

Magisterarbeit

DEFORMATIONSPROZESSE UND HYDROGEOLOGISCHE EIGENSCHAFTEN VON STÖRUNGSZONEN IN KARBONATGESTEINEN

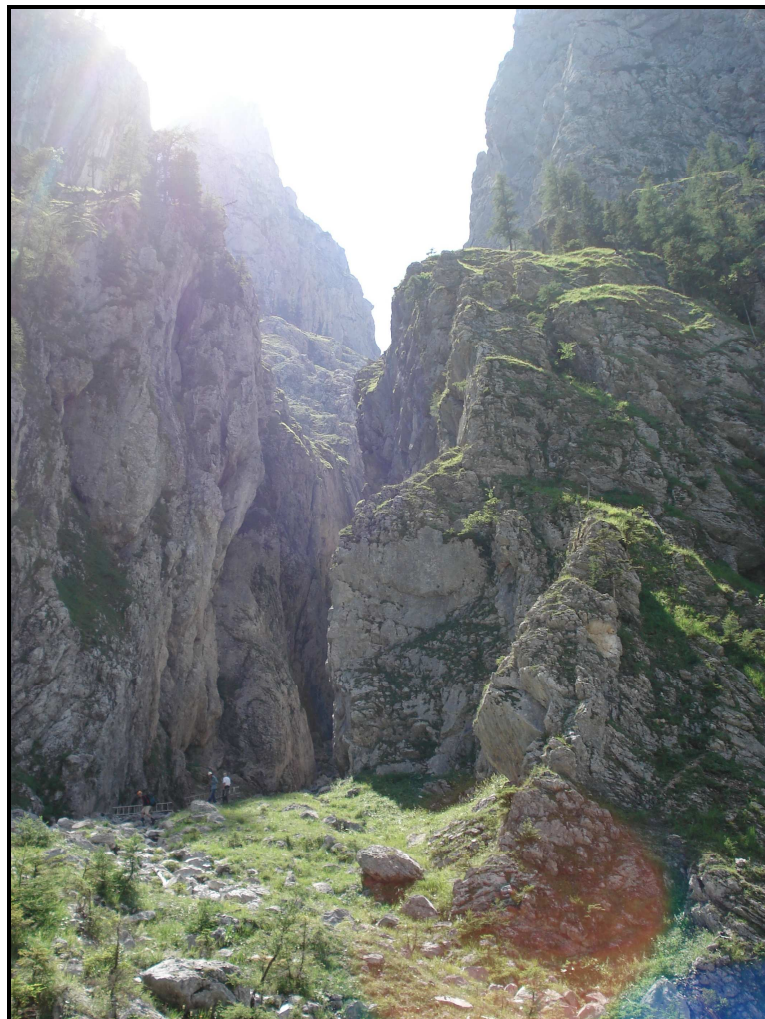
Bakk. rer. nat. HELENE BAUER

Department für Geodynamik und Sedimentologie - Universität Wien
Wien, 2009

Fachliche Betreuung:

Mag. Dr. Kurt Decker

Univ. Prof. Mag. Dr. Bernhard Grasemann



INHALTSVERZEICHNIS

DANKSAGUNG

1.EINLEITUNG	1
1.1 AUSGANGSSITUATION.....	1
1.2 ZIELSETZUNGEN	1
2.DAS UNTERSUCHUNGSGBIET	3
2.1 GEOGRAPHISCHE LAGE.....	3
2.2 REGIONALE GEOLOGIE	4
2.2.1 <i>Stratigraphie</i>	5
2.2.2 <i>Tektonik und Deformationsabfolge</i>	6
2.2.3 <i>Hydrogeologie</i>	9
3.STÖRUNGSZONEN IM ALLGEMEINEN	11
3.1 ENTSTEHUNG	11
3.2 ANATOMIE VON STÖRUNGSZONEN.....	12
3.2.1 <i>Fault Core</i>	13
3.2.1 <i>Damage Zone</i>	13
3.3 PERMEABILITÄT	15
4.METHODIK	17
4.1 STRUKTURGEOLOGIE	17
4.2 LITHOLOGIE VON KARBONATGESTEINEN IN STÖRUNGSZONEN ...	18
4.2.1 FRACTURE FACIES	18
4.2.2 STÖRUNGSGESTEINE	21
4.2.2.1 <i>Protolith</i>	22
4.2.2.2 <i>Damage Zone</i>	22
4.2.2.3 <i>Fault Core</i>	26
4.3 DÜNNSCHLIFFE	29
4.4 POROSITÄTSMESSUNGEN	29
5.STÖRUNGSZONEN IN KALKEN	31
5.1 STÖRUNGSZONE A3 UNTERER RING	32
5.1.1 <i>Fault Core</i>	33
5.1.2 <i>Damage Zone</i>	35
5.1.3 <i>Schlussfolgerungen</i>	37
5.2 STÖRUNGSZONE A4 UNTERER RING	38
5.2.1 <i>Fault Core</i>	40
5.2.2 <i>Damage Zone</i>	44
5.2.3 <i>Schlussfolgerungen</i>	48
5.3 STÖRUNGSZONE A5 GRIESGASSL	50
5.3.1 <i>Kinematische Daten</i>	52
5.3.2 <i>Fault Core</i>	54
5.3.3 <i>Damage Zone</i>	59
5.3.4 <i>Schlussfolgerungen</i>	61

6.STÖRUNGSZONEN IN DOLOMITEN.....	63
6.1 STÖRUNGSZONE A1 KASTENRIEGEL.....	63
6.1.1 <i>Profil</i>	63
6.1.2 <i>Kinematische Daten</i>	66
6.1.3 <i>Fault Core und Damage zone</i>	69
6.1.4 <i>Schlussfolgerungen</i>	73
6.2 STÖRUNGSZONE A2 SAUGRABEN.....	74
6.2.1 <i>Profil</i>	74
6.2.2 <i>Störungsgesteine</i>	76
6.2.3 <i>Schlussfolgerungen</i>	78
7.RESULTATE.....	79
7.1 VERGLEICH STÖRUNGSZONEN IN KALK UND DOLOMIT.....	79
7.2 HYDROGEOLOGISCHE CHARAKTERISIERUNG.....	81
7.3 AUSBLICK.....	84
8.LITERATUR.....	85
ANHANG.....	89
ZUSAMMENFASSUNG.....	90
ABSTRACT.....	92
LEBENSLAUF.....	94

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abbildung 1: Wasserversorgung der Stadt Wien durch die beiden Hochquellenleitungen	1
Abbildung 2: Bereich nördlicher Hochschwab im Maßstab 1: 175 000.....	3
Abbildung 3: Vereinfachte geologisch-tektonische Karte des Hochschwab	5
Abbildung 4: Stratigrafie des Hochschwabmassivs	6
Abbildung 5: Deformationsphase 3 im Bereich des nördlichen Hochschwab	7
Abbildung 6: Tektonische Übersichtskarte des Ostteils der Nördlichen Kalkalpen	8
Abbildung 7: Modelle zur möglichen Entstehung von damage zones.....	14
Abbildung 8: Orientierung von spröden Strukturelementen	17
Abbildung 9: Abschätzung der Kluftporosität	18
Abbildung 10 A-H: Beispiele für Fracture Facies 2, 3 und 4 aus den untersuchten Störungszonen	20
Abbildung 11: Störungsgesteine.....	21
Abbildung 12 A-C: Beispiel für Zerrspalten aus den untersuchten Störungszonen	22
Abbildung 13 A-G: Beispiele für Dilatation Breccias aus den untersuchten Störungszonen	24
Abbildung 14: Drucklösungsbreccie aus dem Störungskern der Störungszone A5/Griesgassl, Wettersteinkalk..	25
Abbildung 15 A-E: Beispiele für Kataklasite aus den untersuchten Störungszonen.....	27
Abbildung 16: Störungszonen A3 und A4 im Wettersteinkalk, Unterer Ring	31
Abbildung 17: Überblick zur Störungszone A3/Untterer Ring in Wettersteinkalk.....	32
Abbildung 18: Fossile Höhlensinterreste	33
Abbildung 19: Harnischflächen der Hauptstörung A3/Unterer Ring im Wettersteinkalk.....	33
Abbildung 20: Störungskern der Störungszone A3/Unterer Ring im Wettersteinkalk	34
Abbildung 21 A-F: Störungsgesteine aus dem fault core der Störung A3 Unterer Ring, Wettersteinkalk.....	35
Abbildung 22: Kluftgruppen aus der damage zone zu beiden Seiten des Störungskerns	36
Abbildung 23: Fracture Facies 2 und 4 im A3/Unterer Ring im Wettersteinkalk	37
Abbildung 24: Störungszone A4/Unterer Ring im Wettersteinkalk.....	38
Abbildung 25: Kartenansicht auf Aufschluss A4 Unterer Ring im Wettersteinkalk.....	39
Abbildung 26 A-C: Der Störungskern der Störungszone A4/Unterer Ring im Überblick.....	40
Abbildung 27 A-E: Störungskern der Störungszone A4/Unterer Ring im Wettersteinkalk	42
Abbildung 28 A-H: Störungsgesteine der Störungszone A4/Unterer Ring im Wettersteinkalk	43
Abbildung 29 A-D: Dolomit dilatation breccia	45
Abbildung 30: Porosität Dolomit dilatation breccia.....	45
Abbildung 31: Kluftgruppenmessungen und Verlauf der masterfault (Harnischflächen in Angelierplot)	46
Abbildung 32: slip zone und angrenzende fracture facies 3	47
Abbildung 33: Kluftgruppen (ermittelt über den gesamten Aufschluss A4).....	47
Abbildung 34 A-D: Aufschlusspunkt 4	48
Abbildung 35: fracture facies 4 und Klüfte im größeren Maßstab	49
Abbildung 36: Aufschluss A5/Griesgassl im Wettersteinkalk.....	50
Abbildung 37: Kartenansicht Griesgassl.....	51
Abbildung 38: Tektonische Daten Griesgassl.....	52
Abbildung 39: Kluftgruppen im Aufschluss A5/Griesgassl	53
Abbildung 40: N-S streichende Störung (assoziierte Harnischflächen)	53
Abbildung 41 A-D: fracture facies im A5/Griegassl, Wettersteinkalk	54
Abbildung 42 A-D: Halbhöhle Störungskern im A5/Griegassl, Wettersteinkalk	55
Abbildung 43 A-H: Störungsgesteine im A5/Griesgassl, Wettersteinkalk	57
Abbildung 44 A-D: Dünnschliffe der Proben aus dem Störungskern im A5/Griesgassl, Wettersteinkalk.....	58
Abbildung 45: Störungszone A5/Griesgassl Blickrichtung SW	60
Abbildung 46: damage zone südlich des fault core im A5/Griesgassl, Wettersteinkalk	61
Abbildung 47: damage zone nördlich der masterfault im A5/Griesgassl, Wettersteinkalk	61
Abbildung 48: Störungszone A1 im Wettersteindolomit, 1Ausschnitt aus der Geologischen Karte Hochschwab	63
Abbildung 49: Überblick über die Störungszone Aufschluss A1/Kastenriegel im Wettersteindolomit	64
Abbildung 50: Profil über die gesamte Störungszone A1/Kastenriegel im Wettersteindolomit	65
Abbildung 51 A-D: Verlauf der masterfault und störungsparallele Klüfte.....	66
Abbildung 52: Kluftgruppen über die gesamte Störungszone A1/Kastenriegel im Wettersteindolomit	67
Abbildung 53: Zerrspalten und masterfault.....	68
Abbildung 54: Aufschluss A1/Kastenriegel, Wettersteindolomit, Beispiele für fracture facies	68
Abbildung 55: Kataklasit des fault core im A1.....	69
Abbildung 56: Kataklasit des fault core im A1.....	69
Abbildung 57: idiomorphe Kalzitkristalle	70
Abbildung 58 A-C: kleinräumige dilatation breccia, Zerrspalte, Stepover zwischen Zerrspalten	71
Abbildung 59: ausgewählte Proben aus der Störungszone A1, Wettersteindolomit	72
Abbildung 60: Dünnschliff A1/11; dilatation breccia mit sparitischen, mehrphasigen kalzitische Zementen.....	73
Abbildung 61: Übergang Zerrspalt - dilatation breccia - Kataklasit im A1/Kastenriegel im Wettersteindolomit.....	74
Abbildung 62: Überblick über den Saugraben,/A2 im Wettersteindolomit	75
Abbildung 63: Harnischflächen über den gesamten Aufschluss A2/Saugraben im Wettersteindolomit.....	76
Abbildung 64: Beispiele für Störungsgesteine aus dem Aufschluss A2/Saugraben im Wettersteindolomit.....	77
Abbildung 65: Zusammenhang zwischen Kluftdichte und Kluftporosität (Teufel, 2006)	84
Messungen zur offenen Porosität für alle Proben	

TABELLEN

Tabelle 1: Lokalität, Lithologie und Koordinaten der Störungszonen A1, A2, A3, A4, A5	4
Tabelle 2: Porositätswerte für Proben aus dem Aufschluss A4/Unterer Ring	44
Tabelle 3: Porositätswerte für Proben aus dem Aufschluss A5/Greisgassl	58
Tabelle 4: Porositätswerte für Proben aus dem Aufschluss A1/Kastenriegel	73
Tabelle 5: Messungen zur offenen Porosität aller Proben laut ÖNORM EN 1936	89

DANKSAGUNG

Mein Dank gilt allen Personen, die auf sehr unterschiedliche Art und Weise das Zustandekommen dieser Diplomarbeit ermöglicht, beziehungsweise gefördert haben und die somit zum Abschluss meines Studiums einen wichtigen Beitrag geleistet haben.

Danken möchte ich den beiden Betreuern dieser Diplomarbeit, Kurt Decker und Bernhard Grasemann. Kurt Decker möchte ich im Besonderen für seine zahlreichen Aufenthalte im Gelände mit mir danken, für seine Bereitschaft für fachlichen Austausch zu jeder Zeit, sowie für die große Hilfsbereitschaft zur Lösung der unterschiedlichsten Problemstellungen rund um die Diplomarbeit.

Für ihr Interesse an dieser Diplomarbeit sowie für die großzügige finanzielle Unterstützung, danke ich den Wiener Wasserwerken (MA 31) und hier im Besonderen Dr. Gerhard Kuschnig.

Besonders bedanken möchte ich mich bei Albert Kostner, Ingrid und Elisabeth Bauer, Niki van Woerden und Sarah Nussbaumer, die mich bei den Geländeaufenthalten tatkräftig unterstützt haben und ohne die eine Fertigstellung der Diplomarbeit nicht möglich gewesen wäre. Danke fürs Leitern tragen, stundenlang zwischen Felswänden ausharren und Proben schleppen. Ganz besonders bedanken möchte ich mich bei meiner Tochter Clementine, die im Gelände viele Stunden entspannt und auf mich wartend verbracht hat und mir immer Kraft und Freude spendet und bei Felix Bauer.

Albert Kostner möchte ich ganz besonders für die vielen fachlichen Diskussionen und besonders wertvollen Anregungen im Zusammenhang mit der Diplomarbeit danken, sowie für die Unterstützung beim Messen, Hämmern, Schleppen und Sägen von vielen Kilos Probenmaterial.

Bedanken möchte ich mich auch bei meinen Studienkolleginnen Gabriele Mörtl und Iris Lenauer, die mir bei der Probenaufbereitung eine große Hilfe waren, und bei Lukas Plan für viele, interessante Informationen.

Weiterer Dank gilt Dr. Friedrich Popp für die große Kooperationsbereitschaft in Sachen Mikroskop unter der Berücksichtigung der besonderen Umstände.

Weiters danken möchte ich Martin Prumetz und der Forstverwaltung Gußwerk und Wildalpen.

Nochmals explizit bedanken möchte ich mich bei meinen Eltern, Stefan und Ingrid Bauer, die all die Jahre mein Studium finanziert und mich auf meinem Weg immer mit großer Anteilnahme und Unterstützung begleitet haben.

Außerdem möchte ich der Geologischen Bundesanstalt für die Möglichkeit danken, Ergebnisse der Diplomarbeit bei der Arbeitstagung 2009 in Leoben zu präsentieren.

1. EINLEITUNG

1.1 AUSGANGSSITUATION

Seit dem Jahr 1992 wurden im Rahmen unterschiedlicher Teilprojekte detaillierte Untersuchungen unterschiedlichster Disziplinen und Institutionen im Hochschwabmassiv durchgeführt. Ein Hauptgrund für das Interesse ist in der Tatsache begründet, dass rund 60 % des Wassers der Stadt Wien durch die zweite Wiener Hochquellenleitung aus dem Hochschwab stammen (Abb.1). Weiters wird Wasser aus dem südlichen Hochschwab auch in Graz sowie in kleineren, lokalen, Gemeinden verwendet.

Neben zahlreichen Erkenntnissen hat sich in Folge unterschiedlichster geologischer Untersuchungen herausgestellt, dass im nördlichen Hochschwab großmaßstäbliche Störungszonen eine wichtige Rolle im Bezug auf die Hydrogeologie des nördlichen Hochschwab spielen (Bryda, 2001; Decker, 2000; Decker & Reiter, 2001; Plan, 2002). Aus dieser Tatsache hat sich die Idee entwickelt, im Rahmen einer Diplomarbeit Störungszonen mit Aquifercharakter genauer zu untersuchen. Dieses Vorhaben wurde von den Wiener Wasserwerken mitunterstützt und mitfinanziert.



Abb. 2 Wasserversorgung der Stadt Wien durch die beiden Hochquellenleitungen (Bildquelle: Wiener Wasserwerke)

1.2 ZIELSETZUNGEN

Im Laufe jahrelanger geologischer und hydrogeologischer Untersuchungen im Bereich des nördlichen Hochschwabmassivs wurde erkannt, dass tektonische Strukturen eine wichtige Rolle im Bezug auf die Hydrogeologie des nördlichen Hochschwab spielen. Ziel dieser Diplomarbeit ist es, durch die detaillierte Untersuchung ausgewählter Störungszonen in Kalken und Dolomiten der Wettersteinformation, ein detailliertes Wissen und Verständnis über deren internen

Aufbau zu entwickeln und um in der Folge Aussagen über die hydrogeologischen Eigenschaften unterschiedlicher Bereiche von Störungszonen treffen zu können.

Folgende Untersuchungsziele wurden definiert:

- 1- Detaillierte strukturgeologische Geländeaufnahmen an Störungszonen und Dokumentation der auftretenden Störungsgesteine sowie deren räumlicher Verteilung, um ein differenzierteres Bild vom internen Aufbau von Störungszonen zu erhalten
- 2- Petrographische Untersuchung von Störungsgesteinen, um etwaige Aussagen über Deformationsprozesse (kataklastisches Fließen, Drucklösungsprozesse, Breccienbildung, etc.) innerhalb der Störungszonen treffen zu können
- 3- Charakterisierung und Unterscheidung hydrogeologisch relevanter Bereiche innerhalb der Störungszonen
- 4- Dokumentation von Verkarstungserscheinungen
- 5- Unterscheidung von Störungszonen in Kalken und Dolomiten hinsichtlich ihres internen Aufbaus sowie ihrer hydrogeologischen Charakteristik

2. DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET

2.1 GEOGRAPHISCHE LAGE

Die untersuchten Störungszonen liegen im nördlichen Bereich des Hochschwabmassivs, im Nordosten der Steiermark.

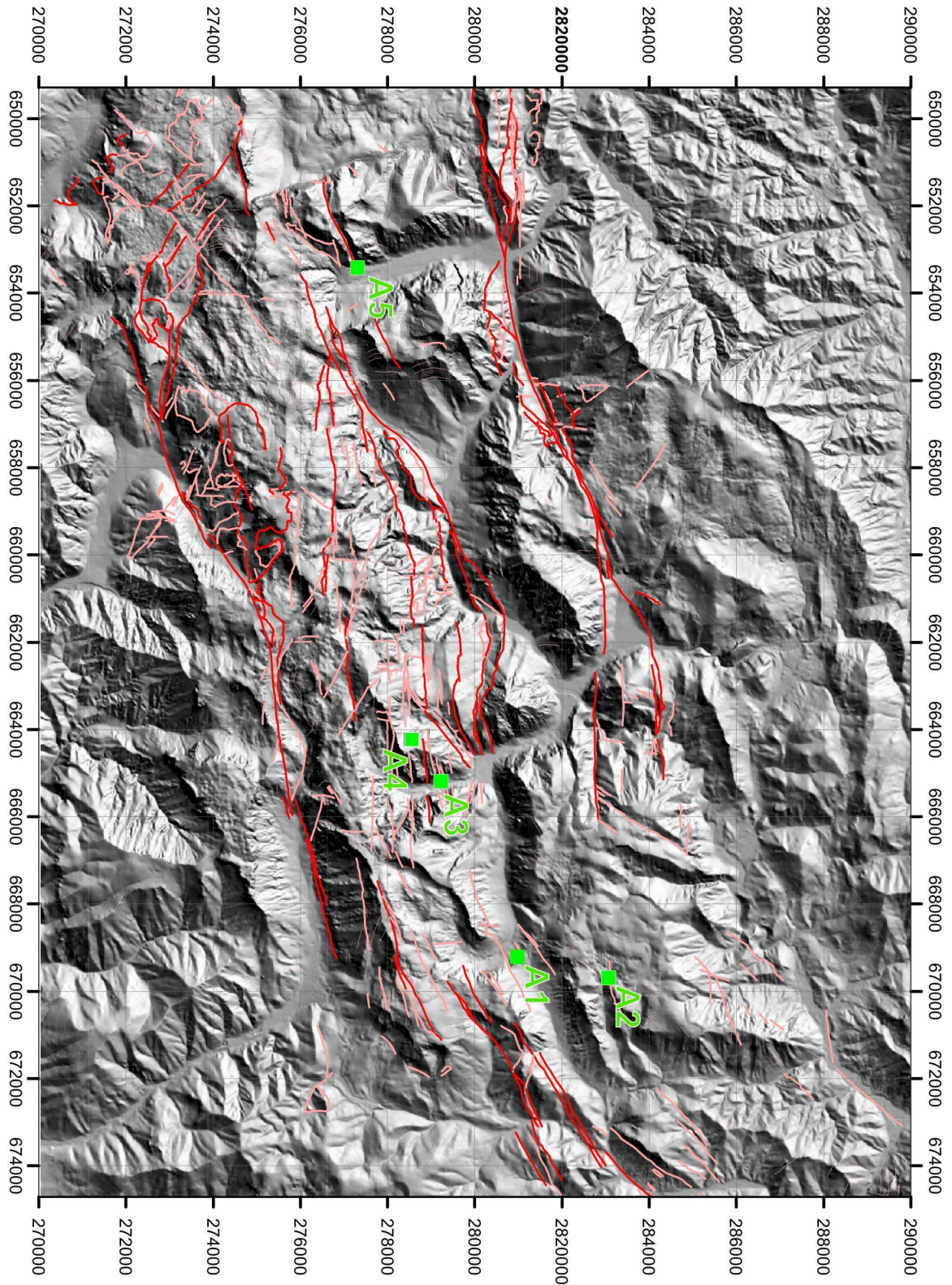


Abb. 3 Bereich nördlicher Hochschwab mit den untersuchten Störungszonen A1, A2, A3, A4, A5

Das Hochschwabmassiv in seiner Gesamtheit hat eine Fläche von 560 km² und wird topographisch im Norden durch das Salztal, im Süden durch das Mur/Mürztal, im Osten durch den Seebergsattel und im Westen durch den Präbichl begrenzt. Neben kleineren Anteilen der Grauwackenzone, die nicht verkarstungsfähig sind, besteht der überwiegende Anteil des Hochschwabmassivs aus verkarstungsfähigen Karbonatgesteinen.

Der höchste Punkt befindet sich auf 2277m Seehöhe, das Karstplateau hat etwa eine Länge von 27 Kilometern und eine maximale Breite von 10 Kilometern.

Die untersuchten Störungszonen liegen alle an der nördlichen, markanten Abdachung des Hochschwabplateaus in Richtung Salztal (Abb.2). Es handelt sich um eine Störungszone am Kastenriegel (Aufschlussnummer A1), eine weitere im Saugraben auf den Zeller Staritzen (Aufschlussnummer A2), zwei Störungszonen im Bereich des Unteren Rings nahe der Ortschaft Weichselboden (Aufschlussnummern A3 und A4) sowie das Griesgassl, eine kartenmaßstäbliche Störungszone im Brunntal (Aufschlussnummer A5) (Tab.1).

Nr.	Lokalität	Lithologie	N (X_{GKM})	E (Y_{M34})
A1	Kastenriegel (Zeller Staritzen)	Wettersteindolomit	280.980	669.209
A2	Saugraben (Zeller Staritzen)	Wettersteindolomit	283.065	669.682
A3	Unterer Ring (bei Weichselboden)	Wettersteinkalk	279.224	665.170
A4	Unterer Ring (bei Weichselboden)	Wettersteinkalk	278.550	664.220
A5	Griesgassl (Brunntal)	Wettersteinkalk	277.300	653.400

Tab.1 Lokalität, Lithologie und Koordinaten der Störungszonen A1, A2, A3, A4, A5

2.2 REGIONALE GEOLOGIE

Der Hochschwab ist der Teil der nördlichen Kalkalpen und umfasst Juvavikum, Tirolikum sowie Anteile der Grauwackenzone. Die tektonischen Einheiten vor Ort werden der Göller-Decke und der Mürzalpen-Decke, sowie der Norischen Decke (beinhaltet die Serien der Grauwackenzone) zugeordnet (Mandl et al., 2000). Der Nordöstlichste Teil des Hochschwab, sowie der nördlich vorgelagerte Kräuterinstock stellen einen, aus obertriadischen Hauptdolomiten und Dachsteinkalken aufgebauten Anteil der kalkvoralpinen, tirolischen Göller-Decke dar.

Südwestlich davon befindet sich die Säusensteineinheit, eine von großen Blattverschiebungen begrenzte Einheit, die hauptsächlich aus Wettersteindolomit und Dachsteinkalk aufgebaut ist.

Der Hauptteil des Hochschwabmassivs wird der kalkhochalpinen, juvavischen Mürzalpendecke zugeordnet. Die SEMP (Salzachtal-Ennstal-Mariazell-Puchberg Linie, LINZER et al., 1995), die als eine der bedeutendsten sinistralen Scherzonen in den Ostalpen gilt, bildet die Grenze zwischen der Göller-Decke und der Mürzalpen-Decke.

Die Mürzalpen-Decke wird weiters in die Türnacheinheit, die Hochschwabeinheit und die Hochschwab-Südeinheit unterteilt. Diese Einheiten sind größtenteils durch Störungen begrenzt (Bryda, 2001).

Die Abb.3 zeigt eine auf der Neukartierung basierende, stark vereinfachte geologische Karte des Hochschwabgebiets (MANDL et al., 2000; BRYDA, 2001) mit den Störungszonen A1, A2, A3, A4 und A5.

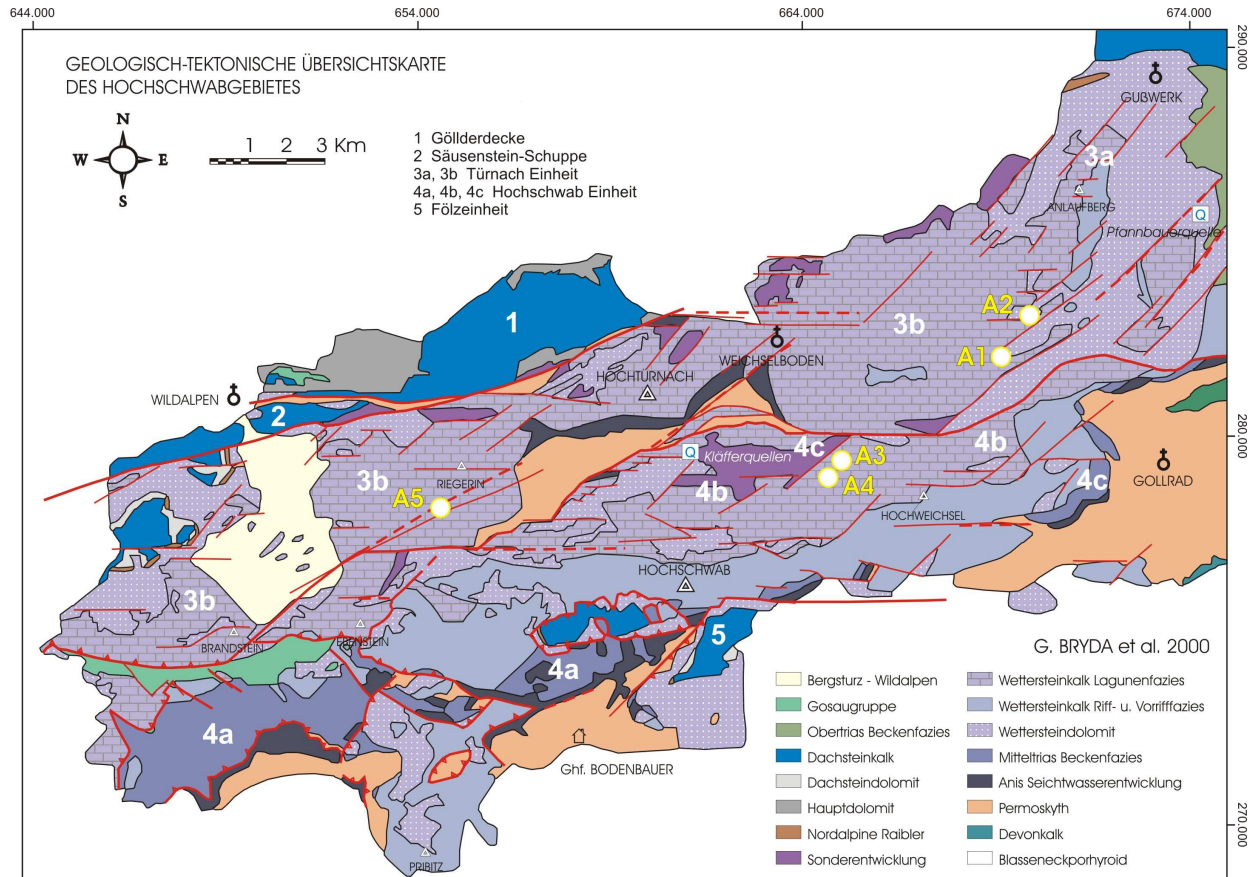


Abb. 4 Vereinfachte geologisch-tektonische Karte des Hochschwab (ergänzt, nach Bryda, 2001)

2.2.1 Stratigraphie

Die Mürzalpendecke enthält Gesteine der Unteren und Mittleren Trias. Die Basis bilden Werfener Schichten, Gutensteiner Schichten und Steinalmkalk. Ab dem Anis (Ilyr) erfolgte eine fazielle Differenzierung in eine Plattform- und Beckenentwicklung. Die im Norden gelegene Wettersteinplattform (Wettersteindolomit und Wettersteinkalk) mit Lagune, Riff und Vorriff geht nach Süden in ein Becken mit allodapische Grafensteigkalken und pelagischen Kalken über (Bryda, 2001).

Der lagunäre Wettersteinkalk (Oberanis bis Unterkarn) tritt hauptsächlich nördlich der Linie Wegscheid- Hochschwabgipfel- Gr. Ebenstein- Brandstein auf und bildet die nördliche Abdachung zum Salzatal. Algenlaminite, birds-eyes, Onkoide, Rindenkörner und Biogene (vor allem Dasycladaceen und Gastropoden) stellen die faziellen Merkmale dar, das Gestein ist generell gut verkarstungsfähig. Die Mächtigkeit variiert von wenigen hundert Metern bis zu Maximalwerten von über 1000 Metern. (BRYDA, 2001)

Der lagunäre Wettersteindolomit (Ladin bis Unterkarn) ist schlecht sichtbar im 10er Meter Bereich gebankt. Der feinkörnige, manchmal zuckrige Dolomit weist schlecht

erhaltene Dasycladaceen auf und hat schlechte Verkarstungseigenschaften. (BRYDA, 2001)

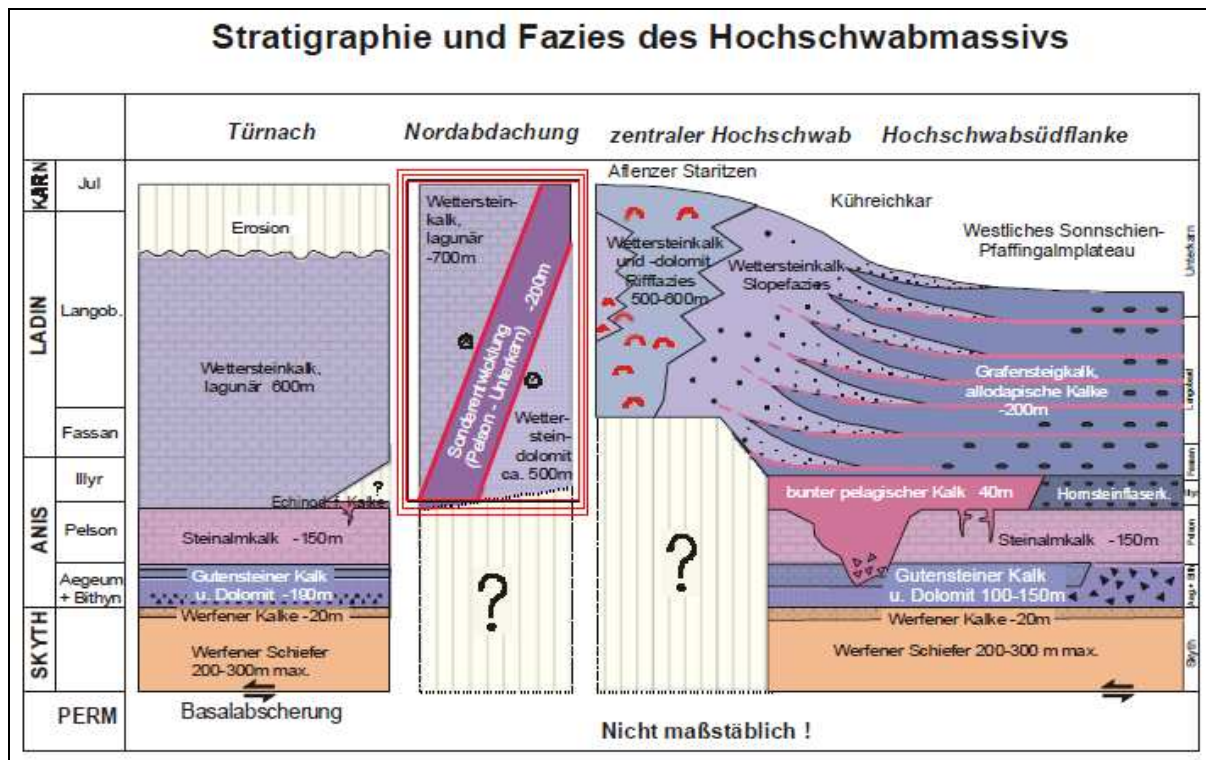


Abb. 5 Stratigraphie des Hochschwabmassivs (Bryda, 2001), rot umrahmter Bereich zeigt den lagunären Wettersteindolomit und Wettersteinkalk und deren stratigraphische Stellung

Gesteine der untersuchten Störungszonen liegen entweder im lagunären Wettersteindolomit oder dem lagunären Wettersteinkalk (Abb. 4).

2.2.2 Tektonik und Deformationsabfolge

Die tektonischen Prozesse in den Nördlichen Kalkalpen und in der Grauwackenzone, die zum heute vorliegenden Deckenbau und zu den Falten- und Überschiebungssystemen führten, können sehr vereinfacht in die folgenden wesentlichen Phasen unterteilt werden.

In der „prägausischen Phase“ (Untere Kreide) kam es zu einer Abschering der Sedimentbedeckung von ihrem Basement und zur Bildung von Sedimentdecken. Die (W)NW gerichtete Verkürzung führte zur Ausbildung (W)NW-vergenger Falten- und Überschiebungsstrukturen, die mit (W)NW-streichenden, dextralen Blattverschiebungen zusammenhängen. Letztere werden als Tear Faults parallel zur Überschiebungsrichtung interpretiert (Linzer et al., 1997). In der postgosauische Phase vom Eozän bis ins Miozän wurden die kalkalpinen Decken gegen das nördliche Vorland über die rhenodanubische Flyschzone und die Molassezone überschoben.

Die Oligozäne und Miozäne tektonische Entwicklung stand ganz im Zeichen der „lateralen Extrusion“ der zentralen Ostalpen. Die kalkalpinen Decken wurden in einzelne Schollen zerlegt und entlang von (E)NE-streichenden, sinistralen Störungen nach NE und ENE transportiert. Das prägende Störungssystem im Südtail der Kalkalpen ist das Salzachtal-Ennstal-Mariazell-Puchberg (SEMP-) Störungssystem (Ratschbacher et al., 1991; Linzer et al., 1995; Decker et al., 1994; Peresson &

Decker, 1997). Dieses Störungssystem ist für die Tektonik des Hochschwab von großer Bedeutung.

Am Hochschwab können Strukturen von fünf Deformationsphasen (D1 bis D5) gefunden werden. Besonders bedeutend und dominant sind Strukturen im Zusammenhang mit der lateralen ost-gerichteten Extrusion.

Decker (2000) beschreibt folgende Strukturen aus dem Hochschwabmassiv:

D1- WNW-streichende, dextrale Blattverschiebungen im Kartenmaßstab finden sich am Hochschwab, WNW- gerichtete Überschiebungen und Großfalten sind bisher nicht dokumentiert. Die Strukturen werden als Tear Faults Kretazisch-Eozäner Überschiebungstektonik interpretiert.

D2- N bis NNE -gerichtete Überschiebungen und Falten, deren Faltenachsen E bis ESE streichen, sowie konjugierte Blattverschiebungen kleineren Maßstabs werden der Deformationsphase 2 zugeordnet. Solche Strukturen sind im nördlichen Hochschwab selten und hier hydrogeologisch unbedeutend.

D3- (E)NE streichende, sinistrale Blattverschiebungen, die im Rahmen der „lateralen Extrusion“ der Ostalpen entstanden sind, bilden die bedeutendsten Strukturen im Hochschwabmassiv. Die Störungen werden einem großmaßstäblichen Restraining Bend des SEMP-System zugeordnet (Abb.6). Die Störungen sowie Kleinstrukturen, die dieser Deformationsphase zugeordnet werden, sind die dominanten und hydrogeologisch wichtigsten Elemente im nördlichen Hochschwab. Diese Störungen versetzten Strukturen der Deformationsphasen 1 und 2.

Der Anteil der SEMP im Bereich des Hochschwab (Salzatal) wurde von Linzer et al. (1995) kartiert und stellt die tektonische Grenze zwischen der Säusensteineinheit /Türnacheinheit im Süden und der Göller-Decke im Norden dar. Sie wird durch Werfener Schichten und Haselgebirge, die in einer positiven Flower Structure auf stratigrafisch jüngere Serien überschoben wurden, charakterisiert (Peresson & Decker, 1997). Auch die tektonische Grenze zwischen Türnach- und Hochschwabeinheit wird durch sinistrale Blattverschiebungssysteme gebildet. (siehe Abb.3). Wieder handelt es sich um konvergente Störungen mit positiven Flower Structures. Beispiele dafür sind die kartenmaßstäbliche Großstrukturen im Brunntal (Griesgassel und die Lang-Eibelschlucht).

Zwischen dem Brunntal im Westen und Gollrad im Osten treten schließlich in Abständen zwischen 300m und 1000m hydrogeologisch wichtige E-streichende Störungszonen auf. Diese Störungen charakterisieren im größeren Maßstab betrachtet ein Restraining Bend, wobei rhombenförmige, konvergente Blattverschiebungsduplexe durch die sinistrale Transpression entstanden sind. Die Edelbodeneinheit ist ein solcher Duplex (siehe Abb.5).

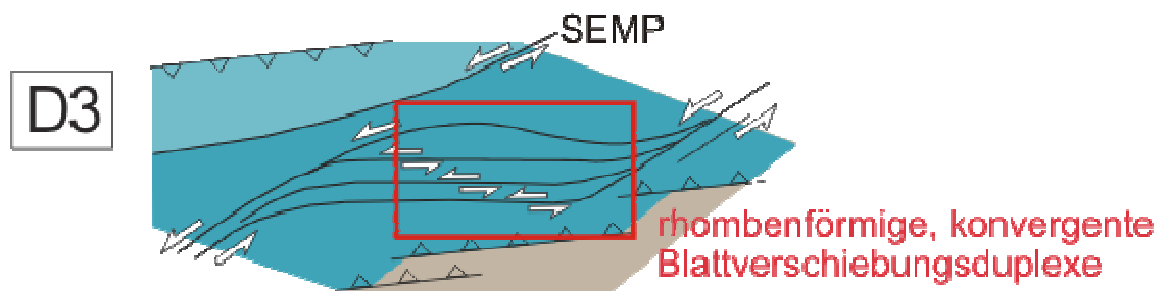


Abb. 5 Schematische Darstellung von Störungen, die sich im Zuge der Deformationsphase 3 im Bereich des nördlichen Hochschwab ausbilden (Decker, 2000)

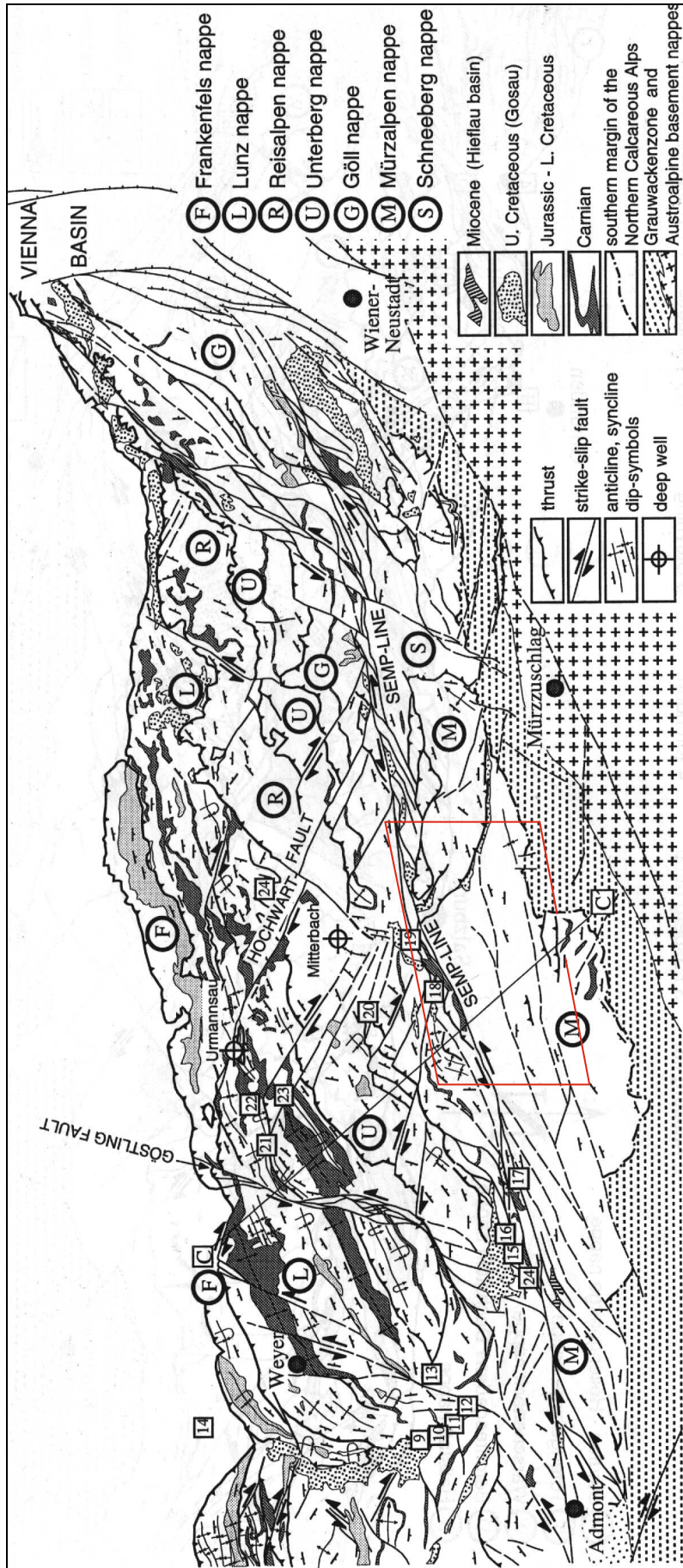


Abb. 6 Tektonische Übersichtskarte des Ostteils der Nördlichen Kalkalpen (aus Linzer et al., 1995). Die Grenze des Hochschwabmassivs ist rot markiert.

