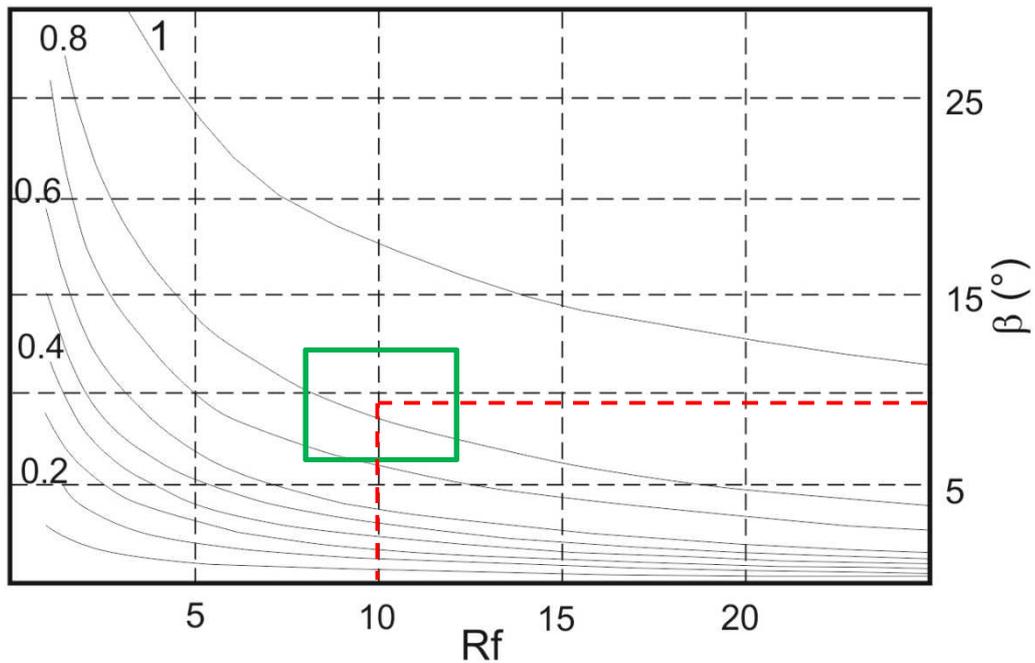


Abb 17: Plot von  $\beta$ -Winkel und finiten Strain (Rf) zur Ermittlung der Vorticity (Wk) bzw. der Scherungsgeometrie (nach Fritz et al., 1999)

Der Öffnungswinkel von Quarz-c-Achsen Gefügeskelette lässt sich nach Law (2014) mit der Deformationstemperatur während der Rekristallisation korrelieren; dadurch kann diese Methode als Thermometer eingesetzt werden. Wie im Diagramm in Abb. 18 deutlich wird, lässt sich so für die Probe HH1 (Tonalitgneis) mit dem eruierten Winkel von  $40^\circ$  eine Deformationstemperatur von etwa  $340 \pm 40^\circ\text{C}$  nachweisen.

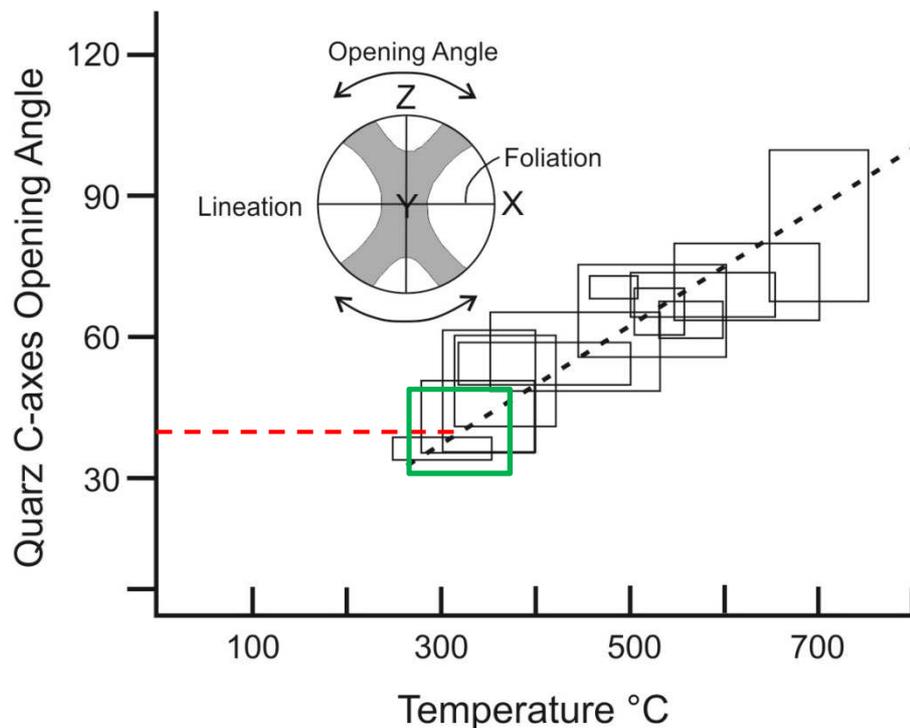


Abb. 18: Plot des Quarz-c-Achsen Öffnungswinkels und Temperaturabschätzung durch experimentell bestimmte Kurve (nach Law, 2014)

## 4.5 ZUSAMMENFASSUNG

Aus der Kartierung und den ausgewerteten Daten können unterschiedliche Schlussfolgerungen getroffen werden. Die Hauptlithologie im Herrschaftskranz, nach chemisch-mineralogischen Gesichtspunkten betrachtet, besteht aus saurem Orthogneis, der im Zuge der Untersuchungen in Bt-Granodiorit-Gneis und Bt-Tonalit-Gneis differenziert werden konnte. Eine genauere Unterscheidung in Zweiglimmer-Gneise kann aufgrund lokaler Begrenzung nicht durchgeführt werden. Auffällig ist die Ausbildung örtlich begrenzter strukturell und textuell definierter Gneis-Subtypen, welche in Mineralbestand übereinstimmen und oftmals an Bewegungszonen gebunden sind. Dabei können die granitoiden Gneise verfaltete Quarz-remobilisate in linienhaft-flaserigem Gefüge ausbilden. Die Orthogesteine zeigen eine starke tektonische Beanspruchung, die sich in Form von Bruchstörungen, Verfaltungen und Zerlegung der Gesteine äußert. Als generelles Streichen der Orthogneise wurde NW-Richtung ermittelt, bei eher flachem SW Einfallen. Anhand von  $\sigma$ -Klasten in granitoiden Gneisen konnte eine generelle Scherrichtung Top-WNW bestimmt werden.

Durch verschiedene Methoden (Qz-Mikrostruktur-Thermometer, aktive Gleitsysteme, LPO-Plot/Öffnungswinkel) konnte die Deformation für die granitoiden Gneise auf grünschieferfazielle Bedingungen ( $\sim 300-400^{\circ}\text{C}$ ) eingegrenzt werden; dies lässt sich dem eoalpinen Event zuschreiben. Durch die Ausbildung einer Typ I Kreuzgürtelverteilung kann auf plane strain ( $k = 1$ ) als Deformationsgeometrie, sowie auf verstärktes Basis  $c \langle a \rangle$  - mit geringen Anteilen Prismen  $\langle a \rangle$  - Gleiten (dislocation glide) geschlossen werden. Mit Ermittlung der Vorticity ( $Wk \sim 0,81$ ) kann auf simple shear – Deformation geschlossen werden. Eine Temperaturbestimmung ( $340 \pm 40^{\circ}\text{C}$ ) mittels Quarz-c-Achsen Öffnungswinkel konnte die Annahme der grünschieferfaziellen Überprägung der Orthogneise unterstreichen.

Die Metasedimente im Kartiergebiet sind charakterisiert durch ein feinkörnig-schiefrig bis augiges Gefüge, dunklen Habitus, reliktschen Granaten und treten nur randlich (NE) in Form von Bt-Paragneisen auf. Aufgrund der begrenzten Datenmenge konnte keine signifikante Streich-, Einfall- und Scherungsrichtung ermittelt werden, wobei Geländebeobachtungen auf ein NE bis SE-Einfallen hinweisen. Die Isoliniendarstellung einer Paragneisprobe zeigt ausgeprägte Zentrumsmaxima und damit Prismen  $\langle a \rangle$  - Gleiten, dass im Allgemeinen mit HT-Bedingungen assoziiert wird und vermutlich die variszische Deformation widerspiegelt.

## LITERATURVERZEICHNIS

FROITZHEIM N., SCHMID S.M., FREY, M., 1996. Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite-facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis, *Eclogae Geologicae Helveticae*, 89, S. 81–110, Basel.

FROITZHEIM N., PLASIENKA D., SCHUSTER R., 2008. Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. – In: McCann, T. (Hrsg.): *The Geology of Central Europe: Volume 2: Mesozoic and Cenozoic*, S.1141–1232, London.

FRITZ H., GRASEMANN B., VANNAY J.C., 1999. Quantitative kinematic flow analysis from the Main Central Thrust Zone (NW-Himalaya, India): implications for a decelerating strain path and the extrusion of orogenic wedges, *Journal of structural Geol.* 21, S. 837-853.

HEJL E., COYLE D., LAL N., VAN DEN HAUTE P., WAGNER G.A., 1997. Fission track dating of the western border of the Bohemian massif: thermochronology and tectonic implications, *Geol. Rundschau* 86, S. 210–219.

HÖLZEL M., WAGREICH M., GRASEMANN B., 2001. Sedimentologie und Quantifizierung von synsedimentärer Deformation in der Ingering-Formation (Fohnsdorfer Tertiärbecken), *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 45, S. 163-176.

HÖLZEL M., WAGREICH M., 2004. Sedimentology of a Miocene delta complex: The type section of the Ingering Formation (Fohnsdorf Basin, Austria), *Austrian Journal of Earth Sciences*, Vol. 95/96, Wien, S. 80-86.

KURZ W., PFINGSTL S., HAUZENBERGER C., 2012. Geochemistry of Granitoids in the eastern part of the Seckau Mountains (Eastern Alps, Austria), *Pangeo Austria*, S. 111.

LAW R. D., 2014. Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: A review, *Journal of structural Geol.* 66, S. 129-161.

LISTER G. S., 1977. Discussion: crossed-girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear, *Tectonophysics*, 39, 51-54.

LOUIS H., 1979. *Allgemeine Geomorphologie*, 4. Aufl., Walter de Gruyter Verl., Berlin-New York.

MANDL M., KURZ W., HAUZENBERGER C., KLÖTZLI U., 2016. U-Pb Zircon Ages of the Austroalpine Seckau Nappe basement (Eastern Alps): Hints for pre-Alpine magmatism, *Pangeo Austria, GeoTirol*, S. 196.

