



**FRIEDRICH-SCHILLER-
UNIVERSITÄT
JENA**

Chemisch-Geowissenschaftliche
Fakultät

Bachelorarbeit

Spurensuche nach Pseudotachyliten an der Pustertal-Gailtal-Linie der östlichen Periadriatischen Störungszone

Muriel Bülhoff
geboren am 10. November 1997
in Mannheim
Matrikelnummer: 186757
Studiengang: B. Sc. Geowissenschaften
E-Mail: muriel.buelhoff@uni-jena.de

Erstgutachter: Prof. Dr. Kamil Ustaszewski
Zweitgutachter: Dr. Christoph Grützner
Weitere Betreuung: M. Sc. Erick Prince

Jena, den 28. November 2022

Zusammenfassung

An der Pustertal-Gailtal-Linie (östliches Segment der Periadriatischen Störungszone), welche eine dextrale Blattverschiebung mit transpressionaler Komponente darstellt, gibt es deutlich weniger instrumentelle und historische Seismizität als in den Südalpen und den Norddinariden, weswegen das Vorkommen von Seismizität durch die Existenz von Pseudotachyliten geprüft werden soll. Dazu wurde eine geologische Kartierung bei Maria Luggau (Kärnten, Österreich) durchgeführt. Im Untersuchungsgebiet entnommene Proben von oligozänen Plutoniten und ostalpinem *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* wurden hinsichtlich ihrer Petrographie und Mikrogefüge mit Hilfe von Polarisations- und Rasterelektronenmikroskopie, Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse und Raman-Spektroskopie analysiert. Die meisten Hinweise auf das Vorkommen von Pseudotachyliten sind im *schwarzen Störungsgestein* der untersuchten Probe des *Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneis* zu finden. Es zeigt teilweise eine optische Isotropie, einen scharfen Rand zum Umgebungsgestein, eine Injektionsader, gut gerundete Quarz- und Feldspat-Klasten, Sphärolithe und eine inhomogene, glasig erscheinende Matrix. Alle Proben unterlagen einer spröden Deformation, welche mit einer Alteration durch zirkulierende Fluide einherging. Dadurch wird die anhaltende Bewegung an der Störungszone bezeugt und die Identifikation von Pseudotachyliten erschwert. Die Hinweise auf seismische Ereignisse an der Pustertal-Gailtal-Linie, welche Pseudotachylite erzeugten, sind dennoch sehr hoch. Um die Existenz endgültig bestätigen zu können, muss durch weitere Feldarbeit eine größere Datengrundlage geschaffen werden und weitere Analysen am Rasterelektronenmikroskop und am Raman-Spektrometer sind nötig.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	IV
Tabellenverzeichnis	VI
Abkürzungsverzeichnis	VII
Mineralformeln	VIII
1 Einleitung	9
2 Hintergrund: Pseudotachylite	10
3 Geologischer Kontext und Probenlokalitäten.....	11
3.1 Die Variszische Orogenese	11
3.2 Die Alpidische Orogenese	12
3.3 Die Periadriatische Störungszone.....	14
3.4 Entstehung der kartierten und untersuchten Einheiten.....	15
4 Bisheriger Bearbeitungsstand	17
5 Methodik	18
5.1 Geologische Kartierung, Probenahme und Erstellung der geologischen Untergrundprofile	19
5.2 Polarisationsmikroskopie	21
5.3 Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse (μ XRF)	23
5.4 Rasterelektronenmikroskopie (REM)	24
5.5 Raman-Spektroskopie	25
6 Geologische Kartierung.....	26
6.1 Geographische Gegebenheiten des Kartiergebietes.....	26
6.2 Beschreibung der Kartiereinheiten und Geländeeindrücke	28
6.3 Tektonik.....	46
7 Petrographie und Mikrogefüge	54
7.1 Polarisationsmikroskopie	55
7.2 Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse (μ XRF)	70
7.3 Rasterelektronenmikroskopie (REM)	77
7.4 Raman-Spektroskopie	82
8 Interpretation.....	83

8.1	Tiefkrustale Orientierung der Pustertal-Gailtal-Linie der Periadriatischen Störungszone.....	83
8.2	Metamorphosegeschichte der mikrostrukturell untersuchten, möglicherweise Pseudotachylit-führenden Einheiten.....	84
8.3	Vorkommen von Pseudotachyliten.....	91
9	Schlussfolgerung.....	98
10	Ausblick	98
11	Selbstständigkeitserklärung	100
12	Danksagung.....	100
13	Literaturverzeichnis	101
14	Anhang	105

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Topographische Karten der südöstlichen Alpen mit eingezeichneter historischer und instrumenteller Seismizität (Grünthal et al., 2013). Modifiziert nach Ustaszewski (unpubl.).	9
Abbildung 2: An Störungszonen entstehende Gesteine in Abhängigkeit von der Krustentiefe. Modifiziert nach Passchier und Trouw (2005).	11
Abbildung 3: Paläogeographische Karte des alpinen Raumes im frühen Eozän (55 Ma; Pfiffner, 2015).	12
Abbildung 4: Vereinfachte, tektonische Karte der Alpen und entsprechender schematischer Profilschnitt durch die östlichen Alpen und die Pustertal-Gailtal-Linie (Lüschen et al., 2002; Lüschen et al., 2004; Pfiffner, 2015).	13
Abbildung 5: Geologische Detailkarte eines Teilausschnittes der Pustertal-Gailtal-Linie bei Maria Luggau. Die Lokationen der Proben 20UK06 (<i>kataklastischer Granitoid</i>) und 20UK07 (<i>kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie</i>) sind eingezeichnet. Modifiziert nach der Geologischen Bundesanstalt (2000).	16
Abbildung 6: Vereinfachte, geologische Karte des Kartiergebietes bei Maria Luggau an der Pustertal-Gailtal-Linie. Die Probenahmelokalitäten der Proben 20UK09 (<i>kataklastischer Granitoid</i>), 07081800 (<i>Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis</i>), 20081230-1 (<i>Tonalit</i>), 20081230-2 (<i>Tonalit</i>) und 20081300 (<i>kataklastischer Granitoid</i>) sind eingezeichnet	17
Abbildung 7: Erzeugung einer charakteristischen Interferenzfarbe oder optischer Auslöschung durch Lichtbrechung am Polarisationsmikroskop (Stosch, 2005).	22
Abbildung 8: Topographische Übersichtskarte und Satellitenaufnahme des Kartiergebietes.	27
Abbildung 9: Übersichtsbild über das Kartiergebiet mit Blick vom Guggenberg nach Süden.	28
Abbildung 10: Repräsentativer Aufschluss, Knickfalten und Quarz-Adern des <i>phyllitischen Ton- bis Siltschiefers</i> . Aufschlussnummern: 10081630, 10081650 und 16081150.	29
Abbildung 11: Handstücke des <i>phyllitischen Ton- bis Siltschiefers</i> .	30
Abbildung 12: Repräsentative Aufschlüsse des <i>Quarzit-Schiefers</i> . Aufschlussnummern: 13081120 und 13081040.	31
Abbildung 13: Handstück des <i>Quarzit-Schiefers</i> .	31
Abbildung 14: Repräsentativer Aufschluss des <i>Ton- bis Siltschiefers</i> . Aufschlussnummer: 12081200.	32
Abbildung 15: Handstück des <i>Ton- bis Siltschiefers</i> .	33
Abbildung 16: Kleinräumige Faltung und Störungsflächen mit Harnischstriemungen im <i>Ton- bis Siltschiefer</i> . Aufschlussnummern: 12081200 und 15081450.	33
Abbildung 17: Repräsentativer Aufschluss und grünschwarte Adern des <i>Grüngesteins</i> . Aufschlussnummern: 17081630 und 10081740.	34
Abbildung 18: Handstücke des <i>Grüngesteins</i> .	34
Abbildung 19: Repräsentativer Aufschluss des <i>Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneises</i> . Aufschlussnummer: 20081810.	35
Abbildung 20: Handstücke des <i>Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneises</i> : mit Staurolith, mit schwarzem Störungsgestein, mit Granat, Quarzit.	36
Abbildung 21: Störungsfläche mit Harnischstriemungen, Quarz-Ader, <i>schwarzes Störungsgestein</i> und Scherbahnen mit Ultrakatakliten im <i>Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis</i> . Aufschlussnummern: 10081010, 21081050, 07081800 und 08081730.	38
Abbildung 22: Einziger Aufschluss im Kartiergebiet und Handstück des <i>rötlichen Sandsteins</i> . Aufschlussnummer: 09081450.	39
Abbildung 23: Repräsentativer Aufschluss des <i>Tonalits</i> . Aufschlussnummer: 16081950.	40
Abbildung 24: Handstücke des <i>Tonalits</i> zeigen gelängte Quarz-Klasten und ein <i>schwarzes Störungsgestein</i> .	40
Abbildung 25: Störungsfläche mit Harnischstriemungen, gelängter Quarz, foliierte Störungsletten und <i>schwarzes Störungsgestein</i> im <i>Tonalit</i> . Aufschlussnummern: 15081100, 16081715, 20081230 und 20081230.	41
Abbildung 26: Repräsentativer Aufschluss und <i>schwarzes Störungsgestein</i> des <i>kataklastischen Granitoids</i> . Aufschlussnummern: 11081330 und 21081320.	42
Abbildung 27: Handstücke des <i>kataklastischen Granitoids</i> .	43
Abbildung 28: Repräsentativer Aufschluss des <i>kataklastischen Gesteins unbekannter Lithologie</i> . Aufschlussnummer: 17081330.	44
Abbildung 29: Handstücke des <i>kataklastischen Gesteins unbekannter Lithologie</i> .	45
Abbildung 30: Vereinfachte geologische Karte, welche im Zuge einer Detailkartierung bei Maria Luggau angefertigt wurde. Die Spuren der erstellten Profile sind eingezeichnet.	46
Abbildung 31: Kernzone der Störung.	47

Abbildung 32: Morphologische Einschnitte der Störungszone im Gelände und im digitalen Geländemodell des Landes Kärnten (2022).	48
Abbildung 33: Schematische Darstellungen der konstruierten geologischen Untergrundprofile (Seebach-, Schwendereck-, Moos-Profil), welche NS-streichend im Kartiergebiet liegen.	52
Abbildung 34: Polarisationsmikroskopische Aufnahmen von deformiertem Quarz und Feldspat im <i>Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis</i> . In kreuzpolarisiertem Licht. Dünnschliff: 07081800.....	56
Abbildung 35: Polarisationsmikroskopische Aufnahme des gesamten Dünnschliffes 07081800 des <i>Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneis</i> in kreuzpolarisiertem Licht und Detailaufnahmen des <i>schwarzen Störungsgesteines</i> in linear- und kreuzpolarisiertem Licht.	59
Abbildung 36: Polarisationsmikroskopische Aufnahmen von gelängtem Quarz, der mit Phyllosilikaten gefüllte Risse aufweist und alteriertem Feldspat im <i>Tonalit</i> . In kreuzpolarisiertem Licht. Dünnschliff: 20081230-1.....	61
Abbildung 37: Polarisationsmikroskopische Aufnahme des gesamten Dünnschliffes 20081230-1 des <i>Tonalits</i> in kreuzpolarisiertem Licht und Detailaufnahmen des <i>schwarzen Störungsgesteines</i> in linear- und kreuzpolarisiertem Licht.	63
Abbildung 38: Polarisationsmikroskopische Aufnahmen von Quarz und Feldspat im <i>Tonalit</i> . In kreuzpolarisiertem Licht. Dünnschliff: 20081230-2.....	64
Abbildung 39: Polarisationsmikroskopische Aufnahme des gesamten Dünnschliffes 20081230-2 des <i>Tonalits</i> in kreuzpolarisiertem Licht und Detailaufnahmen des <i>schwarzen Störungsgesteines</i> in linear- und kreuzpolarisiertem Licht.	65
Abbildung 40: Polarisationsmikroskopische Aufnahmen von Quarz mit, mit Carbonat verheilten Rissen und Feldspat mit Helglimmer entlang der Spaltflächen im <i>kataklastischen Granitoid</i> in kreuzpolarisiertem Licht. Dünnschliff: 20081300.	67
Abbildung 41: Polarisationsmikroskopische Aufnahme des gesamten Dünnschliffes 20081300 des <i>kataklastischen Granitoids</i> in kreuzpolarisiertem Licht und Detailaufnahmen des <i>schwarzen Störungsgesteines</i> in linear- und kreuzpolarisiertem Licht.	69
Abbildung 42: Auflicht-Aufnahme des Probenklötzchens der Probe 07081800 (<i>Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis</i>), welches für die Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse genutzt wurde mit markiertem Messbereich.	71
Abbildung 43: Übereinandergelegte, mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse erstellte Elementkarten von Aluminium/ Kalium und von Eisen/ Titan/ Calcium im <i>Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis</i> (Probe 07081800).	72
Abbildung 44: Übereinandergelegte, mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse erstellte Elementkarten von Eisen/ Aluminium/ Calcium/ Mangan und von Eisen/ Aluminium/ Magnesium im <i>Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneis</i> (Probe 07081800).....	72
Abbildung 45: Mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse aufgenommene Elementkarten der Probe 07081800 (<i>Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis</i>).	73
Abbildung 46: Auflicht-Aufnahme des Probenklötzchens der Probe 20081300 (<i>kataklastischer Granitoid</i>), welches für die Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse genutzt wurde, mit markiertem Messbereich.	75
Abbildung 47: Übereinandergelegte, mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse erstellte Elementkarten von Aluminium/ Kalium, Eisen/ Titan/ Mangan, Eisen/ Aluminium/ Kalium/ Titan/ Mangan und Calcium/ Mangan des <i>kataklastischen Granitoids</i> (Probe 20081300).....	75
Abbildung 48: Mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse aufgenommene Elementkarten der Probe 20081300 (<i>kataklastischer Granitoid</i>).	76
Abbildung 49: Mit dem Rasterelektronenmikroskop aufgenommene Bildaufnahmen der Messlokationen 1 bis 6 im <i>Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis</i> (Probe 07081800).	78
Abbildung 50: Mit dem Rasterelektronenmikroskop aufgenommene Bildaufnahmen der Messlokationen 7 und 8 im <i>Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis</i> (Probe 07081800).....	79
Abbildung 51: Darstellung der mit dem Rasterelektronenmikroskop gemessenen, chemischen Bestandteile der Messprofile in der Probe 07081800 (<i>Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis</i>) in Abhängigkeit zur steigenden Entfernung zum Rand der Ader des <i>schwarzen Störungsgesteines</i> . 79	
Abbildung 52: Mit dem Rasterelektronenmikroskop aufgenommene Bildaufnahmen der Messlokationen 9 und 10 im <i>Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis</i> (Probe 07081800).....	80
Abbildung 53: Mit dem Rasterelektronenmikroskop aufgenommene Bildaufnahmen der Messlokationen 1 bis 6 im <i>kataklastischen Granitoid</i> (Probe 20081300).	81
Abbildung 54: Raman-Spektrum von kohlenstoffhaltigem Material der Messlokation 2.1 in der Probe 20UK07-A (<i>kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie</i>).	82
Abbildung 55: Raman-Spektren von Quarz und Anatas, welche in den Proben 20UK06 (<i>kataklastischer Granitoid</i>) und 20UK07-A (<i>kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie</i>) gemessen wurden.	83
Abbildung 56: Tiefkrustale Orientierung der Pustertal-Gailtal-Linie im Kartiergebiet.....	84

Abbildung 57: Temperatur-Druck Diagramm (Winter, 2013).....	85
Abbildung 58: Metamorphosephasen des <i>Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneis</i>	86
Abbildung 59: Metamorphosephasen der oligozänen Plutonite.....	89
Abbildung 60: Blick entlang der Pustertal-Gailtal-Linie vom Kircher Schwand aus dem Kartiergebiet nach Westen.....	98

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Probenahmelokalitäten der untersuchten Proben.	17
Tabelle 2: An den verschiedenen Proben angewendete Analysemethoden.	18
Tabelle 3: Übersichtstabelle aller kartierten Einheiten.	28
Tabelle 4: Besonderheiten der Dünnschliffe.	54
Tabelle 5: Übersicht und geschätzte mineralogische Zusammensetzung der Probe 07081800 (<i>Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis</i>).	55
Tabelle 6: Übersicht und geschätzte mineralogische Zusammensetzung der Probe 20081230-1 (<i>Tonalit</i>).	60
Tabelle 7: Übersicht und geschätzte mineralogische Zusammensetzung der Probe 20081230-2 (<i>Tonalit</i>).	63
Tabelle 8: Übersicht und geschätzte mineralogische Zusammensetzung der Probe 20081300 (<i>kataklastischer Granitoid</i>).....	66

Abkürzungsverzeichnis

Minerale

Ano	Anorthoklas
Ant	Anatas
Ab	Albit
Ap	Apatit
Bt	Biotit
Cal	Calcit
Cb	Carbonatmineral
Chl	Chlorit
Ep	Epidot
Fsp	Feldspat
Grt	Granat
Wmca	Hellglimmer
Hox	Hydroxide
Kzo	Klinozoisit
Ok	Oligoklas
Opq	Opakphase
Ox	Oxide
Pl	Plagioklas
Phy	Phyllosilikat
Qz	Quarz
Rt	Rutil
Sa	Sanidin
Ser	Serizit
Sul	Sulfide
Zrn	Zirkon

sonstige Abkürzungen

μ XRF	Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse
HP	Hochdruck
HT	Hochtemperatur
Kat	Kataklasit
Ma	Millionen Jahre vor heute
N	Nord
O	Ost
Pt	Pseudotachylit

Pt?	<i>schwarzes Störungsgestein</i> (Bereich, welcher auf das Vorkommen von Pseudotachyliten geprüft wird)
PT	Druck-Temperatur-Bedingungen
REM	Rasterelektronenmikroskop
S	Süd
W	West

Mineralformeln

Amphibol

Hornblende $\text{Ca}_2(\text{Mg, Fe, Al})_5(\text{AlSi}_8)\text{O}_{22}\text{OH}_2$

Anatas/ Rutil TiO_2

Apatit $\text{Ca}_5(\text{F, Cl, OH})(\text{PO}_4)_3$

Biotit $\text{K}(\text{Mg, Fe})_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH, F})_2$

Calciumcarbonat $\text{Ca}(\text{CO}_3)$

Chlorit $(\text{Mg, Al, Fe})_6[(\text{Si, Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$

Epidot-Gruppe

Epidot $\text{Ca}_2(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})\text{Al}_2$

Klinozoisit $\text{Ca}_2\text{Al}(\text{Al}_2\text{O}|\text{OH}|\text{SiO}_4)\text{Si}_2\text{O}_7$

Feldspat-Gruppe

Albit $\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$

Anorthit $\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$

Kalifeldspat $(\text{Na, K})(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$

Orthoklas $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$

Plagioklas $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$

Granat $(\text{Ca, Mg, Mn, Fe})_3(\text{Al, Fe, Cr})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$

Hellglimmer-Gruppe

Muskovit (Serizit) $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH, F})_2$

Opakphase

Pyrit FeS_2

Pyrolusit MnO_2

Quarz SiO_2

Zirkon $\text{Zr}(\text{SiO}_4)$

1 Einleitung

In den südlichen Alpen und den nördlichen Dinariden existieren historisch und instrumentell aufgezeichnete Erdbeben (Abb. 1; Serpelloni et al., 2016). Nördlich davon nimmt die aufgezeichnete Seismizität deutlich ab. An der Periadriatischen Störungszone, welche eine der wichtigsten Post-Kollisions-Strukturen der Alpen darstellt, gibt es dennoch Hinweise auf anhaltende seismische Aktivität. Evidenz dafür bieten die historischen Erdbeben aus den Jahren 1248 und 1690, welche eine Moment-Magnitude von 7,1 und 6,5 aufwiesen und deren Epizentren in Kärnten (Österreich) lokalisiert wurden (Guidoboni et al., 2019). Die Beben sind wahrscheinlich einem östlichen Segment der Periadriatischen Störungszone, der Pustertal-Gailtal-Linie, zuzuordnen.

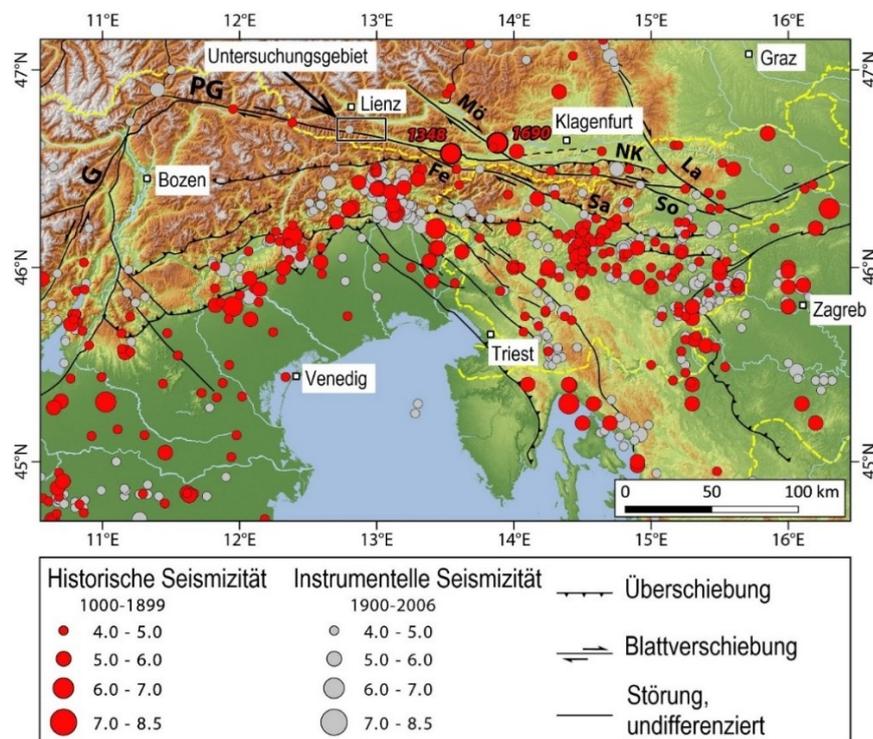


Abbildung 1: Topographische Karten der südöstlichen Alpen mit eingezeichneter historischer und instrumenteller Seismizität (Grünthal et al., 2013). Die Segmente der Periadriatischen Störungszone von Nordwesten nach Südosten sind: G = Giudicarie Störung; PG = Pustertal-Gailtal Störung; Fe = Fella Störung; Mö = Mölltal Störung; NK = Nord-Karawanken-Überschiebung; Sa = Sava Störung; La = Lavanttal Störung; So = Šoštanj Störung. Modifiziert nach Ustaszewski (unpubl.).

Um die seismische Aktivität an der Pustertal-Gailtal-Linie zu untersuchen, wird in dieser Arbeit das Vorkommen von Pseudotachyliten, welche reibungsinduzierte Schmelzen darstellen und somit Erdbeben bezeugen, geprüft. Dies ermöglicht ein besseres Verständnis für die tektonischen Bewegungen in der Übergangszone der Ost- und Südalpen. Dafür wurde eine geologische Detailkartierung bei Maria Luggau an der Pustertal-Gailtal-Linie in Österreich durchgeführt. Im Zuge der Kartierung genommene Proben wurden anhand vier angefertigter Dünnschliffe unter dem Polarisationsmikroskop,

dem Rasterelektronenmikroskop und mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse hinsichtlich ihrer elementaren Zusammensetzung, ihrer Mineralogie und ihrer Gefüge untersucht. Die, in einer vorangegangenen Arbeit nach Bühlhoff (2022) polarisationsmikroskopisch analysierten Proben, welche ebenfalls von der Pustertal-Gailtal-Linie stammen, wurden zusätzlich mittels Raman-Spektroskopie untersucht. So konnten mögliche Pseudotachylite identifiziert, und die metamorphe Geschichte der Gesteine verstanden werden.

2 Hintergrund: Pseudotachylite

Pseudotachylite stellen erstarrte Reibungsschmelzen da, welche durch spröde Deformation entstehen. Die partielle, friktionelle (reibungskontrollierte) Aufschmelzung geschieht dabei innerhalb von Sekunden. Die Abschreckung der entstandenen Schmelze erfolgt innerhalb sehr kurzer Zeiträume zu amorphen Gläsern. Zur Entstehung sind impulsive Bewegungen nötig, welche durch Impaktereignisse, Erdbeben und durch seismisch bedingte Scherbewegungen an Störungszonen ausgelöst werden können. Daher können Pseudotachylite mitunter als fossile Erdbeben bezeichnet werden (Dunkel et al., 2021b; Moris-Muttoni et al., 2022; Passchier, 1982; Sibson et al., 2006; Sprenger, 1996; Trouw et al., 2009).

Pseudotachylite treten in unregelmäßigen, dünnen Adern entlang von Gleitflächen oder als Injektionsadern auf. Letztere verzweigen sich von den Gleitflächen und schneiden das Umgebungsgestein scharf ab (Dunkel et al., 2021a; Sibson et al., 2006; Trouw et al., 2009). Pseudotachylite werden hauptsächlich in Krustentiefen von 2 bis 15 km, durch hohe Schergeschwindigkeiten von 0,1 bis 2,0 m/s gebildet (Cardwell et al., 1978; Dunkel et al., 2021a; Maddock, 1983; Moris-Muttoni et al., 2022; Philpotts, 1964; Spray, 1992; Sprenger, 1996). Die Schmelztemperaturen liegen bei 650-1730 °C mit einem Durchschnittswert von circa 1200 °C. Das Umgebungsgestein stellt meist kristallines Gestein (metamorph oder plutonisch) dar (Sibson et al., 2006).

Die wasserhaltigen Mineralphasen verschiedener Minerale haben Einfluss auf deren friktionelle Aufschmelzung, weshalb zunächst mafische, dann intermediäre und zuletzt felsische Minerale aufschmelzen (Maddock, 1992). Demnach schmilzt Glimmer, Amphibol und Pyroxen vor Feldspat und Quarz (Spray, 1992), wodurch in Pseudotachyliten viele Quarz und Feldspat-Klasten zu finden sind (Sprenger, 1996). Im Zuge der Devitrification kann chemisch instabiles Glas zu feinkörnigen Mineralaggregaten rekristallisieren (Winter, 2013).

Wenn nicht ausreichend Reibungshitze erzeugt wird, um das Umgebungsgestein aufzuschmelzen, bilden sich Kataklastite (Abb. 2; bis etwa 15 km Tiefe, 3 kbar und 300 °C). In größeren Krustentiefen läuft die Verformung unter duktilen Bedingungen ab und Mylonite werden gebildet (Trouw et al., 2009). Das Auftreten von Pseudotachyliten in mylonitischen

Gesteinen ist mit einem zeitlichen Versatz zwischen der früheren Bildung der Mylonite und der späteren Bildung von Pseudotachyliten im spröden Umfeld der flacheren Kruste zu erklären (Macaudière et al., 1985).

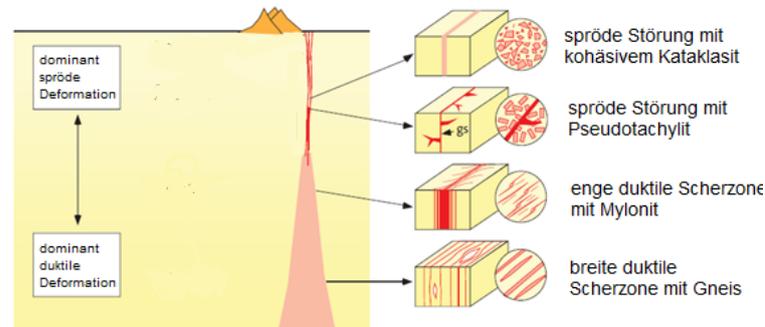


Abbildung 2: An Störungszonen entstehende Gesteine in Abhängigkeit von der Krustentiefe. Schematisches Profil durch eine Störungzone (links). In bestimmten Krustentiefen generierte Gesteine bei einem kristallinen Ausgangsgestein (rechts). Die Tiefe hängt dabei unter anderem von der Gesteinszusammensetzung, dem geothermischen Gradienten und der Verformungsrate ab. Modifiziert nach Passchier und Trouw (2005).

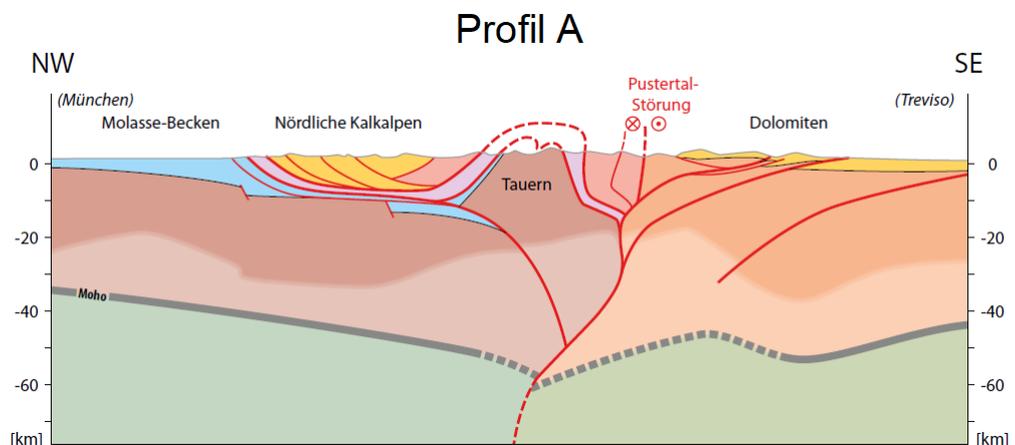
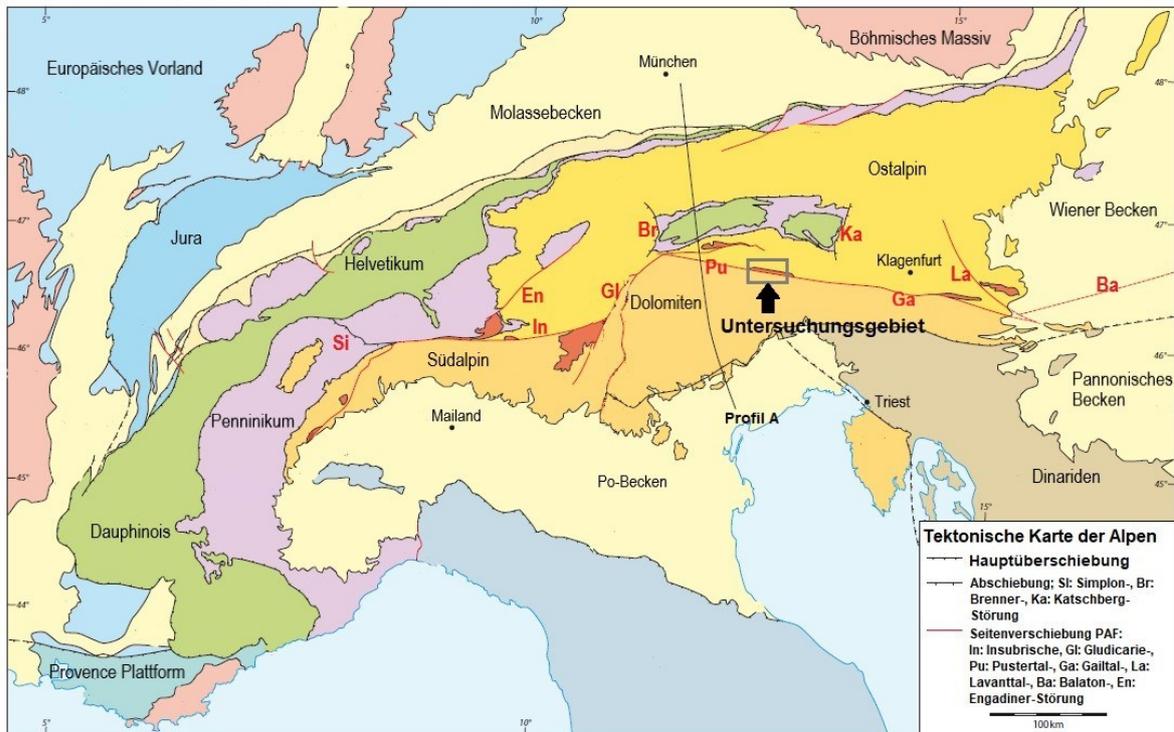
3 Geologischer Kontext und Probenlokalitäten

Die ältesten Gesteine des Untersuchungsgebietes erfuhren zwei Gebirgsbildungen und wurden, im Zuge der letzten, alpidischen Gebirgsbildung, von der Periadriatischen Störungzone beeinflusst.

3.1 Die variszische Orogenese

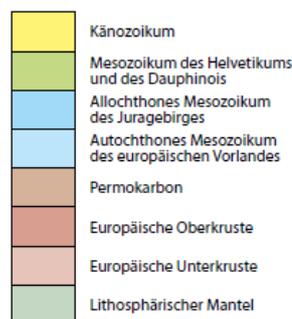
Vom Devon bis zum Karbon fand die variszische Orogenese statt, bei der die Großkontinente Laurussia im Nordwesten und Gondwana im Südosten zu Pangäa kollidierten. An einem aktiven Kontinentalrand wurden Terrane aus verschiedenen geotektonischen Positionen durch Deckenstapelung zu einer konsolidierten Kruste zusammengefügt. Der Rheische Ozean wurde dabei unter Gondwana subduziert. Die paläozoischen Sedimente, welche auf dem Kontinentalrand abgelagert wurden, wurden in diese Deckenstapelung einbezogen und mehrmals metamorph überprägt (Meschede, 2015; Neubauer et al., 1989; Sprenger, 1996). Die Akkretion ozeanischer Kruste begann im Ordovizium und im Karbon verschwand der Rheische Ozean (Schönlaub & Heinisch, 1993). Magmatismus fand vom Karbon bis ins Unterperm statt (Dewey et al., 1989).

und adriatischen Kontinentalrand entspricht, und das Ost-, sowie das Südalpin, welches den adriatischen Paläokontinentalrand darstellt (Abb. 4; Pfiffner, 2015).

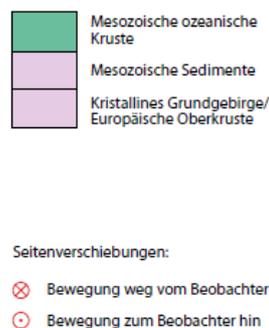


Europäischer Kontinentalrand

Juragebirge & Helvetikum



Penninikum



Adriatischer Kontinentalrand

Ostalpin & Südalpin

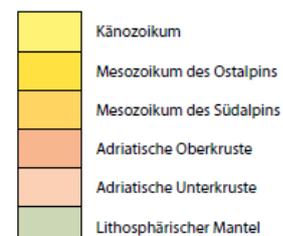


Abbildung 4: Vereinfachte, tektonische Karte der Alpen (oben) und entsprechender schematischer Profilschnitt durch die östlichen Alpen und die Pustertal-Gailtal-Linie (unten). Die Lokationen des Profilschnittes von *Profil A* und das Untersuchungsgebiet sind in der Karte eingezeichnet. Der

Profilschnitt basiert auf geologischen und geophysikalischen Untersuchungen (Lüschen et al., 2002; Lüschen et al., 2004; Pfiffner, 2015). Europäischer Kontinentalrand: Jura und Helvetikum. Alpine Tethys: Penninikum. Adriatischer Kontinentalrand: Ostalpin, Südalpin. Die Periadriatische Störungszone setzt sich von Westen nach Osten aus folgenden Segmenten zusammen: In = Insubrische Linie; En = Engadiner Linie; Gl = Gludicarie Linie; Pu = Pustertal Linie; Ga = Gailtal Linie (PG = Pustertal-Gailtal-Linie); La = Lavanttal Linie; Ba = Balaton Linie. Modifiziert nach Pfiffner (2015).

3.3 Die Periadriatische Störungszone

Die Periadriatische Störungszone ist eine dextrale Blattverschiebungszone mit transpressionaler Komponente, welche sich WE-streichend über den gesamten Alpenbogen erstreckt und sich aus verschiedenen Segmenten zusammensetzt (Abb. 4). Eins dieser Segmente stellt die Pustertal-Gailtal-Linie dar, an welcher das Untersuchungsgebiet lokalisiert ist. Als Störungszone wurde die Periadriatische Störungszone im Zuge der Kollision der Europäischen Platte und der Adriatischen Mikroplatte gebildet (Abb. 3; Pfiffner, 2015; Schmid et al., 1989). Im Silur tritt das Periadriatische Lineament erstmals als paläogeographische Faziesgrenze zwischen den heutigen Süd- und Ostalpen auf. Allerdings diente es in seiner Entstehungsphase als aseismische ozeanische Bruchzone, welche während ozeanischer Spreizung angelegt wurde. Erst im Oligozän stellte das Periadriatische Lineament eine seismisch aktive Transformstörung dar (Schönlaub & Heinisch, 1993).

Das Periadriatische Störungssystem bildet die Grenze zwischen Südalpin und Penninikum im Westen der Alpen und zwischen Süd- und Ostalpin im Osten der Alpen (Bögel & Schmidt, 1976; Pfiffner, 2015; Reutter et al., 1980; Sprenger, 1996; Tollmann, 1986). Dabei trennt es Gesteine, welche durch großflächige, alpidische Deckentektonik metamorph beeinflusst wurden im Norden von Gesteinen, welche eine geringe alpidische Metamorphose erfuhr im Süden (Schmid et al., 1989; Sprenger, 1996). Heute bewegt sich Afrika mit einer leichten Rotation im Gegenuhrzeigersinn Richtung Norden (De Jong et al., 1973; Kahle et al., 1995), was zu einer anhaltenden Verkürzung der Alpen von 0,5 mm/a in NNW-SSE-Richtung (Pfiffner, 2015) führt. In den Ostkarpaten gibt es eine nach Westen einfallende Subduktionszone, an der sich die abtauchende eurasische Platte gleichzeitig zurückrollt. Daher bewegt sich die Plattengrenze nach Osten, was die Öffnung des Pannonischen Beckens zur Folge hat (Pfiffner, 2015). Neben der Rotationsbewegung der Adriatischen Platte und der gravitativen Komponente verstärkt diese Subduktion die dextrale Bewegung der Periadriatischen Störungszone (Pfiffner & Deichmann, 2014; Tollmann, 1977). Die Schätzungen des Versatzes zwischen 35 und 15 Millionen Jahren vor heute betragen zwischen 150 und 300 km (Bertrand & Sue, 2017; Handy et al., 2005; Laubscher, 1971; Schmid et al., 1989). Die verschiedenen Segmente der Störungszone akkommodierten verschiedene Versätze zu verschiedenen Zeiten (Schmid et al., 1989). Am

östlichen Teil der Periadriatischen Störungszone waren die Hebungsraten geringer als im westlichen Segment, weshalb hier flachere Krustenteile exponiert sind. Letztere wurden von der postoligozänen Deformation in einem Krustenniveau von etwa 10 bis 15 km erfasst (Sprenger, 1996), was auf die Unterschiebung adriatischer, kontinentaler Kruste unter Europa während der spätkretazischen Verkürzung zurückzuführen ist (Schmid et al., 1987). Die nachgewiesene Krustenverkürzung im Miozän von 80 bis 100 km (Laubscher, 1990) ist ein Indiz, dass die Deformation nach dem Oligozän erheblich war (Sprenger, 1996).

3.4 Entstehung der kartierten und untersuchten Einheiten

Die Gesteine des paläozoischen Südalpins der Karnischen Alpen wurden ab dem Ordovizium in einem hochmobilen Becken in Schelfrandlage mit sehr hohen Subsidenzraten abgelagert. Vom Silur bis ins Devon wurden, als Teil der Ostalpen, hauptsächlich monotone, marine Sedimente (Sandstein-Tonstein-Wechselfolgen) abgelagert, aus welchen später das Gailtalkristallin entstand. Beide Einheiten wurden, begleitet von vulkanischen Aktivitäten, auf unterschiedlichen Mikrokontinenten abgelagert, weshalb Einschaltungen von Gesteinen mit vulkanischen Protolithen vorkommen (Sassi et al., 1978; Schönlaub, 1979). Im Karbon wurde das Gailtalkristallin in die variszische Orogenese, welche von Granitoidintrusionen begleitet wurde, einbezogen (Pistotnik et al., 1980; Schönlaub, 1979). Da die einzelnen Lithologien des Gailtalkristallins damals noch räumlich voneinander getrennt waren, weisen sie unterschiedliche Metamorphosebedingungen auf. Die Gesteine des paläozoischen Südalpins wurden von der Metamorphose lediglich leicht erfasst (Sprenger, 1996). Im Perm wurden im Südalpin und Ostalpin unter semiariden bis ariden Bedingungen rötliche Sandsteine (Gröden-Formation) abgelagert (Masetti et al., 1991). Eine post-variszische Dehnung führte vermutlich zu einer Absenkung der Carbonatplattformen und einer Anzahl intrakontinentaler Becken auf dem Krustenteil von Pangäa, der später zu den Alpen werden sollte (Bechstädt, 1978; Ratschbacher, 1986; Schönlaub, 1979; Sprenger, 1996; Tollmann, 1977). Nach dem Auseinanderbrechen von Pangäa und der Öffnung des Tethys-Ozeans bildeten die südalpinen Decken und das Gailtalkristallin einen Teil des Randes der Adriatischen Mikroplatte. Im Oligozän intrudierten, durch den Abriss des subduzierten Teils der europäischen Platte, Granitoide entlang der Periadriatischen Störungszone (Exner, 1976; Laubscher, 1983; Sassi et al., 1978; Sprenger, 1996; Tollmann, 1986; Von Blanckenburg & Davies, 1995; Von Gizyiky & Schmidt, 1978). Die rötlichen Sandsteine der Gröden-Formation wurden durch die Periadriatische Störungszone mit den Granitoiden und dem Gailtalkristallin verschuppt (Sprenger, 1996). Heute wird das ostalpine Gailtalkristallin durch die südlich angrenzende Kataklysezone der Periadriatischen Störungszone vom südalpinen Paläozoikum getrennt (Abb. 5, 6; Heinisch et al. 1983; Sprenger, 1996).

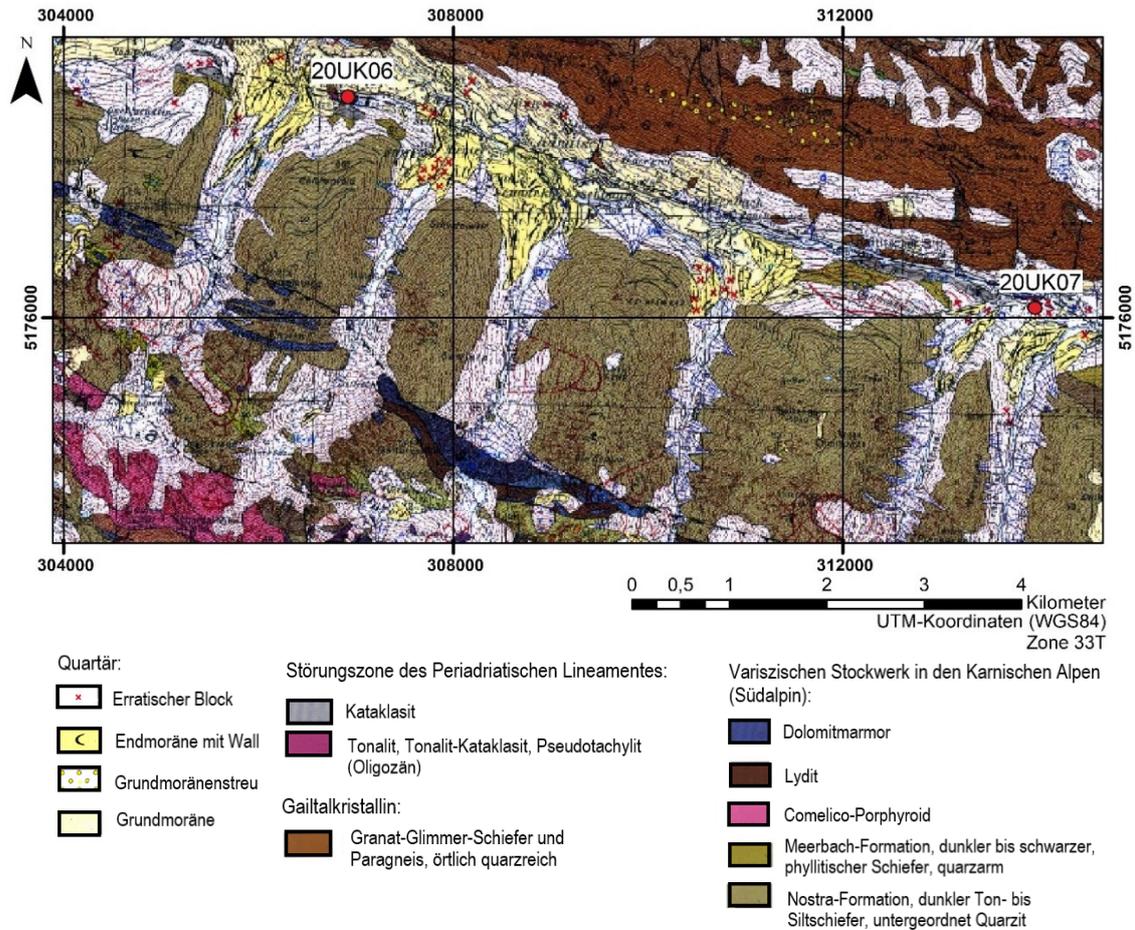
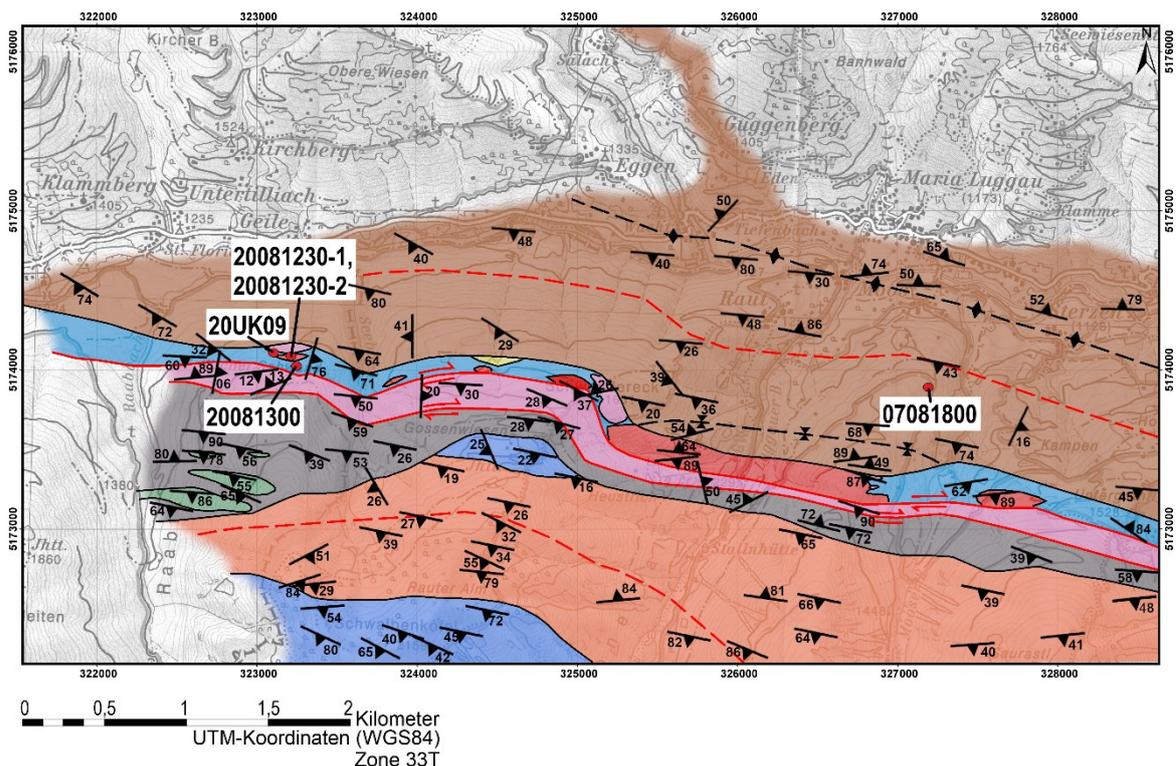


Abbildung 5: Geologische Detailkarte eines Teilausschnittes der Pustertal-Gailtal-Linie. Die Lokationen der Proben 20UK06 (*kataklastischer Granitoid*) und 20UK07 (*kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie*) sind eingezeichnet. UTM-Koordinaten Zone 33T. Modifiziert nach der Geologischen Bundesanstalt (2000).



Legende



Abbildung 6: Vereinfachte geologische Karte des Kartiergebietes bei Maria Luggau an der Pustertal-Gailtal-Linie. Die Probenahmelokalitäten der Proben *20UK09* (*kataklastischer Granitoid*), *07081800* (*Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis*), *20081230-1* (*Tonalit*), *20081230-2* (*Tonalit*) und *20081300* (*kataklastischer Granitoid*) sind eingezeichnet. Für die Darstellung der Gefügewerte wurden teilweise Durchschnittswerte verwendet (Kap. 6.3).

Tabelle 1: Probenahmelokalitäten der untersuchten Proben. Die Proben, welche außerhalb des Kartiergebietes entlang der Pustertal-Gailtal-Linie entnommen wurden (*20UK06* und *20UK07*), wurden den kartierten Lithologien zugeordnet.

Bezeichnung der Probe	Lithologie	Stratigraphische Großeinheit (vermutet, falls nicht aus Kartiergebiet entnommen)	Räumliche Orientierung	Lokation	Koordinaten (System UTM 33T)
07081800	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis	Ostalpin, Gailtalkristallin	Ja	Etwa 500m südlich von Moos	327251 5173921
20081230-1	Tonalit	Störungszone des Periadriatischen Lineamentes	Ja	Östlicher Graben am Kircher Schwand	323191 5174098
20081230-2	Tonalit	Störungszone des Periadriatischen Lineamentes	Ja	Östlicher Graben am Kircher Schwand	323191 5174098
20081300	Kataklastischer Granitoid	Störungszone des Periadriatischen Lineamentes	Nein	Östlicher Graben am Kircher Schwand	323245 5174069
20UK06	Vergleichbar mit Kataklastischem Granitoid	Störungszone des Periadriatischen Lineamentes	Ja	Südlich der Faschinghöfe, Kartitsch, Tirol, Österreich	306865 5178262
20UK07	Vergleichbar mit Kataklastischem Gestein unbekannter Lithologie	Störungszone des Periadriatischen Lineamentes	ja	Leiten, Kapelle St. Peter, Tirol, Österreich	314000 5176200
20UK09	Kataklastischer Granitoid	Störungszone des Periadriatischen Lineamentes	nein	Östlicher Graben am Kircher Schwand	323100 5174300

4 Bisheriger Bearbeitungsstand

Die geologischen Karten von Sillian (Blatt 195) und Obertilliach (Blatt 196) der geologischen Bundesanstalt (1997, 2000), welche im Maßstab 1:50000 vorliegen, zeigen an der Pustertal-Gailtal-Linie Vorkommen einer Lithologie, die als „Tonalit, Tonalit bis Kataklastit, Pseudotachylit“ beschrieben ist.

Die bisher umfassendste Untersuchung der Deformationsprozesse an der Pustertal-Gailtal-Linie lieferte Sprenger (1996). Er erfasste und interpretierte die alpidischen und variszischen Deformationsereignisse. Zudem widmete er sich der Geochemie und Petrographie der Tonalite an der Pustertal-Gailtal-Linie und beschrieb deren duktile und

spröde Deformation. Dabei ging er explizit auf die dortigen Vorkommen von Pseudotachyliten ein.

In einer vorangegangenen Arbeit nach Bühlhoff (2022) wurden oligozäne, plutonische Gesteinsproben anhand von elf Dünnschliffpräparaten petrographisch analysiert und mit vier Referenzproben aus der Ivrea-Zone (Insubrische Linie, westliches Segment der Periadriatischen Störungszone), die zweifellos Pseudotachylite enthalten, verglichen. Diese Proben zeigen eine ausgeprägte, kataklastische Überprägung und stellenweise deutliche Hinweise auf das Vorkommen mehrerer Pseudotachylit-Generationen.

Die Arbeit von Sprenger (1996) und die polarisationsmikroskopischen Untersuchungen von Bühlhoff (2022) wurden in dieser Arbeit durch eine geologische Detailkartierung und umfassende petrographische und mikrostrukturelle Analysen ergänzt. Die Ergebnisse aus vorangegangener Arbeit nach Bühlhoff (2022) wurden dabei aufgegriffen und erweitert.

5 Methodik

Das Vorkommen von Pseudotachyliten an der Pustertal-Gailtal-Linie wurde skalenübergreifend im Zuge einer Kartierung und durch verschiedene Analysemethoden, welche die Polarisationsmikroskopie, Raman-Spektroskopie, Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse und Rasterelektronenmikroskopie umfassen, überprüft (Tab. 2). Dunkle Adern, die aufgrund ihrer optischen Eigenschaften eine Evidenz aufweisen, Pseudotachylite darzustellen, und daher weiteren analytischen Untersuchungen unterzogen wurden, werden als *schwarze Störungsgesteine* bezeichnet.

Tabelle 2: An den verschiedenen Proben angewendete Analysemethoden. Die Wahl der entsprechenden Methoden war dabei abhängig von der Stärke der Evidenz hinsichtlich der Entstehung des jeweiligen *schwarzen Störungsgesteins* als Pseudotachylit und der Verfügbarkeit der jeweiligen Laboreinrichtungen. Die polarisationsmikroskopische Untersuchung der Proben 20UK06, 20UK07 und 20UK09 erfolgte nach Bühlhoff (2022) in einer vorangegangenen Arbeit.

Bezeichnung der Probe	Lithologie	Anzahl Dünnschliffe	Polarisations-mikroskopie	μXRF	REM	Raman-Spektroskopie
07081800	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis	1 (poliert)	Ja	Ja	Ja	-
20081230-1	Tonalit	1 (poliert)	Ja	Ja	-	-
20081230-2	Tonalit	1 (poliert)	Ja	Ja	-	-
20081300	Kataklastischer Granitoid	1 (poliert)	Ja	Ja	Ja	-
20UK06	Vergleichbar mit Kataklastischem Granitoid	1 (poliert)	In vorangegangener Arbeit	Ja	-	Ja
20UK07	Vergleichbar mit Kataklastischem Gestein unbekannter Lithologie	8: 20UK07-A bis -D (jeweils poliert und abgedeckt)	In vorangegangener Arbeit	Ja	-	Ja: 20UK07-A
20UK09	Kataklastischer Granitoid	2: 20UK09-A und -B (poliert)	In vorangegangener Arbeit	Ja: 20UK09-A und B		

5.1 Geologische Kartierung, Probenahme und Erstellung der geologischen Untergrundprofile

Vom 7. bis zum 21. August 2022 wurde eine geologische Detailkartierung bei Maria Luggau an der Pustertal-Gailtal-Linie der Periadriatischen Störungszone (Abb. 4, 6) durchgeführt, um die Entstehungs- und Deformationsgeschichten der lokalen Lithologien nachvollziehen zu können. Die Deformationsstrukturen der Gesteine wurden dabei analysiert und auf das Vorkommen von möglichen Pseudotachyliten geprüft. Strukturgeologische Messungen von verschiedenen Schieferungen, Störungsflächen mit Harnischstriemungen, Scherflächen mit Streckungslinearen, foliierten Störungsletten, Orientierungen von *schwarzen Störungsgesteinen* und Mineraladern wurden mit einem *Breithaupt*-Kompass durchgeführt. Die Interpolation zwischen den Aufschlüssen der verschiedenen Lithologien konnte mit Hilfe der Foliations-Messungen präzise durchgeführt werden. Zusätzlich wurden Beobachtungen von sich verändernder Vegetation und der Morphologie des Geländes berücksichtigt, wofür, neben den Geländeeindrücken, das digitale Geländemodell von Tirol und Kärnten (2022) genutzt wurde. Die Markierung von Aufschlüssen im Kartenblatt erfolgte durch eine farbintensivere Darstellung im Vergleich zu den interpolierten Bereichen. Quartäre Lockersedimente und Lesesteine wurden nicht kartiert. Deformationsstrukturen wie *schwarze Störungsgesteine*, Störungsletten, kataklastische Bereiche und die Kern- und Zerrüttungszone wurden in der geologischen Karte markiert. Nach Sprenger (1996) wird im Kartenblatt und bei der Profildarstellung die Bezeichnung „Gesteinsmehl“ anstatt „Störungsletten“ verwendet.

Als Orientierungshilfe im Gelände und zur Aufnahme der Aufschluss- und Probenpunkt-Koordinaten wurde die Applikation *Avenza Maps* genutzt. Die mit der Kamera *Canon EOS 100D* erzeugten Fotoaufnahmen wurden mit der Bildbearbeitungssoftware *GIMP 2.10* überarbeitet. Panorama-Bilder wurden mit der Software *Autostitch* erstellt. Die strukturgeologischen Messungen wurden mit dem Programm *InnStereo* in Schmidtschen Netzen (flächentreue, äquatorbezogene Projektion einer Halbkugel) auf eine Ebene projiziert.

Orthogonal zum Streichen wurde im westlichen, im zentralen und im östlichen Teil des Kartiergebietes jeweils ein geologisches Untergrundprofil konstruiert. Die Schichtmächtigkeiten der kartierbaren Einheiten konnten dabei anhand der gemessenen Fallwinkel der Foliationen und der Ausstrichbreiten im Kartenblatt mittels Trigonometrie abgeschätzt werden. Das Einfallen der geologischen Kontakte des *Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneises*, des *Tonalits*, des *kataklastischen Granitoids*, des *kataklastischen Gesteins unbekannter Lithologie* und des *phyllitischen Ton- bis Siltschiefers* wurde zusätzlich zu den im Gelände gemessenen Werten durch die Konstruktion der

entsprechenden Streichlinien anhand der erstellten geologischen Karte ermittelt und berechnet (Formel 1). Kleinräumige Variationen der Foliation, welche durch die Scherung an der Störungszone möglich sind, konnten somit ausgeglichen werden.

$$\alpha = \arctan\left(\frac{z}{y}\right) \quad (1)$$

α = Fallwinkel

y = gemessene Distanz zwischen den Streichlinien im Kartenmaßstab

z = Höhendifferenz der entsprechenden Höhenlinien im Kartenmaßstab

Die Streichlinienkonstruktion erfolgte jeweils in der direkten Umgebung der Profile, sodass je Lithologiegrenze insgesamt drei Streichlinienkonstruktionen vorliegen. Aufgrund der hohen Variation der Fallwinkel entlang der Lithologiegrenzen wurde lediglich der am nächsten liegende, konstruierte Fallwinkel für die Profilkonstruktion verwendet. Bei der Profilkonstruktion wurden die konstruierten Werte des Einfallens der Lithologiegrenzen im Vergleich zu den im Gelände gemessenen Foliations-Werten priorisiert berücksichtigt. Eine Umrechnung des im Gelände gemessenen Einfallens der Foliation und des, durch die Streichlinien-Konstruktion bestimmten Einfallens der Lithologiegrenzen in das scheinbare Einfallen an der Schnittebene der jeweiligen Profile erfolgte mit Hilfe von Formel 2. Die berechneten Fallwinkel wurden in den geologischen Profilen abgetragen.

$$\alpha_2 = \arctan(\tan(\alpha_1) * \cos(\beta)) \quad (2)$$

α_1 = wahrer Fallwinkel

α_2 = scheinbarer Fallwinkel

β = Winkel zwischen Fallrichtung und Profilebene

Die Proben 07081800, 20081230-1, 20081230-2 und 20081300 wurden im Kartiergebiet (Abb. 6; Tab. 1) aufgrund der, unter makroskopischer Betrachtung, optischen Evidenz für das Vorkommen von Pseudotachyliten entnommen. Im Zuge vorangegangener Geländearbeit wurden am 04. und 05.09.2020 die Proben 20UK06, 20UK07 westlich des Kartiergebietes an der Pustertal-Gailtal-Linie und die Probe 20UK09 im Kartiergebiet genommen (Abb. 5; Tab. 1). Die Proben 20UK06 und 20UK07 wurden den kartierbaren Einheiten zugeordnet, um eine Vergleichbarkeit mit den, im Kartiergebiet entnommenen Proben, herzustellen. Bei den Proben 07081800, 20081230-1, 20081230-2, 20UK06, 20UK07 kann, durch eine orientierte Entnahme, eine räumliche Orientierung gewährleistet werden.

5.2 Polarisationsmikroskopie

Um weitere Analysen der Gesteine zu ermöglichen, wurden aus den Proben petrographische Dünnschliffe in Standardgröße nach dem *Gießener Format* (28 x 48 mm) mit einer Dicke von ca. 30 µm im *Institut für Geowissenschaften* in Jena hergestellt. Lediglich vier der acht Dünnschliffe von *20UK07* wurden abgedeckt und alle weiteren Dünnschliffe wurden korundpoliert (Tab. 2). Die orientiert genommenen Proben konnten senkrecht zur Foliation entlang der x-z-Ebene des finiten Verformungsellipsoids geschnitten werden.

Zur optischen Bestimmung von Mineralen und zur Analyse von Mikrot Texturen wurden die Dünnschliffe polarisationsmikroskopisch untersucht, indem sie durchleuchtet wurden. Dies diente dazu, das Verständnis der Entstehungs- und Deformationsgeschichte der Gesteine zu erweitern, die makroskopisch identifizierten Bereiche, welche optische Evidenz aufzeigen, als Pseudotachylit entstanden zu sein, zu präzisieren und durch mikrostrukturelle und mineralogische Merkmale überprüfen beziehungsweise widerlegen zu können.

Der Polarisator in einem Polarisationsmikroskop sorgt dafür, dass alle Wellen des zuvor unpolaren Lichts in einer Ebene schwingen (Abb. 7). Trifft das polarisierte Licht auf ein Mineral, werden die Wellen gebrochen, wodurch sie in zwei senkrecht aufeinander schwingende, linearpolarisierte Teilwellen mit einem, für jedes Mineral charakteristischen, Phasenunterschied geteilt werden. Die unterschiedlichen Kristallgitter und Orientierungen der Minerale erzeugen dabei die charakteristischen Doppelbrechungen. Bei der Überlagerung der Teilwellen kommt es zur Interferenz. Die Schwächung und Vernichtung von Licht bestimmter Frequenzen durch die Absorption erzeugt die Eigenfarbe der Minerale. In isotropen Mineralen ist diese daher richtungsunabhängig und in anisotropen Mineralen richtungsabhängig, was zu einem Pleochroismus führt. Die Teilwellen werden durch den Analysator und somit im gekreuzt polarisierten Licht, in eine zum Polarisator senkrechte Ebene polarisiert. Überlagern sich die Wellen mit einer Phasendifferenz von einer ganzen Wellenlänge oder einem Vielfachen davon, was bei optisch isotropen Mineralen der Fall ist, resultiert ein Vektor. Dieser liegt senkrecht zur Schwingungsebene des Analysators. Das Licht wird daher durch den Analysator ausgelöscht und der Kristall erscheint dunkel. Bei anderen Gangunterschieden wird eine, für das jeweilige Mineral charakteristische Interferenzfarbe erzeugt. Die Farben können in der Michel-Lévy-Tafel in Abhängigkeit vom Gangunterschied und der Dünnschliffdicke abgelesen werden. Die Interferenzerscheinungen hängen neben den Mineralen von der Dicke des Dünnschliffes und der Wellenlänge des einfallenden Lichtes ab (Stosch, 2005).

Verschiedene Minerale weisen unterschiedliche Auslöschungswinkel auf. Dieser bezeichnet die Schwingungsrichtung des Lichts beim Durchtritt durch einen Kristall mit einer

morphologisch definierten Richtung im Mineralschnitt. Liegt die Schwingungsrichtung parallel zu einer morphologischen Bezugsrichtung wie Kanten oder Spaltrissen, wird sie gerade Auslöschung genannt, abweichend davon ist sie schräg (Stosch, 2005).