D4- Im Zusammenhang mit D3 und E-W gerichteter Extension entstanden auch E-W gerichtete, konjugierte Abschiebungen sowie fasergefüllte Zerrspalten.

D5- E-W gerichtete Verkürzung und N-S gerichteter Extension im Oberen Miozän führt zur Reaktivierung von älteren Strukturen, wobei keine neuen großmaßstäblichen Störungen gebildet werden (Peresson & Decker, 1997).

Alle für diese Arbeit ausgewählten Störungszonen sind Teilstörungen des SEMP-Systems und der Deformation D3. Decker (2000) weist darauf hin, dass Strukturen dieser Deformation die häufigsten und hydrogeologisch wichtigsten im nördlichen Hochschwabmassiv sind.

1- Es treten einerseits positive Flower Structures auf, in denen gehobene, impermeable Gesteine für einen Aquitardcharakter der Störungen sorgen. Keine der untersuchten Störungszonen entspricht diesem Typ.

2- Weiters gibt es Störungen in Dolomiten im nordöstlichen Bereich des Hochschwabs. Hier treten mächtige, zum großen Teil verkarstete Kataklastizone auf, die diese Störungszonen zu Bereichen bevorzugter Wasserwegigkeit machen. Die untersuchten Störungszonen am Kastenriegel (A1) und im Saugraben (A2) können diesem Typ zugeordnet werden.

3- Als dritter Typ der D3 zugeordneten Störungsstrukturen gelten (EN)E-streichende, sinistrale Blattverschiebungen in Kalkserien, die meist ebenfalls verkarstet sind. Zwischen Brunntal im Westen und Gollrad im Osten durchziehen zahlreiche dieser Störungen den nördlichen Hochschwab. Sie sind auf bis zu 15 km lateral verfolgbar und verlaufen parallel in geringen Abständen von 100 bis 1000 Metern. Die Störungszonen im Unteren Ring (A3 und A4) sowie die Störungszone Griesgassl (A5) können diesen Strukturen zugeordnet werden.

2.2.3 Hydrogeologie

Im Bereich des gesamten Hochschwabmassivs laufen seit den frühen 1990er Jahren unterschiedliche Projekte, um das Gebiet, das sowohl für die Wasserversorgung der Stadt Wien, der Stadt Graz und kleinerer lokaler Gemeinden von großer Bedeutung ist, bestmöglich zu untersuchen. So gab es in Zusammenarbeit mit den Wiener Wasserwerken (Magistratsabteilung 31), dem Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur sowie der Landesregierung des Bundesland Steiermark ein interdisziplinäres Karstforschungsprogramm zur Qualitätssicherung der Wiener Trinkwasserversorgung. Im Rahmen dieses Forschungsprogramms, das 1992 begann und bis 2001 dauerte und welches in das europäische Karstforschungsprojekt „KATER“ (Karst Water Research Program) integriert war, wurde das Hochschwabmassiv durch die Geologische Bundesanstalt komplett neu kartiert. Die Joanneum Research Ges.m.b.H. (Institut für Hydrologie und Geothermie) führte detaillierte hydrographische und hydrogeologische Untersuchungen durch, das Institut für Pflanzenphysiologie der Universität Wien führte eine Vegetationsökologische Kartierung durch.

Die Wiener Wasserwerke starteten mit KATER II im Jahr 2003 ein Projekt in Zusammenarbeit mit dem Bildungsministerium sowie den Bundesländern Niederösterreich und Steiermark. Das Ziel war die Entwicklung eines GIS-basierten

Systems zur Entscheidungshilfe, um Landnutzung und ihre Auswirkung auf die Umwelt und Wasserreserven in Karstgebieten besser bewerten und quantifizieren zu können. Mit KATER II wurden im Jahr 2006 umfangreiche Arbeiten in den Bereichen Kartierung sowie Qualitäts- und Quantitätsmessungen abgeschlossen. Es wurden weiters umfangreiche Daten zu Boden, Vegetation und Meteorologie gesammelt. Derzeit läuft ein Folgeprojekt mit dem Namen „CC-WaterS“ (Climate Change and Impacts on Water Supply), bei welchem in Zusammenarbeit mit Partnern aus neun Ländern die Wiener Wasserwerke bis zum Jahr 2012 weitere Untersuchungen im Hochschwabgebiet mit betreiben (Kuschnig, 2009).

3. STÖRUNGSZONEN IM ALLGEMEINEN

Störungszonen und ihr interner Aufbau sind in vielen geologischen Fachbereichen von großem Interesse. Sie bestimmen die mechanischen Eigenschaften und das seismogene Verhalten der Kruste in unterschiedlichsten Bereichen und Tiefen (Scholz, 2002).

In der Kohlenwasserstoffgeologie können Störungszonen im Bezug auf *migration* und *trapping* von Kohlenwasserstoffen eine sehr große Rolle spielen, sie können Eigenschaften von reservoirs maßgeblich beeinflussen (Wibberley et al. 2008). Störungszonen können ingenieursgeologische Vorhaben, wie zum Beispiel Tunnelbau (Sausgruber & Brandner, 2003), erheblich erschweren. Störungszonen können Aquitard- oder Aquifercharakter haben und sie sind somit relevant im Bezug auf hydrogeologische Fragestellungen. Sie bestimmen weiters die Oberflächenmorphologie.

Generell sollten Störungszonen als Zonen deformierten Gesteins verstanden werden, die einen intern sehr heterogenen und komplexen dreidimensionalen Aufbau aufweisen (Wibberley et al., 2008).

Im Zuge dieser Diplomarbeit wurden ausschließlich spröde Störungszonen untersucht. Spröde Störungszonen (brittle fault zones) bilden sich in Bereichen der oberen Erdkruste, die bei Temperaturen unter $\sim 300\text{C}$ und bis in Tiefen von etwa 10 bis maximal 20 km bruchhaft reagiert (Mandl, 1988). Bei spröden Deformationsprozessen entstehen charakteristische Störungsgesteine wie Kataklastite, Pseudotachylite, Fault gouges und Breccien (Sibson, 1977).

3.1 ENTSTEHUNG

Störungszonen sind Zonen lokalisierter Deformation, in denen charakteristische Strukturen (slip surfaces, fractures, deformation bands) auftreten und in denen sich Störungsgesteine ausbilden, die sich mit fortschreitender Deformation verändern. Die räumliche Verteilung und Ausprägung der unterschiedlichen Störungsgesteine und Strukturen kann sehr unterschiedlich sein (Wibberley et al., 2008)

Die Komplexität einer Störungszone ist generell vom Ausgangsgestein, älteren, also vorher existierenden, Strukturen und dem Versatz abhängig. Druck und Temperatur (entsprechend der Versenkungstiefe) und Spannungen, sowie deren Veränderung mit der Zeit sind auch wichtigen Einflussfaktoren, die allesamt die Beschaffenheit einer Störungszone bestimmen (Faulkner et al., 2008). Deformationsstrukturen und Störungsgesteine, die in ein und derselben Störungszone koexistieren, können sich zu unterschiedlichen Zeiten und in unterschiedlichen Tiefen gebildet haben (Benedicto et al., 2008).

Während der Entstehung einer Störungszone verändern sich durch eine Reihe von Prozessen sowohl die rheologischen Eigenschaften der Störung selbst, sowie im umgebenden Ausgangsgestein. Die rheologischen Eigenschaften beeinflussen wiederum die weitere Entwicklung und das Verhalten der Störungszone.

Es gibt Prozesse, die das Wachstum einer Störungszone vorantreiben. Dabei wird Ausgangsgestein deformiert (weakening of wall rock), das in Folge in die Störungszone inkorporiert wird, die Störungszone „wächst“ auf Kosten des umgebenden Gesteins.

Prozesse wie Strain Hardening und strain softening kontrollieren die Lokalisierung von Störungszonen im Umgebungsgestein (Wibberley et al., 2008).

Experimentelle Studien sowie Untersuchungen im Gelände haben dazu geführt, dass das Wachstum einer Störungszone als ein komplexer „breakdown-Prozess“ angesehen wird. Dabei kommt es vor allem im Bereich des fault tip zu Prozessen, durch die sich einzelne fractures verbinden, sowie Scherflächen durchgehende „principal slip surfaces“ bilden. (Sibson, 1986)

In Abhängigkeit von Spannungen führen Kompaktion oder Dilatation zur Entstehung unterschiedlicher Bereiche (units) innerhalb der Störungszone. Wibberley et al. (2008) schreiben *„These units reflect the material properties and stress conditions within a fault zone, and dictate whether a fault zone will act as a conduit, barrier or combined conduit-barrier system.“*

Neben der Ausbildung von Störungsgesteinen werden auch an die Störungszone angrenzende Bereiche im Zuge der Deformation verändert. Diese Bereiche werden als damage zones bezeichnet (Caine et al., 1996).

Wibberley et al. (2008) bezeichnen Prozesse, die der Ausbildung von damage zones zu Grunde liegen als *„peripheral fracturing and host rock weakening“* und erwähnen, dass sich viel von der Komplexität natürlicher Störungszonen damit erklären lässt. So kann es zur Entstehung von *„(...) anastomosing and coalescing polymodal faulting patterns (...) even at low strains, in which fractures lie in a wide range of orientations at angles of up to 25° or more relative to the σ_1 and σ_2 axes“* kommen.

In Karbonatgesteinen treten, vor allem mit fortschreitender Deformation, als weitere Komplikationsfaktoren Lösungs- und Ausfällungsprozesse hinzu, welche einen großen Einfluss auf die Entwicklung einer Störungszone haben (Tarasewicz et al., 2005).

Aber auch in Sandsteinen werden Deformationsstil und die Rheologie durch Quarzzementationsprozesse stark beeinflusst beziehungsweise kontrolliert. Quarzzementationsprozesse sind wiederum eine Funktion der Temperatur über die Zeit (Fisher et al., 2003).

3.2 ANATOMIE VON STÖRUNGSZONEN

Es ist wichtig, innerhalb einer Störungszone unterschiedliche Bereiche zu unterscheiden. Die Abgrenzung der 'Mächtigkeit' einer Störungszone ist in der Praxis oft nicht einfach. Schulz & Evans (2000) weisen darauf hin, dass die Mächtigkeit einer Störungszone letztlich davon abhängt, welche Parameter man misst und in welchem Maßstab die Untersuchungen stattfinden. Sie konnten in ihren Untersuchungen zeigen, dass die Störungsgebundene Deformationsstrukturen (zum Beispiel die Dichte von fractures), geochemische Daten und geophysikalische Daten ganz unterschiedliche Störungsmächtigkeiten andeuten.

Auch Van der Zee et al. (2008) zeigen, dass die Definition und Interpretation der Mächtigkeit einer Störungszone problematisch ist, weil ein und dieselbe Störungszone in ihrem lateralen Verlauf sehr variable Mächtigkeiten aufweisen kann und das Abstecken der Grenzen der Störungszone sehr subjektiv ist.

Trotzdem wurde mehrfach versucht, eine Korrelation zwischen der Mächtigkeit von Störungszonen und dem Versatz herzustellen. Es zeigt sich ein generell linearer Trend zwischen der Mächtigkeit einer Störungszone und dem Versatz entlang der Störungszone. *„Compilations of data orders of magnitude of displacement showed*

general linear trends of fault zone thickness increase with displacement, suggesting that continuous wear of the fault walls occurs as function of increasing displacement and that the fault therefore does not change its rheology as it becomes larger“ (Wibberley et al., 2008).

3.2.1 Fault Core

Es hat sich durchgesetzt, Störungszonen in einen fault core und angrenzende damage zones zu unterteilen.

Der **fault core** (Störungskern) ist jener Bereich, in dem sich der Großteil der Deformation lokalisiert und in dem es zur Ausbildung typischer Störungsgesteine wie fault gouges und Kataklasiten kommt. Neben dem Störungskern können auch davon losgelöste slip zones auftreten, in denen wiederum strain lokalisiert wird.

Der fault core repräsentiert die principle slip surface der Störungszone (Sibson, 1986). Im fault core entstehen cataclastic flow und Drucklösung. Dabei können zum Teil sehr hohe Deformationsraten erreicht werden. Hoher Fluid-Porendruck begünstigt cataclastic flow. (Mandl, 1999)

3.2.2 Damage Zone

Damage zones sind Bereiche, in denen es zu vermehrter Ausbildung spröder Deformationsstrukturen kommt (Caine et al., 1996, Chester et al., 1993). Sie enthalten im Vergleich zum fault core weniger Versatz. Die genaue Entstehung und Morphologie von damage zones sind Gegenstand vieler wissenschaftlicher Untersuchungen.

Damage zones können je nach Ausgangsgestein sehr unterschiedlich sein.

Störungen in porösen Sedimenten entwickeln sich als deformation bands. Kristalline Gesteine und niedrig-poröse Sedimentgesteine sind typischerweise Zonen spröder fractures oder Zerrspalten (Chester et al., 1993).

Tarasewicz et al. (2005) fassen fünf Modelle zur Entstehung zusammen (siehe Abb.7).

Das *fault-tip process zone* Modell geht davon aus, dass räumlich unterschiedlich verteilte und zeitlich früher entstandene Zonen nicht miteinander verbundener fractures durch einen sich fortpflanzender fault tip miteinander verbunden werden, bis schließlich eine durchgehende Störung entsteht.

Das *fault-tip arrest* Modell basiert auf der Beobachtung, dass großmaßstäbliche fractures oftmals von fault tips abzweigen. Es wird angenommen, dass eine Störung propagiert, ohne dass sichtbare, vorausgegangene Prozesse stattgefunden haben. Damage zones bilden sich in diesem Modell nur während des Stillstandes des fault tip.

Das *slip-patch* Modell geht davon aus, dass sich Gesamtversatz aus mehreren kleineren Bewegungsereignissen an einzelnen Punkten der Störungsfläche ergibt. Mit fortschreitender Ausbildung der Störungszone entstehen durchgehende damage zones, die sich aus unterschiedlichen, überlappenden damage zones rund um die einzelnen slip zones entwickeln.

Das *jog* Modell siedelt die Entstehung von damage zones dort an, wo sich Störungen überlappen oder biegen. An releasing jogs würden dilatation breccias entstehen, an restraining jogs crush breccias, die hauptsächlich durch shear fractures gekennzeichnet sind.

Das *rough-wall fault* Modell schließlich geht von der Tatsache aus, dass die „Rauhigkeit“ von Störungen unabhängig vom Maßstab der Betrachtung ist. Das

bedeutet, dass groß- und kleinmaßstäbliche jogs damage zones verursachen, es kommt also entlang der gesamten Störung zur Bildung kontinuierlicher damage zones.

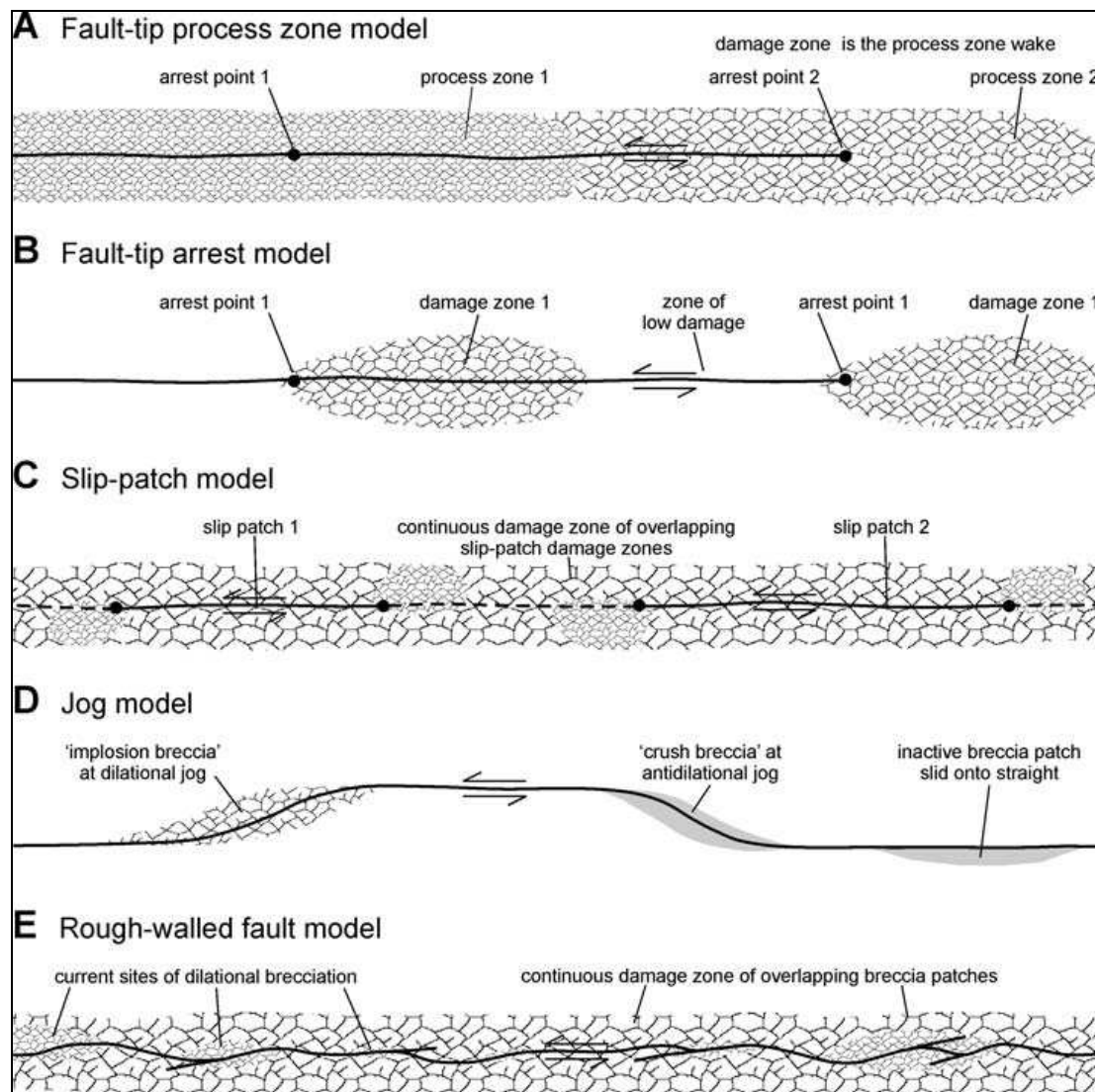


Abb. 7 Modelle zur möglichen Entstehung von damage zones (Tarasewicz et al., 2005)

Diese Modelle schließen sich gegenseitig nicht aus und es ist vorstellbar, dass mehrere Prozesse bei der Entstehung natürlicher damage zones eine Rolle spielen (Tarasewicz et al., 2005)

Damage zones können, sowohl in Punkto räumlicher Ausdehnung und Deformationsgrad, assymmetrisch rund um den fault core ausgebildet sein. Große Störungszonen können mehrere fault cores und damit assoziierte damage zones haben, die sich teilweise überlappen und in diesen Überlappungsbereichen erhöhte Deformationsgrade in den damage zones erreichen (Schulz & Evans, 2000).

Je nach Größe der Störungszone sowie dem Maßstab, in dem diese untersucht wird, kann eine Störungszone eine unterschiedliche Struktur haben. So kann es eine Geometrie geben, in der sich der fault core zentral in der damage zone befindet, oder es gibt eine damage zone, die von mehreren fault cores durchzogen ist. Letztlich ist die Geometrie eben auch eine Frage des Maßstabs der Untersuchung. (Wallace & Morris, 1986).

3.3 PERMEABILITÄT

Vor allem hinsichtlich ihrer Permeabilität müssen einzelne Bereiche einer Störungszone sehr genau untersucht und unterschieden werden. *„Fluid flow through a fault zone is influenced by cross fault juxtaposition of different lithologies, fault zone architecture and the intrinsic hydraulic properties of these fault zone architectural components.“* (Lunn et al., 2008)

Eine Störungszone kann sich im Laufe der Zeit, sowie über ihren räumlichen Verlauf sowohl als conduit (potentielle Wegigkeit für fluid flow) oder als barrier (Barriere) für potentiellen fluid flow verhalten (Caine et al., 1996).

In jeder Störungszone gibt es Komponenten, die für hohe Permeabilität sprechen (Klüfte, Scherflächen) und Komponenten niedriger Permeabilität (deformation bands, fault gauges).

Die Unterteilung der Störungszone in fault core und damage zone kann hier oft zu kurz greifen. Denn Komponenten mit unterschiedlichen Permeabilitäten können sowohl im fault core als auch in den damage zones auftreten und müssen in jedem individuellen Fall identifiziert beziehungsweise charakterisiert werden.

Faulkner et al. (2003) konnten für eine untersuchte Störungszone zeigen, dass diese im fault core neben mächtigen fault gauges Linsen von hoch permeablem zerbrochenem Nebengestein enthält, das heißt es liegen im fault core Einheiten mit völlig unterschiedlichen Permeabilitäten vor.

Auch in den damage zones gibt es hinsichtlich der Permeabilität unterschiedlich zu bewertende Einheiten.

In damage zones hoch poröser Sandsteinen treten beispielsweise oft eine Vielzahl niedrig poröser deformation bands auf, die die Permeabilität der damage zone maßgeblich beeinflussen können ((Shipton & Cowie, 2001; 2003; Shipton et al., 2006). Damage zones niedrig poröser Sedimentgesteine sowie kristalliner Gesteine werden typischerweise durch offene Klüfte dominiert (Johansen et al., 2005), die für hohe Permeabilitäten sorgen.

Jourde et al. (2002) konnten durch numerische Modellierungen zeigen, dass es nicht immer möglich ist, das hydraulische Verhalten einer Störungszone als conduit oder barrier zu identifizieren. Vielmehr kann ein und dieselbe Störungszone beide Verhaltensweisen zeigen. Basierend auf extrem detaillierten Geländeaufnahmen wurden die Permeabilitätswerte einzelner Strukturen einer Störungszone (Klüfte, gescherte Klüfte, deformation bands, Scherflächen, Störungsgestein und Ausgangsgestein) entweder gemessen oder geschätzt. *„Numerical simulation of the fine-scale input map yields the larger scale permeability.“* Weiters wurde die Permeabilität für unterschiedliche Größen des Störungsversatzes (6-150m) modelliert. Sie konnten zeigen, dass die Permeabilität der Störungszonen auch eine Funktion des Versatzes ist. Sie konnten weiters zeigen, dass im untersuchten Fall, die Permeabilität normal zum Verlauf der Störungszone maßgeblich durch niedrig permeable Strukturen beeinflusst wird, die Permeabilität parallel zur Störungszone hauptsächlich durch extensive slip surfaces beeinflusst wird. Die Öffnungsweite von fractures ist vor allem für die störungsparallelen Permeabilitätswerte von großer Bedeutung. *„The methods described here can be applied to other types of faults and can be used to develop accurate correlations for fault-zone permeability as a function of fault slip and other relevant fault-zone petrophysical parameters.“*

Daraus lässt sich ganz generell ableiten, dass eine detaillierte Kenntnis einzelner Strukturen und Elemente einer Störungszone, auch von Mikrostrukturen, sehr wichtig ist, will man quantitative Aussagen und Vorhersagen zur Permeabilität machen.

Diese Ansicht vertreten auch Lunn et al. (2008). Sie simulierten fluid flow durch die damage zone einer Störungszone, die zuvor detailliert im Gelände untersucht wurde. Sie konnten zeigen, dass in Bereichen, in denen impermeable slip surfaces in großer Dichte auftreten, fluid flow sich hauptsächlich auf den gering mächtigen Störungskern verlagert, während in Bereichen, in denen permeable (offene) slip surfaces bestehen, fluid flow innerhalb der damage zone statt findet. Auch diese Ergebnisse zeigen, wie wichtig die genaue Kenntnis einzelner Strukturen und deren Charakteristik ist und dass die Störungszone über den lateralen Verlauf unterschiedliche Permeabilitätsstrukturen aufweist. Daraus wird auch ersichtlich, wie schwer generelle Aussagen zur Permeabilität einer Störungszone zu treffen sind.

Surette & Allen (2008) charakterisierten Permeabilitäten für einen Aquifer in Sandsteinen in einem regionalen Maßstab, das heißt mit mehreren Störungen unterschiedlichen Maßstabs. Sie definierten hydrostructural domains um die heterogene Verteilung von fractures unterschiedlichen Maßstabs in ihrem Modell abbilden zu können. „*Fracture domains were defined using changes in fracture intensity, and are represented and modeled using a stochastic, discrete fracture-network approach.*“ Diese domains sind durch Kluffintensitäten charakterisiert.

4. METHODIK

Die Datengrundlage ergibt sich aus der Geländeaufnahme und Probennahme aus 5 ausgewählten Störungszonen.

Das Hauptaugenmerk bei der Geländeuntersuchung lag auf der Erfassung strukturgeologischer Daten, dem Vorkommen und der Unterscheidung der Störungsgesteine, sowie der repräsentativen Probennahme zur weiteren Analyse.

Die Porosität der Proben wurde analysiert, aus ausgewählten Proben wurden Dünnschliffe angefertigt.

4.1 STRUKTURGEOLOGIE

Im Gelände wurden spröde Deformationsstrukturen erfasst. In Abb. 8 wird ersichtlich, in welcher Orientierung zum Scherzonenrand die einzelnen Strukturen (sekundäre Scherflächen, Zerspalten, Drucklösungsflächen und Faltenachsen) in einer Zone einfacher Scherung auftreten. Diese Strukturen gibt es sowohl im Störungskern sowie in den damage zones.

Die gemessenen Flächen und Versatz werden im Schmidt'schen Netz in der unteren Halbkugel mit der Angelier-Methode dargestellt.

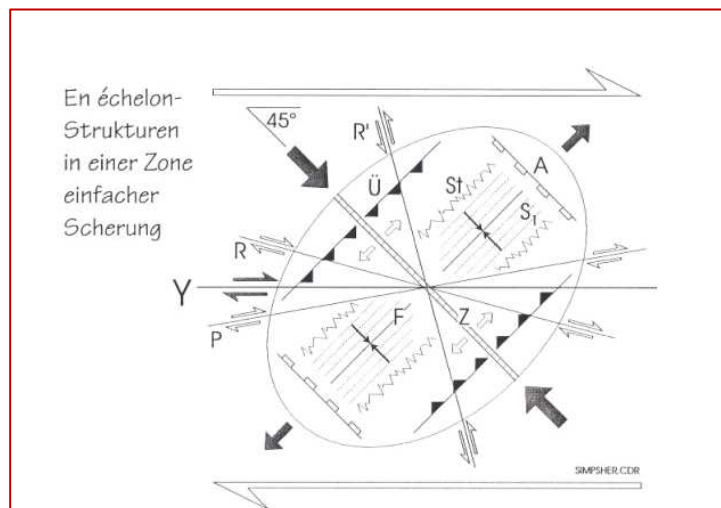


Abb. 8 Orientierung von spröden Strukturelementen in Abhängigkeit der inkrementellen Verkürzungs- und Streckungsachsen.

Y: Scherflächen parallel zum Scherzonenrand,
R,R': Syn- und antithetische Riedelscherflächen,
P: P-Scherflächen,
Ü: Überschiebungen,
F: Falten, S₁: Streichrichtung von Schieferungsflächen,
St: Drucklösungsflächen (Stylolithe), A: Abschiebungen, Z: Zerspalten

(verändert nach Hancock, 1985)

Folgende Strukturelemente wurden im Gelände aufgenommen.

- 1- Störungsflächen (Harnische mit Fläche, Linear (Striemungslinear, Faserkristalle, stylolitisch) und Bewegungssinn)
- 2- Kluffflächen, Kluffgruppen (Gruppe paralleler oder subparalleler Klüfte) und Kluffsysteme (genetisch zusammengehörige Kluffgruppen)
- 3- Extensionsspalten (offen, fasergefüllt)

Die so gewonnenen Daten werden für jede Störungszone unter dem Punkt Tektonik zusammengefasst und besprochen.

4.2 LITHOLOGIE VON KARBONATGESTEINEN IN STÖRUNGSZONEN

4.2.1 FRACTURE FACIES

Es wurde bereits im Kapitel Störungszonen im Allgemeinen unter dem Punkt 3.3 Permeabilität darauf hingewiesen, dass fractures für erhöhte Porositäten und Permeabilitäten in damage zones und auch im Nebengestein sorgen. Es ist daher verständlich, dass die Dokumentation auftretender fractures (in den untersuchten Aufschlüssen handelt es sich vorzugsweise um Klüfte) und ihrer Dichte wichtig ist, wenn man sich mit dem Thema hydrogeologische Charakteristik und Permeabilität von Störungszonen beschäftigt.

Klüfte sind laut Definition Bruchflächen, an denen kein makroskopischer Versatz erkennbar ist. Die Kluftdichte ist abhängig von der Lithologie und in Sedimentgesteinen von der Bankmächtigkeit. Die Geometrie von Kluftsystemen ist abhängig von der Differentialspannung und von der Zugfestigkeit des Ausgangsgesteins. Bei der Aufnahme wird zwischen Kluftschar (joint set), das ist eine Gruppe paralleler und subparalleler Klüfte, und Kluftsystem (joint system), wobei es sich hier um genetisch zusammengehörende Kluftscharen handelt (Hancock, 1985), unterschieden. Gruppen paralleler oder subparalleler Klüfte werden als Kluftgruppen bezeichnet und eingemessen

Klüfte durch tektonische Spannungen entstehen nach demselben Prinzip wie Scher- und Extensionsbrüche, die entstehende Geometrie ist abhängig von der Differentialspannung und von der Zugfestigkeit des Gesteins (Ramsay & Huber, 1987).

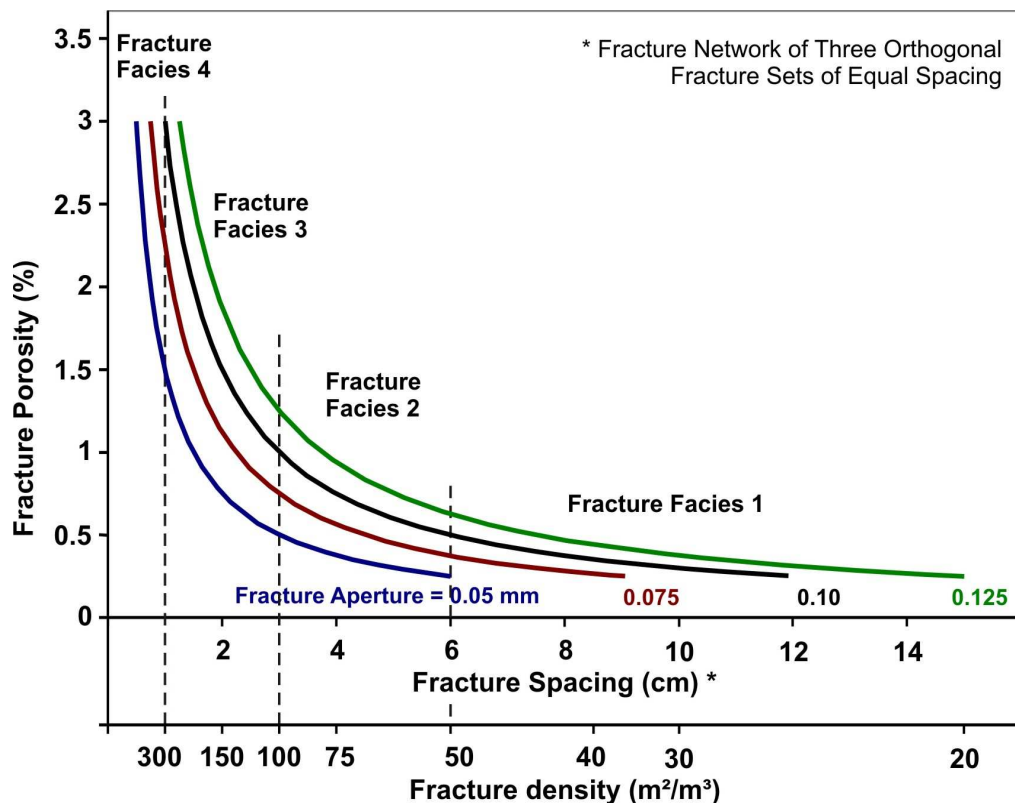


Abb. 9 Abschätzung der Kluftporosität für Kluftnetzwerke mit unterschiedlicher Orientierung und Dichte (m²/m³) (verändert nach Teufel, 2006)

Auf der Grundlage eines Klassifikationsschemas (Decker, 2007) wurden im Gelände „fracture facies“ definiert. Dieses Klassifikationsschema kann direkt im Gelände angewendet werden, mit dem Ziel eine semi-quantitative Abschätzung der Dichte von kleinmaßstäblichen Klüften zu erhalten. Das ist wichtig, wenn man davon ausgeht, dass kleinmaßstäbliche Klüfte einen Großteil der offenen Porosität in Karbonatgesteinen tragen und Kluffgefüge die Permeabilität von Gesteinskörpern stark beeinflussen. Das zeigen auch Untersuchungen von Teufel (2006), der belegen konnte, dass die Werte für Kluffporosität exponentiell mit der fracture density (Dichte an Klüften in m^2/m^3) ansteigen (Abb.9).

Die fracture facies wird durch die Anzahl der vorliegenden, verschieden orientierten Kluffgruppen, dem durchschnittlichen Abstand zwischen den parallelen Klüften innerhalb einer Kluffgruppe und der, durch diese Klüfte, bedingten Größe der resultierenden „Gesteinsbruchstücke“ bestimmt.

Entsprechend diesen Parametern wurden fracture facies 1 bis 4 in den Aufschlüssen dokumentiert (siehe Abb.10 A-H).

Fracture facies 1 entspricht einem Gestein, das 2 oder weniger Kluffgruppen durchzieht, also nur einen sehr untergeordneten Anteil an Kluffporosität besitzt. Fracture facies 1 wurde in den untersuchten Störungszonen nicht gefunden.

Fracture Facies

Fracture facies 1 beinhaltet weniger als 3 unterschiedlich orientierte Kluffgruppen und wurde in keiner der Störungszonen vorgefunden.

Fracture facies 2 beinhaltet zumindest 3 unterschiedlich orientierte Kluffgruppen, der durchschnittliche Abstand zwischen den Klüften beträgt 5 bis 10 cm. Es ergibt sich daraus ein durchschnittliches Kluffvolumen von etwa 20 bis 50 m^2/m^3 . Beispiele für fracture facies 2 aus den Störungszonen sind in Abb.10A und B dargestellt.

Fracture facies 3 beinhaltet zumindest 5 Kluffgruppen, der Abstand zwischen den Klüften beträgt nur wenige Zentimeter (1 bis 5 cm). Es ergibt sich daraus ein durchschnittliches Kluffvolumen von etwa 50 bis 100 m^2/m^3 . Beispiele für fracture facies 3 aus den Störungszonen sind in Abb.10 C-E dargestellt.

In **fracture facies 4** sind die unterschiedlichen Kluffgruppen nur mehr schwer erfassbar, die Abstände zwischen den einzelnen Klüften liegen bei 1 cm und darunter. Es ergibt sich ein durchschnittliches Kluffvolumen von $> 300 m^2/m^3$. Beispiele für fracture facies 4 aus den Störungszonen sind in Abb.10 F-H dargestellt.

Abschätzungen zur Kluffporosität in den einzelnen Bereichen der Störungszonen basieren auf der Kluffdichte und der Orientierung der Klüfte. Die Kluffporosität steigt mit zunehmender Kluffdichte exponentiell an (siehe Teufel, 2006). Das ist dann von Bedeutung, wenn man davon ausgeht, dass eine erhöhte Kluffporosität auch für eine erhöhte Permeabilität sorgt.

Entlang von Störungen treten Bereiche mit unterschiedlichen fracture facies auf, sie sind oft asymmetrisch um Störungsflächen verteilt.

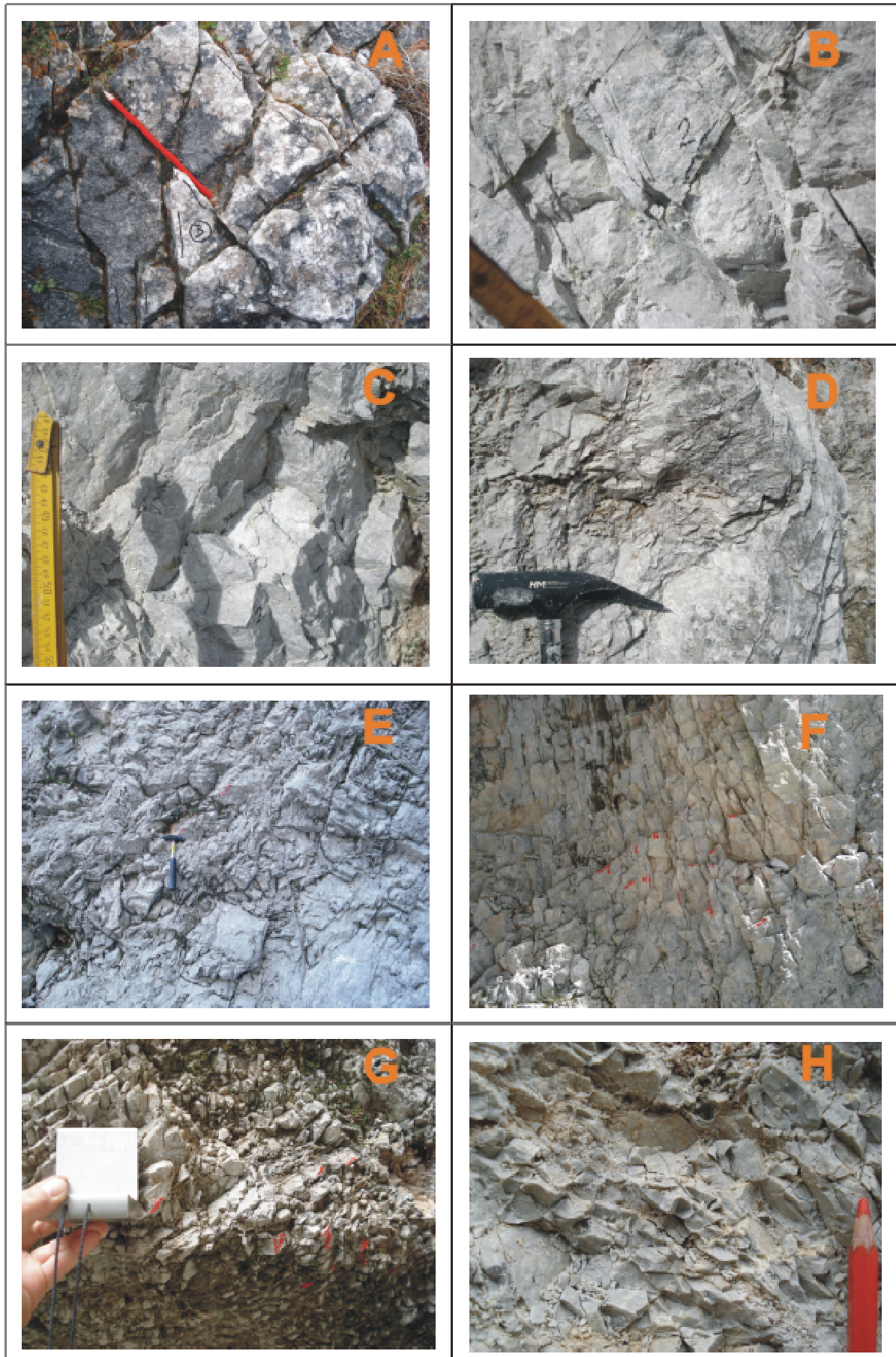


Abb. 10 Beispiele für fracture facies 2, 3 und 4 aus den untersuchten Störungszone
A: fracture facies 2 aus der damage zone Störungszone A3/Unterer Ring, Wettersteinkalk, Blickrichtung W **B:** fracture facies 2 aus der damage zone, Störungszone A1/Kastenriegel, Wettersteindolomit, Blickrichtung NE **C:** fracture facies 3 aus der damage zone, Störungszone

A1/Kastenriegel, Wettersteindolomit, Blickrichtung NE **D**: Übergangsbereich fracture facies 3 -4 aus der damage zone, Störungszone A1/Kastenriegel, Wettersteindolomit, Blickrichtung NE **E**: fracture facies 3 aus der damage zone, Störungszone A4/Unterer Ring, Wettersteinkalk, Blickrichtung S **F**: fracture facies 4 aus der damage zone, Störungszone A4/Unterer Ring, Wettersteinkalk, Blickrichtung NNW **G**: fracture facies 4 aus der damage zone, Störungszone A4/Unterer Ring, Wettersteinkalk, Blickrichtung SSE **H**: fracture facies 4 aus der damage zone, Störungszone A2/Saugraben, Wettersteindolomit, Blickrichtung W

Ein weiterer interessanter Punkt bei fractures in Karbonatgesteinen ist das Auftreten Kluft-gebundener Karststrukturen. Billi et al. (2007) konnten anhand von Geländedaten zeigen und quantifizieren, dass sowohl die Entstehung von Karststrukturen und die Wasserzirkulation im untersuchten Gebiet an fractures gebunden ist. „ *The fluid circulation through the carbonate strata (...) and the associated dissolutional weathering is controlled by the fracture pattern.*“ Sie geben damit einen Hinweis auf die Bedeutung von Kluftnetzwerken auch in Bezug auf Verkarstungsphänomene.

