

2.2 Meso- und Mikroskopische Gesteinsbeschreibung

2.2.1 Biotitreiche Paragneise

Die syntektonische Mineralvergesellschaftung der biotitreichen Paragneise im NW-Teil der Pogallo Störungszone umfaßt Biotit (15 - 25 %), Muskovit (5 - 10 %), Sillimanit (bis 10 %) und Quarz (40 - 50 %), sowie reliktsche Körner aus Plagioklas, Granat, Staurolith, Kyanit und Apatit. Der Anteil an Klasten (ca. 10 - 20 Vol %) wird überwiegend von Plagioklas (bis 3 mm) gebildet. Elliptisch ausgelängte Porphyroklasten aus Quarz können eine Korngröße von 2 mm erreichen. Um die Klasten herum zeichnen Biotitleisten (1 mm) und schwach undulös auslöschende Quarzbänder die mylonitische Foliation nach.

Parallel zur Foliation sind Biotit und in Fibrolith umgewandelter Sillimanit miteinander verwachsen (Abb. 2.6a). Zu feinkörnigem Fibrolith umgewandelte Sillimanitknoten sind bis zu 15 mm groß. Stellenweise ist eine „Boudinage der Foliation“ zu beobachten (Abb. 2.6a), die einen Hinweis auf extensive Deformation gibt. In den kleinen „pull aparts“ zwischen den Boudins ist randlich rot durchschimmernder Rutil mit Ilmenitnadeln verwachsen. Diese Oxide werden von neugewachsenem Hellglimmer umgeben. Entlang schmaler (20 - 30 µm) Extensionsrisse innerhalb von Biotit und Sillimanit ist brauner Biotit gesproßt. Von NW nach SE ändert der neugewachsene Biotit seine Eigenfarbe von rotbraun nach braungrün. Feinkörniger, nadeliger Sillimanit (bis 100 µm) ist parallel und quer zur mylonitischen Foliation (Abb. 2.6b) und entlang von C'-Scherflächen zu finden (siehe auch Abb. 3.4a).

Mylonite

Im NW der Pogallo Störungszone bilden die dynamisch rekristallisierten Quarze amöboide, unregelmäßig geformte Körner, mit lobaten und instabilen Korngrenzen. Dies weist auf dynamisches Korngrenzwandern während der Mylonitisierung hin (Abb. 2.6c). Eine schwach ausgeprägte bevorzugte Orientierung der Kornform bzw. SPO (*shape preferred orientation*) zeigt einen sinistralen Bewegungssinn an. Senkrecht zum Streichen der Pogallo Störungszone ist von NW nach SE eine Reduktion in der Korngröße der Quarzrekristallisate von 150 µm nahe der P^{te} di Velina auf <10 µm kurz vor der Pogallo Linie zu beobachten. In der gleichen Richtung nehmen die dynamisch rekristallisierten Körner im Vergleich zu den nicht rekristallisierten Altkörnern in ihrer Häufigkeit deutlich zu. Die Altkörner werden zu Quarzbändern mit unregelmäßig gezackten Korngrenzen und internen Deformationslamellen (Abb. 2.6d) ausgelängt, die von sehr feinkörnigem, bereits rekristallisiertem Quarz umgeben werden. Der dominante Deformationsmechanismus ist Subkornrotation, wenngleich Korngrenzwandern untergeordnet aktiv ist.

2.2.2 Hornblendegneise

Den biotitreichen Gneisen und Myloniten sind vereinzelt foliationsparallele Hornblendegneise eingeschaltet (dm-mächtig), die sich überwiegend aus Hornblende und Plagioklas zusammensetzen. Die ca. 1 mm großen Plagioklase sind schwach alteriert und zeigen sowohl magmatische Zwillinge als auch Druckzwillinge. Die grüne bis blaugrüne Hornblende (25-30 %) bildet teils gerundete Körner (500 μm), vereinzelt aber auch größere, foliationsparallel eingeregelter Klasten (bis 10 mm). Untergeordnet tritt Biotit auf (bis 10 %), der bis 1 mm lange Leisten bildet. Teils zeigen die Hornblendeklasten Knicke und Risse, entlang derer Biotit neugewachsen ist. Quarz tritt in foliationsparallel ausgelängten, schwach undulös auslöschenden Bändern sowie als feinkörnige (10 μm) Füllung in den Zwickeln zwischen Feldspat und Hornblende auf.

