



MASTERARBEIT

Titel der Masterarbeit

Kinematische Untersuchungen einer Mylonitzone
in den Nördlichen Kalkalpen (Pailwand, Salzburg)

Verfasserin

Tanja Ilickovic, BSc.

angestrebter akademischer Grad

Master of Science (MSc.)

Wien, 2013

Studienkennzahl: A 066 815

Studienrichtung: Erdwissenschaften

Betreuer: Bernhard Grasemann, Univ. Prof. Mag. Dr.

Inhaltsverzeichnis

1. EINLEITUNG	5
1.1. Zusammenfassung.....	5
1.2. Abstract.....	6
2. EINFÜHRUNG	7
2.1. Geographischer und geomorphologischer Überblick	7
2.2. Geologischer Überblick.....	7
2.2.1. Überblick über die alpidischen Orogenesestadien und die Bildung der Kalkalpen	7
2.2.2. Überblick über die regionale Tektonik.....	10
2.2.3. Überblick über die Stratigraphie.....	11
2.2.4. Die Problematik der Nördlichen Kalkalpen - Modelle.....	11
2.2.5. Die Problematik der Nördlichen Kalkalpen – Die Pailwand	12
3. BESCHREIBUNG DER GELÄNDEAUFNAHMEN	13
3.1. Lithostratigraphische Beschreibung der Pailwand (Vom stratigraphisch Ältesten zum stratigraphisch Jüngsten)	13
3.1.1. Werfener Schichten	13
3.1.2. Gutensteiner Dolomit	14
3.1.3. Steinalmkalk.....	15
3.1.4. Wettersteinkalk.....	16
3.1.5. Unterkarnischer schwarzer Kalk	16
3.1.6. Reingrabener Schiefer.....	16
3.1.7. Hallstätter Kalk	18
3.1.8. Pedataschichten	19
3.1.9. Zlambachschichten	20
3.1.10. Quartär.....	20
3.2. Die Tektonik der Pailwand	21
3.2.1. Das sprödetektonische Störungssystem der Pailwand	22
3.2.2. Detaillierte strukturelle Beschreibung der Pailwand Ost	25
3.2.3. Detaillierte strukturelle Beschreibung der Pailwand West	28
3.2.4. Detaillierte strukturelle Beschreibung der Kalzitmylonitzone.....	29

4. PROZESSBESCHREIBUNG UND MIKROSKOPISCHE BESCHREIBUNG DER DÜNNNSCHLIFFE	31
4.1. Bearbeitung der Handstücke.....	31
4.2. Bearbeitung der Dünnschliffe	31
4.3. Bearbeitung der Dünnschliffe für die Back Scattered Electrons z-Contrast Imaging microscopy (BSE)	31
4.4. Detaillierte Handstück und Dünnschliffbeschreibung	33
4.4.1. PW5/PP3 – Zlambach Mergelkalk.....	33
4.4.2. PW7/PP5-Zlambachmergel deformiert.....	34
4.4.3. PW7/PP6-Zlambachmergel deformiert.....	37
4.4.4. PW7/PP7-Zlambach Kalkmergelschuttlagen deformiert	38
4.4.5. PW7/PP8-Zlambachkalk deformiert	40
4.4.6. PW7/PP9-Zlambach Kalkmergel deformiert	41
4.4.7. PW8/PP10-Bunter Hallstätter Kalk (Kalzitmarmorylonit)	43
4.4.8. PW12/PP12-Heller Hallstätterkalk (Kalzitmarmorylonit).....	44
4.4.9. PW14/PP13-Reingrabener Schiefer	46
4.4.10. PW14/PP16-Reingrabener Schiefer	48
4.4.11. PW8/PP17-Bunter Hallstätter Kalk (Kalzitmarmorylonit)	51
4.4.12. PW18/PP18-Reingrabener Schiefer	54
4.4.13. PW18/PP19-Heller Hallstätterkalk (Kalzitmarmorylonit).....	55
4.4.14. PW16/PP20-Heller Hallstätterkalk (Kalzitmarmorylonit).....	56
4.4.15. PW14/PP21–Gutensteiner Dolomit (Kataklasit).....	59
4.4.16. PW14/PP22–Gutensteiner Dolomit (Kataklasit).....	60
5. ZUSAMMENFASSUNG UND INTERPRETATION DER GELÄNDEAUFNAHMEN SOWIE DER MIKROTEKTONISCHEN ANALYSE	62
6. VERGLEICH UND DISKUSSION MIT DEN MODELLEN FÜR DIE EOALPINE OROGENESE.	65
7. ZUSAMMENFASSUNG	67
LITERATURVERZEICHNIS.....	68
CURRICULUM VITAE.....	71

Danksagung

Der größte Dank gilt meinem Betreuer, Bernhard Grasmann. Speziell möchte ich mich bei ihm für seine fortwährende Unterstützung, für die anregenden Diskussionen sowohl im Gelände als auch bei der Durchsicht der Dünnschliffe bedanken. Ebenso danke ich ihm für die Bereitstellung hilfreicher Literatur, für das Schleppen von Handstücken sowie für seine hilfreichen Tipps und seine konstruktive Kritik.

Ein weiterer Dank gilt Richard Lein, durch welchen ich bei der gemeinsamen Durchsicht der Dünnschliffe im Hinblick auf Karbonatsedimentologie viel lernen und profitieren konnte.

Danken will ich auch Wolfgang Frank, genauer gesagt für die Geländebegehung und die anregenden Diskussionen welche mir viele nützliche Ideen und Theorien geliefert haben.

Hugh Rice möchte ich dafür danken, dass er während meiner langen Stunden am Elektronenmikroskop immer als Retter in der Not da war und mir bei etwaigen Problemen geholfen hat.

Zudem gebührt auch ein Dank Gerhard Mandl, Michael Wagreeich und Susanne Gier für ihren sedimentologischen Input, und Benjamin Huet für seine Hilfestellung bei der Profilerstellung.

Konstantin Petrakakis möchte ich dafür danken, dass er immer ein offenes Ohr für mich hatte und mich in meiner geologischen Laufbahn bestärkt hat.

Ebenso möchte ich mich recht herzlich bei meinen Studienkollegen Aleksandra Popovic, Theresa Schröckenfuchs, Doris Rupprecht, Andrea Schober, Christina Karnitschar, Matthias Bichler und Christopher Kollmann bedanken und zwar für eine unvergessliche Studienzeit, für viele gute Diskussionen, schöne Exkursionen und für den Rückhalt den ihr mir auch in stressigen Zeiten gegeben habt. Bernhard Bretis möchte ich für die Hilfe beim Handstücke schneiden danken.

Ein großer Dank geht auch an meine Mutter Slobodanka, meine Großmutter Ljuba, meinen Onkel Stjepan, sowie an Gerhard und Doris. Ihr seid wohl die wichtigsten Menschen in meinem Leben und ohne eure jahrelange Unterstützung, eure konstruktive Kritik und euren Glauben an mich wäre ich sowohl privat als Mensch, als auch mit meiner Ausbildung nicht so weit gekommen. Vielen Dank dafür.

Und zu guter Letzt gebührt auch meinem Freund Jürgen Leitner ein großer Dank. Dafür, dass du immer motiviert bist mit mir ins Gelände zu gehen und zudem das du meine größte Stütze und mein Fels in der Brandung bist.

1. Einleitung

1.1. Zusammenfassung

Das Untersuchungsgebiet, die Pailwand, ist ein Berghügel welcher circa 60 km SE von Salzburg liegt. Geologisch gesehen gehört es zu den Nördlichen Kalkalpen. Aufgrund der Alpinen Orogenese und der damit einhergehenden Abscherung von Sedimenten von ihrem kristallinen Untergrund kam es im Zuge dessen zu einer Stapelung und Verfaltung des ursprünglich marinen Grundes und somit der Bildung der Nördlichen Kalkalpen. Die Pailwand wird als Teil einer juvavischen Decke gesehen welche im Zuge der Orogenese in Teile der tirolischen Decke ein geglitten ist.

Bisher wurde die Pailwand geochronologisch sowie sedimentologisch gut dokumentiert wobei eine detaillierte strukturgeologische Beschreibung des Gebietes fehlt. Daher hat diese Arbeit zum Ziel genaue, strukturgeologische Geländeaufnahmen sowie mikrotektonische Untersuchungen zu liefern und diese mit bisherigen sedimentologischen und geochronologischen Ergebnissen zu vergleichen und zu komplementieren.

Die Pailwand wird durch eine NW-SE streichende Kalzitmylonitzone geteilt. Das Einfallen der Foliation zieht sich von WSW nach SSE. Zudem kann man die Pailwand faziell in eine Ost- und eine Westhälfte teilen. Beide Teile zeigen unterschiedliche Evolutionen im Hinblick auf stratigraphischen Abfolgen. Der westliche Teil der Pailwand besteht hauptsächlich aus deformierten Dolomiten, Kalken und Schiefern. Das Einfallen der Bankung ist hauptsächlich gegen W gerichtet wobei die Schichtung zum Kontakt mit der Marmormylonitzone gegen N fallen. Der östliche Teil der Pailwand besteht aus verfalteten Kalken, Dolomiten sowie Mergeln welche eine NE-SW streichende Axialebenenschieferung aufweisen.

Die Mylonitzone weist niedrig-gradig, dynamisch rekristallisierte Kalzite und mechanisch verzwillingte, reliktsche Kalzitkristalle auf. Zudem können sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch durch σ -Klasten, SCC-Gefüge sowie weitere Schersinnindikatoren dextral gerichtete Seitenverschiebungen sowie Top WNW Überschiebungen interpretiert werden.

1.2. Abstract

The Pailwand Klippe is around 60 km far from Salzburg and it's situated in the central Northern Calcareous Alps. The NCA's are a fold and thrust belt which are build up from various sediments of the cover of the Austro-Alpine basement. During the Alpine Orogeny the Adriatic Plate were moving northward and stacked the Nappes of the NCA's. The adoption is that the area of work is a piece of Juvavic Units which are emplaced during the Alpine Orogeny on the Tirolic Nappe. Due to there are no structural field observations and microtectonic investigations of the Pailwand Klippe, the purpose was to capture new field and microstructural data and to discuss the results within the framework of previous petrological and geochronological results.

The Pailwand Klippe is divided by a central, roughly NW-SE striking Kalzite-mylonite zone dipping moderately steeply towards the WSW to SSE. The adjacent western and eastern parts of the Pailwand record different geological histories in terms of lithostratigraphy. The western part of the area is constructed from very weak deformed limestones and dolomites. The beds dip mainly till W except in the area besides the mylonite-zone the beds dip towards N. The eastern part of the Pailwand is build up from various limestones to marl and dolomites. The axial plane cleavage strikes towards NE-SW.

Most importantly, the central mylonite zone records evidence of low-temperature dynamic recrystallization of fine-grained Kalzite with left-over grains deformed by deformation-twins. Local SCC` fabrics and σ -clasts in the Kalzite marble mylonites, suggest dextral strike-slip and top-to-the WNW thrusting kinematics.

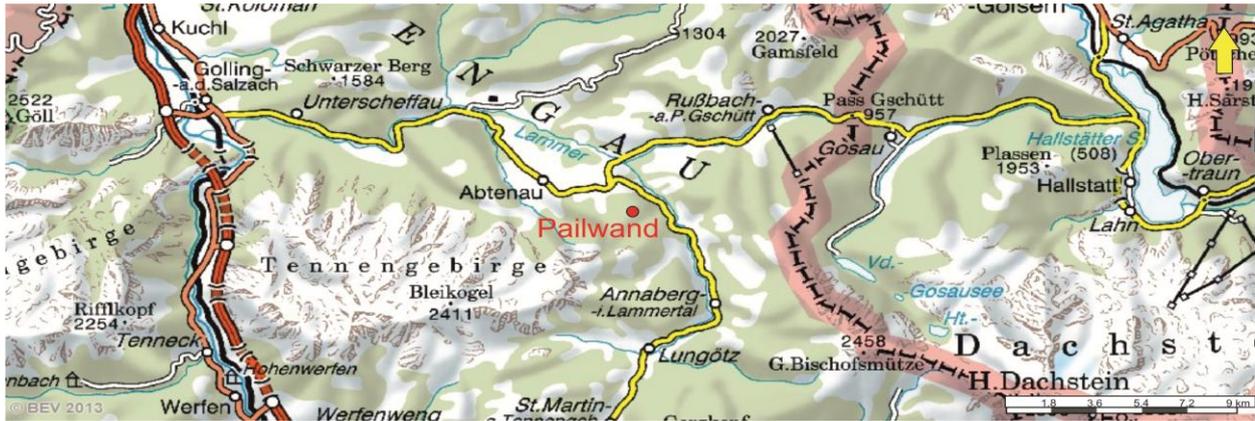


Abb. 1: Topographische Übersichtskarte des Gebietes, 1:500 000 ÖK 50 BMN Blattnummer 95, Genaue Position der Pailwand: 13°23'30"N 47°33'06"E (www.austrianmap.at)

2. Einführung

2.1. Geographischer und geomorphologischer Überblick

Die Pailwand liegt circa 5 km NW von der Marktgemeinde Abtenau entfernt, im Lammertal. Das Kartierungsgebiet welches zum Bezirk Hallein gehört ist durch die Koordinaten 13° 23' 30" N und 47° 33' 06" E gekennzeichnet. (Siehe Abb.1.)

Die Gegend zeichnet sich aufgrund von verschiedenen lithologischen Einheiten durch schroffe, steile Hänge sowie durch sanfte, gerundete Hügel aus. Durch glaziale und spätglaziale sowie fluviatile Prozesse wurde das Gebiet zu einer breiten Trogtalform mit einschneidenden Flussläufen erodiert. Bei den schroffen Gipfeln des Tennengebirges handelt es sich um Nunataks. Die Schriffkante befindet sich nach *Kirchner (1984)* bei circa 1600 m. Das Untersuchungsgebiet, die Pailwand, ist durch Gletschermassen abgeschliffen worden und bildet einen sanften Bergrücken aus. Das Abtenauer Becken wird nach *Hamilton (1981)* durch schwach verfestigte, konglomeratische Schotter aufgefüllt.

2.2. Geologischer Überblick

2.2.1. Überblick über die alpidischen Orogenesestadien und die Bildung der Kalkalpen

Von den Orogenesestadien gibt es im Allgemeinen mehrere Haupteinteilungen. In dieser Arbeit wird die Einteilung von *Faupl & Wagreich (2000)* kurz beschrieben und mit tektonischen Beobachtungen von *Decker (2000)* sowie *Linzer et al. (1995)* ergänzt. Die Deformationsstadien nach *Faupl & Wagreich (2000)* werden in eine Eoalpine Orogenese, welche vom Jura bis zur Kreide reicht und in eine Tertiäre Orogenese eingeteilt.

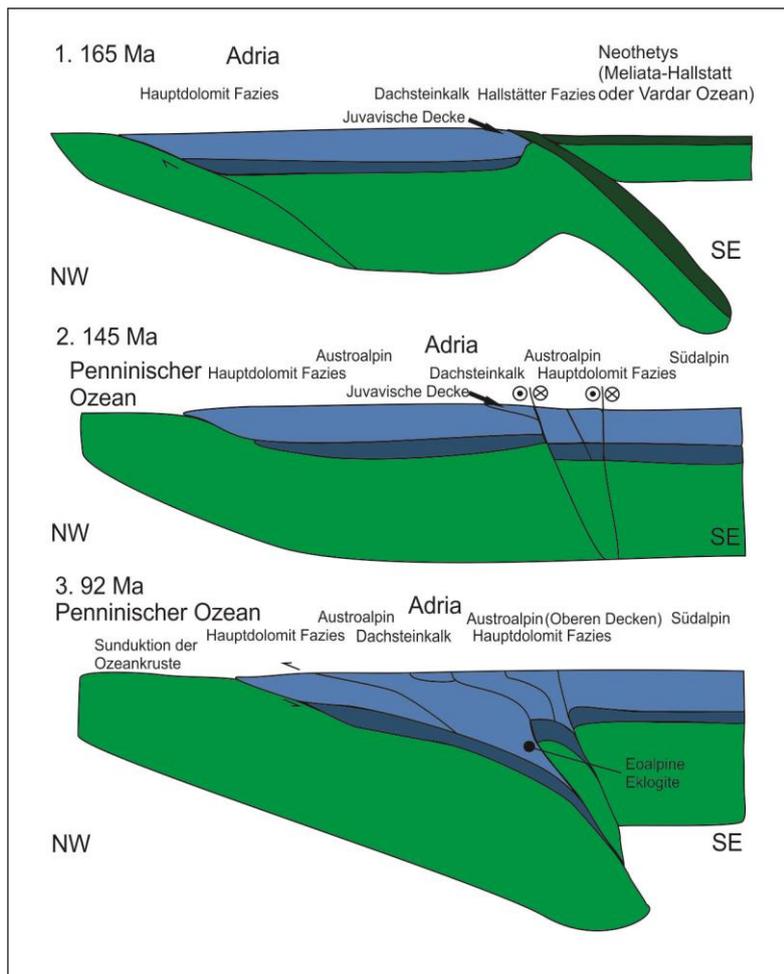


Abb. 2: Stadien der alpidischen Orogenese. Modifiziert nach Stüwe & Schuster, 2012

Im Jura und in der Kreide kam es allmählich zur Abscherung der auflagernden Sedimente von ihrem kristallinen Untergrund und dem Beginn eines ersten alpidischen Hauptorogenesestadiums. Im Zuge dessen bildete sich auch ein WNW - vergentener Faltengürtel (Linzer et al., 1995, Faupl & Wagrreich, 2000, Wagrreich, 2001). Nach dem Einsetzen der Gosausedimentation im Turonium (Wessely, 2006) kam es zu einer weiteren Hauptphase der alpidischen Orogenese und einer voranschreitenden Stapelung

und Verfaltung des Alpenorogens sowie der Überprägung von bereits vorhandenen Strukturen (Decker, 2000). (Siehe Abb.2). Im Laufe der Tertiären Orogenese kam es zwischen dem Oligozän bis Miozän aufgrund von tektonischen Ereignissen zu einer lateralen Extrusion des Ostalpenbereiches und einer damit hergehenden Bildung von ENE streichenden, sinistralen Seitenverschiebungen (Ratschbacher et al., 1991, Linzer et al., 1995).

Die Nördlichen Kalkalpen sind ein allochthones Deckensystem welches durch Verfaltungs- und Überschiebungsprozesse charakterisiert ist. Sie erstrecken sich von Vorarlberg bis zum westlichen Rand des Wiener Beckens und ziehen sich im Untergrund weiter östlich bis zu den Karpaten. Im Süden werden sie hauptsächlich durch die Grauwackenzone begrenzt und im Norden schiebt sich das kalkalpine Deckensystem über die Flysch- und Molassezone (Siehe Abb.3). Sie bestehen hauptsächlich aus tropisch bis subtropisch abgelagerten Kalksteinen und Dolomiten. An weiteren Lithologien kann man auch Sandsteine, Mergel sowie Schiefer finden.

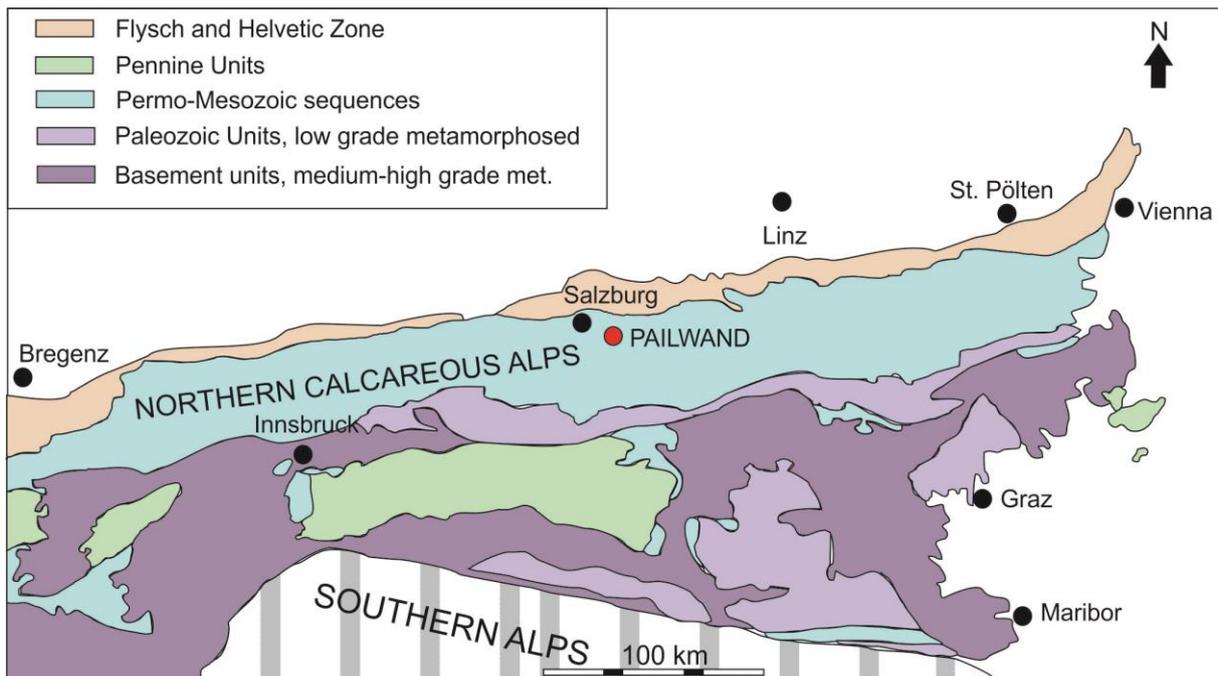


Abb. 3: Geologische Übersichtskarte über die Ostalpen. Position: 13°23'30"N 47°33'06"E. Modifiziert nach Frank & Schlager (2006).

Die im Ablagerungsraum am südlichsten liegenden Bereiche bilden heute am südlichen Rand der Kalkalpen die hangensten Einheiten wohingegen die weiter nördlich abgelagerten Sedimente die liegendsten Deckenstapel bilden. Die nördlichste ist die Bajuvarische Decke, welche einen internen Faltenbau besitzt. Südlich gliedert sich die Tirolische Decke an, bei der nur ein flachwelliger Internbau zu beobachten ist. Die beiden liegenden Decken bilden die Basis für die Juvavische Decke, welche somit die oberste Einheit bildet und kaum eine interne Verfaltung aufweist (Faupl & Wagreich, 2000, Frank & Schlager 2006, Gawlick 2000, Häusler 1980, Krenmayr, 2002). Das Juvavikum wird nach Kirchner (1982) und weiteren Autoren in ein Tiefjuvavikum und ein Hochjuvavikum geteilt. Das Tiefjuvavikum wird als ein Schollenbereich gesehen welcher zwischen den tirolischen Decken und dem Hochjuvavikum liegt. Tollmann (1976) macht eine weitere Untergliederung indem er ein unteres Tiefjuvavikum (Lammermasse) und ein oberes Tiefjuvavikum (Deckscholle, u.a. die Pailwand) definiert. Zu dem Hochjuvavikum werden die Dachsteindecke und die Reiteralmdcke gezählt.

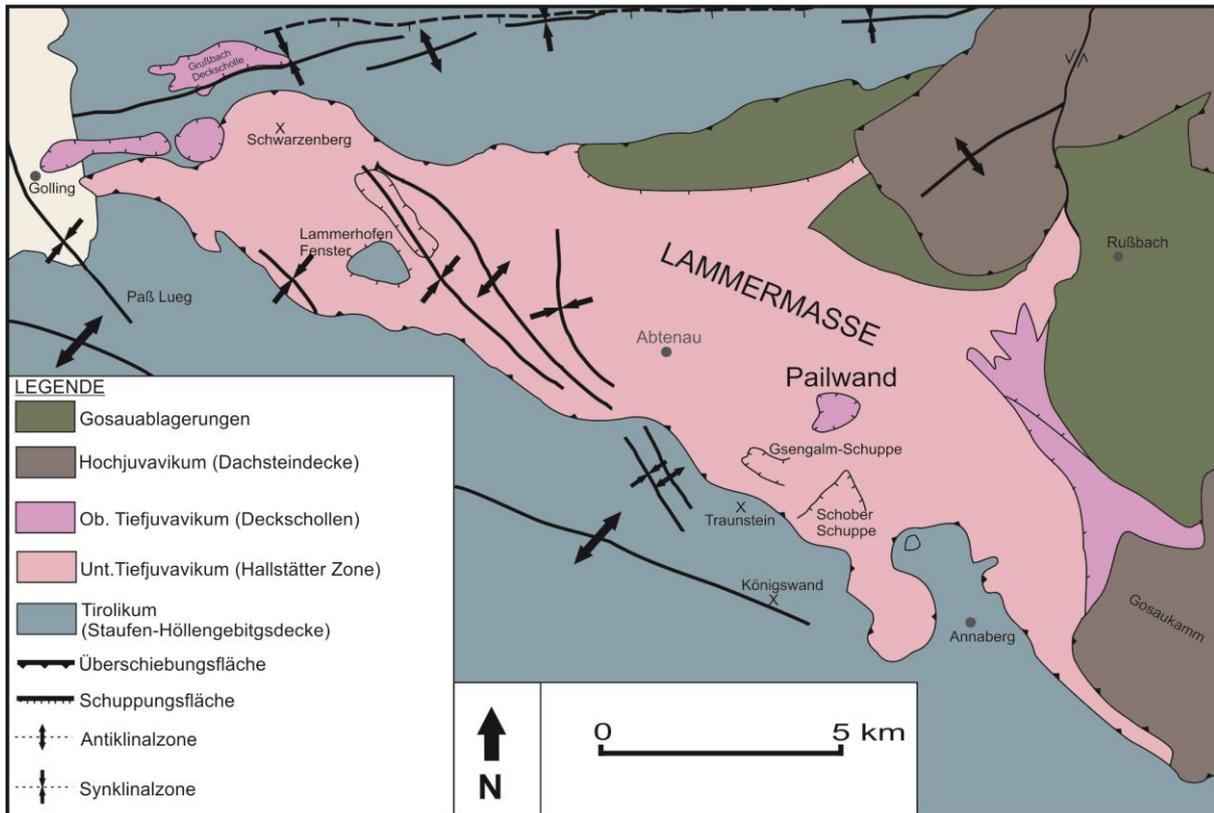


Abb. 4: Vereinfachte geologische Übersichtskarte über das Lammertal. Modifiziert nach *Kirchner (1984), Plöchinger et al. (1982)* und *Tollmann (1976)*

2.2.2. Überblick über die regionale Tektonik

Die Lammermasse, zu welcher die Pailwand gehört, ist ein Teil des Tiefjuvavikums, genauer gesagt der Hallstätter Zone (*Kirchner, 1984*). Sie überlagert die im SW und N vorkommenden Decken des Tirolikums der nördlich gelegenen Osterhorngruppe und der im Süden liegenden tirolischen Decken des Tennengebirges. Zudem befindet sich im Hangenden östlich der Lammermasse die hochjuvavische Dachsteindecke (*Kirchner, 1984, Plöchinger et al., 1982*). Ebenso wie in weiteren Teilen des Ostalpins kann man in der Gegend der Pailwand Gosauablagerungen finden (*Plöchinger et al., 1982*). (Siehe Abb. 4)

Die Lammermasse weist teilweise einen NW-SE streichenden Synklinal- und Antiklinalbau auf. Ebenso lassen sich intern NE-SW streichende Strukturen erkennen (*Kirchner, 1984*). Nach *Häusler, 1979*, kann man im Gebiet der Lammermasse sprödetektonische Bruchsysteme mit NW-SE und NE-SW gerichteten Störungen beobachten. Die Pailwand wird durch *Mandl (2000)* und andere Autoren als eine tiefjuvavische Scholle welche im Zuge der alpidischen Orogenese in tirolische Einheiten eingeglitten ist, gesehen.