Die Beugung, Brechung und Reflektion des Lichtes an Mineralen erzeugt Helligkeitsunterschiede, das Chagrin. Das Relief bezeichnet die Heraushebung unterschiedlich lichtbrechender Minerale im Vergleich zur Umgebung. Die Lichtbrechung kann mit Hilfe der Becke-Linie bestimmt werden (Stosch, 2005).

Durch Konoskopie kann der optische Charakter eines Minerals bestimmt werden. Dabei wird ein Mineral mit einem kegelförmigen Lichtbündel aus verschiedenen Winkeln bestrahlt, was durch die Amici-Bertrand-Linse unter gekreuzten Polarisatoren bei der höchsten Vergrößerung erreicht wird (Stosch, 2005).

Die Minerale werden anhand ihrer unterschiedlichen Eigenschaften bezüglich der Lichtbrechung, der Auslöschung, des Reliefs, des Chagrins, der Spaltbarkeit, der Eigenfarbe und der Interferenzfarben identifiziert. Opake Phasen, welche lichtundurchlässig sind, können aufgrund mangelnder erkennbarer optischer Eigenschaften schlecht identifiziert werden (Stosch, 2005).

Die Bestimmung der Minerale erfolgte nach Tröger (1982). Die Abkürzungen der Minerale sind nach der Arbeit von Whitney und Evans (2010) gewählt. Die Nomenklatur der mikrostrukturellen Texturen stützt sich in dieser Arbeit auf die Definitionen nach Passchier und Trouw (2005).

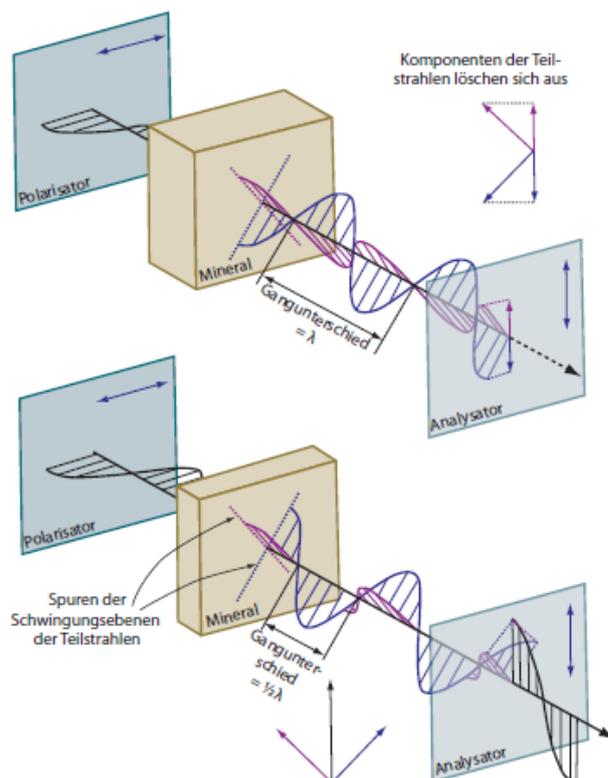


Abbildung 7: Erzeugung einer charakteristischen Interferenzfarbe oder optischer Auslöschung durch Lichtbrechung am Polarisationsmikroskop. Linear polarisiertes Licht wird durch einen Kristall in zwei senkrecht aufeinander stehende Teilstrahlen aufgespalten. Wenn der Gangunterschied zwischen den erzeugten Teilwellen einer ganzen Wellenlänge oder einem Vielfachen davon entspricht (oben), überlagern sich Wellenberge und Täler. Der resultierende Vektor liegt in der Schwingungsebene des vom Polarisator erzeugten Lichts, aber senkrecht zur Schwingungsebene des Analysators, weshalb das Licht durch diesen ausgelöscht wird und der Kristall dunkel erscheint. Beträgt der Gangunterschied eine halbe Wellenlänge, verläuft der resultierende Vektor parallel der Schwingungsebene des vom Analysator durchgelassenen Lichts und erzeugt eine, für jedes Mineral charakteristische Interferenzfarbe (unten) (Stosch, 2005).

Zur Analyse wurde ein Mikroskop des Modells *Axio Lab.A1* von *Carl Zeiss AG* genutzt. Die Aufnahmen der Dünnschliffe wurden mit einem Forschungsmikroskop des Modells *DM2700P*, einem Kameraaufsatz des Modells *DMC2900* und der Software *Leica Application Suite X* von *Leica Geosystems AG* gefertigt. Für die Aufnahme der Detailfotos wurde ein Mikroskop des Modells *Axioplan* der Firma *Carl Zeiss AG* mit einem Kameraaufsatz des Modells *ProgRes C10Plus* von *Jenoptik AG*, und die Software *ProgRes CaptureBasic* genutzt.

5.3 Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse (μ XRF)

Durch Röntgenstrahlung werden Elektronen, welche sich nach dem Bohrschen Atommodell auf verschiedenen Schalen (K-, L-, M-, N-Schale) um den Kern eines Atoms befinden, herausgeschlagen. Dadurch fallen Elektronen, die weiter vom Kern entfernt waren, weniger stark an den Kern gebunden sind und somit einem höheren Energieniveau entsprechen, auf kernnähere Bahnen hinab. Beim Zurückspringen auf die energetisch günstigere Umlaufbahn setzen sie für den Energieunterschied zwischen den jeweiligen Schalen charakteristische Strahlungsenergie frei. Elemente senden durch die Bestrahlung somit charakteristische Fluoreszenzspektren aus (Agarwal, 2013).

Mit einem Mikro-Röntgenfluoreszenz-Instrument kann Röntgenstrahlung bis auf eine Größe von etwa 20 μm fokussiert werden. Mittels sorgfältig angeordneter Glasröhren werden dabei die Röntgenstrahlen gebündelt (Kapillaroptik). Präzise Messungen der räumlichen Verteilung verschiedener Elemente sind dadurch im Punkt-, Linien- oder Flächenmodus möglich und werden im Vakuum durchgeführt. Jeder Pixel erzeugt ein Spektrum elektromagnetischer Frequenzen mit verschiedenen Wellenlängen, welche verschiedenen Elementen zugeordnet werden. Die Messungen liefern ausschließlich qualitative Informationen, die in variablen Farbtintensitäten abhängig von der höchsten Konzentration eines Elementes in der Probe dargestellt werden können. Eine Messung der Elemente Kohlenstoff, Sauerstoff und Stickstoff ist nicht möglich. Dünnschliffe können für die Analysemethode nicht genutzt werden, da die Eindringtiefe der Röntgenstrahlen die Dünnschliffdicke übersteigt und somit das Trägerglas gemessen wird (Agarwal, 2013; Flude et al., 2017).

Die Untersuchungen wurden mit einem Mikro-Röntgenfluoreszenz-Gerät des Modells *Bruker Tornado M4* durchgeführt, wobei Röntgenstrahlen mit einer Rh-Quelle unter 50 kV Spannung erzeugt werden. Dazu wurden die, bei der Herstellung von Dünnschliffen abfallenden Dünnschliffblöcke genutzt. An den Proben *07081800*, *20081230-1*, *20081230-2*, *20081300*, *20UK06* und *20UK07-A* (Tab. 2) wurden Flächenmessungen nach der Vorgehensweise von (Haschke et al., 2012) durchgeführt, um durch die Kenntnis über die Elemente Rückschlüsse auf die mineralogische Zusammensetzung möglicher

Pseudotachylite und der Umgebungsgesteine zu schließen, sowie kompositionelle Bänderungen und Zonierungen identifizieren zu können. Für die Messungen wurde eine Auflösung von 3x3 gewählt. Bei einer Größe der Punktmessung von 20 µm betrug die Messdistanz zwischen den Punktmessungen 23 µm. Die Stromstärke betrug 400 mA. Es wurde jeweils 1 Messzyklus mit einer Geschwindigkeit von 38 ms/px durchgeführt.

5.4 Rasterelektronenmikroskopie (REM)

Mit einem Rasterelektronenmikroskop wird die Wechselwirkung von Elektronen mit der Oberfläche einer Probe untersucht. Hauptsächlich ist das Gerät für die stark vergrößerte Abbildung von Proben optimiert. Elementanalysen sind durch ein angeschlossenes energiedispersives System (EDS-System) möglich, welches zusätzlich entstehende Röntgenstrahlung registriert. Die Proben werden in einem evakuierten Raum mit, im elektrischen Feld unter einer bestimmten Spannung beschleunigten Elektronen beschossen. Der Elektronenstrahl rastert die Probe dabei ab. Aus der Schrittweite des Rasters ergibt sich die jeweilige Vergrößerung, wobei die minimale Rasterschrittgröße dem Elektronenstrahldurchmesser von etwa 1 µm entspricht. Daraus ergibt sich eine maximale Vergrößerung des Bildes von 100000, wodurch Strukturen bis 100 nm Größe abgebildet werden können. Die von der Probe zurückgestreuten Elektronen (BSE-Modus) oder von der Probe selbst ausgesandte Sekundärelektronen (SE-Modus) werden mit einem Si-Detektor aufgefangen. Aufnahmen im BSE-Modus spiegeln die Ordnungszahl der Elemente wider. Schwere Elemente weisen höhere Ladungsdichten auf, weshalb sie mehr Elektronen zurückstreuen und das Bild heller erscheint. Aufnahmen im SE-Modus bilden Oberflächenstrukturen ab. Die abgerasterten Punkt-Informationen werden zu einem Bild zusammengesetzt (Kühl & Linnemann, 2017; Markl, 2014).

Im *Institut für Geowissenschaften der Friedrich-Schiller-Universität Jena* wurden die Dünnschliffe 07081800 und 20081300 mit einem Rasterelektronenmikroskop des Modells *SEM-EDX ULTRA PLUS* von *Zeiss AG* untersucht, um vorher polarisationsmikroskopisch ausgewählte, kleinste Strukturen vergrößert abzubilden und die kleinräumigen mineralogischen Veränderungen und Korngrößen ausgewählter *schwarzer Störungsgesteine* aufzuzeigen. Dafür wurden die Dünnschliffe vorher mit einer 12 nm mächtigen Kohlenstoffbeschichtung versehen, welche mit dem Gerät *Leica EM ACE600* aufgetragen wurde. Im Messgerät wird als Elektronenquelle eine Wolfram-Zirkon-Feldemissions-Kathode genutzt. Die Software *SmartSEM* diente dazu, Bilder im BSE-Modus aufzunehmen. Mit der Software *Bruker Quantax Esprit 2.3* wurden Elementverteilungen untersucht. Die Messungen wurden unter einer Spannung von 20kV und mit einem Arbeitsabstand von etwa 10 mm durchgeführt. Um Minerale eindeutig zu identifizieren, wurden stöchiometrische Berechnungen durchgeführt. Repräsentative

Spektren wurden ausgewählt, um die elementare Zusammensetzung der verschiedenen Bestandteile nachzuweisen.

5.5 Raman-Spektroskopie

Die Raman-Spektroskopie ist ein zerstörungsfreies Streulichtverfahren, bei dem monochromatisches Laserlicht mit hoher Intensität auf Moleküle gerichtet wird. Der größte Anteil dieses Lichtes wird als *Rayleigh*-Streuung abgestrahlt und behält die Wellenlänge des eingestrahnten Laserlichtes bei. Ein geringer Teil (etwa 0,0000001 %) – die *Raman*-Streuung – wird mit einer, für die chemische Struktur des bestrahlten Materials charakteristischen Wellenlänge abgestrahlt und als Streulicht-Spektrum aufgezeichnet. Gemessen werden dadurch folglich der strukturelle Aufbau und die chemischen Bindungen der Stoffe und nicht die elementare Zusammensetzung. Die Phase, die Polymorphie und die Kristallinität verschiedener Minerale und anderer Materialien können durch den Vergleich mit Daten aus Spektralbibliotheken identifiziert werden. Jeder Peak eines Spektrums entspricht dabei einer bestimmten Molekülbindungsschwingung (HoribaScientific, 2022).

Die Dünnschliffe *20UK06*, *20UK07-A*, *20UK09-A* und *-B* wurden mit einem Raman-Spektrometer analysiert, um die mineralogische Zusammensetzung der, in der vorhergehenden Arbeit nach Bühlhoff (2022) identifizierten, *schwarzen Störungsgesteine* und darin eingeschlossener Klüften, festzustellen. In jeder Probe wurden an verschiedenen Stellen Punktmessungen durchgeführt. Die Messungen wurden am *Institut für Geowissenschaften der Friedrich-Schiller-Universität Jena* mit einem Raman-Spektrometer des Modells *Horiba (Jobin Yvon) LabRam HR Evolution*, mit einer räumlichen Auflösung von bis zu unter einem Mikrometer, durchgeführt. Dafür wurde die Software *LabSpec 6* und ein frequenzverdoppelter *532 nm Nd:YAG* Argonlaser von *Spectra Physics* mit einer Intensität von 10 % genutzt. Die Gitternetzgröße betrug 600 nm. Jede Messung durchlief zwei Akkumulationsphasen und betrug eine Erfassungszeit von 30 s. Sie wurden unter 20- bis 50-facher Vergrößerung durchgeführt. Die gemessenen Spektren wurden mit Standardpektren der Datenbanken *KnowItAll* und *CrystalSleuth (Ruff)* verglichen.

Spektren von kohlenstoffhaltigem Material wurden als Geothermometer genutzt, um den Grad dessen thermischer Veränderung zu bestimmen und somit Schätzungen der maximalen metamorphen Temperatur der Gesteine anzustellen (Moris-Muttoni et al., 2022). Die Auswertung der Spektren wurde nach der Methode von Beyssac et al. (2002) durchgeführt. Dabei wurde der relative Flächenanteil des D1-Peaks anhand der D1, G und D2-Peakflächen berechnet (R2; Formel 3). Mit Hilfe von Formel 4 konnte daraus die Temperatur berechnet werden.

$$R2 = \frac{D1}{D1+G+D2} \quad (3)$$

$$T (^{\circ}\text{C}) = 445 * R2 + 641 \quad (4)$$

Das R2-Verhältnis zeigt eine lineare Korrelation zur metamorphen Spitzentemperatur im Bereich von 330 bis 650 °C. In diesem Bereich weist die Methode eine Ungenauigkeit von etwa 50°C auf (Beysac et al., 2002). Geringfügige Abweichungen können durch unterschiedliche Analyseeinrichtungen und unterschiedliche Datenverarbeitung verschiedener Autoren entstehen.

Die gezeigten Abbildungen der Spektren wurden mit den Bibliotheken *Pandas*, *Matplotlib* und *Numpy* in *Python* (Version 3.9.7) erstellt.

6 Geologische Kartierung

6.1 Geographische Gegebenheiten des Kartiergebietes

Das kartierte Gebiet an der Pustertal-Gailtal-Linie der Periadriatischen Störungszone befindet sich etwa 15 km südlich von Lienz, im Süden Österreichs und schließt südlich an die Gailtaler Alpen und das Lesachtal an. Die Bundesländergrenze zwischen Tirol und Kärnten verläuft im westlichen Teil des Kartiergebietes von Norden nach Süden. Südlich des Kartiergebietes befindet sich der Hauptbergkamm der Karnischen Alpen. Hier verläuft ein Teil der österreichisch-italienischen Staatsgrenze. Untertilliach (1235 m über NN) im Nordwesten und Maria Luggau (1173 m über NN) im Nordosten des Kartiergebietes stellen mit jeweils unter 300 Einwohnern die größten Dörfer im Kartiergebiet dar.

Das kartierte Gebiet (Abb. 8) umfasst eine Größe von etwa 19 km², hat eine WE-Ausdehnung von maximal 7 km (UTM 33T 321500 bis 328500) und eine NS-Ausdehnung von maximal vier, aber meist 3 km (UTM 33T 5172000 bis 5175000). Nördlich der WE-verlaufenden Landstraße 111 wurde lediglich vereinzelt kartiert.

Das im Norden des Kartiergebietes verlaufende Lesachtal, in dem die Gail von Westen nach Osten fließt, bildet das tiefste Tal im Gebiet. Von dort ausgehend ist nach Süden ein Anstieg der Höhe zu verzeichnen. Das Kartiergebiet ist durch vier NS-verlaufende Bäche in vier Erhebungen zu unterteilen (Abb. 9). Im Westen wird es größtenteils durch den Raabbach begrenzt. An ihn schließt in östlicher Richtung die Erhebung des Kircher Schwands an. Durch den Seebach wird diese von dem weiter in östlicher Richtung liegenden Schwendereck und dem Schwalbenkofel getrennt. Letzterer stellt mit 2159 m über NN die höchste Erhebung im Kartiergebiet dar.

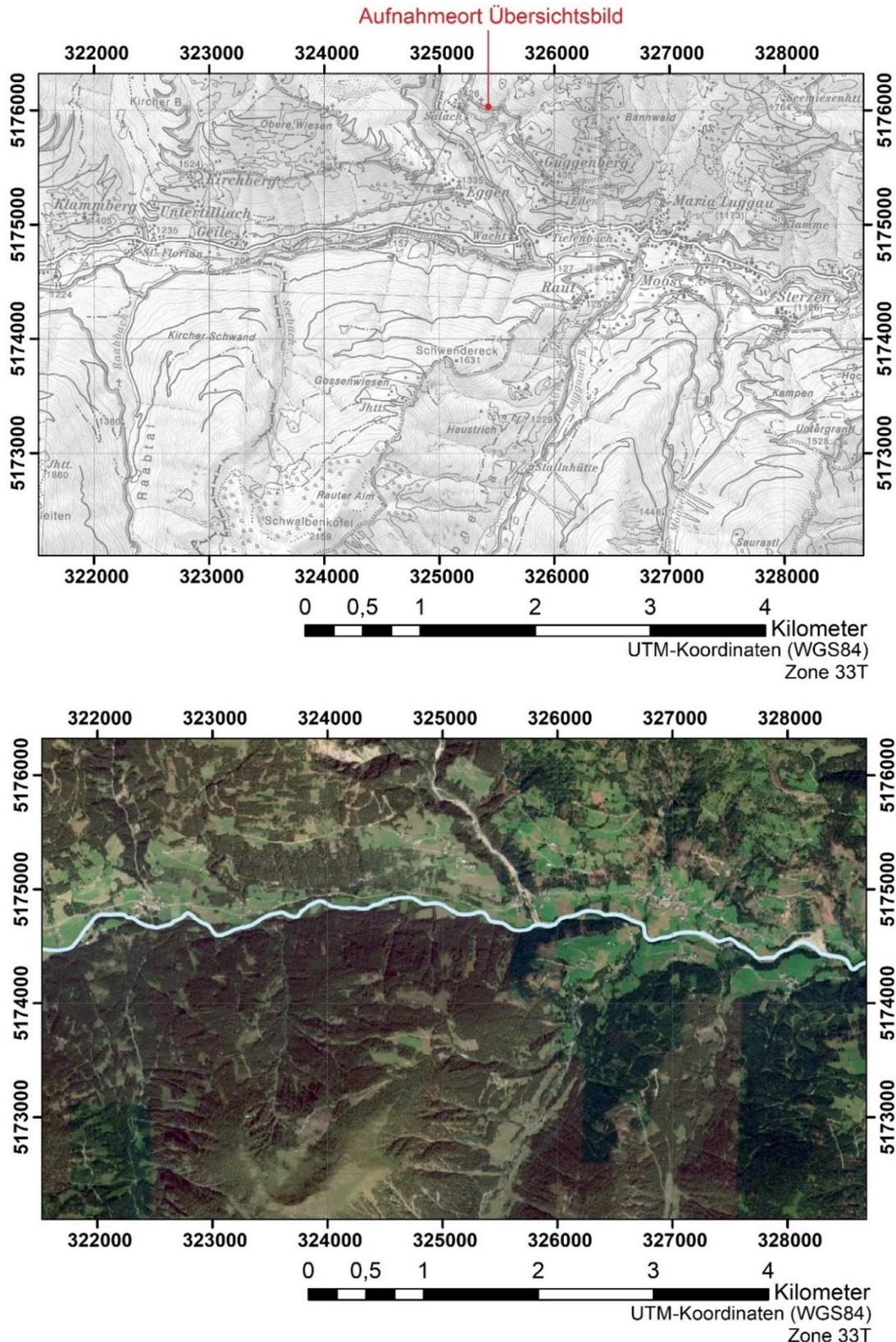


Abbildung 8: Genordnete, topographische Übersichtskarte (oben) und Sattelitenaufnahme des Kartiergebietes (unten). Das Lesachtal (im Kartiergebiet von Untertilliach bis Maria Luggau), in dem der Fluss Gail verläuft, und die Täler der NS-verlaufenden Bäche (von Westen nach Osten): Raabbach, Seebach, Luggauer Bach, Mooser Bach, prägen das Landschaftsbild ebenso wie die Erhebungen (von Westen nach Osten): Kircher Schwand, Schwendereck, Schwalbenkofel, Mitterling, Saurastl. Der Aufnahmeort des Übersichtsbildes (Abb. 9) wurde eingezeichnet (oben).

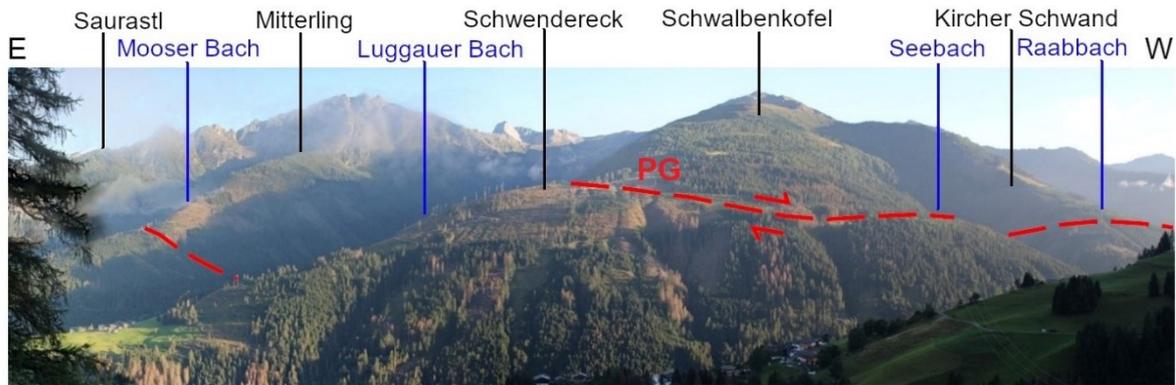


Abbildung 9: Übersichtsbild über das Kartiergebiet mit Blick vom Guggenberg (Abb. 8) nach Süden. PG= Pustertal-Gailtal-Linie.

6.2 Beschreibung der Kartiereinheiten und Geländeeindrücke

Im gesamten Kartiergebiet sind die Aufschlüsse zum größten Teil an Berghängen, an Straßen- und Wegeschnitten und in Bacheinschnitten zu finden. In den Tälern konnten nur wenig Aufschlüsse der Festgesteine gefunden werden. Hier liegen hauptsächlich känozoische Lockersedimente vor. Alle Aufschlüsse und die zugehörigen struktureologischen Messungen sind in Anhang 3 dokumentiert.

Tabelle 3: Übersichtstabelle aller kartierten Einheiten. Die südalpiner Einheiten, welche den *Phyllitischen Ton- bis Siltschiefer*, den *Quarzit-Schiefer*, den *Ton- bis Siltschiefer* und das *Grüngestein* umfassen, sind paläozoischen Ursprungs und stellen die ältesten Einheiten im Kartiergebiet dar. Der ostalpine *Granat-Glimmer-Schiefer* ist ebenfalls paläozoischen Alters. Die jüngsten Gesteine stellen die Gesteine der Störungszone des Periadriatischen Lineamentes dar.

Name der Kartiereinheit	Stratigraphische Großeinheit	Mächtigkeit	Prozentualer Flächenanteil	Verwitterungsbeständigkeit von 1 (beständig) – 6 (unbeständig)
Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie	Störungszone des Periadriatischen Lineamentes	etwa 60 bis 200 m	7 %	6
Deformationsstrukturen: extrem kataklastisch; an vielen Stellen inkohäsiv; teilweise kakiritisch; viele Störungsflächen in abgerichtetem Gestein; WE-orientierte, steil einfallende Störungsletten; im Aufschlussmaßstab umbiegende Foliation				
Kataklastischer Granitoid	Störungszone des Periadriatischen Lineamentes	etwa 0 bis 190 m	5 %	4
Deformationsstrukturen: stark kataklastisch; teilweise inkohäsiv; Störungsflächen mit Harnischstriemungen; Quarz-Adern (einige Millimeter mächtig); schwarze Störungsgesteine ; Ultrakataklasite (einige Zentimeter mächtig); Störungsletten				
Tonalit	Störungszone des Periadriatischen Lineamentes	etwa 0 bis 190 m	4 %	3
Deformationsstrukturen: teilweise stark kataklastisch; Störungsflächen mit Harnischstriemungen; schwarze Störungsgesteine ; foliierte Störungsletten; Quarz-Adern (wenige Millimeter mächtig)				
Rötlicher Sandstein	Störungszone des Periadriatischen Lineamentes	etwa 0 bis 40 m	unter 1 %	3
Deformationsstrukturen: kataklastisch; Störungsflächen mit Harnischstriemungen				
Granat-Glimmer-Schiefer bis Gneis	Ostalpin, Gailtalkristallin	min. 950 m	35 %	1
Deformationsstrukturen: teilweise kataklastisch; Störungsflächen mit Harnischstriemungen; Störungsflächen schneiden die Schieferung des Gesteins teilweise ab; Faltung an manchen Stellen (wenige Dezimeter weit); schieferungsdiskordante Quarz-Adern (bis zu 15 cm mächtig, Boudinage-Strukturen); Ultrakataklasite; inkohäsive Kakirite; foliierte Störungsletten; schwarze Störungsgesteine ; Scherflächen mit Streckungslinearen				
Grüngestein	Südalpin, Karnische Alpen	etwa 0 bis 150 m	2 %	1
Deformationsstrukturen: faserige Quarz-Adern (bis 10 cm mächtig)				

Ton- bis Siltschiefer	Südalpin, Karnische Alpen	min. 1100 m	30 %	2
Deformationsstrukturen: teilweise kataklastisch; Störungsflächen mit Harnischstriemungen; Quarz-Adern (bis 15 cm mächtig; Boudin-Strukturen); Faltung an manchen Stellen (wenige Dezimeter weit)				
Quarzit-Schiefer	Südalpin, Karnische Alpen	Min. 400 m	7 %	1
Deformationsstrukturen: Faltung an manchen Stellen (wenige Dezimeter weit)				
Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer	Südalpin, Karnische Alpen	etwa 120 bis 950 m	10 %	5
Deformationsstrukturen: häufig kataklastisch; teilweise inkohäsiv; teilweise kakiritisch; Störungsflächen mit Harnischstriemungen; Bruchhafte S-C-Strukturen; Schieferung wird stellenweise dextral von Störungsflächen eingeschleppt; Knickfalten; Quarz-Adern mit faseriger Struktur (bis 15 cm mächtig; Boudin-Strukturen); Faltung (wenige Dezimeter weit); Schieferung biegt im Aufschlussmaßstab um; Störungsletten				

6.2.1 Südalpin der Karnischen Alpen (Paläozoikum)

6.2.1.1 Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer

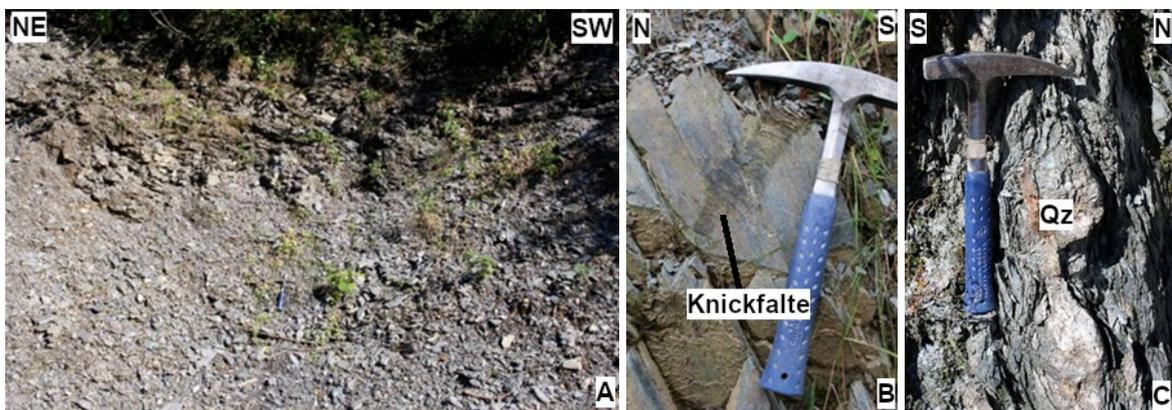


Abbildung 10: **A:** Repräsentativer Aufschluss des *phyllitischen Ton- bis Siltschiefers*. Der hohe Kataklastegrad ist im gesamten Aufschluss erkennbar. Der Aufschluss befindet sich am Kircher Schwand. Aufschlussnummer: 10081630. **B:** Im Gestein treten unter anderem Knickfalten auf. Aufschlussnummer: 10081650. **C:** Quarz-Adern im *phyllitischen Ton- bis Siltschiefer* weisen häufig Boudin-Strukturen auf. Aufschlussnummer: 16081150.

Der *phyllitische Ton- bis Siltschiefer* ist zu einem Flächenanteil von etwa 10 % im Kartiergebiet vorhanden. Er streicht etwas südlich des Schwenderecks von Westen nach Osten aus, wobei er im Westen am breitesten auftritt. Am Schwendereck umstreicht die Einheit das dortige Vorkommen des *Quarzit-Schiefers* durch eine Nordkurve. Nördlich grenzt das Gestein an das *kataklastische Gestein unbekannter Lithologie*. Die Mächtigkeit der Einheit im Kartiergebiet variiert von etwa 120 bis 950 m.

Die Aufschlüsse, welche hauptsächlich an Forststraßeneinschnitten aber auch in Flusseinschnitten gefunden wurden, weisen eine maximale Höhe von etwa 20 m auf (Abb. 10A). Die Breite kann, vor allem an Forststraßenanschnitten, bis zu mehrere 100 m betragen. Es sind aber auch kleine Aufschlüsse von wenigen Metern Höhe und Breite vorhanden. Gelegentlich sind sie moosig und mit Gräsern bewachsen.

Eine wenige Millimeter weite, kompositionelle Bänderung des blättrig brechenden, *phyllitischen Ton- bis Siltschiefers* ist vorhanden (Abb. 11). Das seidig glänzende Gestein reagiert nicht mit Salzsäure. Es weist eine bräunliche bis leicht grünliche Verwitterungsfarbe auf. Im frischen Zustand ist die Farbe dunkelgrau.

Der seidige Glanz wird durch Hellglimmer im Gestein verursacht. Die leicht grünliche Verwitterungsfarbe ist möglicherweise auf Chlorit zurückzuführen. Carbonat ist im Gestein nicht enthalten.



Abbildung 11: Handstücke des *phyllitischen Ton- bis Siltschiefers*. Die engständige Schieferung (wenige mm) ist zu erkennen. Zudem liegt ein seidiger Glanz durch den Hellglimmer vor (rechts).

Die strukturgeologischen Messungen der Foliation zeigen ein Einfallen der Einheit von durchschnittlich etwa 50 Grad nach Süden (Anh. 4). Eine zweite Schieferung zeigt im Mittel ein steiles Einfallen nach Südosten oder Nordwesten. Diese ist aufgrund der geringen Datenlage aber nicht aussagekräftig.

Sehr häufig ist ein hoher Kataklysegrad des Gesteins zu beobachten. Inkohäsive Bereiche treten auf und kakiritsche Gefüge sind an manchen Stellen zu beobachten. Zudem liegen WE-orientierte, steil einfallende Störungsflächen mit häufig fast horizontalen Harnischstriemungen vor (Anh. 5). Bruchhafte S-C-Strukturen sind sichtbar und die Schieferung wird stellenweise dextral von Störungsflächen eingeschleppt. Knickfalten und bis zu 15 cm mächtige Quarz-Adern mit faseriger Struktur sind vorhanden (Abb. 10B, C). Häufig zeigen sie Boudin-Strukturen. Die Dimension der Wellenlänge und Amplitude einer kleinräumigen Faltung beträgt unter 1 m. Die Schieferung biegt teilweise im Aufschlussmaßstab um. Einige Vorkommen von Störungsletten wurden in der Einheit gefunden. Die Strukturen treten mit zunehmender Nähe zum *kataklastischen Gestein unbekannter Lithologie* häufiger auf.

Der Übergang zum *kataklastischen Gestein unbekannter Lithologie* verläuft fließend.

6.2.1.2 Quarzit-Schiefer



Abbildung 12: Repräsentative Aufschlüsse des *Quarzit-Schiefers*. Die massigen Aufschlüsse des scharfkantig brechenden *Quarzit-Schiefers* sind stellenweise im flachen Gelände (links) aber auch an Steilhängen zu finden (rechts). Die Aufschlüsse befinden sich zwischen dem Schwendereck und dem Schwalbenkofel. Aufschlussnummern: 13081120 (links) und 13081040 (rechts).

Der *Quarzit-Schiefer* kommt mit einem Flächenanteil von etwa 7 % in einem etwa 200 m² großen, linsenförmig ausstreichenden Bereich südlich des Schwenderecks und einem größeren, WE-streichendem Bereich am Schwalbenkofel im Süden des Kartiergebietes vor. Er bedeckt somit die höchste Erhebung des Kartiergebietes. Die Mächtigkeit der Einheit kann nicht bestimmt werden, da die im Süden angrenzende Einheit außerhalb des Kartiergebietes liegt. Eine Mindestmächtigkeit von 400 m kann allerdings angenommen werden.

Die, mit wenigen Flechten und Gräsern bewachsenen Aufschlüsse sind hauptsächlich an Wanderwegen und um den Gipfel des Schwalbenkofels zu finden. Hierbei handelt es sich zum Teil um massive Felsabbrüche, welche mehrere 100 m breit und bis zu 40 m hoch sind. An den Forststraßen und auf den Wiesen im flachen Gelände südlich des Schwenderecks befinden sich zudem einige, wenige Meter große Aufschlüsse (Abb. 12). Das 1 bis 7 mm weit, kompositionell gebänderte, fein- bis mittelkörnige (Ton- bis Feinsandfraktion) Gestein verwittert hellbraun und weist eine hellgraue Farbe auf (Abb. 13). Es reagiert nicht mit Salzsäure und bricht scharfkantig.

Der *Quarzit-Schiefer* ist demnach carbonatfrei und die Mineralogie setzt sich größtenteils aus Quarz zusammen.



Abbildung 13: Handstück des *Quarzit-Schiefers*. Er weist eine hellgraue Farbe auf.

Durchschnittlich fällt die Foliation der Einheit mit einem Winkel von 50 Grad nach Südwesten ein (Anh. 6).

Eine, wenige Dezimeter weite Faltung ist an manchen Stellen im *Quarzit-Schiefer* vorhanden. Kataklastische Strukturen im Gestein wurden nicht gefunden.

Der *phyllitische Ton- bis Siltschiefer* sowie der *Ton- bis Siltschiefer* sind durch ihre dunklere Farbe, die geringere Härte, den blättrigeren Bruch und die engständigere Schieferung eindeutig vom *Quarzit-Schiefer* abzugrenzen. Zudem bildet letzterer gelegentlich auch auf flachen Wiesen und Wanderwegen Aufschlüsse, wobei der *phyllitische Ton- bis Siltschiefer* und der *Ton- bis Siltschiefer* lediglich an Straßen- und Flussanschnitten vorkommen.

6.2.1.3 Ton- bis Siltschiefer



Abbildung 14: Repräsentativer Aufschluss des *Ton- bis Siltschiefers*. Der massige Aufschluss befindet sich zwischen dem Schwalbenkofel und dem Luggauer Bach. Aufschlussnummer: 12081200.

Insgesamt nimmt der *Ton- bis Siltschiefer* einen Anteil von etwa 30 % im gesamten Kartiergebiet ein und stellt somit die zweithäufigste Einheit dar. Er streicht WE-orientiert im Süden des Kartiergebietes aus und die Mächtigkeit der Einheit beträgt mindestens 1100 m. Das Gestein ist hauptsächlich an Forststraßeneinschnitten aber auch an Wegen, in Bacheinschnitten sowie an Steilhängen aufgeschlossen. Es bildet teilweise massige Felsabbrüche (Abb. 14). Die Aufschlusshöhe variiert von wenigen Metern bis zu mehreren dutzend Metern. Die Breite beträgt von 5 bis über 100 m entlang der Forststraßen. Flechten und Gräser bewachsen gelegentlich die Aufschlüsse.

Der wenige Millimeter weit geschieferte *Ton- bis Siltschiefer* reagiert nicht mit Salzsäure. Das scharfkantig bis blättrig brechende Gestein verwittert bräunlich und weist eine dunkelgraue Farbe auf (Abb. 15).

Der Quarz-Anteil im *Ton- bis Siltschiefer* ist demnach hoch und er ist carbonatfrei.



Abbildung 15: Handstück des *Ton- bis Siltschiefers*. Er weist eine wenige Millimeter weite Schieferung, eine braune Verwitterungsfarbe und eine dunkelgraue Farbe auf.

Die Foliation der Einheit fällt durchschnittlich mit etwa 40 Grad nach Süden ein. Eine zweite und dritte Schieferung, welche steil nach Norden oder Süden einfällt, kommt selten vor (Anh. 7).

Die Einheit liegt häufig kataklastisch vor. Zudem sind einige NW-SE- bis SW-NE-orientierte Störungsflächen mit fast horizontalen Harnischstriemungen zu beobachten (Anh. 8; Abb. 16). Außerdem sind bis zu 15 cm mächtige Quarz-Adern vorhanden, welche, wie im *phyllitischen Ton- bis Siltschiefer*, häufig Boudin-Strukturen aufweisen. Diese Strukturen treten gehäuft im Kontakt zu den *phyllitischen Ton- bis Siltschiefern* auf. Symmetrische, Falten kommen selten vor (Abb.16). Diese weisen eine Dimension der Wellenlänge und Amplitude von unter 1 m auf.



Abbildung 16: Kleinräumige Faltung (links) und Störungsflächen mit Harnischstriemungen (rechts) im *Ton- bis Siltschiefer*. Aufschlussnummern: 12081200 (links) und 15081450 (rechts).

Zu der benachbarten Einheit des *phyllitischen Ton- bis Siltschiefers* ist der *Ton- bis Siltschiefer* durch den geringeren Glimmer-Anteil und den höheren Quarz-Gehalt abzugrenzen. Häufig verläuft der Übergang fließend.

6.2.1.4 Grüngestein



Abbildung 17: Repräsentativer Aufschluss (links) und grünschwarte Adern des *Grüngesteins* (rechts). Die Aufschlüsse sind häufig wenige Meter groß und mit Gräsern und Sträuchern bewachsen. Der Aufschluss befindet sich am Kircher Schwand. Grünschwarte Adern durchschneiden die Foliation, weisen aber keine Injektionsadern auf. Aufschlussnummern: 17081630 (links) und 10081740 (rechts).

Das *Grüngestein* ist lediglich mit einem Flächenanteil von etwa 2 % im Kartiergebiet vertreten und kommt im Westen des Kartiergebietes im *phyllitischen Ton- bis Siltschiefer* als linsenförmiger Einschluss mit einer Maximalmächtigkeit von 150 m vor.

Die Lithologie streicht an Forststraßenanschnitten und Steilhängen aus und bildet häufig Aufschlüsse, die lediglich wenige Meter groß und mit Gräsern und Sträuchern bewachsen sind (Abb. 17). Maximal sind sie bis zu 20 m hoch und 10 m breit.

Das fein- bis mittelkörnige *Grüngestein* ist zuweilen wenige Millimeter weit geschiefert, tritt aber auch gneisig auf. Die Verwitterungsfarbe ist grünlich und auch im frisch angeschlagenen Zustand zeigt das blättrig bis scharfkantig brechende, fein- bis mittelkörnige Gestein eine grünliche Farbe (Abb. 18). Es reagiert nicht mit Salzsäure.

Das Gestein ist carbonatfrei. Die grüne Farbe ist wahrscheinlich auf Chlorit und Epidot zurückzuführen. Das Ausgangsgestein könnte demnach ein grünschieferfaziell überprägtes, vulkanisches Gestein darstellen.



Abbildung 18: Handstücke des *Grüngesteins*. Das wenige Millimeter weit geschieferte bis gneisige Gestein zeichnet sich durch seine grünliche Farbe aus.

Die Schieferung zeigt durchschnittlich ein steiles Einfallen nach Süden (Anh. 9).

Im Gestein sind bis zu 10 cm mächtige, faserige Quarz-Adern vorhanden. Zudem sind einige grünscharze Adern, welche die Foliation diskordant durchschneiden aber keine Injektionsadern aufweisen, zu beobachten (Abb. 17).

Aufgrund der grünen Farbe hebt sich das Gestein nicht nur im gneisigen, sondern auch im schieferigen Zustand vom, lediglich sehr leicht grünlichen *phyllitischen Ton- bis Siltschiefer* ab.

6.2.2 Ostalpin: Gailtalkristallin (Paläozoikum)

6.2.2.1 Granat-Glimmer-Schiefer bis Gneis



Abbildung 19: Repräsentativer Aufschluss des *Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneises*. Der Aufschluss befindet sich südlich von Maria Luggau an der Gail. Häufig kommen die Aufschlüsse an Straßenanschnitten vor und sind wenig von Vegetation bewachsen. Die Foliation in diesem Aufschluss ist gewellt. Aufschlussnummer: 20081810.

Der *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* bedeckt mit einem Anteil von etwa 35 % die größte Fläche im Kartiergebiet und streicht WE-orientiert im Norden des Gebiets aus. Seine Mächtigkeit beträgt 950 m. Südlich grenzt er an den *Tonalit* und der *kataklastische Granitoid*.

Der *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* bildet Aufschlüsse an Straßeneinschnitten sowie in Bacheinschnitten (Abb.19). Meist sind diese massig und kommen in Form von bis zu 30 m hohen Steilwänden vor. An Forststraßen können diese zudem sehr breit ausfallen, da das Gestein hier meist durchgehend aufgeschlossen ist. Wenige Meter große Aufschlüsse am Wegesrand sind jedoch ebenfalls zu beobachten. Stellenweise sind diese moosig und mit Gräsern und Farnen überwachsen.

Im *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* sind Einschaltungen von Quarzit vorhanden (Abb. 20D). Außerdem liegt eine Wechsellagerung zwischen unter 1 mm engständig geschieferten Bändern und weitständigeren, häufig über 5 mm mächtigen Bändern mit

einem gneisigen Gefüge vor, weshalb die Einheit sowohl als Schiefer, als auch als Gneis betitelt werden muss. Das fein- bis grobkörnige Gestein reagiert nicht mit Salzsäure und bricht scharfkantig bis blättrig. Die Verwitterungsfarbe ist bräunlich. Im frisch angeschlagenen Zustand zeigt das Gestein eine hellgraue bis dunkelgraue Bänderung und weist zum Teil einen starken Glanz auf (Abb. 20).

Die engständigeren Bänder sind sehr phyllosilikatreich und zeigen eine phyllonitische Mineralogie (Abb. 20C). Generell setzt sich die Mineralogie des carbonatfreien Gesteins aus Phyllosilikaten (Hellglimmer, Chlorit, Biotit), Granat, Feldspäten, Quarz und an wenigen Stellen Staurolith zusammen (Abb. 20A). Selten ist Turmalin vorhanden. Der Chlorit wächst auf Kosten von Granat, sodass die Granate von einem Chlorit-Rand umgeben sind. Ebenso wächst Hellglimmer auf Kosten von Feldspat.



Abbildung 20: Handstücke des *Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneises*. **A:** Phyllonitischer *Granat-Glimmer-Schiefer* mit Staurolith. **B:** Geschnittene Fläche des *Granat-Glimmer-Gneis*. *Schwarzes Störungsgestein (Pt?)* tritt foliationsparallel mit einer foliationsdiskordanten Injektionsader auf. Das gezeigte Handstück entspricht der Probe 07081800. **C:** Granate in phyllonisiertem, glimmerreichem Schiefer. **D:** Quarzit, welcher als Einschluss im *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* vorkommt.

Im Durchschnitt fällt die Schieferung des *Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneises* mit etwa 40 Grad nach Süden ein (Anh. 10).

Häufig liegt der *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* nicht kataklastisch vor. Besonders nahe des *Tonalits* und des *kataklastischen Granitoids* kann aber ein hoher Kataklastese grad der Einheit im Aufschlussmaßstab beobachtet werden. Am Schwendereck fällt dieser am stärksten aus. Störungsflächen weisen ein WE- oder NW-SE-Streichen auf und darauf befindliche Harnischstriemungen verlaufen oftmals sehr flach. Einige weisen allerdings

einen steilen Fallwinkel bis zu 70 Grad auf (Abb. 21A; Anh. 11). Die Störungsflächen schneiden die Schieferung des Gesteins zum Teil diskordant ab. Bis zu 15 cm mächtige, schieferungsdiskordante Quarz-Adern liegen außerdem im Gestein vor (Abb. 21B). Letztere weisen mitunter Boudinage-Strukturen auf. Zudem sind bis zu 5 cm mächtige Scherbahnen zu beobachten. Sie liegen konkordant zur Schieferung vor und stellen Ultrakataklasite aber stellenweise auch inkohesive Kakirite dar (Abb. 21D). Einige Vorkommen von foliiertem Störungsletten und *schwarzen Störungsgesteinen* treten in der Einheit auf (Abb. 20B, 21C). Die *schwarzen Störungsgesteine* kommen in Form von foliationsparallelen und foliationsdiskordanten, bis zu 1,5 cm mächtigen Adern vor und weisen gelegentlich deutliche Injektionsadern auf. Die Störungsletten und das *schwarze Störungsgestein* weisen zum Teil eine WE- oder NW-SE-Orientierung auf (Anh. 11). Zudem ist mitunter eine Faltung zu beobachten. Die Dimension der Amplitude und Wellenlänge dieser beträgt unter 1 m. Auch kommen Nord-, Süd- oder West-einfallende Scherflächen mit Streckungslinearen vor. Diese sind auch in großer Entfernung zum *Tonalit* und zum *kataklastischen Granitoid* zu finden. Sowohl die Scherflächen als auch die Streckungslineare fallen meist mit einem Winkel von 40 bis 50 Grad ein (Anh. 11). Aufgrund des hohen Phyllosilikatanteils und des gneisigen Gefüges an einigen Stellen kann das Gestein gut von den benachbarten Einheiten des *Tonalits* und des *kataklastischen Granitoids* abgegrenzt werden.

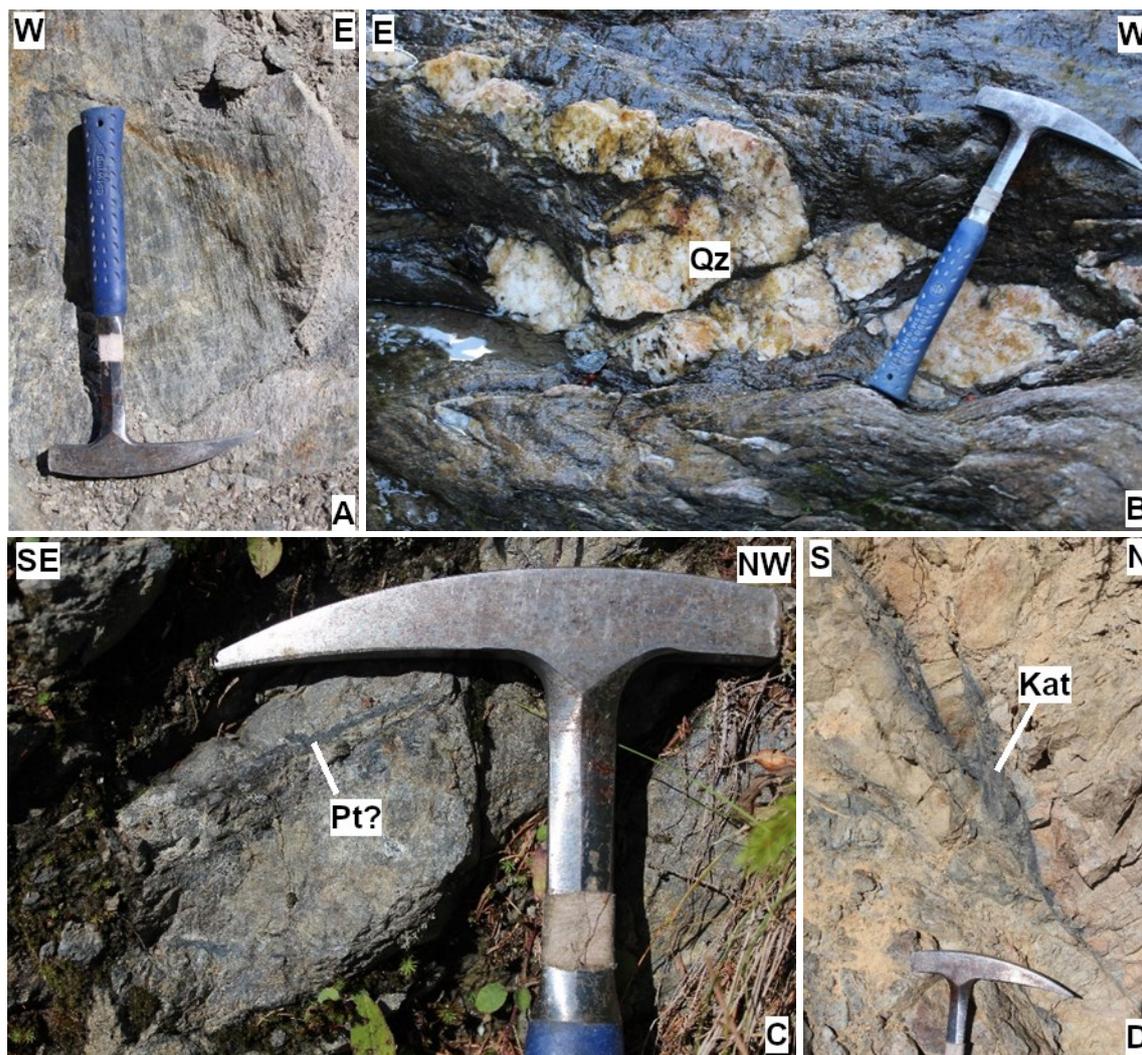


Abbildung 21: **A:** Störungsfläche mit Harnischstriemungen im *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis*. Aufschlussnummer: 10081010. **B:** Quarz-Ader (Qz). Aufschlussnummer: 21081050. **C:** *Schwarzes Störungsgestein* (Pt?) mit foliationsdiskordanter Injektionsader. Aufschlussnummer: 07081800. **D:** Scherbahnen mit Ultrakataklasiten (Kat). Aufschlussnummer: 08081730.

6.2.3 Störungszone des Periadriatischen Lineamentes (Känozoikum; Perm: rötlicher Sandstein)

6.2.3.1 Rötlicher Sandstein



Abbildung 22: Einziger Aufschluss im Kartiergebiet (links) und Handstück des *rötlichen Sandsteins* (rechts). Der Aufschluss ist stark kataklastisch und mit kleinen Bäumen und Sträuchern bewachsen. Er befindet sich etwa 400 m westlich vom Gipfel des Schwenderecks. Das Gefüge des *rötlichen Sandsteins* erscheint makroskopisch texturell isotrop. Der rötliche Sandstein weist eine rötliche bis rotgraue Farbe auf. Aufschlussnummer: 09081450.

Der *rötliche Sandstein* streicht lediglich in einem Aufschluss westlich des Schwenderecks mit einem Flächenanteil von unter 1 % im Kartiergebiet linsenförmig aus und wird von der Einheit des *kataklastischen Granitoids* und des *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneises* umschlossen. Die Mächtigkeit der Einheit beträgt maximal 40 m.

Der mit kleinen Sträuchern, Bäumen und Gräsern bewachsene Aufschluss liegt an einem Forststraßenanschnitt und nimmt eine Höhe von etwa 7 m und eine Breite von etwa 10 m ein (Abb. 22).

Der *rötliche Sandstein* weist keine Schieferung auf und sein Gefüge scheint makroskopisch texturell isotrop. Er verwittert rötlich bis leicht grünlich und im frisch angeschlagenen Zustand ist die Farbe rötlich bis rotgrau (Abb. 22). Er reagiert nicht mit Salzsäure und seine Korngröße umfasst die Ton- bis Feinkiesfraktion.

Die Mineralogie des carbonatfreien Gesteins setzt sich wahrscheinlich aus Phyllosilikaten (Chlorit und Hellglimmer), Feldspat und Quarz zusammen. Die rötliche Farbe ist vermeintlich auf eisenreiche Minerale zurückzuführen.

Das kataklastische Gestein ist von einem Kluftsystem durchzogen. Störungsflächen und Harischstriemungen sind in verschiedenen Orientierungen vorhanden.

Von den angrenzenden Einheiten kann der Sandstein aufgrund der stark unterschiedlichen, optischen Eigenschaften leicht abgegrenzt werden.

6.2.3.2 Tonalit



Abbildung 23: Repräsentativer Aufschluss des *Tonalits*. Das Gestein ist stellenweise inkohäsiv und von einem Netz aus Klüften durchzogen. Der Aufschluss befindet sich am Kircher Schwand. Aufschlussnummer: 16081950.

Der *Tonalit* ist mit einem Flächenanteil von etwa 4 % im Kartiergebiet vertreten und streicht WE-orientiert, etwa in der Mitte des Kartiergebietes immer wieder aus. Seine Mächtigkeit beträgt bis zu 190 m. Das Gestein kommt verzahnt mit dem *kataklastischen Granitoid* vor und wird oftmals linsenförmig von diesem umschlossen. Südlich grenzt die Kartiereinheit an das *kataklastische Gestein unbekannter Lithologie*.

Bis zu 10 m hohe und 30 m breite Aufschlüsse sind an Forststraßeneinschnitten aber auch in Flusseinschnitten zu finden (Abb. 23). Kleine Aufschlüsse von wenigen Metern Höhe und Breite wurden ebenfalls beobachtet. Sie sind meistens mit Gräsern bewachsen.

Das Gestein reagiert nur sehr vereinzelt leicht mit Salzsäure und weist an manchen Stellen eine Foliation auf, welche durch gelängte Quarz-Klasten sichtbar ist (Abb. 24, 25B). Teilweise erscheint es aber auch makroskopisch texturell isotrop. Der fein- bis grobkörnige *Tonalit* verwittert grünlich und im Handstück sind weiße, graue, schwarze und grünliche Komponenten erkennbar.

Die Mineralogie setzt sich demnach aus Quarz, Feldspat, Hornblenden, Glimmern und womöglich Chlorit und Epidot zusammen. Selten ist das Gestein leicht carbonathaltig.



Abbildung 24: Handstücke des *Tonalits*. Eine Foliation im *Tonalit* ist durch gelängte Quarz-Klasten (Qz) erkennbar (links). Eine geschnittene Fläche zeigt ein schwarzes *Störungsgestein* (Pt?; rechts). Das Handstück entspricht der Probe 20081230-1.

Die Foliation fällt größtenteils steil nach Norden oder Süden ein (Anh. 12).

Oftmals – aber nicht immer – kommt das Gestein stark kataklastisch vor (Abb. 23, 25). Häufig auftretende Störungsflächen sind WE- NW-SE- oder NS-orientiert und die darauf befindlichen Harnischstriemungen fallen stellenweise sehr flach, teilweise aber auch sehr steil ein (Abb. 25A; Anh. 12). Ein Netz aus feinen, wenigen Millimeter mächtigen Quarz-Adern durchzieht das Gestein. Zudem liegen *schwarze Störungsgesteine* und Vorkommen von foliiertem Störungsletten in der Einheit vor (Abb. 25C, D). Die *schwarzen Störungsgesteine* treten foliationsparallel und foliationsdiskordant in bis zu 2 cm mächtige, schwarzen Adern auf. Gelegentlich weisen sie deutliche Injektionsadern auf.

Der *Tonalit* kann durch die im Handstück erkennbaren Hornblenden vom *kataklastischen Granitoid* abgegrenzt werden.



Abbildung 25: **A:** Störungsfläche mit Harnischstriemungen im *Tonalit*. Aufschlussnummer: 15081100. **B:** Folierter *Tonalit* mit gelängtem Quarz (Qz). Aufschlussnummer: 16081715. **C:** Foliierte Störungsletten. Aufschlussnummer: 20081230. **D:** *Schwarzes Störungsgestein* (Pt?). Aufschlussnummer: 20081230.

6.2.3.3 Kataklastischer Granitoid



Abbildung 26: Repräsentativer Aufschluss (links) und schwarzes Störungsgestein (Pt?) des kataklastischen Granitoids (rechts). Der hohe Kataklastegrad des kataklastischen Granitoids ist erkennbar. Der Aufschluss befindet sich am Kircher Schwand. Aufschlussnummern: 11081330 (links) und 21081320 (rechts).

Der *kataklastische Granitoid* ist mit einem Flächenanteil von etwa 5 % im Kartiergebiet vertreten. So wie der *Tonalit* (Kap. 6.2.3.2) streicht es etwa in der Mitte des Kartiergebietes von Westen nach Osten immer wieder aus. Südlich grenzt es an das *kataklastische Gestein unbekannter Lithologie*. Es verzahnt mit dem *Tonalit* und das *kataklastische Gestein unbekannter Lithologie* kommt linsenförmig in der Einheit vor. Sowie der *phyllitische Ton- bis Siltschiefer* umstreicht die Einheit den *Quarzit-Schiefer* auf dem Schwendereck in einer Nordkurve. Die Mächtigkeit beläuft sich auf maximal 190 m.

Etwa die Hälfte der Aufschlüsse wurden an Forststraßeneinschnitten, die andere Hälfte in Flusseinschnitten gefunden. Meist sind die Aufschlüsse 3 bis 10 m hoch. Ihre Breite beträgt häufig über 10 m. Im Durchschnitt fallen sie jedoch kleiner aus, als die Aufschlüsse des *Tonalits* (Abb. 26) und sie sind häufig von Gräsern bedeckt.

Eine Foliation ist im *kataklastischen Granitoid* selten erkennbar. Oftmals ist das fein- bis grobkörnige Gestein makroskopisch textuell isotrop (Abb. 27). Es reagiert nur sehr vereinzelt leicht mit Salzsäure. Die grünliche Verwitterungsfarbe ähnelt der des *Tonalits* und im frisch angeschlagenen Zustand sind weiße, graue und grünliche Komponenten erkennbar.

Die Mineralogie setzt sich demnach hauptsächlich aus Quarz und Feldspat sowie möglicherweise Chlorit und Epidot zusammen. Hornblenden sind nicht erkennbar. Selten ist das Gestein leicht carbonathaltig.



Abbildung 27: Handstücke des *kataklastischen Granitoids*. Das Gestein ist stellenweise makroskopisch fast strukturell isotrop (links). Manchmal ist eine Foliation aber erkennbar (rechts). Im Übergang zum *kataklastischen Gestein unbekannter Lithologie* verzahnen granitoide Bänder mit dem *kataklastischen Gestein unbekannter Lithologie* (rechts).

Die Foliation des Gesteins fällt durchschnittlich mit etwa 45 Grad nach Südosten ein (Anh. 13).

Das Gestein liegt immer stark kataklastisch vor (Abb. 26), ist gelegentlich inkohäsiv und Störungsflächen mit Harnischstriemungen sind in verschiedene Orientierungen vorhanden (Anh. 13). Auch kommen einige Millimeter mächtige Quarz-Adern, *schwarze Störungsgesteine* (Abb. 26), einige Zentimeter mächtige Ultrakataklasite und Vorkommen von Störungsletten in der Einheit vor. Die *schwarzen Störungsgesteine* treten, wie im *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* (Kap. 6.2.2.1) und dem *Tonalit* (Kap. 6.2.3.2), foliationsparallel und foliationsdiskordant in bis zu 1,5 cm mächtigen, schwarzen Adern auf. Stellenweise weisen sie Injektionsadern auf.

Der Übergang zum *kataklastischen Gestein unbekannter Lithologie* verläuft fließend. Im Grenzbereich verzahnen granitoide Bänder in Dimensionen von wenigen Zentimetern und auch von wenigen Metern mit Bändern des *kataklastischen Gesteins unbekannter Lithologie*. An manchen Stellen kommt es zu Wechsellagerungen der beiden Lithologien (Abb. 27).

6.2.3.4 Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie



Abbildung 28: Repräsentativer Aufschluss des *kataklastischen Gesteins unbekannter Lithologie*. Es weist einen sehr hohen Kataklastegrad auf. Eine circa 1 m große Falte ist im Aufschluss zu sehen. Der Aufschluss befindet sich am Kircher Schwand. Aufschlussnummer: 17081330.

Einen Flächenanteil von etwa 7 % des Kartiergebietes nimmt das *kataklastische Gestein unbekannter Lithologie* ein. Es streicht südlich des *kataklastischen Granitoids* und des *Tonalits* aus. Häufig kommt es linsenförmig in beiden Einheiten vor. Wie der *phyllitische Ton- bis Siltschiefer* und der *kataklastische Granitoid* streicht dieses Gestein am Schwendereck in einer Nordkurve aus (Kap. 6.2.1.1, 6.2.3.3). Es ist im Kartiergebiet 60 bis 200 m mächtig.

Die an Forststraßen, in Fluss- und Taleinschnitten liegenden Aufschlüsse sind teilweise über 10 m hoch und mehrere 100 m breit. Wenige Meter große Aufschlüsse sind ebenfalls vorhanden (Abb. 28). Manchmal sind sie mit Gräsern und kleinen Sträuchern bewachsen. Häufig verändert sich die Vegetation mit zunehmender Nähe zum *kataklastischen Gestein unbekannter Lithologie*: Schachtelhalme und Farne werden zahlreicher. Des Weiteren bildet die Einheit an Bergkämmen und -Hängen einschneidende Täler.

Das *kataklastische Gestein unbekannter Lithologie* bricht scharfkantig bis blättrig. Vereinzelt reagiert es leicht mit Salzsäure. Eine wenige Millimeter weite, kompositionelle Bänderung liegt im fein- bis mittelkörnigen Gestein vor (Abb. 29). Die Verwitterungsfarbe ist bräunlich bis leicht grünlich und die Farbe ist hell- bis dunkelgrau.

Vermutlich erzeugen Minerale wie Chlorit und Epidot die leicht grünliche Farbe. Die Reaktion mit Salzsäure ist auf einen geringen Carbonatgehalt der Lithologie zurückzuführen.



Abbildung 29: Handstücke des *kataklastischen Gesteins unbekannter Lithologie*. Eine kompositionelle Bänderung (links) und eine grünliche Verwitterungsfarbe (rechts) ist zu erkennen.

Die gemessene Foliation fällt mit unterschiedlichen Fallwinkeln nach Norden, nach Süden und fast horizontal ein (Anh. 14).

Das Gestein ist extrem kataklastisch, an vielen Stellen inkohäsiv und weist zuweilen eine kakiritische Struktur auf, weshalb die Lithologie des Gesteins nicht bestimmt werden kann (Abb. 28). Aufgrund des hohen Kataklastesgrades können Störungsflächen häufig identifiziert werden. Da das Gestein häufig abgerutscht vorliegt, können diese aber nicht vermessen werden. Wenig gemessene Störungsflächen zeigen eine NE-SW-Orientierung und ein steiles Einfallen an (Anh. 14). Vorkommen von WE-orientierten, steil einfallenden Störungsletten in der Einheit und eine kleinräumige Faltung sind ebenfalls vorhanden. Die Dimension der Amplitude und Wellenlänge der Faltung beträgt dabei unter 1 m. An manchen Stellen biegt die Foliation innerhalb weniger Meter um. Das *kataklastische Gestein unbekannter Lithologie* weist demnach den höchsten Kataklastesgrad aller, im Kartiergebiet vorhandenen Einheiten auf.

