

Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften

Institut für Geologie

1. Bachelorarbeit

zur Erlangung des akademischen Grades eines Bachelor of Science (B.Sc.)

Magnetische Gefügeuntersuchungen an Fault Gouge

von

Alessandro Venturi

(Matrikel-Nr. 01537837)

Betreuer:

Ass. Prof. Mag. Dr. Hannah Pomella

Ao. Univ.- Prof. Mag. Dr. Hugo Ortner

Wintersemester 2019-20

Danksagung

Zusammenfassung

Abstract

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung mit Ziel der Bachelorarbeit und Fragestellung

1.1. Magnetische Methoden in der Strukturgeologie

1.2. Geographische Lage des Untersuchungsgebietes

1.3. Geologischer Überblick

2. Methoden

2-1. Sammlung der strukturellen Daten im Untersuchungsgebiet

2-2. Sammlung der orientierten Proben in der Störungszone

2-3. Messung der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS)

2-4. Niedertemperatur Methode: Magnetische Kryoanalyse

2-5. Hochtemperatur Methode: Magnetische Thermoanalyse

2-6. Röntgen-Pulverdiffraktometrie X-RPD

3. Ergebnisse

3-1. Strukturellen Daten im Stereonetz

3-2. Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS)

3-3. Niedertemperatur Methode: Magnetische Kryoanalyse

3-4. Hochtemperatur Methode: Magnetische Thermoanalyse

3-5. Röntgen-Pulverdiffraktometrie X-RPD

4. Diskussion

5. Schlussfolgerungen

6. Literatur

7. Abbildungsverzeichnis

Danksagung

Ich möchte mich bei Ass. Prof. Mag. Dr. Hannah Pomella und Ao.Univ. Prof. Mag. Dr. Hugo Ortner herzlich für die wertvolle Unterstützung und Hilfe sowie für die freundlichen Ratschläge, die mir im Verlauf dieser Arbeit gegeben wurde, bedanken. Ich möchte mich auch bei Assoz. Prof. Mag. Dr. Clivia Hejny für die Hilfe bei der Durchführung der Röntgen-Pulverdiffraktometrie und für die Interpretation der Ergebnisse bedanken.

Zusammenfassung

Ziel dieser Arbeit war es, herauszufinden, ob die Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) ein zuverlässiges Werkzeug bei der Untersuchung des Gefüges von Fault Gouge (Störungsletten) ist. Die AMS wurde ursprünglich von Graham (1954) als nützliches Gefüge Element vorgeschlagen. Die Analyse der AMS ist seitdem in Deformationsstudien weit verbreitet, da das AMS-Ellipsoid häufig mit dem Verformungsellipsoid korreliert (z. B. Hrouda et al., 1988; Rochette et al., 1992; Borradaile und Henry, 1997). Im Rahmen dieser Bachelorarbeit wurde eine Störungszone im Kienzingbach Graben (orographisch linke Seite des Spertentales, 5 Km südlich von Kirchberg in Tirol) untersucht. Proben von Störungsletten wurden an der Störung zwischen den permotriassischen Gesteinen des Gaisberg Massivs im Norden und den paläozoischen Wildschönauer Schiefer im Süden gesammelt. Insgesamt wurden 22 Proben in zwei verschiedenen Aufschlüssen gesammelt. Das Material wurde im Labor des Instituts für Geologie der Universität Innsbruck mit einer Kappabridge (MFK1-FA Gerät; AGICO Inc.-Brno-CZ) analysiert. Zusätzlich wurde das Material mit Röntgen-Pulverdiffraktometrie (X-RPD) analysiert. In polymineralischen Gesteinen ist die magnetische Suszeptibilität oft anisotrop. Die gemessene Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) ist die Summe der magnetischen Suszeptibilität aller Mineralien. Diese können diamagnetisch, paramagnetisch und/oder ferromagnetisch (im weiteren Sinne) Eigenschaften haben. Um die verschiedenen paramagnetischen und ferromagnetischen Komponenten von AMS zu trennen, wurde die magnetische Kryoanalyse mit flüssigem Stickstoff (Entwicklung der Suszeptibilität zwischen -192°C und Raumtemperatur) und eine thermomagnetischen Analyse (Entwicklung der Suszeptibilität zwischen Raumtemperatur und $+700^{\circ}\text{C}$) durchgeführt. Die AMS-Daten, die magnetische Kryoanalyse, die magnetische Thermoanalyse und die X-RPD-Daten unseres Materials weisen darauf hin, dass paramagnetische und diamagnetische Mineralien (Glimmer, Feldspat und Quarz) das Gefüge dominieren. Ferromagnetischen Mineralien sind maximal in Spuren vorhanden. Mit der AMS-Analyse konnten magnetische Lineation (K_{max}) und magnetische Foliation (K_{min}) bestimmt werden. Die Orientierung der magnetische Lineation stimmt mit den im Gelände ermittelten Krenulationlinearen überein. Die

vorliegende Arbeit bestätigt, dass AMS ein nützliches und zuverlässiges Werkzeug der Strukturgeologie bei der Untersuchung von Störungsletten ist. Die AMS Daten beziehen sich auf zwei Aufschlüsse, während die präsentierten Strukturdaten einen größeren Bereich umfassen. Für eine Regionalgeologische Aussage wäre die Bearbeitung zusätzlicher Aufschlüsse mittels AMS sinnvoll.

Abstract:

The aim of this work was to find out whether the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is a reliable tool in the investigation of the petrofabric of Fault Gouge. The AMS was originally proposed by Graham (1954) as a useful structural element. Since then it has been widely used in deformation studies because the AMS ellipsoid often correlates with the deformation ellipsoid (e.g. Hrouda et al., 1988; Rochette et al., 1992; Borradaile and Henry, 1997). In the context of this bachelor thesis, a fault zone was identified in the Kienzingbacher Graben (orographically left side of the Spertental, 5 km south of Kirchberg in Tirol) to collect samples of fault gouge. Samples of Fault Gouge at the fault between the Permotriassic carbonates of the Gaisberg massif in the north and the Paleozoic Wildschönauer Schist in the south were collected. A total of 22 oriented samples of fault gouge were collected in two outcrops of the fault zone. The material was examined in the laboratory of the Institute of Geology at the University of Innsbruck using a Kappabridge (MFK1-FA by AGICO-Brno-CZ) and the material was also analyzed using X-ray powder diffractometry (X-RPD). AMS is the sum of the magnetic susceptibilities of all rock-forming minerals. These can be diamagnetic, paramagnetic and/or ferromagnetic (in a broader sense) species. In order to separate the paramagnetic and ferromagnetic of AMS, the magnetic cryoanalysis with liquid nitrogen (development of the susceptibility between -192°C and room temperature) and a thermomagnetic analysis (development of the susceptibility between room temperature and $+700^{\circ}\text{C}$) were carried out. The AMS data, magnetic cryoanalysis, magnetic thermal analysis, as well as the Powder X-Ray Diffraction data (P-XRD powder diffractometry) of our material indicate that paramagnetic und diamagnetic minerals (mica, feldspar und quartz) dominate the petrofabric. Ferromagnetic minerals are present perhaps only in traces. AMS analysis was used to determine magnetic lineation (K_{\max}) and magnetic foliation (K_{\min}). The orientation of the magnetic lineation agrees with the crenulation linear found in the field. The present work confirms that AMS is a useful and reliable tool of structural geology when examining the petrofabric of the fault gouge. The AMS data refer to two outcrops, while the presented structural data cover a larger area. For a regional geological statement, the processing of additional outcrops using AMS would make sense.

Keywords: Magnetic fabrics, Petrofabric, Anisotropy of Magnetic Susceptibility, Geology

1. Einleitung mit Ziel der Bachelorarbeit und Fragestellung

In der Kernzone spröder Störungen kann Fault Gouge (Störungsletten) auftreten. In diesem plastisch verformbaren Material ist es im Gelände meistens schwierig Scherrichtungen zu bestimmen. Aufgrund der mangelnden Zementation in Kombination mit der typischen Impermeabilität ist es meistens auch nicht möglich Dünnschliffe anzufertigen. Im Rahmen dieser Bachelor Arbeit wurde untersucht, ob die Anisotropie der Magnetischen Suszeptibilität (AMS) zur Erfassung der Verformung dieses Materials geeignet ist.

1-1. Magnetische Methoden in der Strukturgeologie

Die magnetische Suszeptibilität ist eine einheitslose physikalische Größe, die die Magnetisierbarkeit von Materie in einem externen Magnetfeld angibt. Die magnetische Suszeptibilität (k) ist definiert als $M = kH$, wobei M die induzierte Magnetisierung und H das angelegte Feld ist. Im Internationalen System [SI] werden Magnetisierungen und Magnetfelder beide in A / m gemessen; k wird als SI bezeichnet. Die Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) ist durch ein Größenellipsoid beschreibbar (Abb.1) mit Hauptsuszeptibilität (K_{max} , K_{int} , K_{min}) als Achsen und deren Durchschnittswert als mittlere Suszeptibilität (K_{mean}) dessen Konzept dem Ellipsoid mit finiter Verformung ähnelt (Abb.2).

$$\begin{array}{l} M_1 \\ M_2 \\ M_3 \end{array} = \begin{array}{|c|c|c|} \hline k_{11} & k_{12} & k_{13} \\ \hline k_{21} & k_{22} & k_{23} \\ \hline k_{31} & k_{32} & k_{33} \\ \hline \end{array} \begin{array}{l} H_1 \\ H_2 \\ H_3 \end{array}$$

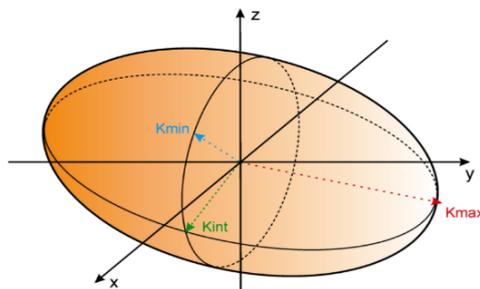


Abbildung 1 AMS ist durch ein Größenellipsoid beschreibbar, dessen Konzept dem Ellipsoid mit finiter Verformung ähnelt mit Hauptsuszeptibilität (K_{max} , K_{int} , K_{min}) als Achsen und deren Durchschnittswert als mittlere Suszeptibilität (K_{mean}). Quelle: Chadima WWW.AGICO.com>agicoprints>ams_rocks_pres PDF

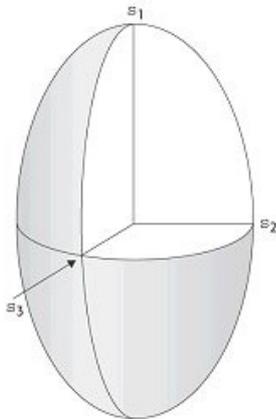


Abbildung 2 Das Spannungsellipsoid mit $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ Hauptachsen Quelle: Spektrum Akademischer Verlag Heidelberg 2000

Der Anisotropiegrad des Ellipsoids kann durch den korrigierten Anisotropiegrad P' , ein Proxy für das Gefüge, beschrieben werden, mit $P' = \exp \sqrt{2 \sum (\ln K_i - \ln K)^2}$ ($i = 1$ bis 3 , K ist das arithmetische Mittel der Suszeptibilität). P' ist ein Maß für die Abweichung des AMS-Ellipsoids von einer Kugel. Wichtig ist auch der Formfaktor T ($-1 \leq T \leq +1$), ein Indikator für die Geometrie der AMS (Prolat vs. Oblat) (Abb.3).

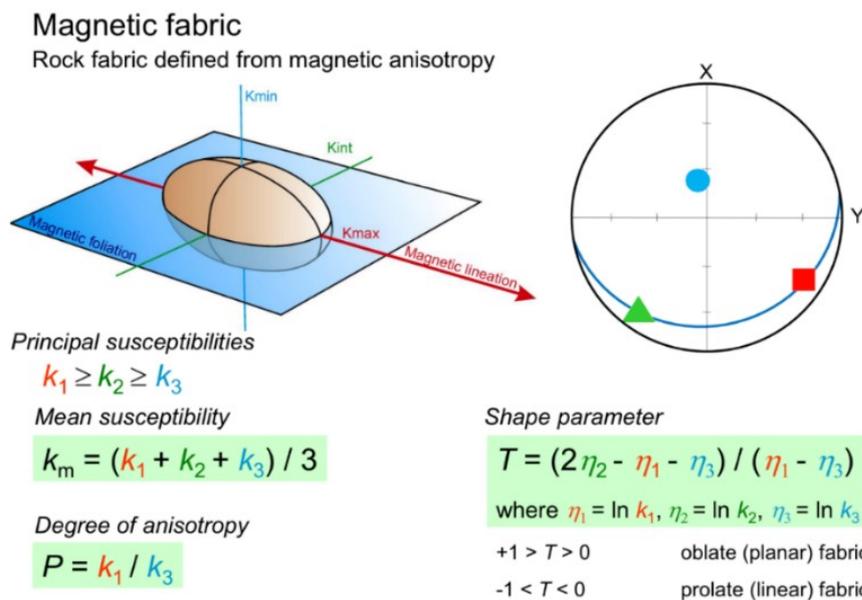


Abbildung 3 Die AMS des Gesteins wird mit verschiedenen Parameter beschreibt. Quelle: Chadima WWW.AGICO.com>agicoprints>ams_rocks_pres PDF

Es wurden verschiedene Ansätze zur Beschreibung der Ellipsoidform vorgeschlagen. Die gebräuchlichste Darstellung ist das Jelinek-Diagramm (Jelinek,1981), das den korrigierten Anisotropiegrad (P') gegenüber dem T-Form-Parameter zeigt. (Abb.4)

Jelinek diagram (P_j -T plot)

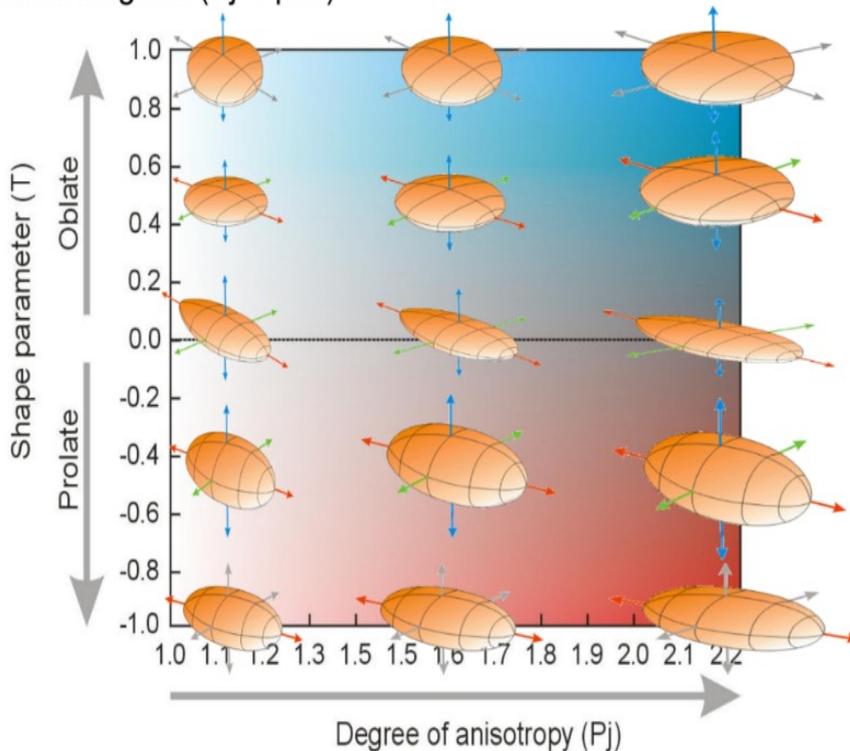


Abbildung 4 Die Form des AMS-Ellipsoids kann von scheibenförmig bis stabförmig variieren. Das magnetische Ellipsoid ist für $0 \leq T \leq 1$ oblat (pfannkuchenförmig) und für $-1 \leq T \leq 0$ prolat (bleistiftförmig) (Jelinek, 1981). Quelle: Chadima WWW.AGICO.com>agicoprints>ams_rocks_pres PDF

Seit 40 Jahren liefert die Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) ein zuverlässiges Gefüge der magnetischen Ellipsoidorientierungen. Die Haupthalbachsen der finiten Verformung korrelierten gut mit den AMS-Haupteigenwerten (Borradaile und Jackson 2010). AMS-Messungen können bei sorgfältiger Betrachtung einige Aspekte des Verformungspfad aufdecken. Normalerweise ist es möglich die Hauptrichtungen von AMS-Verteilungen als physikalisch signifikante Richtung zu interpretieren, wie Strömungsrichtung, magmatische Strömung oder finite Verformung (Kodama 1995). Die magnetische Suszeptibilität eines Gesteins (k) hängt in erster Linie von der Art und dem Vorkommen magnetischer, aber auch paramagnetischer und diamagnetischer Mineralien ab (Abb.5). Somit bietet AMS ein Werkzeug, um die Orientierungsverteilung aller Mineralien in einer Probe zu beurteilen.

$$M = k \times H$$

$$k = M / H$$

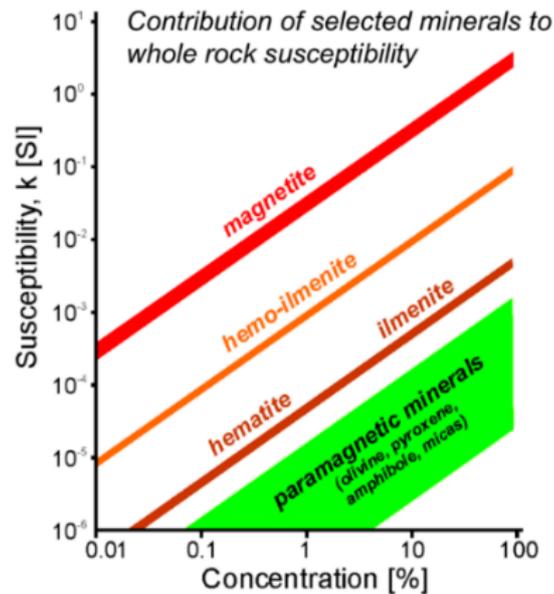


Abbildung 5 Beitrag ausgewählter Mineralien zur Suszeptibilität des gesamten Gesteins Quelle: Chadima WWW.AGICO.com>agicoprints>ams_rocks_pres PDF

Diamagnetische Mineralien haben in Abwesenheit eines Magnetfeldes keine Umlaufmomente, da alle Orbitale gefüllt sind. Bei Anlegen eines externen Magnetfeldes bewegt sich der mit der Umlaufbahn verbundene Drehimpulsvektor um die Richtung des angelegten Feldes und in die entgegengesetzte Richtung. Die induzierte Magnetisierung verschwindet, sobald das Magnetfeld entfernt wird. Die magnetische Suszeptibilität ist daher negativ und von geringer Größe, typischerweise in der Größenordnung von -10^{-5} [SI] (Abb.6 a) (Dunlop und Özdemir, 1997). Paramagnetische Mineralien haben Atome mit ungepaarten Elektronenspins, die in Abwesenheit externer Felder zufällig ausgerichtet sind. Wenn ein Magnetfeld angelegt wird, entsteht ein resultierendes Moment in Richtung des Feldes. Dieses Moment verschwindet, wenn das Feld entfernt wird. Die magnetische Suszeptibilität ist positiv und liegt typischerweise in der Größenordnung von -10^{-5} bis -10^{-3} [SI], d.h. in absoluten Zahlen höhere Wert als bei diamagnetischen Mineralien (Abb.6 b) (Dunlop und Özdemir, 1997). Ferromagnetische Materialien haben nicht kompensierte Spins. Die Wechselwirkung des nicht kompensierten Elektronenorbitals führt zu einem zusätzlichen Ausdruck magnetischer Energie, der als Austauschenergie bezeichnet wird. Infolgedessen tritt eine Nettomagnetisierung auf, wenn keine externen Felder vorhanden sind. Ferromagnetische Mineralien können in Abhängigkeit von der Konfiguration der magnetischen Gitter in verschiedene Typen unterteilt werden, wie ferromagnetische, ferrimagnetische, antiferromagnetische und spin-canted-antiferromagnetische. Die Magnetisierung ist keine lineare Funktion mit dem Feld (Abb.6 c),

diese Mineralien zeigen eine Hystereseschleife der Magnetisierung als Funktion des Feldes (Dunlop und Özdemir, 1997).

