

4 Fluidmigration und Massentransport in der amphibolit- bis grünschieferfaziellen Pogallo Störungszone

4.1 Einleitung

Fluidmigration ist in der Erdkruste häufig entlang von Störungszonen konzentriert (Kerrick, 1986; McCaig, 1987; McCaig & Knipe, 1990; Dipple & Ferry, 1992; Fricke et al., 1992; Streit & Cox, 1998). In der oberen Kruste werden solche Fluidmigrationen durch Mineralausscheidungen in Implosionsbrekzien (Sibson, 1986) oder hydrothermale Alteration von Kataklastiten angezeigt (Streit, 1998). In mittelduktilen Scherzonen werden Anzeichen für Fluidinfiltration meist aus Unterschieden in der gesamtgesteinschemischen Zusammensetzung von Myloniten und deren Ausgangsgesteinen abgeleitet (z.B. O'Hara, 1988; Dipple et al., 1990; Glazner & Bartley, 1991; Selverstone et al., 1991; Mohanty & Ramsay, 1993; Goddard Evans, 1995), oder aus Untersuchungen zu stabilen Isotopenverhältnissen (z.B. Kerrich, 1986; McCaig & Knipe, 1990; Dipple & Ferry, 1992; Fricke et al., 1992; Streit & Cox, 1998).

Fluidbewegungen und Massentransport in aktiven Scherzonen spielen beispielsweise eine große Rolle bei der Bildung von hydrothermalen Lagerstätten (z.B. Cox et al., 1987; Zhang et al., 1989; Mikuchi & Ridley, 1993; Leitch & Lentz, 1994; Robert et al., 1995) und für die Migration von Kohlenwasserstoffen entlang von Störungen in Sedimentbecken (z.B. Etheridge et al., 1988; Fisher & Knipe, 1998).

Die vorliegende Studie konzentriert sich besonders auf die verschiedenen Einflüsse überwiegend bruchhafter bzw. überwiegend mylonitischer Verformung auf die Ausbildung von Fluidwegsamkeiten in Scherzonen. Als Fallbeispiel werden die mittelduktilen Mylonite der Pogallo Linie untersucht, die während ihrer Heraushebung in die obere Kruste eine kataklastische Überprägung erfahren haben. Diese Heraushebung ist zeitlich nach der Entstehung der zuvor beschriebenen Scherflächengefüge einzuordnen. Das bietet die Möglichkeit, den Zusammenhang zwischen migrierenden Fluiden und dem jeweiligen Deformationsstil eingehend zu studieren.

Ein wichtiger Gesichtspunkt bei der Untersuchung von Scherzonen ist die Kopplung von chemischen und mechanischen Einflüssen fluider Phasen. So wird Diffusionskriechen durch die Anwesenheit von Fluiden begünstigt und setzt die Gesteinsfestigkeit deutlich herab (Cox & Etheridge, 1989). Während der Metamorphose können Fluide die Mobilität von Ionen erhöhen und durch die Bildung neuer, kleiner, undeformierter Körner *reaction softening* bewirken (White & Knipe, 1978; Janecke & Evans, 1988; Wintsch et al., 1995; Fliervoet, 1995). In den durch Alteration entstandenen, schwächeren Mineralphasen lokalisiert sich die Deformation.

Hoher Porenfluiddruck kann die Anlage und das Wachstum von Mikrobrüchen induzieren (Etheridge et al., 1983, 1984; Knipe & McCaig, 1994; Zhang et al., 1994) und dadurch die

Permeabilität eines Gesteins erheblich erhöhen (Knipe & McCaig, 1994; Oliver, 1996). Die Versiegelung von Brüchen und Klüften kann andererseits zu einer erhöhten Festigkeit des Gesteins führen (Sibson, 1986; Chester et al., 1993; Fisher & Knipe, 1998; Streit, 1998). Dies kann zur Folge haben, daß sich erneut erhöhte Fluiddrücke aufbauen, die wiederum die Festigkeit des Gesteins herabsetzen. Der Wechsel zwischen Anlage und Verheilung einer Störungszone kann zu lokalen Schwankungen in der Festigkeit des Gesteins führen und wird als möglicher Auslöser für Erdbebenzyklen interpretiert (Sibson, 1975; Blanpied et al., 1992).

Die Permeabilität eines Gesteins spielt für die Mechanismen der Fluidmigration und das Fluid/Gesteins-Verhältnis eine wichtige Rolle. Innerhalb von Scherzonen ist die Permeabilität der Gesteine etwa dreimal so groß wie im Nebengestein (McCaig, 1997). Eine Erhöhung der Permeabilität innerhalb aktiver Störungszonen durch Deformation wird als wichtiger Kontrollfaktor für die Fluidmigration in der Kruste angesehen (z.B. Etheridge et al., 1984; Kerrich, 1986; O'Hara, 1988; Glanzer & Bartley, 1991; Selverstone et al., 1991; Cox, 1995; Oliver, 1996; Streit & Cox, 1998).

In Rahmen dieser Studie werden gesamtgesteinschemische, petrologische und strukturelle Untersuchungen an Myloniten und Kataklasiten der Pogallo Linie präsentiert. Die Kombination verschiedener Arbeitsmethoden, wie z.B. Röntgenfluoreszenzanalyse, Mikrosonde, Licht- und Rasterelektronenmikroskopie ermöglicht es, das Zusammenspiel von Deformationsstil, Metamorphose, Alteration, Verformungsverhalten und Fluidmigration zu betrachten. Anhand der präsentierten Ergebnisse wird die Ausbildung verschiedener Fluidwegsamkeiten sowie Alterationsmuster in Myloniten und Kataklasiten unterschiedlichen krustalen Bereichen der Pogallo Störungszone zugeordnet.

4.2 Analytische Methode

Im Val Grande wurden im Bereich der Pogallo Linie (siehe Kap. 2.3) insgesamt 14 Proben von Myloniten und Kataklasiten sowie deren Protolithen genommen (Abb. 4.1). Zwei weitere Proben (Xrf-15, Xrf-16) stammen aus biotitreichen Gneisen („Kinzigite“) der südlichen Ivrea Zone, die sich nordwestlich des Mylonitgürtels anschließen (Abb. 2.2). Die Probenmenge beläuft sich in der Regel auf 10 bis 12 kg. Bei drei Kataklasiten (Xrf-5, Xrf-6, Xrf-7) war die Materialausbeute mit 2 bis 3 kg geringer.

Für die Analysen der Hauptelemente wurden aus vorgetrocknetem (105 °C) und pulverisiertem Probenmaterial, unter Zusatz des Flußmittels Spektromelt A12 ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7 + \text{LiBO}_2$), Schmelztabletten hergestellt. Die Spurenelemente wurden an Pulverpresstabletten gemessen (Anhang 5a). Durchgeführt wurden die Analysen von Frau Grünhäuser an einem wellenlängendispersiven Röntgenfluoreszenzspektrometer PW 1400 von Philipps am Institut für Geowissenschaften und Lithosphärenforschung der Justus-Liebig-Universität in Gießen. Die Betriebsbedingungen des Spektrometers liegen für die Hauptelemente bei 40 kV und 65 mA und variieren bei den Messungen der Spurenelemente (Anhang 5b).

Die Einzelergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalysen der beprobten Pogallo-Tektonite, deren Nebengestein und der biotitreichen Gneise und Schiefer sind im Anhang 5c aufgelistet. Fehlerbetrachtung siehe Anhang 6. Mittelwerte der Haupt- und Spurenelementanalysen der verschiedenen Proben sind in Tab. 4.1 aufgelistet.

wf%	Xrf-1	Xrf-2	Xrf-3	Xrf-4	Xrf-5	Xrf-6	Xrf-7	Xrf-8	Xrf-9	Xrf-10	Xrf-11	Xrf-12	Xrf-13	Xrf-14	Xrf-15	Xrf-16
SiO ₂	68,33	67,11	66,01	65,93	64,61	70,30	81,09	67,64	65,32	64,27	66,44	68,85	48,96	76,94	68,07	64,58
TiO ₂	0,63	0,71	0,78	0,68	0,60	0,43	0,11	0,75	0,59	0,80	0,68	0,76	0,61	0,09	0,59	0,92
Al ₂ O ₃	15,19	15,53	15,47	15,36	14,56	13,08	9,53	16,31	17,18	16,57	17,08	16,05	15,27	13,06	16,10	19,90
Fe ₂ O ₃	4,80	5,45	5,55	5,57	5,02	3,39	1,48	5,82	5,77	6,12	5,61	5,38	10,99	1,31	5,05	7,36
*																
MnO	0,06	0,07	0,09	0,07	0,06	0,04	0,01	0,08	0,10	0,10	0,10	0,07	0,21	0,05	0,10	0,06
MgO	1,87	2,17	2,10	2,34	1,84	0,95	0,28	2,31	1,88	2,24	1,97	1,80	9,01	0,16	2,22	2,14
CaO	1,64	2,19	2,23	1,45	1,74	2,16	0,55	2,64	4,45	1,79	1,86	2,46	10,24	0,86	3,48	0,46
Na ₂ O	2,76	3,09	3,17	2,98	0,64	1,44	2,71	2,73	2,94	2,52	2,97	2,81	2,05	3,11	3,62	0,90
K ₂ O	3,20	2,20	3,25	3,22	7,84	6,57	3,56	2,67	3,52	3,23	2,68	3,31	1,04	4,43	1,87	5,24
P ₂ O ₅	0,14	0,17	0,22	0,19	0,18	0,14	0,09	0,21	0,15	0,19	0,19	0,23	0,13	0,18	0,28	0,13
Σ	98,61	98,69	98,88	97,79	97,09	98,51	99,42	101,17	101,910	97,83	99,57	101,721	98,49	100,19	101,38	101,69
ppm																
Cr	59,1	69,2	56,5	68,4	71,5	41,7	12,9	73,7	25,0	76,4	65,7	47,1	405,3	11,0	55,3	93,0
Ni	23,2	27,9	20,6	29,8	51,2	30,9	14,5	30,1	5,8	30,3	28,2	17,9	42,4	2,5	15,8	38,7
Cu	19,2	17,5	17,7	20,1	22,4	65,9	49,4	23,8	12,1	31,1	24,1	14,0	42,4	0,0	0,0	0,0
Zn	59,2	58,9	103,4	151,3	40,9	22,3	83,6	57,1	80,6	128,7	97,6	75,9	142,0	34,1	77,0	106,2
Ga	17,5	18,1	19,2	19,7	14,7	12,2	8,7	19,4	18,9	19,8	21,8	20,0	16,9	18,3	18,0	24,5
Pb	21,6	18,1	50,0	73,6	8,4	30,1	80,3	17,5	16,6	25,2	22,0	18,9	24,4	21,2	27,1	22,9
Th	10,1	11,6	8,9	13,0	11,5	10,3	6,0	9,5	7,2	11,9	12,1	12,4	0,0	4,5	7,9	11,2
Ba	654,2	600,3	610,0	595,4	1239,5	841,3	312,0	657,1	672,8	713,6	752,5	776,2	158,4	186,0	512,1	850,1
Rb	113,2	91,0	132,4	142,3	350,5	273,5	147,0	103,3	138,5	147,5	115,6	117,2	67,1	191,4	82,4	199,6
Sr	186,3	208,5	207,3	152,6	340,9	165,0	94,9	228,5	276,6	247,6	219,9	179,1	348,4	82,1	308,7	181,6
Y	31,7	32,4	32,0	31,0	32,1	22,2	12,6	31,5	22,5	29,7	28,6	34,0	13,9	19,7	29,1	27,9
Zr	175,1	197,8	204,0	184,4	171,8	132,3	55,5	188,3	133,7	193,1	167,5	193,6	19,1	60,8	130,2	170,1
Nb	11,8	11,9	11,9	12,5	12,2	11,2	7,7	12,5	8,0	13,5	14,1	13,7	3,3	9,4	8,4	17,2

Tab. 4.1: Gesamtgesteinschemische Analysen der Pogallo-Tektonite im Val Grande. Hauptelementkonzentrationen in Gew. %, Gehalt der Spurenelemente in ppm. Fe₂O₃* umfaßt FeO.

4.3 Probenprofil

Im kartierten Bereich des Val Grande ist die Pogallo Linie innerhalb der feldspatreichen Gneise der nördlichen Strona-Ceneri Zone lokalisiert, ca. 50 m südöstlich des lithologischen Übergangs zu den biotitreichen Paragneisen der südlichen Ivrea Zone (Abb. 2.2). Das Probenprofil erstreckt sich über einen knapp 40 m breiten Abschnitt und verläuft senkrecht zum Streichen der Mylonite und Kataklaste der Pogallo Linie (Abb. 4.1). Zu beiden Seiten des Mylonitgürtels findet sich der lithologisch einheitliche, schwach flaserige und feldspatreiche Gneis der nördlichen Strona-Ceneri Zone. Die Koexistenz von Biotit und Hellglimmer gibt obergrünschieferfazielle Metamorphosebedingungen für die feldspatreichen Gneise an (siehe Kap. 2.3). Diese Gesteine sind durch die Probe Xrf-1 repräsentiert.

Der feldspatreiche Gneis (Xrf-1) stammt vom südöstlichsten Rand des Mylonitgürtels der Pogallo Linie (detaillierte Beschreibung Kap. 2.2.3). Die gesamtgesteinschemische Zusammensetzung dieser Gneise ähnelt der von typischen Peliten (Khaffagy, 1971; Mason, 1966),

was für eine sedimentäre Entstehung spricht. Dies deckt sich mit Beschreibungen von Boriani et al. (1977), wonach die Strona-Ceneri Zone hauptsächlich Metasedimente umfaßt. Von allen genommenen Proben weist Xrf-1 die geringste Verformung und Alteration auf. Die Elementkonzentration des feldspatreichen Gneises ist der innerhalb der Mylonite (Tab. 4.1) sehr ähnlich. Daher wird die Probe Xrf-1 als das anzunehmende Ausgangsgestein der Tektonite der Pogallo Linie angesehen.

