

Petrographische, strukturelle und geochemische
Untersuchungen im Übergangsbereich Amphibolitfazies -
Granulitfazies des Val Strona, Oberitalien

Diplomarbeit und Kartierung

von

Fiona Reiser, geb. Vinx

mit

163 + VIII Seiten, 66 Abbildungen, 18 Tabellen und 2 Karten.

FRIEDRICH-ALEXANDER-UNIVERSITÄT ERLANGEN-NÜRNBERG
INSTITUT FÜR GEOLOGIE UND MINERALOGIE
LEHRSTUHL FÜR ANGEWANDTE GEOLOGIE

Erlangen, November 2001

Erstgutachter:
Zweitgutachter:

Prof. Dr. H. J. Tobschall
PD Dr. R. Kleinschrodt

Ich versichere, daß ich die Arbeit ohne fremde Hilfe und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Quellen angefertigt habe, und daß die Arbeit in gleicher oder ähnlicher Form noch keiner anderen Prüfungsbehörde vorgelegen hat und von dieser als Teil einer Prüfungsleistung angenommen wurde. Alle Ausführungen, die wörtlich oder sinngemäß übernommen wurden, sind als solche gekennzeichnet.

Erlangen, 30. November 2001

Danksagung

Mein Dank gilt allen Personen, die zum Gelingen der nun vorliegenden Arbeit beigetragen haben. Besonders danken möchte ich:

meinen Eltern

meinem Ehemann

Prof. Dr. H. J. Tobschall

PD Dr. R. Kleinschrodt

den Präparatoren Hr. Garcia und Hr. Maas in Köln

Dr. A. Baier und Dr. M. Klein

S. Golling, A. Wittmann, M. Trägner, C. Reichelt-Emden-Steuber

Fam. Guerrino, Forno

Fam. Reiser, Passau

Kurzzusammenfassung

Im Rahmen einer geologischen Detailkartierung im Maßstab 1:1000 wurde ein Profilabschnitt metamorpher Gesteinsserien in der Übergangszone von Amphibolit- zu Granulitfazies des Val Strona di Omegna (Provinz Novara, Oberitalien) petrographisch, strukturgeologisch und geochemisch untersucht. Das Val Strona bietet ein nahezu durchgängig aufgeschlossenes Querprofil durch die als ausgedünnte und steilgestellte Unterkrustenabfolge interpretierte IVZ.

Die lithologische Abfolge des Arbeitsgebietes setzt sich vom Liegenden zum Hangenden zusammen aus einer Wechselfolge granulit- bis amphibolitfazieller Metapelite und Metabasite mit vereinzelten ultrabasischen, kalksilikatischen und pegmatoiden Einschaltungen. Anhand von Geländebeobachtungen und Dünnschliffauswertungen wurden die verschiedenen Lithologien klassifiziert. Den Schwerpunkt petrographischer Untersuchungen bildeten vor allem die Amphibolite und granulitfaziellen Metabasite.

Durch im Schliffbild ermittelte Mineralparagenesen und mögliche Umwandlungsreaktionen sowie spezielle Geländebeobachtungen konnten die wichtigsten metamorphen Prozesse der oberen Amphibolitfazies und Übergangszone in den Metapeliten und Metabasiten herausgearbeitet und dargestellt werden. Dabei stellte sich für die untersuchten Gesteinsserien eindeutig eine polymetamorphe Entwicklung heraus. Mögliche Relikte eines frühen Hochdruckstadiums sind in Form von Kelyphitperidotiten im Bereich einer Scherzone an der Grenze zur Granulitfazies zu finden. Die amphibolit- bis granulitfazielle Regionalmetamorphose ist Mitteldruckbedingungen zuzuordnen und in nahezu allen lithologischen Einheiten deutlich erhalten. Besonders entlang von Scherbahnen in der Übergangszone ist eine mehrstufige retrograde Entwicklung der Gesteine ausgebildet, bis hinunter zu grünschieferfaziellen Überprägungen.

Mikrostrukturelle Untersuchungen und Feldbeobachtungen deuten auf mindestens fünf verschiedene Deformationsphasen hin, wovon die ältesten, **D₁** und **D₂**, zeitlich etwa in den Bereich der amphibolit- bis granulitfaziellen Regionalmetamorphose zu stellen sind. Die Hauptaktivität entlang hochtemperierter konjugierter Scherzonen erfolgte während der **D₃**-Deformationsphase, welche zugleich den Beginn regionaler Dekompression und Abkühlung in Zusammenhang mit permischer Krustenausdünnung anzeigt. Die **D₄**-Deformationsphase bildet die Fortsetzung des unter **D₃** angelegten Deformationsregimes unter zunehmend niedriggradigen Metamorphosebedingungen. Unter **D₅** sind rein spröde Bruchbildungen zusammengefaßt, welche auf eine alpine Anlage hindeuten.

Geochemische Untersuchungen an den Amphiboliten und granulitfaziellen Metabasiten geben eindeutige Hinweise auf Edukte von überwiegend N-MORB - Charakteristik. Referenzproben von außerhalb des bearbeiteten Profils besitzen teilweise alkalibasaltische Affinitäten. Allerdings sind Elementverschiebungen aufgrund von hochgradiger Metamorphose besonders innerhalb der LILE zu berücksichtigen. Gesichert ist jedoch der orthogene Charakter der Metabasite und deren Zuordnung als ehemalige ozeanische Basalte.

Abstract

In a detailed geological mapping at the scale of 1:1000, a metamorphic profile section in the transition zone from amphibolite to granulite facies in Val Strona di Omegna (province Novara, Northern Italy) was petrographically, structurally and geochemically analysed. The Val Strona offers an almost complete traverse through the IVZ, which is interpreted as a tilted section through attenuated lower continental crust.

Starting from the base of the sequence, the lithologies of the area of study area consist predominantly of alternating granulite- to amphibolite facies metapelites and metabasites with minor insertions of ultrabasic rocks, calcsilicates and pegmatoids. Macroscopic and microscopic evidence was used to classify the different lithologies. The main focus of petrographic investigation was set on the amphibolites and granulite facies metabasites.

Mineral paragenesis and accompanying metamorphic reactions were determined by thin section observations. Together with macroscopic evidence, the microscopic results were used in order to expose the most important reactions and processes in metapelites and metabasites of the upper amphibolite facies and transition zone. The analysed series of rocks shows clear evidence for a polymetamorphic development. Relicts from an early high pressure stadium can be found in kelyphitperidotites intercalated in a shear zone located at the border between transitional to granulite facies rocks. The regional amphibolite to granulite facies metamorphism took place under medium pressure conditions, and is usually well preserved in almost any lithological unit. A multi-step retrograde overprint down to greenschist facies conditions and lower may especially be located along the shear zones.

Evidence for at least five different deformation phases can be found by microstructural analysis and macroscopic observation. The oldest deformation phases (**D**₁ and **D**₂) coincide with the regional amphibolite- to granulite facies metamorphism. The main activity along the conjugate network of high temperature shear zones started during the **D**₃-deformation phase, which also indicates the beginning of regional decompression and cooling associated with permian crustal thinning. This tectonic regime continues throughout the **D**₄-deformation phase which involves a continuous development down to low-grade metamorphic conditions. **D**₅ summarizes all phases of brittle faulting, which indicate an alpine origin.

Geochemical analysis of amphibolites and granulite facies metabasites provides clear evidence for mainly N-MORB-characteristics of the protoliths. Reference samples taken from outside the area of study show to some extend alkali basaltic affinities. However, element mobilisation due to high grade metamorphism has to be taken into account, especially for the LILE. Still, the orthogenetic character and their classification as former oceanic basalts is out of doubt.

Inhaltsverzeichnis

Dank	I
Kurzzusammenfassung	II
Abstract	III
Inhaltsverzeichnis	IV
Abkürzungsverzeichnis	VIII
1 Einleitung	1
1.1 Geographische Lage des Arbeitsgebietes	1
1.1.1 Morphologische Charakterisierung	2
1.2 Geologischer Rahmen	3
1.2.1 Allgemeiner geologischer Überblick	3
1.2.2 Störungszonen	4
1.2.3 Insubrische Linie	5
1.2.4 Geophysikalische Befunde	5
1.2.5 Lithologien der Ivrea-Zone	6
1.2.5.1 Mafische Formation	6
1.2.5.2 Ultrabasite	8
1.2.5.3 Metasediment-Wechselfolge	8
1.3 Lithologien der Strona-Ceneri-Zone und Val Colla Zone	9
1.4 Generelles Entwicklungsmodell	9
1.5 Untersuchungsgeschichte	10
1.6 Zielsetzung der Arbeit	11
1.7 Arbeitsmethodik	11
2 Petrographie	13
2.1 Metabasite	13
2.1.1 Amphibolite Typ 1a (= schlierige Amphibolite)	13
2.1.2 Amphibolite Typ 1b (= Biotitamphibolite)	17
2.1.3 Amphibolite Typ 2 (= gebänderte Amphibolite)	20
2.1.4 Amphibolite Typ 3 (= retrograde Amphibolite)	22
2.1.5 Opx - Hbl - Granulit	26
2.2 Felsische Gneise und Granulite	28
2.2.1 Sil - Grt - Bt - Gneise	28
2.2.2 Sil - Bt - Grt - Gneise	30
2.2.3 Bt-führende Sil - Grt - Gneise	32
2.2.4 Bt - Grt - Gneise bzw. Granulite	36
2.2.5 Sil - Grt - Granulite	38
2.2.6 Quarzitische Bt - Gneise	40

2.3	„Bunte Gneise“ und Granulite der Wechselfolgen	41
2.3.1	Am - Cpx - Gneise	41
2.3.2	Zwei - Pyroxen - Granulite	44
2.4	Kalksilikatlagen	47
2.5	Leukosome und Ganggesteine	48
2.5.1	Sil - Grt - Leukosome	48
2.5.2	Pegmatite und pegmatoide Gänge	53
2.5.3	Mafischer Gang	54
2.6	Ultrabasite	55
2.6.1	Peridotite	55
3	Metamorphose	57
3.1	Entwicklung der Metasedimente von der oberen Amphibolitfazies in die Granulitfazies	58
3.1.1	Metamorphe Zoneneinteilung	60
3.1.2	Modalverhältnis Grt/Grt+Bt	62
3.1.3	Sillimanit	64
3.1.4	Kalifeldspat	65
3.1.5	Entwicklung von Granat	67
3.1.6	Entwicklung von Plagioklas	68
3.1.7	Retrograde Überprägungen	68
3.2	Entwicklung der Metabasite von der oberen Amphibolitfazies in die Granulitfazies	68
3.2.1	Metamorphe Prozesse der Amphibolitfazies	69
3.2.2	Prozesse der Übergangszone	71
3.2.3	Reaktionen der beginnenden Granulitfazies	72
3.2.4	Retrograde Prozesse in den Amphiboliten des Typs 3	73
3.2.5	Beschreibung genereller Entwicklungen der Metabasite	75
3.2.5.1	Korngrößen von Hornblende	75
3.2.5.2	Optische Merkmale von primärer Hornblende und Klinopyroxen	75
3.2.5.3	An-Gehalte der Plagioklase in den Metabasiten	76
3.3	Beobachtungen in den „bunten Gneisen“ der Wechselfolgen	78
3.4	Semiquantitative Leukosomauszählungen	81
4	Deformationsabfolge	83
4.1	Genereller Bau und Streichen der Abfolge	83
4.2	Faltenbau	84
4.3	Störungstektonik	87
4.3.1	Hoch- bis niedrigtemperierte duktile Scherzonen	88
4.3.1.1	Nördliche Scherzone	89
4.3.1.2	Südliche Scherzone	96

4.3.2	Spröde Brüche	101
4.3.3	Klüftung	102
4.4	Deformationsablauf	102
5	Geochemie	105
5.1	Aufbereitung	105
5.2	Analytik	106
5.2.1	Meßbereiche und Nachweisgrenzen	106
5.2.2	Fehlerbetrachtung	106
5.2.2.1	Instrumentelle Fehler	106
5.2.2.2	Zufällige Fehler	106
5.2.2.3	Präparationsfehler	107
5.2.3	Richtigkeit der RFA-Daten	107
5.2.4	Datenpräsentation und generelle Charakteristika	108
5.3	Elementmobilität	109
5.3.1	Mobilität der Hauptelemente	109
5.3.2	Mobilität der Spurenelemente	110
5.3.3	Mobilität der Übergangsmetalle	110
5.4	Elementverteilungsmuster über das Profil hinweg	110
5.5	Variationsdiagramme	111
5.5.1	Fraktionierungsindizes der Variationsdiagramme	112
5.5.2	Variationsdiagramme der Hauptelemente	113
5.5.3	Variationsdiagramme der Spurenelemente	121
5.5.4	Zusammenfassung der Beobachtungen	123
5.6	Klassifizierung der (möglichen) Edukte	123
5.6.1	Klassifizierung anhand von Haupt- und Spurenelementen	123
5.6.2	Klassifizierung anhand von HFSE	126
5.7	Übergangselemente	127
5.7.1	Beobachtungen an Übergangselementdiagrammen	127
5.8	Spiderdiagramme (Coryell-Masuda-Diagramme) der Spurenelemente	129
5.8.1	Primitiver Mantel (nach HOFMANN, 1988)	129
5.8.2	MORB (nach PEARCE, 1983)	130
5.9	Geotektonische Position	133
5.9.1	Diskriminationsdiagramme	133
5.9.2	Elementverhältnisse	136
5.10	Zusammenfassung geochemischer Beobachtungen	136
6	Diskussion der Ergebnisse	138

Literaturverzeichnis	140
Anhang	146
A.1 Probenverzeichnis	146
A.2 Schliffverzeichnis	149
A.3 Schmelzschlitterauszählung	150
A.4 Lokationen der Referenzproben	151
A.5 Technische Daten des Philips PW 2400	152
A.6 Mittelwerte der Haupt- und Spurenelementanalysen in Erlangen	153
A.7 Mittelwerte der Haupt- und Spurenelementanalysen in Köln	154
A.8 Nachweisgrenzen der RFA-Messungen in Köln und Erlangen	155
A.9 Reproduzierbarkeit der RFA-Messungen	156
A.10 Fehleranalyse der Standardmessungen	157
A.11 Elementverteilungen gegen das Profil	158
A.12 Korrelationsmatrix der Metabasite	161
A.13 Berechnete CIPW-Normen	162
A.14 Normierungs- und Referenzdaten	163

Abkürzungsverzeichnis

Mineralnamen, in Anlehnung an KRETZ (1983):

Ab	Albit	Di	Diopsid	Ne	Nephelin
Act	Aktinolith	Dol	Dolomit	Ol	Olivin
Alm	Almandin	Ed	Edenit	Opx	Orthopyroxen
Als	Alumosilikat	En	Enstatit	Or	Orthoklas
Atg	Antigorit	Ep	Epidot	Pl	Plagioklas
Am	Amphibol	Fsp	Feldspat	Prp	Pyrop
An	Anorthit	Gr	Graphit	Px	Pyroxen
And	Andalusit	Grs	Grossular	Qz	Quarz
Ap	Apatit	Grt	Granat	Rt	Rutil
Bt	Biotit	Hbl	Hornblende	Ser	Serizit
Cal	Calcit	Hd	Hedenbergit	Sil	Sillimanit
Chl	Chlorit	Hy	Hypersthen	Spl	Spinell
Chr	Chromit	Ilm	Ilmenit	St	Staurolith
Ctl	Chrysotil	Ky	Kyanit (Disthen)	Tlc	Talk
Cpx	Klinopyroxen	Kfs	Kalifeldspat	Ts	Tschermakit
Crd	Cordierit	Lct	Leucit	Ttn	Titanit
Cum	Cummingtonit	Mag	Magnetit	Zo	Zoisit
Czo	Klinozoisit	Ms	Muskovit	Zrn	Zirkon

IVZ	Ivrea-Verbano-Zone	MORB	Mid Ocean Ridge Basalt
SCZ	Strona-Ceneri-Zone	N-MORB	Normal MORB
IL	Insubrische Linie	E-MORB	Enriched MORB
CL	Cremosina-Linie	IAT	Island-Arc Tholeiite
CMBL	Cossato-Mergozzo-Brissago-Linie	CAB	Calc-Alkaline Basalt
PL	Pogallo-Linie	WPB	Within-Plate Basalt
LLG	lower layered group	OFB	Ocean Floor Basalt
ULG	upper layered group	LKT	Low Potassium Tholeiite
MG	main gabbro	BAB	Back-Arc Basin Basalt
üNN	über Normal Null	OIB	Ocean Island Basalt
U. d. M.	Unter dem Mikroskop	VAB	Volcanic-Arc Basalt
Acc/acc	Akzessorien/akzessorisch	OIA	Ocean-Island Alkali Basalt
Kd	Korndurchmesser	HFT	High-Fe Tholeiite
+ N	gekreuzte Polarisatoren	HMT	High-Mg Tholeiite
N	parallele Polarisatoren	Mg #	100 x Mg / (Mg + Fe _{total})
		σ	Standardabweichung
		D	Verteilungskoeffizient
RFA	Röntgenfloureszenz-Analyse	BUK	Bildunterkante
HE	Hauptelemente	Lok.	Lokation
SE	Spurenelemente	SZ	Scherzone
LFSE	low filed strength elements	S _f	Hauptfoliation
HFSE	high field strength elements	L _m	Mineralstreckungslinear
LILE	large ion lithophile elements	L _s	Streckungslinear
		D	Deformationsphase

Kapitel 1

Einleitung

1.1 Geographische Lage des Arbeitsgebietes

Das im Rahmen dieser Diplomarbeit aufgenommene Gebiet befindet sich im Val Strona di Omegna, einem Tal, das ca. 13 km westlich des Lago Maggiore in den Piemonteser Voralpen der Provinz Novara (Oberitalien) liegt (Abb.1.1). Es wird vom Torrente Strona durchflossen, einem Wildbach, welcher am Talschluß direkt oberhalb der Ortschaft Campello Monti entspringt und nach einer Strecke von ca. 16 km bei Omegna, am Nordende des Ortasees (Lago d'Orta), in den Fiume Strona mündet. Das Tal hat sich mit NW-SE-Richtung zwischen den nordöstlich gelegenen Bergrücken des Monte Cerano und Monte Massone und den südwestlichen Höhenzügen von Monte Capio und Monte Croce eingeschnitten. Der Verlauf ist in etwa parallel zum nördlich gelegenen Val d'Ossola. Größte Siedlung ist die Ortschaft Strona, auf 525 m üNN gelegen. Der Talschluß liegt oberhalb der Ortschaft Campello Monti (1305 m üNN) und wird von den Höhenrücken des Cima Capezzone (2421 m üNN) und Cima Altemberg (2394 m üNN) gebildet.

Das bearbeitete Gebiet bildet den südöstlichen Abschnitt einer zusammenhängenden Profilaufnahme entlang der Strona von Campello Monti bis ca. 3 km bachab der Ortschaft Forno (892 m üNN). In weiteren Diplomarbeiten wurden der mittlere (GOLLING, in Vorbereitung) und

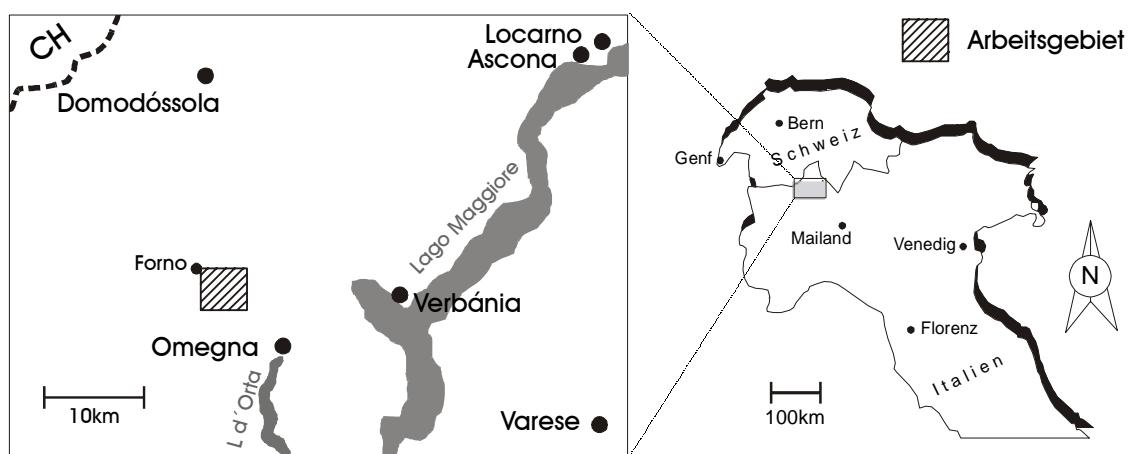


Abb. 1.1. Geographische Lage des Arbeitsgebiets.

oberste Talabschnitt (WITTMANN, 2001) aufgenommen. Der Südostabschnitt erstreckt sich über etwa 2,8 Profilkilometer von der Brücke bei Otra bis etwa 900 m bachabwärts der Alpe Grampi. Das topographische Relief umfaßt einen Höhenunterschied von ca. 160 m. Dabei befindet sich der tiefste Punkt des Profils mit 670 Höhenmetern im Bachbett unterhalb der Alpe Brosaccio, und der höchste Punkt liegt mit 830 m üNN etwa 90 m bachauf der Brücke bei Otra. Im südöstlichen Drittel des bearbeiteten Gebietes ist der Bachlauf der Strona in eine enge, schluchtartige Klamm gezwängt, die nur bei niedrigem Wasserstand zugänglich ist. In diesem Profilabschnitt bieten relativ frische Straßenanschnitte alternative Aufschlüsse, welche eine großflächigere Kartierung ermöglichen. Nördlich der Alpe Grampi erweitert und verflacht sich das Bachbett, bis es direkt unterhalb Rosarolo von Blöcken und Schotter aufgefüllt wird, so daß eine Kartierung des anstehenden Gesteins dort nicht möglich ist. Oberhalb der Brücke von Otra verengt sich der Bachlauf erneut klammartig und bildet nach ca. 200 m eine Höhenstufe, die von einem Wasserfall überwunden wird. An dieser Stelle beginnt der mittlere Profilabschnitt.