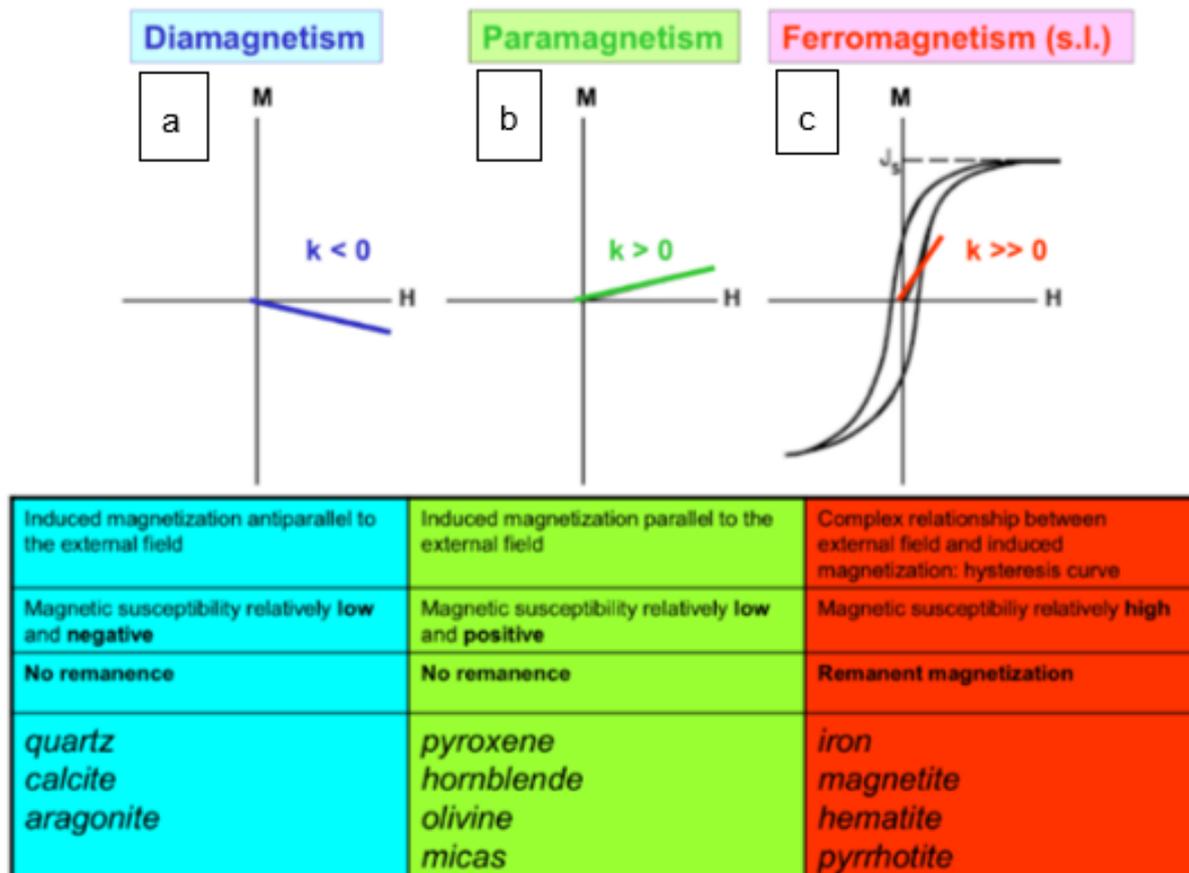


Abbildung 6 a,b,c zeigt schematisch die magnetische Suszeptibilität jedes Typs und die magnetischen Eigenschaften der wichtigsten Mineralien. Quelle: Chadima WWW.AGICO.com>agicoprints>ams_rocks_pres PDF

Die AMS wird durch eine Kombination von Effekten verursacht: bevorzugte Ausrichtung der Körner, die räumliche Verteilung der Mineralkörner und/oder ihre gitterbevorzugte Ausrichtung und die intrinsische Anisotropie der Körner (Form oder kristalline Anisotropie) (Abb.7). Eine weitere mögliche Ursache für Anisotropie ist die Verteilungsanisotropie oder die strukturelle Anisotropie, die auftritt, wenn ferromagnetische Körner in bestimmten Konfigurationen nahe beieinander liegen (Abb. 7) (Hargraves et al., 1991; Stephenson, 1994).

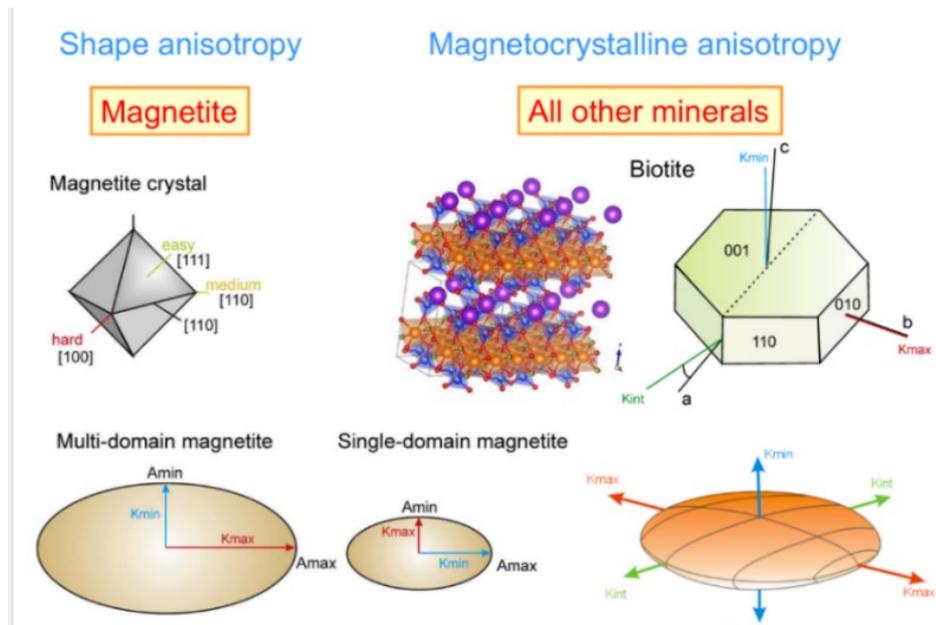


Abbildung 7 Für Magnetit definiert AMS primär die kornförmige Anisotropie; für die meisten anderen Mineralien drückt AMS die kristallographische Kontrolle der magnetischen Eigenschaften aus. (Borradaile und Henry 1997)

Die Orientierungen der AMS-Achsen haben in der Regel eine einigermaßen einfache strukturelle Bedeutung. Ihre Größen (K_{max} , K_{int} , K_{min}) sind das Ergebnis von Mineralien, deren AMS Eigenschaften sich voneinander unterscheiden. Bevor das magnetische Gefüge als Proxy für mineralische Gefüge interpretiert werden kann, müssen die mineralogischen Quellen der magnetischen Anisotropie identifiziert werden. Dies ist besonders wichtig bei niedrigen Anisotropien, da selbst eine kleine Menge schwach orientierter, aber stark ferromagnetischer Mineralien das Gefüge paramagnetischer Mineralien überlagern kann (z. B. Borradaile und Werner, 1994). Dies ist in erster Linie darauf zurückzuführen, dass die Form des AMS-Ellipsoids Beiträge mehrerer Mineralien kombiniert, deren individuelles AMS-Ellipsoid eine unterschiedliche Form aufweist. Kleine Abweichungen in den Anteilen der Mineralien verändern daher die Form des AMS-Ellipsoids des Gesteins, selbst wenn der Ausrichtungsprozess von konstanter Intensität wäre. Eine andere Schwierigkeit bei der Interpretation von AMS besteht darin, dass Mineralien sich in verschiedenen Stadien des Verformungsverlaufs eines Gesteins bilden können, und daher können ihre magnetischen Gefüge unterschiedliche Verformungsereignisse aufzeichnen. Zum Beispiel können sich Alterationsminerale spät bilden, und ihr magnetisches Gefüge kann geometrisch unabhängig von der vorherigen Verformungsgeschichte sein (Martin-Hernandez, F., and E. C. Ferrè, 2007) (Abb.8).

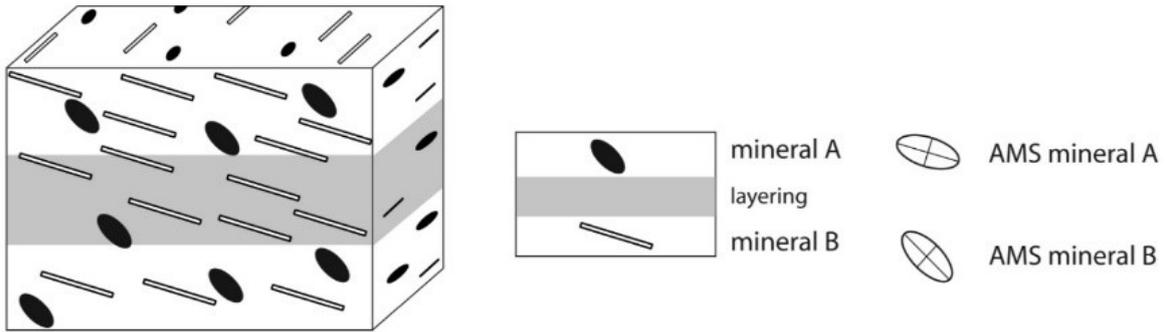


Abbildung 8 Mineralien A und B können sich in verschiedenen Stadien des Verformungsverlaufs eines Gesteins bilden, und daher können ihre magnetischen Gefüge unterschiedliche Verformungsereignisse aufzeichnen. Quelle: Martin-Hernandez, F., and E. C. Ferre', 2007

Ausgefällte Labortechniken können die AMS-Beiträge bestimmter Mineralien von einem andere isolieren und von bestimmten Subgefüge unterscheiden (Tabelle 1).

Tabelle 1 Die aktuellen Techniken, instrumentellen Anforderungen, gemessenen physikalischen Eigenschaften sowie Vor- und Nachteile im Vergleich zu Standard-Low-Field-AMS-Messungen zusammengefasst.

Quelle: Martin-Hernandez and Ferrè, 2007

Method	Magnitude Measured	Equipment	Advantages	Inconveniences
Low-field AMS	low-field magnetic susceptibility	AMS susceptibility bridge	fast; widely available	measures the resulting anisotropy of all the minerals present in the sample
Measurements at different temperatures Low-temperature methods	low-field magnetic susceptibility	AMS susceptibility bridge, liquid nitrogen	nondestructive	not possible for direct comparison of shape and degree of anisotropy with room temperature AMS; time intensive; increases the instrumental drift
High-temperature methods	low-field magnetic susceptibility	AMS susceptibility bridge, Furnace	masked fabrics can be revealed	not reversible; purely experimental, in some cases the enhanced fabric is more random; produces mineral changes
Measurements of magnetic remanence Anisotropy of An hysteretic Remanence	anhysteretic remanence magnetization	magnetometer, AF coil and DF coil or Helmholtz cage	discriminates coercivity fractions; not affected by inverse fabric	time intensive; problems with saturation on hematite/pyrrhotite; not comparable with AMS
Anisotropy of Isothermal Remanence	isothermal remanence magnetization	HF permanent magnet or pulse magnetizer magnetometer, AF coil	possibility to isolate the anisotropy of hematite alone	spurious magnetizations and magnetic memories; not applicable in the Rayleigh region
Gyroremanence and rotational remanence	gyroremanence magnetization	magnetometer, AF coil	isolates magnetic fabrics of specific minerals (e.g., greigite)	time consuming; only valid with some magnetic minerals
Measurements in high-field High-field Torque Magnetometer	magnetic torque	high-field torque magnetometer	separates paramagnetic, ferromagnetic and antiferromagnetic components; provides other rock magnetic parameters such as rotation hysteresis loss	deviatoric tensor only; time intensive; not widely available
HF-cryogenic magnetometer	remanent magnetization in high-field at low temperature	cryogenic magnetometer	separates paramagnetic, ferromagnetic and antiferromagnetic components; provides the full susceptibility tensor	size limitations; not suitable for very strongly magnetic samples; not available
Vibrating sample magnetometer	in-field magnetization	vibrating sample magnetometer (VSM)	very fast; nondestructive	problems with hematite/goethite; sample size
Other methods Using frequency dependency	low-field magnetic susceptibility	AMS susceptibility bridge operating at different frequencies	identification of minerals such as pyrrhotite; reversible; fast; nondestructive	computes the anisotropy of all the minerals at different frequencies, does not separate subfabrics; not available; theoretical method not developed
Statistical	low-field magnetic susceptibility	AMS susceptibility bridge	can be applied to one particular site independently of other experiments; can remove tectonic overprints	only work with homogeneous deformations; requires large number of samples

1-2 Geographischer Lage des Untersuchungsgebietes

Der Kienzingbach Graben befindet sich im Spertental in Tirol (Österreich), ca. 5 km südlich von Kirchberg in Tirol, auf der westlichen Talseite. Es ist ein tiefer Graben, der die südliche Grenze des Gaisbergmassivs bildet (Abb:9)

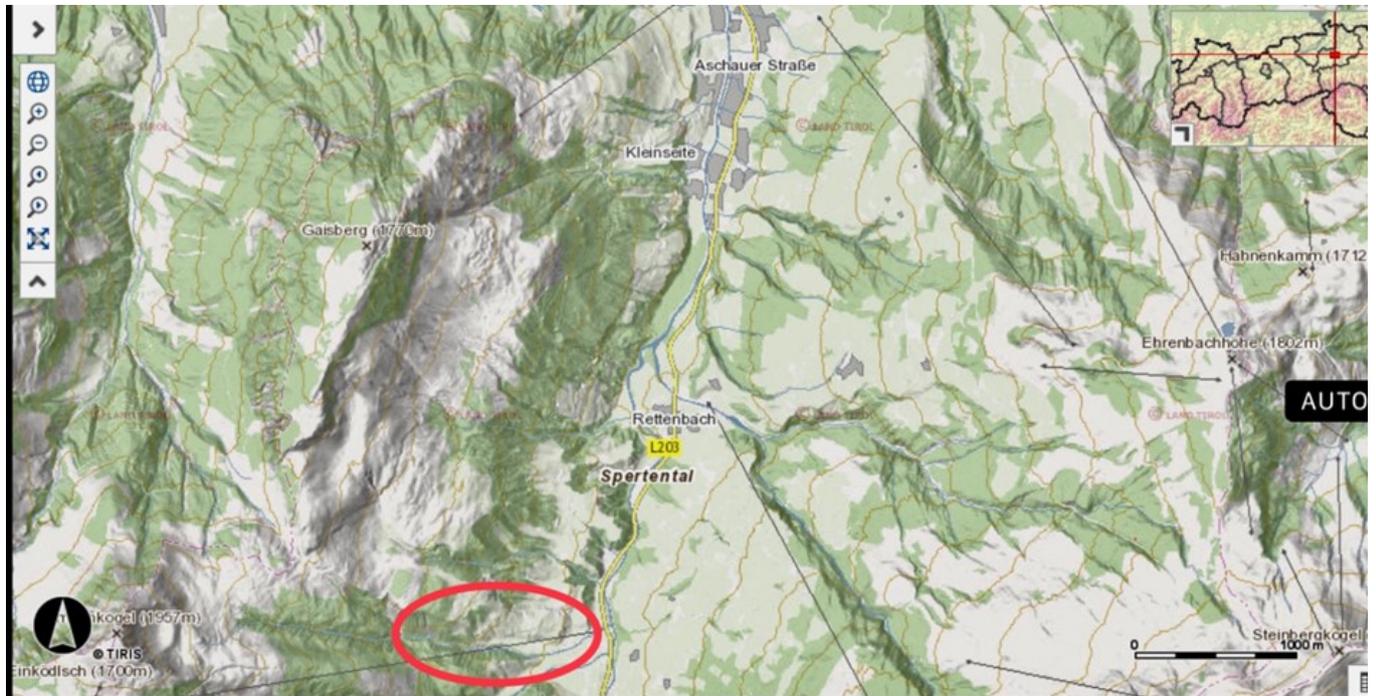


Abbildung 9: die rote Ellipse markiert den Kienzingbach Graben in Spertental (Tirol-Österreich) Quelle:TIRIS

1-3. Geologischer Überblick

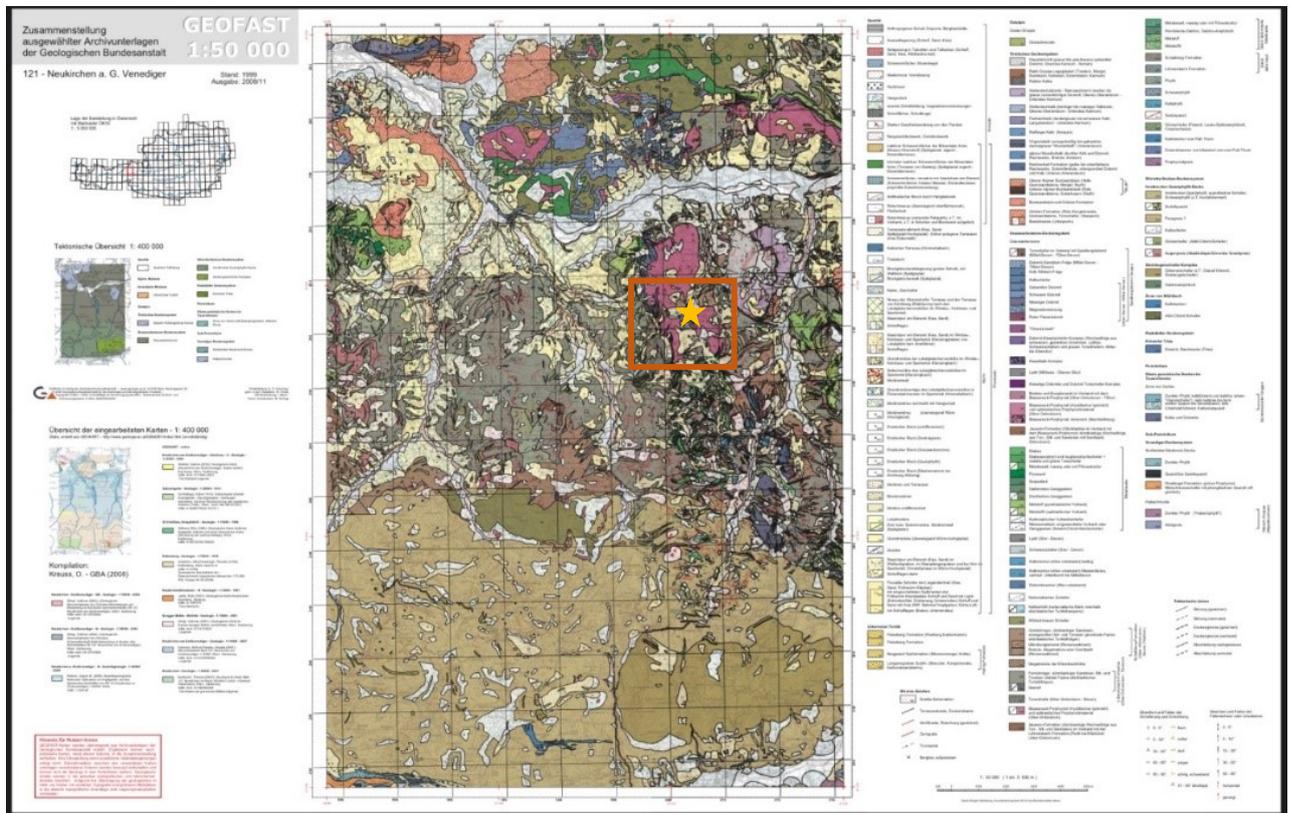


Abbildung 10 Karte 121 Seekirchen am Großvenediger - GBA- Geol. Bundesanstalt Austria. Der gelbe Stern markiert das Untersuchungsgebiet, das im Kieningbach Graben (Spertental in Tirol-Austria) südlich des Gaisberg Massivs liegt.

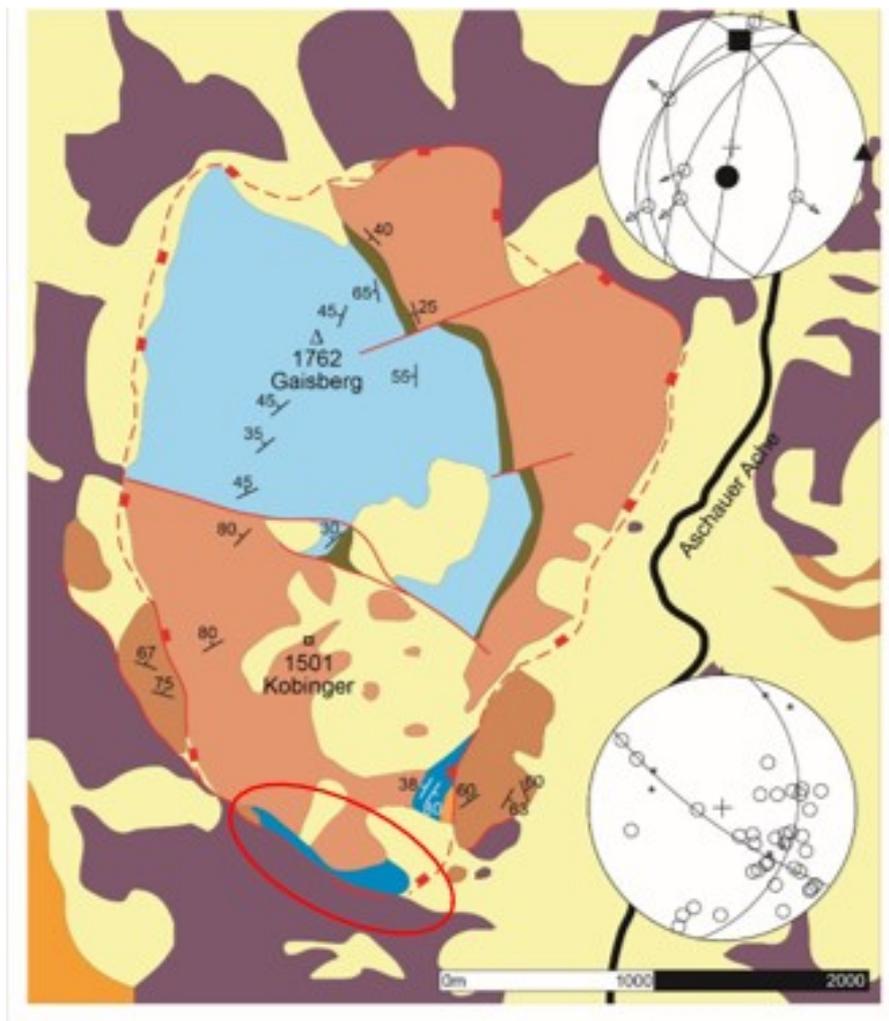


Abbildung 11 Geologische Skizze des Gaisberg Trias Komplex und Umrahmung. Die rote Ellipse markiert die Lage des Kienzingbach Grabens im Spertental (Tirol) Quelle: Ortner & Reiter, 1999

Das Untersuchungsgebiet liegt geologisch in der Nördlichen Grauwackenzone (GWZ). Die GWZ tritt von Schwaz (Tirol) bis Ternitz (N-Österreich) auf. Die GWZ ist eine oberostalpine geologische Einheit und bildet die Basis der Nördlichen Kalkalpen, wobei der Kontakt meist tektonisch überprägt ist. Die Abscherung der Nördlichen Kalkalpen von dieser Einheit erfolgt in der späten Kreide (Turon; vor zirka 90 Millionen Jahren) und setzte sich im späten Eozän

(vor zirka 35 Millionen Jahren) fort (Mandl, 2000). Die GWZ zeigt internen Deckenbau und Schuppenbau (Krainer, 1993). Die Gesteine sind sowohl variszisch als auch eo-alpidisch metamorph überprägt und liegen in Form von Phylliten, Schiefen, feinkörnigen Marmoren und Grünschiefern vor. Die Sedimentationsalter reichen vom Ordovizium bis in Devon. Die variszische und eo-alpidische Metamorphose erreichten lediglich die Grünschieferfazies (350-400°C sowie 4-6 kbar) (Piber & Tropper 2003). Im Kienzingbachgraben verläuft ein Teil einer breiten NW–SE-verlaufenden Scherzone (Schranbach – Wiegalm – Lichteneggalm – Kienzigbach) (Abb.12) mit Duplexkörpern (Heinisch 2002).