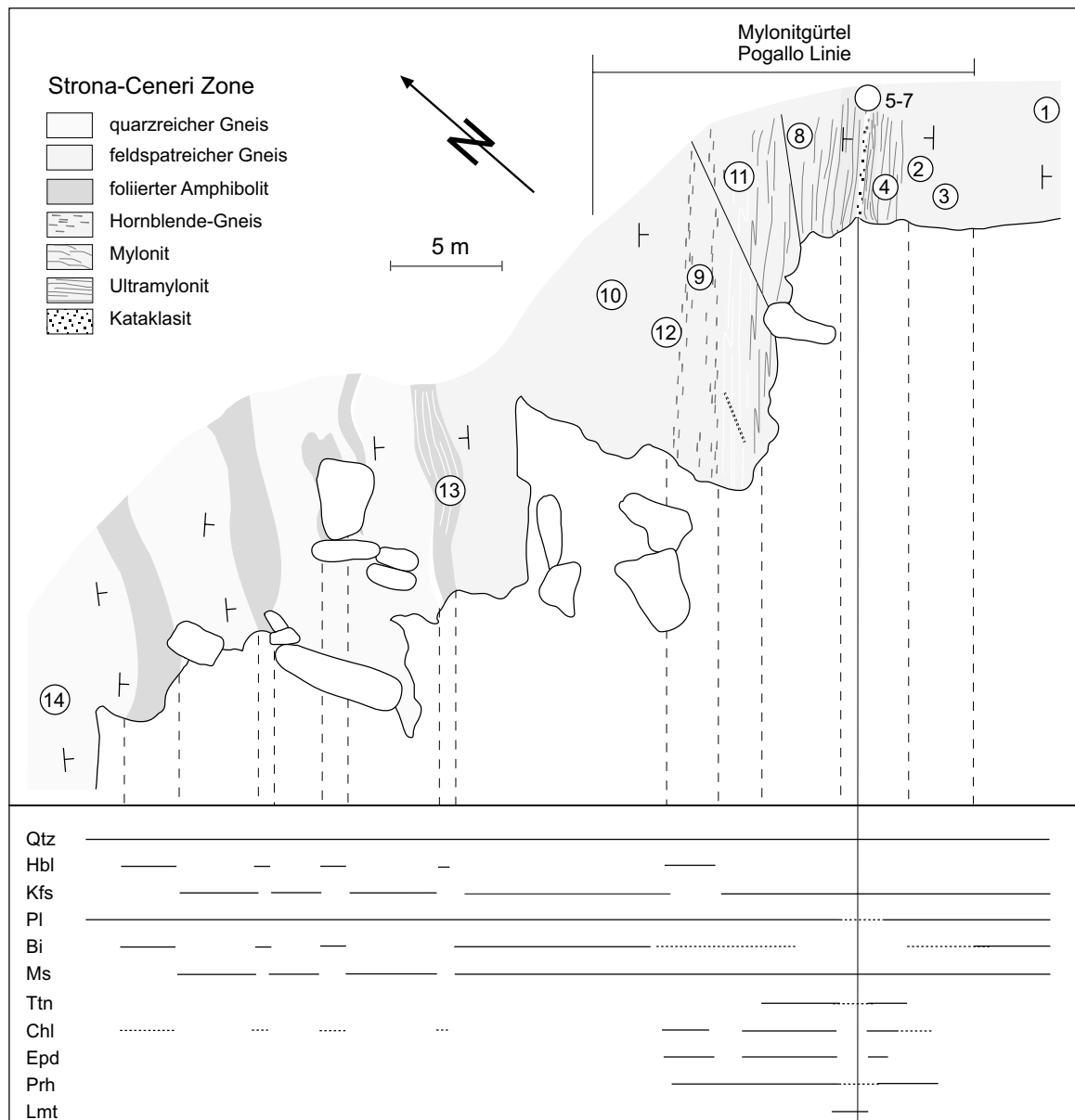


Abb. 4.1: Skizze des beprobten Profils über den Mylonitgürtel der Pogallo Linie, der einen asymmetrischen Verformungsgradienten aufweist. Die Nummern in Kreisen geben die Lokalität der gesamtgesteinschemischen Proben an. Die syntektonischen Mineralparagenesen einzelner Lithologien sind unterhalb der Skizze zusammengefaßt (durchgezogene Linie = Mineral häufig, unterbrochene Linie = Mineral untergeordnet).

Der am stärksten deformierte Bereich der Störungszone ist innerhalb der feldspatreichen Gneise der nördlichen Strona-Ceneri Zone und damit innerhalb eines homogen zusammengesetzten Gesteins situiert. Aus diesem zentralen Bereich stammen die analysierten Mylonit-

proben Xrf-2, Xrf-3, Xrf-10 (siehe Abb. 4.2a), Xrf-11 und die Ultramylonitproben Xrf-4, Xrf-8, Xrf-12.

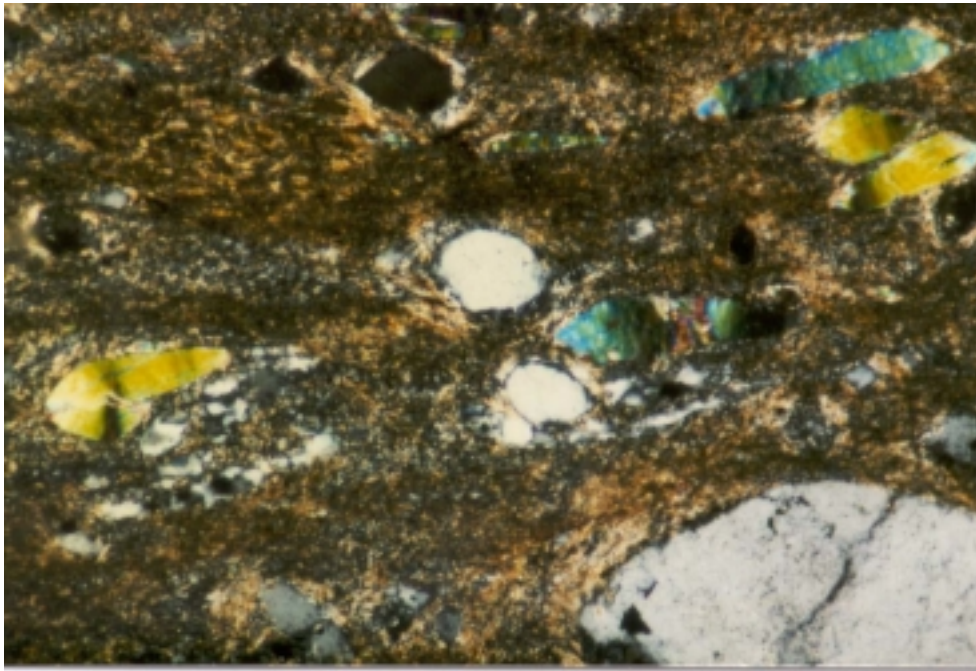


Abb. 4.2: a) Mylonitprobe mit ca. 100 µm großen Feldspatklasten und einer sehr feinkörnigen Matrix > 5 µm (Probe Sp-56, gekreuzte Nicols, lange Bildkante = 1,25 mm).

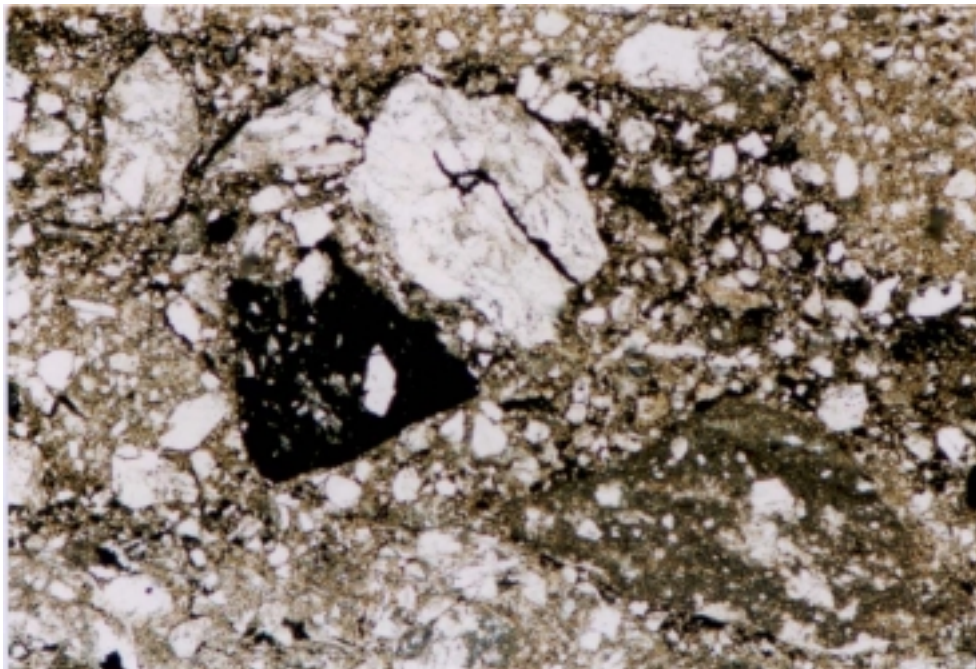


Abb. 4.2: b) Reaktivierter, schlecht sortierter Kataklastit mit Bruchstücken älterer Kataklastite in der Matrix eines jüngeren (Probe Xrf-5, ungekreuzte Nicols, lange Bildkante 2,5 mm).

Der am stärksten deformierte Bereich des Mylonitgürtels wird von einer 10 cm breiten Kataklasezone gebildet, die von einer markanten Störungsnarbe begleitet wird (Abb. 2.5a). Aus der Kataklasezone konnten drei nah beieinander liegende Proben genommen werden. Es

stammt jeweils eine Probe vom nordwestlichen Rand (Xrf-6), eine vom südöstlichen Rand (Xrf-5, siehe Abb. 4.2b) und eine aus der Mitte der makroskopisch nicht untergliederbaren Katakklasezone (Xrf-7).

Nordwestlich der Katakklasezone sind drei schwach foliierte Amphibolitbänder in die feldspatreichen Gneise eingeschaltet, von denen eines beprobt wurde (Xrf-13). Die hohen Ca-, Fe- und Mg-Gehalte können auf einen Amphibolanteil von ca. 35 % zurückgeführt werden. Der niedrige Si-Gehalt spiegelt sich in dem geringen Quarzanteil wider. Die hohen Cr-Gehalte (> 400 ppm) unterstreichen die basische Signatur des Gesteins (Janda et al., 1965). Als Protolith der Amphibolitbänder kommen die von Boriani & Sacchi (1973) beschriebenen basischen Gänge entlang der CMB-Linie in Frage, die auch von der Pogallo-Deformation erfaßt wurden (Handy, 1986).

Der mylonitisch deformierte Hornblendegneis (Xrf-9) bildet eine 50 cm breite Lage innerhalb des Mylonitgürtels. Die bis zu 1 cm großen Hornblendeklasten sind vermutlich für die leicht erhöhten Al- und Ca-Gehalte verantwortlich. Aufgrund der ähnlichen Spurenelementverteilung läßt sich eine genetische Verbindung zu den feldspatreichen Gneisen nicht ausschließen, auch wenn das Ca/Ti-Verhältnis tendenziell eine basische Zusammensetzung impliziert (Khaffagy, 1971).

Den feldspatreichen Gneisen der Strona-Ceneri Zone sind an ihrem nordwestlichsten Rand, am lithologischen Kontakt zu den Gesteinen der Ivrea Zone, auf knapp 10 m quarzreiche Gneise eingeschaltet (Abb. 4.1), die ebenfalls von der mylonitischen Pogallo-Deformation erfaßt wurden (Xrf-14). Der hohe Gehalt an SiO₂ und der sehr niedrige TiO₂-Anteil weisen auf magmatischen Ursprung hin (Mason, 1966; Khaffagy, 1971), ebenso die Verhältnisse der Alkalien und die makroskopisch beobachteten großen Kalifeldspatkristalle (Khaffagy, 1971). Das könnte mit den sogenannten „Ceneri Granitoiden“ in Zusammenhang gebracht werden, deren S-Typ Signatur die auf partielle Aufschmelzung umgebender Metasedimente hindeutet (Zurbriggen et al., 1997). Dennoch muß bedacht werden, daß der hohe SiO₂-Gehalt und der niedrige TiO₂-Gehalt auf fluidbedingte Silifizierung des Gesteins zurückgehen können.

Die Probe Xrf-16 (500 m NW des Mylonitgürtels der Pogallo Linie, Abb. 2.1) repräsentiert die Zusammensetzung der biotitreichen Paragneise der südlichen Ivrea Zone. Charakteristisch ist ein hoher Anteil an K₂O und TiO₂, was sich mit dem hohen Gehalt an Biotit (30 %) korrelieren läßt. Der geringe Feldspatgehalt (< 15 %) schlägt sich in niedrigen Werten für CaO und Na₂O nieder. Al₂O₃ und Fe₂O₃ sind in der Probe Xrf-16 deutlich höher konzentriert als in allen übrigen analysierten Proben (Ausnahme: Amphibolit Xrf-13), der SiO₂-Gehalt hingegen ist niedriger als in den feldspatreichen Gneisen der Strona-Ceneri Zone (Tab. 4.1). Eine weitere Probe aus den biotitreichen Paragneisen (Xrf-15) nahe dem lithologischen Kontakt der Ivrea Zone zur Strona-Ceneri Zone (Abb. 2.1) weist einen höheren Gehalt an SiO₂, CaO und Na₂O auf, was sich durch höhere Quarz- und Feldspatgehalte ausdrückt. Der geringere Glimmeranteil spiegelt sich in den niedrigen K₂O-Werten wider.

4.4 Massenbilanz

Im folgenden werden die Ergebnisse der gesamtgesteinschemischen Analysen von Myloniten und Kataklastiten der Pogallo Linie sowie deren Nebengestein graphisch und rechnerisch ausgewertet. Anhand von Isoconendiagrammen nach Grant (1986) kann eine Massenbilanzrechnung vorgenommen werden, um das Ausmaß der metasomatischen Alteration abzuschätzen und den Massentransport innerhalb der Störungszone zu quantifizieren.

Basierend auf den gesamtgesteinschemischen Analysedaten kann der Massentransport innerhalb einer Scherzone ermittelt werden. Die Isoconenmethode nach Grant (1986) beruht auf einem Rechenverfahren nach Gresens (1967) und erlaubt einen direkten Vergleich zwischen den Elementkonzentrationen des alterierten und deformierten Gesteins und dessen Protolith. Die Methode macht es sich zu Nutze, daß sich bestimmte Elemente während der Deformation oder Alteration nahezu immobil verhalten, d.h. sehr schwer löslich sind. Hat man diese Elemente bestimmt, kann eine Abschätzung der chemischen Änderungen bzw. der Massentransporte in der Scherzone durchgeführt werden.