2.2.3 Feldspatreiche Gneise

In den feldspatreichen Gneisen der Strona-Ceneri Zone, nahe dem grünschieferfaziellen Mylonitgürtel der Pogallo Linie, bilden Quarz, Muskovit und Biotit die synmylonitische Paragenese. Die bis 5 mm großen Kalifeldspäte sind gut gerundet und teilweise zerbrochen. Akzessorischer Granat ist in kleinen Körnern (< 300 μm) parallel zur Foliation perlschnurartig aufgereiht. Reliktischer Turmalin zeigt Einschlüsse von Quarz.

Mylonite

Mit Annäherung an den am stärksten deformierten Bereich der Störungszone wird die Foliation zunehmend straffer. Die Mylonite zeigen ca. 10 m nordwestlich der Störungsnarbe stellenweise stark lokalisierte Verformung in foliationsparallelen Lagen (Abb. 2.6e). Die sehr feinkörnige (< 5 μm) Matrix dieser Lagen (Hgl, Ttn, Qtz, Epd) umfaßt gut gerundete, leicht serizitisierte Plagioklase sowie Kalifeldspatklasten (bis 100 μm). In den weniger straff foliierten Lagen der Mylonite sind Reste dynamisch rekristallisierter Quarzbänder oder -lagen parallel zur Foliation erhalten. Dazwischen sind feinkörnige Glimmerschuppen zu erkennen, die mit ihrer SPO einen sinistralen Bewegungssinn anzeigen.

Parallel zur Foliation eingeregelter Biotitschuppen zeigen eine beginnende Chloritisierung. In der unmittelbaren Umgebung der Biotite sind Titanitanreicherungen zu beobachten. Darüber hinaus tritt Chlorit in schuppigen Aggregaten entlang unregelmäßig begrenzter Bruchzonen auf, in deren unmittelbarer Umgebung (bis 1 cm) eine verstärkte Serizitisierung der Plagioklase zu beobachten ist. Mit zunehmender Annäherung an die Kataklastenzone ändert sich die Zusammensetzung der gut gerundeten Plagioklasklasten (bis 100 μm) von Oligoklas ($\text{An}_{\text{bis}25}$) zu Albit ($\text{An}_{<10}$). Parallel zur mylonitischen Foliation ist Prehnit in bis zu 1 mm mächtigen Lagen neugewachsen und zeigt teilweise Scherverformung (Abb. 2.6f), was mit einer deutlich reduzierten Korngröße (< 10 μm) einhergeht.

Ultramylonite

In den laminierten Ultramyloniten schwimmen gut gerundete Quarz- und Feldspatklasten ($< 100 \mu\text{m}$) in einer sehr feinkörnigen Matrix aus Hellglimmer, Chlorit und untergeordnet Epidot. Biotit kann nicht mehr beobachtet werden. Nahe der Kataklastenzone (4 m nordwestlich und 2 m südöstlich) setzt eine bruchhafte Überprägung ein. Kleine „pull-apart“-ähnliche Strukturen im mm-Maßstab sind mit statisch gewachsenem Prehnit (bis $200 \mu\text{m}$) gefüllt, der unter dem Kathodolumineszenzmikroskop anhand unterschiedlicher Helligkeitsabstufungen verschiedene Wachstumsgenerationen erkennen läßt (Abb. 2.6g). Parallel zur Foliation sowie entlang diskreter, senkrecht zur Foliation orientierter Risse sind Quarz, Kalifeldspat und Prehnit (Abb. 2.6h), teils Epidot und selten schwach undulös auslöschender Laumontit zu finden. Die Gänge treten in unterschiedlichen Deformationsstadien auf und überprägen sich teilweise gegenseitig.