1.1.1 Morphologische Charakterisierung

Die Morphologie wird bestimmt durch steile Talflanken, welche bis auf den mittleren Talabschnitt meist stark bewaldet sind. Teilweise hat sich die Strona schluchtartig eingekerbt und bildet an mehreren Stellen kleine Wasserfälle.

Der folgende Text richtet sich nach einer Beschreibung des Val Strona aus dem Internet (WWW. VALLESTRONA.COM):

Das Valle Strona ist ein ehemaliges Gletschertal, welches während der Würmeiszeit vor ungefähr 10 000 bis 70 000 Jahren von pleistozänen Gletschern modelliert wurde. Die Würmeiszeit war die letzte große Vereisungsphase in den Alpen, mit einer Schneefallgrenze, die etwa 1200 m niedriger lag als heute. Im Spät- und Postglazial hat sich der Hauptwasserlauf der Strona tief in die ehemalige Ebene des Gletscherlaufes eingeschnitten. An den Talhängen haben sich dabei stellenweise schmale Terrassenzonen gebildet, auf welchen heute Siedlungen wie Germagno, Loreglia, Chesio, Fornero, Massiola und Forno zu finden sind. Im Bereich des Talbodens erstrecken sich abschnittsweise Verebnungsflächen, die mit holozänen Schotter aufgefüllt sind. Ein Beispiel dafür findet sich südlich der Brücke von Rosarolo. Generell hat die Strona aber ein enges „V“-förmiges Tal eingekerbt, welches sich an den Hängen nach oben hin aufweitet. Oberhalb Campello Monti fällt die Strona in kleinen Wasserfällen von mehreren verschiedenen hohen Verebnungsflächen hinab. Hier haben die Gletscherreste das Tal später verlassen, und der Bach hat nicht die Zeit gehabt, sich tief einzuschneiden. Zahlreiche Schutt- und Geröllhalden mit bis zu hausgroßen Blöcken sind besonders oberhalb von Forno entlang der Talhänge anzutreffen. Sie dürften im Spät- bis Postglazial durch periglaziale Frostspaltung und Solifluktion entstanden sein.

1.2 Geologischer Rahmen

1.2.1 Allgemeiner geologischer Überblick

Die „Ivrea-Verbano-Zone“ (IVZ) liegt am äußersten Westrand des Südalpins, an der Innenseite des Westalpenbogens. Sie erstreckt sich über eine Länge von ca. 100 km und ist durchschnittlich 15 km breit. Im N und W wird sie durch die Insubrische Linie (IL), einer nach NW tauchenden neogenen Hauptstörungszone von den penninischen Gesteinseinheiten getrennt (Abb. 1.2). Im S und E trennen die Cremosina-Linie (CL), Cossato-Mergozzo-Brissago-Linie (CMBL) und die Pogallo-Linie (PL) die IVZ von den Plutoniten und amphibolitfaziellen Ortho- und Paragneisen der „Strona-Ceneri-Zone“ (SCZ) (SCHMID, 1968). Diese Störungen besitzen überwiegend paläozoische bis mesozoische Alter. Von NW nach SE bauen drei aufeinanderfolgende paläozoische Einheiten die südalpine Kruste vom Liegenden zum Hangenden hin auf:

- die granulit- bis amphibolitfazielle IVZ als steilgestellte ehemalige Unterkruste;

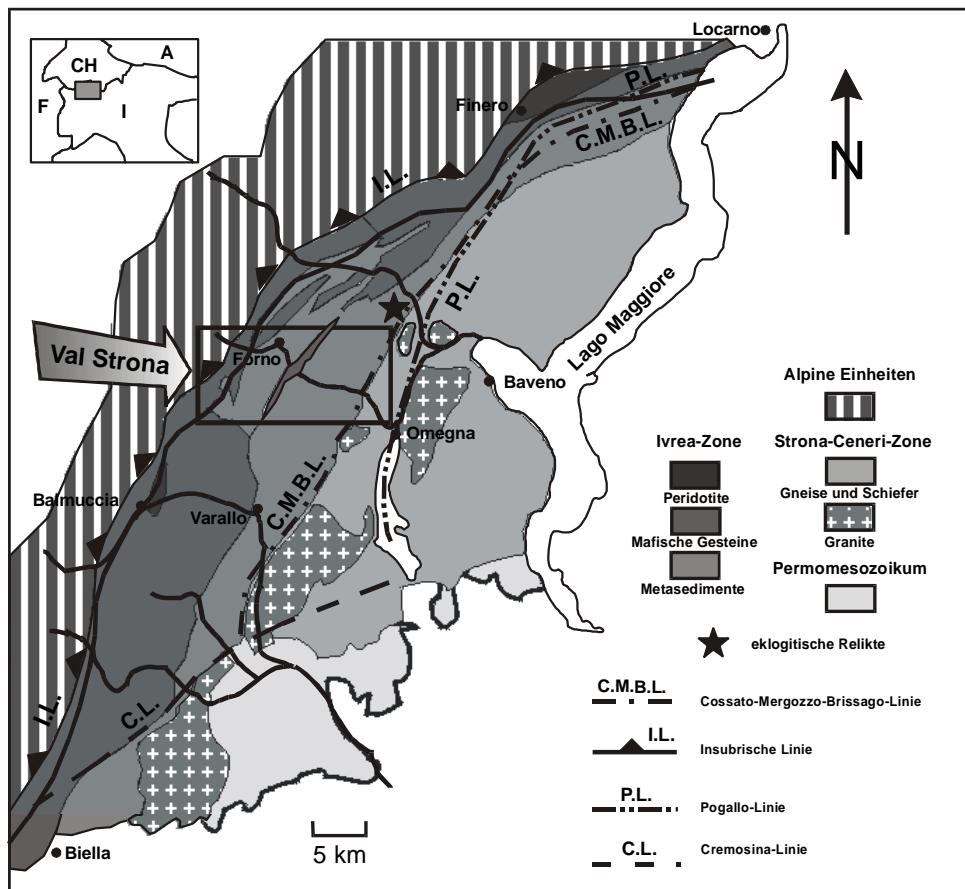


Abb. 1.2. Geologische Übersichtskarte der Südalpen westlich des Lago Maggiore (umgezeichnet nach ZINGG 1980). Die Lage des Val Strona ist markiert.

- die amphibolitfazielle SCZ (auch „Serie dei Laghi“ nach BORIANI ET AL., 1990) aus mittleren Krustentiefen;
- die überwiegend amphibolitfazielle Val Colla Zone, welche der paläozoischen Mittel- bis Oberkruste entstammt (HANDY ET AL., 1999).

Über den paläozoischen Krusteneinheiten lagern diskordant spätpaläozoische bis tertiäre Deckgebirgsschichten.

Plattentektonisch betrachtet ist das Südalpin Bestandteil des Nordrandes der adriatischen Platte, welche bei der alpidischen Orogenese von der europäischen Platte aus nördlicher bis nordwestlicher Richtung unterfahren wurde. Zur adriatischen Platte gehören ferner die Einheiten des Ostalpins, welche dem Südalpin faziell ähnliche Ausbildungen besitzen. Im plattenrandnahen Südalpin bildeten sich großräumige, überwiegend weit nach N transportierte Deckenstapel, während sich das Südalpin tektonisch rigider verhielt und nach S gerichtete Falten und kleinräumige Überschiebungen aufweist. Insgesamt gleicht das Südalpin einer nach S geneigten Platte, so daß an ihrem Nordrand das metamorphe variszische Grundgebirge aufgeschlossen ist.

1.2.2 Störungszonen

In der italienischen Literatur werden die IVZ und die SCZ auch als „Massiccio dei Laghi“ zusammengefaßt. Ihr gemeinsamer Kontakt wird im Norden und Nordwesten von der Pogallo-Linie begleitet, welche als Teil einer vermutlich mesozoisch aktiven amphibolit- bis grünschieferfaziellen Scherzone in der SCZ als spröde Bruchzone ausläuft (ZINGG ET AL., 1990). HANDY (1987) und HODGES & FOUNTAIN (1984) interpretieren die Pogallo-Linie als eine ehemals flach einfallende duktile Schrägabschiebung aus mittleren Krustentiefen, welche genetisch in Zusammenhang mit frühmesozoischer Krustenausdünnung im Südalpin zu bringen ist. Grundlage dieser Deutung ist die kontrastierende thermische Entwicklung von SCZ und IVZ. Demgegenüber vertreten BORIANI ET AL. (1990) die Ansicht, daß ihre Anlage in etwa zeitgleich mit der Intrusion spätpaläozoischer Plutonite (z.B. Granit von Baveno) ist. Die Cossato-Mergozzo-Brissago-Linie verläuft im N neben der Pogallo-Linie, bis sie im Bereich des Val d’Ossola westlich abzweigt. Sie wird aus überwiegend amphibolitfaziellen Myloniten aufgebaut. Ihre Hauptaktivität ist in das Spätpaläozoikum (Karbon bis Perm) zu stellen (BORIANI ET AL., 1990, HANDY ET AL., 1999). Entlang der Cossato-Mergozzo-Brissago-Linie sind im Zuge spätherzynischer magmatischer Aktivität permische Plutonite intrudiert, was eine enge Verbindung zwischen Platznahme der Granite und Scheraktivität vermuten läßt. Die Intrusionsalter der Granite liegen zwischen 270 und 280 Ma (Rb-Sr Biotitalter, PINARELLI ET AL., 1988). Die Cremosina-Linie bildet die Grenze der Südalpen zur Poebene. Ihre Aktivität ist hauptsächlich auf das Tertiär beschränkt (HANDY & ZURBRIGGEN, 1997).

1.2.3 Insubrische Linie

Das alpine Lineament der Periadriatischen Naht trennt die Südalpen tektonisch von den relativ herausgehobenen Zentral- und Westalpen und bildet zugleich die südliche Grenze alpiner Metamorphose. Lithologische Einheiten der Südalpen sind daher kaum alpidisch beeinflußt (HURFORD, 1986). Die Periadriatische Naht beginnt am inneren Westalpenbogen als Insubrische Linie und setzt sich nach Osten als Tonale-, Judikarien-, Pustertal- und Gailtallinie fort. Der Abschnitt der Insubrischen Linie bildet die Südbegrenzung der Zentralalpen, welche im Tertiär zu einem eindrucksvollen Deckenstapel deformiert wurden (rund 500 km Einengung) und dabei alpidische metamorphe Überprägung erfahren haben. Nordwestlich der Insubrischen Linie sind Vorkommen von Gesteinseinheiten gleichartig denen in der IVZ, d.h. gleicher Zusammensetzung und tektonometamorpher Geschichte, in Deckenresten von Ostalpin (Sesia-Lanzo-Zone, Dent-Blanche-Decke) eingeschaltet. Es handelt sich dabei um die Gesteine der II. Kinzigt-Diorit-Zone und der Valpelline Decken. Sie geben einen Hinweis darauf, daß sich das Südalpin vor der alpidischen Orogenese weiter nach Norden fortgesetzt haben muß, als es der heutigen Verbreitung entspricht.

Westlich von Locarno wird die Insubrische Linie charakterisiert durch einen 1 km breiten grünschieferfaziellen Mylonitgürtel, welcher bereichsweise kataklastisch überprägt wurde (SCHMID ET AL., 1987). Die Edukte der nach N bis NW einfallenden Mylonite leiten sich zum Teil aus Krustengesteinen der zentralalpinen Sesia-Zone her und teilweise aus Gesteinen der IVZ. Ebenfalls eingeschaltet sind Fragmente der permo-mesozoischen Deckschichten der Südalpen.

Die Anlage der Insubrischen Linie ist alpin (AHRENDT, 1980), auch wenn sie teilweise zuvor vorhandene Strukturen benutzt haben mag. Bewegungsindikatoren in den Myloniten und seismische Profile ergeben ein Bild des Bewegungsablaufs an dieser Störungszone. So folgte auf eine Phase der Rückfaltung und Rücküberschiebung zentralalpiner Einheiten nach S die Aktivität als dextrale Blattverschiebung (SCHMID ET AL., 1987). Die Rückfaltungsphase (insubric backthrusting) wurde durch verstärkte Kollision der europäischen und adriatischen Platte verursacht, einhergehend mit einer Einengung der Südalpen von 50 bis 60 km. Seismisch ist die Insubrische Linie bis in eine Tiefe von ca. 20 km zu verfolgen und bildet die Nordbegrenzung des geophysikalischen Ivrea-Körpers, dessen Platznahme vermutlich in Relation zu stellen ist mit den Bewegungen der IL (SCHMID ET AL., 1987).

Für die Rücküberschiebung der Zentralalpen an der Insubrische Linie werden von HURFORD (1986) spätoligozäne bis frühmiozäne Alter angegeben.

1.2.4 Geophysikalische Befunde

Die IVZ wird von zahlreichen Autoren als ein mögliches Querprofil durch die untere bis mittlere Kruste angesehen (z.B. MEHNERT, 1975; BURKE & FOUNTAIN, 1990; HANDY ET AL., 1999). Diese Interpretation stützt sich auf gravimetrische und seismische Studien, in welchen die IVZ als Oberflächenausdruck eines bis nahe an die Oberfläche heranreichenden Mantelkörpers („Ivrea-Körper“) hoher Dichte zu interpretieren ist (GIESE ET AL., 1982). Geophys-

kalische Modellierungen identifizieren den „Ivrea-Körper“ als einen NNE-streichenden und nach SE einfallenden bogenförmigen Keil aus südalpiner Kruste und oberem Mantel (BERCKHEMER, 1968), welcher tektonisch während der Schließung der Tethys im Zuge alpiner Orogenese an der Grenze zur europäischen Platte steilgestellt worden ist (SCHMID ET AL., 1987). Während die frühen Interpretationen von einer einzigen Mantelschuppe ausgehen, welche von subduziertem Krustenmaterial niedrigerer Dichte unterfahren wurde, haben neuere Untersuchungen gezeigt, daß die mit dem sogenannten „Ivrea-Körper“ assoziierte Mantelschuppe nur die innerste von mehreren mit Krustenmaterial verschuppten Mantelkeilen ist (REY ET AL., 1990).

1.2.5 Lithologien der Ivrea-Zone

Die IVZ (oder „Kinzigit-Diorit-Zone“ der italienischen Literatur) besteht im Querprofil von Nordwesten nach Südosten aus einer steilgestellten Wechselfolge von granulit- bis amphibolitfaziellen Meta- bis Ultrabasiten und Metasedimenten. Eingeschaltete kleinere Linsen und Lagen von Marmoren, Kalksilikaten und pegmatitischen Gängen finden sich konzentriert entlang der Südostgrenze und vereinzelt in der Nähe der Insubrischen Linie (z.B. ZINGG, 1983; SCHMID, 1993). Der Metamorphosegrad nimmt von der Granulitfazies im Nordwesten bis auf Bedingungen der mittleren Amphibolitfazies im Südosten ab.

Generell werden innerhalb der IVZ drei verschiedene Großeinheiten unterschieden:

- die Mafische Formation (nach HANDY ET AL., 1999), in der älteren Literatur auch „Basischer Hauptzug“ genannt, aufgebaut aus lagigen Intrusionen mafischer bis ultramafischer Gesteine;
- Ultrabasitkörper entlang der Insubrischen Linie sowie Ultrabasitlinsen kleinräumigen Ausmaßes innerhalb der Metasediment-Wechselfolge bzw. „Akkretionskeilabfolge“ (nach WITTMANN, 2001);
- die Metasediment-Wechselfolge, aufgebaut aus Metapeliten, Metapsammiten, untergeordneten Marmoren und konkordant eingeschalteten Metabasiten magmatischen Ursprungs.

1.2.5.1 Mafische Formation

Die Mafische Formation umspannt den West- und Nordweststrand der IVZ und wird aus drei unterschiedlichen Suiten von Gesteinen aufgebaut, welche sich von Manteldifferentiaten ableiten. Ausgenommen davon sind mafische Magmatite ozeanischen Ursprungs (SILLS & TARNEY, 1984), die eine enge Wechsellagerung mit den Metasedimenten eingehen und mit diesen eine gemeinsame metamorphe und deformative Überprägung erfuhren, welche abweichend von der Entwicklung der Mafischen Formation ist. Der Großteil der Mafischen Formation setzt sich zusammen aus lagigen, stratiformen Intrusionen von gabbroiden Körpern und gebänderten mafischen Gesteinen, stellenweise assoziiert mit ultrabasischen Einschaltungen (RIVALENTI ET AL., 1981). Diese in die Metasediment-Wechselfolge intrudierten Meta- bis Ultrabasite wurden bei Bedingungen der Regionalmetamorphose überprägt und deformiert

(ZINGG ET AL., 1990) und deuten daher auf ein orogenes Umfeld während oder kurz nach der Platznahme.

Eine besonders mächtige (bis zu 10 km) und lagig aufgebaute Abfolge befindet sich gut zugänglich im Val Sesia im Süden der IVZ (sogenannter „Mafischer Komplex“). Dieser Intrusivkomplex setzt sich vom Liegenden zum Hangenden aus verschiedenen, in mehreren Schüben erfolgten Einzelintrusionen zusammen:

- gescherte Metagabbros nahe der Insubrischen Linie;
- dem Peridotit von Balmuccia;
- der LLG (lower layered group) mit klinopyroxendominierten Kumulaten, getrennt durch granulitfazielle Metasedimentsepten von der ULG;
- der ULG (upper layered group) mit plagioklasdominierten Kumulaten;
- dem MG (main gabbro), welcher zum Dach der Intrusion in biotitführende Diorite übergeht.

RIVALENTI ET AL. (1981 und 1984) interpretieren die Abfolge als einen geschichteten Komplex (layered complex), welcher aus einem gemeinsamen Stammagma gebildet wurde. Demgegenüber sind PIN & SILLS (1986) der Ansicht, daß die LLG einem basaltischen Stammagma entstammt, während die ULG, der MG und der Diorit kalkalkaline Affinitäten aufweisen, angereichert an LREE und Ba. Neue geochemische Untersuchungen (LU ET AL., 1997a und b) geben deutliche Hinweise auf eine starke krustale Kontamination der Magmen.

Generell ist man heute der Auffassung, daß die durch „magmatic underplating“ gesteuerte Platznahme der Mafischen Formation vor ca. 300 bis 295 Ma einsetzte und die Regionalmetamorphose in der Ivrea-Zone beeinflußt bzw. verursacht hat (ZINGG ET AL., 1990; HENK ET AL., 1997). Große Teile der Mafischen Formation sind dabei selbst überprägt worden und magmatische Gefüge meist nur relikтив vorhanden (SILLS, 1984). Die im Dachbereich bei Varallo aufgeschlossenen Diorite und Gabbrodiorite hingegen bilden die jüngste Suite der Mafischen Formation mit einem Alter von 285 Ma (PIN, 1986). Darin sind frische magmatische Gefüge erhalten, welche das Ende der penetrativen Deformation markieren. Die Intrusion der Diorite bei Varallo ist demnach als postmetamorph einzustufen (ZINGG ET AL., 1990).

Die basischen Intrusionen bei Finero im Nordwesten der IVZ sind neueren Untersuchungen zufolge durch zwei Magmenschübe entstanden und frei von krustalen Kontaminationen (LU ET AL., 1997a). Demzufolge besitzen sie im Vergleich zum Intrusionskomplex von Val Sesia eine abweichende Petrogenese.