Allgemein als immobil oder sehr schwer löslich gelten die Hauptelemente Al, Ti (Tobisch et al., 1991; Marquer & Burkhard, 1992; Erslev & Ward, 1994; O'Hara, 1994) und einige Spurenelemente wie Y, Zr und Nb (Grant, 1986; O'Hara, 1988, 1990; Glanzer & Bartley, 1991; Selverstone et al., 1991; Marquer & Burkhard, 1992; Streit & Cox, 1998). Obwohl Ti in Experimenten unter hydrothermalen Bedingungen mit 0,05 ppm eine sehr geringe Löslichkeit hat (Wedepohl, 1969; O'Hara & Blackburn, 1989), zeigen Untersuchungen an mittelkrustalen Scherzonen eine Mobilität von Ti an (O'Hara, 1988; Selverstone et al., 1991). Auch Al kann in krustalen Scherzonen mobil sein (Bailey et al., 1994; Mohanty & Ramsay, 1993; Palm et al., 1995; Zulauf et al., 1999). In besonders sauren ($\text{pH} < 4$) oder stark alkalischen Wässern sind beispielsweise höhere Konzentrationen von Al^{3+} zu verzeichnen und damit erhöhte Löslichkeiten des Elements zu erwarten (Wedepohl, 1969). Die relative Löslichkeit einiger Elemente scheint empfindlich auf die Fluidzusammensetzung, sowie den pH-Wert und die Druck- und Temperaturbedingungen während der Deformation zu reagieren. Die Annahmen zu der relativen Immobilität mancher Elemente müssen daher mit Vorsicht gemacht werden und sich mit den syndeformativen Mineralparagenesen korrelieren lassen. Im Rahmen dieser Untersuchungen werden die Elemente Al, Ti, Y, Zr und Nb als immobil betrachtet.

4.4.1 Das Isoconen-Diagramm nach Grant (1986)

Die graphische Methode zur Auswertung gesamtgesteinschemischer Analysen nach Grant (1986) ermöglicht eine Kontrolle über die relative Elementmobilität zwischen alteriertem Gestein und Protolith. Die auf 100 Gew.% Masse normierten Analysedaten werden in einem Isoconendiagramm (Grant, 1986) dargestellt, mit der Elementkonzentration des Protoliths auf der x-Achse und der Elementkonzentration der deformierten bzw. alterierten Gesteine auf der y-Achse. Durch die als immobil angenommenen Elemente (Al, Ti, Y, Zr, Nb) wird eine Ur-

sprungsgerade gelegt. Eine solche Gerade wird als Isocone bezeichnet und verbindet Elemente gleicher relativer Konzentration in Protolith und deformiertem Gestein (Abb. 4.3). Je mehr Elemente auf dieser Geraden liegen, desto zuverlässiger ist zum einen die relative Immobilität dieser Elemente und zum anderen die Lage der Isocone im Diagramm. Im Idealfall sollten alle immobilen Elemente direkt auf dieser Isocone liegen. Geringe Abweichungen können jedoch durch a) Heterogenitäten im Ausgangsgestein, b) analytische Fehler und/oder c) selektive bzw. unterschiedliche Mobilität der einzelnen Elemente bedingt sein. Die Isocone wird durch folgende Gleichung (Grant, 1986) beschrieben:

$$C^A = (M^O/M^A)C^O \quad (4.1)$$

C^O und C^A stehen für die Elementkonzentrationen in Ausgangsgestein und alteriertem Gestein. M^O entspricht der Masse des Ausgangsgesteins und M^A der Masse des alterierten Materials. Mit Hilfe der Isoconensteigung m ,

$$m = M^O/M^A \quad (4.2)$$

können Massenänderungen ΔM in Gew.% zwischen Ausgangsgestein und alteriertem Gestein ermittelt werden (Grant, 1986):

$$\Delta M = (1/m * 100) - 100 = 100 * (1/m - 1) \quad (4.3)$$

Bei einer Steigung von $m = 1$ liegt konstantes Massenverhalten vor, d.h. $C^A = C^O$. Für $m < 1$ ist ein Massenzugewinn innerhalb der Scherzone zu verzeichnen, während $m > 1$ einen Massenverlust anzeigt. Mit Hilfe der Steigung m läßt die Konzentrationsänderung ΔC eines bestimmten Elements (i) gegenüber dem Ausgangsgestein bestimmen:

$$\Delta C_i = C_i^A / m - C_i^O \quad (4.4)$$

C_i^A entspricht der Elementkonzentration in alteriertem Gestein, C_i^O der im Ausgangsgestein. Daraus resultiert die Konzentrationsänderung ΔC_i eines bestimmten Elementes (i) gegenüber dessen Konzentration im Ausgangsmaterial (C_i^O) in Gew.%:

$$\Delta C = \Delta C_i / C_i^O * 100 (\%) \quad (4.5)$$

Elemente, die in ihrer Konzentration oberhalb der Isocone liegen, sind im alterierten bzw. deformierten Gestein angereichert, Elemente unterhalb der Isocone hingegen sind aus dem alterierten Material abgeführt worden.

Um die Isoconen-Diagramme nach Grant (1986) übersichtlich zu gestalten und Haupt- und Spurenelemente in ein und demselben Diagramm darstellen zu können, werden die Elementkonzentrationen mit einem Skalierungsfaktor multipliziert (siehe Abb. 4.3). Während die Konzentration eines Elements, sprich die Steigung einer Geraden durch diesen Datenpunkt, von dem Skalierungsfaktor unberührt bleibt, ändert sich der Abstand des Datenpunktes zur Isoconen der immobilen Elemente (Abb. 4.3). Das muß bei der graphischen Auswertung der Elementverschiebungen berücksichtigt werden. Auf die rechnerische Auswertung hat dies

jedoch keinerlei Einfluß. Die Skalierungsfaktoren sind für die einzelnen Elemente in allen Diagrammen gleich.

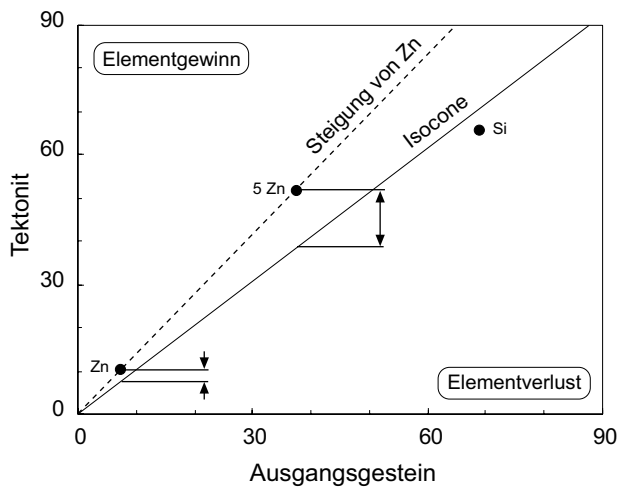


Abb. 4.3: In dem Isoconen-Diagramm nach Grant (1986) wird die Elementkonzentration des Ausgangsgesteins auf der x-Achse und die Elementkonzentrationen der Tektonite auf der y-Achse dargestellt. Hauptelemente in Gewichtsprozent, Spurenelemente in ppm. Durchgezogene Linie = Isocone der immobilen Elemente, entspricht massenkonstantem Verhalten. Der Skalierungsfaktor der einzelnen Elemente dient der besseren Übersichtlichkeit des Diagramms.

4.4.2 Mylonite

Für die analysierten Mylonitproben aus dem südöstlichen (Xrf-3, Xrf-2, Xrf-4) und nordwestlichen (Xrf-12, Xrf-10, Xrf-11, Xrf-8) Bereich der Störungszone lassen sich Isoconen ermitteln, deren Steigungen generell bei $m > 1$ liegen (Abb. 4.4). Weder die Hauptelemente noch die Spurenelemente zeigen in ihrer Konzentration drastische Abweichungen von der Isocone.

Ein geringer Verlust von SiO_2 (ca. 5 Gew.%) ist in allen untersuchten Mylonitproben zu verzeichnen. In den feinkörnigen, laminierten Myloniten zu beobachtende Drucklösungserscheinungen an Quarz (Abb. 2.7b) erklären einen Teil des SiO_2 -Verlustes. Teilweise könnten die unterschiedlichen SiO_2 -Gehalte auf Variationen in der Ausgangszusammensetzung des Gesteins zurückgeführt werden. Einige Mylonitproben weisen Verluste von K_2O , sowie dessen Substituten (Rb, Sr, Ba) auf, was hauptsächlich mit dem Abbau von Biotit und untergeordnet Muskovit zu erklären ist. Die beginnende Serizitisierung von Plagioklas und die vereinzelte Kalifeldspatmineralisation entlang schmaler Gänge haben keinen merklichen Einfluß auf diesen Trend.

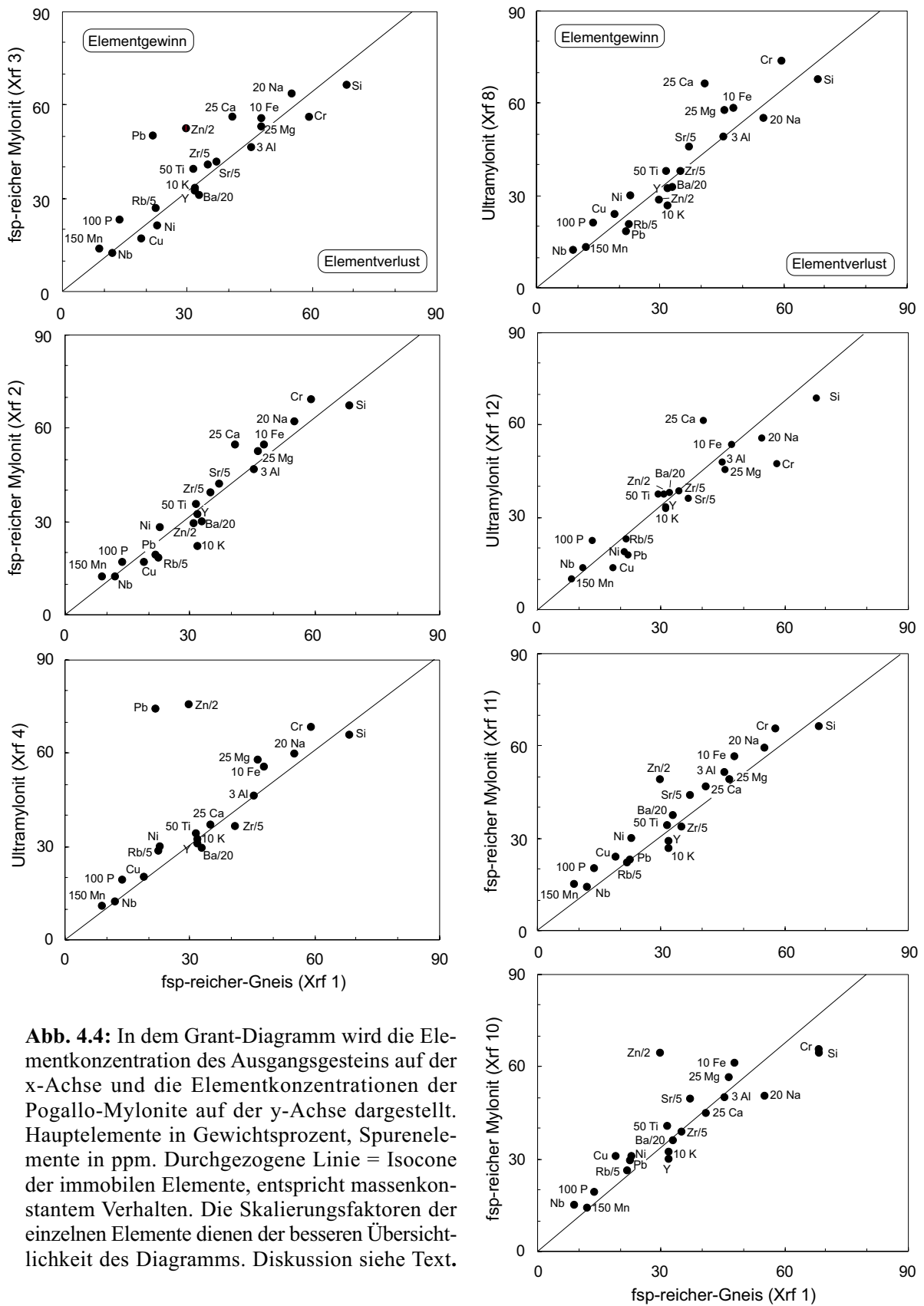


Abb. 4.4: In dem Grant-Diagramm wird die Elementkonzentration des Ausgangsgesteins auf der x-Achse und die Elementkonzentrationen der Pogallo-Mylonite auf der y-Achse dargestellt. Hauptelemente in Gewichtsprozent, Spurenelemente in ppm. Durchgezogene Linie = Isocone der immobilen Elemente, entspricht massenkonstantem Verhalten. Die Skalierungsfaktoren der einzelnen Elemente dienen der besseren Übersichtlichkeit des Diagramms. Diskussion siehe Text.

Erhöhte Gehalte von CaO können mit neu gebildetem Epidot, Titanit und Apatit korreliert werden. In den straffer foliierten Myloniten, nahe der Kataklastizone, tragen syndeformativer Prehnit und vereinzelt auftretender Laumontit zu diesem Trend bei. Im SE ist eine geringe Zunahme von Na₂O in den Proben Xrf-2, Xrf-3, Xrf-4 und Xrf-11 zu verzeichnen, was zu der beobachteten Albitisierung der Plagioklase paßt.

Die Anreicherung von P₂O₅ kann auf sekundär gebildeten Apatit zurückgehen, der unter dem Mikroskop in körnig-kugeligen Aggregaten zu beobachten ist. MgO und Fe₂O₃ zeigen Ähnlichkeiten in der Verteilung ihrer absoluten Elementkonzentration (Abb. 4.5). Aufgrund der ähnlichen chemischen Eigenschaften ist ein lückenloser Austausch zwischen Mg²⁺ und Fe²⁺ in Form von Mischkristallreihen möglich (Wedepohl, 1969). Beide Elemente werden vorwiegend bei der Chloritisierung von Biotit eingebaut.

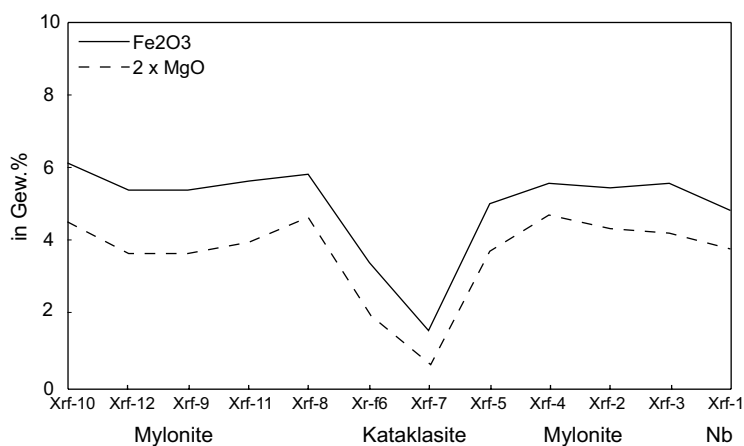


Abb. 4.5: Verteilung der Elementkonzentration von Fe₂O₃ und MgO (in Gew.%) entlang des Probenprofils (Abb. 4.1) über den Mylonitgürtel der Pogallo Linie, bis in das Nebengestein (Nb) hinein.