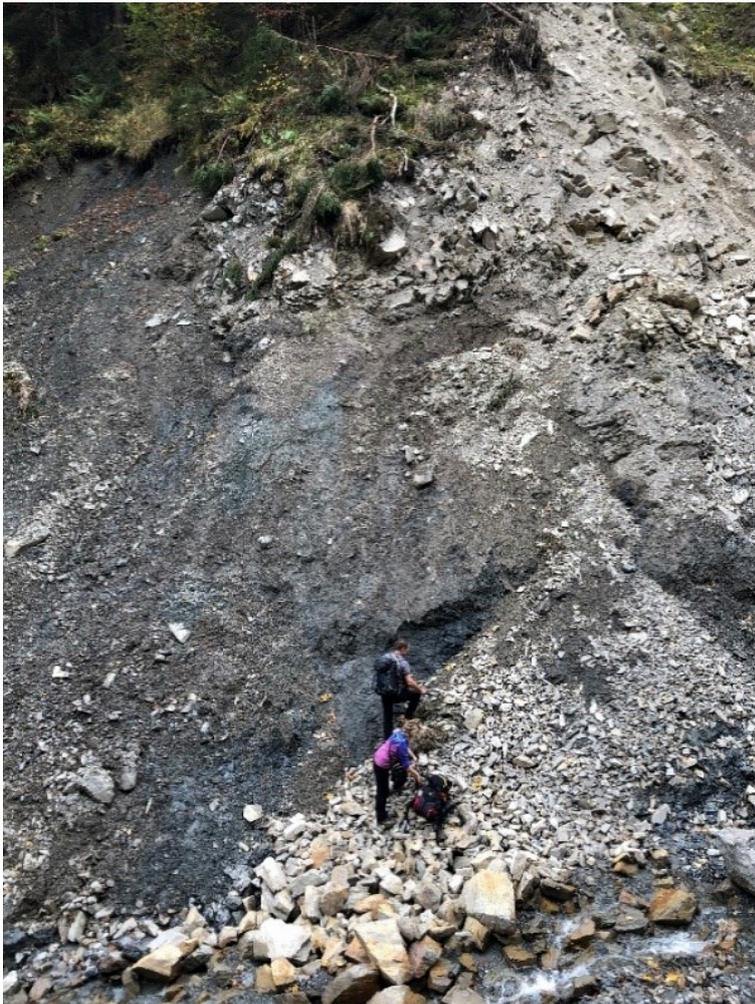


Abbildung 12 Aufschluss 2 (Blick nach Süden) in der rechten Seite des Kienzingbach Graben. Rechts ist eine kleine Massenbewegung mit hellgrauen Felsen erkennbar, die auf Kalkstein oder Dolomit verweist. Der Hang links mit dunkelgrauem bis schwarzes Gestein gehört der Störungszone an. Foto: Venturi

Der Graben liegt im Süden des markanten Gaisberg. Der Gaisberg ist eine Klippe aus permotriassischen Gesteinen („Alpiner Buntsandstein“ bis Hauptdolomit), die tektonisch auf

monotonen Schiefen der Löhnersbach Formation (Grauwackenzone) (Abb.12) liegt (Heinisch 2001). Der Hauptabscherungshorizont ist die Reichenhall Formation. .



Abbildung 13 Aufschluss 1 auf der orographisch linken Seite des Kienzingbach Graben. Grauer Schiefer mit Krenulationen der Löhnersbach-Formation (Wildschönauer Schiefer, ehemalige Turbidite - Grauwackenzone)- Foto: Venturi

Die Überschiebungsbahn, längs derer häufig wenige m-mächtige ultrakataklastische Rotsedimente (Perm, Untertrias) eingeschuppt sind, ist in zahlreichen Gräben aufgeschlossen. Die Kippscholle mit Schrägzuschnitt durch die Trias-Stratigraphie wird im Wesentlichen durch Wettersteindolomit, Raibler Schichten und Hauptdolomit aufgebaut, karbonatische Untertrias ist weitgehend tektonisch abgeschnitten, bis auf in tektonischen Duplexen erhaltene Späne im Kienzingbach Graben (Heinisch 2001). Die Geometrien ein einem WNW-ESE Profils der Gaisberg Trias (Ortner & Reiter 1999) deuten auf die Entwicklung extensionaler Allochtone hin. Die Ebenen von spröden Störungen in der Gaisbergzone zeigen eine EW-Extension und offset des Abscherungshorizonts im Aufschlussmaßstab. Nach einer Überschiebungsphase wurde der Gaisberg grabenartig abgesenkt. (Ortner & Reiter, 1999).

2. Methoden

2-1.Sammlung der strukturellen Daten im Untersuchungsgebiet

Das erste Ziel der Geländearbeit war die Erhebung von Strukturdaten aus dem Gebiet südlich des Gaisberg Massivs. Die Daten des westlichen Grabens, wo der Dolomit direkt auf die paläozoischen Wildschönauer Schiefer liegt, wurden von Professor H. Ortner gesammelt und für diese Arbeit zur Verfügung gestellt. Während eines Arbeitstages im Gelände wurden zusätzlich die Strukturdaten der Aufschlüsse n. 3 und n. 5 im zentralen Teil des Grabens aufgenommen (Abb.14).

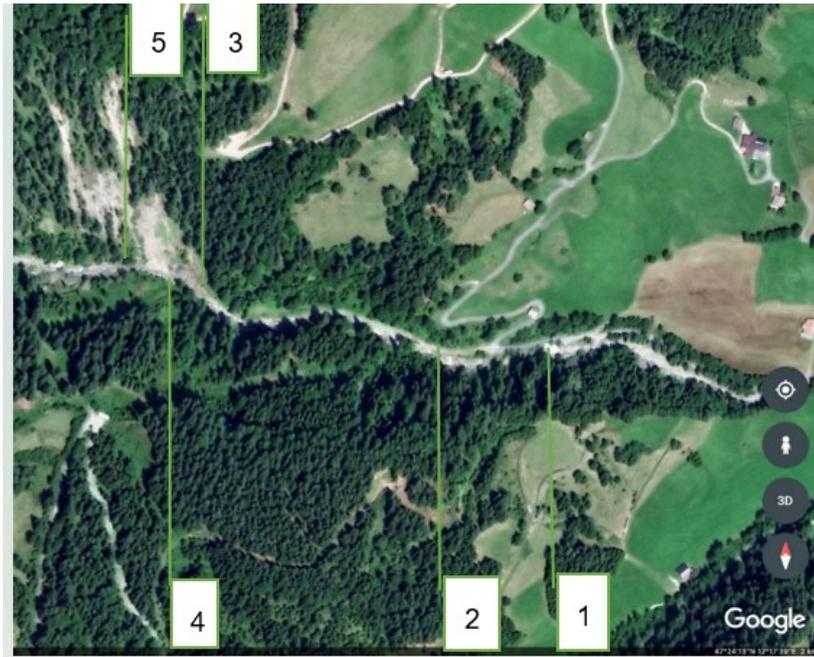


Abbildung 14 Kienzigbach Graben-Spertental -Tirol. Die Aufschlüsse sind mit Nummern markiert. Die Proben wurden in den Aufschlüssen n.3 und n.5 gesammelt. Quelle : Google Earth

2-2.Sammlung der orientierten Proben für AMS Analysen in der Störungszone

Die Materialentnahmen (insgesamt 22 Proben von Störungsletten) wurden am orographisch linken Ufer des Grabens (ca.1 Km bergaufwärts von der Mündung des Kienzigbaches in die Aschauerache) in zwei Aufschlüsse (n.3 und n.5) vorgenommen (Abb. 14). Der Aufschluss n.5 befindet sich ca. 300 m stromaufwärts bezüglich des Aufschlusses n. 3. Zur Probennahme wurden Standard-Probenwürfel für Paleomagnetik verwendet. Diese Würfel bestehen aus besonders stabilem Plastik und weisen ein Luftloch sowie einen eingepprägten Pfeil zu Orientierung auf (Abb.15).



Abbildung 15 Nicht magnetischer Würfel für Materialgewinnung Probennahme (Seite des Würfels 1.5 cm) mit Orientierungspfeile (rote Ellipse), um orientierte Proben im Gelände zu sammeln.

Mit Hilfe einer Wasserwaage wird dabei die Unterkante des Würfels horizontal ausgerichtet und dann der Würfel in das Gestein gepresst oder mit einem Gummihammer hineingeklopft (Abb.16).



Abbildung 16 Gewinnung der orientierten Proben des Aufschlusses n.5 mit Hilfe einer kleinen Wasserwaage in der Störungszone der Kienzingbach Graben.

Der Pfeil weist dabei nach oben. Anschließend wird die Orientierung der Vorderseite des Würfels mit einem Geologenkompass eingemessen. Mit Hilfe einer Spachtel wird der Würfel anschließend aus dem Gestein ausgestochen und sofort mit einem Deckel verschlossen. An zwei Aufschlüssen wurden insgesamt 22 orientierte Proben von Störungsletten gesammelt (Abb. 17,18). Die Proben wurden, um ein Austrocknen zu verhindern sofort mit einem Deckel geschlossen. Die zwei Gruppen von Proben, fortlaufend nummeriert, wurden in einer

Plastikschatulle mit nassen Papiertüchern verpackt, um eine Austrocknung des Materials zu vermeiden und anschließend im Kühlraum im Institut gelagert (Temperatur 4°C).



Abbildung 17 Vorbereitung der Proben mit Proben Würfeln noch in situ: Aufschluss n. 3



Abbildung 18 Proben Würfeln z.T. noch in situ des Aufschlusses n. 5 (300 m stromaufwärts).

2-3. Messung der Anisotropie der Magnetische Suszeptibilität (AMS)

Wir haben im Labor die AMS der 22 orientierten Proben mit dem Gerät MFK1-FA (AGICO Inc. -Brno-Czech Republik) gemessen (Abb.19).

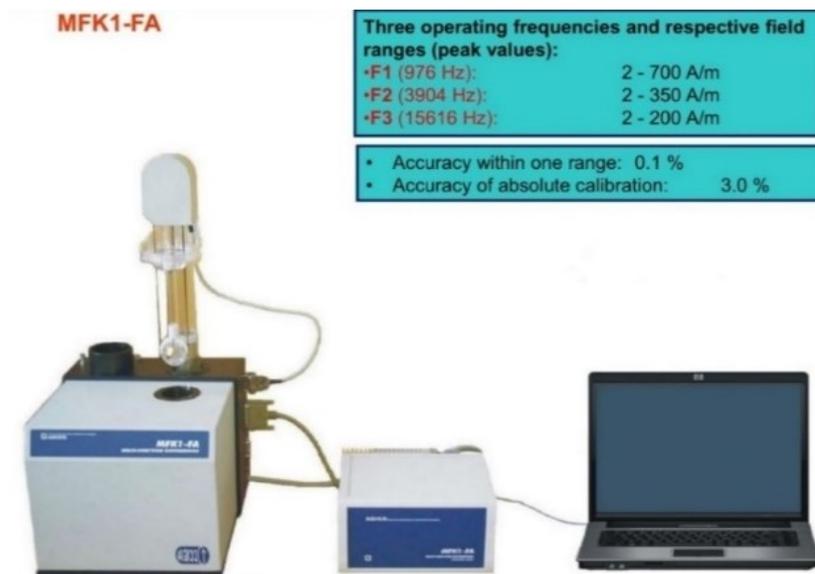


Abbildung 19 MFK1FA - Multifunction Kappabridge (Quelle AGICO Inc., Brno, Czech Republic)

Die Daten wurden mit der Saphyr 7-Software (AGICO; <https://www.agico.com/text/software/safyr/safyr.php>) (Abb.22) erfasst und mit der Anisoft-Software (AGICO; <https://www.agico.com/text/software/anisoft/anisoft.php>) analysiert (Abb. 20).

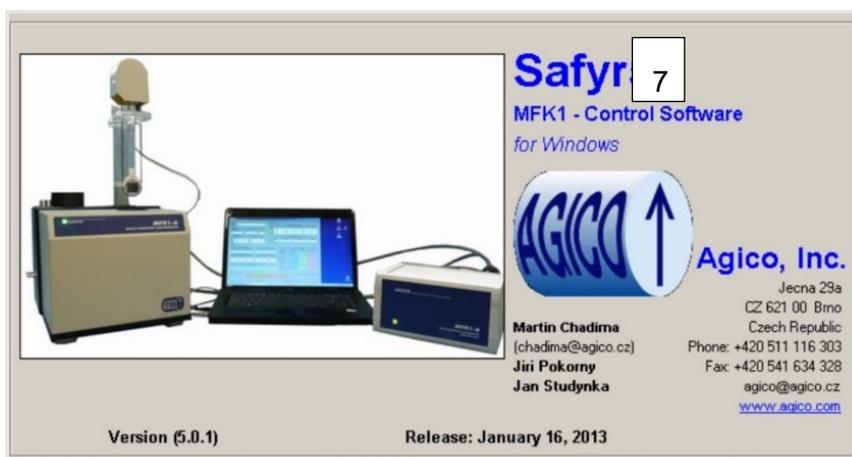


Abbildung20SoftwarefürdieAkquisitionderAMSDatenVersion7 <https://www.agico.com/text/software/safyr/safyr.php>

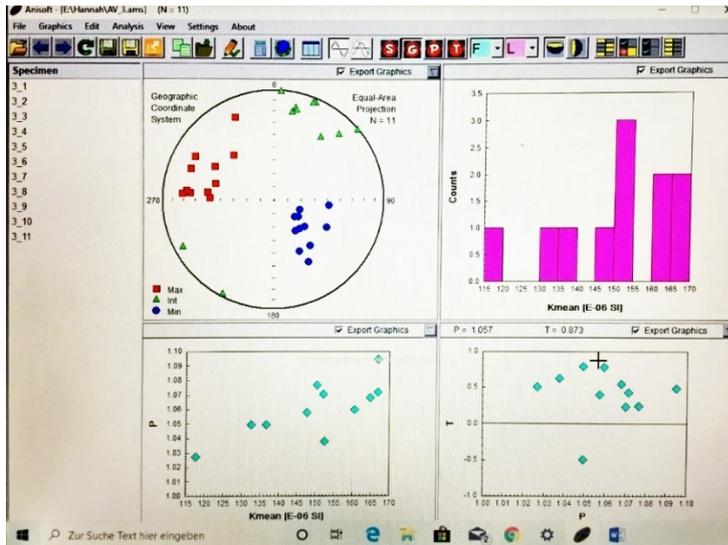


Abbildung 21 Anisoft-Data Processing Software für die Analyse der AMS Daten
<https://www.agico.com/text/software/anisoft/anisoft.php>

Für die Messung wird jeder Probenwürfel in drei verschiedenen Orientierungen eingespannt. Das Gerät führt dann pro Orientierung 64 Messungen durch, während die Probe rotiert wird (Abb.22).

Three plane rotation

- 64 readings during each rotation
- Multiple rotations
- Duration: ca. 3-4 min

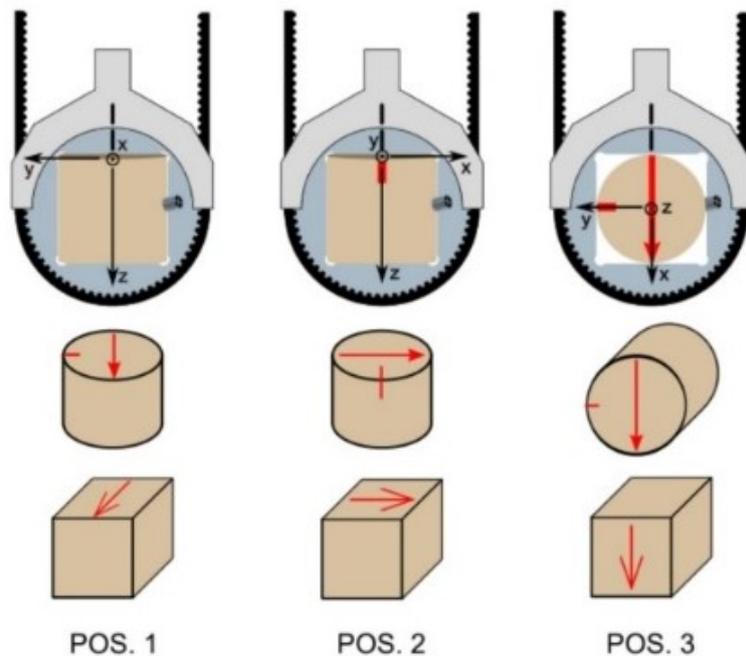


Abbildung 22 Das Gerät führt 64 Messungen während jeder Rotation durch und es werden multiple Rotationen durchgeführt. (Quelle:AGICO Inc., Brno, Czech Republic)

Das Gerät ist halbautomatisch. Am Ende jedes Umdrehungs- und Messzyklus muss der Würfel, der das Material enthält, herausgezogen und in anderer Orientierung wieder in den Ständer eingesetzt werden. Dabei ist die korrekte räumliche 3D-Ausrichtung mit Hilfe des in den Würfel eingepprägten Pfeils zu beachten. Eine Kalibrierung des Gerätes wird täglich mittels eines Standards durchgeführt. Des Weiteren wird immer auch eine Leermessung der Probenhalter vor den Messungen gemacht, um diesen Wert dann von den Ergebnissen abzuziehen. Die erste Messrunde wurde sehr zeitnah zur Probennahme im Gelände durchgeführt, um eine Gefügeveränderung durch ein eventuelles Austrocknen der Proben zu vermeiden. Nach der ersten Messrunde wurden die Proben wurden imprägniert um das Gefüge zu stabilisieren und die Messungen zur Kontrolle nochmal durchgeführt. Das Imprägniermittel SILRES® BS OH 100 (Wacker Chemie AG) ist ein lösemittelfreies und anwendungsfertiges Produkt auf Kieselsäure-Ethylester-Basis und wird zur Konsolidierung von Baustoffen verwendet. In dieser Studie wurde es mit einer Spritze durch das kleine Luftloch in die Probenwürfel langsam injiziert. Das Material selbst wurde nicht mit der Nadel berührt. Eine Probe von jeder Gruppe (3/8 und 5/5) wurden nicht mit dem Imprägniermittel behandelt, um das originale Material für zusätzliche magnetische Kryo- und Thermo-Analyse und eine Röntgen-Pulverdiffraktometrie zu erhalten. Die Proben wurden danach eine Woche lang im Kühlschrank (+4°C) konserviert. Das gesamte Experiment wurde ein zweites Mal wiederholt, um festzustellen, ob der Imprägniermittel eine Änderung der AMS Ergebnisse verursacht.

2-4.Niedertemperatur Methode: Magnetische Kryoanalyse

Für die Untersuchung des Materials haben wir Methoden basierend auf Messungen bei verschiedenen Temperaturen verwendet. Die Tieftemperaturmethode (Magnetische Kryoanalyse) basiert auf dem Curie-Weiss-Gesetz (z. B. Morrish, 1965), nach dem die magnetische Suszeptibilität k eines paramagnetischen Minerals mit abnehmender Temperatur zunimmt:

$$k = \frac{C}{(T-\theta)}$$

wobei C der Curie-Konstante des Minerals entspricht, T der Temperatur in Kelvin und θ der paramagnetische Curie-Temperatur in Kelvin. Die Variationen von k bei niedriger Temperatur wurden verwendet, um den Beitrag paramagnetischer Mineralien zur magnetischen Suszeptibilität des Volumens zu erhöhen und zu quantifizieren (Schultz Krutisch und Heller, 1985; Jover et al., 1989; Richter und van der Pluijm, 1994 , Ihmlè et al., 1989; Hirt und Gehring,

1991; Richter und van der Pluijm, 1994. Eine Möglichkeit die Ferromagnetika zu identifizieren ergibt sich aus den großen Schwankungen der magnetischen Suszeptibilität ferromagnetischer Mineralien bei niedrigen Temperaturen (Verwey-Übergang).