Der Mechanismus des „magmatic underplating“ beruht auf der Tatsache, daß unter kontinentaler Kruste gebildete basische Schmelzen aufgrund höherer Dichte entlang der Moho oder in der unteren Kruste Platz nehmen. Dadurch werden der kontinentalen Kruste zusätzliche Masse und Wärme zugefügt, was zu hochtemperierter Regionalmetamorphose und Oberflächenanhebung mit gleichzeitiger Ausdünnung der Kruste führen kann (HUPPERT & SPARKS, 1988).

1.2.5.2 Ultrabasite

Peridotite und andere Ultrabasite treten als größere isolierte Körper innerhalb der Mafischen Formation entlang des Nordwestrandes der IVZ auf (z.B. Peridotitkörper von Finero und Balmuccia) und bilden mit den umgebenden Metabasiten das Liegende der lithologischen Abfolge. Kleinere ultrabasische Linsen und Peridotite sind außerdem in die Metasedimentfolge eingeschaltet, so z.B. Kelyphitperidotite von der Alpe Piumero und Amphibolperidotite bei Otra, Val Strona (WITTMANN, 2001). Weitere Vorkommen finden sich an der Südostgrenze der IVZ, assoziiert mit eklogitischen Amphiboliten der Alpe Morello (BORIANI & PEYRONEL PAGLIANI, 1968). Diese Ultrabasitvorkommen geben Hinweise für eine Herkunft der Gesteine aus großen Tiefen, evtl. verbunden mit Subduktionszonenbedingungen. Die Ultrabasischen Gesteine umfassen generell Peridotite und Pyroxenite, Spinell-Peridotite und Lherzolithe, wobei letztere besonders in den als tektonisch hochgeschürzte Manteldifferentiate betrachteten Körpern von Balmuccia und Baldissero vorkommen (RIVALENTI ET AL., 1981). Weitere Peridotite in Form von spinellführenden Duniten und Harzburgiten finden sich zusammen mit Noriten und Gabbros als Bestandteile der Mafischen Formation bei Val Sesia. Der Peridotit von Finero enthält Phlogopit und Hornblende, welche möglicherweise durch metasomatische Prozesse infolge von Krustenkontamination (HUNZIKER & ZINGG, 1982) oder subduktionsbezogene Mantelmetasomatose (ZANETTI ET AL., 1999) gebildet wurden. Außerdem zeigt er im Vergleich zu den Peridotiten von Balmuccia und Baldissero erhöhte Anreicherungen von inkompatiblen Spurenelementen und ist am stärksten fraktioniert. Daraus ergibt sich, daß der Peridotit von Finero entweder aus einer anderen Schmelze gebildet wurde oder weitreichende Differentiationen erfahren haben muß (VOSHAGE ET AL., 1990).

Eine detaillierte Bearbeitung und Diskussion von Ultrabasiten der IVZ findet sich in WITTMANN (2001).

1.2.5.3 Metasediment-Wechselseitigkeit

Die Metasediment-Wechselseitigkeit der IVZ besteht aus einer steilgestellten und isoklinal verfalteten Abfolge von amphibolit- bis granulitfaziellen pelitischen bis psammopelitischen Metasedimenten und Metabasiten orthogener Herkunft, in welche bereichsweise Marmore und Kalksilikate sowie pegmatoide oder mafische Gänge eingeschaltet sind. Im Val Strona sind die Metabasite besonders auf den mittleren Abschnitt konzentriert und bilden stellenweise enge Wechsellagerungen mit den umgebenden Metasedimenten. Nach geochemischen Untersuchungen von SILLS & TARNEY (1984) und MAZZUCHELLI & SIENA (1986) handelt es sich um ehemalige ozeanische Basalte von tholeiitischem (N-MORB) bzw. alkalinem (E-MORB) Charakter. Die Metasedimente umfassen Al-reiche Pelite und Psammopelite. Stellenweise besitzen die Gesteine auch quarzitische Ausbildungen. Migmatisierung der Metasedimente ist bereichsweise häufig, am intensivsten jedoch im Kontaktbereich zum lagigen Intrusionskomplex von Val Sesia (SNOKE ET AL., 1999). Extrem feine Wechsellagerungen von basischen und felsischen Lagen bis in den cm-Bereich hinein bilden eine kartierbare eigenständige Lithologie. Möglicherweise handelt es sich dabei um metatuffitische Gesteine. In die Abfolge konkordant eingeschaltete Marmore sind besonders mächtig und häufig in der mittleren bis südöstlichen

IVZ zu finden (z.B. ehemaliger Marmorabbau bei Marmo und Sambugetto im Val Strona). In etwa gleicher Profilstellung gibt es zahlreiche, bis zu mehrere m mächtige Pegmatite.

1.3 Lithologien der Strona-Ceneri-Zone und Val Colla Zone

Die SCZ und Val Colla Zone schließen östlich an die IVZ an und gehören zum mittleren Krusteninventar des Südalpins. Sie enthalten hauptsächlich amphibolitfazielle Gneise und Schiefer sedimentären Ursprungs (Metagrauwacken und Metapelite), gebänderte Amphibolite, Karbonate und Metagranitoide. Ähnlich wie in der IVZ, zeigt sich von Südosten nach Nordwesten ein gradueller Anstieg des Metamorphosegrades von niedriger bis mittelgradiger Amphibolitfazies senkrecht zum Streichen der Lithologien. Aufgrund der Position zwischen der IVZ und permo-mesozoischen Deckschichten wurden SCZ und IVZ lange als zusammenhängendes steilgestelltes Profil von unterer zu mittlerer Kruste betrachtet (z.B. FOUNTAIN, 1976). Neue Untersuchungen zeigen jedoch, daß die SCZ als ehemaliger frühpaläozoischer Akkretionskeil, welcher schon im Ordovizium (440-480 Ma) von zahlreichen S- und I-Typ Granitoiden durchsetzt und regionalmetamorph überprägt wurde (ZURBRIGGEN ET AL., 1997), eine von der IVZ abweichende Entwicklung durchgemacht hat.

1.4 Generelles Entwicklungsmodell

In HANDY ET AL. (1999) wurden die in zahlreichen Arbeiten entstandenen Daten über die IVZ und das angrenzende südalpine Basement zu einer Gesamtrekonstruktion des möglichen sedimentären und tektonischen Entstehungsablaufs zusammengefaßt.

Die IVZ wird darin als der unterste Liegendabschnitt des freigelegten südalpinen Basements angesehen, während die SCZ mit anschließender Val Colla Zone aus mittleren Krustenbereichen an die Erdoberfläche gelangt ist. Von Metamorphose und stärkerer Deformation verschonte permo-mesozoische Deckgebirgseinheiten bilden das Hangende der südalpinen Kruste.

Die ältesten krustalen Einheiten sind in der mittelgradigen SCZ und Val Colla Zone zu finden. Intensiv mit den Metasedimenten verfaltete Amphibolite der SCZ enthalten charakteristische Signaturen von tholeiitischen Ozeanbodenbasalten (BULETTI, 1983). Zusammen mit in den Metasedimenten eingeschalteten Eklogitrelikten deuten mehrere Faktoren auf spätproterozoische oder frühpaläozoische Akkretion von pelitischen, klastischen, kalkigen und ophiolithischen Gesteinen hin. Im Ordovizium wurde die Abfolge von S- und I-Typ Granitoiden eines Inselbogens oder Forearc-Komplexes durchsetzt und etwa zeitgleich von amphibolitfazieller Metamorphose überprägt (ZURBRIGGEN, 1996).

Die Metasedimente, Metakarbonate und Amphibolite der IVZ sind das Ergebnis eines späteren, möglicherweise variszischen Akkretionsereignisses (SILLS & TARNEY, 1984; HANDY ET AL., 1999). Dabei wurde rheische, ozeanische Kruste unter die SCZ subduziert. Konkrete Hinweise

auf eine variszische Sutur geben eklogitische Amphibolite und Disthenrelikte entlang der Südostgrenze der IVZ. Der Zeitraum der mit Akkretion verbundenen Subduktion wird mit 355 bis 320 Ma angegeben.

In der Spätphase der variszischen Konvergenz (290 - 320 Ma) steuerte lithosphärische Delamination die Intrusion basischer und ultrabasischer Schmelzen entlang der Krustenbasis und führte zu „magmatic underplating“ der IVZ mit gleichzeitiger amphibolit- bis granulitfazieller Metamorphose in der SCZ und IVZ. Etwa im gleichen Zeitraum wurde entlang der Val Colla-Scherzone auch die variszisch überprägte mittlere Kruste bis ins Erosionsniveau angehoben, wie durch diskordant überlagernde Konglomerate aus dem Westphal belegt ist. Diese Konglomerate enthalten Gerölle von Gneisen der SCZ und Val Colla Zone (ZINGG, 1983).

Postvariszische, E-W gerichtete transtensionale Tektonik (270 - 290 Ma) war assoziiert mit erneutem „magmatic underplating“ und der beginnenden Heraushebung der IVZ entlang mylonitischer Scherzonen der „Brissago Phase“ (HANDY ET AL., 1999) am Kontakt zur SCZ.

Während der ebenfalls E-W gerichteten, frühmesozoischen Riftbildungsphasen der Tethys (180 - 230 Ma) wurde die südalpine Kruste stark ausgedünnt. Dies geschah vor allem anhand amphibolit- bis retrograd grünschieferfazieller mylonitischer Scherzonen der „Pogallo Phase“ (HANDY ET AL., 1999) innerhalb der IVZ.

Die Rekonstruktion der präalpinen Orientierung von IVZ und SCZ ist noch immer weitestgehend spekulativ. Abgesehen von grünschieferfaziellen Myloniten entlang der Insubrischen Linie ist die alpine Deformation in den Südalpen ausnahmslos kataklastisch ausgebildet.

HANDY ET AL. (1999) gehen davon aus, daß kataklastische Störungen und spröde Faltung (20 - 50 Ma) die südalpinen Krusteneinheiten fragmentiert haben mit gleichzeitiger Steilstellung der IVZ. Die SCZ und Val Colla Zone hingegen wurden nur um geringe Winkelbeträge rotiert. Sie führen weiterhin an, daß in der SCZ im Gegensatz zur IVZ kein deutlicher Druckgradient ausgebildet ist. SCHMID ET AL. (1987 und 1989) vermuten ebenfalls eine alpidische Steilstellung der IVZ und begründen diese Annahme mit strukturellen Überlegungen zur Bildung der „Proman Antikline“ nördlich des Val d’Ossola, sowie mit bis zu 60° rotierten oligozänen Gängen im Süden der IVZ. Demgegenüber stellen BORIANI ET AL. (1990) fest, daß die spätherzynischen Plutone der SCZ seit ihrer Platznahme kaum rotiert wurden. Ihrer Meinung nach erfolgte die Steilstellung der IVZ schon im Perm.

1.5 Untersuchungsgeschichte

Erstmals wurde die IVZ Ende des 19. Jahrhunderts geologisch bearbeitet. ARTINI und MELZI (1900) führten die Bezeichnung „Stronalite“ für die felsischen, granulitfaziellen Metapelite ein. Die amphibolitfaziellen, biotitdominierten Metapelite wurden als „Kinzigite“ bezeichnet. Eine erste geologische Karte der IVZ im Maßstab 1:100000 wurde von FRANCHI (1905) bzw. NOVERESE (1906) aufgenommen.

Seit Mitte der 60er Jahre des letzten Jahrhunderts wurde eine Vielzahl von Arbeiten über die IVZ angefertigt. An dieser Stelle kann daher nur ein Überblick über die wichtigsten Arbeiten zum Val Strona di Omegna gegeben werden:

- BERCKHEMER (1968) unternahm erste detaillierte geophysikalische Untersuchungen in der IVZ und beschrieb die Topographie des „Ivrea-Körpers“ als einen relativ nahe an die Erdoberfläche reichenden steilgestellten Mantelkeil. Aus diesen Ergebnissen leiten sich spätere Vorstellungen über die IVZ als ein Unterkrustenprofil ab.
- BERTOLANI (1968) fertigte eine geologische Karte im Maßstab von 1:25000 an und nahm eine petrologische Bestandsaufnahme vor.
- MEHNERT (1975) untersuchte die Lithologien ebenfalls detailliert und legte einen Schwerpunkt auf die Auswertung und Deutung anatektischer Mobilisate im Zusammenhang mit Granitbildung.

SCHMID & WOOD (1976), SILLS (1984), SILLS & TARNEY (1984), SCHNETGER (1988, 1994), HENK ET AL. (1997) und BARBOZA & BERGANTZ (2000) fertigten wichtige Arbeiten zur Geochemie und den metamorphen Phasenabläufen an.

1.6 Zielsetzung der Arbeit

Die Aufgabenstellung umfaßte die Kartierung eines Abschnittes des Bachbettprofils von Otra 2,8 km bachabwärts im Maßstab 1:1000. Das Profil deckt vom Hangenden zum Liegenden den Übergang von der höheren Amphibolitfazies in die Granulitfazies ab. Bei der Geländeaufnahme sollten vor allem petrographische und strukturelle Entwicklungen verfolgt und interpretiert werden. Besondere Aufmerksamkeit galt dabei den mylonitischen Scherzonen, von denen die nördliche bei Rosarolo in einer Spezialkarte strukturell aufgenommen wurde. Außerdem erfolgte der Versuch, die Scherzonen dynamisch auszuwerten und mit schon vorhandenen Ergebnissen aus der Literatur zu vergleichen. Weiterhin wurden die Amphibolite und Metabasite der Übergangszone geochemisch bearbeitet und mit einzelnen Proben von außerhalb des Kartiergebiets verglichen. Interessant war dabei vor allem die Fragestellung, inwiefern die Scherzonen die Verteilung der Haupt- und Spurenelemente beeinflussen.

1.7 Arbeitsmethodik

Grundlage der Kartierung ist die „Carta Topografica d’Italia, Sezione 072 I Forno“ im Maßstab 1:25000. Für die Feldarbeit wurden die Arbeitsgebiete auf den Maßstab 1:1000 vergrößert. Als grobe geologische Orientierung diente die „Carta Geo-Litologica della Valle Strona“ von BERTOLANI (1968). Die Geländerarbeit erstreckte sich über drei Aufenthalte von insgesamt 7 Wochen. Die Einmessung tektonischer Gefügewerte erfolgte mit einem Zweikreis-Geologenkompaß der Firma Freiberger Präzisionsmechanik GmbH. Bei der Geländerarbeit

wurden ferner eine Handlupe mit 10-facher Vergrößerung, ein Fotoapparat, ein 2 kg-Fäustel, ein Meißel, Maßband und verdünnte Salzsäure verwendet.

Zur semiquantitativen Erfassung der Menge und Verteilung anatektischer Mobilisate an geeigneten Aufschlüssen wurde auf Flächen senkrecht zur Hauptfoliation ein Maßband angelegt und so das Mengenverhältnis von Leukosomlagen zu restitischem Gestein prozentual ermittelt. Leider konnte dieses Verfahren aufgrund stellenweise ungeeigneter Aufschlußverhältnisse nicht durchgängig über das Profil hinweg angewendet werden.

Aus 66 überwiegend orientierten Handstücken wurden am Institut für Mineralogie und Geochemie der Universität zu Köln insgesamt 143 Dünnschliffe angefertigt. Die Auflistung der Dünnschliffe und an den Handstücken eingemessenen Gefügewerte befindet sich unter A. 1 und A. 2 im Anhang. Proben- und Dünnschliffbezeichnungen sind jeweils identisch. Von den meisten Proben wurden Dünnschliffe senkrecht (yz-Schnittlage) und parallel zum Streckungslinear (xz-Schnittlage) hergestellt.

Zur Gesteinsmikroskopie standen ein Leitz Polarisationsmikroskop vom Typ „Orthoplan“ sowie ein Jenapol 250-CF des Lehrstuhls für Angewandte Geologie in Erlangen zur Verfügung. Die Dünnschliffphotographien entstanden, wenn nicht anders angegeben, mit Hilfe eines Photoaufsatzes am Leitz „Orthoplan“. Modalbestände der Dünnschliffe wurden überwiegend mit Hilfe von Vergleichsschaubildern geschätzt und anhand einiger Schliffe mit einem Punktzählokular (jeweils ca. 400-500 Punkte) überprüft. Die Ermittlung der in Kapitel 3 angegebenen g-Werte geschah überwiegend durch Auszählung am Schliffbild. Für die Klassifizierung metapelitischer Gesteine des Arbeitsgebietes wurden ergänzend einige Dünnschliffe von TRÄGNER verwendet.

Für die Darstellung und Auswertung im Gelände ermittelter Gefügedaten wurde das Programm StereoNett Version 2.46 (© DUYSTER, 2000) verwendet.

Die Aufbereitung von 20 ausgesuchten Amphibolit- und Metabasitproben zur geochemischen Untersuchung mittels RFA ist in Kapitel 5 ausführlich beschrieben. Als Referenz für das eigene Probenmaterial wurden zwei Analysen aus Metabasiten von GOLLING und WITTMANN angefertigt und zusätzlich einige Proben von außerhalb des Arbeitsgebietes genommen. Analysiert wurde am Lehrstuhl für Angewandte Geologie in Erlangen durch Dr. A. Baier sowie teilweise durch Dr. A. Klein am Institut für Mineralogie und Geochemie der Universität zu Köln. Die Auswertung der Daten erfolgte mit Hilfe der Programme NewPet (© CLARKE, 1994) und Excel 97 (© MICROSOFT 1997).

Kapitel 2

Petrographie

2.1 Metabasite

Die Amphibolite und Metabasite des mittleren Val Strona zwischen Marmo und Rosarolo geben im Gelände und Schliffbild Aufschluß über ihre mineralogische Entwicklung von der oberen Amphibolitfazies in die Granulitfazies hinein. Dieser Übergang vollzieht sich kontinuierlich, mit Ausnahme von retrograden Einflüssen im Bereich der Scherzonen. Dort kommt es zu teilweise deutlich ausgeprägten Metamorphosesprüngen. Zwischen Rosarolo und Otra gehen die Metabasite in granulitfazielle Ausbildung über. Für eine Bearbeitung und die Darstellung in der Karte wurden die Metabasite in fünf verschiedene Gruppen unterteilt, deren jeweilige Abgrenzung auf während der Feldarbeit ausgearbeiteten makroskopischen Kriterien beruht.

2.1.1 Amphibolite Typ 1a (= schlierige Amphibolite)

Die grüngrauen bis schwarzgrauen Amphibolite vom Typ 1a finden sich fast ausnahmslos in einem Abschnitt zwischen der SE-Grenze des Arbeitsgebietes bis etwa wenige Meter nördlich der Fußbrücke über die Strona, unterhalb Casa Grampi. Die Mächtigkeit der Amphibolitkörper variiert zwischen wenigen dm bis max. 90 m, beträgt aber meist wenige m. Die geringmächtigen Lagen bilden zahlreiche, im Gelände verfolgbare Falten in den umgebenden felsischen Grt - Bt - Gneisen. Randlich sind die Amphibolit-Lagen häufig durch die Gneise metasomatisch beeinflußt (z.B. Granat-Wachstum im Grenzbereich). Bei besonders starker tektonischer Beanspruchung sind dinnere Lagen in einzelne Schollen oder Boudins zerlegt. Tonalitische Pegmatoide mit Feldspat, Quarz und Hornblende kommen in lokalen „gangartigen“ oder ausfingernden Körpern und Schlieren gelegentlich vor (Abb. 2.1).

Bei den Gesteinen handelt es sich um meist kleinkörnige, lagig bis meist inhomogen schlierige Amphibolite mit ausgeprägter Lineation und Foliation, hervorgerufen durch den stofflichen Lagenbau im mm-Maßstab und Einregelung der Mineralphasen. Die hellgrüngrauen Lagen und Schlieren aus Klinopyroxen und Plagioklas zeichnen teilweise eine straffe Foliation nach, hervorgerufen durch Plättung innerhalb größerer Faltenschenkel oder kleiner Scherbereiche. In anderen Aufschlüssen sind sie kleinräumig (im cm bis dm - Maßstab) in liegende Falten gelegt, das dynamische Regime anzeigen (Abb. 2.2). Häufig bilden Klinopyroxen und Plagioklas auch nur schlierig-wolkige Anreicherungen, wie z.B. in Fp 43. Die hellen Lagen und Schlieren sind

generell etwas grobkörniger und lösen sich diffus in der amphibolitischen Hbl - Pl \pm Cpx - Matrix auf. Gelegentlich eingesprengte Erzkörper sind durch rostige Verwitterungshöfe erkennbar. Nur bereichsweise halten die hellen Lagen im Gelände über mehrere dm oder m aus. Auf den Foliationsflächen ist durch die bevorzugte Einregelung der Amphibol-Prismen eine deutliche Mineralstreckungslineation vorhanden.