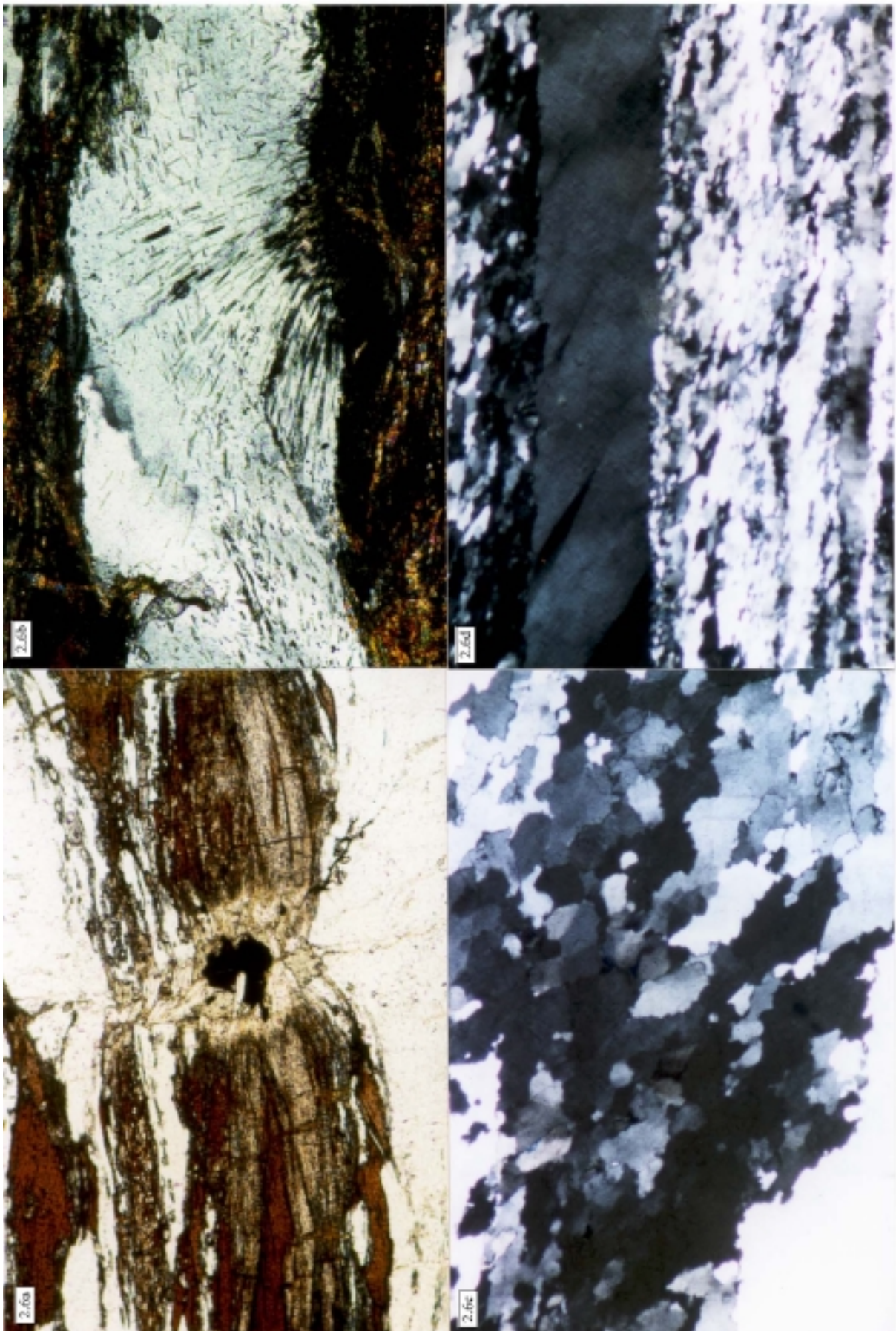
Die Kataklastite

Wie schon im Aufschlußmaßstab (siehe Abb. 2.5d) beobachtet, wird die mylonitische Foliation entlang diskreter, diskordanter ($40 - 50^\circ$) Flächen im cm-Maßstab verstellt und in Knickfalten gelegt (Abb. 2.7a). In den Faltenscharnieren hat sich entlang achsenebenenparalleler Brüche Quarz abgeschieden. Am nordwestlichen Rand der ca. 10 cm breiten Kataklastenzone finden sich schwach deformierte Kataklastite mit relativ großen Nebengesteinsbruchstücken (bis 5 mm) und einem geringen Matrixanteil (Protokataklastite). Die suturierten und verzahnten Kontakte sich berührender Mylonitfragmente weisen Drucklösungserscheinungen auf (Abb. 2.7b). Durch wiederholte spröde Beanspruchung werden ältere Kataklastite aufgearbeitet und es entstehen schlecht sortierte, reaktivierte Kataklastite, die unterschiedlich intensiv deformierte Fragmente verschiedener Bruchgenerationen enthalten (Abb. 2.7c, 4.2b). Stellenweise sind unregelmäßig begrenzte, vereinzelt kataklastisch überprägte Pseudotachylite (knapp 2 mm lang) zu beobachten.