MANDL M., KURZ W., HAUZENBERGER C., FRITZ H., KLÖTZLI U., SCHUSTER R., 2018. Pre-Alpine evolution of the Seckau Complex (Austroalpine basement / Eastern Alps): Constraints from in-situ LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology, *Lithos* 296-299, Elsevier B.V., S. 412-430.

MANDL M., KURZ W., PFINGSTL S., SCHUSTER R., HAUZENBERGER C., FRITZ H., 2014. Geological Evolution of the Austroalpine Seckau Complex (Eastern Alps), *Pangeo Austria*, Band 20/2, S. 4-21.

- METZ K., 1957. Aufnahmebericht (1957) über Blatt Kalwang (131), Graz, S. 227-228.
- METZ, K., 1976. Der geologische Bau der Seckauer und Rottenmanner Tauern, Jahrbuch Geol. Bundesanstalt, Bd. 119, Heft 2, S. 151-205.
- NAGL H., 1976. Zur eiszeitlichen Vergletscherung der Seckauer Tauern: Eine kurze Zusammenfassung neuer Ergebnisse, Mitt. Geol.Ges. 113, Wien, S. 25-33.
- NEUBAUER F., GENSER J., HANDLER R., 2000. The Eastern Alps: result of a two-stage collision process, Mitteilungen der Österr. Geol. Gesellschaft, 92, S. 117-134.
- NEUBAUER F., 2002. Evolution of late Neoproterozoic to early Palaeozoic tectonic elements in Central and Southeast European Alpine mountain belts: review and synthesis, Tectonophysics, 352, S. 87–103, Amsterdam.
- PASSCHIER C., TROUW R., 2005. Microtectonics, Springer Verlag, Deutschland, Aufl. 2.
- PFINGSTL S., HAUZENBERGER C., KURZ W., SCHUSTER R., 2013. Evolution of the Seckau crystalline Basement (Seckau mountains, Eastern alps): Implications for pre-alpine Magmatism and alpine Metamorphism, Mitt. Österr. Miner. Ges. 159, 114.
- PFINGSTL S., KURZ W., SCHUSTER R., HAUZENBERGER C., 2015. Geochronological constraints on the exhumation of the Austroalpine Seckau Nappe (Eastern Alps), Austrian Journal of Earth Sciences, Volume 108/1, S. 172-185.
- PLASIENKA D., 1995. Passive and active margin history of the northern Tatricum (Western Carpathians, Slovakia). Geol. Rundsch., 84, S. 746-760.
- SCHARBERT S., 1981. Untersuchungen zum Alter des Seckauer Kristallins, Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 27, S. 173-188.
- SCHERMAIER A., HAUNSCHMID B., FINGER F., 1997. Distribution of Variscian I- and S-Type Granites in the Eastern Alps: a possible clue to unravel pre-Alpine basement structures, Tectonophysics, 272, S. 315-333.
- SCHMIDT S., FÜGENSCHUH B., KISSLING E., SCHUSTER S., 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen, Eclogae geol. Helv. 97, S. 93-117.
- SCHUSTER R., KOLLER F., HOECK V., HOINKES G., BOUSQUET R., 2004. Explanatory notes to the map: Metamorphic Structure of the Alps, metamorphic evolution of the Eastern Alps, Mitt. Österr. Miner. Ges., 149.
- STIPP M., STÜNITZ H., HEILBRONNER R., Schmid S.M., 2002. Dynamic recrystallization of quartz: Correlation between natural and experimental conditions, in Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives, Geol. Soc. Spec. Publ., 200, S. 171 – 190.
- STÜWE K., SCHUSTER R., 2010. Die Geologie der Alpen im Zeitraffer, Mitt. naturw. Ver. f. Stmk, Band 140, Graz, S. 5-21.

TOLLMANN A., 1977. Geologie von Österreich. Band I: Die Zentralalpen, Wien, Verlag Franz Deuticke, Volume 116, Issue 2.

TOY V., PRIOR D., NORRIS R., 2008. Quartz fabrics in the Alpine Fault mylonites: Influence of pre-existing preferred orientations on fabric development during progressive uplift. *Journal of Structural Geology*, Vol. 30, S. 602-621.

## ABBILDUNGSVERZEICHNIS

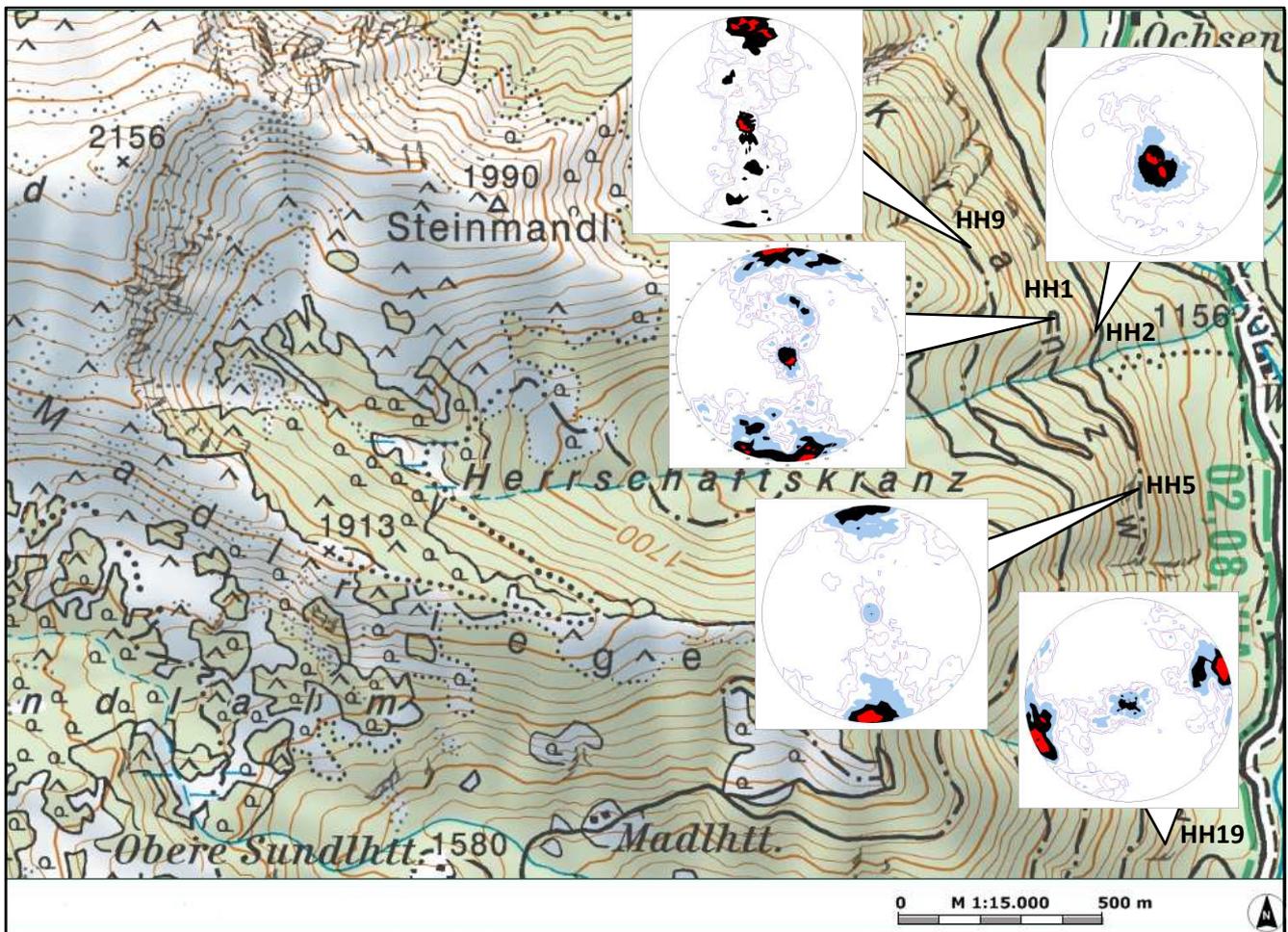
ABBILDUNG 1: Geogr. Lage der Seckauer Tauern. Quelle: GIS Steiermark.....	5
ABBILDUNG 2: Lage des Ingeringtals und Arbeitsgebiet (Herrschaftskranz, rote Markierung). Quelle: GIS Steiermark.....	5
ABBILDUNG 3: Geologische Karte der Seckauer Tauern und Deckensysteme (nach PFINGSTL et al., 2015).....	6
ABBILDUNG 4: Schema der Entstehung eines Treppenkar (nach LOUIS, 1979)...	10
TABELLE 1: Auflistung der Probandaten.....	14
ABBILDUNG 5: Darstellung der gemessenen Schieferungsflächen der granitoiden Gneise (Stereonet).....	14
ABBILDUNG 6: Darstellung der gemessenen Bewegungsbahnen im Herrschaftskranz (Stereonet).....	15
ABBILDUNG 7: Probe HH9 mit gekreuzten Polarisatoren.....	16
ABBILDUNG 8: Probe HH19 mit reliktschen Granaten im Granodiorit-Gneis.....	16
ABBILDUNG 9: Sprödes Deformationsverhalten von Feldspat-Klasten.....	17
ABBILDUNG 10: Temperaturabhängige Rekristallisationsgefüge von Quarz (Stipp et al., 2002).....	18
ABBILDUNG 11: Rekristallisationsgefüge von Quarz.....	19
ABBILDUNG 12: Mikrogefüge der Probe HH9 mit gekreuzten Polarisatoren.....	20
ABBILDUNG 13: Mikrogefüge der Probe HH1 mit gekreuzten Polarisatoren.....	20
ABBILDUNG 14: Idealisierte Quarz-c-Achsen Verteilungsplots nach Lister (1977) (Passchier & Trouw, 2005).....	21
ABBILDUNG 15: Korrelation von Quarz-c-Achsen Plots mit Deformationsgeometrie bei koaxialer Deformation (Passchier & Trouw, 2005).....	22
ABBILDUNG 16: Vorticity Analyse mit Quarz-Gefüge.....	23

ABBILDUNG 17: Plot von  $\beta$ -Winkel und finiten Strain (Rf) zur Ermittlung der Vorticity (Wk) bzw. der Scherungsgeometrie (nach Fritz et al., 1999).....24

ABBILDUNG 18: Plot des Quarz-c-Achsen Öffnungswinkels und Temperaturabschätzung durch experimentell bestimmte Kurve (nach Law, 2014)... 24

## ANHANG

Abb. A1: Position der orientierten Probenahme mit Isolinienplots  
 [HH1]: (195/50); [HH2]: (30/75); [HH5]: (180/25); [HH9]: (218/70); [HH19]: (44/63)