Manche der Mylonite zeigen eine merkliche Anreicherung von Pb²⁺ (Xrf-3, Xrf-4) und Zn²⁺ (Xrf-3, Xrf-4, Xrf-11, Xrf-10). Obwohl Pb von der Ionengröße her K substituieren könnte, ist das Verhalten der beiden Elemente nicht zu korrelieren. Wahrscheinlicher ist der diadoche Ersatz von Fe und Mg durch Pb und Zn in Chlorit und Biotit.

Massenbilanzrechnung

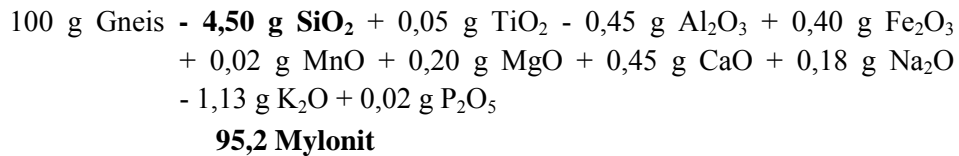
Am Beispiel zweier Mylonitproben (Xrf-2, Xrf-8; siehe Abb. 4.1) wird die Massenänderung des alterierten Gesteins im Vergleich zu dem Ausgangsgestein, dem feldspatreichen Gneis (Xrf-1), bilanziert. Um die Konzentrationsänderung der einzelnen Haupt- und Spurenelemente ΔC_i zu ermitteln, wird laut Gleichung (4) die Elementkonzentrationen C_i^A der Tektonite durch die Steigung m der Isocone geteilt. Davon wird die Elementkonzentration des Nebengesteins C_i^O abgezogen.

Beispiel Mylonit Xrf-2 (im SE der Kataklastizone)

$$M^O/M^A = 1,05 \quad (\text{Steigung der Isocone})$$

$$(M^A - M^O)/M^O = 0,048$$

das entspricht einem Massenverlust von 4,8 %

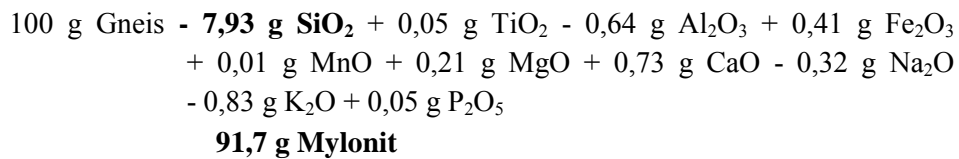


Beispiel Mylonit Xrf-8 (im NW der Kataklastezone)

$$M^O/M^A = 1.09 \quad (\text{Steigung der Isocone})$$

$$(M^A - M^O)/M^O = 0,083$$

das entspricht einem Massenverlust von 8,3 %



Der geringe Massenverlust innerhalb der Mylonite relativ zur Zusammensetzung des Ausgangsgesteins liegt zu beiden Seiten der Störungsnarbe bei ca. 5 Gew.%. Das läßt sich gut mit den Größenordnungen der SiO₂-Verluste in Zusammenhang bringen. In den beiden Proben (Xrf-2, Xrf-8) deckt der SiO₂-Verlust zu 95 % den ermittelten Massenverlust ab. Dies stimmt mit den beobachteten Anzeichen für Drucklösung an Quarz in den untersuchten Mylonitproben überein.

4.4.3 Kataklastite

Aus den Elementkonzentrationen der drei Kataklastitproben lassen sich Isoconen ermitteln, die eine Steigung von $m \leq 1$ (Abb. 4.6) aufweisen. Die Probe aus dem zentralen Bereich der Kataklastezone (Xrf-7) zeigt die geringste Steigung und damit den größten Massenverlust an. Die drei Proben sind in unterschiedlichem Ausmaße alteriert und reaktiviert, wobei die mittlere Probe Xrf-7 die stärkste Alteration aufweist. Möglicherweise repräsentieren die drei Proben unterschiedliche Reaktivierungsphasen der kataklastischen Überprägung. Die als immobil betrachteten Elemente liegen in den beiden randlichen Kataklastitproben (Xrf-5, Xrf-6) direkt auf oder nahe an der ermittelten Isocone, während in der mittleren Kataklastitprobe (Xrf-7) Abweichungen zu verzeichnen sind.

In den Kataklastitproben ist ein Gewinn von SiO₂ zu verzeichnen, der in der mittleren Probe Xrf-7 bis zu 120 Gew.% erreicht. Die Beobachtung zahlreicher, quarzgefüllter Risse und Brüche belegt die gesteinschemischen Analysedaten. Ein merklicher Anstieg von K₂O ist ebenfalls in allen drei Proben zu verzeichnen. Teilweise sind die Bruchstrukturen auch mit Kalifeldspat verheilt, was den erhöhten K₂O-Gehalt erklärt.

Gegensätzlich zeigt sich das Verhalten von Na₂O und CaO. In den beiden Proben aus dem Randbereich der Kataklastezone (Xrf-5, Xrf-6) nimmt der Na₂O-Gehalt im Vergleich zum Ausgangsgestein ab. In der zentralen Kataklastitprobe (Xrf-7) hingegen ist eine Zunahme an Na₂O zu verzeichnen. Die zunehmende Serizitisierung der Plagioklase kann zum Teil die Ab-

nahme des Na-Gehaltes in den beiden randlichen Proben erklären. Der erhöhte Na_2O -Gehalt des mittleren Kataklasits kann auf Albitisierung der Plagioklase zurückgeführt werden (Kap. 4.5.1).

Umgekehrt verhält es sich mit der Konzentration von CaO, die in den beiden randlichen Kataklasitproben (Xrf-5, Xrf-6) zunimmt, in der mittleren Probe (Xrf-7) hingegen abnimmt. Das Wachstum von Prehnit und Epidot trägt in den beiden randlichen Kataklasiten zu den erhöhten CaO-Gehalten bei. In der mittleren, sehr feinkörnigen ($<< 5 \mu\text{m}$) Kataklasitprobe (Xrf-7) sind diese Minerale nicht mehr zu beobachten.

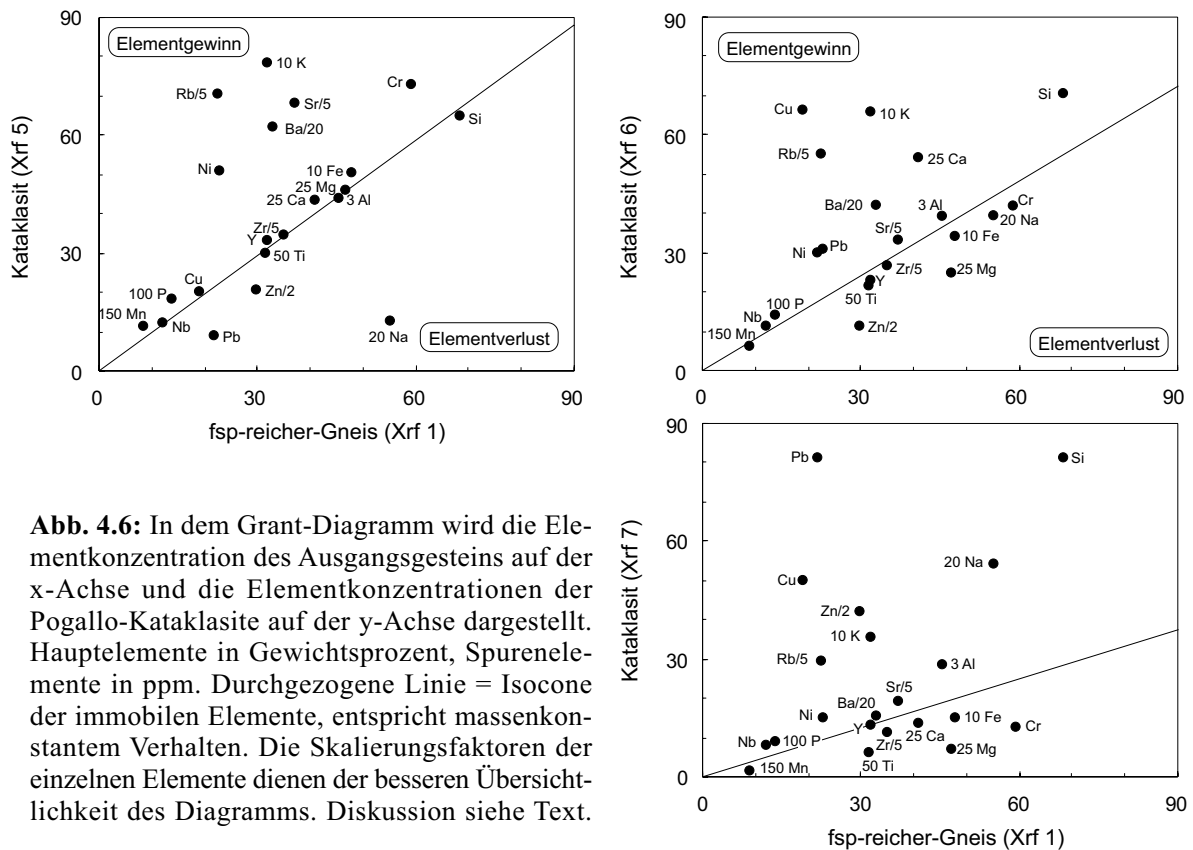


Abb. 4.6: In dem Grant-Diagramm wird die Elementkonzentration des Ausgangsgesteins auf der x-Achse und die Elementkonzentrationen der Pogallo-Kataklasite auf der y-Achse dargestellt. Hauptelemente in Gewichtsprozent, Spurenelemente in ppm. Durchgezogene Linie = Isocone der immobilisierbaren Elemente, entspricht massenkonstantem Verhalten. Die Skalierungsfaktoren der einzelnen Elemente dienen der besseren Übersichtlichkeit des Diagramms. Diskussion siehe Text.

Obwohl Pb^{2+} aufgrund seiner Ionengröße als Substitut für K^+ in Frage kommt, ist keine gute Korrelation zwischen K und Pb zu erkennen. Vielmehr ähnelt die Verteilung von Pb der von Zn. Eine mögliche Erklärung für den deutlichen Anstieg von Pb und Zn in der mittleren Kataklasitprobe (Xrf-7) wäre die hydrothermale Ausscheidung von Galenit und Sphalerit. Auch Cu zeigt im zentralen Kataklasit (Xrf-7) einen erhöhten Gehalt.

Die Veränderungen von K_2O lassen sich sehr gut mit dem Verhalten von Rb^{2+} korrelieren; auch Ba^{2+} und Sr^{2+} zeichnen diesen Trend nach (Abb. 4.7). Rb und Ba bilden kaum eigene Mineralphasen und können, ähnlich dem Sr, aufgrund ihrer großen chemischen Ähnlichkeit das K^+ -Kation substituieren (Wedepohl, 1969).

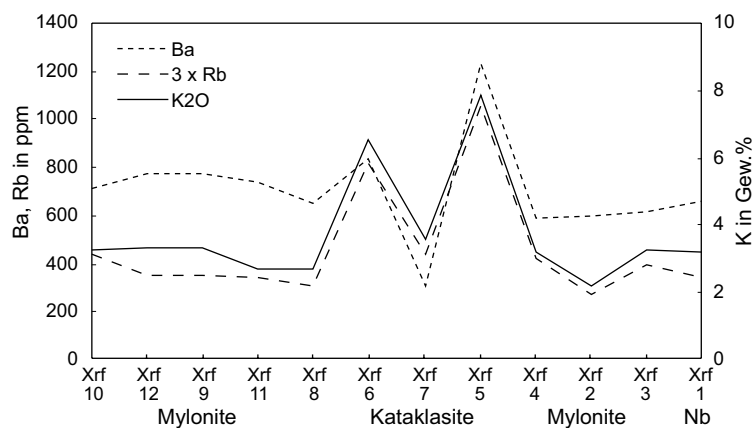


Abb. 4.7: Verteilung der Elementkonzentration von Ba, Rb (in ppm) und K₂O (in Gew.%) entlang des Probenprofils (Abb. 4.1) über den Mylonitgürtel der Pogallo Linie, bis in das Nebengestein (Nb).

Massenbilanzrechnung

Im folgenden werden die Ergebnisse einer Massenbilanzierung der Hauptelemente am Beispiel zweier Kataklasite (Xrf-6 und Xrf-7; siehe Abb. 4.1) präsentiert. Auch hier repräsentiert der feldspatreiche Gneis (Xrf-1) der nördlichen Strona-Ceneri Zone das Ausgangsgestein. Erläuterungen zur Rechnungsweise siehe Massenbilanzrechnung der Mylonitproben Kap. 4.4.2.

Beispiel Kataklasit Xrf-6 (NW Rand der Kataklasezone)

$$M^O/M^A = 0,79 \quad (\text{Steigung der Isocone})$$

$$(M^A - M^O)/M^O = 0,266$$

das entspricht einem Massengewinn von 26,6 %

100 g Gneis + **21,03 g SiO₂** - 0,09 g TiO₂ + 1,42 g Al₂O₃
 - 0,50 g Fe₂O₃ - 0,01 g MnO - 0,66 g MgO + 1,11 g CaO
 - 0,95 g Na₂O + **5,19 g K₂O** + 0,04 g P₂O₅
126,6 g Kataklasit

Beispiel Kataklasit Xrf-7 (aus der Mitte der Kataklasezone)

$$M^O/M^A = 0,44 \quad (\text{Steigung der Isocone})$$

$$(M^A - M^O)/M^O = 1,273$$

das entspricht einem Massengewinn von 127,3 %

100 g Gneis + **116,16 g SiO₂** - 0,36 g TiO₂ + 6,31 g Al₂O₃
 - 1,48 g Fe₂O₃ - 0,04 g MnO - 1,23 g MgO - 0,41 g CaO
 + 3,39 g Na₂O + **4,88 g K₂O** + 0,06 g P₂O₅
227,3 g Ultrakataklasit

Für die beiden Kataklastite können 98 bzw. 96 % des ermittelten Massengewinns mit den beobachteten Konzentrationsveränderungen von SiO_2 erklärt werden. Mit Quarz und Kalifeldspat gefüllte Risse und Brüche sind vor allem in der mittleren Probe Xrf-7 stark ausgebildet und tragen zu erhöhten SiO_2 - und K_2O -Gehalten bei.

4.5 Spezielle Untersuchungen zur Mineralum- und Neubildung

4.5.1 Ternäre Zusammensetzung der Plagioklase

Entlang des Probenprofils über den Mylonitgürtel (Abb. 4.1) wurden die primären, teilweise serizitisierten Plagioklase mit der Mikrosonde auf ihre ternäre Zusammensetzung hin analysiert (Analysedaten siehe Anhang 7). Die Reihenfolge, in der die Ergebnisse hier dargestellt werden (Abb. 4.8), entspricht der Abfolge der Probenlokalitäten innerhalb des Profils über den Mylonitgürtel. Im Spätstadium der Deformation ist auf Rissen und Brüchen der hier untersuchten Plagioklase Kalifeldspat gewachsen, der im zweiten Teil dieses Kapitels berücksichtigt wird.