Der Übergang des *kataklastischen Gesteins unbekannter Lithologie* zum *phyllitischen Ton- bis Siltschiefer*, zum *Tonalit* und zum *kataklastischen Granitoid* ist fließend. Zum *phyllitischen Ton- bis Siltschiefer* kann es durch seine größere Härte und seinen meist scharfkantigeren Bruch abgegrenzt werden. Die Abgrenzung zum *Tonalit* und zum *kataklastischen Granitoid* erfolgt durch die dunklere Farbe des *kataklastischen Gesteins unbekannter Lithologie*.

6.3 Tektonik

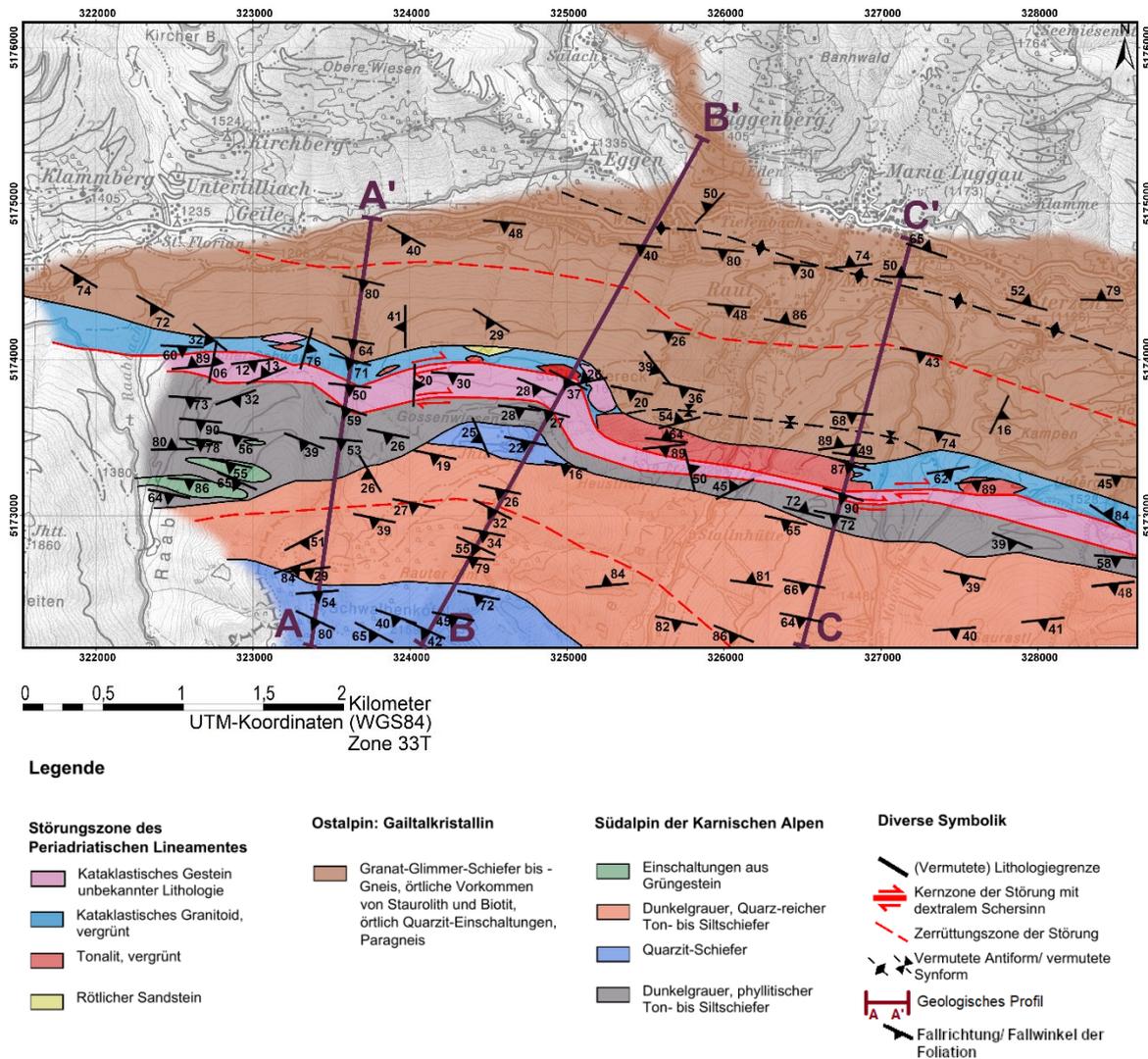


Abbildung 30: Vereinfachte, geologische Karte, welche im Zuge einer Detailkartierung bei Maria Luggau angefertigt wurde. Die Spuren der erstellten Profile sind eingezeichnet. Durch die Kartierung konnte eine Kern- und eine Zerrüttungszone der Pustertal-Gailtal-Linie im Kartiergebiet festgelegt werden. Es wurden die Gefügewerte, welche durch die Streichlinienkonstruktion ermittelt wurden, und die im Gelände gemessenen Gefügewerte abgetragen. Für die Darstellung der Gefügewerte wurden teilweise Durchschnittswerte verwendet. Eine detaillierte Ausführung der Karte im Maßstab 1:10000 befindet sich im Anhang 1. Diese weist alle Gefügewerte auf und lässt eine Zuordnung der Aufschlüsse zu den Aufschlussnummern zu.

6.3.1 Einfluss der Periadriatischen Störungszone

In fast allen kartierten Einheiten sind strukturelle Hinweise auf eine spröde Deformation sichtbar. Diese lässt sich auf die tektonischen Bewegungen an der Pustertal-Gailtal-Linie zurückführen. Die Interpretation der unterschiedlichen Deformationsintensitäten aller kartierbaren Einheiten und die damit verbundene Änderung in der Morphologie der Landschaft und der Vegetation lassen die Lokalisierung der Störungszone im Gelände zu.

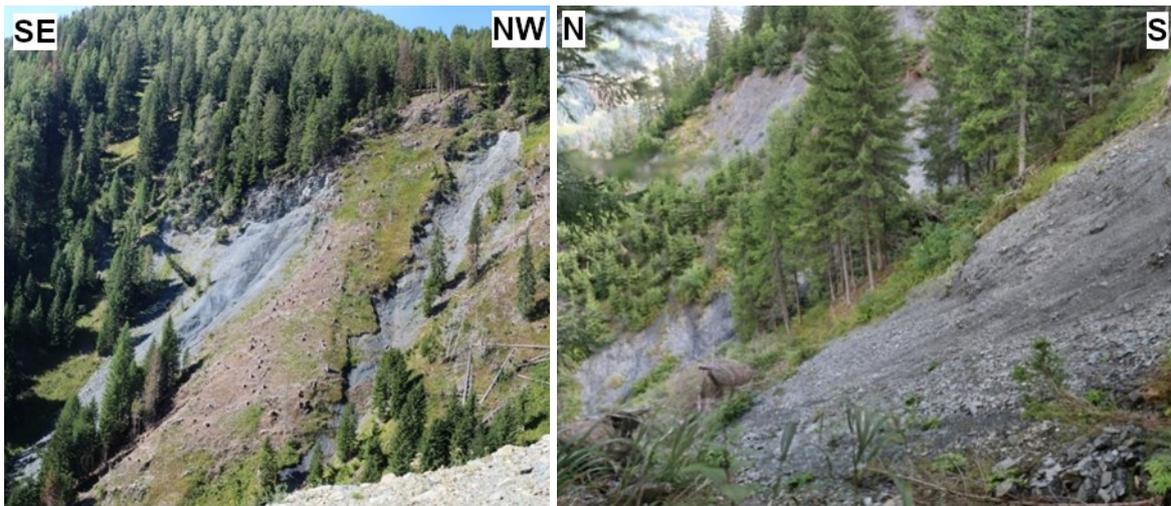


Abbildung 31: Kernzone der Störung. Durch den hohen Kataklysegrad, die damit einhergehende mechanische Zerkleinerung der Gesteine und die, dem zu Folge geringe Verwitterungsresistenz, bildet die Störung morphologische Einschnitte im Gelände. Links: Blick von NE auf den Graben zwischen dem Schwendereck und dem Schwalbenkofel. Aufgenommen auf dem Schwendereck (von Aufschluss 12081000). Rechts: Blick von W auf den Graben zwischen dem Schwendereck und dem Schwalbenkofel. Aufgenommen etwa 200 m SW des Gipfels des Schwenderecks.

Die größte Intensität an lokalisierter, spröder Verformung ist in dem Bereich zu beobachten, in dem das *kataklastische Gestein unbekannter Lithologie* (Kap. 6.2.3.4) ausstreicht (Abb. 31). Hier ist das Gestein stark mechanisch zerkleinert, sodass der Protolith makroskopisch nicht identifiziert werden kann. Das kataklastische Gestein ist stellenweise inkohäsiv, weist kakiritische Strukturen, Störungsflächen mit Harnischstriemungen in vielen verschiedenen Richtungen, Vorkommen von Störungsletten und eine im Aufschlussmaßstab umbiegende Foliation auf. Schachtelhalme und Farne werden in dieser Zone zahlreicher und auf den Bergkämmen sowie an den Berghängen bilden sich Taleinschnitte (Abb. 31, 32). Diese Zone kann daher als Kernzone der Pustertal-Gailtal-Linie der Periadriatischen Störungszone im Kartiergebiet festgelegt werden (Abb. 30, Anh. 1). Neben dem hohen Deformationsgrad des Gesteins, kann die Kernzone der Störung durch den morphologischen Einschnitt des *kataklastischen Gesteins unbekannter Lithologie* (Abb. 32) und die veränderliche Vegetation verfolgt werden.

Das Periadriatische Lineament ist im Kartiergebiet demnach WE- bis NW-SE-orientiert.

Da es sich in der Kernzone der Pustertal-Gailtal-Linie im Kartiergebiet um den Grenzbereich des *Tonalits* und des *kataklastischen Granitoids* im Norden und des südalpinen *phyllitischen Ton- bis Siltschiefers* im Süden handelt, kann vermutet werden, dass das *kataklastische Gestein unbekannter Lithologie* aus diesen lithologischen Einheiten hervorgegangen ist. Die Gesteine wurden demnach so stark zerschert, dass ihre Protolithe nicht mehr erkennbar sind. Dies wird auch an der Verzahnung und dem unscharfen Übergangsbereich des *kataklastischen Gesteins unbekannter Lithologie* mit dem *Tonalit* und dem *kataklastischen Granitoid* sowie dem *phyllitischen Ton- bis Siltschiefer* deutlich, welche im Aufschluss- bis Handstückmaßstab beobachtet werden kann (Kap. 6.2).

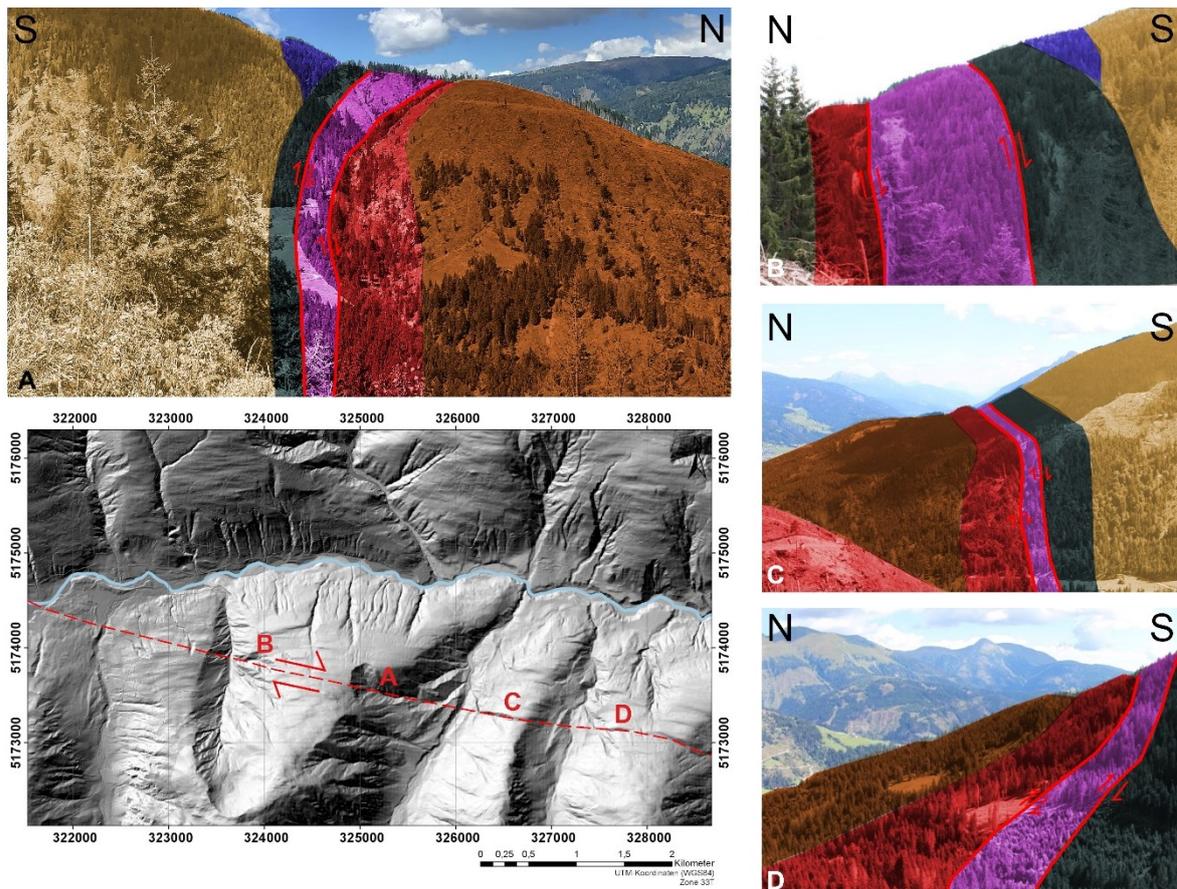


Abbildung 32: Morphologischen Einschnitte der Störungszone im Gelände und im digitalen Geländemodell des Landes Kärnten (2022). **A:** Blick von Osten nach Westen auf das Schwendereck. Aufgenommen am westlichen Fuße des Mitterling (von Aufschluss 07081650). **B:** Blick von Westen nach Osten auf das Schwendereck. Aufgenommen am östlichen Hang des Kircher Schwands (von Aufschluss 17081330). **C:** Blick von Westen nach Osten auf den Mitterling. Aufgenommen vom Gipfel des Schwenderecks (von Aufschluss 14081250). **D:** Blick von Westen nach Osten auf das Saurastl. Aufgenommen vom östlichen Hang des Mitterling (von Aufschluss 16081130).

Der *kataklastische Granitoid*, der *phyllitische Ton- bis Siltschiefer* und einige Linsen des *kataklastischen Gesteines unbekannter Lithologie*, die nicht der Kernzone zuzuordnen sind, sind demnach ebenfalls stark von der Spröddeformation betroffen. Zusätzlich weist der, vom *kataklastischen Granitoid* umschlossene, *rötliche Sandstein* deutliche Spröddeformationsstrukturen auf. Etwas weniger stark deformiert sind der *Tonalit*, Teile des *Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneis* und des *Ton- bis Siltschiefers*. Hier liegen lokalisiert inkohäsive Bereiche (im *kataklastischen Gestein unbekannter Lithologie*, *kataklastischen Granitoid*, *phyllitischen Ton- bis Siltschiefer* und *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis*), Ultrakataklasite (im *kataklastischen Granitoid* und *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis*) und Störungsletten (im *kataklastischen Granitoid*, *Tonalit*, *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* und *phyllitischen Ton- bis Siltschiefer*) vor. Störungsflächen mit Harnischstriemungen, welche in allen kataklastischen Einheiten vorkommen, entsprechen mit einem WE- oder NW-SE-Streichen (im *Tonalit*, *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis*, *Ton- bis Siltschiefer*, *phyllitischer Ton- bis Siltschiefer*) häufig etwa dem Streichen der Pustertal-Gailtal-Linie und fallen steil, bis mittelsteil ein. Die Harnischstriemungen fallen dabei meist sehr flach (im

Tonalit, Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis, Ton- bis Siltschiefer, phyllitischer Ton- bis Siltschiefer), gelegentlich auch über 70 Grad steil ein (im *Tonalit, Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis*). NS- und SW-NE-Streichende Störungsflächen (im *Tonalit, Ton- bis Siltschiefer*) sind möglicherweise auf Riedel-Störungsflächen zurückzuführen. In stark kataklastischen Bereichen liegen Störungsflächen mit Harnischstriemungen in sämtlichen Orientierungen vor (im *kataklastischen Granitoid, rötlichen Sandstein*). Dies ist auf die starke Scherung zurückzuführen. Wenige Millimeter (im *kataklastischen Granitoid, Tonalit*) und bis zu 15 cm mächtige, faserige Quarz-Adern (im *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis, Grüngestein, Ton- bis Siltschiefer, phyllitischen Ton- bis Siltschiefer*) sind in fast allen kataklastischen Gesteinen (inklusive *Grüngestein*, außer *rötlicher Sandstein*) zu finden. Zudem sind im *phyllitischen Ton- bis Siltschiefer* bruchhafte S-C-Strukturen vorhanden. *Schwarze Störungsgesteine* kommen im *kataklastischen Granitoid*, im *Tonalit* und im *Granat-Glimmer-Schiefer bis Gneis* vor. Diese sprödeformierte Zone, welche auf die Bewegung an der Periadriatischen Störungszone zurückzuführen ist, kann als Zerrüttungszone definiert werden (Abb. 30, Anh. 1). Die Zerrüttungszone des Periadriatischen Lineamentes reicht im Norden maximal 650 m in den *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* und im Süden maximal 800 m in den *Ton- bis Siltschiefer* hinein. Oftmals tritt sie allerdings deutlich schmaler auf. Auch innerhalb der Zerrüttungszone gibt es Bereiche, welche keine oder nur sehr wenige, spröde Deformationsstrukturen aufweisen und Bereiche, die besonders deformiert sind. Dies ist auf die inhomogen verteilte Deformationsintensität und das bevorzugte Angreifen der Deformation an inkompetenten Gesteinen zurückzuführen. So wurden in der lithologischen Einheit des *Quarzit-Schiefers*, welche linsenförmig innerhalb der Zerrüttungszone ausstreicht und eine hohe Kompetenz aufweist, kaum Sprödeformationsstrukturen gefunden. Ebenfalls lassen sich die variablen Schichtmächtigkeiten der verschiedenen Lithologien auf die heterogen verteilte Deformationsintensität zurückführen (Abb. 30, 33; Anh. 1, 2). Die Deformationsintensität nimmt mit zunehmender Entfernung zur Störungszone ab.

Die Quarz-Adern in den südalpinen Einheiten und im Gailtalkristallin sind aufgrund ihrer faserigen Struktur, welche auf die Wuchsform von außen nach innen zurückzuführen ist, magmatischen und nicht sedimentären Ursprungs. Da sie zur Kernzone des Periadriatischen Lineamentes hin zahlreicher erscheinen, steht ihre Entstehung möglicherweise im Zusammenhang mit der Intrusion der Plutonite (*kataklastischer Granitoid, Tonalit*) und ist auf hydrothermale Fluide zurückzuführen. Die Boudinage-Strukturen sind dabei nicht duktil, sondern spröde durch Scherung angelegt.

Über die Zerrüttungszone hinaus sind vereinzelt weitere Sprödeformationsstrukturen sichtbar, welche möglicherweise auf die Periadriatische Störungszone zurückzuführen sind.

Das verzahnte Ausstreichen des *kataklastischen Gesteins unbekannter Lithologie*, des *kataklastischen Granitoids* und des *Tonalits* untereinander sowie die stärker auftretenden Deformationsstrukturen innerhalb des *kataklastischen Granitoids* im Vergleich zum *Tonalit* lässt verschiedene Entstehungsinterpretationen zu. Sowohl der *Tonalit* als auch der *kataklastische Granitoid* stellen plutonische Intrusionen dar (Kap. 3). Es ist möglich, dass die jeweiligen Plutonite aus Schmelzen unterschiedlicher, chemischer Zusammensetzung entstanden. Dies könnte die unterschiedlich intensiven Auswirkungen der Spröddeformation innerhalb der kartierbaren Einheiten zur Folge haben. Die Entstehung der Einheiten aus einem identischen Ausgangsgestein und die spätere inhomogene metamorphe Überprägung ist ebenfalls möglich. Diese Interpretation erscheint plausibel, da auch andere lithologische Einheiten inhomogene Deformationsverteilungen zeigen und Verformung häufig lokalisiert auftritt. Die Einheiten wären demnach alle tonalitischer Zusammensetzung, was aufgrund des hohen Kataklastisierungsgrades im *kataklastischen Granitoid* und im *kataklastischen Gestein unbekannter Lithologie* nicht zu erkennen ist.

6.3.2 Großräumige Strukturen und Orientierung der Periadriatischen Störungszone im Kartiergebiet

Die kartierbaren Einheiten streichen von Westen nach Osten, an manchen Stellen auch von Westnordwesten nach Ostnordosten aus. Dabei trennt die Kernzone der Pustertal-Gailtal-Linie der Periadriatischen Störungszone den *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* des ostalpinen Gailtalkristallins im Norden von den südalpinen Einheiten (Kap. 3).

Die Kernzone fällt am Seebach im Westen des Kartiergebietes mit etwa 60 Grad nach Süden, am Schwendereck im Zentrum mit etwa 30 Grad nach Süden und bei Moos im Osten senkrecht ein (Abb. 33; Anh. 2). Die im Gelände gemessenen Fallwinkel der Foliation stimmen dabei näherungsweise mit den, anhand des Kartenblattes mittels Streichlinienkonstruktionen ermittelten Fallwinkel überein (Anh. 2, 16, 18, 20). Es ist möglich, dass die geringen Abweichungen dabei auf eine Rotation einzelner Blöcke während der Scherung an der Störungszone zurückzuführen sind, wodurch im Gelände lokal abweichende Foliationen auftreten.

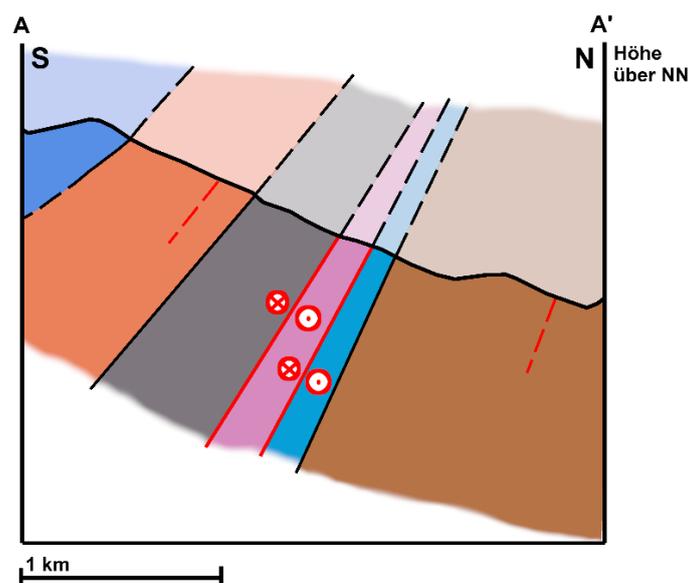
Der *Tonalit* und der *kataklastische Granitoid* kommen Störungsparallel im Kartiergebiet vor. Der *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* und der *phyllitische Ton- bis Siltschiefer* werden bei Moos im Osten des Gebietes diskordant von der Störung abgeschnitten. Am Seebach im Westen und am Schwendereck im Zentrum verläuft die Störung jedoch näherungsweise Schichtparallel.

Am Schwendereck im Zentrum des Kartiergebietes grenzt eine Antiform im *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* an die Störungszone. Bei Moos liegt zusätzlich zu der dort engräumiger verfalteten Antiform eine südlich angrenzende Synform vor, welche diskordant

von der Störung abgeschnitten wird. Im restlichen Kartiergebiet wird diese vollständig von der Pustertal-Gailtal-Linie abgeschnitten. Es ist zu vermuten, dass der südliche Schenkel der Antiform auch im Westen des Kartiergebietes, am Seebach, vorliegt. Die Faltenachse befindet sich dort aber außerhalb des Kartiergebietes. Der *Quarzit-Schiefer* bildet am Schwendereck ein linsenförmiges Vorkommen im *Ton- bis Siltschiefer* und streicht im Süden des Kartiergebietes erneut aus. Möglicherweise stellt auch das südliche Vorkommen einen linsenförmigen Einschluss im *Ton- bis Siltschiefer* da. Kartiergebietsübergreifende Hinweise dafür sind auf dem Kartenblatt *Obertilliach 196* der Geologischen Bundesanstalt (1997) zu finden. Diese Vorkommen sind womöglich auf ein, sich temporär änderndes Sedimentmaterial während der Ablagerung und auf paläogeographisch bedingte Ablagerungsunterschiede zurückzuführen. Der *phyllitische Ton- bis Siltschiefer* sowie die Störungszone der Pustertal-Gailtal-Linie umstreichen die *Quarzit-Schiefer*-Linse am Schwendereck in einer nach Norden ausweichenden Kurve.

Eine strukturelle Änderung der Orientierung der Störungszone äußert sich durch die Verflachung der Störungszone am Schwendereck und die Nordkurve um die *Quarzit-Schiefer*-Linse. Diese ist wahrscheinlich auf ein Ausweichen der Störungszone um die deutlich härtere und kompetentere Lithologie des *Quarzit-Schiefers*, im Vergleich zu den inkompetenteren Umgebungsgesteinen, zurückzuführen. Eine niedrigkrustale Anpassung der Störungszone an die Orientierung der süd- und ostalpinen Schichten ist die Folge davon. Zusätzlich wird der *phyllitische Ton- bis Siltschiefer* durch die *Quarzit-Schiefer*-Linse verdrängt.

Seebach-Profil von A nach A'



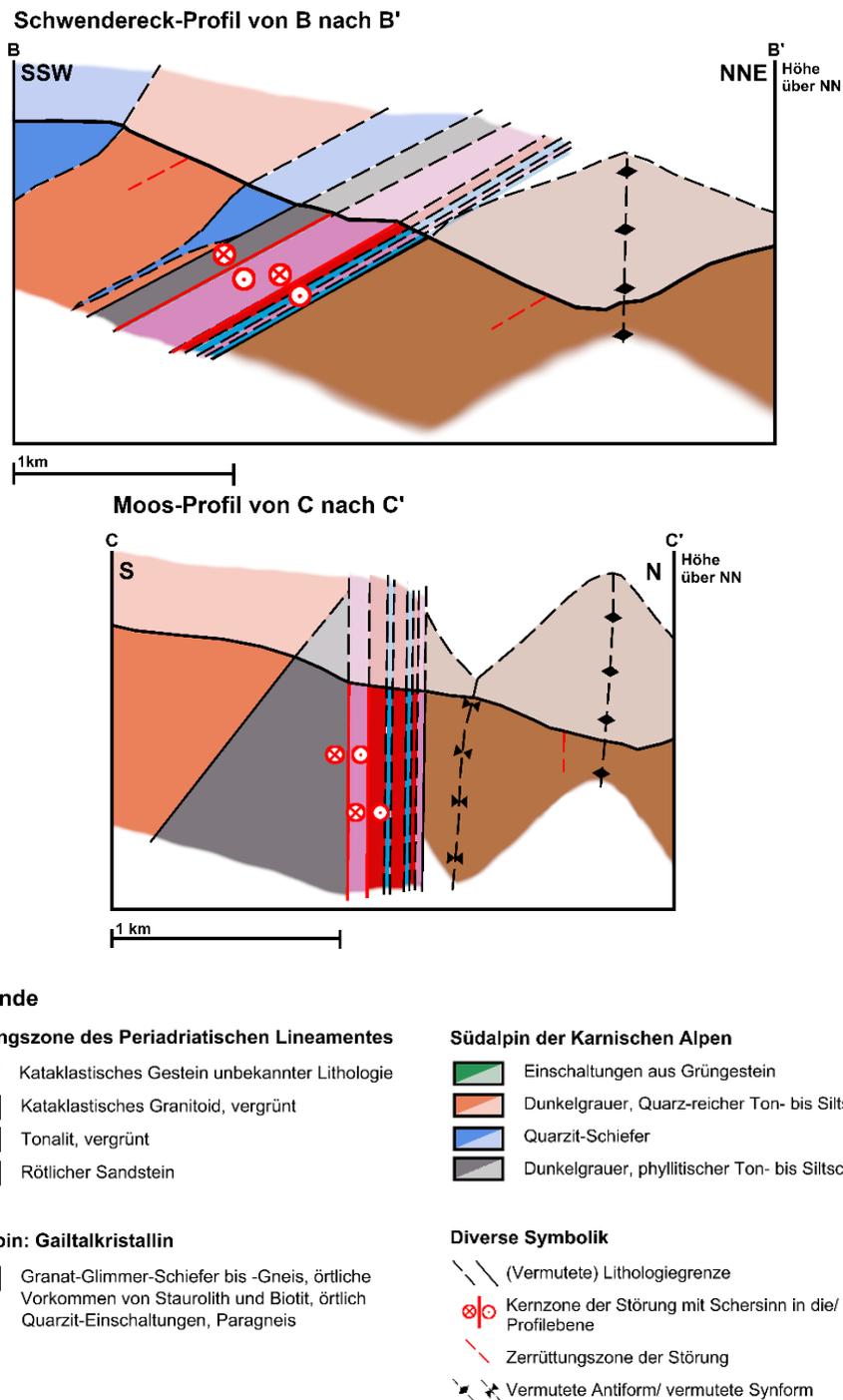


Abbildung 33: Schematische Darstellungen der drei konstruierten geologischen Untergrundprofile (Seebach-, Schwendereck-, Moos-Profil), welche das Kartiergebiet NS-streichend durchschneiden. Der Einfluss der Störungszone auf die Morphologie des Geländes ist in den Profilen sichtbar. Die vollständigen geologischen Profile mit den eingetragenen Gefügewerten befinden sich im Anhang 2. Im Anhang 1, 15, 17 und 19 befinden sich die, anhand des erstellten Kartenblattes an den Ausbisslinien konstruierten Streichlinien der Lithologiegrenzen und die daraus ermittelten Fallwerte. Anhang 16, 18 und 20 zeigt die Umrechnung der scheinbaren Fallwinkel der Foliation aus den, im Gelände gemessenen Gefügewerten. Das Seebach-Profil befindet sich im Westen des Kartiergebietes. Hier fällt die Störungszone mit etwa 60 Grad nach Süden. Das Schwendereck-Profil befindet sich im Zentrum des Kartiergebietes. Hier fällt die Störungszone mit etwa 30 Grad flach nach Süden ein. Ein linsenförmiges Vorkommen des *Quarzit-Schiefers* am Schwendereck ist vorhanden und im *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* liegt eine Antiform vor. Das Moos-Profil befindet sich im Osten des Kartiergebietes. Die Störungszone fällt hier vertikal ein und schneidet die angrenzenden, südalpinen und ostalpinen Schichten diskordant ab. Im *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* ist eine Syn- und eine Antiform zu sehen.

6.3.3 Hinweise auf Pseudotachylite im Kartiergebiet

Hinweise auf Pseudotachylite im Kartiergebiet sind im *Tonalit*, im *kataklastischen Granitoid* und im *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* vorhanden (Kap. 6.2.2.1, 6.2.3.2, 6.2.3.3). Die Vorkommen *schwarzer Störungsgesteine* werden näher zur Kernzone zahlreicher (Abb. 30, Anh. 1). Bei den grünschwärzen Adern im *Grüngestein* handelt es sich aufgrund der grünlichen Farbe und dem Fehlen von Injektionsadern mutmaßlich nicht um Pseudotachylite. In den südalpinen Einheiten liegen keine Hinweise auf Pseudotachylite vor.

Die makroskopische Evidenz der Vorkommen kann, aufgrund des foliationsparallelen und foliationsdiskordanten Auftretens, dem zuweilen scharfen Rand der Adern zum Umgebungsgestein, sowie dem Vorkommen von Injektionsadern in einigen Handstücken, als erheblich eingeschätzt werden.

Weitere Vorkommen *schwarzer Störungsgesteine* im *kataklastischen Gestein unbekannter Lithologie* können nicht ausgeschlossen werden, da sie in dem Gestein aufgrund der dunklen Farbe und des hohen Kataklastegrades nicht zu erkennen sind. Auch in anderen Gesteinen sind die feinen, schwarzen Adern aufgrund der Kataklaste und der Verwitterungsstrukturen häufig nicht erkennbar. An Flusseinschnitten wurden daher prozentual die meisten *schwarzen Störungsgesteine* gefunden, was gegebenenfalls auf die Erosion der Gesteine durch das Wasser und die folglich polierten Oberflächen dieser zurückzuführen ist. Es ist daher von einem weitaus größeren Vorkommen *schwarzer Störungsgesteine* im Kartiergebiet auszugehen.

Kritisch zu betrachten ist, dass die *schwarzen Störungsgesteine* teilweise vergesellschaftet mit Quarz-Adern auftreten. Es ist demnach möglich, dass es sich bei den schwarzen Adern um die, bei der Intrusion heißer Fluide entstehenden Alterationszonen – die Aufschmelzungszonen um die Quarz-Adern herum – handelt. Dies wurde durch weitere mikroskopische Untersuchungen überprüft.

7 Petrographie und Mikrogefüge

Tabelle 4: Besonderheiten der Dünnschliffe, die petrographisch und mikrostrukturell mit dem Polarisationsmikroskop, der Raman-Spektroskopie, der Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse und dem Rasterelektronenmikroskop untersucht wurden. Die Polarisationsmikroskopischen Untersuchungen der Dünnschliffe 20UK06, 20UK07-A, 20UK09-A und -B erfolgten in der vorangestellten Arbeit und wurden hier nach Bühlhoff (2022) übernommen.

Bezeichnung der Probe	Kartierbare Einheit	μ XRF	REM	Raman-Spektroskopie
07081800	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis	Schwarzes Störungsgestein: -enthält Si, Fe, Al, K, Ti, Ca → Zusammensetzung vermutlich: Phy (vor allem Wmca) und Fsp -Klasten aus Qz und Fsp -Ca antikorreliert mit Fe und Ti -Kompositionelle Bänderung -quarzreiche Bereiche	Schwarzes Störungsgestein: -teilweise scharfer Rand zum Umgebungsgestein -Matrix zeigt an manchen Stellen keine Körner -teilweise helle und dunkle Matrix -keine stöchiometrisch eindeutige, mineralogische Zusammensetzung der Matrix vorhanden (vermutlich Gemisch aus Fsp und Phy) -kompositionelle Veränderung der Matrix -teilweise gut gerundete Klasten aus Qz, Sa, Zrn, Ant/ Rt, Ap	-
Besondere mikrostrukturelle Merkmale: anastomosierende Foliation; Qz gelängt; Subkornrotation von Qz; Qz und Fsp undulös; umgebogene Zwillinglamellen in Fsp; kataklastisch Schwarzes Störungsgestein: foliationsparallele und -diskordante, dunkle Ader; Injektionsader; optisch isotrope Bereiche; foliiert; scharfer Rand zum Umgebungsgestein schneidet Qz, Fsp und Phy ab; grobkörnigere Lagen in Ader; gut gerundete Klasten aus Qz und Fsp mit korrodiertem Rand; Sphärolithe; von mikrokristallinen Mineralen durchzogen; verheilte Risse mit Phy und Ox/Hox/Sul				
20081230-1	Tonalit	nicht ausgewertet	-	-
Besondere mikrostrukturelle Merkmale: undeutliche, anastomosierende Foliation; Qz gelängt; „Bulging“ im Qz; Adern mit faserigem, hypidiomorphem Qz; Qz undulös; kataklastisch Schwarzes Störungsgestein: größtenteils foliationsparallele, dunkle Ader; unscharfer Rand zum Umgebungsgestein; mäßig gerundete Klasten aus Qz und Fsp; von mikrokristallinen Mineralen durchzogen; verheilte Risse mit Phy und Ox/ Hox/ Su				
20081230-2	Tonalit	nicht ausgewertet	-	-
Besondere mikrostrukturelle Merkmale: undeutliche, anastomosierende Foliation; Qz gelängt; „Bulging“ von Qz; Qz undulös; kataklastisch Schwarzes Störungsgestein: foliationsdiskordante dunkle Ader; unscharfer Rand zum Umgebungsgestein; mäßig bis schlecht gerundete Klasten aus Qz und Fsp; Verheilte Risse mit Phy und Ox/Hox/Sul				
20081300	Kataklastischer Granitoid	Schwarzes Störungsgestein: -enthält Si, Al, Fe, K, Na, Mg, Ti, Mn →Zusammensetzung vermutlich: Phy (vor allem Wmca) und Fsp -Klasten aus Qz und Fsp -Ca-Adern -Mn und Fe sind häufig vergesellschaftet -Mn und Fe antikorrelieren mit Ti -kompositionelle Bänderung	Schwarzes Störungsgestein: -etwas unscharfer Rand zum Umgebungsgestein -Matrix setzt sich aus feinen Körnern zusammen -keine stöchiometrisch eindeutige, mineralogische Zusammensetzung der Matrix vorhanden (vermutlich Gemisch aus Fsp und Phy) -angulare Klasten aus Qz, Ab, Ano, Sul, Ap, Ant/ Rt und Zrn	-
Besondere mikrostrukturelle Merkmale: undeutliche, anastomosierende Foliation; Qz gelängt; Qz rekristallisiert; Qz undulös; kataklastisch Schwarzes Störungsgestein: foliationsparallele und -diskordante dunkle Ader; Injektionsader; optisch isotrope Bereiche; foliiert; scharfer Rand zum Umgebungsgestein; gut gerundete Klasten aus Qz und Fsp mit korrodiertem Rand; foliationsorthogonale verheilte Risse mit Cb und Phy; von mikrokristallinen Mineralen durchzogen				
20UK06	Vergleichbar mit Kataklastischem Granitoid	nicht ausgewertet	-	Schwarzes Störungsgestein: -Klasten aus Qz, Ant -C vorhanden
Besondere mikrostrukturelle Merkmale: anastomosierende Foliation; σ -Typ-Klasten von Qz; Qz gelängt; Qz undulös; kataklastisch Schwarzes Störungsgestein: optisch isotrope Bereiche; scharfer Rand zum Umgebungsgestein; Boudin-förmig, gut gerundete Klasten aus Qz und Fsp; foliationsorthogonale, verheilte Risse mit Ox/Hox/Sul				

20UK07-A	Vergleichbar mit Kataklastischem Gestein unbekannter Lithologie	nicht ausgewertet	-	Schwarzes Störungsgestein: -Klasten aus Qz, Ant -C vorhanden →Def.T.: etwa 366°C
Besondere mikrostrukturelle Merkmale: undeutliche Foliation; Qz gelängt; Qz undulös; Qz rekristallisiert; kataklastisch Schwarzes Störungsgestein: optisch isotrope Bereiche; scharfer Rand zum Umgebungsgestein; größtenteils foliationsparallel; verheilte Risse mit Cb, Phyl und Ox/ Hox/ Sul				
20UK09-A	Kataklastischer Granitoid	-	-	nicht messbar (Fluoreszenz)
Besondere mikrostrukturelle Merkmale: anastomosierende Foliation; Qz gelängt; „Bulging“ in Qz; Qz undulös; kataklastisch Schwarzes Störungsgestein: polyphase Scherbahnen; mäßig gerundete Klasten aus Qz und Fsp				

7.1 Polarisationsmikroskopie

Die Proben 20UK06, 20UK07-A bis -D, 20UK09-A und -B von der Pustertal-Gailtal-Linie wurden in der vorhergehenden Arbeit nach Bühlhoff (2022) umfassend beschrieben und analysiert. Im Folgenden wurden die Dünnschliffe 07081800, 20081230-1, 20081230-2 und 20081300 hinsichtlich ihrer Mineralogie, ihres Gefüges und auf das Vorkommen von Pseudotachyliten untersucht.

Die Minerale Epidot und Klinozoisit sowie Oxide, Hydroxide und Sulfide konnten polarisationsmikroskopisch aufgrund der geringen Korngröße und der fehlenden Unterscheidungsmerkmale nicht differenziert werden.

7.1.1 Granat-Glimmer-Schiefer- bis Gneis (Probe 07081800)

Der Mineralbestand der Probe 07081800, welche dem *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* zugeordnet wurde (Kap. 6.2.2.1), setzt sich aus Quarz, Feldspat, Biotit, Hellglimmer, Chlorit, Granat, Epidot/ Klinozoisit, Oxiden/ Hydroxiden/ Sulfiden, Zirkon, Apatit und opaken Mineralen zusammen (Tab. 5).

Tabelle 5: Übersicht und geschätzte mineralogische Zusammensetzung der Probe 07081800. Der geschätzte Anteil des *schwarzen Störungsgesteines* (Pt?) beträgt 15 %.

Schliff-bezeichnung	Durchschnittliche Korngröße	Qz	Fsp	Bt	Wmca	Chl	Grt	Ep/ Kzo	Ox/ Hox/ Sul	Zrn, Ap	Opq	Pt?
07081800	<0,002 – 6 mm	40%	30%	5%	5%	<5%	<5%	<5%	<5%	<1%	<5%	15%

Mikroskopisch wird eine Heterogenität der Korngröße, welche von fein- bis grobkörnig (unter 0,002 bis etwa 6 mm) reicht, sichtbar. Das textuell anisotrope Gestein zeigt eine anastomosierende Foliation, welche etwa 0,2 bis 2 mm weit ist. In der Mitte des Dünnschliffes wird es von einer foliationsparallelen und einer davon verzweigenden, foliationsdiskordanten, dunklen Ader zerschnitten (Abb. 35). Diese wird im Folgenden als *schwarzes Störungsgestein* bezeichnet.

Quarz kommt fein- bis grobkörnig (unter 0,002 bis etwa 6 mm) vor. Die größtenteils schlecht gerundeten Klaster sind mosaikartig zerbrochen, wobei die meisten transgranularen Mikrobrüche senkrecht und parallel zur Foliation auftreten. Eine linsenförmige Längung entsprechend der Foliation ist durch die kohäsiven Klaster erkennbar. Foliationsorthogonale Flüssigkeitseinschluss-Pfade und eine starke undulöse Auslöschung liegen vor. Quarz ist fast vollständig in Form von Subkornrotation rekristallisiert und weist suturierte Korn- und Subkorn Grenzen auf (Abb. 34A; Anh. 21). Phyllosilikate wie Biotit und Hellglimmer sind an manchen Stellen in die Quarz-Klaster eingeschlossen.

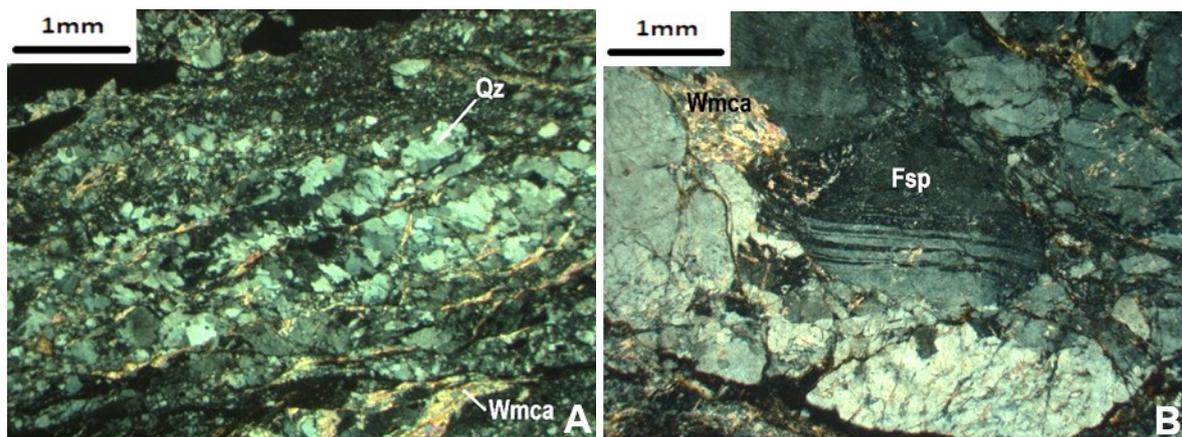


Abbildung 34: Polarisationsmikroskopische Aufnahmen von deformiertem Quarz (Qz; A) und Feldspat (Fsp; B) im *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis*. In kreuzpolarisiertem Licht. Die entsprechenden Aufnahmen in linear polarisiertem Licht befinden sich in Anhang 21. Dünnschliff: 07081800. **A:** Mit Hellglimmer verheilte Risse überprägen rekristallisierten, undulös auslöschenden Quarz. **B:** Feldspat mit Hellglimmer-Einschlüssen. Die polysynthetische Albit-Verzwilligung biegt leicht um.

Feldspat kommt ebenfalls fein- bis grobkörnig (von 0,002 bis etwa 6 mm) vor. Die Klaster sind mosaikartig zerbrochen. An der polysynthetischen Verzwilligung ist das häufige Vorkommen von Albit (Plagioklas) erkennbar (Abb. 34B; Anh. 21). Die Zwillingslamellen treten gelegentlich umgebogen auf. Entsprechend der Spaltflächen der Plagioklas-Wirskristalle ist in den Klaster Hellglimmer (vermutlich Serizit) angelagert. Auch Feldspat zeigt eine undulöse Auslöschung.

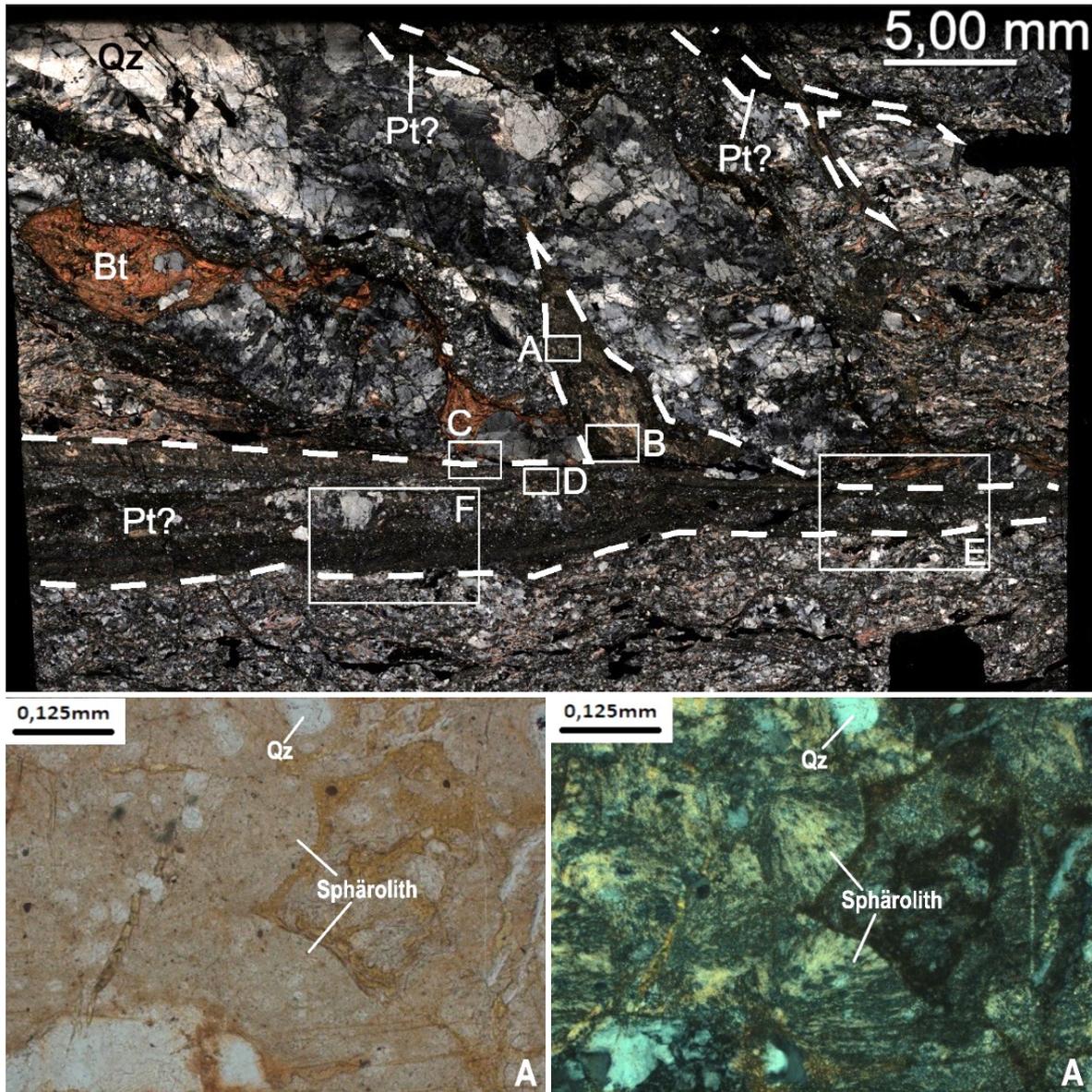
Ein fein- bis mittelkörniges, optisch isotropes Mineral, welches im Hellfeld braun erscheint und eine hohe Lichtbrechung aufweist, stellt **Granat** dar (Abb. 35D). Er tritt vollkommen zerbrochen auf und ist meist mit Chlorit vergesellschaftet.

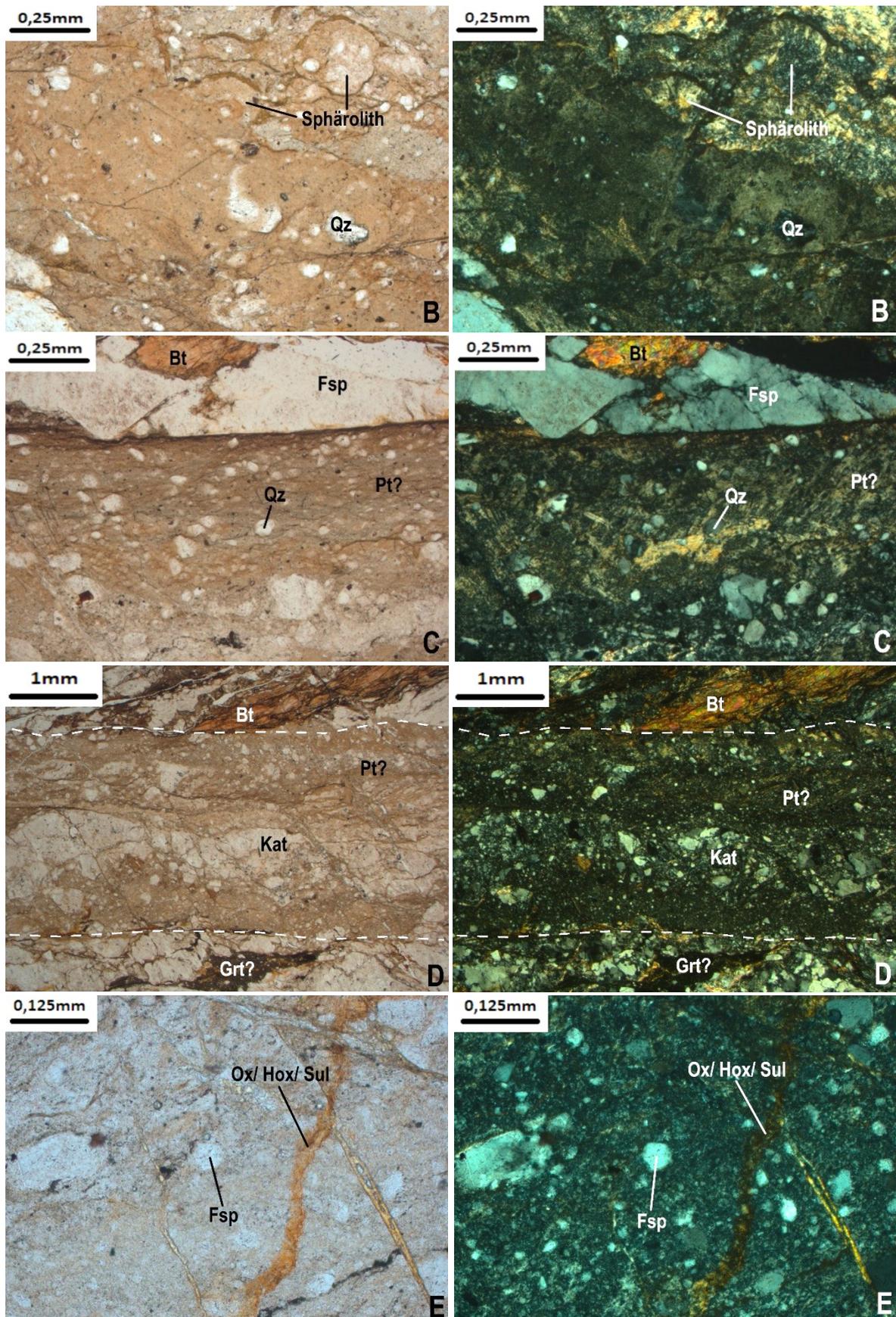
Xenomorpher bis hypidiomorpher **Biotit** und **Hellglimmer** füllen die Kornzwischenräume von größeren Quarz- und Feldspat-Klaster (Abb. 35C). Sie treten feinkörnig auf und sind entsprechend der Foliation eingeregelt. Zusätzlich durchziehen sie, so wie xenomorpher **Chlorit** und **Oxide/ Hydroxide/ Sulfide** (Abb. 35E), den gesamten Dünnschliff in einem Netzwerk von verheilten, meist foliationsdiskordanten Rissen. Hellglimmer, Biotit, Chlorit und Oxide/ Hydroxide/ Sulfide und selten vorkommender **Epidot/ Klinozoisit** treten häufig

vergesellschaftet miteinander auf (Anh. 22). Feinkörnige **opake Minerale** sind ebenfalls im gesamten Dünnschliff in Kornzwischenräumen vorhanden.

Akzessorisch kommen hypidiomorpher bis idiomorpher **Rutil**, **Apatit** und **Zirkon** vor.

Die Foliation setzt sich aus einem kompositionellen Lagenbau, einer Vorzugsorientierung von gelängtem Quarz und rekristallisierten Quarz-Subkörnern und einer Einregelung der Phyllosilikate zusammen. Die gesamte Probe zeigt ein stark kataklastisches Gefüge.





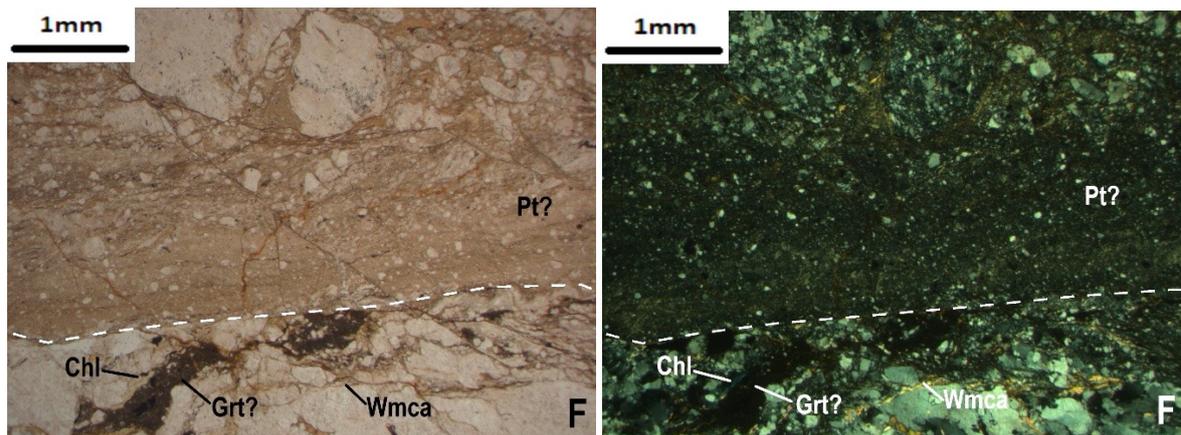


Abbildung 35: Polarisationsmikroskopische Aufnahme des gesamten Dünnschliffes 07081800 des Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneis. Das schwarze Störungsgestein (Pt?) weist eine Injektionsader auf, die sich von der Hauptader verzweigt. Zudem liegen im oberen Teil des Dünnschliffpräparates foliationsdiskordante Vorkommen des schwarzen Störungsgesteines vor. In kreuzpolarisiertem Licht. Eine Aufnahme in linear polarisiertem Licht befindet sich in Anhang 23. **A:** In der Injektionsader kommen Sphärolithe vor. In linear- (links) und kreuzpolarisiertem Licht (rechts). Der Bildausschnitt korreliert mit den Messlokalationen 1, 2 und 3 der mit dem Rasterelektronenmikroskop an derselben Probe durchgeführten Messungen. **B:** Ein weiteres Vorkommen von Sphärolithen grenzt an einen, stellenweise optisch isotrop erscheinenden Bereich. In linear- (links) und kreuzpolarisiertem Licht (rechts). Der Bildausschnitt korreliert mit den Messlokalationen 4, 5 und 6 der mit dem Rasterelektronenmikroskop an derselben Probe durchgeführten Messungen. **C:** Das schwarze Störungsgestein wird scharf vom Umgebungsgestein abgeschnitten. In linear- (links) und kreuzpolarisiertem Licht (rechts). Der Bildausschnitt korreliert mit den Messlokalationen 7 und 8 der mit dem Rasterelektronenmikroskop an derselben Probe durchgeführten Messungen. **D:** Auch Phyllosilikate (hier Biotit) werden scharf vom schwarzen Störungsgestein abgeschnitten. Das schwarze Störungsgestein weist quarzreiche Lagen (Klasten) mit einem geringen Matrixanteil auf. In linear- (links) und kreuzpolarisiertem Licht (rechts). **E:** Eingeschlossene Klasten aus Feldspat (Fsp) zeigen teilweise einen korrodierten Rand. In linear- (links) und kreuzpolarisiertem Licht (rechts). **F:** Innerhalb des schwarzen Störungsgesteines ist eine leichte Foliation erkennbar. In linear- (links) und kreuzpolarisiertem Licht (rechts). Der Bildausschnitt korreliert mit den Messlokalationen 9 und 10 der mit dem Rasterelektronenmikroskop an derselben Probe durchgeführten Messungen.

Das foliationsparallele, schwarze Störungsgestein weist eine foliationsdiskordante Injektionsader auf, die sich mit zunehmender Entfernung zu der Hauptader verdünnt (Abb. 35; Anh. 23). Zudem kommen im oberen Teil des Dünnschliffes zwei weitere, foliationsdiskordante Vorkommen optisch ähnlicher Adern vor. Die Foliation und Chlorit-Adern im Umgebungsgestein werden vom schwarzen Störungsgestein an manchen Stellen scharf abgeschnitten. Das schwarze Störungsgestein ist 0,5 bis 6 mm mächtig und im Hellfeld zeigt es eine bräunliche bis grünliche Farbe. Gelegentlich ist eine geringe Korngröße (unter 0,05 mm) erkennbar und an anderen Stellen erscheinen die Adern optisch isotrop (Abb. 35B). Intern setzen sich die Adern aus unterschiedlich stark von mikrokristallinen Mineralen durchzogenen Bahnen zusammen, welche eine Foliation bilden (Abb. 35C, D, F). In der Hauptader löschen diese Minerale stellenweise einheitlich aus. In der Injektionsader liegen an manchen Stellen unterschiedliche Auslöschungen vor. Vermutlich handelt es sich bei den Mineralen um Oxide/ Hydroxide/ Sulfide und Phyllosilikate. Aufgrund der geringen Korngröße können diese Minerale nicht eindeutig polarisationsmikroskopisch identifiziert werden. Zudem kommen Lagen im schwarzen

Störungsgestein vor, die deutlich mehr Quarz-Klasten und damit einhergehend einen deutlich geringeren Matrixanteil aufweisen (Abb. 35D). Quarz, Feldspat und auch Phyllosilikate werden an einem scharfen Rand zum Umgebungsgestein abgeschnitten (Abb. 35C; Anh. 24). Eingeschlossene, gut gerundete Klasten weisen eine Korngröße von etwa 0,05 bis 0,5 mm auf und setzen sich hauptsächlich aus Quarz, Feldspat und kohäsiven Bruchstücken des Umgebungsgesteins zusammen. Einige Klasten zeigen einen korrodierten Rand (Abb. 35E). In der Injektionsader kommen einige Sphärolithe vor, welche eine radiale Auslöschung aufweisen (Abb. 35A, B). Mit Oxiden/ Hydroxiden/ Sulfiden und Phyllosilikaten (hauptsächlich Chlorit) verheilte, meist foliationsdiskordante Risse, die unter 0,1 mm mächtig sind, überprägen die Adern.

7.1.2 Tonalit (Probe 20081230-1)

Der Mineralbestand der Probe 20081230-1, welche dem *Tonalit* (Kap. 6.2.3.2) zuzuordnen ist, setzt sich aus Quarz, Feldspat, Hellglimmer, Chlorit, Epidot/ Klinozoisit, Oxiden/ Hydroxiden/ Sulfiden, Apatit, Zirkon und opaken Mineralen zusammen (Tab. 6).

Tabelle 6: Übersicht und geschätzte mineralogische Zusammensetzung der Probe 20081230-1. Der geschätzte Anteil des *schwarzen Störungsgesteines* (Pt?) beträgt 65 %.

Schliff-bezeichnung	Durchschnittliche Korngröße	Qz	Fsp	Wmca	Chl	Ep/ Kzo	Ox/ Hox/ Sul	Zrn, Ap	Opq	Pt?
20081230-1	<0,002 bis 2 mm	45%	35%	5%	5%	<5%	<5%	<1%	<5%	65%

Der Dünnschliff setzt sich aus dem Umgebungsgestein und einer, von links nach rechts verlaufenden, dunklen Ader, die einen Großteil des Dünnschliffpräparates einnimmt, zusammen (Abb. 37; Anh. 25). Letztere wird im Folgenden als *schwarzes Störungsgestein* bezeichnet. Die Korngröße des Umgebungsgesteins ist fein- bis mittelkörnig (0,002 bis etwa 2 mm) und damit. Das Gestein weist eine textuelle Anisotropie auf, welche durch eine undeutliche, 0,5 bis 2 mm weite Foliation verursacht wird.

Quarz und Feldspat kommen im Umgebungsgestein fein- bis mittelkörnig (unter 0,002 bis etwa 2 mm) vor. Sie sind meist stark von transgranularen, mosaikförmigen Mikrobrüchen durchzogen, wobei die meisten Brüche näherungsweise senkrecht zur undeutlichen Foliation auftreten. Häufig sind die Brüche mit Phyllosilikaten, Epidot/ Klinozoisit oder Oxiden/ Hydroxiden/ Sulfiden verheilt (Abb. 36; Anh. 26). Eine linsenförmige Längung der kohärenten, schlecht gerundeten Quarz-Klasten ist erkennbar (Abb. 36A; Anh. 26). Die stark undulösen Quarz-Klasten sind in Form von „Bulging“ rekristallisiert und weisen lobate bis gezähnte, suturierte Korn- und Subkornkontakte auf. Häufig kommt schlecht bis mäßig gerundeter Plagioklas vor. Er ist an der polysynthetischen Albit-Verzwilligung erkennbar (Abb. 36B; Anh. 26). Hellglimmer setzt sich entlang der Spaltflächen der Plagioklas-Wirtskristalle an.