Kartengrundlage: GIS Steiermark

Abb A2: Lage aller dokumentierten Aufschlusspunkte  
[rot]: Datenaufnahme; [gelb]: Datenaufnahme und Probenahme

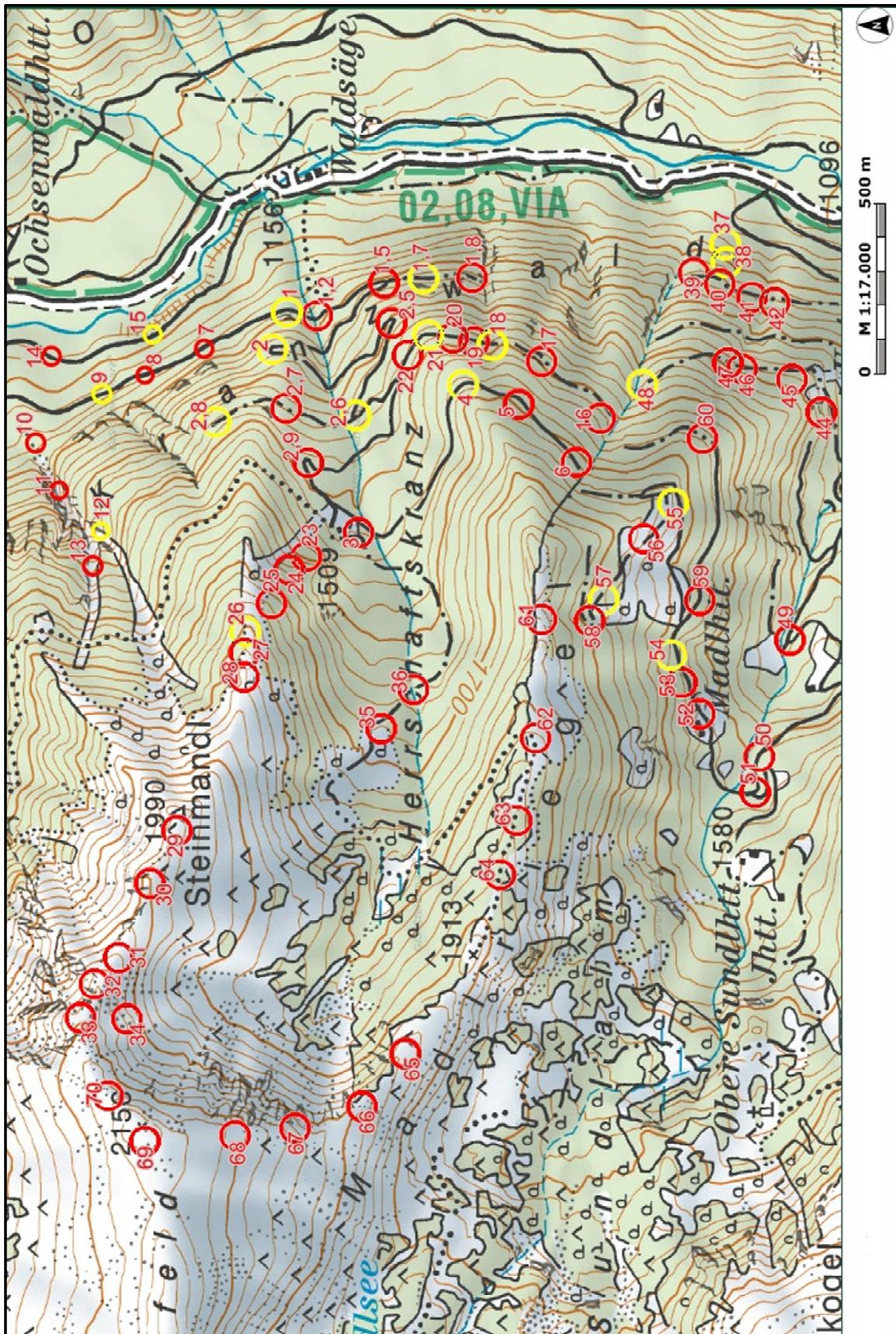


Tabelle T1: Auswertung der Proben (point counter)

HH1	Qtz	Pl	Kfs	Bt	Msk	Chl	Grt
counts	131	116	5	76	14	1	5
%	37,43	33,14	1,43	21,71	4,00	0,29	1,43
normiert:							
	Qtz	Pl	Kfs				
%	51,98	46,03	1,98				
HH4	Qtz	Pl	Kfs	Bt	Msk	Chl	Grt
counts	137	93	34	11	20	3	2
%	45,67	31,00	11,33	3,67	6,67	1,00	0,67
normiert:							
	Qtz	Pl	Kfs				
%	51,89	35,23	12,88				
HH5	Qtz	Pl	Kfs	Bt	Msk	Chl	Ep
counts	96	151	0	25	27	0	1
%	32,00	50,33	0,00	8,33	9,00	0,00	0,33
normiert:							
	Qtz	Pl	Kfs				
%	38,87	61,13	0,00				
HH7	Qtz	Pl	Kfs	Bt	Msk	Chl	Grt
counts	136	105	33	6	17	3	0
%	45,33	35,00	11,00	2,00	5,67	1,00	0,00
normiert:							
	Qtz	Pl	Kfs				
%	49,64	38,32	12,04				
HH12	Qtz	Pl	Kfs	Bt	Msk	Chl	Grt
counts	136	91	26	8	31	1	7
%	45,33	30,33	8,67	2,67	10,33	0,33	2,33
normiert:							
	Qtz	Pl	Kfs				
%	53,75	35,97	10,28				
HH14	Qtz	Pl	Kfs	Bt	Msk	Chl	Grt
counts	143	100	8	13	25	7	4
%	47,67	33,33	2,67	4,33	8,33	2,33	1,33
normiert:							
	Qtz	Pl	Kfs				
%	56,97	39,84	3,19				
HH15	Qtz	Pl	Kfs	Bt	Msk	Chl	Zoi
counts	136	71	21	32	20	19	1
%	45,33	23,67	7,00	10,67	6,67	6,33	0,33
normiert:							
	Qtz	Pl	Kfs				
%	59,65	31,14	9,21				

HH16	Qtz	Pl	Kfs	Bt	Msk	Chl	Epd
counts	150	79	17	21	29	1	1
%	50,00	26,33	5,67	7,00	9,67	0,33	0,33
normiert:							
	Qtz	Pl	Kfs				
%	60,98	32,11	6,91				
HH17	Qtz	Pl	Kfs	Bt	Msk	Chl	Grt
counts	131	65	31	46	18	7	2
%	43,67	21,67	10,33	15,33	6	2,33	0,67
normiert:							
	Qtz	Pl	Kfs				
%	57,71	28,63	13,66				
HH18	Qtz	Pl	Kfs	Bt	Msk	Chl	Grt
counts	122	74	25	26	37	7	8
%	40,67	24,67	8,33	8,67	12,33	2,33	2,67
normiert:							
	Qtz	Pl	Kfs				
%	55,20	33,48	11,31				
HH22	Qtz	Pl	Kfs	Bt	Msk	Chl	Grt
counts	155	104	12	3	12	12	2
%	51,67	34,67	4,00	1,00	4,00	4,00	0,67
normiert:							
	Qtz	Pl	Kfs				
%	57,20	38,38	4,43				

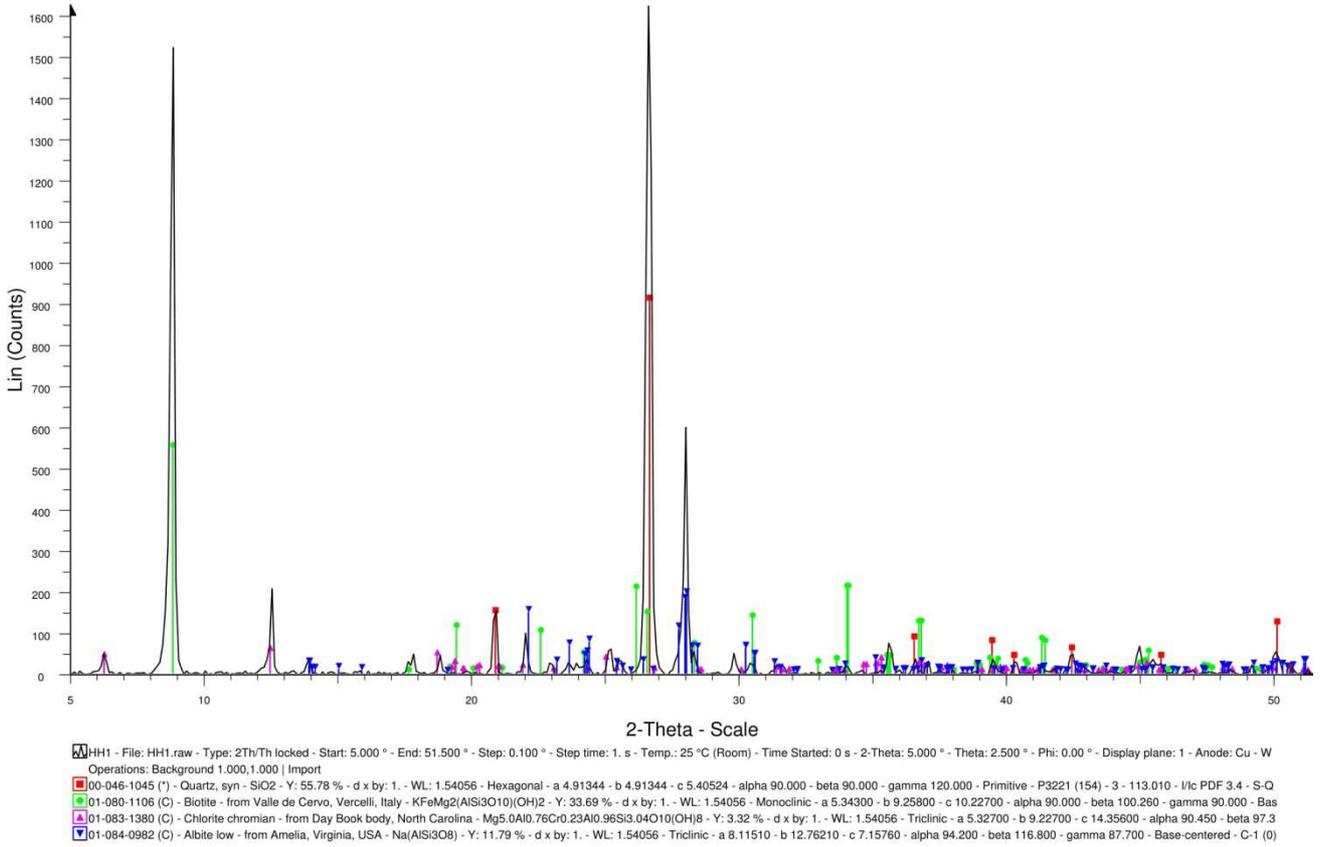
[Qtz]: Quarz  
 [Pl]: Plagioklas  
 [Kfs]: Kalifeldspat  
 [Bt]: Biotit  
 [Msk]: Muskovit  
 [Chl]: Chlorit