4.2.2 STÖRUNGSGESTEINE

Im Zuge der Geländeaufnahmen konnten eine Reihe unterschiedlicher Störungsgesteine identifiziert werden. Die Ausgangsgesteine für diese sind in allen Fällen Wettersteinkalk oder Wettersteindolomit.

Die Störungsgesteine sind von großer Bedeutung, da sie Hinweise auf den Deformationsmechanismus und die Bedingungen während der Deformation enthalten. Je nach Versenkungstiefe (P/T Bedingungen), der Präsenz oder Abwesenheit von Fluid sowie dem Fluidruck entstehen unterschiedliche Störungsgesteine.

Alle untersuchten Störungsgesteine repräsentieren Gesteine, die auf die tektonische Bewegung bruchhaft reagieren. Diese spröde Deformation findet in der oberen Erdkruste bei Temperaturen ~ 300°C statt, sowie bis in Tiefen von 10 bis 20 km. Ein Gesteinskörper, der in einem Spannungsfeld spröde verformt wird, erleidet zuerst eine geringe reversible elastische Deformation. Er zerbricht, wenn die angelegte Spannung einen kritischen Wert übersteigt („irreversible unelastische Deformation“).

Gesteine mit Vervormungsgefügen als Produkte bruchhafter und/oder duktiler Verformung				
Gefüge	Richtungslose Lockergesteine	Festgesteine		
		dicht, glasig	i.a. richtungslos, selten geschiefert	(fein-)geschiefert, oft mit Streckungslinear
	Kakirite	Pseudotachylite	Kataklasite	Mylonite
Matrixanteil <10%	tektonische Breccien Bruchbreccien Gesteinsmehl			
10-50%			Protokataklasit	Protomylonit
50-90%			Kataklasit	Mylonit
>90%			Ultrakataklasit	Ultramylonit

Abb. 6 Störungsgesteine (verändert nach Sibson, 1977 und Heitzman, 1985)

Bei der spröden Deformation entstehen charakteristischerweise eng begrenzte Scherzonen, in denen die Verformung (strain) unter Bedingungen der einfachen Scherung (simple shear) statt findet. In diesen Bruchzonen wird die gesamte

aufgewandte mechanische Arbeit verbraucht. Im Mikrobereich werden Kornkontakte gelöst, Mineralkörner zerbrochen und gegeneinander verschoben. Das Zerschneiden von Gestein ist mit einer Volumszunahme verbunden. (Mandl, 1999)

In Abb.11 werden Störungsgesteine mit unterschiedlicher Textur und hinsichtlich ihres Entstehungsmechanismen unterschieden. In den untersuchten Störungszonen treten Kataklastite auf, die durch Kataklastose entstehen. Dabei kommt es zur Ausbildung inter- und intrakristalliner Bruchflächen, was als microcracking bezeichnet wird. Der Deformationsprozess wird als kataklastisches Fließen (cataclastic flow) bezeichnet.

4.2.2.1 Protolith

Die Ausgangsgesteine für alle Störungsgesteine sind Wettersteinkalk oder Wettersteindolomit. Es handelt sich um dichte, kompakte Karbonate mit einer primären Porosität von >2%.

4.2.2.2 Damage Zones

Kalzit-gefüllte oder offene Zerrspalten

Diese Strukturen entstehen in Zusammenhang mit hohem Fluiddruck während der Deformation. Breccienbildung ist mit einer (deutlichen) Volumszunahme im Gestein verbunden.

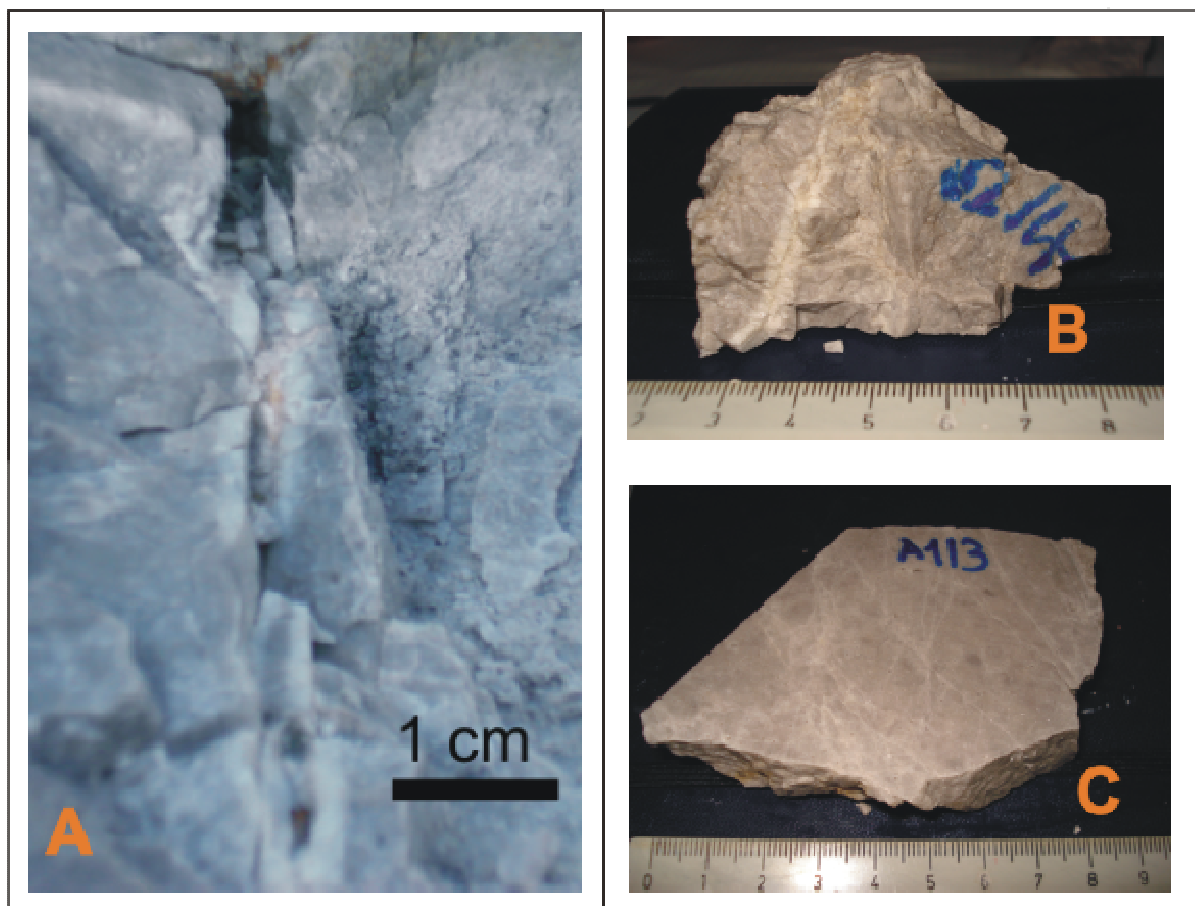


Abb.12 Beispiele für Zerrspalten aus den untersuchten Störungszonen

A: offene Zerrspalten mit idiomorphen Cacliten im Wettersteindolomit, Störungszone A1/ Kastenriegel, Blickrichtung NE **B:** Zerrspalte im Wettersteindolomit mit syntaxialen, kalzitischen Zementen, Störungszone A1/ Kastenriegel **C:** Wettersteindolomit mit mehreren Generationen kalzitisch zementierter Zerrspalten, Störungszone A1/ Kastenriegel

Zerrspalten (Abb.12 A-C) sind die Vorstufe zu dilatation breccias, so kann man oft beobachten, wie diese auseinander hervorgehen.

Zerrspalten entstehen normal zur minimalen Hauptnormalspannung, parallel zur größten Hauptnormalspannung. In der entstehenden Spalte herrscht ein geringerer Druck, die Folge ist ein Auskristallisieren von fasrigen Mineralen aus dem eindringenden Fluid.

Dilatation breccias sind in Störungszonen in Karbonatgesteinen häufig und sie können wertvolle Hinweise auf die Entstehungsgeschichte einer Störungszone liefern.

Tarasewicz et al. (2005) schreiben „*Dilatation breccias can be defined as any fragmented rock in which there has been a net volume increase during deformation.*“ Sibson (1986) erstellte eine Klassifikationsschema für fault rocks und unterscheidet Reibungsbreccien (attrition breccia), und Dilatationsbreccien (dilatation breccia). Diese entstehen entsprechend dem jog Modell (siehe Kapitel 3.2.2 damage zone) entweder am restraining oder releasing jog einer fault. Die meisten dilatation breccias sind, „*implosion breccias (...) they have formed by rapid coseismic collapse into incipient void space, aided by transient pore pressure differentials.*“ (Tarasewicz et al., 2005). Diese implosion breccias zeigen typischerweise Zementtexturen, die für eine schnelle, einphasige coseismische Fragmentation von Ausgangsgestein sprechen, die Zemente entstehen später. „*(...) the lack of any incremental refracture of cements argues strongly for a rapid single phase of fragmentation, followed by slower, passive reseal.*“ Tarasewicz et al. (2005) untersuchten karbonatische dilatation breccias und weisen darauf hin, dass die Protolithfragmente in den dilatation breccias typischerweise keine oder nur sehr geringe bevorzugte Orientierung aufweisen.

In den untersuchten Störungszonen treten dilatation breccias auf, die als Extensionsbreccien bezeichnet werden. Charakteristischerweise wird Ausgangsgestein durch das Eindringen von Fluid, welches unter einem hohen Druck steht, zerbrochen, das heißt in kleine Fragmente zerrissen, es kommt zu einer Volumszunahme.

Die Mikrostruktur dieser Gesteine ist durch eckige Komponenten des Ausgangsgesteins charakterisiert, die von einem dichten Netzwerk an zementierten Zerrspalten oder Matrix, d.h. Gesteinsmehl-führenden Bereichen, umgeben werden (Laubsägen- oder jigsaw puzzle texture). Die Komponenten zeigen keinen signifikanten Versatz, sie werden nicht rotiert. Der Gehalt an Zement steigt, die Größe der Komponenten sinkt mit zunehmender Deformation. Die Zemente können sich in ihrer Zusammensetzung ändern, es liegen oft unterschiedliche Generationen unterschiedlich zementierter Zerrspalten vor.

Dolomitisierung karbonatischer Komponenten, ist häufig zu beobachten (Tarasewicz et al., 2005).

Dilatation breccias wurden in allen der fünf untersuchten Störungszonen angetroffen, es wurden kalzitisch zementierte Kalk dilatation breccias und auch kalzitisch zementierte Dolomit dilatation breccias vorgefunden (Abb.13A-G).

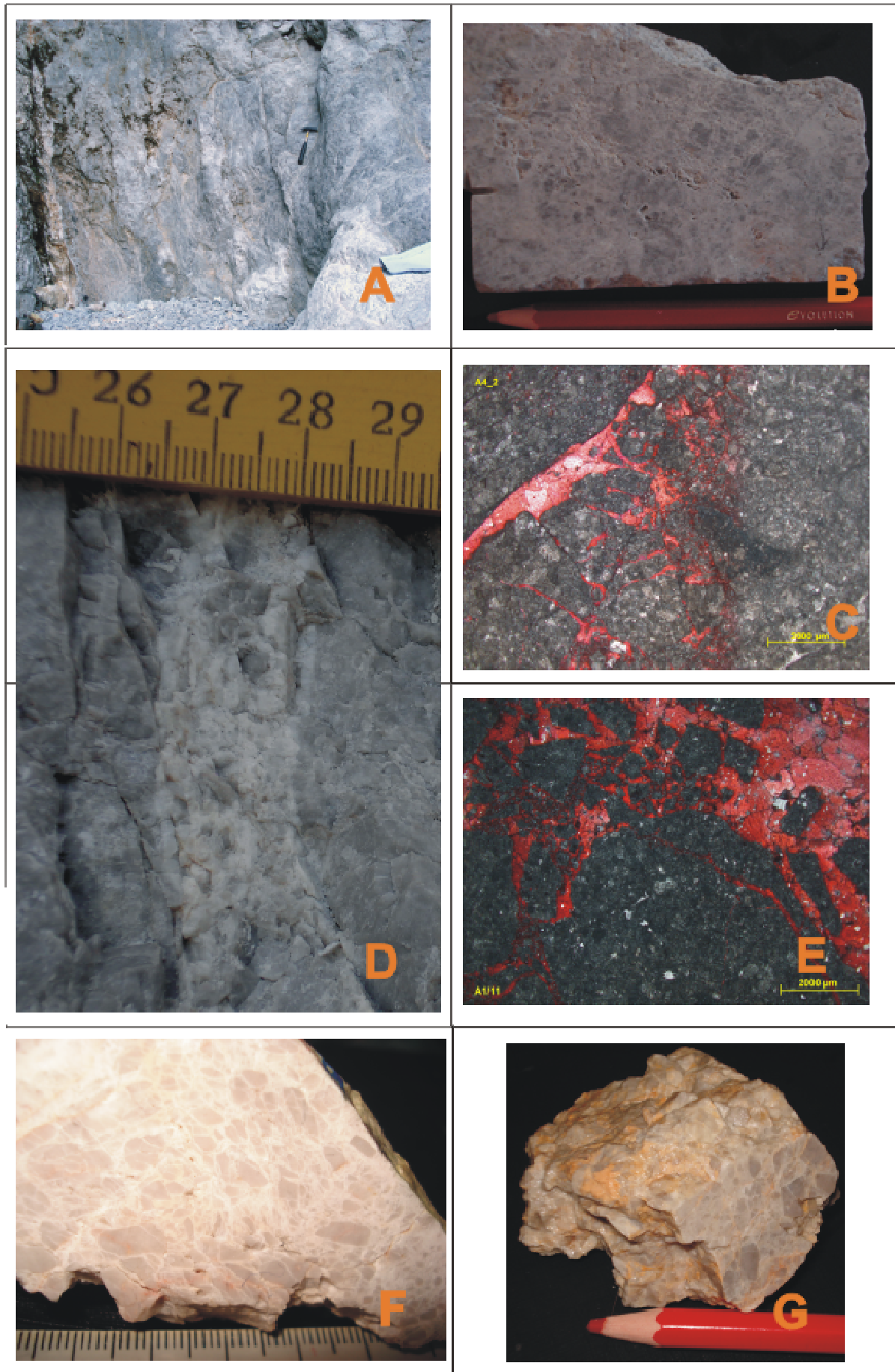


Abb. 13 Beispiele für Dilatation Breccias aus den untersuchten Störungszonen
A: unmittelbar neben dem Störungskern gelegene, mehrere Meter mächtige Dolomit dilatation breccia in der Störungszone A4/ Unterer Ring, die generell aus Wettersteinkalken aufgebaut wird ,

Blickrichtung WNW **B**: Anschnitt Handstück Dilatation Breccia aus Bereich A **C**: Dünnschliff zur dilatation breccia aus der Störungszone A4/ Unterer Ring, zu sehen sind mehrere Generationen kalzitisch zementierter (rot) Zerrspalten im Dolomitischen Ausgangsgestein, das Ausgangsgestein ist in eckige Komponenten zerbrochen **D**: dilatation breccia im Wettersteindolomit, Störungszone A1/Katsenriegel; ein Netzwerk an kalzitisch verfüllten Zerrspalten sprengt das dolomitische Ausgangsgestein, Blickrichtung NE **E**: sparitische Kalzitemente im dolomitischen Ausgangsgestein, wiederum liegen mehrere Generationen an Zerralten vor **F**: im linken Bereich der Probe: kleinräumige dilatation breccia aus Störungskern des Griesgassl, Wettersteinkalk, Originalmineralverband beginnt sich aufzulösen, dazwischen Zonen mit Matrix (matrix supported dilatation breccia) **G**: weiters Beispiel für eine Matrixgestützte dilatation breccia aus dem Griesgassl, die quasi eine Vorstufe zum Kataklasit darstellt

Drucklösungsbreccie

Neben den dilatation breccias wurde in einer Störungszone im Kalk (Störungszone A5 /Griesgassl) ein Gestein gefunden, das in seiner Textur den Kriterien einer Breccie entspricht (fragmentiertes Ausgangsgestein). Die Komponenten von Ausgangsgestein werden allerdings durch stylolithische Flächen mit tonigen Lösungsrückständen separiert, die Protolithkomponenten sind nicht rotiert, es existiert keine Matrix. Dieses Gestein wurde als Drucklösungsbreccie bezeichnet (siehe Abb.14).



Abb.14 Drucklösungsbreccie aus dem Störungskern der Störungszone A5/ Griesgassl im Wettersteinkalk

Der Deformationsprozess zur Ausbildung dieses Gesteins führt, ist Drucklösung (pressure solution), wobei Mineralkörner an ihren Korngrenzen gelöst werden und das gelöste Material in Bereichen abgelagert wird, wo die Differentialspannung geringer ist (solution transfer). Gelöstes Material wird an freien Flächen, die in Kontakt mit dem fluid stehen und einen hohen Winkel mit der inkrementellen Streckungsrichtung haben, abgelagert oder weitertransportiert.

Lösungsprozesse sind mit einer Volumsabnahme verbunden. Karbonat wird gelöst, Tonminerale sammeln sich als Lösungsrückstände in Form stylolithischer, kleinmaßstäblicher Flächen, die die oben beschriebene Orientierung einnehmen. (Rutter, 1983)

4.2.2.3 Fault Core

Durch Kataklastose wird Ausgangsgestein zerbrochen, teils zu feinkörniger Matrix zermahlen, in der sich Komponenten gegeneinander verschieben und rotieren. Fortschreitende Deformation führt zur Zerkleinerung der Komponenten und zur Zunahme des Volumens an Matrix. Je nach Größe der Komponenten sowie deren Sortierung und dem Gehalt an Matrix werden im Gelände drei Typen von Kataklastiten unterschieden werden, wobei der Typ 1 für geringere Deformation als Typ 3 spricht.

Im Dünnschliff zeigen Kataklastite typischerweise eine große Variabilität hinsichtlich der Korngrößen, des Komponentengehalts (Wandgestein, Zemente, polykristalline Gesteinsfragmente und recycelte Kataklastite) und den Kornformen (eckig bis schlecht gerundet).

Protokataklastit

In Anlehnung an das Klassifikationsschema nach Sibson (1977) wurden Störungsgesteine als Protokataklastite eingestuft.

Im Vergleich zu Kataklastiten Typ 1 bis Typ 3 weisen Protokataklastite einen wesentlich geringeren Matrixanteil auf und die Komponenten sind kaum rotiert. Der primäre Mineralverband ist an einzelnen Stellen zerbrochen, das kann soweit gehen, dass man von Komponenten, die von einer Matrix umgeben sind, sprechen kann. In anderen Bereichen jedoch ist der primäre Mineralverband noch soweit erhalten, dass man Komponenten und Matrix nicht abgrenzen kann. Es handelt sich um eine Vorstufe zum Kataklastit, wobei dieselben sprödetektonischen Prozesse für die Protokataklastitenstehung wirken.

Kataklastite Typ 1

Die charakteristische Mikrostruktur besteht aus eckigen bis kaum gerundeten Protolithkomponenten, deren Größe zwischen 1 mm und maximal 1 cm liegen. Die Sortierung ist schlecht, die umgebende Matrix besteht aus mechanisch zerkleinerten Kalzitcementen oder Ausgangsgestein.

Kataklastite Typ 2

Diese Kataklastite beinhalten schlecht bis gut gerundete Komponenten, die zum Teil deutlich rotiert sind, der Sortierungsgrad und der Anteil an Matrix ist etwas höher als bei Typ 1. Innerhalb dieser Kataklastite treten vermehrt (Spiegel-) Harnischflächen mit deutlichen Bewegungslinearen auf. In der Matrix kann sich eine Foliation subparallel zum Verlauf der Scherzone ausbilden.

Kataklastite Typ 3

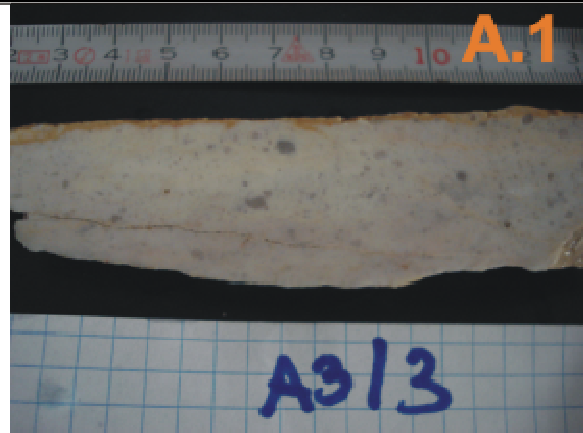
Es handelt sich um feinkörnige, Matrix-reiche Gesteine. Die Komponenten sind im Allgemeinen besser sortiert und angerundet und schwimmen oft in der feinkörnigen Matrix. Diese treten in sehr eng begrenzten Zonen auf, die Mächtigkeit ist gering.

Beispiele für Kataklastite der Typen 1 bis 3 aus allen Störungszonen sind in Abb. 15A-E zu sehen.

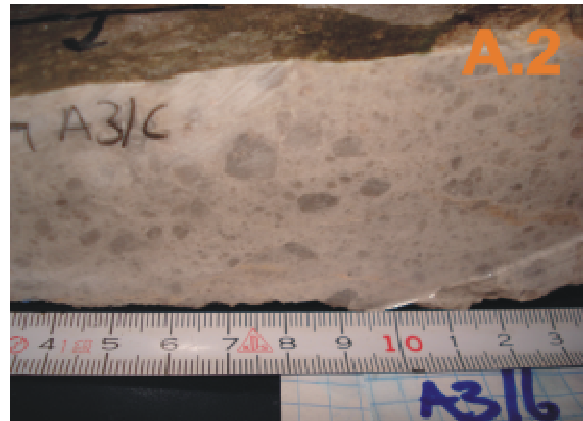
Störungszone A3/ Unterer Ring im Wettersteinkalk



A



A.1



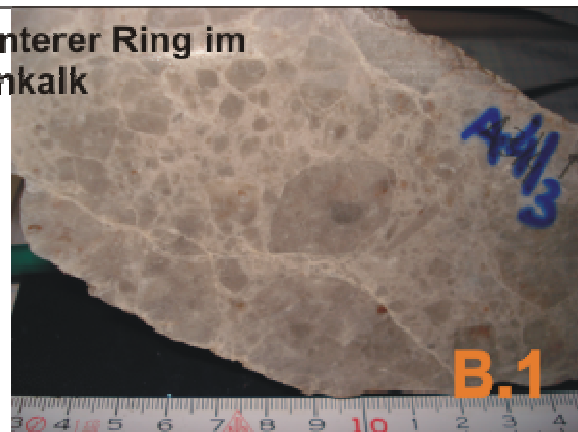
A.2

A: im Störungskern der Störungszone A3 befinden sich Kataklasite des Typs 1, 2 und 3, Blickrichtung WSW **A.1:** Kataklasit Typ 3; Mikrostruktur: matrixgestützt, Komponenten sind klein, gut sortiert und gut gerundet **A.2:** Kataklasit Typ 2; Mikrostruktur: im Vergleich zu A.1 weniger Matrixgehalt, Sortierung schlechter, Komponenten eckiger

Störungszone A4/Unterer Ring im Wettersteinkalk



B



B.1

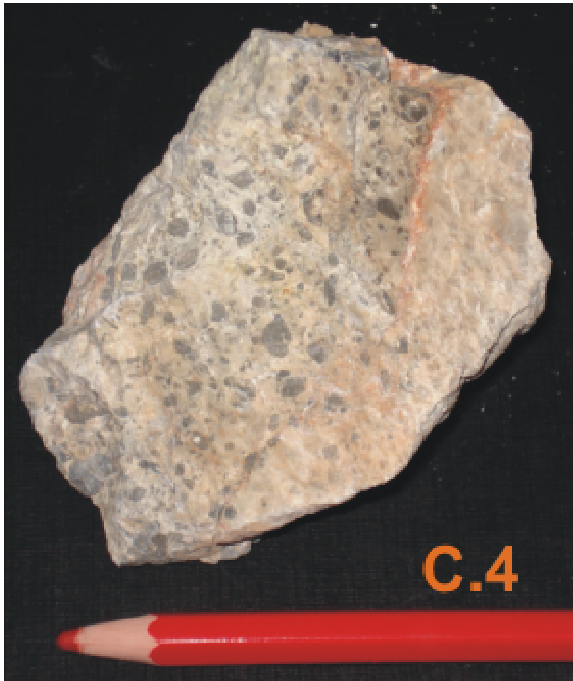
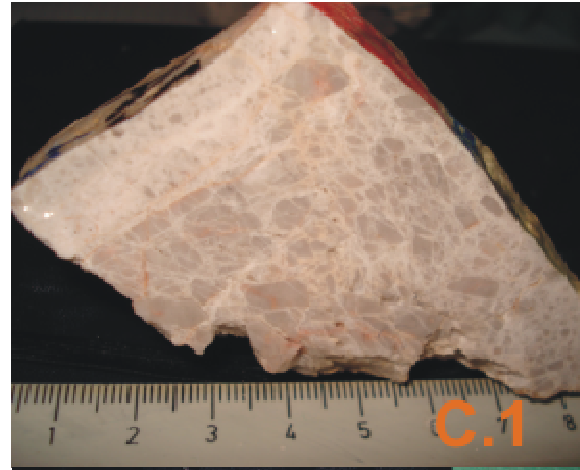


B.2

B: rot umrahmt: Kataklasite vom Typ 2 (siehe B.2) im Störungskern, werden durch Harnischflächen

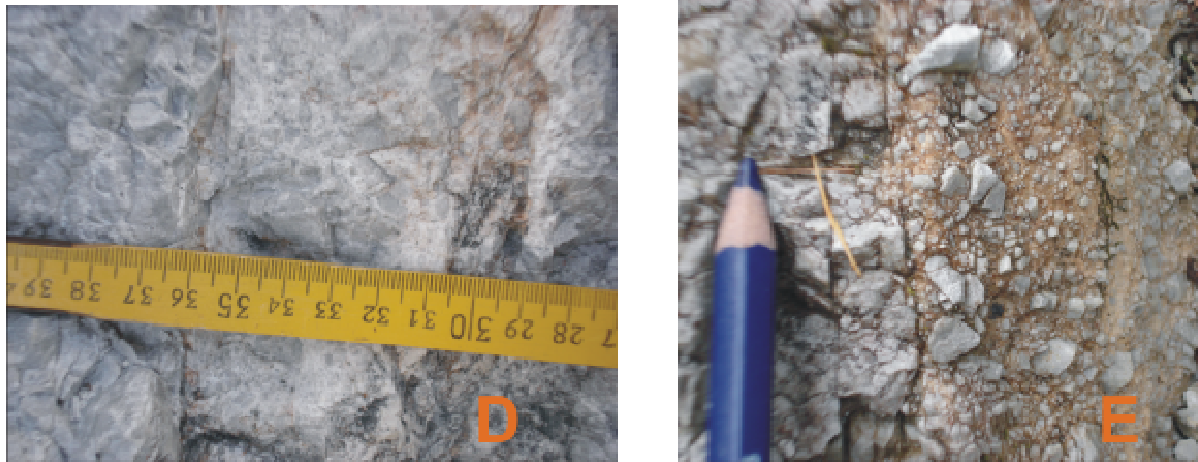
mit tonigen Lösungsrückständen vom Umgebungsgestein abgegrenzt, Blickrichtung W **B.1:** Kataklasit Typ 1; Mikrostruktur: geringer Matrixgehalt, schlechte Sortierung, ursprünglich zusammenhängender Mineralverband aufgelöst, dennoch sind größere zusammenhängende Bereiche noch erhalten **B.2:** Kataklasit Typ 2, ist durch Spiegelharnischfläche vom Nebengestein abgegrenzt; Mikrostruktur: die Komponenten sind leicht angerundet, der Sortierungsgrad nimmt zu, der Gehalt an Matrix variiert in unterschiedlichen Bereichen des etwa 7 cm breiten Handstücks

Störungszone A5/Griegassl im Wettersteinkalk



C: Im Störungskern des Griegassl befindet sich ein 4 Meter mächtiger Kataklasit, in dem auch Drucklösungsvorgänge stattgefunden haben; die rötliche Färbung stammt von tonigen Lösungsrückständen aus Drucklösungsvorgängen, Blickrichtung WSW **C.1:** Übergang von einer Matrixgestützten Dilatation Breccia - Kataklasit Typ 1- Kataklasit Typ 3 **C.2:** Kataklaist Typ 2; Mikrostruktur: gut gerundete aber schlecht sortierte Kalk und Dolomit-Komponenten **C.3:** Kataklasit Typ 2 **C.4:** tonige Drucklösungsfläche trennt einen Kataklasit Typ 2 mit bereits angerundeten Komponenten (dunkel) von einem Bereich mit Kataklasit Typ 1

Störungszonen A1/Kastenriegel und A2/Saugraben im Wettersteindolomit



D: etwa 5 cm mächtiger Dolomitekataklasit Typ 1 aus der Störungszone A1/Katsenriegel, durch Harnischflächen vom Nebengestein abgegrenzt, Blickrichtung NE **E:** Dolomitekataklasit Typ 1 aus der Störungszone A2/Saugraben im Wettersteindolomit, Blickrichtung NW

Abb. 15A-E Beispiele für Kataklasite aus den untersuchten Störungszonen

4.3 DÜNNSCHLIFFE

Die Dünnschliffe wurden zur Unterscheidung von dolomitischen und kalzitischen Kristallen mit der Färbemethode nach Evamy & Shearman (1962) und Dickson (1966) eingefärbt. Auf Basis der unterschiedlichen Gehalte an Fe²⁺ können nach Einfärbung der nicht abgedeckten Dünnschliffe Dolomit (bleibt farblos) und Kalzit (rot, rotviolett, blauviolett oder blau) leicht unterscheidbar sind.

Lösung A 1 g Kaliumhexacyanoferrat (III) $K_3Fe(CN)_6$ gelöst in 100 cm³ n/8 HCl

Lösung B 0,1 g Alizarin-Rot S (= Natrium-Alizarinsulfonat) $C_{14}H_7NaO_7 \cdot H_2O$ gelöst in 100 cm³ n/8 HCl

Lösung C 40 cm³ von Lösung A werden mit 60 cm³ von Lösung B vermischt.

Die Proben wurden mit Epoxidharz, das mit Bluedye Farbstoff im Mischungsverhältnis 1:1000 gemischt wird, im Vakuum getränkt, um die verbundene Porosität in den Dünnschliffen sichtbar zu machen.

4.4 POROSITÄTSMESSUNGEN

Die Messungen der Rohdichte und der offenen Porosität wurden an der Tu Wien, Institut für Ingenieurgeologie, durchgeführt. Die Bestimmung erfolgte durch das „Auftriebsverfahren ohne Umhüllung“ laut ÖNORM EN 1936.

Die Probenmindestgröße beträgt 100 cm³. Die tatsächliche Probengröße betrug zwischen 200g und 1500g. Für die Bestimmung von Porositäten geklüfteter Karbonate (FF2,3 und 4) wurde die Probengröße so gewählt, dass der mittlere Kluftabstand mehrfach in der Probe enthalten ist.

Die Proben wurden nach 24 Stunden im Trockenschrank bei 105°C und dem Abkühlen im Exsikator auf ihr Trockengewicht m_d gewogen. Die maximale Abweichung darf $\pm 0,05$ % betragen. Nach weiteren 24 Stunden im Trockenschrank und dem Abkühlen im Exsikator wurde erneut gewogen, um zu überprüfen ob die Massenkonstanz erreicht wurde.

Dann wurden die Proben im Wasserbad (eine Stunde nur zur Hälfte bedeckt mit Wasser, im Anschluss 24 Stunden mit 15 mm Wasserüberdeckung) gelagert und

danach das Feuchtgewicht m_h , sowie die Masse der Proben unter Auftrieb (mit der hydrostatischen Waage) ermittelt.

Die Massenkonzanz (0,1 % Abweichung) wurde bei fast allen Proben erreicht.
Die Rohdichte ergibt sich aus folgenden Beziehungen:

$$\rho_b = (m_d \cdot \rho_{rh}) / (m_s - m_h) \text{ [kg/m}^3\text{]}$$

Daraus ergibt sich die offene Porosität:

$$\rho_o = (m_s - m_d) / (m_s - m_h) \cdot 100 \text{ [%]}$$

m_d	Trockenmasse des Probekörpers [g]
m_h	Masse des in Wasser eingetauchten Probekörpers [g]
m_s	Masse des gesättigten Probekörpers [g]
ρ_b	Rohdichte [kg/m ³]
ρ_{rh}	Dichte des Wassers [kg/m ³]
ρ_o	Offene Porosität [%]

5. STÖRUNGSZONEN IN WETTERSTEINKALKEN

Im Unteren Ring, nahe der Ortschaft Weichselboden, befinden sich zahlreiche, großmaßstäbliche ENE-WSW streichende Störungszonen. Der Untere Ring ist ein von massiven, mehrere hundert Höhenmeter umfassenden Steilwänden begrenzter Felskessel. Er liegt nördlich der Hochweichsel (Aflenzer Staritzen) und südlich der Salza. Störungen im Unteren Ring gelten als bedeutend für die Hydrogeologie des nördlichen Hochschwab. In Abb.16 sind die untersuchten Störungszonen A3 und A4 zu sehen. Es handelt sich bei beiden Störungszonen um großmaßstäbliche, dass heißt im ganzen Wandverlauf über einige hundert Meter sichtbare Störungszonen in Wettersteinkalken.

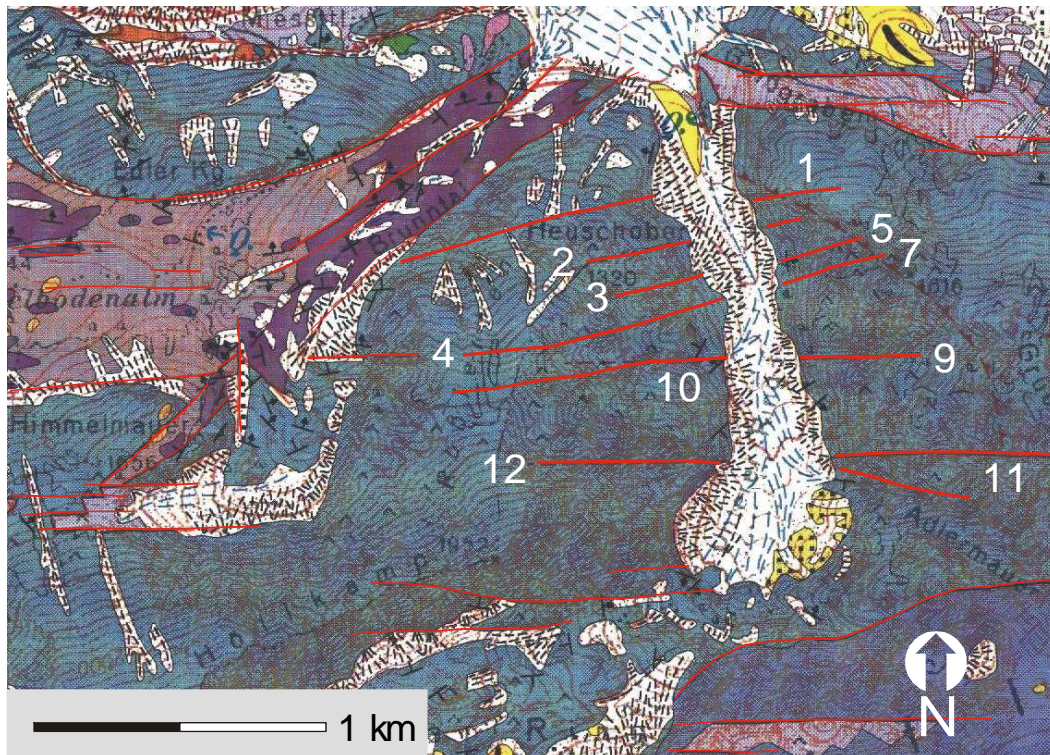


Abb.16 Störungszonen A3 und A4 im Unteren Ring, nördlicher Hochschwab (Ausschnitt aus Bryda, 2001)

Aufschluss A3 (GPS-Koordinaten X: 279.224, Y: 665.170) ist repräsentativ für etwas kleinere Störungen in diesem Bereich. Die Störung ist im Wandverlauf deutlich über mehrere hundert Höhenmeter zu verfolgen, es ist jedoch kein mächtiger Störungskern aufgeschlossen. Es handelt sich um eine sinistrale Scherzone in Kalken der Wettersteinformation (Mittlere Trias).

Bei Aufschluss A4 handelt es sich um eine großmaßstäbliche EW-streichende, sinistrale Störungszone in Kalken der Wettersteinformation (GPS-Koordinaten X: 278.550, Y: 664.220). Die Störung ist über einige hundert Höhenmeter im Wandverlauf zu erkennen. Insgesamt erlaubt der Aufschluss eine, wenn auch durch Bodenschutt und Erosion nicht durchgehende, Verfolgung der Hauptstörung am Boden über 22 Meter. Es sind ein deutlich abgrenzbarer Störungskern und damage zones entwickelt.

5.1 STÖRUNGSZONE A3 UNTERER RING

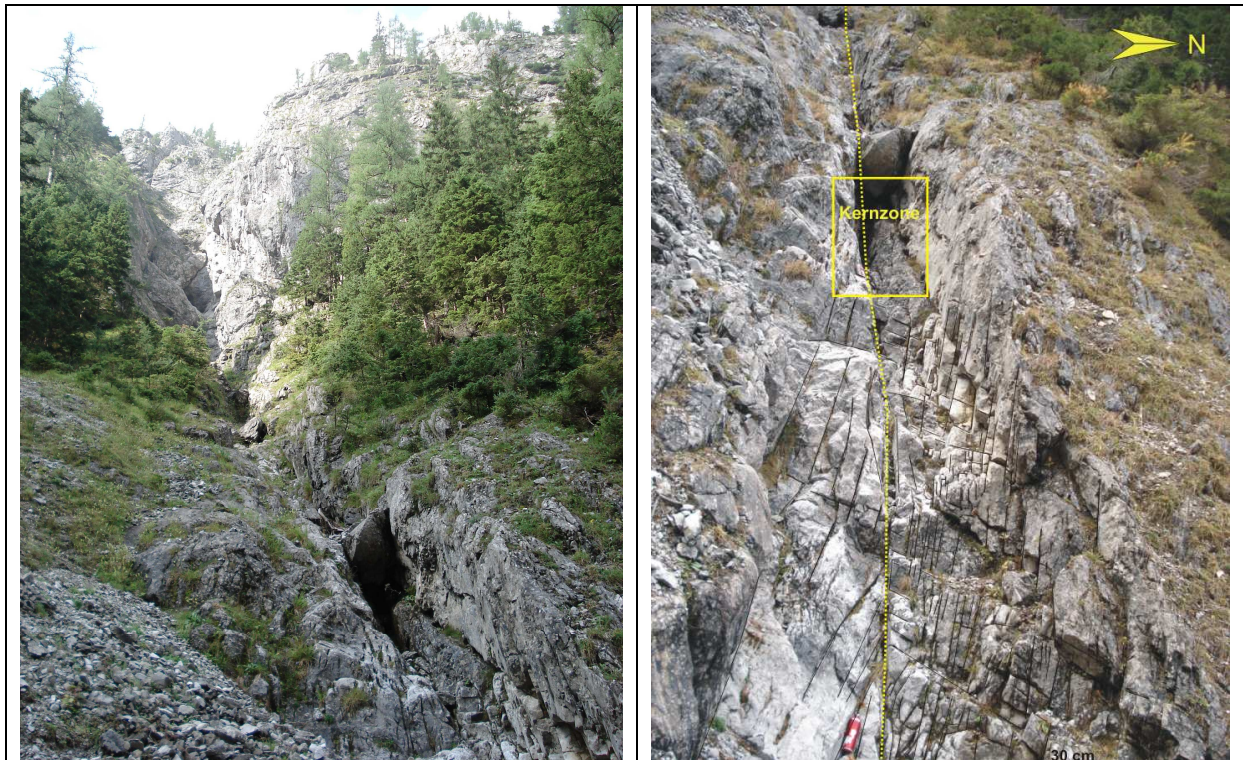


Abb.17 Überblick zur Störungszone A3/Unterer Ring in Wettersteinkalk
links: Störungszone A3 im gesamten Wandverlauf **rechts:** Aufschlussbereich, in dem Klufbmessungen durchgeführt wurden und der Störungskern (Kernzone) beprobt wurde

Bei Aufschluss A3 handelt es sich um eine, über mehrere hundert Meter mit freiem Auge verfolgbare Störungszone in Wettersteinkalken (Abb.17). Die Störungszone konnte über einen Höhenunterschied von etwa 100 Höhenmetern begangen werden. Der Verlauf der masterfault ist dabei kontinuierlich nachzuvollziehen. Im begehbaren Teil der Störungszone konnten entlang der Hauptstörung geringmächtige Kataklasite gefunden werden. Diese treten im untersuchten Störungsteil allerdings nur in einem bestimmten Bereich (etwa 2 Meter Länge) entlang der Hauptstörung auf. Daneben gibt es Zonen, in denen für den Störungskern typische Störungsgesteine gänzlich fehlen. Die Abgrenzung eines lateral homogenen Störungskerns ist daher schwierig.

Umgeben werden die Hauptstörung und die damit assoziierten Kataklasite von Ausgangsgestein mit deutlich erhöhter Kluftdichte. Bereits mit freiem Auge im Aufschluss ersichtlich (Abb.17) ist neben der Hauptstörung die Dominanz störungsparalleler Klüfte. Die deutliche Erhöhung spröder Deformationstrukturen in Bereichen von 3 bis 4 Metern zu beiden Seiten der Hauptstörung ist charakteristisch. Diese Bereiche werden demnach als damage zones bezeichnet.