Abbildung 23 MTK1-FA Gerät. Im Vordergrund Thermometer und Kryostat noch nicht eingebaut. Der Ofen für die magnetische Thermoanalyse ist direkt in der oberen Fläche des Geräts sichtbar. Foto:Venturi

In einem Mörser aus Achat (diamagnetische Material) wurden die nicht behandelten Proben (3/8 und 5/5) pulverisiert. Eine Kalibrierung des Gerätes wurde durchgeführt. Zwei identische Experimente wurden danach sukzessiv durchgeführt. 0.5 g vom Material der Probe 3/8 und im zweiten Experiment der Probe 5/5 wurden in die Provette des Kryostats gefüllt und ein Thermometer eingeführt. Danach wurde flüssiger Stickstoff (N_2) sehr langsam in die Apparatur gegossen. Wenn das Material im Kryostat die Temperatur von $-196.15^\circ C$ (77K) erreicht hat wird mit Argon Gas der flüssige Stickstoff ausgeblasen und die Messung kann beginnen. Das Material erwärmt sich langsam bis die Raumtemperatur erreicht ist, das dauert ca. 2 Stunden. Dabei werden ständig Messungen der Suszeptibilität durchgeführt, um eine T-K Kurve zu erhalten. Die Registrierung der Daten erfolgt mit der Software Sufyte 5 und die Auswertung mit der Software Cureval, beide von AGICO (<https://www.agico.com/software.php>).

2-5. Hochtemperatur Methode: Magnetische Thermoanalyse

Mit zunehmender Temperatur bleibt die magnetische Suszeptibilität (k) diamagnetischer Mineralien konstant, während diejenigen paramagnetischen Minerale nach dem Curie-Weiss-Gesetz abnimmt Die magnetische Suszeptibilität ferromagnetischer Mineralien (im weiteren Sinne) weist komplexere Schwankungen auf. In einem dem Erdfeld ähnlichen Feld der Stärke nimmt die ferromagnetische Suszeptibilität mit zunehmender Temperatur allmählich bis zur

Curie-Temperatur (T_c) zu und nimmt dann abrupt ab (z. B. Stacey und Banerjee, 1974; Hrouda et al., 1997). Die Curie-Temperatur variiert mit der Zusammensetzung des ferromagnetischen Minerals. Die Curie-Temperaturen betragen 680°C für Hämatit, 580°C für Magnetit und 320-330°C für Pyrrhotin (z.B. Dunlop und Özdemir, 1997). Bei so hohen Temperaturen finden üblicherweise thermisch induzierte Reaktionen statt, und daher sind solche Experimente typischerweise nicht umkehrbar. Die Korngröße der neuen Magnetitkristalle hängt von der Aufheizzeit, aber auch vom ursprünglichen Eisengehalt des Materials ab. Die Messeinheit wird täglich durch das Messen eines Standards kalibriert. Für den Ofen wird außerdem regelmäßig eine Leermessung durchgeführt und die erhaltene Messkurve wird danach von der Messung der Probe abgezogen (holder correction). Zwei identische Experimente wurden nacheinander durchgeführt. 0.5 g vom Material der Probe 3/8 und in dem zweiten Experiment der Probe 5/5 wurde in die Provette des Ofens gefüllt und ein Thermometer dazu eingebaut. Um eine Oxidation des Materials zu vermeiden, wurde das Experiment in einer kontrollierten Argonatmosphäre durchgeführt. Das Material wird schrittweise aufgeheizt, wobei die Heizrate wählbar ist. Bei den vorliegenden Messungen erreichten die Proben in ca. 40 Minuten eine Temperatur von 700°C. Danach wird das Material langsam über eine Wasserspirale auf Raumtemperatur abgekühlt. Während des Heiz- und Kühlprozesses wird die Suszeptibilität in wählbaren Intervallen gemessen, um eine T-K Kurve zu erstellen.

2-6.Röntgen-Pulverdiffraktometrie X-RPD

Für eine qualitative und quantitative Bewertung des Materials haben wir zusätzlich die Röntgen-Pulverdiffraktometrie verwendet. Für die mineralogische Phasenanalyse von Gesteinen ist die Pulver-Röntgendiffraktometrie (englisch Powder X-Ray Diffraction, P-XRD) - auch Röntgenbeugung genannt – eine hervorragende Methode. Das Material der Aufschlüsse 3 (Probe 8) und 5 (Probe 5) wurde mit dem Pulverdiffraktometer D8 Discover (Bruker AXS GmbH-Karlsruhe-Deutschland) analysiert (Abb.24). Die Röntgenstrahlung des Geräts besteht aus einer monochromatischen, charakteristischen Cu-K α -Strahlung mit einer Wellenlänge von 1.54066 Å.

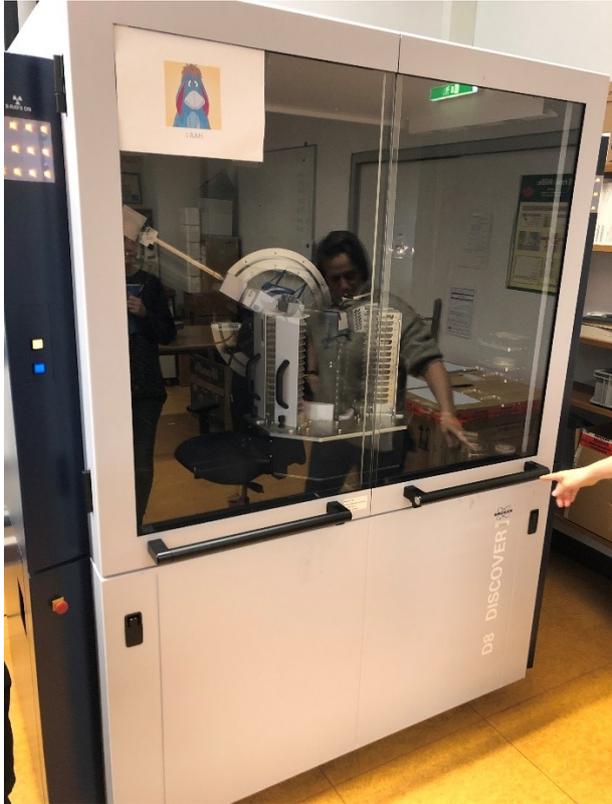


Abbildung 24 Röntgen-Pulverdiffraktometer des Instituts für Geologie Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck (D8 Discover-Bruker AXS GmbH-Karlsruhe-Deutschland).

Neben der qualitativen Analyse, also der Bestimmung von einzelnen Phasen, können Gemische damit auch quantifiziert werden. Die Pulver sollten eine optimale Korngröße im Bereich 1-10 μm haben. Die Zerkleinerung des Pulvers der Proben 3/8 und 5/5 wurde in einem Achat-Mörser durchgeführt. Das Präparat wurde in eine Vertiefung des Probenträgers gegeben und die Oberfläche wurde vorsichtig mit dem Objektträger angedrückt und glattgestrichen (Abb.25,26).



Abbildung 25 Vorbereitung der Proben 3/8 und 5/5



Abbildung 26 Die Proben der Aufschlüsse 3/8 und 5/5 für die Pulverdiffraktometrie stehen bereit

Wenn die Form der Partikel anisotrop (plättchen- oder nadelförmig) ist, haben die Partikel eine Tendenz bei der Probenvorbereitung eine Vorzugsorientierung einzunehmen. Die Textur hat einen großen Einfluss auf die gemessenen Intensitäten (manche Reflexe sind extrem verstärkt, manche stark abgeschwächt) (Krischner & Koppelhuber-Bitschnau, 1994). Um die Effekte der Verzugsorientierung zu reduzieren, wird das Präparat während der Messung rotiert. Die X-RPD wird vom Gerät automatisch durchgeführt. Die gemessenen Daten wurden für die qualitative Phasenanalyse mit der Daten Bank DIFFRAC EVA (v. 4.2.2) verglichen. Die quantitative Phasenbestimmung über die Rietveld-Methode wurden mit dem TOPAS Softwarepaket durchgeführt. Die Rietveld-Methode ist ein 1966 vom niederländische Physiker H. Rietveld ursprünglich zur Kristallstrukturanalyse polykristalliner Proben mittels Neutronenstrahlung entwickeltes Rechenverfahren. Seit Mitte der 1970er Jahre wird die Rietveld-Methode auch zur quantitativen Bestimmung der kristallinen Komponenten einer pulverförmigen Probe, eingesetzt. Das Röntgenbeugungs-Diagramm (auch XRD-Diagramm oder Diffraktogramm) einer polykristallinen Substanz wird als mathematische Funktion des Beugungswinkels angesehen, die auch von strukturellen Parametern abhängig ist. Diese sind durch die räumliche Anordnung der Atome, also der Kristallstruktur gegeben. Ausgehend von einem Anfangsmodell der Atomanordnung werden diese strukturellen und zusätzlich noch instrumentelle Parameter immer weiter verfeinert. Als Verfahren findet hierbei meist die mathematische Methode der kleinsten Quadrat Anwendung. Typischerweise werden mit dieser Methode reale Daten, etwa physikalische oder wirtschaftliche Messwerte untersucht. Diese Daten beinhalten oft unvermeidbare Messfehler und Schwankungen. Mit der Annahme, dass die gemessenen Werte nahe an den zugrunde liegenden „wahren Werten“ liegen und zwischen den

Messwerten ein bestimmter Zusammenhang besteht, kann die Methode verwendet werden, um eine Funktion zu finden, die diesen Zusammenhang der Daten möglichst gut beschreibt. Diese Verfeinerungsschritte wiederholt man so lange, bis im Idealfall zwischen dem berechneten und dem gefundenen XRD-Diagramm keine Unterschiede mehr bestehen. In der Praxis lässt sich dieser Fall aber kaum erreichen (Allmann 2003) (Abb.28).

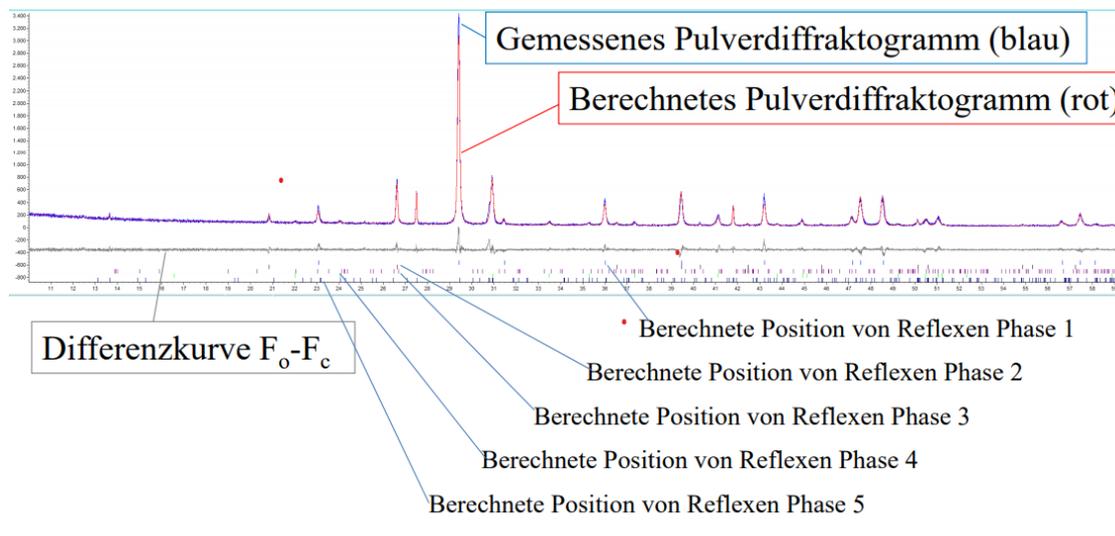


Abbildung 27 Beispiel für eine Rietveld-Verfeinerung. Obere Kurve: gemessenes (blau) und gerechnetes (rot) Röntgenbeugungsdiagramm; mittlere Kurve (schwarz): Differenz ($F_o - F_c$) zu den berechneten Werten; unten: berechnete Reflexlagen der verschiedenen Phasen, die sich aus der Bragg-Gleichung ergeben. Quelle: Allmann 2003

3. Ergebnisse

3-1. Strukturelle Daten im Stereonetz

In diesem Abschnitt werden, die im Gelände erhobenen Strukturdaten beschrieben.

P-T Auswertung der spröden Störungsflächen (südliche Grenze des Gaisberg Massivs) (Abb.28).

Die Daten stammen von spröden Störungsflächen, die mindestens Zehner Quadratmeter groß sind und eine deutliche Lineation zeigen. Die Flächen liegen in Wetterstein Dolomit direkt am Kontakt zum Buntsandstein. Die ermittelte P-Achse zeigt die Richtung der maximalen,

Spannung (σ_1), die T-Achse die Richtung der minimalen Spannung (σ_3), für eine Störungsfläche. Die mittlere Richtung der P- und T- Achsen für allen Störungen eines homogene Datensatzes zeigt die Orientierung des Spannungstensors.

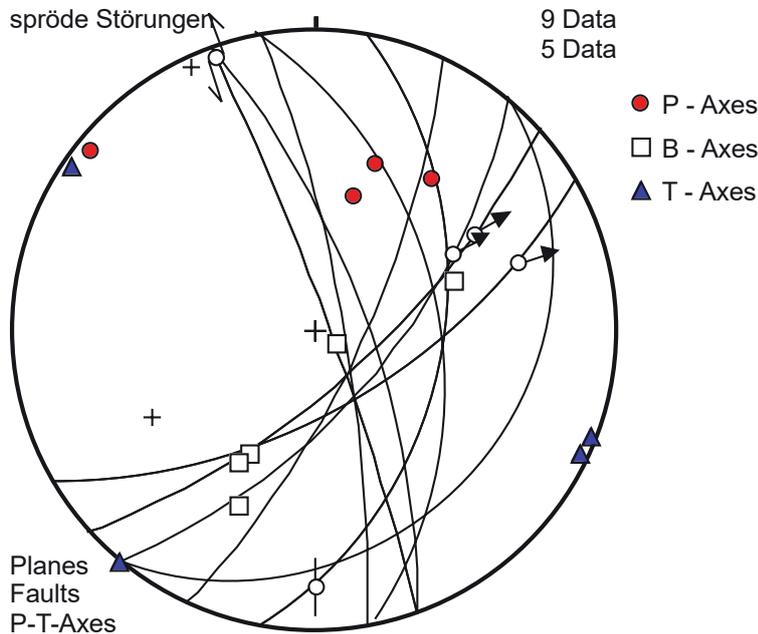


Abbildung 28 PT Analyse der von Hugo Ortner im Gelände erhobenen Strukturdaten (der Stern in Abbildung markiert den Ort, wo die Daten im Gelände erhoben wurden). P= die Achse der maximalen (σ_1) Spannung; T= die Achse der minimale (σ_3) Spannung). Quelle: Ortner

Die Geländedaten zeigen die maximale Hauptachse des Spannungsellipsoids in Richtung NNE-SSW und die Richtung der minimale Spannung ESE-WNW. Die Störungen zeigen, dass sich der hangende Block in diesem Spannungsfeld nach ESE bewegt.

Auswertung der Gelände Daten der Aufschlüsse n.3 und n.5 im Stereonetz (Abb.29,30,31).

Dieser Plot und die Eigenwert Analyse zeigt, dass die errechnete Faltenache (Eigenvektor zum niedrigsten Eigenwert) horizontal liegt und SE-NW (120/00) streicht.

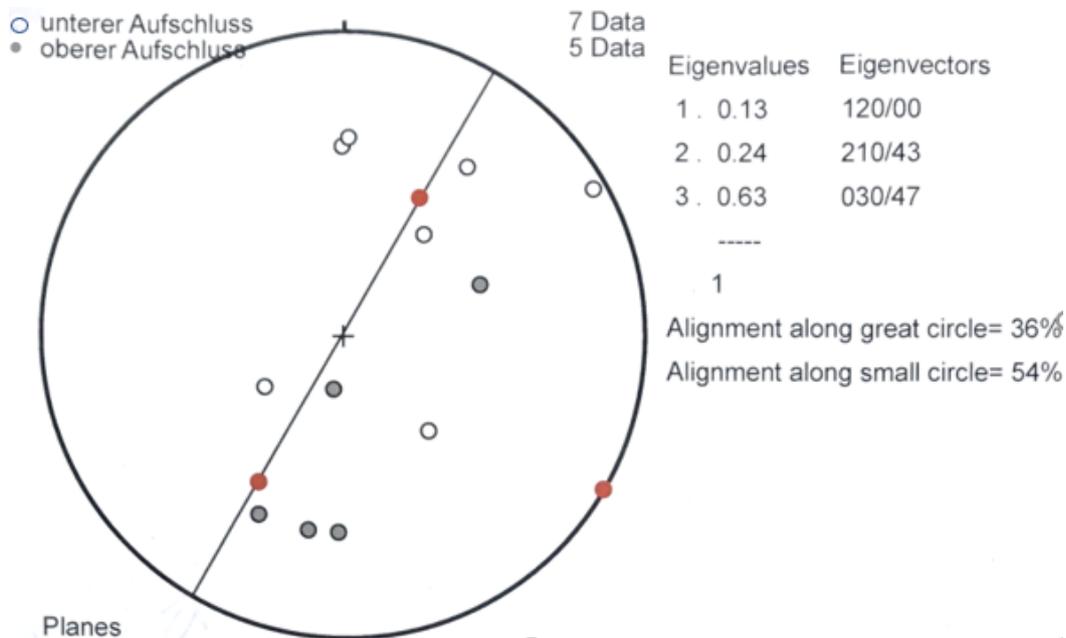


Abbildung 29 Darstellung der Flächenmessungen (Foliationen) in Form von Polpunkten der Aufschlüsse 3 und 5 und Eigenvektor Berechnung (Tectonics FP). Unterer Aufschluss = Aufschluss n. 3; Oberer Aufschluss = Aufschluss n. 5

Dm-m-dicke Sandsteinlagen der Löhnersbach Formation (Wildschönauer Schiefer) zeigen im Untersuchungsgebiet eine Faltung der Foliation im Meter-Maßstab. Diese Falten zeigen in allen untersuchten Aufschlüssen eine horizontal liegende ESE - WNW orientierte Faltenachsen (Abb. 29). Diese Faltenachsen im Sandstein sind parallel zu dm-grossen Isoklinalfalten und zu einem Krenulationslinear auf den glimmerreicheren Schieferungsflächen der Phyllite (Abb.30). Ein zweites Krenulationslinear zeigt eine Richtung WSW (Abb. 30).

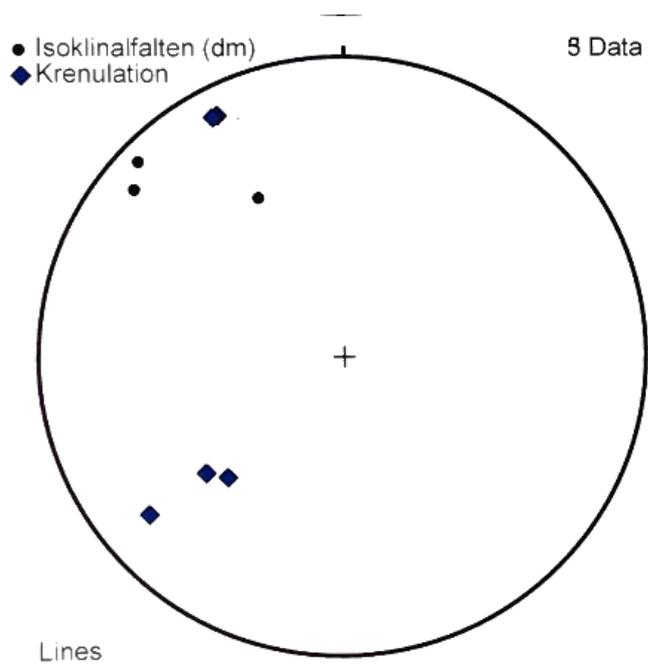


Abbildung 30 Darstellung von gemessenen Isoklinalfalten und Krenulationen der Aufschlüsse n.3 und n.5

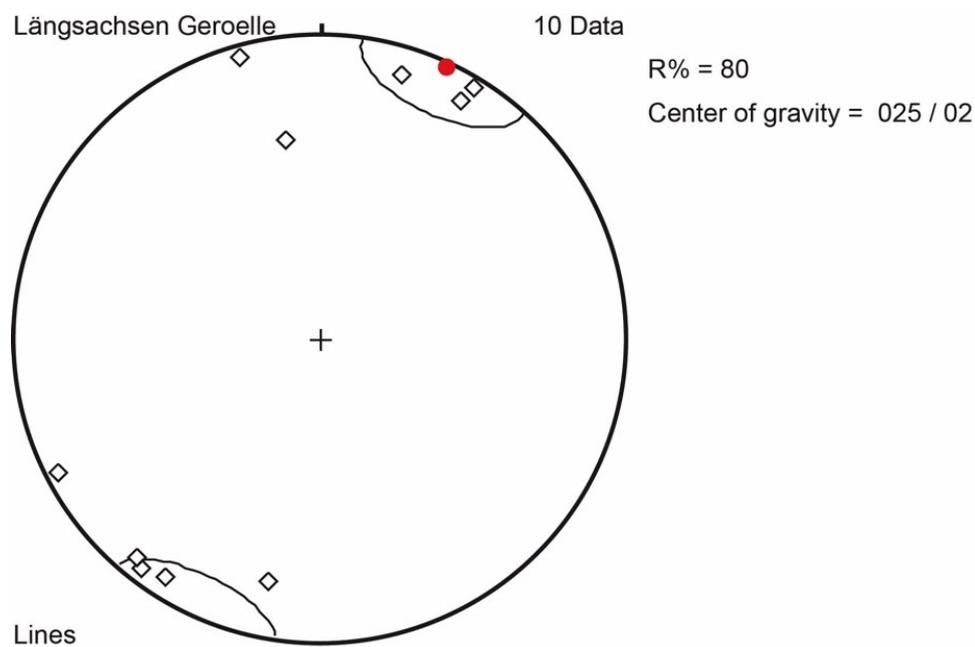


Abbildung 31 Darstellung der Orientierung der Längsachsen der Gerölle im Fault Gouge (Aufschlüsse n.3 und n.5). Die bevorzugte Orientierung der Längsachsen ist sehr flach NNE-SSW

Die Längsachse der Gerölle im Fault Gouge sind NNE-SSW orientiert und liegen fast horizontal (Abb. 30). Sie sind normal zur Faltenachse im Abbildung 29 und parallel zur SSW orientierten Krenulation der Abbildung 30.