[Grt]: Granat  
 [Zoi]: Zoisit  
 [Epd]: Epidot

Abb. A3 bis A12: XRPD-Analysen ausgewählter Proben (HH1, HH2; HH5, HH7, HH9, HH10, HH11, HH20, HH22, HH23)

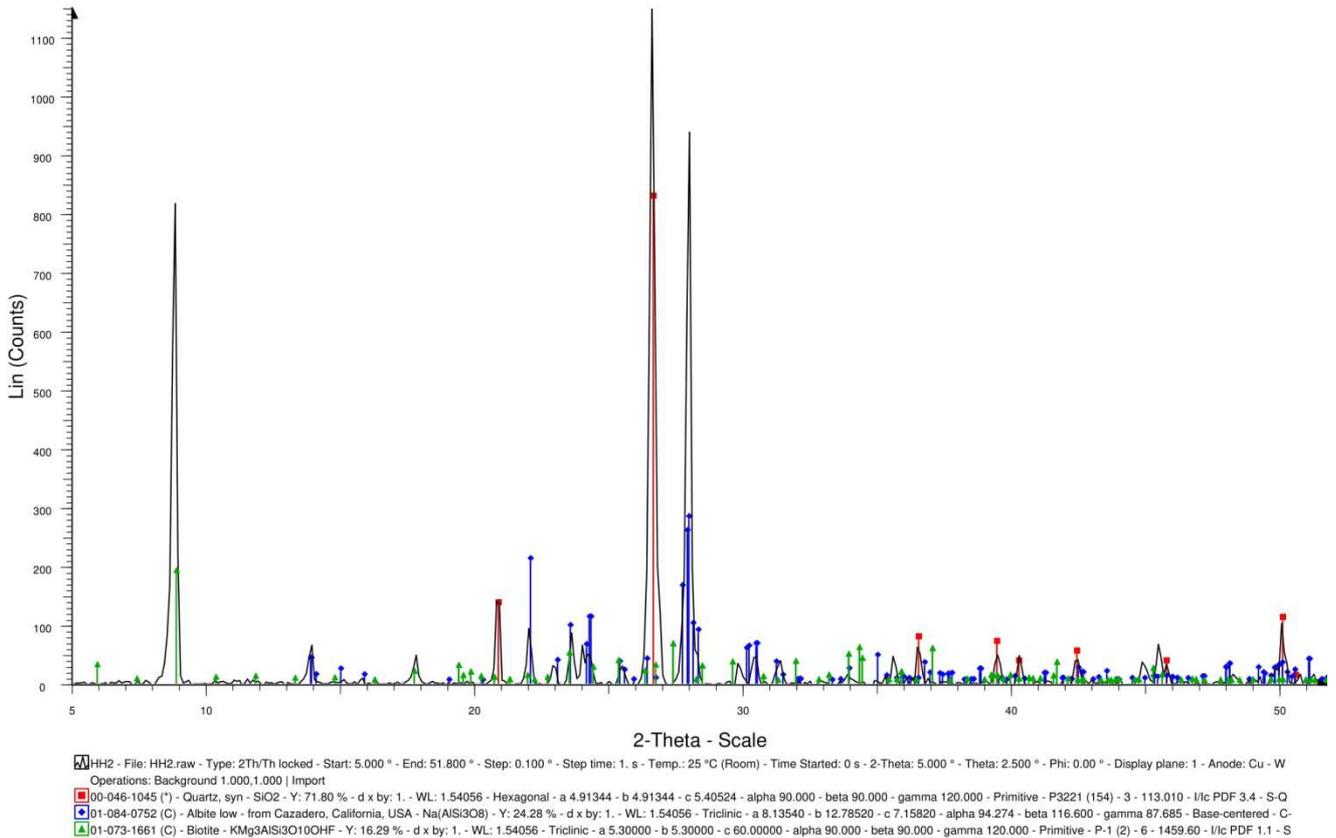
# HH1

Abb. A3



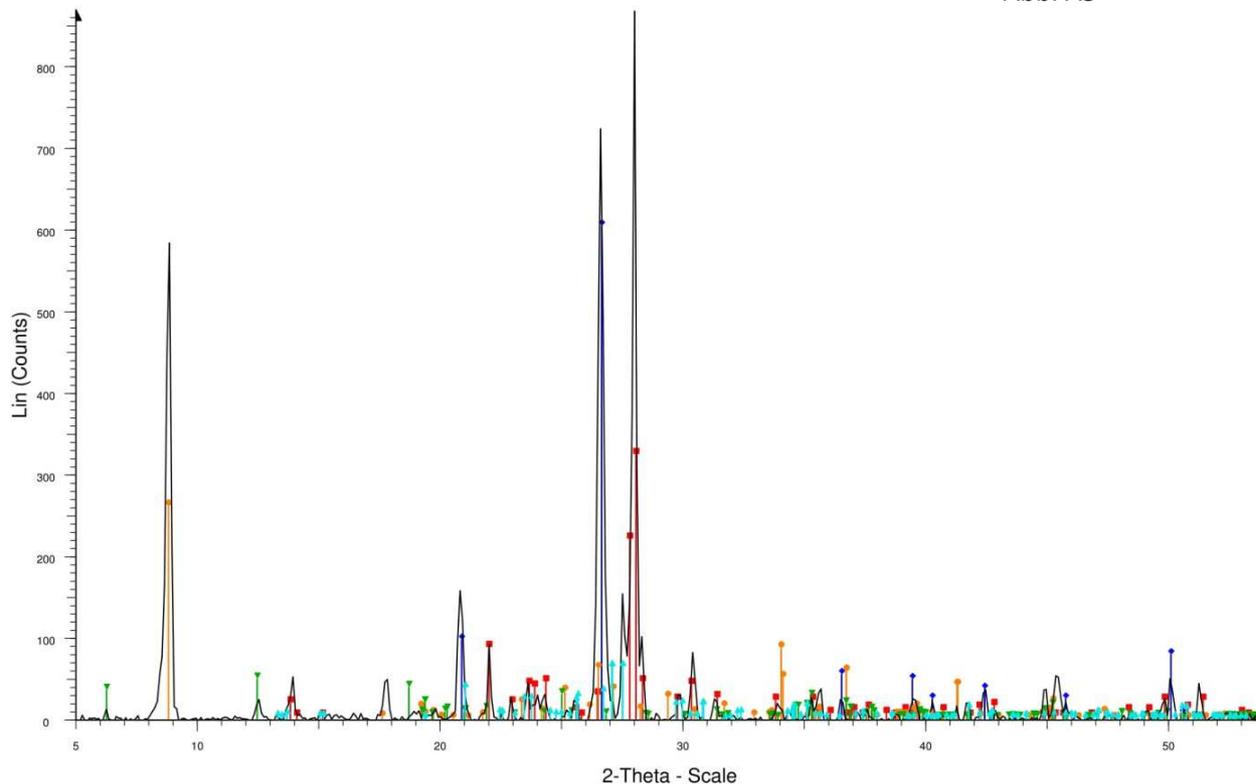
# HH2

Abb. A4



# HH5

Abb. A5

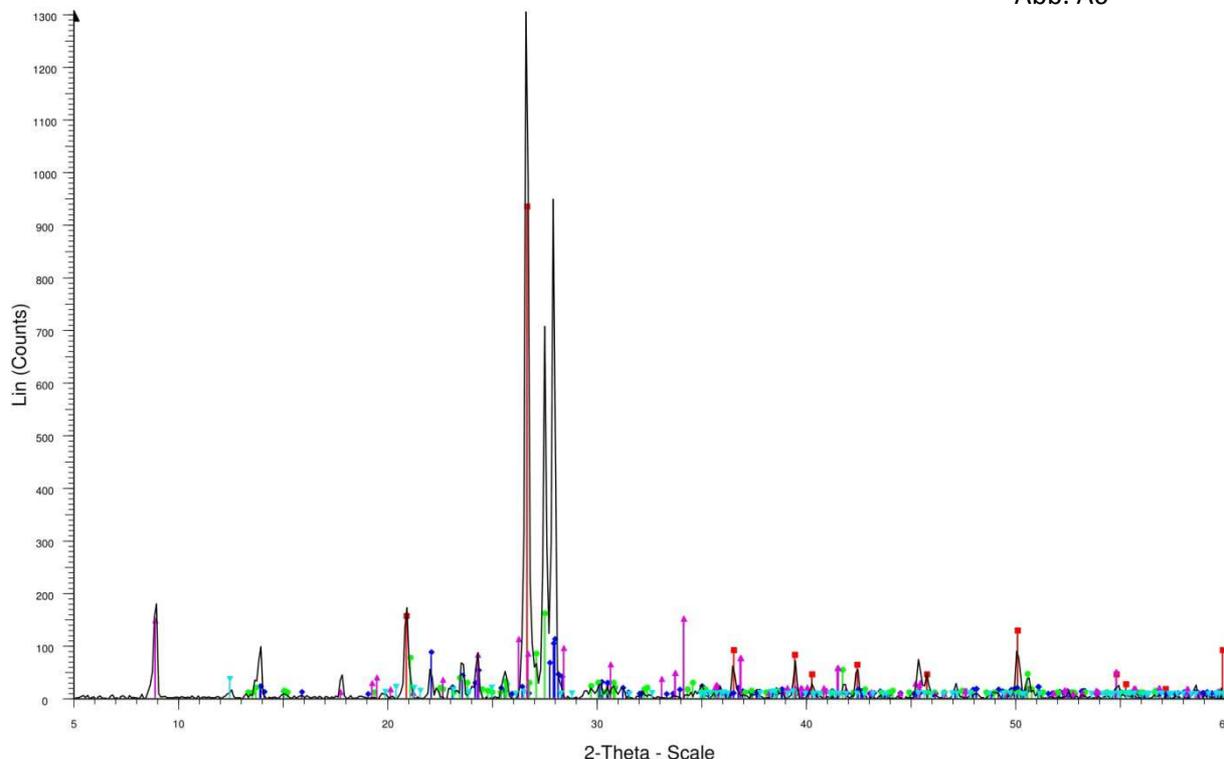


HH5 - File: HH5.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 5.000 ° - End: 53.900 ° - Step: 0.100 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 5.000 ° - Theta: 2.500 ° - Phi: 0.00 ° - Display plane: 1 - Operations: Background 1,000,1,000 | Import

- 00-041-1480 (I) - Albite, calcian, ordered - (Na,Ca)Al(Si,Al)3O8 - Y: 37.34 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Triclinic - a 8.16100 - b 12.85800 - c 7.11200 - alpha 93.680 - beta 116.420 - gamma 89.390 - Base-centered -
- 00-046-1045 (\*) - Quartz, syn - SiO2 - Y: 69.67 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Hexagonal - a 4.91344 - b 4.91344 - c 5.40524 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.010 - I/c
- 01-083-1366 (C) - Biotite - K2(Fe2.786Mg2.321Ti0.550)(Al2.413Si5.587O20)(OH)4 - Y: 30.08 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Monoclinic - a 5.35700 - b 9.24500 - c 20.23400 - alpha 90.000 - beta 94.978 - gamma 90.0
- 01-077-0135 (C) - Microcline - K(Si0.75Al0.25)4O8 - Y: 7.40 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Triclinic - a 8.57840 - b 12.96000 - c 7.21120 - alpha 89.700 - beta 115.967 - gamma 90.875 - Base-centered - C-1 (0) - 4 - 7
- 01-083-1380 (C) - Chlorite chromian - from Day Book body, North Carolina - Mg5.0Al0.76Cr0.23Al0.96Si3.04O10(OH)8 - Y: 5.60 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Triclinic - a 5.32700 - b 9.22700 - c 14.35600 - alpha 90.