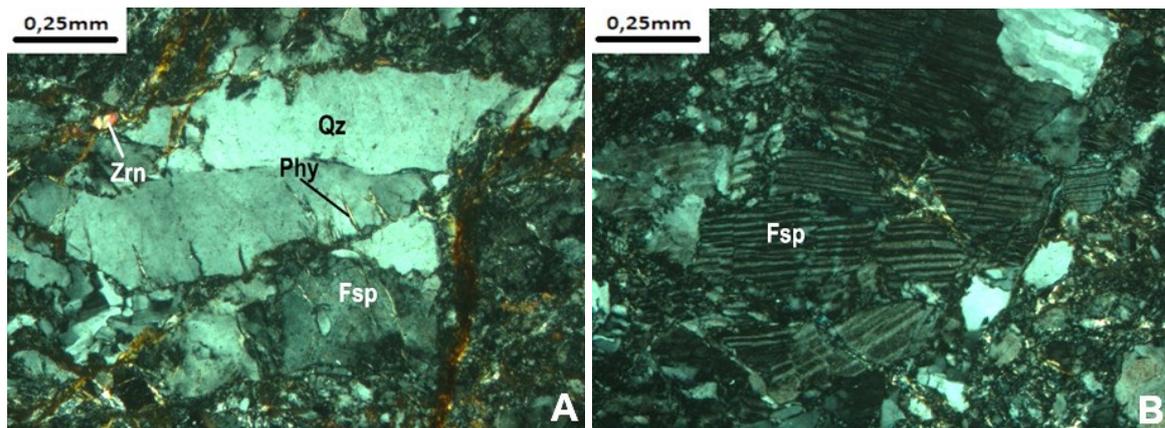
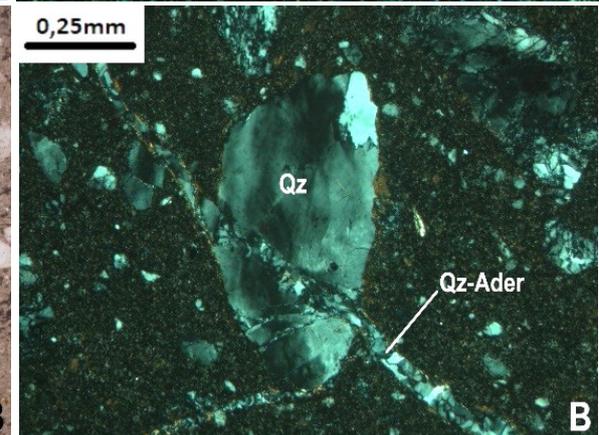
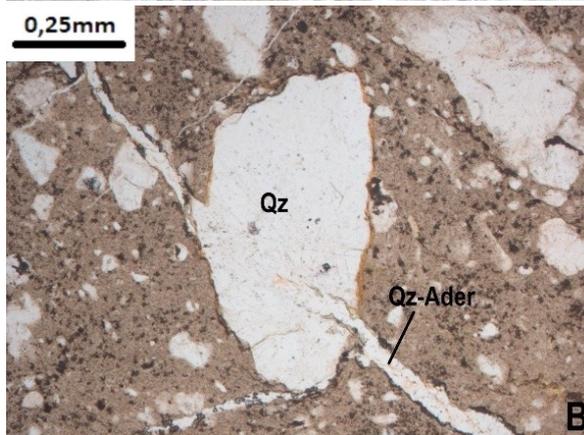
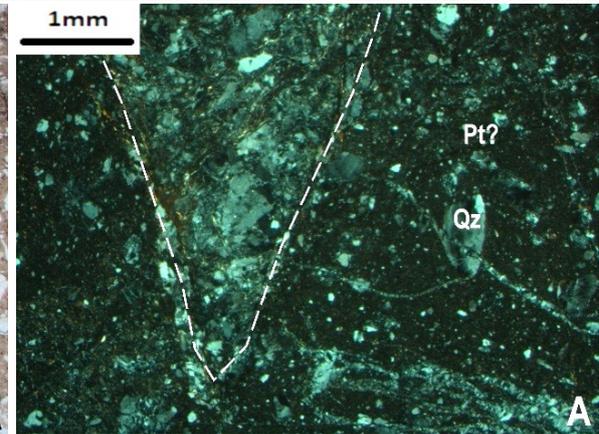
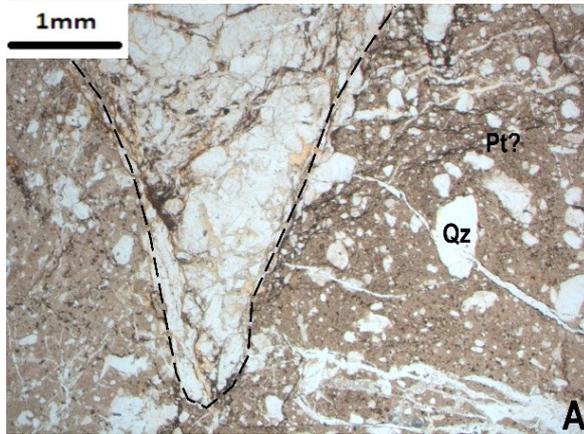
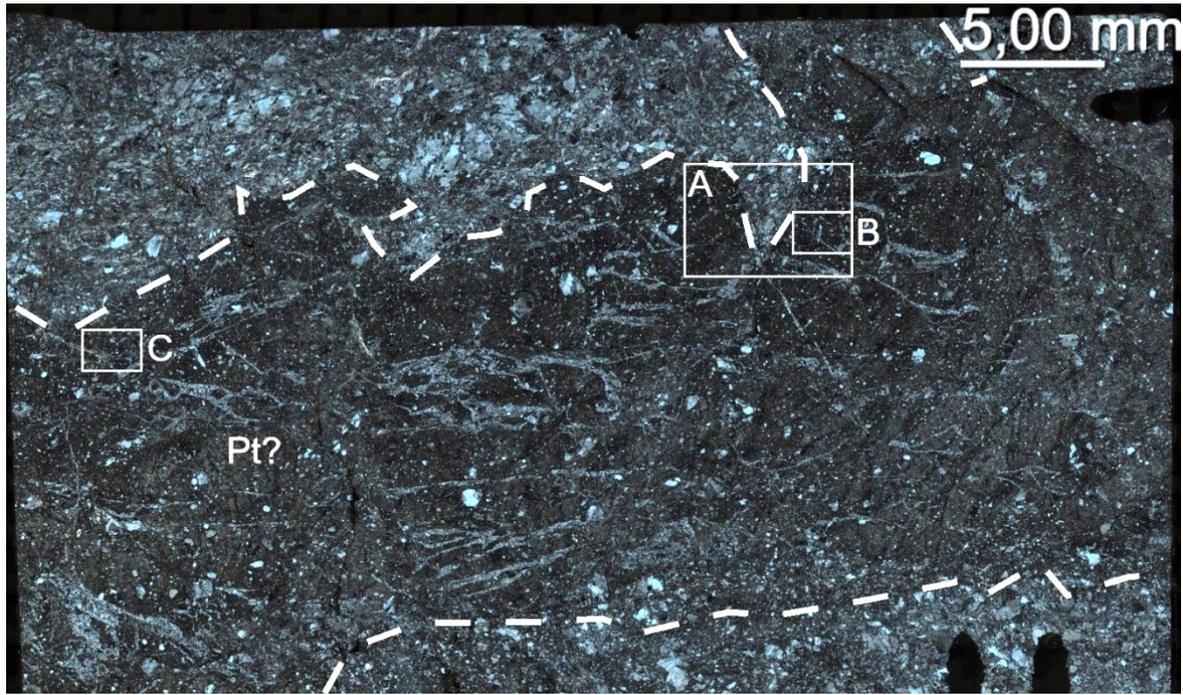


Abbildung 36: Polarisationsmikroskopische Aufnahmen von Quarz (Qz; A) und Feldspat (Fsp; B) im *Tonalit*. In kreuzpolarisiertem Licht. Die entsprechenden Aufnahmen in linear polarisiertem Licht befindet sich in Anhang 26. Dünnschliff: 20081230-1. **A:** Der gelängte Quarz (Qz) weist mit Phyllosilikaten (Phy) gefüllte Risse auf. **B:** Der zerbrochene Feldspat (Fsp) weist eine Albit-Verzwilligung auf.

Phyllosilikate füllen foliationsorthogonale Risse und Kornzwischenräume und sind heterogen im Dünnschliff verteilt. Sie treten xenomorph bis hypidiomorph auf. **Chlorit**, **Hellglimmer** und **Epidot/ Klinozoisit**, der ebenfalls in Kornzwischenräumen vorkommt, liegen feinkörnig vor (unter 0,1 bis 0,5 mm). **Oxide/ Hydroxide/ Sulfide** füllen unter 0,1 mm mächtige, meist foliationsorthogonale Adern. Chlorit, Hellglimmer, Epidot/ Klinozoisit und Oxide/ Hydroxide/ Sulfide sind häufig miteinander vergesellschaftet. Die im gesamten Dünnschliff auftretenden, feinkörnigen, **opaken Minerale** weisen eine rundliche Form auf. Akzessorisch kommen **Apatit** und **Zirkon** vor (Abb. 36A; Anh. 26).

Im gesamten Dünnschliff treten zudem verheilte, größtenteils foliationsparallele, mit hypidiomorphem bis idiomorphem, faserigem Quarz gefüllte Adern auf. Sie sind etwa 1 bis 2 mm mächtig und werden zum Teil erneut versetzt (Abb. 37B).

Die Foliation ist durch eingeregelte Phyllosilikate und gelängte Quarz-Klasten definiert. Die gesamte Probe weist ein kataklastisches Gefüge auf.



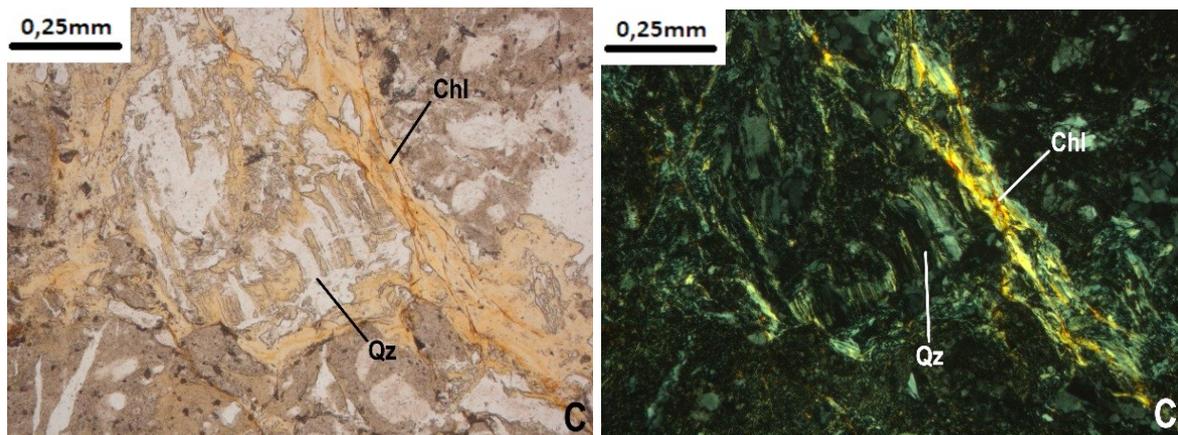


Abbildung 37: Polarisationsmikroskopische Aufnahme des gesamten Dünnschliffes 20081230-1 des Tonalits. Das schwarze Störungsgestein (Pt?) nimmt einen Großteil des Dünnschliffpräparates ein. In kreuzpolarisiertem Licht. Eine Aufnahme in linear polarisiertem Licht befindet sich in Anhang 25. **A:** Der Rand zum Umgebungsgestein ist etwas unscharf. In linear- (links) und kreuzpolarisiertem Lichts (rechts). **B:** Quarz-Klast (Qz), der von einer Quarz-Ader durchtrennt wird, im schwarzen Störungsgestein. In linear- (links) und kreuzpolarisiertem Lichts (rechts). **C:** Chlorit-Ader (Chl) in schwarzem Störungsgestein. In linear- (links) und kreuzpolarisiertem Lichts (rechts).

Das schwarze Störungsgestein, welches einen Großteil des Dünnschliffes einnimmt, ist bis zu 15 mm mächtig und weist keine Foliation auf (Abb. 37; Anh. 25). Im Hellfeld ist es grünlich bis bräunlich. Die Ader ist größtenteils etwa foliationsparallel. Der unscharfe Rand zum Umgebungsgestein verläuft ungerade (Abb. 37A). Die Matrix des schwarzen Störungsgesteines setzt sich aus unter 0,05 mm großen Körnern zusammen. Bis zu 1 mm, meist etwa 0,1 mm große Klasten sind eingeschlossen (Abb. 37B). Letztere setzen sich aus mäßig gerundetem Quarz und Feldspat sowie aus Bruchstücken des Umgebungsgesteines zusammen. Eine optische Isotropie liegt nicht vor und eine Injektionsader (wie in Probe 07081800) ist nicht vorhanden. Unter 0,1 mm mächtige, sich mitunter gegenseitig überprägende Chlorit- und Oxid-/ Hydroxid-/ Sulfid-Adern liegen vor. Sie sind meist foliationsdiskordant (Abb. 37C). Mikrokristalline Minerale, möglicherweise Oxide/ Hydroxide/ Sulfide, durchziehen Teile des schwarzen Störungsgesteins.

7.1.3 Tonalit (Probe 20081230-2)

Der Mineralbestand der Probe 20081230-2, welche ebenfalls dem Tonalit (Kap. 6.2.3.2) zuzuordnen ist, setzt sich aus Quarz, Feldspat, Hellglimmer, Chlorit, Epidot/ Klinozoisit, Oxiden/ Hydroxiden/ Sulfiden, Apatit, Zirkon und opaken Mineralen zusammen (Tab. 7).

Tabelle 7: Übersicht und geschätzte mineralogische Zusammensetzung der Probe 20081230-2. Der geschätzte Anteil des schwarzen Störungsgesteines (Pt?) beträgt 50 %.

Schliff-bezeichnung	Durchschnittliche Korngröße	Qz	Fsp	Wmca	Chl	Ep/ Kzo	Ox/ Hox/ Sul	Ap, Zrn	Opq	Pt?
20081230-2	<0,002 – 2 mm	45%	35%	5%	5%	<5%	<5%	<1%	<1%	50%

Die Korngröße des Gesteins ist fein- bis mittelkörnig (unter 0,002 bis 2 mm) und ist damit variabel. An manchen Stellen im Dünnschliff ist eine undeutlichen Foliation erkennbar. Zwei dunkle Adern laufen im rechten Teil des Dünnschliffes zu einer Ader zusammen. Diese werden im Folgenden als *schwarzes Störungsgestein* bezeichnet (Abb. 39; Anh. 28).

Quarz tritt mit fein- bis mittelkörnig (von 0,002 bis etwa 2 mm) auf und ist mäßig bis schlecht gerundet. Er ist meist stark von transgranularen, mosaikartigen Mikrobrüchen durchzogen, wobei die meisten Brüche senkrecht oder parallel zur undeutlichen Foliation auftreten. Er ist in Form von „Bulging“ rekristallisiert, die Subkörner sind entsprechend der undeutlichen Foliation gelängt und suturierte Kornkontakte liegen vor (Abb. 38A; Anh. 27). Der Quarz weist eine starke undulöse Auslöschung und häufig foliationsorthogonale Flüssigkeitseinschluss-Pfade auf.

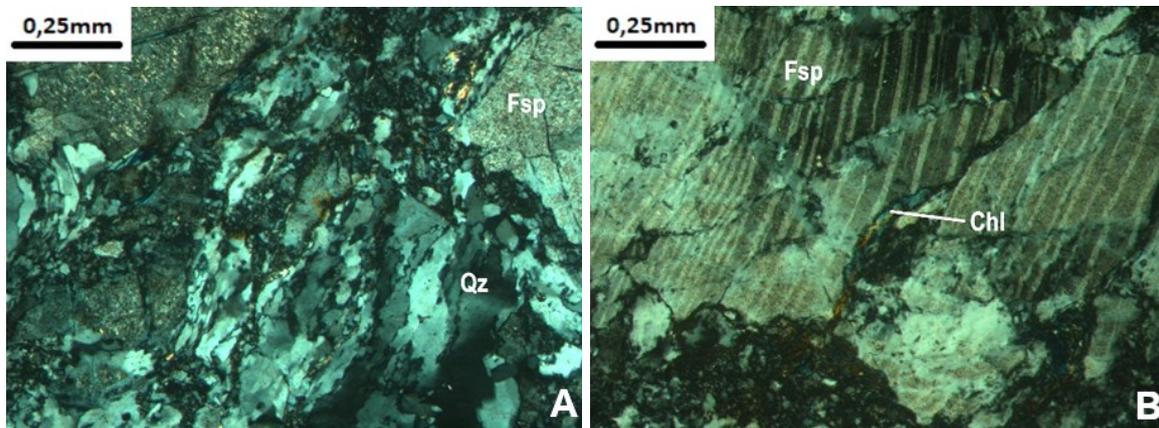


Abbildung 38: Polarisationsmikroskopische Aufnahmen von Quarz (Qz; A) und Feldspat (Fsp; B) im *Tonalit*. In kreuzpolarisiertem Licht. Dünnschliff: 20081230-2. Die entsprechenden Aufnahmen in linear polarisiertem Licht befinden sich in Anhang 27. **A:** Der Quarz ist rekristallisiert und die Subkörner sind leicht gelängt. **B:** Der Feldspat weist eine Albit-Verzwilligung auf und wird von einer Chlorit-Ader (Chl) überprägt.

Feldspat liegt ebenfalls meist zerbrochen vor und kommt fein- bis mittelkörnig (unter 0,002 bis etwa 2 mm) vor. Häufig liegt eine polysynthetische Albit-Verzwilligung vor (Abb. 38B; Anh. 27). **Hellglimmer** durchsetzt den Feldspat, indem er an den Spaltflächen anlagert. Zudem kommt xenomorpher bis hypidiomorpher Hellglimmer vergesellschaftet mit **Chlorit**, **Oxiden/ Hydroxiden/ Sulfiden** und **Epidot/ Klinozoisit** in Kornzwischenräumen vor. Chlorit und Oxide/ Hydroxide/ Sulfide füllen zudem verheilte, unter 0,1 mm mächtige, foliationsdiskordante Risse.

Die undeutliche Foliation ist definiert durch eine Vorzugsorientierung von gelängtem Quarz und Quarz-Subkörnern und der Einregelung mancher Phyllosilikate. Die gesamte Probe ist stark kataklastisch.

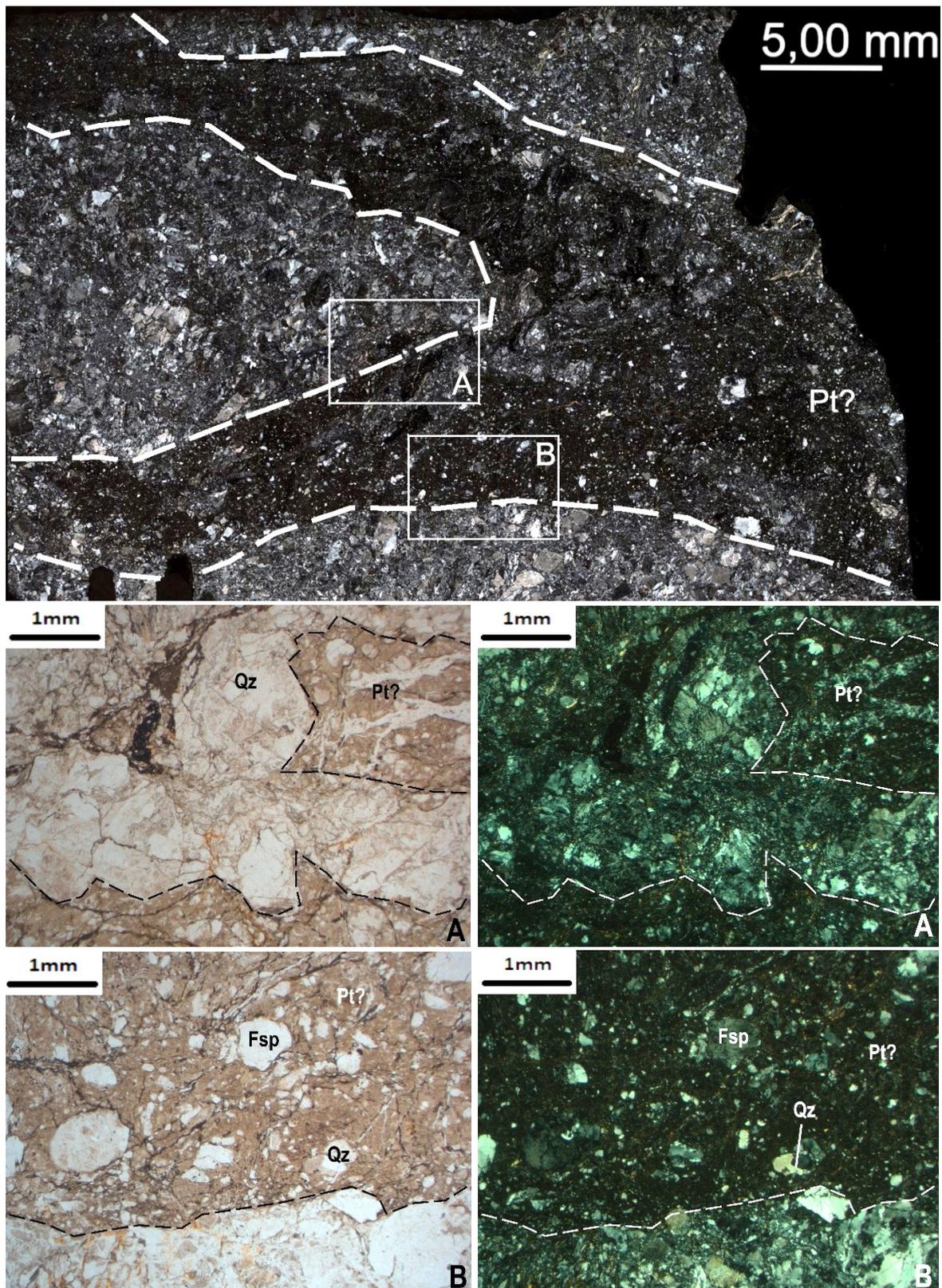


Abbildung 39: Polarisationsmikroskopische Aufnahme des gesamten Dünnschliffes 20081230-2 des Tonalits. Das schwarze Störungsgestein (Pt?) läuft im rechten Teil des Dünnschliffes hufeisenförmig zusammen. In kreuzpolarisiertem Licht. Eine Aufnahme in linear polarisiertem Licht befindet sich in Anhang 28. **A:** Das schwarze Störungsgestein verzweigt an manchen Stellen mit dem Umgebungsgestein. In linear- (links) und kreuzpolarisiertem Lichts (rechts). **B:** Der Rand zum Umgebungsgestein verläuft unscharf. In linear- (links) und kreuzpolarisiertem Lichts (rechts).

Das foliationsorthogonale, *schwarze Störungsgestein* ist 7 bis 15 mm mächtig und setzt sich aus einer Matrix und darin eingeschlossenen Klasten zusammen (Abb. 39; Anh. 28). Letztere sind bis zu 1,5 mm groß, häufig schlecht gerundet und bestehen aus Quarz, Feldspat und Bruchstücken des Umgebungsgesteins. Im Hellfeld ist die Ader bräunlich bis grünlich. Das *schwarze Störungsgestein* wird unscharf vom Umgebungsgestein abgeschnitten (Abb. 39A, B). Mit Phyllosilikaten, Oxiden/ Hydroxiden/ Sulfiden und Chlorit verheilte, hauptsächlich foliationsorthogonale Risse durchschneiden die feinkörnige Ader.

7.1.4 Kataklastischer Granitoid (Probe 20081300)

Der Mineralbestand der Probe 20081300, die lithologisch dem *kataklastischen Granitoid* (Kap. 6.2.3.3) zuzuordnen ist, setzt sich aus Quarz, Feldspat, Carbonat, Hellglimmer, Chlorit, Oxiden/ Hydroxiden/ Sulfiden, Epidot/ Klinozoisit, Zirkon, Apatit und opaken Mineralen zusammen (Tab. 8).

Tabelle 8: Übersicht und geschätzte mineralogische Zusammensetzung der Probe 20081300. Der geschätzte Anteil des *schwarzen Störungsgesteines* (Pt?) beträgt 15 %.

Schliff-bezeichnung	Durchschnittliche Korngröße	Qz	Fsp	Cal	Wmca	Chl	Ox/ Hox/ Sul	Ep/ Kzo	Zrn, Ap	Opq	Pt?
20081300	<0,002 – 4 mm	30%	35%	10%	5%	5%	10%	<5%	<1%	<1%	15%

Die Korngröße der Probe 20081300 reicht von fein- bis mittelkörnig (0,002 bis etwa 2 mm) und ist im oberen Teil des Dünnschliffpräparates insgesamt deutlich geringer als im unteren Teil. Das Gestein weist eine texturale Anisotropie auf, die sich durch eine, unter 0,1 bis 2 mm weite, undeutliche Foliation ausdrückt. Eine dunkle Ader durchschneidet den Dünnschliff foliationsparallel in der Mitte (Abb. 41; Anh. 30). Diese wird im Folgenden als *schwarzes Störungsgestein* angesprochen.

Quarz kommt fein- bis mittelkörnig (von 0,002 bis etwa 2 mm) vor und ist meist schlecht gerundet. Die Klasten sind mosaikartig zerbrochen, wobei die meisten transgranularen Brüche senkrecht oder parallel zur undeutlichen Foliation auftreten (Abb. 40A; Anh. 29). Sie sind mit Carbonat verfüllt. Eine foliationsparallele, linsenförmige Längung mancher Klasten liegt vor. Einige Quarz-Klasten sind rekristallisiert, weisen suturierte Kornkontakte und eine starke Undulösität auf. Flüssigkeitseinschluss-Pfade sind zudem häufig erkennbar.

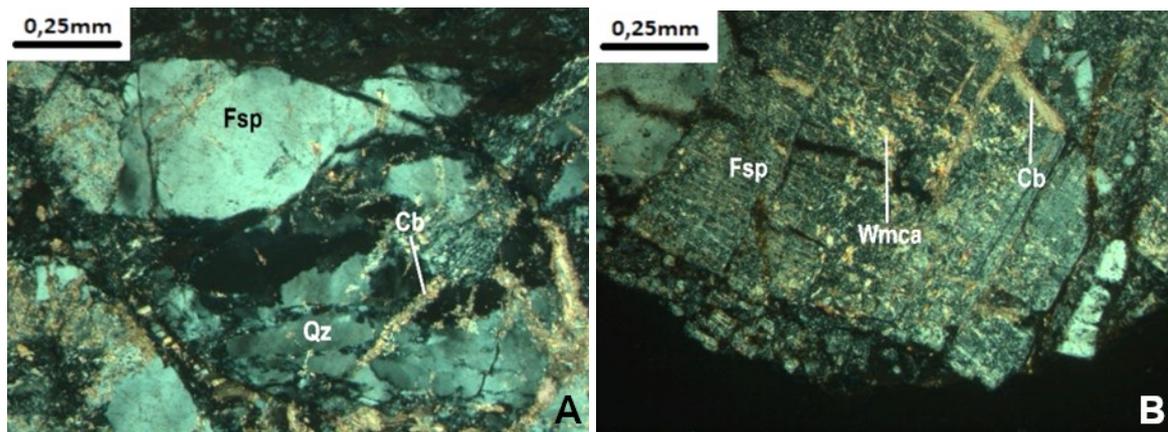


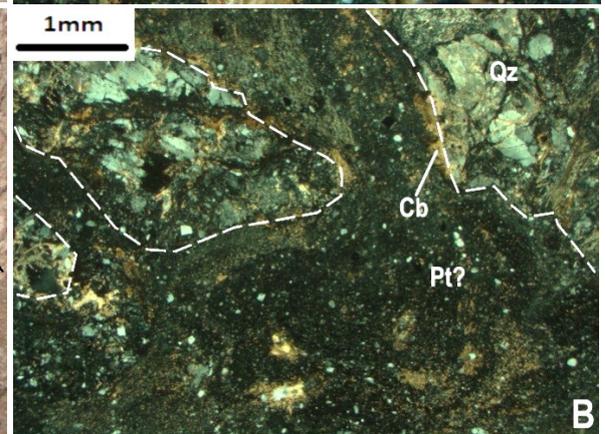
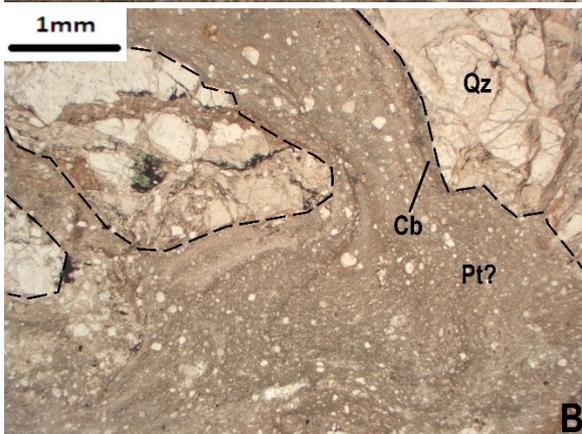
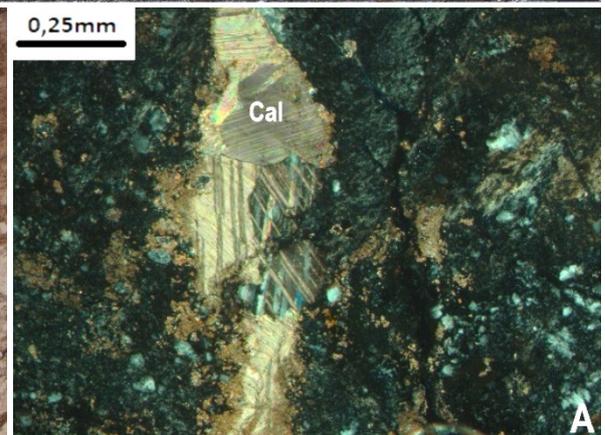
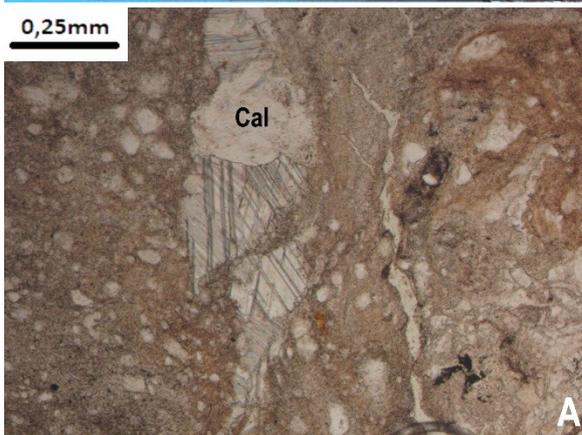
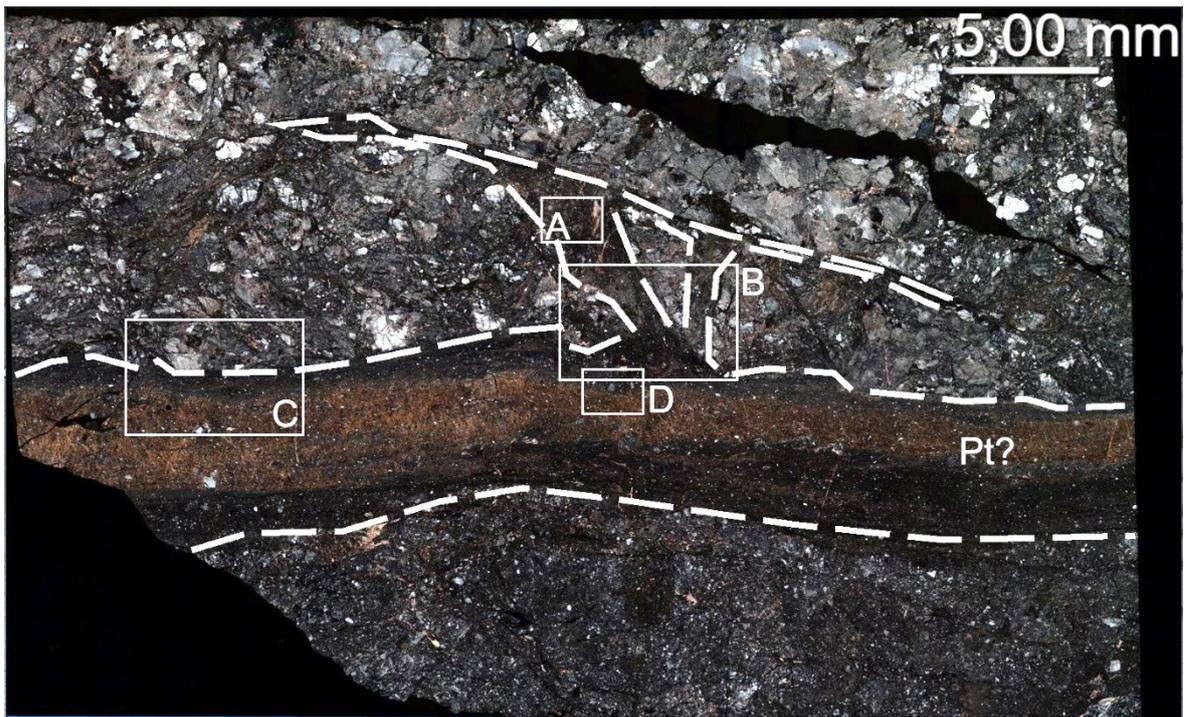
Abbildung 40: Polarisationsmikroskopische Aufnahmen von Quarz (Qz; A) und Feldspat (Fsp; B) im *kataklastischen Granitoid*. In kreuzpolarisiertem Licht. Die entsprechenden Aufnahmen in linear polarisiertem Licht befinden sich in Anhang 29. Dünnschliff: 20081300. **A:** Der Quarz ist rekristallisierter, löscht undulös aus und ist von, mit Carbonat (Cb) verheilten Rissen, überprägt. **B:** Hellglimmer (Wmca) lagert sich im Feldspat entlang der Spaltflächen an.

Ebenfalls kommt **Feldspat** fein- bis mittelkörnig (von 0,002 bis etwa 4 mm) vor. Häufig ist eine Albit-Verzwilligung erkennbar. Hellglimmer (vermutlich Serizit) lagert sich entlang der Spaltflächen an und auch Carbonat und Epidot/ Klinozoisit durchsetzen die Plagioklas-Wirskristalle (Abb. 40B; Anh. 29). Die Klasten sind stark zerbrochen und schlecht gerundet. Im gesamten Dünnschliff sind bis zu 1 mm, meist aber unter 0,1 mm mächtige Risse mit **Carbonat** verheilt (Abb. 40; Anh. 29). Auch in Kornzwischenräumen ist Carbonat akkumuliert. Die größeren Vorkommen zeigen eine Verzwilligung von Calcit, die sich dem zweiten nach Ferrill et al. (2004) beschriebenen Zwillingstyp zuordnen lässt (Abb. 41A).

Chlorit, Hellglimmer, Epidot/ Klinozoisit und **Oxide/ Hydroxide/ Sulfide** kommen in Kornzwischenräumen und bis zu 1 mm mächtigen, häufig foliationsorthogonalen Rissen vor (Anh. 31). Teilweise ist Chlorit von opaken Säumen umschlossen. Ein Netz aus feinkörnigen, **opaken Mineralen** durchzieht zudem den Dünnschliff.

Akzessorisch kommen **Zirkon** und **Apatit** vor.

Die undeutliche Foliation ist an wenigen gelängten Quarz-Klasten und eingeregeltten Phyllosilikaten erkennbar. Das Gefüge ist stark kataklastisch.



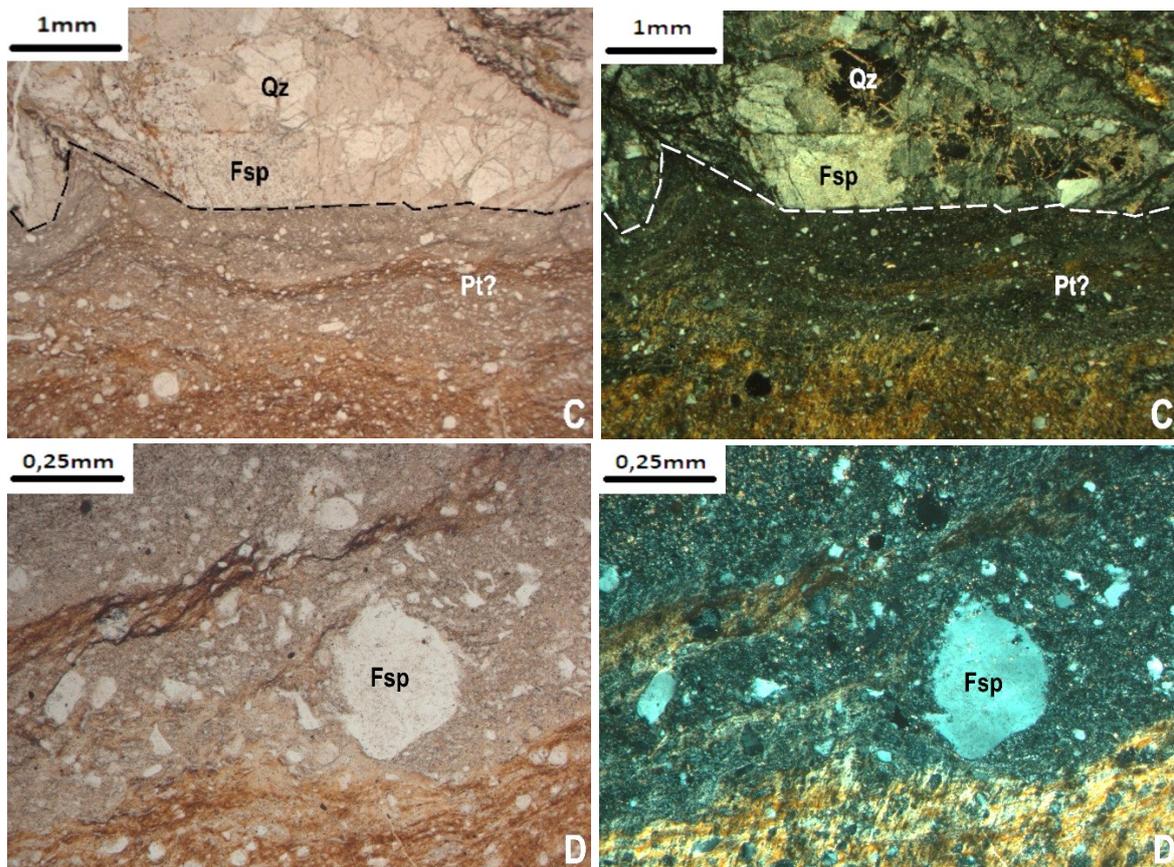


Abbildung 41: Polarisationsmikroskopische Aufnahme des gesamten Dünnschliffes 20081300 des *kataklastischen Granitoids*. Das *schwarze Störungsgestein* (Pt?) ist foliationsparallel und weist eine foliationsdiskordante Injektionsader auf. In kreuzpolarisiertem Licht. Eine Aufnahme in linear polarisiertem Licht befindet sich in Anhang 30. **A:** Die Calcit-Zwillinge (Cal) im *schwarzen Störungsgestein* entsprechen nach Ferrill et al. (2004) dem zweiten beschriebenen Zwillingstyp. In linear- (links) und kreuzpolarisiertem Lichts (rechts). **B:** Die Injektionsader verzweigt von der Hauptader. In linear- (links) und kreuzpolarisiertem Lichts (rechts). Der Bildausschnitt korreliert mit den Messlokalationen 4, 5 und 6 der mit dem Rasterelektronenmikroskop an derselben Probe durchgeführten Messungen. **C:** Der Rand zum Umgebungsgestein ist scharf. Das *schwarze Störungsgestein* ist von mikrokristallinen Mineralen durchzogen. In linear- (links) und kreuzpolarisiertem Licht (rechts). Der Bildausschnitt korreliert mit den Messlokalationen 1, 2 und 3 der mit dem Rasterelektronenmikroskop an derselben Probe durchgeführten Messungen. **D:** Der eingeschlossene Feldspat-Klast (Fsp) weist einen korrodierten Rand auf. In linear- (links) und kreuzpolarisiertem Licht (rechts).

Das foliationsparallele *schwarze Störungsgestein* ist bis zu 7 mm mächtig und weist in der Mitte des Dünnschliffes eine foliationsdiskordante Injektionsader auf, die erneut verzweigt (Abb. 41; Anh. 30). Im Hellfeld ist das Gestein bräunlich bis grünlich und der Rand zum Umgebungsgestein ist scharf. Das *schwarze Störungsgestein* besteht aus einer Matrix, welche meist von einheitlich auslöschenden, mikrokristallinen Mineralen durchsetzt ist und Klasten von 0,05 bis 1 mm Größe einschließt (Abb. 41C, D). Letztere sind bis auf wenige angulare Klasten meist gut gerundet und setzen sich aus Quarz, Feldspat und kohäsiven Bruchstücken des Ausgangsgesteines zusammen (Subkornaggregate). Sie weisen gelegentlich einen korrodierten Rand auf (Abb. 41D). Die mikrokristallinen Minerale in der Matrix, welche möglicherweise Phyllosilikate und Oxide/ Hydroxide/ Sulfide darstellen, bilden eine 0,01 bis 2 mm weite Foliation. Das *schwarze Störungsgestein* weist optisch

isotrope Bereiche auf (Abb. 41A, B). Foliationsorthogonale, größtenteils mit Carbonat aber auch gelegentlich mit Phyllosilikaten gefüllte Risse überprägen die Ader.

7.2 Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse (μ XRF)

Alle untersuchten Proben (20UK06, 20UK07, 07081800, 20081230-1, 20081230-2, 20081300) setzen sich aus den Elementen Silicium, Eisen, Aluminium, Kalium, Natrium, Magnesium, Titan, Calcium und Mangan zusammen (Anh. 32 bis 45). Die prozentualen Häufigkeiten der Elemente variieren dabei leicht (Anh. 46). Im Folgenden wurde lediglich auf die Ergebnisse der Mikro-Röntgenfluoreszenzanalysen der Probe 07081800 (*Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis*) und der Probe 20081300 (*kataklastischer Granitoid*) eingegangen.

7.2.1 Granat-Glimmer-Schiefer- bis Gneis (Probe 07081800)

Die Elemente Silicium, Eisen, Aluminium, Kalium, Natrium, Magnesium, Titan, Calcium und Mangan (Reihenfolge in absteigender Häufigkeit; Abb. 45; Anh. 42, 46) wurden durch Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse im *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* (Probe 07081800) nachgewiesen.

Das Vorkommen von einer erhöhten Konzentration an Silicium und der Abwesenheit aller anderen untersuchten Elemente in bestimmten Bereichen lässt die Identifikation von Quarz zu, welcher häufig grobkörnig auftritt und große Bereiche der Probe abdeckt (Abb. 43, 44). Ebenfalls konnte Feldspat durch das Vorkommen von Aluminium, Calcium, Natrium, Kalium und Silicium (weniger als im Quarz) identifiziert werden. Es handelt sich dabei vermehrt um Plagioklas, was durch das Natrium- und Calciumvorkommen deutlich wird. Die Klasten-Zwischenräume füllen wahrscheinlich verschiedene Phyllosilikate. Diese können durch variable Gehalte an Silicium, Aluminium, Kalium, Magnesium und Eisen identifiziert werden. Es liegt nahe, dass es sich dabei häufig um Biotit, Hellglimmer und Chlorit handelt. Stellenweise in Adern vorkommendes Titan ist möglicherweise auf das Vorkommen von Titanoxiden oder -hydroxiden wie Rutil und Anatas zurückzuführen (Abb. 43, 45). Zudem lässt die Elementverteilung das Vorkommen von Eisenoxiden/ -hydroxiden und selten Manganoxiden/ -hydroxiden zu (Abb. 44, 45). Einige wenige Bereiche von sich überlagerndem Aluminium, Eisen, Mangan und Calcium lassen das Vorkommen von Granat vermuten (Abb. 44). Eine Ader aus Aluminium, Eisen, Magnesium und stellenweise Kalium, stellt vermutlich chloritisierten Biotit dar (Abb. 44). Dabei spricht die elementare Zusammensetzung für das Vorkommen von Chlorit. Die Reste von Kalium und die Orientierung an den polarisationsmikroskopisch erzielten Ergebnissen (Kap. 7.1.1) zeigen das frühere Vorkommen von Biotit. Die Ergebnisse decken sich mit den unter dem Polarisationsmikroskop identifizierten Mineralen (Kap. 7.1.1).

Das, die Probe im unteren Teil des Messbereiches zerschneidende, *schwarze Störungsgestein* (Kap. 7.1.1), setzt sich aus Silicium (deutlich weniger als in Quarz), Eisen, Aluminium, Kalium, Magnesium, Titan und Calcium zusammen (Abb. 43, 45). Calcium ist dabei antikorreliert mit Eisen und Titan. Aluminium und Kalium überlagern sich. Dies lässt eine variable mineralogische Zusammensetzung aus Phyllosilikaten (Hellglimmer, Biotit, Chlorit), Plagioklas und Titan- und Eisenoxiden oder -hydroxiden vermuten. Zudem sind in der Ader Silicium-Klasten erkennbar, die Quarz darstellen. Innerhalb des *schwarzen Störungsgesteines* gibt es Bereiche, die ein erhöhtes Vorkommen von Silicium aufweisen und daher als quarzreiche Zonen innerhalb der Ader identifiziert werden können. Eine elementare, kompositionelle Bänderung, die parallel zur Schieferung in der dunklen Ader verläuft, ist daher am besten an der Verteilung von Kalium und Silicium erkennbar (Abb. 43, 45).

Es ist zu beachten, dass es sich um qualitative Messungen handelt, weshalb es bei Elementen mit geringer Konzentration leicht zu Artefakten kommen kann. Zudem können Fehleinschätzungen durch stark variable, absolute Volumenprozent verschiedener Elemente auftreten, da sich die Farbgebung an der jeweils höchsten Konzentration einzelner Elemente orientiert.

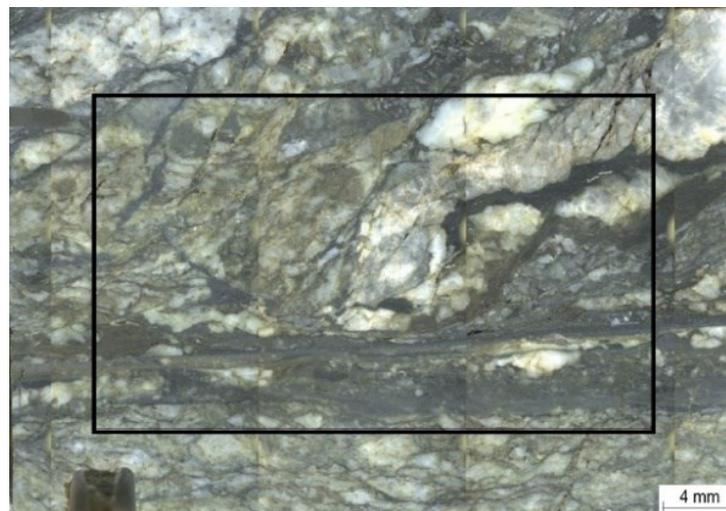


Abbildung 42: Auflicht-Aufnahme des, bei der Dünnschliffherstellung angefallenen Probenklötzchens der Probe 07081800 (*Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis*), welches für die Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse genutzt wurde. Der Messbereich ist schwarz umrahmt.

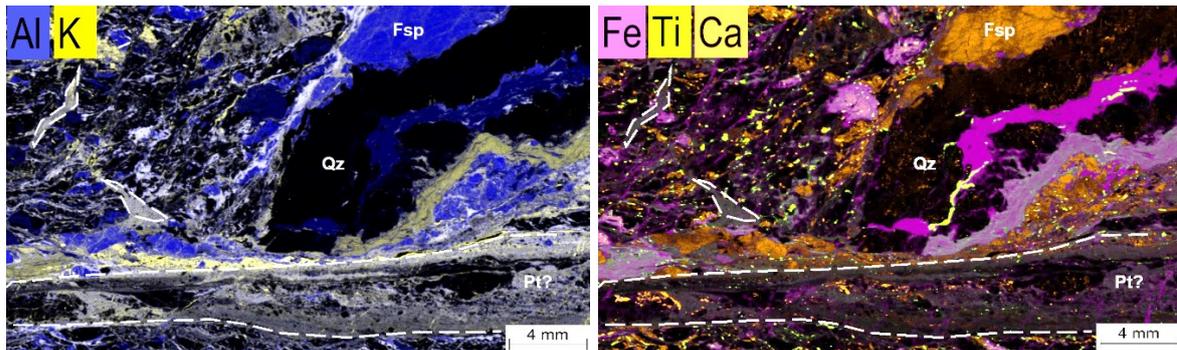


Abbildung 43: Übereinandergelegte, mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse erstellte Elementkarten von Aluminium/ Kalium (links) und von Eisen/ Titan/ Calcium (rechts) des *Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneis* (Probe 07081800). Eine kompositionelle Bänderung im *schwarzen Störungsgestein* (Pt?) ist erkennbar. So kommt Calcium antikorreliert mit Titan und Eisen vor. Aluminium und Kalium überlagern sich im *schwarzen Störungsgestein*. Zudem liegen innerhalb des *schwarzen Störungsgesteines* quarzreiche Zonen (Qz) vor, die in den Elementkarten dunkel erscheinen. Im *schwarzen Störungsgestein* vorkommende Quarz-Klasten zeigen sich durch schwarze Punkte.

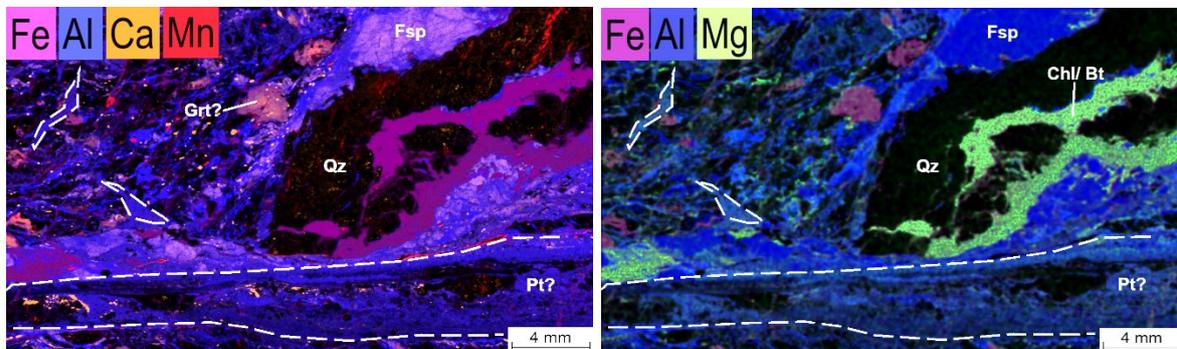


Abbildung 44: Übereinandergelegte, mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse erstellte Elementkarten von Eisen/ Aluminium/ Calcium/ Mangan (links) und von Eisen/ Aluminium/ Magnesium (rechts) des *Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneis* (Probe 07081800). Eine Phase aus Eisen, Aluminium, Calcium und Mangan stellt vermutlich Granat (Grt) dar. Eine Ader aus Eisen, Aluminium und Magnesium konnte als chloritisierter Biotit (Chl/ Bt) identifiziert werden. Dabei spricht die elementare Zusammensetzung für das Vorkommen von Chlorit. Die Reste von Kalium (Abb. 45) und der polarisationsmikroskopische Abgleich (Kap. 7.1.1) zeigen das frühere Vorkommen von Biotit.

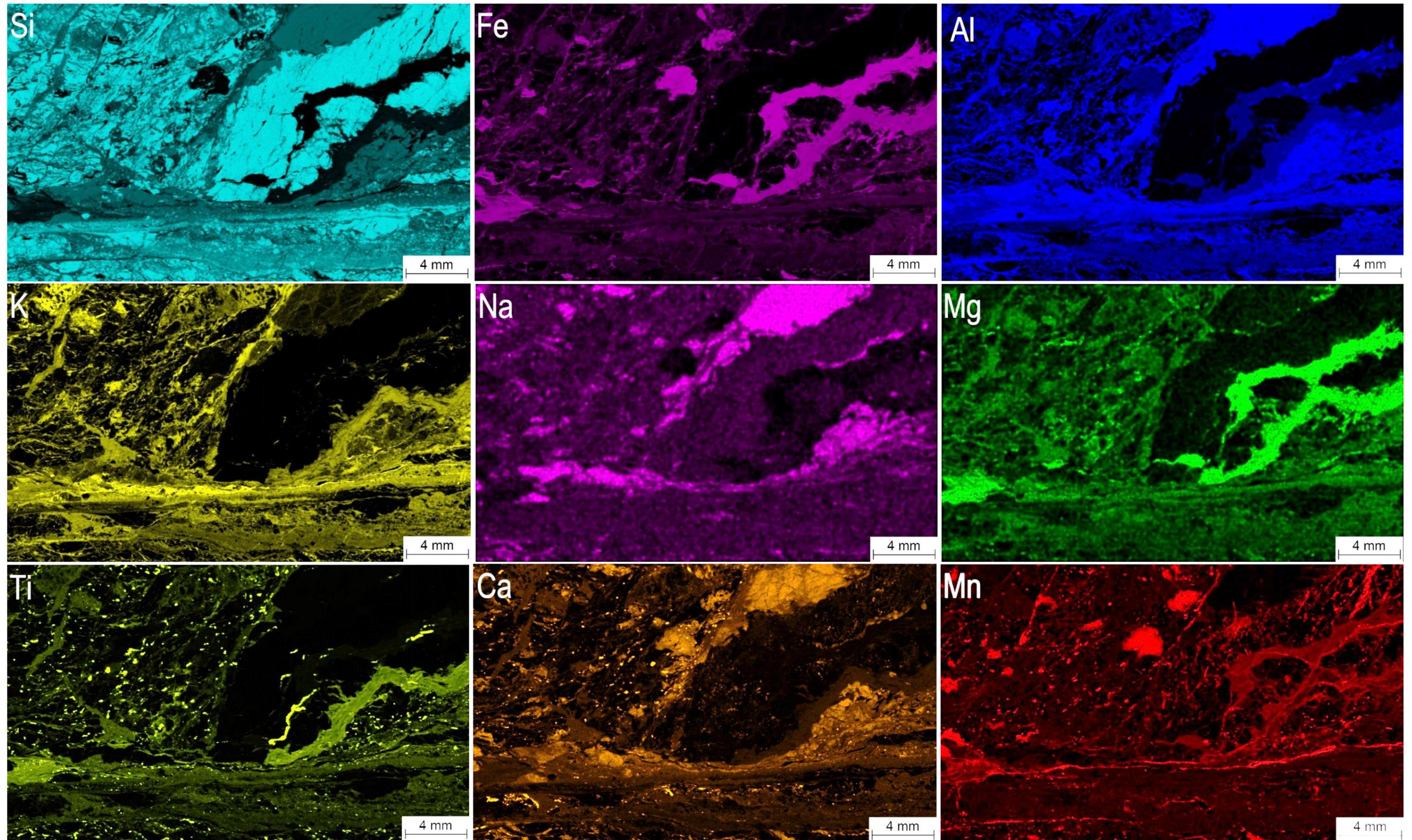


Abbildung 45: Mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse aufgenommene Elementkarten der Probe 07081800 (*Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis*). Die Elemente Silicium, Eisen, Aluminium, Kalium, Natrium, Magnesium, Titan, Calcium und Mangan wurden nachgewiesen.

7.2.2 Kataklastischer Granitoid (Probe 20081300)

Im *kataklastischen Granitoid* (Probe 20081300) wurden mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse die Elemente Silicium, Aluminium, Eisen, Kalium, Natrium, Calcium, Magnesium, Titan und Mangan nachgewiesen (Abb. 48; Anh. 45, 46).

Durch das Vorkommen einer erhöhten Konzentration an Silicium und der Abwesenheit aller anderen untersuchten Elemente in bestimmten Bereichen konnte Quarz, wie in Probe 07081800, identifiziert werden (Abb. 47, 48). Die Feldspäte setzen sich aus Silicium (geringere Mengen wie in Quarz), Aluminium, Kalium und Natrium, aber nur wenig Calcium zusammen, weshalb das Vorkommen von Alkalifeldspäten und calciumarmen Plagioklasen wie Albit vermutet werden kann (Abb. 47, 48). Die variablen Vorkommen von Aluminium, Calcium, Kalium, Eisen, Titan und geringen Mengen an Silicium in Zwischenräumen der Klasten sowie in Rissen sind auf verschiedene Phyllosilikate (Chlorit, Hellglimmer) und möglicherweise Oxide/ Hydroxide (zum Beispiel Rutil/ Anatas) zurückzuführen. Die Füllung von Rissen zeigt sich besonders durch vergesellschaftete Calcium- und Mangan-Vorkommen, welche möglicherweise Manganoxide/ -hydroxide und Carbonat darstellen (Abb. 47, 48). Die Ergebnisse decken sich mit den unter dem Polarisationsmikroskop identifizierten Mineralen.

Das in Kapitel 7.1.2 beschriebene, *schwarze Störungsgestein* durchläuft die Probe etwa in der Mitte des Messbereiches. Es setzt sich hauptsächlich aus Silicium (deutlich weniger als in Quarz), Aluminium, Eisen, Magnesium, Kalium, Mangan, Titan und Natrium zusammen (Abb. 47, 48). Aluminium und Kalium überlagern sich. Mangan und Eisen sind häufig miteinander vergesellschaftet und treten antikorreliert mit Titan auf. Eine kompositionelle Bänderung liegt demnach innerhalb der Ader vor. Die Mineralogie setzt sich vermutlich aus Phyllosilikaten (Hellglimmer, Chlorit), Feldspäten und Titan-, Eisen- und Manganoxiden/ -hydroxiden zusammen. Es sind Silicium-Klasten vorhanden, die Quarz darstellen. Zudem wird das *schwarze Störungsgestein* von mit Calcium gefüllten Rissen durchzogen.

Es ist, wie in Kapitel 7.2.1 beschrieben zu beachten, dass es sich um qualitative Messungen handelt.

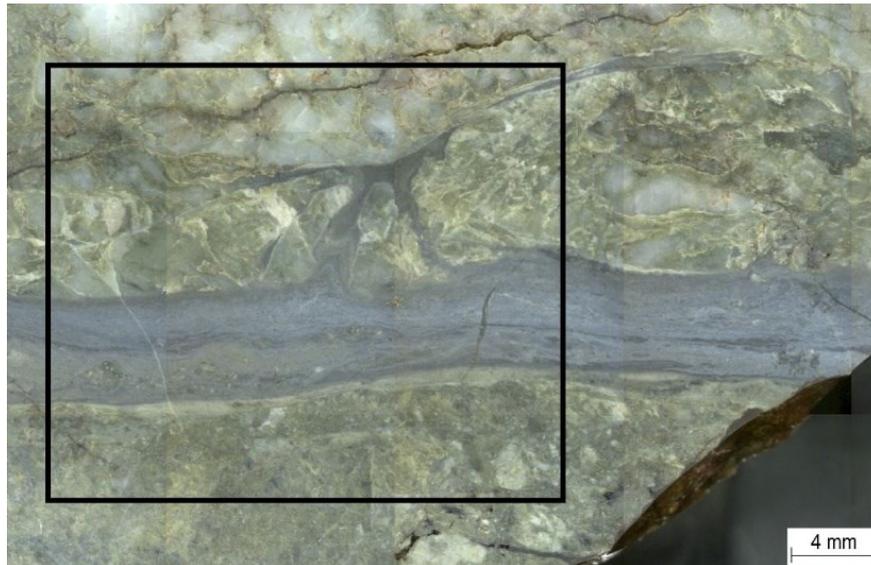


Abbildung 46: Auflicht-Aufnahme des, bei der Dünnschliffherstellung angefallenen Probenklötzchens der Probe 20081300 (*kataklastischer Granitoid*), welches für die Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse genutzt wurde. Der Messbereich ist schwarz umrahmt.

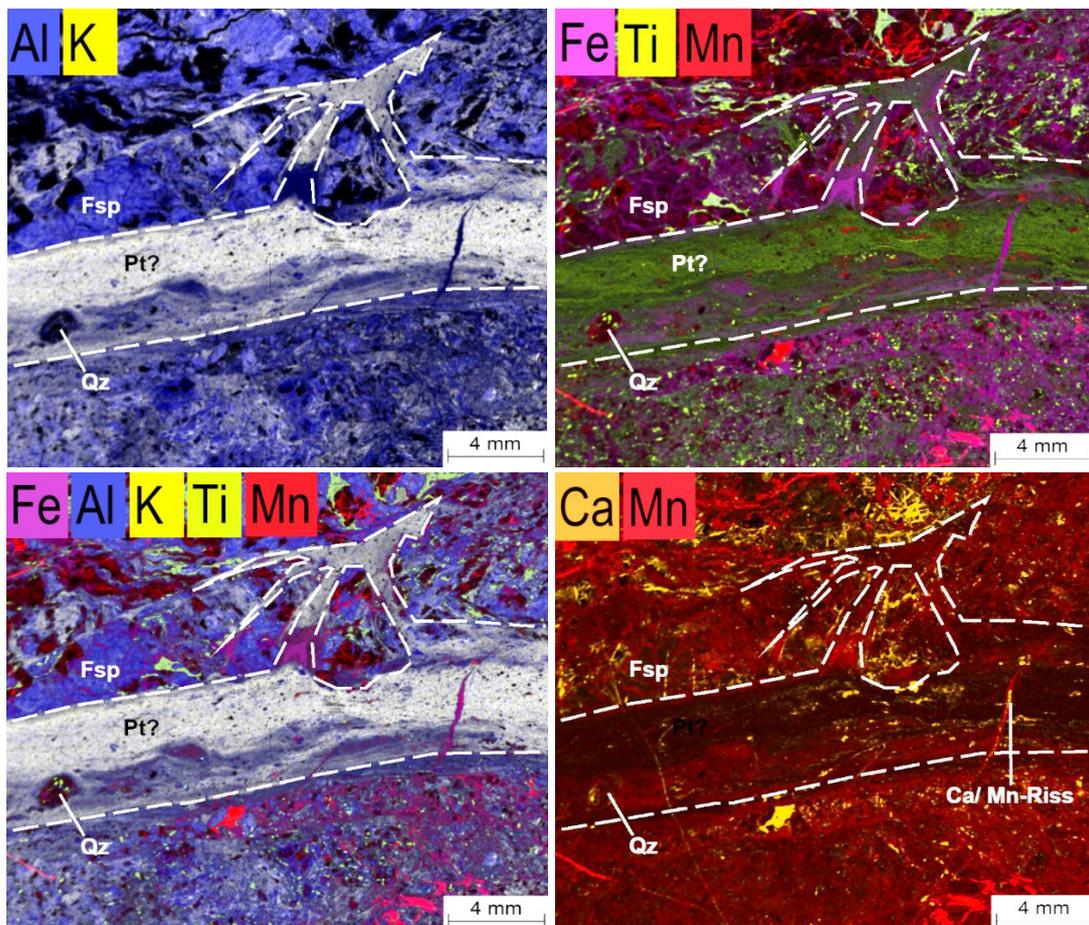


Abbildung 47: Übereinandergelegte, mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse erstellte Elementkarten von Aluminium/ Kalium, Eisen/ Titan/ Mangan, Eisen/ Aluminium/ Kalium/ Titan/ Mangan und Calcium/ Mangan des *kataklastischen Granitoids* (Probe 20081300). Eine kompositionelle Bänderung (Pt?) im *schwarzen Störungsgestein* ist erkennbar. Mangan und Eisen sind innerhalb des Ader häufig miteinander vergesellschaftet und treten antikorreliert mit Titan auf. Aluminium und Kalium überlagern sich (weiße Farbe). Im *schwarzen Störungsgestein* vorkommende Quarz-Klasten (Qz) zeigen sich durch schwarze Flächen. Zudem wird das *schwarze Störungsgestein* von mit Calcium und Mangan gefüllten Rissen durchzogen.