Abbildung 32 Aufschluss 4 orographisch links im Kienzingbach Graben. S-C Gefügen (mittig) und stark gefaltete Sandstein Schicht (unten rechts). Foto: Venturi

In der Störungszone in Aufschluss N.4 beobachteten wir auch S-C-Strukturen, die die ESE-Bewegung des hangenden Blocks anzeigen (Abb. 32).

3-2. Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS)

Die Ergebnisse der AMS Analyse für Aufschluss 3 sind in Abbildung 33 dargestellt. Die Orientierung der magnetischen Hauptachsen zeigt die Bildung deutlicher Cluster. Die K_{max} Achsen (magnetische Lineation) fallen flach in Richtung WNW ein, die K_{min} Achsen (Pol zur magnetischen Foliation) mittelsteil nach SE. Da K_{min} als Pol zur magnetischen Foliation gesehen werden kann, ergibt sich daraus eine flach NW fallende Foliation. Die T Werten (Form Parameter) für Aufschluss 3 zeigen positive Werten ($0 \leq T \leq 1$). Die Form des AMS-Ellipsoids ist demnach oblat (pfannkuchenförmig). Der P- Parameter der Anisotropie zeigt Werte zwischen 1.02 und 1.09 und das bedeutet eine deutliche Anisotropie des Materials. Die Werte der mittleren Suszeptibilität (K_{mean}) gegen die P Werte bestätigen eine breite Verteilung.

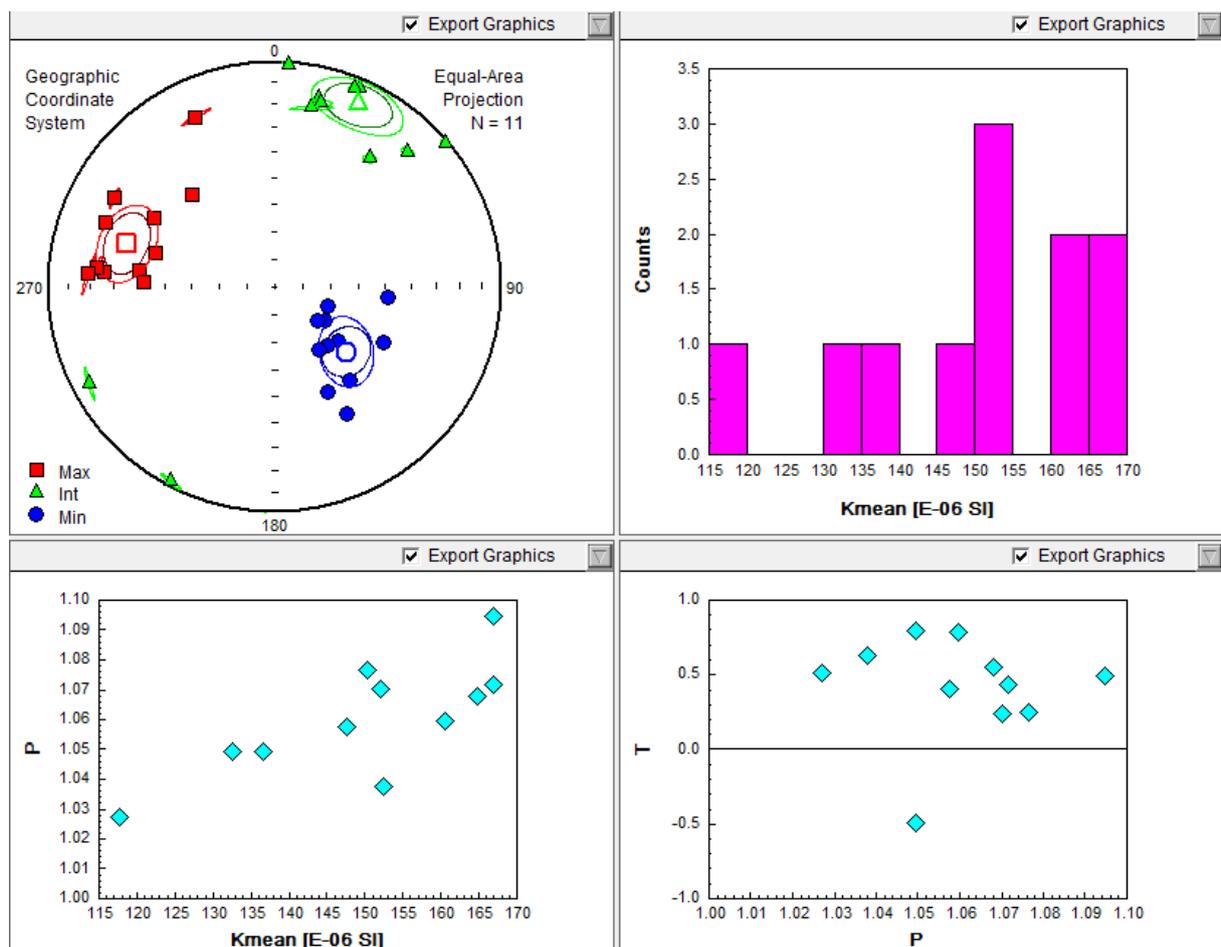


Abbildung 33 AMS Daten der Proben des Aufschlusses 3 (File AV_3) mit Confidence Ellipse e Mean Tensor

Die Ergebnisse der AMS Analyse für Aufschluss 5 sind in Abbildung 34 dargestellt. Die Orientierung der magnetischen Kmax Achse zeigt die Bildung deutlicher Cluster. Die Kmax Achsen (magnetische Lineation) fallen sehr flach in Richtung WSW ein. Die Kmin Achsen bilden kein deutliches Cluster sondern liegen eher auf einem Großkreis. Das bedeutet, dass die magnetische Foliation kaum definiert ist. Die T Werte (Form Parameter) für Aufschluss 5 zeigen meistens positive Werten ($0 \leq T \leq 1$) Die Form des AMS-Ellipsoids ist demnach oblat (pfannkuchenförmig). Der P- Parameter der Anisotropie zeigt ein Cluster der Werten zwischen 1.03 und 1.04. Die Werte der mittleren Suszeptibilität (Kmean) gegen die P-Werte zeigte eine positive Korrelation zwischen der Suszeptibilität und dem Grad der Anisotropie.

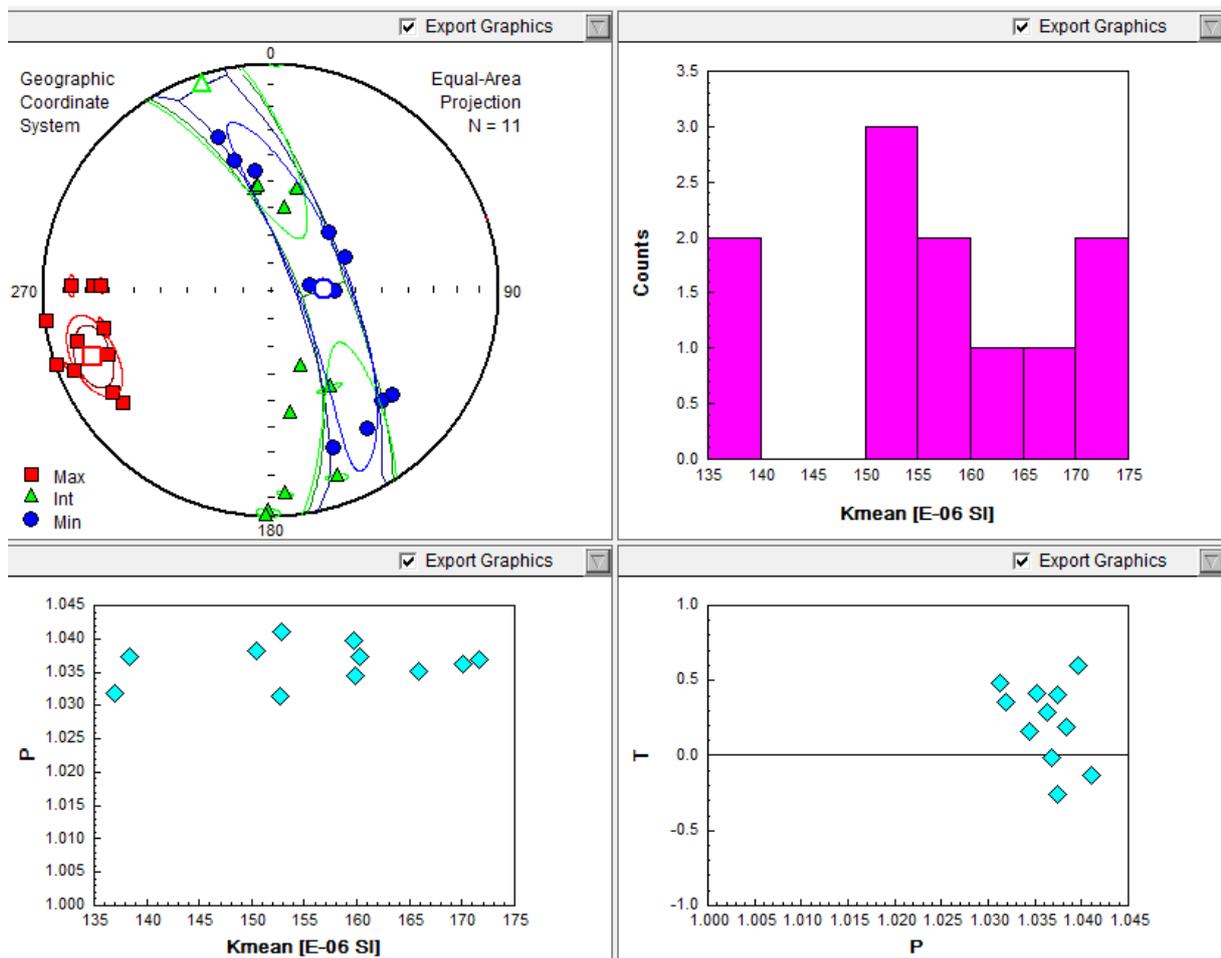


Abbildung 34 AMS Daten der Proben des Aufschlusses n.5 (File AV_5) mit Confidence Ellipse e Mean Tensor

Die Zusammenfassung der AMS Daten der beiden Aufschlüsse 3 und 5 ist in Abbildung 35 dargestellt. Die Orientierung der magnetischen Hauptachsen Kmax zeigt die Bildung deutlicher Cluster. Die Kmax Achsen (magnetische Lineation) fallen flach in Richtung W ein (Abb.33, 34). Die Kmin Achsen können als Pol zur magnetischen Foliation gesehen werden und zeigen ein eher schwaches Cluster in Richtung SE (Abb.37). Die magnetische Foliation ist daher nicht gut definiert. Die T-Werte (Form Parameter) zeigen meistens positive Werten ($0 \leq T \leq 1$). Das magnetische Ellipsoid ist demnach oblat (pfannkuchenförmig). Die Werte der mittleren Suszeptibilität (Kmean) gegen die P Werte bestätigen eine deutliche Anisotropie des Materials.

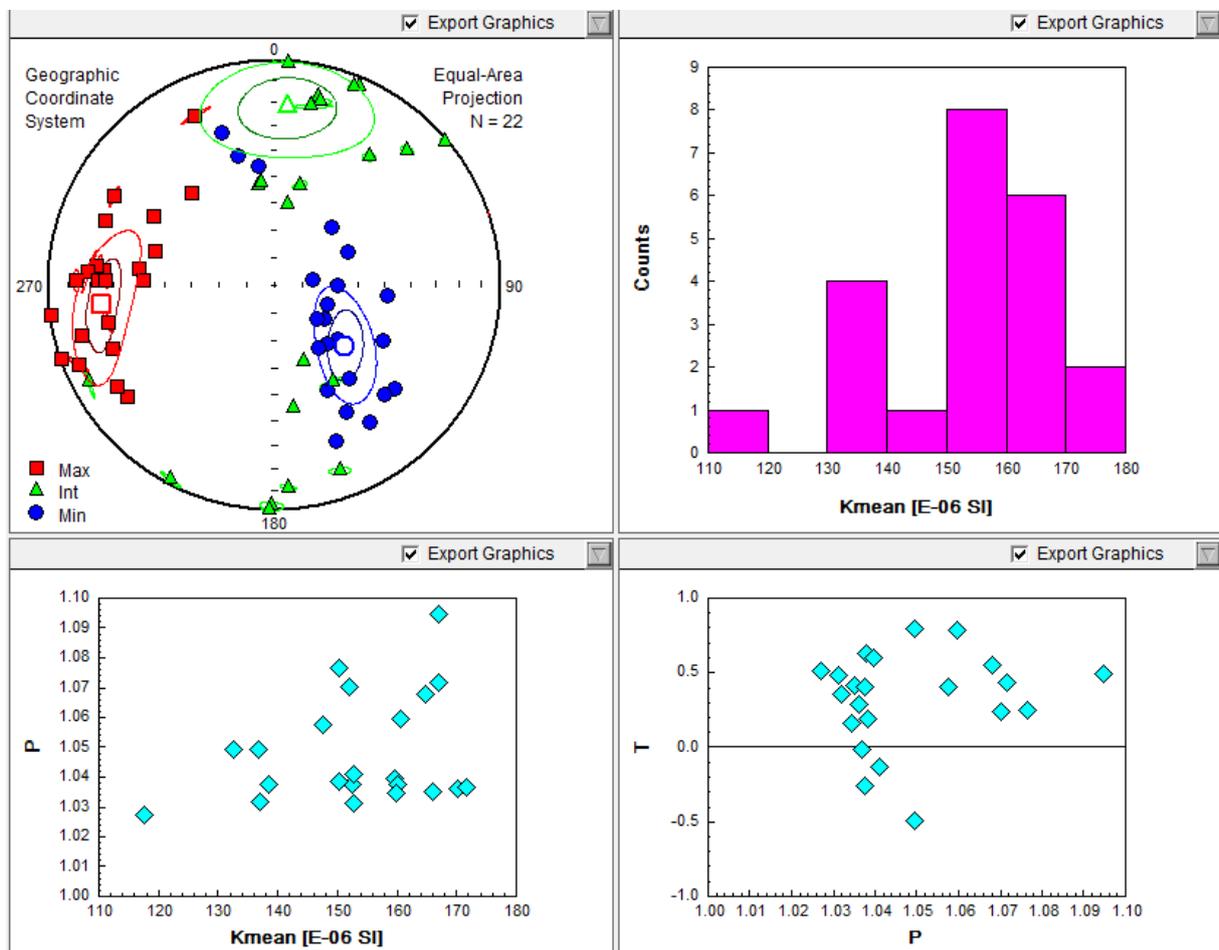


Abbildung 35 Zusammenfassung der AMS Daten der Aufschlüsse n.3 und n.5 mit Confidence Ellipse e Mean Tensor

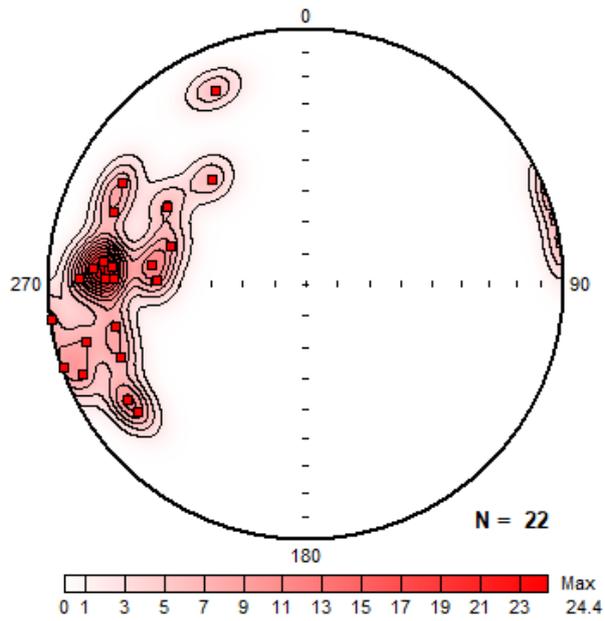


Abbildung 36 Die statistische Verteilung der Kmax Achsen (magnetische Lineation) der Aufschlüsse n.3 und n.5. Die Achsen fallen flach in Richtung W.

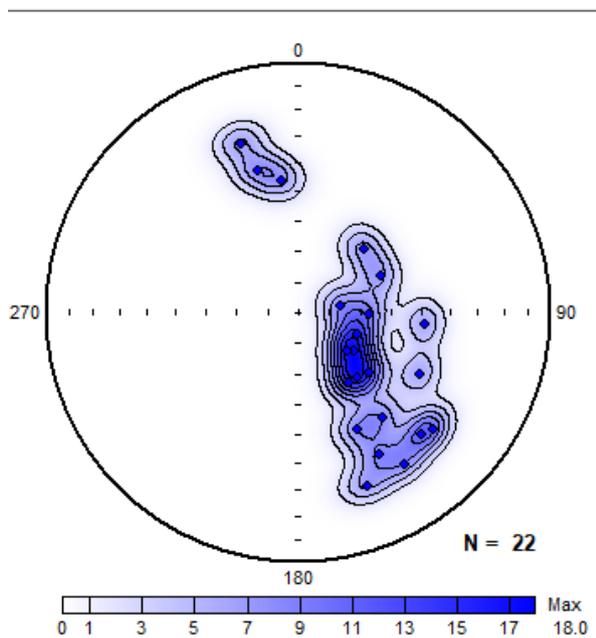


Abbildung 37 Die statistische Verteilung der Kmin Achsen (magnetische Foliation) der Aufschlüsse n.3 und n.5. Wenn man beide Aufschlüsse zusammennimmt, beobachtet man deutlich ein Maximum.

3-3. Niedertemperatur Methode: Magnetische Kryoanalyse

Die Ergebnisse der magnetische Kryoanalyse der Probe 3/8 werden in Abbildung 38 dargestellt. Die Messungen zeigen eine Exponentialkurve, die die typische Zunahme der magnetischen Suszeptibilität einer paramagnetisch dominierten Probe bei abnehmender Temperatur zeigt. Man erkennt keine sprunghaften Schwankungen der magnetischen Suszeptibilität bei niedrigen Temperaturen (Verwey-Übergang) d.h. keine nennenswerte Menge an Magnetit ist vorhanden.

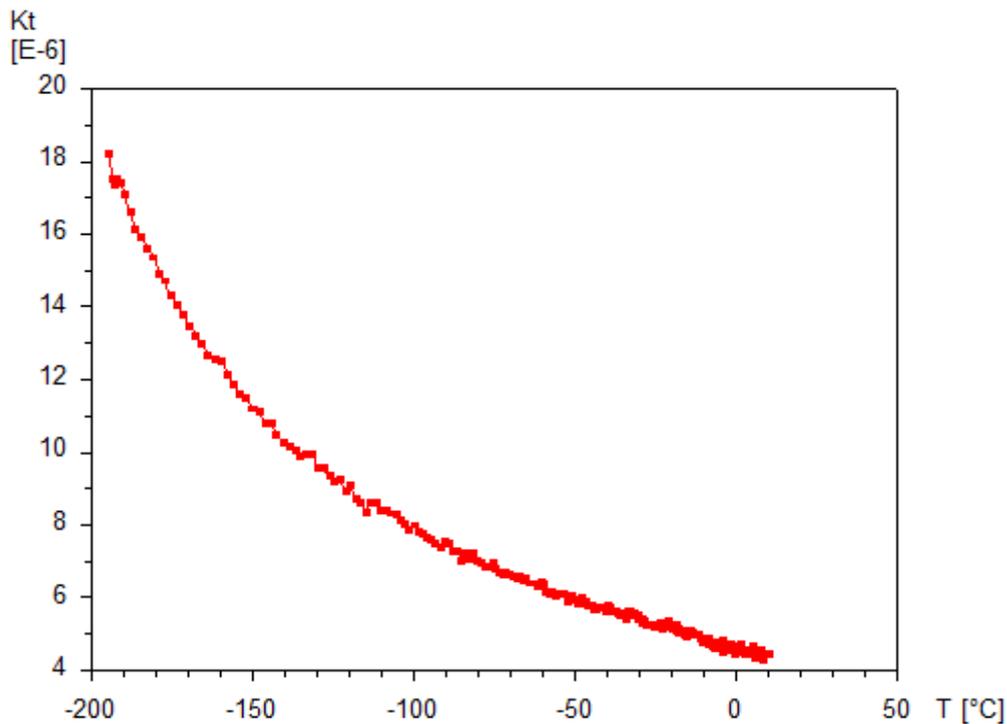


Abbildung 38 magnetische Kryoanalyse der Probe 3/8

Die Ergebnisse der magnetische Kryoanalyse der Probe 5/5 werden in Abbildung 39 dargestellt. Die Messungen bilden auch in diesem Fall eine Exponentialkurve, die die Zunahme der magnetischen Suszeptibilität einer paramagnetisch dominierten Probe bei abnehmender Temperatur zeigt. Wir sehen keine signifikanten Schwankungen der magnetischen Suszeptibilität bei niedrigen Temperaturen (Verwey-Übergang) d.h. auch in dieser Probe ist keine nennenswerte Menge an Magnetit vorhanden.