2.2.3. Überblick über die Stratigraphie

Die Lammermasse hat als Basis das evaporitreiche Haselgebirge. Zudem wird sie hauptsächlich durch Werfener Schichten, mitteltriadische Dolomite und Kalke sowie durch Pedata- und Zlambachschichten aufgebaut (*Häusler, 1979, Kirchner, 1982, Hamilton, 1980*).

2.2.4. Die Problematik der Nördlichen Kalkalpen - Modelle

Allgemein lässt sich die Deformation der Tertiären Orogenese durch sprödetektonische Nachweise im Ostalpenraum gut nachvollziehen. Aufgrund der Überprägung mesozoischer Strukturen durch tertiäre Deformation, eines unterbrochenen Sedimentationsprofils und dem schlechten Zusammenhang paläogeographischer und paläotektonischer Positionen von verschiedenen Bereichen kommt es zu einer Anhäufung von verschiedenen Evolutionsmodellen der eoalpinen Deformation im Jura und in der Kreide.

Bei der strukturellen Geschichte des unteren Juras sind sich die meisten Autoren einig, dass es sich um eine Krustenausdünnung mit einhergehender Grabenbruchbildung handelt. Die tektonischen Begebenheiten des oberen Juras und der unteren Kreide jedoch sind sehr komplex, häufig diskutiert und kontrovers. Neben Blattverschiebungen lassen sich auch steilstehende Abschiebungen, Aufschiebungen, relativ flach einfallende Überschiebungen sowie Bereiche mit niedrig-gradiger Metamorphose feststellen (*Frank & Schlager, 2006*). Einerseits gibt es die Meinung, dass es sich bei diesen Strukturen um Blattverschiebungen handelt. Die in Streichrichtung gestreckten Becken weisen daher eine Blattverschiebungstektonik auf (*Frank & Schlager, 2006, Wächter, 1987*). Andererseits werden die oberjurassischen Deformationen als Resultat einer Subduktionszone am SE Rand des Austro-Alpinen Mikrokontinentes und einer N-S gerichteten Stapelung der Nördlichen Kalkalpen gesehen (*Gawlick, 1999, Lein, 1987*). Aufgrund dessen werden die vorkommenden oberjurassischen Strukturen als Grabenbrüche entlang eines Überschiebungsgürtels interpretiert (*Gawlick, 1999*). Ein weiteres Modell geht davon aus, dass es sich um ein transpressives Regime handelt (*Channell J. E. T. et al. 1990*).

2.2.5. Die Problematik der Nördlichen Kalkalpen – Die Pailwand

Nach *Mandi, 2000* kommt es im oberen Jura zur allmählichen Stapelung der Kalkalpen und einem Eingleiten jurassischer Schollen in tirolische Einheiten. Wie in Abb.4 zu sehen ist wird die Pailwand als eine tiefjuvavische Deckscholle gesehen.

Die Pailwand, sowohl ihr lithostratigraphischer und struktureller Aufbau als auch ihre heutige Position, wurden häufig untersucht und diskutiert. *Hamilton (1981)* stellt die Lammermasse als para-autochtone Einheit dar welche zwischen den Einheiten des Tennengebirgs- und des Osterhorntirolikums liegt. Zudem sieht *Hamilton (1981)* die auf der Lammermasse liegenden Hallstätter Schollen (so wie auch die „Pailwand-Scholle“) als allochtone Körper welche im Zuge einer malmischen Gleitphase vom Süden her auf der Lammermasse platzgefunden haben (siehe Abb.4). Dafür spricht der fazielle Aufbau der Pailwand sowie die metamorph überprägten Gesteinsschichten (*Hamilton, 1981*). Zudem wurde von *Kralik et al. (1987)* ein oberjurassisches K-Ar-Alter von 152-155 Ma in dem Bereich der Pailwand festgestellt. *Gawlick et al. (1993)* stellt die gemessenen Alter von *Kralik et al. (1987)* in ein oberjurassisches Metamorphosegeschehen, welches durch eine Überdeckung von Bereichen der Lammermasse sowie des Tennengebirgsnordrandes hervorgerufen wurden. Auch *Kirchner (1984)* geht von einer im Jura-Malm eingeglittenen, allochthonen Scholle aus. *Gawlick et al. (1993)* ermittelte anhand des Conodonten Alteration Index diagenetische Temperaturwerte von zirka 110-200 °C für die Pailwand-Westscholle und zirka 360-550 °C für die Pailwand-Ostscholle. Somit stellt er die ermittelten Werte der Pailwand in Kombination mit K-Ar-Altern von 110 - 90 Ma (*Kralik et al., 1987*) in eine spätere schwach-metamorphe Phase im Zuge der Überschiebung des Oberostalpins über basale Deckenstapel, hervorgerufen durch eine spätjurassische Subduktion. Im Zuge dessen wurden die stärker beanspruchten Schollen höher - gradiger überprägt (*Gawlick et al., 1993*). *Frank & Schlager (2006)* postulieren aufgrund von Ar/Ar-Datierungen entlang der Scherzone der Pailwand ein maximales unterkretazisches Bildungsalter (113-120 Ma). Zudem werden die Alter in den strukturell tiefer liegenden Bereiche gegen Süden mit einem Alter von zirka 90-95 Ma jünger. Diese Daten kann man gut mit den von *Kralik et al. (1987)* ermittelnden Altern von 110-90 Ma in Beziehung setzen. Zudem sehen *Frank & Schlager (2006)* die Platznahme der Pailwand und somit juvavischer Schollen in tirolischen Einheiten als Konsequenz von

oberjurassischen Blattverschiebungen an. Gefolgt wird diese von einer Deckenstapelung und somit einer der Hauptphasen der alpidischen Orogenese in der Unter- bis Mittelkreide.

3. Beschreibung der Geländeaufnahmen

Das kartierte Gebiet ist nach *Hamilton (1981)* der Rotfazies zugehörig und kann in zwei lithostratigraphische Teile geteilt werden. Die Basis der Pailwand bilden Schiefer und Sandsteine der Werfener Schichten. Der Westteil der Pailwand wird durch Gutensteiner Dolomit, Wettersteinkalk, schwarzen karnischen Kalk, Pedataschichten sowie durch Hallstätterkalk aufgebaut. Die Osthälfte wiederum besteht aus Gutensteiner Dolomit, Steinalmkalk, Hallstätterkalk sowie Mergeln und Kalcken der Zlambachschichten. *Kirchner (1984)* wiederum sieht keine verschiedenen lithostratigraphischen Teile sondern vielmehr lokale, fazielle Variationen in den Schichten der gleichen Faziesumgebung. Zudem beschreibt *Kirchner (1984)* die Tektonik der Pailwand als eine durch vertikalen Versatz zerscherte Störungszone. Da ein besonderes Augenmerk auf die Tektonik der Pailwand gelegt worden ist, wurden die lithologischen Geländebeobachtungen mit *Hamilton (1981)* sowie *Kirchner (1984)* verglichen. Die Arbeit schließt an die bisherigen sedimentologischen Untersuchungen an und fokussiert sich auf die (mikro)-tektonische Untersuchungen der Schichten. Eine genauere sedimentologische Analyse der Kalke wurde nicht durchgeführt, da das Hauptaugenmerk auf der tektonischen Beschreibung liegt.

3.1. Lithostratigraphische Beschreibung der Pailwand (Vom stratigraphisch Ältesten zum stratigraphisch Jüngsten)

Nachfolgend werden makroskopische Merkmale der lithostratigraphischen Geländeaufnahme der Pailwand beschrieben. Auf das Schichteinfallen bzw. das Foliationseinfallen wird in Kapitel „Die Tektonik der Pailwand“ näher Bezug genommen.

3.1.1. Werfener Schichten

Die Werfener Schichten bilden die liegendsten, sichtbaren Lithologien des Pailwandbereiches. *Kirchner (1984)* stellt diese in das Skyth und somit in die unterste Stufe der Trias. Gute Aufschlüsse sind entlang des Forstweges im Westen ($13^{\circ}23'08''\text{N } 47^{\circ}33'08''$) zu finden wobei die Gesteine nicht anstehend vorliegen sondern stark zerklüftet mit Bodenmaterial vermischt sind. Im Südosten lassen Schieferbrocken im Wald auf Werfener

Schichten schließen. Ebenso weist die flache, sanft abfallende Morphologie auf horizontal liegende Schiefer und Sande hin und lässt sich somit gut von den schroffen Bereichen der Gutensteiner Dolomite unterscheiden. Wie auch schon von *Kirchner, 1984* sowie *Plöchinger, 1982* beschrieben, findet man zwei Arten von Werfener Schichten im Pailwandbereich. Erstens grüne bis graue, quarzreiche Tonsteine sowie grauen bis rötliche Schiefer welche sehr stark zerklüftet und reich an detritären Glimmer sind. Die maximale Dicke der Schichten beträgt zirka 6 cm. Die Schiefer treten zumeist in Wechsellagerung mit gräulich bis bräunlichen, bis zu 10 cm dicken Sandsteinlagen auf. Nach *Plöchinger (1982)* handelt es sich um flachmeerische Schelfablagerungen.

3.1.2. Gutensteiner Dolomit

Der Dolomit der Gutensteiner Schichten ist sowohl beim Stoibhof anzutreffen als auch nordöstlich von Eggenreith wo er im Hangenden der Werfener Schiefer liegt. Ebenso bildet er, mit den Werfener Schichten, die liegendste Einheit des Ost- und Westteiles der Pailwand und ist in Aufschlüssen südwestlich bis südöstlich des Kartierungsgebietes zu finden. Nach *Kirchner (1984)* sind die Gutensteiner Schichten in das Anisium zu stellen und zudem weisen sie eine Mächtigkeit von 100 bis 200 m auf. Wie auch schon von *Plöchinger (1982)* beschrieben ist der Dolomit dunkelgrau, mit grobkörnigen Mineralen sowie massig. Zudem besteht eine Wechsellagerung zwischen bituminösem Bankdolomit und hellem Massendolomit mit Einschaltungen von Schieferlagen. Nach *Folk (1974)* wird der Kalk als Intrabiosparit klassifiziert (*Kirchner, 1984*). In sprödetektonisch stärker beanspruchten Zonen weisen die Gesteine eine mittelmäßige bis starke Zerklüftung und Zerschierung auf. Durch Drucklösungsschieferungen im östlichen Bereich kommt es zum vermehrten Auftreten von makroskopisch sichtbaren Kalzitadern. Ebenso sind Bildungen von 3-Joint-Systemen zu beobachten, welche eine typische Verkarstungsform von Dolomiten bildet. Nach *Kirchner (1984)* kann man aufgrund der vorkommenden Algenmatten aus Blaugrünalgen von einem flachmeerischen Ablagerungsraum ausgehen. *Plöchinger (1982)* nimmt als Ablagerungsmilieu einen Schelfbereich an, welcher sich abzusenken beginnt. An Fossilien kommen nach *Kirchner (1984)* Dasycladaceen, Gastropoden, Foraminiferen und Crinoidenreste vor.

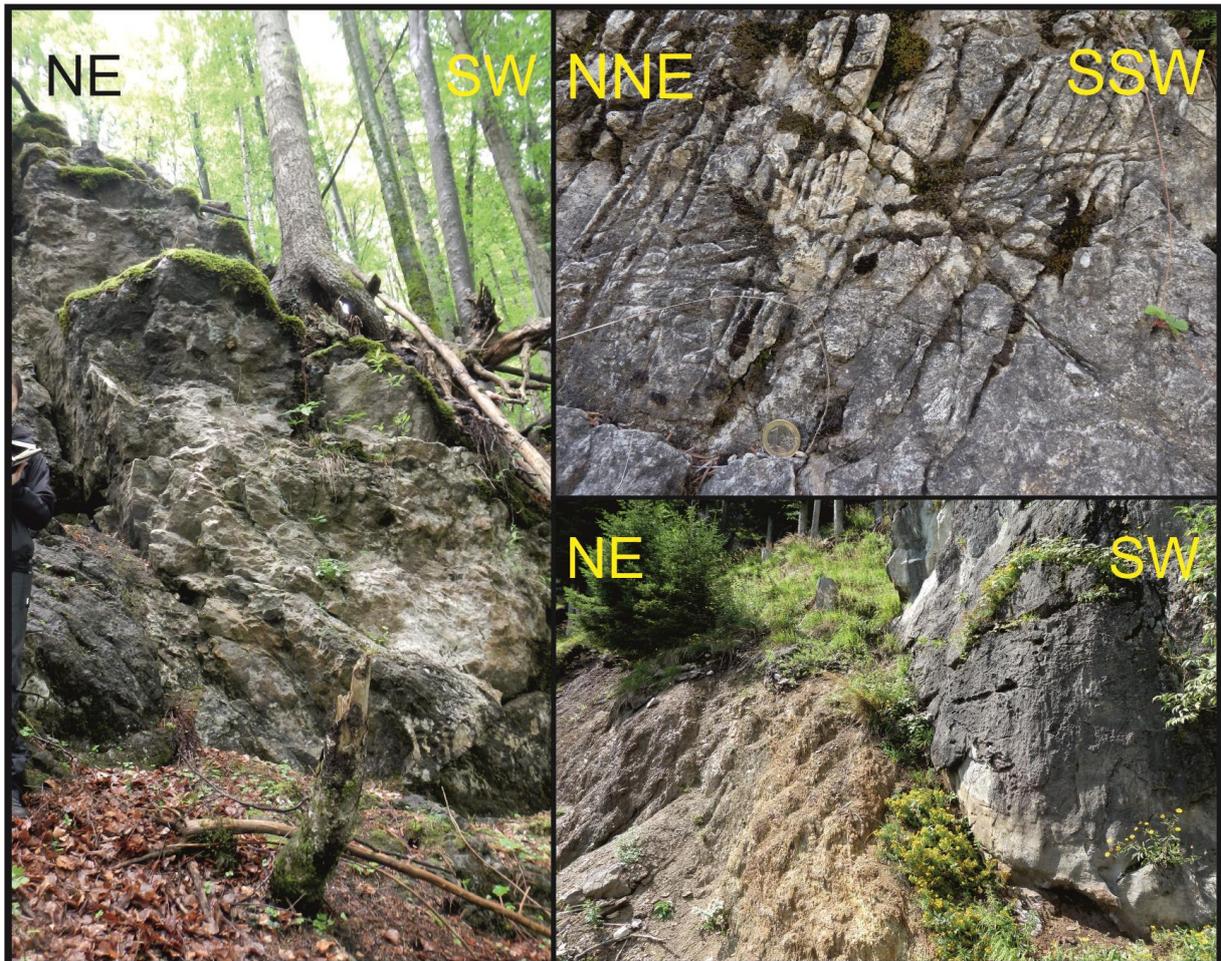


Abb. 5: a: Aufschluss aus Steinalmkalk, b: Gutensteiner Dolomit mit gut ausgebildeten 3-Joint-System, c: rechts befindet sich massiger Gutensteiner Dolomit, links ist leicht verwitternder Reingrabener Schiefer zu sehen

3.1.3. Steinalmkalk

Der Steinalmkalk ist in der Osthälfte der Pailwand entlang des Brennkopfweges nach der zweiten Kehre zu finden sowie südwestlich dieser in Form einiger Felsrippen im Wald. Nach *Hamilton (1981)* ist der Steinalmkalk in das Anisium zu stellen. Die Schichten des Steinalmkalkes gehen stufenlos in Hallstätter Kalke über (*Kirchner, 1984*). Wie auch schon von *Hamilton, (1981)* und *Kirchner (1984)* beschrieben, zerbricht der graue bis dunkelgraue Kalk muschelig und ist dabei sehr dicht und kompakt. Der Kalkgehalt des Steinalmkalkes ist relativ hoch. Nach *Kirchner (1984)* weist er auch einen bituminösen Geruch auf. Der massige Kalk ist relativ feinkörnig und wird von *Schlager (1966)* als Intrasparrudit mit roten Tonhäutchen bezeichnet wohingegen *Kirchner (1984)* nach *Folk (1974)* den Steinalmkalk als Biopelmikrit klassifiziert. Zudem treten immer wieder Pelite in den Schichten des Steinalmkalkes auf (*Plöchinger, 1982.*) Die Verwitterung der Steinalmschichten ist hellgrau. Die Bankung ist schwer zu erkennen. Als Ablagerungsraum kann nach *Kirchner (1984)* ein

seichtes Meer angenommen werden. An Fossilien sind hauptsächlich Bryozoen und Algen anzutreffen (*Plöchinger, 1982*).

3.1.4. Wettersteinkalk

Der Wettersteinkalk bildet im Westen der Pailwand zusammen mit dem Gutensteiner Dolomit einen Teil der namensgebenden Felswand. Nach *Hamilton (1981)* kommt der Wettersteinkalk im Bereich der Pailwand als hellgrauer bis weißer Kalk vor. Er ist feinkörnig und weist einen eckigen Bruch auf. Zudem kann man aufgrund von Salzsäurenachweisen und in Kombination mit den Dünnschliffergebnissen nach *Hamilton (1981)* von einem erhöhten Dolomitgehalt ausgehen. *Hamilton (1981)* beschreibt auch immer wieder vorkommenden Dolomitpartien im Wettersteinkalk. Die Bankung ist schwer zu erkennen und zumeist weist der Kalk graue Flecken auf. Nach *Hamilton (1981)* kann der Wettersteinkalk der Pailwand als Intrabiosparit angesprochen werden. Aufgrund der ungebankten Schichten nimmt *Hamilton (1981)* ein riffnahes Ablagerungsmillieu an. An Fossilien sind hauptsächlich Algen zu finden. Zudem kommen immer wieder Foraminiferen und Conodonten im Wettersteinkalk vor (*Hamilton, 1981, Plöchinger, 1982*).

3.1.5. Unterkarnischer schwarzer Kalk

Die dunkelgrauen Kalke des Unterkarn kommen in der westlichen Hälfte im Hangenden des Wettersteinkalkes vor. Der Kalk weist wie der Name schon sagt schwarze Bruchflächen auf. Die Verwitterung erscheint mittel bis hellgrau. Die Bruchflächen sind spitz und muschelig und sehr hart. Nach *Hamilton (1981)* ist die Härte auf einen erhöhten SiO₂ Gehalt zurückzuführen. *Hamilton (1981)* spricht die schwarzen Kalke als Biopelmikrit bis Biomikrit an. Als Ablagerungsbereich kann nach *Hamilton (1981)* eine untermeerische Hebungszone angenommen werden. An Fossilien sind hauptsächlich Ostracoden und Conodonten zu finden (*Hamilton, 1981*).

3.1.6. Reingrabener Schiefer

Der Reingrabener Schiefer zieht sich immer wieder durch das Gebiet der westlichen Pailwand. Beobachtet wurden „Linsen“ in der Kalzitmylonitzzone zwischen dem Brennkopfweg und dem neuen Feldweg „Kote 1068“, mit den Aufschlusskoordinaten 13°23'21''N 47°33'16''E. Ebenso zu sehen ist der Schiefer im Steinbruch entlang des neuen

Feldweges „Kote 1968“. Die Aufschlusskoordinaten lauten 13°23'30''N 47°32'59''E. Laut *Hamilton (1981)* kommt der Reingrabener Schiefer auch im Gipfelbereich in Form eines schmalen Bandes vor. Nach *Kirchner (1984)* sind die Reingrabener Schichten in das Unterkarn zu stellen. *Plöchinger (1982)* beschreibt den Reingrabener Schiefer auch als Halobien-schiefer mit einigen dm-dicken Quarzlagen. In den Aufschlüssen sind auch immer wieder Quarzmobilisate beobachtet worden. Die Schiefer der Reingrabener Schichten sind bräunlich bis schwarze Tonschiefer. Nach *Kirchner (1984)* sind immer wieder Sandsteinlagen zwischengeschaltet. Die relativ weichen Gesteine verwittern silbrig-braun und sind relativ stark zerbrochen und zerkleinert. Aufgrund dieser Beschaffenheit sieht *Hamilton (1981)* in dem Reingrabener Schiefer einen Schmierhorizont für tektonische Ereignisse. Die von *Hamilton (1981)* und *Kirchner (1984)* beschriebenen biomikritischen Mergelkalklagen sind dunkelbraun bis schwarz und weisen einen hohen Gehalt an Kalzit auf. Aufgrund eines höheren SiO₂-Anteils sind sie fester und verwitterungsresistenter (*Kirchner, 1984*). *Plöchinger (1982)* geht von einem marinen Flachwasser als Ablagerungsmilieu aus wohingegen *Hamilton (1981)* einen landfernen Ablagerungsbereich als wahrscheinlich annimmt. An Fossilien sind hauptsächlich Foraminiferen und Ostracoden zu nennen (*Plöchinger, 1982, Kirchner, 1984*).



Abb. 6: a: Knollenflaserkalk der Hallstätter Fazies, b: Aufschluss aus massivem, hellen Hallstätter Kalk, c: Kalzitmylonit aus buntem Hallstätter Kalk, d: Boudinierte Quarzlage in hellem Hallstätter Kalk

3.1.7. Hallstätter Kalk

Die bunten Kalke der Hallstätter Fazies bauen sowohl Teile der Osthälfte als auch die Kalzitmarmormylonitzone auf. Im Osten liegen sie im Hangenden des Steinalmkalkes. Gute Aufschlüsse findet man im Osten entlang des Brennkopfweges kurz vor der ersten Kehre (Aufschlusskoordinaten: 13°23'50''N 47°33'16''E) sowie südwestlich davon entlang des Waldes bis zum neuen Feldweg „Kote 1068“ mit den Koordinaten 13°23'43''N 47°33'12''E. Zudem kommen sie im nördlichen Bereich der Westpailwand als Kalzitmarmormylonit vor. Wie von *Hamilton (1981)* und *Kirchner (1984)* erwähnt gibt es auf der Pailwand von den Hallstätter Kalken Vorkommen, welche sich vom Oberanisium bis ins Sevatium erstrecken. Neben gräulich-violettem Bankkalk und hellem, relativ massigen und hornsteinführenden Kalk sind auch massige, bunte Hallstätter Kalke, welche eine grüne, graue und rote Farbe aufweisen, sowie kompakte rötliche Hangendrotkalke in dem Arbeitsbereich zu finden. Hornsteinknollen sowie Lagen von Knollenkalken sind immer wieder zwischengeschaltet. Die grobe Bankung ist gut zu erkennen. Nach *Folk (1974)* können die Hallstätter Kalke in biogenreiche Mikrite bis Bio-Intra-Mikrosparite oder Kalzitarenite eingeteilt werden

(Kirchner, 1984). Als Ablagerungsmilieu kann man nach Plöchinger (1982) von einer Tiefschwelle ausgehen. Häusler (1980) sieht wiederum die Ablagerungen in einem „Hungerbecken“ welches von Flachwasserkarbonaten umgeben war als wahrscheinlich an. Die Hauptfossilien bilden nach Hamilton (1981) und Kirchner (1984) Conodonten, Foraminiferen Halobien, Ammoniten und Crinoidenreste.

3.1.8. Pedataschichten

Die Kalke der Pedataschichten ziehen sich vom Gipfel der Pailwand gegen Nordwesten. Am Ende des neuen Feldweges „Kote 1069“ (Aufschlusskoordinaten 13°23'18''N 47°33'11''E) sind sie gut aufgeschlossen. Nach Plöchinger (1982) sind diese in das Norium zu stellen. Hierbei handelt es sich um dunkelgraue bis schwarze, hornsteinführende Mikrite. Die Kalke sind massig sowie sehr gut gebankt. Die Pedataschichten weisen eine weiße Verwitterung auf. Kirchner (1984) sieht eine Trennung der Pedataschichten und der Zlambachschichten als nicht möglich wohingegen nach Hamilton (1981) eine klare Grenze zu ziehen ist. Als Ablagerungsmilieu kann man von einem marinen Becken ausgehen. An Hauptfossilien findet man hauptsächlich Halorellenschalen (Plöchinger, 1982).



Abb. 7: a: Blick auf stark zerklüfteten Zlambach-Mergel, b: Aufschluss mit verfaltetem Zlambach-Kalk und Zlambach Mergel, c: Verfalteter Zlambach-Kalk. Die Bankung fällt gegen NW. Die Axialebenenschieferung streicht steil von NE nach SW, d: Crinoidenstiel im Zlambach-Kalk

3.1.9. Zlambachschichten

Die Mergel der Zlambachschichten bauen in Wechsellagerung mit Kalken im nördlichen Teil der Osthälfte einen großen Teil der Pailwand auf. Die Gesteine sind lithostratigraphisch ins obere Norium zu stellen (*Hamilton, 1981*). Die Zlambachschichten bestehen aus einer Wechsellagerung von bis zu mehreren dm-dicken Kalksteinen und Mergeln. Der Kalk ist dunkelgrau, feinkörnig und weist einen hohen Mergelanteil auf. Zudem ist er sehr fein geschichtet (*Kirchner, 1984*). Neben einem muscheligen Bruch lässt sich auch noch eine bräunliche Verwitterungsoberfläche erkennen. Die schiefrigen Mergel sind bräunlich bis grau. Zudem weisen sie einen hohen Anteil an Kalzit auf. Nach *Plöchinger (1982)* kommen in den Zlambachschichten auch immer wieder biogene Schuttlagen vor. Als Ablagerungsmillieu kann nach *Plöchinger (1982)* ein riffnahes Seichtwasserbecken gesehen werden. Nach *Hamilton (1981)* kann man die Zlambachschichten als Beckenfazies der Dachsteinriffkalke sehen. Dabei wird davon ausgegangen das der liegende Anteil in bis zu 200 m Tiefe und der höhere Anteil in etwas seichterem Wasser abgelagert wurden. An Hauptfossilien findet man hauptsächlich Crinoidenreste, Foraminiferen, Ostracoden und Radiolarien (*Hamilton, 1981, Plöchinger, (1982)*).

3.1.10. Quartär

Das Lammertal und das Abtenauer Becken wurden während der Vollvergletscherung von einem breiten Eisstromnetz ausgefüllt (*Plöchinger, 1982*). Dabei war der wichtigste Gletscher der Salzachgletscher welcher sich mit den vom Dachsteinmassiv, dem Gosaukamm und dem Tennengebirgskamm kommenden Eisströmen verband. Die Hauptfließrichtung war gegen NW (*Kirchner, 1984*). Dadurch wurde die Talsohle von glazialen Ablagerungsmaterial aufgebaut. Die Umgebung der Pailwand wird durch quartäre Ablagerungen, welche aufgrund von geomorphologischen Beobachtungen sowie durch kleine Wegprofile zwischen Schöner und dem Stoibhof als ungeordnete Moränen charakterisiert wurden und mit *Häusler (1979), Plöchinger (1982)* und *Kirchner (1984)* verglichen worden sind, bedeckt.

3.2. Die Tektonik der Pailwand

Allgemein kann man sagen, dass der tektonische Bau der Pailwand sehr komplex ist und mehrere Generationen an tektonischen Ereignissen beinhaltet. In tektonischer Hinsicht kann man die Pailwand in eine Ost- und eine Westhälfte teilen. Jedoch wird auf die fazielle Unterscheidung der Ost- und Westhälfte nach *Hamilton (1981)* kein näherer Bezug genommen. Zur besseren Verständlichkeit des tektonischen Baues sollten zuerst die verschiedenen Generationen an spröden Störungen diskutiert werden.