Bewegt man sich von der Hauptstörung in Richtung undeformiertes Nebengestein, so ist eine kontinuierliche Abnahme der Dichte störungsparalleler Klüfte zu beobachten, die eine eindeutige Grenzziehung zwischen damage zone und undeformiertem Nebengestein unmöglich macht.

Es ist davon auszugehen, dass die Störungszone entsprechend den Ausführungen im Kapitel 3.1 Entstehung von Störungszonen, über ihren räumlichen Verlauf ihre interne Struktur verändert.

Weiters ersichtlich ist die bevorzugte mechanische Erosion entlang der Störungszone.

Etwa hundert Höhenmeter über dem untersuchten Aufschlusspunkt wurden Reste von Sinterablagerungen (Abb.18) gefunden. Diese werden als fossile Höhlensinter interpretiert.



Abb.18 Fossile Höhlensinterreste, Blickrichtung W



Am oberen Ende der Schutthalde mit Erosionsresten aus der Störungszone ist ein etwa 10 Meter breiter und über 20 Höhenmeter begehbarer Teil der Störungszone gut aufgeschlossen, der im Detail untersucht wurde (Abb.17).

5.1.1 Fault Core

Die Hauptstörung der Störungszone besteht aus ENE-WSW streichenden, (sub)vertikalen Störungsflächen (Abb. 19).

A3_mt.pin
A3_mt.fl.cor



Abb. 19 Harnischflächen der Hauptstörung A3/Unterer Ring im Wettersteinkalk

In einem etwa 20 cm breiten Bereich entlang der Hauptstörung treten Störungsgesteine auf. Der Störungskern ist sehr geringmächtig und enthält Kataklasite vom Typ1, 2 und 3.

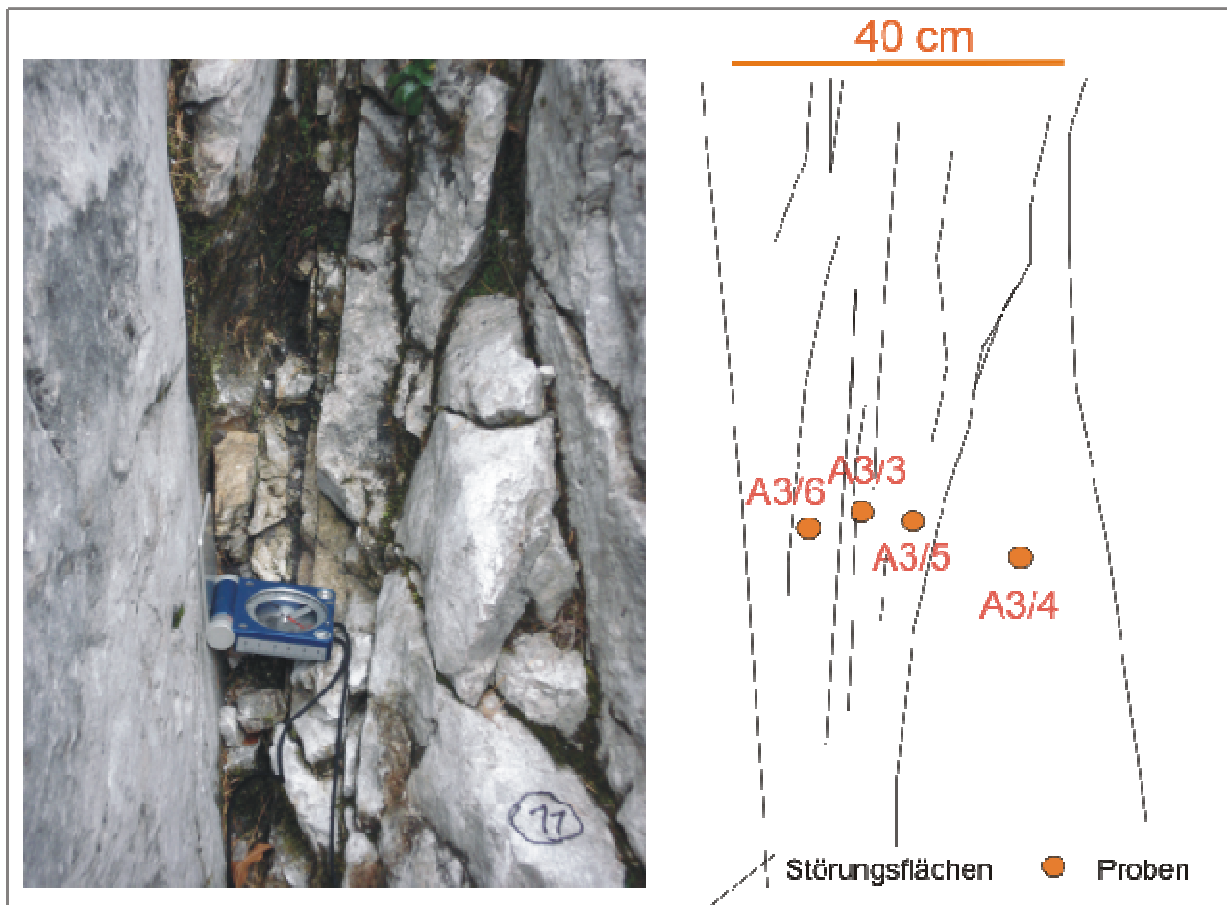


Abb.20 Störungskern der Störungszone A3, Wettersteinkalk, in dem Kataklastite Typ 1 bis 3 gefunden wurden, Blickrichtung WSW

Die im Störungskern entnommenen Kataklastite spiegeln unterschiedliche Stadien der Deformation im Störungskern wieder (siehe Abb.20)

Als Ausgangsgestein für die Kataklastite kann die Probe A3/2 angesehen werden, es handelt sich um einen sehr dichten kompakten Wettersteinkalk, mit geringer, offener Porosität (1,68 %) (siehe Abb.21A).

Im Zentrum des Störungskerns befindet sich ein Kataklastit Typ 3 mit einer Mächtigkeit von 4 cm, der durch Störungsflächen von den, ihn umgebenden Kataklastiten abgegrenzt wird. Die mikrostrukturellen Merkmale sind gut gerundete und sortierte, helle Karbonat- und dunklere Dolomitkomponenten, die in kalzitischer Matrix schwimmen (matrix-gestütztes Gefüge). Die offene Porosität liegt bei 0,99 %. Dünnschliffe zeigten, dass diese Porosität hauptsächlich an Mikrokluft oder Risse gebunden ist, der Anteil an Matrixporosität dürfte sehr gering sein (Abb. 21E und F). Bewegt man sich vom Kataklastit Typ3 zu den Rändern des Störungskerns so finden sich zu beiden Seiten Kataklastite vom Typ1 und 2, die durch geringeren Matrixgehalt sowie schlechtere Sortierung und Rundung der Komponenten ausgezeichnet sind.

Die Probe A3/5 wurde als Protokataklastit eingestuft. Der primäre Mineralverband beginnt sich an einzelnen Stellen aufzulösen, das heißt Mineralkörner werden zerbrochen und gegeneinander bewegt. Es ist jedoch noch keine charakteristische Kataklastitmikrostruktur entwickelt. Die Untersuchung im Dünnschliff zeigte wiederum die Existenz von Dolomitkomponenten. Es könnte sich theoretisch um Dolomitierung kalzitischer Komponenten im Zuge der Deformation handeln. Dagegen spricht aber eindeutig, dass die Dolomitierung auch abseits von Zerrspalten auftritt, durch die ein dolomitisches fluid in das Gestein gelangt sein könnte. Es könnte sich also auch um primäre Dolomitkomponenten handeln, die im

Zuge von cataclastic flow in das Gestein inkorporiert wurden und dann teils von Kalzit verdrängt werden. Dieses Gestein hat eine offene Porosität von 1,96%.

Die Probe A3/6 ist ein Kataklasit Typ 2, mit einer offenen Porosität von 1,82%.

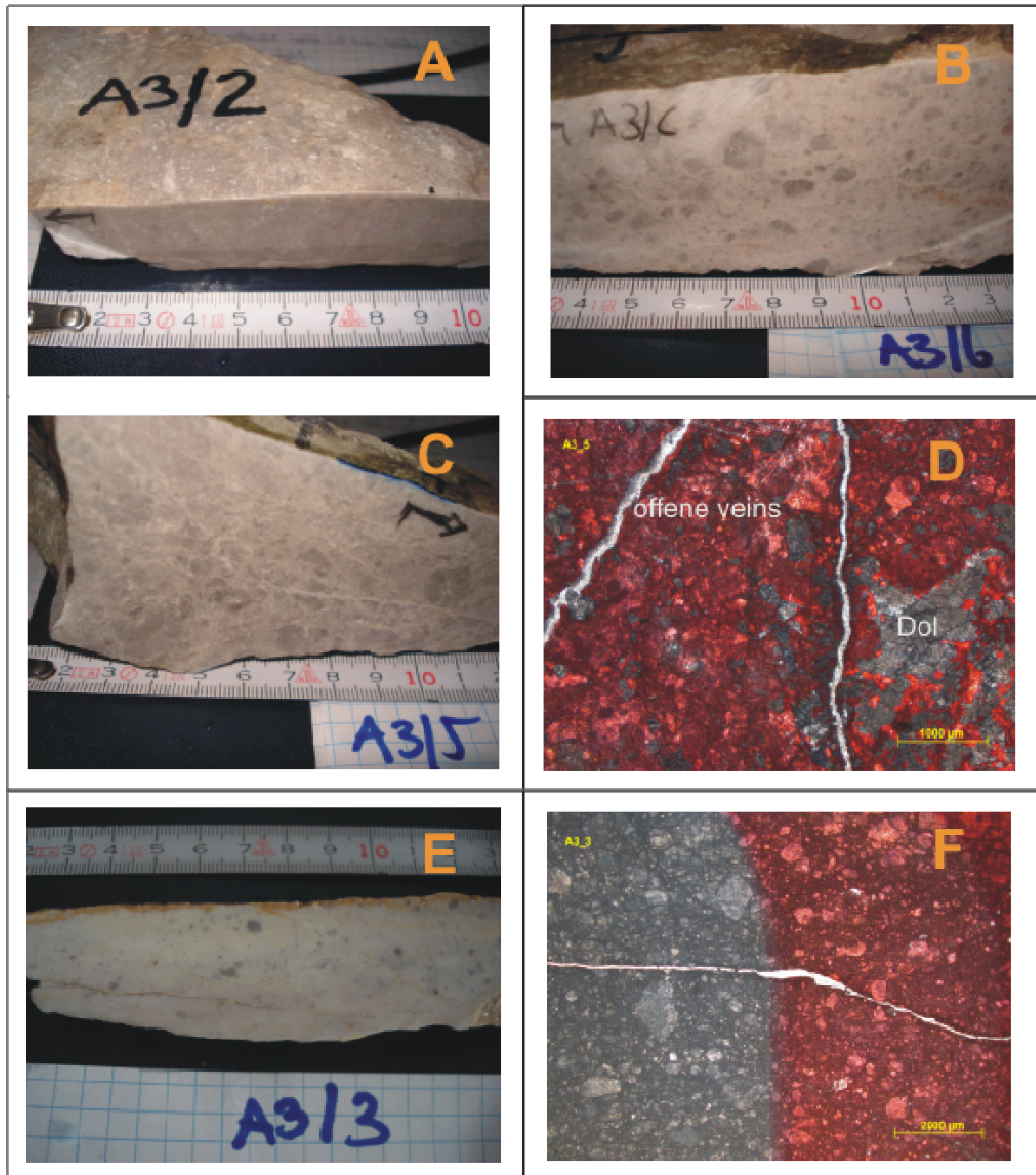


Abb.21 Störungsgesteine aus dem fault core der Störung (A3 Unterer Ring, Wettersteinkalk
A: Wettersteinkalk (Ausgangsgestein) **B:** Kataklasit Typ 2 **C:** Protokataklasit **D:** Protokataklasit k) im
Dünnschliff **E:** Kataklasit Typ 3 **F:** Dünnschliff Kataklasit Typ 3

5.1.2 Damage Zone

Die damage zone ist durch das Auftreten von synthetischen Riedelscherfflächen und verstärkter Klüftung des Ausgangsgesteins gekennzeichnet. Es gibt keine Hinweise auf Dilatationsprozesse und Zementationsprozesse an der untersuchten Stelle der Störungszone. Es ist allerdings nicht auszuschließen, dass an anderer Stelle diese Prozesse eine Rolle gespielt haben.

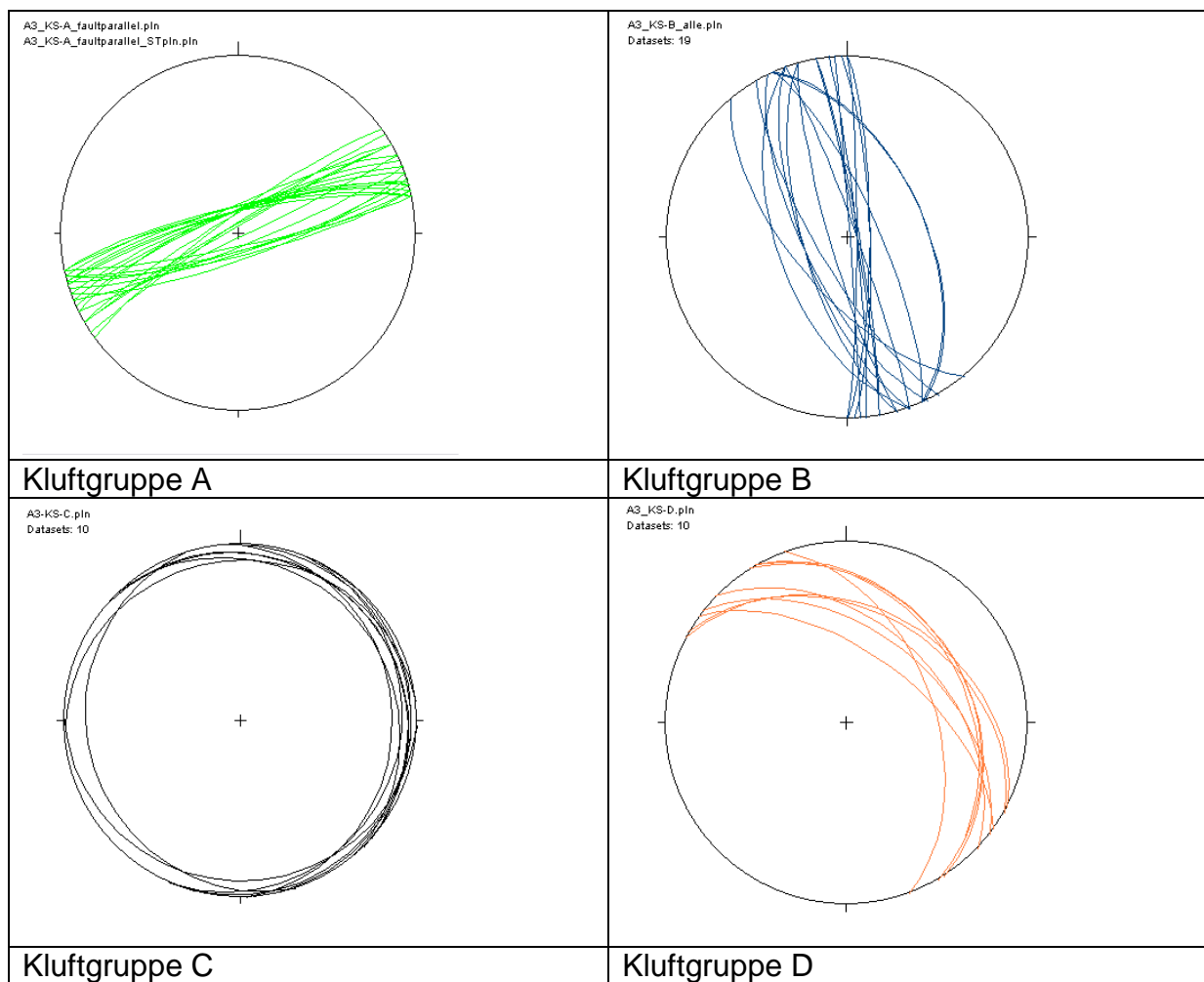


Abb.22 Klufftgruppen aus der damage zone zu beiden Seiten des Störungskerns

Insgesamt liegen zumindest 4 deutlich unterscheidbare Klufftgruppen vor (Abb.22). Die Ermittlung der Klufftdichte erwies sich als schwierig, da sie an unterschiedlichen Stellen entlang der Hauptstörung erheblich variiert. Die angegebenen Klufftdichten entsprechen Mittelwerten.

Die Klufftgruppe A beinhaltet (sub-)parallel zur masterfault verlaufenden Klüfte. Klufftdichten sind asymmetrisch um die masterfault verteilt. So ist die Klufftdichte im nördlichen Bereich der masterfault deutlich höher als im südlichen Bereich. Klüfte der Gruppe A sind die dominanten Strukturen im Aufschluss. Die mittlere Klufftdichte liegt bei etwa 8 cm. Erhöhte Klufftdichten im unmittelbaren Anschluss an die Hauptstörung sind fast ausschließlich durch Klüfte der Gruppe A gegeben. Diese sind in einem etwa 2 Meter breiten Bereich direkt nördlich der Hauptstörung mit Klufftdichten zwischen 3 und 5 cm besonders markant. Südlich der Hauptstörung sind die Klufftdichten geringer.

Die Klufftgruppe B enthält steil stehende Flächen, die einem im Unteren Ring vorliegenden N-S streichenden, Störungssystem zugeordnet werden können. Diese Strukturen könnten jünger sein und der D5 zugeordnet werden (siehe Kapitel 2.2.2 Tektonik und Deformationsabfolge). Die Klufftdichte liegt bei durchschnittlich 14 cm.

Die Klufftgruppe C umfasst subhorizontale Flächen, die Klufftdichte liegt bei 10 cm. Klüfte der Gruppe D treten ebenfalls eher untergeordnet auf, auch ihre Klufftdichte (33 cm) ist gering.

Aus den Daten wird ersichtlich, dass nur die Klufscharen der Gruppe A mit der Störungszone direkt im Zusammenhang stehen. Diese weisen auch die höchsten Kluftdichten auf.

In den damage zones wurden hauptsächlich Bereiche mit fracture facies 2 und 3 vorgefunden. Zonen intensiver Zerlegung (fracture facies 4) konnten nur in sehr kleinen Bereich festgestellt werden (siehe Abb.23). Wiederum ist nicht auszuschließen, dass es im weiteren Verlauf der Störungszone Stellen gibt, an denen fracture facies 4 in größeren Bereichen vorliegt. Dominantestes Element sind die zum Verlauf der Störung (sub-)parallelen Klüfte zu beiden Seiten der Hauptstörung.



Abb. 23 links: fracture facies 2, rechts: kleiner Bereich fracture facies 4, Blickrichtung SSE

5.1.3 Schlussfolgerungen

Im Bereich der „Kernzone“ treten auf nur 10 cm zumindest 3 unterschiedliche „Entwicklungsstufen“ von Störungsgesteinen auf (Protokataklasit, Kataklasit Typ 2 und Typ 3). Die Störungsgesteine werden von Störungsflächen voneinander getrennt. Die fortschreitende Deformation im Störungskern lokalisiert sich stärker in gewissen Bereichen (Kataklasit Typ 3).

Sowohl Ausgangsgestein als auch die auftretenden Störungsgesteine haben eine sehr geringe offene Porosität (das Maximum liegt bei 1,96% offener Porosität). Die Porosität ist großteils an Klüfte gebunden und nur zu einem sehr geringen Teil Matrixporosität.

Die Dichte an störungsparallelen Klüften ist asymmetrisch um die Hauptstörung verteilt. Störungsparallele Klüfte sind am häufigsten unmittelbar angrenzend an die Hauptstörung. Die Zone erhöhter Klüftung im Gestein beträgt durchschnittlich 2 Meter zu beiden Seiten der Hauptstörung. Diese Bereiche kann man als damage zones bezeichnen. Auftretende fractures sind neben Klüften auch Riedels. Es gibt keine Hinweise auf dilatation breccias oder die Bildung von Zerrspalten in den damage zones.

Auf Grund der im Punkt 3 angeführten Beobachtungen, kann man davon ausgehen, dass es sich in Punkto Versatz und Deformation um eine kleinere Störungszone handelt.

Als höher permeable Elemente der Störungszone können einige Meter mächtige Bereiche (damage zones) zu beiden Seiten des fault core eingestuft werden.

Die auftretenden Höhlensinterreste deuten auf frühere Karsthöhlen entlang der Störungszone hin. Das zeigt, dass es entlang der Störungszone zur Ausbildung von Karststrukturen kommt. Verkarstungsstrukturen, die an Störungen gebunden sind, können die Permeabilität je nach Umfang solcher Strukturen stark beeinflussen. Es ist davon auszugehen, dass diese Störungszone auf Grund guter Verkarstungseigenschaften und auch auf Grund der hohen Kluftdichte höhere Permeabilität als das Nebengestein besitzt.

5.2 STÖRUNGSZONE A4 UNTRER RING

Bei diesem Aufschluss handelt es sich um eine große E-W streichende, sinistrale Blattverschiebung in Kalken der Wettersteinformation. Die Störung ist über einige hundert Höhenmeter im Wandverlauf zu erkennen (Abb.24). Insgesamt erlaubt der Aufschluss A4 eine, wenn auch durch Bodenschutt und Erosion nicht durchgehende, dreidimensionale Begehung und folglich Untersuchung der Störungszone über 22 Meter.



Abb. 24 Störungszone A4 gesamt (Blickrichtung W)
(Kreis um Person als Größenvergleich)

Abb.25 zeigt einen Überblick über den gesamten untersuchten Verlauf der Störungszone aus der Kartenperspektive. Die Hauptstörung ist im westlichsten Bereich in einer Felswand aufgeschlossen. Dieser Bereich enthält das Profil 1 und diente der Untersuchung des Störungskerns. Bewegt man sich vom Störungskern Richtung Osten, lässt sich die Hauptstörung am Boden weiter verfolgen. Harnischflächen und Kataklastite sind deutlich erkennbar, aber schwierig einzumessen beziehungsweise kaum zu beproben. Teils sind die Bereiche durch Bodenschutt überdeckt, teils durch oberflächlich abfließendes Wasser glatt poliert,

was eine durchgehende Probennahme unmöglich macht (diese Bereich sind in Abb.25 weiß eingezeichnet).

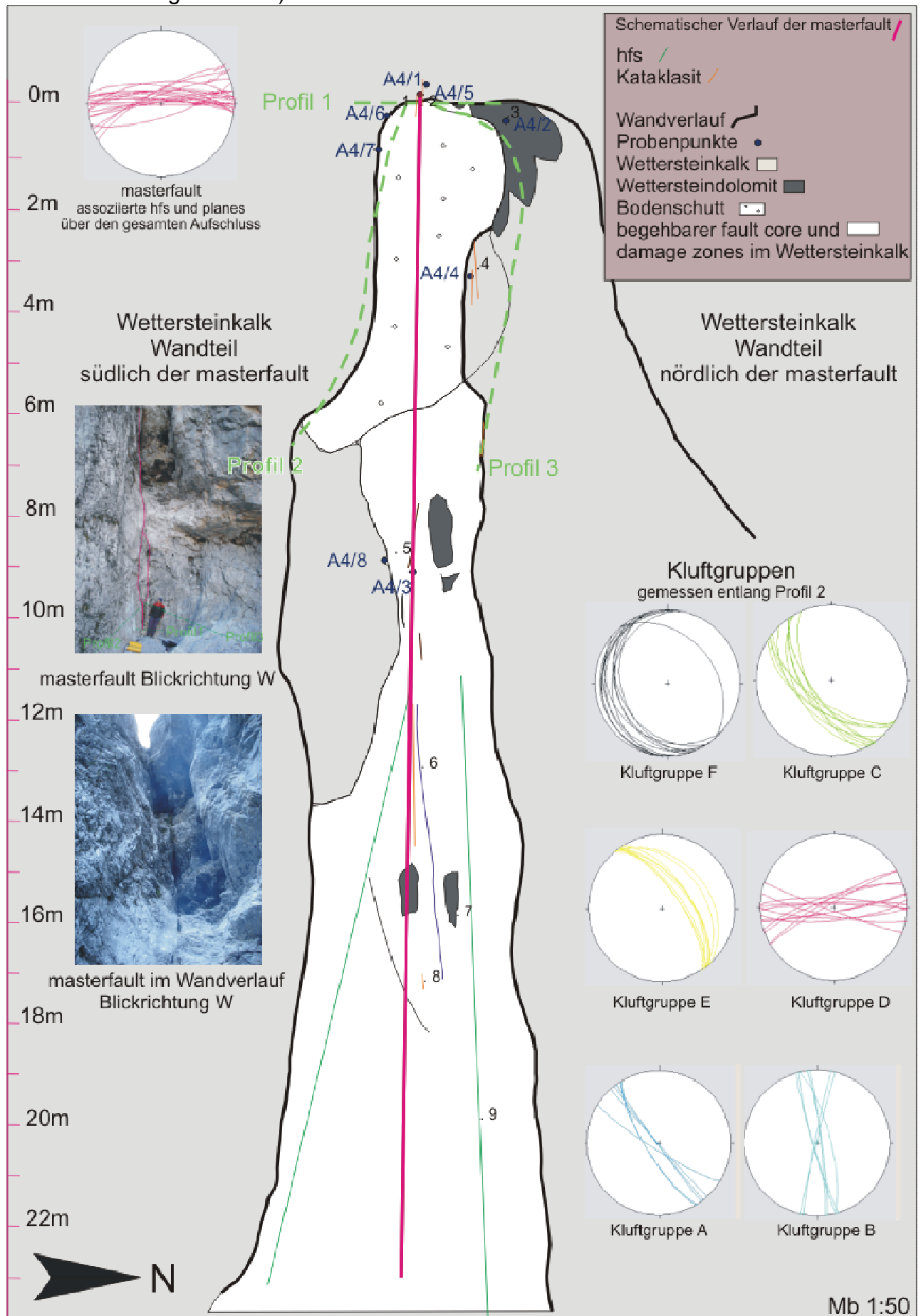


Abb.25 Kartenansicht auf Aufschluss A4 Unterer Ring (Wettersteinkalk)

Nicht durchgängig verfolgbare Bereiche aufgeschlossener Kataklasite und Störungsgesteine wurden in der Abb.25 schematisch als Verlauf der masterfault bezeichnet.

Entlang von 3 Profilen wurden die damage zones südlich und nördlich des fault cores untersucht sowie der fault core selbst. Die Zahlen 1 bis 9 bezeichnen Punkte, an denen detaillierte Untersuchungen (Messungen, Probennahmen und Fotodokumentation) durchgeführt wurden.

5.2.1 Fault Core

Bei der Hauptstörung handelt es sich um eine E-W streichenden, (sub-)vertikale sinistrale Blattverschiebung.

Der anstehende **fault core** beinhaltet Kataklasite vom Typ 1 und 2, es liegen Harnischflächen unterschiedlichen Maßstabs vor, deren gesamter Verlauf wird unter dem Begriff Hauptstörung zusammengefasst.

Entlang der gesamten Störung wurden Proben unterschiedlicher Störungsgesteine entnommen, Dünnschliffe angefertigt und Porositäten gemessen.

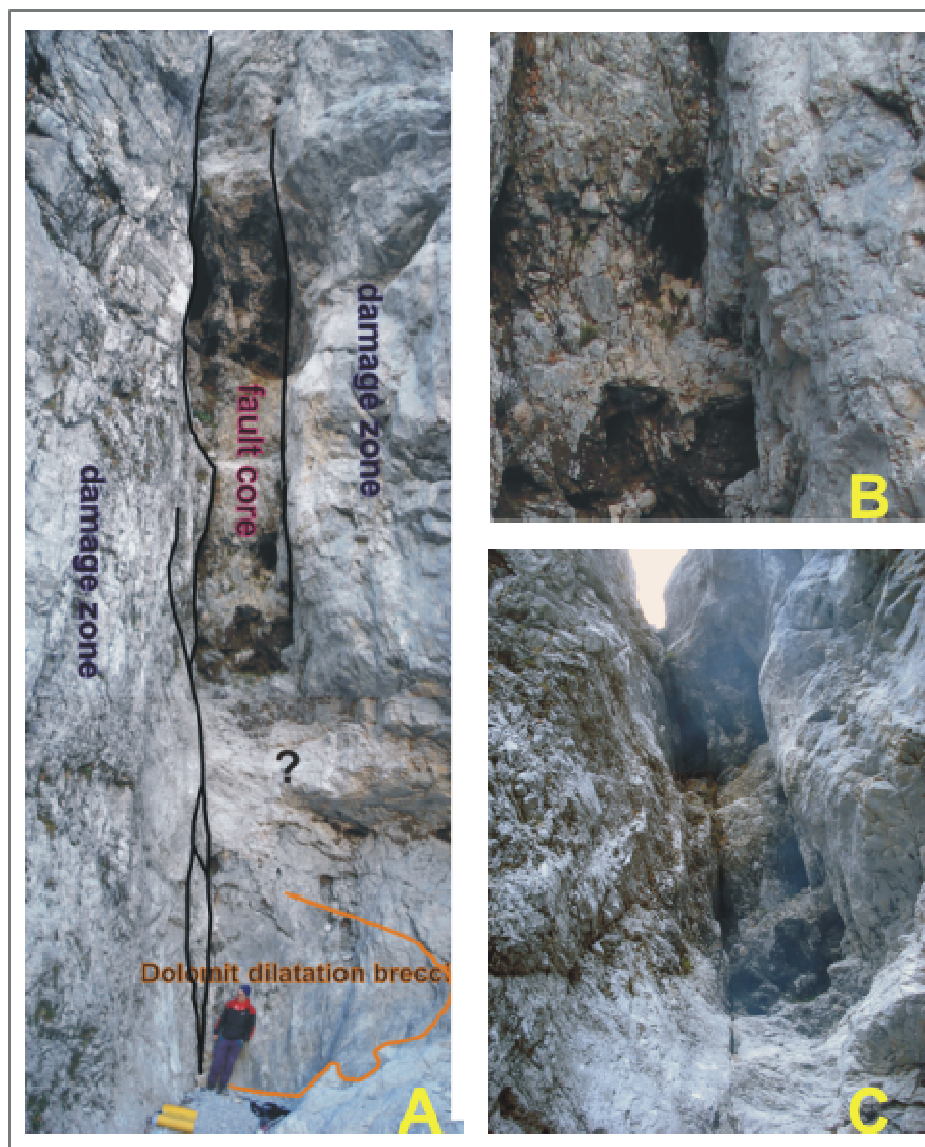


Abb.26 Der Störungskern der Störungszone A4/Unterer Ring im Überblick (Blickrichtung W)
A: Blick auf den zugänglichen Bereich der Störungskerns sowie dessen weiteren Verlauf in der Felswand über viele Zehnermeter (Blickrichtung W); Der untersuchte Bereich beschränkt sich auf die

ersten 2 Meter (vom Boden weg). Hier ist neben einer dolomitischen dilatation breccia, die nicht mehr dem Störungskern zugerechnet wird, ein Kataklasitband mit 40 cm Maximalmächtigkeit aufgeschlossen. Dieses Kataklasitband verläuft nördlich einer Schuppe mit stark geklüftetem Ausgangsgestein, welches allseitig von Harnischflächen umgeben ist. **B:** Detail aus einem Bereich etwa 10 Meter über Boden. Ab hier zeigt der Störungskern über einige Meter hinweg eine konstante Mächtigkeit, das Störungsgestein konnte in dieser Höhe nicht beprobt werden, es ist jedoch deutlich vom Nebengestein abgrenzbar **C:** Weiterer Verlauf der Störungszone

Die zum Störungskern ermittelten Strukturdaten, das Auftreten und die Verteilung der unterschiedlich entwickelten Störungsgesteine zeigten, dass der Störungskern heterogen ist. Es liegt ein in 3D komplex zu verfolgendes System von Störungsflächen vor, die sich in einer anastomosierenden Geometrie auseinander entwickeln, beziehungsweise ineinander übergehen. Entlang dieser Störungsflächen treten ebenfalls in einer komplexen 3D Geometrie Kataklasite auf. Diese sind oft vollseitig von Harnischflächen begrenzt sein, oder Harnischflächen sind innerhalb der Kataklasitbänder entstanden. Im gesamten Aufschluss liegen voneinander separierte Vorkommen von Kataklasiten (Kataklasitbändern) vor, die im ausgeschlossenen Ausschnitt (22 Meter) nicht verbunden sind. Es ist aber möglich, dass sich die Kataklasite in 3D zu zusammenhängenden Volumina verbinden.

In Abb.26A und C ist zu sehen, dass sich der Störungskern auch in den Bereichen, in denen auf Grund der Aufschlussverhältnisse keine Probennahme und Untersuchung möglich waren, deutlich im Wandverlauf weiterverfolgen lässt. Karstlöcher und Spuren bevorzugter Erosion sind am fault core zu erkennen (Abb.26B). Es ist auch zu erkennen, dass die Breite des Störungskerns in etwa konstant bleibt (etwa 1,5-2 Meter).

Die Kataklasite des Störungskerns im Bereich Profil 1 liegen in einem Band mit einer Maximalmächtigkeit von 40 cm vor (Abb.27A) und werden durch die Proben A4/1, A4/3, A4/5 (Abb.27B) repräsentiert. Sie werden von Spiegelharnischflächen begrenzt (Abb.27A), an den Harnischflächen existieren tonige Lösungsrückstände. Neben dem Kataklasitband befindet sich eine allseitig von Störungsflächen begrenzte Linse von sehr stark geklüftetem Ausgangsgestein (Abb.27C und E). An den Harnischflächen belegen kleine Riedelscherflächen (Abb.27D) den sinistralen Schersinn.

Die in Abb.28A bis H abgebildeten Handstücke und Dünnschliffe zeigen die unterschiedlichen Typen von Kataklasite auf. Kataklasite vom Typ 2 (Abb.28A) zeigen im Handstück mäßig bis gut gerundete Kalk- und Dolomitkomponenten, mäßige Sortierung und deutlich sichtbare Anteile an Matrix. Im Dünnschliff (Abb.28B und C) zeigen diese Gesteine schlechte Sortierung und variable Gehalten an Matrix. In Abb.28C ist zu sehen, dass es deutliche Matrixporosität (blau) in Kataklasiten gibt.

Weitere Gehalte an Porosität dürften sich durch Lösungsprozesse (Verkarstungsprozesse) an Mikrokluftungen ergeben (Abb.28G).

Im gesamten wirken die Kataklasite sehr kompakt. Bei genauerer Betrachtung zeigen sich „Schwächezonen“ innerhalb der Kataklasite, entlang derer der Kataklasit leichter mechanisch erodierbar ist, was seinen Grund in einer geringeren Zementation haben könnte (Abb.28H). Im Dünnschliff zeigte sich, dass die Gehalte an Matrix variieren.

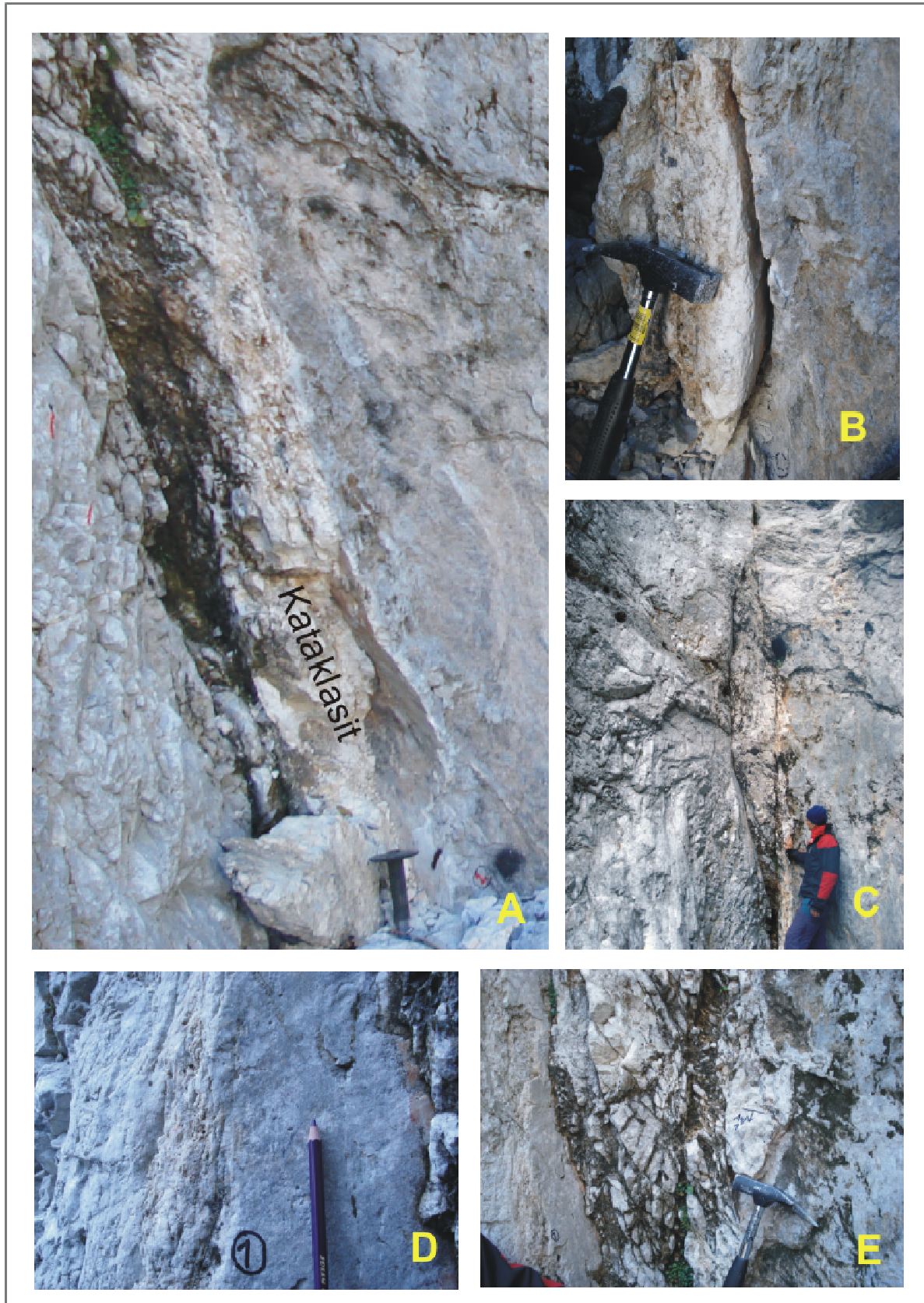


Abb.27 Störungskern der Störungszone A4/Unterer Ring im Wettersteinkalk

A: Kataklasitband im Störungskern (Maximalmächtigkeit von 30 cm); Dieses Kataklasitband liegt direkt neben einer Schuppe von stark geklüftetem Ausgangsgestein, abgegrenzt durch sinistrale Harnischflächen, Blickrichtung W **B:** Kataklasit bricht an Spiegelharnischfläche heraus (Probe A4/5), Blickrichtung W **C:** Schuppe von stark geklüftetem Ausgangsgestein, die durch Harnischflächen vom Nebengestein abgegrenzt wird, Blickrichtung W **D:** Harnischfläche mit synthetischer Riedelscherfläche (Halbmondförmiger Ausbruch) (Blickrichtung SW) welche die Schuppe mit **E:** stark geklüftetem Ausgangsgestein begrenzt, Blickrichtung W

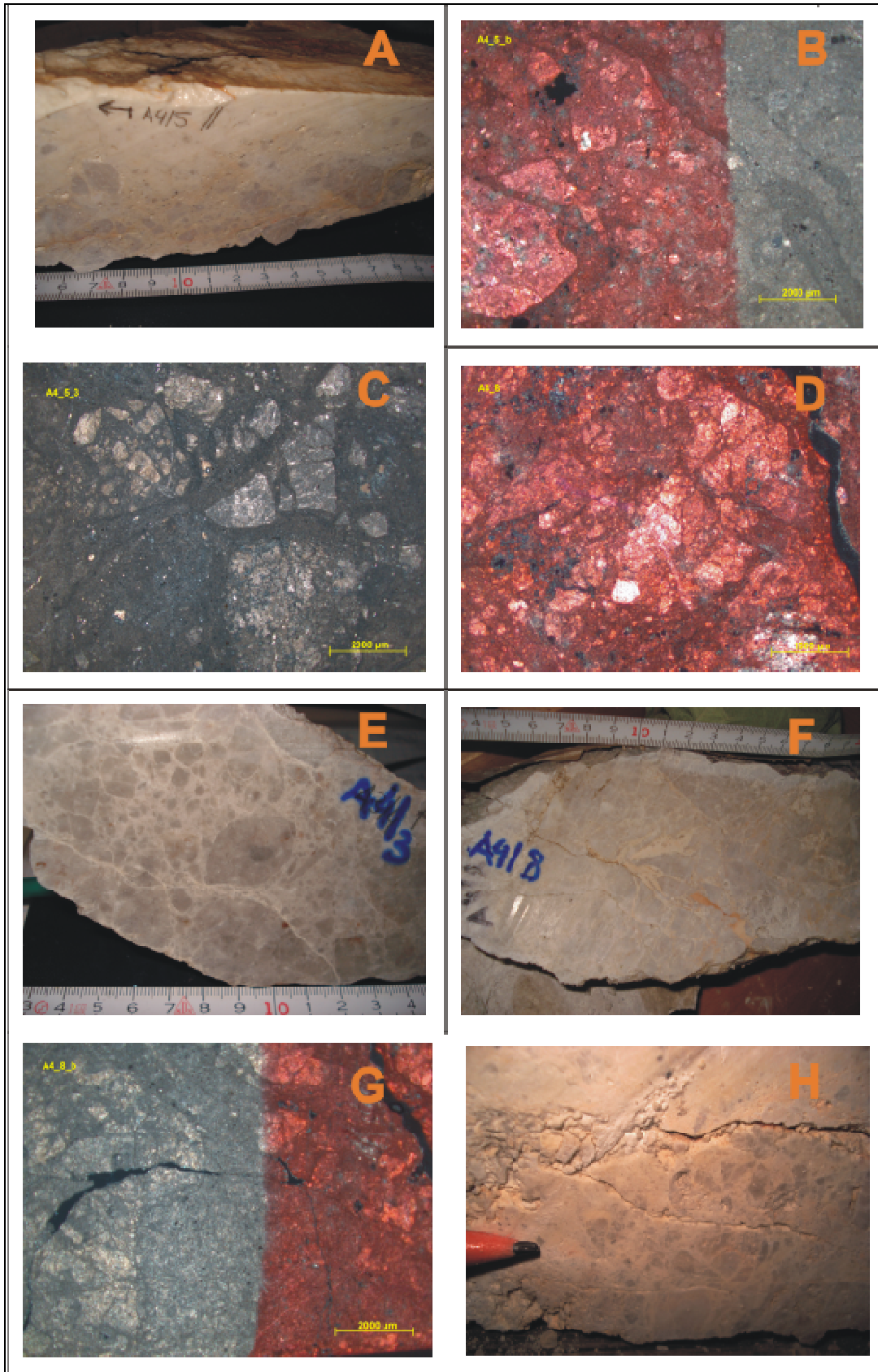


Abb.28 Störungsgesteine der Störungszone A4/Unterer Ring im Wettersteinkalk
A. Handstück Kataklasit Typ 2 aus dem fault core, **B. C.** Kataklasite Typ 2 im Dünnschliff, **D.** Dünnschliff Kataklasit Typ 1 fault core, **E.** Handstück Protokataklasit aus fault core, **F.** Probe zu Dünnschliff D, **G.** Dünnschliff Kataklasit A4/8, **H.** Handstück Kataklasit

Im Bezug auf die Porositäten (Tab.2) ergaben sich für die Kataklastite Maximalwerte von etwa 3 %. Dünnschliffe zeigen, dass kluftgebundene Porosität (fracture porosity), Matrixporosität (d. h. inter- und intragranulare Porosität) und Lösungsporosität (Karbonatlösungsprozesse entlang von Mikrokluftungen in den Kataklastiten) auftreten. Es lässt sich aus den Untersuchungen nicht quantifizieren, wie hoch der Anteil von jeweils Matrixporosität, Kluftporosität und Lösungsporosität an der Gesamtporosität ist.