Makroskopisch etwas abweichend, aber dennoch in diese Gruppe einzuordnen, ist Probe Fp 26. Bei diesem Amphibolit handelt es sich um eine ungewöhnlich homogene und etwas feinkörnigere Variante, ohne die sonst typischen Cpx - Pl - Lagen. Dadurch wirkt das Gestein vergleichsweise homogen und massig. Die Foliation ist nur durch Einregelung der Hornblenden bedingt, welche auf den Foliationsflächen eine feine, nahezu unscheinbare Lineation verursacht.

U. d. M.

erkennt man im yz - Schnitt ein recht einheitliches equigranulares Polygonalgefüge zwischen Hornblende und Plagioklas (Abb. 2.3). Nach der Längsachse gestreckte und lagenweise etwas gröbere Hornblenden prägt dem Gestein im xz - Schnitt allerdings eher ein inequigranulares und besonders in Fp 24 und Fp 7 auch gut geregeltes Gefüge auf. Wo Klinopyroxen hinzutritt, sind die Korngefüge bereichsweise als interlobat zu bezeichnen. Die euhedrale pleochroitische **Hornblende** ist von grüner oder braungrüner bis hellgelber Farbe und dominiert modal in der amphibolitischen Matrix mit Kd (Korndurchmessern) von 0,5-0,6 mm. In den hellen Cpx - Pl - Lagen kommt meist keine Hornblende vor, oder sie tritt modal stark in den Hintergrund. Hohe Doppelbrechung, schiefe Auslöschung und ein hoher Achsenwinkel $2V_x$ ($\sim 75-80^\circ$), sowie der negative optische Charakter deuten auf eine Zusammensetzung nahe Magnesio-Hornblende hin. Die Korngrenzen sind überwiegend gerade, und Einschlüsse von tropfenförmigem Plagioklas, Titanit, Klinopyroxen und teilweise Apatit sind nicht selten. Randlich ist z.T. Umwandlung in feinnadeligen blaugrünen **Aktinolith** erkennbar (Fp 43). Insgesamt erscheint die Hornblende jedoch recht frisch bis auf leichte Umwandlung in Chlorit oder Calcit entlang der Spaltbarkeit und gelegentliche randliche Serizitisierung.

Plagioklas mit Kd von durchschnittlich 0,4-0,6 mm ist überwiegend euhedral ausgebildet und mit geraden bis leicht rundlichen, in Fp 43 auch leicht buchtigen Korngrenzen ein Hauptbestandteil der Matrix. In den Cpx - Pl - Lagen ist er stets recht grobkörnig (Kd bis 3 mm), gleichzeitig allerdings gegenüber der Matrix auch stärker zersetzt in **Zoisit** und Serizit. Der optische Charakter ist negativ mit einem Achsenwinkel $2V_x \sim 70-80^\circ$, d.h. der An - Gehalt liegt zwischen 40 und 60 - %. Zwillinge nach dem Albit- und Periklingesetz sind regelmäßig ausgebildet. Eine chemisch normale Zonierung ist meist gut erkennbar. Einschlüsse von Titanit und kleinen euhedralen Hornblende - Prismen sind weit verbreitet.

Farbloser bis leicht grünlicher **Klinopyroxen** mit hoher Doppelbrechung ist möglicherweise der Diopsid-Hedenbergit-Reihe zuzuordnen. Mittlere Achsenwinkel von $2V_z \sim 45-50^\circ$ zusammen mit positivem optischen Charakter und hohe Auslöschungsschäifen weisen darauf hin.



Abb. 2.1.

Schlierig ausgebildeter Amphibolit vom Typ 1a mit tonalitischem Pegmatoid.
Lok.: Straßenaufschluß unterhalb Alpe Brosaccio.

BUK = 0,7 m



Abb. 2.2.

Schlieriger Amphibolit Typ 1a von der Fußbrücke bei Grampi mit verfalteten Cpx - Pl - Lagen (Fp 7).
[xz-Schnittfläche]

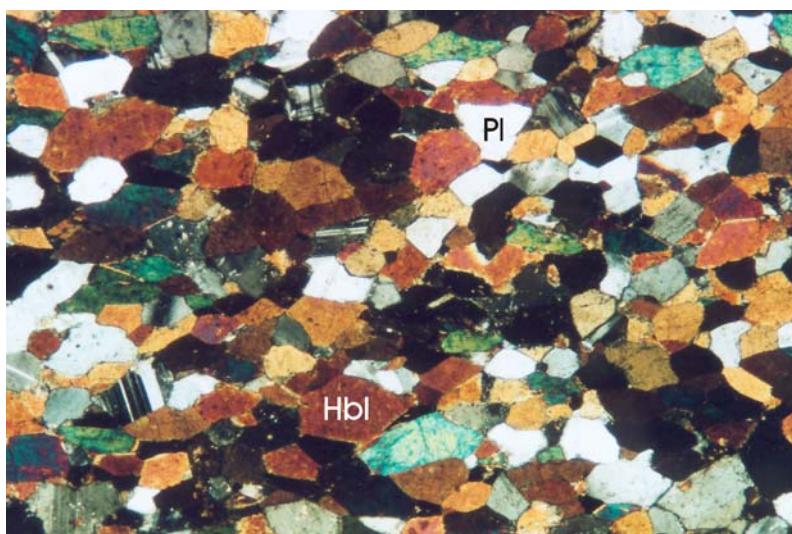
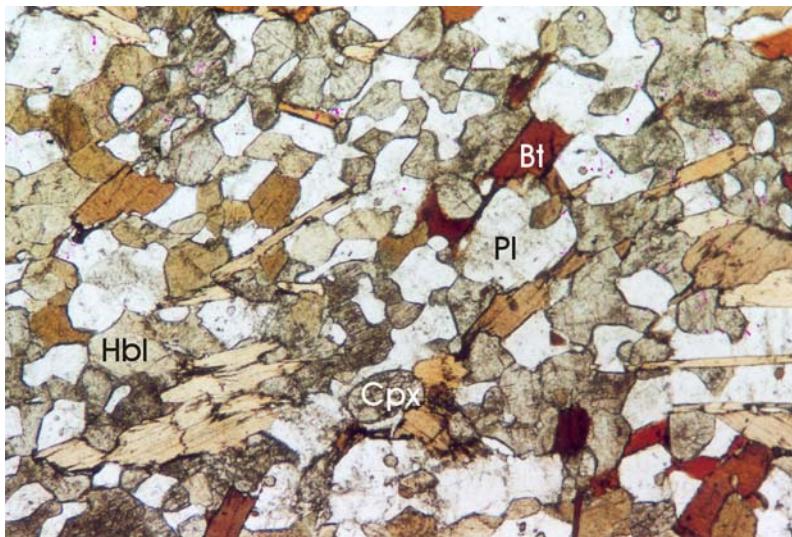


Abb 2.3.

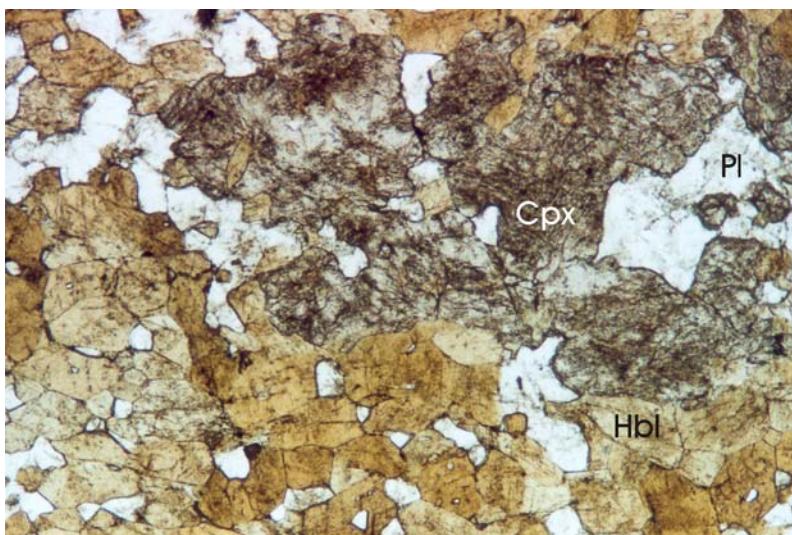
Polygonalgefüge zwischen Hbl und Pl in Amphibolit Typ 1a (Fp 24-3).
[yz-Schnittlage]
+N

BUK = 4,3 mm

**Abb. 2.4.**

Typisches Gefüge in Biotitamphibolit Typ 1b (Fp 41-2). Bt zeichnet sich überschneidende Schieferungsfoliationen nach.
[yz-Schnittlage]
|| N

BUK = 4,3 mm

**Abb. 2.5.**

Interlobates Verwachsungsgefüge von Cpx und Pl in Cpx - Pl - Schmitze eines Amphibolits Typ 1b (Fp 27-2b).
[yz-Schnittlage]
|| N

BUK = 4,3 mm

**Abb. 2.6.**

Amphibolit Typ 2 mit metatektischen Cpx - Pl - Schlieren (Fp 12) aus der Scherzone bei Rosarolo.
[xz-Schnittfläche]

In den amphibolitischen Gesteinspartien besitzen die subhedralen Kornanschnitte Durchmesser von Kd ~ 0,4 mm, während sie in den Cpx - Pl - Lagen mittelkörnige Agglomerate oder lobat ausgreifende anhedrale „Überkörner“ mit Kd von bis zu 3,3 mm ausbilden. Generell werden die Korngrößen des Klinopyroxen zum Liegenden der Profilabfolge hin etwas größer. Einschlüsse von Tropfenplagioklas, Hornblende, Titanit und Erzphase wurden während des Wachstums aufgenommen. In Fp 43 finden sich zahlreiche Verwachsungen von grünbrauner Hornblende mit Klinopyroxen. Randlicher, hellgrüner **Amphibol** deutet vor allem in Fp 24 auf eine bereichsweise retrograde Umwandlung (Uralitisierung) von Klinopyroxen. Daneben finden sich oft **Calcit**, **Serizit** und etwas **Chlorit** entlang von Rissen und Spaltbarkeit.

Als Akzessorien sind vor allem **Titanit**, **Erz (Ilmenit)** und seltener etwas **Apatit** im Gestein eingesprengt. Der Titanit besitzt meist eine rundlich-körnige Ausbildung („Insektenleier“), daneben kommen die Mineralkörper auch als Saum um die Erzphase herum vor. Die Kd liegen bei meist 0,1-0,2 mm, in Fp 26 bei 0,6 mm. In Fp 43 ist in einer Lage akzessorisch sehr wenig reliktisch ausgebliebener **Biotit** vorhanden.

Schliff-Nr.	Hbl	Pl	Cpx	Ttn	Erz	Acc
Fp 24-1 *	66	26	5	2	acc	Ap, Cal, Ser, Zo, Am, Chl
Fp 24-1 **	6	55	37	1	acc	s.o.
Fp 26-2	63	32	3	acc	2	Ttn, Chl, Am, Ser, Zo
Fp 43-2 *	44	30	24	acc	1	Ttn, Chl, Am, Ser, Zo
Fp 7-2 *	45	43	11	acc	acc	Ttn, Chl, Cal

* Matrix

** Cpx-Pl-Lage

Tab. 2.1. Modalzusammensetzungen der Amphibolite Typ 1a.

2.1.2 Amphibolite Typ 1b (= Biotitamphibolite)

Die Biotitamphibolite des Typs 1b befinden sich im mittleren und unteren Abschnitt des Arbeitsgebietes, innerhalb eines Teilstücks zwischen der Alpe Orlo di Testa bis 100 m N der Fußbrücke unterhalb Grampi. Sie sind somit in ihrer generellen Verbreitung den makroskopisch ähnlichen Amphiboliten des Typs 1a identisch. Biotit-Führung findet sich reliktisch auch im Bereich der Scherzone bei Rosarolo (Fp 48), dort besitzt das Gestein allerdings ein deutlich anderes Gefüge, den Amphiboliten des Typs 2 ähnlich. Die Zuordnung soll somit auf Gesteine unterhalb der Scherzone bei Rosarolo beschränkt bleiben. Der Biotit-Gehalt scheint bei allen Vorkommen an enge Wechsellagerung und Verfaltung dünner Amphibolitlagen mit den Grt - Bt - Gneisen gebunden zu sein. In mächtigeren Amphibolitzügen (> 10 m) tritt Biotit nur an den äußeren Randpartien auf, d.h. meist innerhalb weniger Dezimeter oder Meter vom Kontakt zu felsischen Gneisen. Daher ist ein räumlich begrenzter Stoffaustausch zwischen den beiden Lithologien anzunehmen. Ein direkter Hinweis darauf ist das häufige Vorkommen von Granat in diesen Amphibolitrandbereichen.

Im Handstück erkennt man in den kleinkörnigen grüngrauen Gesteinen schon makroskopisch den Biotit, welcher in Fp 41 und Fp 10 lagenartig konzentriert vorkommt, in anderen Proben aber auch gleichmäßiger verteilt ist, so z.B. in Fp 27b. Weiterhin sind lagenartig angeordnete, nach einigen mm oder cm auskeilende helle Cpx - Pl - Schlieren charakteristisch, welche andeutungsweise die Foliation nachzeichnen. Bei tektonischer Plättung sind diese Schmitzen zu länger aushaltenden, dünnen (wenige mm bis cm) Lagen ausgewalzt (Fp 10), welche sich wolzig-diffus in die umgebende Matrix auflösen. Die hellen Lagen und Schlieren sind im Gelände stellenweise zu liegenden Scherfalten oder Boudins verformt. Auf den Foliationsflächen geben feine längliche Hornblende - Prismen eine Mineralstreckungslineation vor.

U. d. M.

ist das Gefüge der amphibolitischen Matrix überwiegend inequigranular - polygonal mit typisch ausgebildeten Tripelpunkten. In xz - Schnittlagen ist deutliche Vorzugsregelung von Hornblende und Klinopyroxen erkennbar. Lepidoblastischer Biotit zeichnet z.T. die Regelung der Hornblende nach, ist aber auch oft winklig dazu angeordnet und erzeugt eine zweite Schieferungsrichtung (Abb. 2.4). Die Cpx - Pl - Schlieren besitzen gröbere Korngefüge mit interlobat verwachsenen Korgrenzen. In Fp 10 ist die Verteilung der Modalbestände durch die ausgeprägtere Lagigkeit ungleichmäßiger als in anderen Proben. Niedriggradige deformative Überprägungen wie z.B. undulöses Auslöschen sind an den Mineralkörnern generell kaum ausgebildet. Nur junge Risse und Klüfte mit Epidot - Chlorit - Ausfüllung durchziehen Schritte von Fp 10 senkrecht zur Foliation und bewirken starke Umwandlungerscheinungen in angrenzenden Mineralen.

Grünbraun bis hellgelb pleochroitische **Hornblende** mit Kd von 0,4 - 0,5 mm ist vorzugsweise in euhedralen prismatischen Körnern ausgebildet, welche in den xz - Schnittlagen mit der c - Achse eingeregelt sind. Der Achsenwinkel $2V_x$ beträgt 65 - 70° bei optisch negativem Charakter, was auf eine Magnesio-Hornblende hindeutet. Verwachsungen mit Klinopyroxen kommen vor, ebenso wie Einschlüsse von tropfenförmigem Plagioklas. Leichtes Undulieren ist selten. Zwillingsbildung nach {100} ist immer wieder beobachtbar. In Fp 27b und Fp 10 ist Umwandlung in Serizit von den Kornrändern ausgehend verbreitet.

Kurzprismatischer **Plagioklas** in geraden bis leicht rundlichen euhedralen Kornformen, in Fp 10 auch teilweise eckig ausgreifend, bildet zusammen mit Hornblende die amphibolitische Matrix. Die Kd liegen zwischen 0,4 und 0,6 mm. Teilweise ist Plagioklas leicht zoniert. Optisch bestimmte An - Gehalte schwanken zwischen 46 und 53%. Feinkörnige euhedrale Hornblende ist häufig Einschlußphase im Plagioklas. Typische Verzwilligungen nach dem Albit- und Periklingesetz sind stets verbreitet. Deformationszwillinge und undulöses Auslöschen als Folge niedriggradiger Überprägung sind dagegen nur sporadisch zu beobachten. Von Umwandlung ist Plagioklas mit Ausnahme von Fp 10 nur wenig betroffen. Vorzugsweise beginnt diese dann vom Zentrum der Mineralkörper aus und bildet sogenannte „gefüllte Feldspäte“ mit **Epidot**, **Zoisit** und **Serizit**.

Farbloser **Klinopyroxen** ist meist in größeren sub- bis anhedralen Mineralkörnern oder Kornaggregaten und mit Kd von 0,6 bis 2,5 mm ungleichmäßig bis lagenartig angehäuft im Gestein verteilt. Große Agglomerate mehrerer Einzelkörper mit gleicher Auslöschung („Überkörper“) erreichen in Fp 27b bis zu 4 mm Durchmesser. Die Korngrenzen sind lobat bis zellulär ausgebildet. Während des Kornwachstums sind rundlicher Plagioklas oder Hornblende in Klinopyroxen eingeschlossen worden (Abb. 2.5). In Fp 10 sind in den größeren Körnern feine Entmischungslamellen ausgebildet. Optische Bestimmungen deuten auf eine Zusammensetzung innerhalb der Diopsit-Hedenbergit-Reihe hin. Randlich oder entlang der Spaltrisse ist Klinopyroxen durch Umwandlung in feinfaserigen Amphibol oft etwas „ausgefranst“ oder getrübt.

Rotbraun bis hellgelb pleochroitischer **Biotit**, in Fp 10 überwiegend relikтивisch und ausgebleicht, ist in Lagen und Schlieren angereichert. Die Kd der euhedralen Mineralkörper liegen durchschnittlich bei 0,6 bis 0,9 mm. Teilweise findet sich feinkörniger Biotit eingeregt in Plagioklas. Knickbänder und undulöses Auslöschen sind nur selten beobachtbar. Umwandlung in **Chlorit** entlang der Spaltrisse ist in manchen Proben verbreitet.

Titanit (Kd 0,2 mm) und **Erzphase** (Kd 0,1 mm) sind in Fp 10 meist miteinander verwachsen, treten modal als Akzessorien aber in den Hintergrund. In Fp 27b kommen Titanit und Erzphase nicht vor, dafür allerdings etwas rundlicher **Apatit** mit Kd von 0,15 mm.

Wie schon angesprochen, bildet Fp 48 in der Profilstellung und Gefügeausbildung eine Ausnahme. Dieser Amphibolit mit leicht lagigem Gefüge, aus einer bunten Wechselfolge von amphibolitischen und felsischen Lagen an der Brücke Rosarolo entnommen, ist als faziell höhergradiges Äquivalent der oben beschriebenen Amphibolite anzusehen. Das kleinkörnige, etwas niedriggradig überprägte Gestein mit equigranular-interlobattem Korngefüge weist neben hellgrünem Amphibol überwiegend braune Hornblende auf. Der Amphibol ist mit brauner Hornblende besonders randlich verwachsen und deshalb sicherlich ein retrogrades Produkt. Farbloser Klinopyroxen kommt bevorzugt in schlierenartigen Ansammlungen vor. Biotit ist überwiegend ausgebleicht bis relikтивisch ausgefranst und bildet zwei sich kreuzende Schieferungsrichtungen. Möglicherweise ist er sekundär aus Hornblende-Abbau hervorgegangen. Die Akzessorien sind die gleichen wie in vorheriger Beschreibung.

Schliff-Nr.	Hbl	Pl	Bt	Cpx	Ttn	Erz	Acc
Fp 27-1b	46	31	10	12	0	0	Ap, Ep, Ser, Zo
Fp 41-2 **	21	42	15	21	acc	0	Ttn
Fp 10-1	47	33	7	12	acc	acc	Erz, Ttn, Zo, Chl
Fp 10-3 *	3	31	2	62	2	acc	Erz
Fp 48-1	51	32	8	7	acc	1	Chl, Ser, Am (~15% d. Hbl)

* Cpx - Pl - Lage

** Bt - reiche Lage

Tab. 2.2. Modalzusammensetzungen der Amphibolite Typ 1b.