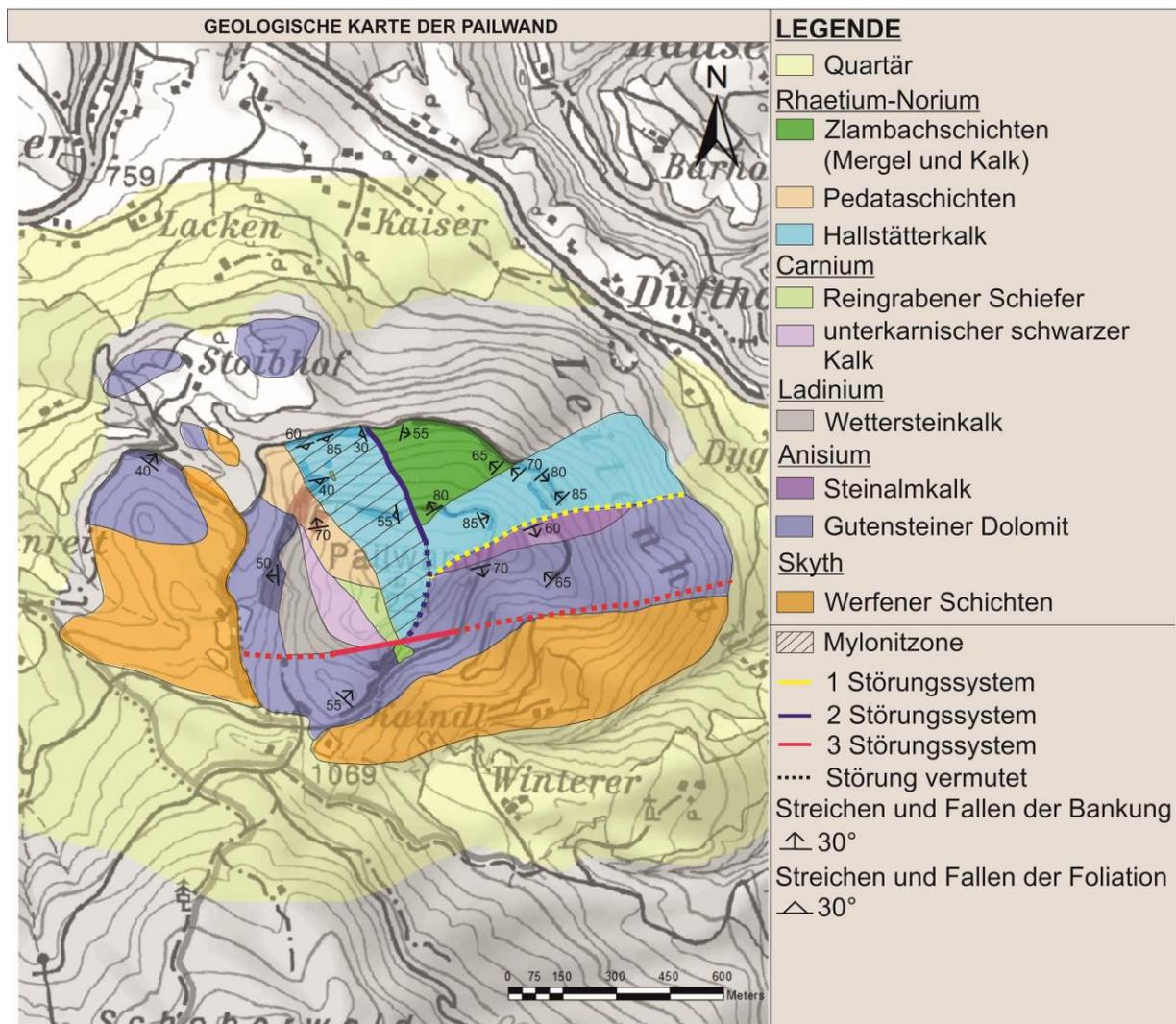


Abb. 8: Geologische Karte der Pailwand. Als Grundlage diente eine ÖK-50 Karte im Maßstab 1:10 000. Zusammengestellt aus Geländebeobachtungen und teilweise lithostratigraphisch an *Hamilton, 1981* angeglichen

3.2.1. Das sprödetektonische Störungssystem der Pailwand

Die Pailwand wird durch mehrere Generationen an spröden Störungen zerschert, wobei 3 Hauptgenerationen zu beobachten sind. Wie in Abb.8 zu sehen ist befindet sich im westlichen Teil der Pailwand das älteste Störungssystem (1 Störungssystem) welches ENE-WSW streicht. Diese Störung, welche zwischen dem Steinalmkalk und dem Hallstätterkalk eine Art Winkeldiskordanz bildet ist in Form eines Grabens zu beobachten und daher in der Karte als vermutete Störung eingezeichnet.

Abgeschnitten wird dieses im Westen von einem 2 Störungssystem, welches die Basis der später besprochenen Kalzitmylonitzone bildet. Dieser Harnisch zieht steil von NW nach SE und ist von ferner Betrachtung westlich des Pailwandgipfels als Graben erkennbar.

Das 3te und jüngste Störungssystem lässt sich sowohl durch seine Harnischflächen als auch durch seine Riedel und Antiriedel im Süden sehr gut nachvollziehen. Den besten Aufschluss hat man im Süden bei dem alten Steinbruch entlang des neuen Feldweges „Kote 1069“ mit den Koordinaten $13^{\circ}23'30''N$ $47^{\circ}32'59''E$. Wie in Abb.9 zu sehen ist streicht die Harnischfläche, mit einem steilen Einfallen, hauptsächlich von E nach W. Zudem kann man Schersinnindikatoren in Form von kleinen Kalzitharnischen mit einer sinistralen Bewegungsrichtung beobachten. Während die Gesteine der Reingrabener Schiefer in der Störungszone eine fault gouge bilden kommt der Gutensteiner Dolomit als Kataklasit vor, welcher vom Steinbruch aus gegen Norden, entlang der Straße an tektonischer Zerkleinerung abnimmt und in massigen Gutensteiner Dolomit übergeht. (siehe Abb.9) Die Flächen der synthetischen Riedel fallen allgemein von NE nach SW ein. Die gemessenen antithetischen Riedel zeigen ein dextral gerichtetes, steiles Einfallen gegen ESE. (Siehe Abb.9)

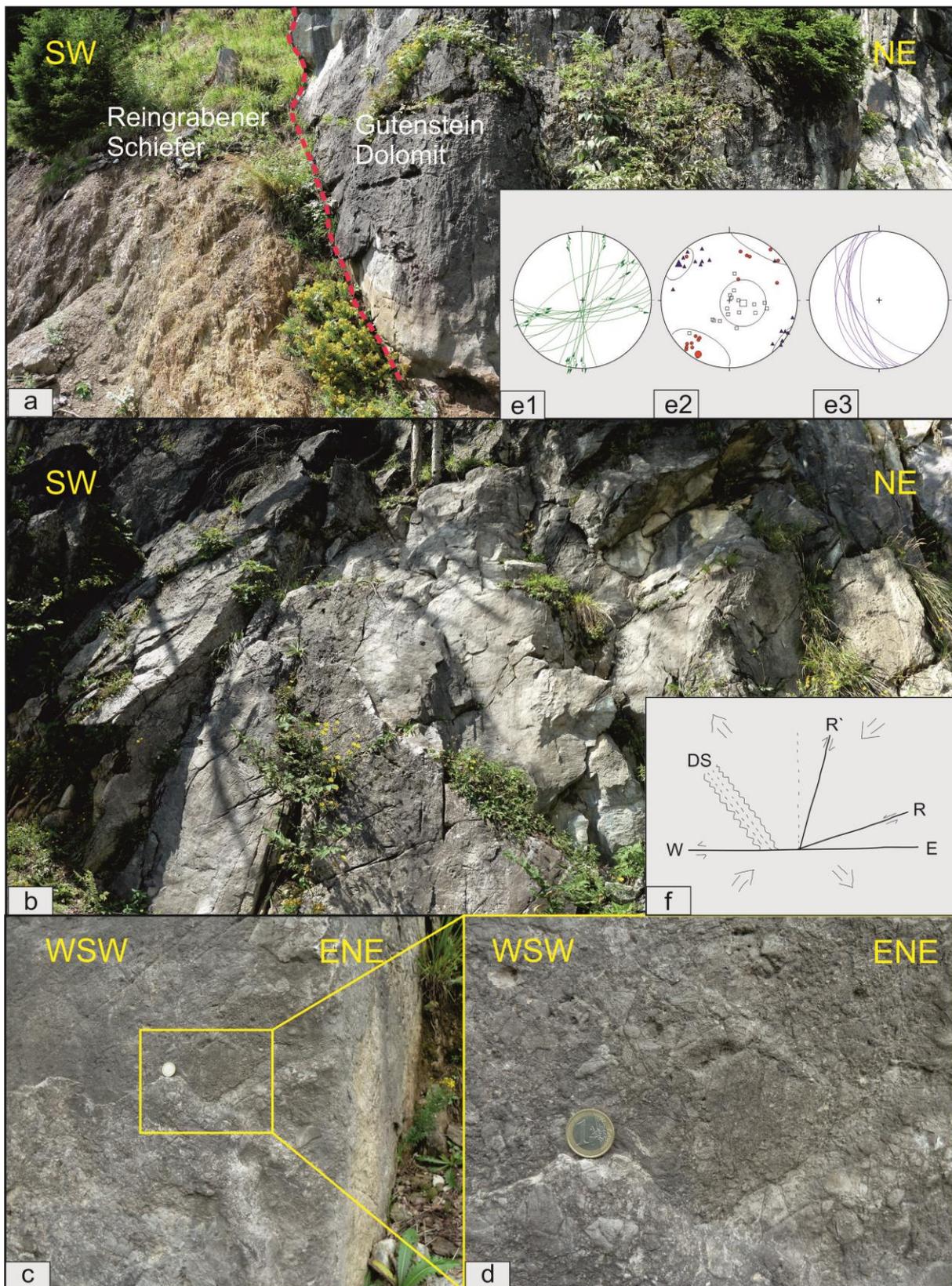


Abb. 9: a: Aufschluss im Süden beim Steinbruch entlang des neuen Feldweges „Kote 1986“ $13^{\circ}23'30''N$ $47^{\circ}32'59''E$. Kontakt von zerschertem Reingrabener Schiefer und kataklastischem Gutensteiner Dolomit. b: Blick auf kataklastisch geprägten Gutensteiner Dolomit. Zu sehen sind die von W nach E verlaufenden Harnischflächen sowie die NNE-SSW streichenden antithetischen Riedelflächen. c+d: Blick auf die Harnischfläche. In Abbildung d ist die Breccienbildung des Dolomites durch die 3te Hauptstörung gut sichtbar. e1: Streichen und Fallen der Harnischflächen sowie der synthetischen und antithetischen Riedelflächen der 3ten Hauptstörung, e2: PT-Plot der Störungsflächen von e1, e3: Streichen und Fallen der Drucklösungsschieferung, f: Schematischer Überblick über das Verhalten der sprödetektonischen Beobachtungen der 3ten Hauptstörung

Zudem lässt sich ein weiteres System an Störungen, welches nur nördlich des dritten Störungssystems zu finden ist, beobachten. Wie in Abb.10 zu sehen ist, handelt es sich hier um parallel verlaufenden, dextrale, „oblique slip“ Verschiebungen welche WSW-ENE verlaufen.

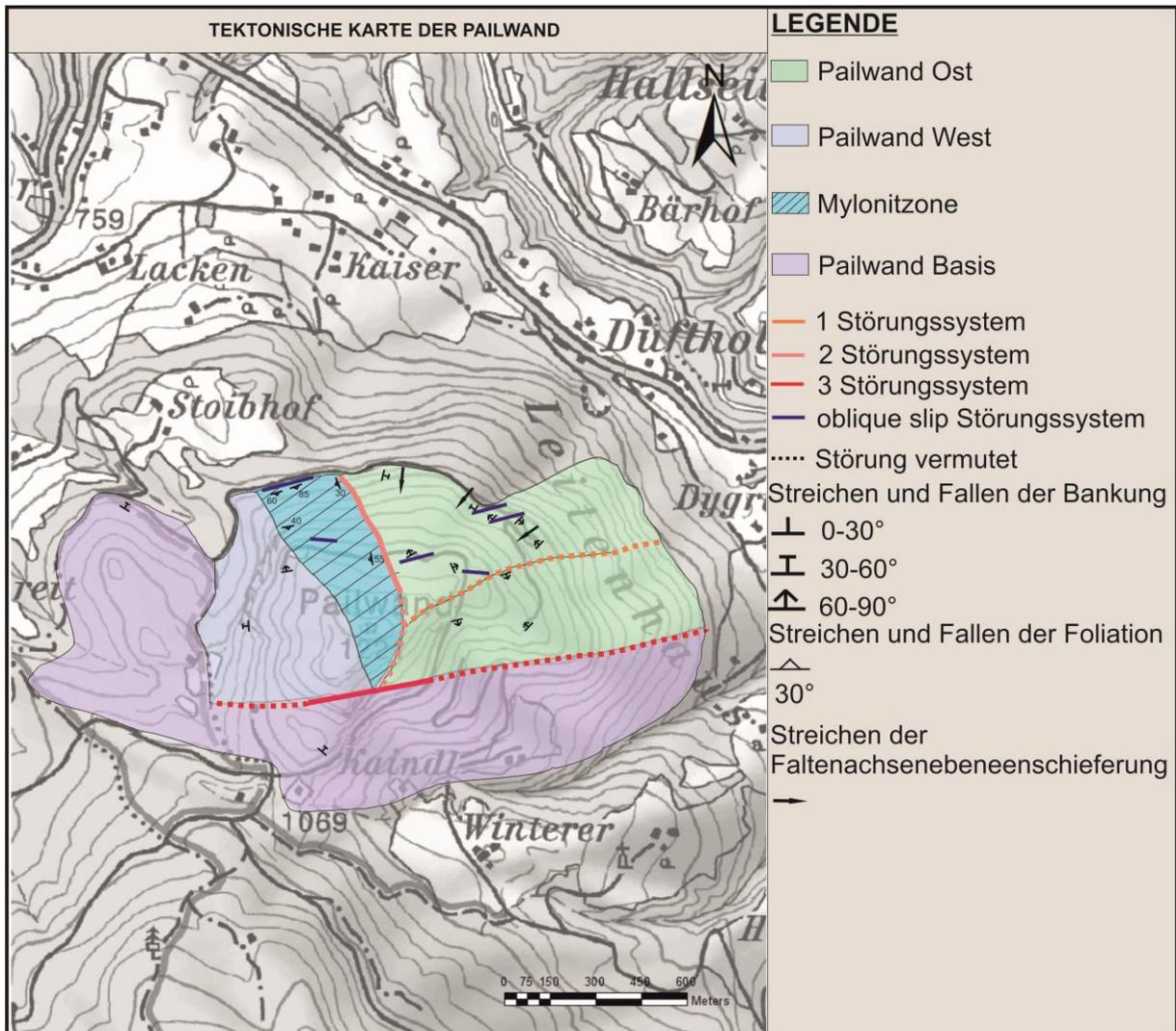


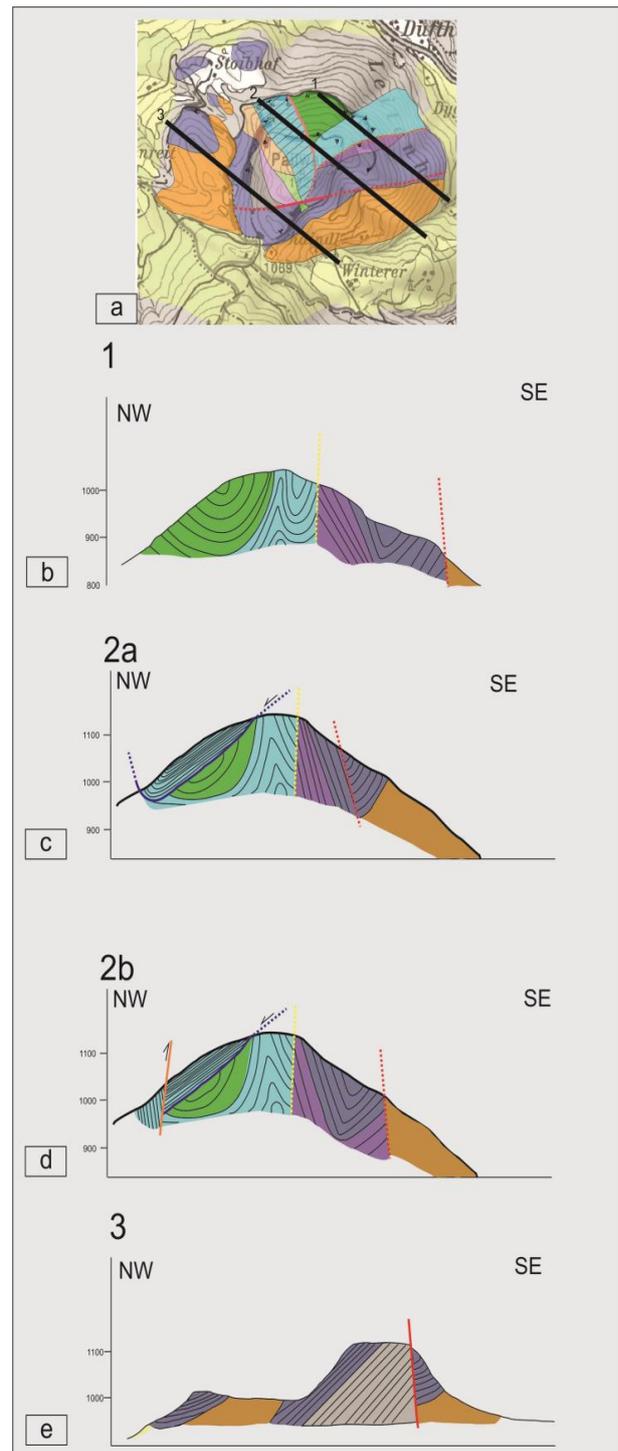
Abb. 10: a: Tektonische Karte der Pailwand. Als Grundlage diente eine ÖK-50 Karte in 1:10 000, angeglichen an die Tektonische Karte von *Hamilton (1981)* b: Strukturdaten der Störungen mit schräger Aufschiebungskomponente.

3.2.2. Detaillierte strukturelle Beschreibung der Pailwand Ost

Der östliche Teil der Pailwand wird, wie schon in der lithologischen Beschreibung durch Gutensteiner Dolomit, Steinalmkalk, durch Hallstätterkalke sowie Mergel und Dolomite der Zlambachschichten aufgebaut. Der im Süden befindliche, liegende Bereich der östlichen Pailwand ist durch das von E nach W verlaufendem, 3 Störungssystem von der Basis, den Werfener Schiefen getrennt.

Die Schichten der Gutensteiner Dolomite sowie der Steinalmkalke bilden eine offene Synklinale mit einer Axialebenenschieferung welche mit einem durchschnittlichen Wert von 330/20 flach gegen NNW einfällt. Das Schichteinfallen der Gutensteiner Dolomite fällt am Ende des Brennkopfweges mit 60 Grad mittelsteil gegen NW wohingegen die Bankung der nördlicher gelegenen Gutensteiner Dolomite sowie jene des Steinalmkalkes mit durchschnittlich 80 Grad steil gegen SSE einfallen.

Abb. 11: a: Übersicht über die genommenen Profilschnitte, b: Profil durch den östlichen Teil der Pailwand. Gut zu erkennen ist die relativ offene Verfaltung der Zlambach Schichten (grün) im hangenden sowie die enge Verfaltung der Hallstätter Kalke (hellblau) im liegenden. Abgeschnitten werden sie durch die 1te Hauptstörung von den Schichten des Steinalmkalkes. Der Steinalmkalk (flieder) bildet im Süden mit den Gutensteiner Schichten (dunkellila) eine offene Synklinale. Die 3te Hauptstörung trennt die im hangenden liegenden Lithologien von den Zlambachkalken (orange), c+d: Profilschnitt durch Teile der Mylonitzone (blau gestreift) sowie durch Teile der östlichen Pailwand. Bei Abbildung c und d handelt es sich um zwei mögliche Profilschnitte der Mylonitzone. Bei Abbildung c wurden die „oblique slip“ Störungen als nicht mächtig genug angenommen und nicht berücksichtigt. Die Überschiebungszone der 2ten Hauptstörung verläuft Top NW wohingegen sie im NW Bereich der Pailwand eine Synklinale bildet. Bei Abbildung d werden die „oblique slip“ Störungen berücksichtigt. Daher kommt es im NW Bereich der Pailwand zu keiner Synkinalbildung sondern zu einer Zerschierung und Verkippung des Kalzitmylonites. Im Liegenden der Kalzitmylonitzone befinden sich verfaltete Zlambach Schichten sowie Hallstätter Kalke der Pailwand Ost, e: Profil durch den westlichen Teil der Pailwand. Der Wettersteinkalk (grau) wird im Süden durch die 3te Hauptstörung vom Gutenstein Dolomit und den Zlambachschichten getrennt.



Der Kontakt zwischen dem Steinalmkalk und dem Hallstätterkalk dürfte aufgrund des ersten Störungssystems ein tektonischer sein. Eine direkte Schichtgrenze ist nicht zu sehen. Die Schichten der Hallstätterkalke fallen steil mit durchschnittlich 80 Grad gegen NW und SE. Wie in Abb.11 zu sehen ist bilden sie eine relativ enge Synklinale sowie Antiklinale. Der Kontakt der Hallstätter Kalke zu den Zlambachschichten ist aufgrund des Topographieunterschiedes relativ gut ausfindig zu machen. Die Zlambachschichten fallen am Kontakt zu den Hallstätter Kalken mittelsteil gegen NW wohingegen sie im nördlichen Teil der Pailwand ein mittelsteiles Einfallen gegen ESE aufweisen. Aufgrund dessen bilden die Zlambachschichten eine relativ offene synklinale Form. Die Axialebenenschieferung streicht im Osten zum Kontakt mit den Hallstätter Kalken von NE nach SW mit einem mittelsteilen bis steilen Einfallen gegen NW wobei jene im nördlichen Teil zum Kontakt mit dem Marmor mylonit mittelsteil gegen SE einfällt. (Siehe Abb.12)

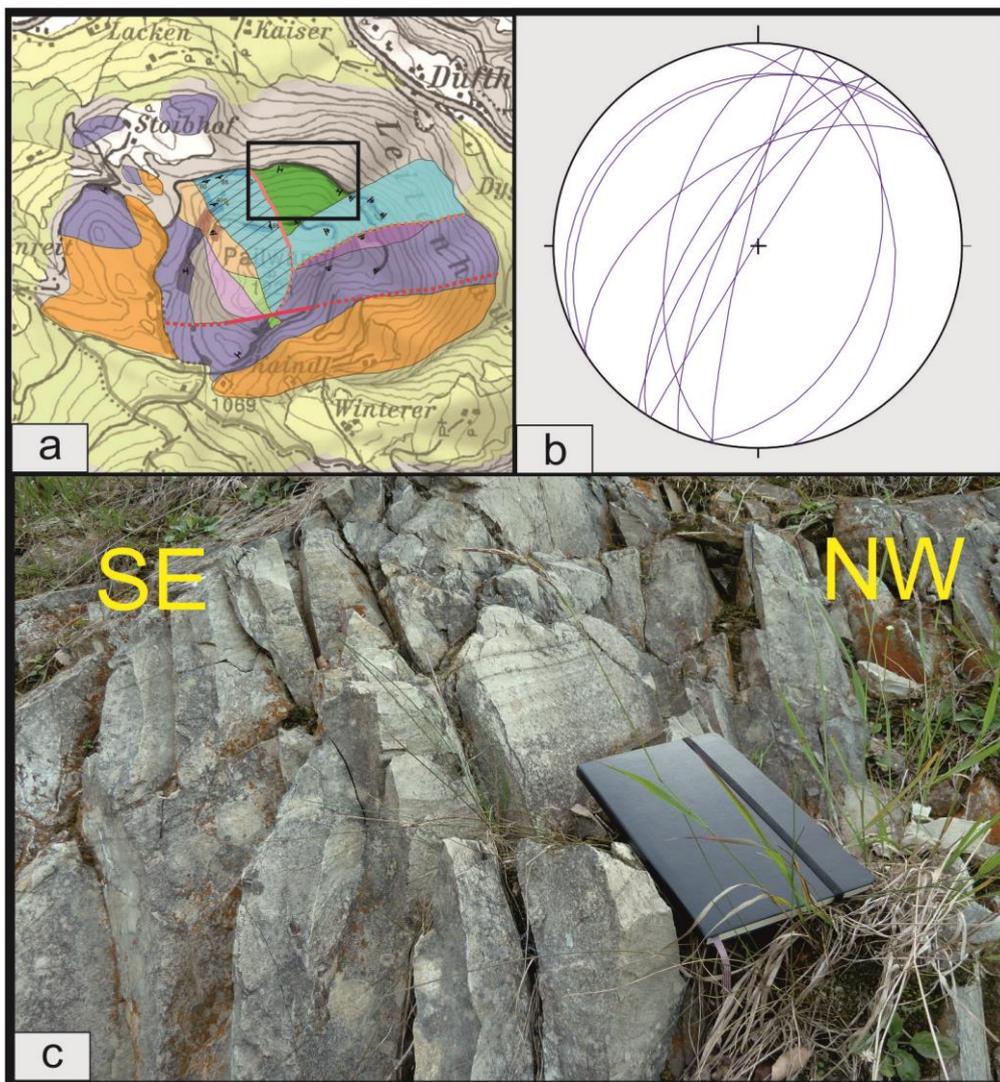


Abb. 12: a:Lage der Abbildungen, b: Streichen und Fallen der Axialebenenschieferung im östlichen Teil der Pailwand, c: Verfalteter Zlambach- Kalk mit NW einfallender Bankung sowie einer NE nach SW streichenden Axialebenenschieferung

Zudem sind in den Aufschlüssen immer wieder eine Drucklösungsschieferung sowie die Bildung von Extensionsspalten zu beobachten. Die Schieferung im Steinbruch beim neuen Feldweg „Kote 1069“ (Aufschlusskoordinaten: 13°23'30''N 47°32'59''E) streicht mittelsteil von NNW nach SSE mit einem durchschnittlichen Wert von 260/60. Wie in Abb.13 zu sehen ist orientiert sich die Schieferung senkrecht bis schräg zur Hauptverkürzungsachse der dritten Hauptstörung. Daher kann davon ausgegangen werden dass die Drucklösungsschieferung im Bereich des Steinbruches mit jener des dritten Störungssystems zusammenhängt.

Ebenso treten in den Aufschlüssen zum Kontakt mit der Kalzitmylonitzone eine Drucklösungsschieferung sowie Extensionsspalten auf, welche man mit der Foliationsrichtung in Bezug setzen kann.