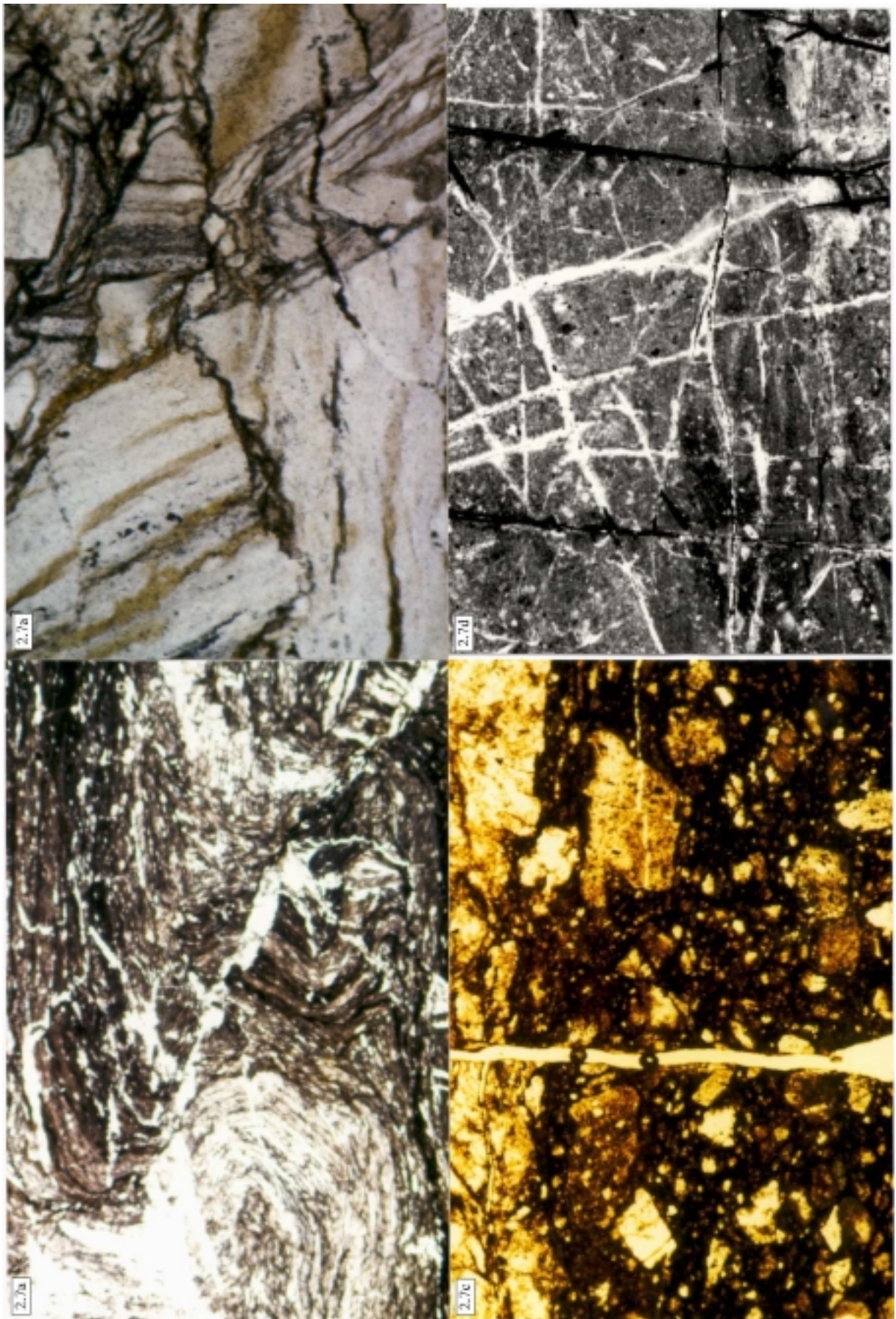
Die Ultrakataklastite in der Mitte der Kataklastenzone zeichnen sich durch eine sehr feinkörnige Matrix und einen geringen Anteil ($< 10 \%$) an Mineralfragmenten (Qtz, Fsp, Ms) und vereinzelt Nebengesteinsbruchstücken aus. Bei den teilweise nur noch schemenhaft zu erkennenden Klasten ($< 20 \mu\text{m}$) handelt es sich um Kalifeldspat (Or_{97}) oder Albit (An_{04}). Die Matrix wird von zahlreichen Rissen und Brüchen durchzogen (Abb. 2.7d), die überwiegend mit Quarz und Kalifeldspat verheilt sind, teilweise sind auch Chlorit, Epidot, Pyrit und Allanit zu beobachten. Vereinzelt treten sehr feinkörniger Prehnit und Laumontit entlang der Brüche und in der Matrix auf (siehe Anhang 7b).