Am SE Rand der Scherzone zeigen die Mylonite (Sp-68, Sp-67) und Ultramylonite (Sp-65) eine Zunahme der Na^+ -Komponente der Plagioklase gegenüber den feldspatreichen Gneisen (Xrf-1). Im Zuge dieser Albitisierung sinkt der durchschnittliche An-Gehalt der Plagioklase auf $\text{An}_{<20}$. Kalifeldspat konnte nicht beobachtet werden, vereinzelt aber Anorthoklase ($\text{Ab}_{50}\text{An}_{10-20}$). Mit zunehmender Deformation sinken die An-Gehalte der Anorthoklase ($\text{Ab}_{25-50}\text{An}_{10}$). Die Zusammensetzung der Plagioklase konzentriert sich nahe An_{15} und reinem Albit ($\text{An}_{<5}$) (Sp-67). Für grünschieferfazielle Temperaturen liegt in diesem Bereich die Peristerit-Mischungslücke der Plagioklase, welche eine Entmischung in Albite und Oligoklase bewirkt. In den laminierten Ultramyloniten (Sp-65) nimmt die Zahl der Anorthoklase ($\text{An}_{<10}\text{Or}_{<50}$) zu. Der An-Gehalt der Plagioklase sinkt auf durchschnittlich An_{10} (Grenzbereich Albit/Oligoklas).

In den kataklastisch überprägten Gesteinen (Xrf-5, Pg-4, Sp-61) sind neben Plagioklasen ($\text{An}_{<20}$) und vereinzelt Albiten überwiegend Alkalifeldspäte vertreten (Abb. 4.8), deren Or-Komponente mit Annäherung an die Kataklastenzone systematisch zunimmt (Abb. 4.9). Am Rande der Kataklastenzone (Xrf-5) sind überwiegend Kalifeldspäte ($\text{An}_{<5}\text{Or}_{>80}$) mit niedriger Ca-Komponente zu finden. Die Zahl der Anorthoklase ($\text{An}_{<5}\text{Or}_{10-50}$) und Albite geht zurück. Aufgrund der intensiven Deformation ist die Korngröße der Klasten stark reduziert ($< 100 \mu\text{m}$), und die Serizitisierung nimmt zu. In dem extrem feinkörnigen Ultrakataklastit (Pg-4) sind nur wenige Feldspatklasten erhalten, die aufgrund ihrer Mineralzusammensetzung eine Trennung in reinen Kalifeldspat ($\text{Or}_{>95}$) und Albit (An_3Or_2) erkennen lassen.

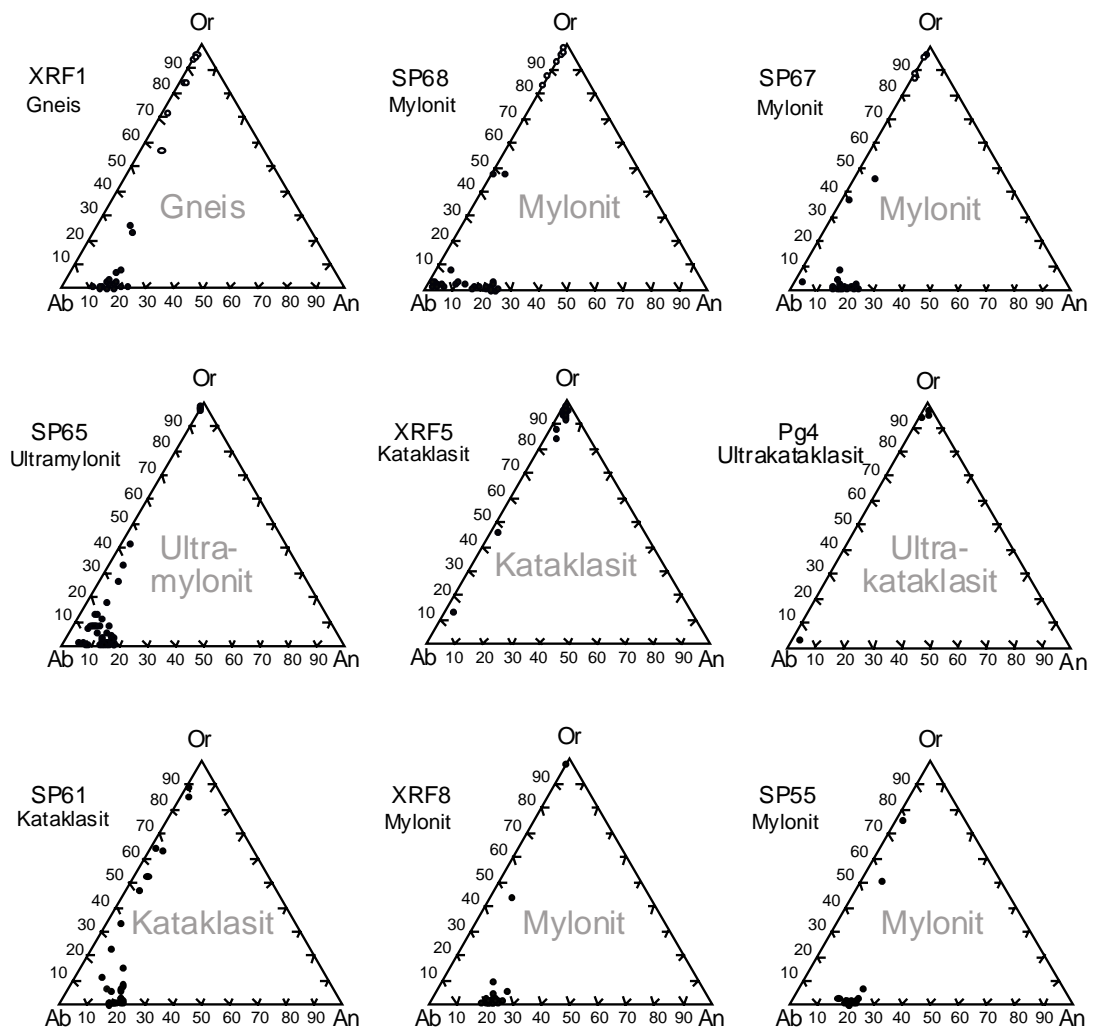


Abb. 4.8: Die Darstellung der chemischen Zusammensetzung der gemessenen Feldspäte in ternären Diagrammen verdeutlicht den Trend von Oligoklas zu Albit in den Myloniten und weiter zu Kalifeldspat in den Kataklasiten.

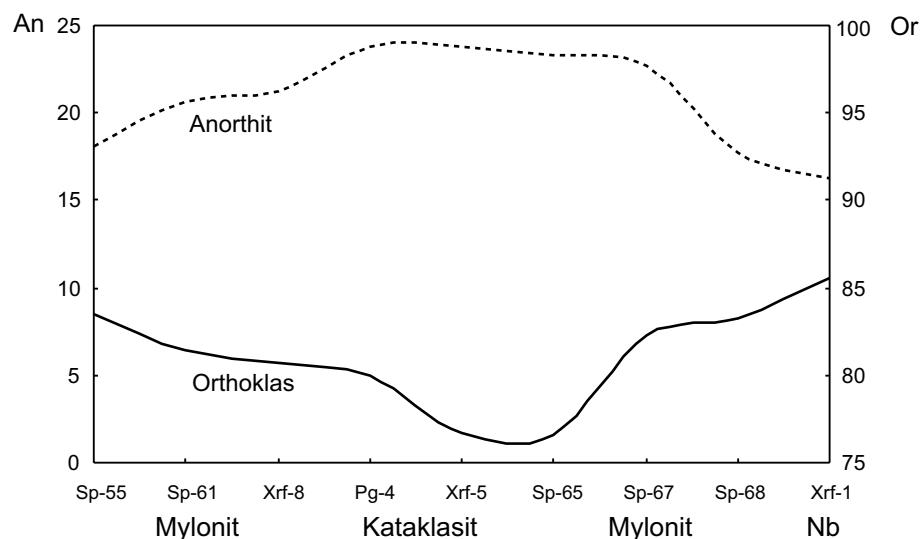


Abb. 4.9: Liniendiagramm zur Verteilung der An und Or-Gehalte der ternären Feldspäte entlang des Probenprofils, bis ins Nebengestein (Nb).

4.5.2 Kalifeldspatmineralisation

Mylonite

In den Myloniten sind spätdeformative, unregelmäßig begrenzte Risse und Brüche (bis 2 mm breit) zu beobachten, die senkrecht zur mylonitischen Foliation verlaufen. Diese Bruchmuster sind häufig mit Kalifeldspat (Abb. 4.10a,b) oder Quarz verheilt.

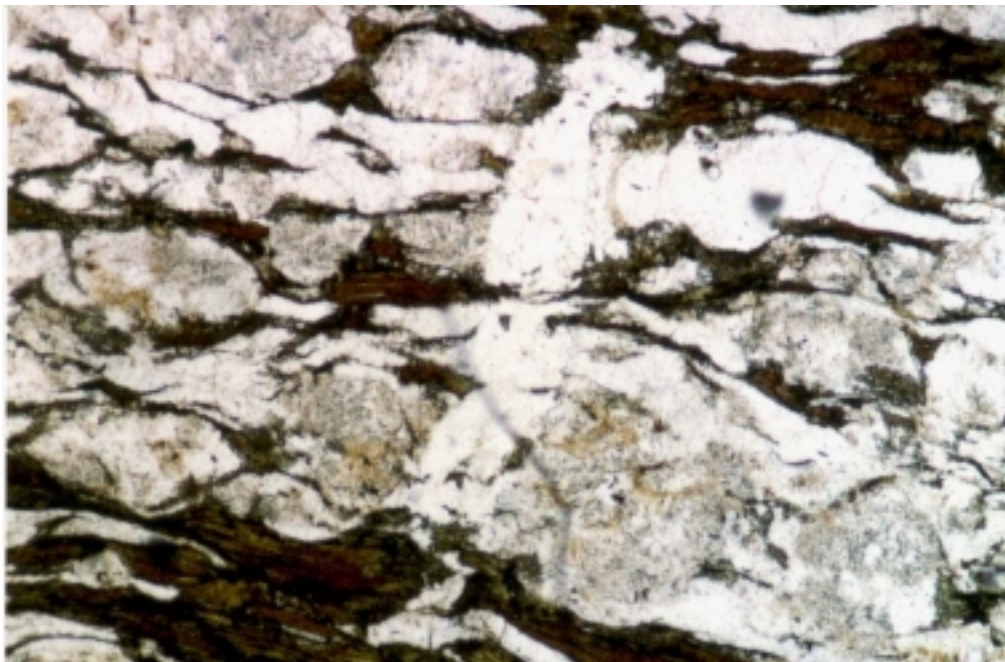


Abb. 4.10: a) Unregelmäßig begrenzter, mit Kalifeldspat verheilte Riß senkrecht zur mylonitischen Foliation (Probe Sp-68, parallele Nicols, lange Bildkante 2,5 mm).

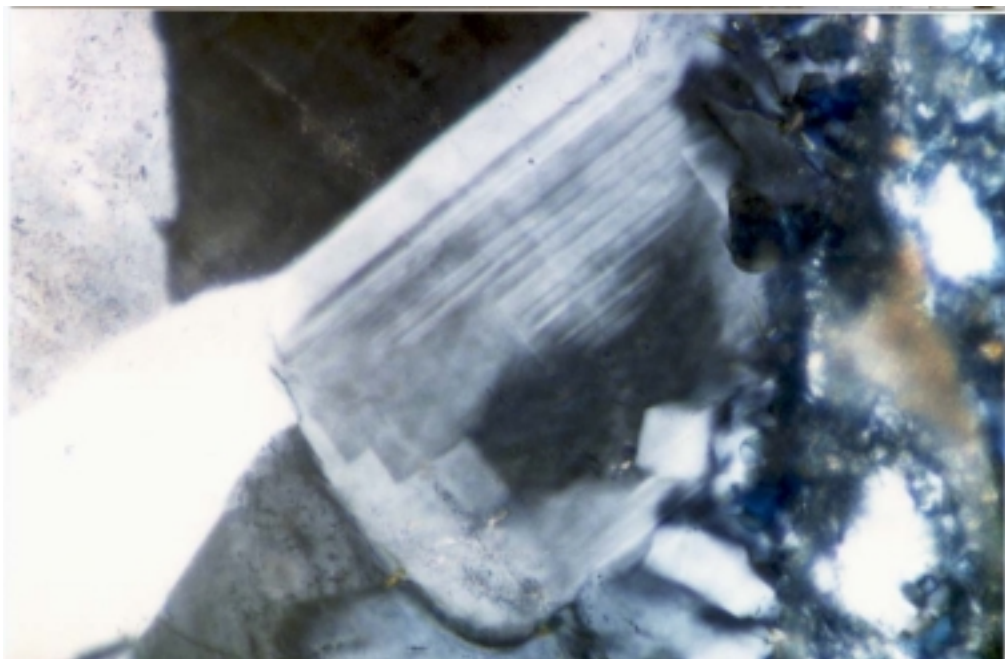


Abb. 4.10: b) Kalifeldspatkorn mit Mikroklingitter, Detail aus Abb. 4.10a (Probe Sp-68, gekreuzte Nicols, lange Bildkante = 0,3 mm).

Neben den unregelmäßigen Brüchen in verschiedenen Deformationsstadien sind auch undeformierte Gänge zu beobachten, die mit Kalifeldspat, Quarz, teilweise Prehnit und Chlorit gefüllt sind. Darüber hinaus finden sich senkrecht zur Foliation verlaufende, extensive Mikrobrüche (20 μm breit), die mit Kalifeldspat verheilt sind und keinen Hinweis auf eine Scherung parallel zu den Bruchgrenzen aufweisen (Abb. 4.10c).