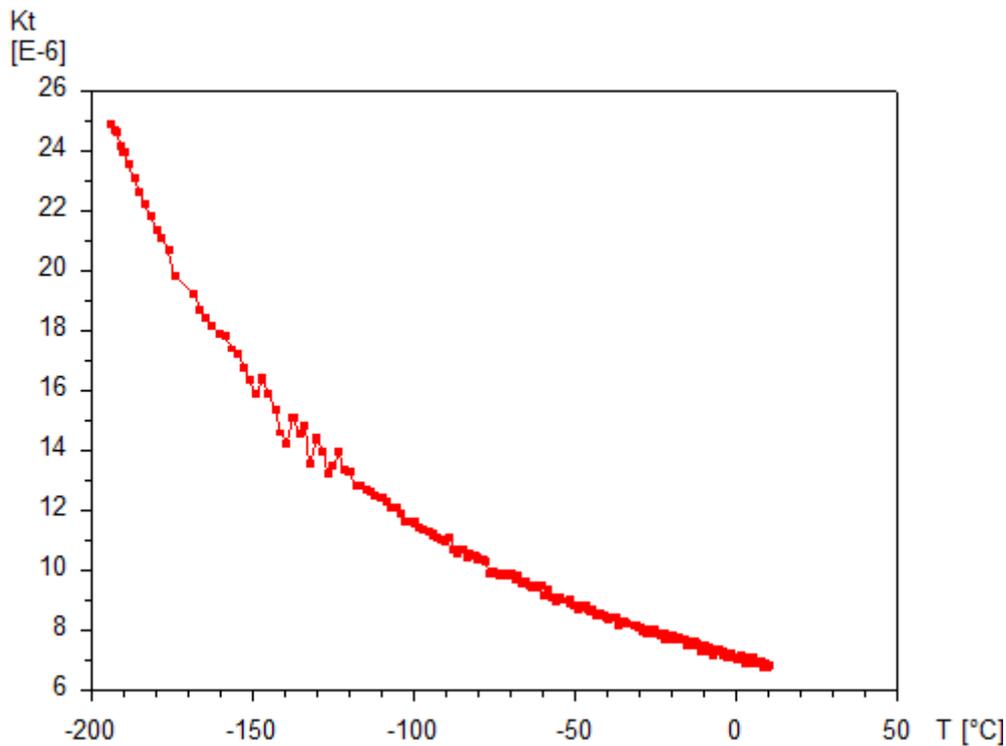


Abbildung 39 magnetische Kryoanalyse der Probe 5/5

3-4. Hochtemperatur Methode: Magnetische Thermoanalyse

Die Ergebnisse der thermomagnetischen Analyse in kontrollierter Argon Atmosphäre der Probe 3/8 werden in Abbildung 40 dargestellt. Die rote Kurve dokumentiert die Suzeptibilität während der fortschreitenden Erwärmung des Materials bis zum thermischen Peak von 700 °C. Die blaue Kurve dokumentiert den Verlauf der magnetischen Suszeptibilität beim anschließenden langsamen Abkühlen. In dieser Probe abnimmt mit zunehmender Temperatur die magnetische Suszeptibilität (k) ab. Beim anschließenden langsamen Abkühlen steigt relativ schnell die magnetische Suszeptibilität des Materials im Bereich der Curie-Temperatur von Magnetit. Die rote Kurve zeigt die typische Abnahme der magnetischen Suszeptibilität für eine paramagnetisch dominierte Probe gegenüber zunehmender Temperatur. Es fehlen die komplexeren Schwankungen der magnetischen Suszeptibilität wegen der Abwesenheit ferromagnetischer Mineralien (im weiteren Sinne).

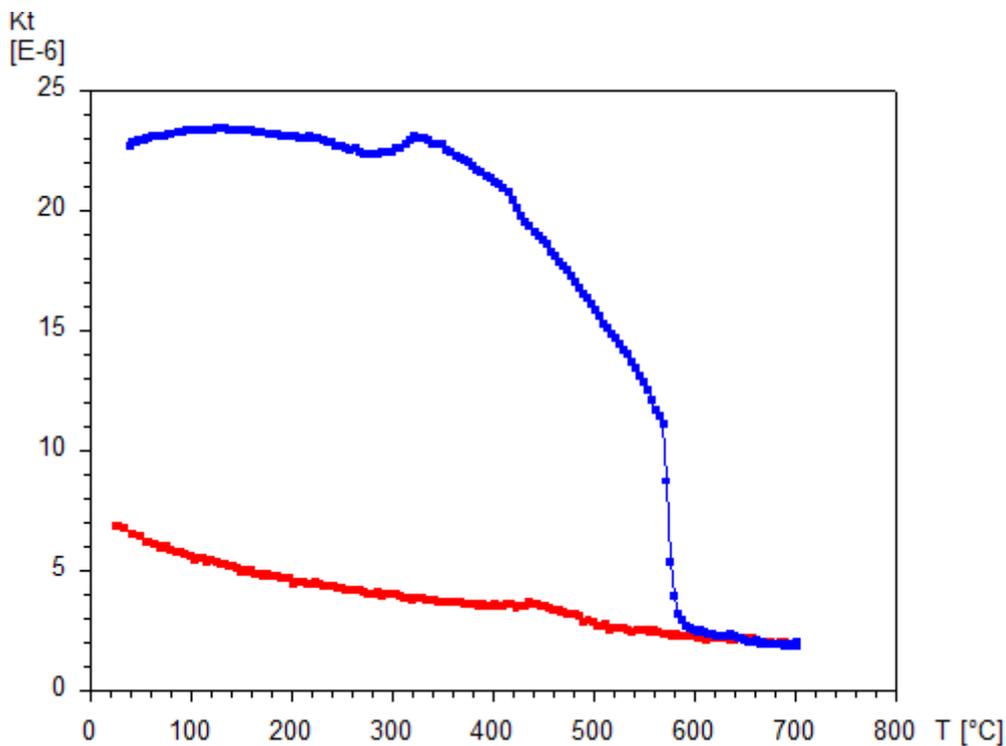


Abbildung 40 Grafik der thermomagnetischen Analyse in kontrollierter Argon Atmosphäre der Probe 3/8

Der Grafik der thermomagnetischen Analyse in kontrollierter Argon Atmosphäre der Probe 5/5 wird in Abbildung 41 dargestellt. Die rote Kurve zeigt die Abnahme der magnetischen Suszeptibilität für eine paramagnetisch dominierte Probe gegenüber zunehmender Temperatur. In dieser Probe abnimmt aber die magnetische Suszeptibilität (k) mit zunehmender Temperatur bis ca. 400°C leicht ab. Die rote Wärmekurve dokumentiert danach das Auftreten eines zweiphasigen Peaks bei 500-550 ° C. Dieser Peak (der sogenannte Hopkinson-Effekt) ist am ausgeprägtesten bei sehr kleinen Magnetitpartikeln mit einer Domäne (<0,1 mm), die bei Temperaturen, die hoch, aber unter der Curie-Temperatur liegen, sehr anfällig für Magnetisierung werden (Dunlop und Özdemir 1997). Bei so hohen Temperaturen finden üblicherweise thermisch induzierte Reaktionen statt und bildet sich üblicherweise Magnetit. Beim anschließenden langsamen Abkühlen steigt wieder sehr schnell die magnetische Suszeptibilität des Materials bis ca. 400°C und dann fällt schnell wieder ab.

Die Suszeptibilität ist auf dem blauen Abkühlpfad doch höher als bei der Heizkurve aufgrund des neugebildeten Magnetits.

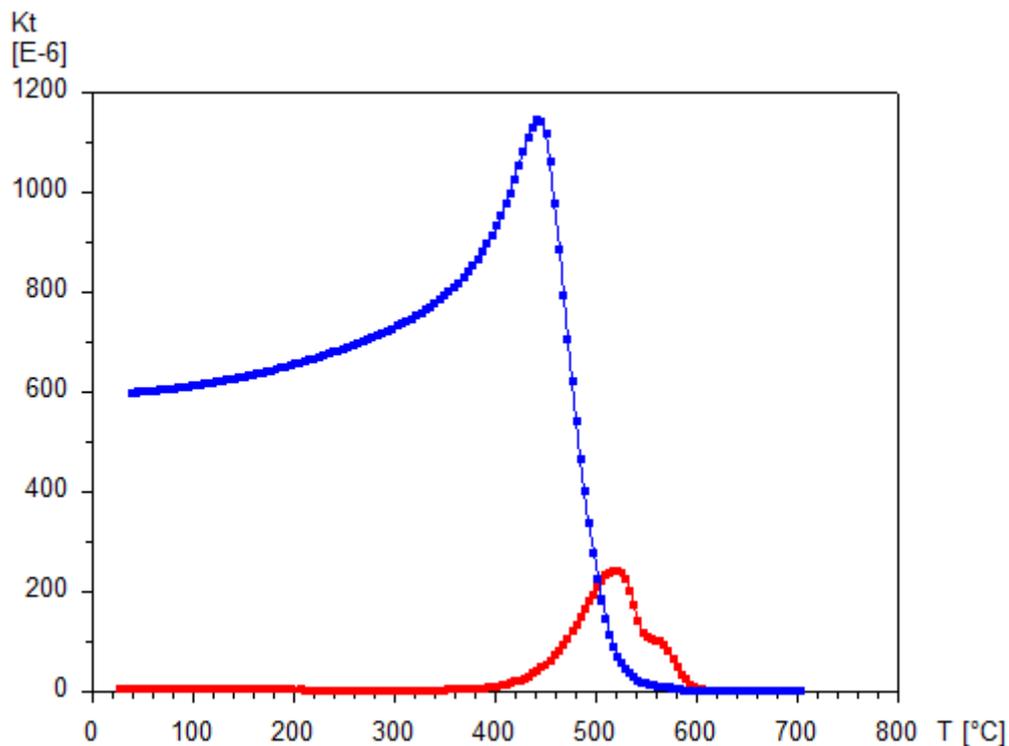


Abbildung 41 Grafik der thermomagnetischen Analyse in kontrollierter Argon Atmosphäre der Probe 5/5.

3-5. Röntgen-Pulverdiffraktometrie X-RPD

Diese Untersuchung ermöglicht es, den dominanten Beitrag paramagnetischer und auch diamagnetischer Mineralien zu AMS zu bestätigen. Das prozentuale Verhältnis der verschiedenen Minerale in den beiden Aufschlüssen erwies sich als signifikant unterschiedlich. In beiden Aufschlüssen machen paramagnetische Minerale $>50\%$ Gew.% aus. Im makroskopisch stärker geschieferten Aufschluss n.3 sind paramagnetisch Mineralien 57,4% Paramagnetika / 42,6% Diamagnetika, in dem makroskopisch feinkörnigeren und weniger geschieferten Aufschluss n. 5 73,6% Paramagnetika / 26,4% Diamagnetika. Die aus der Pulverdiffraktometrie erhaltenen qualitativen und quantitativen Daten der Probe 3/8 sind in Abbildungen 42 und 43 dargestellt. Die Daten der Probe 5/5 sind in Abbildungen 44 und 45 dargestellt. Die qualitativen und quantitativen Daten der Proben 3/8 und 5/5 sind in der Tabelle 2 zusammengefasst.

Tabelle 2 Röntgen-Pulverdiffraktometrie (X-RPD): Zusammenfassung der qualitativen und quantitativen Daten der Proben 5/5 und 3/8

Magnetische Eigenschaften	Phase	Probe 3/8 Gew. %	Probe 5/5 Gew. %
Diamagnetisch	Quarz	14.65%	21.87%
Diamagnetisch	Albite	25.04%	4.56%
Diamagnetisch	Mikroclin	2.92%	-----
Paramagnetisch	Muskovit	38.38%	59.02%
Paramagnetisch	Clinochlor	19.01%	14.55%
% Anteil der diamagnetischen Phasen		42.61%	26.43%
% Anteil der paramagnetischen Phasen		57.39%	73.57%

Die qualitativen Daten der Probe 3/8 werden in Abbildung 43 dargestellt.

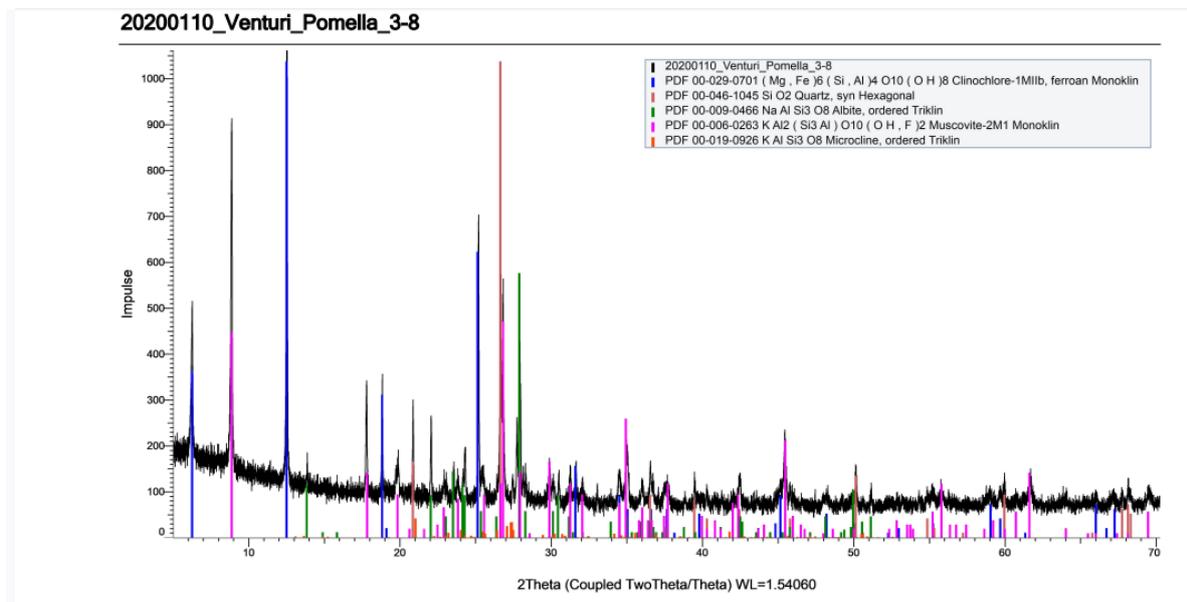


Abbildung 42 Qualitative Daten der Probe 3/8

Die quantitativen Daten der Probe 3/8 mit Rietveld Verfeinerung werden in Abbildung 43 dargestellt.

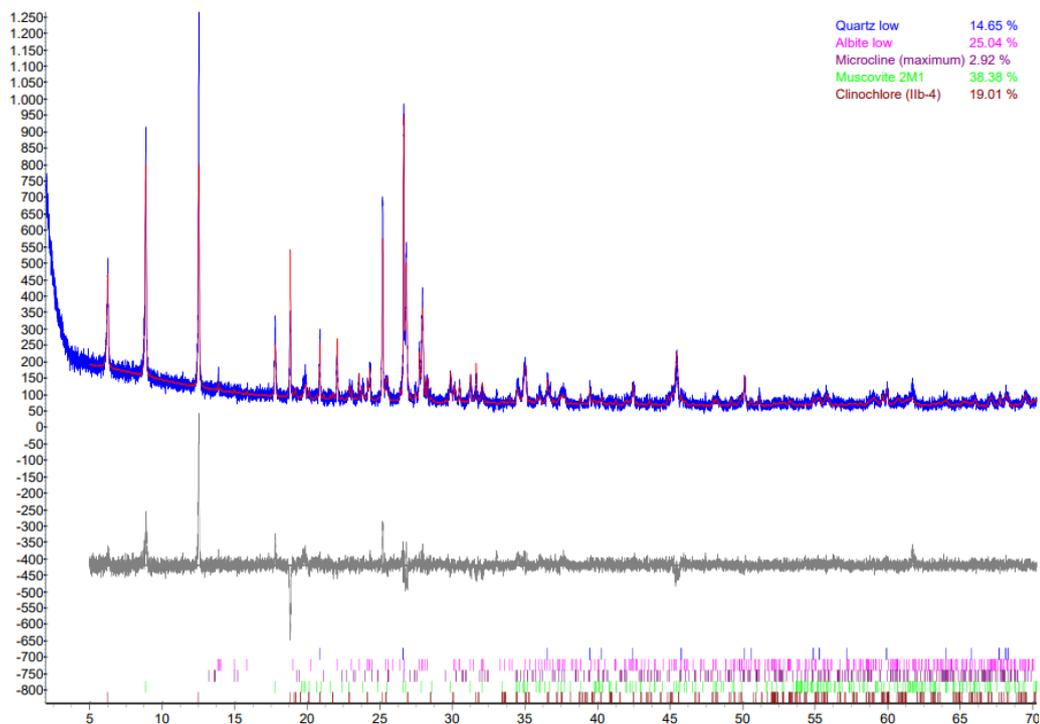


Abbildung 43 quantitative Daten der Probe 3/8 mit Rietveld Verfeinerung. Obere Kurve: gemessenes (blau) und gerechnetes (rot) Röntgenbeugungsdiagramm; mittlere Kurve (schwarz): Differenz ($F_0 - F_c$) zu den berechneten Werten; unten: berechnete Reflexlagen der verschiedenen Phasen, die sich aus der Bragg-Gleichung ergeben
Quelle: Allmann 2003

Die qualitativen Daten der Probe 5/5 werden in Abbildung 44 dargestellt.

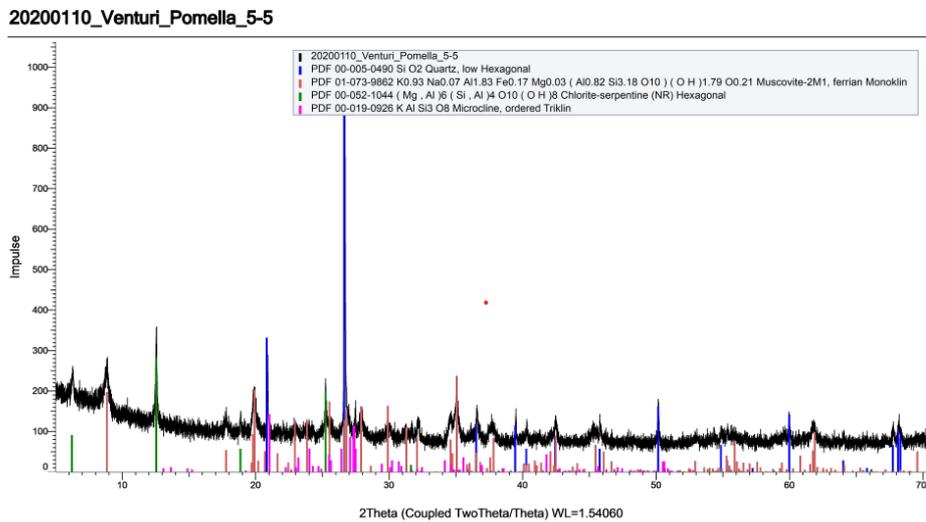


Abbildung 44 qualitative Daten der Probe 5/5

Die quantitativen Daten der Probe 5/5 mit Rietveld Verfeinerung werden in Abbildung 45 dargestellt.

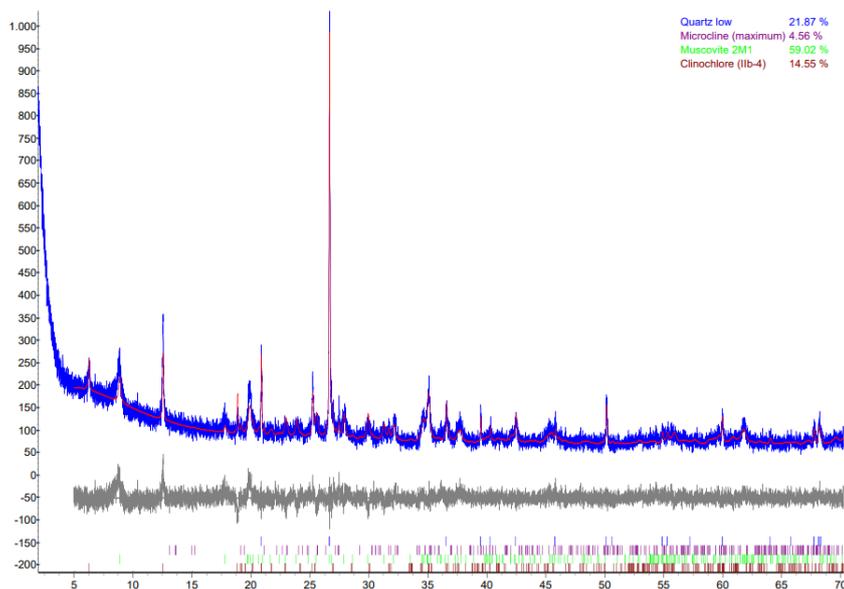


Abbildung 45 quantitative Daten der Probe 5/5 mit Rietveld Verfeinerung. Obere Kurve: gemessenes (blau) und gerechnetes (rot) Röntgenbeugungsdiagramm; mittlere Kurve (schwarz): Differenz ($F_0 - F_c$) zu den berechneten Werten; unten: berechnete Reflexlagen der verschiedenen Phasen, die sich aus der Bragg-Gleichung ergeben
Quelle: Allmann 2003

Das Verhältnis der verschiedenen Minerale in den Proben der Aufschlüssen 3 und 5 erwies sich als signifikant unterschiedlich und die Daten werden in Abbildung 46 dargestellt.