Probe	Charakteristik/Fundort	Offene Porosität(%)
A4/1	Kataklastit Typ 2 Störungskern	3,00
A4/2	dilatation breccia damage zone	4,59
A4/3	Kataklastit Typ 1 Störungskern	2,18
A4/4	Wettersteinkalk ff4 und verstärkt Harnischflächen	4,32
A4/5	Kataklastit Typ 2 Störungskern	nicht bestimmbar
A4/7	Wettersteinkalk, ff3	3,88
A4/8	Wettersteinkalk, ff4	3,33

Tab.2 Porositätswerte für Proben aus dem Aufschluss A4/Unterer Ring

5.2.2 Damage Zone

Nördlich der Hauptstörung ist eine kalzitisch zementierte Dolomit dilatation breccia aufgeschlossen, die vom fault core scheinbar abgeschnitten wird. Das belegt, dass es an dieser Stelle Dilatationsprozesse unter Einfluss von eindringendem fluid gab, cataclastic flow dürfte sich später entwickelt haben und Teile der dilatation breccia eventuell inkorporieren.

Es ist das einzige Vorkommen dieser dolomitischen dilatation breccia entlang des Aufschlusses. Es gibt keine klaren Abgrenzungen in Form von Störungsflächen zum kalkigen Nebengestein, man könnte von einer Art wolkigen Verteilung sprechen (siehe Abb.29A).

Die Probe A4/2 ist repräsentativ für diesen Bereich (Abb.29B). Die Dolomitbreccie hat eine charakteristische fitted-fabric („jigsaw puzzle“) Mikrostruktur, das heißt eckige Protolithkomponenten liegen separiert durch ein Gitter von Kalzitementen vor. Die Komponenten zeigen keine bevorzugte Orientierung. Die Platznahme der kalzitischen Zemente erfolgt in mehreren Phasen in einer Art crack-seal Mechanismus (Abb.29C). Neben Zementen können auch Zonen mit feinkörniger Matrix in dilatation breccias auftreten, diese sind aber im Vergleich zu den Zementen selten. Die Zemente haben eine blockige Textur, was zeigt, dass der Prozess der Breccierung im Vergleich zur Wiederverschließung (reseal) durch Zemente schnell war. Tarasewicz et al. (2005) sprechen im Zusammenhang mit ihren Untersuchungen von single-phase-brecciation. Ob der Mechanismus zur Entstehung der dilatation breccia in diesem Fall coseismisch oder post-seismisch ist, kann nicht ausgesagt werden.

Es wäre nicht ungewöhnlich, dass es im Zuge von Dilatationsprozessen in Kalkgesteinen zu Dolomitierungsprozessen kommt (Tarasewicz et al., 2005). Ein eventueller Hinweis auf eine tektonisch induzierte Dolomitierung könnte die wolkige Verteilung der Dolomit dilatation breccia sein (Abb. 29A). Gegen eine tektonisch

bedingte Dolomitisierung spricht aber Dolomitmikrostruktur, die sich im Dünnschliff zeigte. Es gibt keine Hinweise auf zuckrige Dolomitkristalle, die auf Kosten von Kalzit wachsen.

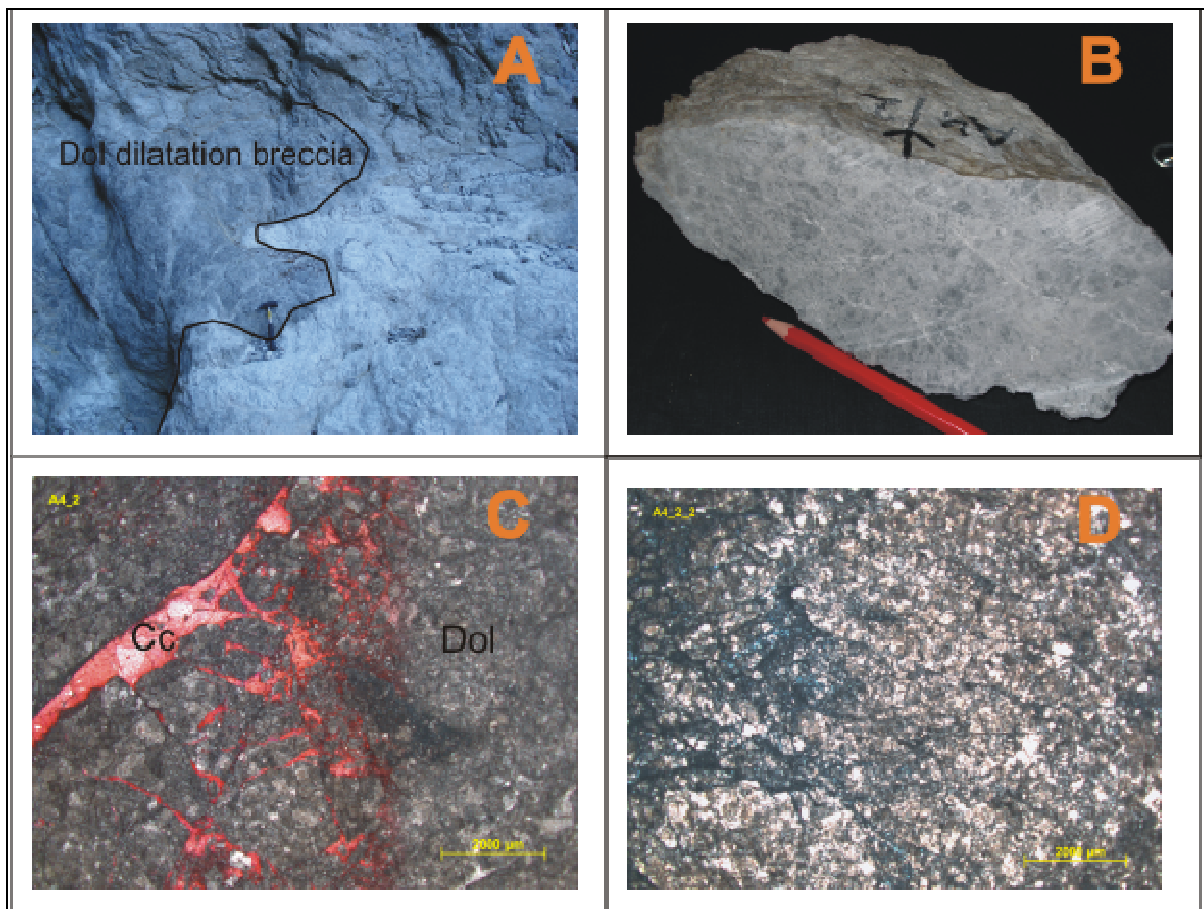


Abb.29 Dolomit dilatation breccia aus der damage zone der Störungszone A4, Wettersteinkalk
A: Dolomit dilatation breccia im Aufschluss, bemerkenswert ist die „wolkige“ Verteilung, Blickrichtung WNW **B:** Handstück Dolomit dilatation breccia **C:** im Dünnschliff: dolomitischer Protolith wird von mehrphasigen, kalzitisch zementierten Zerrspalten durchzogen **D:** Matrixporosität in der Dolomit dilatation breccia

Die offene Porosität der Dolomit dilatation breccia liegt bei 4,59% und ist somit die höchste aller Gesteine im Aufschluss. In Abb.29D ist ersichtlich, dass Teil davon Matrixporosität ist. Der andere Anteil an der Porosität dürfte durch Lösung von kalzitischen Zementen entstanden sein (siehe Abb.30).

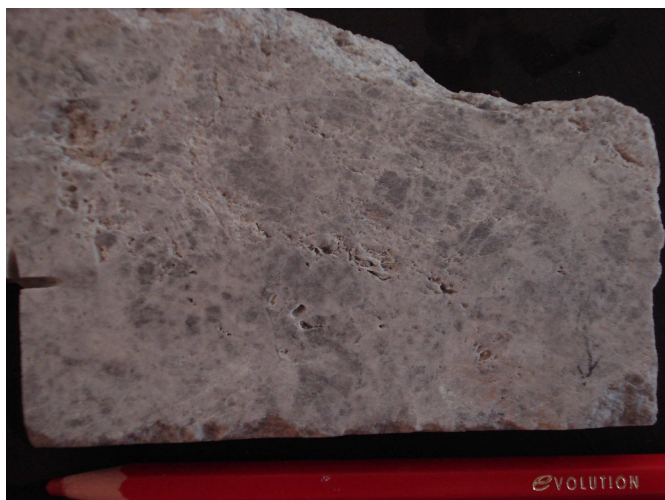


Abb. 30 Porosität Dolomit dilatation breccia

Neben der dilatation breccia sind die damage zones nördlich und südlich des Störungskerns hauptsächlich durch das vermehrte Auftreten spröder Deformationsstrukturen charakterisiert.



Abb.31 Kluffgruppenmessungen und Verlauf der Hauptstörung (Harnischflächen in Angelierplot), (Blickrichtung W)

In den damage zones nördlich und südlich der masterfault wurden Kluffgruppen ermittelt (Abb.31). Die Kluffmessungen erfolgten detailliert entlang von Profil 2 und 3, die Bereiche der damage zones nördlich und südlich der masterfault von 6 Metern Länge umfassen. Hier wurden die Kluffdichten ermittelt. Die beschriebenen Kluffgruppen treten auch außerhalb dieser Messbereiche in den damage zones auf. Es wurden dort aber nur mehr einzelne Messungen zum Vergleich gemacht.

Innerhalb der Messbereiche (Profile) ist eine genaue räumliche Begrenzung der Kluffbereiche entsprechend ihrer Intensität, das heißt Dichte, schwierig. Zusammenfassend lässt sich sagen, dass es in Bereichen (bis etwa 1 Meter vom fault core Rand in die damage zone hinein) unmittelbar angrenzend an die Hauptstörung zu einer starken Zunahme von erstens störungsparallelen Klüften und zweitens zu einer generellen Zunahme der Klüftigkeit kommt. Diese Bereiche werden alle als fracture facies 4 und 3 eingestuft. In größerem Abstand vom Störungskern (> 1m) gibt es sowohl Bereiche mit hoher fracture facies aber auch Bereiche, die nur als fracture facies 2 einzustufen sind. Weiter abseits (etwa 2 Meter) vom fault core existieren auch slip zones (Zonen lokalisierten strains) mit wiederum hoher fracture facies (siehe Abb.31).

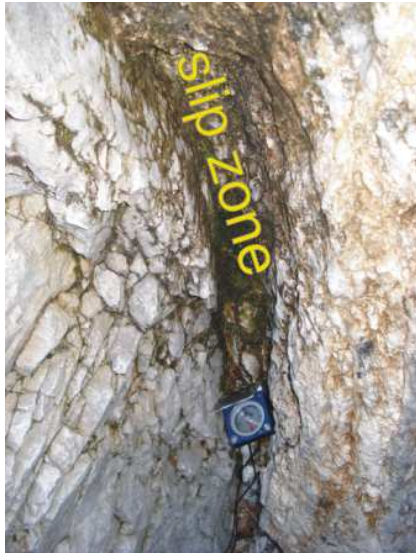


Abb. 32 slip zone und angrenzende fracture facies 3, Blickrichtung S

Folgende Kluffgruppen wurden ermittelt (Abb.33).

Die Kluffgruppe A streicht NW-SE, die Flächen stehen steil, fast vertikal und haben einen durchschnittlichen Kluftabstand von 3cm.

Die Kluffgruppe D tritt mit Abstand am häufigsten auf. Es handelt sich um fractures, die (sub-)parallel zur Hauptstörung orientiert sind. Die durchschnittliche Kluftdichte liegt bei 10 cm.

Ähnlich wie auch im Aufschluss A3 existiert eine Gruppe N-S streichender, steil stehender Klüfte (Kluffgruppe B) mit durchschnittlichen Kluftabständen von 9 cm. Weiters existiert eine Kluffgruppe sehr flacher, in etwa N-S streichender Flächen (Kluffgruppe F), durchschnittlicher Kluftabstand von 30 cm, sowie ein konjugiertes Set (Kluffgruppen E und C) NW-SE streichender, steilerer Flächen mit einem durchschnittlichen Kluftabstand von jeweils 10 cm.

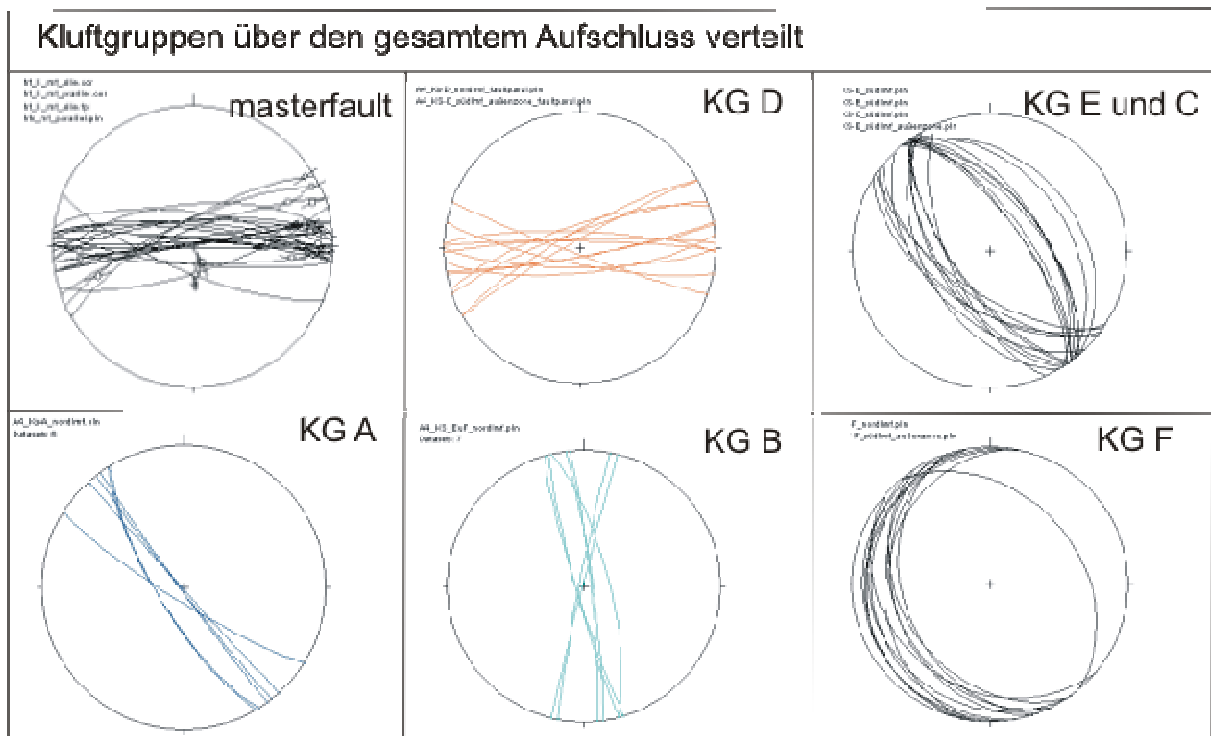


Abb.33 Kluffgruppen (ermittelt über den gesamten Aufschluss A4)

Es ist schwer genetische Bezüge zwischen den einzelnen Kluffgruppen herzustellen. Es kann nicht entschieden werden, ob alle Gruppen im Zusammenhang mit der Störungszone entstanden sind. Kluffgruppe D ist definitiv mit der Störungszone entstanden. Wie bereits erwähnt, können sich in damage zones in Verbindung mit der fault zone evolution ganz unterschiedlich orientierte fractures bilden.

N-S streichende fractures (Kluffgruppe F) könnten jünger sein und der im Kapitel 2.2.2 Tektonik und Deformationsabfolge beschriebenen D5 zugeordnet werden.

Neben den Profilen 2 und 3 ist vor allem der Aufschlusspunkt 4 (Abb.34A) durch seine fracture facies bemerkenswert. Hier ist Wettersteinkalk extrem stark geklüftet (fracture facies 4), und wird von kleinflächigen stylolithische Harnischflächen durchzogen (Abb.34B und C). Diese kleinräumigen Harnischflächen werden von sehr kleinräumig lokalisierten Kataklasiten begleitet, die in Form nur weniger mm-dünner Bänder (Abb.34D) innerhalb der stark geklüfteten Wettersteinkalke vorliegen. Räumlich liegt dieser etwa 2 Meter lange und 1 Meter breite Bereich in direkter Fortsetzung des Störungskerns und kann auf Grund der Kataklasite als ein Teil des Störungskerns interpretiert werden. Dieser Bereich hat jedoch eine ganz andere Charakteristik, als der Störungskern entlang von Profil 1.

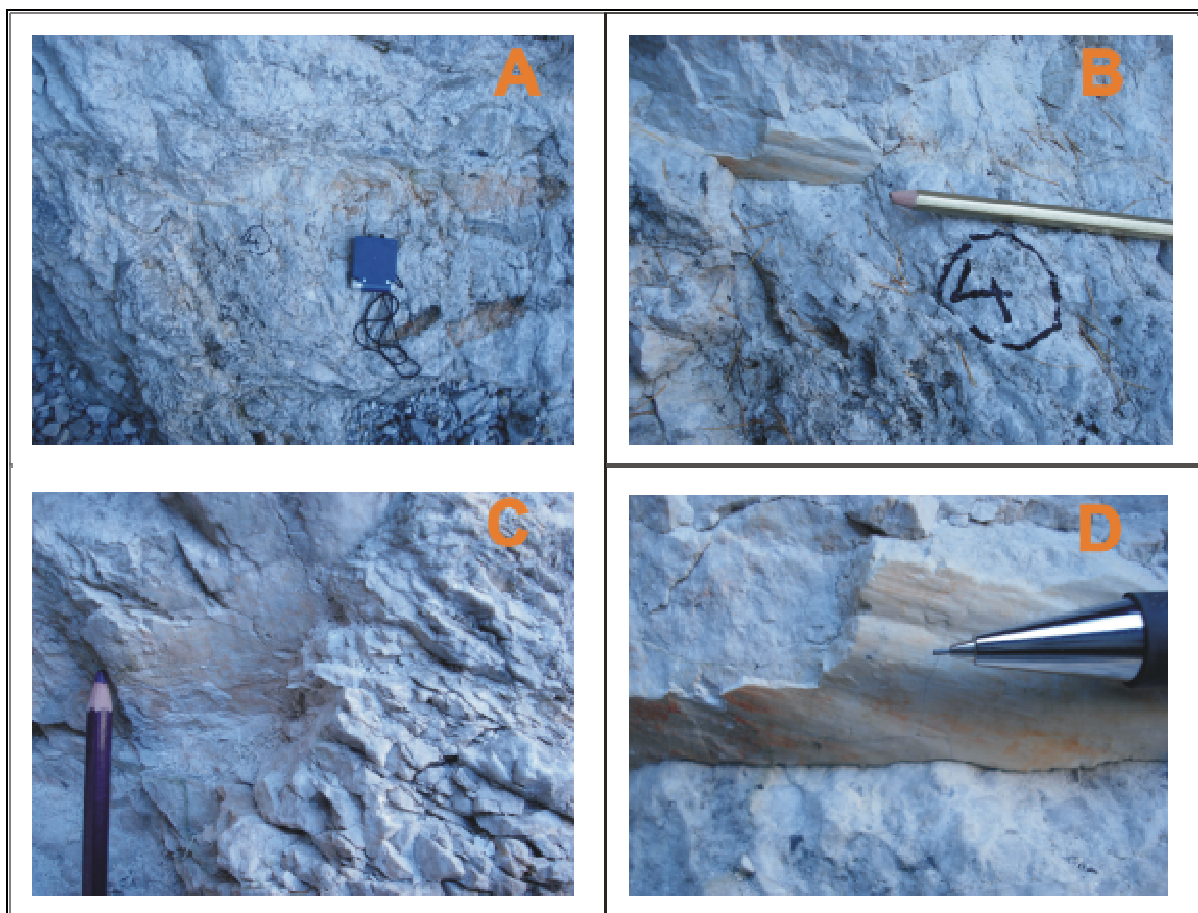


Abb.34A bis D Aufschlusspunkt 4, Wettersteinkalk in fracture facies 4 und geringmächtige Kataklasite, Blickrichtung N

5.2.3 Schlussfolgerungen

Die Störung A4 im Wettersteinkalk erlaubt eine gute strukturelle Abgrenzung von fault core und damage zones. Der fault core befindet sich im Zentrum einer symmetrischen damage zone.

Kombiniert man die einzelnen Beobachtungen rund um den fault core, so zeigt sich ein Bild, dass der fault core hinsichtlich seiner Mächtigkeit und Zusammensetzung durchaus variabel ist. Es liegt keine durchgehende Kataklasitzone mit einer konstanten Mächtigkeit vor. Es gibt neben Kataklasitbändern mit variabler Mächtigkeit auch Zonen, mit Ausgangsgestein, das durch Klüfte extrem stark zerlegt ist. In diesen Zonen sind kleinräumig Bewegungsflächen in Kataklasiten mit wenigen mm Mächtigkeit lokalisiert (Aufschlusspunkt 4).

Kataklasite des fault cores variieren hinsichtlich ihrer Mächtigkeit, sie liegen in Bändern vor, wahrscheinlich ließen sie sich in 3D zu einer Art Anastomosing-Geometrie zusammenfügen. Sie sind im Vergleich zum Nebengestein der damage zones leichter errodierbar. Karstlöcher zeigen auch Verkarstungsprozesse an Kataklasiten an. Eine Dolomit dilatation breccia deutet Dilatationsprozesse im Zuge der Entstehungsgeschichte der Störungszone an. Diese hat zeitlich vor der Entwicklung der Kataklasite stattgefunden, da Kataklasite des fault core die Dolomit dilatation breccia durchschneiden. Dies kann nur für diesen Bereich der Störungszone behauptet werden.

Porositätsmessungen und Dünnschliffe der Proben zeigen, dass die Porositäten für Katakalsite und Protolith (fracture facies 3 und 4) hauptsächlich an Klüfte gebunden sind. Matrixporosität ist im Vergleich zur Kluftporosität geringer.

In Bereichen rund um die Hauptstörung treten Bereiche mit hohen Kluftdichten auf, besonders in unmittelbarer Nähe zur masterfault ist der Wettersteinkalk extrem stark zerlegt (fracture facies 4, siehe Abb.35).



Abb.35 Störungszone A4 im Wettersteinkalk

links: fracture facies 4, Blickrichtung S rechts: Klüfte im größeren Maßstab in der damage zone südlich der Hauptstörung, Blickrichtung W

In größerem Maßstab lässt sich ebenfalls eine erhöhte Durchtrennung des Wettersteinkalks durch Kluftgruppen erkennen. Störungsparallele Klüfte dominieren. Diese können zum Großteil mit Kluftgruppen, die im kleineren Maßstab im Zuge der Aufschlussaufnahmen gemessen wurden, korreliert werden. Die damage zone erstreckt sich mehrere Zehnermeter ins Ausgangsgestein, wenn man die erhöhte Klüftigkeit als Maßstab heranzieht (siehe Abb.35).

Insgesamt kam es im Zuge der Entwicklung der Störungszone zu den folgenden Prozessen:

- Dilatationprozesse durch eindringende fluids (Dolomit dilatation breccia) und eventuell damit assoziierte Dolomitierungsprozesse
- peripheral wall rock weakening (Fracture facies 3 und 4) als ein, die gesamte Störungszoneentwicklung begleitender Prozess
- Lokalisierung von strain in Zonen mit cataclastic flow (Kataklasitenstehung)

Es gibt keine Hinweise auf Zementationsprozesse in den damage zones abseits der dilatation breccia. Peripheral wall rock weakening schafft somit große Anteile an unzementiertem Kluftvolumen in den damage zones. Diese können daher als hoch permeable Elemente der Störungszone eingestuft werden.

Verkarstungserscheinungen, die bevorzugt am fault core auftreten, könnten dazu führen, dass auch der fault core zu einer höher permeablen Einheit in der Störungszone wird. Es kann aber aus den Aufschlussdaten nicht geschlossen werden, wie umfangreich beziehungsweise wie weit ausgedehnt (in 3D) diese Karststrukturen sind.

5.3 STÖRUNGSZONE GRIESGASSL

Das Griesgassl (Abb.36) ist eine imposante Störungszone im westlichen Bereich des Brunntals, nördlicher Hochschwab (GPS-Koordinaten X: 277.300, Y: 653.400). Es handelt sich um eine ENE-streichende sinistrale Scherzone in hellgrauen Kalken, die der Wettersteinformation (Mittlere Trias).



Abb.36 Aufschluss A5/Griesgassl im Wettersteinkalk
Links: Blickrichtung WSW in des Griesgassl Rechts: Blick nach ENE, aus dem Störungskern

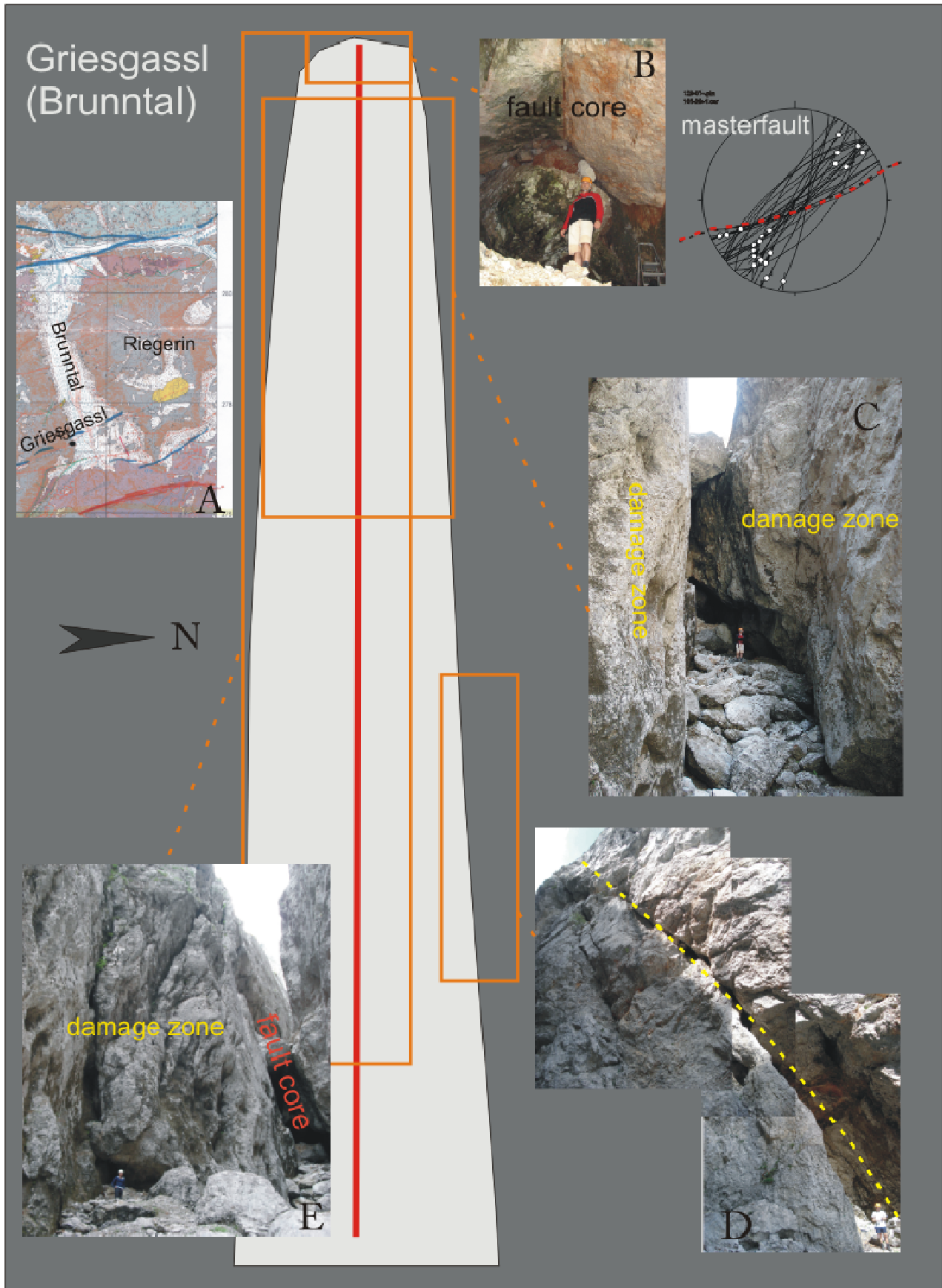


Abb.37 Kartenansicht A5/Griesgassl, Wettersteinkalk

A: Ausschnitt aus der geologischen Karte (Bryda, 2001) **B:** in Form einer Halbhöhle aufgeschlossener fault core (Blickrichtung WSW) und Verlauf der masterfault (Harnischflächen, Angelierplot) **C:** damage zones nördlich und südlich des fault core **D:** prominente, N-S streichende Störung im Bereich der damage zone nördlich des fault core, verstärkt Klufmessungen durchgeführt (Blickrichtung N) **E:** fault core, damage zone und prominente Riedels, verstärkt Klufmessungen durchgeführt (Blickrichtung WSW)

Der begehbare Teil des Aufschluss umfasst einen etwa 116m langen Bereich, der nördlich und südlich von senkrechten Wänden begrenzt wird und der als Schlucht bezeichnet werden kann. Im westlichen Bereich ist ein etwa 4 Meter breiter Störungskern in einer Halbhöhle aufgeschlossen, an der breitesten Stelle beträgt die Schlucht 14,5 m.

Auf Grund der Größe der Störungszone wurde eine schematische Überblicksgraphik erstellt (Abb.37).

Die Dimension (116 m Länge) des Griesgassl erlaubt keine detaillierte Profilaufnahme, wie es zum Beispiel im Aufschluss A1 möglich war. Folglich wurden einzelne, besonders interessante und markante Aufschlusspunkte ausgewählt, an denen Strukturen, Störungsgesteine, Tektonik, Kluffgruppen und weiteres ermittelt wurden. Diese Einzelbetrachtungen wurden letztlich zu einem Gesamtbild zusammengefügt.

5.3.1 Kinematische Daten

Die in Abb.38 dargestellten Störungsflächendaten enthalten eigene Messungen sowie Strukturdaten von Decker (2000). Im Griesgassl lassen sich zwei unterschiedliche Deformationsphasen aus den Daten ableiten. Der Großteil der auftretenden Störungsflächen sind ENE-SSW-streichende Harnischflächen mit flachen, sinistralen Linearen sowie großmaßstäbliche Riedelscherflächen, die eine sinistrale Blattverschiebung belegen und der Deformationsphase D3 zugeordnet werden. Die Riedelscherflächen sind en-echelon angeordnet und nach oben konvex, sie belegen eine Flower Structure. Diese Strukturen sind kompatibel mit transpressiven Störungen an konvergenten Blattverschiebungsduplexen, die ein restraining bend an der SEMP darstellen.

Überprägende Lineare auf den Blattverschiebungen fallen steil nach E beziehungsweise W ein. Die Strukturen werden einer Reaktivierung der Harnischflächen unter E-W-gerichteter Extension (D4) zugeordnet. Weiters existieren N-S-streichende Harnischflächen, die jünger als die Strukturelemente der D3 und der D4 sind.

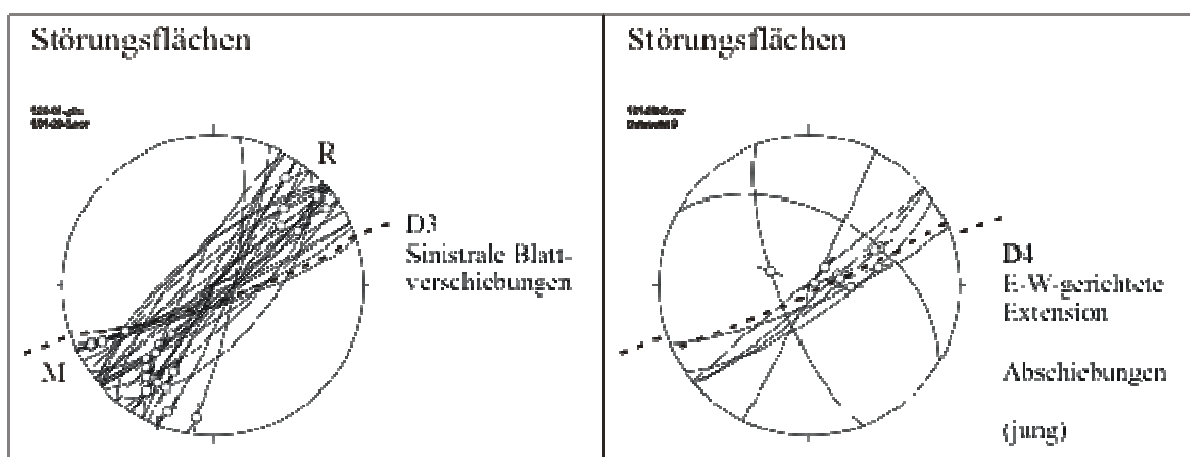


Abb. 38 Tektonische Daten, A5/Griesgassl, Wettersteinkalk (Decker, 2000)

Über den gesamten Störungsverlauf konnten insgesamt 12 unterschiedlich orientierte Kluffgruppen identifiziert und gemessen werden (siehe Abb.39). Deren Kluffdichte variiert natürlich über den gesamten Aufschluss. Die hier angeführten Werte sind Durchschnittswerte und sie gelten für stark geklüftete (fracture facies 3 und 4), gut aufgeschlossene Bereich innerhalb der damage zones.

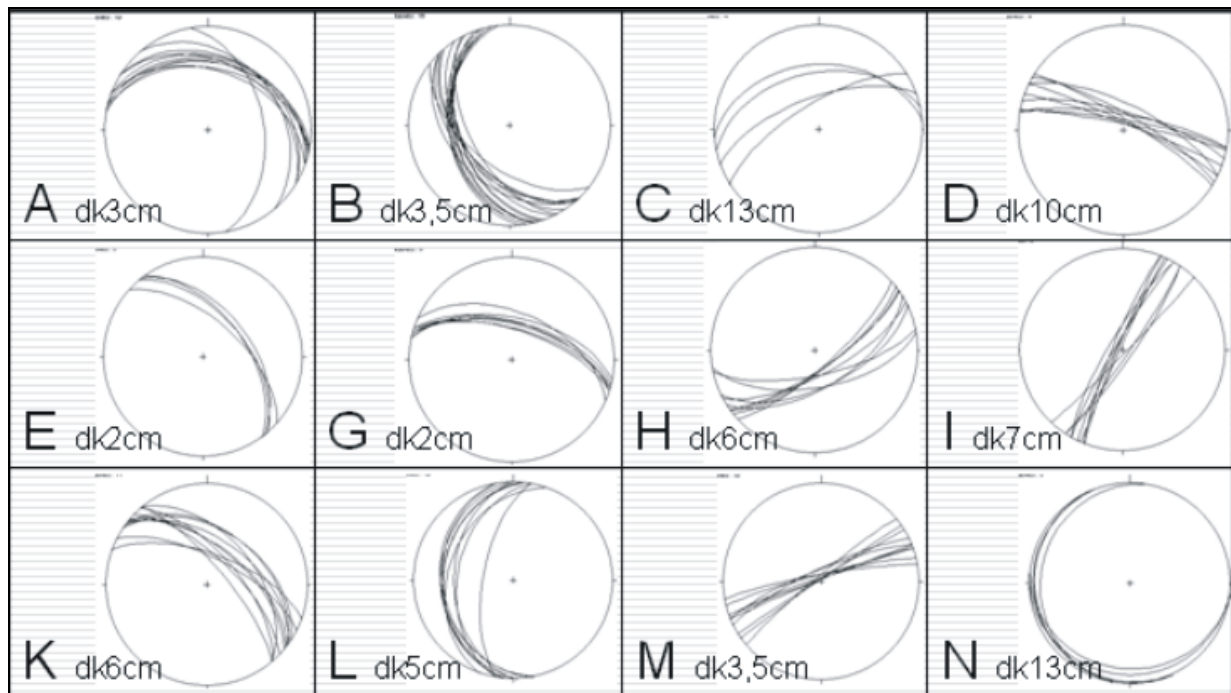


Abb.39 Kluffgruppen im Aufschluss A5/Griesgassl (über den gesamten Aufschluss gemessen)

Es ist auffällig, dass vor allem in Bereichen südlich des fault cores großmaßstäbliche Riedelscherflächen auftreten und die Kluffdichten (Abb.41B und C) in Bereichen zwischen Riedels und fault core generell am höchsten sind. In den Bereichen nördlich des fault cores fehlen vergleichbar große Bereiche mit fracture facies 4. Es liegt also eine asymmetrische Verteilung in Punkto Deformationsintensität und daraus resultierenden Kluffdichten um den Störungskern vor.

In der südlichen damage zone findet sich auch eine slip zone, die ein toniges Störungsgestein enthält (Abb.41A). Sie streicht NNE-SSW, ist jünger als die Blattverschiebung und könnte zu einer N-S streichenden, steil stehenden Störungszone (Abb.40) passen, die im Bereich der damage zone nördlich der fault core gut aufgeschlossen ist. In diesem Bereich kommt es wieder zu deutlich erhöhten Kluffdichten (siehe Abb.41D), die hier mit der Überlagerung der damage zones der N-S streichenden Störungszone mit dem Griesgassl (sinsitrale ENE-WSW Blattverschiebung) erklärt werden kann. Die N-S streichenden Strukturelemente sind jüngere Strukturen, die im Rahmen E-W gerichteter Extension entstanden sind. Dabei kam es zur Reaktivierung von älteren Strukturen, wobei dies nur kleinmaßstäblich zu beobachten ist.

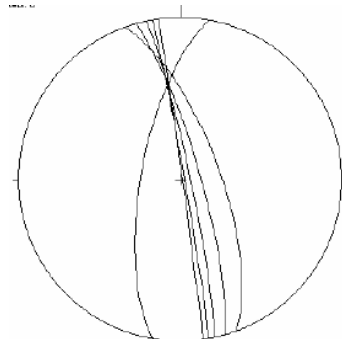


Abb.40 N-S streichende Störung (assoziierte Harnischflächen)



Abb.41 fracture facies im A5/Griegassl, Wettersteinkalk

A: slip zone abseits des fault core und damit assoziierte fracture facies 4 in der damage zone südlich vom Störungskern, Abstand 2,5 Meter vom Störungskern, Blickrichtung SSE **B:** fracture facies 4 innerhalb der damage zone südlich vom fault core, Blickrichtung SSE **C:** fracture facies 4 innerhalb der damage zone südlich des fault core B und C befinden sich in einem Bereich zwischen Störungskern und einer großmaßstäblichen Riedlescherfläche, Blickrichtung SSE **D:** fracture facies 3 assoziiert mit einer N-S streichenden Störungszone (vermutlich jünger) in damage zone nördlich vom fault core, Blickrichtung NNW

5.3.2 Fault Core

Der Störungskern ist in einer Halbhöhle aufgeschlossen. Die Aufschlussverhältnisse dort sind schwierig. Decke und Wände sind (durch die vorhandene Feuchtigkeit) oft schmierig und von Algen bewachsen, das Gestein ist sehr brüchig. Verkeilter Schutt an der Firse der Höhle macht die Probennahme gefährlich und teilweise unmöglich.

Im gesamten liegt ein etwa 4 Meter mächtiger Störungskern vor, der sich auch im weiteren Verlauf der Störungszone (schätzungsweise 150 Höhenmeter) mit freiem Auge sehr gut vom Nebengestein (den angrenzenden damage zones) abgrenzen lässt. In Abb.45A sieht man das Störungsgestein des fault core zwischen großflächigen, nahezu senkrecht stehenden Harnischflächen. Es zeigt sich, dass Störungsgestein aus dem fault core leichter erodiert wird, als Gestein aus den damage zones.

Abb.45D zeigt den Bereich der Halbhöhle. Nur in diesem Bereich konnten Gesteine des fault core in situ beprobt und untersucht werden.

Die Seitenwände der Halbhöhle sind großflächige Spiegelharnischflächen, die Decke bildet ein etwa 4 Meter mächtiges Störungsgestein, das als Kataklasit eingestuft werden kann. Dieser Kataklasit wird zusätzlich von zahlreichen stylolithischen,

kleinräumigen Flächen durchzogen. Stylolithische Harnischflächen in den Kataklasiten des Störungskerns sind durch tonige, rostbraune Lösungsrückstände gekennzeichnet (siehe Abb.42C). Durch diese Flächen erhalten Kataklasite eine Mikrostruktur, die einer weitständigen Schieferung ähnlich ist. Der Abstand zwischen den Flächen liegt bei wenigen Zentimetern (Abb.42B). Ihre Orientierung konnte auf Grund der Aufschlussverhältnisse nicht gemessen werden. Die Dominanz störungspareller aber auch N-S streichender Flächen (Abb.42B) ist deutlich erkennbar. Es existieren aber auch anders orientierte Flächen.