# HH7

Abb. A6

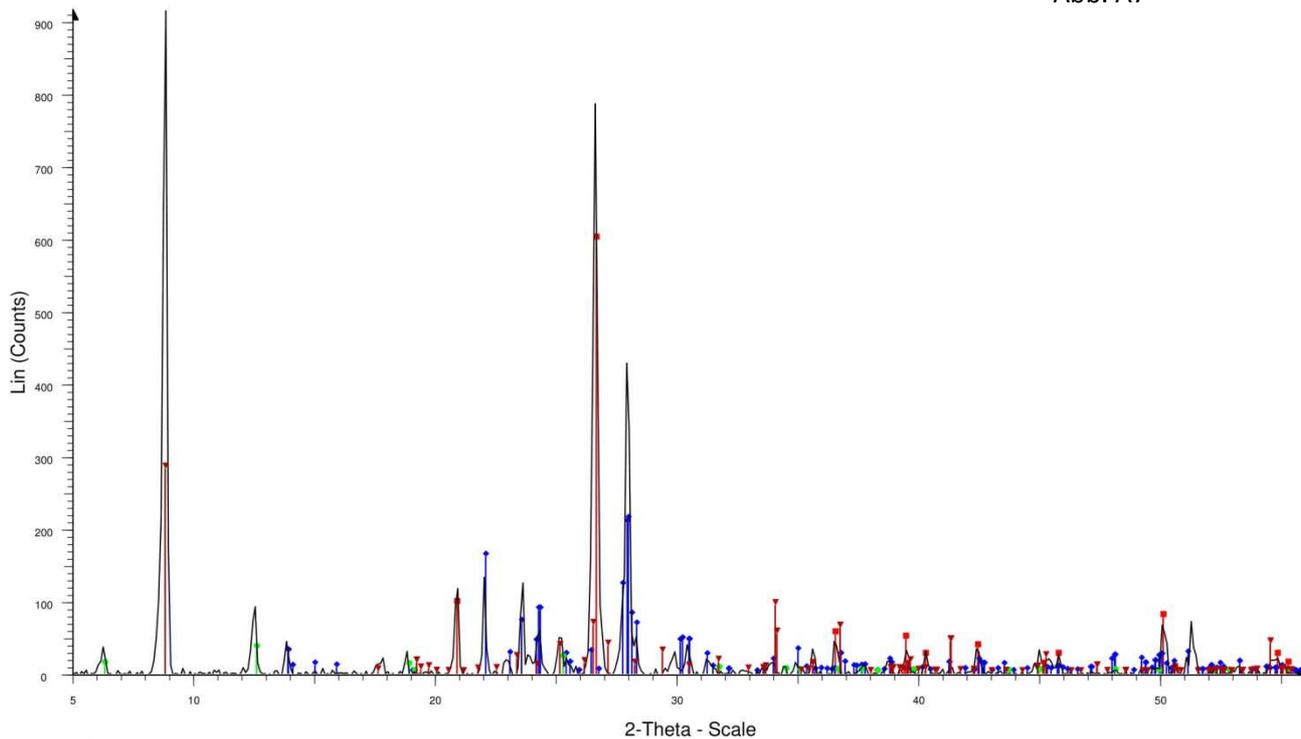


HH7 - File: HH7.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 5.000 ° - End: 60.000 ° - Step: 0.100 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 5.000 ° - Theta: 2.500 ° - Phi: 0.00 ° - Display plane: 1 - Operations: Background 1,000,1,000 | Import

- 00-046-1045 (\*) - Quartz, syn - SiO2 - Y: 71.11 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Hexagonal - a 4.91344 - b 4.91344 - c 5.40524 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.010 - I/c
- 01-080-1094 (C) - Albite low - from Roc Tourne, France - Na(AlSi3O8) - Y: 8.02 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Triclinic - a 8.13700 - b 12.78500 - c 7.15830 - alpha 94.260 - beta 116.600 - gamma 87.710 - Base-cente
- 00-019-0932 (I) - Microcline, intermediate - KAlSi3O8 - Y: 11.76 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Triclinic - a 8.56000 - b 12.97000 - c 7.21000 - alpha 90.300 - beta 116.100 - gamma 89.000 - Base-centered - C-1 (0) - 4
- 01-076-0884 (C) - Biotite 1M - KMg2Al2Si3O11(OH) - Y: 11.01 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Monoclinic - a 5.33100 - b 9.23100 - c 10.17300 - alpha 90.000 - beta 100.160 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (1
- 01-083-0971 (C) - Kaolinite - from Keokuk, Iowa, USA - Al2(Si2O5)(OH)4 - Y: 2.19 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Triclinic - a 5.15350 - b 8.94190 - c 7.39060 - alpha 91.926 - beta 105.046 - gamma 89.797 - Base-cent

# HH9

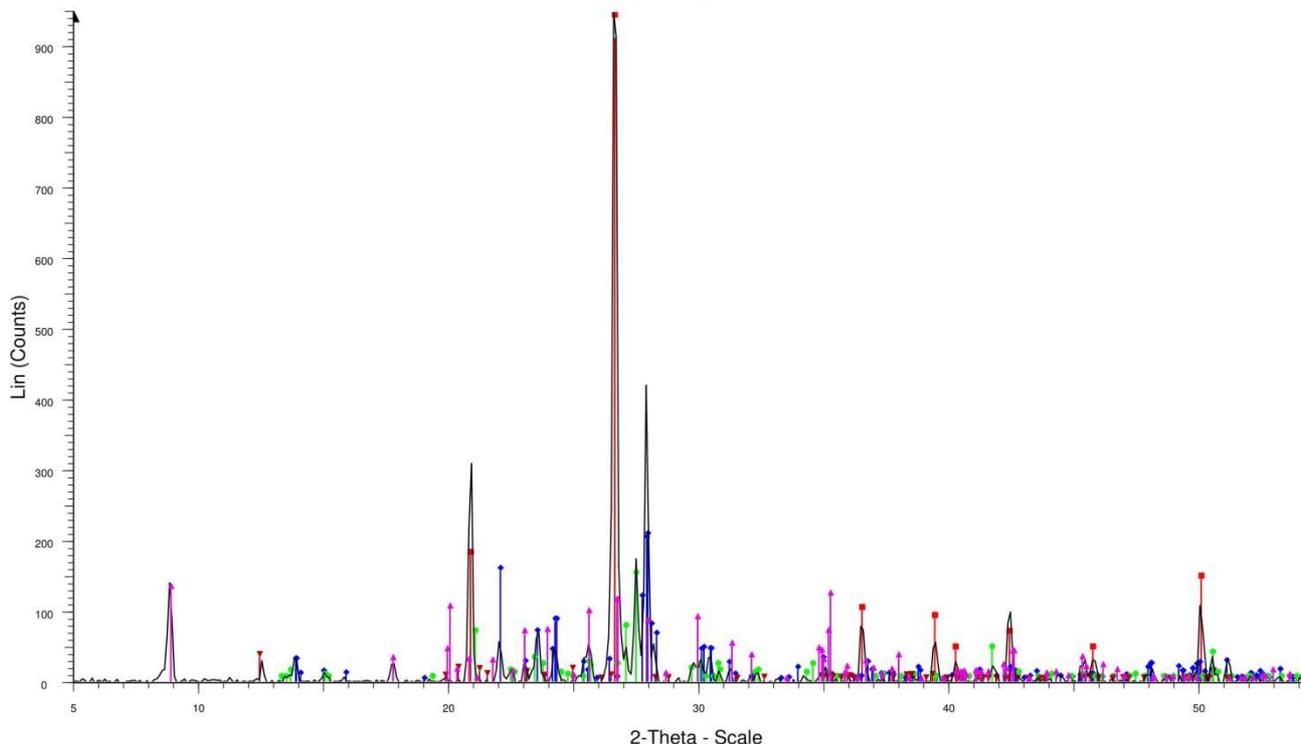
Abb. A7



HH9 - File: HH9.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 5.000 ° - End: 56.100 ° - Step: 0.100 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 5.000 ° - Theta: 2.500 ° - Phi: 0.00 ° - Display plane: 1 - Anode: Cu - W  
 Operations: Background 1.000,1.000 | Import  
 00-046-1045 (\*) - Quartz, syn - SiO<sub>2</sub> - Y: 65.43 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Hexagonal - a 4.91344 - b 4.91344 - c 5.40524 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.010 - I/lc PDF 3.4 - S-Q  
 01-076-1819 (C) - Albite low - Na(AlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>) - Y: 23.18 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Triclinic - a 8.13800 - b 12.78900 - c 7.15600 - alpha 94.330 - beta 116.570 - gamma 87.650 - Base-centered - C-1 (0) - 4 - 664.194 - I/lc PDF 0.6 -  
 00-029-0701 (I) - Clinocllore-1Mlib, ferroan - (Mg,Fe)6(Si,Al)4O10(OH)8 - Y: 3.71 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Monoclinic - a 5.36000 - b 9.28000 - c 14.20000 - alpha 90.000 - beta 97.150 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m  
 01-083-1366 (C) - Biotite - K2(Fe2.786Mg2.321Ti0.550)(Al2.413Si5.587O20)(OH)4 - Y: 30.87 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Monoclinic - a 5.35700 - b 9.24500 - c 20.23400 - alpha 90.000 - beta 94.978 - gamma 90.000 - Base-cent