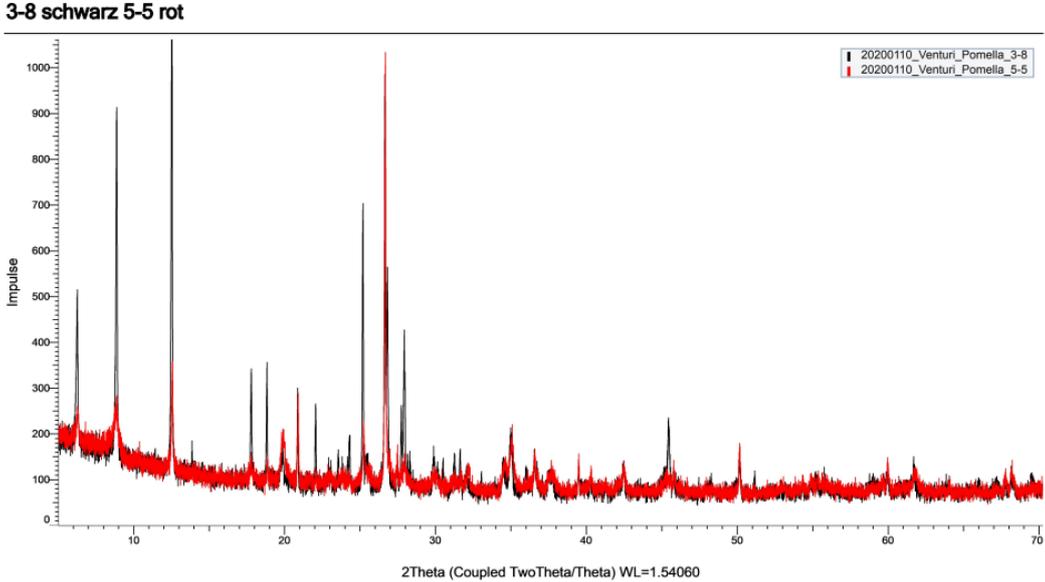


Abbildung 46 Vergleich der qualitativen Daten der Proben 3/8 und 5/5

4. Diskussion

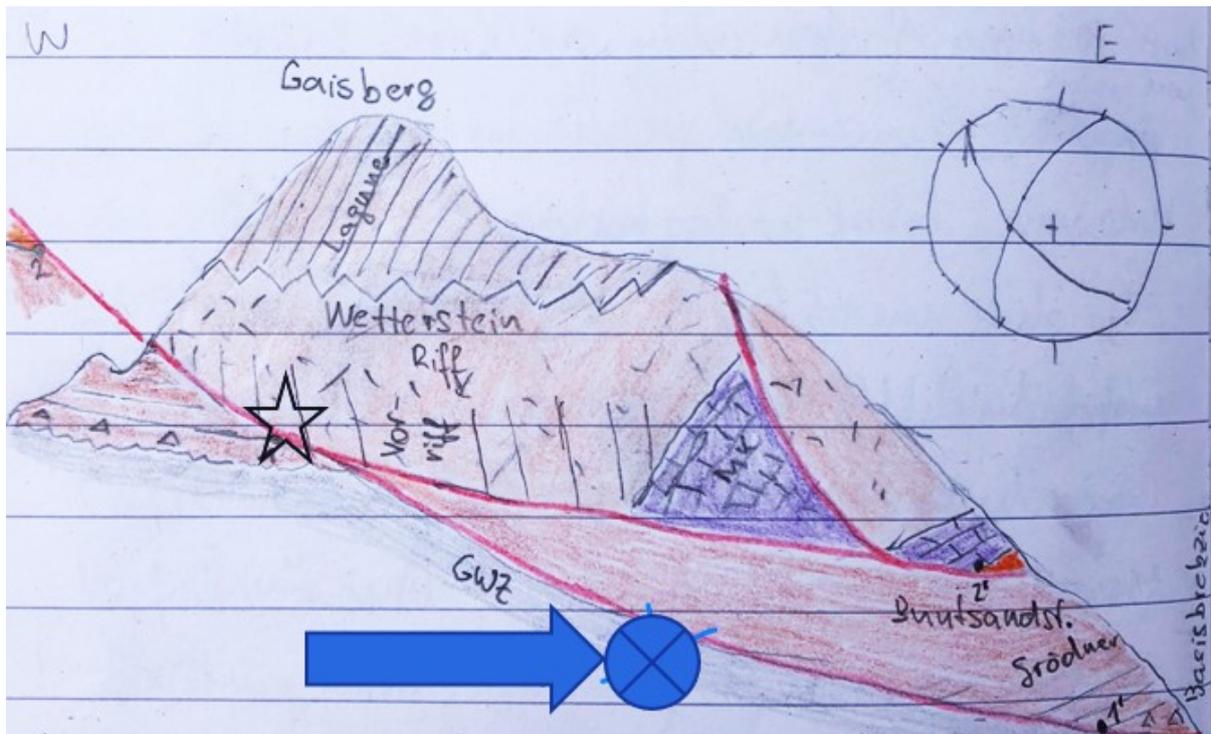


Abbildung 47 Skizze der strukturellen Daten im Gelände im Kienzingbach Graben (Spertental /Tirol). Der Stern markiert den Ort, wo die spröden Sturkturdaten, die der P-T Analyse zu Grunde liegen, im Gelände gesammelt wurden. Der blaue Pfeil und der Kreis markieren die Lage der Aufschlüsse. n. 3 und n.5 (GWZ-Wildschönauer Schiefer) Quelle: Ortner

Die Darstellung der gesammelten strukturellen Daten im Gelände zeigt Foliationen, Krenulations-, Isoklinalfaltenlineationen und die Orientierung der Längsachsen von Geröllen im Fault Gouge. Die strukturellen Daten passen alle zum selben Stressfeld, das eine NNE-SSW gerichtete Einengung anzeigt. Die Gerölle im Fault Gouge sind ebenfalls NNE-SSW orientiert, man würde sich aber eine Orientierung im rechten Winkel zur P-Achse erwartet. Die magnetische Lineation (Kmax) der beiden Aufschlüsse 3 und 5 zeigt eine Richtung nach W. Die magnetische Foliation (Kmin) erscheint für Aufschluss 3 deutlich während für Aufschluss 5 ist sie nicht definiert. Wenn man beide Aufschlüsse zusammennimmt, beobachtet man deutlich ein Maximum. Die AMS-Daten des fault gouge müssen in Hinblick auf die Mineralogie interpretiert werden, weil die Beziehung zwischen der AMS und Verformung stark von den mineralischen Trägern des Gefüges abhängt. Die Thermoanalyse zeigt, dass Paramagnetika das Signal absolut dominieren. Für eine qualitative und quantitative Bewertung unseres Materials haben wir zusätzlich die Röntgen-Pulverdiffraktometrie X-RPD verwendet. Diese Untersuchung ermöglichte es uns, den dominanten Beitrag paramagnetischer und auch diamagnetischer Mineralien zu AMS zu bestätigen. Obwohl die beiden Aufschlüsse 3 und 5 zur gleichen Störungszone gehören und nur ca. 300 Meter voneinander entfernt sind, erwies sich das prozentuale Verhältnis der verschiedenen Mineralien in den beiden Aufschlüssen als

signifikant unterschiedlich (Tabelle 2). In dem makroskopisch stärker geschieferten Aufschluss n.3 sind paramagnetische Mineralien (Glimmer) in geringerer Menge und diamagnetische Mineralien (Quarz und Feldspat) stärker vertreten. In dem makroskopisch plastischen Aufschluss n.5 überwiegen paramagnetische Mineralien (Muskovit und Clinochlor). In unserem Material ist keine nennenswerte Menge an magnetische Mineralien vorhanden. Die Pulverdiffraktometrie identifiziert Glimmer (Muskovit und Clinochlor) als das vorherrschende paramagnetische Mineral. Die magnetische Lineation (K_{max}) kann somit als Krenulationslineation der Glimmer interpretiert werden. Die magnetische Lineation wurde in der vorliegenden Arbeit nur lokal in zwei Aufschlüssen gemessen, während die Geländedaten einen größeren Bereich abdecken. Die AMS Daten fallen jedoch in der Konfidenzellipse der im Gelände gesammelten Krenulationslineation. In der Störungszone des Grabens, in der Nähe der Aufschlüsse n.3 und n.5, haben wir zusätzlich eine stark gefaltete Sandsteinschicht und S-C-Gefügen beobachtet. Die S-C-Gefügen sind eindeutige und zuverlässige Indikatoren des Bewegungssinn (Hanmer & Passchier, 1991) und deuten auf eine top ESE Richtung hin. Diese Beobachtung stimmt mit den Daten der Literatur überein (Ortner & Reiter, 1999).

5. Schlussfolgerungen

Die vorliegende Arbeit konnte zeigen, dass die Beprobung von Fault Gouge für AMS Analysen möglich ist und das Material reproduzierbare Ergebnisse liefert, auch nach einer Imprägnation zur Stabilisierung der Proben. Um eine korrekte Interpretation der AMS-Daten zu ermöglichen, weitere Untersuchungen nötig, die auf die Identifikation der Trägerminerale der AMS abzielen. Mit der magnetischen Kryoanalyse, der thermomagnetischen Analyse, sowie der Röntgen-Pulverdiffraktometrie wurde der Beitrag der verschiedenen Mineralien analysiert. Die AMS Daten repräsentieren zwei je ca. 0,5 m² große Bereiche in der Störungszone und sind somit sehr punktuell, während die Strukturdaten aus der Geländeerhebung einen wesentlich größeren Bereich abdecken. Die AMS Daten passen aber gut in das strukturelle Bild, das auch die Strukturdaten ergeben. Somit bestätigt die vorliegende Studie, dass mittels AMS-Analyse das Gefüge von Fault Gouge ermittelt werden kann und eine strukturelle Interpretation der Daten möglich ist. Für künftige regionale Strukturbewertungen ist eine größere Anzahl von Probenpunkten erforderlich, die in angemessenem Verhältnis zur Ausdehnung des Untersuchungsbereichs stehen. Diese Arbeit bestätigt, dass die AMS in Kombination mit den Tief- und Hochtemperaturexperimenten sowie einer Materialanalyse ein zuverlässiges Werkzeug der Strukturgeologie bei der Untersuchung des Gefüges der Störungsletten ist. Die Integration von strukturellen Daten aus dem Gelände (damage zone von Störungen) mit AMS Daten aus dem Fault Gouge (core zone von Störungen) liefert

zuverlässige Ergebnisse zu den Deformationsrichtungen und dem zugrunde liegenden Stressfeld.

6. Literatur

Allmann, R. (2003)- Röntgenpulverdiffraktometrie, Springer Verlag ISBN 978-3-642-56079-8, 255 pp.

Borradaile, G. J. (2001), Magnetic fabrics and petrofabrics: Their orientation distributions and anisotropies, *J. Struct. Geol.*, 23, 1581 – 1593.

Borradaile, G. J. (2003), *Statistics of Earth Science Data, Space and Orientation*, 351 pp., Springer, New York.

Borradaile, G. J., and Dehls, J. F. (1993), Regional kinematics inferred from magnetic subfabrics in Archean rocks of the northern Ontario, Canada, *J. Struct. Geol.*, 15, 887 – 894.

Borradaile, G. J., and Henry, B. (1997), Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy, *Earth Sci. Rev.*, 42, 49 – 93.

Borradaile, G. J., and Jackson, M. (2004), Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): Magnetic petrofabrics of deformed rocks, in *Magnetic Fabric: Methods and Applications*, edited by Martin-Hernandez F. et al., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 238, 299 – 360.

Borradaile, G. J., and Jackson, M. (2010), Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM) *Journal of Structural Geology*, Vol 32, 10, 1519-1551

Borradaile, G. J. and Jackson, M. (2004), M. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks *Geol. Society. Special Publication*, 238, 299-360, London

Borradaile, G. J., and Lagroix, F. (2001), Magnetic fabrics reveal upper mantle flow fabrics in the Troodos Ophiolite Complex, Cyprus, *J. Struct. Geol.*, 23, 1299 – 1317.

Borradaile, G. J., and Stupavsky, M. (1995), Anisotropy of magnetic susceptibility: Measurement schemes, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1957 – 1960.

Borradaile, G. J., and Werner, T. (1994), Magnetic anisotropy of some phyllosilicates, *Tectonophysics*, 235, 223 – 248.

Canon-Tapia, E. (2001), Factors affecting the relative importance of shape and distribution anisotropy in rocks: Theory and experiments, *Tectonophysics*, 340, 117 – 131.

Canon-Tapia, E., Walker, G. P. L., and Herrero-Bervera, E. (1994), Magnetic fabric and flow direction in basaltic pahoehoe lava of Xitle volcano, Mexico, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 65, 249 – 263.

Chadima, M. www.AGICO.com>agicoprints>ams_rocks_pres PDF

Clark, T. M., and Evans, B. J. (1997), Influence of chemical composition on the crystalline morphologies of magnetite, *IEEE Trans. Magnet.*, 33, 4257 – 4259.

Collinson, D. W., Creer, K. M., and Runcorn, S. K. (1967), *Methods in Palaeomagnetism*, 609 pp., Elsevier, New York.

Debacker, T. N., Robion, P., and Sintubin, M. (2004), The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in low-grade, cleaved pelitic rocks: Influence of cleavage/bedding angle and type and relative orientation of magnetic carriers, in *Magnetic Fabric: Methods and Applications*, edited by F. Martin-Hernandez et al., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 238, 77 – 107.

Dekkers, M. J. (1988), Magnetic properties of natural pyrrhotite. Part I: Behaviour of initial susceptibility and saturation-magnetization-related rock-magnetic parameters in a grain-size dependent framework, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 52, 376 – 393.

de Wall, H., Bestmann, M. and Ullemeyer, K. (2000), Anisotropy of diamagnetic susceptibility in Tassos marble: A comparison between measured and modeled data, *J. Struct. Geol.*, 22, 1761 – 1771.

Dunlop, D. J., and Özdemir, Ö. (1997), *Rock Magnetism*, 573 pp., Cambridge Univ. Press, New York.

Edwards, J. (1984), Partial anhysteretic remanent magnetization produced in rotating samples, and comparison with corresponding rotational remanent magnetization, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 77, 619 – 637.

Ellwood, B. B., Terrell, G. E., and Cook, W. J. (1993), Frequency dependence and the electromagnetic susceptibility tensor in magnetic fabric studies, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 80, 65 – 74.

Ferrè, E. C., Thill, J. W., Rainey, E. S. G. and Teyssier C. (2000), Ductile flow in migmatites deduced from combined low- and high-field AMS measurements, *Eos Trans AGU*, 81, 367.

Ferrè, E. C., Bordarier, C., and Marsh, J. S. (2002), Magma flow inferred from AMS fabrics in a layered mafic sill, Insizwa, South Africa, *Tectonophysics*, 354, 1 – 23.

Ferrè, E. C., Martin-Hernández, F., Teyssier C., and Jackson, M. (2004), Paramagnetic and ferromagnetic AMS in migmatites: Measurements in high and low fields and kinematic implications, *Geophys. J. Int.*, 157, 1119 – 1129.

Ferrè, E. C., Tikoff, B., and Jackson, M. (2005), The magnetic anisotropy of mantle peridotites: Example from the Twin Sisters dunite, Washington, *Tectonophysics*, 398, 141-166.

Ferrè, E. C., Gabelin, A., Till, J. L., Sassier, C., Burmeister, K. C. (2014), Deformation and magnetic fabric in ductile shear zones: A review *Tectonophysics* 629, 179-188

Flinn, D. (1956), On the development of the Funzie conglomerate, Fetlar, Shetland, *Scot. J. Geol.*, 64, 480 – 505.

Folami, S. L., and Hailwood, E. A. (1991), Magnetic fabric results from DSDP Hole 380a (Black Sea) and Hole 524 (South Atlantic) sediment cores: A case study for the comparison between low- and high-field torque magnetometer measurements, *Mar. Geophys. Res.*, 13, 239 – 253.

Georgiev N., Pomella H., Fügenschuh B., Cifelli F., Mattei M. (2004), Distinguishing different generations of deformation structures by structural and magnetic fabric analyses: examples from the Central gneiss (Tauern window) and Tschigotgranodiorite (Eastern Alps). Poster of Innsbruck University-Institute of Geology and Paleontology and Roma 3 University-Department of Geological Sciences.

Girdler, R. W. (1961), The measurement and computation of anisotropy of magnetic susceptibility in rocks, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 5, 34 – 44.

Graham, J. W. (1954), Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 65, 1257 – 1258.

Granar, L. (1958), Magnetic measurements on Swedish varved sediments, *Ark. Geophys.*, 3, 1 – 40.

Gregoire, V., de Saint Blanquat, M., Nedelec, A. and Bouchez, J.-L. (1995), Shape anisotropy versus magnetic interactions of magnetite grains: Experiments and application to AMS in granitic rocks, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 2765 – 2768.

Hanmer, S. & Passchier, C.W. (1991): Shear sense indicators: a review. In: Geol. Surv. Can. Pap. Band 90, S.1-71

Hargraves, R. B., Johnson, D. and Chan C. Y. (1991), Distribution anisotropy: The cause of AMS in igneous rocks, Geophys. Res. Lett., 18, 2193 – 2196.

Heinisch, H. Bericht 1998 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger . Jb.Geol. Bundesant.

Heinisch, H.-Bericht 1999 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger . Jb.Geol. Bundesant.

Heinisch H.- Bericht 2001 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger- Großvenediger . Jb.Geol. Bundesant.

Heinisch H. -Bericht 2002 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone und in der Gaisbergtrias auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger . Jb.Geol. Bundesant.

Hejda, P., Kropáček, V. ,E. Petrovsky, Zelinka, T. and Zatecky, J. (1992), Some magnetic properties of synthetic and natural haematite of different grain size, Phys. Earth Planet. Inter., 70, 261 – 272.

Henry, B. (1983), Interpretation quantitative de l'anisotropie de susceptibilité magnétique, Tectonophysics, 91, 165 – 177.

Henry, B. (1985), Magnetic fabrics and superimposed deformations: Example of Dalradian rocks from the southwest Highlands of Scotland, Phys. Earth Planet. Inter., 40, 187 – 200.

Henry, B. (1988), The magnetic fabrics of the Egletons granite (France): Separation and structural implications, Phys. Earth Planet. Inter., 51, 253 – 263.

Henry, B. (1997), The magnetic zone axis: A new element of magnetic fabric for the interpretation of the magnetic lineation, Tectonophysics, 271, 325.

Henry, B., and L. Daly (1983), From qualitative to quantitative magnetic anisotropy analysis: The prospect of finite strain calibration, Tectonophysics, 98, 327 – 336.

Henry, B., Jordanova, D., Jordanova, N., Souque, C. and Robion, P. (2003), Anisotropy of magnetic susceptibility of heated rocks, Tectonophysics, 366, 241 – 258.

Hrouda, F. (1986), The effect of quartz on the magnetic anisotropy of quartzite, *Stud. Geophys. Geod.*, 30, 39 – 45.

Hrouda, F. (2002), The use of the anisotropy of magnetic remanence in the resolution of the anisotropy of magnetic susceptibility into its ferromagnetic and paramagnetic components, *Tectonophysics*, 347, 269 – 281.

Hrouda, F., and Jelinek, V. (1990), Resolution of ferrimagnetic and paramagnetic anisotropies in rocks, using combined low-field and high-field measurements, *Geophys. J. Int.*, 103, 75 – 84.

Hrouda, F., Hanák, J. and Jacko, S. (1988), Parallel magnetic fabrics in metamorphic, granitoid, and sedimentary rocks of the Branisko and Cierna Hora Mountains (E. Slovakia) and their tectonometamorphic control, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 51, 271 – 289.

Hrouda, F., Jelinek, V. and Zapletal, K. (1997), Refined technique for susceptibility resolution into ferromagnetic and paramagnetic components based on susceptibility temperature-variation measurement, *Geophys. J. Int.*, 129, 715 – 719.

Hrouda, F., Henry, B. and Borradaile G.J. (2000), Limitations of tensor subtraction in isolating diamagnetic fabrics by magnetic anisotropy, *Tectonophysics*, 322, 303 – 310.

Jackson, M., Gruber, W. , Marvin, J. and Banerjee, S. K. (1988), Partial anhysteretic remanence and its anisotropy: Applications and grainsizedependence, *Geophys. Res. Lett.*, 15, 440 – 443.