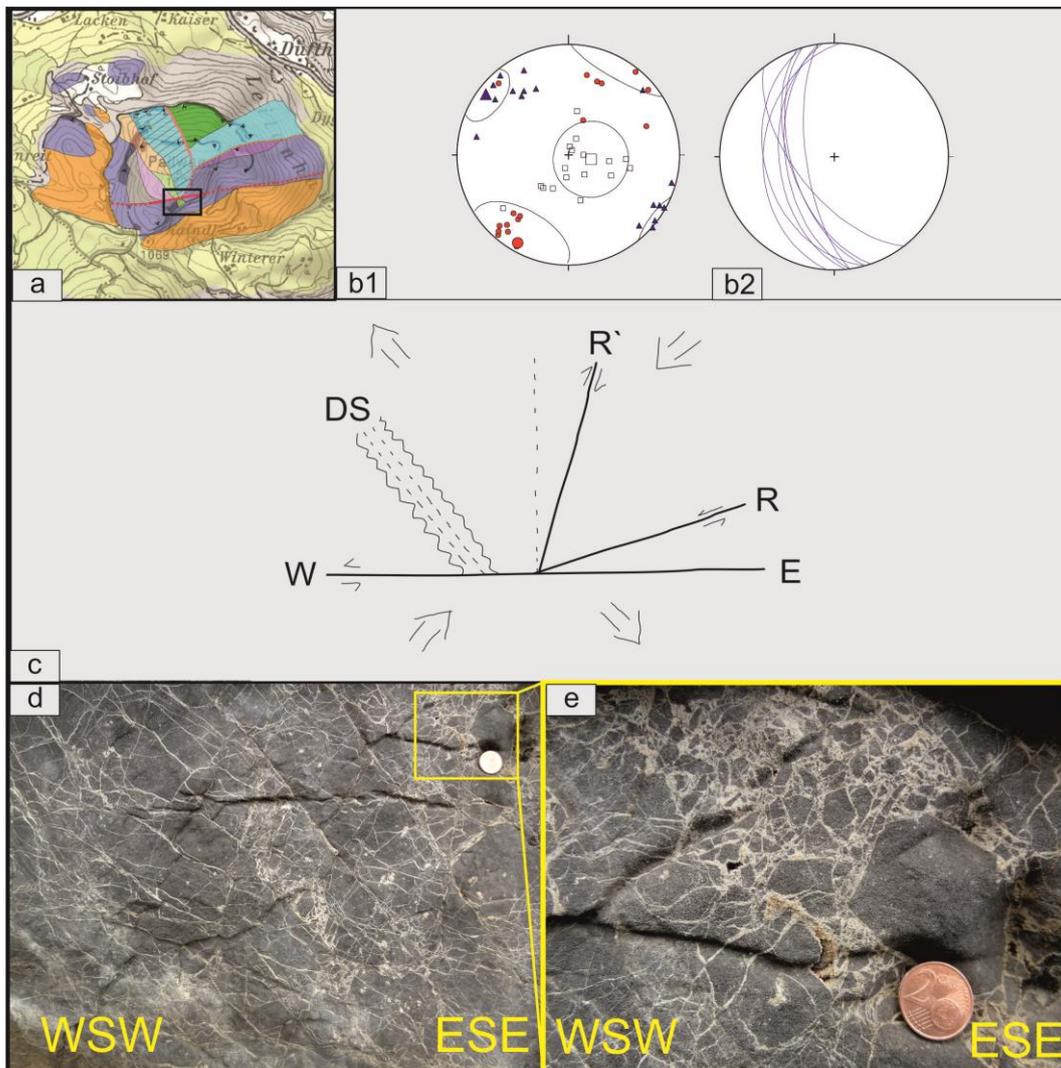


Abb. 13: a: Lage der Abbildungen, b1: PT-Plot der 3ten Hauptstörung, b2: Streichen und Fallen der Drucklösungsschieferung der 3ten Hauptstörung, c: Schematische Zeichnung der Beziehung zwischen den Störungsflächen der 3ten Hauptstörung sowie der Drucklösungsschieferung, d+e: Dilatationsbrekzie aus Gutensteiner Dolomit mit sehr gut erkennbaren „hydrofracs“.

3.2.3. Detaillierte strukturelle Beschreibung der Pailwand West

Der westliche Teil der Pailwand wird, wie schon in der lithostratigraphischen Beschreibung durch Gutensteiner Dolomit, Wettersteinkalk, unterkarnischen schwarzen Kalk, den Pedataschichten, Reingrabener Schiefer sowie durch einen deformierten Hallstätter Kalzitmylonit aufgebaut. Der Hallstätter Kalzitmylonit wird im Kapitel „Detaillierte strukturelle Beschreibung der Kalzitmylonitzone“ näher beschrieben und mit der allgemeinen Tektonik der Pailwand in Beziehung gesetzt. Ein direkter Kontakt zwischen den Lithologien ist nur an der westlich gelegenen Felswand, zwischen Gutensteiner Dolomit sowie Wettersteinkalk, zu erkennen.

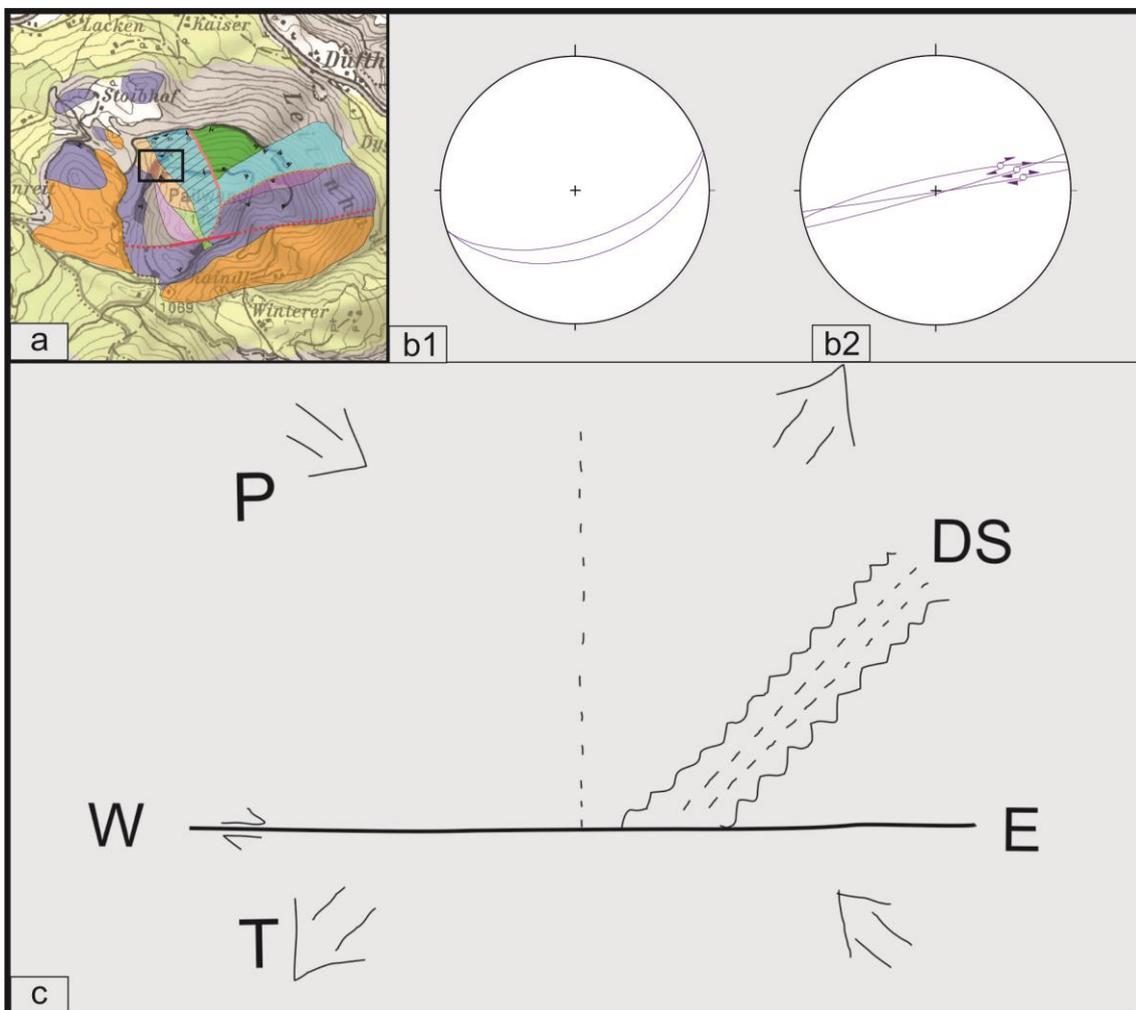


Abb. 14: a: Lage der Abbildungen, b1: Streichen und Fallen der Drucklösungsschieferung der Pedataschichten, b2: Streichen und Fallen des westlichen Bereiches der Kalzitmylonitzone, c: Schematische Darstellung der Beziehung der Foliationsflächen des Marmormylonites zur Drucklösungsschieferung in den Pedataschichten.

Der westliche Teil der Pailwand ist strukturell gesehen dem östlichen Teil relativ ähnlich. Die Bankung der Gutensteiner Dolomite fällt mittelsteil mit durchschnittlich 50 Grad gegen W ein. Die Axialebenenschieferung fällt mit fast 90 Grad gegen NW. Der darüber liegende Wettersteinkalk zeigt die gleiche Bankung sowie Axialebenenschieferung wie der Gutensteiner Dolomit. Das Schichteinfallen des schwarzen karnischen Kalkes ist nicht bekannt. Diese lithostratigraphische Einheit wurde gänzlich von *Hamilton (1981)* übernommen und in die Karte hinein interpretiert. Die schwarzen Kalke der Pedataschichten fallen im Norden, beim Kontakt mit dem Kalzitmylonit steil gegen NNW. Die Axialebenenschieferung in diesem Bereich zieht sich von NW nach SE und fällt mit bis zu 85 Grad relativ steil ein.

Im Bereich der Pedataschichten lässt sich eine Drucklösungsschieferung erkennen welche gut mit dem Foliationseinfallen der Kalzitmylonite korrelierbar ist. Die Drucklösungsschieferung fällt mit durchschnittlich 55 Grad gegen SSE ein. Wenn man sich, wie in Abb. 14, das Einfallen der Kalzitmylonite genauer anschaut kann man sehen, dass die Hauptstressrichtung, somit die P-Achse, genau in die Verkürzungsrichtung der Drucklösungsschieferung geht.

3.2.4. Detaillierte strukturelle Beschreibung der Kalzitmylonitzone

Die Kalzitmylonitzone zieht sich zentral, von NW bis SE, entlang der zweiten Hauptstörung. Gute Aufschlüsse findet man entlang des Brennkopfweges (Aufschlusskoordinaten $13^{\circ}23'22''N$ $47^{\circ}33'20''$) und südlich davon im Wald, sowie teilweise entlang des „neuen Feldweges Kote 1069“ (Aufschlusskoordinaten $13^{\circ}23'22''N$ $47^{\circ}33'13''$). Dabei handelt es sich um duktil verformte, bunte Hallstätter Kalke sowie dynamisch rekristallisierte helle Hallstätter Kalke. Im Gegensatz zu den Kalkvorkommen im Osten, sind die Kalke eindeutig mylonitisiert und weisen einige klare Schersinnindikatoren auf.

Lithostratigraphisch scheint die Kalzitmylonitzone im Hangenden der verfalteten Zlambachschichten sowie im Liegenden der Pedataschichten zu liegen. (siehe Abb.11) Die Foliationsflächen des Kalzitmarmores fallen entlang dem Kontakt zu dem östlichen Teil der Pailwand relativ flach gegen Westen ein. Bei Aufschlusspunkt A1 (siehe Abb.15) kann man einen direkten, sprödetektonischen Kontakt zwischen den Mergeln und Kalken der Zlambachschichten und dem Kalzitmylonit erkennen. Die eingescherten Mergel an der

Kontaktzone sind phyllonitisch und zeigen ein SC`-Gefüge mit Top WSW gerichtetem Schersinn. Der Zlambachkalk fällt mit durchschnittlich 40 Grad mittelflach gegen WSW ein. Ebenso sind Extensionsspalten im Zlambachkalk zu finden. (Siehe Abb.15) Der darüber liegende Hallstätter-Kalzitmylonit fällt mit durchschnittlich 50 Grad ebenso gegen WSW ein und weist Top W gerichtete Sigmaklasten auf. Die Foliationsflächen bei Aufschlusspunkt A2 und A3 stehen senkrecht mit durchschnittlich 85 Grad und fallen gegen SSE ein. Ebenso sind hier einige sprödetektonische „oblique-slip“ Störungen zu sehen welche Harnische mit dextralen bis aufschiebenden Top E gerichteten Schersinn zeigen. Im Gelände zwischen dem Brennkopfweg sowie dem neuen Feldweg „Kote 1069“ (Aufschlusskoordinaten: 13°23'21''N 47°33'16''E) findet man neben deformierten Hallstätter Kalken auch eine „Linse“ aus mergeligem Reingrabener Schiefer und grauen Kalklagen. Zudem kommen in diesem Bereich, ebenso wie bei den Aufschlüssen entlang des neuen Feldweges „Kote 1069“ (Aufschlusskoordinaten: 13°23'22''N 47°33'13'') vermehrt boudinierte Quarzlagen vor. Die Foliationsfläche des Marmores entlang des neuen Feldweges „Kote 1069“ (Aufschlusskoordinaten: 13°23'22''N 47°33'13'') fallen mit 50 Grad gegen WNW ein. (Siehe Abb.15)

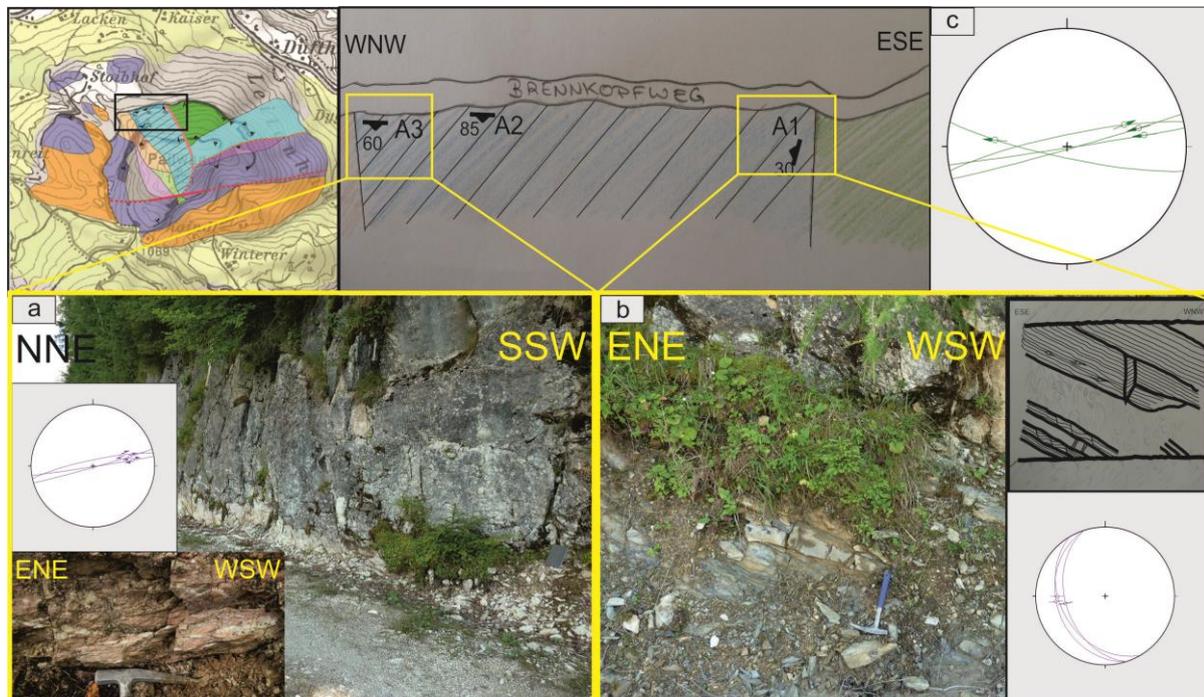


Abb. 15: a: Blick auf die steilstehende Kalzitmylonitwand. Die Kalzitklasten weisen einen dextral gerichteten Schersinn auf, b: Blick auf den Kontakt vom Kalzitmylonit zu den Zlambachschiefern. Wie in der Skizze zu sehen ist befindet sich im liegenden zerscherter Zlambach-Mergel welcher ein Top WSW gerichtetes SC`-Gefüge bildet. Die Zlambach-Kalke welche zwischen den Mergeln liegen bilden Extensionsspalte mit einer Extensionsrichtung, welche gegen Top W zeigt. Der im Hangenden liegende Kalzitmylonit weist Top W gerichtete Sigmaklasten auf. Dazwischen befindet sich ein flach einfallender spröder Kontakt, c: Strukturdaten von steilstehender Störung mit überschiebendem Charakter aus dem Gebiet A3

4. Prozessbeschreibung und mikroskopische Beschreibung der Dünnschliffe

Im Zuge der Geländeaufnahmen wurden insgesamt 38 Handstücke aus verschiedenen lithostratigraphischen und tektonisch relevanten Einheiten entnommen, wovon 16 Dünnschliffe und 5 BSE-Schliffe angefertigt wurden.

4.1. Bearbeitung der Handstücke

Die für die Fragestellung relevanten Handstücke wurden nach strukturellen Richtlinien mit einer Gesteinssäge geschnitten. Die makroskopische Beschreibung, im Hinblick auf sedimentologisch relevante Beobachtungen der Handstücke, wurde mit *Hamilton (1981)* und *Kirchner (1984)* verglichen. Neben dem Einsatz einer Lupe wurde auch 3%-ige Salzsäure zur Unterscheidung von Dolomit und Kalk gebraucht.

4.2. Bearbeitung der Dünnschliffe

Für die Dünnschliffe wurden aus 16 für die Fragestellung wichtigen Handstücken, 20x30mm große Klötze angefertigt. 4 der Proben wurden aufgrund ihrer Bröseligkeit in Epoxidharz eingelegt und gefestigt. Um die Kalzit- und Dolomitkomponenten besser unterscheiden zu können wurden die fertigen Schliffe zuerst mit Aceton entfettet und eine Minute lang zur Hälfte in eine 250ml Lösung, bestehend aus 1,1ml HCl, 246ml destilliertem Wasser, 0,5g Alizarin und 4g Kaliumhexacyanoferrat, getaucht. Die mikroskopische Untersuchung wurde mit einem Zeiss Axiolab Light Microscope mit 2,5x, 5x, 10x und 20x Plan-Neofluar Objektiven durchgeführt. Die Dünnschliffbilder wurden mit einem Leica DM4500 P Mikroskop und einer Leica DFC Kamera gemacht. Die mikroskopische Beschreibung wurde nach sedimentologischen und strukturgeologischen Gesichtspunkten angefertigt wobei das Hauptaugenmerk auf der mikrotektonischen Beschreibung der Schliffe lag.

4.3. Bearbeitung der Dünnschliffe für die Back Scattered Electrons z-Contrast Imaging microscopy (BSE)

Aus 5 mikrotektonisch interessanten Handstücken wurden 5 BSE-Schliffe angefertigt um die Deformationsmechanismen und die Bedingungen zu charakterisieren. Dabei wurden jeweils Proben aus der Kalzitmylonitzone, den Zlambachschichten sowie Gesteine aus dem Bereich der 3. Störungszone gewählt. Es wurden die gleichen Klötze wie jene für die Mikroskop-Dünnschliffe verwendet wobei die Schliffe für die BSE-Mikroskopie eine Dicke von 50-70

Mikrometer aufweisen und mechanisch poliert sind. Zudem wurden sie mit Kohlenstoff bedampft. Die Analyse der Schriffe fand an einem FEI Inspect S SEM-Gerät statt. Um die genaue Chemiezusammensetzung bestimmter Minerale zu analysieren wurden EDX (Energiedispersive Röntgenspektroskopie) Messungen mit Hilfe des EDAX Programmes auf dem FEI Inspect S SEM-Gerät aufgenommen.

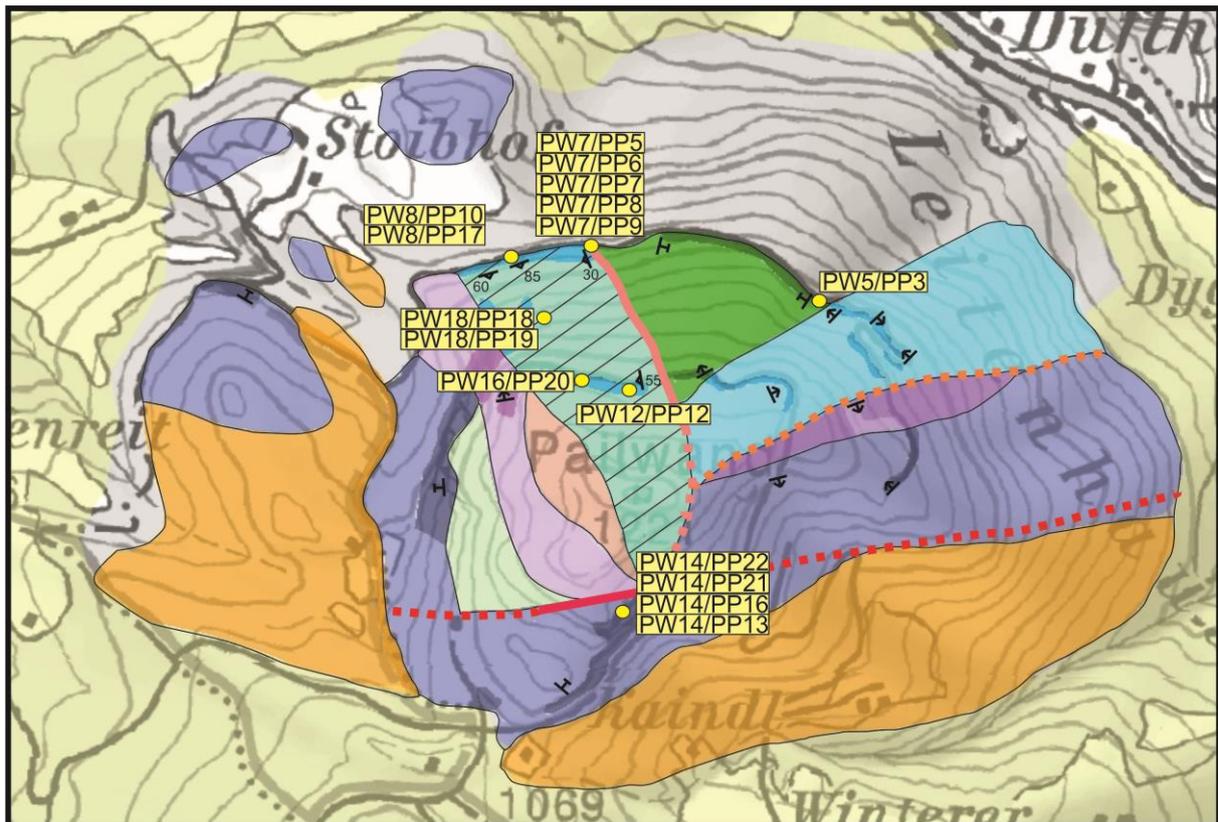


Abb. 16: Übersicht über die Probenpunkte

4.4. Detaillierte Handstück und Dünnschliffbeschreibung

4.4.1. PW5/PP3 – Zlambach Mergelkalk

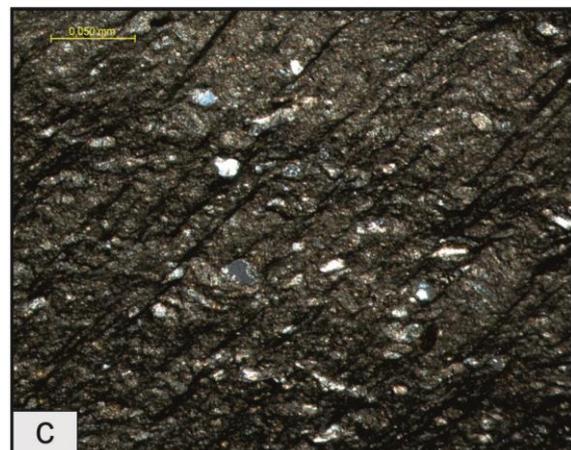
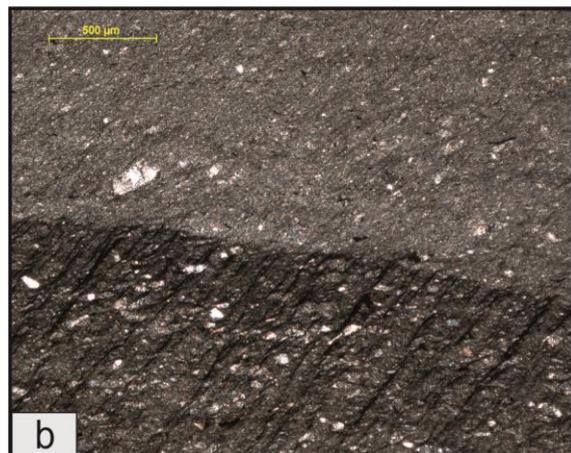
Handstück

Das Handstück PP3 kommt aus der Kontaktzone der Zlambachschiechten zum undeformierten Hallstätter Kalk. Der weiß verwitternde, kompakte und feinkörnige Kalk weist auf frischen Bruchflächen eine dunkelgraue Färbung auf. Der Mergelkalk hat einen kantig, muscheligen Bruch und makroskopisch scheinbar einen relativ hohen Mergelanteil. Bei der Ätzung mit Salzsäure ist ein Brausen zu beobachten. Die genauen Aufschlusskoordinaten lauten: 13°23'44"N 47°32'17"E.

Dünnschliffbeschreibung

Im Dünnschliff zeigt sich die Probe sehr feinkörnig und gut sortiert mit einigen bis zu 1mm großen Kalzit- und Quarzeinsprenglingen. Den Hauptgemengteil bilden einige μm große Tone. Diese bauen die dunkelbraune, mikritische Matrix auf. An Nebengemengteilen kann man neben Quarzen und Kalziten auch Plagioklase finden.

Abb. 17: a: Handstück PW5/PP3, Orientierung des Dünnschliffes von links nach rechts: NE-SW b: Untenstehend ist ein dunkler, stärker deformierter Matrixbereich mit einer gut sichtbaren Axialebenenschieferung zu sehen. Die Matrix kann als mikritisch beschrieben werden. c: SW-NE verlaufenden Axialebenenschieferung. Als Einsprenglinge sind Quarze und Kalzite zu erkennen. d: Aggregatbildung eines Kalzitkornes mit reliktschen Quarz-, Plagioklas- und Erzkörnern.



Diese 3 Minerale kommen im Schliff als detritäre und eckige Minerale vor. Die Plagioklase und Quarze haben eine Größe von bis zu 70 µm die Kalzite hingegen erreichen eine maximale Größe von bis zu 180 µm. Die Quarze und Plagioklase sind einerseits als Einsprenglinge in der Grundmatrix erhalten und andererseits bilden sie zusammen mit den Kalziten bis zu 350 µm große Aggregate. (Siehe Abb.17.d.) Zudem lassen sich im Schliff einige rekristallisierte Schalenreste und Ooide beobachten.

Mikrotektonisch kann man stärker deformierte, dunkelbraune Bereiche und hellere, weniger deformierte Bereiche erkennen. Dabei wird der Schliff durch eine von SW nach NE verlaufende Axialebenenschieferung durchzogen. (Siehe Abb.17 b+d.) Diese Schieferung passt sehr gut zu den im Gelände gemessenen Werten der Schieferung der Axialebene. (Vergleiche auch Abb.12)

4.4.2. PW7/PP5-Zlambachmergel deformiert

Handstück

Bei den Handstücken PW7/-PP5, -PP6, -PP7, -PP8, -PP9 handelt es sich um Gesteine der Zlambachschichten welche im Kontakt zum Kalzitmarmor mylonit stehen. (Siehe Abb.18) Probe PW7/PP5 ist ein Zlambachmergel. Die Verwitterungsflächen sind hellgrau bis weiß. Der feinkörnige Mergel weist einen hohen Anteil an Kalk auf, was auch durch Brausen aufgrund von Salzsäure bestätigt wird. Anhand von hellgrauen bis cremefarbenen und dunkelgrauen Lagen kann man eine Foliation der Gesteinsprobe erkennen. Die genauen Aufschlusskoordinaten lauten: 13°23'25"N 47°32'20"E.

Dünnschliffbeschreibung

Mikroskopisch kann man sehen, dass die Probe hauptsächlich aus einer sehr gut sortierten, relativ feinkörnigen und tonigen Matrix besteht. Den Nebengemengteil bilden 2 Arten von Kalziten aus. Erstens kommen sie als wenige µm große, detritäre Körner in der tonigen Matrix vor. Zudem bilden sie syntektonische Kalzitveins aus. Dabei erreichen die Minerale eine Größe von bis zu 200 µm. Die grobkörnigen Kalzite haben eine mechanische Verzwilligung des I bis II Typs. Die Kalzitveins weisen eine mehrmalige Verfaltung und Scherung auf welche sich von ESE nach WNW zieht. Die Faltenachsen ebenenschieferung entspricht dabei hauptsächlich der Top WNW gerichteten Hauptscherung der Mylonitzone.