# HH10

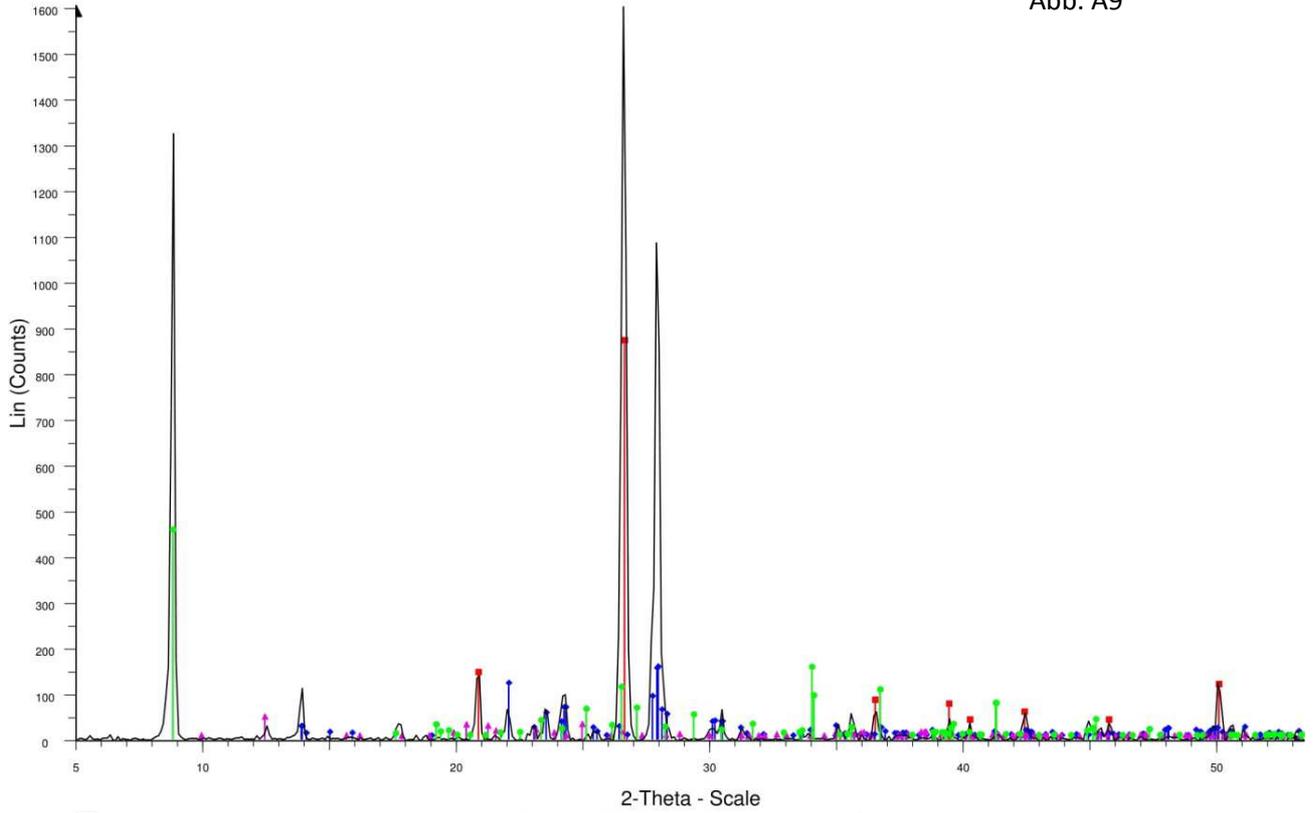
Abb. A8



HH10 - File: HH10.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 5.000 ° - End: 54.800 ° - Step: 0.100 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 5.000 ° - Theta: 2.500 ° - Phi: 0.00 ° - Display plane: 1 - Anode: Cu -  
 Operations: Background 1.000,1.000 | Import  
 00-046-1045 (\*) - Quartz, syn - SiO<sub>2</sub> - Y: 117.68 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Hexagonal - a 4.91344 - b 4.91344 - c 5.40524 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.010 - I/lc PDF 3.4 - S-  
 01-076-1819 (C) - Albite low - Na(AlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>) - Y: 21.68 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Triclinic - a 8.13800 - b 12.78900 - c 7.15600 - alpha 94.330 - beta 116.570 - gamma 87.650 - Base-centered - C-1 (0) - 4 - 664.194 - I/lc PDF 0.6 -  
 00-019-0932 (I) - Microcline, intermediate - KAISi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> - Y: 15.80 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Triclinic - a 8.56000 - b 12.97000 - c 7.21000 - alpha 90.300 - beta 116.100 - gamma 89.000 - Base-centered - C-1 (0) - 4 - 718.739 - I/lc  
 01-084-1304 (C) - Muscovite - from Panasqueira, Portugal - KAISi<sub>3</sub>O<sub>10</sub>(OH)2 - Y: 13.77 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Monoclinic - a 5.15790 - b 8.95050 - c 20.07100 - alpha 90.000 - beta 95.750 - gamma 90.000 - Base-centered  
 01-083-0971 (C) - Kaolinite - from Keokuk, Iowa, USA - Al2(Si2O5)(OH)4 - Y: 3.57 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Triclinic - a 5.15350 - b 8.94190 - c 7.39060 - alpha 91.926 - beta 105.046 - gamma 89.797 - Base-centered - C1 (0) -

# HH11

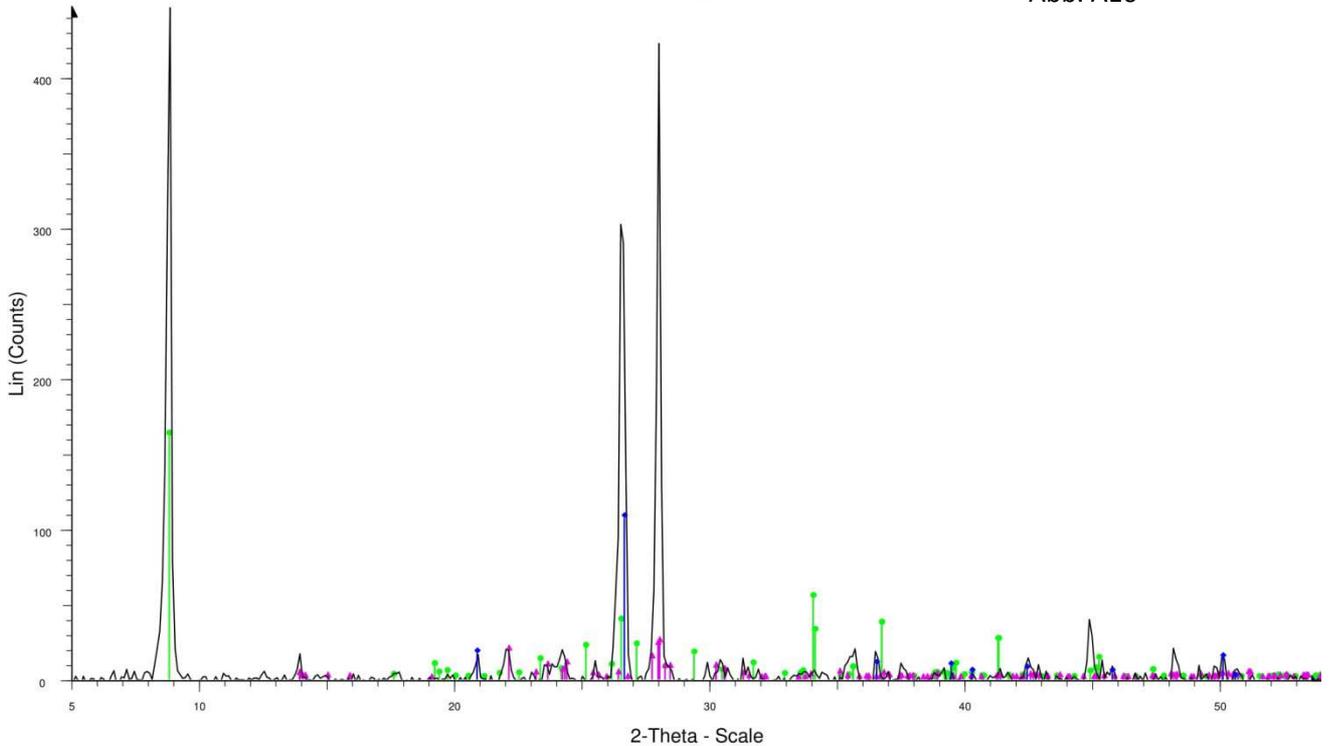
Abb. A9



HH11 - File: HH11.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 5.000 ° - End: 53.500 ° - Step: 0.100 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 5.000 ° - Theta: 2.500 ° - Phi: 0.00 ° - Display plane: 1  
Operations: Background 1.000,1.000 | Import  
00-046-1045 (\*) - Quartz, syn - SiO<sub>2</sub> - Y: 53.97 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Hexagonal - a 4.91344 - b 4.91344 - c 5.40524 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P321 (154) - 3 - 113.010 - I/c  
01-076-1819 (C) - Albite low - Na(AlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>) - Y: 9.42 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Triclinic - a 8.13800 - b 12.78900 - c 7.15600 - alpha 94.330 - beta 116.570 - gamma 87.650 - Base-centered - C-1 (0) - 4 - 664.194 -  
01-083-1366 (C) - Biotite - K<sub>2</sub>(Fe<sub>2.786</sub>Mg<sub>2.321</sub>Ti<sub>0.550</sub>)(Al<sub>2.413</sub>Si<sub>5.587</sub>O<sub>20</sub>)(OH)<sub>4</sub> - Y: 28.10 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Monoclinic - a 5.35700 - b 9.24500 - c 20.23400 - alpha 90.000 - beta 94.978 - gamma 90.0  
01-078-2110 (C) - Kaolinite - from Keokuk, Iowa - Al<sub>4</sub>(OH)<sub>8</sub>(Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>) - Y: 2.58 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Triclinic - a 5.14971 - b 8.93507 - c 7.38549 - alpha 91.928 - beta 105.042 - gamma 89.791 - Primitive - P1 (