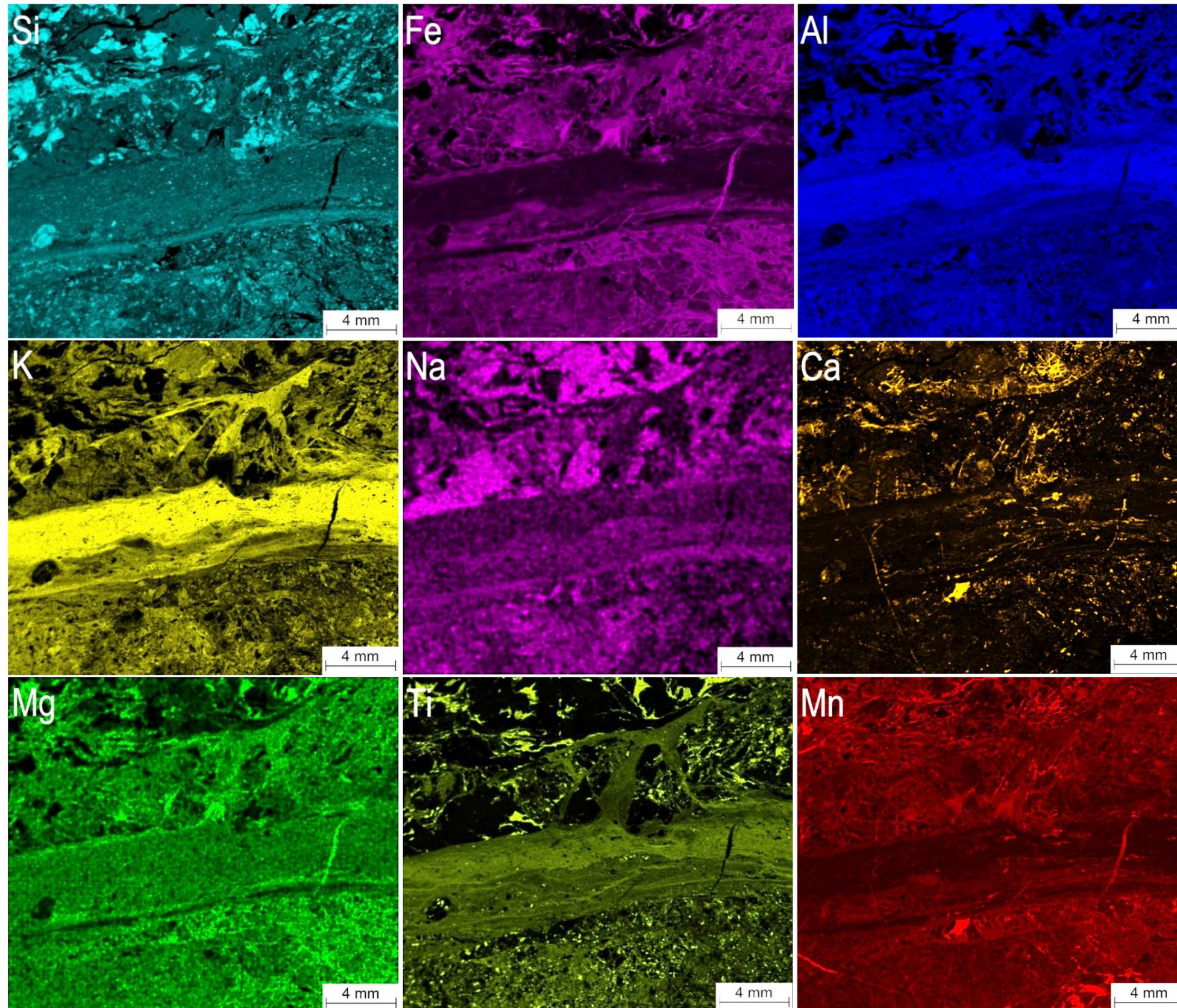


Abbildung 48: Mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse aufgenommene Elementkarten der Probe 20081300 (*kataklastischer Granitoid*). Die Elemente Silicium, Eisen, Aluminium, Kalium, Natrium, Magnesium, Titan, Calcium und Mangan wurden nachgewiesen.

7.3 Rasterelektronenmikroskopie (REM)

7.3.1 Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis (Probe 07081800)

Im *schwarzen Störungsgestein* (Abb. 35, Kap. 7.1.1) der Probe 07081800 des *Granat-Glimmer-Schiefer- bis Gneis* wurden mit dem Rasterelektronenmikroskop (BSE-Modus) die Minerale Quarz, Feldspat (Sanidin, Albit, Oligoklas), Chlorit, Anatas/ Rutil, Apatit, Granat und Zirkon identifiziert (Abb. 49, 50, 52; Anh. 49). In den Messlokationen 1, 4, 7 und 8 ist ein scharfer Abschnitt des *schwarzen Störungsgesteines* vom Umgebungsgestein erkennbar (Abb. 49, 50). Die Messlokationen 1 bis 8 zeigen eine homogene Matrix innerhalb der dunklen Adern. Diese zeigt selbst im Mikrometerbereich keine Körner. In der Messlokation 1, welche die Lokationen 2 und 3 einschließt, kann zwischen einer, in den rasterelektronenmikroskopischen Aufnahmen (BSE-Modus), heller und einer dunkler erscheinenden Matrix differenziert werden, die ineinander verzweigen. Eine kompositionelle Variation der Matrix liegt somit vor. Die hellere Matrix besteht demnach aus schwereren Elementen als die dunkleren Bereiche. Die chemische Zusammensetzung der Matrix besteht aus verschiedenen Anteilen von SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , K_2O , Ti_2O und SO_3 . Sie ließ keine eindeutige mineralogische Zuordnung zu (Anh. 47, 48). Offensichtlich handelt es sich dabei um ein Feldspat- und phyllosilikatreiches Gemisch. Die hellere und dunklere Matrix in den Messlokationen 1, 2 und 3 unterscheiden sich durch einen variablen Eisen- und Magnesium-Gehalt. In Messlokation 8 wurden zwei Profile vermessen, welche die kompositionelle Veränderung der Ader vom Rand zum Zentrum hin aufzeigen. Ein Anstieg von Al_2O_3 vom Rand der Ader in Richtung des Zentrums und ein Schwund von MgO und SO_3 in einem entsprechenden Umfang (unterschiedliche Skalierung der Diagramme betrachten) ist zu beobachten (Abb. 50, 51). Die Sphärolithe konnten mit dem Rasterelektronenmikroskop nicht identifiziert werden. In der Matrix sind gut gerundete Klasten aus Quarz, Sanidin, Zirkon, Anatas/ Rutil und Apatit eingeschlossen. Es sind mitunter bis zu 100 μm große, gut gerundete Klasten direkt neben dem scharfen Rand festzustellen.

In der Messlokation 9 und 10 setzt sich die Matrix aus feinen Körnern zusammen (Abb. 52). Der Rand zum Umgebungsgestein fällt im Mikrometerbereich im Gegensatz zu den anderen Messlokationen nicht scharf aus, sondern zeigt einen sanften Übergang zum Umgebungsgestein. Die Quarz-, Sanidin- und Anatas-/ Rutil-Klasten sind hier außerdem mäßig gut gerundet. Der in Messlokation 9 untersuchte Granat zeigt einen Anatas-/ Rutil-Kern und ist von Chlorit umgeben.

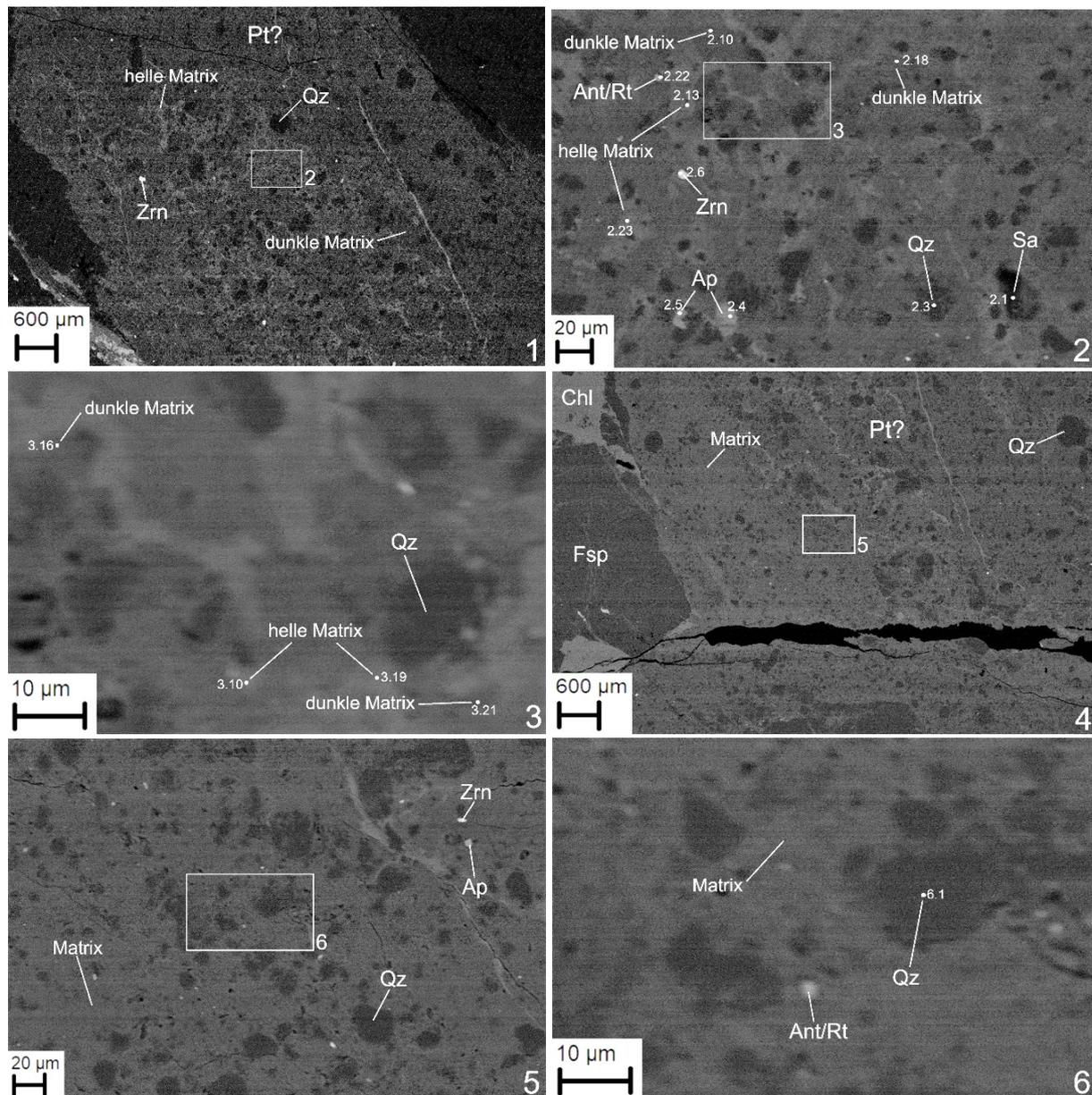


Abbildung 49: Mit dem Rasterelektronenmikroskop aufgenommene Bildaufnahmen der Messlokationen 1 bis 6 im *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* (Probe 07081800). Die Aufnahmen wurden im BSE-Modus (Rückstreuelektronen) erstellt. Die Graustufen korrelieren demnach mit den Ordnungszahlen der, am Aufbau der Mineralphasen, beteiligten Elemente. Je heller die Mineralphasen erscheinen, desto höher ist deren Dichte. Die Messlokationen 2 und 3 befinden sich innerhalb des Bildausschnittes der Messlokation 1. Die Messlokationen 5 und 6 befinden sich innerhalb des Bildausschnittes der Messlokation 4. Ein scharf abgeschnittener Rand des *schwarzen Störungsgesteines* (Pt?) ist im Bildausschnitt 1 und 4 zu sehen. Die Matrix zeigt keine Körner. In den Messlokationen 1, 2 und 3 ist eine kompositionelle Variation der Matrix zu beobachten. In den Aufnahmen (BSE-Modus) erscheinen manche Bereiche der Matrix heller als andere. Die hellere Matrix besteht demnach aus schwereren Elementen als die dunklen Bereiche. Die Klaster aus Quarz (Qz), Sanidin (Sa), Zirkon (Zrn), Apatit (Ap) und Anatas/ Rutil (Ant/ Rt) sind größtenteils gut gerundet. Die Messpunkte der im Anhang 47 und 49 bereitgestellten, repräsentativen Spektren der chemischen Zusammensetzung verschiedener Minerale und der Matrix sind markiert. Die Messlokationen 1, 2 und 3 korrelieren mit der polarisationsmikroskopischen Aufnahme in Abbildung 35A, Messlokationen 4, 5, 6 mit Abbildung 35B.

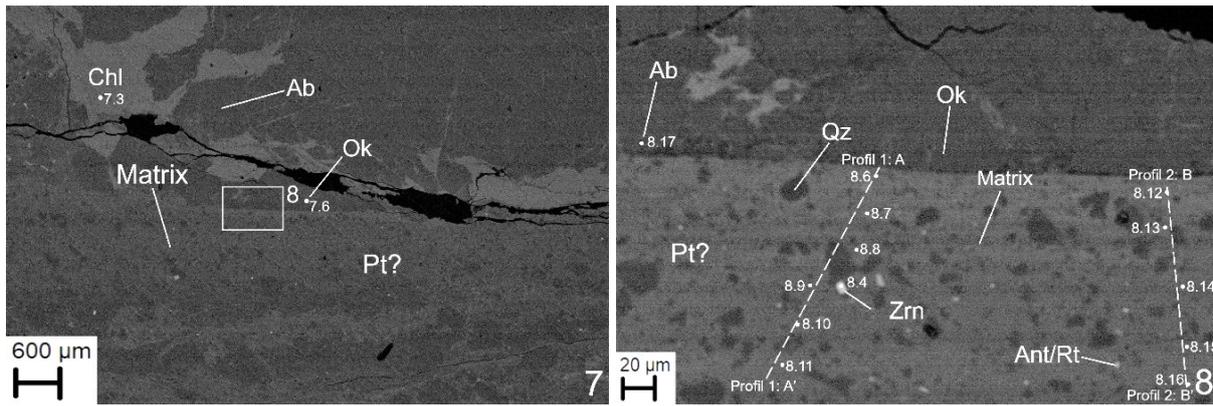
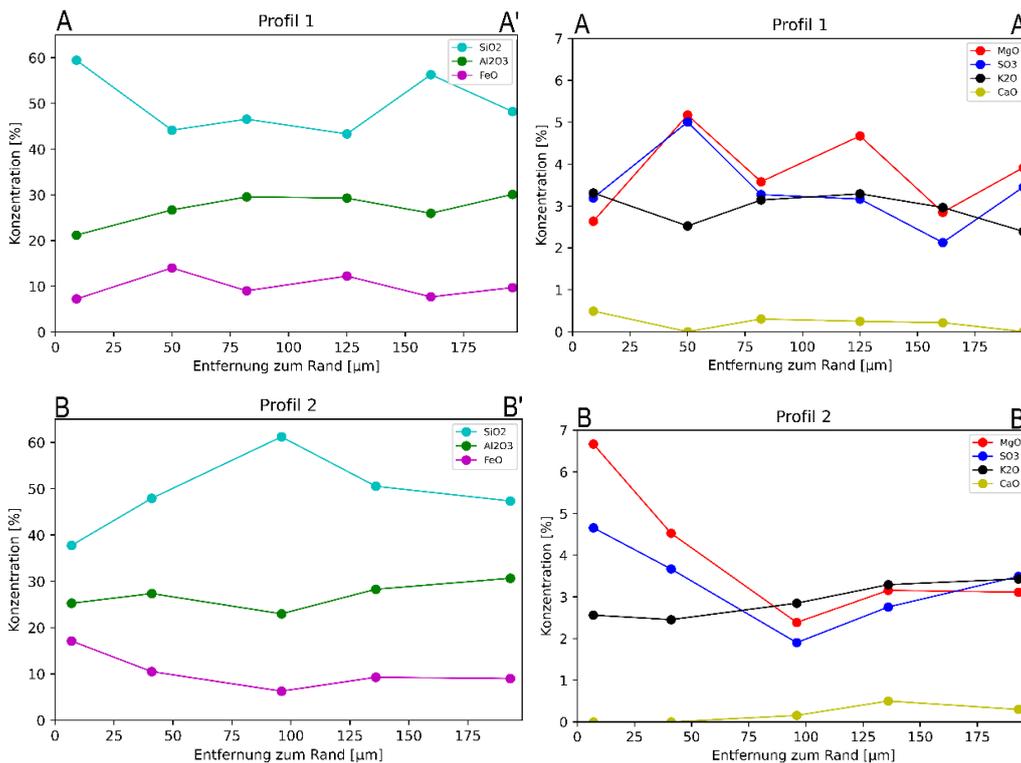


Abbildung 50: Mit dem Rasterelektronenmikroskop aufgenommene Bildaufnahmen der Messlokationen 7 und 8 im *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* (Probe 07081800). Die Aufnahmen wurden im BSE-Modus (Rückstreuetelektronen) erstellt. Je heller die Mineralphasen erscheinen, desto höher ist deren Dichte. Die Messlokation 8 befindet sich innerhalb des Bildausschnitts von Messlokation 7. Ein scharf abgeschnittener Rand des *schwarzen Störungsgesteins* (Pt?) zum Umgebungsgestein ist deutlich zu sehen. In der Matrix sind keine Körner erkennbar. Die eingeschlossenen Klaster aus Quarz (Qz), Zirkon (Zrn) und Anatas/ Rutil (Ant/ Rt) und vermutlich weiteren Mineralen sind größtenteils gut gerundet. Die Messpunkte von zwei Messprofilen, die sich aus Punktmessungen der chemischen Zusammensetzung der Matrix bestehen, sind im Bildausschnitt 8 dargestellt (Anh. 48). Die Messlokationen 7 und 8 korrelieren mit den polarisationsmikroskopischen Aufnahmen in Abbildung 35C.



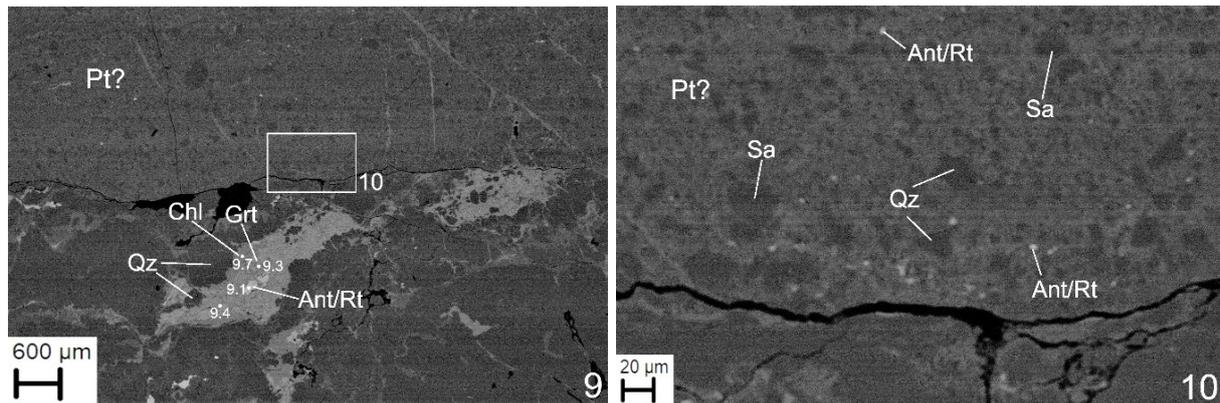


Abbildung 52: Mit dem Rasterelektronenmikroskop aufgenommene Bildaufnahmen der Messlokalitäten 9 und 10 aus dem *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* (Probe 07081800). Die Aufnahmen wurden im BSE-Modus (Rückstreuielektronen) erstellt. Je heller die Mineralphasen erscheinen, desto höher ist deren Dichte. Die Messlokation 10 befindet sich innerhalb des Bildausschnittes von Messlokation 9. Der Rand vom *schwarzen Störungsgestein* (Pt?) zum Umgebungsgestein verläuft etwas unscharf und die Matrix setzt sich aus feinen Körnern zusammen. Es sind Klasten aus Quarz (Qz), Sanidin (Sa), Anatas/ Rutil (Ant/ Rt) und vermutlich weiteren Mineralen eingeschlossen. Die Messpunkte der im Anhang 47 und 49 bereitgestellten, repräsentativen Spektren der chemischen Zusammensetzung verschiedener Minerale und der Matrix sind markiert. Die Messlokalitäten 7 und 8 korrelieren mit der polarisationsmikroskopischen Aufnahme in Abbildung 35F.

7.3.2 Kataklastischer Granitoid (Probe 20081300)

In der Probe 20081300 des *kataklastischen Granitoids* wurden mit dem Rasterelektronenmikroskop (BSE-Modus) im *schwarzen Störungsgestein* (Abb. 41; Kap. 7.1.4) die Minerale Quarz, Feldspat (Albit, Anorthoklas), Sulfide, Chlorit, Zirkon, Anatas/ Rutil und Apatit identifiziert (Abb. 53, Anh. 51). In den Messlokalitäten 1 und 4 ist erkennbar, dass der Abschnitt der Ader zum Umgebungsgestein mit einem Gradienten erfolgt (Abb. 53). Die Matrix setzt sich aus feinen Körnern zusammen. Ihre chemische Zusammensetzung aus verschiedenen Anteilen von SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , K_2O , Ti_2O und SO_3 , konnte keinem Mineral eindeutig zugeordnet werden (Anh. 50). Sie ähnelt der Matrix in Probe 07081800 und grenzt sich lediglich durch einen variablen Eisen-, Aluminium- und Magnesium-Gehalt ab. Die Matrix setzt sich demnach aus Feldspat und Phyllosilikaten zusammen. Angulare Klasten aus Quarz, Feldspat (Albit, Anorthoklas), Sulfiden, Apatit, Anatas/ Rutil und Zirkon sind in die Matrix eingeschlossen und Chlorit kommt innerhalb der Matrix vor.

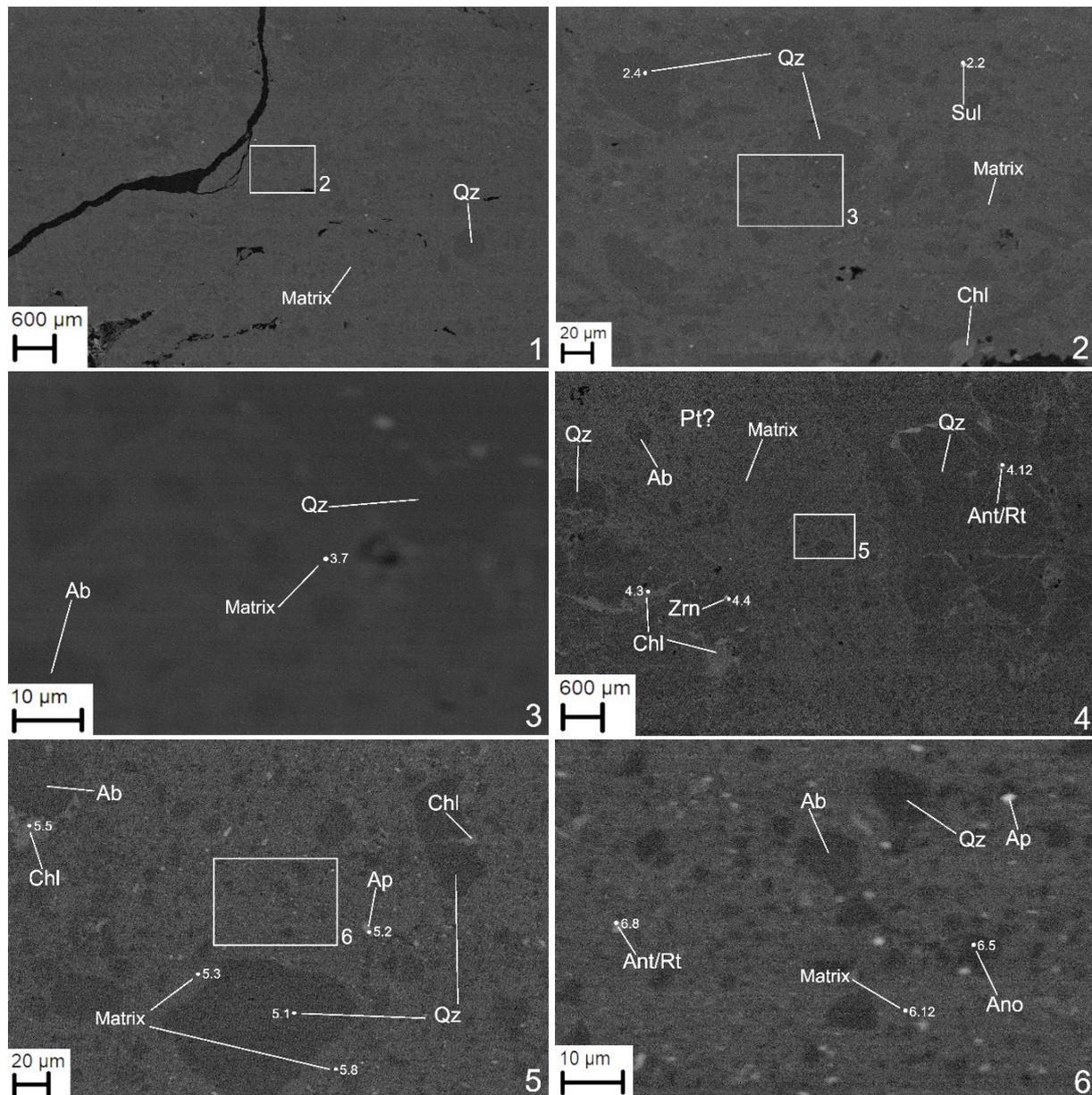


Abbildung 53: Mit dem Rasterelektronenmikroskop aufgenommene Bildaufnahmen der Messlokationen 1 bis 6 aus dem *kataklastischen Granitoid* (Probe 20081300). Die Aufnahmen wurden im BSE-Modus (Rückstreuelektronen) erstellt. Je heller die Mineralphasen erscheinen, desto höher ist deren Dichte. Die Messlokationen 2 und 3 befinden sich innerhalb des Bildausschnittes der Messlokation 1. Die Messlokationen 5 und 6 befinden sich innerhalb des Bildausschnittes der Messlokation 4. In Bildausschnitt 4 ist zu sehen, dass der Rand zum Umgebungsgestein unscharf ausfällt und mit dem *schwarzen Störungsgestein* (Pt?) verästelt. Die Matrix setzt sich aus feinen Körnern zusammen. Klasten sind häufig angular und setzen sich aus Quarz (Qz), Albit (Ab), Anorthoklas (Ano), Apatit (Ap), Zirkon (Zrn), Anatas/ Rutil (Ant/ Rt) und Sulfiden (Sul) zusammen. Chlorit (Chl) kommt ebenfalls innerhalb des *schwarzen Störungsgesteines* vor. Die Messpunkte der im Anhang 50 und 51 bereitgestellten, repräsentativen Spektren der chemischen Zusammensetzung verschiedener Minerale und der Matrix sind markiert. Die Messlokationen 1, 2 und 3 korrelieren mit den polarisationsmikroskopischen Aufnahmen in Abbildung 41C. Die Messlokationen 4, 5 und 6 mit den polarisationsmikroskopischen Aufnahmen in Abbildung 41B.

7.4 Raman-Spektroskopie

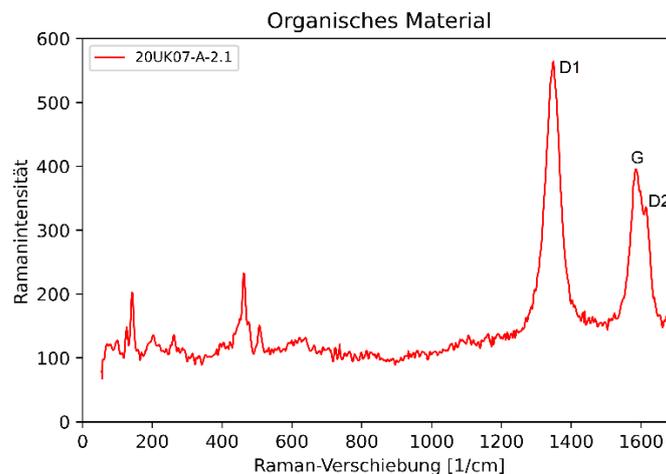


Abbildung 54: Raman-Spektrum der Messlokation 2.1 in der Probe 20UK07-A (*kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie*). Kohlenstoffhaltiges Material konnte durch den D1-, G- und D2-Peak identifiziert werden. Die Lokation des Messpunktes ist dem Anhang 54 zu entnehmen.

Die *schwarzen Störungsgesteine* in den Dünnschliffen 20UK06 (*kataklastischer Granitoid*) und 20UK07-A (*kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie*) weisen kohlenstoffhaltiges Material auf. Die Peaks von Kohlenstoff liegen in beiden Proben durchschnittlich etwa bei 1248 1/cm (D1-Peak), 1584 1/cm (G-Peak) und 1614 1/cm (D2-Peak) (Abb. 54). An acht verschiedenen Spektren von Messungen aus der Probe 20UK07-A konnte nach Beyssac et al. (2002) eine durchschnittliche Paläotemperatur von etwa 366 °C bestimmt werden, wobei der Minimalwert bei etwa 352 °C und der Maximalwert bei etwa 385 °C liegt (Anh. 52, 54). Der methodenspezifische Fehler von $\pm 50^\circ\text{C}$ muss dabei beachtet werden (Beyssac et al., 2002). In der Probe 20UK06 tritt das organische Material deutlich seltener und in geringerer Intensität auf wie in der Probe 20UK07-A, weshalb eine Deformationstemperatur dieser Probe nicht berechnet werden konnte. Aufgrund von, bei der Messung auftretenden Fluoreszenz-Erscheinungen, konnten die Proben 20UK09-A und 20UK09-B (*kataklastischer Granitoid*) nicht gemessen werden.

Die Minerale Anatas und Quarz konnten in den *schwarzen Störungsgesteinen* der Proben 20UK06 und 20UK07-A identifiziert werden. Letzterer kommt als Klaster in den dunklen Adern vor (Abb. 55).

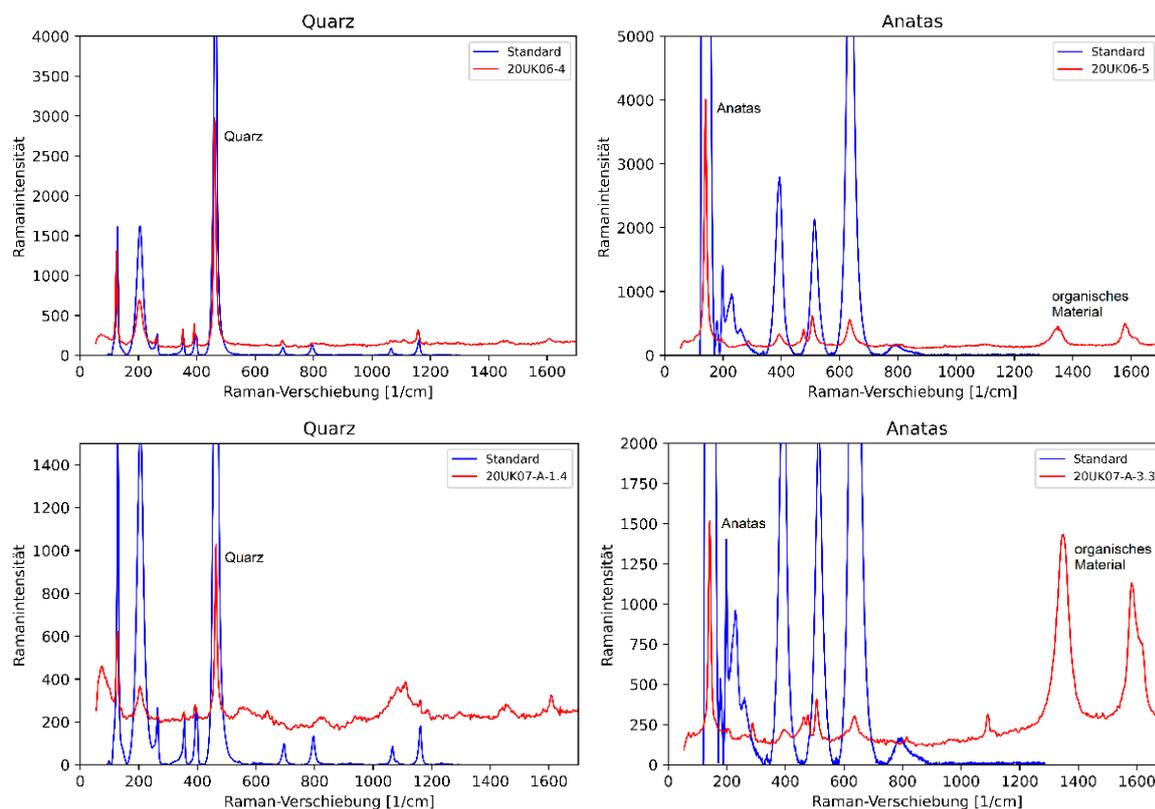


Abbildung 55: Raman-Spektren, welche in den Proben *20UK06 (kataklastischer Granitoid; oben)* und *20UK07-A (kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie; unten)* gemessen wurden. Die Minerale Quarz und Anatas wurden identifiziert. Ein materialcharakteristisches Standard-Spektrum ist jeweils in blau dargestellt. Die Lokationen der Messpunkte *20UK06-4, 20UK06-5, 20UK07-A-1.4* und *20UK07-A-3.3* sind dem Anhang 53 und 54 zu entnehmen.

8 Interpretation

8.1 Tiefkrustale Orientierung der Pustertal-Gailtal-Linie der Periadriatischen Störungszone

Die Bewegung an der Periadriatischen Störungszone ist einem transpressionalen Regime zuzuordnen (Kap. 3; Pfiffner, 2015; Schmid et al., 1989). Neben der dextralen Bewegung der ost- und südalpinen Einheiten aneinander vorbei, bedeutet dies eine Aufschiebung und Hebung des ostalpinen Gailtalkristallins gegenüber den südalpinen Einheiten. Die niedrigkrustale (bis zu 1 km Tiefe) Konstruktion der geologischen Untergrundprofile zeigt, durch das Einfallen der Störungszone nach Süden am Seebach und am Schwendereck, allerdings ein abschiebendes Regime (Abb. 33; Kap. 6.3.2). Ein oberflächliches Umbiegen der Störungszone, ist daher naheliegend (Abb. 56). Die kleinräumige Variation des Einfallens der Störungszone, zwischen den verschiedenen geologischen Profilen innerhalb des Kartiergebietes, spricht für diese Annahme. Die Profile liegen jeweils lediglich 1 bis 2 km voneinander entfernt und der Fallwinkel der Kernzone der Störung variiert von etwa 30 bis 90 Grad. Es ist somit davon auszugehen, dass sich die lokale Orientierung der Störungszone, an

Schwächezonen anpasst und Härtezonen, wie zum Beispiel der kompetenten *Quarzit-Schiefer*-Linse im inkompetenteren *Ton- bis Siltschiefer*, ausweicht (Kap. 6.3.2). Entsprechend dem transpressionalen Regime, weist die Pustertal-Gailtal-Linie im Kartiergebiet in Krustentiefen von mehr als 1 km vermutlich ein steiles Einfallen nach Norden auf.

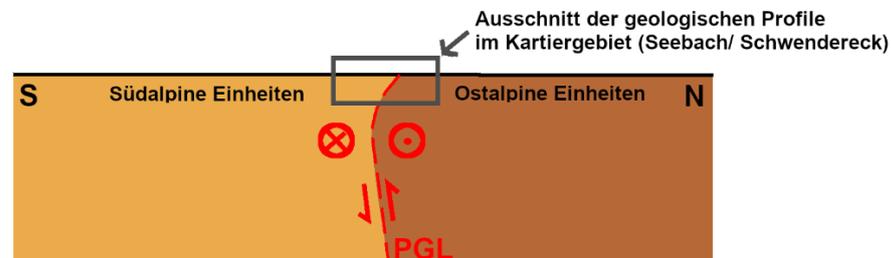


Abbildung 56: Tiefkrustale Orientierung der Pustertal-Gailtal-Linie im Kartiergebiet. Die Störungszone zeigt vermutlich ein steiles Einfallen nach Norden. Oberflächlich biegt sie demnach um, sodass sie dort ein Einfallen nach Süden aufweist.

8.2 Metamorphosegeschichte der mikrostrukturell untersuchten, möglicherweise Pseudotachylit-führenden Einheiten

Im Folgenden wird auf die Metamorphosegeschichte des *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis*, des *Tonalits*, des *kataklastischen Granitoids* und des *kataklastischen Gesteins unbekannter Lithologie* eingegangen. Diese kartierten Einheiten zeigen makroskopisch eine optische Evidenz, Pseudotachylite zu enthalten (Kap. 6.3.3) und wurden daher mikrostrukturellen Untersuchungen unterzogen. Durch das Verständnis der Metamorphosegeschichte der Lithologien, konnte das Vorhandensein von pseudotachylitbildenden Umgebungsbedingungen geprüft werden.

Die, im Gelände beobachtete, spröde Überprägung der Gesteine durch die Pustertal-Gailtal-Linie (Kap. 6.3.3), ist auch in allen mikrostrukturell untersuchten Proben an der Überprägung der primären Gefüge und der Mineralveränderungen erkennbar. Die peakmetamorphen Bedingungen weichen in den verschiedenen Gesteinen jedoch mitunter voneinander ab.

8.2.1 Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis (Probe 07081800)

Das Vorkommen des Anzeigeminerals Granat und die polarisationsmikroskopisch identifizierten Subkornrotations-Texturen im Quarz lassen eine peakmetamorphe Überprägung des *Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneis* des ostalpinen Gailtalkristallins unter amphibolitfaziellen Bedingungen vermuten. Granat wurde im *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* bereits während der Geländearbeit identifiziert (Kap. 6). Zudem wurde er in der Probe 07081800, welche etwa 500 m südlich von Moos gefunden wurde, mit dem Polarisationsmikroskop (Kap. 7.1.1), durch Messungen der chemischen Elementarzusammensetzung mit dem Rasterelektronenmikroskop (Kap. 7.3.1) und mittels

Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse (Kap. 7.2.1) nachgewiesen. Es ist zu beachten, dass der Feldspat zwar undulös auslöscht und demnach bereits plastische Deformationsspuren aufweist, er aber keine Rekristallisation zeigt. Demnach fand die Peakmetamorphose bei Temperaturbedingungen von etwa 500°C statt (Abb. 57; 58). Die Präsenz von Chlorit bezeugt eine spätere, grünschieferfazielle Überprägung, welche bei Temperaturen von etwa 300 bis 400 °C begann. Der Metamorphosepfad ist demnach retrograd.

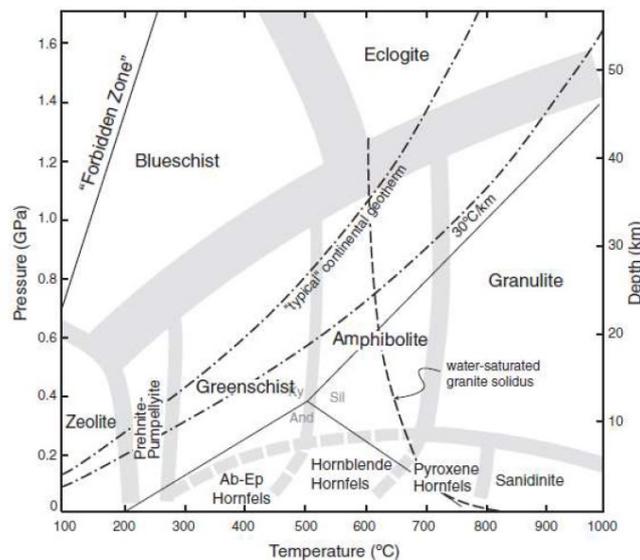


Abbildung 57: Temperatur-Druck Diagramm. Zeigt die Grenzen der verschiedenen metamorphen Fazies, wobei die Grenzen nicht scharf, sondern mit einem Übergangsbereich erfolgen (Winter, 2013). Die Peakmetamorphose der Probe 07081800 des *Granat-Glimmer*-Schiefers bis -Gneis fand vermutlich unter amphibolitfaziellen Bedingungen statt. Danach kam es zu einer retrograden grünschieferfaziellen Überprägung.

Die in der Probe 07081800 beobachtete Heterogenität der Korngröße (fein- bis grobkörnig), zeugt von einer spröden Deformation des Gesteins. Diese wird zudem durch die inhomogene Korngrößenverteilung in der gesamten Probe – im oberen Teil des Dünnschliffes sind die Klatten größer als im unteren Teil – bestätigt. Die vollkommen zerbrochenen Klatten aus Quarz, Feldspat und Granat und die zahlreichen verheilten Risse im Gestein sind ebenfalls auf eine spröde Deformation zurückzuführen (Kap. 7.1.1, 7.2.1). Belegt ist diese zudem durch Harnischstriemungen auf Störungsflächen und einen hohen Kataklysegrad im Gestein, welche im Gelände beobachtet wurden (Kap. 6).

Da Risse in den Klatten zum Teil mit Chlorit verfüllt sind, muss die Scherphase in einem grünschieferfaziellen Regime stattgefunden oder begonnen haben. Auf die frühe, peakmetamorphe Scherung, die an den Subkornrotations-Texturen von Quarz erkennbar ist, folgte demnach eine weitere, semiduktile bis spröde Scherphase (Abb. 58). Unklar ist, ob die Längung im Quarz lediglich auf die frühe, peakmetamorphe Überprägung zurückzuführen ist, oder ob diese Längung zusätzlich durch die spätere Deformationsphase, während

grünschieferfaziellen Bedingungen, verstärkt wurde. Klar ist jedoch, dass die Scherung bis in ein vollkommen sprödes Deformationsregime anhielt.

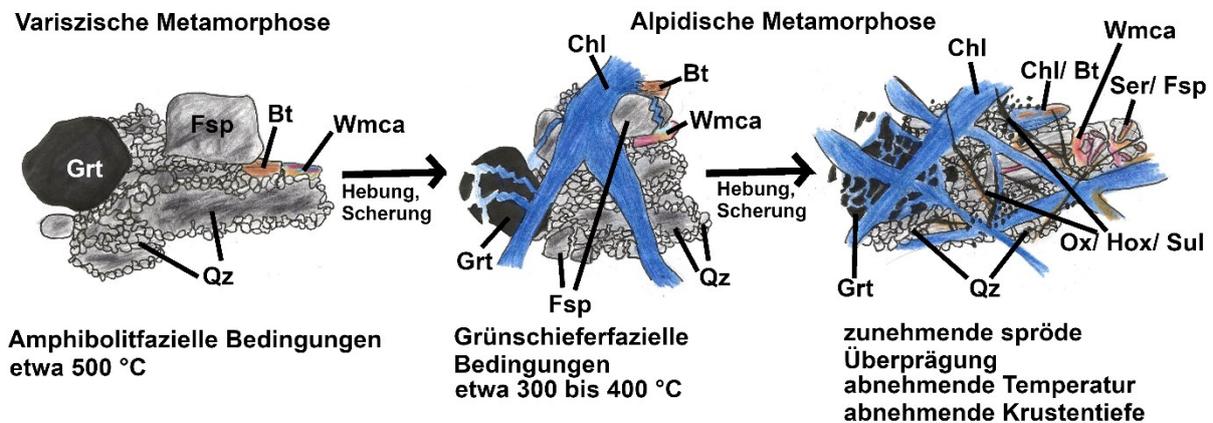


Abbildung 58: Metamorphosephasen des *Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneis*. Die Peakmetamorphose fand unter amphibolitfazialen Bedingungen während der variszischen Orogenese statt. Erkennbar ist dies am Anzeigemineral Granat (Grt) sowie den Subkornrotations-Texturen im Quarz (Qz). Später gab es eine weitere Metamorphosephase durch die alpidische Orogenese, welche im grünschieferfaziellen Regime stattfand. Letzteres ist am Chlorit (Chl) erkennbar. Zunächst wurde Granat und Feldspat (Fsp) spröde deformiert. Möglicherweise wurde der Quarz in dieser Phase erneut duktil gelängt. Die Scherung hielt bis in ein vollkommen sprödes Regime an, in dem auch der Quarz zerbrach und ging einher mit einer Alteration durch Fluide, welche für die Kristallisation vieler Sekundärminerale sorgte.

Die semiduktile bis spröde Überprägung des Gesteins ging, ähnlich wie bereits in vorangestellter Arbeit nach Bühlhoff (2022) beschrieben, mit einem Alterationsprozess einher. Letzterer war mit Hydratation verbunden. Der Alterationsprozess wurde durch zirkulierende Fluide vorangetrieben, die für die Änderungen im Stoffbestand sorgten und somit die metasomatische Bildung neuer Mineralphasen ermöglichten (Winter, 2013). Dies wird durch den hohen Gehalt an Sekundärmineralen in der Probe bezeugt (Kap. 7.1.1, 7.2.1, 7.3.1).

Das kataklastische Gefüge und das vorangeschrittene Stadium der Korngrößenverkleinerung erhöhte die innere Oberfläche und somit die Reaktionsbereitschaft des Gesteins. Zudem entstand ein dichtes Bruchnetzwerk, welches Fluidwegsamkeiten schaffte und somit den Alterationseffekt stark vorantrieb.

Nach Bowen alterieren die in der untersuchten Probe befindlichen Hauptmengeanteile an der Oberfläche in der Reihenfolge calciumreiche Plagioklase, natriumreiche Plagioklase, Biotit, Alkalifeldspäte und Quarz (Okrusch & Matthes, 2005). Ähnlich wie bereits nach Bühlhoff (2022) in vorangegangener Arbeit beschrieben, erfolgt im Zuge der Alteration eine Chloritisierung von Granat und Biotit, was an der Vergesellschaftung und der Umhüllung dieser Minerale mit Chlorit zu beobachten ist. Dies konnte neben polarisationsmikroskopischen Methoden besonders mit dem Rasterelektronenmikroskop nachgewiesen werden (Abb. 52; Kap. 7.3.1). In der Probe wurde rasterelektronenmikroskopisch zudem hauptsächlich Albit (Natrium-Endglied von Feldspat), wenig Oligoklas (natriumreicher Plagioklas) und Sanidin

(Alkalifeldspat) nachgewiesen (Kap. 7.3.1). Dies kann entweder auf die primäre Zusammensetzung oder die bereits erfolgte Umwandlung von calciumreichen in natriumreichen Feldspat zurückzuführen sein. An den polarisationsmikroskopisch beobachteten Anlagerungen von Helglimmer an den Spaltflächen des Feldspats ist außerdem eine Serizitisierung zu erkennen (Kap. 7.1.1). Hierfür ist ein Kalium-Ion nötig, welches bei der Alteration der Alkalifeldspäte oder bei der Umwandlung von Biotit zu Chlorit freigesetzt wurde. An wenigen Stellen ist ebenfalls eine Umwandlung von Feldspat in Epidot zu beobachten. Die, für die Entstehung von Epidot nötigen, Calcium- und Eisen-Ionen wurden durch die Umwandlung von Granat zu Chlorit oder durch die Alteration von calciumreichem Feldspat bereitgestellt. Die im Zuge der Umwandlungsprozesse freigesetzten Eisen-, Magnesium- und Mangan-Ionen bildeten zum Teil Oxide, Hydroxide oder Sulfide aus, welche ebenfalls polarisationsmikroskopisch und unter dem Rasterelektronenmikroskop beobachtet wurden (Kap. 7.1.1, 7.3.1). Sekundärminerale wie Chlorit und Oxide/ Hydroxide/ Sulfide sind vermehrt in Zwickeln und Kornzwischenräumen angelagert. Das liegt daran, dass sie aus den in den Fluiden enthaltenen, freigesetzten Ionen der Primärminerale oder durch die von Fluiden eingebrachten Ionen kristallisierten (Winter, 2013).

Die beschriebenen Erkenntnisse decken sich mit dem regionalgeologischen Kontext. Die Amphibolitfazies und die Grünschieferfazies gehören der mittleren Faziesserie an, die typisch für eine Dislokationsmetamorphose durch tektonische Deformation in Störungs- und Scherzonen an Orogenen ist. Die peakmetamorphe Überprägung ist auf eine frühe Metamorphose während der variszischen Gebirgsbildung im Devon bis Karbon zurückzuführen (Kap. 3). Nach Bertrand et al. (2017), befand sich der *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* zu diesem Zeitpunkt in Krustentiefen von 15 bis 20 km (Kap. 3), welche sich mit einem amphibolitfaziellen Regime decken. Es ist allerdings zu beachten, dass sich das Gailtalkristallin, welchem der *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* angehört, aus voneinander getrennt abgelagerten und erst später zusammengefügten Einheiten zusammensetzt. Daher kommt es zu variierenden Metamorphosebedingungen innerhalb des Gailtalkristallines (Kap. 3). Die, im grünschieferfaziellen Regime beginnende, semiduktile bis spröde Überprägung ist, wie bereits in Kapitel 6.3.1 beschrieben, auf die Bewegung an der Pustertal-Gailtal-Linie der Periadriatischen Störungszone während der alpidischen Orogenese zurückzuführen. Die Ergebnisse stimmen mit den Erkenntnissen von Sprenger (1996) überein.

8.2.2 Tonalit (Proben 20081230-1; 20081230-2), kataklastischer Granitoid (Proben 20UK06; 20UK09; 20081300) und kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie (Probe 20UK07)

Die unter dem Polarisationsmikroskop untersuchten, optischen Eigenschaften der Proben 20UK06 (*kataklastischer Granitoid*), 20UK07 (*kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie*)

und 20UK09 (*kataklastischer Granitoid*) von der Pustertal-Gailtal-Linie werden im Folgenden lediglich kurz angesprochen, da diese bereits in vorangegangener Arbeit nach Bühlhoff (2022) umfassend analysiert wurden. Ihre, ebenfalls in der vorangegangenen Arbeit beschriebene Metamorphosegeschichte wird erneut aufgegriffen. Ergänzt wird diese durch Beobachtungen der Raman-Spektroskopie und Beobachtungen in den Proben 20081230-1 und 20081230-2 des *Tonalits* und der Probe 20081300 des *kataklastischen Granitoids*.

Da zu vermuten ist, dass der *Tonalit*, der *kataklastische Granitoid* und das *kataklastische Gestein unbekannter Lithologie* einen gleichen Protolithen aufweisen (Kap. 6.3.1) und die drei Einheiten demnach eine ähnliche Metamorphosegeschichte haben, werden sie zusammengefasst beschrieben.

Die Indexminerale Chlorit und Epidot/ Klinozoisit, die duktile Verformung von Quarz und die Rekristallisation dessen, in Form von „Bulging“, lassen auf eine metamorphe Überprägung unter grünschieferfaziellen PT-Bedingungen schließen (Abb. 59). Diese Gefüge sind in den Proben des *Tonalits* und des *kataklastischen Granitoids* der Pustertal-Gailtal-Linie (Proben 20081230-1, 20081230-2, 20081300) vorhanden (Kap. 7.1.2, 7.1.3, 7.1.4, 7.3.2). Auch die Ergebnisse der Proben 20UK06, 20UK07 und 20UK09, die ebenfalls aus dem *Tonalit*, dem *kataklastischen Granitoid* und dem *Kataklastischen Gestein unbekannter Lithologie* von der Pustertal-Gailtal-Linie stammen (Tab. 4; Kap. 7), stimmen mit diesen Metamorphosebedingungen überein. Die anhand des, in der Probe 20UK07 vorkommenden, organischen Materials, berechnete Deformationstemperatur beträgt etwa 366 °C (Kap. 7.4). Dies entspricht ebenfalls einer grünschieferfaziellen Deformationstemperatur. Die Peakmetamorphosebedingungen können somit auf Temperaturen zwischen 300 und 400 °C abgeschätzt werden und sind demnach höher als mit 250 bis 300 °C nach Bühlhoff (2022) in vorangegangener Arbeit angenommen.

Ähnlich wie in Kapitel 8.2.1 beschrieben, setzte eine Scherung in grünschieferfaziellen Umgebungsbedingungen ein (Abb. 59), mit dem Unterschied, dass eine höher metamorphe Überprägung nicht erfolgte. Dies wird durch duktil verformten Quarz, welcher in allen Proben zu sehen ist, und mit Chlorit verheilte Risse, bezeugt (Kap. 7.1.2, 7.1.3, 7.1.4). Da die analysierten Gesteine, ausgenommen möglicherweise Teile des *Kataklastischen Gesteins unbekannter Lithologie* (Kap. 6.3.1), jedoch oligozäne Intrusiva darstellen, kann die duktile Längung von Quarz zudem auf eine, bei Einsatz der Scherung noch nicht vollständig von statten gegangene, Abkühlung der Gesteine zurückzuführen sein. Demnach wären, wie bereits nach Bühlhoff (2022) in vorangegangener Arbeit beschrieben, durch entsprechende Krustentiefen veranlasste, passende Druck- und Temperaturbedingungen nicht die Ursache der duktilen Verformung von Quarz.

Im Anschluss wurde der Quarz, so wie die gesamte Probe, spröde deformiert (Abb. 59). Dies ist in allen Proben durch die zerbrochenen Quarz- und Feldspat-Klasten, verheilten Risse,

Versätze und die Heterogenität der Korngröße (fein- bis grobkörnig) bezeugt. Die spröden Deformationsstrukturen ähneln demnach den Gefügen der, in vorangegangener Arbeit nach Bühlhoff (2022) analysierten Dünnschliffe (20UK06, 20UK07 und 20UK09). Sie weisen auf eine anhaltende Scherung bis in ein vollkommen sprödes Verformungsumfeld in geringer Krustentiefe und einem vollständig abgekühlten Pluton hin. Im Gelände äußert sich dies durch Harnischstriemungen auf Störungsflächen und unterschiedlich intensive Kataklyse im *Tonalit*, dem *kataklastischen Granitoid* und dem *Kataklastischen Gestein unbekannter Lithologie*. Die kataklastische Verformung erfolgte demnach während einer progressiven Exhumierung. Der Mechanismus war hier ein transpressionaler, wobei die Hebung und die seitliche Scherung gleichzeitig stattfanden (Kap. 3).

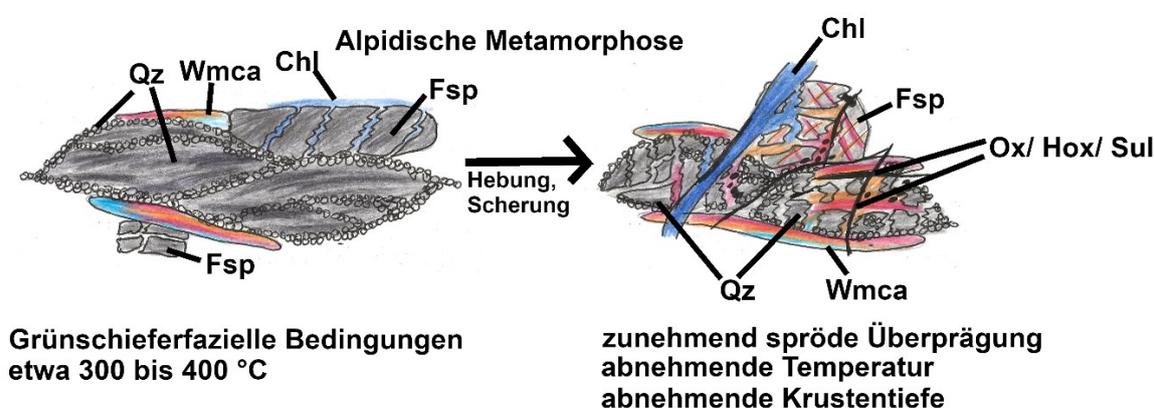


Abbildung 59: Metamorphosephasen der oligozänen Plutonite. Während einer Scherphase wurde in einem grünschieferfaziellen Regime zunächst der Quarz (Qz) duktil gelängt und rekristallisierte in Form von „Bulging“. Der Feldspat (Fsp) wurde spröde deformiert. Die Scherung ging einher mit einer Exhumierung und hielt bis in ein vollkommen sprödes Verformungsregime an, in dem auch der Quarz brach. Eine Alteration durch Fluide fand zeitgleich statt und ist am hohen Gehalt an Sekundärmineralen erkennbar.

Wie im *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* (Kap. 8.2.1) ging auch hier die semiduktile bis spröde Überprägung der Gesteine mit einem Alterationsprozess einher, welcher durch zirkulierende Fluide vorangetrieben wurde und sich in allen Proben durch einen hohen Gehalt an Sekundärmineralen äußert. Mehrere Generationen von Bruchnetzwerken wurden durch Fluide verschiedener Zusammensetzung durchzogen, was an deren gegenseitiger Überprägung und variablen Mineralogie zu sehen ist (Kap. 7.1.2, 7.1.3, 7.1.4, 7.2.2). Die mit hypidiomorphem Quarz verfüllten, faserigen Adern in der Probe 20081300 zeugen von einer schnellen Öffnung von Brüchen zu einem späten Zeitpunkt in einer geringen Krustentiefe (Kap. 7.1.4). Calcit-Zwillinge in derselben Probe zeigen eine Verzwilligung, die dem zweiten der nach Ferill et al. (2004) beschriebenen Calcit-Zwillinge ähnelt. Demnach können verschiedene Zwillingerscheinungen von Calcit als Niedrigtemperaturgeothermometer genutzt werden. Die Breite und Morphologie der Calcit-Zwillinge wird dabei mit der Verformungstemperatur

korreliert. Die Verformungstemperatur der Calcit-Zwillinge kann somit auf 200°C geschätzt werden. Calcit kristallisierte folglich während des Exhumationsprozesses aus.

Nach Bowen alterieren die, in der untersuchten Probe befindlichen Hauptgemengeanteile, an der Oberfläche in der Reihenfolge: calciumreiche Plagioklase, Hornblenden, natriumreiche Plagioklase, Alkalifeldspäte und Quarz (Okrusch & Matthes, 2005). In der Probe 20081300 des *kataklastischen Granitoids* wurde polarisations- und rasterelektronenmikroskopisch hauptsächlich Albit (Natrium-Endglied von Feldspat), wenig Andesin (natriumreicher Plagioklas) und Anorthoklas (natriumreicher Alkalifeldspat) nachgewiesen (Kap. 7.3.2). Dies deckt sich mit den Ergebnissen der Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse, die das Vorkommen von calciumarmem Plagioklas und Alkalifeldspat vermuten lassen (Kap. 7.2.2). Der polarisationsmikroskopische Nachweis von Albit in allen untersuchten Proben, bestätigt dies ebenfalls (Kap. 7.1.2, 7.1.3, 7.1.4). Dies kann wie bei Probe 07081800 (*Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis*; Kap. 8.2.1) entweder auf die primäre Zusammensetzung oder die bereits erfolgte Umwandlung von calciumreichen in natriumreichen Feldspat zurückzuführen sein. An den, in allen Proben polarisationsmikroskopisch beobachteten, Anlagerungen von Hellglimmer an den Spaltflächen des Feldspats ist zudem, wie in Kapitel 8.2.1 beschrieben, eine Serizitisierung zu erkennen. Das hierfür benötigte Kalium-Ion wurde bei der Alteration der Alkalifeldspäte freigesetzt oder entstammt der hydrothermalen Lösung. An wenigen Stellen ist in allen Proben ebenfalls eine Umwandlung von Feldspat in Epidot zu beobachten, wobei das nötige Calcium-Ion durch die potenzielle Alteration von calciumreichem Feldspat oder durch zirkulierende Fluide bereitgestellt wurde. Die Fluide waren vor allem in der Probe 20081300 carbonatreich, was an den mit Carbonat verheilten Rissen erkennbar ist (Kap. 7.1.4, 7.2.2). Die durch die Umwandlungsprozesse freigesetzten Eisen-, Magnesium-, und Mangan-Ionen bildeten, wie in Kapitel 8.2.1 beschrieben, vermutlich Oxide, Hydroxide oder Sulfide aus. Diese wurden ebenfalls in allen Proben beobachtet. Auch der mittels Raman-Spektroskopie identifizierte Anatas in den Proben 20UK06 und 20UK07 entstand womöglich durch zirkulierende Fluide. Es ist außerdem zu vermuten, dass der, in diesen Proben vorhandene Kohlenstoff, ebenfalls im Zuge der Kataklastik durch Fluide eingetragen wurde (Winter, 2013). Eine frühere Anwesenheit von Hornblende kann aufgrund ihres frühen Alterationszeitpunktes nicht ausgeschlossen werden. Möglicherweise wurde diese bereits durch zirkulierende Fluide in Chlorit umgewandelt. Hornblende ist für ein tonalitisches Gestein typisch und konnte im Gelände im wenig kataklastischen *Tonalit* beobachtet werden (Kap. 6.2.3.2).

Die beschriebenen Erkenntnisse decken sich mit dem regionalgeologischen Kontext (Kap. 3). Die oligozänen, granitoiden Schmelzen intrudierten an der Pustertal-Gailtal-Linie in eine Krustentiefe von bis zu 15 km, was mit einem grünschieferfaziellen Regime übereinstimmt. Die semiduktile bis spröde Überprägung ist, wie bereits in Kapitel 6.3.1 erläutert, auf die Bewegung an der Pustertal-Gailtal-Linie der Periadriatischen Störungszone zurückzuführen. Die

Scherung muss hier zeitgleich oder im direkten Anschluss an die Intrusion wirksam gewesen sein. Nur so ist ein Einsatz der Verformung unter grünschieferfaziellen Bedingungen vor der Exhumierung oder in einem nicht vollständig abgekühlten Zustand der Plutone, möglich. Der Carbonat-Eintrag in die zirkulierenden Fluide, der vor allem in der Probe 20081300 deutlich wird, ist durch die geographische Nähe zum südalpiner Grundgebirge erklärbar, aus dem die Sedimente womöglich eingetragen wurden.

8.3 Vorkommen von Pseudotachyliten

8.3.1 Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis (Probe 07081800)

Makroskopisch weist der *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* an einigen Stellen eine erhebliche Evidenz auf, Pseudotachylite zu enthalten. Diese äußert sich durch das Auftreten von foliationsparallelen und foliationsdiskordanten, vom Umgebungsgestein vollkommen scharf abgeschnittenen, schwarzen Adern mit Injektionsadern (Kap. 6.3.3). Auch die weiterführenden, petrographischen und mikrostrukturellen Untersuchungen des *schwarzen Störungsgesteines* in der Probe 07081800, die etwa 500 m südlich von Moos gefunden wurde, bestätigten diese Evidenz größtenteils.