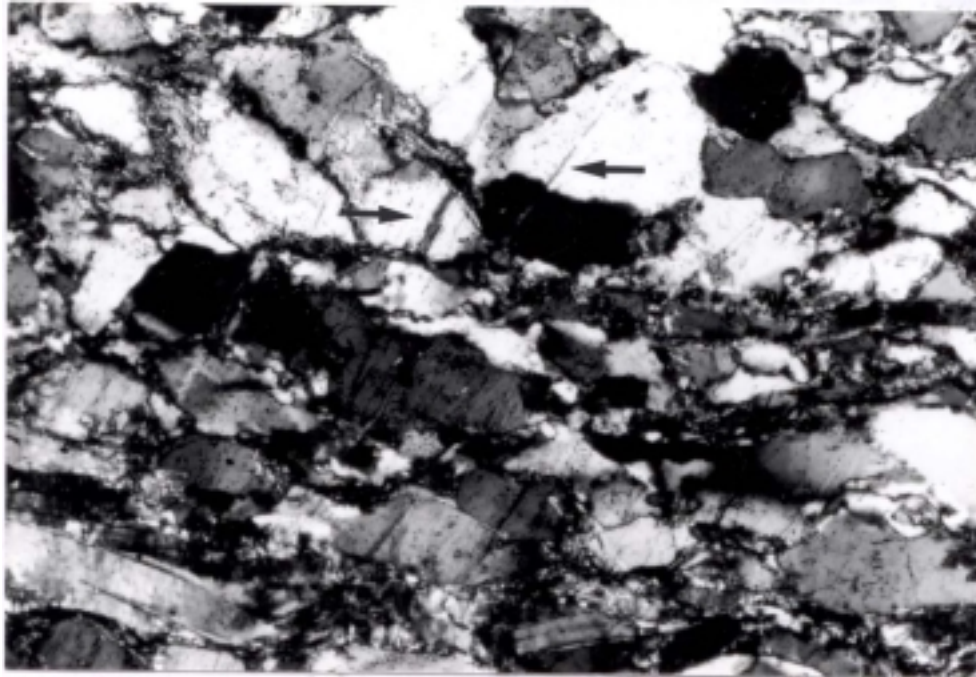


Abb. 4.10: c) Mit Kalifeldspat gefüllte Mikrorisse (siehe Pfeile) sind subvertikal zur Foliation orientiert und zeigen keinen Hinweis auf eine Scherkomponente (Probe Sp-68, gekreuzte Nicols, lange Bildkante = 1,25 mm).

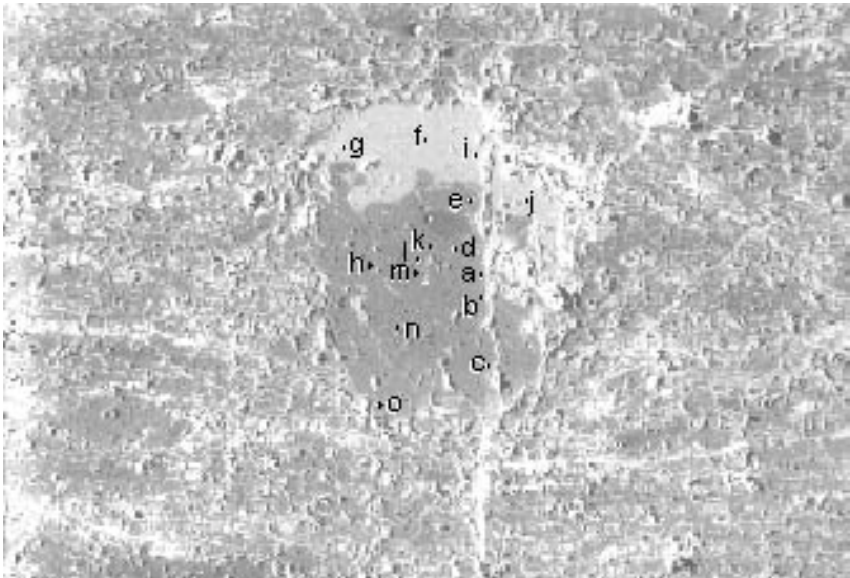
Ultramylonite

Um die Zunahme von Kalifeldspat mit dem Einsatz spröder Deformation zu quantifizieren, wurde ein Ultramylonit (Sp-65, entspricht Xrf-3) detailliert an einem SEM (*scanning electron microscope*) mit EDX-Aufsatz (*energy dispersive x-ray*) untersucht (Meßergebnisse Anhang 8). Die Rückstreubilder (*back scatter images*) bilden die chemischen Unterschiede innerhalb des untersuchten Materials in Helligkeitsstufen ab (heller mit zunehmender durchschnittlicher Ordnungszahl). Auf diese Weise lassen sich lichtoptisch nicht erkennbare Unterschiede in der Mineralzusammensetzung sichtbar machen.

Die schwach serizitisierten Plagioklasklasten (<100 μm) innerhalb des Ultramylonits (Sp-65) weisen feinkörnige Säume (< 10 μm) von Kalifeldspat auf (Abb. 4.11). Im Zentrum eines Plagioklasklasts sind durchschnittlich höhere An-Gehalte ($\text{An}_{>15}$) zu verzeichnen als an dessen Rändern. Nahe dem Kalifeldspatsaum sinken die An-Gehalte, und ein Anstieg der Or-Komponente innerhalb des Plagioklases ist zu verzeichnen ($\text{An}_{<7}\text{Or}_{>13}$). Die Matrix der Mylonitprobe (Sp-65) umfaßt überwiegend Quarz, Albit, Chlorit und Muskovit. Entlang der

Bruchmuster haben sich Kalifeldspat, Prehnit, Epidot, Laumontit, Allanit und Chlorit ausgeschieden.

	An	Ab	Or
a	15,3	83,0	1,7
b	15,6	84,0	0,4
c	16,4	83,0	0,6
d	17,8	81,3	0,9
e	6,6	80,0	13,4
f	0,0	2,9	97,1
g	0,0	3,0	97,0
h	18,0	81,3	0,7
i	0,0	2,3	97,7
j	0,1	2,2	97,8
k	14,9	84,5	0,6
l	15,8	83,2	1,0
m	14,1	81,1	4,8
n	12,2	86,2	1,6
o	12,7	85,1	2,2



Tab. 4.2: Plagioklas mit einem (Teil-)Saum aus Kalifeldspat (grau hinterlegt) Probe Sp-65.

Abb. 4.11: SEM Rückstreuaufnahme eines Plagioklasklasten in der Ultramylonitprobe Sp-65. Dieser Klast weist randlich, vor allem am oberen Rand, einen hellen Saum auf, der sich unter der Mikrosonde als Kalifeldspat identifizieren läßt. Lange Bildkante = 300 µm. Analysedaten siehe Tab. 4.2.

Kataklasite

In dem Ultrakataklasit Pg-4 (entspricht Xrf-7, siehe Abb. 4.12) finden sich Nebengesteinsfragmente, die teilweise interne Foliation und Bruchmuster zeigen und sich durch unterschiedliche Färbung von der sehr feinkörnigen (<1 µm) Matrix abheben (Abb. 4.12). Die Röntgenfluoreszenzanalysen zeigen in den Kataklasiten einen höheren K₂O-Gehalt als in den Myloniten und dem Nebengestein (Tab. 4.1). Um die Elementverteilung innerhalb der Kataklasite detailliert zu erfassen, wurden an der Probe Pg-4 sowohl punktuell als auch an schrittweise größeren Flächenbereichen (Abb. 4.12) die Verteilung der Hauptelemente analysiert (Tab. 4.3).

Kataklasit, Probe Pg-4						
	Punkt	100 x 70 µm	0,3 x 0,2 mm	2 x 1,3 mm	6 x 4 mm	ganzer Schliff
	A	B	C	D	E	F
SiO ₂	81,13	80,44	80,12	79,72	78,22	77,43
Al ₂ O ₃	11,34	11,53	11,87	11,25	11,70	11,79
FeO	-	-	-	1,29	1,07	0,98
CaO	2,76	2,63	2,50	2,39	2,80	1,75
K ₂ O	4,77	5,40	5,51	5,34	5,07	6,72
S	-	-	-	-	1,02	1,20
Σ	100,00	100,00	100,00	99,99	99,88	99,87

Tab. 4.3: Semi(halb-)quantitative SEM-Meßwerte unterschiedlich groß gewählter Meßbereiche von der Kataklasitprobe Pg-4 (siehe Abb. 4.11).

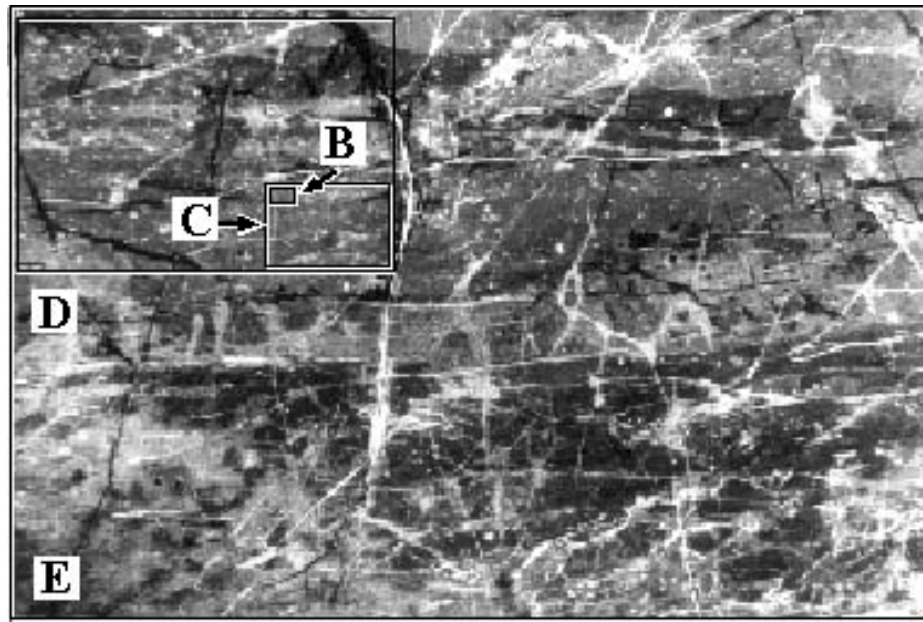


Abb. 4.12: Übersichtsaufnahme von der Kataklasitprobe Pg-4 mit den zunehmend größer gewählten Meßbereichen (Ungekreuzte Nicols, Lange Bildkante = 30 mm). Analysedaten siehe Tab. 4.3.

Die schemenhaften Strukturen und Fragmente sind anhand ihrer chemischen Zusammensetzung kaum von der Matrix zu unterscheiden. Auffällig ist die große chemische Ähnlichkeit in der Zusammensetzung der Matrixpunkte und Flächenmessungen (Tab. 4.3 und Abb. 4.12). Die gleichmäßige Verteilung von Kalifeldspat in der Matrix des Kataklasits belegt eine homogene Alteration, die nicht auf Risse und Brüche beschränkt ist. Mit Vergrößerung des gewählten Meßbereichs werden zunehmend Feldspatklasten, Nebengesteinsbruchstücke sowie verheilte Risse und Brüche erfaßt. Das spiegelt sich in erhöhten K_2O -Werten (+ 2 %) wider. Der Anteil an SiO_2 (- 3,7 %) im Gestein sinkt. Die Gehalte von Al_2O_3 ($\pm 0,3$ %) und CaO ($\pm 0,5$ %) variieren zwischen den unterschiedlich großen Meßbereichen und lassen insgesamt keinen Trend erkennen. Das Auftreten von Fe und S in den groß gewählten Meßbereichen geht auf vereinzelte Pyritausscheidungen zurück.

4.5.3 Glimmer

In den Paragneisen der südlichen Ivrea Zone ist eine Veränderung in der Mineralchemie der rotbraunen Biotitschuppen mit Annäherung an den Mylonitgürtel der Pogallo Linie (Abb. 2.1) über eine Distanz von 300 m zu verzeichnen. Senkrecht zum Streichen der Tektonite sinkt der TiO_2 -Gehalt der Biotite (Tab. 4.4) m von knapp 3 % im NW (Sp-76) nahe der P^te di Velina nach SE auf 1,6 % (Sp-146). In den Muskoviten der Paragneise sind ebenfalls im SE niedrigere TiO_2 -Gehalte (0,6 %) zu verzeichnen als im NE (1,3 %).

Die syndeformativ gewachsenen Biotite der Paragneise ändern von NW nach SE leicht ihre Eigenfarbe von rotbraun nach braungrün (Kap. 2.2.1). Experimentelle Ergebnisse (z.B. Hayama, 1959; Deer et al., 1996) erlauben es, eine solche Farbänderung mit sinkenden TiO_2 -

Gehalten in den Glimmern zu erklären. Daß der TiO_2 -Gehalt in Biotiten wiederum direkt von der Temperatur abhängig ist, zeigen experimentelle Daten von Robert (1976) und Forbes & Flowers (1974). Mit steigenden Temperaturen konnten sie deutlich höhere TiO_2 -Gehalte in Biotiten beobachten. Allerdings ist der Gehalt an Ti in Biotiten von dem absoluten Gehalt an Ti im System abhängig. Die Stabilität von Rutil, Ilmentit und Titanit in den Tektoniten zeigt, daß in den untersuchten Gesteinen überschüssiges TiO_2 vorhanden ist. Diese Daten bestätigen den von verschiedenen Autoren beobachteten (z.B. Schmid, 1967; Handy, 1986, 1987; Franz et al., 1996) Gradienten in den PT-Bedingungen von NW nach SE mit Annäherung an die Pogallo Linie (siehe Kap. 1.3.1).

	Biotit							Muskovit		
	Ivrea Zone				Strona-Ceneri Zone			I7		SC7
	Sp-76	Xrf-16	Sp-91	Sp-146	Sp-67	Xrf-1	Sp-68	Sp-76	Sp-91	Xrf-16
SiO_2	33.67	34.02	38.79	33.60	33.87	34.20	34.75	47.15	47.83	45.28
TiO_2	2.97	2.63	1.84	1.60	2.31	2.59	2.61	1.27	0.56	0.66
Al_2O_3	18.99	19.02	20.69	19.81	16.84	17.22	18.03	19.87	35.22	35.18
FeO	21.53	23.61	14.61	24.03	24.30	22.73	22.51	13.51	1.10	1.43
MnO	0.17	0.18	0.16	0.05	0.30	0.24	0.32	0.09	0.04	0.05
MgO	7.17	6.95	8.97	7.96	9.20	8.97	8.22	4.49	1.02	0.64
CaO	0.02	0.06	0.02	0.17	0.01	0.03	0.11	0.07	0.07	0.04
Na_2O	0.14	0.17	0.28	0.10	0.07	0.08	0.1	0.12	0.63	0.57
K_2O	9.41	9.31	8.69	8.24	8.55	9.44	9.13	7.29	9.81	10.56
F	0.00	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15
H_2O	3.85	3.91	4.05	4.05	4.03	4.04	4.07	4.20	4.59	4.35
Summ	98.28	100.77	98.10	99.61	99.48	99.54	99.85	98.06	100.31	98.89

Tab. 4.4: Innerhalb der Paragneise der südlichen Ivrea Zone nehmen die TiO_2 -Gehalte der Biotite und der Muskovite von NW nach SE mit Annäherung an die Pogallo Linie ab.