Zudem sind dunkle, tonige Scherbänder mit der gleichen Schieferungsrichtung zu beobachten. Als weitere Nebengemengteile treten Plagioklase und Quarze sowie Erze auf. Diese sind gut ausgebildet, eckig und erreichen eine maximale Größe von 150 µm. Die größeren Plagioklase zeigen im XPL gut ausgebildete Zwillingslamellen. Die detritären Quarze und Plagioklase wurden durch die vorhandenen Deformationsprozesse zusammengetragen und dadurch bilden sich bis zu 1 cm große Klaster aus, welche häufig in den Kalzitveins mitrotiert sind. (Siehe Abb.18)

BSE-Beschreibung

Bei der Probe PW7/PP5 kann man wie auch schon im Dünnschliff eine extreme Feinkörnigkeit der Minerale erkennen. Auch hier ist zu sehen, dass die Matrix durch einige µm große Tone aufgebaut wird. Immer wieder finden sich detritäre Kalzite in der Matrix wieder. Bei den dunkelgrauen, eckigen Phasen handelt es sich um Plagioklase. Zudem sind auch einige Quarze vorhanden. Bei den mittelgrauen Farbstufen handelt es sich um Glimmer und Tone. Die gräulich-weißen Phasen bilden Kalzite aus und bei den hellen, weißen Mineralen handelt es sich um Erze.

Wie in Abb 18.e+f. zu sehen ist besteht die Falte hauptsächlich aus detritären Plagioklasen. Kalzitcement und unorientiert gewachsene Tonminerale füllen dabei die entstandenen Hohlräume aus. Die Axialebenenschieferung zieht sich von NNE nach SSW. Dies kann man gut mit der vorkommenden Verfaltung des östlichen Pailwandbereiches in Beziehung setzen. Sekundär werden die Falten durch eine NE-SW gerichtete Drucklösungsschieferung durchschlagen. Diese Schieferung korreliert sehr gut mit jener des Mylonites der 2ten Hauptstörung.

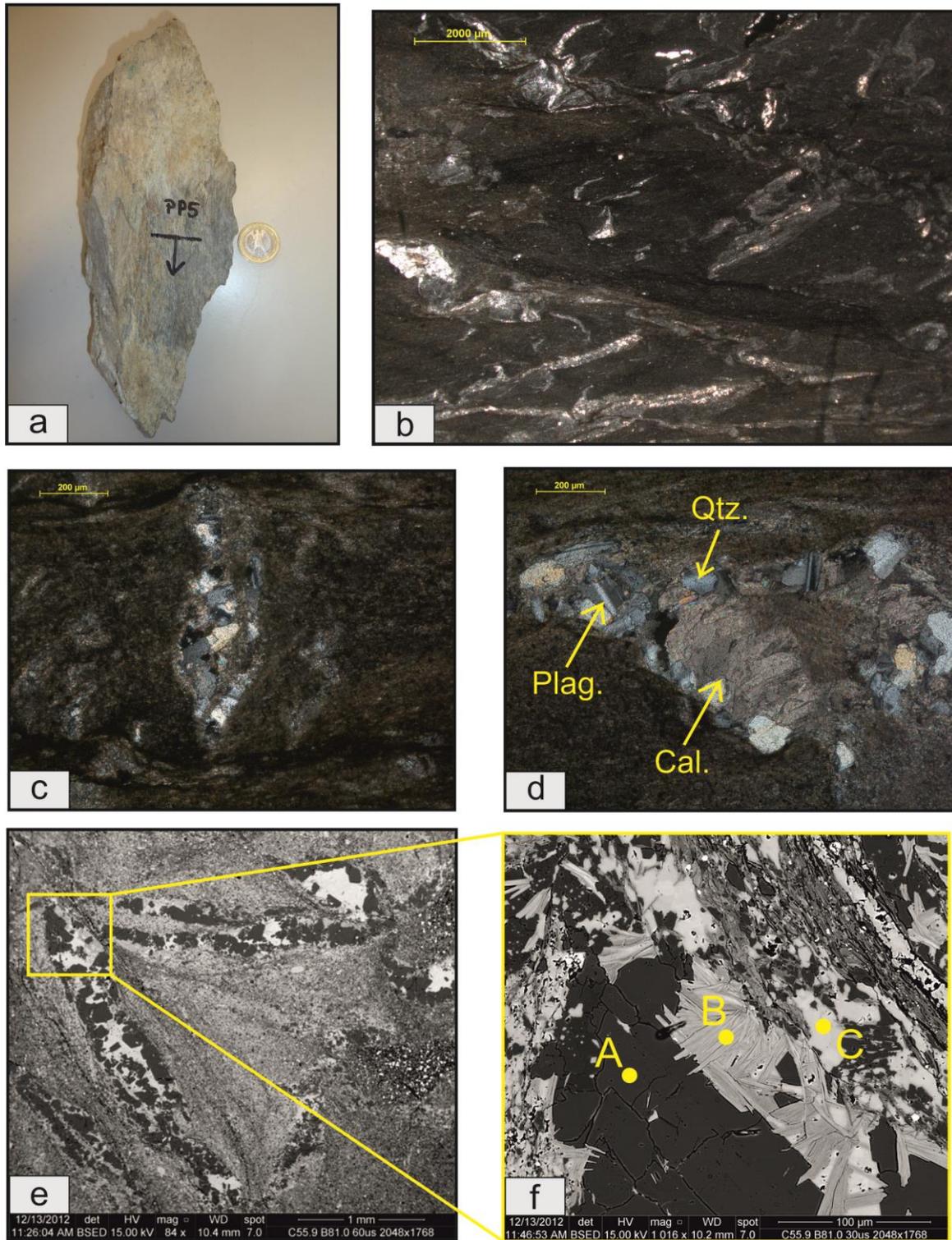


Abb. 18: Handstück PW7/PP5, Orientierung des Dünnschliffes von links nach rechts: ESE-WNW. b: Überblick über den Schliff. Zu sehen ist die tonige, feinkörnige Matrix und die verfalteten Plagioklasveins. c+d: Aggregate an relictischen Kalziten, Quarzen und Plagioklasen. Bei den Kalziten ist eine mechanische Verzwilligung zu erkennen. Die Plagioklase weisen gut ausgebildete Zwillingslamellen auf. Orientierung der BSE-Bilder von oben nach unten: ESE-WNW e: BSE-Bild der Probe. Die Feinkörnigkeit ist auch unter dem Elektronenmikroskop gut zu sehen. Der verfaltete Vein wird in den Hingebereichen durch eine Drucklösungsschieferung durchschlagen. f: Nähere Betrachtung des Hingebereiches. In dem Kluftraum zwischen den relictischen Plagioklasen (A) sind Tonminerale gewachsen (B). Diese zeigen keine Einregelung Die Kalzite (C) füllen als eine Art Zement den weiteren Kluftraum auf. Im Bild rechts oben kann man die Drucklösungsschieferung erkennen.

4.4.3. PW7/PP6-Zlambachmergel deformiert

Handstück

Bei Handstück PW7/PP6 handelt es sich um einen Mergel der Zlambachschichten. Er weist weiße Verwitterungsflächen auf und an frischen Bruchflächen kann man cremefarbene und dunkelgraue Foliationsebenen erkennen. Der sehr feinkörnige Mergel braust sehr leicht was auf einen geringen Kalzitanteil im Gestein deuten lässt. Die Foliationsflächen bilden auch ein makroskopisch sichtbares SC`-Gefüge welches einen Top W Schersinn angibt. Die genauen Aufschlusskoordinaten lauten: 13°23`25``N 47°32`20``E.

Dünnschliffbeschreibung

Die Probe besteht hauptsächlich aus sehr feinkörnigen, gut sortierten Körnern. Den Hauptgemengteil bilden wenige µm große Tone sowie immer wieder auftretende etwas größere Kalkkomponenten. Als Nebengemengteil sind Quarze, Plagioklase, Erze und kalzitische Schalenreste vorzufinden. Die Quarze und Plagioklase kommen als detritäre, gerundete Körner in der Matrix vor. Ebenso bilden sie bis zu 2 cm große Aggregate aus. Die Quarze und Plagioklase weisen eine maximale Größe von 250 µm auf. Bei den Plagioklasen ist eine gut sichtbare Zwillingslammelierung zu beobachten. (Siehe Abb.19.d.)

Mikrotektonisch weist die Probe eine WNW gerichtete Hauptscherung auf. Dabei bilden kompaktere Bereiche, welche einen höheren Kalzitanteil haben, Top WNW gerichtete Klasten aus. Diese haben eine maximale Größe von 3 bis 4 cm. Umgeben werden die Klasten durch stärker zerscherte, dunkelbraune Bereiche. Diese Schieferungsbereiche weisen einen hohen Tonanteil und einen geringen Kalzitanteil auf. Dadurch kommt es durch die Schichtsilikate zu einer leichteren Deformation. (Siehe Abb.19.b+c.) Kleine sekundäre Extensionsspalten mit rekristallisierten Kalzitmineralen durchbrechen die Foliation und sind gegen ESE eingeregelt. Ebenso bilden sich aus kompetenteren, helleren Bereichen Top WNW gerichtete Klasten. (Siehe Abb.19.)

4.4.4. PW7/PP7-Zlambach Kalkmergelschuttlagen deformiert

Handstück

Probe PW7/PP7 ist eine Zlambach Kalkmergelschuttlage mit cremefarbenen bis weißlichen Verwitterungsflächen. Aufgrund eines starken Brausens scheinen die Lagen einen hohen Anteil an Kalzit zu haben. Die Foliationslagen sind cremefarben bis dunkelgrau und sehr feinkörnig. Die genauen Aufschlusskoordinaten lauten: 13°23'25``N 47°32'20``E.

Dünnschliffbeschreibung

Die Probe PW7/PP7 besteht aus gut gerundeten bis angerundeten gröberen, dunkelbraunen Gesteinsfragmenten und einer sehr feinkörnigen, mikritischen Matrix. (Siehe Abb.19.f+g) Die Hauptgemengteile bilden Tone, welche die Matrix aufbauen. Zudem treten Kalzite in Form von kalzitischen Schalenresten und einigen μm großen, detritären Körnern auf. Ebenso kommt ein syntektonisches Wachstum von bis zu 200 μm großen, fasrig ausgebildeten Kalziten vor. Diese Kalzite weisen eine mechanische Typ I Verzwilligung auf. Als Nebengemengteile treten Quarze, Hellglimmer sowie Feldspäte auf. Die Quarze und Plagioklase sind teilweise sekundär gebildet.

Allgemein sind die Körner gut gerundet und grobkörniger. Dabei handelt es sich um eine leicht deformierte Mergelschuttlage, welche nur lokal Scherbänder ausgebildet hat. Die Gemengteile der Proben sind hauptsächlich detritären Ursprungs. Da es sich hier um einen Bereich handelt, welcher wenig Scherung durch die Hauptphase der Mylonitisierung erfahren hat, ist auch kaum eine Deformation sichtbar. Die detritären Muskovite weisen eine Zonierung auf. (Siehe Abb.19)

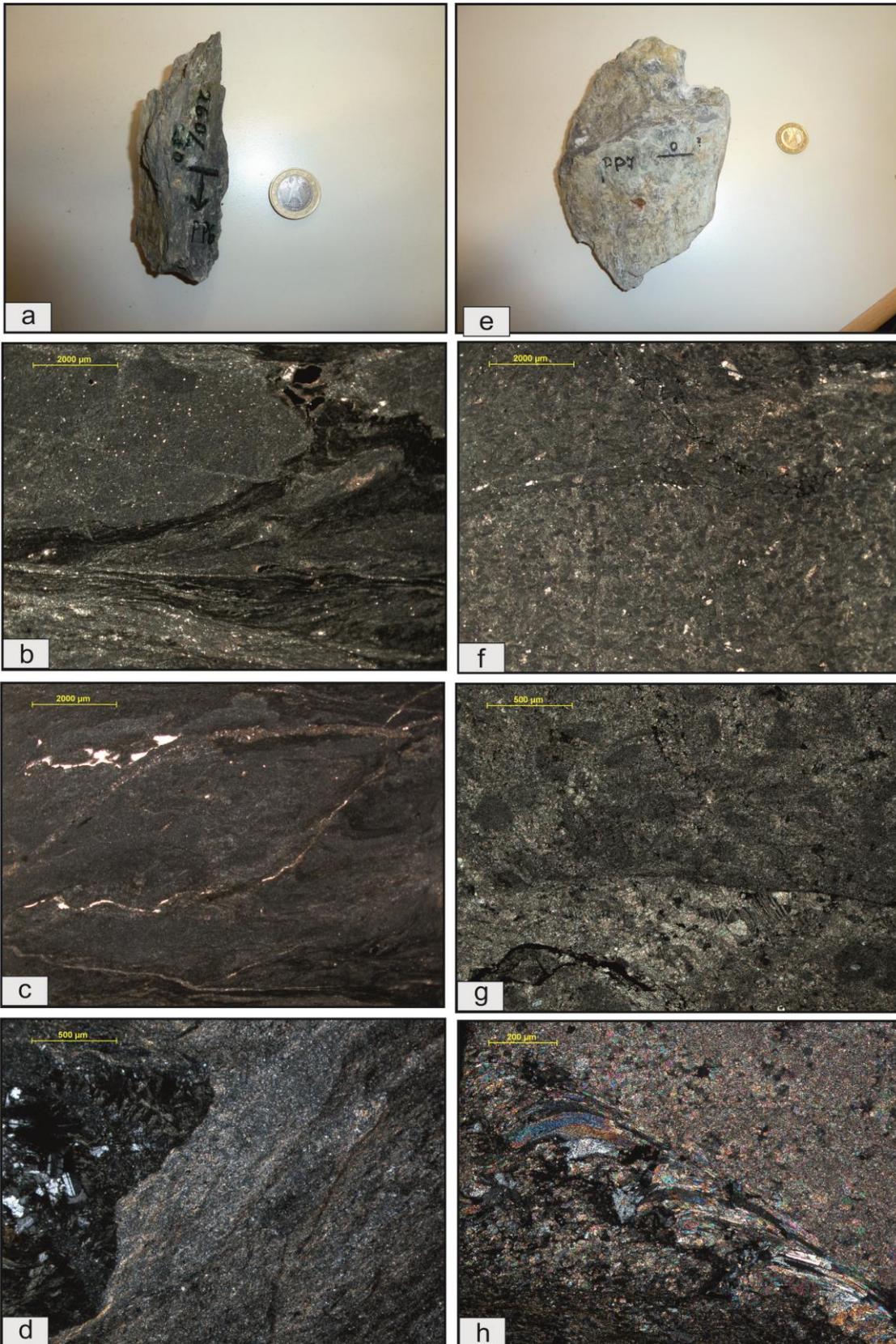


Abb. 19: a-d: Handstück PW7/PP6, Orientierung des Dünnschliffes von rechts nach links: ESE-WNW, b: Überblick über den Schliff, zu sehen ist eine feinkörnige Matrix welche teilweise Schieferungsebenen bilden. Zudem ist ein kompakter undeformierter Bereich zu sehen. c: Kompakter Klast mit Top WNW Schersinn. D: Aggregat an reliktschen Plagioklasen mit Zwillingslamellen. e-h: Handstück PW7/PP7, Orientierung des Dünnschliffes von links nach rechts: ESE-WNW, f: Überblick über den Schliff. Kalzitische, undeformierte Mergelschuttlage g: Im oberen Bereich sind kalzitische Schalenreste in einer mikritischen Matrix zu sehen. Im unteren Teil des Bildes sieht man einen Vein mit mechanisch verzwilligten Kalziten. h: Deformierte Muskovite

4.4.5. PW7/PP8-Zlambachkalk deformiert

Handstück

Bei dem Handstück PW7/PP8 handelt es sich um einen feinkörnigen, dunkelgrauen und kompakten Kalkstein mit einem hohen tonigen Anteil. Die Probe weist hellbraune Verwitterungsflächen auf. Weiße Kalzitkomponenten sowie mehrere Generationen an Kalzitveins durchschlagen den Kalk. Die Probe braust sehr stark. Die genauen Aufschlusskoordinaten lauten: 13°23'25``N 47°32'20``E.

Dünnschliffbeschreibung

Der Dünnschliff besteht hauptsächlich aus einer sehr feinkörnigen Matrix mit sekundären Kalzitveins sowie mit Quarz- und Plagioklaskomponenten. Als Hauptgemengteile sind Kalzite zu finden. Diese kommen in der Probe in 3 Arten vor. Erstens als dynamisch rekristallisierte Kalzite welche die Matrix aufbauen. Diese zeichnen sich durch eine Feinkörnigkeit im μm Bereich hin. Zweitens reliktsche Kalzite welche als bis zu 20 μm große, gut gerundete Körner in der Matrix „schwimmen“. Drittens kommt dieses gesteinsbildende Mineral in den Veins vor. Diese erreichen eine Größe von bis zu 500 μm , sind gut ausgebildet und eckig. An Veingenerationen können zwei Arten bestimmt werden.

Wie in Abbildung 20.d. zu sehen ist handelt es sich hier einerseits um zerscherte Extensionsspalten. Diese wurden durch die Hauptdrucklösungsschieferung, welche sich von NE nach SW zieht, versetzt. Der Kontakt zwischen Vein und umgebender Matrix ist verschwommen was darauf zurückzuführen ist das während der Deformation eine angemessene Druck und Temperatur geherrscht haben muss, und das somit die Kalzite eine Rekristallisation erfahren haben. Eine weitere Generation an Extensionsspalten ist in Abbildung 20.b. und 20.c. zu sehen. Dieser Vein weist einen scharfen Kontakt zur umgebenden Matrix auf. Die Extensionsrichtung zieht sich von SE nach NW was mit der Hauptfoliationsrichtung von E-W und der Hauptdrucklösungsschieferung, welche sich von NW nach SE zieht zusammen passt. Somit kann davon ausgegangen werden das es sich hierbei um eine syntektonische Bildung der Extensionsspalte handelt welche in der Hauptphase der Mylonitisierung der 2ten Hauptstörungszone gebildet worden ist. Die Kalzite in dem Vein gehen von einem fasrigen Wachstum in ein grobkörniges über. Aufgrund dessen kann man sagen, dass sich im Zuge der Deformation während einer stetigen Öffnung zuerst

die fasrigen Kalzite gebildet haben. Mit voranschreitender Verformung kann es zu einer etwas schnelleren Öffnung der Extensionsspalte wodurch sich das umgebende Kalzitfluid gröber auskristallisieren konnte.

Als Nebengemengteile sind in der Probe Quarze, Plagioklase sowie Tone vorhanden. Die Quarze und Plagioklase sind gut ausgebildet und weisen eine eckige bis angerundete Kornform auf. Akzessorisch sind die bis zu 50 µm großen Minerale in der Matrix zu finden. Dabei handelt es sich vermutlich um detritär vorhandene Körner. Zudem sind Quarze und Plagioklase in den Veins zu finden. Die durchschnittliche Größe dieser Körner beträgt 200 µm. Die Plagioklase weisen im XPL Zwillingslamellen auf. Wie schon erwähnt zieht sich die Hauptdrucklösungsschieferung von NE nach SW. Insgesamt gibt es aber drei Generationen an Drucklösungsschieferungen. (Siehe Abb.20)

4.4.6. PW7/PP9-Zlambach Kalkmergel deformiert

Handstück

Die Verwitterungsflächen der Probe PW7/PP9 sind hellbraun. Hierbei handelt es sich um einen kompakten, feinkörnigen Mergel mit einem sehr hohen Kalkanteil (braust sehr stark). Die Foliationsebenen weisen cremefarbene bis dunkelgraue Lagen auf. Zudem lassen sich makroskopisch auch immer wieder kleine, runde Kalzitkomponenten erkennen. Die genauen Aufschlusskoordinaten lauten: 13°23`25``N 47°32`20``E.

Dünnschliffbeschreibung

In Probe PW7/PP9 bilden Tone und Glimmer den Hauptgemengteil. Sie sind einige µm groß und bauen die Matrix auf. Als Nebengemengteil ist Kalzit vorhanden. Einerseits als wenige µm große, rekristallisierte Minerale und andererseits als bis zu 500 µm große, reliktsche Kalzite. Diese detritären Körner bilden Aggregat Pakete. Zudem weisen sie eine mechanische Verzwilligung des Typs I bis III auf.

Als Akzessorien sind neben Quarzen auch Plagioklase zu finden. Beide haben eine durchschnittliche Größe von 200 µm und eine eckige bis angerundete Kornform. Die Körner weisen einen scharfen Kontakt auf und sind meistens in den dunkleren, tonigen und stärker zerscherten Bereichen zu finden. Die Quarze löschen gleichmäßig auf. Die in der Probe vorhandenen Plagioklase zeigen im XPL eine lamellare Auslöschung.

Allgemein kann man zwei Arten von Deformationsbereichen feststellen. Erstens dunklere, tonreiche und stärker zerscherte Bereiche sowie hellere, kalzitische Bereiche welche eine dynamische Rekristallisation aufweisen. Der Kontakt zwischen den Bereichen ist scharf. Die Orientierung der Schieferungsfläche zieht sich von E nach W. (Siehe Abb.20)

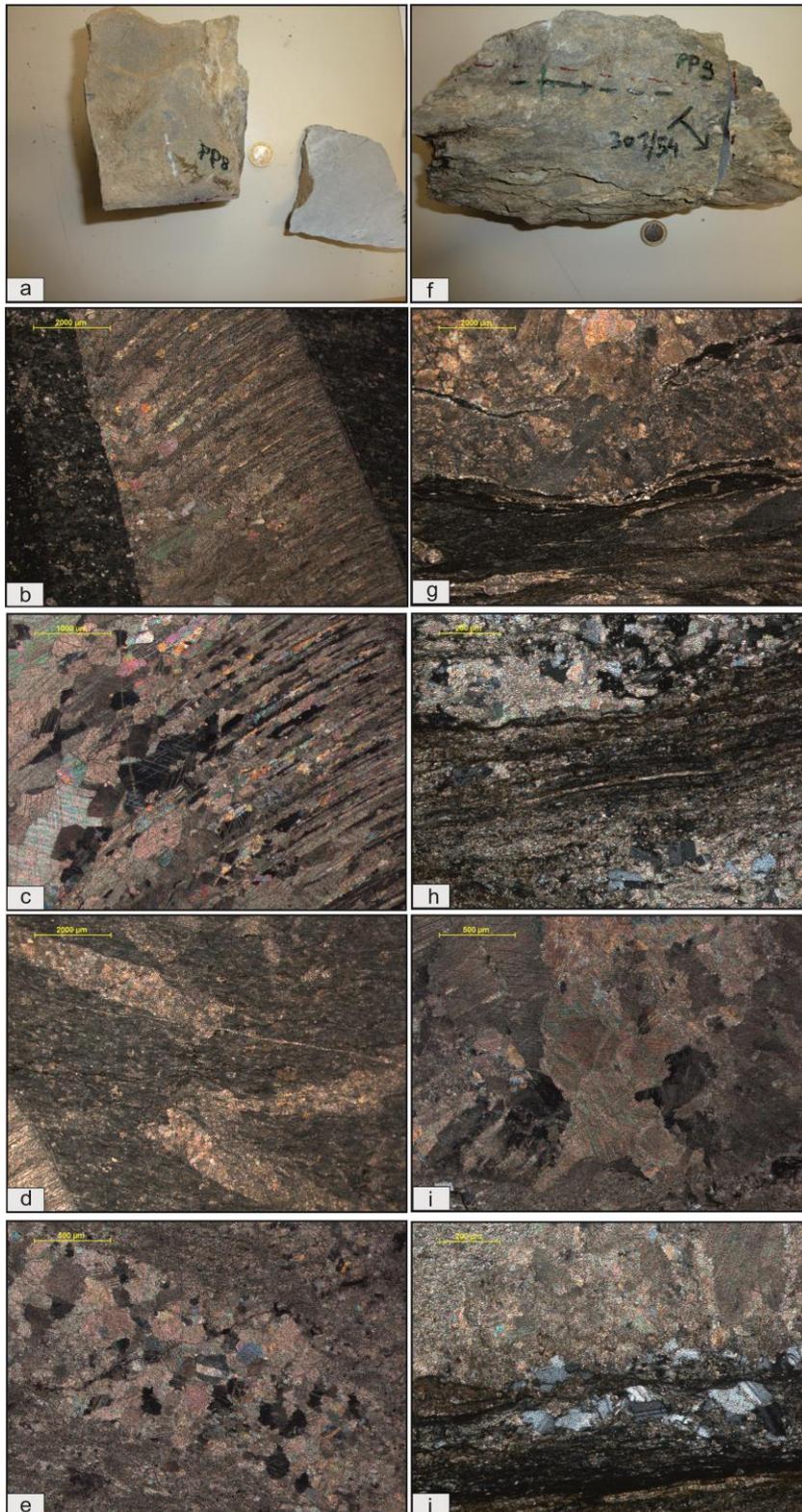


Abb. 20: a-e: Handstück PW7/PP8, Orientierung des Schliffs von links nach rechts: E-W, b+c: Extensionsspalte mit Öffnung gegen W. Die Kalzite links in dem Vein sind grobkörnig ausgebildet und weisen eine mechanische Verzwilligung auf. Die Kalzite welche rechts und somit gegen W zeigen ein fasriges Wachstum. Aufgrund der fasrigen Kristalle kann man davon ausgehen das die Öffnung in einem relativ schnellen Zeitraum passiert ist. Die grobkörnigen Kristalle sind mechanisch verzwilligt. d+e: Zerscherter Vein mit rekristallisierten, verzwilligten Kalziten. f-j: Handstück PW7/PP9, Orientierung des Schliffs von links nach rechts: E-W, g-i: Überblick über den Schliff. Zu sehen sind dunkle Schieferungsbereiche im unteren Teil. Im oberen Teil befinden sich rekristallisierte Kalzite mit einer mechanischen Verzwilligung. j: Folierter dunkler Matrixbereich mit isomorphen, reliktschen Plagioklasen.

4.4.7. PW8/PP10-Bunter Hallstätter Kalk (Kalzitmarmormylonit)

Handstück

Das Handstück PW8/PP10 und PW12/PP12 stammen aus zwei verschiedenen Aufschlüssen der Marmormylonitzone. Die Verwitterungsflächen des Kalzitmarmormylonites der Probe PW8/PP10 sind cremeweiß. Die Probe zeigt eine deutliche Foliation der teilweise rekristallisierten, cremefarbenen, grünlichen und rötlichen Lagen. Zudem kann man weiße, prätektonische Kalzitklasten mit einem nach Westen gerichteten dextralen Schersinn erkennen. Das Handstück weist ein starkes Brausen auf. Die genauen Aufschlusskoordinaten lauten: 13°23'19"N 47°32'19"E.

Dünnschliffbeschreibung

Die Probe besteht aus einer feinkörnigen, kalzitischen Matrix mit mehreren Generationen an stark deformierten Kalzitveins. Als Nebengemengteil sind Plagioklase, Quarze und Glimmer enthalten. (Abb.21)

Vom Kalzit sind mehrere Phasen zu sehen. Erstens kommen einige μm große, dynamisch rekristallisierte Kalzite in der feinkörnigen Matrix vor. Immer wieder zeigen die Minerale eine bevorzugte Orientierung entlang der Foliationsrichtung. Zweitens kann man prätektonische Kalzitkristalle in den Veins erkennen, welche scharf abgeschnitten sind und keine bevorzugte Wuchsrichtung zeigen. Die durchschnittliche Größe dieser reliktschen Kalzite beträgt 100 μm und sie weisen eine Kalzitverzwillingung des I ten und II ten Typs auf. Drittens kann man syntektonische, fasrige Kalzitkristalle beobachten welche während der Deformation stark deformiert und verfaltet wurden. (Siehe Abb.21)

Die in der Probe enthaltenden Muskovite bilden Schieferungsbänder aus welche teilweise verfaltet sind. Zudem kommen dextral gegen NW gerichtete Glimmerfische in der Probe vor. (Siehe Abb.21.c.) In den vom Strain schwächer deformierten Bereichen sind Fossilien erhalten geblieben. Feinkörnigere und grobkörnigere Kalkbereiche werden durch SE-NW verlaufende, glimmerreiche Scherzonen durchbrochen. Die Foliation zieht sich von SE nach NW. (Siehe Abb.21)

4.4.8. PW12/PP12-Heller Hallstätterkalk (Kalzitmarmormylonit)

Handstück

Bei Handstück PW12/PP12 handelt es sich um einen weißen, kompakten und rekristallisierten Kalzitmarmor welcher sehr stark braust. Wenn man die Fläche senkrecht zur Foliation befeuchtet lässt sich eine leichte Mylonitisierung erkennen. Die Verwitterungsfläche ist gräulich weiß. Die genauen Aufschlusskoordinaten lauten: 13°23'26``N 47°32'12``E.