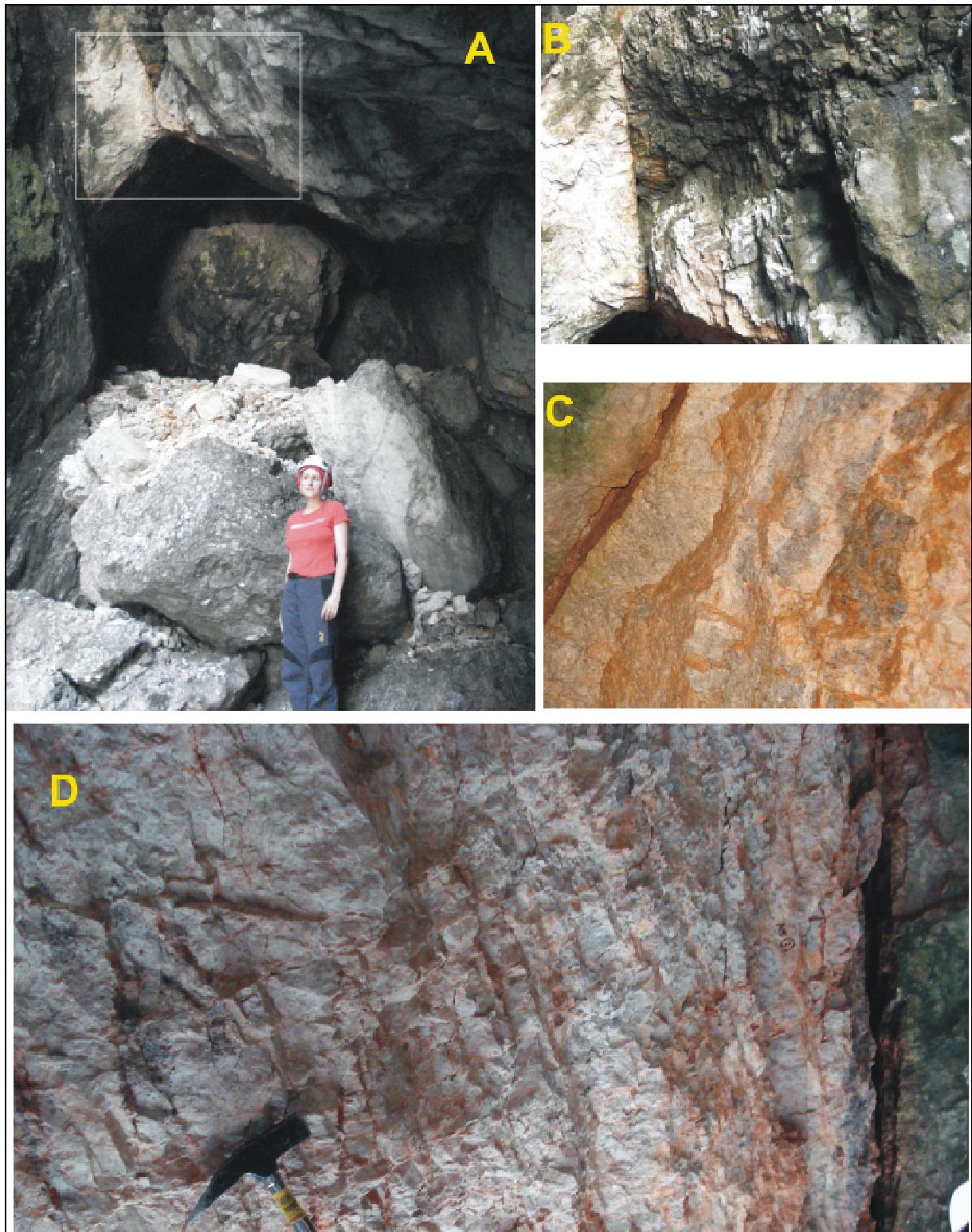


Abb. 42 Halbhöhle Störungskern

A: Halbhöhle, in der 4 m mächtige Störungsgesteine an der Firste aufgeschlossen sind, Blickrichtung WSW **B:** im Störungsgestein befinden sich zur Hauptstörung parallele sowie N-S streichende Flächen **C:** stylolithische Harnischflächen im Abstand von 2-5 cm durchziehen die Kataklasite des Störungskerns, rostbrauner Bereich: fault gauge (1cm mächtig) und zum Kataklasit angrenzende Harnischfläche **D:** Kataklasit (an der Höhlenfirste) durchzogen von stylolithischen Harnischflächen (rötliche Farbe)

Kataklasite des Störungskerns werden von einer sehr scharf abgegrenzten Störungsfläche (Abb.42B) durchzogen, die sich nicht im Zentrum der Kataklasite befindet, sondern 1 Meter entfernt von der südlichen sowie 3 Meter entfernt von seiner nördlichen Begrenzung befindet. Entlang dieser Störungsfläche befindet sich eine 1 cm mächtige, weiche, tonige fault gauge (Abb.43A).

In diesem fault core sind sowohl cataclastic flow (Volumszunahme) sowie auch Lösungsprozesse (Volumsabnahme) durch die Störungsgesteine dokumentiert. Die in Abb.43A bis H dargestellten Proben und ihr Auftreten im fault core in situ zeigen diese unterschiedlichen Prozesse und Entwicklungsstufen an. Das was im gesamten als Kataklasit im fault core bezeichnet wird, sind hinsichtlich der Deformationsintensität Zonen unterschiedlich stark entwickelter Kataklasite (Protokataklasit bis Kataklasit Typ 2).

Die Probe A5/5 (Abb.43H) zeigt einen Übergang von einer dilataion breccia zu Kataklasit Typ 1 und Kataklasit Typ 2. Cataclastic flow dürfte sich hier im Laufe der Zeit im Bereich Kataklasit Typ 2 verstärkt lokalisiert haben. Die unterschiedlichen Proben zeigen generell, dass der fault core in sich gewisse Heterogenitäten hinsichtlich der Deformationsintensität aufweist. Cataclastic flow des Störungskerns scheint kein homogener, gleichmäßig ablaufender Prozess zu sein. Es dürfte so sein, dass sich im Laufe der Störungszonenentwicklung strain im fault core durch cataclastic flow an unterschiedlichen Stellen unterschiedlich stark lokalisiert. Das erklärt unterschiedlich stark deformierte beziehungsweise entwickelte Kataklasite. So steht die Probe in Abb.43G für einen Bereich mit Kataklasit Typ 2 in dem sich cataclastic flow stärker lokalisiert hat, als in anderen Bereichen (Abb.43F). Am Rande des Störungskerns finden sich Protokataklasite (Abb.43C), die geringere Deformationsintensität belegen.

Gesteine, die durch cataclastic flow entstanden sind, werden später von Lösungsprozessen überprägt, die sich in Form der tonigen fault gauge sowie in Form toniger Lösungsrückstände und stylolithischer Harnischflächen im gesamten fault core finden (Abb.42D). Die Probe in Abb.43E wurde als „Drucklösungsbreccie“ bezeichnet und zeigt einen Wettersteinkalk als Protolith, der durch, in sämtlichen Orientierungen auftretenden, Lösungsflächen (rötlich) durchzogen wird und so quasi eine Breccienmikrostruktur erhält. Hier wurde Ausgangsgestein und nicht ein Kataklasit durch Drucklösung überprägt.

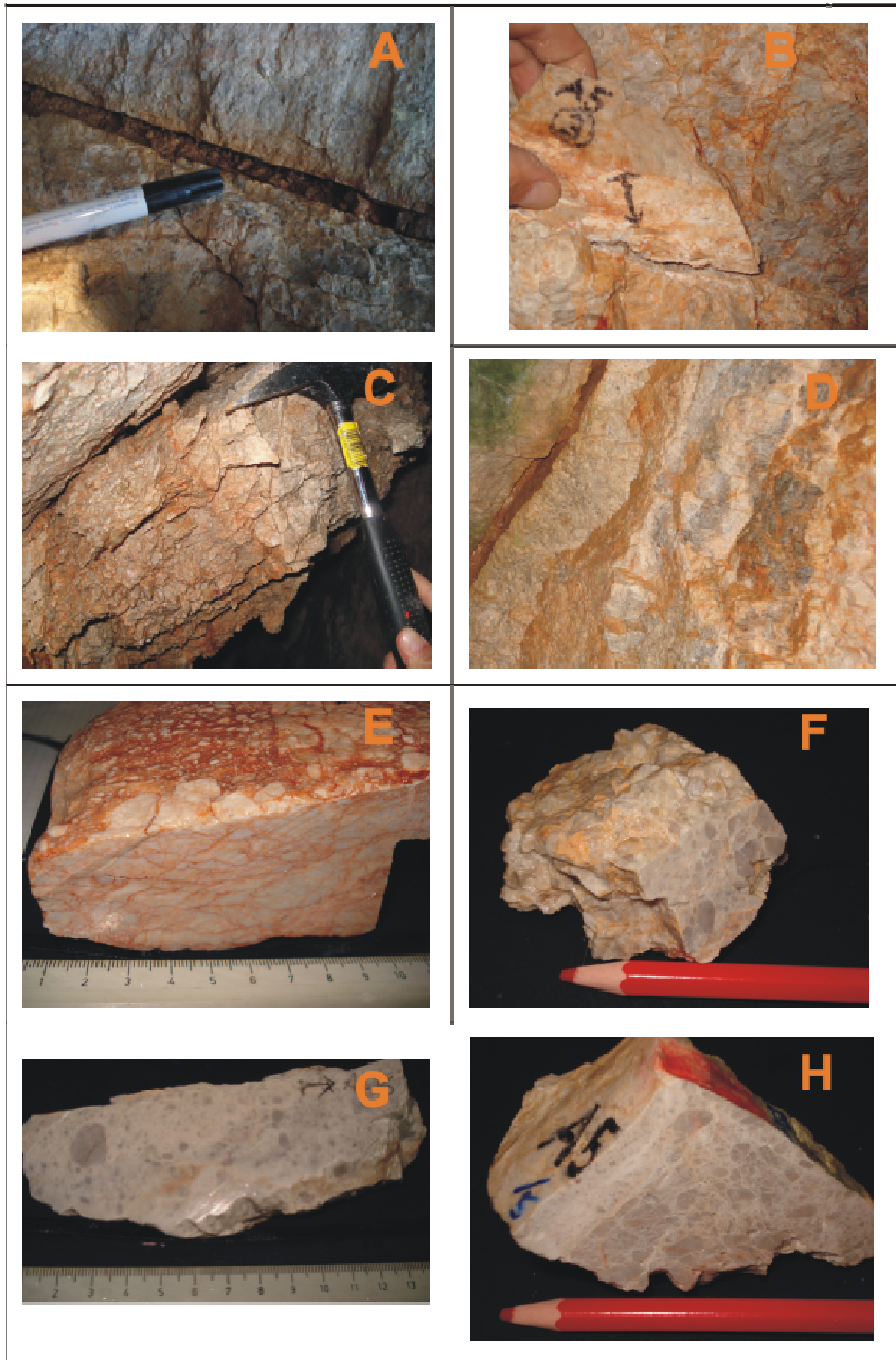


Abb.43 Störungsgesteine Griesgassl

A: etwa 1 cm mächtige fault gauge im Zentrum des fault core **B:** Kataklasit im fault core, rötliche Lösungsrückstände **C:** verwitterter Drucklösungsbreccie **D:** an die fault gauge angrenzender Bereich von Kataklasit Typ 2, von stylolithischen Harnischflächen durchzogen **E:** Drucklösungsbreccie **F:**

Protokataklasit fault core (Probe A5/2) **G**: Kataklasit Typ 2 fault core **H**: Übergang Protokataklasit in Kataklasit Typ 2

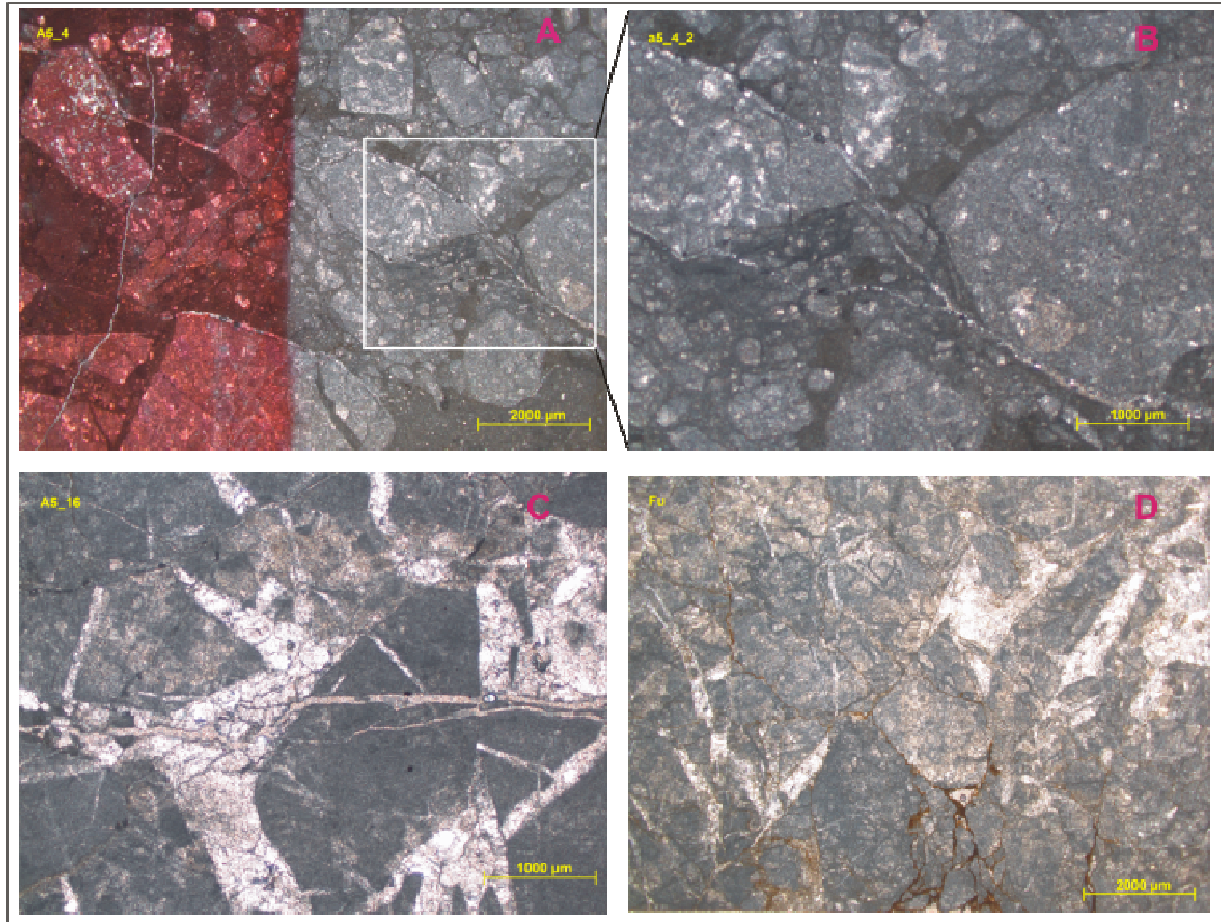


Abb.44 Dünnschliffe der Proben aus dem Störungskern

A, B: Typische Kataklasite (Typ 1-2) des fault core mit schlechter Sortierung, kaum gerundeten Komponenten und jüngeren Mikroklüften. Im Dünnschliff gibt es keine Anzeichen für hohe Porositäten, weder Matrixporosität noch Kluftporosität **C:** dilatation breccia, dolomitisch zementierte veins **D:** Drucklösungsbreccie; zu sehen sind die bräunlich-rötlichen stylolithischen Lösungsrückstände, die das Gestein in einem feinen Netzwerk durchziehen und den ursprünglichen Gesteinsverband auflösen.

Die Porositätsmessungen (Tab.3) für die Proben zeigten vor allem für Kataklasite stark streuende und insgesamt relativ hohe Werte an offener Porosität. Die durchschnittliche Porosität für Störungsgesteine aus dem fault core liegt bei 3,3 %. Die relativ hohen Porositätswerte für Kataklasite können nicht gut mit den Dünnschliffbeobachtungen korreliert werden, die weder hohe Gehalte an Matrix oder Kluftporosität andeuten. Die Porosität für Proben von Ausgangsgestein aus Bereichen mit fracture facies 3 und 4 liegt zwischen 2 und 3%. Bereiche mit fracture facies 2 haben sehr geringe Porositätswerte von unter 1 %.

Probe	Charakteristik/ Fundort	offene Porosität(%)
A5/1	<i>Kataklasit Typ 1</i> Störungskern	3,55
A5/2	<i>Protokataklasit</i> Störungskern	2,49
A5/3	<i>Kataklasit Typ 2</i> Störungskern, First, nördlich der masterfault	1,41
A5/4	<i>Kataklasit</i> Störungskern, Firste, nördlich der masterfault	2,98
A5/5	<i>Kataklasit</i>	3,95

	Störungskern, Südseite	
A5/6	<i>Kataklasit Typ 2</i> Störungskern, Firste, nördlich der masterfault	4,78
A5/7	<i>Kataklasit Typ 2</i> Störungskern, Firste, südlich der masterfault	2,04
A5/8	<i>Kataklasit Typ 1</i> Störungskern, Firste, nördlich der masterfault	2,71
A5/9	<i>Dilatation Breccia</i> Störungskern, südlich der masterfault	3,58
A5/10	<i>Kataklasit Typ 1</i> Störungskern, Decke, nördlich der masterfault	Absandung
A5/11	<i>Kataklasit Typ 1</i> Störungskern, Decke, nördlich der masterfault	2,46
A5/12	<i>Wettersteinkalk</i> Nördliche damage zone, ff 3	2,34
A5/13	<i>Wettersteinkalk</i> Südliche damage zone ff 4	3,21
A5/15	<i>Wettersteinkalk</i> Südliche damage zone, ff 2	0,99
A5/16	<i>Wettersteinkalk</i> Südliche damage zone, ff 4	2,06
A5/16a	<i>Wettersteinkalk</i> Südliche damage zone, ff 2	0,77

Tab.3 offene Porosität für Proben aus der Störungszone A5/ Griesgassl im Wettersteinkalk

5.3.3 Damage Zone

Die damage zones reichen zu beiden Seiten des Störungskerns einige Zehnermeter in das Nebengestein hinein. Die intensive spröde-tektonische Deformation, die sich in den damage zones der Störungszone A5/Griesgassl zeigt, umfasst Strukturen, die mit der Entstehung der Hauptstörung in Verbindung stehen, es gibt aber auch zahlreiche Strukturen, die mit späteren Deformationsevents zu tun haben.

Mit der Entstehung der Hauptstörung stehen großmaßstäbliche Riedelscherflächen im Zusammenhang, die nach oben convex aus der Hauptstörung heraus biegen. Der Abstand zwischen den Riedelscherflächen liegt bei 1,5- 2 Metern. Zwischen solchen Riedelscherflächen und dem fault core bestehen Bereiche mit extrem starker Klüftung des Wettersteinkalks. Hier sind Abstände für Klüfte mit extrem unterschiedlichen Orientierungen sehr gering (<1cm). Es gibt keine Dominanz bevorzugt störungsparallel orientierter Klüfte. Diese intensiv zerklüfteten Bereiche treten hauptsächlich in solchen, mit Riedelscherflächen assoziierten Zonen auf.

Es ist auffällig, dass in der südlichen damage zone generell höher Klüftdichten bestehen, als in der nördlichen damage zone. In der nördlichen damage zone gibt es im Umfeld N-S streichender Störungen ebenfalls hohe Klüftdichten, diese lassen sich jedoch nicht mit denen der südlichen damage zone vergleichen. Hinsichtlich der Klüftintensität (Klüftdichten) liegt also eine asymmetrische damage zone rund um die Hauptstörung vor.

Es finden sich in den damage zones keine Hinweise auf Zementationsprozesse durch eindringende Fluids. Dilatation breccias, offene oder zementierte Zerrspalten fehlen in den damage zones.

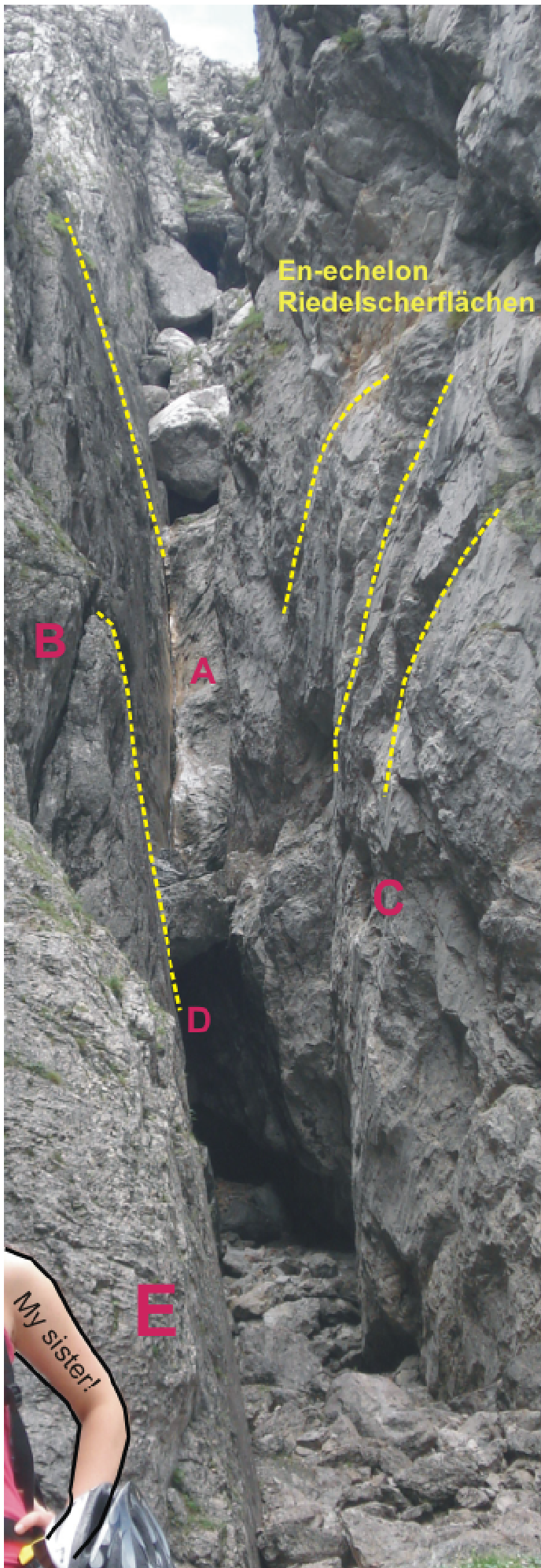


Abb.45 Störungszone A5/Griesgassl (Blickrichtung WSW)

- A:** fault core, Störungsgestein deutlich abgegrenzt vom Nebengestein durch großflächige Harnischflächen
- B:** großmaßstäbliche Riedelscherflächen biegen vom fault core in die damage zones ab, zwischen Riedelscherfläche und fault core befinden sich Zonen erhöhter Deformation (fracture facies 4)
- C:** damage zone nördlich des fault core mit geringerer Deformationsintensität
- D:** Bereich der Halbhöhle (fault core aufgeschlossen)
- E:** fracture facies 4 in damage zone südlich des fault core



Abb.46 damage zone südlich des fault core (Blickrichtung WSW)

Die damage zone nördlich der masterfault wirkt kompakter, hier sind vor allem eine markant N-S streichende Störungszone und damit assoziierte Störungsflächen im Wandverlauf ersichtlich (siehe Abb.47)



Abb.47 damage zone nördlich der masterfault (Blickrichtung NNW)

5.3.4 Schlussfolgerungen

Tektonisch handelt es sich beim Griesgassl um eine ENE-SSW streichende sinistrale Blattverschiebung mit großmaßstäblichen en-echelon Riedelscherflächen. Die Harnischflächen der Hauptstörung werden als jüngere Abschiebungen reaktiviert. Diese Strukturen werden von jüngeren N-S streichenden, steil stehenden Störungen geschnitten.

Der Störungskern ist in Form einer Halbhöhle im westlichsten Bereich des Aufschlusses aufgeschlossen. Hier finden sich 4 Meter mächtige Kataklastite vom Typ 1 bis 3, weiters wurden Protokataklastite und eine Drucklösungsbreccie gefunden.

Die Mächtigkeit des fault core ist mit 4 Metern im gesamten Aufschluss (etwa 60 Meter) annähernd konstant. Der fault core ist asymmetrisch aufgebaut, wobei im südlichen Teil etwa 50 cm mächtige, durch Drucklösung überprägte Zone von stark zerbrochenem Wettersteinkalk (FF 4) auftritt. Kataklastite fehlen bis auf eine wenige cm mächtige Zone im direkten Kontakt zum fault gauge. Der südliche Bereich wird durch einen 1 cm mächtigen tonigen fault gauge vom nördlichen Teil abgegrenzt. Den nördlichen Teil des fault cores bilden etwa 3 Meter mächtige Kataklastite, die durch Drucklösung überprägt werden.

An Hand der Störungsgesteine lassen sich folgende Deformationsprozesse unterscheiden, die bei der Entstehung und Weiterentwicklung der Störungszone eine Rolle gespielt haben müssen. Die Bildung von dilatation breccias weist auf Dilatationsprozesse unter der Beteiligung von Porenflüssigkeiten hin. Der dominante Deformationsmechanismus ist aber kataklastisches Fließen, das sich im Störungskern durch entsprechende Störungsgesteine abbildet. Beide Prozesse sind mit einer Volumszunahme verbunden. Toniger fault gauge, Stylolithe und stylolithische Harnischflächen, die ebenfalls im Kern der Störung beobachtet werden, belegen Drücklösungsprozesse, die mit einer Volumsabnahme einhergehen. Diese Prozesse überprägen Gesteine, die im Zuge von kataklastischem Fließen entstanden.

Parallel zu allen Vorgängen führt wall rock weakening rund um den Störungskern zu starker Klüftung des Ausgangsgesteins (peripheral wall rock weakening). Im Griesgassl ist auf jeden Fall davon auszugehen, dass manche der zahlreichen, unterschiedlich orientierten Kluffgruppen auch mit den unterschiedlichen Deformationsereignissen erklärt werden können.

Die damage zones zu beiden Seiten des Störungskerns sind durch prominente, großmaßstäbliche synthetische en-echelon Riedelscherflächen, die nach oben convex aus der Hauptstörung abzweigen und eine positive flower structure belegen, gekennzeichnet. Die höchsten Kluffdichten liegen in der damage zone südlich des Störungskerns in unmittelbarer Umgebung dieser Riedelscherflächen. Vergleichbare größere Bereiche mit fracture facies 4 wie in der südlichen gibt es in der nördlichen damage zone nicht.

Karststrukturen treten sowohl entlang des Störungskerns sowie in den Wänden südlich und nördlich der Hauptstörung auf. Sie sind an störungsgebundene Strukturelemente gebunden.

6. STÖRUNGSZONEN IN WETTERSTEINDOLOMITEN

6.1 STÖRUNGSZONE KASTENRIEGEL

An der Lokalität Kastenriegel, unweit der Ortschaft Weichselboden und östlich der sogenannten Hinteren Höll, befinden sich eine Reihe von unterschiedlichen Störungszonen im Wettersteindolomit. Die zur Bearbeitung ausgewählte Störungszone (GPS Koordinate Störungskern X: 280.980, Y: 669.209) hat in ihrer Gesamtheit eine Breite von etwa 40 Metern, zur detaillierten Profilaufnahme wurden eine etwa 2 Meter breite Kernzone und angrenzende Randbereiche ausgewählt. In Abb.48 ist die. In der geologischen Karte von Bryda (2001) sind NNE-SSW streichende Störungen eingezeichnet. Eine dieser Störungen (A1) wurde untersucht.

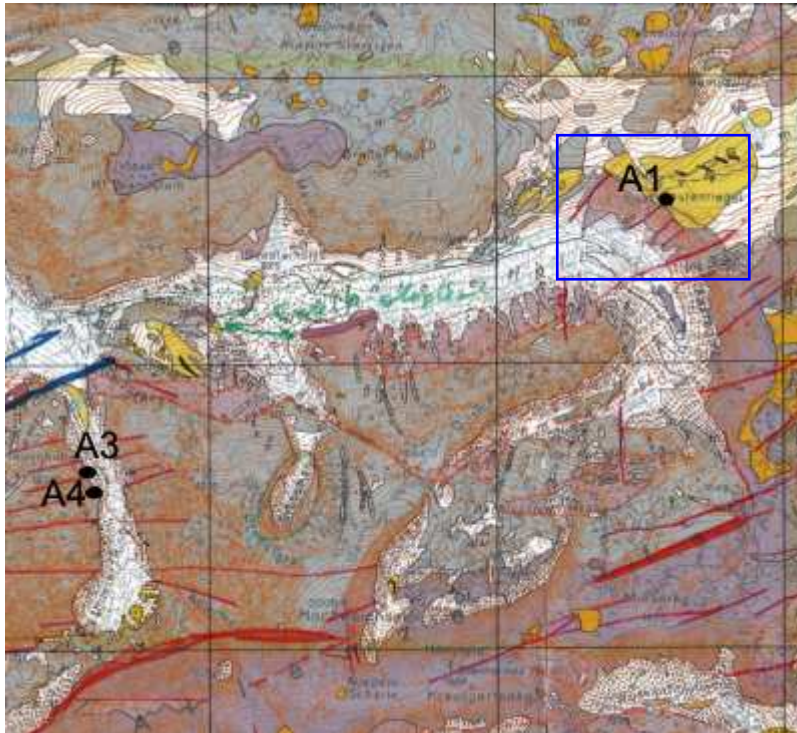


Abb.48 Störungszone A1 im Wettersteindolomit, Ausschnitt aus der Geologischen Karte Hochschwab (Bryda, 2001), (der Bereich des Kastenriegels ist blau umrahmt)

6.1.1 Profil

Abb.49 zeigt den Aufschluss, anhand dessen ein Profil (siehe Abb.50) erstellt wurde. Im Zentrum befindet sich eine etwa 2 Meter breite Scherzone, die NE-SW streicht. Es handelt sich um eine sinistrale Blattverschiebung, die der Deformation D3 zugeordnet werden kann.

Bei dieser Störungszone wurde versucht, einzelne Strukturelemente sehr detailliert zu erfassen, die in einem Profil (Abb.50) über die gesamte Störungszone dargestellt sind.

Generell dürfte diese Scherzone keinen allzu großen Versatz aufweisen (Maximum 1 m).



Abb.49 Überblick über die Störungszone Aufschluss A1/Kastenriegel im Wettersteindolomit

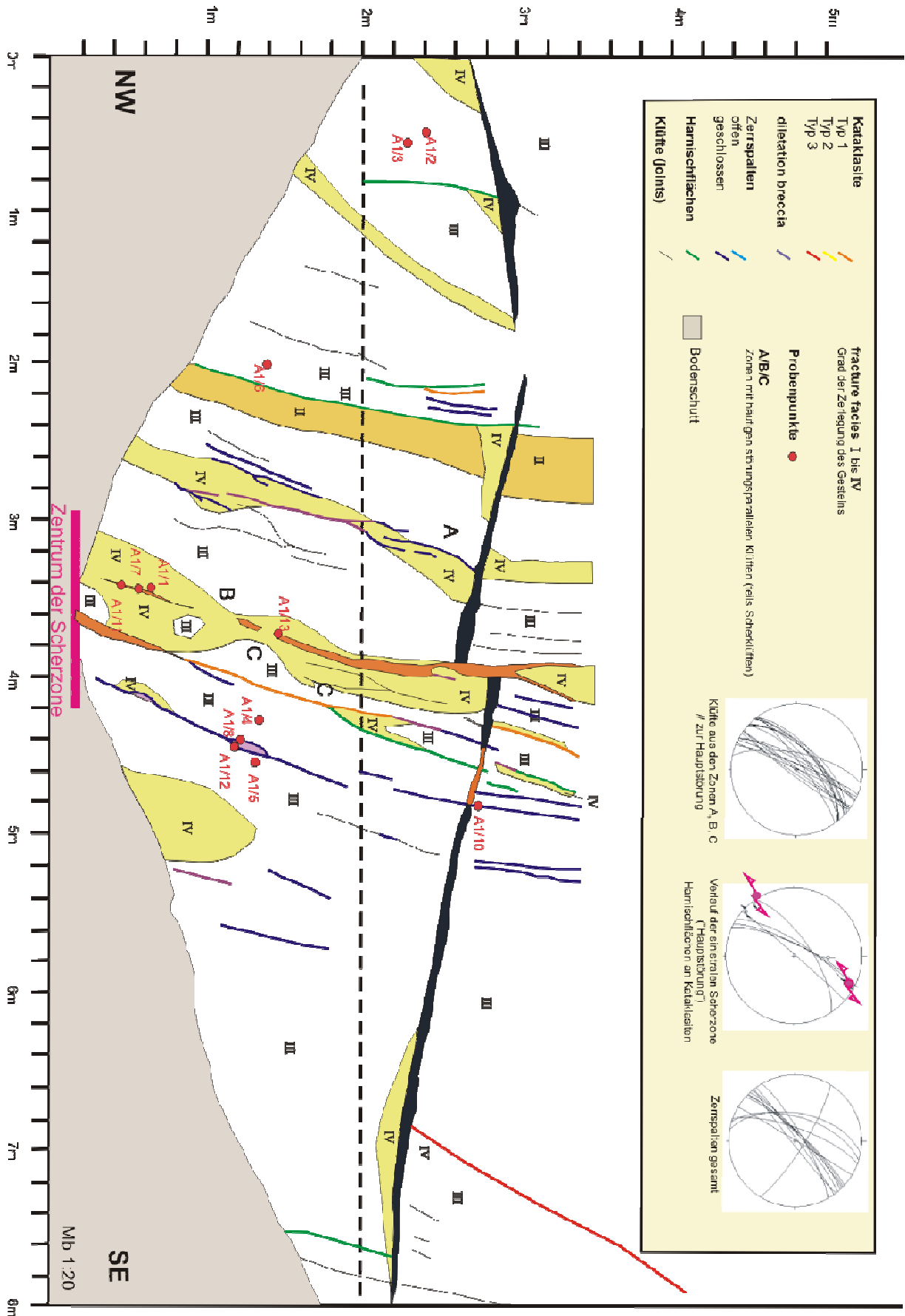


Abb.50 Profil über die gesamte Störungszone a1/Kastenriegel im Wettersteindolomit

Die vorgefundenen Kataklastite sind unterschiedlich alt. Der in der Skizze rot eingezeichnete Kataklastit ist älter. Es lässt sich folgende zeitliche Abfolge für die vorliegenden Strukturen ableiten. Der rote Kataklastit gehört zu den ältesten

Strukturen dieses Aufschlusses, er wird vom Marker (schwarz) abgeschnitten, der Marker selbst wird wiederum von den Kataklasiten im Störungskern der Scherzone versetzt.

6.1.2 Kinematische Daten

Bei der Störungszone A1/Kastenriegel handelt es sich um NE-SW-streichende, (sub)vertikale Störungsflächen mit (sub-)horizontlen Linearen, die eine sinistralen Blattverschiebung belegen. (siehe Abb.51A). In Zonen unmittelbar neben dem Störungskern befinden sich Bereiche mit vermehrt störungsparallelen Klüften. Diese Bereiche wurden als Zonen A, B, C bezeichnet (siehe Abb.51B, C und D).

Diese Zonen intensiver störungsparalleler Klüftung finden sich erwartungsgemäß in unmittelbarer Nähe zum fault core. Generell umfassen diese Zonen intensiver Klüftung (fracture facies 3 und 4) rund 60 cm zu beiden Seiten des fault core, sie sind jedoch asymmetrisch um den fault core verteilt.

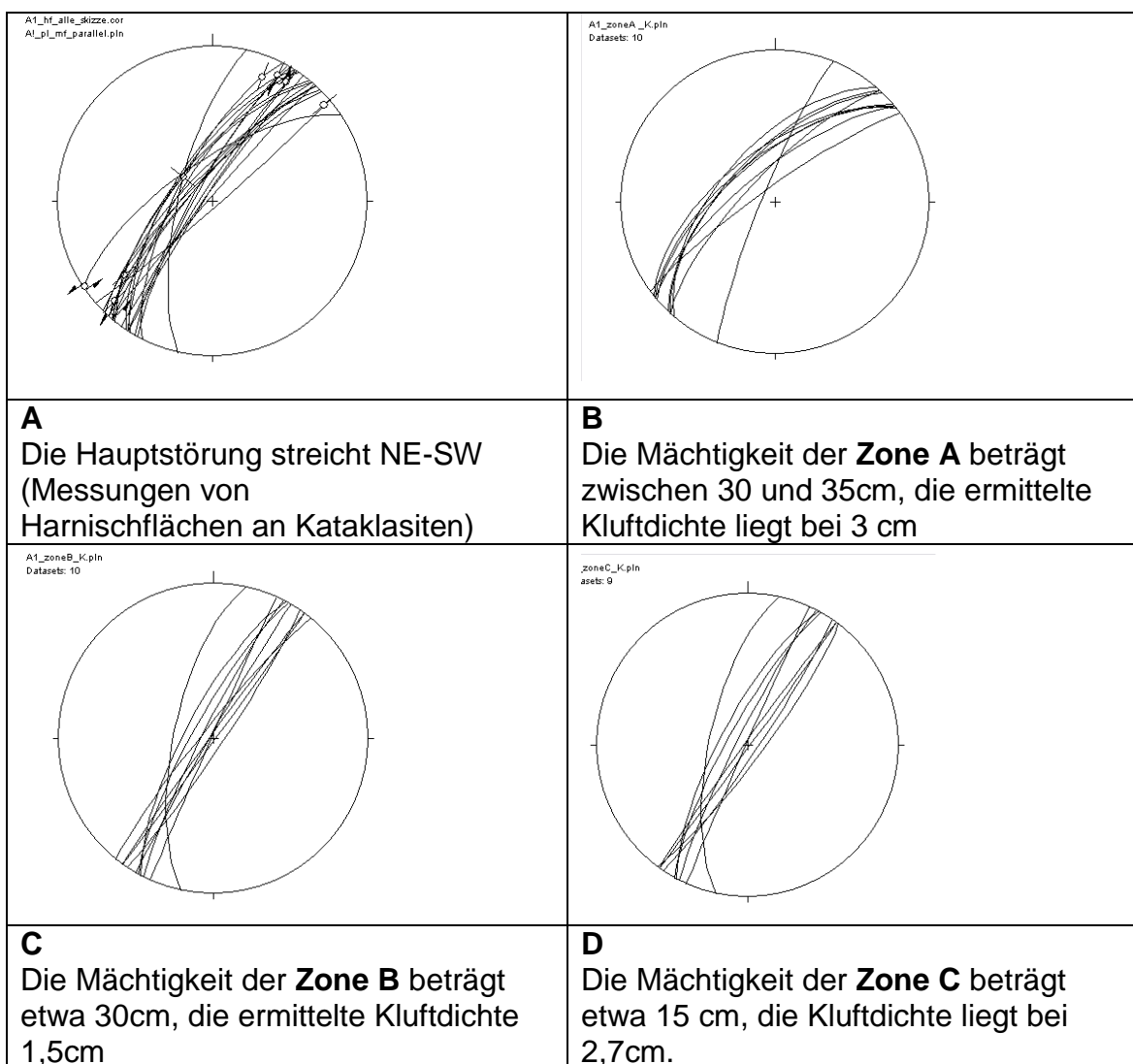


Abb. 51A bis D Verlauf der masterfault und störungsparallele Klüfte

Über das gesamte Profil wurden folgende Klüftgruppen und dazugehörige Klüftdichten ermittelt (Abb.52).

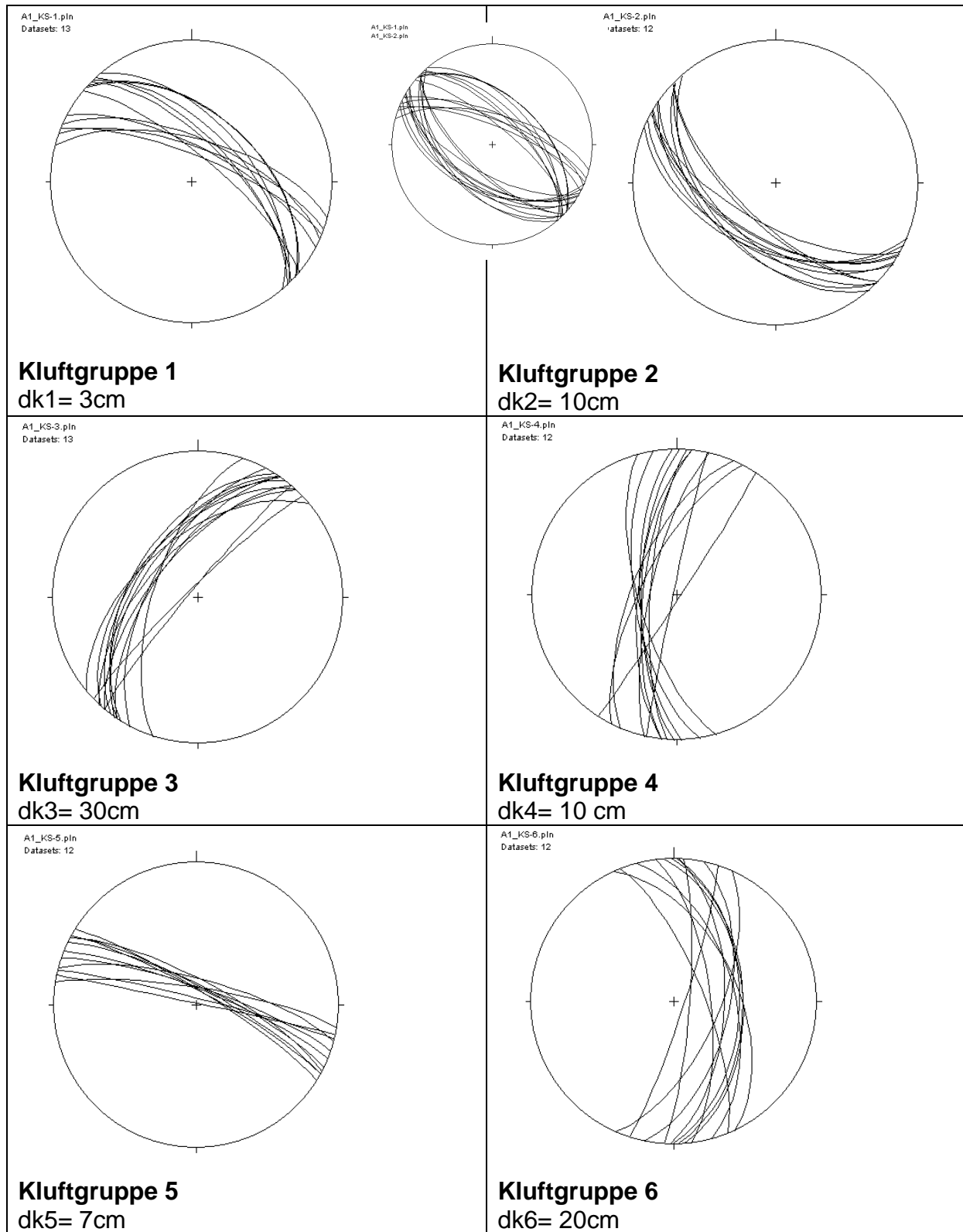


Abb. 52 Klufftgruppen

Im gesamten Profilabschnitt wurden Hauptstörungsparallele Harnischflächen und Klüfte sowie Zerrspalten (kalzitisch verfüllt oder untergeordnet offen) gefunden (Abb.53). Die Dichte, mit der diese Strukturen auftreten nimmt mit der Entfernung vom Scherzonenkern ab.