2.1.3 Amphibolite Typ 2 (= gebänderte Amphibolite)

Die Amphibolite des Typs 2 sind makroskopisch durch höhergradige Gefügeausbildungen in Form zunehmender Korngrößen und Veränderung der Hornblende-Farbgebung von den Amphiboliten des Typs 1a und 1b abzugrenzen. Das Vorkommen der Amphibolite des Typs 2 beschränkt sich im Profil auf den Abschnitt zwischen Rosarolo und Otra und beinhaltet den Übergang der amphibolitfaziellen Amphibolite in Metabasite der Granulitfazies, den Opx - Hbl - Granuliten (Abschnitt 2.1.5). Eine Ausnahme hiervon bildet die Probe Fp 47, welche aus dem Kontaktbereich des Sil - Grt - Leukosoms entnommen wurde. Dieses Gestein besitzt, obwohl eigentlich im Bereich niedriggradiger Amphibolite des Typs 3 gelegen, eine Gefügeausbildung ähnlich den Gesteinen bei Rosarolo. Auch chemisch sind viele Ähnlichkeiten vorhanden. Möglicherweise ist dies auf den Einfluß des Sil - Grt - Leukosoms im Kontaktbereich zurückzuführen (siehe Abschnitt 2.5.1). Generell bilden die Gesteine wenige m bis einige 10 m mächtige, z. T. in Blöcke und Schollen zerlegte Amphibolitzüge in den ab Rosarolo dominierenden felsischen Übergangsgneisen und Granuliten. Im Vergleich zu den felsischen Gneisen verhalten sich die Amphibolite innerhalb der Scherzone relativ rigide und sind nicht so stark durch die Scherbewegung beeinflußt.

Die Amphibolite des Typs 2 sind makroskopisch von grauschwarzer bis braungrauer Farbe mit feiner hellgrüngrauer Bänderung im mm - Maßstab (z.B. Fp 1, Fp 5), welche vermutlich im Zusammenhang mit der höhergradigen Deformation der nördlichen Scherzone aus den Schlieren und Lagen der hangenden Amphibolite vom Typ 1 hervorgegangen ist. Die hellgraue Cpx - Pl - Bänderung ist nicht immer durchgehend, aber im Gegensatz zu den Cpx - Pl - Lagen der Typ 1a - Amphibolite deutlicher ausgeprägt, mit relativ scharfer Begrenzung gegen die Pl - Hbl \pm Cpx - Matrix. In manchen Proben, so besonders Fp 12 und Fp 13, trifft dieses Gefügebild nicht so einheitlich zu. Hier ist die Bänderung weniger straff und die Korngrößen sind deutlich größer. Interessant sind in diesen Proben bis mehrere cm große ausgelängte metatektische Cpx - Pl - Schlieren mit makroskopisch sichtbarem grob- bis großkörnigen Klinopyroxen und Plagioklas (Abb. 2.6). Auf den durch die Mineralregelung und Bänderung gegebenen Foliationsflächen zeigt schwarze Hornblende eine Mineralstreckungslineation an. Im Bereich von Scherbahnen sind die Amphibolite protomylonitisch bis mylonitisch ausgebildet (z.B. Fp 20, Fp 5). Trotz der Bänderung erscheinen die Amphibolite des Typs 2 insgesamt recht „massig“.

U. d. M.

zeigt sich ein equigranular - polygonal bis lobates Gefüge mit überwiegend geraden Korngrenzen zwischen Hornblende und Plagioklas der Matrix. Plagioklas und Klinopyroxen als Hauptbestandteile der hellen Bänderung weisen gegenseitig runde bis lobat ausgreifende Korngrenzen auf. Die Bänderung ist im Schliffbereich verfolgbar. Einzelne Klüfte versetzen angrenzende Minerale und deuten auf späten „Blockversatz“, welcher auch großmaßstäblich im Gelände zu beobachten ist.

Die pleochroitische tiefbraun bis hellgelbe **Hornblende** mit Längsschnitten von 0,9-1,2 mm ist euhedral - prismatisch mit einem Länge zu Breite - Verhältnis von meist 3:1 ausgebildet und

definiert mit ihrer Vorzugsregelung die Foliation. In Fp 5 sind die Hornblende - Blästen fischförmig ausgelängt als Hinweis auf stärkere Durchbewegung. Der optische Charakter ist negativ und der Achsenwinkel mit $2V > 70^\circ$ (Fp 5) relativ hoch. Zwillingsbildungen kommen gelegentlich vor, ebenso wie Einschlüsse von rundem Tropfen - Plagioklas oder etwas Erz. Undulöses Auslöschen der Hornblende - Prismen ist weit verbreitet, und randlich beginnende Umwandlung in feinen hellgrünen Amphibol deutet auf retrograde Überprägung. Späte Umwandlungsprodukte entlang von Rissen sind **Chlorit** und **Calcit**.

Plagioklas in meist etwas getrübten, rundlich - buchtigen Körnern und mit Kd von 0,6-1,1 mm, in den hellen Lagen stellenweise noch größer, ist meist leicht ausgelängt und undulierend. In den eu- bis subhedralen Mineralkörnern ist Subkornbildung (z.B. Fp 5, Fp 58) verbreitet, insbesondere an den Randbereichen. Einschlüsse von feinkörniger euhedraler Hornblende, Titanit oder Erz kommen gelegentlich vor. Die optisch ermittelten An-Gehalte liegen bei 52-65 % (für Fp 1), 44-55 % (Fp 12), 54-58 % (Fp 33) und nur 32 % bei Fp 5. Niedriggradige Überprägung erzeugte Deformationszwillinge und leichte bis mäßig starke Umwandlungserscheinungen in **Epidot** und **Serizit**.

Farbloser und meist anhedraler diopsidisches **Klinopyroxen** kommt, ebenso wie Plagioklas, in der hellen Bänderung in größeren Körnern vor (Kd ~2 mm). In der amphibolitischen Matrix betragen die Kd 0,9-1,2 mm. Durch lobat - ausgreifendes progrades Kornwachstum sind stets rundlicher Plagioklas oder etwas Hornblende als Einschluß vorhanden. In Fp 12 enthalten die metatektischen Schlieren besonders einschlußreiche Klinopyroxen - Körner mit Kd bis >1 cm. Feine Entmischungslamellen nach Orthopyroxen sind häufig (Abb. 2.7). Der optische Charakter ist positiv mit Achsenwinkeln zwischen 40-50° (Fp 12). Undulöses Auslöschen und beginnende Umwandlung in Calcit und Chlorit sind verbreitete Anzeichen niedriggradiger Überprägung.

Die **Erzphase** (Ilmenit) mit Kd von 0,2 mm ist in fast allen Proben gleichmäßig eingesprengt und häufig ist sie randlich von Titanit umsäumt (z.B. Fp 12). Als akzessorischer Bestandteil ist in den Schliffen stets **Apatit** vorhanden, meist in kleinen Körnern bis Kd 0,6 mm. In Fp 12-2 findet man Apatit-„Riesenkörner“ bis >5 mm Kd, welche möglicherweise randliche Subkornbildung zeigen. **Granat** und **Quarz** treten nur in Probe Fp 47 akzessorisch auf. Dieser Amphibolit ist, wie schon erwähnt, eigentlich nicht direkt Amphiboliten des Typs 2 zuzuordnen. Es handelt sich um eine „Sonderausbildung“ im Kontaktbereich zum intrusiven Sil - Grt - Leukosom der südlichen Scherzone.

Schliff-Nr.	Hbl	Pl	Cpx	Ttn	Erz	Acc
Fp 1-1	57	34	7	acc	0,5	Ser, Zo, Chl, Am
Fp 58-1	52	35	12	acc	0	Ap, Chl, Ser, Am
Fp 13	43	42	12	acc	2	Ap, Ser, Chl, Zo
Fp 5-1	44	34	19	1	1	Ap, Cal, Ser, Chl, Zo, Am
Fp 12-1	53	31	13	acc	2	Ap, Chl, Ser, Zo
Fp 20-1	36	31	29	acc	3	Ap, Cal, Ser, Chl, Zo, Am
Fp 33-1	49	37	10	0	3	Ap, Ser, Chl
Fp 33-2	64	26	7	0	2	Ap, Ser, Chl
Fp 47-1	62	34	2	acc	1	Grt, Qz, Ser

Tab. 2.3. Modalzusammensetzung der Amphibolite Typ 2.

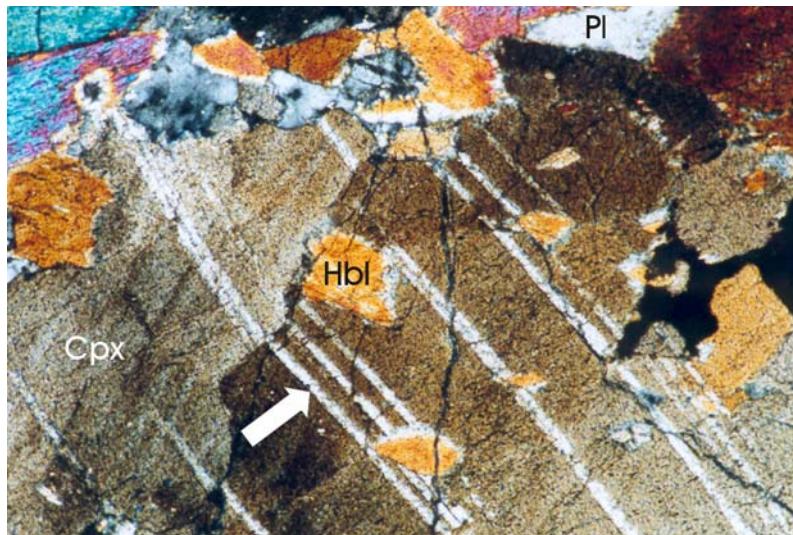
2.1.4 Amphibolite Typ 3 (= retrograde Amphibolite)

Die Amphibolite des Typs 3 finden sich innerhalb des Profils in einem relativ eingeschränkten Bereich zwischen ca. 100 m S und 30 m N der Stromleitungsquerung über die Strona zwischen Grampi und Rosarolo und in einem zweiten Vorkommen etwa 100 bis 200 m S von Rosarolo anstehend. Zwischen beiden Vorkommen ist keine direkte Verbindung nachzuweisen, da große Bereiche des Bachbetts unterhalb Rosarolo mit Blockschutt verdeckt sind. Die Amphibolite bilden max. 60 bis 70 m mächtige Gesteinszüge mit Mineralparagenesen und Gefügeausbildungen, welche auf niedriggradige Überprägung entlang der Scherzone hindeuten. Die Amphibolite sind von dunkelgrüngrauer Farbe mit auffällig weißgrauer Bänderung im Bereich der südlichen Scherzone, welche zum Liegenden (z. B. an der Straßenböschung S Rosarolo) in räumlich vernetzte metatektische Schlieren übergeht (Abb. 2.8). In einem Aufschluß sind diese Schlieren im cm - dm - Maßstab verfaltet (Probe Fp 36). Typisch sind besonders in Scherzonennähe unterschiedlich breite (cm bis dm) und diskordant zur Foliation durchschlagende Quarz-Gänge. Generell weisen diese Amphibolite ein klein- bis mittelkörniges, gut geregeltes Gefüge auf und ähneln damit teilweise den Amphiboliten des Typs 2. Niedriggradiger grüner Amphibol, modaler Quarz-Gehalt und die chemische Abweichung von den anderen Typen (siehe Kap. 5) rechtfertigen jedoch eine eigene Zuordnung. Eine Sonderstellung nimmt Probe Fp 8 ein, welche keinen Quarz, dafür aber deutlichen Calcit- und Titanit-Gehalt aufweist. Aufgrund der Stellung im Profil und der generellen Gefügeausbildung wird Fp 8 an dieser Stelle mitbeschrieben.

Im Handstück ist das dunkelgrüngraue Gestein durch Einregelung des Amphibols und eine helle Bänderung im cm - Maßstab meist gut foliert. Die feine weißgraue Bänderung besteht aus Plagioklas, Quarz, Klinopyroxen und etwas Amphibol, dickere Lagen (>1 cm bis dm) führen fast nur Quarz und randlich grobkörnigeren Amphibol (z.B. Fp 15, Fp 38). „Metatektschmitzen“ mit grobkörnigerem Plagioklas, Quarz, Klinopyroxen und Amphibol sind dagegen in unregelmäßigen Schlieren in der amphibolitischen Am - Pl - Matrix ausgebildet (Abb. 2.9). Die dreidimensionale Vernetzung dieser Schmitzen mit gelegentlicher lokaler Ansammlung ist im Gelände beobachtbar (Abb. 2.8). Die Proben Fp 8 und Fp 65 sind mylonitisch ausgebildet mit fein- bis kleinkörnigen Korngrößen. In Fp 8 ist ein modal bedeutender Anteil an Calcit enthalten, sowohl in der Matrix als auch in hellen Schmitzen und Domänen. Bei Beträufelung mit verdünnter HCl ist ein leichtes Aufschäumen zu beobachten. Späte Klüftung mit Epidot - Verfüllung oder Blockversatz ist häufig zu beobachten.

U. d. M.

ist ein equigranular - polygonales Gefüge mit geraden bis leicht rundlichen Korngrenzen nur in der amphibolitischen Matrix ausgebildet (Abb. 2.10). Quarz, Klinopyroxen und Plagioklas der hellen Lagen und Schlieren besitzen überwiegend rundlich bis lobat ausgreifende Korngrenzen, welche dann ein inequigranular - interlobates Gefügebild erzeugen. Eine späte Klüftung mit Epidot - Füllung durchzieht häufig die Schlitte (z.B. Fp 38, Fp 22b) und bewirkt in deren näheren Umgebung verstärkte Mineralumwandlungen.

**Abb. 2.7.**

Cpx mit Einschlüssen von Hbl und Entmischungslamellen nach Opx in Amphibolit Typ 2 (Fp 12-4).
[yz-Schnittlage]
+ N

BUK = 1,7 mm

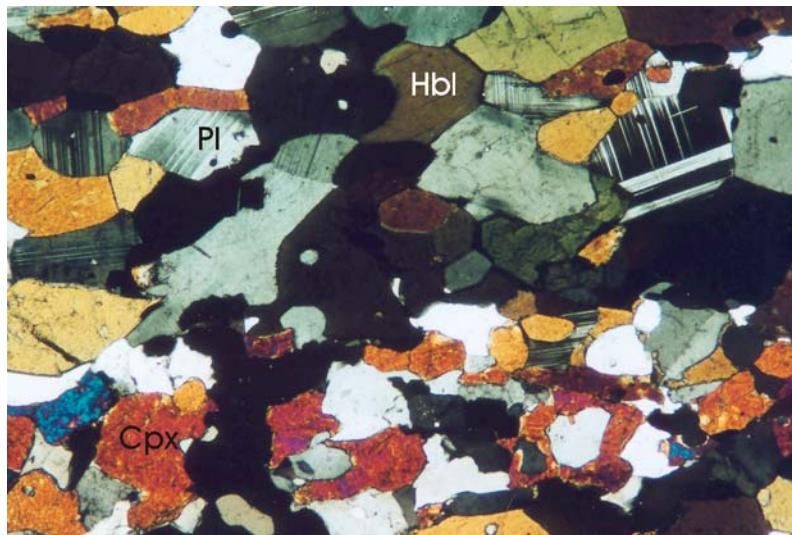
**Abb 2.8.**

Räumlich vernetzte metatektische Schlieren in Amphibolit Typ 3.
Lok.: Bachbettaufschluß im Randbereich der südlichen Scherzone zwischen Grampi und Rosarolo.

BUK = ca. 2 m

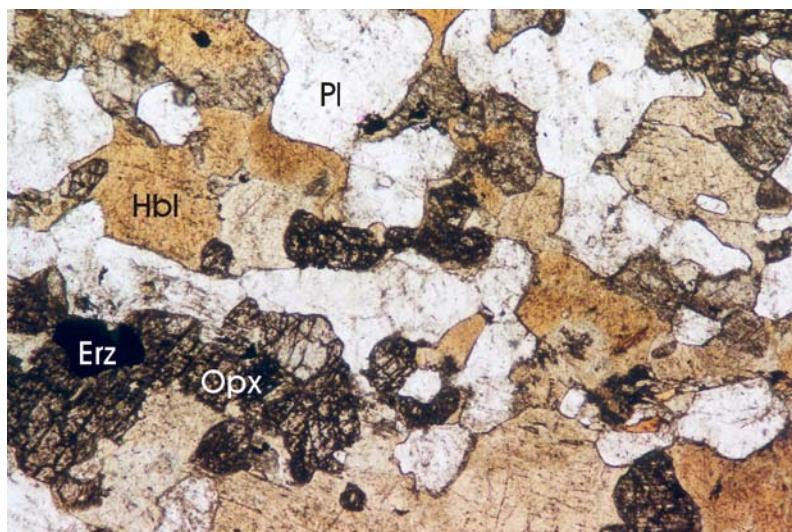
**Abb. 2.9.**

Amphibolit Typ 3 (Fp 22b) aus der südlichen Scherzone zwischen Grampi und Rosarolo. Oben rechts ein metatektisches Leukosom aus Pl, Cpx, Qz und Am.
[xz-Schnittfläche]

**Abb. 2.10.**

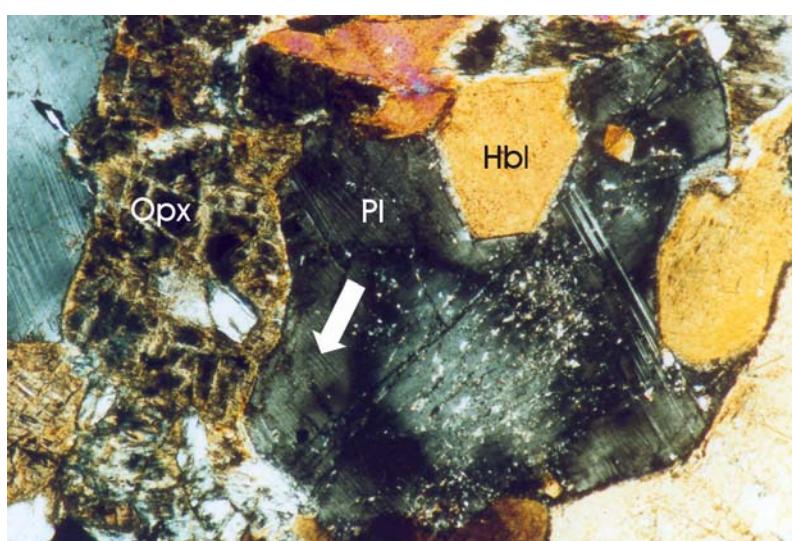
Amphibolit Typ 3 (Fp 36-3) mit Polygonalgefüge zwischen Pl und Hbl und einer Cpx - Pl - Lage.
[xz-Schnittlage]
+ N

BUK = 4,3 mm

**Abb. 2.11.**

Polygonales bis interlobates Gefüge zwischen Hbl, Pl und Opx in Opx-Hbl-Granulit (Fp 56-1).
[yz-Schnittlage]
|| N

BUK = 4,3 mm

**Abb 2.12.**

Zonierter Pl mit randlichen Huttenlocher-Entmischungslamellen neben Opx und Hbl in Opx-Hbl-Granulit (Fp 23-2).
[xz-Schnittlage]
+ N

BUK = 1,7 mm

Der euhedrale, intensiv grasgrün bis hellgelb pleochroitische **Amphibol** mit Kd von 0,9 mm ist in xz - Schnittlage parallel zur Hauptfoliation eingeregelt. In Fp 22, Fp 65 und Fp 15 ist die Farbverteilung in den Amphibolen fleckig und zum Rand hin teilweise blaugrün bis farblos. Letzteres deutet auf eine randlich andere Zusammensetzung der Amphibole hin (aktinolithisch?). Quarz kommt häufig als feiner Tropfeneinschluß in Amphibol vor, und Zwillinge nach {100} sind gelegentlich beobachtbar. In den Proben Fp 38, Fp 8 und Fp 65 ist Amphibol z.T. randlich leicht bis mäßig rekristallisiert mit Rekristallisatkörnern von 0,05 - 0,07 mm Kd. Fischförmig ausgelängte Amphibol - Klasten prägen das Gefügebild von Fp 8, Fp 15 und Fp 65. Undulöse Auslöschung ist in fast allen Schliffen zu beobachten. In Fp 15 kommt randliche retrograde Verwachsung von Amphibol mit Biotit vor.

Plagioklas mit Kd von 0,7 mm ist in geraden bis buchtigen Korngrenzen ausgebildet. In den Proben Fp 8 und Fp 65 besitzen die sonst überwiegend euhedralen Körner eine fischförmig ausgelängte Gestalt. Diese geht einher mit beginnender Rekristallisierung durch „subgrain rotation“ (Rekristallisate mit Kd von 0,05 mm). Die stets verzwillingten Minerale besitzen undulöse Auslöschung und sind möglicherweise chemisch zoniert. Teilweise handelt es sich um Ab-reichere Körner. Der An - Gehalt ist optisch aufgrund der häufigen Deformationsverzwilligung an einigen Proben nicht gut bestimmbar. Für Fp 15, Fp 22b und Fp 36 liegen die durchschnittlichen Werte bei An 30-37, An 33-45 und An 42-52. Typische Quarz - Tropfeneinschlüsse kommen neben weiteren Einschlüssen von Amphibol, Titanit und z.T. Klinopyroxen recht häufig vor. Späte Umwandlungen in Zoisit und Serizit (Saussuritisierung in Fp 22b) sind häufig.