Das Auftreten einer, von der Hauptader verzweigenden Injektionsader des *schwarzen Störungsgesteines*, die den von Dunkel et al. (2021a; 2021b) beschriebenen Injektionsadern in Pseudotachyliten ähnelt, konnte polarisationsmikroskopisch bestätigt werden (Abb. 35; Kap. 7.1.1). Zusätzlich spricht das Vorkommen weiterer, foliationsdiskordanter Adern im oberen Teil des Dünnschliffes für ein Vorkommen von erstarrter Reibungsschmelze. Der scharf zum Umgebungsgestein abgeschnittene Rand ist nicht nur makroskopisch, sondern auch unter dem Polarisationsmikroskop und an manchen Stellen unter dem Rasterelektronenmikroskop nachweisbar (Abb. 49; Lok. 1 bis 4; Abb. 50; Lok. 7, 8; Kap. 7.3.1). Er ähnelt dem in von Dunkel et al. (2021b), von Ikesawa et al. (2003) und von Meneghini et al. (2010) beschriebenen, scharfen Rand von Pseudotachyliten. Polarisationsmikroskopisch und in den, mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse aufgenommenen Elementkarten (Abb. 44, 45; Kap. 7.2.1), ist ein kompositioneller Lagenbau innerhalb des *schwarzen Störungsgesteines* erkennbar. Unter dem Rasterelektronenmikroskop konnte ebenfalls eine inhomogene Zusammensetzung der Matrix beobachtet werden (Abb. 49; Lok. 1 bis 3; Kap. 7.3.1). Die Inhomogenität äußert sich zudem in den, mit dem Rasterelektronenmikroskop erstellten Messprofilen, durch die Zunahme von Al_2O_3 und die Abnahme von MgO und SO_3 , vom Rand zum Zentrum des *schwarzen Störungsgesteines* (Abb. 50, 51; Kap. 7.3.1). Sie entstand möglicherweise durch Bewegungen während der friktionellen Schmelzbildung. Die unter dem Polarisationsmikroskop optisch isotrope Erscheinung des *schwarzen Störungsgesteines* (Abb. 35; Kap. 7.1.1), kann auch auf eine geringe Korngröße der Matrix zurückzuführen sein. Deshalb kann die optische Isotropie polarisationsmikroskopisch nicht zweifellos bestätigt werden. Allerdings konnten in

den meisten Messlokalationen (Abb. 49, 50; Kap. 7.3.1) auch unter dem Rasterelektronenmikroskop selbst im Mikrometerbereich keine Körner in der Matrix erkannt werden, sodass eine glasige Struktur der Matrix zu vermuten ist. Die mit dem Rasterelektronenmikroskop gemessenen, chemischen Zusammensetzungen der Matrix des *schwarzen Störungsgesteines* konnten zudem keiner Mineralogie eindeutig zugeordnet werden, was wiederum auf eine glasige Zusammensetzung aus einer Mischung verschiedener Minerale hindeutet. Vermutlich handelt es sich um ein Gemisch aus Feldspat und Phyllosilikaten, hauptsächlich Hellglimmern, was ebenfalls durch die mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse erstellten Elementkarten bestätigt wird (Kap. 7.2.1). In der Arbeit von Spray (2010) wurden die Schmelztemperaturen von Epidot mit 500 °C, Glimmer (Muskovit und Biotit) mit 650°C, Hornblende mit 750°C, Albit mit 1100°C, Orthoklas mit 1150 °C, Anorthit mit 1550 °C und Quarz mit 1730 °C angegeben. Da im Umgebungsgestein lediglich sehr wenig Epidot und keine Hornblende vorhanden ist (Kap. 7.1.1), stellen Glimmer und Feldspat die Minerale mit dem geringsten Schmelzpunkt dar und sind demnach in einer friktionellen Schmelze zu erwarten. Quarz und Feldspat kommen, wie in den von Hasegawa et al. (2019) beschriebenen Pseudotachyliten, in Form von gut gerundeten Klasten vor (Kap. 7.1.1, 7.2.1, 7.3.1). Dies resultiert aus ihrem, im Vergleich zu den Phyllosilikaten, deutlich höherem Schmelzpunkt. Der polarisationsmikroskopisch nachgewiesene, korrodierte Rand mancher Feldspat und Quarz-Klasten (Abb. 35; Kap. 7.1.1) zeugt von einer möglichen Interaktion mit einer Schmelze, wie nach Moris-Muttoni et al. (2022) beschrieben. Zudem wurden Klasten aus Anatas/ Rutil identifiziert, welche nach Moris-Muttoni et al. (2022) als Tröpfchen interpretiert werden können. Diese werden neben Eisensulfiden häufig in Pseudotachyliten nachgewiesen (Hasegawa et al., 2019; Ikesawa et al., 2003; Rowe et al., 2005). Die überwiegend gute Rundung der Klasten (Abb. 35; Kap. 7.1.1; Abb. 49, 50; Kap. 7.3.1) spricht für einen großen Versatzbetrag. Die in der Injektionsader des *schwarzen Störungsgesteines* vorkommenden, etwa 250 µm großen Sphärolithe, welche in diversen Pseudotachyliten dokumentiert wurden (Kirkpatrick & Rowe, 2013; Lin, 2007), stellen Entglasungen dar oder entstanden, wie nach Dunkel et al. (2021a) beschrieben, durch eine, im Zentrum der Ader langsamere Abkühlungsgeschwindigkeit.

Es gibt allerdings auch Hinweise auf eine kataklastische Entstehung des *schwarzen Störungsgesteines* in der Probe 07081800 des *Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneis*.

Das inhomogene, *schwarze Störungsgestein* weist Bereiche auf, welchen unter dem Polarisationsmikroskop (Abb. 35; Kap. 7.1.1) und unter dem Rasterelektronenmikroskop (Abb. 52; Kap. 7.3.1) eine feinkörnige Zusammensetzung (unter 0,05 mm) der Matrix erkennen lassen. Die Quarz-, Sanidin- und Anatas-/ Rutil-Klasten sind in diesen Bereichen größer, schlechter gerundet und treten zahlreicher auf als die entsprechenden Klasten in den Messlokalationen, welche keine Körner in der Matrix aufweisen. Das führt zu einem geringeren

Matrixanteil. Unter dem Rasterelektronenmikroskop konnte dort außerdem eine unscharfe Erscheinung des unter dem Polarisationsmikroskop scharf erscheinenden Randes zum Umgebungsgestein nachgewiesen werden (Abb. 52; Kap. 7.3.1). Zudem werden durch den Rand zum Umgebungsgestein an einigen Stellen neben Quarz und Feldspat auch Phyllosilikate wie Hellglimmer abgeschnitten (Abb. 35; Kap. 7.1.1). Aufgrund des deutlich niedrigeren Schmelzpunktes von Hellglimmer im Vergleich zu Quarz und Feldspat, ist bei einer friktionellen Aufschmelzung eine bevorzugte Einbeziehung in die Schmelze und damit einhergehende Aushöhlung dieses Minerals zu erwarten.

Das *schwarze Störungsgestein* ist demnach polyphas. Es ist aufgrund der beschriebenen, optischen und chemischen Eigenschaften, dennoch stark zu vermuten, dass die Probe 07081800 des *Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneis* Pseudotachylite enthält. Das *schwarze Störungsgestein* setzt sich wahrscheinlich aus ultrakataklastischen Bereichen und aus, als Pseudotachylit entstandenen Bereichen zusammen und ähnelt somit den nach Dunkel et al. (2021a) und Moris-Muttoni et al. (2022) beschriebenen Pseudotachyliten. Entweder kam es bereits primär lediglich in manchen Bereichen der Ader zur friktionellen Aufschmelzung oder eine kataklastische Überprägung erfolgte danach.

Im Gegensatz zu den von Dunkel et al. (2021a) beschriebenen Pseudotachyliten, deutet das Umgebungsgestein – der *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* – auf mehrere metamorphe Überprägungen und damit einhergehende Alteration durch zirkulierende Fluide hin (Kap. 8.2.1). Da das *schwarze Störungsgestein* an manchen Stellen Chlorit diskordant abschneidet, innerhalb des *schwarzen Störungsgesteines* allerdings ebenfalls feine Chlorit-Adern vorkommen (Kap. 7.1.1), entstand es während der retrograden Metamorphose in einem grünschieferfaziellen Regime (und damit deutlich nach der amphibolitfaziellen Metamorphose). Eine Präservierung amorpher Materialien ist aufgrund der Alteration, der das *schwarze Störungsgestein* nach seiner Entstehung ausgesetzt war, unwahrscheinlich und nur an wenigen Stellen vorhanden. Entgasungsstrukturen, wie sie in den nach Dunkel et al. (2021b) beschriebenen Pseudotachyliten vorkommen, wären hier aufgrund der Alteration ebenfalls nicht präserviert. Die innerhalb des *schwarzen Störungsgesteines* vorkommenden, stellenweise einheitlich auslöschenden, mikrokristallinen Phyllosilikate und Oxide/ Hydroxide/ Sulfide, die durch das Rasterelektronenmikroskop und das Polarisationsmikroskop nachgewiesen wurden (Kap. 7.1.1, 7.1.3), sind wahrscheinlich auf diese Alteration durch zirkulierende Fluide zurückzuführen. Die damit einhergehende, bis in geringe Krustentiefen anhaltende, spröde Überprägung ist im *schwarzen Störungsgestein* durch mit Phyllosilikaten, hauptsächlich Chlorit, und Oxiden/ Hydroxiden /Sulfiden, größtenteils Anatas/ Rutil, verheilten Risse nachgewiesen. Durch eine ungleiche Verteilung des Fluidwegenetzes variiert die Intensität der Überprägung.

Die Zuweisung der post-grünschieferfaziellen Entstehungsbedingungen des *schwarzen Störungsgesteines* ermöglicht den Ausschluss einer, aufgrund des Alters des Umgebungsgesteins in Betracht gezogenen, variszischen Entstehung des *schwarzen Störungsgesteines*. Hingegen kann die Entstehung des, mit großer Wahrscheinlichkeit stellenweise friktionelle Schmelzen darstellenden, *schwarzen Störungsgesteines* auf alpidische Bewegungen der Pustertal-Gailtal-Linie der Periadriatischen Störungszone zurückgeführt werden. Diese Annahme wird durch das vermehrte Auftreten von *schwarzen Störungsgesteinen* zur Kernzone der Pustertal-Gailtal-Linie hin unterstützt (Kap. 6.3.3).

8.3.2 Tonalit (Proben 20081230-1; 20081230-2), kataklastischer Granitoid (Proben 20UK06; 20UK09; 20081300) und kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie (Probe 20UK07)

Wie bereits in Kapitel 8.2.2, werden alle analysierten Proben des *Tonalits*, des *kataklastischen Granitoids* und des *kataklastischen Gesteins unbekannter Lithologie* gemeinsam beschrieben, da sie sehr ähnliche Entstehungs- und Metamorphosegeschichten aufweisen und sich ihre petrographischen und mikrostrukturellen Merkmale daher ebenfalls ähneln. Auf die unter dem Polarisationsmikroskop untersuchten, optischen Eigenschaften der *schwarzen Störungsgesteine* der Proben 20UK06, 20UK07 und 20UK09 wird nicht erneut umfassend eingegangen, da diese bereits in vorangegangener Arbeit von Bühlhoff (2022) analysiert wurden.

Die Evidenz der Gesteine, Pseudotachylite zu enthalten, kann makroskopisch für den *Tonalit* und für den *kataklastischen Granitoid* als erheblich eingeschätzt werden. Dies äußert sich durch das Auftreten von foliationsparallelen und foliationsdiskordanten, vom Umgebungsgestein vollkommen scharf abgeschnittenen, schwarzen Adern, welche gelegentlich Injektionsadern aufweisen (Kap. 6.3.3). Über das kataklastische Gestein unbekannter Lithologie kann makroskopisch aufgrund des hohen Kataklastizitätsgrades keine Aussage über das Vorkommen *schwarzer Störungsgesteine* getroffen werden.

Weiterführende, petrographische und mikrostrukturelle Analysen der *schwarzen Störungsgesteine* zeigen Hinweise für und gegen eine Entstehung dieser als Pseudotachylite. Dabei ist die Evidenz für Pseudotachylite in der, aus dem östlichen Graben am Kircher Schwand stammende Probe 20081300 des *kataklastischen Granitoids*, am größten.

In dieser Probe konnte, wie in der Probe 07081800 des *Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneis* (Kap. 8.3.1), eine, im *schwarzen Störungsgestein* makroskopisch erkennbare Injektionsader, welche für eine Entstehung als friktionelle Schmelze spricht, mit dem Polarisations- und mit dem Rasterelektronenmikroskop nachgewiesen werden (Kap. 7.1.4, 7.3.2). Die Injektionsader weist eine Ähnlichkeit zu den nach Dunkel et al. (2021a; 2021b) analysierten Pseudotachyliten auf. Das *schwarze Störungsgestein* der Probe 20081300 weist polarisationsmikroskopisch

zudem einen scharf vom Umgebungsgestein abgeschnittenen Rand auf (Abb. 41; Kap. 7.1.4). Unter dem Rasterelektronenmikroskop erscheint dieser allerdings etwas unscharf (Abb. 53; Kap. 7.3.2). Eine inhomogene Erscheinung des *schwarzen Störungsgesteines* der Probe 20081300 ist im Polarisationsmikroskop und in den, mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse erstellten, Elementkarten durch eine kompositionelle Bänderung sichtbar (Abb. 41; Kap. 7.2.2, 7.3.4). Diese Inhomogenität könnte auf Bewegungen während der friktionellen Schmelzbildung zurückzuführen sein und somit Fließstrukturen darstellen. Die unter dem Rasterelektronenmikroskop durchgeführten Messungen der chemischen Zusammensetzung der Matrix der Probe 20081300, ließen keine eindeutige Zuordnung eines Mineral zu, was für eine glasige Textur spricht (Kap. 7.3.2). Vermutlich handelt es sich, wie bei der Probe 07081800, um eine Mischung aus Feldspat und Phyllosilikaten (hauptsächlich Hellglimmer), was durch die Ergebnisse der Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse bestätigt werden konnte (Kap. 7.2.2). Die Zusammensetzung grenzt sich lediglich durch einen variablen Eisen-, Aluminium- und Magnesium-Anteil von der Zusammensetzung der Probe 07081800 ab. Die, in der Matrix der Probe 20081300 vorkommenden, gut gerundeten Klasten aus Quarz und Feldspat ähneln, unter dem Polarisationsmikroskop denen, in den von Hasegawa et al. (2019) beschriebenen Pseudotachyliten (Abb. 41; Kap. 7.1.4). Ihre Mineralogie entspricht, wie in Kapitel 8.3.1 beschrieben, den zu erwartenden Klasten in einer Reibungsschmelze. Der polarisationsmikroskopisch nachgewiesene, korrodierte Rand mancher Klasten in der Probe 20081300, zeugt von einer möglichen Interaktion mit einer Schmelze, wie nach Moris-Muttoni (2022) beschrieben. Zusätzlich wurden in der Probe 20081300 mit dem Rasterelektronenmikroskop Klasten aus Zirkon, Apatit und Anatas/ Rutil identifiziert. Letzterer kann als Tröpfchen in einer Schmelze interpretiert werden und kommt häufig in Pseudotachyliten vor (Hasegawa et al., 2019; Ikesawa et al., 2003; Moris-Muttoni et al., 2022; Rowe et al., 2005).

Unter dem Rasterelektronenmikroskop erscheinen die, unter dem Polarisationsmikroskop gut gerundet erscheinenden Klasten der Probe 20081300, eher angular (Kap. 7.3.2). Die optisch isotrope Erscheinung, die in manchen Bereichen des *schwarzen Störungsgesteines* der Probe 20081300 polarisationsmikroskopisch beobachtet werden konnte (Abb. 41; Kap. 7.1.4), kann auch auf die geringe Korngröße der Matrix der Ader zurückzuführen sein und kann daher polarisationsmikroskopisch nicht zweifellos bestätigt werden. Unter dem Rasterelektronenmikroskop ist eine feinkörnige Matrix erkennbar (Kap. 7.3.2), was gegen das Vorkommen von amorphen Gläsern in den untersuchten Bereichen spricht. Die feinkörnige Zusammensetzung der Matrix des *schwarzen Störungsgesteines* der Proben 20081230-1 und 20081230-2 des *Tonalits*, welcher wie die Probe 20081300 aus dem östlichen Graben am Kircher Schwand stammt, wurde bereits polarisationsmikroskopisch erkannt (Kap. 7.1.2, 7.1.3), weshalb diese Proben lediglich eine geringe Evidenz aufweisen, als friktionelle

Schmelzen entstanden zu sein. Zusätzlich ist in diesen Proben auch der unscharfe Rand zum Umgebungsgestein und die schlechte bis mäßige Rundung der Klasten bereits polarisationsmikroskopisch erkennbar. Dies spricht ebenfalls gegen das Vorkommen von Pseudotachyliten.

Die Probe 20081300 des *kataklastischen Granitoids* bietet demnach polarisationsmikroskopisch eine hohe Evidenz, als Pseudotachylit entstanden zu sein. Die mit dem Rasterelektronenmikroskop untersuchten Bereiche zeigen allerdings ultrakataklastische Eigenschaften des *schwarzen Störungsgesteines* auf, weshalb das Vorkommen von Pseudotachyliten in den, unter dem Rasterelektronenmikroskop untersuchten Bereichen der Probe 20081300, als unwahrscheinlich eingeschätzt werden kann. Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass Bereiche des *schwarzen Störungsgesteines* der Probe 20081300, die nicht unter dem Rasterelektronenmikroskop untersucht wurden, friktionelle Schmelzen darstellen und es sich, wie in der Probe 07081800 des *Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneis* um eine polyphase Ader aus ultrakataklastischen Bereichen und Pseudotachyliten handelt. Die kataklastischen Eigenschaften der Proben 20081230-1 und 20081230-2 konnten bereits unter dem Polarisationsmikroskop erkannt werden, weshalb diese Proben vermutlich Ultrakataklasite und keine Pseudotachylite darstellen.

Das *schwarze Störungsgestein* der Probe 20UK09 des *kataklastischen Granitoids*, welche ebenfalls im östlichen Graben am Kircher Schwand gefunden wurde, kommt in einer polarisationsmikroskopisch erkennbaren, polyphasen Ader vor und zeigt lediglich an sehr wenigen Stellen eine optische Isotropie sowie stellenweise eine feinkörnige Matrix, weshalb die Evidenz hier niedrig ausfällt (Tab. 4; Kap. 7). Die *schwarzen Störungsgesteine* der, südlich der Faschingshöfe bei Kartitsch gefundenen Probe 20UK06 (*kataklastischer Granitoid*), und der, aus der Nähe der Kapelle Sankt Peter bei Leiten stammenden Probe 20UK07 (*kataklastischen Gestein unbekannter Lithologie*), bieten polarisationsmikroskopisch eine hohe Evidenz, als Pseudotachylite entstanden zu sein. Die scharfen Ränder zum Umgebungsgestein, die teilweise vorhandene, optisch isotrope Erscheinung der Matrix und die gut gerundeten, eingeschlossenen Klasten aus Quarz und Feldspat ähneln bisher beschriebenen Pseudotachyliten (Tab. 4; Kap. 7).

Die in der Probe 20UK07 anhand der Kristallinität von Kohlenstoff mit dem Raman-Spektrometer ermittelte Deformationstemperatur von 366°C ist jedoch für eine Entstehung als friktionelle Schmelze zu niedrig (Kap. 7.4). Unklar ist allerdings, ob die Hitzedauer einer friktionellen Schmelze von wenigen Sekunden für eine Veränderung der Kristallinität von Kohlenstoff ausreichend ist und ob potenzielle Pseudotachylite somit eine Veränderung der nach Beyssac et al. (2002) berechneten Deformationstemperatur bewirken würden. Nach Moris-Muttoni et al. (2022) können zudem mechanische Einflüsse die Kristallinität von Kohlenstoff verändern. Das Ergebnis der Temperatur wurde somit möglicherweise verfälscht.

Das kohlenstoffhaltige Material wurde womöglich durch die Kataklyse im Zuge der grünschieferfaziellen Metamorphose und der Alteration des Umgebungsgesteines, in die *schwarzen Störungsgesteine* eingebracht (Kap. 8.2.2). Daher besteht die Wahrscheinlichkeit, dass es nach der Entstehung der *schwarzen Störungsgesteine* durch Fluide eingetragen wurde. Eine Entstehung des *schwarzen Störungsgesteines* als friktionelle Schmelze, ohne eine Beeinflussung der Kristallinität von Kohlenstoff, wäre demnach nicht auszuschließen.

Trotz des nicht abschließend geklärten Einflusses sehr kurzzeitiger Erhitzung auf die Kristallinität von Kohlenstoff, der möglichen Verfälschung der Temperatur durch mechanische Beeinflussung und der geringen Wahrscheinlichkeit des Kohlenstoff-Eintrags nach der Entstehung des *schwarzen Störungsgesteines*, überwiegen die Hinweise gegen das Vorkommen von Pseudotachyliten in der Probe 20UK07.

Da die Veränderung der Kristallinität von Kohlenstoff durch Hitze ein sehr lokalisiertes Phänomen ist, sinkt die Evidenz der weiteren untersuchten *schwarzen Störungsgesteine* durch die anhand der Probe 20UK07 berechnete Temperatur nicht.

Die Umgebungsgesteine der untersuchten, *schwarzen Störungsgesteine* zeigen eine metamorphe Überprägung, die mit einer Alteration durch zirkulierende Fluide einherging (Kap. 8.2.2). Die Entstehung der *schwarzen Störungsgesteine* lässt sich, wie für die Probe 07081800 des *Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneis* beschrieben (Kap. 8.3.1), durch den diskordanten Abschnitt von Chlorit und das Vorkommen von Chlorit innerhalb der *schwarzen Störungsgesteine* auf nach der Hauptphase der retrograden Metamorphose festlegen. Sie entstanden aber noch in einem grünschieferfaziellen Regime. Wie in Kapitel 8.3.1 beschrieben, ist dadurch eine schlechte Präservierung zu erwarten. Das Vorkommen von oftmals einheitlich auslöschenden, mikrokristallinen Phyllosilikaten, Oxiden/ Hydroxiden/ Sulfiden, Carbonat und mit diesen Mineralen verheilten Rissen, ist wahrscheinlich auf diese Alteration durch Fluide und die damit einhergehende spröde Überprägung zurückzuführen. Es ist daher, wie bei der Probe 07081800, von einer anhaltenden Deformation nach der Bildung der *schwarzen Störungsgesteine* auszugehen.

Die Entstehung der *schwarzen Störungsgesteine* kann aufgrund ihres oligozänen Alters, den post-grünschieferfaziellen Metamorphosebedingungen und ihr Auftreten nahe der Kernzone der Pustertal-Gailtal-Linie auf alpidische Bewegungen der Pustertal-Gailtal-Linie der Periadriatischen Störungszone zurückgeführt werden.

9 Schlussfolgerung

Diese Arbeit hatte zum Ziel, das Vorkommen von Pseudotachyliten an der Pustertal-Gailtal-Linie der Periadriatischen Störungszone zu klären. Um diese Fragestellung mit Sicherheit beantworten zu können, muss die Datengrundlage erweitert werden und einige offene Fragen müssen, durch weitere Analysen, beantwortet werden (Kap. 10). Dennoch konnte in dieser Arbeit eine sehr hohe Evidenz für das Vorkommen von Pseudotachyliten an der Pustertal-Gailtal-Linie festgestellt werden.

Vor allem die Probe 07081800 des *Granat-Glimmer-Schiefers- bis -Gneis* weist stark auf hohe Verformungsraten, welche mit friktioneller Aufschmelzung verbunden waren, hin. Hinweise auf Pseudotachylite sind im Untersuchungsgebiet zudem im *Tonalit* und im *kataklastischen Granitoid* zu finden. Da die feinen, schwarzen Adern in den Gesteinen aufgrund des hohen Kataklastegrades und aufgrund von Verwitterungsstrukturen häufig nicht zu erkennen sind, und ihre amorphe Natur sie anfällig für Deformation, Rekristallisation und Alteration macht (Kirkpatrick & Rowe, 2013), besteht die Annahme, dass im Untersuchungsgebiet zahlreiche unentdeckte Pseudotachylite vorliegen.

Da die, mit hoher Wahrscheinlichkeit Pseudotachylite darstellenden Gesteine, in dieser Arbeit auf die Bewegung der Pustertal-Gailtal-Linie zurückgeführt werden konnten, ist davon auszugehen, dass an diesem Segment der Periadriatischen Störungszone seismische Aktivität vorliegen dürfte.

10 Ausblick

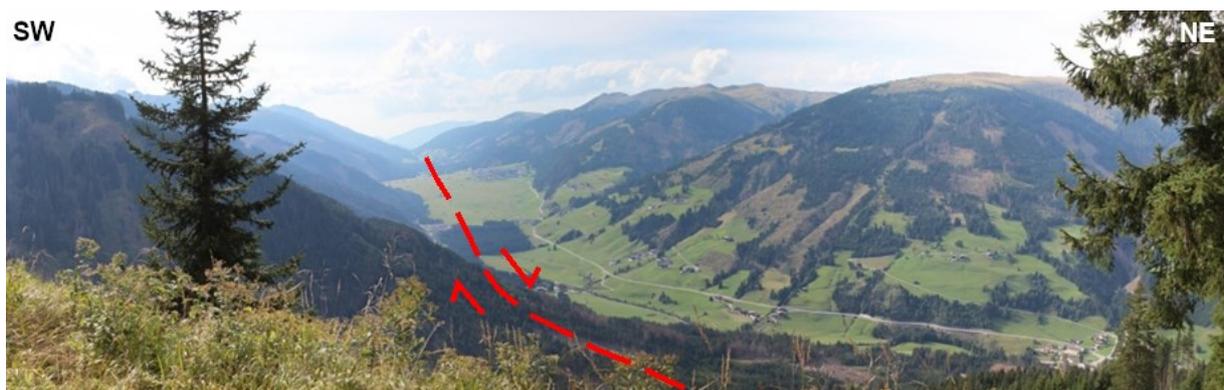


Abbildung 60: Blick entlang der Pustertal-Gailtal-Linie vom Kircher Schwand aus dem Kartiergebiet nach Westen. Der vermutete Verlauf der Störungszone wurde in Rot anhand des Kartenblatts *Obertilliach 196* nach Geologischen Bundesanstalt (1997) eingezeichnet.

Auch wenn die Evidenz, dass Pseudotachylite an der Pustertal-Gailtal-Linie vorkommen, wie beschrieben, bereits sehr hoch ist, sind weitere Untersuchungen nötig, um die Frage nach deren Existenz zweifellos beantworten zu können.

Feldarbeit an weiteren Teilabschnitten der Pustertal-Gailtal-Linie (Abb. 60) ist nötig, um die Datengrundlage zu erweitern und gebietsübergreifende Aussagen treffen zu können, da das Untersuchungsgebiet lediglich einen kleinen Teil der Pustertal-Gailtal-Linie umfasst.

Des Weiteren sind zusätzliche Untersuchungen mittels Raman-Spektroskopie wichtig, um potenzielle Kohlenstoff-Vorkommen in den Proben *07081800 (Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis)*, *20081230-1 (Tonalit)*, *20081230-2 (Tonalit)* und *20081300 (kataklastischer Granitoid)* zu detektieren und möglicherweise hinsichtlich ihrer Deformationstemperaturen untersuchen zu können. Es muss außerdem geprüft werden, ob die, für die Probe *20UK07* des *kataklastischen Gesteins unbekannter Lithologie* ermittelte Deformationstemperatur (Kap. 7.4), durch mechanische Beeinflussung verfälscht wurde, wie nach Moris-Muttoni et al. (2022) beschrieben. Dies ist nötig, da Scherung die Kristallinität von Kohlenstoff erhöhen kann (Bonijoly et al., 1982; Bustin et al., 1995). Dafür muss die räumliche Verteilung der Kristallinität des Kohlenstoffs im Gestein mit Raman-Spektroskopie untersucht werden. Da die Temperatur aufgrund der Diffusion nicht diskontinuierlich ist, Scherung aber diskontinuierlich auftritt, kann somit geprüft werden, ob die Kristallinität des Kohlenstoffs mechanisch oder durch Temperaturveränderungen beeinflusst wurde. Eine weitere Literaturrecherche und gegebenenfalls weitere Analysen können zudem Auskunft darüber geben, ob die kurzen Erhitzungszeiten von wenigen Sekunden, welche bei der Entstehung von friktionellen Schmelzen erreicht werden, ausreichen, um die Kristallinität von Kohlenstoff zu beeinflussen. Dies ist nötig, um das Vorkommen von Pseudotachyliten in der Probe *20UK07* zweifellos ausschließen zu können.

Da die Probe *07081800* kataklastische Abschnitte innerhalb des möglichen Pseudotachylites aufweist, ermöglichen weitere Untersuchungen mit dem Rasterelektronenmikroskop eine genauere Lokalisierung und Abgrenzung dessen von den kataklastischen Bereichen. Ebenso sind weitere Untersuchungen des *schwarzen Störungsgesteines* Probe *20081300* nötig, um das Vorkommen einer glasigen Matrix in bisher nicht untersuchten Bereichen des Dünnschliffpräparates auszuschließen zu können. Das Vorkommen einer glasigen Matrix in den Proben *20UK06* und *20UK07* muss zudem rasterelektronenmikroskopisch geprüft werden.

11 Selbstständigkeitserklärung

Hiermit erkläre ich, Muriel Bühlhoff, dass die vorliegende Arbeit von mir selbstständig und ohne unerlaubte fremde Hilfe angefertigt wurde. Keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel wurden verwendet und die den verwendeten Quellen und Hilfsmitteln wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen wurden als solche kenntlich gemacht.

Jena, den 28. November 2022



Ort, Datum

Unterschrift

12 Danksagung

An dieser Stelle danke ich allen, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben. Zunächst bedanke ich mich besonders herzlich bei Herrn Prof. Dr. Kamil Ustaszewski, für die Betreuung, die immer schnelle Beantwortung meiner Fragen, wertvolle Hintergrundinformationen und viele anregende Diskussionen während der Geländearbeit und der analytischen Arbeiten. Auch danke ich Herrn Dr. Christoph Grützner, für die Unterstützung, die ebenfalls immer schnelle Beantwortung meiner Fragen und die Übernahme der Zweitkorrektur. Besonders danke ich auch Herrn Erick Prince, der mir mit Rat und Tat bei Seite stand und viele bereichernde Vorschläge einbrachte. Für weitere wertvolle Ideen, Diskussionen und die Einführung in Instrumente danke ich Herrn Deon Janse van Rensburg, Herrn Sebastian Reimann, Frau Madeline Richter und Herrn Philipp Balling. Zudem danke ich Frau Sandra Urban und Herrn Frank Linde für die Dünnschliffpräparation. Für die finanzielle Unterstützung während der Geländearbeit danke ich Frau Dr. Annika Bartsch und Frau Sarah Jamski, die eine Förderung, im Rahmen des „Honours-Programmes für forschungsorientierte Studierende“ der Friedrich-Schiller-Universität Jena, ermöglichten. Von ganzen Herzen bedanke ich mich bei Benedikt Gütter, Anna Reichstein, Emma Waiblinger, Anton Neundorfer und Torge Schirmeister, welche mich stets bestärken, bereichern und unterstützen. Besonderer Dank gilt zudem meiner Familie und meinen Freunden, die mir immer beistehen.

13 Literaturverzeichnis

- Agarwal, B. K., 2013, X-ray spectroscopy: an introduction, Springer.
- Bechstädt, T., 1978, Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins.
- Bertrand, A. & Sue, C., 2017, Reconciling late faulting over the whole Alpine belt: from structural analysis to geochronological constraints: *Swiss Journal of Geosciences*, v. 110, no. 2, p. 565-580.
- Beysac, O., Goffé, B., Chopin, C. & Rouzaud, J., 2002, Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 20, no. 9, p. 859-871.
- Bögel, H. & Schmidt, K., 1976, Kleine Geologie der Ostalpen: allgemein verständliche Einführung in den Bau der Ostalpen unter Berücksichtigung der angrenzenden Südalpen, Ott.
- Bonijoly, M., Oberlin, M. & Oberlin, A., 1982, A possible mechanism for natural graphite formation: *International Journal of Coal Geology*, v. 1, no. 4, p. 283-312.
- Bühlhoff, M., 2022, Spurensuche nach Pseudotachyliten an der Pustertal-Gailtal-Linie der östlichen Periadriatischen Störungzone.
- Bustin, R., Ross, J. & Rouzaud, J.-N., 1995, Mechanisms of graphite formation from kerogen: experimental evidence: *International Journal of Coal Geology*, v. 28, no. 1, p. 1-36.
- Cardwell, R., Chinn, D., Moore, G. & Turcotte, D., 1978, Frictional heating on a fault zone with finite thickness: *Geophysical Journal International*, v. 52, no. 3, p. 525-530.
- De Jong, K., Manzoni, M., Stavenga, T., Van Dijk, F., Van der Voo, R. & Zijdeveld, J., 1973, Palaeomagnetic evidence for rotation of Sardinia during the Early Miocene: *Nature*, v. 243, no. 5405, p. 281-283.
- Dewey, J., Helman, M., Knott, S., Turco, E. & Hutton, D., 1989, Kinematics of the western Mediterranean: Geological Society, London, Special Publications, v. 45, no. 1, p. 265-283.
- Dunkel, K. G., Morales, L. F. & Jamtveit, B., 2021a, Pristine microstructures in pseudotachylites formed in dry lower crust, Lofoten, Norway: *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, v. 379, no. 2193, p. 20190423.
- Dunkel, K. G., Zhong, X., Arnestad, P. F., Valen, L. V. & Jamtveit, B., 2021b, High transient stress in the lower crust: Evidence from dry pseudotachylites in granulites, Lofoten Archipelago, northern Norway: *Geology*, v. 49, no. 2, p. 135-139.
- Exner, C., 1976, Die geologische Position der Magmatite des Periadriatischen Lineamentes.
- Ferrill, D. A., Morris, A. P., Evans, M. A., Burkhard, M., Groshong Jr, R. H. & Onasch, C. M., 2004, Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer: *Journal of Structural Geology*, v. 26, no. 8, p. 1521-1529.
- Flude, S., Haschke, M., Storey, M. & Harvey, J., 2017, Application of benchtop micro-XRF to geological materials: *Mineralogical Magazine*, v. 81, no. 4, p. 923-948.
- Geologische Bundesanstalt: Schönlaub, H., Heinisch, H. & Van Husen, D., 2000, Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000, 195 Sillian.
- Geologische Bundesanstalt: Schönlaub, H. P., Bichlmann, L., Blau, J., Bücherl, K., Büscher, M., Van Delden, S., Düppenbecker, S., Ferneck, W., Flajs, G., Grün, B., Heinisch, H., Himml, M., Hinderer, M., Van Husen, D. et al., 1997, Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000, 196 Obertilliach: Geologische Bundesanstalt.
- Grünthal, G., Wahlström, R. & Stromeyer, D., 2013, The SHARE European Earthquake Catalogue (SHEEC) for the time period 1900–2006 and its comparison to the European-Mediterranean Earthquake Catalogue (EMEC): *Journal of Seismology*, v. 17, no. 4, p. 1339-1344.
- Guidoboni, E., Ferrari, G., Tarabusi, G., Sgattoli, G., Comastri, A., Mariotti, D., Ciuccarelli, C., Bianchi, M. G. & Valensise, G., 2019, CFTI5Med, the new release of the catalogue of

- strong earthquakes in Italy and in the Mediterranean area: *Scientific data*, v. 6, no. 1, p. 1-15.
- Handy, M., Babist, J., Wagner, R., Rosenberg, C. & Konrad, M., 2005, Decoupling and its relation to strain partitioning in continental lithosphere: insight from the Periadriatic fault system (European Alps): *Geological Society, London, Special Publications*, v. 243, no. 1, p. 249-276.
- Haschke, M., Rossek, U., Tagle, R. & Waldschläger, U., 2012, Fast elemental mapping with micro-XRF: *Adv X Ray Anal*, v. 55, p. 286-298.
- Hasegawa, R., Yamaguchi, A., Fukuchi, R., Hamada, Y., Ogawa, N., Kitamura, Y., Kimura, G., Ashi, J. & Ishikawa, T., 2019, Postseismic fluid discharge chemically recorded in altered pseudotachylite discovered from an ancient megasplay fault: an example from the Nobeoka Thrust in the Shimanto accretionary complex, SW Japan: *Progress in Earth and Planetary Science*, v. 6, no. 1, p. 1-16.
- Heinisch, H., Schmidt, K. & Schuh, H., 1983, Zur geologischen Geschichte des Gailtalkristallins im unteren Lesachtal westlich von Kötschach-Mauthen (Kärnten, Österreich): *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, v. 126, no. 4, p. 477-486.
- Horiba Scientific, 2022, Raman Spectroscopy, What is Raman Spectroscopy?, p. <https://www.horiba.com/int/scientific/technologies/raman-imaging-and-spectroscopy/raman-spectroscopy/> (abgerufen am 30.09.22).
- Ikesawa, E., Sakaguchi, A. & Kimura, G., 2003, Pseudotachylite from an ancient accretionary complex: Evidence for melt generation during seismic slip along a master décollement?: *Geology*, v. 31, no. 7, p. 637-640.
- Kahle, H.-G., Müller, M. V., Geiger, A., Danuser, G., Mueller, S., Veis, G., Billiris, H. & Paradissis, D., 1995, The strain field in northwestern Greece and the Ionian Islands: results inferred from GPS measurements: *Tectonophysics*, v. 249, no. 1-2, p. 41-52.
- Kirkpatrick, J. D. & Rowe, C. D., 2013, Disappearing ink: How pseudotachylites are lost from the rock record: *Journal of Structural Geology*, v. 52, p. 183-198.
- Kühl, S. & Linnemann, A., 2017, Grundlagen der Licht-und Elektronenmikroskopie, UTB.
- Laubscher, H., 1971, Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys: *Geologische rundschau*, v. 60, no. 3, p. 813-833.
- Laubscher, H., 1983, Detachment, shear, and compression in the central Alps: *Geol. Soc. Am. Mem*, v. 158, p. 191-211.
- Laubscher, H., The tectonic problem of the Ivrea body and the Insubric Line, *in Proceedings Annales geophysicae (1983)1984, Volume 2*, p. 169-170.
- Laubscher, H., 1990, The deep structure of the central Alps inferred from both geophysical and geological data: *Terra Nova*, v. 2, no. 6, p. 645-652.
- Lin, A., 2007, Fossil earthquakes: The formation and preservation of pseudotachylites, Springer.
- Lüschen, E., Gebrande, H., Bopp, M., Bleibinhaus, F., Lammerer, B., Oncken, O., Stiller, M., Kummerow, J. & Kind, R., 2002, First deep seismic reflection images of the Eastern Alps reveal giant crustal wedges and transcrustal ramps: *Geophysical Research Letters*, v. 29, no. 10, p. 92-91-92-94.
- Lüschen, E., Lammerer, B., Gebrande, H., Millahn, K. & Nicolich, R., 2004, Orogenic structure of the Eastern Alps, Europe, from TRANSALP deep seismic reflection profiling: *Tectonophysics*, v. 388, no. 1-4, p. 85-102.
- Macaudière, J., Brown, W. L. & Ohnenstetter, D., 1985, Microcrystalline textures resulting from rapid crystallization in a pseudotachylite melt in a meta-anorthosite: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 89, no. 1, p. 39-51.
- Maddock, R. H., 1983, Melt origin of fault-generated pseudotachylites demonstrated by textures: *Geology*, v. 11, no. 2, p. 105-108.
- Maddock, R. H., 1992, Effects of lithology, cataclasis and melting on the composition of fault-generated pseudotachylites in Lewisian gneiss, Scotland: *Tectonophysics*, v. 204, no. 3-4, p. 261-278.
- Markl, G., 2014, Minerale und Gesteine: Mineralogie–Petrologie–Geochemie, Springer-Verlag.

- Masetti, D., Neri, C. & Bosellini, A., 1991, Deep-water asymmetric cycles and progradation of carbonate platforms governed by high-frequency eustatic oscillations (Triassic of the Dolomites, Italy): *Geology*, v. 19, no. 4, p. 336-339.
- Meneghini, F., Di Toro, G., Rowe, C., Moore, J., Tsutsumi, A. & Yamaguchi, A., 2010, Record of mega-earthquakes in subduction thrusts: The black fault rocks of Pasagshak Point (Kodiak Island, Alaska): *Bulletin*, v. 122, no. 7-8, p. 1280-1297.
- Meschede, M., 2015, *Geologie Deutschlands*, Springer.
- Moris-Muttoni, B., Raimbourg, H., Augier, R., Champallier, R. & Le Trong, E., 2022, The impact of melt versus mechanical wear on the formation of pseudotachylyte veins in accretionary complexes: *Scientific reports*, v. 12, no. 1, p. 1-12.
- Neubauer, F., Frisch, W., Schmerold, R. & Schlöser, H., 1989, Metamorphosed and dismembered ophiolite suites in the basement units of the Eastern Alps: *Tectonophysics*, v. 164, no. 1, p. 49-62.
- Okrusch, M. & Matthes, S., 2005, *Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde*, Springer.
- Passchier, C. W., 1982, Pseudotachylyte and the development of ultramylonite bands in the Saint-Barthelemy Massif, French Pyrenees: *Journal of Structural Geology*, v. 4, no. 1, p. 69-79.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A., 2005, *Microtectonics*, Springer Science & Business Media.
- Pfiffner, O. & Deichmann, N., 2014, *Seismotektonik der Zentralschweiz: Nagra Arbeitsbericht NAB*, v. 14, p. 26.
- Pfiffner, O. A., 2015, *Geologie der Alpen*, UTB.
- Philpotts, A., 1964, Origin of pseudotachylites: *American Journal of Science*, v. 262, no. 8, p. 1008-1035.
- Pistotnik, J., Daurer, A., Schönlaub, H. P., Matura, A., Scharbert, S., Plöching, B., Beck-Mannagetta, P. & Oberhauser, R., 1980, Die östlichen Zentralalpen (südlich der Hohen Tauern und östlich der Katschberg-Linie), *Der Geologische Aufbau Österreichs*, Springer, p. 348-404.
- Ratschbacher, L., 1986, Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due to transpression: *Tectonophysics*, v. 125, no. 4, p. 335-356.
- Reutter, K.-J., Giese, P. & Closs, H., 1980, Lithospheric split in the descending plate: observations from the Northern Apennines: *Tectonophysics*, v. 64, no. 1-2, p. T1-T9.
- Rowe, C. D., Moore, J. C., Meneghini, F. & McKeirnan, A. W., 2005, Large-scale pseudotachylytes and fluidized cataclasites from an ancient subduction thrust fault: *Geology*, v. 33, no. 12, p. 937-940.
- Sassi, F., Schönlaub, H. & Zanferrari, A., 1978, The pre-Variscan history of the Eastern Alps, *Ergebnisse der österreichischen Projekte des Internationalen Geologischen Korrelationsprogramms (IGCP) bis 1976/Scientific Results of the Austrian Projects of the International Geological Correlation Programme (IGCP) Until 1976*, Springer, p. 261-277.
- Schmid, S., Aebli, H., Heller, F. & Zingg, A., 1989, The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 45, no. 1, p. 153-171.
- Schmid, S., Zingg, A. & Handy, M., 1987, The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone: *Tectonophysics*, v. 135, no. 1-3, p. 47-66.
- Schönlaub, H. & Heinisch, H., 1993, The classic fossiliferous Palaeozoic units of the Eastern and Southern Alps, *Pre-Mesozoic geology in the Alps*, Springer, p. 395-422.
- Schönlaub, H. P., 1979, *Das Paläozoikum in Österreich: Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht-metamorpher und metamorpher Abfolgen*.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Anderlini, L. & Bennett, R., 2016, Kinematics, seismotectonics and seismic potential of the eastern sector of the European Alps from GPS and seismic deformation data: *Tectonophysics*, v. 688, p. 157-181.

- Sibson, R. H., Toy, V. G. & Abercrombie, R., 2006, The habitat of fault-generated pseudotachylite: Presence vs. absence of friction-melt: Geophysical Monograph-American Geophysical Union, v. 170, p. 153.
- Spray, J. G., 1992, A physical basis for the frictional melting of some rock-forming minerals: Tectonophysics, v. 204, no. 3-4, p. 205-221.
- Spray, J. G., 2010, Frictional melting processes in planetary materials: From hypervelocity impact to earthquakes: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 38, no. 1, p. 221-254.
- Sprenger, W. L., 1996, Das Periadriatische Lineament südlich der Lienzer Dolomiten: Abh Geol Bundesanstalt, v. 52, p. 1-220.
- Stosch, H., 2005, Skript zur Kristalloptik II-Mineralmikroskopie: Institut für Mineralogie und Geochemie der Universität Karlsruhe.
- Tollmann, A., 1977, Geologie von Österreich: Gesamtübersicht, Deuticke.
- Tollmann, A., 1986, Die Entwicklung des Reliefs der Ostalpen (L'évolution du relief des Alpes orientales): Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft, v. 128, p. 62-72.
- Tröger, W. E., Bambauer, H. U., Taborszky, F. & Trochim, H.-D., 1982, Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale-Teil I.: Bestimmungstabellen.
- Trouw, R. A., Passchier, C. W. & Wiersma, D. J., 2009, Atlas of Mylonites-and related microstructures, Springer Science & Business Media.
- Von Blanckenburg, F. & Davies, J. H., 1995, Slab breakoff: a model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps: Tectonics, v. 14, no. 1, p. 120-131.
- Von Gizyiky & Schmidt, 1978, Granites and granodiorites at the Periadriatic Line in SW of the Tauern Window.
- Whitney, D. L. & Evans, B. W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals: American mineralogist, v. 95, no. 1, p. 185-187.
- Winter, J. D., 2013, Principles of igneous and metamorphic petrology, Pearson education.

14 Anhang

14.1 Inhalt des beiliegenden Datenträgers

- Bühlhoff_Pseudotachylite-PGL_BSc_FSU_2022.pdf
- Bühlhoff_Pseudotachylite-PGL_Projektmodul_2022.pdf
- Anhang 1_GK im Maßstab 1 zu 10000_Maria Luggau-PGL_2022 (Ordner)
 - GK im Maßstab 1 zu 10000_Maria Luggau-PGL_2022.jpg
 - GK im Maßstab 1 zu 10000_Maria Luggau-PGL_Streichlinienkonstruktion.jpg
- Anhang 2_Drei geologische, NS-orientierte Profile_PGL_2022 (Ordner)
 - Seebach-Profil von A nach A'.pdf
 - Schwendereck-Profil von B nach B'.pdf
 - Moos-Profil von C nach C'.pdf
- Übersichtsscans_Dünnschliffe (Ordner; lp: linear polarisiert; kp: kreuzpolarisiert; p: poliert; a: abgedeckt)

UK14-11-1_a_lp.jpg	UK14-11-1_a_kp.jpg
UK14-11-2_a_lp.jpg	UK14-11-2_a_kp.jpg
UK14-11-3_a_lp.jpg	UK14-11-3_a_kp.jpg
UK14-11-4_a_lp.jpg	UK14-11-4_a_kp.jpg
20UK06_p_lp.jpg	20UK06_p_kp.jpg
20UK07-A_a_lp.jpg	20UK07-A_a_kp.jpg
20UK07-A_p_lp.jpg	20UK07-A_p_kp.jpg
20UK07-B_a_lp.jpg	20UK07-B_a_kp.jpg
20UK07-B_p_lp.jpg	20UK07-B_p_kp.jpg
20UK07-C_a_lp.jpg	20UK07-C_a_kp.jpg
20UK07-C_p_lp.jpg	20UK07-C_p_kp.jpg
20UK07-D_a_lp.jpg	20UK07-D_a_kp.jpg
20UK07-D_p_lp.jpg	20UK07-D_p_kp.jpg
20UK09-A_p_lp.jpg	20UK09-A_p_kp.jpg
20UK09-B_p_lp.jpg	20UK09-B_p_kp.jpg
07081800_p_lp.jpg	07081800_p_kp.jpg
20081230-1_p_lp.jpg	20081230-1_p_kp.jpg
20081230-2_p_lp.jpg	20081230-2_p_kp.jpg
20081300_p_lp.jpg	20081300_p_kp.jpg

14.2 Eingebundener Anhang

Anhangverzeichnis

Anhang 1: Geologische Karte im Maßstab 1:10000, welche einen Teilausschnitt der Pustertal-Gailtal-Linie bei Maria Luggau zeigt. Die <i>geologische Karte 1:10000: Untertilliach, Maria Luggau, Schwalbenkofel</i> wurde nicht eingebunden und liegt der Arbeit bei.	108
Anhang 2: Drei geologische, NS-orientierte Profile (Seebach-, Schwendereck-, Moos-Profil), welche im Westen, im Zentrum und im Osten des Kartiergebietes liegen. Sie wurden nicht eingebunden und liegen der Arbeit bei.	108
Anhang 3: Aufschlusstabelle, welche die Aufschlussnummer, die Koordinaten, die lithologische Zuordnung, strukturgeologische Messungen und das Vorhandensein von entnommenen Proben aller kartierten Aufschlüsse beinhaltet.	108
Anhang 4: In ein Schmidtsches Netz (flächentreue Projektion) projizierte Gefügewerte der Foliation des <i>phyllitischen Ton- bis Siltschiefers</i>	119
Anhang 5: In ein Schmidtsches Netz projizierte Gefügewerte der Störungsflächen mit Harnischstriemungen des <i>phyllitischen Ton- bis Siltschiefers</i>	119
Anhang 6: In ein Schmidtsches Netz projizierte Gefügewerte der Foliation des <i>Quarzit-Schiefers</i>	119
Anhang 7: In ein Schmidtsches Netz projizierte Gefügewerte der Foliation des <i>Ton- bis Siltschiefers</i>	120
Anhang 8: In ein Schmidtsches Netz projizierte Gefügewerte der Störungsflächen mit Harnischstriemungen des <i>Ton- bis Siltschiefers</i>	120
Anhang 9: In ein Schmidtsches Netz projizierte Gefügewerte der Schieferung des <i>Grüngesteins</i>	120
Anhang 10: In ein Schmidtsches Netz projizierte Gefügewerte der Foliation des <i>Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneises</i>	121
Anhang 11: In ein Schmidtsches Netz projizierte Gefügewerte der Störungsflächen mit Harnischstriemungen, der Störungsletten (Gesteinsmehl), der <i>schwarzen Störungsgesteine</i> (mögliche Pseudotachylite/ Ultrakataklasite) und der Scherflächen mit Streckungslinearen des <i>Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis</i>	121
Anhang 12: In ein Schmidtsches Netz projizierte Gefügewerte der Foliation und der Störungsflächen mit Harnischstriemungen des <i>Tonalits</i>	122
Anhang 13: In ein Schmidtsches Netz projizierte Gefügewerte der Foliation und der Störungsflächen mit Harnischstriemungen des <i>kataklastischen Granitoids</i>	122
Anhang 14: In ein Schmidtsches Netz projizierte Gefügewerte der Foliation und der Störungsflächen des <i>kataklastischen Gesteins unbekannter Lithologie</i>	122
Anhang 15: Ergebnisse der Umrechnung der gemessenen Fallwinkel der Foliation in den scheinbaren Fallwinkel, welcher sich an der Schnittebene des Seebach-Profiles (Profil A) ergibt.	123
Anhang 16: Ergebnisse der Streichlinien-Konstruktion anhand der Ausbisslinien im Kartenblatt nahe des Seebach-Profiles (Profil A).	123
Anhang 17: Ergebnisse der Umrechnung der gemessenen Fallwinkel der Foliation in den scheinbaren Fallwinkel, welcher sich an der Schnittebene des Schwendereck-Profiles ergibt (Profil B).	124
Anhang 18: Ergebnisse der Streichlinien-Konstruktion anhand der Ausbisslinien im Kartenblatt nahe des Schwendereck-Profiles (Profil B).	124
Anhang 19: Ergebnisse der Umrechnung der gemessenen Fallwinkel der Foliation in den scheinbaren Fallwinkel, welcher sich an der Schnittebene des Moos-Profiles ergibt (Profil C).	125
Anhang 20: Ergebnisse der Streichlinien-Konstruktion anhand der Ausbisslinien im Kartenblatt nahe des Moos-Profiles (Profil C).	125
Anhang 21: Polarisationsmikroskopische Aufnahmen von deformiertem Quarz und Feldspat im <i>Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis</i> . In linear polarisiertem Licht. Dünnschliff: 07081800.	126
Anhang 22: Polarisationsmikroskopische Aufnahmen von miteinander vergesellschaftetem Biotit und Chlorit im <i>Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis</i> . In linear- und kreuzpolarisiertem Licht. Dünnschliff: 07081800.	126
Anhang 23: Polarisationsmikroskopische Aufnahme des gesamten Dünnschliffes 07081800 des <i>Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneis</i> . In linear polarisiertem Licht.	127
Anhang 24: Polarisationsmikroskopische Aufnahmen von Hellglimmer im <i>Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis</i> , der scharf vom <i>schwarzen Störungsgestein</i> abgeschnitten wird. In linear- und kreuzpolarisiertem Licht. Dünnschliff: 07081800.	127
Anhang 25: Polarisationsmikroskopische Aufnahmen von Feldspat und gelängtem Quarz, der mit Phyllosilikaten gefüllte Risse aufweist, im <i>Tonalit</i> . In linear polarisiertem Licht. Dünnschliff: 20081230-1.	128
Anhang 26: Polarisationsmikroskopische Aufnahme des gesamten Dünnschliffes 20081230-1 des <i>Tonalits</i> . In linear polarisiertem Licht.	128
Anhang 27: Polarisationsmikroskopische Aufnahmen von Quarz und Feldspat im <i>Tonalit</i> . In linear polarisiertem Licht. Dünnschliff: 20081230-2.	129
Anhang 28: Polarisationsmikroskopische Aufnahme des gesamten Dünnschliffes 20081230-2 des <i>Tonalits</i> . In linear polarisiertem Licht.	129
Anhang 29: Polarisationsmikroskopische Aufnahmen von Quarz mit, mit Carbonat verheilten Rissen und Feldspat mit Hellglimmer entlang der Spaltflächen im <i>kataklastischen Granitoid</i> . In linear polarisiertem Licht. Dünnschliff: 20081300.	130
Anhang 30: Polarisationsmikroskopische Aufnahme des gesamten Dünnschliffes 20081300 des <i>kataklastischen Granitoids</i> . In linear polarisiertem Licht.	130

Anhang 31: Polarisationsmikroskopische Aufnahmen von miteinander vergesellschaftetem Chlorit und Hellglimmer im <i>kataklastischen Granitoid</i> . In linear- und kreuzpolarisiertem Licht. Dünnschliff: 20081300.....	131
Anhang 32: Auflicht-Aufnahme des Probenklötzchens der Probe 20UK06 (<i>kataklastischer Granitoid</i>), welches für die Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse genutzt wurde, mit markiertem Messbereich.	132
Anhang 33: Auflicht-Aufnahme des Probenklötzchens der Probe 20UK07-A (<i>kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie</i>), welches für die Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse genutzt wurde, mit markiertem Messbereich.	132
Anhang 34: Auflicht-Aufnahme des Probenklötzchens der Probe 20081230-1 (<i>Tonalit</i>), welches für die Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse genutzt wurde, mit markiertem Messbereich.	133
Anhang 35: Auflicht-Aufnahme des Probenklötzchens der Probe 20081230-2 (<i>Tonalit</i>), welches für die Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse genutzt wurde, mit markiertem Messbereich.	133
Anhang 36: Mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse aufgenommene Elementkarten der Probe 20UK06 (<i>kataklastischer Granitoid</i>).	134
Anhang 37: Mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse aufgenommene Elementkarten der Probe 20UK07-A (<i>kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie</i>).	135
Anhang 38: Mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse aufgenommene Elementkarten der Probe 20081230-1 (<i>Tonalit</i>).	136
Anhang 39: Mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse aufgenommene Elementkarten der Probe 20081230-2 (<i>Tonalit</i>).	137
Anhang 40: Mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse gemessenes Spektrum der Probe 20UK06 (<i>kataklastischer Granitoid</i>).	138
Anhang 41: Mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse gemessenes Spektrum der Probe 20UK07-A (<i>kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie</i>).	138
Anhang 42: Mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse gemessenes Spektrum der Probe 07081800 (<i>Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis</i>).	138
Anhang 43: Mit Hilfe von Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse gemessenes Spektrum der Probe 20081230-1 (<i>Tonalit</i>).	139
Anhang 44: Mit Hilfe von Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse gemessenes Spektrum der Probe 20081230-2 (<i>Tonalit</i>).	139
Anhang 45: Mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse gemessenes Spektrum der Probe 20081300 (<i>kataklastischer Granitoid</i>).	139
Anhang 46: Jeweilige Konzentrationen der mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse gemessenen Elemente in den Proben 20UK06, 20UK07-A, 07081800, 20081230-1, 20081230-2 und 20081300.....	140
Anhang 47: Daten der D1-, G- und D2-Peaks, die an acht verschiedenen Raman-Spektren von Kohlenstoff-Messungen aus der Probe 20UK07-A (<i>kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie</i>) abgelesen wurden.	142
Anhang 48: Messlokationen der Punktmessungen, die mit Raman-Spektroskopie im Dünnschliff 20UK06 (<i>kataklastischer Granitoid</i>) durchgeführt wurden.	143
Anhang 49: Messlokationen der Punktmessungen, die mit Raman-Spektroskopie im Dünnschliff 20UK07-A (<i>kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie</i>) durchgeführt wurden.	143
Anhang 50: Prozentuale Konzentrationen der chemischen Bestandteile der dunklen und der hellen Matrix des schwarzen Störungsgesteins im <i>Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneis</i> (Probe 07081800).....	140
Anhang 51: Prozentuale Konzentrationen der chemischen Bestandteile der Matrix des schwarzen Störungsgesteins im <i>Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneis</i> (Probe 07081800). Zwei Messprofile (P1 und P2) wurden erstellt.	141
Anhang 52: Prozentuale Konzentrationen der chemischen Bestandteile der Minerale im <i>Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneis</i> (Probe 07081800).....	141
Anhang 53: Prozentuale Konzentrationen der chemischen Bestandteile der Matrix des schwarzen Störungsgesteines im <i>kataklastischen Granitoid</i> (Probe 20081300).	141
Anhang 54: Prozentuale Konzentrationen der chemischen Bestandteile der Minerale im <i>kataklastischen Granitoid</i> (Probe 20081300).....	142

Anhang 1: Geologische Karte im Maßstab 1:10000, welche einen Teilausschnitt der Pustertal-Gailtal-Linie bei Maria Luggau zeigt. Es konnte eine Kern- und eine Zerrüttungszone der Störung festgelegt werden. Die *geologische Karte 1:10000: Untertilliach, Maria Luggau, Schwalbenkofel* wurde nicht eingebunden und liegt der Arbeit bei. Zusätzlich liegt ein Exemplar, welche die, für die Profilerstellung konstruierten Streichlinien zeigt, bei.

Anhang 2: Drei geologische, NS-orientierte Profile (Seebach-, Schwendereck-, Moos-Profil), welche im Westen, im Zentrum und im Osten des Kartiergebietes liegen. Sie zeigen den Untergrund bis in eine Krustentiefe von etwa 1 km. Die Störungszone weist ein, sich veränderndes Einfallen auf. Die Profile wurden nicht eingebunden und liegen der Arbeit bei.

Anhang 3: Aufschlusstabelle, welche die Aufschlussnummer, die Koordinaten, die lithologische Zuordnung, strukturgeologische Messungen und das Vorhandensein von entnommenen Proben aller kartierten Aufschlüsse beinhaltet.