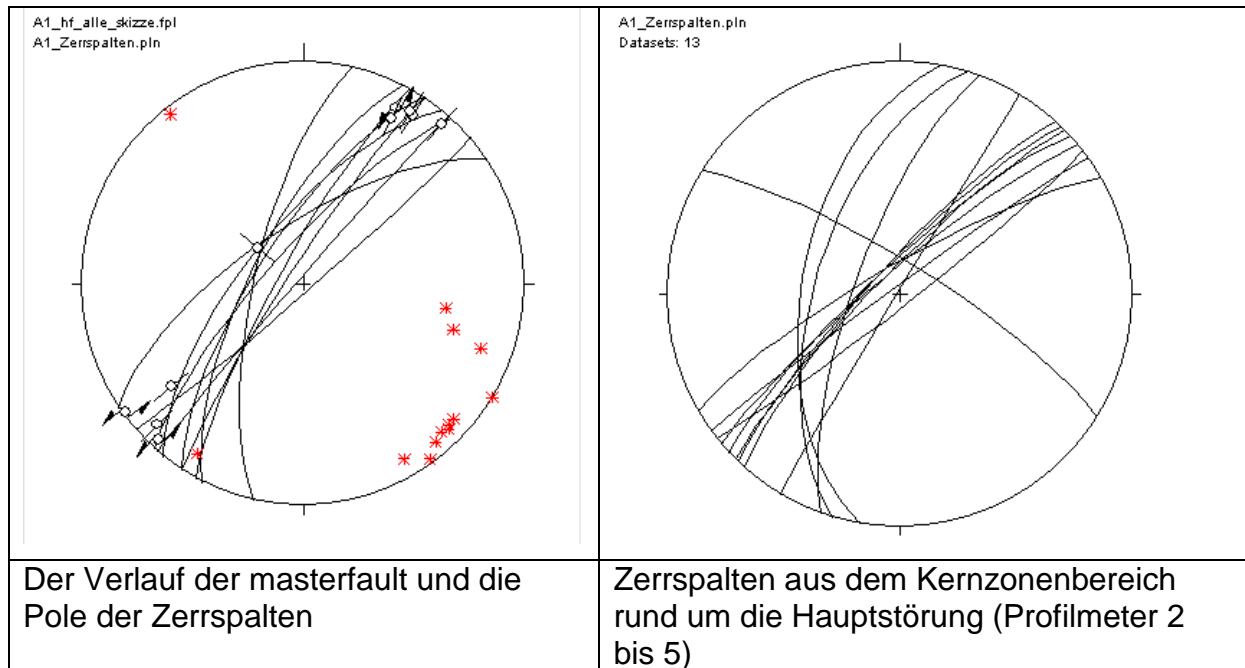


Abb.53 Zerrspalten und masterfault

Wie auch im Profil ersichtlich ist, wurden die meisten Bereiche als fracture facies 3 eingestuft (Abb.54B). Fracture facies 4 mit extrem hoher Kluftdichte tritt nur in sehr kleinen Bereichen in der Nähe der Kataklasite des fault cores auf (Abb.54C) sowie in einem Bereich auf Profilmeter 2,5. Hier liegen verstärkt Zerrspalten sowie eine dilatation breccia vor.



Abb.54 Aufschluss A1/Kastenriegel, Wettersteindolomit, Beispiele für fracture facies
A: charakteristische fracture facies 2 **B:** charakteristische fracture facies 3 **C:** geringmächtiger Bereich fracture facies 4 neben fault core **D:** fracture facies ? (alle Fotos Blickrichtung NE)

6.1.3 Fault Core und Damage Zone

Betrachtet man den Kastenriegel in seiner Gesamtheit, so wird klar, dass diese Störungszone nur eine von vielen ist. Kleinere lokalisierte Scherzonen mit geringmächtigen, manchmal kaum abgrenzbaren beziehungsweise lateral gut über einige Meter verfolgbaren fault cores treten in geringen Abständen (50 bis maximal 100 Meter) über den gesamten Kastenriegel verteilt auf.



Abb.55 Kataklasit mit Maximalmächtigkeit von 5 cm (Blickrichtung NE)



Als **fault core** der untersuchten Störungszone kann jener Bereich bezeichnet werden, in dem zwei Kataklasitbänder vorliegen, welche teilweise von fracture facies 3 und 4 umgeben sind und die auch bevorzugt erodiert werden (siehe Abb.56). Die Kataklasite des Störungskerns sind nicht durchgängig verfolgbar, sie haben eine maximale Mächtigkeit von 5 cm (Abb.55) und wurden als Kataklasite des Typs 1 eingestuft. Sie werden vom Umgebungsgestein durch Harnischflächen abgegrenzt, die Kataklasite wirken kompakt.

Weiters existieren an den fault core gebundene Karststrukturen.

Abb. 56 Kataklasit des fault core (Blickrichtung NE)

Die an den kleinräumigen fault core angrenzenden **damage zones** umfassen neben Zonen unterschiedlicher fracture facies dilatation breccias, sowie offene und zementierte Zerrspalten. Dilatation breccias und Zerrspalten finden sich vorzugsweise im Maximalabstand von etwa 1,5 Metern zu beiden Seiten des fault core. Dilatation breccias werden oft von fracture facies 3 und 4 begleitet.



Abb.57 idiomorphe Kalzitkristalle

All diese Strukturen geben Hinweise, dass in den Protolith eindringende fluids und Zementationsprozesse eine wichtige Rolle spielten. Dafür sprechen vor allem offene Zerrspalten (Abb.58B) und idiomorphe Kalzitkristalle (Abb.57), die gefunden wurden. Zerrspalten mit syntaxialen Kalzitcementen belegen „hydraulic fracturing“ durch hohen Porenwasserdruck von in den Protolith eindringendem fluid und (im Vergleich zum Zerburchen des Protoliths) langsamere Zementationsprozesse.

Abb.58 zeigt kleinmaßstäbliche Deformationsstrukturen, die charakteristisch für die Störungszone sind.

In Abb.58A ist zu sehen, wie ein Netzwerk an kalzitisch zementierten Zerrspalten den Dolomitprotolith durchzieht und so ein kleinräumige dilatation breccia entsteht.

An anderer Stelle im Aufschluss ist ein möglicher Entstehungsmechanismus für solche kleinräumigen Strukturen zu beobachten. Zwei Zerrspalten sind durch den step over verbunden, zwischen beiden Zerrspalten liegt ein Bereich, in dem das Ausgangsgestein hydraulisch zerbrochen und entlang von Zerrspalten zementiert wird (Abb.58C).

Alle beobachteten Strukturen sind Prozesse, die mit einer Volumszunahme einhergehen. Es konnten in diesem Aufschluss keine Volums-verringernenden Prozesse an hand von Beobachtungen dokumentiert werden.

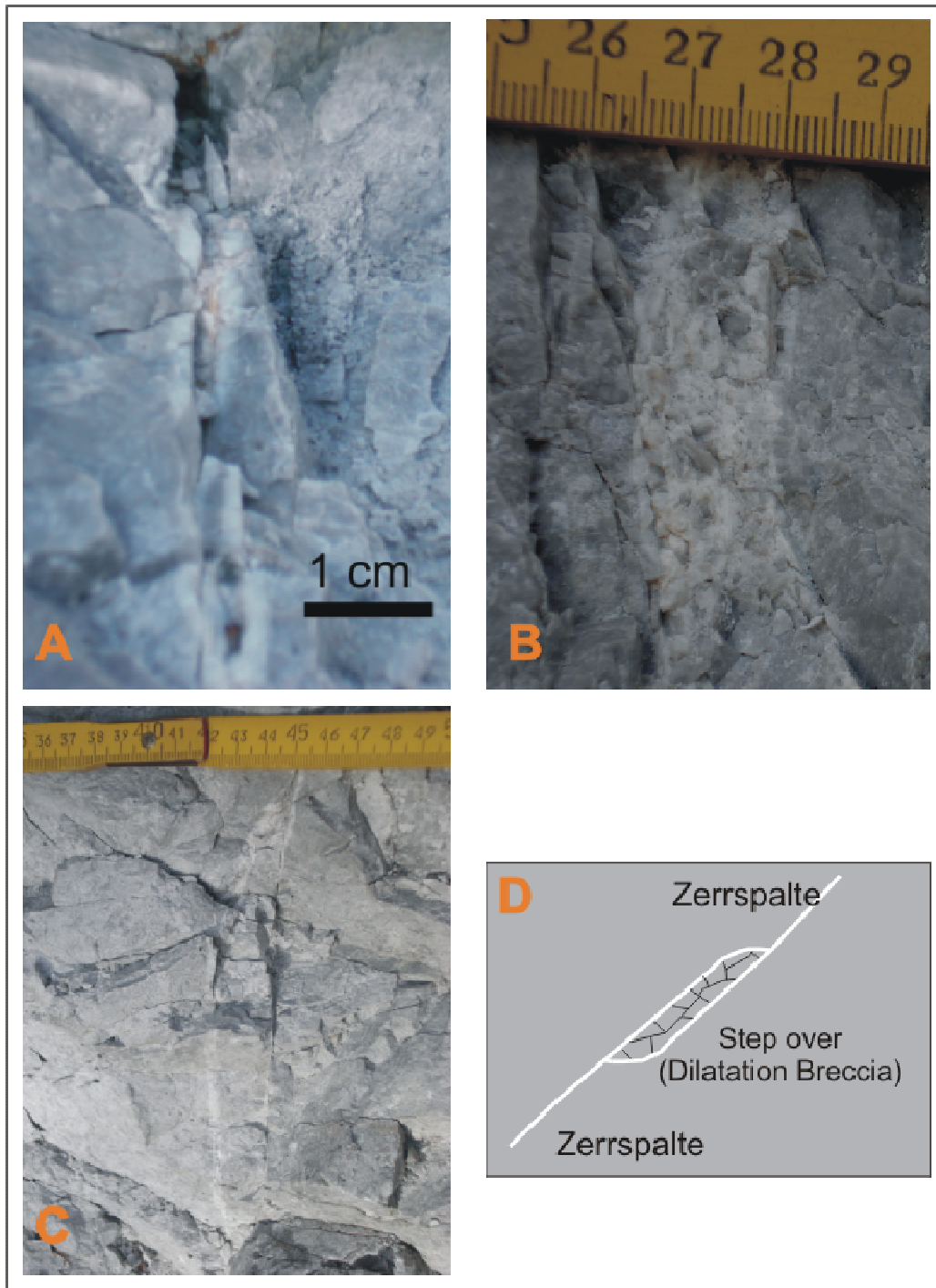


Abb. 58A: kleinräumige dilatation breccia **B:** Zerrspalte **C:** step over zwischen Zerrspalten (Blickrichtung NE)

Die in Abb.59 dargestellten Proben sind charakteristisch für den Aufschluss A1. Probe A1/3 ist repräsentativ für Bereiche in denen der Dolomitprotolith in fracture facies 2 vorliegt und das Gestein neben offenen Klüften von kalzitisch verfüllten Spalten durchzogen wird.

Die Probe A1/4 enthält eine von syntaxialen Kalzitcementen verfüllte Zerrspalte.

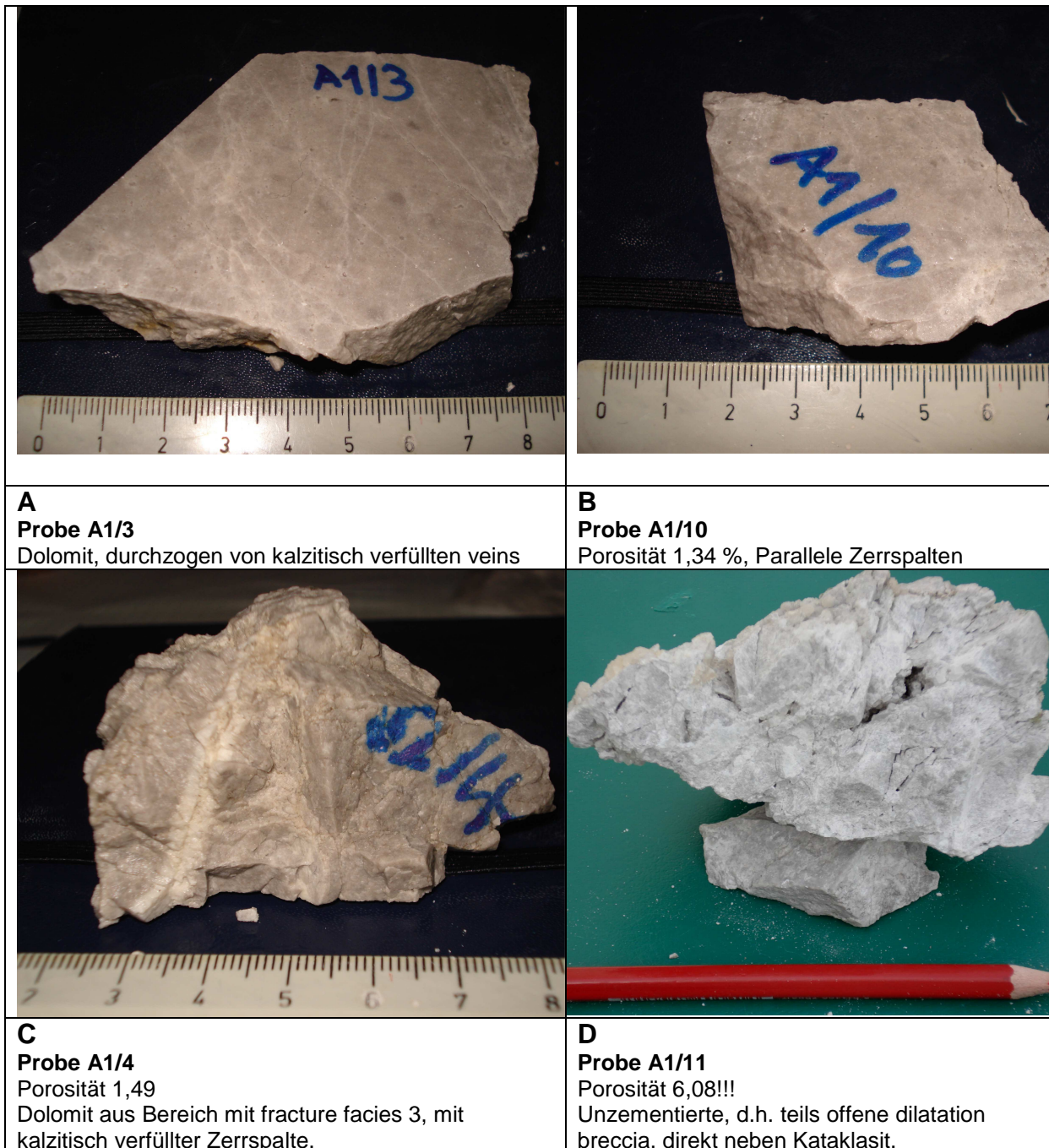


Abb.59 ausgewählte Proben aus der Störungszone A1, Wettersteindolomit

Die Porositätsmessungen (Tab.4) zeigten, dass Proben aus Bereichen mit fracture facies 4 sowie eine unzementierte dilatation breccia die höchsten Werte aufweisen. Während die durchschnittliche offene Porosität für Wettersteindolomit mit Werten um die 1,5% relativ niedrig ist (exemplarisch ist die Probe A1/10, siehe Abb.59B), können diese stark geklüfteten Gesteine bis zu 5% offene Porosität aufweisen (siehe Abb.59D). Der Großteil davon ist nicht Matrixporosität sondern fracture Porosität. Die Porosität der teilweise offenen dilatation breccia ergab mit rund 6 % den Maximalwert (siehe Abb.59D).

Probe	Charakteristik	Offene Porosität(%)
A1/1	Dolomit, ff 4 Unmittelbar neben Kataklasit, aus der damage zone	4,94
A1/2	Dolomit, aus Randbereich, ff 2	/
A1/3	Dolomit, aus Randbereich, ff 2	/
A1/4	Dolomit, ff 3	1,49
A1/5	Dolomit, ff 2	1,36
A1/6	Dolomit aus ff 3	1,68
A1/7	Dolomit aus ff 4	5,28
A1/8	Dolomit, Zerrspalten	2,04
A1/9	Dolomit Kataklasit Typ 1	konnte nicht gemessen werden
A1/10	Dolomit, ff 2 Parallele Zerrspalten	1,34
A1/11	Dilatation breccia mit offenen und teilweise zementierten Hohlräumen	6,08
A1/12	Dolomit mit Zerrspalten	2,27
A1/13	Dolomit aus ff 4, damage zone, mit Zerrspalten	2,83

Tab.4 Porositäten für ausgewählte Proben Aufschluss A1/Kastenriegel

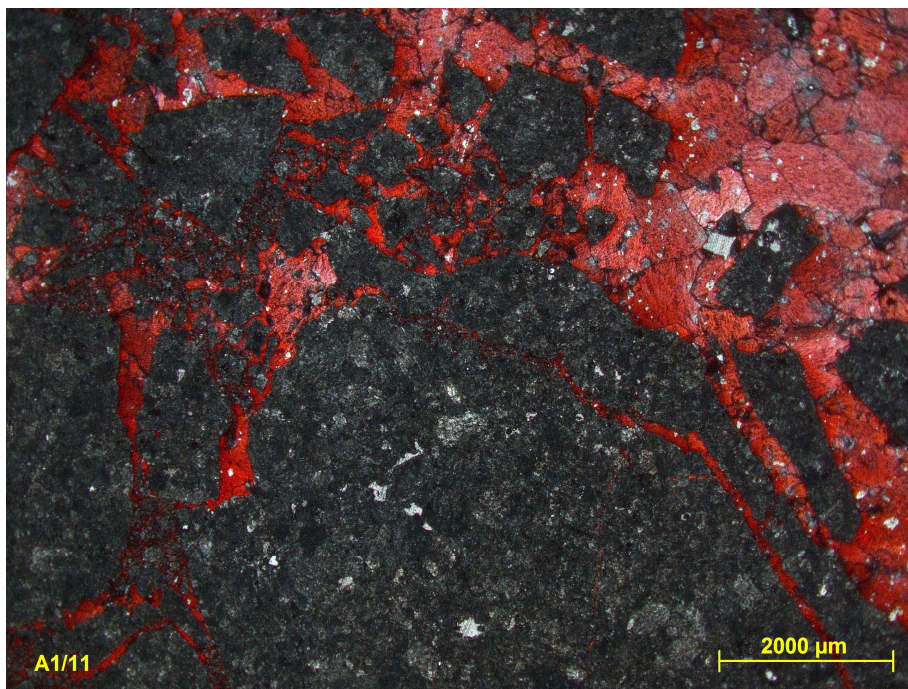


Abb.60 Dünnschliff A1/11; dilatation breccia mit sparitischen, mehrphasigen kalzitischen Zementen

6.1.4 Schlussfolgerungen

Im 2 Meter breiten Zentrum der Scherzone (Störungskern) finden sich dilatation breccias, Zerrspalten, Kataklasite sowie Zonen dicht geklüfteten Ausgangsgesteins. Kataklasite sind räumlich stark begrenzt (wenige Meter lateraler Verlauf). Zementierte Zerrspalten (Mode III cracks) an fault tips, die keinen Versatz aufweisen, gehen in dilatation breccias über, die wiederum in Kataklasite übergehen. Kataklasite weisen geringen sinistralen Versatz auf (Abb.61).

Dicht geklüftetes Ausgangsgestein, Ausgangsgestein mit häufigen Zement-verfüllten Zerrspalten, dilatation breccias und Kataklasite, in denen dilatation breccias und

Ausgangsgesteinen aufgearbeitet werden, zeigen einen Übergang von Ausgangsgestein, das sich vor der propagierenden Störung befindet, zum Störungskern der bewegten Störung an.

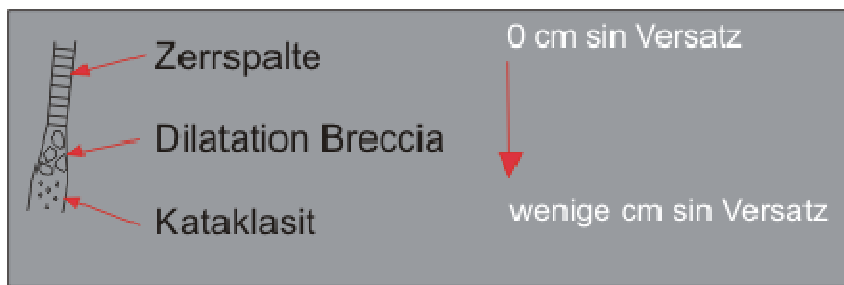


Abb. 61 Übergang einer Zerrspalt in eine Dilatation Breccia und einen Kataklasit

Die damage zones abseits vom Zentrum der Scherzone zeichnen sich durch häufige störungsparallele Klüfte (Zonen A, B, C) aus, sowie generell Ausgangsgestein hier dicht geklüftete ist (fracture facies 3 und 4). Die Kluftdichten nehmen ab, je weiter man sich vom Zentrum der Scherzone entfernt. In den Randbereichen finden sich vereinzelte Harnischflächen und Klüfte, die teils parallel zur Hauptstörung im Zentrum orientiert sind. Es finden sich aber auch gänzlich anders orientierte Kluffgruppen.

Porositäten für Ausgangsgestein mit geringer Dichte an Klüften (fracture facies 2) liegt bei etwa 1,5%. Bereiche mit fracture facies 4 haben etwa 2,4% Porosität. Direkt neben dem Kataklasit (nur in wenigen cm Abstand) im Störungskern vorgefundenen dilatation breccias enthalten Hohlräume, die nur zum Teil kalzitisch zementiert sind. Diese Gesteine weisen die höchste Porosität (6,08%) aller gemessenen Proben auf.

6.2 A2/ Saugraben

Der Aufschluss (GPS Koordinate Beginn Messstrecke X: 283.065, Y:669.682) liegt an einem kleinen Bach, in dem Dolomitekataklasite beziehungsweise dilatation breccias aufgeschlossen sind. Die Verhältnisse vor Ort erlauben keine zusammenhängende, detaillierte Beschreibung der Störungszone, es konnten aber an einzelnen Punkten sehr schöne Beispiele für Störungsgesteine gefunden werden. Auch die Übergänge oder das Nebeneinander von Dolomiten mit fracture facies 4, dilatation breccias und Kataklasite konnten gut beobachtet werden.

Dieser Aufschluss konnte aus Zeitgründen nicht beprobt werden, er bietet aber gute Anschauungsbeispiele für charakteristische Störungsgesteine und Deformationstrukturen für Störungszonen in Dolomitgesteinen und soll deswegen hier kurz vorgestellt werden.

6.2.1 Profil

Entlang einer Messtrecke von 27 Metern wurden folgende Aufschlusspunkte bearbeitet. Abb.62 zeigt eine Kartenskizze der Störung.

In unterschiedlichen Bereichen (A2/a, A2/b, A2/c und A2/d) wurden Kataklasite des Typs 1 und 2 gefunden. Assoziiert mit diesen Kataklasiten treten teils stylolitische Harnischflächen auf. Lineare oder Schersinnindikatoren sind auf Grund der Aufschlussverhältnisse nur selten beobachtbar. An Hand der Harnischflächen kann ein Verlauf der Störungszone von NE nach SW abgelesen werden.

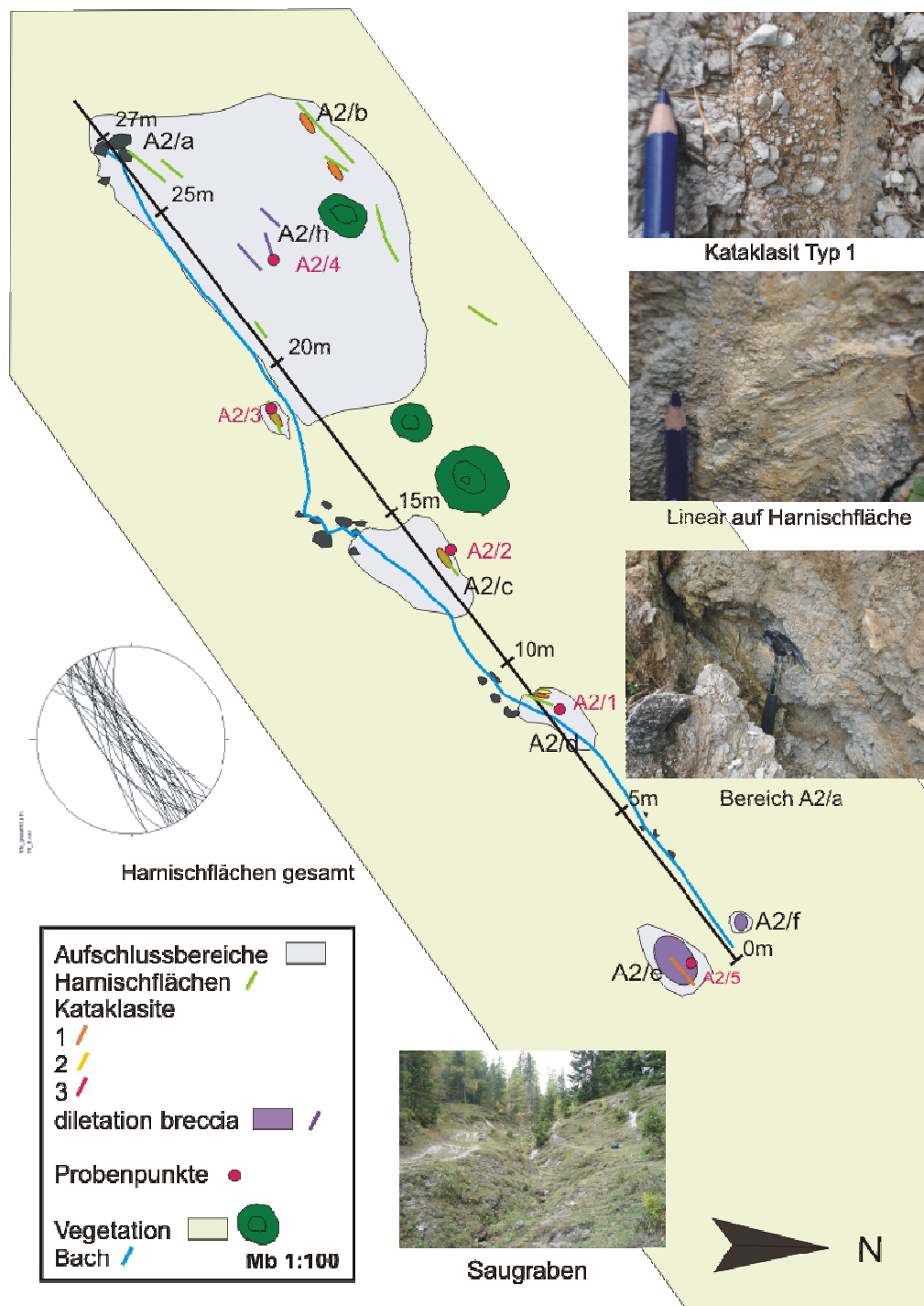
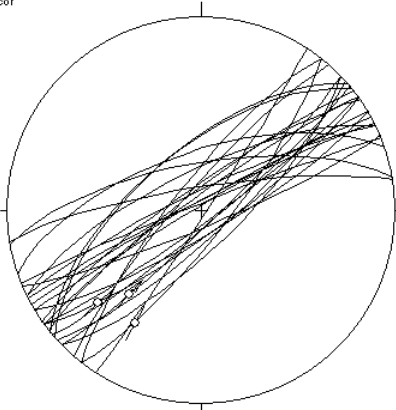


Abb. 62 Überblick über den Saugraben

Im Bereich A2/f findet sich ein schönes Exemplar einer Dolomit-dilatation-breccia, die kalzitisch zementiert ist. Am Punkt A2/e ist der Übergang einer solchen dilatation breccia in einen Kataklasit vom Typ 1 zu sehen.

Im Bereich A2/d sind 2 dünne Bänder (3-4 mm) von Kataklasiten des Typs 2 aufgeschlossen. Rundherum befinden sich 3-4 cm breite Zonen von Kataklasit des Typs 1, die wiederum von Dolomiten in fracture facies 4 umgeben sind.

hfs_gesamt.pln
HF_li.corr



Entlang der Kataklastite konnten die in Abb.63 dargestellten Harnischflächen gemessen werden. Es konnten keine Schersinnindikatoren gefunden werden. Insgesamt lässt sich keine durchgehende Hauptstörung verfolgen. Dennoch zeigen die Harnischflächen, die oftmals recht kleinmaßstäblich aufgeschlossen sind, einen eindeutigen Trend NE-SW für den Verlauf der Störungszone an.

Abb.63 Harnischflächen über den gesamten Aufschluss

6.2.2 Störungsgesteine

Für die Störungsgesteine am Aufschluss A2 sind durchwegs Wettersteindolomite als Ausgangsgestein anzunehmen.

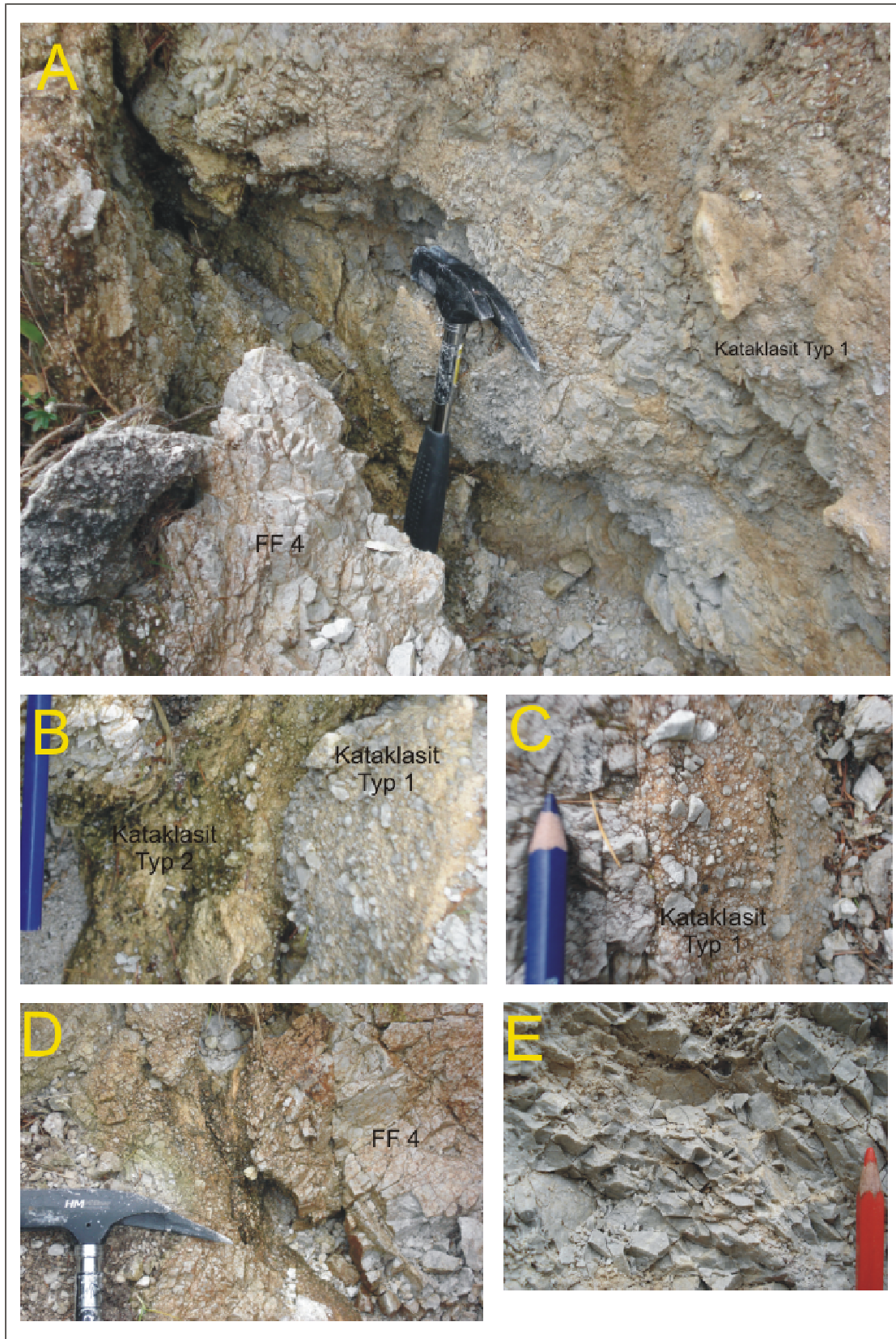


Abb.64 Beispiele für Störungsgesteine aus dem Aufschluss A2/Saugraben im Wettersteindolomit (Blickrichtung W)

A: komplexe 3D-Geometrie von Kataklasiten unterschiedlichen Typs, Dilatation Breccias und Protolith in fracture facies 4 im Störungskern **B:** Kataklasit Typ 1: angulare Komponenten und geringerer Matrixanteil; Kataklasit Typ 2: höherer Matrixanteil, geringere Korngröße; dieser Kataklasit wird im Vergleich zum Kataklasit Typ 1 leichter erodiert **C:** Kataklasit Typ 1 im unmittelbaren Kontakt zu Wettersteindolomit in Fracture Facies 4 **D:** Ausgangsgestein in fracture facies 4, durchzogen von konjugierten Harnischflächen mit tonigen Lösungsrückständen **F:** fracture facies 4

6.2.3 Schlussfolgerungen

Der Aufschluss A2/Saugraben zeigt eine Störungszone im Wettersteindolomit. Großflächige Harnischflächen fehlen, es existieren Kataklasite vom Typ 1 und 2, sie sind lateral nicht über mehrere Meter verfolgbar. Es treten weiters dilatation breccias auf und Wettersteindolomit (Ausgangsgestein) in Fracture Facies 4 und mit konjugierten Scherbrüchen. Es liegt eine komplexe Geometrie der unterschiedlichen Bereiche vor, die sich an diesem Aufschluss auf Grund der Verhältnisse nicht zusammenfügen lässt.

Es lässt sich sehr gut zeigen, dass eine Störungszone ein Bereich ist, in dem sich Deformation von ein und demselben Ausgangsgestein in unterschiedlichen Bereichen unterschiedlich stark lokalisiert und somit eine heterogene komplexe Geometrie von verschiedenen Störungsgesteinen entsteht. Diese unterschiedlichen Bereiche der Störungszone sind hinsichtlich ihrer hydrogeologischen Eigenschaften unterschiedlich zu bewerten.

7. RESULTATE

Die Untersuchungen an allen Störungszonen zeigten, dass diese unabhängig vom Maßstab einen komplexen, über den Verlauf heterogenen, internen Aufbau aufweisen. Hinsichtlich der strukturellen Zusammensetzung sowie dem Auftreten unterschiedlicher Störungsgesteine gibt es in allen Störungszonen Parallelen.

7.1 VERGLEICH STÖRUNGSZONEN IN KALK UND DOLOMIT

Störungszonen im Kalk haben in allen drei Fällen einen deutlich abgrenzbaren Störungskern (fault core), beziehungsweise eine deutlich ausgebildete Hauptstörung (masterfault) im Zentrum der Störungszone.

Im **fault core** treten charakteristischerweise Kataklasite auf sowie großflächige Harnischflächen mit stylolithischen Linearen oder Strömungslinearen. Großflächige Harnischflächen definieren den Verlauf der vielfach beschriebenen masterfault.

Die Abgrenzung von Kataklasiten gegenüber dem weniger deformierten Nebengestein erfolgt teilweise durch Harnischflächen (Aufschluss A4, Unterer Ring), teilweise ist aber auch eine Art Übergang von Protokataklasit-Kataklasit zu beobachten, ohne dass markante Harnischflächen vorliegen (Aufschluss A3/ Unterer Ring.)

Kataklasite sind lateral kaum durchgehend verfolgbar, ihre Mächtigkeit nimmt mit der Größe (Mächtigkeit) der Störungszone zu. Wahrscheinlich ist, dass sie sich in 3D zu komplexen Anastomosierende-Geometrie zusammenfügen lassen würden. Kataklasite vom Typ 1, 2 und 3 konnten unterschieden werden. Für die drei dokumentierten Kataklasittypen kann gezeigt werden, dass sich mit zunehmender Deformation (zunehmender Bewegung an der Störung) Kataklasite mit höherem Matrixgehalt und geringerer Komponentengröße entwickeln.

Zwischen dem Störungskern und Zonen undeformierten Nebengesteins können in allen Aufschlüssen **damage zones** definiert werden. Charakteristisch für diese Bereiche sind dilatation breccias und erhöhtes Kluftvolumen im Ausgangsgestein. Die räumliche Verteilung der unterschiedlich stark deformierten Bereiche (also Zonen mit fracture facies 2, 3 oder 4) variiert um den fault core. Im Aufschluss A5/Griesgassl konnte beobachtet werden, dass fracture facies 4 vor allem dort großräumig auftritt, wo Großmaßstäbliche Riedels von der masterfault abzweigen. Weiters finden sich Bereiche mit fracture facies 4 in allen Aufschlüssen in unmittelbarer Nachbarschaft zum fault core sowie in Bereichen von lokalisierten slip zones (Aufschluss A4/Unterer Ring).

Die Orientierung der vorgefundenen Kluftgruppen kann sehr unterschiedlich sein. Wie bereits erwähnt, ist eine große Variationsbreite bei der Orientierung der Klüfte im Zusammenhang mit ein und derselben Störungszone nicht ungewöhnlich: „*coalescing polymodal faulting patterns (...) even at low strains, in which fractures lie in a wide range of orientations at angles of up to 25° or more relative to the σ_1 and σ_2 axes*“ (Wibberley et al., 2008). Der Deformationsmechanismus, der hinter diesen Klüften steht, ist das bereits beschriebene wall rock weakening.

In Bereichen mit fracture facies 4 sind unterschiedliche Kluftgruppen oft nicht mehr unterscheidbar beziehungsweise messbar.

Dilatation breccias sind in allen Störungszonen anzutreffen. Sie dokumentieren Prozesse, in denen Ausgangsgestein durch eindringende fluids zerbrochen und

danach zementiert wird. Es ist nicht möglich die Entstehung dieser dilatation breccias einer der Modelle, wie sie Tarasewicz et al. (2005) zusammenfassen, zuzuordnen. Die bearbeiteten Aufschlüsse zeigen insbesondere, dass dilatation breccias nicht an divergente Störungsabschnitte gebunden sind und dass ihre Entstehung nicht durch strain compatibility an solchen Abschnitten gesteuert wird (Tarasewicz et al., 2005). Unregelmäßig begrenzte Volumina von dilatation breccias, die in undeformiertes Nebengestein übergehen, weisen auf die Bedeutung von Fluiden für die Breccien hin. Die vorliegenden Daten zeigen, dass Dilatationsprozesse in allen Störungszonen eine wichtige Rolle spielen.

Die Grenzziehung zwischen fault core und damage zone ist in den größeren, untersuchten Störungszonen A4 und A5 relativ gut möglich. Im Aufschluss A3 ist ein fault core teils zu geringmächtig um definitiv abgrenzbar zu sein. Dennoch kann auf Grund der auftretenden Störungsgesteine (Protokataklasite, Kataklasite) von einem fault core gesprochen werden.

Die Grenzziehung zwischen damage zone und undeformiertem Nebengestein ist bedeutend schwieriger. Es ist eher zu beobachten, dass eine Art kontinuierliche Abnahme der Deformationsintensität (charakterisiert durch das erhöhte Ausmaß an Klüftung und Störungsflächen) auftritt, bewegt man sich vom fault core weg. Es ist deswegen nur schwer möglich, Angaben über die Mächtigkeit von damage zones zu machen. Im Falle des Griesgassl beträgt diese sicherlich einige zehner Meter zu beiden Seiten des fault core. Es ist auch wie vorhersehbar zu beobachten, dass die Mächtigkeit der damage zones mit der Größe der Störungzone (das heißt mit steigendem Versatz) zunimmt.

Die Störungszonen A3, A4 und A5 können allesamt einem Deformationsevent (D3, Miozäne laterale Extrusion der Ostalpen) zugeordnet werden. Man könnte deshalb sagen, dass die Störungzone A3 quasi ein frühes Entwicklungsstadium der größeren Störungszonen A4 und A5 darstellt. Die Deformationsmechanismen, die während der Entwicklung der Störungzone ablaufen, sind im Grunde unabhängig vom Maßstab der Störungzone. So können in allen Störungszonen, Dilatationsprozesse, cataclastic flow, und Drucklösung dokumentiert werden.

Störungszonen im Dolomit (wie in den Aufschlüssen A1, A2) weisen eine etwas andere Störungsanatomie auf. Es entstehen bereits bei geringem Versatz, breite Bereiche intensiver Zerlegung (Klüftung, dilatation breccias, Zerrspalten) im Gestein, eine deutliche masterfault mit deutlich abgrenzbarem Störungskern ist nicht ausgeprägt. Der Aufschluss A1 zeigt dies sehr gut. Es handelt sich um eine Störungzone mit sehr geringem Versatz (wenige Meter), dennoch beträgt die damage zone zu beiden Seiten des kleinen fault core 10 bis 20 Meter. Es existiert zwar ein kleiner fault core (Kataklasite), betrachtet man aber die Lokalität Kastenriegel im gesamten (über einige 100 Meter Breite), so wird klar, dass es sich bei diesem „fault core“ nur um einen kleinen Bereich lokalisierten strains handelt. Solche Bereiche treten etwa alle 50 bis 100 Meter mit unterschiedlichen Mächtigkeiten (Maxima bei etwa 1 Meter) auf, jeder dieser fault cores hat eine eigene damage zone. Im Gesamten entsteht so eine einige hundert Meter breite Zone, in der Dolomit intensiv zerlegt ist. Das unterscheidet die Dolomitstörungzone von Störungszonen im Kalkgestein, wo sich die Deformation in enger begrenzten, gering mächtigeren Bereichen rund um einzelne Störungszonen lokalisiert, dazwischen aber der Kalk relativ undeformiert bleibt. Im Dolomit liegen mehrere, geringmächtigere fault cores in insgesamt breiteren Zonen intensiver Zerlegung (damage zones).