Abb. 2.6: **a)** Die syntektonische Mineralparagenese in den biotitreichen Gneisen der südlichen Ivrea Zone umfaßt Sil + Bt + Qtz (Probe Sp-78, ungekreuzte Nicols, lange Bildkante = 2,5 mm); **b)** Feinkörniger Sillimanit der quer über dynamisch rekristallisierten Quarz sproßt (Probe Sp-76, gekreuzte Nicols, lange Bildkante = 1,25 mm); **c)** Dynamisch rekristallisierter Quarz aus den Myloniten der PSZ, ca. 2000 m nordwestlich der Pogallo Linie im Val Grande. Ursprüngliche Körner sind zu foliationsparallelen Bändern ausgelängt und „schwimmen“ in sehr feinkörnigem, durch Subkornrotation rekristallisiertem, Quarz (Probe Sp-79, gekreuzte Nicols, lange Bildkante = 2,5 mm); **d)** Dynamisch rekristallisierter Quarz aus den Myloniten der PSZ, ca. 900 m nordwestlich der Pogallo Linie im Val Grande. Unregelmäßig begrenzte Körner zeigen instabile Korngrenzen, wie sie für Korngrenzwandern typisch sind (Probe Sp-87, gekreuzte Nicols, lange Bildkante = 2,5 mm); **e)** In den Myloniten der Pogallo Linie sind ca. 10 m nordwestlich der Kataklastenzone schmale Ultramylonitlagen parallel zur Foliation zu beobachten, in denen sich die Verformung lokalisiert hat (Probe Sp-66, ungekreuzte Nicols, lange Bildkante = 2,5 mm); **f)** Syntektonischer Prehnit innerhalb der Mylonite der Pogallo Linie (Probe Sp-49, gekreuzte Nicols, lange Bildkante = 2,5 mm); **g)** Statisch gewachsener Prehnit in den laminierten Myloniten der Pogallo Linie zeigt unter dem Kathodolumineszenzmikroskop grüne Farben. Anhand der unterschiedlichen Helligkeitsabstufungen lassen sich mehrere Wachstumsphasen unterscheiden (Probe Sp-65, lange Bildkante = 1,25 mm); **h)** Innerhalb der feinlaminierten Mylonite überprägen sich mit Kalifeldspat und Prehnit gefüllte Brüche gegenseitig (Probe Sp-66, gekreuzte Nicols, lange Bildkante 1,25 mm).

Abb. 2.7: **a)** Innerhalb der straff foliierten Mylonite sind Knickfalten zu beobachten. Parallel zu der Faltenachsenebene hat sich Quarz abgeschieden (Probe Pg-3, ungekreuzte Nicols, lange Bildkante = 7,8 mm); **b)** Suturierte Korngrenzen zwischen sich berührenden Mylonitfragmenten sind mit opaker, inerte Phase belegt, was auf Drucklösung hinweist (Probe Sp-61, ungekreuzte Nicols, lange Bildkante = 1,2 mm); **c)** Die fragmentreiche Matrix reaktiver Kataklasten enthält Bruchstücke älterer Kataklasten (Probe Sp-61, ungekreuzte Nicols, lange Bildkante = 5 mm); **d)** Mit Quarz und Kalifeldspat verheilte Brüche durchziehen die feinkörnige Kataklastenmatrix (Probe Pg-4, ungekreuzte Nicols, lange Bildkante = 2,5 mm).







2.3 Metamorphosebedingungen

Die syntektonischen Paragenesen und Mineralumwandlungen der Mylonite und Kataklastite erlauben es, die Druck- und Temperaturbedingungen während der Aktivität der Pogallo Störungszone im Val Grande abzuschätzen. Um die Änderungen der Deformationsbedingungen mit Annäherung an die Störungsnarbe der Pogallo Linie zu verdeutlichen, werden die Ergebnisse der Gneise, Mylonite und Kataklastite in einem gemeinsamen PT-Diagramm dargestellt (Abb. 2.8). Der Pfeil zeichnet einen Gradienten der Metamorphosebedingungen verschiedener Aufschlüsse innerhalb der Pogallo Störungszone mit Annäherung an ihren zentralsten Teil nach. Dies entspricht vermutlich auch dem Pfad der metamorphen Entwicklung der Störungszone.