Aufschlussnummer	Koordinaten	Lithologie	Schieferung	Strukturgeologische Gefügemerkmale	Proben
07081325	33T 326773 5174708	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
07081330	33T 327002 5174653	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis	S ₁ : 359/70 und 345/40 und 006/55 →356/55		
07081335	33T 326605 5174653	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
07081340	33T 326775 5174612	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis	S ₁ : 347/74	Faserharnische in Qz: H: 048/85 L: 329/21 dextral	
07081345	33T 326461 5174731	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
07081350	33T 326413 5174658	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
07081400	33T 326359 5174635	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
07081455	33T 326414 5174351	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
07081500	33T 326382 5174331	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis, phyllonitisch	S ₁ : 021/86		
07081620	33T 326153 5173212	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 336/45	Störungsfläche: H: 350/60	
07081650	33T 326352 5173354	Tonalit	S ₁ : 178/80	Harnischstriemungen: H: 013/84 L: 285/55	
07081800	33T 327251 5173921	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis	S ₁ : 209/46 und 203/47 →206/46	Schwarzes Störungsgestein; Streckungslineare: S: 156/55 L: 218/32	07081800, orientiert
08080920	33T 327092 5174520	Granat-Glimmer-Gneis	S ₁ : 351/52 und 357/49 →354/50	Streckungslineare: S: 360/51 L: 021/50 und S: 004/44 L: 031/42	
08080950	33T 327436 5174165	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis	S ₁ : 229/36 und 213/47 →221/41	Streckungslineare: S: 196/47 L: 228/43 dextral	
08081020	33T 327390 5173728	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis	S ₁ : 178/68		
08081100	33T 327493 5173676	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis, phyllonitisch	S ₁ : 198/78 und 181/82 und 182/77 →187/79		
08081120	33T 327453 5173581	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis, phyllonitisch	S ₁ : 193/75	Harnischstriemungen: H: 180/61 L: 211/51	
08081200	33T 327393 5173337	Kataklastischer Granitoid		Harnischstriemungen: H: 357/63	

				L: 078/21 und H: 034/70 L: 113/26 Qz-Ader: 002/82	
08081245	33T 327468 5173241	Kataklastischer Granitoid		Harnischstriemungen: H: 131/86 L: 217/20	
08081300	33T 327444 5173247	Kataklastischer Granitoid	S ₁ : 151/62		
08081610	33T 325933 5174298	Granat-Glimmer- Gneis	S ₁ : 212/50 und 208/40 und 227/45 →215/45		
08081650	33T 325585 5173943	Granat-Glimmer- Schiefer bis -Gneis, kataklastisch			
08081700	33T 325587 5173899	Granat-Glimmer- Gneis, kataklastisch	S ₁ : 241/ 38 und 260/38 →250/38	Schwarzes Störungsgestein; Ultrakataklasite: 202/85 und 011/63	
08081720	33T 325302 5174001	Granat-Glimmer- Schiefer bis -Gneis, kataklastisch	S ₁ : 150/50		
08081730	33T 325397 5173984	Granat-Glimmer- Gneis, kataklastisch	S ₁ : 201/20		
08081745	33T 325343 5173979	Granat-Glimmer- Gneis, kataklastisch		Schwarzes Störungsgestein	
08081800	33T 325257 5173687	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie		Störungsfläche: H: 127/74 und H: 123/64	
09081145	33T 326456 5174622	Granat-Glimmer- Gneis	S ₁ : 185/40 und 205/20 →195/30	Streckungslineare auf Schieferungsfläche: L: 175/39	
09081220	33T 326080 5174511	Granat-Glimmer- Gneis	S ₁ : 200/42		
09081250	33T 325702 5174352	Granat-Glimmer- Schiefer bis -Gneis			
09081300	33T 325685 5174338	Granat-Glimmer- Schiefer bis -Gneis, teilweise phyllonitisch	S ₁ : 175/19 und 198/36 →186/27		
09081350	33T 325420 5174178	Granat-Glimmer- Gneis	S ₁ : 198/15		
09081420	33T 325248 5174189	Granat-Glimmer- Schiefer bis -Gneis, teilweise phyllonitisch			
09081425	33T324871 5174137	Granat-Glimmer- Schiefer bis Gneis, kataklastisch			
09081430	33T 325023 5174177	Granat-Glimmer- Schiefer bis Gneis, teilweise phyllonitisch, kataklastisch			
09081450	33T 324482 5174064	Rötlicher Sandstein, kataklastisch		Striemungen: viele verschiedene Orientierungen	09081450
09081545	33T 324250 5173926	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie	S ₁ : 180/30		
09081600	33T 324108 5173847	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie	S ₁ : 090/20		
09081620	33T 324227 5173818	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie	S ₁ : 022/55		
09081700	33T 324250 5173650	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 150/20		
09081730	33T 324576 5173698	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 195/30		
10081000	33T 326151 5174789	Granat-Glimmer- Schiefer bis -Gneis			
10081010	33T 326033 5174761	Granat-Glimmer- Schiefer bis -Gneis, teilweise phyllonitisch	S ₁ : 194/75	Harnischstriemungen: H: 162/81 L: 094/70	

10081015	33T 326001 5174650	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
10081020	33T 326059 5174589	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
10081030	33T 325988 5174674	Granat-Glimmer-Gneis	S ₁ : 185/86		
10081040	33T 325773 5174677	Granat-Glimmer-Gneis	S ₁ : 184/80		
10081050	33T 325556 5174678	Granat-Glimmer-Gneis	S ₁ : 190/40		
10081130	33T 324591 5174900	Granat-Glimmer-Gneis	S ₁ : 185/48		
10081135	33T 325005 5174996	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
10081150	33T 323975 5174794	Granat-Glimmer-Gneis	S ₁ : 214/40		
10081155	33T 323821 5174724	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
10081200	33T 323723 5174737	Granat-Glimmer-Gneis	S ₁ : 180/70		
10081210	33T 323346 5174631	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
10081215	33T 323013 5174502	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
10081225	33T 322355 5174240	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis, teilweise phyllonitisch	S ₁ : 220/70 und 208/74 →214/72	Qz-Adern: bis 15 cm mächtig	
10081310	33T 322340 5174172	Kataklastischer Granitoid		Harnischstriemungen: H: 128/66 L: 025/33 Striemungen: viele verschiedene Orientierungen	
10081550	33T 322381 5173361	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch			
10081605	33T 322569 5173711	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 195/88 und 175/65 →185/76		
10081630	33T 322607 5173329	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 100/25		
10081645	33T 322663 5173836	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 198/48		
10081650	33T 322643 5173765	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 178/70 S ₂ : 348/74	Knickfalten erkennbar; Störungsletten; Störungsfläche: H: 025/89	
10081740	33T 322704 5173489	Grüngestein	S ₁ : 180/78	Qz-Adern: bis 10 cm mächtig	
10081810	33T 322659 5173515	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 358/84		
10081815	33T 322705 5173662	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 180/90		
10081820	33T 322909 5173766	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 154/32		
10081830	33T 323034 5173844	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 095/01		
10081850	33T 322923 5173491	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch und alterierter Basalt	S ₁ : 218/62 und 164/50	Qz-Adern	
10081920	33T 322905 5173148	Grüngestein	S ₁ : 012/89 und 001/71 →006/80		
10081927	33T 322951 5173208	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 218/59 und 211/52 →214/55		
10081930	33T 322950 5173233	Grüngestein	S ₁ : 218/74		
10081935	33T 322989 5173321	Grüngestein	S ₁ : 195/55		

11080955	33T 321837 5174549	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis, teilweise phyllonitisch	S ₁ : 212/74	Streckungslineare: S: 292/81 L: 028/30 Qz-Adern	
11081050	33T 321805 5174253	Kataklastischer Granitoid			
11081100	33T 321771 5174335	Kataklastischer Granitoid			
11081120	33T 321963 5174041	Kataklastischer Granitoid			
11081330	33T 322633 5174046	Kataklastischer Granitoid	S ₁ : 178/60	Harnischstriemungen: H: 278/60 L: 208/29 Striemungen: viele verschiedene Orientierungen; mögliche Schwarzes Störungsgestein; Störungsletten	
11081438	33T 322634 5174007	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie	S ₁ : 352/89	Schwarzes Störungsgestein	
11081450	33T 322220 5173323	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie	S ₁ : 095/34	Schieferung biegt teilweise um	
11081555	33T 322697 5174095	Kataklastischer Granitoid	S ₁ : 218/32	Harnischstriemungen: H: 035/76 L: 323/19 Schwarzes Störungsgestein	
11081700	33T 323493 5174086	Kataklastischer Granitoid	S ₁ : 115/26		11081700, orientiert
11081730	33T 323417 5174237	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis, teilweise phyllonitisch	S ₁ : 279/30		
11081735	33T 323374 5174236	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis, teilweise phyllonitisch	S ₁ : 228/25		
12081000	33T 325705 5173316	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie	S ₁ : 078/50	Qz-Adern	
12081200	33T 325338 5172743	Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 355/84 und 007/70 → 001/77	Qz-Adern; interne Faltung	
12081245	33T 325273 5172554	Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 348/84		
12081250	33T 325275 5172495	Ton- bis Siltschiefer			
12081300	33T 325266 5172351	Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 358/84		
12081630	33T 326052 5174332	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis	S ₁ : 194/48		
12081650	33T 325972 5174111	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis	S ₁ : 185/38		
12081655	33T 325859 5174020	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis	S ₁ : 218/40		
12081700	33T 325812 5173981	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis	S ₁ : 280/34		
12081705	33T 325723 5173898	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis, teilweise phyllonitisch	S ₁ : 152/32		
12081715	33T 325721 5173844	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis, kataklastisch		Schwarzes Störungsgestein; Ultrakataklasite: 353/50 und in andere Richtungen; Schieferung ändert sich im cm bis m-Maßstab	
12081740	33T 325606 5173698	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis, kataklastisch	S ₁ : 202/36	Schwarzes Störungsgestein; Ultrakataklasite	
12081800	33T 325553 5173656	Granat-Glimmer-Gneis, kataklastisch	S ₁ : 330/60 und 342/48 → 336/54		
13081000	33T 324832 5173643	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 225/12 und 208/38 → 216/25		
13081040	33T 324777 5173457	Quarzit-Schiefer	S ₁ : 210/14		

			und 180/30		
13081120	33T 324703 5173423	Quarzit-Schiefer			
13081125	33T 324735 5173415	Quarzit-Schiefer			
13081130	33T 324666 5173389	Ton- bis Siltschiefer			
13081145	33T 324561 5173093	Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 188/26		
13081200	33T 324527 5173051	Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 228/32		
13081203	33T 324502 5173010	Ton- bis Siltschiefer			
13081205	33T 324449 5172890	Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 200/34		
13081210	33T 324408 5172802	Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 218/55		
13081220	33T 324417 5172759	Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 183/79		
13081240	33T 324484 5172528	Quarzit-Schiefer	S ₁ : 210/72		
13081245	33T 324459 5172491	Quarzit-Schiefer	S ₁ : 210/72		
13081300	33T 324316 5172387	Quarzit-Schiefer	S ₁ : 200/54		
13081305	33T 324276 5172359	Quarzit-Schiefer	S ₁ : 193/36		
13081310	33T 324165 5172266	Quarzit-Schiefer	S ₁ : 230/42		
13081320	33T 324003 5172170	Quarzit-Schiefer	S ₁ : 011/86		
13081340	33T 324015 5172302	Quarzit-Schiefer	S ₁ : 192/50		
13081400	33T 323873 5172322	Quarzit-Schiefer	S ₁ : 214/41		
13081410	33T 324018 5172322	Quarzit-Schiefer	S ₁ : 248/42		
13081500	33T 323837 5172306	Quarzit-Schiefer	S ₁ : 200/39		
13081510	33T 323731 5172238	Quarzit-Schiefer	S ₁ : 214/59		
13081515	33T 323661 5172229	Quarzit-Schiefer	S ₁ : 219/70	Kleinräumig verfaltet (cm- bis m-Maßstab)	
13081520	33T 323489 5172309	Quarzit-Schiefer	S ₁ : 230/80		
13081530	33T 323408 5172423	Quarzit-Schiefer	S ₁ : 164/49		
13081540	33T 323335 5172546	Quarzit-Schiefer	S ₁ : 153/59	Kleinräumig verfaltet (cm-Maßstab)	
13081545	33T 323363 5172557	Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 174/29	Faltung (etwa 10cm)	
13081550	33T 323340 5172562	Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 168/84		
13081620	33T 323355 5172774	Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 160/56		
13081630	33T 323407 5172757	Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 129/46		
13081645	33T 323989 5172902	Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 204/39 und 248/36 →226/37		
13081700	33T 324319 5173187	Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 188/26		
13081710	33T 324150 5173150	Ton- bis Siltschiefer			
13081715	33T 324081 5173129	Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 208/27		
13081720	33T 323932 5173066	Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 194/39		
13081730	33T 323512 5172823	Ton- bis Siltschiefer			
13081750	33T 324539 5173421	Quarzit-Schiefer	S ₁ : 254/24		
13081805	33T 324451 5173469	Quarzit-Schiefer	S ₁ : 258/26		
13081820	33T 324147 5173378	Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 211/19		
13081830	33T 324502 5173639	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 172/27		
14080930	33T 325633 5174021	Quarzit in Granat- Glimmer-Schiefer bis - Gneis	S ₁ : 209/26	Streckungslineare auf Schieferungsfläche: L: 194/26	
14080955	33T 325578 5173859	Granat-Glimmer- Schiefer bis -Gneis, kataklastisch			
14081000	33T 325511 5173787	Granat-Glimmer- Schiefer bis -Gneis, kataklastisch			
14081015	33T 325355 5173634	Kontakt Granat- Glimmer-Gneis, kataklastisch	S ₁ : 228/05		
14081100	33T 325140 5173769	Kataklastischer Granitoid		Harnischströmungen: H: 236/64 L: 271/59 Schwarzes Störungsgestein	14081100, orientiert
14081125	33T 325108 5173817	Kataklastischer Granitoid			
14081130	33T 325077 5173840	Kataklastischer Granitoid	S ₁ : 336/36		
14081140	33T 325103 5173900	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie			
14081145	33T 325160 5173930	Kataklastischer Granitoid			
14081220	33T 325157 5174039	Granat-Glimmer- Schiefer bis -Gneis			

14081240	33T 324965 5173811	kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie			
14081250	33T 324904 5173731	kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie	S ₁ : 030/36		
14081320	33T 324961 5173409	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch			
14081330	33T 325006 5173269	Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 193/16		
14081340	33T 324403 5173701	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch			
14081400	33T 324403 5173701	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch			
14081410	33T 324172 5173653	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch			
14081415	33T 324094 5173513	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch			
14081420	33T 323892 5173483	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 186/19 S ₂ : 146/56		
14081430	33T 325862 5172636	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch			
14081435	33T 325786 5172476	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 208/54		
14081450	33T 325756 5172392	Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 242/26		
14081620	33T 324836 5173743	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie			
14081625	33T 324719 5173806	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie	S ₁ : 208/28		
14081630	33T 324662 5173824	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie			
14081635	33T 324622 5173847	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie			
14081640	33T 324467 5173892	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie			
14081645	33T 324367 5173890	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie			
14081650	33T 324412 5173980	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie			
14081700	33T 324581 5174010	Kataklastischer Granitoid		Harnischstriemungen: H: 098/76 L: 027/63	
14081715	33T 324723 5174013	Kataklastischer Granitoid			
14081720	33T 324918 5173960	Tonalit			
14081725	33T 324966 5173933	Tonalit			
14081745	33T 324405 5174011	Tonalit			
14081750	33T 324144 5174129	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
14081815	33T 324712 5174238	Granat-Glimmer-Schiefer bis Gneis, teilweise phyllonitisch			
14081820	33T 324537 5174226	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis, teilweise phyllonitisch	S ₁ : 223/29		
14081830	33T 324212 5174319	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
14081835	33T 324014 5174261	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
14081840	33T 323951 5174209	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis	S ₁ : 281/41		

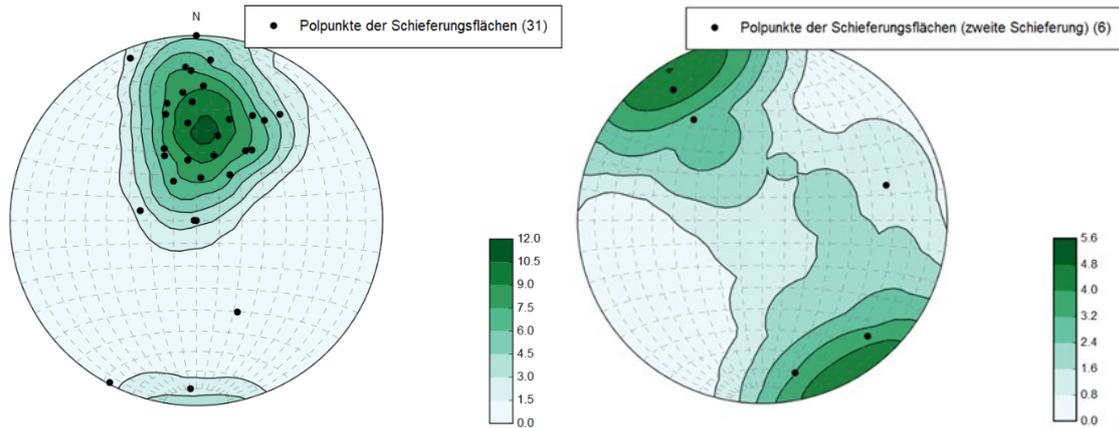
14081850	33T 323892 5174046	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
14081855	33T 323854 5174001	Kataklastischer Granitoid			
14081900	33T 323949 5173865	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie			
14081905	33T 323822 5173943	Tonalit			
15081030	33T 325590 5173474	Tonalit	S ₁ : 007/64		
15081045	33T 325572 5173467	Tonalit	S ₁ : 186/ 89 und 164/89 →175/89		
15081100	33T 325518 5173474	Tonalit		Harnischströmungen: H: 036/84 L:311/44	
15081110	33T 325511 5173464	Tonalit			
15081400	33T 326170 5173145	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer			
15081430	33T 325862 5172636	Ton- bis Siltschiefer			
15081440	33T 325786 5172476	Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 206/88	Schieferung biegt um	
15081450	33T 325756 5172392	Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 218/76	Harnischströmungen auf Schieferungsflächen: L: 134/16	
15081500	33T 325709 5172261	Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 186/82		
15081520	33T 325641 5172104	Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 203/64		
15081555	33T 326820 5173834	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
15081600	33T 326811 5173619	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis, teilweise phyllonitisch	S ₁ : 178/68	Schieferung gewellt	
15081620	33T 326707 5173508	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis, teilweise phyllonitisch			
15081625	33T 326640 5173416	Granat-Glimmer-Gneis			
15081630	33T 326558 5173349	Tonalit	S ₁ : 278/84		
15081650	33T 326505 5173299	Tonalit	S ₁ : 356/75	Harnischströmungen: H: 273/54 L: 258/64	
16081005	33T 327197 5174038	Granat-Glimmer-Schiefer bis Gneis, phyllonitisch			
16081010	33T 327258 5173985	Granat-Glimmer-Schiefer bis Gneis, teilweise phyllonitisch	S ₁ : 208/42		
16081055	33T 326957 5173119	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie			
16081120	33T 326941 5172334	Ton- bis Siltschiefer			
16081150	33T 326751 5172920	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 176/72 S ₂ : 318/74	Harnischströmungen: H 004/82 L: 274/02, dextral Qz-Adern; Boudinage schieferungsparallele; kleinräumig verfaultet	
16081240	33T 326548 5173088	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch			
16081245	33T 326482 5173062	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch			
16081250	33T 326421 5173021	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 028/89		
16081255	33T 326382 5172987	Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 190/68 und 184/89 →187/78	Harnischströmungen: H: 321/69 L: 044/17 und H: 234/78 L: 322/09	
16081410	33T 326534 5173039	Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 170/50		
16081420	33T 326478 5172980	Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 233/49		
16081430	33T 326387 5172797	Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch		Qz-Adern; Harnischströmungen	

16081450	33T 326211 5172553	Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 017/81	Harnischstriemungen: H: 011/70 L: 094/06	
16081520	33T 326068 5172190	Ton- bis Siltschiefer, teilweise kataklastisch	S ₁ : 216/86 S ₂ : 344/86 S ₃ : 322/88	Qz-Adern	
16081530	33T 326379 5172487	Ton- bis Siltschiefer, teilweise kataklastisch	S ₁ : 220/50		
16081600	33T 326513 5172397	Ton- bis Siltschiefer, teilweise kataklastisch	S ₁ : 185/64		
16081610	33T 326535 5172640	Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 198/65		
16081613	33T 326589 5172599	Ton- bis Siltschiefer			
16081715	33T 326764 5173231	Tonalit	S ₁ : 325/80		
16081740	33T 326820 5173366	Granat-Glimmer-Gneis, kataklastisch	S ₁ : 158/86	Störungsfläche: H: 358/74	
16081800	33T 326778 5173490	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis, kataklastisch			
16081815	33T 326773 5173412	Granat-Glimmer-Gneis, kataklastisch	S ₁ : 348/89	Harnischstriemungen: H: 352/70 L: 250/15 Schwarzes Störungsgestein; Qz-Adern	
16081830	33T 326858 5173379	Granat-Glimmer-Gneis, kataklastisch	S ₁ : 011/49	Harnischstriemungen: H: 004/74 L: 277/28, dextral Störungsletten mit Foliation: G: 039/35	
16081835	33T 326865 5173460	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie			
16081840	33T 326864 5173420	Kataklastischer Granitoid			
16081845	33T 326865 5173380	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie			
16081850	33T 326870 5173307	Kataklastischer Granitoid			
16081950	33T 326883 5173255	Tonalit	S ₁ : 162/82	Harnischstriemungen: H: 038/58 L: 308/08 und H: 179/81 L: 130/76 Störungsletten	
16082000	33T 326820 5173177	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie			
16082040	33T 326875 5173037	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch			
17081050	33T 322523 5173419	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 002/80 S ₂ : horizontal		
17081100	33T 322563 5173695	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch			
17081130	33T 322753 5173909	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie	S ₁ : 333/30		
17081150	33T 322679 5173813	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch			
17081155	33T 322701 5173841	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 156/35	Qz-Adern	
17081200	33T 322766 5173861	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie			
17081210	33T 322826 5173916	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie	S ₁ : 108/06	Störungsletten mit Foliation: G: 173/80	

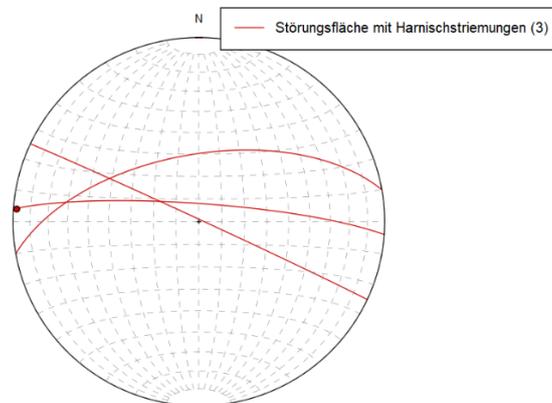
17081220	33T 322867 5173994	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie			
17081330	33T 323405 5173867	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie	S ₁ : 320/13	Falte: Faltenachse: 330/55	
17081500	33T 323597 5173495	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 175/44	Qz-Adern	
17081555	33T 323313 5173517	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer			
17081600	33T 323303 5173446	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 194/39		
17081605	33T 323290 5173420	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch			
17081700	33T 322868 5173117	Grüngestein			
17081715	33T 322879 5173085	Ton- bis Siltschiefer	S ₁ : 184/80		
18081000	33T 327736 5174055	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
18081040	33T 327747 5173652	Granat-Glimmer-Gneis	S ₁ : 133/16		
18081050	33T 327814 5173558	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
18081140	33T 327890 5173097	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie			
18081150	33T 327971 5173107	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie			
18081828	33T 325910 5175420	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis	S ₁ : 337/32		
18081911	33T 325218 5176115	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
18081912	33T 325319 5176050	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
18081924	33T 325429 5176004	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
18081925	33T 325628 5175942	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
18081926	33T 325749 5175625	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
18081928	33T 325916 5175408	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
18081933	33T 325718 5175490	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
18081934	33T 325769 5175360	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
18081944	33T 326068 5175181	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
18081945	33T 325882 5175102	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
18081946	33T 325922 5175187	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
18081952	33T 325844 5174962	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis	S ₁ : 320/50		
18082000	33T 325654 5175003	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
18082005	33T 325652 5174921	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
18082010	33T 325210 5174945	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis			
19081250	33T 328050 5172398	Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 168/39		
19081300	33T 328133 5172351	Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 167/43	Qz-Adern	
19081305	33T 328116 5172434	Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch			
19081320	33T 327488 5172264	Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 159/40		
19081325	33T 327466 5172229	Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch		Harnischstriemungen: H: 346/90 L: 074/08 Qz-Adern	

19081330	33T 327514 5172489	Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch			
19081340	33T 327594 5172500	Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 189/38		
19081341	33T 327679 5172601	Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch			
19081345	33T 327683 5172654	Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch			
19081355	33T 327923 5172777	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 215/38		
19081400	33T 327754 5172810	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch			
19081405	33T 327701 5172799	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch			
19081415	33T 327581 5172767	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 218/40 S ₂ : 254/59		
19081425	33T 327453 5172615	Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 187/40 S ₂ : 208/62		
19081450	33T 328398 5172846	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie			
19081500	33T 328408 5172799	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie			
19081505	33T 328434 5172756	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 178/54		
19081515	33T 328481 5172604	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 183/62		
19081520	33T 328479 5172563	Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 170/48 S ₂ : 168/72 S ₃ : 204/85	Foliation wird von kataklastischen Bereichen überprägt und eingeschleppt; Qz-Adern	
19081615	33T 328436 5173121	Kataklastischer Granitoid	S ₁ : 043/84	Harnischstriemungen: H: 208/89 L: 114/14, dextral	
19081655	33T 328564 5173235	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis	S ₁ : 195/45		
19081717	33T 327940 5173147	Kataklastischer Granitoid		Störungsfläche: H: 083/81	
19081730	33T 327843 5173183	Tonalit			
19081750	33T 327573 5173187	Tonalit	S ₁ : 165/89	Harnischstriemungen: H: 276/72 L: 187/01	
19081830	33T 327568 5173087	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie			
20081125	33T 323119 5174225	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis, teilweise phyllonitisch	S ₁ : 193/26	Streckungslineare: S: 274/50 L: 203/26 Schwarzes Störungsgestein	
20081200	33T 323157 5174160	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie			
20081230	33T 323191 5174098	Tonalit		Harnischstriemungen: H: 073/81 L: 162/09 und H: 260/36 L: 188/23 Störungsletten mit Foliation: S ₁ : 186/39	20081230-1 und 20081230-2, orientiert
20081350	33T 323245 5174069	Kataklastischer Granitoid			20081300
20081450	33T 323417 5173970	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie	S ₁ : 168/12		
20081800	33T 327625 5174475	Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis	S ₁ : 032/65		

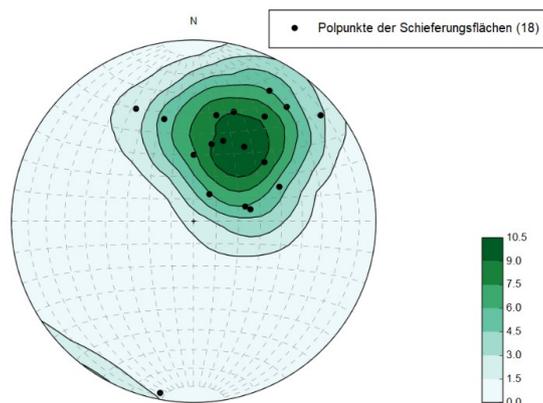
20081810	33T 327914 5174408	Granat-Glimmer Schiefer bis -Gneis, teilweise phyllonitisch	S ₁ : 014/52		
20081820	33T 328440 5174150	Granat-Glimmer Schiefer bis -Gneis, teilweise phyllonitisch	S ₁ : 356/79		
20081825	33T 328610 5174550	Granat-Glimmer Schiefer bis -Gneis			
20081830	33T 328152 5174674	Granat-Glimmer Schiefer bis -Gneis			
20081835	33T 328100 5174680	Granat-Glimmer Schiefer bis -Gneis			
20081840	33T 328052 5174578	Granat-Glimmer Schiefer bis -Gneis			
20081845	33T 327975 5174532	Granat-Glimmer Schiefer bis -Gneis			
20081850	33T 327813 5174781	Granat-Glimmer Schiefer bis -Gneis			
20081855	33T 327668 5174789	Granat-Glimmer Schiefer bis -Gneis			
20081900	33T 327645 5174467	Granat-Glimmer Schiefer bis -Gneis			
20081905	33T 327503 5174534	Granat-Glimmer Schiefer bis -Gneis			
20081910	33T 328005 5174008	Granat-Glimmer Schiefer bis -Gneis			
21080950	33T 323600 5174651	Granat-Glimmer Schiefer bis -Gneis, phyllonitisch	S ₁ : 188/82		
21081005	33T 323595 5174387	Granat-Glimmer Schiefer bis -Gneis	S ₁ : 196/81		
21081030	33T 323660 5174002	Granat-Glimmer Schiefer bis -Gneis, teilweise phyllonitisch	S ₁ : 184/61	Qz-Adern	
21081050	33T 323655 5174176	Granat-Glimmer Schiefer bis -Gneis	S ₁ : 194/55	Qz-Adern; Kleinräumige Faltung (dm-Maßstab)	
21081130	33T 323666 5174048	Granat-Glimmer Schiefer bis -Gneis, phyllonitisch	S ₁ : 213/54		
21081150	33T 323631 5174007	Granat-Glimmer Schiefer bis -Gneis	S ₁ : 170/85	Störungsfläche: H: 200/81 Streckungslineare: S: 244/74 L: 154/03, dextral Schwarzes Störungsgestein	
21081200	33T 323673 5173989	Kataklastischer Granitoid		Schwarzes Störungsgestein	
21081320	33T 323640 5173853	Kataklastischer Granitoid	S ₁ : 166/66		
21081340	33T 323636 5173797	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie	S ₁ : 168/49		
21081345	33T 323654 5173721	Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie	S ₁ : 358/61 und 156/54	Schieferung biegt um; teilweise kleinräumig verfaltet (dm-Maßstab); Qz-Adern	
21081400	33T 323620 5173662	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 166/55		
21081405	33T 323640 5173622	Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer, kataklastisch	S ₁ : 174/59 S ₂ : 146/75		
21081630	33T 322607 5173329	Grüngestein	S ₁ : 172/55		
21081700	33T 322765 5173366	Grüngestein	S ₁ : 186/86		
21081720	33T 322769 5173189	Grüngestein	S ₁ : 200/64		



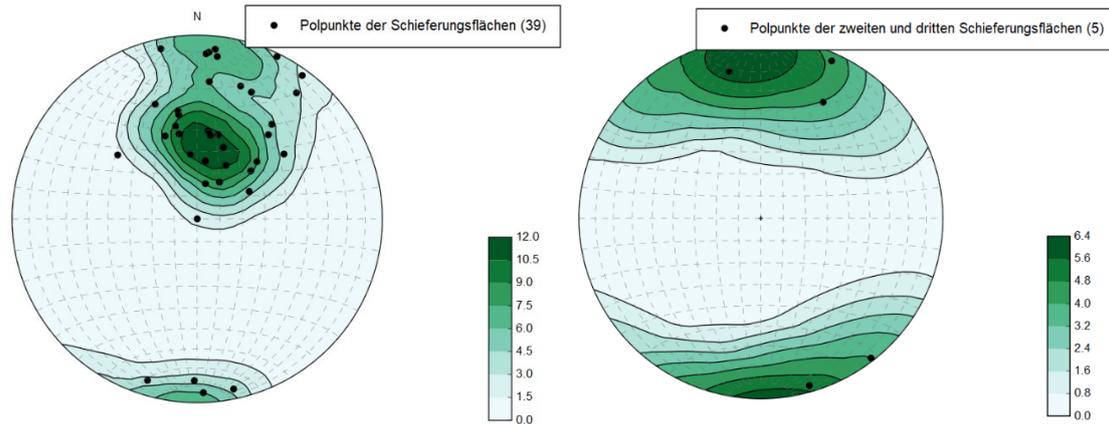
Anhang 4: In ein Schmidtsches Netz projizierte Gefügewerte der Foliation des *phyllitischen Ton- bis Siltschiefers*. Die Foliation fällt mit etwa 50 Grad nach Süden ein (links). Eine zweite Schieferung zeigt durchschnittlich ein steiles Einfallen nach Südosten oder Nordwesten (rechts). Alle Messungen und die zugehörigen Aufschlüsse sind in Anhang 3 dokumentiert.



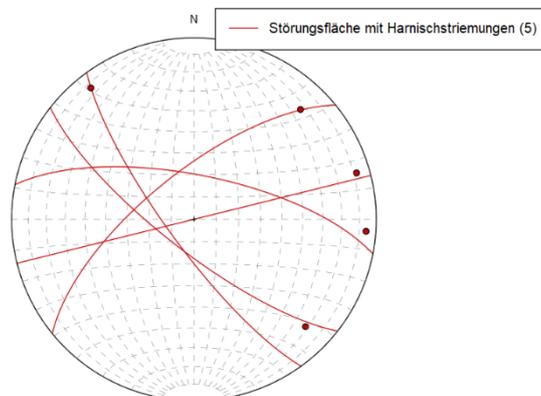
Anhang 5: In ein Schmidtsches Netz projizierte Gefügewerte der Störungsflächen mit Hornblendestriemungen des *phyllitischen Ton- bis Siltschiefers*. Die Störungsflächen weisen ein WE-Streichen auf und fallen steil ein. Die Hornblendestriemungen verlaufen dabei fast horizontal. Alle Messungen und die zugehörigen Aufschlüsse sind in Anhang 3 dokumentiert.



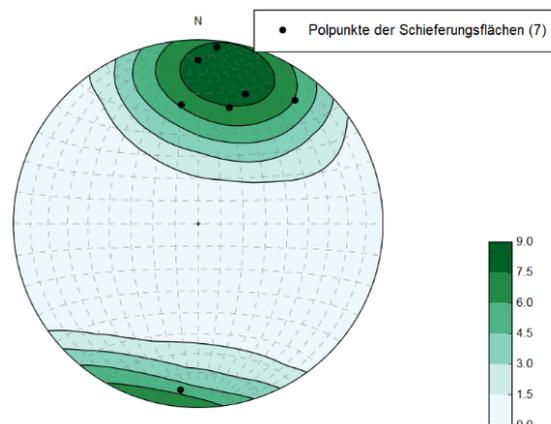
Anhang 6: In ein Schmidtsches Netz projizierte Gefügewerte der Foliation des *Quarzit-Schiefers*. Die Foliation fällt durchschnittlich mit etwa 50 Grad nach Südwesten ein. Alle Messungen und die zugehörigen Aufschlüsse sind in Anhang 3 zu finden.



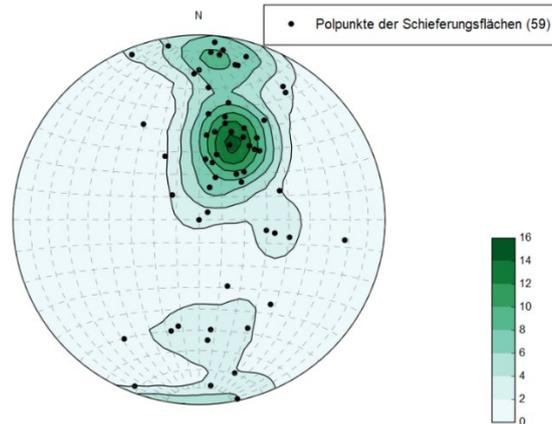
Anhang 7: In ein Schmidtsches Netz projizierte Gefügewerte der Foliation des *Ton- bis Siltschiefers*. Die Foliation fällt durchschnittlich mit etwa 40 Grad nach Süden ein (links). Eine zweite und dritte Schieferung fällt steil nach Norden oder Süden ein, kommt aber lediglich selten vor (rechts). Alle Messungen und die zugehörigen Aufschlüsse sind in Anhang 3 dokumentiert.



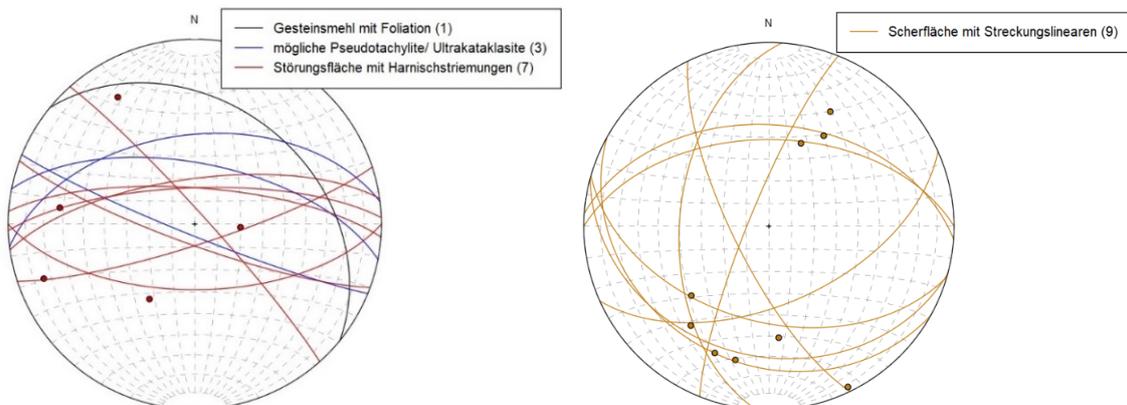
Anhang 8: In ein Schmidtsches Netz projizierte Gefügewerte der Störungsflächen mit Harnischstriemungen des *Ton- bis Siltschiefers*. Die Störungsflächen sind NW-SE- bis SW-NE-orientiert und die Harnischstriemungen sind fast horizontal. Alle Messungen und die zugehörigen Aufschlüsse sind in Anhang 3 dokumentiert.



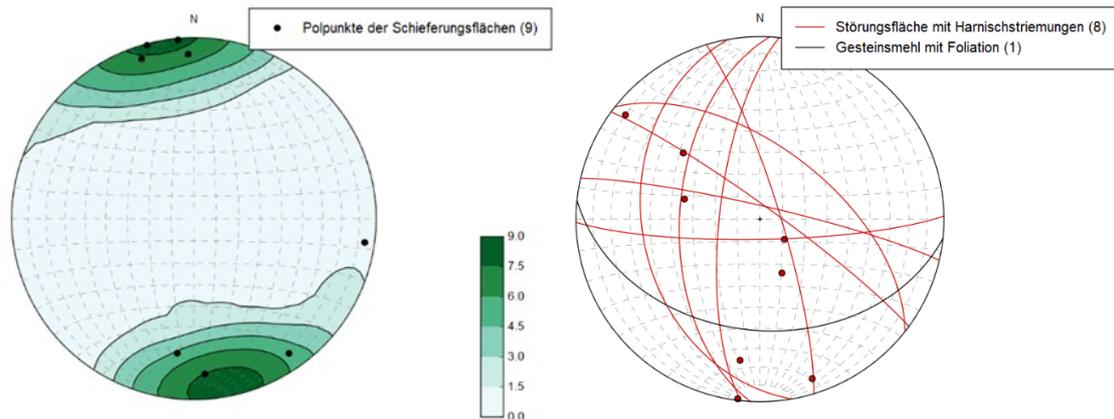
Anhang 9: In ein Schmidtsches Netz projizierte Gefügewerte der Schieferung des *Grüngesteins*. Die Schieferung fällt durchschnittlich steil nach Süden ein. Alle Messungen und die zugehörigen Aufschlüsse sind in Anhang 3 dokumentiert.



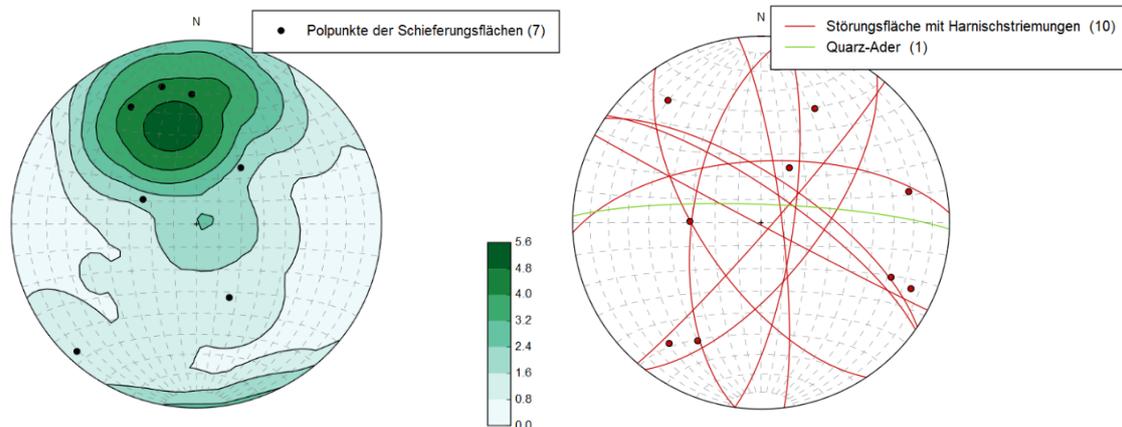
Anhang 10: In ein Schmidtsches Netz projizierte Gefügewerte der Foliation des *Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneises*. Die Foliation fällt größtenteils mit etwa 40 Grad nach Süden ein. Alle Messungen und die zugehörigen Aufschlüsse sind in Anhang 3 dokumentiert.



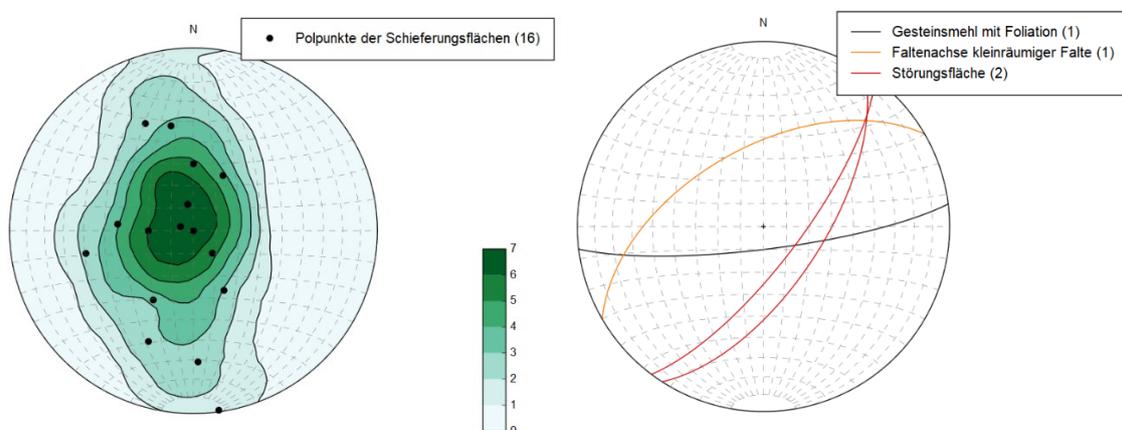
Anhang 11: In ein Schmidtsches Netz projizierte Gefügewerte der Störungsflächen mit Harnischstriemungen, der Störungsletten (Gesteinsmehl), der schwarzen Störungsgesteine (mögliche Pseudotachylite/ Ultrakataklasite) und der Scherflächen mit Streckungslinearen des *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis*. Die Störungsflächen mit Harnischstriemungen, die Störungsletten (Gesteinsmehl) und *schwarze Störungsgesteine* (mögliche Pseudotachylite/ Ultrakataklasite) weisen eine WE- bis NW-SE-Orientierung auf (links). Die Harnischstriemungen auf den Störungsflächen fallen dabei meist steil ein. Die Scherflächen mit Streckungslinearen fallen mit einem Winkel von 40 bis 50 Grad nach Norden, Süden oder Westen ein (rechts). Alle Messungen und die zugehörigen Aufschlüsse sind in Anhang 3 dokumentiert.



Anhang 12: In ein Schmidtsches Netz projizierte Gefügewerte der Foliation und der Störungsflächen mit Harnischstriationen des *Tonalits*. Die Foliation fällt größtenteils steil nach Norden oder Süden ein (links). Die Störungsflächen sind WE- NW-SE- oder NS-orientiert und die darauf befindlichen Harnischstriationen fallen flach bis steil ein (rechts). Alle Messungen und die zugehörigen Aufschlüsse sind in Anhang 3 dokumentiert.



Anhang 13: In ein Schmidtsches Netz projizierte Gefügewerte der Foliation und der Störungsflächen mit Harnischstriationen des *kataklastischen Granitoids*. Die Foliation fällt durchschnittlich mit circa 45 Grad nach Südosten ein (links). Störungsflächen mit Harnischstriationen weisen verschiedene Orientierungen auf (rechts). Alle Messungen und die zugehörigen Aufschlüsse sind in Anhang 3 dokumentiert.



Anhang 14: In ein Schmidtsches Netz projizierte Gefügewerte der Foliation und der Störungsflächen des *kataklastischen Gesteins unbekannter Lithologie*. Die Foliation fällt mit unterschiedlichen Fallwinkeln nach Norden, Süden und fast horizontal ein (links). Die Gefügewerte der Störungsflächen weisen ein NE-SW-Streichen auf und fallen steil ein (rechts). Alle Messungen und die zugehörigen Aufschlüsse sind in Anhang 3 dokumentiert.

Anhang 15: Ergebnisse der Umrechnung der gemessenen Fallwinkel der Foliation in den scheinbaren Fallwinkel, welcher sich an der Schnittebene des Seebach-Profiles (Profil A) ergibt. Alle im Profil vorkommenden Gefügewerte sind von Süden nach Norden aufgelistet. Die scheinbaren Fallwinkel ähneln den gemessenen Fallwinkeln. Alle Messungen und die zugehörigen Aufschlüsse sind in Anhang 3 dokumentiert. α_1 = wahrer Fallwinkel; β = Winkel zwischen Fallrichtung und Profilebene in Grad; α_2 = scheinbarer Fallwinkel in Grad.

Aufschlussnummer	Gemessene Fallrichtung in Grad	α_1	Streichrichtung Profilebene in Grad	β	α_2
13081520	230	80	007-187	43	76
13081530	164	49	007-187	23	47
13081540	153	59	007-187	34	54
13081545	174	29	007-187	13	28
13081550	168	84	007-187	19	84
13081630	129	46	007-187	58	29
13081620	160	56	007-187	27	53
13081200	228	32	007-187	41	31
17081500	175	44	007-187	12	43
21081405	174	59	007-187	13	58
21081400	166	55	007-187	21	53
21081345	156	54	007-187	31	50
21081345	358	61	007-187	9	61
21081340	168	49	007-187	19	47
21081320	166	66	007-187	21	65
21081150	170	85	007-187	17	85
21081130	213	54	007-187	26	51
21081150	194	55	007-187	7	55
21081030	184	61	007-187	3	61
21081005	196	81	007-187	9	81
21080950	188	82	007-187	1	82
10081200	180	70	007-187	7	70

Anhang 16: Ergebnisse der Streichlinien-Konstruktion anhand der Ausbisslinien im Kartenblatt nahe des Seebach-Profiles (Profil A; Anhang 2). Die Streichlinien sind im Anhang 1 eingezeichnet. Verschiedene Segmente mit variierendem Fallwinkel innerhalb einer Schichtgrenze wurden im Kartenblatt von unten nach oben benannt. Die ermittelten Fallwerte wurden in den scheinbaren Fallwinkel, welcher sich an der Schnittebene mit dem Seebach-Profil (Profil A) zeigt, umgerechnet. Die grün markierten Werte wurden aufgrund ihrer Nähe für die Profilkonstruktion genutzt. *Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer* = pTSS; *Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie* = kGuL; Tonalit = T; *Kataklastischer Granitoid* = kG; *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* = GGSG. z = Höhendifferenz der entsprechenden Höhenlinien im Kartenmaßstab in mm; y = gemessene Distanz zwischen den Streichlinien im Kartenmaßstab in mm; α_1 = ermittelter Fallwinkel in Grad; β = Winkel zwischen Fallrichtung und Profilebene in Grad; α_2 = scheinbarer Fallwinkel in Grad.

Ausbisslinie	Segment	gemessene Fallrichtung in Grad	z	y	α_1	Streichrichtung Profilebene in Grad	β	α_2
pTSS/ kGuL	1.1	192	2	1,5	59	007-187	5	59
pTSS/ kGuL	1.2	192	2	5	24	007-187	5	24
pTSS/ kGuL	1.3	192	2	2,2	47	007-187	5	47
pTSS/ kGuL	1.4	192	2	2	50	007-187	5	50
pTSS/ kGuL	1.5	192	2	1	71	007-187	5	71
kGuL/ T/ kG	2.1	184	2	2	50	007-187	3	50
kGuL/ T/ kG	2.2	184	2	1,6	57	007-187	3	57
kGuL/ T/ kG	2.3	184	2	1,2	66	007-187	3	66
kGuL/ T/ kG/	2.4	184	2	2,2	47	007-187	3	47
T/ kG/ GGSG	3.1	196	2	1	71	007-187	9	71
T/ kG/ GGSG	3.2	196	2	1,7	55	007-187	9	55

Anhang 17: Ergebnisse der Umrechnung der gemessenen Fallwinkel der Foliation in den scheinbaren Fallwinkel, welcher sich an der Schnittebene des Schwendereck-Profiles ergibt (Profil B). Alle im Profil vorkommenden Gefügewerte sind von Süden nach Norden aufgelistet. Die scheinbaren Fallwinkel ähneln den gemessenen Fallwinkeln. Alle Messungen und die zugehörigen Aufschlüsse sind in Anhang 3 dokumentiert. α_1 = wahrer Fallwinkel; β = Winkel zwischen Fallrichtung und Profilebene in Grad; α_2 = scheinbarer Fallwinkel in Grad.

Aufschlussnummer	Gemessene Fallrichtung in Grad	α_1	Streichrichtung Profilebene in Grad	β	α_2
13081310	230	42	029-209	21	40
13081305	193	36	029-209	16	35
13081300	200	54	029-209	9	54
13081245	210	72	029-209	1	72
13081220	193	79	029-209	16	79
13081210	218	55	029-209	9	55
13081205	200	34	029-209	9	34
13081200	228	32	029-209	19	31
13081145	188	26	029-209	21	25
13081040	180	30	029-209	29	27
13081040	210	14	029-209	1	14
13081000	216	25	029-209	7	25
14081250	30	36	029-209	1	36
8081720	150	50	029-209	59	32
8081730	201	20	029-209	8	20
9081350	198	15	029-209	11	15
9081300	186	27	029-209	23	25
10081050	190	40	029-209	19	38
18081952	320	50	029-209	69	23

Anhang 18: Ergebnisse der Streichlinien-Konstruktion anhand der Ausbisslinien im Kartenblatt nahe des Schwendereck-Profiles (Profil B; Anhang 2). Die Streichlinien sind im Anhang 1 eingezeichnet. Verschiedene Segmente mit variierendem Fallwinkel innerhalb einer Schichtgrenze wurden im Kartenblatt von unten nach oben benannt. Die ermittelten Fallwerte wurden in den scheinbaren Fallwinkel, welcher sich an der Schnittebene mit dem Schwendereck-Profil (Profil B) zeigt, umgerechnet. Die grün markierten Werte wurden aufgrund ihrer Nähe für die Profilkonstruktion genutzt. *Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer* = pTSS; *Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie* = kGuL; Tonalit = T; *Kataklastischer Granitoid* = kG; *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* = GGSG. z = Höhendifferenz der entsprechenden Höhenlinien im Kartenmaßstab in mm; y = gemessene Distanz zwischen den Streichlinien im Kartenmaßstab in mm; α_1 = ermittelter Fallwinkel in Grad; β = Winkel zwischen Fallrichtung und Profilebene in Grad; α_2 = scheinbarer Fallwinkel in Grad.

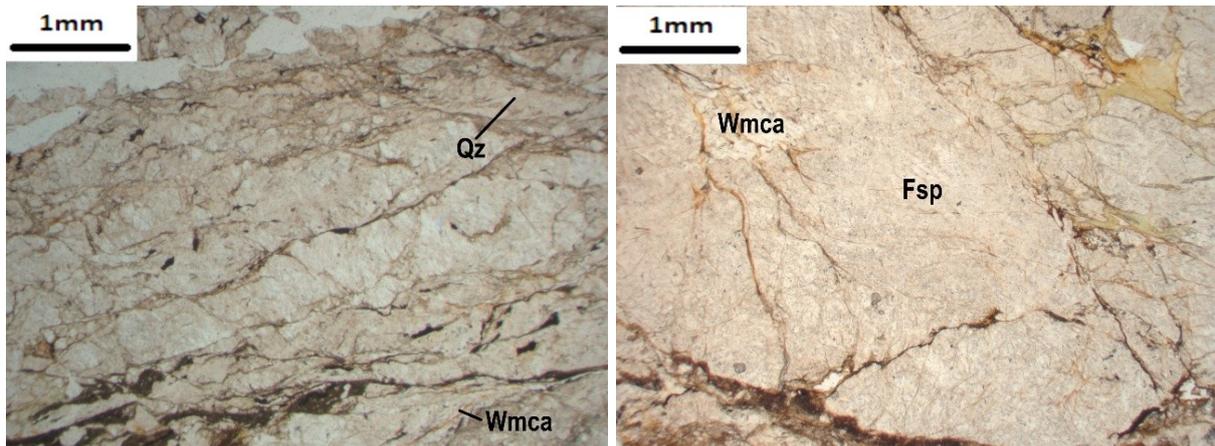
Ausbisslinie	Segment	Gemessene Fallrichtung in Grad	z	y	α_1	Streichrichtung Profilebene in Grad	β	α_2
pTSS/ kGuL	4.1	191	2	4,5	27	029-209	18	26
pTSS/ kGuL	4.2	191	2	2,5	43	029-209	18	42
pTSS/ kGuL	4.3	191	2	4	29	029-209	18	28
kGuL/ T/ k G/	5.1	203	2	3	37	029-209	6	37
kGuL/ T/ k G/	5.2	203	2	4	30	029-209	6	30
kGuL/ T/ k G/	5.3	203	2	3.2	36	029-209	6	36

Anhang 19: Ergebnisse der Umrechnung der gemessenen Fallwinkel der Foliation in den scheinbaren Fallwinkel, welcher sich an der Schnittebene des Moos-Profiles ergibt (Profil C). Alle im Profil vorkommenden Gefügewerte sind von Süden nach Norden aufgelistet. Die scheinbaren Fallwinkel ähneln den gemessenen Fallwinkeln. Alle Messungen und die zugehörigen Aufschlüsse sind in Anhang 3 dokumentiert. α_1 = wahrer Fallwinkel; β = Winkel zwischen Fallrichtung und Profilebene in Grad; α_2 = scheinbarer Fallwinkel in Grad.

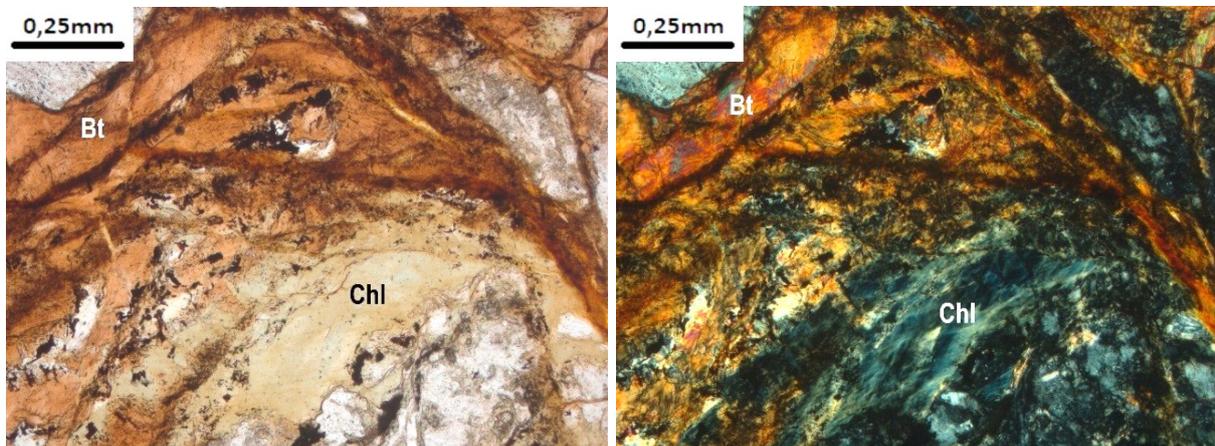
Aufschlussnummer	Gemessene Fallrichtung in Grad	α_1	Streichrichtung Profilebene in Grad	β	α_2
16081600	185	64	012-192	7	64
16081610	198	65	012-192	6	65
16081420	233	49	012-192	41	41
16081150	176	72	012-192	16	71
16081410	170	50	012-192	22	48
16081950	162	82	012-192	30	81
16081715	325	80	012-192	47	76
16081830	011	49	012-192	1	49
16081815	348	89	012-192	24	89
15081600	178	68	012-192	14	67
7081800	206	46	012-192	14	45
16081010	208	42	012-192	16	41
8080950	221	41	012-192	29	37
8080920	354	50	012-192	18	49
7081330	356	55	012-192	16	54
20081800	032	65	012-192	20	64

Anhang 20: Ergebnisse der Streichlinien-Konstruktion anhand der Ausbisslinien im Kartenblatt nahe des Moos-Profiles (Profil C; Anhang 2). Die Streichlinien sind im Anhang 1 eingezeichnet. Verschiedene Segmente mit variierendem Fallwinkel innerhalb einer Schichtgrenze wurden im Kartenblatt von unten nach oben benannt. Die ermittelten Fallwerte wurden in den scheinbaren Fallwinkel, welcher sich an der Schnittebene mit dem Moos-Profil (Profil C) zeigt, umgerechnet. *Phyllitischer Ton- bis Siltschiefer* = pTSS; *Kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie* = kGuL; Tonalit = T; *Kataklastischer Granitoid* = kG; *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis* = GGSG. z = Höhendifferenz der entsprechenden Höhenlinien im Kartenmaßstab in mm; y = gemessene Distanz zwischen den Streichlinien im Kartenmaßstab in mm; α_1 = ermittelter Fallwinkel in Grad; β = Winkel zwischen Fallrichtung und Profilebene in Grad; α_2 = scheinbarer Fallwinkel in Grad.

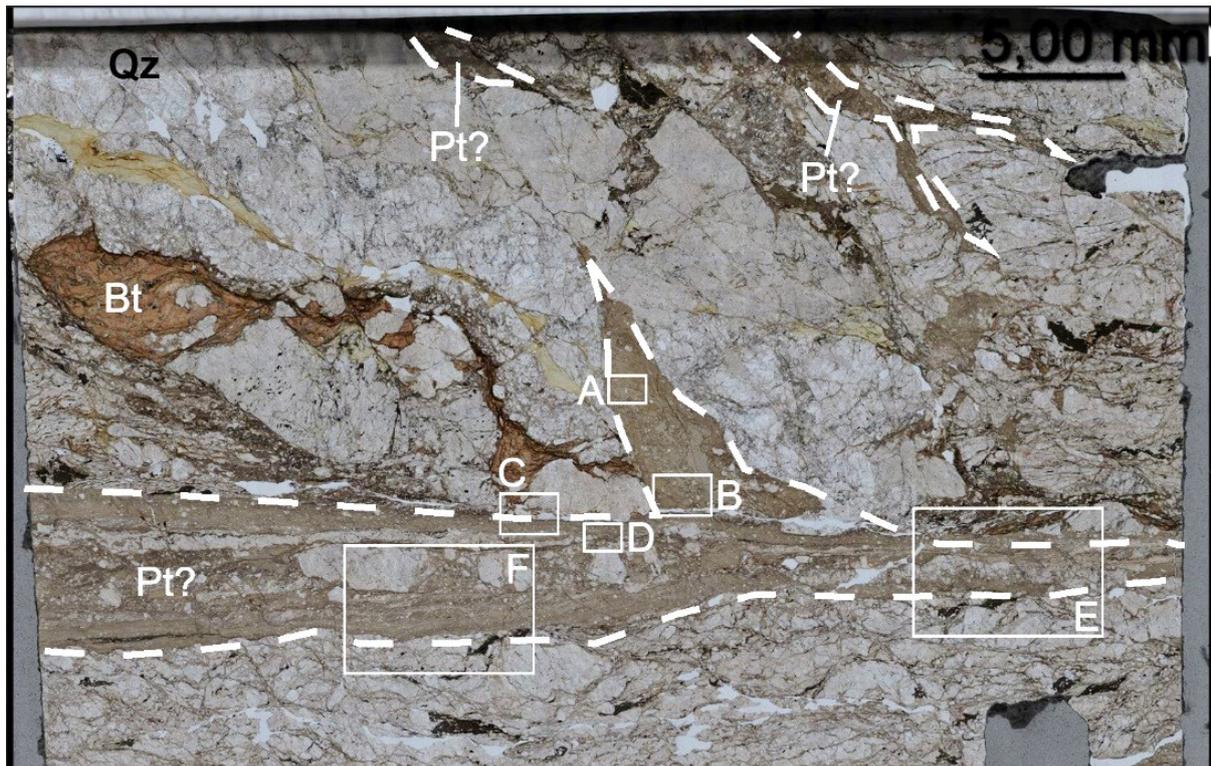
Ausbisslinie	Segment	Gemessene Fallrichtung in Grad	z	y	α_1	Streichrichtung Profilebene	β	α_2
pTSS/ kGuL	6.1	194	nicht messbar: fast 0	nicht messbar: fast 0	fast 90	192	2	fast 90
kGuL/ T/ k G/	7.1	194	nicht messbar: fast 0	nicht messbar: fast 0	fast 90	192	2	fast 90
T/ kG/ GGSG	8.1	194	8	1,7	87	192	2	87



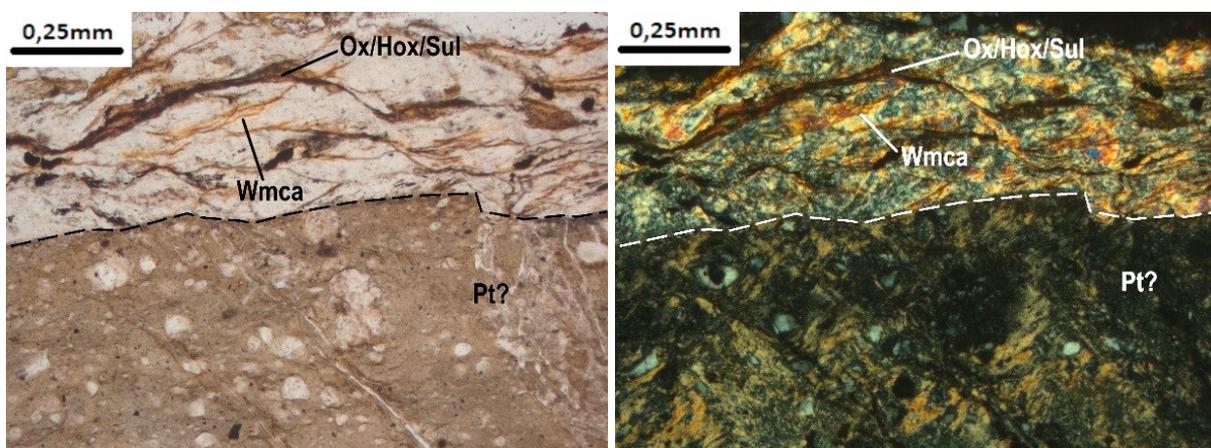
Anhang 21: Polarisationsmikroskopische Aufnahmen von deformiertem Quarz (Qz; links) und Feldspat (Fsp; rechts) im *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis*. In linear polarisiertem Licht. Die entsprechenden Aufnahmen in kreuzpolarisiertem Licht befinden sich in Abbildung 34. Dünnschliff: 07081800.



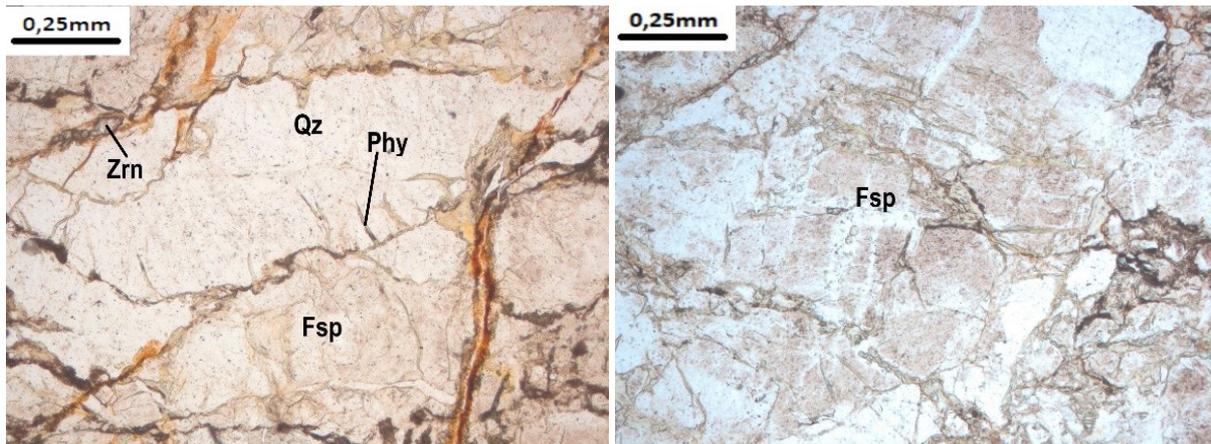
Anhang 22: Polarisationsmikroskopische Aufnahmen von miteinander vergesellschaftetem Biotit (Bt) und Chlorit (Chl) im *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis*. In linear- (links) und kreuzpolarisiertem Licht (rechts). Dünnschliff: 07081800.



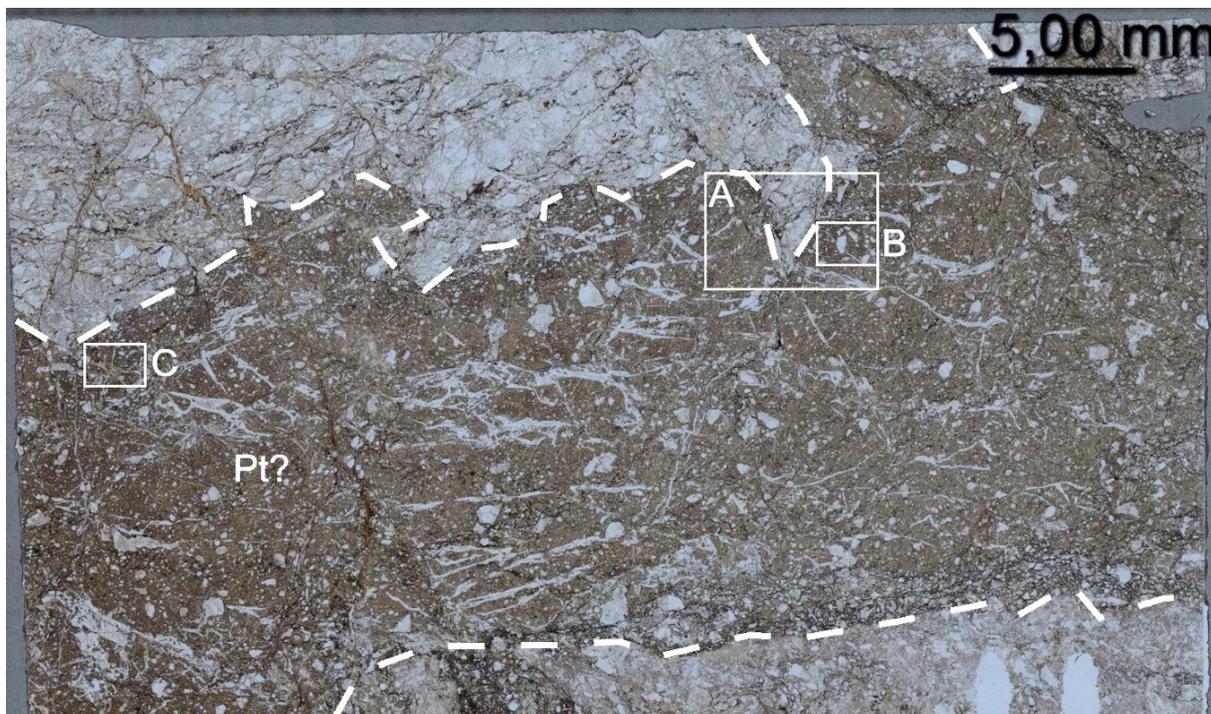
Anhang 23: Polarisationsmikroskopische Aufnahme des gesamten Dünnschliffes 07081800 des *Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneis*. Das *schwarze Störungsgestein* (Pt?) weist eine Injektionsader auf, welche sich von der Hauptader verzweigt. Zudem liegen im oberen Teil des Dünnschliffpräparates foliationsdiskordante Vorkommen des *schwarzen Störungsgesteines* vor. In linear polarisiertem Licht. Eine Aufnahme in kreuzpolarisiertem Licht befindet sich in Abbildung 35.