# HH20

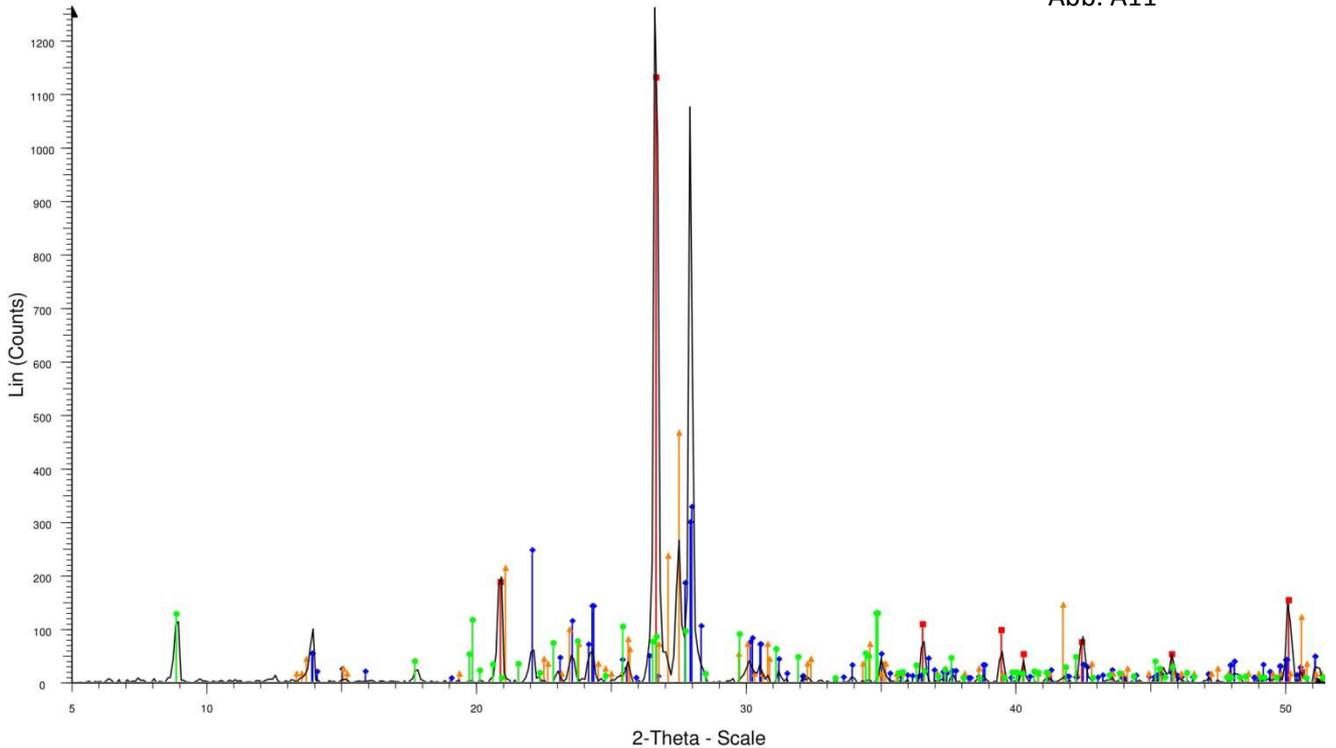
Abb. A10



HH20 - File: HH20.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 5.000 ° - End: 54.000 ° - Step: 0.100 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 5.000 ° - Theta: 2.500 ° - Phi: 0.00 ° - Display plane: 1 - Anode: Cu -  
Operations: Background 1.000,1.000 | Import  
00-046-1045 (\*) - Quartz, syn - SiO<sub>2</sub> - Y: 23.97 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Hexagonal - a 4.91344 - b 4.91344 - c 5.40524 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P321 (154) - 3 - 113.010 - I/c PDF 3.4 - S-Q  
01-083-1366 (C) - Biotite - K<sub>2</sub>(Fe<sub>2.786</sub>Mg<sub>2.321</sub>Ti<sub>0.550</sub>)(Al<sub>2.413</sub>Si<sub>5.587</sub>O<sub>20</sub>)(OH)<sub>4</sub> - Y: 36.27 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Monoclinic - a 5.35700 - b 9.24500 - c 20.23400 - alpha 90.000 - beta 94.978 - gamma 90.000 - Base-cent  
01-084-0982 (C) - Albite low - from Amelia, Virginia, USA - Na(AlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>) - Y: 5.54 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Triclinic - a 8.11510 - b 12.76210 - c 7.15760 - alpha 94.200 - beta 116.800 - gamma 87.700 - Base-centered - C-1 (0) -

# HH22

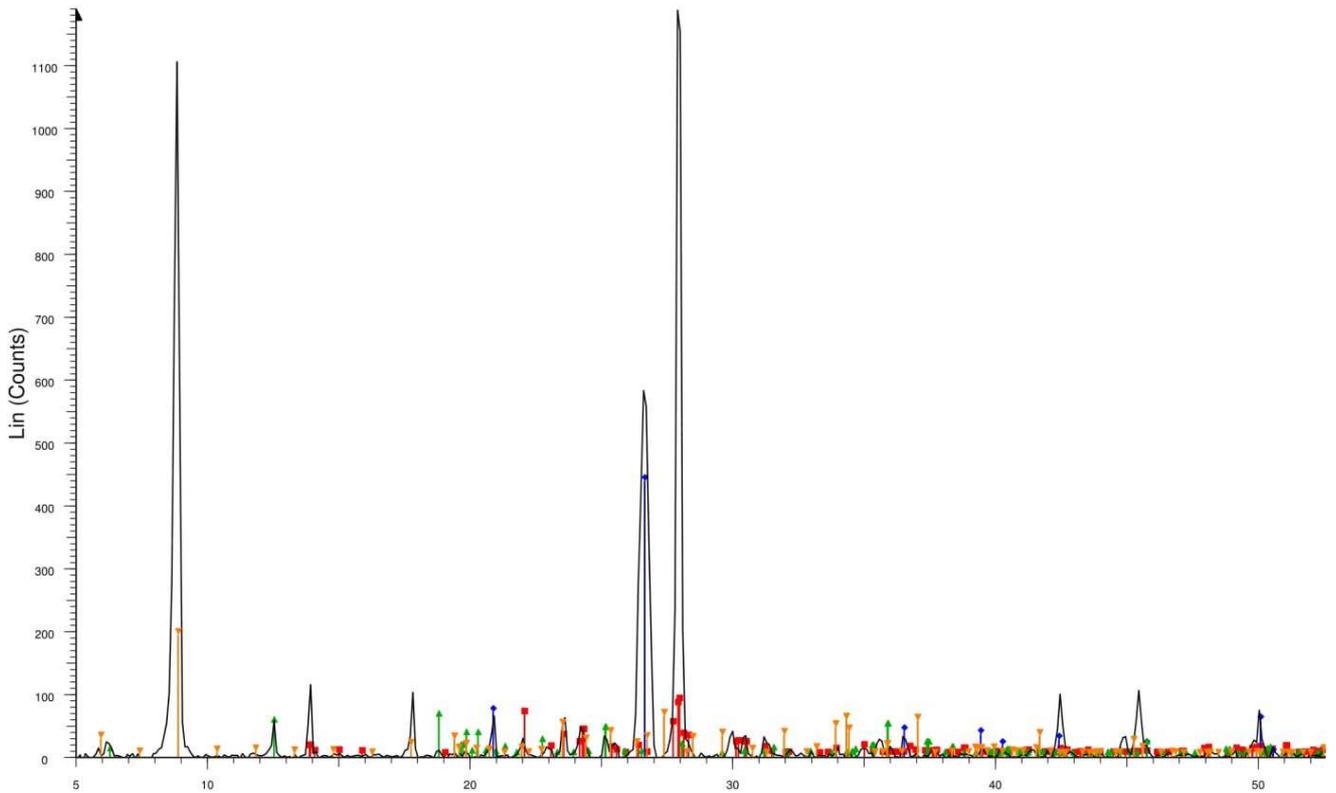
Abb. A11



HH22 - File: HH22.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 5.000 ° - End: 51.500 ° - Step: 0.100 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 5.000 ° - Theta: 2.500 ° - Phi: 0.00 ° - Display plane: 1 - Anode: Cu -  
Operations: Background 1.000,1.000 | Import  
00-046-1045 (\*) - Quartz, syn - SiO<sub>2</sub> - Y: 89.12 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Hexagonal - a 4.91344 - b 4.91344 - c 5.40524 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.010 - I/lc PDF 3.4 - F30  
01-083-1466 (C) - Albite low - from Amelia, Virginia, USA - Na<sub>0.986</sub>(Al<sub>1.005</sub>Si<sub>2.995</sub>O<sub>8</sub>) - Y: 25.45 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Triclinic - a 8.14200 - b 12.78500 - c 7.15900 - alpha 94.190 - beta 116.610 - gamma 87.680 - Base-ce  
00-019-0932 (I) - Microcline, intermediate - KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> - Y: 36.46 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Triclinic - a 8.56000 - b 12.97000 - c 7.21000 - alpha 90.300 - beta 116.100 - gamma 89.000 - Base-centered - C-1 (0) - 4 - 718.739 - F3  
01-084-1303 (C) - Muscovite - from Keystone, South Dakota, USA - KAl<sub>3</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub> - Y: 9.65 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Monoclinic - a 5.21500 - b 9.05300 - c 20.15000 - alpha 90.000 - beta 95.720 - gamma 90.000 - Base-ce

# HH23

Abb. A12



HH23 - File: HH23.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 5.000 ° - End: 52.600 ° - Step: 0.100 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 5.000 ° - Theta: 2.500 ° - Phi: 0.00 ° - Display plane: 1  
Operations: Background 1.000,1.000 | Import  
01-080-1094 (C) - Albite low - from Roc Tourné, France - Na(AlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>) - Y: 7.31 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Triclinic - a 8.13700 - b 12.78500 - c 7.15830 - alpha 94.260 - beta 116.600 - gamma 87.710 - Base-cente  
00-046-1045 (\*) - Quartz, syn - SiO<sub>2</sub> - Y: 36.90 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Hexagonal - a 4.91344 - b 4.91344 - c 5.40524 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.010 - I/lc  
01-073-0172 (C) - Chlorite ditriocahedral - (Si<sub>2.86</sub>Al<sub>1.14</sub>)(Al<sub>2.98</sub>Mg<sub>1.95</sub>)O<sub>10</sub>(OH)<sub>8</sub> - Y: 5.24 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Monoclinic - a 5.22500 - b 9.05800 - c 28.38000 - alpha 90.000 - beta 93.670 - gamma 90.00  
01-073-1661 (C) - Biotite - KMg<sub>3</sub>AlSi<sub>3</sub>O<sub>10</sub>OHF - Y: 16.23 % - d x by: 1. - WL: 1.54056 - Triclinic - a 5.30000 - b 5.30000 - c 60.00000 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P-1 (2) - 6 - 1459.60 - I