- (1) $\text{Pmp} + \text{Qtz} = \text{Zo} + \text{Prh} + \text{Chl} + \text{H}_2\text{O}$
- (2) $\text{Lmt} = \text{Lws} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$
- (3) $\text{Pmp} + \text{Chl} + \text{Qtz} = \text{Zo} + \text{Tr} + \text{H}_2\text{O}$
(Prehnit out)
- (4) $\text{Prh} + \text{Chl} + \text{Qtz} = \text{Zo} + \text{Tr} + \text{H}_2\text{O}$
(Prehnit out)
- (5) $\text{Chl} + \text{Kfs} = \text{Bt} + \text{Ms}$
- (6) $(\text{Fe-})\text{Cld} = (\text{Fe-})\text{St} + \text{Alm}$

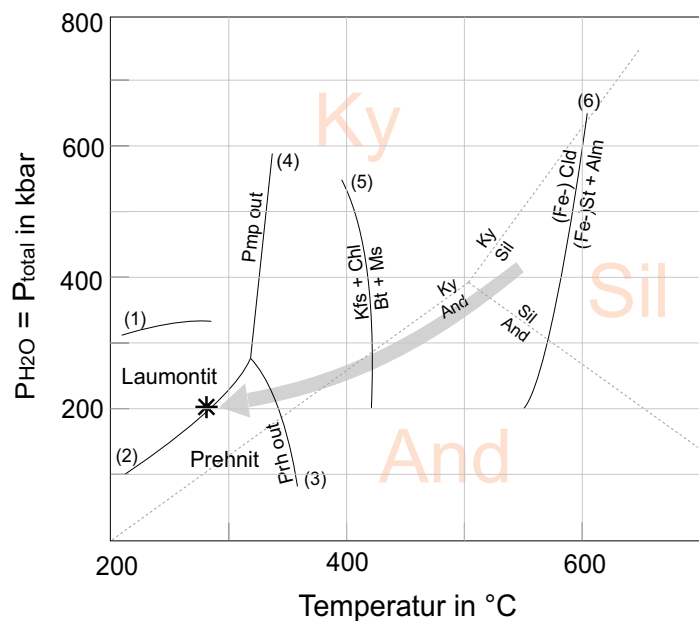


Abb. 2.8: PT-Entwicklung der Pogallo-Tektonite im Val Grande, abgeschätzt anhand syntektonischer Mineralparagenesen, dargestellt im KFMASH-System nach Spear & Cheney (1989). Der Tripelpunkt der Alumosilikate liegt nach Holdaway (1971) bei 500 °C und 375 MPa. Der Stern markiert die gemittelten PT-Bedingungen während der Kataklaste. Die Reaktionen (1), (2), (5) und (6) sind Bucher & Frey (1994) entnommen und gelten für Metapelite. Die fazieskritischen Reaktionen (3) und (4) sind dem metabasischen System $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ für niedriggradige Metamorphose entnommen (Liou et al., 1985).

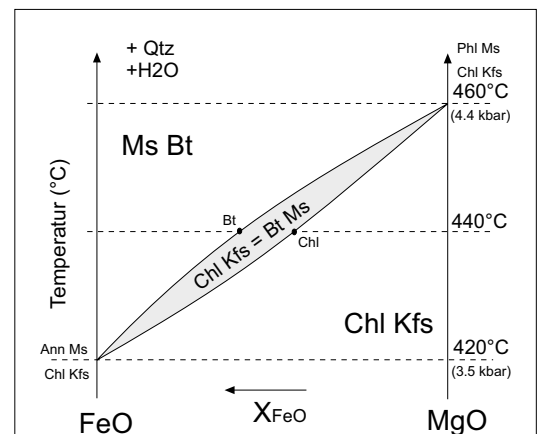
Die stabile Mineralparagenese der amphibolitfaziellen biotitreichen Paragneise und Mylonite der südlichen Ivrea Zone umfaßt Quarz, Biotit und Sillimanit. Damit befindet man sich im Stabilitätsfeld des Sillimanit, unterhalb der Bildungsbedingungen für Staurolith nach der Reaktionsgleichung (6) bzw. unterhalb der Zerfallsreaktion von Biotit (5) (Abb. 2.8).