Dünnschliffbeschreibung

In diesem Probenschliff bildet feinkörniger Kalzit den Hauptbestandteil des Gesteines. An sich kommen Kalzite in zwei Formen vor. Einerseits als einige μm dicke, dynamisch rekristallisierte Minerale in der Matrix. Andererseits sind bis zu 500 μm dicke, reliktsche Kalzite vorhanden. Diese weisen eine mechanische Verzwilligung des II Typs auf.

Als Akzessorien sind gut gerundete, bis zu 100 μm große Quarze und Plagioklase zu finden. Die Quarze haben eine gleichmäßige Auslöschung. Teilweise ziehen feine Veins mit rekristallisierten, bis zu 20 μm dicken Kalzitkristallen durch die Probe durch. Die Drucklösungsschieferung zieht sich von ENE nach WSW. Bei dem Schliff handelt es sich um einen Kalzitmarmormylonit. (Siehe Abb.21)

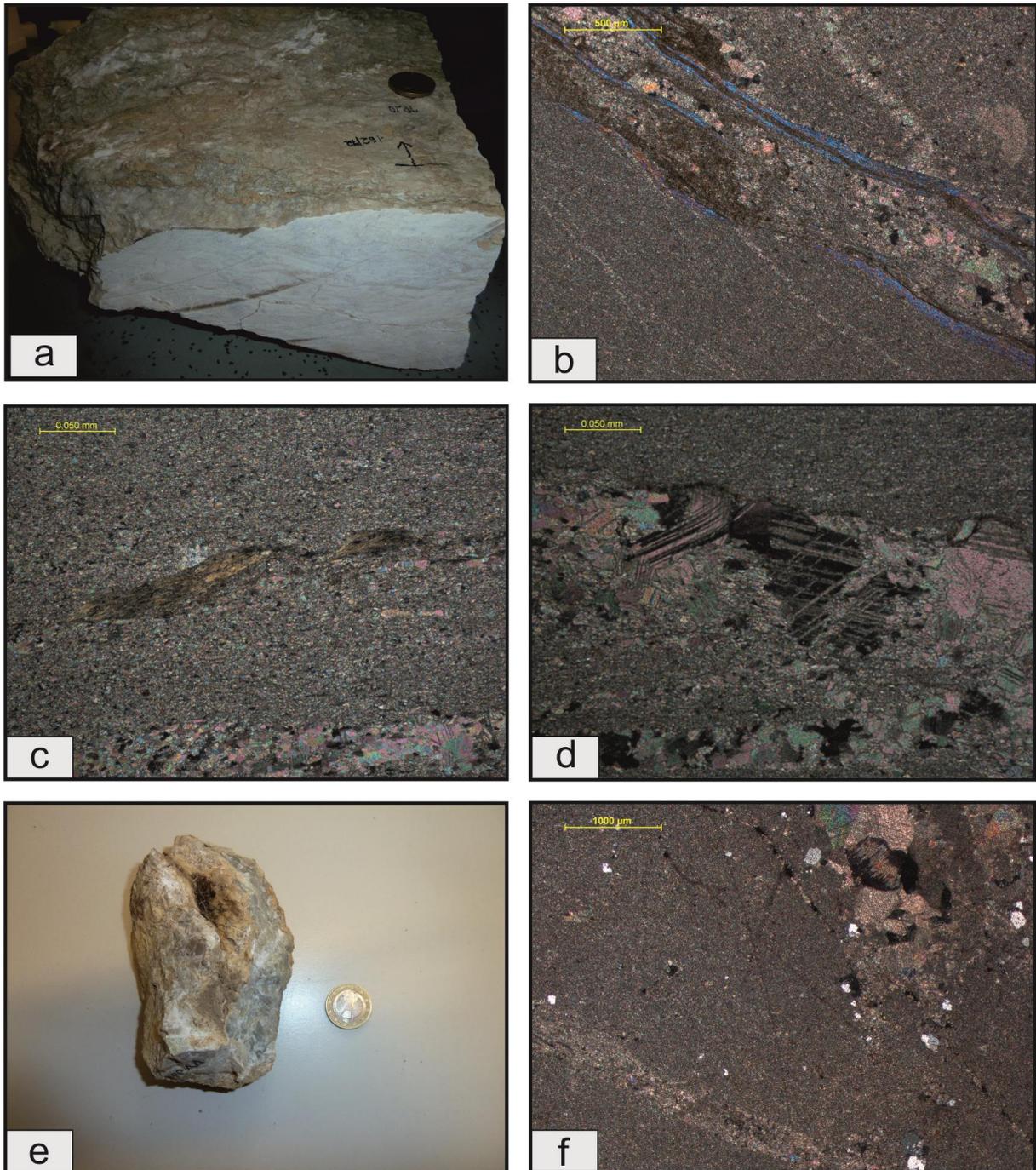


Abb. 21: a: Handstück PW8/PP10, Orientierung des Schiffs von links nach rechts: SE-NW, b: (Schliff gedreht-Orientierung von links nach rechts: E-W) Im unteren Bereich ist eine feinkörnige, mikritische Matrix mit rekristallisierten Kalziten zu sehen. Der Veinbereich in der Mitte wird durch Scherbänder aus Muskovit abgegrenzt. c: Glimmerfische mit dextralem Schersinn. Am unteren Ende des Bildes befindet sich ein rekristallisierter Bereich mit orientierten Kalziten. Zudem ist eine Drucklösungsschieferung ersichtlich d: Reliktischer Kalzit mit mechanischer Typ II Verzwilligung. Am unteren Ende des Bildes kann man einen rekristallisierten Bereich an orientierten Kalzitkristallen erkennen. e: Handstück PW12/PP12, Orientierung des Schiffs von links nach rechts: ENE-WSW. f: Übersicht über den Schliff. Eine feinkörnige rekristallisierte Matrix bildet den Hauptbestandteil. Zudem ist ein kleines Aggregat an reliktschen Kalzitkristallen zu sehen.

4.4.9. PW14/PP13-Reingrabener Schiefer

Handstück

Die Handstücke PW14/PP13 und PW14/PP16 stammen aus der im Untersuchungsgebiet südlich gelegenen 3ten Störungszone. Bei PW14/PP13 handelt es sich um einen leicht zerbrechlichen, bröseligen Schiefer mit hellbeigen bis rostroten Verwitterungsflächen. Das Gestein ist sehr feinkörnig und weist eine dunkelgrüne Farbe auf. Ebenso sind vereinzelt bis zu 5mm große Quarzklasten zu beobachten. Immer wieder ziehen rostrote Schlieren in Schieferungsrichtung durch das Gestein welche auf eine sekundäre Vererzung durch Fe-reiche Fluids schließen lassen. Da die Probe nicht braust lässt sich ein Kalzitanteil makroskopisch ausschließen. Die genauen Aufschlusskoordinaten lauten: 13°23'33``N 47°32'59``E.

Dünnschliffbeschreibung

Den Hauptbestandteil dieser Probe bildet eine feinkörnige, tonige Matrix. Die Größe der Tone befindet sich bei wenigen μm . Neben Erzen finden sich als Nebengemengteile auch einige Quarze und Muskovite wieder. Die Muskovite sind einerseits feinkörnig, stengelig und zeigen eine Orientierung gegen SW-NE in die Richtung der Drucklösungsschieferung an. Aufgrund dessen kann man annehmen, dass es sich dabei um syntektonische Minerale handelt. Andererseits kommen sie auch als posttektonische, Kristalle vor. Diese stengeligen und bis zu 100 μm langen Minerale wachsen entgegen der Schieferungsrichtung was wiederum auf eine posttektonische Bildung hindeutet.

Zudem finden sich entlang der vererzten Klüfte runde, gut ausgebildete, rekristallisierte Quarze wieder. In dem Schliff kommen 2 Arten von Veins vor. Einerseits mit rekristallisiertem Quarz gefüllte Klüfte, mit einer durchschnittlichen Dicke von 100 μm . Andererseits sind vererzte, bis zu 500 μm dicke Veins sichtbar. Beide Arten von Klüften durchlagen die ursprüngliche Schieferung. Auffällig ist auch die rote Färbung entlang der Drucklösungsschieferung. Diese ist auf eine sekundäre, posttektonische Vererzung des Gesteines zurückzuführen. (Siehe Abb.22)

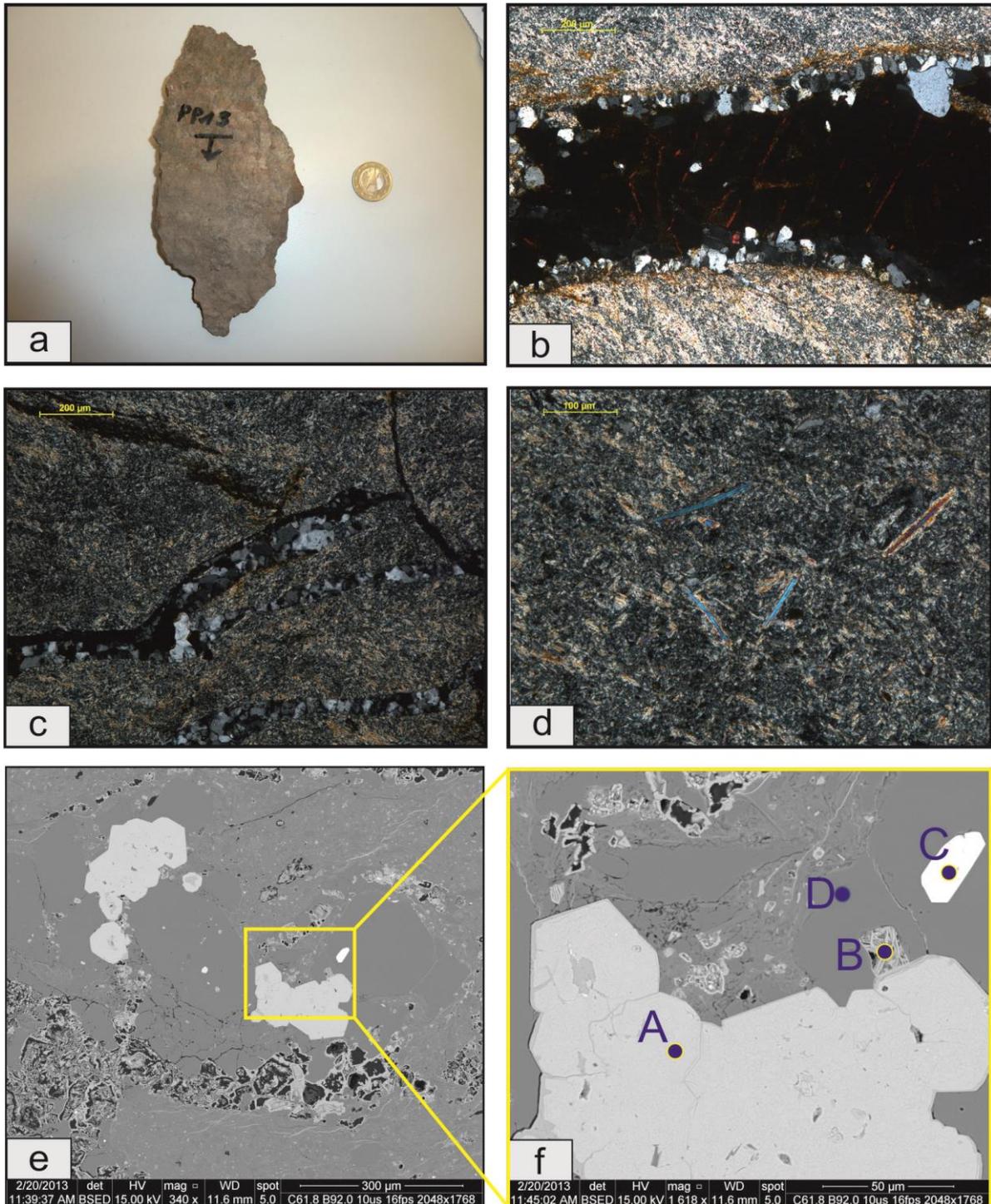


Abb. 22: a: Handstück PW14/PP13, Orientierung des Schliffs von links nach rechts: SW-NE, b: Veretzte Kluft. An den Kluftträndern befinden sich rekristallisierte, xenomorphe Quarze. c: Rekristallisierte Kalzitveins mit undulöser Auslöschung. D: Blick auf die feinkörnige tonige Matrix. Größere Muskovitminerale wachsen entgegen der Schieferungsrichtung. e: EBSD-Bild des Schliffs. Orientierung von oben nach unten SW-NE: Bei den hellgrauen und dunklen Mineralen handelt es sich um Erze f: A: idiomorpher Magnetit, B: undefiniertes Erz mit höherem Mangan- und Eisenanteil, C: Pyrit, D: Quarz

BSE-Beschreibung

Auch im BSE-Bild lässt sich die Feinkörnigkeit des schiefrigen Mergels erkennen. Die im Schliff enthaltenen Erze fallen durch ihre hohe Lichtreflexion und die dadurch grelle, weiße Farbe sehr stark auf. Mit Hilfe der EDX-Werte kann gesagt werden, dass es sich bei diesen Mineralen um Magnetite und Pyrite handelt. Zudem kommen weitere Erze mit einem höheren Anteil an Mangan und Eisen vor. Diese Erze zeigen einen Zonarbau auf, welcher einen schwarzen Kern und einen hellgrauen Saum haben. Alle in der Probe enthaltenen Erze zeigen einen eckige bis angerundete Kornform auf. (Siehe Abb.22)

4.4.10. PW14/PP16-Reingrabener Schiefer

Handstück

Probe PW14/PP16 ist ein schiefriges, leicht zerbrechbares und relativ bröseliges Gestein. Das Handstück ist sehr feinkörnig mit einer dunkelgrünen Farbe. Die Verwitterungsflächen sind hellbeige bis rostrot. Ebenso wie bei PW14/PP13 lassen die rostroten Flächen auf eine Fe-reiche Vererzung schließen. Auf einer frischen Bruchfläche lässt sich kein Brausen erkennen. Die genauen Aufschlusskoordinaten lauten: 13°23'33``N 47°32'59``E.

Dünnschliffbeschreibung

Den Hauptbestandteil in der Probe bildet eine tonig-mergelige Matrix. Die Tone weisen eine Korngröße von wenigen μm auf und orientieren sich in Drucklösungsrichtung. Neben Erzen und Glimmern sind als Nebengemengteile rekristallisierte Quarze zu sehen. Die bis zu 200 μm großen Quarze kommen sowohl als Einsprenglinge in der Matrix als auch als Aggregate in den Klasten vor. Die Klasten sind meist sinistral gerichtet wodurch sie auch mit der sinistral gerichteten 3ten Hauptstörung kompatibel sind. Zudem weisen sie eine gut Rundung und eine undulöse Auslöschung auf. (Siehe Abb.23.c. und Abb.23.d.)

Ebenso sind in der Probe Muskovite enthalten, welche einerseits syntektonisch zwischen den Klasten bzw. in Richtung der Foliation der Drucklösungsschieferung angeordnet sind und andererseits posttektonisch mit einer Wuchsrichtung quer zur Schieferung liegen. (Siehe Abb.23.d.) Die Drucklösungsschieferung streicht NNE-SSW und lässt sich somit gut mit der 3ten Hauptstörung in Verbindung setzen. (Vergleiche auch: schematische Darstellung Abb.13.c.) Ebenso kann man eine syntektonische Vererzung, in Form von größeren,

klufftüllenden, dunklen, gut ausgebildeten Mineralen, erkennen. Die Klüfte sind bis zu 100 µm dick. Ebenso kommen runde, vererzte Bereiche vor, welche einen Durchmesser von bis zu 1 cm aufweisen. Die vorkommenden Veins, die Drucklösungsschieferung sowie die Klasten werden zudem durch eine rote Vererzung posttektonisch durchzogen. (Siehe Abb.23)

BSE-Beschreibung

Wie auch schon beim Dünnschliff lassen sich auch im BSE-Bild die Hauptkomponenten gut erkennen. Die Tone (Abb.23.f.C) welche die Matrix zusammensetzen bilden den Hauptgemengteil. Zudem gibt es dunkelgraue, höher deformierte Bereiche sowie etwas hellere, weniger zerscherte Bereiche. In den hellen, tonigen Matrixbereichen „schwimmen“ gerundete, und nach der Drucklösungsschieferung eingeregelter Quarzkomponenten. Diese weisen eine durchschnittliche Größe von 25 µm auf.

Ebenso wie die Quarze sind auch die vorkommenden Tone und Erze entlang der Drucklösungsschieferung gegen NNE-SSW orientiert. (Siehe Abb.23.g) An Erzen sind Pyrite und Hämatite enthalten. Die durchschnittliche Größe der gerundeten Pyritkörner beträgt 70 µm. Bei Abbildung 23.f. kann man erkennen das die weißen Pyritkörner (Abb.23.f.A) von einem grauen Hämatitsaum umgeben sind. Aufgrund der Einregelung der Erze und der vorkommenden Boudinage der Pyritveins kann man von einer syntektonischen Bildung ausgehen. Posttektonisch wird der Schliff durch zirka 50 µm dicke Erzveins durchschlagen. (Siehe Abb.23)

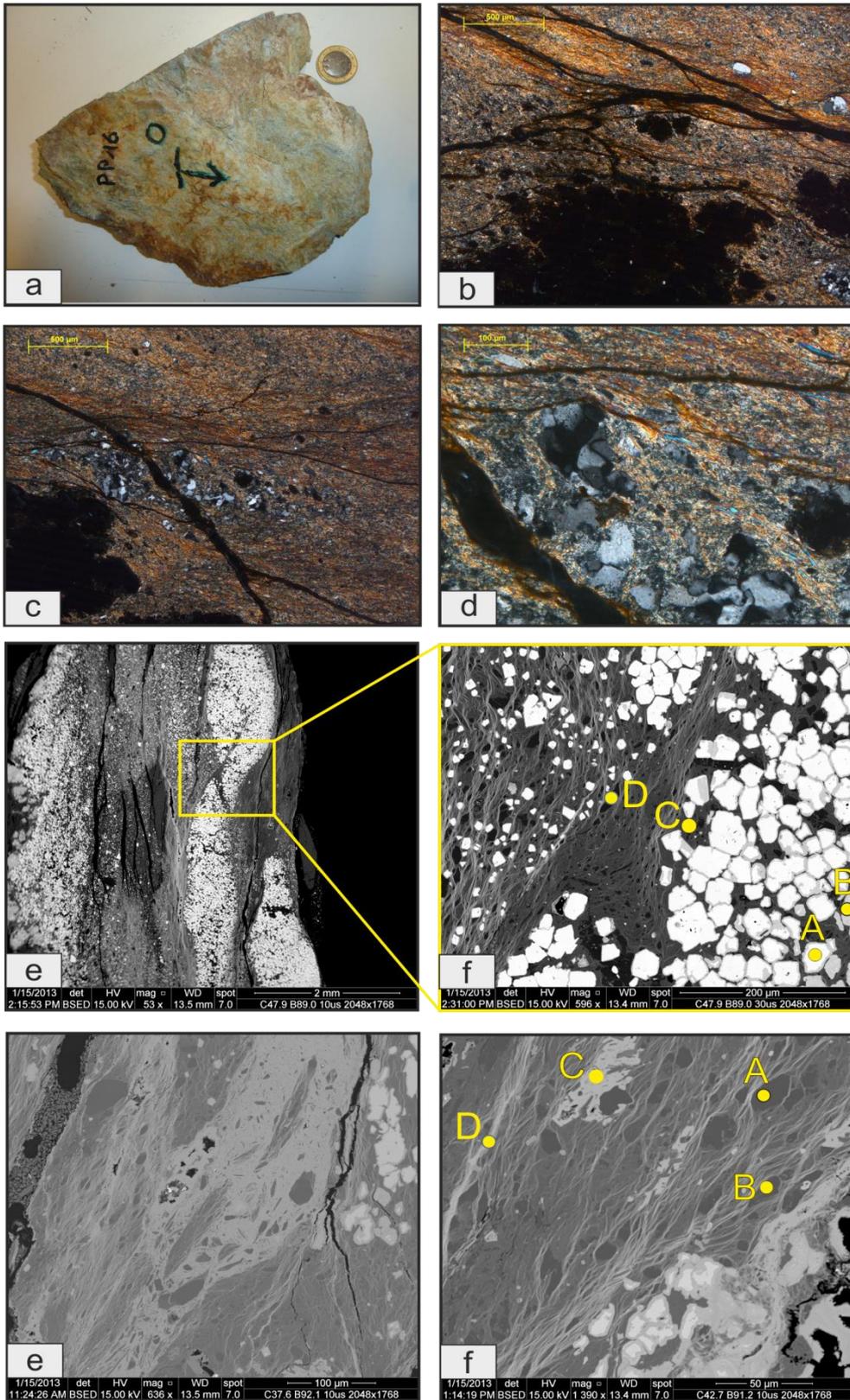


Abb. 23: a: Handstück PW14/PP16, Orientierung des Schliffs von links nach rechts: SW-NE, b: im oberen Bereich ist ein höher deformierter Bereich mit einer Drucklösungsschieferung zu sehen. Bei den rötlichen Schlieren, welche entlang der Drucklösungsschieferung fließen handelt es sich um eine sekundäre, posttektonische Vererzung durch Fe-reiche Fluide. Die isotropen schwarzen Bereiche bestehen aus Erzen. c+d: Sinistral gerichteter Klast aus Quarzen und Muskoviten. In Abb. d sind die syntektonischen Muskovite entlang der Schieferungsfläche angeordnet und zeigen somit eine bevorzugte Orientierung. Orientierung der EBSD-Bilder von oben nach unten SW-NE e: EBSD-Bild einer boudinierten Erzlage in Schieferungsrichtung. f: A: Pyrit mit Hämatit-Saum, B: Hämatit, C: Tone, D: Quarz, g: Eingeregelte Quarze in toniger Matrix, h: A: Quarz, B: Kaolinit, C+D: Fe [III]-Oxid

4.4.11. PW8/PP17 - Bunter Hallstätter Kalk (Kalzitmarmormylonit)

Handstück

Die Proben PW8/PP17, PW18/PP18, PW18/PP19 und PW16/PP20 stammen aus verschiedenen Aufschlüssen der Marmormylonitzone. PP17 ist ein Kalzitmarmormylonit aus bunten Hallstätter Kalken. Die Verwitterungsflächen sind cremeweiß. Die Foliation der Kalke ist sehr gut durch rötliche, grünliche und gräuliche Lagen zu sehen. Ebenso lassen sich prätektonische Kalzitklasten mit dextralem Schersinn welcher gegen Westen gerichtet sind erkennen. Das Gestein braust sehr stark. Die genauen Aufschlusskoordinaten lauten: 13°23`19``N 47°33`19``E.

Dünnschliffbeschreibung

Den Hauptbestandteil dieser Probe bildet Kalzit. Diese bilden einerseits die sehr feinkörnigen, ein paar μm großen Kristalle der Matrix auf. Andererseits sind bis zu 350 μm große Kalzite im Dünnschliff zu finden. Die größeren Kristalle sind reliktschen Ursprungs und mechanisch syntektonisch deformiert worden. Diese Annahme kann durch die Bildung von Typ II-IV Verzwilligungen bekräftigt werden. Weiters treten größere Kalzite als Veinfüllungen auf. Die Kalzitveins haben eine durchschnittliche dicke von 3 mm. Eine bevorzugte Orientierung von NE nach SW ist in den dynamisch rekristallisierten Bereichen ersichtlich. Dabei werden hellere, grobkörnigere Kalzitlagen, dunkle, sehr feinkörnige Kalzitlagen sowie die vorkommenden Kalzitveins mehrfach zerschert und verfaltet. (Siehe Abb.24.b) Die Muskovite bilden Aggregatpackete an den Veingrenzen. Da sie entlang der Foliationsrichtung angeordnet sind scheinen sie pre- bis syntektonisch gewachsen zu sein. Eine genauere Aussage lässt sich aufgrund der Feinkörnigkeit nicht machen. Wie in Abbildung 24.c. zu sehen ist bilden die gerundeten Plagioklase und Quarze immer wieder Aggregate aus. Zudem zeigen sich Vererzungen in Form von rötlichen und stark verfalteten Veins. (Siehe Abb.24) Die Probe PW8/PP17 kann als Kalzitmarmormylonit angesprochen werden.

BSE-Beschreibung

Unter dem Elektronenmikroskop lassen sich die bisherigen, mikroskopischen Beobachtungen bestätigen. Dynamisch rekristallisierte Kalzite bilden die feinkörnige Grundmatrix aus. Dabei sind Serizite in der Matrix eingebettet. Wie in Abbildung 24.f. zu sehen ist sind diese in die Foliationsrichtung eingeregelt. Daher lässt sich schließen, dass es sich hierbei um pre- bis syntektonische Minerale handelt. Reliktische Kalzite bilden bis zu 5 mm große Klaster. Wie in Abbildung 24.g. zu beobachten ist kommen die Serizite nur in der dynamisch rekristallisierten Grundmatrix und nicht in den reliktschen Kalzitmineralen vor. Daher ist eine syntektonische Bildung der Serizite als wahrscheinlich. Zudem ordnen sich gut ausgebildete Serizitminerale in Form von kleinen cleavage domains an kalzitschen Veingrenzen an, wie in Abbildung 24.f. zu sehen ist. Ebenso ordnen sich bis zu 20 µm große Erze entlang der Foliationsebene an. Auch hier kann man von syntektonisch gebildeten Mineralen ausgehen.