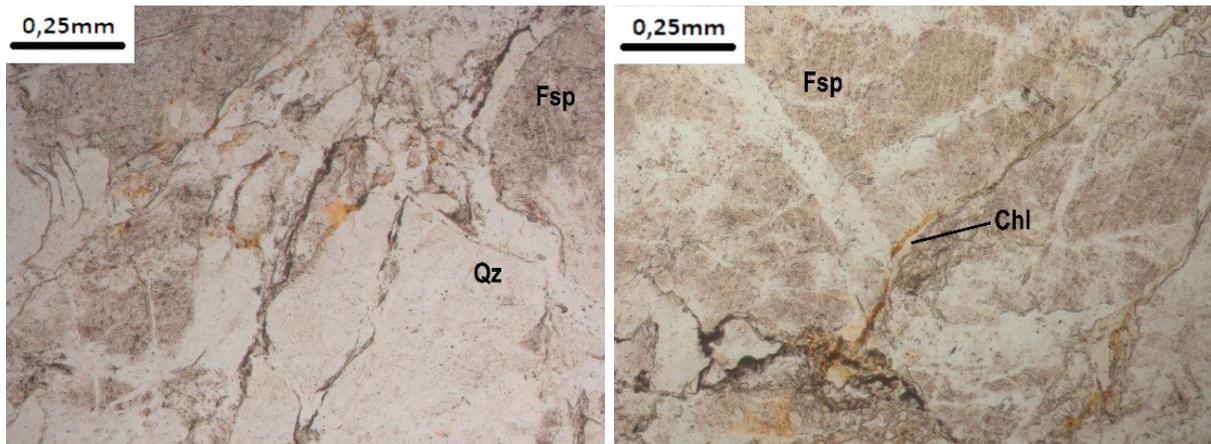
Anhang 24: Polarisationsmikroskopische Aufnahmen von Hellglimmer (Wmca) im *Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis*, der scharf vom *schwarzen Störungsgestein* (Pt?) abgeschnitten wird. In linear- (links) und kreuzpolarisiertem Licht (rechts). Dünnschliff: 07081800.



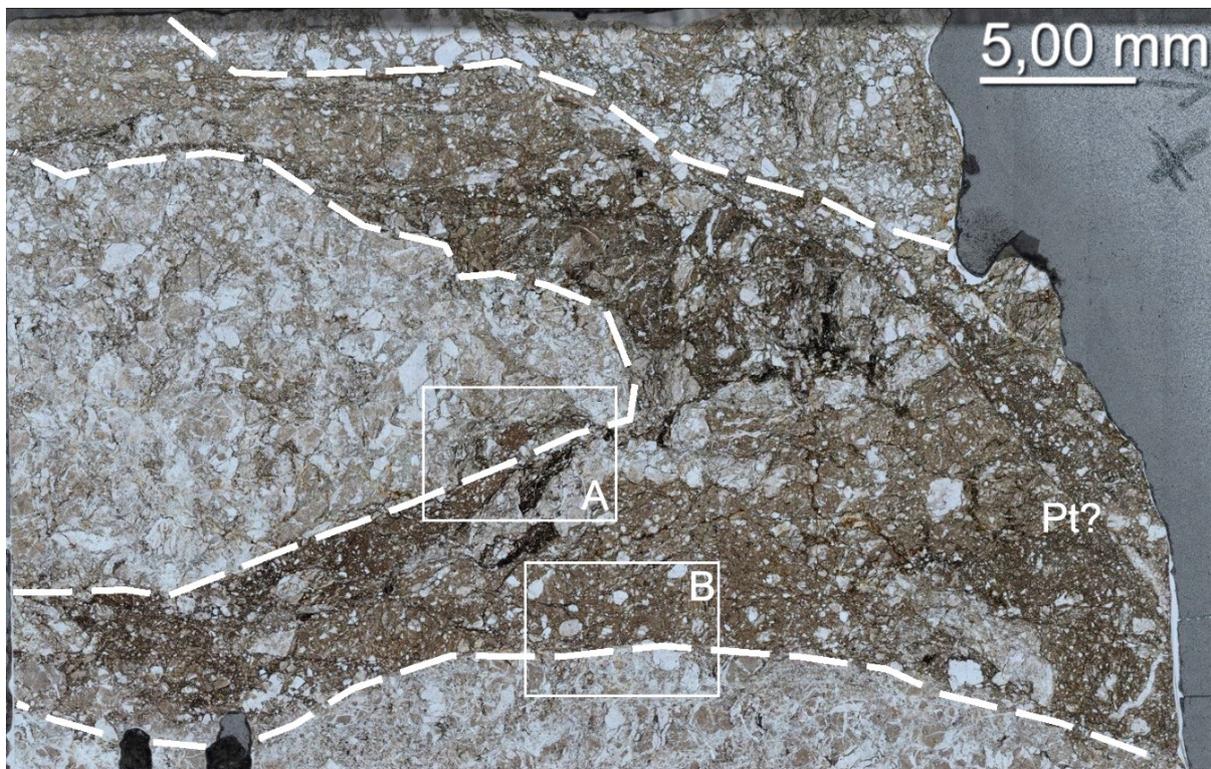
Anhang 25: Polarisationsmikroskopische Aufnahmen von Feldspat (Fsp; rechts) und gelängtem Quarz (Qz; links), der mit Phyllosilikaten gefüllte Risse aufweist, im *Tonalit*. In linear polarisiertem Licht. Die entsprechenden Aufnahmen in kreuzpolarisiertem Licht befinden sich in Abbildung 36. Dünnschliff: 20081230-1.



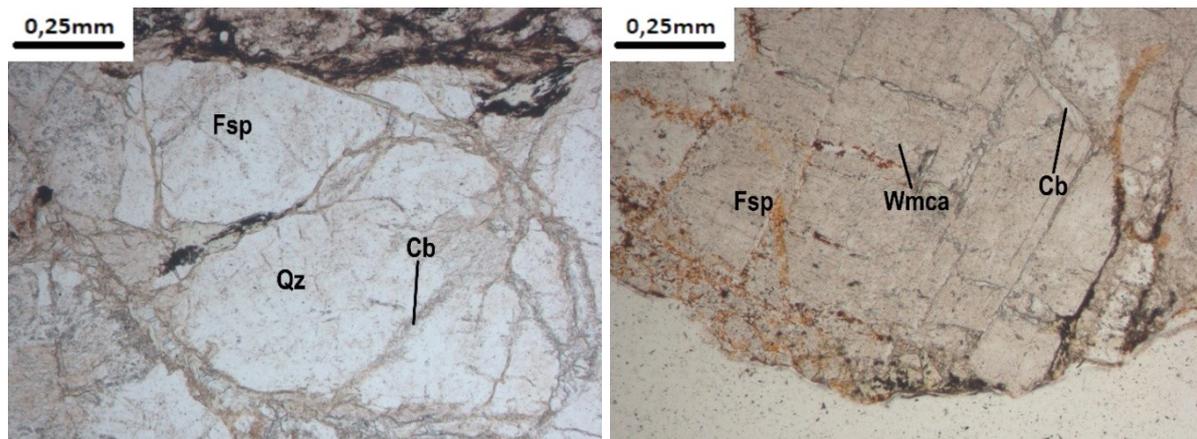
Anhang 26: Polarisationsmikroskopische Aufnahme des gesamten Dünnschliffes 20081230-1 des *Tonalits*. Das schwarze *Störungsgestein* (Pt?) nimmt einen Großteil des Dünnschliffpräparates ein. In linear polarisiertem Licht. Eine Aufnahme in kreuzpolarisiertem Licht befindet sich in Abbildung 37.



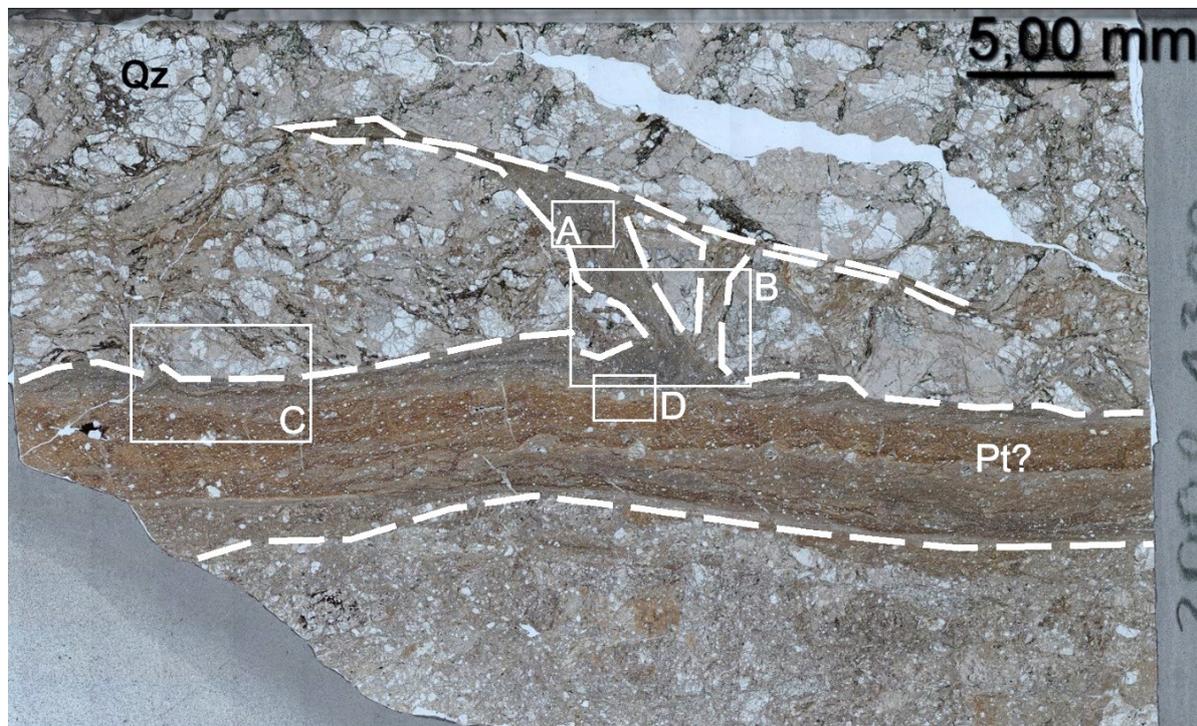
Anhang 27: Polarisationsmikroskopische Aufnahmen von Quarz (Qz; links) und Feldspat (Fsp; links und rechts) im *Tonalit*. Eine Chlorit-Ader (Chl) überprägt den Feldspat (rechts). In linear polarisiertem Licht. Die entsprechenden Aufnahmen in kreuzpolarisiertem Licht befinden sich in Abbildung 38. Dünnschliff: 20081230-2.



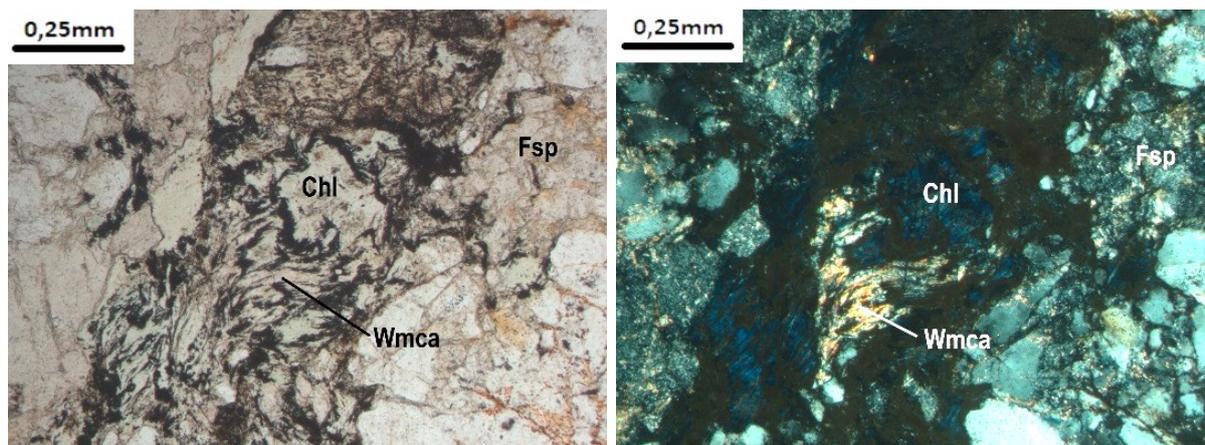
Anhang 28: Polarisationsmikroskopische Aufnahme des gesamten Dünnschliffes 20081230-2 des *Tonalits*. Das schwarze *Störungsgestein* (Pt?) läuft im rechten Teil des Dünnschliffes hufeisenförmig zusammen. In linear polarisiertem Licht. Eine Aufnahme in kreuzpolarisiertem Licht befindet sich in Abbildung 39.



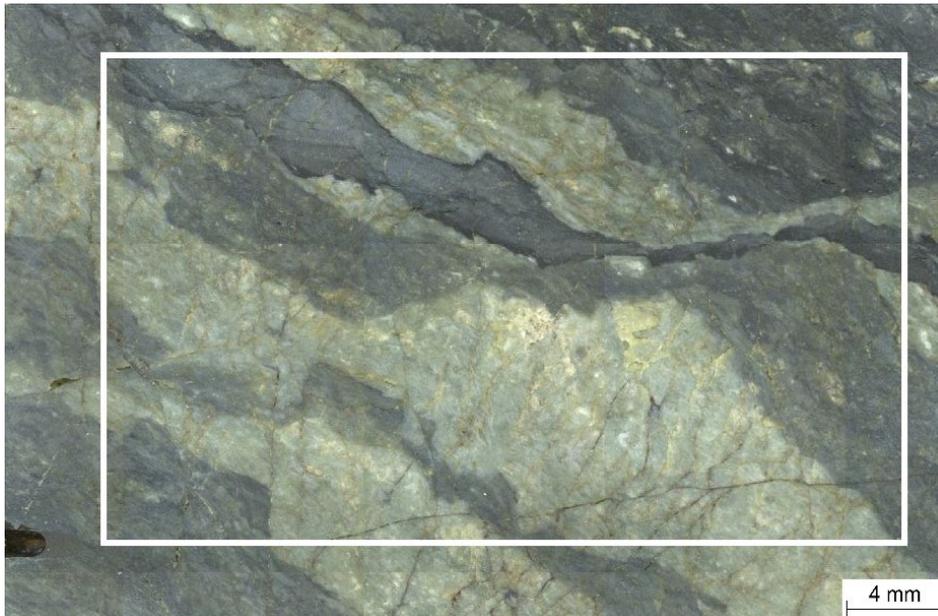
Anhang 29: Polarisationsmikroskopische Aufnahmen von Quarz (Qz; links) mit, mit Carbonat verheilten Rissen und Feldspat (Fsp; rechts) mit Hellglimmer (Wmca) entlang der Spaltflächen im *kataklastischen Granitoid*. In linear polarisiertem Licht. Die entsprechenden Aufnahmen in kreuzpolarisiertem Licht befinden sich in Abbildung 40. Dünnschliff: 20081300.



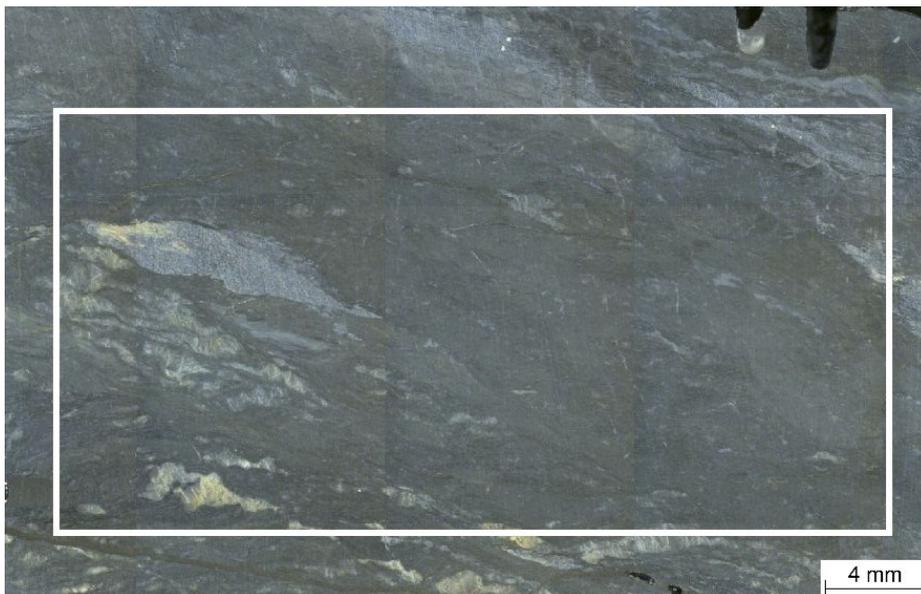
Anhang 30: Polarisationsmikroskopische Aufnahme des gesamten Dünnschliffes 20081300 des *kataklastischen Granitoids*. Das schwarze *Störungsgestein* (Pt?) ist foliationsparallel und weist eine foliationsdiskordante Injektionsader auf. In linear polarisiertem Licht. Eine Aufnahme in kreuzpolarisiertem Licht befindet sich in Abbildung 41.



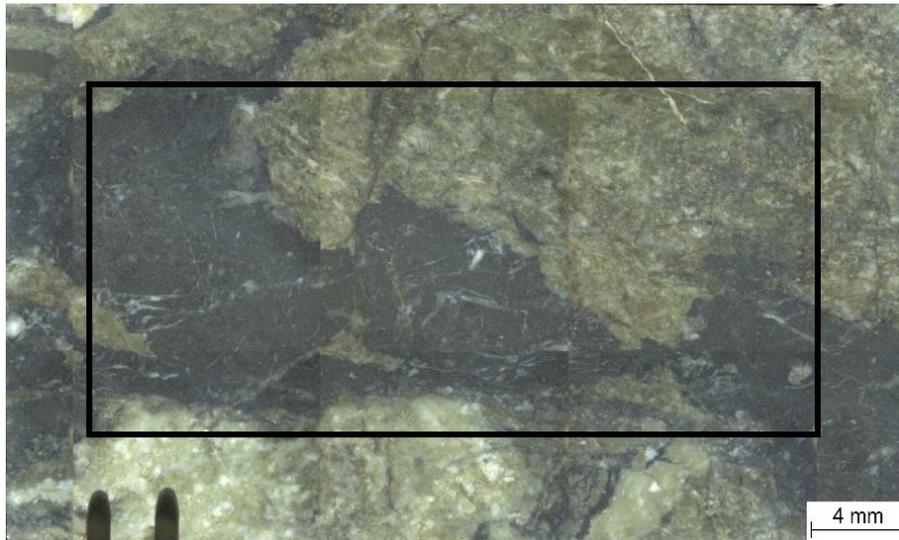
Anhang 31: Polarisationsmikroskopische Aufnahmen von miteinander vergesellschaftetem Chlorit (Chl) und Helglimmer (Wmca) im *kataklastischen Granitoid*. In linear- (links) und kreuzpolarisiertem Licht (rechts). Dünnschliff: 20081300.



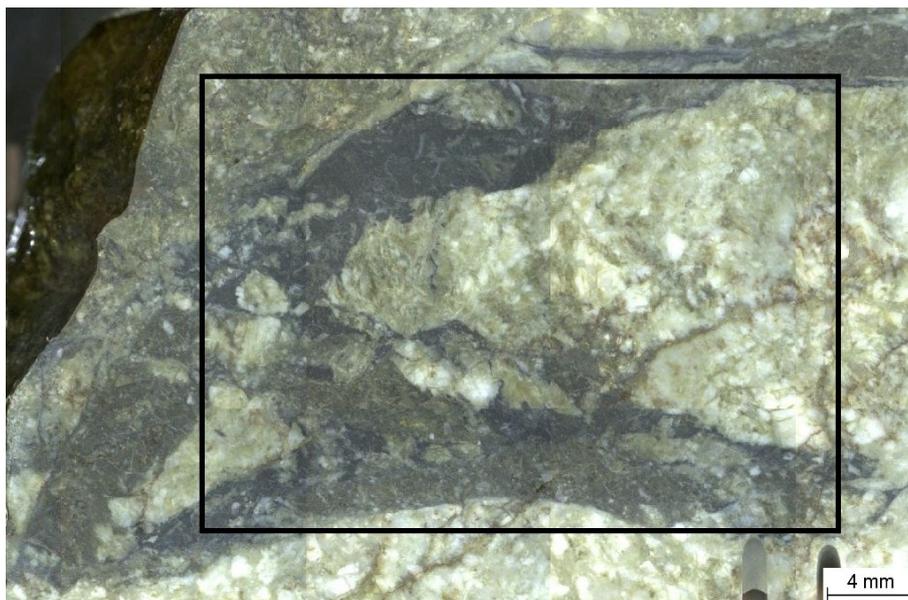
Anhang 32: Auflicht-Aufnahme des, bei der Dünnschliffherstellung angefallenen Probenklötzchens der Probe 20UK06 (*kataklastischer Granitoid*), welches für die Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse genutzt wurde. Der Messbereich ist weiß umrahmt. Die durch die Messung erstellten Elementkarten befinden sich in Anhang 36.



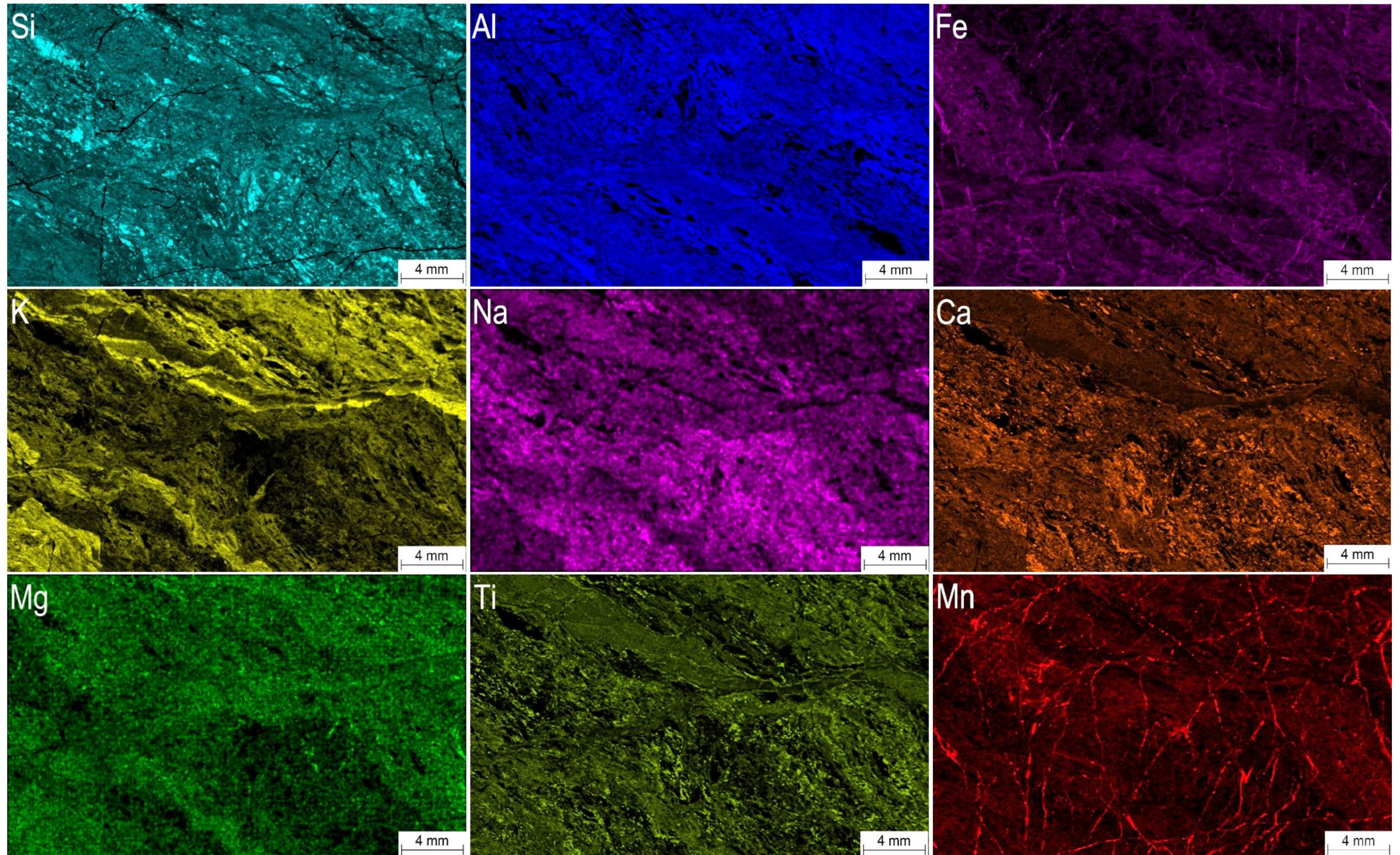
Anhang 33: Auflicht-Aufnahme des, bei der Dünnschliffherstellung angefallenen Probenklötzchens der Probe 20UK07-A (*kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie*), welches für die Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse genutzt wurde. Der Messbereich ist weiß umrahmt. Die durch die Messung erstellten Elementkarten befinden sich in Anhang 37.



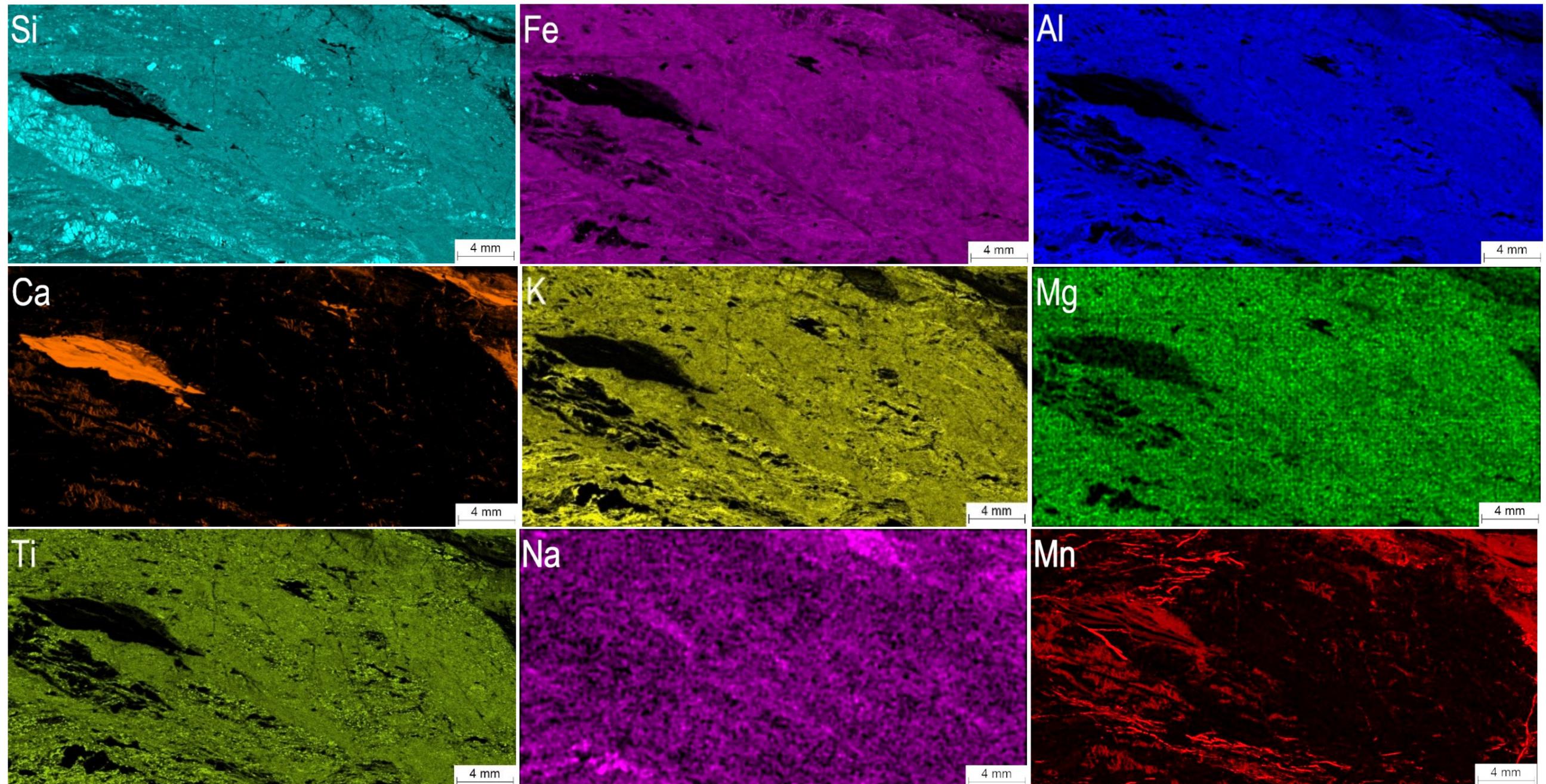
Anhang 34: Auflicht-Aufnahme des, bei der Dünnschliffherstellung angefallenen Probenklötzchens der Probe 20081230-1 (*Tonalit*), welches für die Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse genutzt wurde. Der Messbereich ist schwarz umrahmt. Die durch die Messung erstellten Elementkarten befinden sich in Anhang 38.



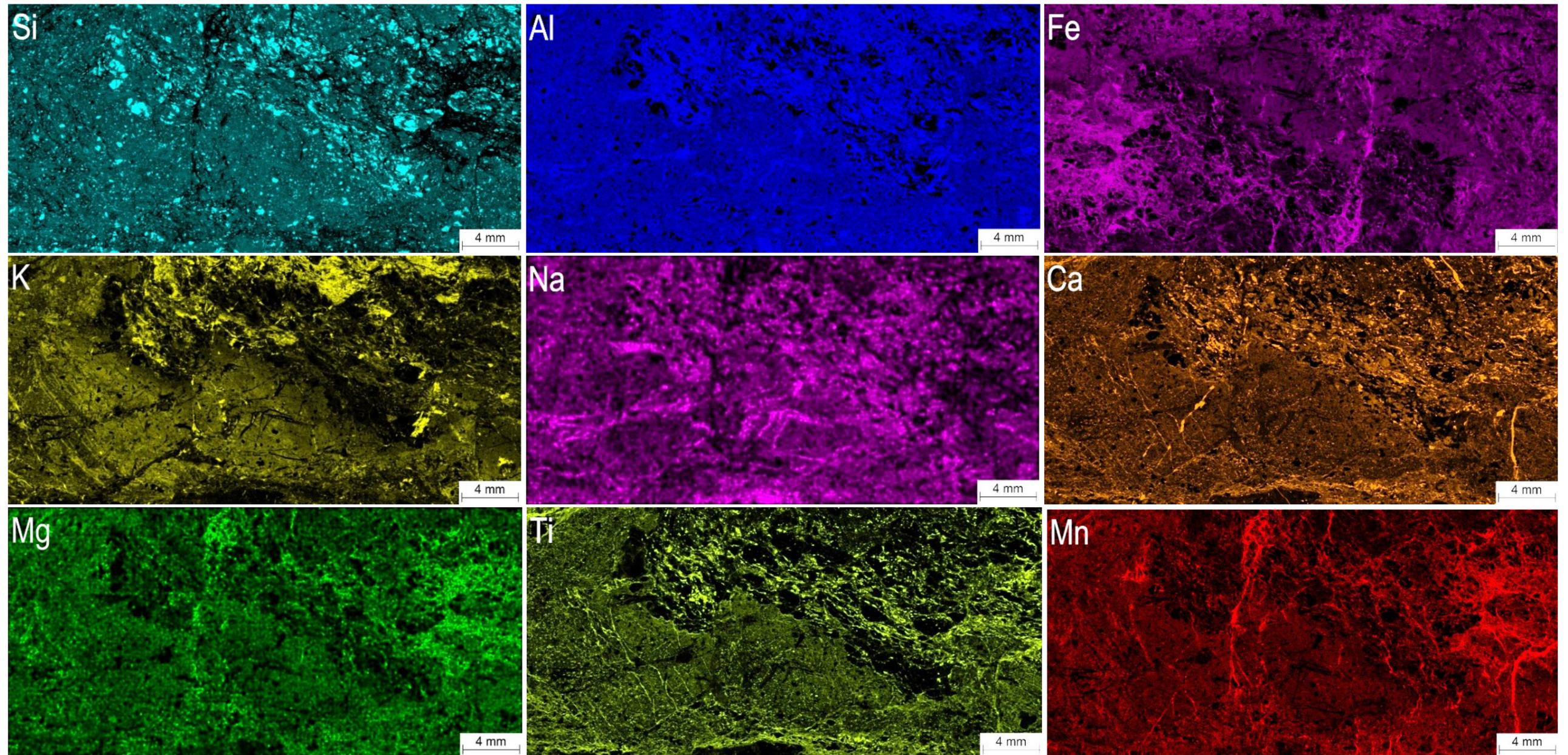
Anhang 35: Auflicht-Aufnahme des, bei der Dünnschliffherstellung angefallenen Probenklötzchens der Probe 20081230-2 (*Tonalit*), welches für die Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse genutzt wurde. Der Messbereich ist schwarz umrahmt. Die durch die Messung erstellten Elementkarten befinden sich in Anhang 39.



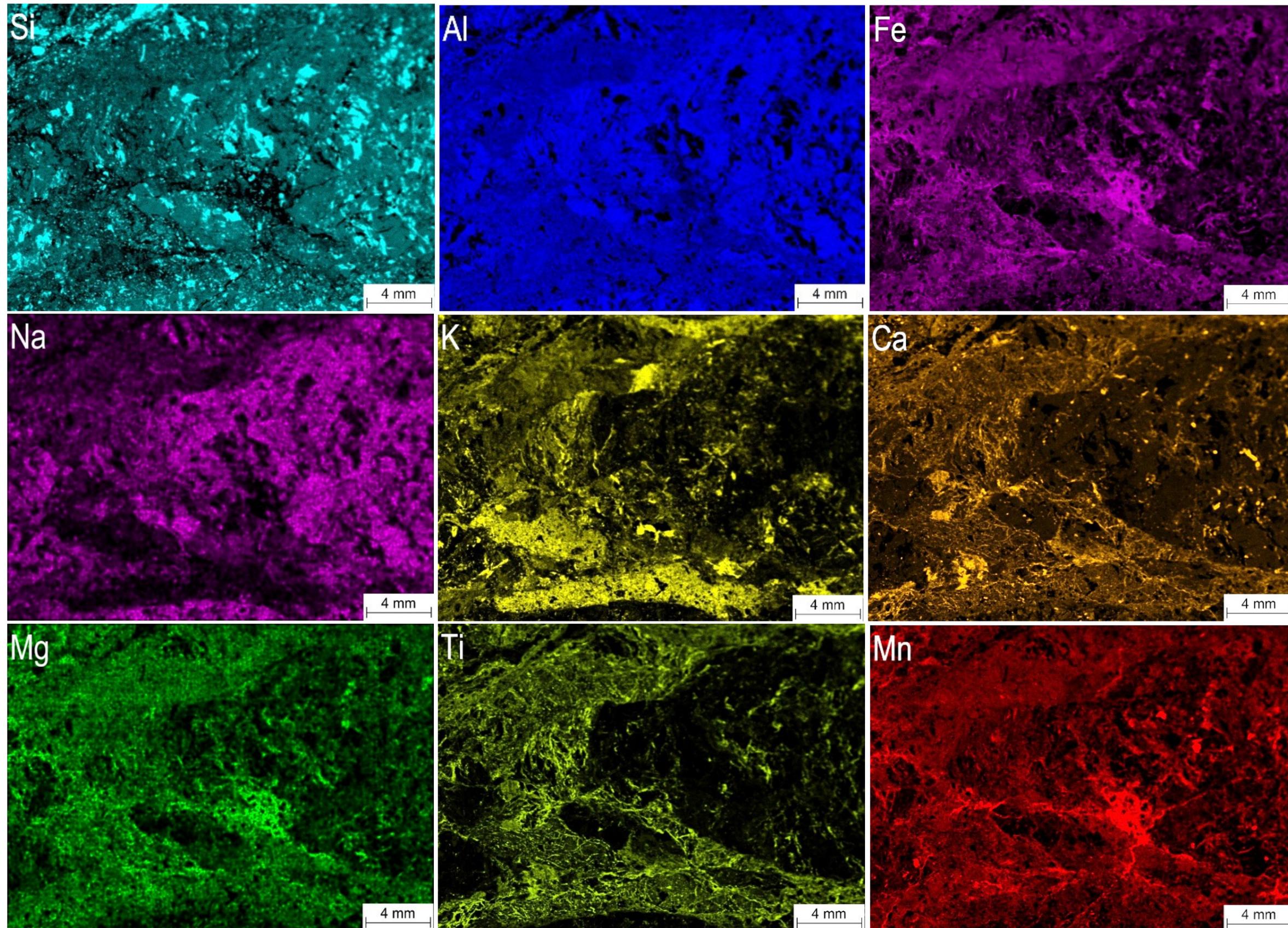
Anhang 36: Mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse aufgenommene Elementkarten der Probe 20UK06 (*kataklastischer Granitoid*). Die Elemente Silicium, Aluminium, Eisen, Kalium, Natrium, Calcium, Magnesium, Titan und Mangan (in absteigender Reihenfolge der prozentualen Konzentration) wurden nachgewiesen.



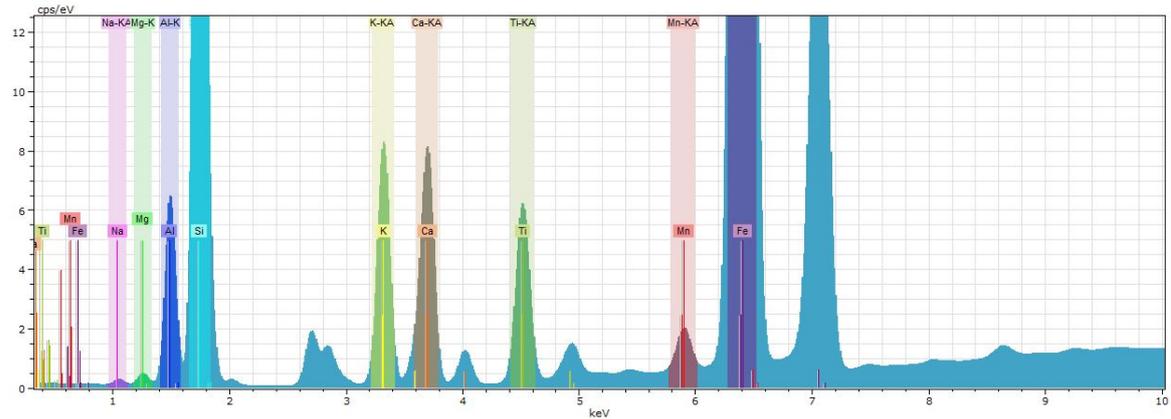
Anhang 37: Mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse aufgenommene Elementkarten der Probe 20UK07-A (*kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie*). Die Elemente Silicium, Eisen, Aluminium, Calcium, Kalium, Magnesium, Titan, Natrium und Mangan (in absteigender Reihenfolge der prozentualen Konzentration) wurden nachgewiesen.



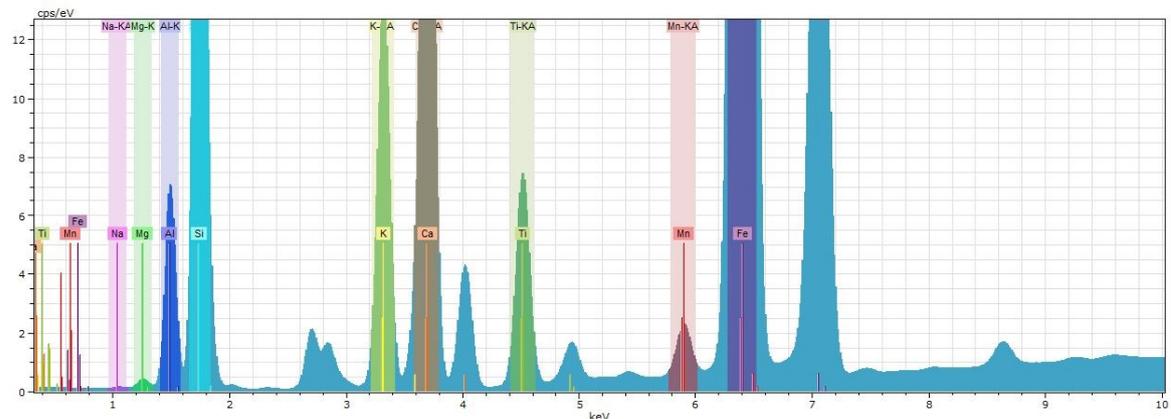
Anhang 38: Mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse aufgenommene Elementkarten der Probe 20081230-1 (*Tonalit*). Die Elemente Silicium, Aluminium, Eisen, Kalium, Natrium, Calcium, Magnesium, Titan und Mangan (in absteigender Reihenfolge der prozentualen Konzentration) wurden nachgewiesen.



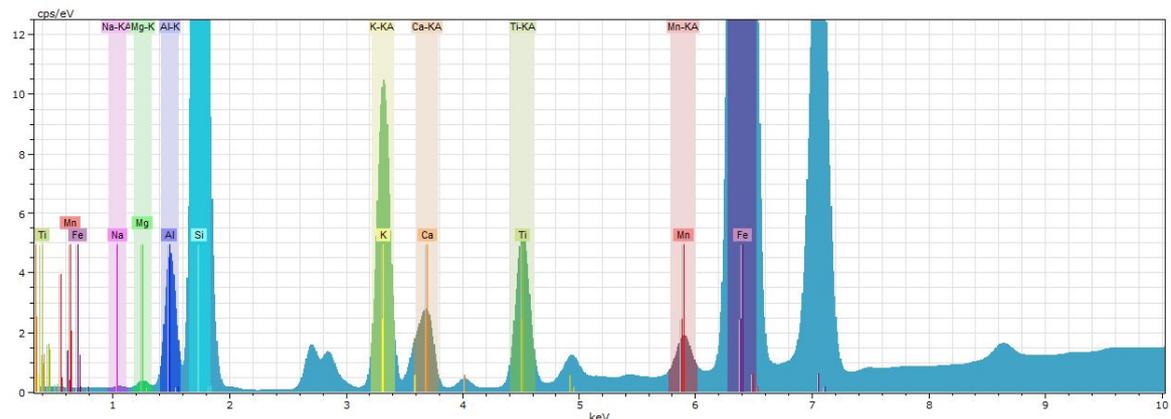
Anhang 39: Mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse aufgenommene Elementkarten der Probe 20081230-2 (*Toanlit*). Die Elemente Silicium, Aluminium, Eisen, Natrium, Kalium, Calcium, Magnesium, Titan und Mangan (in absteigender Reihenfolge der prozentualen Konzentration) wurden nachgewiesen.



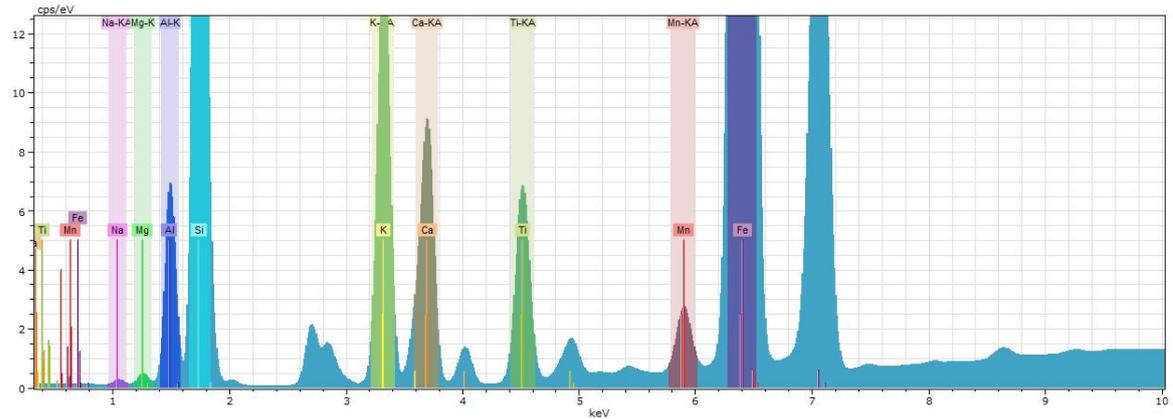
Anhang 40: Mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse gemessenes Spektrum der Probe *20UK06* (*kataklastischer Granitoid*).



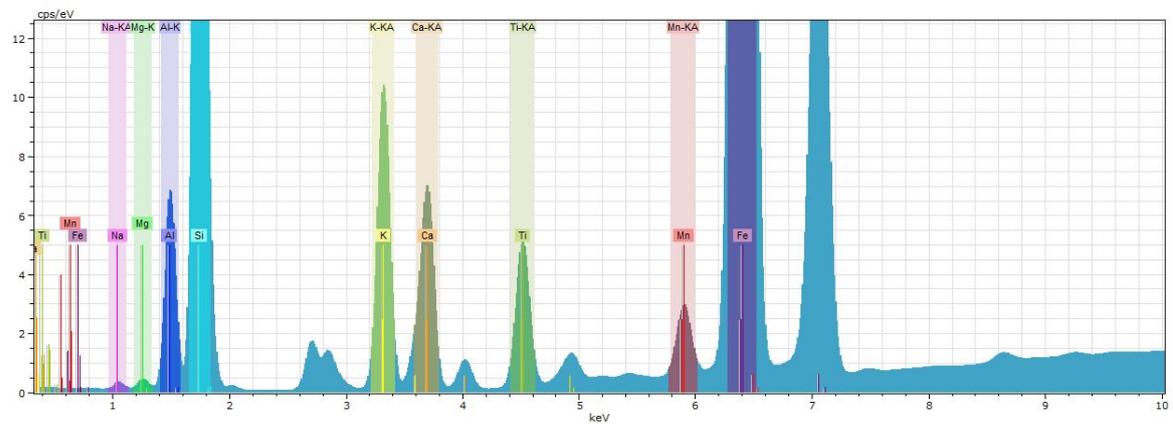
Anhang 41: Mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse gemessenes Spektrum der Probe *20UK07-A* (*kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie*).



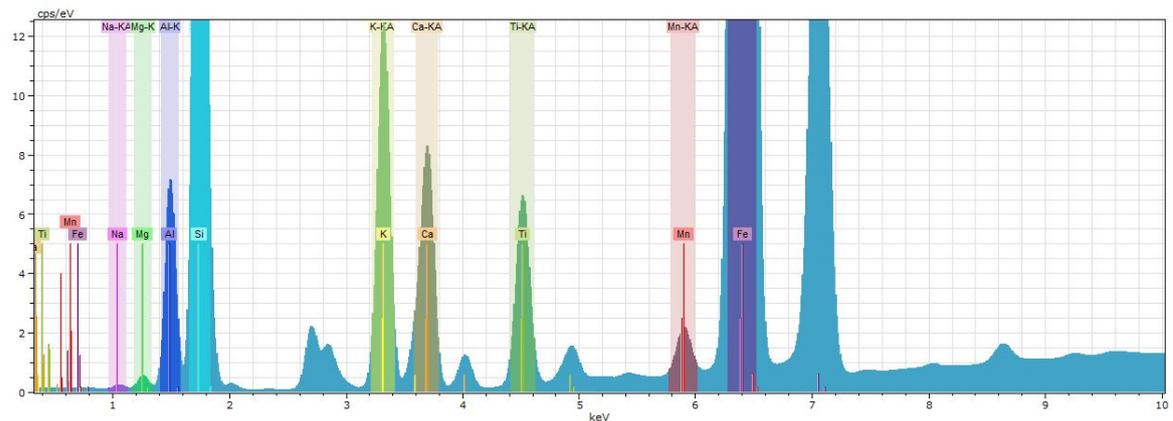
Anhang 42: Mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse gemessenes Spektrum der Probe *07081800* (*Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis*).



Anhang 43: Mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse gemessenes Spektrum der Probe 20081230-1 (*Tonalit*).



Anhang 44: Mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse gemessenes Spektrum der Probe 20081230-2 (*Tonalit*).



Anhang 45: Mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse gemessenes Spektrum der Probe 20081300 (*kataklastischer Granitoid*).

Anhang 46: Jeweilige Konzentrationen der mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse gemessenen Elemente in den Proben 20UK06 (*kataklastischer Granitoid*), 20UK07-A (*kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie*), 07081800 (*Granat-Glimmer-Schiefer bis -Gneis*), 20081230-1 (*Tonalit*), 20081230-2 (*Tonalit*) und 20081300 (*kataklastischer Granitoid*). Da manche Elemente mittels Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse nicht gemessen werden können, beträgt die Gesamtkonzentration jeweils keine 100 %. Für die rot markierten Elemente wurden keine Elementkarten erstellt, da diese entweder nicht, oder lediglich in sehr geringem Maße vorhanden sind. Zudem ist ihr Vorkommen mitunter auf die Anode zurückzuführen.

Element	Konzentration [Gewichts-%]					
	20UK06	20UK07-A	7081800	20081230-1	20081230-2	20081300
Si	30,56	26,88	36,44	30,11	30,88	29,9
Fe	5,84	8,66	4,85	6,45	5,71	6,59
Al	7,09	8,34	4,62	7,75	7,54	8,01
K	2,36	3,76	3,24	4,26	2,99	3,59
Na	2,31	0,63	0,71	2,2	3,07	1,63
Mg	0,86	0,81	0,51	0,87	0,74	1,08
Ti	0,57	0,79	0,51	0,66	0,47	0,63
Ca	1,32	5,06	0,44	1,52	1,14	1,37
Mn	0,07	0,1	0,07	0,11	0,11	0,08
V	0,03	0	0	0,03	0,02	0,03
Zn	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02
Ga	0	0,01	0	0,01	0	0
Rb	0,02	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03
Sr	0,06	0,03	0,04	0,08	0,08	0,05
Y	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0,01
Zr	0,06	0,04	0,05	0,05	0,03	0,04
Ru	0,39	0,41	0,41	0,4	0,43	0,41
Rh	0,97	1,12	0,96	1,02	0,98	1,02
Pd	0,27	0,28	0,27	0,26	0,25	0,26
Summe	52,79	56,99	53,15	55,83	54,49	54,74

Anhang 47: Prozentuale Konzentrationen der chemischen Bestandteile der dunklen und der hellen Matrix des *schwarzen Störungsgesteins* im *Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneis* (Probe 07081800). Die Messpunkte sind Abbildung 49 zu entnehmen.

Bestandteil	dunkle Matrix 07081800	dunkle Matrix 07081800	dunkle Matrix 07081800	dunkle Matrix 07081800	helle Matrix 07081800	helle Matrix 07081800	helle Matrix 07081800	helle Matrix 07081800
Dünnschliff	07081800	07081800	07081800	07081800	07081800	07081800	07081800	07081800
Messlokation	2	2	3	3	2	2	3	3
Spektrum	10	18	16	21	13	23	10	19
SiO ₂	45,16358	44,26280	43,50262	48,50516	52,53231	43,33264	57,11165	53,51094
Al ₂ O ₃	28,62993	24,97563	26,85053	29,03285	21,67886	27,75983	21,37862	21,10737
FeO	11,71434	14,92966	16,79659	10,69376	15,23947	16,72369	9,27794	7,63279
MgO	4,46091	3,97288	8,25296	4,58578	6,57630	8,47604	4,92588	3,88611
Na ₂ O	0,13628	0,00000	0,26175	0,05466	0,12306	0,26143	0,22056	0,05407
CaO	0,28658	0,00000	0,24762	0,00000	0,21864	0,15298	0,21282	0,13293
K ₂ O	3,50536	2,69706	1,23201	2,41068	1,17515	1,20942	1,09848	1,02817
MnO	0,13426	0,00669	0,05672	0,06217	0,04696	0,01790	0,02016	0,06158
Ti ₂ O	2,13182	3,80229	1,20837	1,33264	0,50199	1,33825	0,91363	0,75536
Zr ₂ O	0,00000	0,00000	1,48261	0,00000	1,74294	0,72784	4,44920	10,20978
SO ₃	3,83694	5,35299	0,00000	3,32230	0,12613	0,00000	0,00000	0,00000
P ₂ O ₅	0,00000	0,00000	0,07454	0,00000	0,00000	0,00000	0,36608	1,61664
NiO	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,01361	0,00000	0,00000	0,00000
ZnO	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000

Anhang 48: Prozentuale Konzentrationen der chemischen Bestandteile der Matrix des *schwarzen Störungsgesteins* im *Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneis* (Probe 07081800). Zwei Messprofile (P1 und P2) wurden erstellt. Die Messpunkte sind Abbildung 50 zu entnehmen.

Bestandteil	Matrix										
Dünnschliff	07081800	07081800	07081800	07081800	07081800	07081800	07081800	07081800	07081800	07081800	07081800
Profil	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P2	P2	P2	P2	P2
Messlokation	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Spektrum	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	59,43665	44,13779	46,54856	43,31404	56,27321	48,21728	37,76051	47,91233	61,17988	50,51336	47,33684
Al ₂ O ₃	21,18770	26,70303	29,54738	29,27268	25,95815	30,10546	25,26302	27,35636	22,98183	28,28467	30,65445
FeO	7,22230	14,00568	9,00524	12,22538	7,67948	9,70775	17,09989	10,50633	6,28354	9,28320	9,01033
MgO	2,63471	5,16906	3,57938	4,67098	2,84966	3,91416	6,66732	4,52519	2,38629	3,15646	3,11195
Na ₂ O	0,27055	0,09074	0,40512	0,22072	0,00000	0,29100	0,00000	0,42180	0,12762	0,27737	0,25588
CaO	0,49186	0,00000	0,30159	0,24673	0,21424	0,00000	0,00000	0,00000	0,15616	0,50043	0,29960
K ₂ O	3,31069	2,52303	3,14239	3,29067	2,96421	2,39481	2,56187	2,45290	2,84782	3,29235	3,43028
MnO	0,00000	0,07146	0,02498	0,00000	0,15546	0,13141	0,12737	0,10587	0,00000	0,08168	0,09207
Ti ₂ O	2,03300	2,27777	4,16744	3,56037	1,72875	1,78893	5,44613	3,05046	2,04048	1,70358	2,28015
Zr ₂ O	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000
SO ₃	3,19288	5,00227	3,27222	3,16347	2,12764	3,44920	4,65750	3,66877	1,90147	2,75549	3,48997
P ₂ O ₅	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000
NiO	0,15166	0,00000	0,00000	0,03498	0,00000	0,00000	0,41322	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000
ZnO	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000

Anhang 49: Prozentuale Konzentrationen der chemischen Bestandteile der Minerale im *Granat-Glimmer-Schiefers bis -Gneis* (Probe 07081800). Die Minerale treten größtenteils als Klusten im *schwarzen Störungsgestein* auf. Die Messpunkte sind Abbildung 49, 50 und 52 zu entnehmen.

Mineral	Apatit	Apatit	Chlorit	Chlorit	Granat	Granat	Sanidin	Oligoklas	Albit	Quarz	Quarz	Anatas/ Rutil	Anatas/ Rutil	Zirkon	Zirkon
Dünnschliff	07081800	07081800	07081800	07081800	07081800	07081800	07081800	07081800	07081800	07081800	07081800	07081800	07081800	07081800	07081800
Messlokation	2	2	7	9	9	9	2	7	8	2	6	2	9	2	8
Spektrum	4	5	3	7	3	4	1	6	17	3	1	22	1	6	4
SiO ₂	0,20993	2,60254	30,17288	26,98496	33,33081	34,35242	47,74906	62,89790	65,11751	97,37296	98,81116	3,86422	0,32228	32,39977	37,04475
Al ₂ O ₃	0,07798	1,90994	21,32154	25,44560	23,96403	23,83417	23,43789	23,69913	23,00197	0,91852	0,79303	3,44075	0,24535	0,00000	0,00000
FeO	0,24184	1,51804	27,55259	33,30603	31,84034	32,50845	10,19618	0,02525	0,39409	0,28395	0,07205	1,59760	18,76629	11,51666	7,35581
MgO	0,04034	0,52068	10,00031	13,76008	5,59952	3,98889	2,24004	0,00000	0,00000	0,00000	0,05220	0,51162	0,00000	1,10558	1,38097
Na ₂ O	0,00000	0,15291	0,00000	0,00000	0,02848	0,10742	3,30581	9,28883	8,29924	0,00000	0,12030	0,16924	0,00000	0,00000	0,00000
CaO	83,19431	71,78046	0,30687	0,14843	4,16168	4,71721	0,00000	3,25689	1,73723	0,15654	0,04977	0,12163	0,05881	0,00000	0,00000
K ₂ O	0,13153	0,76249	3,04975	0,01544	0,05791	0,00000	3,63282	0,48111	0,91228	0,08487	0,00000	0,54365	0,00000	0,00000	0,00000
MnO	0,00000	0,00000	0,00000	0,05445	0,37132	0,14806	0,04322	0,07840	0,02086	0,00000	0,00000	0,01846	1,76548	0,00000	0,00000
Ti ₂ O	0,24101	0,12080	4,96446	0,16071	0,53633	0,00000	3,92630	0,00000	0,26416	0,00000	0,00000	89,33692	76,75107	0,00000	0,00000
Zr ₂ O	1,09521	1,12955	0,00000	0,00000	0,05093	0,00000	0,00000	0,08437	0,20727	0,48697	0,00000	0,15070	0,00000	52,63981	53,57896
SO ₃	0,05813	0,00000	2,62682	0,00000	0,00329	0,11524	5,17433	0,12577	0,00000	0,62804	0,00000	0,02321	0,00000	0,00000	0,00000
P ₂ O ₅	14,49083	19,47500	0,00000	0,03394	0,05537	0,06448	0,00000	0,03048	0,00000	0,06816	0,04573	0,12509	0,00000	0,00000	0,00000
NiO	0,14223	0,02760	0,00000	0,04531	0,00000	0,08971	0,02603	0,00000	0,00000	0,00000	0,00344	0,94058	2,33818	0,00000	0,00000
ZnO	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,03978	0,26832	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	1,15013	0,00000	0,00000

Anhang 50: Prozentuale Konzentrationen der chemischen Bestandteile der Matrix des *schwarzen Störungsgesteins* im *kataklastischen Granitoid* (Probe 20081300). Die Messpunkte sind Abbildung 53 zu entnehmen.

Bestandteil	Matrix	Matrix	Matrix	Matrix
Dünnschliff	20081300	20081300	20081300	20081300
Messlokation	3	5	5	6
Spektrum	7	3	8	12
SiO ₂	44,90219	44,22590	44,54394	45,56183
Al ₂ O ₃	35,94799	35,08064	36,28309	35,06698
FeO	4,17581	5,91745	5,78188	4,69177
MgO	3,03264	3,04919	3,20017	3,25981
Na ₂ O	1,16783	0,14098	0,02673	0,82721
CaO	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000
K ₂ O	2,70290	2,81296	2,93420	2,71753
MnO	0,00000	0,07727	0,00000	0,00000
Ti ₂ O	2,29608	2,44777	0,98204	2,23233
Zr ₂ O	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000
SO ₃	5,73978	6,24783	6,24794	5,63050
P ₂ O ₅	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000
NiO	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000
ZnO	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000

Anhang 51: Prozentuale Konzentrationen der chemischen Bestandteile der Minerale im *kataklastischen Granitoid* (Probe 20081300). Die Minerale treten größtenteils als Klusten im *schwarzen Störungsgestein* auf. Die Messpunkte sind Abbildung 53 zu entnehmen.

Mineral	Apatit	Chlorit	Chlorit	Albit	Andesin	Anorthoklas	Quarz	Quarz	Anatas/ Rutil	Anatas/ Rutil	Sulfat	Sulfat	Zirkon
Dünnschliff	20081300	20081300	20081300	20081300	20081300	20081300	20081300	20081300	20081300	20081300	20081300	20081300	20081300
Messlokation	5	4	5	4	4	6	2	5	4	6	2	2	4
Spektrum	2	3	5	7	10	5	4	1	12	6	2	3	4
SiO ₂	3,38827	37,21590	32,45152	64,94893	47,15523	60,14759	98,34147	99,26224	20,01433	30,88410	0,00000	31,31401	31,25983
Al ₂ O ₃	3,22386	26,26156	24,48086	23,54323	17,66780	19,93231	0,96510	0,64142	15,74630	23,66878	0,00000	6,90822	0,00000
FeO	0,33739	13,43531	24,00088	0,18612	1,91902	0,86260	0,06121	0,00000	22,27450	3,35963	0,00000	4,83886	20,04290
MgO	0,30252	8,16651	17,62169	0,04064	0,85661	0,50746	0,20265	0,00000	9,40226	2,17017	0,00000	5,79187	5,11584
Na ₂ O	0,00000	0,08158	0,53378	9,10705	11,05009	5,13360	0,00000	0,00000	0,00000	0,02471	0,00000	0,00000	0,00000
CaO	67,27408	0,14424	0,11290	0,53127	14,75910	0,38557	0,07382	0,00000	1,36704	0,00000	32,40290	0,00000	0,00000
K ₂ O	1,29140	1,40468	0,10641	0,73560	2,49045	1,83968	0,03442	0,03759	0,26839	2,03662	43,76436	4,24208	0,00000
MnO	0,10478	0,05064	0,06391	0,00000	0,14018	0,00000	0,00397	0,00000	0,07541	0,01674	4,90473	3,25153	0,17375
Ti ₂ O	0,00000	11,38615	0,39875	0,09496	0,37729	0,00000	0,21063	0,00000	29,27555	35,25710	0,00000	0,00000	0,00000
Zr ₂ O	1,51472	1,31465	0,00000	0,56831	0,00000	3,29184	0,00000	0,00000	0,27045	0,00000	0,00000	0,00000	42,65103
SO ₃	0,00000	0,23779	0,15327	0,10879	3,17170	0,38410	0,04382	0,00000	0,32899	2,45278	16,66411	40,00248	0,00000
P ₂ O ₅	22,38274	0,25692	0,03303	0,13511	0,00000	7,51525	0,03586	0,05876	0,87287	0,00000	0,00000	3,65095	0,00000
NiO	0,06240	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,10391	0,04411	0,00000	0,00000	0,00000
ZnO	0,06019	0,00000	0,00000	0,00000	0,41253	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,75666

Anhang 52: Daten der D1-, G- und D2-Peaks, die an acht verschiedenen Raman-Spektren von Kohlenstoff-Messungen aus der Probe 20UK07-A (*kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie*) abgelesen wurden. Nach Beyssac et al. (2002) konnte eine durchschnittliche Paläotemperatur von etwa 366 °C bestimmt werden. Im Anhang 49 sind die Messlokationen der Punktmessungen dargestellt.

Spektrum-Nummer	20UK07-A-1.1	20UK07-A-1.2	20UK07-A-1.3	20UK07-A-2.1	20UK07-A-2.2	20UK07-A-3.1	20UK07-A-3.3	20UK07-A-6
D1_Verschiebung (1/cm)	1347,1	1351,1	1347,0	1349,3	1346,9	1347,5	1347,5	1348,5
D1 Intensität	526,9	479,5	452,8	564,4	546,5	513,8	1433,1	1535,1
D1 Fläche	18529,4	21751,6	21792,1	31361,6	31220,6	25366,7	75743	82504,5
D1 Basislinie Fläche	4587,3	8892,8	7149,8	12259,4	12130,3	9473,7	34644,5	41039,7
G_Verschiebung (1/cm)	1581,4	1589,0	1580,5	1585,3	1588,8	1582,4	1582,4	1582,3
G Intensität	376,2	333,2	360,6	395,5	396,2	380,9	113,5	1102,7
G Fläche	7433,6	11889,7	7634,7	10671,3	12671,4	11102,1	43095,7	33794,1
G Basislinie Fläche	808,0	3301,8	955,1	1246,5	1430,2	1798,0	11768,1	8067,5
D2_Verschiebung (1/cm)	1619,2	1618,4	1618,0	1614,0	1606,2	1611,1	1616,4	1609,9
D2 Intensität	263,57	228,9	255,8	336,1	325,8	303,6	758,5	718,6
D2 Fläche	2532,9	3504,0	4112,6	7731,4	5080,1	7624,7	6745,8	17253,5
D2 Basislinie Fläche	157,3	373,5	161,6	624,7	117,8	514,7	170,7	868,7
R2	0,6503	0,5856	0,6498	0,6302	0,6375	0,5753	0,6031	0,6178
Temperatur in °C	351,6	380,4	351,9	357,3	385,0	372,6	366,1	365,7
Durchschnittstemperatur in °C	365,7							



Anhang 53: Messlokationen der Punktmessungen, die mit Raman-Spektroskopie im Dünnschliff 20UK06 (*kataklastischer Granitoid*) durchgeführt wurden.



Anhang 54: Messlokationen der Punktmessungen, die mit Raman-Spektroskopie im Dünnschliff 20UK07-A (*kataklastisches Gestein unbekannter Lithologie*) durchgeführt wurden.