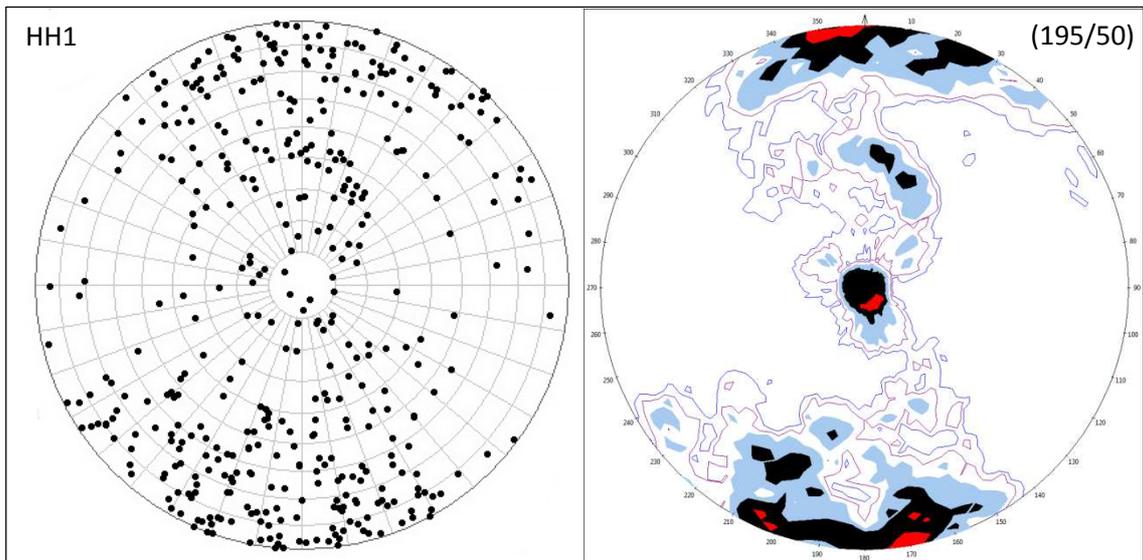


Abb. A13: Punktdarstellung und Isolinienplot der Quarz-c-Achsen (Probe HH1)

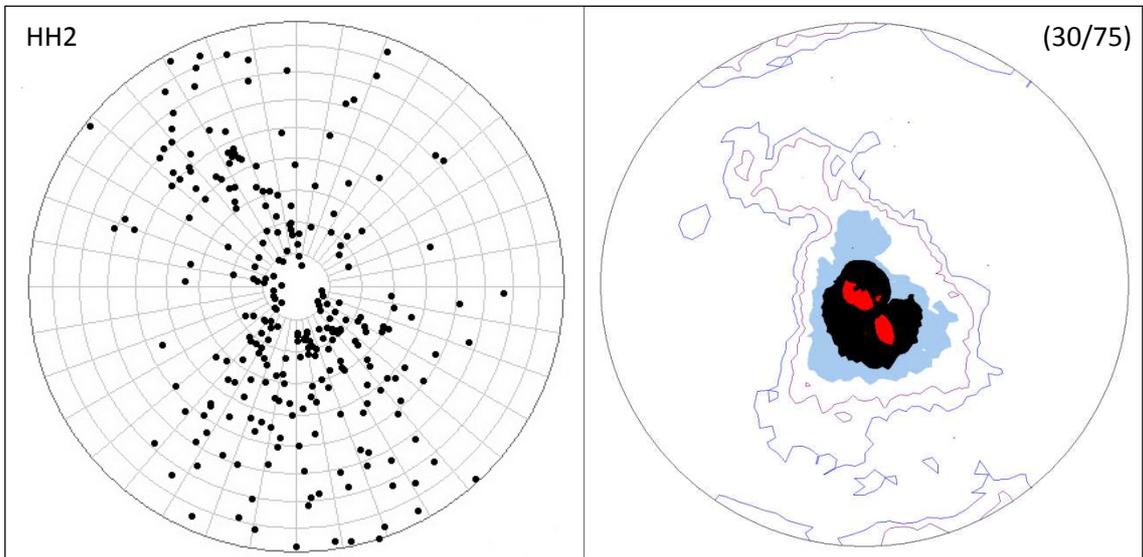


Abb. A14: Punktdarstellung und Isolinienplot der Quarz-c-Achsen (Probe HH2)

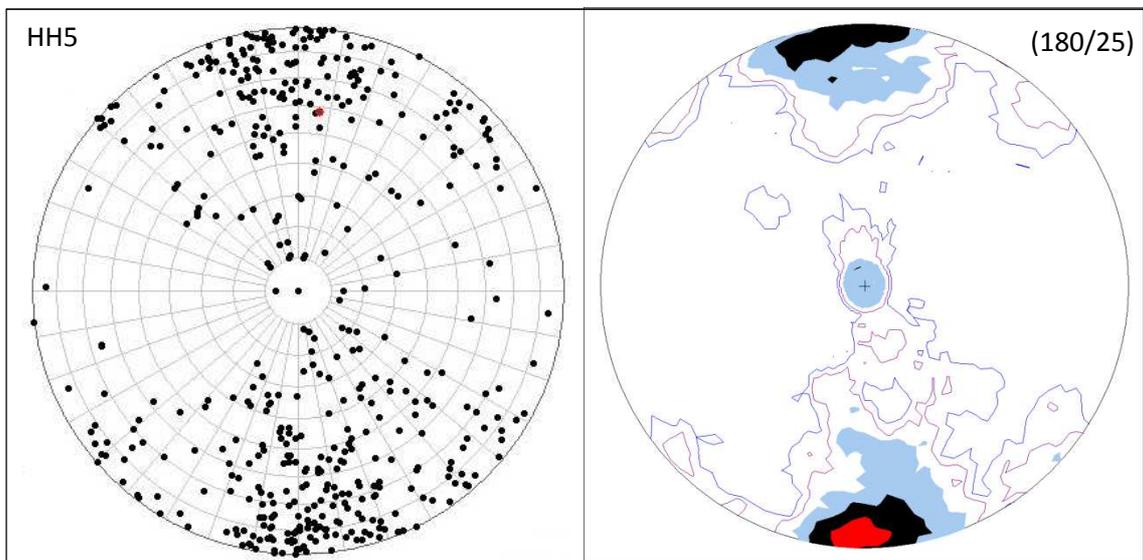


Abb. A15: Punktdarstellung und Isolinienplot der Quarz-c-Achsen (Probe HH5)

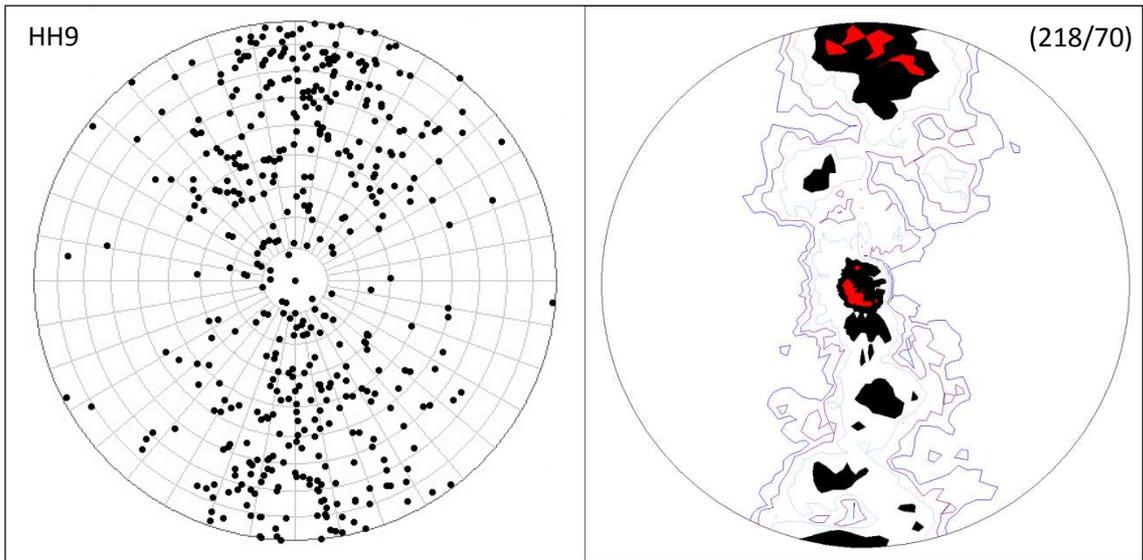


Abb. A16: Punktdarstellung und Isolinienplot der Quarz-c-Achsen (Probe HH9)

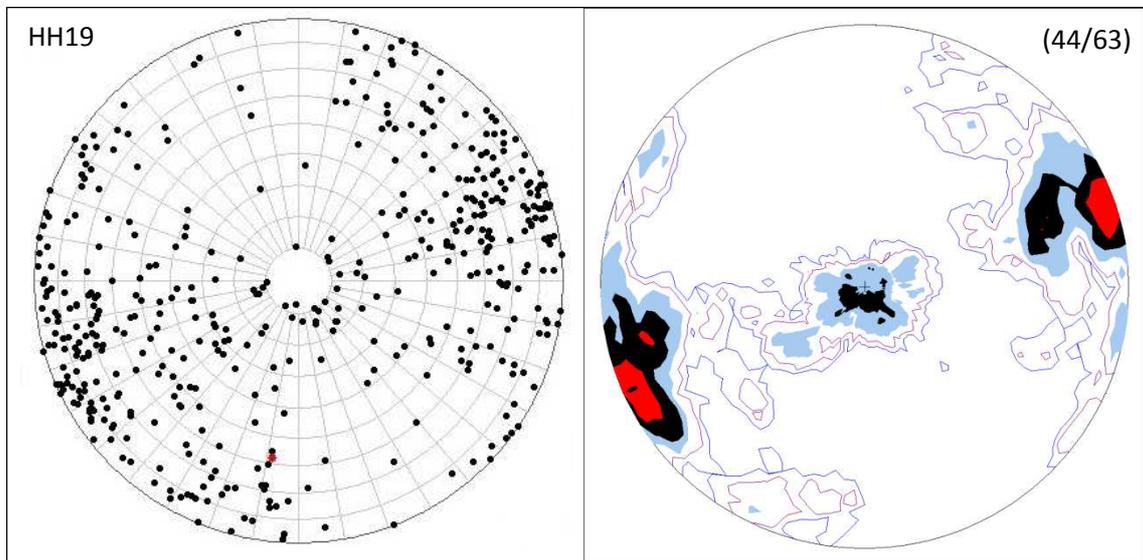


Abb. A17: Punktdarstellung und Isolinienplot der Quarz-c-Achsen (Probe HH19; verkippt)

Abb. A18: Geologische Karte des Herrschaftskranzes; Kartengrundlage: GIS Steiermark