4.6 Diskussion

4.6.1 Alteration und Massentransport

Petrologische, gesamtgesteinschemische und mikrostrukturelle Beobachtungen an dem Mylonitgürtel der Pogallo Störungszone geben Hinweise auf merkliche Alteration und syndeformative Massentransporte. Innerhalb der Mylonite lassen sich leichte Gewinne an Ca, Fe, Mg und Na verzeichnen, während Si und K abgereichert wurden. Die Kataklastite aus dem zentralen (am intensivsten deformierten) Bereich des Mylonitgürtels hingegen zeigen eine Anreicherung von Si und K, sowie Rb, Ba, Cu und Pb an, während Fe, Mg und Ca abgereichert wurden.

Eine quantitative Massenbilanz ergab für die Mylonite einen Massenverlust von ca. 5 Gew.%, der hauptsächlich auf die Abfuhr von SiO_2 durch Drucklösungsprozesse in Quarz zurückzuführen ist. Für die Kataklastite hingegen ergeben sich merkliche Massengewinne von bis zu 130 Gew.%, die überwiegend auf einer starken Silifizierung beruhen. Die spröde Überprägung der Mylonite begünstigt die Bildung von Brüchen und Porenraum innerhalb der Scherzone, entlang derer sich neue Mineralphasen abscheiden und damit Massengewinn verursachen können. In den Myloniten und Ultramyloniten hingegen bewirkt viskose Deformation von Quarz eine „weichere“ Rheologie, wie das für quarzreiche Gesteine nahe dem spröde-viskosen Übergang beschrieben wird (Cox & Etheridge, 1989; Evans et al., 1990). Ähnliche rheologiekontrollierten Unterschiede in Massentransport und Massenänderung werden von Wechsellagerungen aus kompetentem Kalkstein und inkompetentem Tonstein beschrieben (Gross, 1995).

Während die amphibolitfaziellen Paragneise und Mylonite der Pogallo Störungszone kaum eine Spur von Alteration aufweisen, sind in den grünschieferfaziellen Myloniten der Pogallo Linie beginnende Chloritisierung und Serizitisierung zu beobachten. Nahe der Kataklastasezone zeigen parallel zur Foliation sowie entlang von Brüchen gewachsener, syn- bis postmylonitischer Prehnit und selten Laumontit, Chlorit und Epidot den Übergang zur Subgrünschieferfazies an. Die Alteration der Kataklastite ist durch eine signifikante Silifizierung und Kalifeldspatausscheidung, sowohl entlang von Bruchmustern als auch innerhalb der Matrix, charakterisiert. Die unter amphibolitfaziellen Bedingungen angelegte Pogallo Störungszone wurde während ihrer Heraushebung in seichtere Krustenbereiche grünschieferfaziell überprägt. Anhand der beobachteten Alterationsmuster und der Massenbilanz lassen sich in mittel- und oberkrustalen Scherzonenbereichen unterschiedliche Eigenschaften in Massentransport und Fluidfließen implizieren.

Es kann im Rahmen dieser Studie nicht ausgeschlossen werden, daß ein Teil der Brüche während der späteren, alpidischen Überprägung angelegt wurde. Das würde den tatsächlichen Massengewinn während der kataklastischen Pogallo-Deformation eventuell verringern. Zur

Klärung dieser Frage könnten vergleichende Isotopengeochemische Untersuchungen an Kataklasiten und Myloniten herangezogen werden (siehe auch Ausblick Kap. 5.5).

4.6.2 Fluidwegsamkeiten und Permeabilitäten

Massentransport in Gesteinen beruht auf zwei Hauptmechanismen, zum einen der Diffusion im Kristallgitter und entlang von Korngrenzen oder Fluidfilmen, und zum anderen der Infiltration oder Advektion mittels einer fluiden Phase (Fletcher & Hofmann, 1974). Die Mechanismen der Fluidbewegung werden stark von den aktiven Deformationsmechanismen des Gesteins beeinflusst. Bruchbildung und Kataklaste begünstigen eher eine kanalisierte und episodische Infiltration, während beispielsweise Dislokationskriechen, begleitet von Korngrenzgleiten, eher eine durchgreifende, nicht lokalisierte Fluidmigration bewirken kann (McCaig & Knipe, 1990).

Die im vorherigen Kapitel detailliert beschriebenen Scherflächengefüge zeigen keinen sicheren Hinweis auf eine extensionale Verformungskomponente während deren Anlage. Auch sind entlang der Scherflächen keine Spuren von retrograder Alteration zu finden. Es gibt damit keinen Beleg dafür, die Scherflächen seien als relevante Fluidwegsamkeiten zu interpretieren. Durch die spröde Anlage der Scherflächen dürfte die Permeabilität des Gesteins dennoch lokal ansteigen.

In den biotitreichen Paragneisen der südlichen Ivrea Zone zeigen foliationsparallel verwachsener Biotit und Sillimanit stellenweise eine „Boudinage der Foliation“ (Abb. 2.6a). In den Druckschattenbereichen zwischen den Boudins haben sich verschiedene Ti-Oxide und Hellglimmer ausgeschieden. Diese Strukturen entstehen, wenn eine kompetente Lage innerhalb einer weniger kompetenten Lage eingebettet ist und Dehnung erfährt. Der Druck zwischen den Boudins ist geringer als im übrigen Gestein. Ist eine fluide Phase anwesend, kann der Druckunterschied bewirken, daß Material in den Bereichen höheren Drucks gelöst und zwischen den Boudins ausgeschieden wird (Philpotts, 1992). Der gleiche Massentransport kann ohne fluide Phase per Diffusion erfolgen, läuft dann aber viel langsamer ab. In vielen Fällen wird der Massentransport zwischen Lösungs- und Ausscheidungsbereichen als diffusiver Prozeß beschrieben (z.B. Rutter, 1983).

In den Myloniten der Pogallo Linie deutet die Albitisierung von Plagioklas (Abb. 4.8) darauf hin, daß Fluide das Gestein während der Deformation durchgreifend infiltriert haben könnten. Daß Na, zumindest teilweise, in das deformierte Gestein südöstlich des Kataklasitbandes eintransportiert wurde, ist durch den Na-Gewinn in den Diagrammen (Abb. 4.4) belegt. Innerhalb der Mylonite sind vernetzte Korngrenzen sowie intra- und transgranulare Mikrorisse mit feinkörnigen Glimmerspuren belegt (Abb. 4.13a), was wahrscheinlich auf lokalisierte Fluidmigration entlang diskreter Flächen zurückzuführen ist. Mit Kalifeldspat gefüllte, extensive Mikrobrüche verlaufen senkrecht zur Foliation und zeigen keinen Hinweis auf eine Scherkomponente (Abb. 4.10c). In den quarzreichen Lagen der Mylonite sind intergranulare,

diskrete Flächen ausgebildet, entlang derer ein Versatz von 25 μm auszumachen ist (Abb. 4.13b) und die als beginnende Bruchpermeabilität interpretiert werden können.

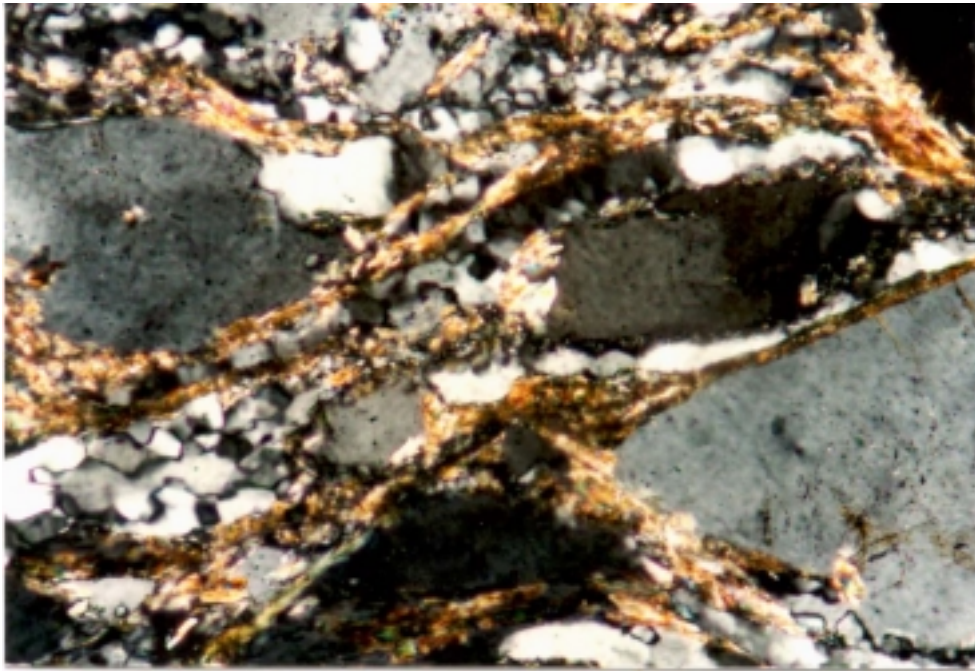


Abb. 4.13: a) Glimmerspuren entlang von Korngrenzen und Mikrobrüchen innerhalb der Pogallo-Mylonite (Probe Sp-68, gekreuzte Nicols, lange Bildkante = 0,6 mm).

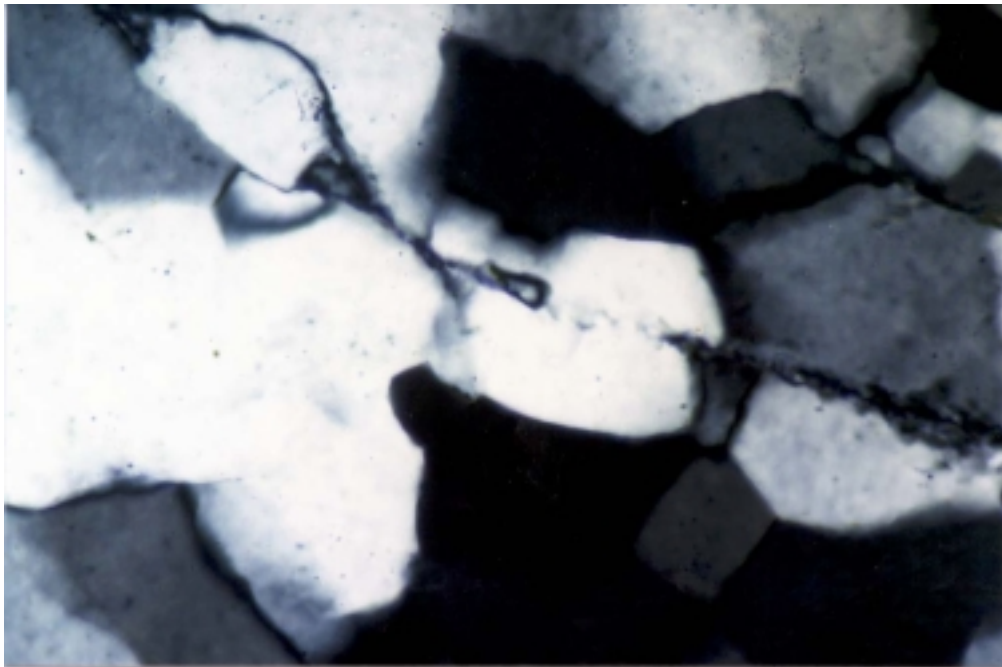


Abb. 4.13: b) intergranulare Brüche in den Myloniten dokumentieren die beginnende Bruchpermeabilität (Probe Pg-8, gekreuzte Nicols, lange Bildkante = 0,3 mm).

Die untersuchten Kataklasite der 10 cm breiten Störungsnarbe im Zentrum des Mylonitgürtels zeichnen sich durch einen deutlichen Gewinn von SiO_2 aus (Abb. 4.4). Dies stimmt mit der Beobachtung quarzgefüllter Risse und Brüche (Abb. 2.7d) sowie der quarzreichen Matrix überein. In allen drei Kataklasitproben ist eine Zufuhr von K_2O zu verzeichnen. Mit Kalifeldspat verheilte Bruchmuster können diese Beobachtung erklären. Verbundene, offene Kanäle und Brüche ermöglichen advektives und kanalisiertes Fluidfließen und damit raschen Massentransport in den Kataklasiten. Mineralausscheidungen (Qtz, Kfs, opake Phasen) entlang der Bruchmuster belegen den advektiven Massentransport. Die gleichmäßige Verteilung von Kalifeldspat in der Matrix des Ultrakataklasits Pg-4 beruht auf homogener Alteration, die nicht auf Risse und Brüche beschränkt ist.

4.6.3 Fluidmigration während der Entwicklung der Scherzone

Durch die Fließrichtung einer fluiden Phase kann die Stabilität von Alterationsmineralen erheblich beeinflusst werden. Kommen Temperatur-aufwärts fließende, aufheizende, wässrige Lösungen mit sauren bis intermediären krustalen Gesteinen des Systems Na_2O - K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - CO_2 in Berührung, kann dies zu einer Anreicherung von Ca, Mg und untergeordnet Na führen (Giggenbach, 1984). Das spiegelt sich am Beispiel der Pogallo Linie in der bevorzugten Bildung von Albit, Chlorit, Epidot und Prehnit wider.

Im Kontakt mit Temperatur-aufwärts fließenden Lösungen werden K-haltige Minerale bevorzugt umgewandelt, d.h. K wird vom Gestein an das Fluid abgegeben; im Kontakt mit abkühlenden Lösungen hingegen können fast alle anderen Minerale durch K-haltige ersetzt werden, da nun das Fluid K an das Gestein abgibt (Giggenbach, 1984). Die Kaliummetasomatose wird typischerweise von einer Silifizierung begleitet (Giggenbach, 1984; Dipple & Ferry, 1992; Streit & Cox, 1998). Temperatur-abwärts fließende Fluide sind mit Verlusten an Mg, Ca und Na im Gestein konsistent (siehe Abb. 4.14, Giggenbach, 1984; Dipple & Ferry, 1992). Das gilt für normale geothermische Gradienten.

In den Pogallo-Myloniten ist neben einer leichten Na-Zufuhr in den Myloniten südöstlich des Kataklasitbandes (Albitisierung der Pl) ein leichter Anstieg der Fe-, Mg- (Chloritisierung von Bt) und Ca-Gehalte (Wachstum von Prh) zu verzeichnen. Berücksichtigt man auch die SiO_2 -Verluste, kann man für die Mylonite tendentiell Temperatur-aufwärts fließende Fluide ableiten. Aufgrund der geringen Alteration und der geringen Massenveränderungen sollte die implizierte Fluidfließrichtung innerhalb der Mylonite jedoch mit Vorsicht interpretiert werden. In den Kataklasiten hingegen ist eine beachtliche Ausscheidung von Quarz und Kalifeldspat aus einer Si- und K-reichen Lösung zu beobachten. Das spricht für Fluide, die zu niedrigeren Temperaturen (T-abwärts), und im Falle von Si auch zu niedrigeren Drucken (P-abwärts) hinfließen. Dies impliziert unterschiedliche Fließrichtungen für die Mylonite und die Kataklasite.