Feinkörniger, nadelig ausgebildeter Sillimanit ist bis ca. 60 m NW der Pogallo Störungsnarbe entlang der mylonitischen Foliation und entlang der C'-Scherflächen (syn-Pogallo) innerhalb der Paragneise der Ivrea Zone zu beobachten. In den südöstlich folgenden feldspatreichen Gneisen und Myloniten der Strona-Ceneri Zone tritt kein Sillimanit auf.

In den feldspatreichen Gneisen und Myloniten der Strona-Ceneri Zone koexistieren stabiler Biotit und neu gewachsener Muskovit in Abwesenheit von Sillimanit. Nach Gleichung (5) leiten sich daraus Mindesttemperaturen von ca. 400 - 475 °C bei grünschieferfaziellen Drücken von 300 - 600 MPa ab (Abb. 2.8) (nach experimentellen Daten von Hoschek, 1973 und thermodynamischen Rechnungen von Bucher & Frey, 1994).

Die beginnende Chloritisierung von Biotit zeigt Gleichung (5) zufolge Temperaturen unterhalb von ca. 420 bis 460 °C bei Drücken zwischen 300 und 500 MPa an (Abb. 2.9) an. Der beobachtete Übergang von Oligoklas zu Albit ist nach Bucher & Frey (1994) scharf begrenzt, und beruht auf einer Mischungslücke im Plagioklassystem, die mit der Grenze zwischen Amphibolit- und Grünschieferfazies zusammen fällt.

Abb. 2.9: Das Diagramm gibt die PT-Bedingungen für die Vergesellschaftung von Chl + Kfs + Ms + Bt wieder (Diagramm aus Bucher & Frey, 1994).



Innerhalb der laminierten Mylonite tritt sowohl statisch gewachsener als auch deformierter Prehnit auf, der während der Pogallo-Deformation gewachsen sein dürfte. Der Stabilitätsbereich von Prehnit (Abb. 2.8) erstreckt sich Gleichungen (2) und (3) zufolge bis zu Drücken $P < 250 - 300$ MPa und Temperaturen von $T = 200 - 350$ °C. Gleichung (3) ist fazieskritisch und markiert den Übergang von der Grünschiefer- zur Subgrünschieferfazies (Bucher & Frey, 1994) (Abb. 2.8). Selten beobachteter, undulös auslöschender Laumontit ist bei ähnlichen Drücken unter vergleichsweise niedrigeren Temperaturen stabiler als Prehnit (Gleichung (2) in Abb. 2.8).

In einer sehr feinkörnigen Kataklasitmatrix sind reliktsche Feldspatklasten und vereinzelte Quarzbruchstücke überliefert. Entlang von Rissen und Brüchen bilden Epidot, Chlorit und Prehnit die stabilen Mineralphasen. Die in den Kataklasiten entwickelte Paragenese ist mit der synkinematischen Mineralvergesellschaftung in den laminierten Myloniten vergleichbar. Das deutet darauf hin, daß während der Kataklaste und während der Deformation der laminierten Mylonite ähnliche PT-Bedingungen herrschten. Die amphibolitfaziell gebildeten Mylonite waren vermutlich bis in die untere Grünschieferfazies hinein aktiv und haben progressiv andere Mineralparagenesen entwickelt.

Die synkinematischen Mineralvergesellschaftungen und die Gefügeentwicklung innerhalb der Pogallo Störungszone implizieren eine Zunahme der Deformationsintensität und der metamorphen Überprägung von NW nach SE. In den biotitreichen Paragneisen am nördlichen Rand der Pogallo Störungszone koexistieren Sillimanit, Biotit und Muskovit bis in eine Entfernung von ca. 60 m nordwestlich der Kataklastezone der Pogallo Linie. Diese stabile Mineralparagenese indiziert amphibolitfazielle Bedingungen und Temperaturen von wenigstens 500 °C zu Beginn der Pogallo-Deformation (Abb. 2.8). Innerhalb des Kataklastite

sind feinkörniger Prehnit und Laumontit stabil. Diese Paragenese wurde vermutlich in der unteren Grünschieferfazies bei $T = 250 - 300\text{ °C}$ und $P < 250\text{ MPa}$ gebildet (Abb. 2.8). Es ist anzunehmen, daß die Störungszone während ihrer Aktivität herausgehoben wurde, was zu gleichzeitiger Lokalisierung der Verformung und retrograder Überprägung führte.