Jackson, M. J. (1991), Anisotropy of magnetic remanence: A brief review of mineralogical sources, physical origins, and geological applications, and comparison with susceptibility anisotropy, *Pure Appl. Geophys.*, 136, 1 – 28.

Jackson, M. J., and Tauxe, L. (1991), Anisotropy of magnetic susceptibility and remanence: Developments in the characterization of tectonic, sedimentary, and igneous fabric, *U.S. Natl. Rep. Int. Union Geod. Geophys. 1987 – 1990, Rev. Geophys.*, 29, 371 – 376.

Jackson, M. J., Banerjee, S. K., Marvin, J. A. , Lu, R. and Gruber W.(1991), Detrital remanence, inclination errors, and anhysteretic remanence anisotropy: Quantitative model and experimental results, *Geophys. J. Int.*, 104, 95 – 103.

Jelinek, V. (1981), Characterization of the magnetic fabric of rocks, *Tectonophysics*, 79, T63 – T67. Jelinek, V. (1985), The physical principles of measuring magnetic anisotropy with the torque magnetometer, *Trav. Inst. Geophys. Acad. Tchechoslov. Sci.*, 608, 177 – 198.

Jelinek, V. (1988), Potential energy density tensor and magnetic anisotropy problems, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 51, 361 – 364.

Jelinek, V. (1993), Theory and measurement of the anisotropy of isothermal remanent magnetization of rocks, *Trav. Geophys.*, 37, 124 – 134.

Jover, O., Rochette, P., Lorand, J. P., Maeder, M. and Bouchez J. L. (1989), Magnetic mineralogy of some granites from the French Massif Central: Origin of their low-field susceptibility, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 55, 79 – 92.

Just, J., Kontny, A., de Wall, H., Hirt, A. M. and Martin-Hernandez, F. (2004), Development of magnetic fabrics during hydrothermal alteration in the Soultz-sous-Forêts granite from the EPS-1 drilling, Upper Rhine Graben, in *Magnetic Fabric: Methods and Applications*, edited by F. Martin-Hernandez et al., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 238, 509 – 526.

Kodama, K. P. (1995), Magnetic fabrics, *U.S. Natl. Rep. Int. Union Geod. Geophys. 1991 – 1994*, *Rev. Geophys.*, 33, 129 – 136. B03105

Kodama, K. P., and Dekkers, M. J. (2004), Magnetic anisotropy as an aid to identifying CRM and DRM in red sedimentary rocks, *Stud. Geophys. Geod.*, 48, 747 – 766.

Kodama, K. P., and Sun, W.-W. (1992), Magnetic anisotropy as a correction for compaction-caused paleomagnetic inclination shallowing, *Geophys. J. Int.*, 111, 465 – 469.

Krainer, K. (1993), Late and Post-Variscan sediments of the Eastern and Southern Alps. -In : von Raumer, J. & Neubauer, F. (Hrsg), *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, Springer Verlag, S.537-564.

Krischner, H. & Koppelhuber-Bitschnau, B. (1994) *Röntgenstrukturanalyse*- Vieweg Verlag ISBN-103528483245, 194 ss.

Lagroix, F., and Borradaile G.J. (2000), Magnetic fabric interpretation complicated by inclusions in mafic silicates, *Tectonophysics*, 325, 207 – 225.

Lüneburg, C. M., Lampert, S. A., Lebit, H. K., Hirt, A. M., Casey, M., and Lowrie, W. (1999), Magnetic anisotropy, rock fabrics and finite strain in deformed sediments of SW Sardinia (Italy), *Tectonophysics*, 307, 51 – 74.

Malzer O., 1964- Die Geologie des Gaisberg-und Hahnenkammgebietes bei Kitzbühel (Tirol). Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 99 pp.

Mandl,G.W. ,2000, The alpine sector of the Tethyanshelf-Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. In : Neubauer, F. & Höck, V.(Hrsg.), Aspects of Geology in Austria,S.61-77, auch erschienen in den Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 92 (1999)

Martin-Hernandez, F. & Ferrè E.C. (2007), Separation of paramagnetic and ferrimagnetic anisotropies : A review, J. Geophys. Res.,112,B03105,doi:10.1029/2006JB004340.

Martin-Hernandez, F., and Hirt, A. M. (2001), Separation of ferrimagnetic and paramagnetic anisotropies using a high-field torsion magnetometer, Tectonophysics, 337, 209 – 221.

Martin-Hernandez,F. and Hirt,A.M. (2003), Paramagnetic anisotropy of magnetic susceptibility in biotite, muscovite and chlorite single crystals, Tectonophysics, 367, 13 – 28.

Martin-Hernandez, F. and Hirt ,A. M. (2004), A method for the separation of paramagnetic, ferrimagnetic and hematite magnetic subfabrics using high-field torque magnetometer, Geophys. J.

Miranda, J. M., Silva, P. F. , Loureno, N., Henry ,B., Costa, R. and Saldanha ,T. Team (2002), Study of the Saldanha Massif (MAR, 36340 N): Constraints from rock magnetic and geophysical data, Mar. Geophys. Res., 23, 299 – 318.

Morrish, A. H. (1965), The Physical Principles of Magnetism, 680 pp., John Wiley, Hoboken, N. J. Nagata, T. (1961), Rock Magnetism, 350 pp.,

Ortner, H. & Reiter, F. (1999) Kinematic history of the Triassic South of the Inn Valley (Northern Calcareous Alps, Austria) - Evidence for Jurassic and Late Cretaceous large-scale normal faulting. Mem. Sci. Geol. Padova, 51: 129-140.

Owens, W. H., and Bamford, D. (1976), Magnetic, seismic and other anisotropic properties of rock fabric, Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A, 283, 55 – 68.

Owens, W. H., and Rutter, E. H. (1978), The development of magnetic susceptibility anisotropy through crystallographic preferred orientation in a calcite rock, Phys. Earth Planet. Inter., 16, 215 – 222.

Pares, J. M., and van der Pluijm, B. A. (2002a), Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks, Tectonophysics, 350, 283 – 298.

Pares, J. M., and van der Pluijm, B. A. (2002b), Phyllosilicate fabric characterization by Low-Temperature Anisotropy of Magnetic Susceptibility (LT-AMS), *Geophys. Res. Lett.*, 29(24), 2215, doi:10.1029/2002GL015459.

Pares, J. M., and van der Pluijm, B. A. (2003), Magnetic fabrics and strain in pencil structures of the Knobs Formation, Valley and Ridge Province, US Appalachians, *J. Struct. Geol.*, 25, 1349 – 1358.

Piber, A, Tropper, P. (2003), Multi-equilibrium thermobarometry in low grade metamorphic rocks from the Austroalpine nappes north of the Tauern Window (Kellerjochgneis, Innsbruck quartz phyllite). *Memorie di scienze geologiche* Vol. 54, 227-231

Richter, C., and van der Pluijm, B. A. (1994), Separation of paramagnetic and ferrimagnetic susceptibilities using low temperature magnetic susceptibilities and comparison with high field methods, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 82, 111 – 121.

Rochette, P. (1988), Inverse magnetic fabric in carbonate-bearing rocks, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90, 229 – 237.

Rochette, P., and Fillion, G. (1988), Identification of multicomponent anisotropies in rocks using various field and temperature values in a cryogenic magnetometer, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 51, 379 – 386.

Rochette, P., Fillion, G., Mollard, P and Vergne R. (1983), Utilisation d'un magnetometre a effet Josephson pour l'analyse de l'anisotropie magnetique des roches, *C. R. Acad. Sci.*, 296, 557 – 559.

Rochette, P., Jackson, M. and Aubourg C. (1992), Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility, *Rev. Geophys.*, 30, 209 – 226.

Sangode, S. J., and Bloemendal, J. (2004), Pedogenic transformation of magnetic minerals in Pliocene-Pleistocene palaeosols of the Siwalik Group, NW Himalaya, India, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 212, 95 – 118.

Schmidbauer, E., and Readman, P.W. (1982), Low temperature magnetic properties of Ti-rich Fe-Ti spinels, *J. Magnet. Magnet. Mater.*, 27, 114 – 118.

Schultz-Krutsch, T., and Heller, F. (1985), Measurement of magnetic susceptibility anisotropy in Buntsandstein deposits from southern Germany, *J. Geophys.*, 56, 51 – 58.

Sizaret, S., Chen, Y., Chauvet, A., Marcoux, E. and Touray, J.C. (2003), Magnetic fabrics and fluid flow directions in hydrothermal systems: A case study in the Chaillac Ba-F-Fe deposits (France), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 206, 555 – 570.

Stacey, F. D., and Banerjee, S.K. (1974), *The Physical Principles of Rock Magnetism*, 195 pp., Elsevier, New York.

Stephenson, A. (1980b), A gyroremanent magnetization in anisotropic magnetic material, *Nature*, 284, 49 – 51.

Stephenson, A. (1980c), Rotational remanent magnetization and the torque exerted on a rotating rock in an alternating magnetic field, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 62, 113 – 132.

Stephenson, A. (1981a), Gyromagnetic remanence and anisotropy in singledomain particles, rocks, and magnetic recording tape, *Philos. Mag. B*, 44, 635 – 664.

Stephenson, A. (1981b), Gyroremanent magnetization in a weakly anisotropic rock sample, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 25, 163 – 166.

Stephenson, A. (1994), Distribution anisotropy: Two simple models for magnetic lineation and foliation, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 82, 49 – 53.

Stephenson, A., and Potter, D.K. (1987), Gyroremanent magnetizations in dilute anisotropic dispersions of gamma ferric oxide particles from magnetic recording tape, *IEEE Trans. Magnet.*, MAG-23, 3820 – 3830.

Stephenson, A., and Snowball, I.F. (2001), A large gyromagnetic effect in greigite, *Geophys. J. Int.*, 145, 570 – 575.

Stephenson, A., Sadikun, S. and Potter, D. K. (1986), A theoretical and experimental comparison of the anisotropies of magnetic susceptibility and remanence in rocks and minerals, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 84, 185 – 200. B03105

Stingl V., 1996-Bericht 1995 über geologische Aufnahme an der Kalkalpenbasis westlich von Kitzbühel auf Blatt 122 Kitzbühel. *Jb.Geol. Bundesant.*, v.139, p. 339

Stone, D. B. (1967), Torsion-balance method of measuring anisotropic susceptibility, in *Methods in Palaeomagnetism*, edited by D. W. Collinson, K. M. Creer, and S. K. Runcorn, pp. 381 – 386, Elsevier, New York.

Tarling, D. H., and Hrouda, F. (1993), *The Magnetic Anisotropy of Rocks*, 217 pp., CRC Press, Boca Raton, Fla.

Uyeda, C. (1993), Diamagnetic anisotropies of oxide minerals, *Phys. Chem. Miner.*, 20, 77 – 81.

Uyeda, C., Takeuchi, T., Yamagishi, A., Tsuchiyama, A., Yamanaka, T. and Date, M. (1993), Diamagnetic anisotropy of sheet silicates, *Phys. Chem. Miner.*, 20, 369 – 374.

Uyeda, S. (1958), Thermo-remanent magnetism as a medium of palaeomagnetism, with special reference to reverse thermo-remanent magnetism, *Jpn. J. Geophys.*, 2, 1 – 123.

Zapletal, K. (1990), Low-field susceptibility anisotropy of some biotite crystals, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 63, 85 – 97.

7. Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1 AMS ist durch ein Größenellipsoid beschreibbar, dessen Konzept dem Ellipsoid mit finiter Verformung ähnelt mit Hauptsuszeptibilität (K_{max} , K_{int} , K_{min}) als Achsen und deren Durchschnittswert als mittlere Suszeptibilität (K_{mean}). Quelle: Chadima WWW.AGICO.com>agicoprints>ams_rocks_pres PDF.....	5
Abbildung 2 Das Spannungsellipsoid mit $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ Hauptachsen Quelle: Spektrum Akademischer Verlag Heidelberg 2000	6
Abbildung 3 Die AMS des Gesteins wird mit verschiedenen Parameter beschreibt. Quelle:Chadima WWW.AGICO.com>agicoprints>ams_rocks_pres PDF.....	6
Abbildung 4 Die Form des AMS-Ellipsoids kann von scheibenförmig bis stabförmig variieren. Das magnetische Ellipsoid ist für $0 \leq T \leq 1$ oblat (pfannkuchenförmig) und für $-1 \leq T \leq 0$ prolat (bleistiftförmig) (Jelinek, 1981). Quelle: Chadima WWW.AGICO.com>agicoprints>ams_rocks_pres PDF.....	7
Abbildung 5 Beitrag ausgewählter Mineralien zur Suszeptibilität des gesamten Gesteins Quelle: Chadima WWW.AGICO.com>agicoprints>ams_rocks_pres PDF.....	8
Abbildung 6 a,b,c zeigt schematisch die magnetische Suszeptibilität jedes Typs und die magnetischen Eigenschaften der wichtigsten Mineralien. Quelle: Chadima WWW.AGICO.com>agicoprints>ams_rocks_pres PDF.....	9
Abbildung 7 Für Magnetit definiert AMS primär die kornförmige Anisotropie; für die meisten anderen Mineralien drückt AMS die kristallographische Kontrolle der magnetischen Eigenschaften aus. (Borradaile and Henry 1997).....	10
Abbildung 8 Mineralien A und B können sich in verschiedenen Stadien des Verformungsverlaufs eines Gesteins bilden, und daher können ihre magnetischen Gefüge unterschiedliche Verformungsereignisse aufzeichnen. Quelle: Martín-Hernandez, F., and E. C. Ferre´ ,2007	11
Abbildung 9: die rote Ellipse markiert den Kienzingbach Graben in Spertental (Tirol-Österreich) Quelle:TIRIS.....	13
Abbildung 10 Karte 121 Seekirchen am Großvenediger - GBA- Geol. Bundesanstalt Austria. Der gelbe Stern markiert das Untersuchungsgebiet, das im Kienzingbach Graben (Spertental in Tirol-Austria) südlich des Gaisberg Massivs liegt.....	14
Abbildung 11 Geologische Skizze des Gaisberg Trias Komplex und Umrahmung. Die rote Ellipse markiert die Lage des Kienzingbach Grabens im Spertental (Tirol) Quelle: Ortner & Reiter,1999.....	15

Abbildung 12 Aufschluss 2 (Blick nach Süden) in der rechten Seite des Kienzingbach Graben. Rechts ist eine kleine Massenbewegung mit hellgrauen Felsen erkennbar, die auf Kalkstein oder Dolomit verweist. Der Hang links mit dunkelgrauem bis schwarzes Gestein gehört der Störungszone an. Foto: Venturi	16
Abbildung 13 Aufschluss 1 auf der orographisch linken Seite des Kienzingbach Graben. Grauer Schiefer mit Krenulationen der Löhnersbach-Formation (Wildschönauer Schiefer, ehemalige Turbidite - Grauwackezone)- Foto: Venturi.....	17
Abbildung 14 Kienzigbach Graben-Spertental -Tirol. Die Aufschlüsse sind mit Nummern markiert. Die Proben wurden in den Aufschlüssen n.3 und n.5 gesammelt. Quelle : Google Earth	18
Abbildung 15 Nicht magnetischer Würfel für Materialgewinnung Probennahme (Seite des Würfels 1.5 cm) mit Orientierungspfeile (rote Ellipse), um orientierte Proben im Gelände zu sammeln.....	19
Abbildung 16 Gewinnung der orientierten Proben des Aufschlusses n.5 mit Hilfe einer kleinen Wasserwaage in der Störungszone der Kienzingbach Graben.	19
Abbildung 17 Vorbereitung der Proben mit Proben Würfeln noch in situ: Aufschluss n. 3 ...	20
Abbildung 18 Proben Würfeln z.T. noch in situ des Aufschlusses n. 5 (300 m stromaufwärts).	20
Abbildung 19 MFK1FA - Multifunction Kappabridge (Quelle AGICO Inc., Brno, Czech Republic)	21
Abbildung 20 Software für die Akquisition der AMS Daten Version 7 https://www.agico.com/text/software/safyr/safyr.php	21
Abbildung 21 Anisoft-Data Processing Software für die Analyse der AMS Daten https://www.agico.com/text/software/anisoft/anisoft.php	22
Abbildung 22 Das Gerät führt 64 Messungen während jeder Rotation durch und es werden multiple Rotationen durchgeführt. (Quelle:AGICO Inc., Brno, Czech Republic)	22
Abbildung 23 MTK1-FA Gerät. Im Vordergrund Thermometer und Kryostat noch nicht eingebaut. Der Ofen für die magnetische Thermoanalyse ist direkt in der oberen Fläche des Geräts sichtbar. Foto:Venturi.....	24
Abbildung 24 Röntgen-Pulverdiffraktometer des Institut für Geologie Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck (D8 Discover-Bruker AXS GmbH-Karlsruhe-Deutschland)......	26
Abbildung 25 Vorbereitung der Proben 3/8 und 5/5	26

Abbildung 26 Die Proben der Aufschlüsse 3/8 und 5/5 für die Pulverdiffraktometrie stehen bereit	27
Abbildung 27 Beispiel für eine Rietveld-Verfeinerung. Obere Kurve: gemessenes (blau) und gerechnetes (rot) Röntgenbeugungsdiagramm; mittlere Kurve (schwarz): Differenz (F0-Fc) zu den berechneten Werten; unten: berechnete Reflexlagen der verschiedenen Phasen, die sich aus der Bragg-Gleichung ergeben. Quelle: Allmann 2003	28
Abbildung 28 PT Analyse der von Hugo Ortner im Gelände erhobenen Strukturdaten (der Stern in Abbildung markiert den Ort, wo die Daten im Gelände erhoben wurden). P= die Achse der maximalen (σ_1) Spannung; T= die Achse der minimale (σ_3) Spannung). Quelle: Ortner..	29
Abbildung 29 Darstellung der Flächenmessungen (Foliationen) in Form von Polpunkten der Aufschlüsse 3 und 5 und Eigenvektor Berechnung (Tectonics FP). Unterer Aufschluss = Aufschluss n. 3; Oberer Aufschluss = Aufschluss n. 5	30
Abbildung 30 Darstellung von gemessenen Isoklinalfalten und Krenulationen der Aufschlüsse n.3 und n.5	31
Abbildung 31 Darstellung der Orientierung der Längsachsen der Gerölle im Fault Gouge(Aufschlüsse n.3 und n.5). Die bevorzugte Orientierung der Längsachsen ist sehr flach NNE-SSW	31
Abbildung 32 Aufschluss 4 orographisch links im Kienzingbach Graben. S-C Gefügen (mittig) und stark gefaltete Sandstein Schicht (unten rechts). Foto: Venturi.....	32
Abbildung 33 AMS Daten der Proben des Aufschlusses 3 (File AV_3) mit Confidence Ellipse e Mean Tensor	33
Abbildung 34 AMS Daten der Proben des Aufschlusses n.5 (File AV_5) mit Confidence Ellipse e Mean Tensor	35
Abbildung 35 Zusammenfassung der AMS Daten der Aufschlüsse n.3 und n.5 mit Confidence Ellipse e Mean Tensor.....	36
Abbildung 36 Die statistische Verteilung der Kmax Achsen (magnetische Lineation) der Aufschlüsse n.3 und n.5. Die Achsen fallen flach in Richtung W.	37
Abbildung 37Die statistische Verteilung der Kmin Achsen (magnetische Foliation) der Aufschlüsse n.3 und n.5 Wenn man beide Aufschlüsse zusammennimmt, beobachtet man deutlich ein Maximum.....	37
Abbildung 38 magnetische Kryoanalyse der Probe 3/8.....	38
Abbildung 39 magnetische Kryoanalyse der Probe 5/5.....	39

Abbildung 40 Grafik der thermomagnetischen Analyse in kontrollierter Argon Atmosphäre der Probe 3/8.....	40
Abbildung 41 Grafik der thermomagnetischen Analyse in kontrollierter Argon Atmosphäre der Probe 5/5.....	41
Abbildung 42 Qualitative Daten der Probe 3/8.....	43
Abbildung 43 quantitative Daten der Probe 3/8 mit Rietveld Verfeinerung. Obere Kurve: gemessenes (blau) und gerechnetes (rot) Röntgenbeugungsdiagramm; mittlere Kurve (schwarz): Differenz ($F_0 - F_c$) zu den berechneten Werten; unten: berechnete Reflexlagen der verschiedenen Phasen, die sich aus der Bragg-Gleichung ergeben Quelle: Allmann 2003	43
Abbildung 44 qualitative Daten der Probe 5/5.....	44
Abbildung 45 quantitative Daten der Probe 5/5 mit Rietveld Verfeinerung. Obere Kurve: gemessenes (blau) und gerechnetes (rot) Röntgenbeugungsdiagramm; mittlere Kurve (schwarz): Differenz ($F_0 - F_c$) zu den berechneten Werten; unten: berechnete Reflexlagen der verschiedenen Phasen, die sich aus der Bragg-Gleichung ergeben Quelle: Allmann 2003	44
Abbildung 46 Vergleich der qualitativen Daten der Proben 3/8 und 5/5	45
Abbildung 47 Skizze der strukturellen Daten im Gelände im Kienzingbach Graben (Spertental /Tirol). Der Stern markiert den Ort, wo die spröden Sturkturdaten, die der P-T Analyse zu Grunde liegen, im Gelände gesammelt wurden. Der blaue Pfeil und der Kreis markieren die Lage der Aufschlüsse. n. 3 und n.5 (GWZ-Wildschönauer Schiefer) Quelle: Ortner	46