Grünlicher sub- bis anhedraler diopsidischer **Klinopyroxen** mit Kd von 1,2 - 1,8 mm ist hauptsächlich auf die hellen Lagen beschränkt und dort zusammen mit den anderen Mineralen in grobkörnigerer Ausbildung buchtig - lobat verwachsen. In Fp 8 und Fp 65 sind die Klinopyroxen - Körner in xz - Schnittlage ausgelängt und mit Amphibol in nahezu graphischen Mustern verwachsen. Der optische Charakter ist positiv mit 2V von 45°-55° (Fp 38, Fp 65). Entmischungslamellen sind selten, ebenso wie randlich eingeschlossener, sehr feinkörniger Biotit in Fp 65. Besonders in Fp 38 sind in den hellen Lagen und Schlieren symplektitische Verwachsungen von grünem Amphibol und Quarz an Rändern von Klinopyroxen ausgebildet (Abb. 3.8). Diese Gefüge sind möglicherweise auf retrograden Abbau des Klinopyroxens zurückzuführen. Hornblende - Säume sind auch direkt an Klinopyroxen und um Erzphase zu beobachten. Niedriggradige späte Umwandlung ist entlang von Rissen und Spaltbarkeit in Form von hellgrünem feinen Amphibol und z.T. Calcit erkennbar.

Quarz mit Kd bis 2 mm ist in diesen Gesteinen in der Bänderung und den Schlieren ein wichtiger modaler Bestandteil. In der Matrix ist Quarz nur untergeordnet als Zwickelfüllung zu finden. Probe Fp 8 besitzt keinen Quarz, weshalb die Zuordnung dieses Gesteins hier nicht eindeutig ist. In den hellen Lagen ist der Quarz vom Rand her häufig rekristallisiert (mit Kd von 0,07 bis 0,1 mm) und weist intern starke Subkornbildung und suturierte Korngrenzen auf.

Erz, vermutlich Ilmenit, ist mit Ausnahme von Fp 65 in relativ großen Mengen regelmäßig im Gestein eingesprengt. Die Kd liegen bei 0,4 mm.

Hellgelb pleochroitischer **Epidot** ist modal besonders in Fp 22b vorhanden und bildet dort prismatische, nach b gestreckte Körner mit extrem hoher Doppelbrechung. Die Vorkommen beschränken sich überwiegend auf Bereiche entlang von Klüftung und auf die Kernbereiche von Plagioklas (Saussuritisierung) oder Amphibol.

Calcit findet sich in den Proben Fp 65 und Fp 22b als Umwandlungsprodukt von Amphibol oder Klinopyroxen und besonders in Fp 8 auch in größeren Domänen innerhalb der Matrix.

Titanit ist regelmäßiger Bestandteil und in Form rundlich-körniger Aggregate mit Kd von 0,2 mm oder als Saum um Erz ausgebildet. Akzessorisch findet sich noch gelegentlich etwas **Apatit** (Fp 38). Grüner **Chlorit** oder **Zoisit** mit anomal blauer Interferenzfarbe und **Serizit** als Umwandlungsprodukt von Ab oder Amphibol finden sich in Fp 22b oder als Kluftfüllungen.

Schliff-Nr.	Am	Pl(+Ab)	Cpx	Qz	Ep	Ttn	Erz	Cal	Acc
Fp 8-1	55	28	7	0	acc	4	0	5	Ap, Zo, Chl
Fp 15-2	53	36	0	7	0	acc	3	0	Bt, Ap, Chl
Fp 65	46	30	16	acc	acc	4	0	3	Chl, Ser
Fp 22-1b	49	35	0	4	7	acc	4	acc	Chl, Ser
Fp 38-1 *	53	38	acc	1	acc	0	7	0	Ser, Chl
Fp 38-1 **	8	40	20	25	2	0	4	0	Ap, Ser
Fp 36-3	50	41	2	1	0	0	6	0	Ser, Chl

* amphibolitische Matrix

** helle Lage

Tab. 2.4. Modalzusammensetzungen der Amphibolite Typ 3.

2.1.5 Opx - Hbl - Granulite

Unter den mafischen Granuliten sind im Bereich der Scherzone die Opx - Hbl - Granulite, als granulitfazielles Äquivalent der Amphibolite, und die Zwei - Pyroxen - Granulite, welche aus den „bunten“ Am - Cpx - Gneisen hervorgegangen sind, zu unterscheiden. Die hier besprochenen Opx - Hbl - Granulite kommen im Bachprofil wenige m südlich der Ortschaft Otra in einer wenige m mächtigen foliationskonkordanten Lage erstmals vor (Fp 23). Die Gesteine unterscheiden sich im Gelände nicht von den nur wenige m südlich im Hangenden vorkommenden massig - bandstreifigen Amphiboliten des Typs 2 aus der Übergangszone (Fp 13 u. a.). Lediglich die Korngröße scheint, wo durch Scherung nicht stark beeinflusst, leicht zuzunehmen. Innerhalb der Scherzone bilden diese Gesteine relativ wenig deformierte bis ungescherte rigide Schollen in stärker deformierten felsischen Gneisen und Granuliten.

Das makroskopische Erscheinungsbild ist generell recht massig durch ein einheitlich mittelkörniges Gefüge. Die dunkelbraungrauen Gesteine besitzen einen ausgeprägten hellen Schlieren- oder Lagenbau parallel zur Hauptfoliation. Solche Pl - Cpx - Schlieren oder Lagen in der dunklen Pl - Hbl - Matrix kommen in unregelmäßigen Abständen (mal mehrere cm, mal nur wenige mm) im Gestein vor und lassen sich im Gelände häufig über mehrere Meter verfolgen, lösen sich aber auch oft nach wenigen cm oder dm schlierig-nebulös in der angrenzenden

Gesteinsmatrix auf. Gelegentlich eingesprengter Orthopyroxen ist makroskopisch nicht zu erkennen. In xz - Schnitten und auch schon auf den Foliationsflächen im Gelände lässt sich meist eine deutliche Einregelung der schwarzbraunen Hornblende erkennen.

U. d. M.

ist das Gestein relativ homogen, mit leicht inequigranular - polygonalem Gefüge zwischen Hornblende, Plagioklas und Orthopyroxen. Bei Anwesenheit von Klinopyroxen tendieren die beteiligten Körner zu leicht lobaten Korngrenzen. In Fp 56 ist das Gefüge nicht ganz so ausgereift, mit runden bis lobaten Kornkontakten auch zwischen Hornblende und Plagioklas (Abb. 2.11). Eine deutliche Regelung von Hornblende und Orthopyroxen ist stets ausgebildet. Niedriggradige Deformationserscheinungen wie undulöses Auslöschen oder Frakturierungen sind selten. Einzelne späte Klüfte durchziehen z.B. in Fp 56 das Gestein und sind bevorzugt Ort für Mineralumwandlungen.

Die kurzprismatische **Hornblende** ist von tiefrotbrauner Farbe, mit ausgeprägtem Pleochroismus von rotbraun nach gelb und meist geraden euhedralen Kornformen (z.B. Fp 23). Verwachsungen von Orthopyroxen und Klinopyroxen kommen vor, außerdem eine besonders in Fp 56 ausgeprägte fleckige Farbverteilung zusammen mit randlich grünblauem **Amphibol** (Aktinolith) als retrogrades Umwandlungsmineral der Hornblende. Die Kd liegen durchschnittlich bei 0,9-1,1 mm, einzelne große Blasen erreichen Kd von 1,8 mm. In xz - Schnittlagen ist die Vorzugsregelung der Hornblende zu erkennen.

Der **Plagioklas** ist mengenmäßig etwa der Hornblende gleichzusetzen und zusammen bilden beide Minerale die Matrix. Mit geraden bis rundlichen euhedralen Kornformen und Kd bis 0,7 mm ist Plagioklas allerdings feinkörniger ausgebildet. Durch optische Bestimmung konnten An - Gehalte von etwa 54 bis 64% für Fp 56 und 42 bis 65% (durchschnittlich 54%) für Fp 23 ermittelt werden. Eine Besonderheit in Fp 23 sind randlich vorkommende Hüttenlocher - Entmischungslamellen, welche zusammen mit chemisch inverser Zonierung auf einen hohen randlichen An - Gehalt deuten (Abb. 2.12). Der Plagioklas ist meist verzwilligt und kaum retrograd beeinflusst. Teilweise erscheint Plagioklas als tropfenförmiger Einschluß neben Pyroxen in Hornblende.

Klinopyroxen der Diopsid-Hedenbergit-Reihe ist farblos und besitzt gerade bis rundliche, in größeren Mineralen auch buchtig - lobat ausgreifende sub- bis anhedralen Korngrenzen bei Kd von 1,0 - max. 1,6 mm. In Fp 23 ist er teilweise mit Hornblende verwachsen und tritt gegenüber Orthopyroxen modal in den Vordergrund. Plagioklas und Klinopyroxen bilden zusammen die bis ins Schliffbild verfolgbaren, etwas grobkörniger als die Matrix ausgebildeten Schlieren und Lagen mit inequigranular - interlobatem Verwachsungsgefüge.

Ebenfalls farbloser **Orthopyroxen** (Kd 0,8 - 1,0 mm) ist in rundlichen, subhedralen Körnern oder Kornaggregaten regelmäßig in die Matrix eingesprengt. Durch bevorzugte Verwachsung mit kleinen (Kd 0,1 - 0,2 mm) Erzkörnern sowie die beginnende Umwandlung in **Talk** oder Uralit entlang von Rissen und Spaltbarkeit lässt er sich von Klinopyroxen gut unterscheiden. Die

Auslöschung ist stets gerade und besonders in Fp 23 sind randliche Verwachsungen mit Klinopyroxen verbreitet. Selbständige größere Mineralaggregate (>1 mm) sind in Fp 23 in einem „Hof“ von Plagioklas eingebettet, in letzterem kommen die schon erwähnten Huttenlocher - Entmischungen vor.

In Fp 56 findet sich gelegentlich akzessorisch eingesprengter und reliktisch ausgebleichter retrograder **Biotit**. Akzessorisch ist außerdem stets etwas feinkörnige (Kd 0,2 mm) **Erzphase** vorhanden.

Schliff-Nr.	Hbl	Pl	Cpx	Opx	Erz	Acc
Fp 56-1	35	36	15	13	acc	Bt, Tlc, Ser
Fp 23-1	54	35	7	2	1	Tlc, Ser

Tab. 2.5. Modalzusammensetzungen der Opx - Hbl - Granulite.

2.2 Felsische Gneise und Granulite

An den felsischen Gneisen und Granuliten des bearbeiteten Kartiergebietes läßt sich, ähnlich wie bei den Amphiboliten, der strukturelle und mineralogische Übergang aus der oberen Amphibolitfazies in die Granulitfazies über das Profil hinweg beobachten. Dieser Übergang vollzieht sich bei großräumiger Betrachtung und unter Einbeziehung des gesamten Tales relativ kontinuierlich. Bei Detailaufnahme des Übergangsbereichs stellt sich jedoch heraus, daß die prograde Entwicklung im Bereich der Scherzonen durch kleinräumige Metamorphosesprünge gestört ist. Die felsischen Gneise gehen bei Otra in Sil - Grt - Granulite über und erreichen dort erstmals eine granulitfazielle Ausbildung, welche den „ungegliederten felsischen Granuliten“ oberhalb Fornos vergleichbar ist (GOLLING, in Vorb.).

Die felsischen Gneise wurden für die Kartendarstellung in sechs verschiedene Typen unterteilt, welche sich aufeinanderfolgenden Profilabschnitten zuordnen lassen. Der Großteil dieser Gneise ist aus einander ähnlichen Edukten hervorgegangen, da an der Zusammensetzung beteiligte Hauptphasen über das Profil hinweg die gleichen sind. Meist verschieben sich lediglich die einzelnen Modalgehalte und zeigen dadurch den tendenziellen Übergang in höhergradige Ausbildung an. Nur wenige felsische Gneistypen besitzen in der Mineralführung abweichende Zusammensetzungen. So kommen im Bereich der Scherzone bei Otra sillimanit-freie Gesteine vor, was auf einen primär anderen Chemismus dieser Gneislagen hindeutet. Auch quarzitische Gneise sind in die Profilserie eingeschaltet und im südöstlichen Profilabschnitt in mehreren Vorkommen (E 11, E 6, Fp 44) anzutreffen.

2.2.1 Sil - Grt - Bt - Gneise

Die Sil - Grt - Bt - Gneise kommen überwiegend im südöstlichen Bereich des Kartenblattes vor, etwa bis zu 700 m bachauf vom Kartenblattrand (= Gebietsgrenze) und bilden bis mehrere 10 m

mächtige Gneispakete. Es handelt sich um stets gut geschieferte violettrote Gesteine mit bimodaler Korngrößenverteilung, bedingt durch klein- bis mittelkörnige violettrote Pl - Bt - Qz ± Sil - Lagen mit darin eingesprengtem grobkörnigen rosafarbenen Granat sowie weißgrauen schlierig-lagigen Leukosomen aus grobkörnigem Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas. Bei stärkerer Verwitterung sind die Gneise rostbraun gefärbt. Die häufig verfältelten und nur über wenige cm oder dm aushaltenden, bis wenige cm breiten Leukosome reichern sich bevorzugt in den Scharnieren von Kleinfalten an. Bereichsweise nimmt der Leukosomanteil zu, wodurch die Ausbildung der Gneise zunehmend migmatitisch wird. Schon im Gelände ist das modale Überwiegen von Biotit gegenüber Granat in den Gesteinen gut zu erkennen. Sillimanit ist makroskopisch noch nicht sichtbar, da der Modalanteil und die Korngrößen zu gering sind. Durch stofflichen Lagenbau und Einregelung der Minerale (besonders Biotit) ist eine leicht wellige Foliation vorgegeben. Lineare von ausgelängten Grt - Bt ± Sil - Domänen sind auf den Foliationsflächen gut zu erkennen. Zur mikroskopischen Untersuchung wurden einige Schritte von TRÄGNER mit herangezogen (E 7, E 13, E 14, E 29).

U. d. M.

sind die amphibolitfaziellen Gefüge der Gesteine überwiegend gut erhalten. Zwischen Granat, Kalifeldspat und Quarz hat sich meist ein inequigranular - interlobates Korngefüge ausgebildet.

In den Sil - Grt - Bt - Lagen prägt lepidoblastischer rotbrauner **Biotit** das Gefügebild. Dieser ist in manchen Proben (E 29) besonders grobkörnig ausgebildet mit Kd bis 6 mm. Typischerweise betragen die Kd etwa 1,6 mm. An den Rändern von Granat bildet Biotit meist „druckschattenartige Anhäufungen“ (E 14). Interessant sind am Biotit vor allem die immer wieder vorkommenden Verwachsungsgefüge mit schlauchförmigem Quarz, welcher entlang der Spaltrisse den Biotit durchsetzt und sich mit Myrmekitsäumen in den Feldspäten fortsetzt (Abb. 2.13). Gleichzeitig sind in derartigem Biotit oft feinnadelige Sillimanite eingelagert (z.B. E 13), evtl. als Hinweis auf eine Reaktion, bei welcher Sillimanit gebildet wird. Biotit ist in diesen Gesteinen überwiegend als progrades Mineral anzusehen.

Subhedraler **Plagioklas** ist vor allem außerhalb der Leukosomlagen der dominierende Feldspat. Mit geraden bis rundlichen Kornformen und Kd von 0,6 mm ist er meist annähernd prismatisch ausgebildet. Typische Verzwilligungen nach dem Albit- und Periklingesetz sind stets ausgebildet. Nur in größeren Körnern der Leukosomlagen sind Entmischungen in Form von fleckenartigem Antiperthit verbreitet (E 14).

Lichtrosafarbener **Granat** kommt in großen subhedralen Körnern mit Kd bis 8 mm, meist aber um 2-3 mm, vor. Die Mineralkörper haben überwiegend runde Korngrenzen und sind größtenteils reich an Einschlüssen, darunter fein faseriger Fibrolith, sehr feine opake Körner, Plagioklas, z.T. Biotit und Quarz. Der Granat ist sicher prograder Entstehung und hat beim Wachstum die Einschlußminerale aufgenommen. Teilweise deutet ein abweichendes Internengefüge im Granat auf syntektonische Rotation (z.B. E 14).

In den Leukosomen überwiegt der **Kalifeldspat** modal deutlich gegenüber **Plagioklas** und bildet große Körner mit Kd von 2-3 mm. Meist handelt es sich um Mikroklin mit typischer Gitterung, stellenweise aber auch um Orthoklas mit Flammenperthit. Die Kornformen sind stets anhedral, mit ausgeprägt lobaten Kornbegrenzungen. An den Kornrändern ist oft Myrmekitbildung zu beobachten. Außerdem können in den großen Körnern vereinzelte, bis 0,3 mm große Muskovit - Schuppen mit feinem Quarz-Saum als retrogrades Produkt beobachtet werden.

Sillimanit ist in den Grt - Bt - Gneisen an die Grt - Bt - Lagen gebunden, in welchen das Mineral überwiegend als feinfilziger Fibrolith vorkommt. Langnadelige bis langprismatische quergewachsene Körner kommen vereinzelt in Proben der südöstlichen Gebietsgrenze vor (E 14), nehmen dort aber nur einen sehr geringen Prozentsatz des gesamten Sillimanits ein (in E 7 bis ~10%). Die Sillimanit-Gehalte sind lagenweise, wohl je nach Edukt-Chemismus, deutlich schwankend. So findet man am gleichen Aufschluß völlig sillimanitfreie Grt - Bt - Lagen neben solchen, die bis zu etwa 25% fibrolithischen Sillimanit enthalten. Dieser ist generell sehr gut eingeregelt und betont zusammen mit dem stofflichen Lagenbau die Foliation. Stellenweise bilden die filzigen Aggregate Crenulationsfalten, so z.B. in E 7 (Abb. 3.4a).

Quarz kommt in den Leukosomen in großen Körnern (Kd 2 mm) vor. In den Grt - Bt - Lagen ist er gegenüber Plagioklas nur untergeordnet und feinkörniger vorhanden. Die Korngestalt ist immer anhedral, mit buchtig-lobaten Korngrenzen. Die besonders großen Quarz-Körner in den Leukosomen haben suturierte Korngrenzen und prismen- und basisparallele Subkörner ausgebildet. Feine orientierte Einlagerungen von **Rutil**-Nädelchen sind noch nicht zahlreich, kommen aber gelegentlich vor.

Akzessorische **Erzphase** ist in feinschuppiger Kornform gelegentlich in den Schliffen vorhanden.

Schliff-Nr.	Bt	Grt	Pl	Kfs	Qz	Sil	Acc
E 13	29	16	32	9	8	5	Ms, Ser
E 7	24	19	18	12	10	16	Ms, Ser

Tab. 2.6. Modalzusammensetzungen der Sil - Grt - Bt - Gneise.

2.2.2 Sil - Bt - Grt - Gneise

Die Sil - Bt - Grt - Gneise unterscheiden sich von den zuvor beschriebenen Sil - Grt - Bt - Gneisen hauptsächlich durch eine schon makroskopisch erkennbare Zunahme der modalen Gehalte von Granat und Sillimanit auf Kosten des Biotits. Die Verbreitung dieser Gesteine schließt entsprechend der generellen Entwicklung des Metamorphosegrades im Profil an die Sil - Grt - Bt - Gneise zum Liegenden hin an und geht nach Geländebefunden auch graduell aus diesen hervor. Der Verbreitungsabschnitt erstreckt sich zwischen Casa Grampi und der Brücke bei Rosarolo. Dort kommt das Gestein in bis 10er m mächtigen Lagen zwischen Amphiboliten und bunten Wechselfolgen eingeschaltet vor. Die Gneise sind durch den ausgeprägten

stofflichen Lagenbau aus violetten mittelkörnigen Sil - Bt - Grt - Lagen und hellen grobkörnigen Qz - Fsp - Leukosomen charakterisiert (Abb. 2.14). Die Dicke einzelner Lagen liegt meist zwischen wenigen mm und cm. Bei fortgeschrittener Verwitterung nimmt das Gestein eine rostbraune Verfärbung an. Die Granate sind in frischem Zustand hellrosa und besitzen Kd bis 5 mm. Stark ausgelängte Sillimanit-Nadeln sind zusammen mit filzigem Fibrolith und Biotit parallel dem foliationsbildenden Lagenbau eingeregelt oder um die Granate herum verfältelt. Auch die hellen Leukosome sind häufig isoklinal oder wellig verfaltet und meist deutlich von der Matrix abgesetzt, teilweise aber auch nebulitisch. Lokale Ansammlungen finden sich besonders in kleinen Dilatationszonen, Scherbereichen oder Faltenscheiteln (Abb. 2.15). Der Leukosomgehalt ist deutlich schwankend, liegt zwischen 20 und 40 Vol.-% und ist besonders unterhalb Casa Grampi und innerhalb der südlichen Scherzone relativ hoch.