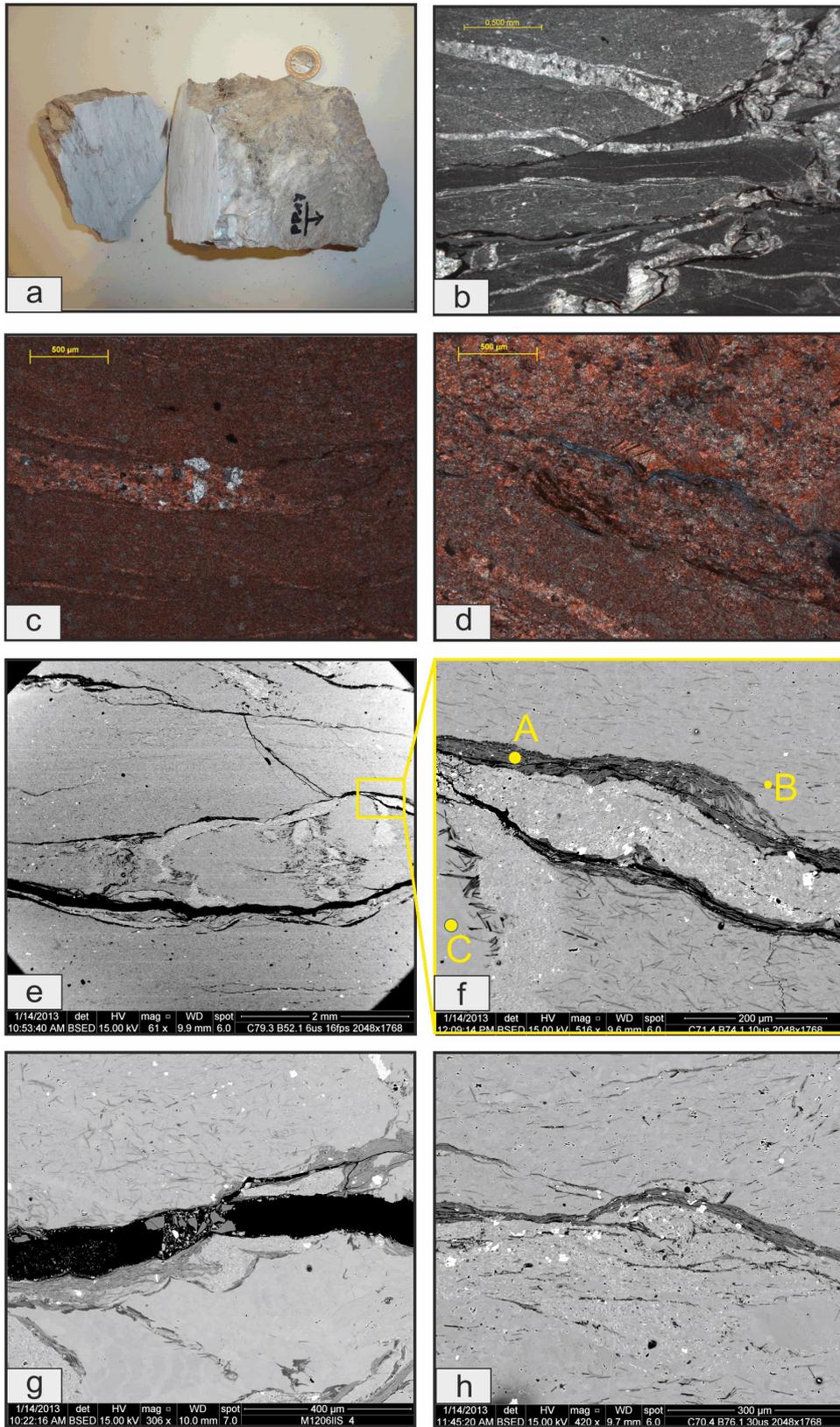


Abb. 24: a: Handstück PW8/PP17, Orientierung des Schliffs von oben nach unten: SE-NW, b: stark verfaltete und zerscherter Kalzitmylonit, c: Feinkörnige, mikritische Matrix mit größeren Quarz, Plagioklas und Kalziteinsprenglingen, bei den rot gefärbten Bereichen handelt es sich um Kalzit. d: Ausschnitt eines Kalzitveins mit mechanischer Verzwilligung. e: EBSD-Bild. Orientierung von oben nach unten: SE-NW. Verfalteter Vein mit Kalzitklast. F: Blick auf den strain shadow Bereich des Kalzitklastes. Gut zu sehen ist die Anordnung der pre- bis syntektonischen Serizite im Deformationsbereich (B) und die das ungeordnete Wachstum im strain shadow. A: Serizit, C: Kalzit. g: Feinkörnige rekristallisierte Kalzite mit eingeregelten Seriziten. H: Reliktischer Kalzitklast in rekristallisierter Matrix.

4.4.12. PW18/PP18 - Reingrabener Schiefer

Handstück

Die Probe PW18/PP18 ist ein Schiefer welcher eine bräunliche bis rostrote Verwitterung aufweist. An frischen Bruchflächen erscheint das Gestein dunkelgrau mit einem bläulichen Stich. Der Schiefer ist relativ kompakt und sehr feinkörnig. Da kein Brausen zu beobachten ist, dürfte der Kalzitanteil gering bis nicht vorhanden sein. Die genauen Aufschlusskoordinaten lauten: 13°23'21''N 47°33'16''E.

Dünnschliffbeschreibung

Die in der Probe PW18/PP18 enthaltenden Hauptgemengteile bestehen aus Tonen und Glimmern. Aufgrund der μm großen Mineralien kann eine genaue Unterscheidung nicht vorgenommen werden. Die Tone und Glimmer bilden die sehr feinkörnige, mergelige und sehr gut sortierte Grundmatrix aus. Als Nebengemengteile sind neben Quarzen und Erze zu finden. Die Quarze löschen gerade aus und haben eine gerundete Kornform. Ebenso wie die Erze sind sie einige μm groß. Die Quarze sind als Einsprenglinge zu finden sowie als Füllung von 20 μm dicken Veins. Die Erze kommen gut gerundet als Einsprenglinge vor. Diese kann man vor allem an ihrer hohen Lichtbrechung erkennen. Sie bilden immer wieder Aggregatpakete aus.

Akzessorisch findet man auch mehrere μm große, gut gerundete Kalzitminerale vor. Aufgrund der Feinkörnigkeit der Minerale kann man keine mechanische Verzwilligung beobachten. An postdeformativen Beobachtungen sind rötliche Vererzungen zu nennen, welche sich in Foliationsrichtung entlang der Ton- und Glimmerflächen ziehen. Die Hauptfoliationsrichtung richtet sich von WSW nach ENE. Zudem kann man eine NE-SW gerichtete Drucklösungsschieferung erkennen. Aufgrund der Beobachtungen des Handstückes und des Dünnschliffes handelt es sich hier um einen Phyllitmergel. (Siehe Abb.25)

4.4.13. PW18/PP19 - Heller Hallstätterkalk (Kalzitmarmor/mylonit)

Handstück

Die Probe PW18/PP19 ist ein weißer, rekristallisierter, kompakter und stark brausender Kalzitmarmor mit dunklen foliierten Lagen. Die Mylonitisierung lässt sich in nassem Zustand gut erkennen. Das Gestein verwittert cremefarben bis grünlich, wobei es sich bei den grünlichen Komponenten um Flechten handelt. Die genauen Aufschlusskoordinaten lauten: 13°23'21``N 47°33'16``E.

Dünnschliffbeschreibung

In dem Schliff PW18/PP19 sind als Hauptgemengteile Kalzite zu finden. Die Kristalle kommen in zwei Formen vor. Erstens bilden sie die weitaus homogene feinkörnige Matrix. Diese Kalzite sind wenige μm groß und rekristallisiert. Zweitens füllen grobkörnigere, bis zu 500 μm große Kalzitkristalle die vorkommenden Veins aus. Wie in Abbildung 25.d. zu sehen ist, bilden die Kristalle mechanische Verzwilligungen des Typs I bis II aus. Die maximale Dicke der Veins beträgt 1 mm. Die Öffnungsrichtung der Kalzitveins richtet sich von NE nach SW. Als Nebengemengteile sind einige μm große Quarze zu finden. Es ist aufgrund der Homogenität des Ausgangsgesteins im Dünnschliff keine Verfaltung oder Foliation sichtbar. Setzt man jedoch die Öffnungsrichtung der Veins mit der im Gelände beobachteten ENE-WSW streichenden Foliationsflächen zusammen (siehe Abb. 14.c.) kann man die von E nach W gerichtete Öffnung schematisch mit jener Bildung der Drucklösungsschieferung und der Foliationsflächen in Beziehung setzen. Somit liegt in Verbindung mit der mechanischen Verzwilligung der Schluss nahe, dass es sich die Kalzitveins syntektonisch gebildet haben. Allgemein kann die Probe PW18/PP19 als homogener Kalzitmarmor/mylonit angesprochen werden. (Siehe Abb.25)

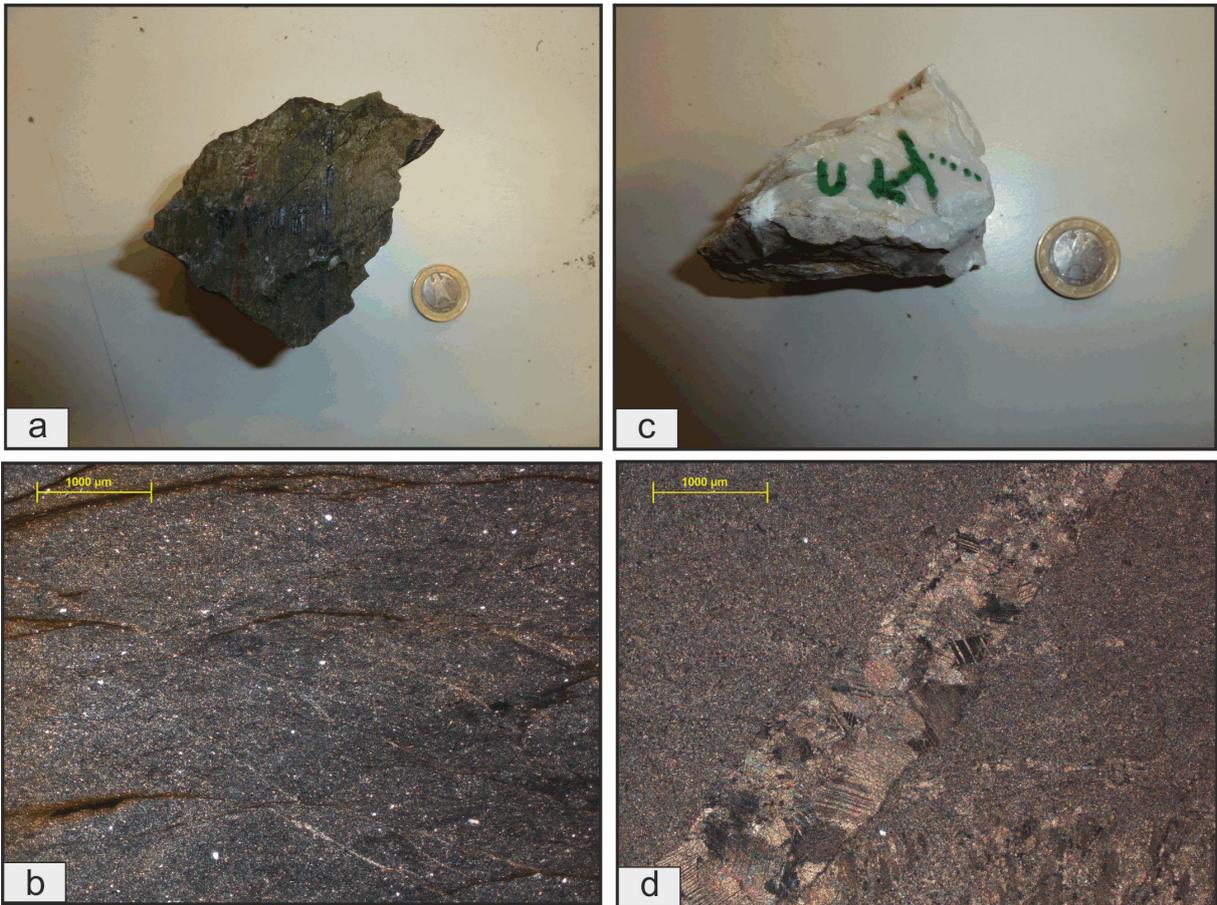


Abb. 25: a: Handstück PW18/PP18, Orientierung des Schliffs von links nach rechts: ENE-WSW, b: Feinkörnige, rekristallisierte Matrix mit sekundären Fe-Vererzungen. c: Handstück PW18/PP19, Orientierung des Schliffs links nach rechts: ENE-WSW. d: Rekristallisierte, feinkörnige Matrix mit Kalzitvein. Die groben Kalzitkristalle im Vein weisen eine mechanische Verzwilligung des I-II Typs auf.

4.4.14. PW16/PP20 - Heller Hallstätterkalk (Kalzitmarmormylonit)

Handstück

Das Handstück PW16/PP20 ist ein heller Kalzitmarmormylonit. Die genauen Aufschlusskoordinaten lauten: $13^{\circ} 23' 25''$ N $47^{\circ} 33' 13''$ E. Er ist kompakt, rekristallisiert und bricht muschelartig. Die Bruchflächen sind weiß und homogen. Es sind makroskopisch keine Klasten oder weitere Einschlüsse zu erkennen. Aufgrund der Homogenität ist die Foliation makroskopisch kaum zu erkennen. Die Verwitterungsflächen sind weiß.

Dünnschliffbeschreibung

Der Hauptgemengteil der Probe PW16/PP20 besteht aus nur wenigen μm großen Kalziten, welche die Hauptmatrix bilden. Die Kalzite sind dynamisch rekristallisiert. Neben den Kalziten in der Matrix kommen auch etwas größere Kalzite in Veins vor. Wie in Abbildung

26.b. zu sehen ist orientieren sich die Kalzitveins in Richtung ENE-WSW welches der Hauptrichtung der Drucklösungsschieferung entspricht. Die Veins sind mehrere μm dick. Die darin enthaltenen Kalzite sind gut auskristallisiert und zeigen keine mechanische Verzwilligung. Dies könnte darauf zurückzuführen sein das die Veins nicht im Zuge des Rekristallisationsprozesses und somit syntektonisch, sondern vielmehr posttektonisch entstanden sind.

Als Akzessorien sind bis zu 200 μm große, gleichmäßig auslöschende Quarze enthalten. Diese bilden häufig bis zu 450 μm große Aggregate. Die Aggregate sind nicht deformiert, was auf eine posttektonische Bildung zurückzuführen sein könnte. Zudem sind akzessorisch auch Schalenreste zu finden. Die Probe PW16/PP20 kann als Kalzitmarmormylonit angesprochen werden. (Siehe Abb.26)

BSE-Beschreibung

Wie auch schon im mikroskopischen Bild besteht die Probe hauptsächlich aus einer dynamisch rekristallisierten, homogenen, kalzitischen Grundmatrix. (siehe Abb.26.e. Punkt A) Als Akzessorien können neben Quarzen (siehe Abb.26.e. Punkt B) im BSE-Bild auch gut ausgebildete Serizite ausgemacht werden. (siehe Abb.26.f) Die Serizitminerale bilden bis zu 45 μm dicke Veins und sind eingeregelt. Neben rekristallisierten Kalziten sind auch Quarze und Erze in den Serizitveins enthalten. Zudem kommen immer wieder nicht eingeregelt, Tonminerale in der Grundmatrix vor. Dies könnte darauf zurückzuführen das es sich hierbei um posttektonische Serizite handelt. (Siehe Abb.26)

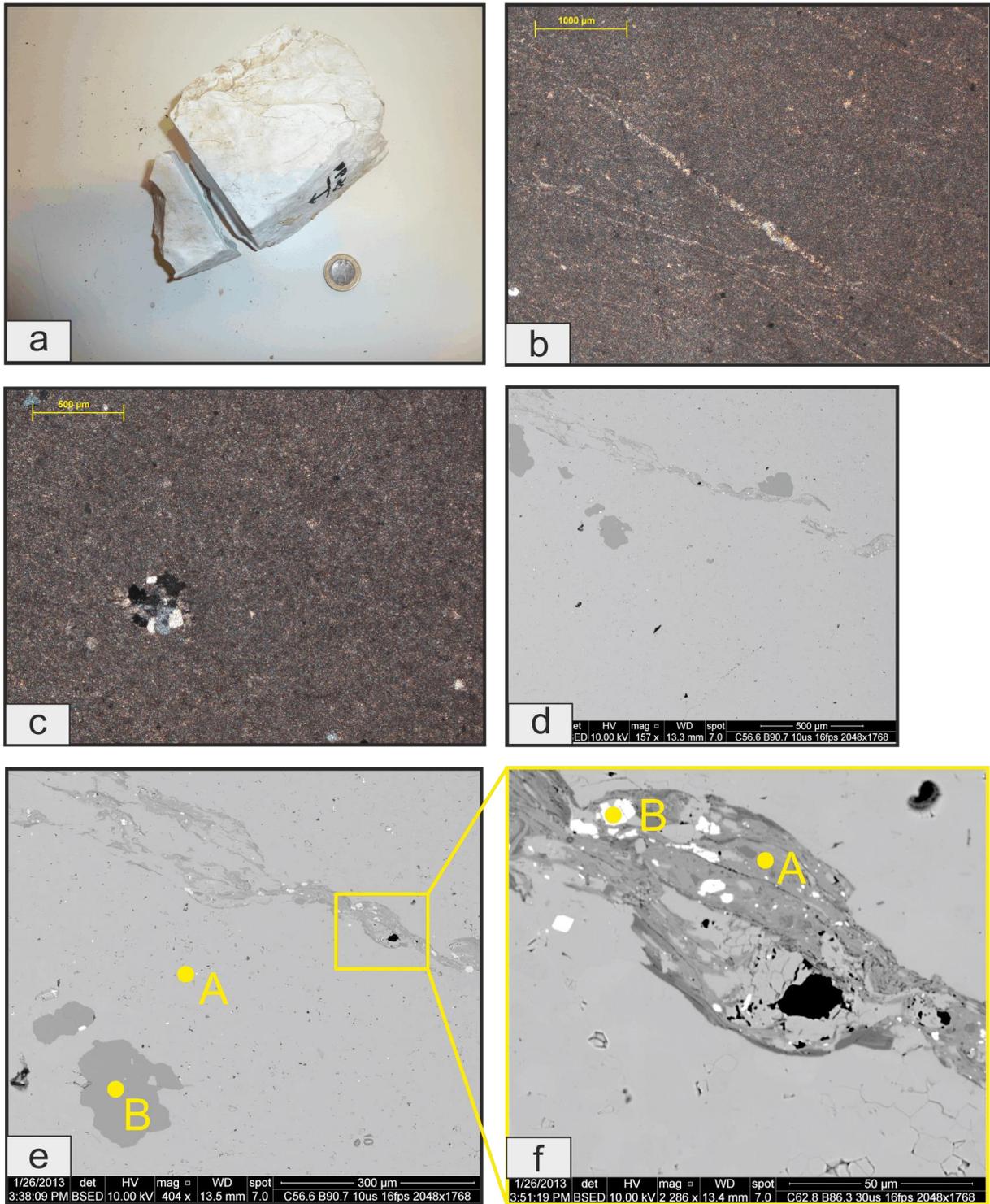


Abb. 26: a. Handstück PW16/PP20, Orientierung des Schliffs von links nach rechts: NE-SW, b+c: feinkörnige, rekristallisierte Kalzitmatrix mit feinen Kalzitveins und Quarzaggregaten. d-f: Das EBSD-Bild (Orientierung von oben nach unten: NE-SW) zeigt einen feinkörnigen Kalzitmarmor mit dünnen Kalzitveins. e: A: Kalzitmatrix, B: Quarzaggregat. f: A: Serizitvein B: Erze

4.4.15. PW14/PP21 – Gutensteiner Dolomit (Kataklasit)

Handstück

Die Proben PW14/PP21 und PW14/PP22 stammen aus der 3.Störungszone. Die genauen Koordinaten lauten 13° 23` 33`` N 47° 32` 59`` E. Dabei handelt es sich um dunkelgraue Dolomitkomponenten welche durch sprödtektonische Beanspruchung brekziös in einem hellgrauen Kalzitement, welcher leicht braust, eingebettet sind. Die Bruchstücke weisen eine maximale Größe von circa 8x8 cm auf. Bei genauerer makroskopischer Betrachtung erkennt man eine weitere Zerkleinerung der Protolithkomponenten bis in den Milimeterbereich hin. Die Verwitterungsflächen sind cremefarben.

Dünnschliffbeschreibung

Die brekziös zerscherten Dolomitkomponenten weisen eine durchschnittliche Größe von 0,5 cm bis zu wenigen mm auf. Die größeren dolomitischen Protholite sind eckig wohingegen die kleineren Dolomitstücke leicht abgerundet erscheinen. Die Komponenten sind klar von dem kalzitischen Zement und Matrixmaterial abzugrenzen. Wie in Abbildung 27.c. zu sehen ist, sind die Brekzienstücke in situ von mehreren μm großen Klüften getrennt, was auf keine große Zerschering hindeutet sondern vielmehr auf druckbedingte Lösungsvorgänge. Für eine Dilatationsbrekzie ohne großen mechanischen Versatz spricht auch, dass die Kalzite im Zement keine mechanische Verzwilligung aufweisen. (Siehe Abb. 27.d.)

Die Kalzite selber sind ideal auskristallisiert und durchschnittlich bis 250 μm groß. Sie weisen im XPL eine gleichmäßige Auslöschung auf. Wie in Abbildung 27.2. und 27.d. sichtbar, ist der Klufbereich zwischen den größeren Komponenten mit abgerundeten, einigen μm großen Protholiten und mit kalzitischem Zement verfüllt. Aufgrund der eckigen Komponenten kann man die Probe PW14/PP21 als verfestigte, tektonische (Drucklösungs-)Brekzie ansprechen. Der ungefähre Matrixanteil entspricht 40 bis 60 % wodurch die Probe als Protokataklasit bis Kataklasit zu sehen ist. (Siehe Abb.27)

4.4.16. PW14/PP22 – Gutensteiner Dolomit (Kataklasit)

Handstück

Siehe Beschreibung von Handstück PW14/PP21 – Gutensteiner Dolomit (Kataklasit)

Dünnschliffbeschreibung

Der Dünnschliff PW14/PP22 ist im Gegensatz zu jenem der Probe PP14/PP21 wesentlich feinkörniger und reicher an einer kalzitischen Matrix. (Siehe Abb. 27) Dies könnte darauf zurückzuführen sein, dass es sich hier um einen stärker beanspruchten Bereich der kataklastischen Brekzie handelt. Die Protholithkomponenten sind im Dünnschliff unter XPL dunkelbraun bis schwarz. Die gut bis sehr gut gerundeten Körner weisen eine durchschnittliche Größe von 0,5 bis 1 mm auf. Teilweise lässt sich keine scharfe Abgrenzung zu der umliegenden Matrix erkennen. Den Schliff durchschlägt ein 1 mm dicker Kalzitvein. Zudem ist, wie in Abbildung 27f zu sehen ist, ein 2,5 mm langer Versatz der kataklastischen Komponenten durch den Vein sichtbar. Die rekristallisierten Kalzite in dem Zement sowie in dem Vein weisen keine mechanische Verzwilligung auf. Dies lässt darauf schließen, dass der Kataklasit nicht durch größere mechanische Deformation sondern viel eher durch Drucklösungen entstanden ist. Aufgrund der angerundeten Komponenten kann man die Probe PW14/PP22 als ein verfestigtes, tektonisches (Drucklösungs-)Konglomerat beschreiben welches mit einem ungefähren Matrixanteil von 80% als Kataklasit einzustufen ist.

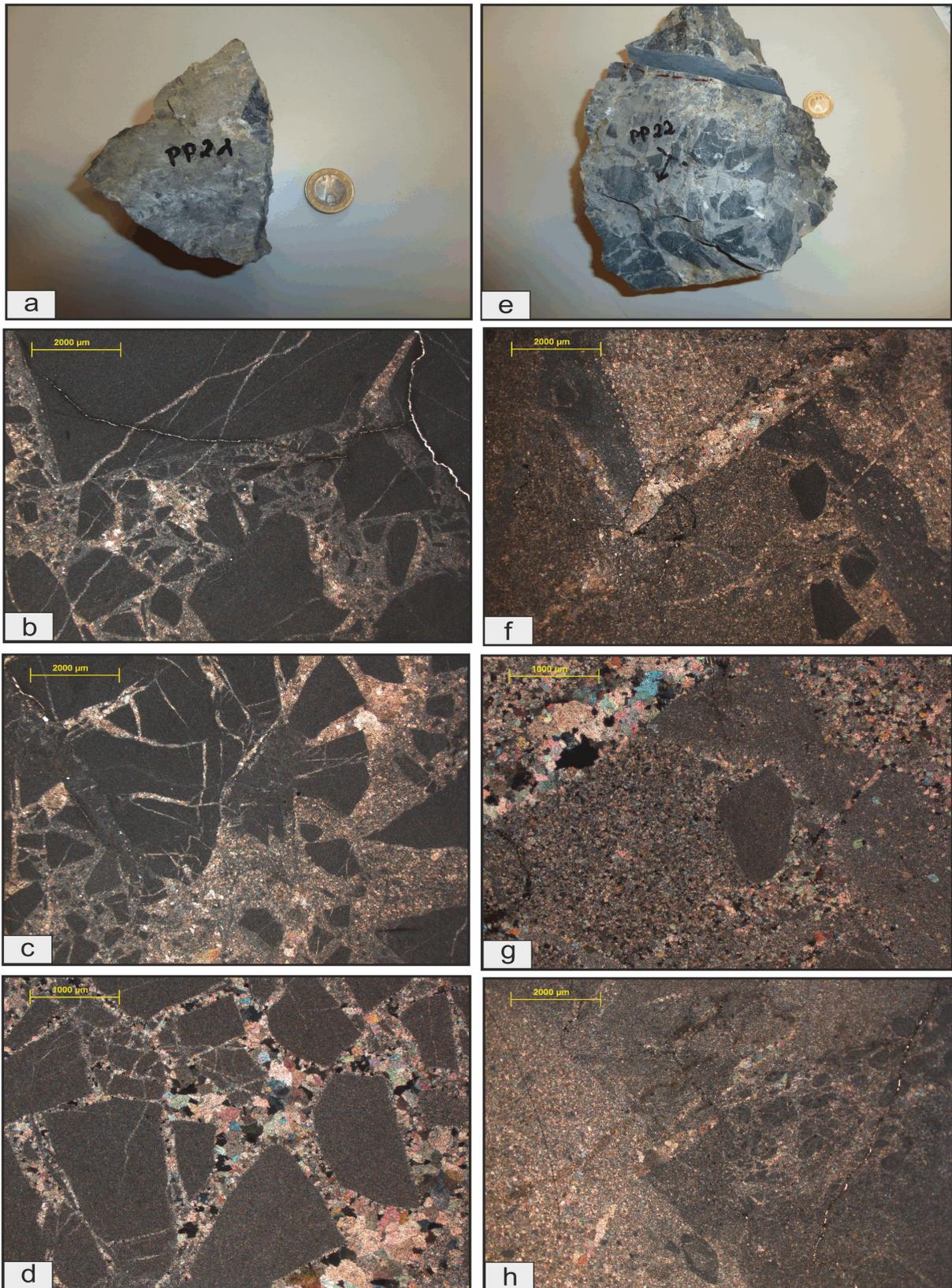


Abb. 27: a: Handstück PW14/PP21, Orientierung der Probe von links nach rechts: NW-SE, b-d: dolomitischer Protholit mit eckigen Kanten und mit rekristallisierten, Kalzitcement. Die Kalzite weisen keine mechanische Verzwilligung auf. (HYDROFRACS) e: Handstück PW14/PP22, Orientierung von links nach rechts: NW-SE, f-h: gut gerundete, dolomitische Protholitkomponenten in feinkörniger, rekristallisiertem Kalzitcement

5. Zusammenfassung und Interpretation der Geländeaufnahmen sowie der mikrotektonischen Analyse

Die 1te Hauptstörung bildet in der Osthälfte der Pailwand die älteste Störung welche nur als Graben erkennbar ist. Wie auch schon von *Hamilton (1981)* beschrieben worden ist, kann man annehmen, dass diese Störung die Hallstätter Kalke von den Schichten der Steinalm Kalke teilt. *Hamilton (1984)* jedoch sieht den östlichen Teil der Pailwand als relativ ungestörte Gesteine. Aufgrund der vorkommenden

Axialebenenschieferung und dem Schichteinfallen der lithostartigraphischen Einheiten kann davon ausgegangen werden dass der östliche Teil eine enge bis offene Verfallung aufweist. Die Verkürzungsrichtung der Verfallung richtet sich dabei von NW nach SE wohingegen die Streckungsrichtung NE-SW orientiert ist. (Siehe Abb.28.b)