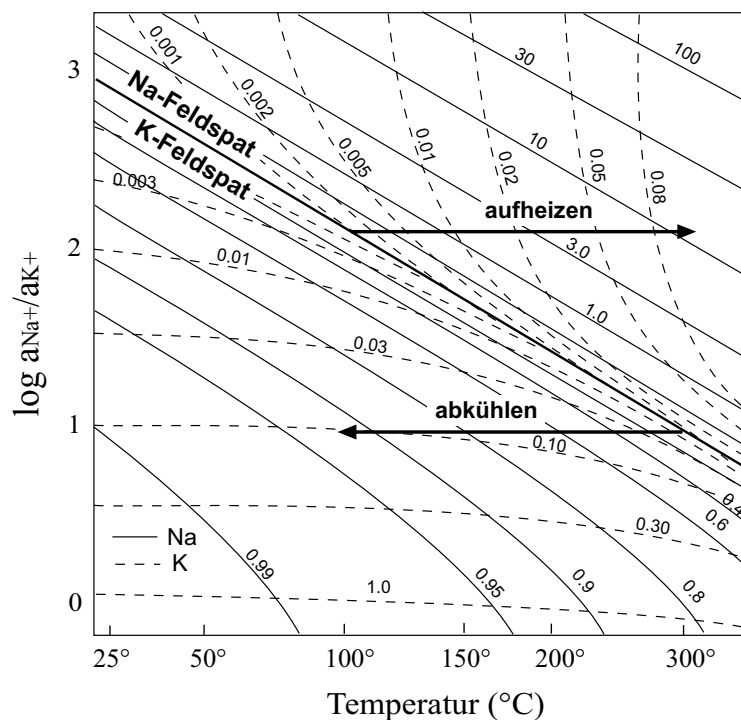


Abb. 4.14: Variation des Na^+/K^+ -Verhältnisses auf- und absteigender Lösungen in Bezug auf das Na^+/K^+ -Gleichgewicht als Funktion von $\log a_{\text{Na}^+}/a_{\text{K}^+}$ und der Temperatur (nach Giggenbach, 1984). Die Pfeile veranschaulichen den Effekt von Temperaturveränderungen auf das Na/K -Verhältnis im Fluid. Abkühlende, T-abwärts fließende Fluide bewegen sich in das Stabilitätsfeld von K-Feldspat hinein. Die Löslichkeit von K sinkt, das Fluid wird an K übersättigt und K-Feldspat kann ausgeschieden werden. Die Gewinne oder Verluste von Na und K während der Alteration können als Anzeiger für die Fließrichtung des Fluids während der Deformation interpretiert werden.

Während die Si-Gewinne in den drei Kataklasitproben deutlich unterschiedliche Werte aufweisen, beträgt die Zunahme an K relativ zum Ausgangsgestein Xrf-1 in allen drei Kataklasiten ca. 150 %. In der zentralen Probe Xrf-7 ist der Gewinn an Si mit 170 % knapp 6 mal höher als in der randlichen Probe Xrf-6. Interpretiert man die Probe Xrf-6 als „älteren“ Kataklasit, der in Anwesenheit Si-reicherer Fluide reaktiviert wurde, kann dies die geringere Konzentration der übrigen Elemente in dem „neuen“ (verdünnten) Kataklasit Xrf-7 erklären. Diese Annahme beruht auf Beobachtungen, die eine wiederholte Reaktivierung der Kataklasite dokumentieren, wie beispielsweise Fragmente älterer Kataklasite in der Matrix eines jüngeren Kataklasits (Abb. 2.7c, 4.2b) und die gegenseitige Überprägung verheilter Gänge und Brüche (Qtz, Kfs, Prh) unterschiedlicher Deformationsstadien.

Anhand der mehrfachen Reaktivierung der Kataklasite kann man die Gewinne von K und Na innerhalb der Probe Xrf-7 erklären. Möglicherweise hat sich die Fluidfließrichtung während verschiedener Reaktivierungsphasen der Kataklastone geändert und dadurch verschiedene Alterationsmuster produziert. So kann der Na-Gewinn in Probe Xrf-7 beispielsweise T-aufwärts fließende Fluide anzeigen, während die K-Gewinne dem T-abwärts gerichteten Fluidfließen einer anderen Reaktivierungsphase zuzuordnen sind. Zu überprüfen wäre diese Interpretation beispielsweise anhand von Isotopengeochemischen Untersuchungen (siehe Ausblick Kap. 5.5).

4.6.4 Antriebsmechanismen für den Fluidfluß

Der Fluidfluß wird im wesentlichen durch hydraulische Gradienten gesteuert. Aber auch unterschiedliche Elementkonzentrationen in Fluidfilmen entlang von Korngrenzen oder fluiden Phasen in Mikrorissen können einen Gradienten in der Konzentration bewirken, der wiederum die Geometrie des Massentransportes während Lösungs- und Ausscheidungsprozessen bestimmt (Cox & Etheridge, 1989). Temperaturgradienten und verformungsinduzierte Druckgradienten werden als die Hauptantriebskräfte für Fluidfließen während der Metamorphose angesehen (Etheridge et al., 1983; McCaig et al., 1990), wobei der Einfluß des Druckgradienten auf die Fluidmigration vermutlich größer ist als thermische Gefälle (Oliver et al., 1990).

Temperaturinduziertes Fluidfließen beruht überwiegend auf thermischer Ausdehnung und Auftriebseffekten (Walther, 1994). Heiße Fluide haben eine geringere Dichte als das umgebende Gestein und als kühlere Fluide und können entlang eines thermischen Gradienten aufwärts (hin zu niedrigeren Temperaturen) fließen, falls die Permeabilität dies erlaubt (Oliver, 1996). Kalte Fluide hingegen haben eine höhere Dichte als heiße Fluide und können dadurch nach unten sinken, während die heißen Fluide aufsteigen.

4.6.5 Abschätzung der Fluidmenge während der Kataklyse

Anhand der ausgeschiedenen oder gelösten Menge an Quarz innerhalb einer aktiven Scherzone kann man die minimalen Fluid/Gesteins-Verhältnisse während der Deformation abschätzen. Die Löslichkeit von Quarz in H_2O ist im wesentlichen temperatur- und druckabhängig und nimmt bei normalem geothermischen Gradienten mit der Tiefe in der Kruste zu (Walther & Helgeson, 1977). Die Abschätzung der PT-Bedingungen während der Kataklyse ergeben für $T \approx 275^\circ\text{C}$ und $P \approx 200\text{ MPa}$. (Kap. 2.3). Unter Berücksichtigung einer mittleren Gesteinsdichte ($\rho = 2,7\text{ g/cm}^3$) und der Erdbeschleunigung ($g = 9,81\text{ ms}^{-2}$) läßt sich daraus ein geothermischer Gradient von etwa 36°C/km ermitteln. Während der Kataklyse ist somit bei ca. 275°C eine Tiefe z von $z > 7\text{ km}$ bzw. ein Auflastdruck von $P = 200\text{ MPa}$ gegeben.

Ab einer Temperatur T von $T \geq 90^\circ\text{C}$ wird die Quarzzementation als effektiver Prozeß zur Versiegelung vorhandenen Porenraums beschrieben (Fisher & Knipe, 1998), wodurch die Permeabilität des Gesteins abnimmt und der Fluidruck ansteigen und suprahydrostatisch werden kann (Sibson, 1992). Der Übergang von hydrostatischen zu suprahydrostatischen Porenfluid-Druck tritt Wood & Walther (1986) zufolge in Tiefen von ca. 6 km auf. Auch Streit (1997) und Sibson (1981) nehmen ab einer Tiefe von 6 bis 7 km einen nahezu lithostatischen Fluid-Druck $\lambda_v = 0,9$ an, wenn die Störungszone Lithifikation und Kompaktion erfahren hat.

Eine episodische Bruchbildung während der Pogallo-Scherung wird durch die Anwesenheit sowohl kataklastisch als auch mylonitisch deformierten Prehnits entlang von Foliationsflächen und Brüchen (Abb. 2.6f,h) belegt. Auch die gegenseitige Überprägung

verheilte Gänge und Risse (Qtz, Kfs, Prh) und das Auftreten schlecht sortierter Kataklaste mit Bruchstücken älterer Kataklaste in der Matrix eines jüngeren (Abb. 2.7c, 4.2b) dokumentieren verschiedene Generationen der Bruchbildung. Verheilte Gänge in unterschiedlichen Deformationsstadien deuten darauf hin, daß die Fluide wiederholt suprahydrostatischen Druck erreicht haben. Zudem geben senkrecht zur Foliation verlaufende, extensive Mikrobrüche (Abb. 4.10c) und vereinzelte *pull-apart* Strukturen Hinweis darauf, daß die Fluiddrücke zumindest zeitweise nahezu lithostatisch waren.

Den Einfluß von Fluiddruck und Temperatur auf die Löslichkeit von Quarz (in reinem Wasser) veranschaulicht Abb. 4.15. Die Übertragbarkeit auf natürliche Systeme basiert auf der Annahme, die Löslichkeit von Quarz in den Fluiden einer Scherzone sei ähnlich der von Quarz in reinem Wasser.

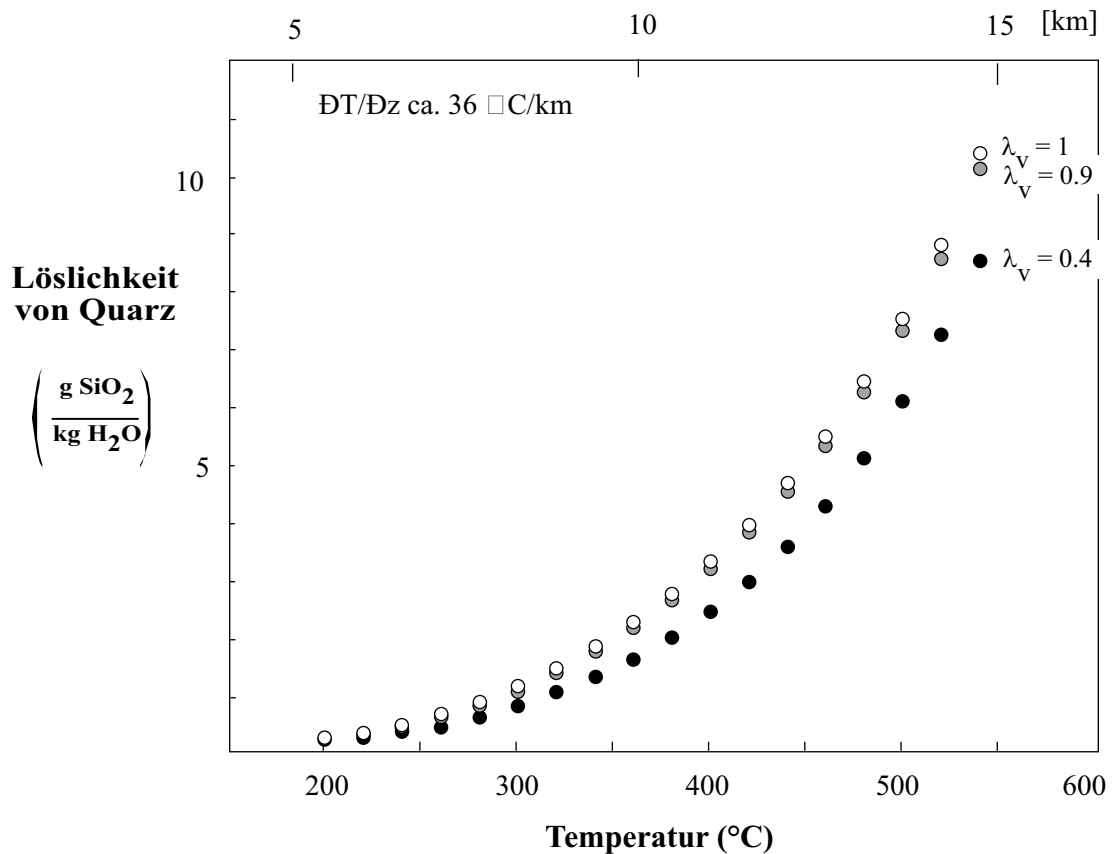


Abb. 4.15: Die Löslichkeit von Quarz in reinem Wasser nimmt, entlang einem geothermischen Gradienten von 30 °C/km, mit steigender Temperatur und Tiefe in der Kruste zu. Druck- und Temperaturabhängigkeit der Quarzlöslichkeit werden für verschiedene Porenfluidfaktoren (λ_v) dargestellt: lithostatischen ($\lambda_v = 1$), nahezu lithostatischen ($\lambda_v = 0,9$) und hydrostatischen ($\lambda_v = 0,4$) Fluiddruck. Die Löslichkeiten von Quarz wurden nach einer Gleichung von Fournier & Potter (1982) und unter Berücksichtigung von Daten für die spezifische Dichte von Wasser nach Burnham et al. (1969) berechnet; $g = 9,81 \text{ m/s}^2$ und $\rho_{\text{rock}} = 2,7 \text{ g/cm}^3$. Diagramm nach Streit & Cox (1998).

Die Massenbilanzrechnung (Kap. 4.4.3) ergab für die Kataklastitprobe Xrf-6 einen Gewinn von $\Delta M = 21 \text{ g SiO}_2$ pro 100 g Ausgangsgestein und für den Ultrakataklastit Xrf-7 einen

Gewinn von $\Delta M = 116$ g SiO_2 pro 100 g Ausgangsgestein. Bei einer angenommenen Temperatur von ca. 275 °C und einen Porenfluidfaktor von $\lambda = 0,9$ während der Katakklase ergibt sich aus Abb. 4.14 eine Löslichkeit von 0,83 g SiO_2 pro kg Wasser. Für die folgende Abschätzung wird eine vollständige Ausscheidung der gelösten Menge SiO_2 an Ort und Stelle angenommen. Für die ermittelte Fluidmenge ergeben sich somit Minimalwerte.

$$\text{Fluidmenge} = \frac{\Delta \text{Masse}_{\text{SiO}_2}}{\text{Löslichkeit}_{\text{SiO}_2}} \quad (4.6)$$

Für die in dem Katakklasit Xrf-6 ausgeschiedenen Menge SiO_2 von $\Delta M = 21$ g wird demnach eine Fluidmenge von wenigstens 25 kg Wasser pro 100 g Ausgangsgestein benötigt. Um die in dem Ultrakatakklasit Xrf-7 angereicherte Menge von 116 g SiO_2 auszuschcheiden, benötigt man nach Gleichung (6) wenigstens 140 kg Wasser pro 100 g Ausgangsgestein. Das entspricht einem beachtlichen Fluid/Gesteins-Verhältnis von bis zu 1400 : 1.