U. d. M.

bilden Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat als Hauptphasen in den Leukosomen ein inequigranular-interlobates Gefüge, während in den dunkleren Sil - Bt - Grt - Lagen die eingeregelten Körner ein überwiegend nematoblastisches bis lepidoblastisches Gefüge bilden. Wie schon makroskopisch erkennbar, ist der auffälligste Unterschied zu den zuvor beschriebenen Gneisen die modale Zunahme von Sillimanit und Granat auf Kosten von Biotit. Die Gefügemerkmale der beteiligten Mineralphasen sind größtenteils identisch mit den unter Abschnitt 2.2.1 beschriebenen. Einige Besonderheiten und Entwicklungen im Vergleich zu den Sil - Grt - Bt - Gneisen sollen jedoch herausgestellt werden.

Subhedraler **Plagioklas** mit Kd von meist 0,6 - 0,8 mm, in Leukosomen auch bis >3 mm besitzt vermehrt flecken- bis spindelförmige antiperthitische Entmischungen mit Kd bis 0,15 mm. Die Kornformen sind meist rundlich bis lobat in den Leukosomen. Feinnadeliger Sillimanit in strahliger Gruppierung findet sich öfter in Plagioklas eingeschlossen, so besonders in Probe Fp 18. An niedriggradiger Überprägung ist nur undulöses Auslöschen vorhanden.

Quarz mit anhedralen lobaten bis suturierten Mineralkörnern ist in den hellen Leukosomen mit Kd bis >5 mm oder als feine Zwickelfüllungen anzutreffen. Die durchschnittlichen Kd liegen unter 1 mm. Teilweise bildet Quarz eigene Lagen oder Zeilen und enthält zum Liegenden des Profils hin vermehrt orientierte Einlagerungen von Rutil - Nadelchen. Niedriggradige Überprägung ist in Form von Deformationslamellen und Subkornbildung sowie randlich beginnender Rekristallisation verbreitet.

Lichtrosafarbener **Granat** in sub- bis anhedralen Körnern ist meist ausgeprägt poikiloblastisch mit teilweise randlich-progradem skelettartigen Wachstum um andere Mineralkörner herum (Fp 18). Die Kd liegen zwischen 1,6 bis 4,5 mm. Als Einschlüsse mit Kd von 0,3 - 0,4 mm kommen alle sonst im Gestein vorhandenen Hauptmineralphasen vor, so rotbrauner Biotit, Quarz, Plagioklas und Sillimanit. Letzterer findet sich besonders randlich in etwa gleicher Einregelung wie die Hauptfoliation und ist damit relativ spät während oder nach der letzten Hauptdeformationsphase eingeschlossen worden. Teilweise besitzen die Einschlüsse selbst Einschlüsse oder Reaktionsgefüge wie z.B. feine Sillimanit-Nadeln in Plagioklas (Fp 35) oder

statisch rekristallisierten Quarz (Fp 18). In manchen Proben scheinen die Granate rotiert zu sein, da sie häufig von der generellen Foliation abweichende zentrale Interngefüge besitzen. Fischförmig ausgelängte oder boudinierte Granate kommen in Fp 37 zusammen mit druckschattenartigen Biotit-Säumen vor, welche teilweise sekundärer Entstehung sein könnten.

Euhedraler bis subhedraler rotbrauner **Biotit** ist stets mit Sillimanit oder Granat vergesellschaftet und zusammen mit Sillimanit eingeregelt oder verfaltet. In Fp 18 bildet Biotit eine winklig zur Hauptfoliation angelegte zweite Schieferung. Generell ist das Mineral recht frisch und nur gelegentlich fragmentiert, chloritisiert oder undulös überprägt.

Euhedraler **Sillimanit**, in Fp 18 noch in überwiegend fibrolithischer Ausbildung, neigt zum Liegenden der Abfolge (Fp 37, Fp 35) hin zu höhergradigen prismatischen Kornformen (Abb. 3.4b). Die Kd nehmen zu auf bis zu 4 mm im Längsschnitt und 0,2 mm im Querschnitt. Meistens liegen sie aber darunter, bei 1,0 : 0,1 mm. In wenigen Domänen ist der Umkristallisationsprozess von filzigem Fibrolith zu prismatischen Körnern erhalten geblieben (z.B. Fp 35).

Kalifeldspat in Form von Mikroklin kommt wiederum hauptsächlich in den Leukosomen vor. Die Kd erreichen hier durchschnittlich 1,3 mm und bilden reichlich randliche Myrmekitsäume. Perthitische Entmischungen in Flammen- und Spindelform sind weit verbreitet. Spätere Überprägung äußert sich durch undulöses Auslöschen und Abbau zu Serizit.

Erz, Serizit, Rutil, Chlorit oder **Zoisit** bilden die Akzessorien.

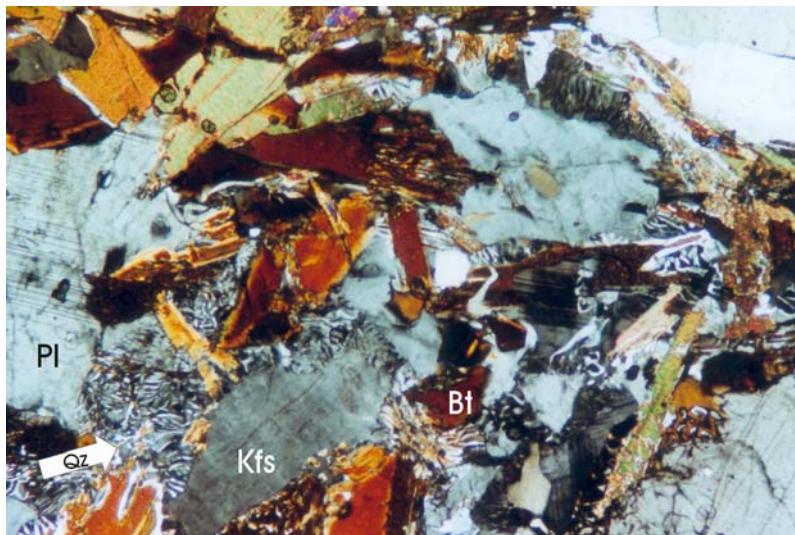
Schliff-Nr.	Grt	Bt	Qz	Pl	Kfs	Sil	Erz	Acc
Fp 18-1	21	16	8	35	4	15	acc	Ser, Chl
Fp 37-2	18	14	20	33	2	9	2	Rt, Ser, Zo
Fp 35-1	17	26	31	12	7	6	acc	Ms, Ser
Fp 35-2	23	7	46	16	6	1	acc	Ms, Ser
Fp 35-4	27	9	5	42	11	4	1	Ms, Ser

* Bt-reiche Lage

Tab. 2.7. Modalzusammensetzungen der Sil - Bt - Grt - Gneise.

2.2.3 Bt-führende Sil - Grt - Gneise

Die Bt-führenden Sil - Grt - Gneise leiten mit ihrem Mineralbestand in die Granulitfazies über. Dies entspricht auch ihrer Lage im Profil, denn das Vorkommen im Bachbett erstreckt sich auf den oberen Bereich der Übergangszone zwischen der Brücke Rosarolo bis etwa 450 Bachmeter N davon. Schon im Gelände ist zu erkennen, daß die Gefüge meist stark durch die Bewegungen innerhalb der Scherzone beeinflußt sind.

**Abb 2.13.**

Myrmekitische Verwachsungsgefüge von Qz, Pl und Kfs sowie schlauchförmiger Qz entlang der Ränder u. Spaltbarkeiten von Bt in Sil-Grt-Bt-Gneis (E 13).
[yz-Schnittlage]
+ N

BUK = 1,7 mm

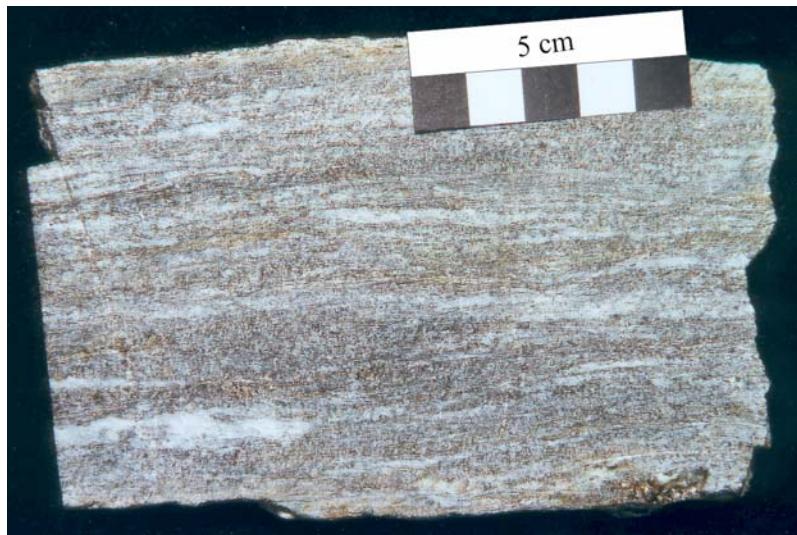
**Abb. 2.14.**

Lagiger Sil-Bt-Grt-Gneis (Fp 35) mit hohem Leukosomanteil aus einem Straßenaufschluß am Ortseingang von Rosarolo. Nadeliger Sil (unteres Drittel) ist stark geregelt. In der Mitte eine Bt-reiche Lage.
[xz-Schnittfläche]

**Abb 2.15.**

Typische Ausbildung eines Sil-Bt-Grt-Gneises mit lokaler anatexischer Ansammlung von Qz-Fsp-Leukosomen.
Lok.: Bachbett unterhalb Grampi.

BUK = ca. 1,5 m

**Abb 2.16.**

Bt-führender Sil-Grt-Gneis aus der Scherzone bei Rosarolo (Fp 61). Gut erkennbar ist die straffe Regelung und Plättung der Leukosomschlieren. [xz-Schnittfläche]

**Abb 2.17.**

Bt-führender Grt-Granulit (Fp 31) mit ausgeprägt straffer Foliation, hervorgerufen durch feine Wechsellagerung von geplättetem Qz-Fsp-Leukosom und Grt-betonten Lagen. Lok.: Scherzone bei Otra, Bachettaufschluß.

BUK = 0,6 m

**Abb. 2.18.**

Am-Cpx-Gneis (Fp 25) mit enger Wechsellagerung von felsischen Bt-Grt-Pl-Lagen und Cpx-Am-betonten Lagen. Weiterhin sind ausgelängte foliationsparallele Qz-Zeilen erkennbar. Entnommen aus einem Straßenaufschluß unterhalb Alpe Corge. [xz-Schnittfläche]

Das dunkelgrau bis braunviolette klein- bis mittelkörnige Gestein weist im Handstück einen durch die starke Regelung hervorgerufenen straffen foliationskonkordanten Lagenbau im mm- bis cm-Maßstab auf. Dieser kompositionelle Lagenbau besteht aus hellgrauen Qz - Fsp - Leukosomlagen und dunkelgrauer bis braunvioletter Grt - Sil - Bt - Fsp - Matrix (Abb. 2.16). Die etwas größer ausgebildeten Leukosomlagen treten gegenüber der Matrix mengenmäßig deutlich zurück. Bei Verwitterung bekommt das Gestein unregelmäßige rostbraune Überzüge. Makroskopisch sind in der Matrix bis wenige mm große rosafarbene Granate neben feinen langprismatisch ausgezogenen hellgrauen Sillimaniten und etwas rotbraunem Biotit zu erkennen. Auf den relativ ebenen Foliationsflächen sind Mineralstreckungslineare von Sillimanit und Biotit zu erkennen.

U. d. M.

unterscheiden sich die Bt-führenden Sil - Grt - Gneise von den zuvor beschriebenen Gesteinen durch eine höhergradige primäre Gefügeausbildung. Gleichzeitig sind sie im Einflußbereich der Scherzone bei Otra stark retrograd und deformativ überprägt, so daß die Proben protomylonitische bis mylonitische Gefüge besitzen. So ist z.B. die Probe Fp 32 strukturell als feinkörniger Mylonit zu bezeichnen. Durch derart starke deformative Beanspruchung sind an diesen Proben die primären Gefügebeziehungen nicht mehr eindeutig erkennbar und sie werden von der folgenden Beschreibung ausgenommen (siehe hierzu Kap. 4).

Stoffliche Lagigkeit ist bis in den mikroskopischen Bereich hinein zu verfolgen und äußert sich durch lagen- oder zeilenweise Anreicherung von Quarz, Granat und Sillimanit sowie den schon erwähnten Leukosomen.

Hauptbestandteil ist stets **Plagioklas** in subhedralen kurzprismatischen Kornformen. Innerhalb der Matrix neigt er teilweise zu granoblastischer Ausbildung mit durchschnittlicher Kd von 0,8 mm. In deutlich größeren Mineralkörnern und mit buchtigen Korngrenzen ist das Mineral in den Leukosomen vertreten. Zwillingsbildung und Entmischungen ähneln denen der zuvor beschriebenen Gneise. Höhergradige Deformation äußert sich durch randliche Rekristallisation mit Rekristallisationskörnern von Kd 0,06 mm.

Farbloser euhedraler bis subhedraler **Granat** ist in der Matrix und in einzelnen hellen Quarz-Zeilen anzutreffen. Die Mineralkörper haben in Quarzbetonen Lagen Kristallflächen ausgebildet (z.B. in Fp 61), in sillimanitreichen Lagen sind sie dagegen ellipsoidisch ausgelängt und gelegentlich boudiniert. Einschlüsse von Quarz, Biotit, Plagioklas (mit Kd von max. 0,5 mm) und feiner Erzphase sind generell weniger häufig als in den niedriggradigeren Gneisen der Amphibolitfazies.

Quarz in anhedraler Ausbildung kommt in der Matrix als feine Zwickelfüllung oder Tropfeneinschluß in Granat vor. In den Leukosomen oder in nahezu reinen Quarz-Zeilen besitzen Altkörper mit Kd von 2,0 - 2,5 mm unregelmäßig buchtige bis suturierte Korngrenzen und reichlich orientiert eingelagerte Rutil-Nadeln. In die Altkörper eingewachsene feine Biotit-Schuppen deuten auf frühere hochgradige statische Temperung, während die späte

niedriggradige Überprägung durch feine Rekristallisationsgefüge, Subkornbildung und Undulieren konserviert ist.

Sillimanit ist lagenweise in langprismatischen Körnern mit Kd von max. 2 mm vorhanden, welche meist stark fragmentiert und randlich ausgefranzt sind. Durch ihre Einregelung zeichnen sie im Schliffbild die lagenparallele Hauptfoliation nach. Undulöses Auslöschen der Mineralkörner ist verbreitet, ebenso wie beginnende Serizitisierung entlang von Rissen und Bruchstellen. Fibrolith ist generell nicht mehr vorhanden, abgesehen von seltenen filzigen Domänen in Fp 61, welche den Umkristallisationsprozess zu größeren Prismen veranschaulichen (vgl. Fp 35).

Rotbraun bis hellgelb pleochroitischer subhedraler **Biotit** mit Kd von 0,5 mm ist in zwei Generationen vorhanden. Die ältere bildet frische Einschlüsse in Granat und Quarz, während sekundärer Biotit randlich aus Granat „auswächst“ oder in ausgefranzt-schuppiger Form entlang der Korngrenzen von Plagioklas gewachsen ist. Diese Körner sind stets verbogen, fragmentiert, chloritisiert und undulös auslöschen.

Kalifeldspat in subhedralen großen Körnern von 0,5 bis 1 mm kommt bevorzugt in den hellen Leukosomen vor. Dort sind die Korngrenzen buchtig bis rundlich mit häufiger Myrmekitbildung. Meist handelt es sich um Mikroklin, aber auch Orthoklas mit flammen- bis spindelförmigem Perthit kommt vor. Generell sind die Körner leicht fragmentiert oder elongiert und weisen beginnende Serizitisierung auf.

Opakes **Erz** ist feinkörnig in der Matrix eingesprengt. Die schuppig-blättrigen Minerale finden sich oft als Einschluß bzw. Verwachsung von Granat und Biotit. Als **Akkzessorien** kommen die Umwandlungsprodukte **Serizit**, **Chlorit**, **Albit** sowie der in Quarz eingelagerte **Rutil** vor.

Schliff-Nr.	Grt	Pl	Kfs	Qz	Bt	Sil	Erz	Acc
Fp 61-2	17	39	7	16	4	13	3	Rt, Ser, Zo, Chl
Fp 57-1	25	14	9	23	5	20	3	Rt, Ser

Tab. 2.8. Modalzusammensetzungen der Bt-führenden Sil - Grt - Gneise.

2.2.4 Bt - Grt - Gneise bzw. Granulite

Bt - Grt - Gneise bzw. Granulite bei Otra bilden ein Zwischenglied zwischen den in Abschnitt 2.2.5 beschriebenen Sil - Grt - Granuliten und den Bt-führenden Sil - Grt - Gneisen. Die einzelnen Lithologien sind innerhalb des Profils schwer abzugrenzen, da sie sich räumlich überschneiden und niedriggradigere Überprägungen durch die Scherzonenaktivität bereichsweise Gefüge und Mineralführung des Metamorphosemaximums verändert haben. Charakteristisch für die Bt - Grt - Gneise ist neben lagenweise wechselnden Gehalten von sekundärem Biotit das modale Zurücktreten bzw. Fehlen von Sillimanit. Letzteres deutet gegenüber den sillimanitführenden Gneisen und Granuliten auf einen primär anderen Chemismus der Gesteine hin.

Die relativ hellen, weißgrau bis grauvioletten klein- bis mittelkörnigen Gesteine besitzen mit Ausnahme der relativ massig ausgebildeten Probe Fp 54 einen unterschiedlich straffen foliationsbildenden Lagenbau (Abb. 2.17) aus hellem Qz - Fsp - Leukosom und dunkleren Grt - Bt - haltigen Bereichen, welche in Fp 30 und Fp 19 volumenmäßig überwiegen. Einzelne Leukosomlagen und Schlieren variieren in ihrer Dicke von wenigen mm bis zu einigen cm und bilden in Fp 30 z.T. wolzig bis augenförmig aufgelöste Domänen. In den Proben Fp 31 und Fp 54 überwiegen die felsischen Minerale gegenüber den mafischen Anteilen und bilden die Matrix. Deutliche Regelung von Biotit und Leukosomschlieren ist meist schon im Gelände erkennbar. Entlang zahlreicher Kluftflächen sind die Gesteine rostbraun angewittert.

U. d. M.

unterscheiden sich die Gesteine von den Sil - Grt - Granuliten und den Bt-führenden Sil - Grt - Gneisen vor allem durch ausgeprägte dynamische Rekristallisationsgefüge und den hohen modalen Gehalt an sekundärem Biotit. Die gegenseitigen Korngesetze variieren von inequigranular - polygonal in plagioklasbetonten Domänen bis hin zu interlobaten Gefügen zwischen Kalifeldspat und Quarz in den Leukosomen. Lagen mit hohem Biotit-Gehalt sind bereichsweise lepidoblastisch ausgebildet. Der makroskopisch beschriebene Lagen- und Schlierenbau ist bis in den mikroskopischen Maßstab hinein verfolgbar.

Plagioklas besitzt in allen Proben den höchsten Modalgehalt und ist in subhedralen bis elongierten Körnern mit Kd von 0,4 bis 0,8 mm vorhanden. Generell weist Plagioklas verschiedene Deformationserscheinungen, von undulösem Auslöschen bis hin zu Deformationszwillingen, deformiertem fleckenförmigen Antiperthit und feinkörnigen Rekristallisaten (Fp 31) auf. Die Rekristallitkörner liegen mit ihren Kd um 0,02 bis 0,06 mm.

Im Schliff farbloser **Granat** ist stets kleinkörnig mit durchschnittlichen Kd von 0,5 mm, und nur gelegentlich werden die euhedralen, meist spätdeformativ gewachsenen Granate über 1mm groß. Einschlüsse von tropfenförmigem Quarz, Plagioklas oder etwas Biotit sind sehr selten (z.B. Fp 31). In Fp 30 ist Granat generell stärker fragmentiert und etwas chloritisiert.

Euhedraler bis subhedraler rotbrauner **Biotit** ist in bestimmten Lagen besonders angereichert, vorzugsweise zusammen mit Granat, mit welchem er randliche sekundäre Verwachsungsgefüge bildet. Undulöses Auslöschen und Knickbänder sind häufig, ebenso wie schlauchförmige Verwachsungen mit Quarz entlang der Spaltbarkeit.