Auch im Aufschluss A2 wurde ersichtlich, dass keine masterfault ausgeprägt ist, die Deformation sich in einer (im Vergleich zu den Störungen im Kalk) breiten Zone in Form von intensiver Zerlegung des Dolomits zeigte.

Das wichtigste Charakteristikum für die Störungszonen im Dolomit sind also die 10er Meter mächtigen Bereiche intensivster Zerlegung des Ausgangsgesteins mit einem hohen Anteil an unzementiertem Kluftvolumen.

7.2 HYDROGEOLOGISCHE CHARAKTERISIERUNG

ENE-streichende, sinistrale Blattverschiebungen in Karbonaten der Wetterstein Formation sind wichtige und dominante Elemente der unterirdischen Entwässerung im Bereich des nördlichen Hochschwabs, Steiermark. Diese Arbeit kann durch detaillierte Untersuchungen im Gelände und Untersuchungen an ausgewählten Proben einen Beitrag dazu leisten, diese Störungszonen hinsichtlich ihrer hydrogeologischen Charakteristik besser zu verstehen.

Verkarstung

Störungszonen stellen tektonische Schwächzonen im Gestein dar, die bevorzugte mechanische Erosion und Karbonatlösung aufweisen. Lösungsprozesse, also Verkarstung, treten/tritt in den bearbeiteten Störungszonen in jedem Maßstab auf. So konnten diese vom Dünnschliff bis hin zu großen Karstlöchern im Wandmaßstab und in Form fossiler Höhlenreste gefunden und belegt werden. Verkarstung als wichtiger Prozess, der Wasserwegigkeiten in Karbonatgesteinen schafft, wurde am Hochschwab mehrfach untersucht. Plan (2002) weist in seinen karst- und höhlenkundlichen Untersuchungen am Hochschwab darauf hin, dass sich Verkarstung an Störungszonen bevorzugt lokalisiert und somit Störungszonen zu hydrogeologisch wichtigen Strukturen werden. Auch für den westlichen und südlichen Teil des Hochschwabs konnte die hydrogeologische Bedeutung störungsgebundener Verkarstungsstrukturen deutlich herausgearbeitet werden (Strobl, 1992; Strobl, 2009).

Permeabilität

Neben Verkarstungserscheinungen konnten in allen untersuchten Störungszonen qualitativ gering permeable und höher permeable Einheiten unterschieden und abgegrenzt werden.

Für Störungszonen im Kalk sind diese Einheiten im Großen und Ganzen entweder dem fault core oder der damage zone zuordenbar.

Im Dolomit können fault core und damage zone im vorliegenden Datenset nur schwer voneinander abgegrenzt werden. Der fault core ist sicherlich zu geringmächtig, als dass er von hydrogeologischer Relevanz sein könnte.

Als hoch permeable Bereiche können die damage zones eingestuft werden. Hier ist es vor allem das erhöhte, tektonisch bedingte Kluftvolumen von Relevanz. Das gilt für Kalke und Dolomite gleichermaßen. Erhöhte Kluftdichten und somit erhöhtes Kluftvolumen könnten in den sonst eher gering porösen Kalken der Wettersteinformation eine hydrogeologisch relevante Hintergrundporosität (fracture porosity) schaffen.

Dilatation breccias haben durchgehend die höchsten Porositäten, sind also auch höher permeable Elemente, ihre Relevanz hängt aber stark von der räumlichen Ausdehnung ab. Die in allen Aufschlüssen beobachteten dilatation breccias sind

wohl zu geringmächtig, als dass sie die Permeabilität der Störungszonen maßgeblich beeinflussen könnten.

Im Verhältnis zu den damage zones stellt der fault core in den untersuchten Störungen eine eher gering permeable Einheit dar. Kataklastite haben geringere Werte an offener Porosität im Vergleich zu den Gesteinen der damage zones. Außerdem sind Gesteine des fault cores nicht oder kaum geklüftet. Im Aufschluss A5 Griesgassl haben Drucklösungsprozesse, die sich in den Gesteinen des fault core nachweisen lassen (fault gauges, tonige Lösungsflächen), zusätzlich dafür gesorgt, dass der fault core eine Zone geringer Permeabilität ist. Der fault core wäre hier auch mächtig genug, um eine Barriere für across-fault flow darstellen zu können. Es darf aber nicht außer Acht gelassen werden, dass bevorzugt am fault core lokalisierte Verkarstung wiederum dafür sorgen könnte, dass der fault core eine Zone höherer Permeabilität wäre. Generell sind in den untersuchten Störungszonen keine Einheiten zu finden, die Aquitard-Charakter aufweisen könnten.

Die Permeabilität innerhalb der Störungszonen im Dolomit ist vermutlich vor allem von der störungsbedingte Erhöhung des Kluftvolumens abhängig, Verkarstungsstrukturen spielen kaum eine Rolle. Generell weist Dolomit durch nicht störungsbedingte Mikroklüfte eine relativ hohe Hintergrundporosität auf. Tektonisch bedingte, zusätzliche Bildung von unzementierten Klüften sorgt für Bereiche mit potentiell höherer Permeabilität. Dies wird auch von Porositätsmessungen angedeutet, die zeigen, dass Dolomite aus Bereichen mit fracture facies 3 und 4 wesentlich höhere Porositäten haben als Dolomit mit geringer Kluftdurchdringung (fracture facies 2).

Bereiche mit vermehrt störungsparallelen Klüfte in der Nähe des geringmächtigen fault cores (Aufschluss A1/ Kastenriegel) könnten zusätzlich für eine erhöhte Permeabilität für Störungsparallelen Fluidtransport darstellen.

Es zeigt sich, dass die qualitative Unterscheidung dieser unterschiedlichen Zonen hinsichtlich ihrer Permeabilität auf Grund der Geländedaten sowie den Porositätsmessungen und Dünnschliffen gut möglich ist. Das Klassifikationsschema fracture facies ermöglicht eine semi-quantitative Einschätzung besonders in den damage zones, wo Klüfte die wesentlichen Deformationsstrukturen darstellen.

Die Aufschlussverhältnisse lassen aber natürlich nur bedingt Rückschlüsse über die laterale Kontinuität entlang der bearbeiteten Störungszonen zu. Die Beobachtungen im (kleinen) Aufschluss-Maßstab können aber durchaus als Indikatoren für die großräumigen hydrogeologischen Eigenschaften von Störungszonen im Hochschwabgebiet herangezogen werden.

Porositäten

In allen untersuchten Störungszonen konnten qualitativ gering permeable und höher permeable Einheiten unterschieden, beziehungsweise abgegrenzt werden.

Als hoch permeable Bereiche können in allen Störungszonen, sowohl im Kalk auch im Dolomit die damage zones eingestuft werden. Hier ist es vor allem das erhöhte, tektonisch bedingte Kluftvolumen von Relevanz. Das gilt für Kalke und Dolomite gleichermaßen. Erhöhte Kluftdichten und somit erhöhtes Kluftvolumen können in den sonst eher gering porösen Kalken der Wettersteinformation eine hydrogeologisch relevante Hintergrundporosität (fracture porosity) schaffen. Dilatation breccias haben durchgehend die höchsten Porositäten, sind also auch höher permeable Elemente, ihre Relevanz hängt aber stark von der räumlichen

Ausdehnung ab. Die, in allen Aufschlüssen anzutreffenden, dilatation breccias sind im Endeffekt aber zu geringmächtig und lateral zu wenig ausgedehnt, als dass sie die Permeabilität der Störungszonen maßgeblich beeinflussen könnten.

Sowohl undeformierter Wettersteinkalk als auch Wettersteindolomit haben eine geringe offene Porosität, die durchschnittlich zwischen 1%- 2% liegt. Die Porositäten für die störungsassoziierten Gesteine variieren, ihre Maxima liegen bei etwa 6%.

Im Wettersteindolomit (Aufschluss A1/Kastenriegel) liegen die durchschnittlichen Werte für den Protolith bei 1,5-2 % offener Porosität. Porositäten für Dolomite in fracture facies 3 und 4 liegen bei maximal 5,28%, eine unzementierte dilatation breccia hat mit 6,08% offener Porosität den größten gemessenen Wert. Diese deutlich erhöhte Porosität ist vor allem an Mikroklüfte gebunden, was auch durch Dünnschliffe beobachtet werden konnte.

Im Wettersteinkalk (Aufschluss A3) konnten für Ausgangsgestein und Störungsgesteine (Kataklasite, dilatation breccia) nur ein Maximalwert von 1,96% offener Porosität gemessen werden. Diese, im Vergleich zu den anderen, größeren Störungszonen im Kalk geringen Porositätswerte korrelieren mit den Messungen am Aufschluss, wonach hier nur maximal fracture facies 3, in großen Bereichen aber auch nur fracture facies 2 vorliegt. Geringeres Kluftvolumen sorgt also auch für geringere Porositätswerte.

Im Wettersteinkalk von Aufschluss A4/Unterer Ring wiederum konnten für die Kataklasite Werte um 3,0% offener Porosität gemessen werden, das Maximum lag bei 4,59% für eine dolomitische dilatation breccia. Bereiche, in denen Wettersteinkalk in fracture facies 4 vorliegt weisen Porositäten zwischen 3,3 bis 4,3 % offener Porosität auf. Auch Dünnschliffe bestätigten, dass die erhöhten Porositätswerte hauptsächlich durch Klüfte und Mikroklüfte erklärt werden können. Kataklasite, an sich kompakte, gering poröse Gesteine, sind ebenfalls durch microjoints und daran gebundene Lösungsstrukturen gekennzeichnet.

Auch im Aufschluss A5 liegen die Porositätswerte für Kataklasite des Störungskerns bei durchschnittlich 3 % offener Porosität.

Es zeigte sich letztlich wieder, dass die offene Porosität für dilatation breccias und Gesteine in fracture facies 4 am höchsten ist. Kataklasite wiesen etwas geringere Werte auf, sind aber im Vergleich zum undeformierten Ausgangsgestein wiederum höher porös.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die gemessenen Porositäten Matrix- und Kluftporosität umfassen. Die Conclusio aus Untersuchungen an Dünnschliffen und in den Störungszonen im Gelände (fracture facies) ist, dass der Großteil der Porosität fracture porosity ist. In Anlehnung an das Modell von Teufel (2006) kann gezeigt werden, dass erhöhtes Kluftvolumen zu erhöhten (Kluft-) Porositäten führt (siehe Abb.65). Das ist dann von Bedeutung, wenn man davon ausgeht, dass der Anteil an fracture porosity ausschlaggebend für die Permeabilität der Störungszonen ist. Das wiederum kann, auch im Vergleich mit Beispielen aus der Literatur ((Johansen et al., 2005; Billi, 2005; Billi et al. 2007), für die untersuchten Störungszonen als zutreffend angesehen werden.

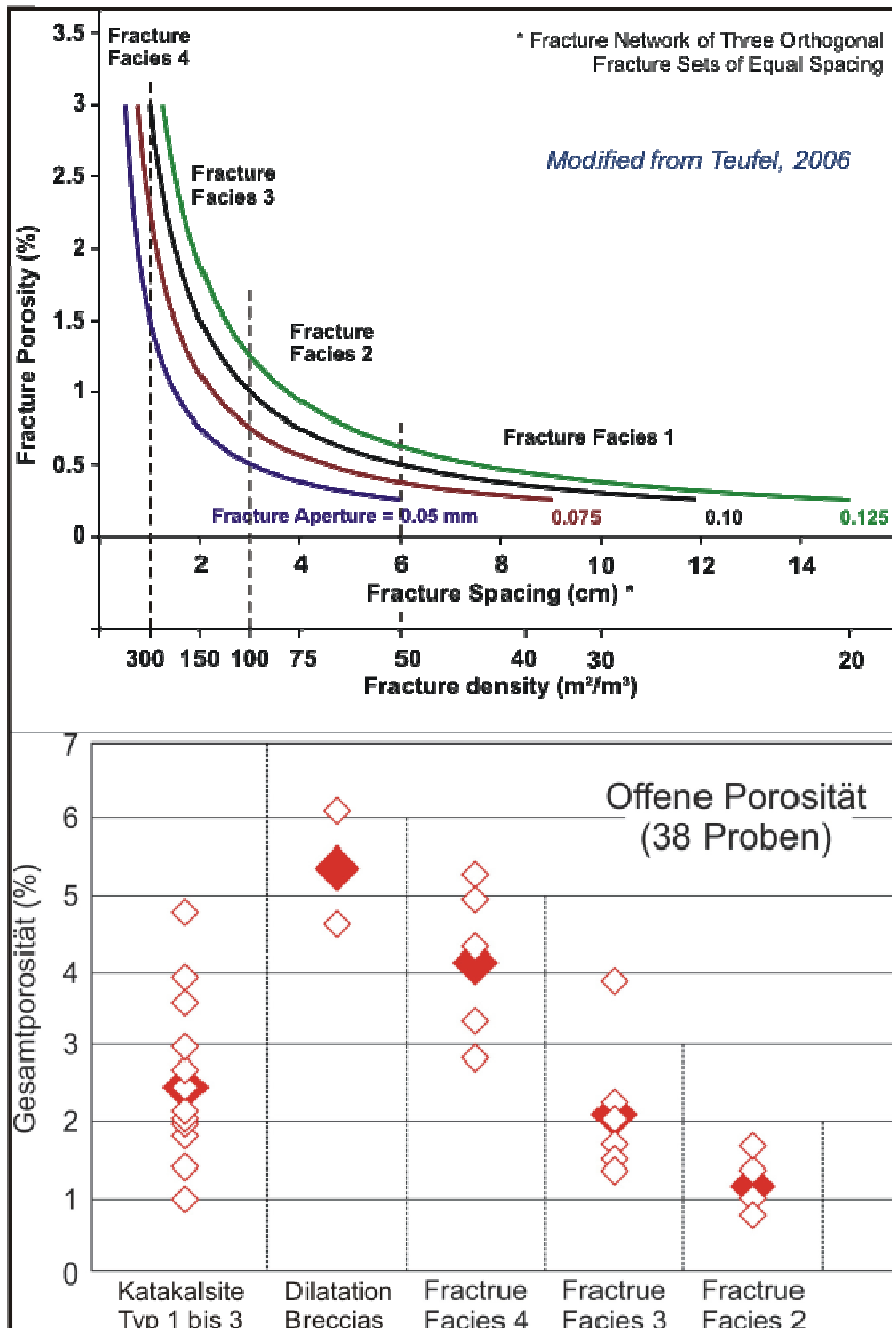


Abb.65 oben: Zusammenhang zwischen Kluftdichte und Fracture Porosity (Teufel, 2006)
 unten: Messungen zur offenen Porosität für alle Proben

7.3 Ausblick

Es kann mit dieser Arbeit gezeigt werden, dass die hydrogeologische Charakterisierung von Störungszonen vom internen Aufbau, den auftretenden Störungsgesteinen und Deformationsstrukturen sowie der Ausgangslithologie abhängt. Qualitative Aussagen zu diesen Faktoren konnten durch diese Arbeit gemacht werden.

Die Permeabilität der untersuchten Störungszonen ist primär abhängig von Verkarstungsstrukturen und Kluftnetzwerken.

Um den Einfluss der Kluftnetzwerke auf die Permeabilität der Störungszonen wirklich quantifizieren zu können, wären numerische Modellierungen notwendig. Den Faktor Verkarstung zu quantifizieren, stellt eine noch größere Herausforderung dar.

8. LITERATUR

BENEDICTO, A., PLAGNES, V., VERGÉLY, P., FLOTTÉ, N. & SCHULTZ, R.A. (2008): Fault and fluid interaction in a rifted margin: integrated study of calcite-sealed fault-related structures (southern Corinth margin). In: WIBBERLEY, C.A.J, KURZ, W., IMBER, J., HOLDSWORTH, R.E. & COLLETTINI, C. (eds) *The Internal Structure of Fault Zones: Implications for Mechanical and Fluid-Flow Properties*. The Geological Society of London 2008, 299, p. 257-275.

BILLI, A. (2005): Attributes and influence on fluid flow of fractures in foreland carbonates of southern Italy. *Journal of Structural Geology*, 27, p. 1630-1643.

BILLI, A., VALLE, A., BRILLI, M., FACCENA, C., FUNICIELLO, R. (2007): Fracture-controlled fluid circulation and dissolutional weathering in sinkhole-prone carbonate rocks from central Italy. *Journal of Structural Geology*, 29, p. 385-395.

BRYDA, G. (2001): Geologische Kartierung im Hochschwabgebiet – Entscheidungshilfe zur Abgrenzung von Quelleinzugsgebieten. In: Mandl, G. W., *Geologische Bundesanstalt Arbeitstagung 2001*, S. 220-231, Wien (Geol. B.-A.).

CAINE, J. S., EVANS, J. P. & FORSTER, C. B. (1996): Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 14, p. 1025-1028.

CHESTER, F. M. & EVANS, J. P. & BIEGEL, L. R. (1993): Internal structure and weakening mechanism of the San Andreas Fault. *Journal of Geophysical Research*, 98, p. 771-786.

DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P. (1994): Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannung und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extrusion“ der Zentralalpen. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 137/1, S. 5-18.

DECKER, K. (2000): Tektonik/Strukturgeologische Grundlagen. In: MANDL, et al., *Karstwasserdynamik und Karstwasserschutz Hochschwab – Geologische Karte. Folgeprojekt Hochschwab West & Süd WA4A/ F1998 & StA028n*. – Unveröffentl. Endbericht, S. 49- 74, Wien (Geol. B.-A.).

DECKER, K. & REITER, F. (2001): Strukturgeologische Methoden zur Charakterisierung von Karstwasserwegen im Hochschwabmassiv. In: Mandl, G.W., *Geologische Bundesanstalt Arbeitstagung 2001*, S. 206-212, Wien (Geol. B.-A.).

DECKER, K. (2007): Dolomite fracture and fault analysis, outcrop study Steinbruch Gaaden. Unpublished report to OMV Austria, Vienna, 72 pp.

DICKSON, J.A.D. (1966): Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimental Petrology*, 36, p. 491-505.

EVAMY, B.D. & SHEARMAN, D.J. (1962): The application of chemical staining techniques to the study of diagenesis in limestones. *Proc. Geol. Soc. London* 1599, 102.

FAULKNER, D. R., LEWIS, A. C. & RUTTER, E. H. (2003): On the internal structure and mechanics of large strike-slip fault zones: field observations of the Caboneras fault in southeastern Spain. *Tectonophysics*, 367, p. 235-251.

FAULKNER, D. R., MITCHEL, T. M., RUTTER, E. H. & CEMBRANO, J. (2008): On the structure and mechanical properties of large strike-slip faults. In: WIBBERLEY, C.A.J, KURZ, W., IMBER, J., HOLDSWORTH, R.E. & COLLETTINI, C. (eds) *The Internal Structure of Fault Zones: Implications for Mechanical and Fluid-Flow Properties*. The Geological Society of London 2008, 299, p.139 -150.

FISHER, Q. J., CASEY, M., HARRIS, S. D. & KNIPE, R. J. (2003): Fluid-flow properties of faults in sandstone: The importance of temperature history. *Geological Society of America*, 11, p. 965–968.

HANCOCK, P. L. (1985): Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, 7, p.437-457.

HEITZMANN, P.A. (1985): Kakirite, Mylonite – Zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefügen. *Eclogae geol Helv*, 78, S. 273-286.

JOHANSEN, T. E. S., FOSSEN, H. & KLUGE, R. (2005): The Impact of syn-faulting porosity reduction on damage zone architecture in porous sandstone. An outcrop example from the Moab Fault, Utah. *Journal of Structural Geology*, 27, p. 1469-1485.

JOURDE, H., FLODIN, E.A., AYDIN, A., DURLOFSKY, L.J. & WEN, X.H. (2002): Computing permeability of fault zones in eolian sandstone from outcrop measurements. *AAPG Bulletin*, v. 86, no. 7, p. 1187–1200.

KUSCHNIG, G. (2001): Das Karstforschungsprogramm der Wiener Wasserwerke. In: Mandl, G. W. ,*Geologische Bundesanstalt Arbeitstagung 2001*, S. 213-219, Wien (Geol. B.-A.).

KUSCHNIG, G. (2009): Forschungsansätze zur Bewältigung kommender Herausforderungen bei der Wasserversorgung von Großstädten. *Arbeitstagung 2009 der Geologischen Bundesanstalt Blatt 101 Eisenerz, Tagungsband*, S. 199-203.

LINZER, H.G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1995): Transpressional Collision Structures in the upper Crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. *Tectonophysics*, 242,S. 41-61.

LUNN, R. J., SHIPTON, Z. K. & BRIGHT, A. M. (2008): How can we improve estimates of bulk fault zone hydraulic properties? In: WIBBERLEY, C.A.J, KURZ, W., IMBER, J., HOLDSWORTH, R.E. & COLLETTINI, C. (eds) *The Internal Structure of Fault Zones: Implications for Mechanical and Fluid-Flow Properties*. The Geological Society of London 2008, 299, p. 231-237.

MANDL, G. (1988): *Mechanics of tectonic faulting*. Elsevier, Amsterdam.

MANDL, G. (1999): *Faulting in brittle rocks: an introduction to the mechanics of tectonic faults*. Springer Verlag, Heidelberg.

- MANDL, G.W., BRYDA, G., KREUSS, O., DECKER, K., DRAXLER, I., KRYSTIN, L., PIROS, O. & REITER, F. (2000): Karstwasserdynamik und Karstwasserschutz Hochschwab – Geologische Karte. Folgeprojekt Hochschwab West & Süd WA4A / F 1998 & StA028n. – Unveröffentl. Endbericht. 82 S., Wien (Geol. B.-A.).
- MC NULTY, B.A. (1995): Pseudotachylite generated in the semi-brittle and brittle regimes, Bench Canyon shear zone, central Sierra Nevada. *Journal of Structural Geology*, 17, p. 1507-1521.
- PERSESSON, H. & DECKER, K. (1997): The Tertiary dynamics of the northern Eastern Alps (Austria): changing paleostress in a collisional plate boundary. *Tectonophysics*, 272, p.125-157.
- PLAN, L. (2002): Speläologisch-tektonische Charakterisierung der Karstwasserwege im Einzugsgebiet der bedeutendsten Quelle der Ostalpen (Kläfferquelle, Hochschwab). Veröffentlichte Diplomarbeit, Verband Österreichischer Höhlenforscher.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1987): The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and fractures. Academic Press, London.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H., MERLE, O. (1991): Lateral extrusion in the eastern Alps, part II: structural analysis. *Tectonics*, 10, S. 257-271.
- RUTTER, E.H. (1983): Pressure solution in nature, theory and experiment. *Journal of the Geological Society*, London, 140, p.725-740.
- SAUSGRUBER, T. & BRANDNER, R. (2003): The Relevance of Brittle Fault Zones in Tunnel Construction – Lower Inn Valley Feeder Line North of the Brenner Base Tunnel, Tyrol, Austria. *Mitteilungen Österreichische Geologische Gesellschaft*, 94, p. 157-172.
- SCHOLZ, C. H. (2002): *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge University Press, Cambridge.
- SCHULZ, S. E. & EVANS, J. P. (2000): Mesoscopic structure of the Punchbowl fault Southern California, and the geological and geophysical structure of active faults. *Journal of Structural Geology*, 22, p. 913-930.
- SHIPTON, Z. K. & COWIE, P. A. (2001): Damage zone and slip surface evolution over μm to km scales in high porosity Navajo sandstone, Utah. *Journal of Structural Geology*, 23, p. 1825-1844.
- SHIPTON, Z. K. & COWIE, P. A. (2003): A conceptual model for the origin of fault damage zone structures in high-porosity sandstone. *Journal of Structural Geology*, 25, p. 333-344.
- SHIPTON, Z. K., SODEN, A. M., KIRKPATRICK, J. D., BRIGHT, A. M. & LUNN, R. J. (2006): How thick is a fault? Fault displacement-thickness scaling revisited. In: ABERCROMBIE, R., MCARR, A., DI TORO, G. & KANAMORI, H. (eds) *Radiated Energy and the Physics of Faulting*. American Geophysical Union Monograph Series, 170, p. 193-198.

SIBSON, R. H. (1977): Fault rocks and fault mechanism: Journal of the Geological Society of London, 133, p. 191-213.

SIBSON, R.H. (1986): Brecciation processes in fault zones: Inferences from earthquake rupturing. Pure and Applied Geophysics, 124, p. 159-175.

STROBL, E. (1992): Hydrogeologie des wetslichen Hochschwab, nördlich von Eisenerz (Steiermark). Diss. Univ. Graz, 71 S., 24 Abb., 4 Tab., 16 Fotos, 6 Beil., 5 Anh.

STROBL, E. (2009): Hydrogeologische Untersuchungen im südlichen Hochschwab, Eisnerzer Seeau – Pfaffingerplateau. Arbeitstagung 2009 der Geologischen Bundesanstalt Blatt 101 Eisenerz, Tagungsband, S. 143-152.

SURETTE, M. J. & ALLEN, D. M. (2008): Quantifying heterogeneity in variably fractured sedimentary rock using a hydrostructural domain. GSA Bulletin, v.120, no. 1-2, p.225-237.

TARASEWICZ, J. P. T., WOODCOCK, N. H., DICKSON, J. A. D. (2005): Carbonate dilatation breccias: Examples from the damage zone to the Dent Fault, northwest England. GSA Bulletin, 117/5-6, p. 736-745.

TEUFEL, L.W. (2006): Geologic and Reservoir Engineering Review of the Schonkirchen Tief Field. Report for OMV Austria Exploration & Production, 20 pp.

VAN DER ZEE, W., WIBBERLEY, C. A. J. & URAI, J. L. (2008): The influence of layering and pre-existing joints on the development of internal structure in normal fault zones: the Lodeve Basin, France. In: WIBBERLEY, C.A.J, KURZ, W., IMBER, J., HOLDSWORTH, R.E. & COLLETTINI, C. (eds) The Internal Structure of Fault Zones: Implications for Mechanical and Fluid-Flow Properties. The Geological Society of London 2008, 299, p. 57-74.

WALLACE, R. E. & MORRIS, H. T. (1986): Characteristics of faults and shear zones in deep mines. Pure Appl. Geophys., 124, p. 107-125.

WIBBERLEY, C.A.J., YIELDING, G., DI TORO, G. (2008): Recent advances in the understanding of fault zone internal structure: a review. In: WIBBERLEY, C.A.J, KURZ, W., IMBER, J., HOLDSWORTH, R.E. & COLLETTINI, C. (eds) The Internal Structure of Fault Zones: Implications for Mechanical and Fluid-Flow Properties. The Geological Society of London 2008, 299, p. 5-33.

Internet:

<http://www.austrianmap.at>

ANHANG

Proben	105°C nach 24h	105°C nach 48h	Mittelwert Trocken masse	Massen- verlust [%]	Masse Wasser satt [g]	Masse u. Auftrieb [g]	Rohdichte [g/cm³]	24 h	24 h	Offene Porosität
	md	md						Wasserauf- nahme [g]	Wasserauf- nahme [%]	Porosität [%]
A1/1	1536	1535,8	1535,9	0,01	1564,5	983,3	2,64	28,7	0,02	4,94
A1/4	183,4	183,3	183,35	0,05	184,3	117	2,72	1	0,01	1,49
A1/4	499,5	499,2	499,35	0,06	501,6	319,6	2,74	2,4	0,00	1,32
A1/5	767,1	767	767,05	0,01	770,8	490,7	2,74	3,8	0,00	1,36
A1/6	1239	1239	1239	0,00	1246,6	795	2,74	7,6	0,01	1,68
A1/7	1704,4	1704,3	1704,35	0,01	1738,5	1091,1	2,63	34,2	0,02	5,28
A1/8	199,3	199,1	199,2	0,10	200,6	127	2,71	1,5	0,01	2,04
A1/10	144,4	144,4	144,4	0,00	145,1	92,9	2,77	0,7	0,00	1,34
A1/11	414,2	414,2	414,2	0,00	424,1	261,2	2,54	9,9	0,02	6,08
A1/12	192,5	192,3	192,4	0,10	193,9	123,4	2,73	1,6	0,01	2,27
A1/13	749,3	749,1	749,2	0,03	756,9	481,3	2,72	7,8	0,01	2,83
A3/2	591,5	591,4	591,45	0,02	595,1	375,5	2,69	3,7	0,01	1,68
A3/3	242,3	242	242,15	0,12	242,9	152,3	2,67	0,9	0,00	0,99
A3/5	511,5	511,4	511,45	0,02	515,2	321,3	2,64	3,8	0,01	1,96
A3/6	536,2	536,2	536,2	0,00	539,8	341,8	2,71	3,6	0,01	1,82
A4/1	901,8	901,6	901,7	0,02	912	565,4	2,60	10,4	0,01	3,00
A4/2	868,6	868,5	868,55	0,01	883,5	557	2,66	15	0,02	4,59
A4/3	516,6	516,5	516,55	0,02	520,8	323,6	2,62	4,3	0,01	2,18
A4/4	711,4	711,3	711,35	0,01	723,2	447,6	2,58	11,9	0,02	4,32
A4/5	1011	1010,8	1010,9	0,02	1037,9	620	2,42	27,1	0,03	6,48
A4/5//	1849,6	1894,5	1872,05	2,43	1920,5	1171,2	2,50	26	0,01	3,47
A4/7	178,2	178	178,1	0,11	180,6	113,6	2,66	2,6	0,01	3,88
A4/8	1279,3	1279,1	1279,2	0,02	1295,7	797,9	2,57	16,6	0,01	3,33
A5/1	152,5	152,4	152,45	0,07	154,5	95,4	2,58	2,1	0,01	3,55
A5/2	440,9	440,8	440,85	0,02	445	276,4	2,61	4,2	0,01	2,49
A5/3	226,3	226,2	226,25	0,04	227,4	142	2,65	1,2	0,01	1,41
A5/4	218,7	218,7	218,7	0,00	221,2	137,3	2,61	2,5	0,01	2,98
A5/5	420,7	420,5	420,6	0,05	427	262,5	2,56	6,5	0,02	3,95
A5/6	58,3	58,2	58,25	0,17	59,3	36,3	2,53	1,1	0,02	4,78
A5/7	64,2	64,2	64,2	0,00	64,7	40,2	2,62	0,5	0,01	2,04
A5/8	357,6	357,5	357,55	0,03	361,2	224,5	2,62	3,7	0,01	2,71
A5/9	185,7	185,4	185,55	0,16	188	115,4	2,56	2,6	0,01	3,58
A5/10								0		
A5/11	860,1	860,1	860,1	0,00	868,2	538,4	2,61	8,1	0,01	2,46
A5/12	867,6	867,5	867,55	0,01	875,2	546	2,64	7,7	0,01	2,34
A5/13	153,2	153,1	153,15	0,07	155	95,9	2,59	1,9	0,01	3,21
A5/14										
A5/15	1163	1162,8	1162,9	0,02	1167,1	733,1	2,68	4,3	0,00	0,99
A5/16	576,1	575,9	576	0,03	580,4	362,3	2,64	4,5	0,01	2,06
A5/16a	485,2	485,1	485,15	0,02	486,5	305,7	2,68	1,4	0,00	0,77

Tabelle 5: Messungen zur offenen Porosität aller Proben laut EN 1936

ZUSAMMENFASSUNG

Im Rahmen der vorliegenden Diplomarbeit wurde eine vergleichende Studie an Störungszonen in obertriassischen Kalk- und Dolomitgesteinen der Wettersteinformation durchgeführt. Untersucht und verglichen wurden der interne Aufbau von Störungskern und damage zones der Störungszonen, die auftretenden Störungsgesteine sowie hydrogeologische Eigenschaften unterschiedlicher Bereiche. Die Störungszonen befinden sich im nördlichen Hochschwabmassiv. Es handelt sich um sinistrale Blattverschiebungen, die in geringen Krustentiefen während der lateralen Extrusion der Ostalpen im Oligozän und Unteren Miozän entstanden.

Störungszonen in Kalkgesteinen sind relativ eng begrenzte Zonen mit deutlich abgrenzbarem Störungskern und damage zones. Störungskerne, die die Hauptstörung der Störungszone beinhalten, werden durch kataklastische Störungsgesteine charakterisiert. Mit dem Störungskern assoziierte Harnischflächen separieren Kataklasite unterschiedlichen Typs voneinander oder grenzen Kataklasite vom Nebengestein ab. Kataklasite unterscheiden sich hinsichtlich Komponentengröße, Matrixgehalt und der Rundung der Komponenten. Kataklasit – Mikrostrukturen deuten progressive Katakklasis und beträchtlichen Versatz entlang der Störungsgesteine an. Die Heterogenität des Störungskerns ist in höher entwickelten Störungszonen (Störungszonen mit großem Versatz) generell geringer als in kleineren Störungszonen mit geringem Versatz. In allen Störungszonen treten Kataklasite in Bändern auf, die sich zu geometrisch komplexen, anastomosierenden Gesteinsvolumen verbinden. Es ist schwierig, die 3D-Geometrie komplexer Störungskerne im Aufschlussmaßstab aufzulösen. Neben kataklastischem Fließen konnten Drucklösungsprozesse, die Kataklasite überprägen, dokumentiert werden.

Die damage zones von Störungszonen in Kalkgesteinen werden durch intensiv geklüftetes Ausgangsgestein und dilatation breccias charakterisiert, die Dilatationsprozesse und peripheral wall rock weakening belegen. Diese Prozesse begleiten die (Fort-) Entwicklung der Störungszonen. Große Volumen von Karbonatzementen in den dilatation breccias deuten an, dass solche Prozesse mit hohen Fluiddrücken und mit der Perkolations großer Fluidvolumen einhergehen. Auf der Basis unterschiedlicher Kluftdichten wurden in den damage zones verschiedene Bereiche unterschieden. Kluftdichten (P_{32} , in m^2 Klufffläche pro m^3 Gestein) variieren entlang aller untersuchten Störungszonen. In höher entwickelten Störungszonen mit größerem Versatz wurden die größten Kluftdichten gefunden, die hier vor allem mit großflächigen Riedelscherflächen in den damage zones assoziiert sind. Auch in unmittelbarem Kontakt zum Störungskern sind hohe Kluftdichten anzutreffen. Auf der Grundlage eines Klassifikationsschemas wurden im Gelände fracture facies definiert, um eine semi-quantitative Abschätzung der Dichte und räumlichen Verteilung von kleinmaßstäblichen Klüften zu erhalten. Unterschiedliche Bereiche wurden mit fracture facies 1 bis 4 charakterisiert, wobei fracture facies 4 für die höchsten Kluftdichten steht.

Störungszonen in Dolomitgesteinen weisen, auch bei geringem strain, mehrere Störungskerne auf, die in breiteren Zonen von geklüftetem Ausgangsgestein liegen. Verglichen mit Störungszonen mit ähnlichem Versatz in Kalkgesteinen, sind die damage zones in Dolomiten breiter und sie weisen höher Kluftdichten. Dilatation breccias treten häufiger auf, die klare Unterscheidung/Abgrenzung von Störungskern

und damage zone ist schwieriger. Damage zones, die an lateralen (mode III) tips der untersuchten Blattverschiebungen gefunden wurden, belegen, dass hydraulic fracturing und Fluidfluss durch die propagierende Störung einen bedeutenden Faktor in der Entwicklung der Störungszone darstellen. Ein typischer Übergang von Ausgangsgestein, das sich vor der propagierenden Störung befindet, zum Störungskern der bewegten Störung beinhaltet dicht geklüftetes Ausgangsgestein, Ausgangsgestein mit häufigen Zement-verfüllten Zerrspalten, dilatation breccias und Kataklasite, in denen dilatation breccias und Ausgangsgesteinen aufgearbeitet werden.

Die detaillierte Dokumentation von verschiedenen Einheiten in Störungszonen wurde durch Porositätsmessungen ergänzt, um so Aussagen über die hydrogeologischen Eigenschaften von Störungszonen treffen zu können. In allen untersuchten Störungszonen finden sich höher permeable Einheiten vor allem in den damage zones. Charakterisiert werden sie durch hohe Klufddichten. Die Porositätsmessungen ergaben für dilatation breccias (bis zu 6%) und geklüftetes Ausgangsgestein (fracture facies 4) die höchsten Werte (die Porosität von undeformiertem Ausgangsgestein liegt bei durchschnittlich 1,5%, mit dem Maximum bei 2%). Dünnschliffe belegen, dass der größte Anteil der Porosität durch unzementierte Klüfte entsteht. Daraus lässt sich ableiten, dass die Kluftporosität der kontrollierende Faktor hinsichtlich der Permeabilität der Störungszonen ist. Die unterschiedlichen Typen von Kataklasiten in den Störungskernen haben geringe intra-granulare Porosität (durchschnittlich bei 2,5%) und sehr geringe Klufddichten. Sie können als gering-permeable Einheiten der Störungszonen eingestuft werden.

ABSTRACT

The topic of this diploma thesis is a comparative analysis of fault zones in limestone and dolomite rocks comparing the architecture of fault core and damage zones, fault rocks, and the hydrodynamic properties of faults exposed in the Upper Triassic Wetterstein Fm. of the Hochschwab Massif (Austria). All analysed faults are sinistral strike-slip faults, which formed at shallow crustal depth during the process of eastward lateral extrusion of the Eastern Alps in the Oligocene and Lower Miocene.

Fault zones in limestone tend to be relatively narrow zones with distinct fault core and damage zones. Fault cores, which include the principle slip surface of the fault, are characterized by cataclastic fault rock associated with slickensides separating strands of cataclasite from surrounding host rock or occurring between different types of cataclasite. Cataclasites differ in terms of fragment size, matrix content and the angularity of fragments. Cataclasite fabrics indicate progressive cataclasis and substantial displacement across the fault rock. Fault core heterogeneity tends to decrease within more evolved (higher displacement) faults. In all fault cores cataclasites are localized within strands, which connect to geometrically complex anastomosing volumes of fault rock. The 3D geometry of such fault cores is difficult to resolve on the outcrop scale. Beside cataclastic flow pressure solution, overprinting cataclastic fabrics, could be documented within fault zones.

Damage zones in limestone fault zones are characterized by intensively fractured (jointed) host rock and dilatation breccias, indicating dilatation processes and peripheral wall rock weakening accompanying the growth of the fault zone. Dilatation breccias with high volumes of carbonate cement indicate these processes are related to high fluid pressure and the percolation of large volumes of fluid. Different parts of the damage zones were differentiated on the base of variable fracture densities. Fracture densities (P32 in m^2 joint surfaces per m^3 rock) generally vary along all investigated faults. They are especially high in more evolved (higher displacement) fault zones where they are associated with large-scale Riedel shears and in parts of the damage zones, that are next to the fault cores. The assessment of the abundance of small-scale fractures uses fracture facies as an empirical classification providing semi-quantitative estimates of fracture density and abundance. Different units were assigned to fracture facies 1 to 4, with fracture facies 4 indicating highest fracture density.

Fault zones in dolomite tend to have several fault cores localized within wider zones of fractured wall rock (damage zones), even at low strain. Compared to fault zones with similar displacement in limestone, damage zones in dolomite tend to be wider and have higher fracture densities. Dilatation breccias are more abundant. A clear separation of fault core and damage zone is more difficult. Damage zones observed at the lateral (mode III) tips of the analysed strike-slip faults show that hydraulic fracturing and fluid flow through the propagating fault are of major importance for its evolution. A typical transition from the wall rock ahead of the propagating fault to the core of the slipped fault includes: densely jointed wall rock, wall rock with abundant cement-filled tension gashes, dilatation breccia and cataclasite reworking both dilatation breccia and wall rock.

The detailed documentation of different fault zone units is supplemented by porosity measurements in order to assess the hydrogeological properties of the fault zones. High permeability units are first of all located in the damage zones, characterized by high fracture densities. Porosity measurements on fault rocks showed highest porosity (up to 6%) for fractured wall rocks (fracture facies 4) and dilatation breccias (porosity of undeformed wall rock: 1,5 % average, 2 % maximum). Thin sections prove that most of the porosity is carried by uncemented fractures. Fracture porosity therefore is the controlling factor of fault zone permeability. The different types of cataclasite in fault cores show low intra-granular porosities (average 2,5 %) and very low fracture density. They therefore are classified as low-permeability units.

Helene Bauer
A. Holzergasse 33
2380 Perchtoldsdorf
+43 (0)18690590
helene.bauer@gmx.at

LEBENS LAUF

◆ Persönliche Daten:

Geboren am 07.Juli.1984 in Oberpullendorf;
Österreichische Staatsbürgerin;
Tochter: Clementine Bauer geboren am 24.02.2008
Vater: Dr. Stefan Bauer, Physiker,
Mutter: Ingrid Bauer, Diplomkrankenschwester

◆ Schulbildung:

Volksschule in Mödling von 1990 bis 1994;
Gymnasium in Perchtoldsdorf von 1994 bis 2002;
Maturabschluss im Juni 2002

◆ Universität:

2002-2003: Individuelles Diplomstudium Internationale Entwicklung,
Universität Wien

2002-2010: Studium Erdwissenschaften mit Schwerpunkt Geologie an der
Universität Wien

März 2007: Abschluss: Bakkalaurea der Naturwissenschaften (Bakk.rer.nat.)
Titel der Bakkalaureatsarbeit: Sedimentgeologie und –petrologie der
Schleifsteine der Gosaugruppe

März 2010: Abschluss: Magistra der Naturwissenschaften (Mag.rer.nat.)
Titel der Magisterarbeit: Deformationsprozesse und hydrogeologische
Eigenschaften von Störungszonen in Karbonatgesteinen

◆ Besondere Kenntnisse:

Englisch in Wort und Schrift
Grundkenntnisse Französisch und Spanisch

◆ Erfahrungen:

Zusammenarbeit mit den Wiener Wasserwerken im Rahmen der
Magisterarbeit von 2008-2009

Präsentation von Ergebnissen aus der Magisterarbeit im Rahmen der
Arbeitstagung 2009 der Geologischen Bundesanstalt , Leoben

Präsentation von Themen der Magisterarbeit auf der EGU 2010, Wien

Perchtoldsdorf, am 28.10.2010