Mikrotektonisch kann dies auch in Probe PW5/PP3 nachvollzogen werden. Die dort vorkommenden, überprägenden Schieferungen

streichen in Richtung der eingemessenen

Axialebenenschieferung, und zwar von

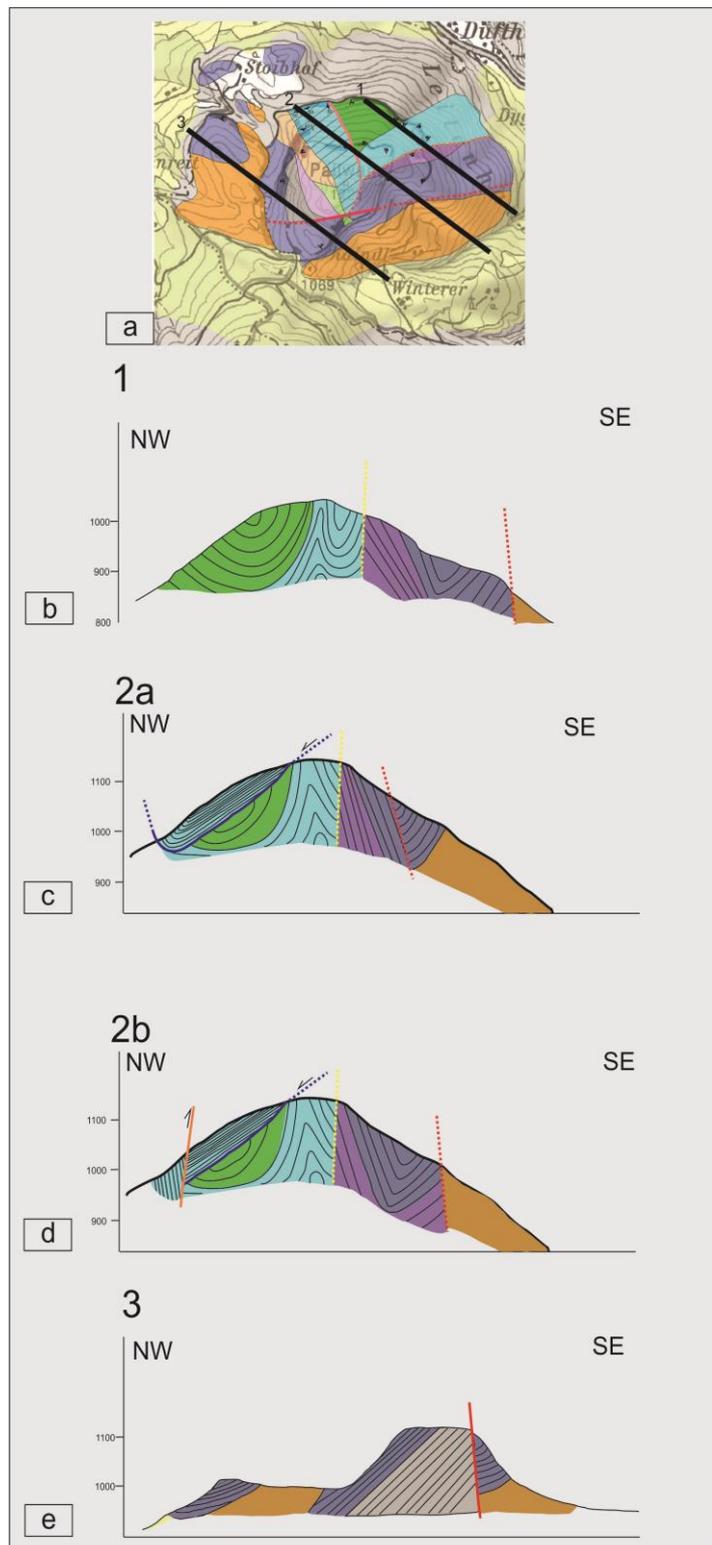


Abb. 28: a: Übersichtskarte mit den Profilschnitten. b: Profilschnitt Pailwand Ost. b+c: 2 theoretische Profilschnitte. d: Profilschnitt Kalzitmylonitzone. e: Profilschnitt Pailwand West

NE nach SW. Somit kann man die Verfallung mit einer NW vergentem Verfallung in Bezug gebracht werden. Die 2te Hauptstörung bildet jenen spröd/duktilen Überschiebungskontakt der Kalzitmylonitzone. Sowohl *Hamilton (1981)* als auch *Kirchner (1984)* beschreiben sie als NNW-SSE streichende Hauptstörung. *Hamilton (1981)* sieht die Störung als eine Art „Naht“ zwischen der von ihm postulierten Ost- und Westscholle. *Kirchner (1984)* wiederum erkennt in der „Pailwand-Hauptstörung“ sowie die weiteren tektonischen Grabenbrüche als Konsequenz eines Aufstauchungs- und Versetzungsprozesses im Zuge des Eingleitens von juvavischen Schollen in tirolische Einheiten. Aufgrund der Geländebeobachtungen und der mikrotektonischen Ergebnisse kann man davon ausgehen das es sich bei der 2ten Hauptstörung um eine „out-of-sequenz“ Überschiebungszone handelt. Dafür sprechen der sprödetektonische Kontakt an der Basis des Kalzitmylonites und die höher deformierten Bereiche im Hangenden. Ebenso kann diese Annahme durch die makroskopisch und mikroskopisch gefundenen Top WNW verlaufenden Schersinnindikatoren im Gelände sowie in den Proben PW7/PP5, -PP6, -PP7, -PP8, -PP9 sowie in PW12/PP12 bekräftigt werden. Das „Umbiegen“ der Schichten und der damit einhergehenden, dextral gerichteten Seitenverschiebung im NW- Bereich, entlang des Brennkopfweges, wie in Abb.28.c+b zu sehen ist, kann im Grunde auf drei mögliche Theorien basieren. Erstens könnte die Überschiebung im NW aufgrund einer Stauchung eine Synklinale bilden. Wie zum Beispiel durch eine SE gerichtete, weitere, unter dem Quartär liegenden Überschiebung. Somit bildet sich aufgrund von eoalpinen Rampen und Flachbahngeometrien eine Dreieckszone welche somit das Kippen der Foliationsflächen bedingt. (Siehe Abb.29.a) Zweitens könnten die jüngeren oblique-slip Verschiebungen die Schichten verkippt und zerschert haben. Dafür spricht einerseits, dass diese Störungen weitläufig im Gebiet nachvollzogen werden können und dies auf einen großräumigeren Versatz hinweist. Ebenso hat *Kirchner (1984)* in seiner geologischen Karte NE im Gebiet der Zlambachschichten Linsen von Hallstätter Kalken eingezeichnet welche man gut in Beziehung mit den dextral gerichteten oblique-slip Versetzungen setzen kann. (Siehe Abb.29.b) Als dritte und wahrscheinlichste Möglichkeit könnte es sich bei der Pailwand um eine Transfer-Störung handeln. Genauer gesagt handelt es sich um eine durch am Versatz von zwei Störungen gebildete Blattverschiebung. Diese Theorie wäre mit den von *Frank & Schlager (2006)* postulierten Blattverschiebungen zu vergleichen.

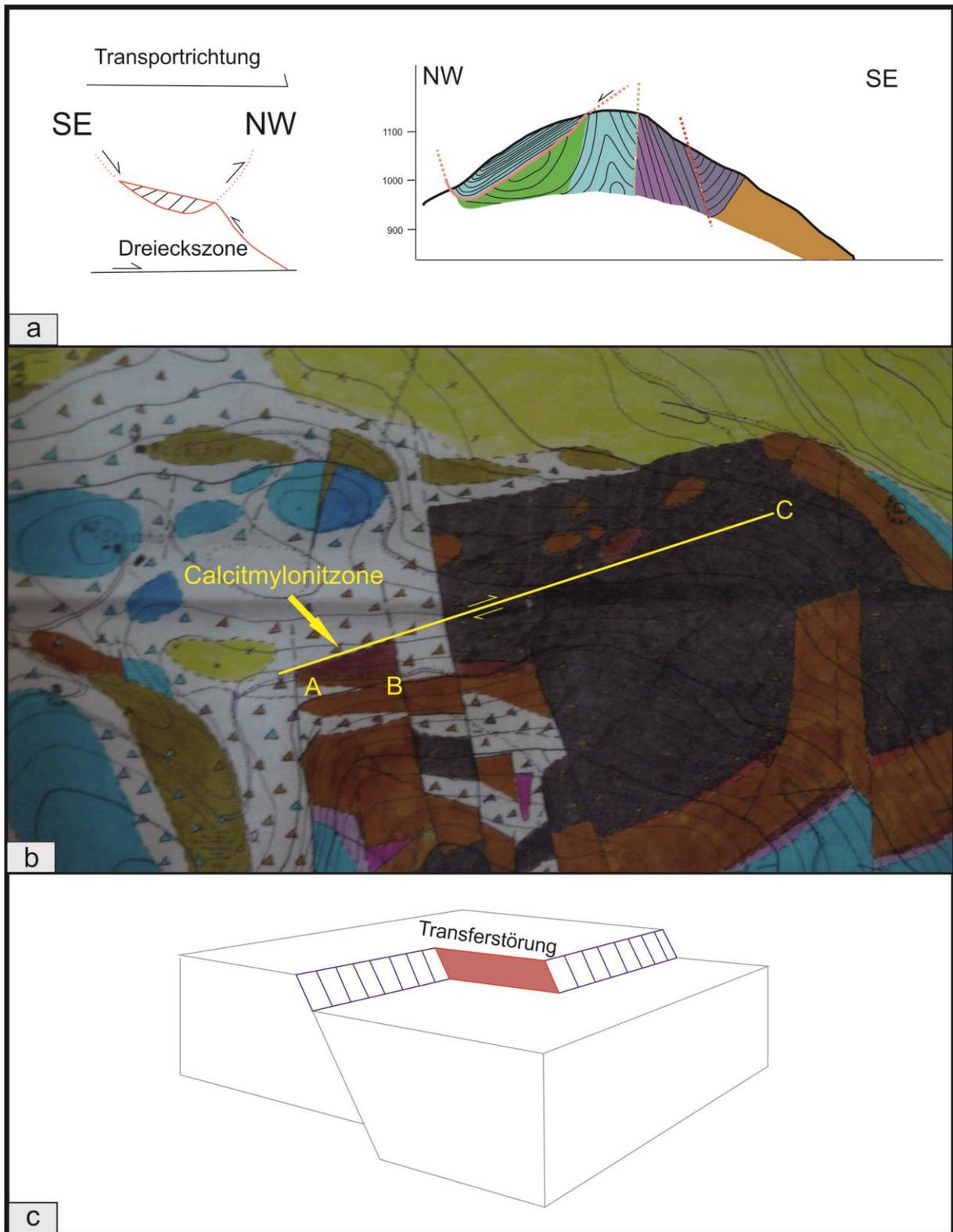


Abb. 29: a: Schematische Darstellung einer möglichen Dreiecksbildung in der Überschiebungszone der Pailwand mit dem Profilschnitt der Kalzitmylonitzone. b: Ausschnitt aus der Geologischen Karte von *Kirchner, 1984*. Bei A befinden sich die steilstehenden, gegen SSE fallenden Foliationsflächen. Bei B fallen die mylonitisierten Flächen flach gegen WSW. C: Verlängerung der gemessenen oblique slip Störung mit dextralem Versatz. Auf der Karte sind in dunkel-braun Zlambachschichten eingezeichnet, die braunen und rotbraunen Färbungen sind Hallstätter Kalke. Wie NE von der Störung zu sehen ist befinden sich nach *Kirchner (1984)* Linsen aus Hallstätter Kalken. c: Schematische Darstellung eine möglichen Transferstörung.

Der westliche Teil der Pailwand weist einen ähnlichen Aufbau wie der östliche Teil auf. Die Schichten haben zwar eine Axialebenenschieferung jedoch scheint es sich um eine relativ offene Verfaltung zu handeln. Dies ist aufgrund der gegen W bis NNE steil einfallenden Schichten und der steil stehenden NW streichenden Axialebenenschieferung sowie der allgemeinen Geometrie anzunehmen.

Das 3te Hauptstörungssystem wurde von *Hamilton (1981)* als auch von *Kirchner (1984)* als Deckengrenze kartiert. Dieses Störungssystem bildet die jüngsten Harnische in dem Gebiet. Aufgrund der beobachteten makroskopischen sowie mikroskopischen sinistralen Seitenverschiebungen, den Bildungen von synthetischen, sinistralen sowie antithetischen, dextralen Riedelflächen und einer NNW-SSE streichenden Drucklösungsschieferung kann man diese Störungszone mit der im Oligozän gegen E einsetzenden lateralen Extrusion in Verbindung setzen. Wie in Probe PW14/PP13 und PW14/PP16 zu sehen ist kommen im geschieferten Reingrabener Schiefer im Bereich des Steinbruches syn- bis posttektonische Vererzungen in Schieferungsrichtung vor. Zudem verfährt ein weiteres posttektonisches, Fe-reiches Fluid die Gesteine in Schieferungsrichtung.

6. Vergleich und Diskussion mit den Modellen für die eoalpine Orogenese.

Die von *Hamilton (1981)* und *Kirchner (1984)* postulierte allochthone Stellung der Pailwand kann aufgrund der lithostratigraphischen und strukturellen Geländebeobachtungen und mit dem Vergleich bisheriger Arbeiten bestätigt werden.

Die Problematik des wann und wie die Platznahme der Pailwand erfolgt ist wird durchaus unterschiedlich gesehen. Die angenommene Metamorphosetemperatur von bis zu 400°C für die Osthälfte der Pailwand (*Gawlick et al. 1993*) ist aufgrund der mikrotektonischen Untersuchungen, vor allem der Deformationsmechanismen in den Kalziten, widerlegt. Ein mit 400°C, grünschieferfaziell überprägter Kalk müsste weitaus grob-rekristallisierter sein als die Gesteine der Kalzitmylonitzone der Pailwand. Die vorhandenen Kalzitklasten, die reliktschen Kalzitkristalle in den Veins, die dynamische Rekristallisation und die damit einhergehende Bildung von mechanischen Kalzitwillingen des Typs I-III deuten auf eine maximale Temperatur von 250 - 300°C.

Das gemessene, unterkretazische Alter von *Frank & Schlager (2006)* könnte aufgrund der Beobachtungen der syndeformativen Serizite in den Marmormylonitzone als

Deformationsalter der Mylonitisierung interpretiert werden. Diese Interpretation wird dadurch bestärkt, dass die in Deformationsrichtung eingeordneten und im Druckschatten regellos gewachsenen Serizite pre- bis syntektonisch gewachsen sind.

Bei der Annahme von *Mandl (2000)*, *Hamilton (1981)* und *Kirchner (1984)*, dass es sich bei der Pailwand um einen eingeglittene Scholle handelt, ist aufgrund der für einen kleinen, tektonisch relativ komplizierten, lokalen Bereich schwer zu bekräftigen. Aufgrund der Geländebeobachtungen kann man davon ausgehen, dass es sich bei der Kalzitmylonitzone um eine gegen W gerichtete „out-of-sequenz“ Überschiebung oder Transferstörung handelt. Wenn man davon ausgeht das die Pailwand wenig interne Rotation gesehen hat, könnte ein mögliches Bildungsszenario wie folgt aussehen. Im Zuge einer zunächst WNW gerichteten Stapelung und Verfaltung (*Linzer et al., 1995*) wurden die überlagernden Sedimente von ihrem kristallinen Untergrund abgesichert und es bildeten sich nach W gerichtete Rampen- und Überschiebungsgeometrien. Dadurch kann es zu einer niedrig-gradigen Metamorphose (bis zu 300°C) mit Bildung von lokalen Scherzonen gekommen sein. Als mögliches Deformationsalter könnte man die publizierten unterkretazischen Ar/Ar-Alter von *Frank & Schlager (2006)* und *Kralik et al. (1987)* heranziehen. Des Weiteren könnte man interpretieren das Aufgrund einer voranschreitenden, hauptsächlich nach W gerichteten Stapelung die Kalzitmylonitzone mit ihrem verfalteten Untergrund weiter gegen W transportiert wurde und sie somit als allochthone Einheit in der Lammermasse Platz genommen hat. Zusammenfassend kann es sich bei der Pailwand um eine unterkretazische, überschiebende Scherzone handeln.

Das die WNW vergente Stapelung und Verfaltung auf eine, wie von *Faupl & Wagneich (2000)* und *Gawlick, et al. (1999)* postulierte Subduktion von Teilen des Tethys Ozeans zurück zu führen sei kann durchaus als Möglichkeit in Betracht gezogen werden. Somit könnten Teile neothetischer Bereiche unter nördliche austroalpine Elemente subduziert worden sein (*Faupl & Wagneich, 2000*). Dabei scheren sich die leichteren Ozeansedimente von ihrem kristallinen Untergrund ab und stapeln sowie verfallen sich schrittweise gegen WNW. Das oberjurassische Alter (*Gawlick, et al. 1999*) wäre aufgrund der Annahme, dass es sich wie nach *Frank & Schlager (2006)*, um eine unterkretazische Metamorphose handelt fraglich.

Mit der beginnenden unterkretazischen Subduktion des Südpennins und einer damit einhergehenden Bildung von dextral gerichteten Blattverschiebungen (*Faupl & Wagneich,*

2000), könnte die Annahme von *Frank & Schlager (2006)*, dass es sich bei der Pailwand um sinistrale, oberjurassische Blattverschiebungseinheiten handelt durchaus diskutiert werden. Jedoch stellt sich die Frage ob es sich wirklich um sinistral gerichtete Störungen handelt und nicht vielmehr um ein dextral gerichtete Transfer Störungen, welche in die Oberkreide zu stellen wären und welche gleichzeitig mit den Überschiebungen aktiv waren.

7. Zusammenfassung

Allgemein kann man sagen, dass der östliche und der westliche Teil der Pailwand durch eine NW-SE streichende Kalzitmylonitzone geteilt werden. Dabei ist das Schichteinfallen des westlichen Teiles hauptsächlich gegen W gerichtet. Zudem zeigt sich eine leichte, offene Verfaltung. Der östliche Teil hingegen ist offen bis eng verfaltet. Die Verfaltung der Ostpailwand streicht SW-NE und weist eine NW vergente Verkürzungsrichtung auf. Diese Verkürzungsrichtung kann daher mit einer NW gerichteten Verfaltung und Stapelung der Deckeneinheiten der nördlichen Kalkalpen in Bezug gesetzt werden.

Dynamisch rekristallisierte Kalzite, reliktsche, mechanisch verzwilligte Kalzitklasten und eine ausgeprägte Drucklösungsschieferung legen die Deformationstemperatur auf etwa 250-300°C fest. Aufgrund von σ -Klasten, einer bevorzugten Orientierung der rekristallisierten Kalzite, verfalteten und rotierten Veins sowie von Glimmerfischen kann man von einer klaren Top WNW gerichteten Kinematik ausgehen. Somit könnte es sich bei der Kalzitmylonitzone um ein unterkretazisches, Transfer-Störungssystem handeln, welches durch metamorphe Bedingungen im Zuge der Tethyssubduktion entstanden ist. Zudem steht die Überschiebung im nördlichen Bereich mit einer jüngeren, dextralen oblique-slip Überschiebung im Zusammenhang.

Ein tertiäres, sinistrales sprödes Störungssystem begrenzt den südlichen Teil der Pailwand und gehört wahrscheinlich kinematisch zu den Seitenverschiebungen, welche die Extrusion der Ostalpen ermöglichen.

Literaturverzeichnis

Decker, K., 2000.

Tektonik/Strukturgeologische Grundlagen. In: Mandl, et al., Karstwasserdynamik und Karstwasserschutz Hochschwab – Geologische Karte. Folgeprojekt Hochschwab West & Sud WA4A/ F1998 & StA028n. – Unveröffentl. Endbericht, Wien (Geol. B.-A.), 49-74.

Channell, J.-E.-T., Brandner, R., Spieler, A., Smathers, N.-P., 1990.

Mesozoic paleogeography of the Northern Calcareous Alps—evidence from paleomagnetism and facies analysis. *Geology* 18, 828–831.

Faupl, P., Wagreich, M., 2000.

Late Jurassic to Eocene Palaeogeography and Geodynamic Evolution of the Eastern Alps, *Mitt.Österr.Geol.Ges.*,92, Wien, 79-94.

Faupl, P., 2003.

Historische Geologie (2. Auflage). *Facultas UTB*, Wien, 271pp.

Frank, W., Schlager, W., 2006.

Jurassic strike-slip versus subduction in the Eastern Alps, *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau)* 95, 431-450.

Frisch, W., Gawlick, H.-J., 2003.

The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion—a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps, *Geol.Rundschau* 92, Tübingen, 712-727.

Gawlick, H.-J. Frisch, W., Vecsei, A., Steiger, T., Böhm, F., 1999.

The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments, *Geol.Rundschau*, 87, Leoben, 644-657.

Gawlick, H.-J., Königshof, P., 1993.

Diagenese, niedrig- und mittelgradige Metamorphose in den südlichen Salzburger Kalkalpen – Paläotemperaturabschätzung auf der Grundlage von Conodonten-Color-Alteration-Index-(CAI-) Daten. *Jahrb Geol B-A* 136: 39–48

Gawlick, H.-J., 2000.

Zur Geologie zwischen Hallstätter See und Traunsee, *Mitt. Ent. Arb. gem. Salzkammergut*, Salzburg, 22-33.

Gawlick, H.-J., 2004.

Die Gollinger Hallstätter Schollenregion – neue Daten zur stratigraphischen, faziellen und tektonischen Entwicklung (Nördliche Kalkalpen, Österreich), *GeoAlp.*, Vol. 1, Leoben, 11-36.

Hamilton, W., 1981.

Die Hallstätter Zone des östlichen Lammertales und ihre geologische Beziehungen zum Tennengebirgstirolikum (Nördliche Kalkalpen, Salzburg), Unveröffent. Dissertation, Univ. Wien, Wien, 226 pp.

Häusler, H., 1979.

Zur Geologie und Tektonik der Hallstätter Zone im Bereich des Lammertales zwischen Golling und Abtenau (Sbg.), *Jahrb. Geol. B. - A.*, Band 122, Heft 1, Wien, 75-141.

Häusler, H., 1980.

Zur tektonischen Gliederung der Lammer-Hallstätterzone zwischen Golling und Abtenau (Salzburg), *Mitt. Öster. Geol. Ges.* 71/72, Wien, 403-413.

Kirchner, R., 1984.

Die Geologie der Pailwand bei Abtenau (Salzburg, Österreich), Unveröffent. Diplomarbeit, Institut für Geologie und Mineralogie der Friedrich-Alexander Universität, Erlangen-Nürnberg, 117 pp.

Kralik, M., Krumm, J., Schramm, J.- M., 1987b.

Lowgrade and very lowgrade metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Graywacke Zone: Illite-crystallinity Data and Isotopic ages. In: Flügel, H., Faupl, P., (eds) *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke, Wien, 165–178.

Lein, R., 1987.

Evolution of the Northern Calcareous Alps during Triassic times. In: Flügel, H. W. & Faupl, R. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke, Wien, 85-102.

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, 41-61.

Mandl, G.-W., 1999.

The Alpine sector of the Tethyan shelf-Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps, *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 92, Wien, 61-77.

Mandl, G., 2000.

The Alpine sector of the Thethyan shelf-examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. *Mitt. Österr. Geol. Ges.* 92, 61-77.

Mandl, G. W., 2001.

Zum tektonischen Bauplan der ostlichen Kalkhochalpen. In: Mandl, G. W., Geologische Bundesanstalt Arbeitstagung 2001, (Geol. B.-A.), Wien, 123-131.

Missoni, S., Gawlick, H.-J., 2011.

Evidence for Jurassic subduction from the Northern Calcareous Alps (Berchtesgaden; Austroalpine, Germany), *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 100, Springer Verlag, 1605–1631.

Pistotnik, U., 1973/74.

Fazies und Tektonik der Hallstätter Zone von Bad Ischl — Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich), *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien* 66.-67. Band, Wien, 143-158.

Plöchinger, B., 1992.

Erläuterungen zu Blatt 95 Sankt Wolfgang im Salzkammergut, österr. Geol. Bundesanstalt, Wien, 1-68.

Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, H., Merle, O., 1991.

Lateral extrusion in the eastern Alps, part II: structural analysis. *Tectonics*, 10, 257-271.

Stüwe, K., Schuster, R., 2010.

Initiation of subduction in the Alps: Continent or ocean?, *Geology* 2010, 38, Geological Society of America, 175-178.

Tollmann, A., 1976a.

Der Bau der nordlichen Kalkalpen. Deuticke, Wien, 449 pp.

Wagreich, M., Decker, K., 2001.

Sedimentary tectonic and subsidence modeling of the type Upper Cretaceous Gosau Basin (Northern Calcareous Alps, Austria), *Geol. Rundschau*, 90, 714-726.

Wächter, J., 1987.

Jurassische Massflow- und Internbreccien und ihr sedimentär-tektonisches Umfeld im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. *Bochumer Geologisch-Geotechnische Arb* 27, Bochum, 1–239.

Wessely, G., 2006.

Geologie der österreichischen Bundesländer — Niederösterreich, Geologische Bundesanstalt, Wien, 416.

Curriculum Vitae

Persönliche Informationen

Name: Tanja Ilickovic
Geburtsdatum: 11.Dezember 1986
Geburtsort: Tuzla, Bosnien und Herzegowina
Staatsbürgerschaft: Österreich
Familienstand: unverheiratet, keine Kinder

Ausbildung

Seit 02/2011–heute: Masterstudium der Erdwissenschaften an der Universität Wien, Schwerpunkt Strukturgeologie/Sedimentologie
Masterthesis: „*Kinematische Untersuchung einer Mylonitzone in den Nördlichen Kalkalpen (Pailwand, Salzburg)*“
09/2007–02/2011: Bachelorstudium der Erdwissenschaften an der Universität Wien
Bachelorthesis: *Sedimentologisches Profil der Nierental-Formation im Steinbruch Tasshof (Niederösterreich)*
09/2006 – 06/2007: Studium der Geographie und Slawistik an der Universität Wien
09/2005 – 06/2006: Studium der internationalen Betriebswirtschaft an der Wirtschaftsuniversität Wien
09/1997 – 06/2005: AHS – Rahlgasse, Wien
Juni 2005: Matura (ausgezeichneter Erfolg)

Berufserfahrung/Projekte

07–11/2013 Geländekartierung Bereich Turrach–Weitental für die Geologische Bundesanstalt Österreich
2010–2013 Tutorien in Regionaler Geologie, Kartierung im Gelände (obertage, untertage), Stratigraphie, Petrographie
09/2012: Steinschlagkartierung Bereich Gaschurn für GeoExpert Research and Planning GmbH

07-11/2012:	Geländekartierung Bereich Turrach-Eisenhut für die Geologische Bundesanstalt Österreich
09/2011-02/2012:	Profilaufnahme der WestGasAustria II/3 - Leitung für die Geologische Bundesanstalt Österreich
Seit 2007:	Saisonaushilfe im Verkauf bei Oberwalder&CO OHG
2006-2011:	Promotion/Verkauf im Saturn Electro-Handelsdes.m.b.H. über Flexible Marketing OEG
09/2006:	Ferialpraxis bei der Bank Austria (Finanzabwicklung Spezial)
07/2004:	Ferialpraxis bei der Bank Austria (Filiale Neilreichgasse)

Qualifikationen/Publikationen

Publikationen:	<p><i>Kartierungsbericht UTM 3106 (Radenthein-Ost): Bereich Turrach-Eisenhut</i>, Ilickovic, T.; Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 2012, Band 152, 2013, Wien;</p> <p><i>WAG II Enzersfeld - Sierndorf: Aufnahmebericht der Rohrkünette vom 06.09.2011 - 21.11.2011</i>, Grundtner, M-L., Ilickovic, T., Ruprecht, D., Seidl, A.; Geologische Bundesanstalt, 2012, Wien;</p> <p><i>Biostratigraphy and Sedimentology of Campanian deep-water sections (Nierental Formation, Gosau Group) in lower Austria</i>, Waagreich, M., Ilickovic, T., Popovic, A., Porpaczy, C., Steinbrener, J., Wessely, G.; Austrian Journal of Earth Sciences, Vol. 104, 108-121, 2011, Wien;</p>
Sprachkenntnisse:	Englisch in Wort und Schrift, Kroatisch/Bosnisch/Serbisch in Wort und Schrift, Französisch;
EDV-Kenntnisse:	MS-Office, GoCad, GIS, Petrel, CorelDraw;