In größeren anhedralen **Quarz** - Altkörnern (Kd bis 1,5 mm) mit suturierten oder lobat ausgreifenden Korngrenzen sind stets feine Rutil - Nadelchen eingelagert. Kleinere Quarz - Körner mit Kd von 0,2 bis 0,4 mm sind durchgehend rekristallisiert und bilden einen zwickelfüllenden Matrixbestandteil.

Kalifeldspat ist Bestandteil der Leukosomlagen und kommt nur modal in Fp 19a und Fp 54 nicht vor. Meist handelt es sich um Mikroklin in sub- bis anhedralen Körnern mit Kd von 1,5 mm. Tropfenförmige Quarz-Einschlüsse sind besonders in Fp 30 verbreitet und flammen- oder spindelförmige Perthite sind neben Myrmekitbildungen stets zahlreich.

Erz ist untergeordnet in bis zu 0,2 mm großen Schuppen eingesprengt. Feinprismatischer **Sillimanit** mit Kd von 0,3 mm kommt nur in Fp 31 sporadisch zusammen mit Biotit vor. Akzessorisch sind die Umwandlungsprodukte von Plagioklas und Kalifeldspat (**Serizit**, **Zoisit**) sowie etwas **Ap** und **Chlorit** vorhanden.

In Fp 54 und Fp 19a ist Quarz akzessorischer Bestandteil. Diese beiden Proben bilden auch durch ihren hohen Plagioklas - Gehalt und der damit verbundenen Tendenz zu polygonalem Gefüge eine Ausnahme. Kalifeldspat ist in diesen Schliffen nicht enthalten. Granat besitzt so gut wie keine Einschlüsse, und Biotit bildet neben den Verwachsungen mit Granat (besonders in Fp 19a) winklig zur Foliation verlaufende sekundäre Schieferungen.

Schliff-Nr.	Pl	Kfs	Qz	Grt	Bt	Erz	Acc
Fp 19a-1	58	0	acc	24	16	1	Ser, Chl, Zo
Fp 31-1	42	5	28	18	6	acc	Rt, Ser, Sil
Fp 30-1	37	7	21	19	14	1	Rt, Ser, Chl
Fp 54-2	72	0	acc	17	9	1	Ap, Rt

Tab. 2.9. Modalzusammensetzungen der Bt - Grt - Gneise bzw. Granulite.

2.2.5 Sil - Grt - Granulite

Sil - Grt - Granulite gehen aus den felsischen Gneisen der Amphibolitfazies und der Übergangszone bei Rosarolo hervor. Zweifelsfrei granulitfazielle Sil - Grt - Granulite (Fp 53, Fp 52) findet man am NW-Ende des Bachprofils, beginnend etwa 150-160 m bachab der Brücke bei Otra.

Dort überwiegen relativ gleichartig ausgebildete, massive felsische Gesteine mit im Gelände erkennbarer Paragenese von Feldspat, Quarz, grobkörnigem Sillimanit, Granat und fallweise etwas Biotit. Nur wenige 10er m im Hangenden dieser Grenzziehung gibt es vereinzelte Vorkommen ähnlicher Gesteine (z.B. Fp 28), welche aber etwas mehr Biotit führen und von biotithaltigem Nebengestein umrahmt sind. Die Gefügeausbildung von Fp 28 ist aber, abgesehen vom Bt-Gehalt, den granulitfaziellen Gesteinen weitgehend gleich, weshalb diese Probe hier zugeordnet werden soll. Es kommt auch vor, daß vereinzelt Bt-führende Lagen (Fp 30) im Bereich der Sil - Grt - Granulite eingeschaltet sind. Die Abgrenzung zu den klar granulitfaziellen Gesteinen ist also stellenweise nicht ganz eindeutig. Naheliegend ist, daß es sich im Einflußbereich der Scherzone um sekundär entstandenen Biotit handelt. Den Sil - Grt - Granuliten zwischengeschaltet sind dunkle Lagen von den unter Abschnitt 2.3.2 beschriebenen Zwei - Pyroxen - Granuliten.

Im Handstück betrachtet sind die hellgrau bis weißgrauen Gesteine meist klein- bis mittelkörnig, nur Sillimanit und Granat sind stellenweise in grobkörniger Ausbildung vorhanden. Kompositionelle Lagigkeit durch bevorzugte Ansammlung von Granat und Sillimanit innerhalb der überwiegend felsischen Matrix ist unterschiedlich stark ausgeprägt, und erzeugt gelegentlich straffe Bänderung. Mineralregelung und Bänderung bilden die Foliation. Auf den Foliations-

flächen sind Lineare von eingeregeltem Sillimanit erkennbar. Bereichsweise sind die Proben-gesteine stärker umgewandelt und zerklüftet.

U. d. M.

ist zwischen Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz und Granat ein inequigranular - interlobates Korngefüge mit buchtig ineinander greifenden Korngrenzen ausgebildet. Foliation ist auch im Schliff durch den Wechsel von jeweils in Lagen angereichertem Quarz/Feldspat und Granat/Sillimanit gegeben. Sillimanit und ausgelängerter Granat sind in xz-Schnittlagen (z.B. Fp 53) deutlich eingeregelt. Lagenweise vorkommender Biotit bildet winklig zur Foliation verlaufende Schieferungsfoliationen. Fragmentation des Gesteins durch Risse und Klüfte ist in beiden Proben (Fp 53, Fp 52) von fortgeschrittener Alterierung und Verwitterung begleitet.

Quarz in stark schwankenden Kd von 0,4 bis 1,6 mm ist weitestgehend rekristallisiert und besitzt dadurch unregelmäßig suturierte Korngrenzen. Einzelne größere Altkornrelikte mit anhedralen Kornformen zeigen interne prisma- und basisparallele Subkornbildung. Feine Nadeln von **Rutil** sind darin orientiert eingelagert. Zusammen mit Plagioklas (Albit) bildet Quarz wurmförmige myrmekitische Verwachsungen als retrogrades Abbauprodukt von Kalifeldspat.

Sub- bis anhedraler **Plagioklas** in kurzprismatisch-rundlichen Körnern besitzt häufig lobate Korngrenzen und durchschnittliche Kd von 0,8 - 1 mm. Zwillinge nach dem Albit- und Periklingesetz sind stets ausgebildet. Rundliche Einschlüsse von tropfenförmigem Quarz (Kd ~0,1 mm) sind verbreitet. Plagioklas ist immer undulös, weist aber keine Rekristallisationserscheinungen auf. Die Umwandlung in Serizit, Zoisit und Albit ist meist stark fortgeschritten und macht nähere optische Bestimmungen (z.B. An-Gehalt) unmöglich.

Farbloser **Granat** in großen (Kd meist 1,5 - 1,7 mm) subhedralen Mineralkörnern mit rundlichen bis buchtigen Korngrenzen ist bereichsweise stark fragmentiert. In Fp 28 sind die Granate bevorzugt elongiert oder auch leicht boudiniert. Risse und Frakturen sind bevorzugter Ort für retrograde Umwandlung in sekundären Biotit oder Chlorit. Meistens ist der Granat relativ einschlüßreich, mit tropfenförmigem Quarz (Kd 0,06 - 0,3 mm), Plagioklas, Biotit und selten Sillimanit in feinen Prismen. Eingeschlossener Quarz besitzt teilweise feine Säume von Plagioklas, so z.B. in Fp 28.

Kalifeldspat ist in den Proben Fp 52 und Fp 53 zu einigen Modal-% primär vorhanden gewesen, wurde sekundär allerdings sehr stark in Serizit zersetzt und ist dadurch nur unzureichend bestimmbar. In Fp 28 kommt relativ frischer Kalifeldspat als Mikroklin und z.T. Orthoklas mit flammenförmigen perthitischen Entmischungen in hellen quarzreichen Domänen vor. Die anhedralen Körner besitzen Kd zwischen 0,8 und 1,2 mm.

Prismatischer **Sillimanit** mit Kd von max. 3,2 mm Länge und 0,4 mm Breite liegt mit bevorzugter Einregelung in der Hauptfoliation. Fibrolithischer Sillimanit ist in diesen Gesteinen bis auf wenige filzige Domänen in Fp 28 nicht mehr enthalten. Diese Domänen sind im Stadium der Umkristallisation zu prismatischem Sillimanit konserviert geblieben (Abb. 3.4c). An

Deformationserscheinungen ist undulöses Auslöschen bereichsweise beobachtbar. Fragmentierung mit Bruchstellenbildung und damit verbundene Serizitisierung ist in den langgestreckten Prismen weit verbreitet.

Subhedraler bis anhedral ausgefranster **Biotit** in blättrig-schuppigen Körnern ist rotbraun-hellgelb pleochroitisch und besitzt Kd von < 1 mm. Das Vorkommen von Biotit ist an Grt-Sil-Lagen und dort hauptsächlich an die Randbereiche des Granat gebunden, aus welchem der Biotit retrograd „auszuwachsen“ scheint (Fp 52). Außerhalb von Granat ist Biotit sehr stark in Chlorit umgewandelt und ausgebleicht. Als Einschluß in Granat sind die Mineralkörper teilweise recht frisch, entlang von Rissen allerdings sicher als retrograde Phase anzusehen. Generell sind an den Biotit-Schuppen reichlich deformative Überprägungen wie undulöses Auslöschen, Knickbänder oder Fragmentation zu beobachten.

Opake schuppige **Erzphase** mit Kd von 0,2 mm ist feinverteilt in den Schliffen eingesprengt mit z.T. leichter Regelung. **Titanit** in eckigen subhedralen Körnern mit Zwillingsbildung und **Rutil** sind die wesentlichen akzessorischen Phasen. Die **Umwandlungsprodukte** wie Serizit, Muskovit, Chlorit u.a. machen strenggenommen aufgrund der stärkeren Umwandlung von Plagioklas und Granat einen erhöhten Prozentsatz am Modalbestand aus, werden jedoch, wie in anderen Beschreibungen auch, generell zu den Akzessorien gezählt.

Schliff-Nr.	Qz	Pl	Kfs*	Grt	Sil	Bt	Erz	Acc
Fp 52-1	33	19	6	20	15	3	1	Ttn, Ser, Chl, Zo, Rt
Fp 53-1	45	26	10	11	3	2	1	Ttn, Ser, Chl, Zo, Rt
Fp 53-2	20	40	9	17	8	4	acc	Ttn, Ser, Chl, Zo, Rt
Fp 28-1	10	8	23	36	13	7	2	Ser, Ms, Chl, Rt

Kfs*: Kalifeldspat stark alteriert

Tab. 2.10. Modalzusammensetzungen der Sil - Grt - Granulite.

2.2.6 Quarzitische Bt - Gneise

Quarzitischer Bt - Gneis findet sich im Bereich unterhalb des Casa Grampi an der Straße und im Bachbett anstehend und unterscheidet sich von den umgebenden Sil - Grt - Bt - Gneisen durch das hellere Erscheinungsbild, hervorgerufen durch einen hohen Quarz - Gehalt und modal zurücktretenden Granat und Biotit. Makroskopisch ist neben Quarz und Feldspat schuppiger Biotit und wenig rotbrauner Granat zu erkennen. Bei besonders hoher Quarz-Führung ist Foliation nur undeutlich ausgebildet. Das klein- bis mittelkörnige Gestein ist deutlich härter als andere felsische Gneise dieses Profilabschnitts und wirkt sehr massig.

U. d. M.

bilden Quarz und Plagioklas ein inequigranular - interlobates Pflastergefüge mit unregelmäßig buchtigen bis suturierten Korngrenzen. Die anhedralen **Quarz** - Körner (Kd bis 2,6 mm) weisen

verschiedene Deformationserscheinungen auf, so z.B. undulöses Auslöschen, prismenparallele Subkörner und teilweise randliche Rekristallisation. In manchen Quarz - Körnern sind feine Rutilnädelchen eingelagert.

Plagioklas ist meist subhedral ausgebildet mit Kd von durchschnittlich 0,9 mm (max. 2,2 mm). Häufige Verzwilligungen nach dem Albit- und Periklingesetz und spindel- bis fleckartiger Antiperthit erlauben eine sichere Identifizierung. Zuweilen erscheint der Plagioklas chemisch zoniert durch radial wandernde Auslöschung. Stellenweise schließt Plagioklas etwas Quarz oder Biotit ein. Beginnende Umwandlung ist durch eine leicht bis mäßig ausgeprägte Serizitisierung angezeigt.

Rotbraun - hellgelb pleochroitischer **Biotit** ist nur relikтив vorhanden mit ausgeblichener Farbe und „zerfransten“ Korngrenzen. Umwandlungsprodukt ist hauptsächlich **Chlorit**. Die lepidoblastischen Körner besitzen Kd von ca. 1 mm. Durch leicht eingeregelten Biotit und akzessorischen feinnadeligen **Sillimanit** ergibt sich gelegentlich eine angedeutete Foliation.

Untergeordnet tritt farbloser, sub- bis anhedraler **Granat** (Kd 0,7 bis 1,3 mm) im Schliff auf. Die Korngrenzen sind überwiegend buchtig ausgebildet. Im Kern finden sich feine Einschlüsse von Quarz und Biotit. Entlang feiner Risse erkennt man Chlorit als Umwandlungsprodukt.

Schuppig-blättrige **Erzphase** ist mit Kd von 0,3 mm gleichmäßig im Gestein eingesprengt.

Schliff-Nr.	Qz	Pl	Bt	Grt	Acc
E 6	70	16	11	4	Erz, Ser, Kfs
Fp 44	63	25	7	4	Sil, Erz, Ser, Chl

Tab. 2.11. Modalzusammensetzungen der quarzitischen Bt - Gneise.

2.3 „Bunte Gneise“ und Granulite der Wechselfolgen

2.3.1 Am - Cpx - Gneise

Die Am - Cpx - Gneise entstammen bunten Gneis-Wechselfolgen des mittleren und südöstlichen Profilabschnitts, welche zwischen Rosarolo und dem unteren SE-Ende des Kartenblattes immer wieder in die lithologische Abfolge eingeschaltet sind. Entsprechend dem faziellen Übergang von der oberen Amphibolitfazies in die beginnende Granulitfazies weisen die Am - Cpx - Gneislagen über das Profil hinweg schwankende Mineralführung und Gefügeausbildung auf. Angrenzend an das große Sil - führende Grt - Leukosom der südlichen Scherzone (siehe Abschnitt 2.5.1) wurden in einem wenige dm mächtigen Kontaktsum orthopyroxenhaltige Am - Cpx - Gneise mit bereichsweise granulitfazieller Mineralparagenese gefunden (Fp 16, Fp 46). Diese Gesteine sind den in Abschnitt 2.3.2 beschriebenen Zwei - Pyroxen - Granuliten ähnlich und in diesem Profilabschnitt eher ungewöhnlich. Erst nördlich Rosarolo gehen die Am - Cpx - Gneislagen der bunten Wechselfolgen generell in Zwei - Pyroxen - Granulite über.

An den bunten Wechselfolgen der Amphibolit- und Übergangsfazies sind eine überschaubare Anzahl von Lithologien beteiligt, welche ihre mineralogische und strukturelle Gefügeausbildung, abgesehen von kleinen Schwankungen, über das Profil bis Rosarolo im wesentlichen beibehalten. Das Verhältnis von mafischen zu felsischen Anteilen ist dabei recht variabel, insgesamt dominieren meist aber die felsischen Anteile. Die einzelnen Lagen sind generell straff geregelt, was eine ausgeprägte Bänderung der bunten Wechselfolgen verursacht. So wechseln sich in cm- bis dm-Abständen Lagen von feinkörnigen Am - Cpx - Gneisen mit felsischen Bt - Grt - oder Grt - Bt - Gneislagen, quarzitischen Gneislagen oder auch amphibolitischen Hbl - Pl - Lagen (Fp 39) ab. Einzelne Züge derartiger Wechselfolgen sind wenige m bis 10er m mächtig und liegen im generellen Streichen der Profilabfolge. Die genaue Abgrenzung zu den Grt - Bt - Gneisen bzw. Amphiboliten bereitet aufgrund der auch zwischen diesen Haupolithologien verbreiteten Wechsellagerung und Verfaltung im Gelände stellenweise Schwierigkeiten. Prinzipiell ist letztere aber nicht so kleinräumig und nur selten bis hinunter in den dm-Maßstab ausgebildet. Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal ist die Feinkörnigkeit der in den bunten Wechselfolgen stets vorkommenden Am - Cpx - Lagen.

Bei Betrachtung der Handstücke läßt sich die enge Wechsellagerung manchmal bis hinunter in den mm - Bereich verfolgen (Fp 25, Fp 42). Die ausgeprägte kompositionelle Lagigkeit bewirkt das inhomogen-bunte Erscheinungsbild der Gesteine (Abb. 2.18). So variieren die Farben der einzelnen Lagen von hellgrau über grüngrau, grün, graublau und rotbraun, je nach Mineralführung. Durch diese Lagigkeit und Einregelung der Mineralphasen (Biotit, Amphibol) ist eine straffe Foliation mit Mineralstreckungslineation entwickelt. Basische Lagen sind meist feinkörniger, mit teilweise makroskopisch erkennbarem Klinopyroxen, Amphibol und Erz. In den felsischen Lagen sind Granat und Quarz neben Biotit meist schon mit bloßem Auge erkennbar. In Probe Fp 49 sind im yz-Anschnitt Verfaltungen der hellen felsischen Lagen zu erkennen.

U. d. M.

besitzt jeder Schliff aufgrund der mineralogischen Vielfältigkeit der bunten Wechselfolgen eigene Merkmale. Diese vollständig zu erfassen, ist im Rahmen dieses Abschnitts nicht möglich. Auffällig ist, daß die dünnen felsischen Gneislagen in den verschiedenen Schliffen keinen Sillimanit enthalten. Biotit bildet darin winklig zur Foliation angelegte Schieferungsrichtungen (Fp 42, Fp 49), und Quarz ist bevorzugt in bestimmten Lagen oder Zeilen zusammen mit feinkörnigem euhedralem Granat angereichert.

Besonders interessant sind Gefüge und Entwicklung der basischen Am - Cpx - Gneislagen, welche in den verschiedenen Proben durchaus ähnliche Merkmale aufweisen und näher beschrieben werden sollen.

Die Korngefüge dieser Lagen sind insgesamt als inequigranular-interlobat bis amöboid zu bezeichnen, und die kompositionelle Lagigkeit ist im mikroskopischen Bereich gut nachvollziehbar. Das möglicherweise unter Ungleichgewichtsbedingungen (KLEINSCHRODT, mündl. Mitt.) entstandene Korngefüge deutet auf verschiedene prograde und retrograde Umwandlungs-

reaktionen hin. Amphibol und Klinopyroxen sind in xz-Schnittlagen meist eingeregelt und besonders Cpx - Pl - reiche Domänen sind bevorzugt sekundär alteriert (z.B. Fp 49).

Hellgrün-fleckiger bis nahezu farbloser **Amphibol** ist überwiegend zellulär bis vermicular mit Klinopyroxen verwachsen und schließt diesen ein (Fp 25, Fp 49). Oft deutet vom Rand her eingewachsener Amphibol auf eine retrograde Abbaureaktion von Klinopyroxen. Zwillingsbildung und hohe Doppelbrechung sind sehr häufig, und zusammen mit dem optisch negativen Charakter und hohen Achsenwinkeln von $2V \sim 80^\circ$ deuten diese Beobachtungen in den Proben Fp 49, Fp 25 und Fp 42 evtl. auf eine Cummingtonit - Zusammensetzung. Einschlüsse von tropfenförmigem Plagioklas sind häufig. Die sub- bis anhedralen Mineralkörper haben buchtig ausgreifende Korngrenzen und sind randlich oder entlang von Rissen z.T. in Serizit umgewandelt. Probe Fp 59 stammt aus dem höhergradigen Übergangsbereich an der Brücke Rosarolo und enthält überwiegend grünbraun bis braune, ebenfalls mit Klinopyroxen verwachsene **Hornblende**. Die Korndurchmesser liegen in den verschiedenen Proben meist zwischen 0,2 und 0,4 mm, in Fp 42 sind die Amphibole lagenweise in größeren Körnern mit Kd bis 1,6 mm ausgebildet.

Subhedraler **Plagioklas** ist ebenfalls regelmäßiger Bestandteil der Am - Cpx - Gneise. In Fp 42 und Fp 49 sind die Körner ausgelängt und leicht geregelt, teilweise sind neben den Albit- und Periklinzwillingen auch Deformationszwillinge vorhanden. Die Korngrenzen sind stets buchtiglobat. In Fp 42-2 (xz-Schnittlage) kommt stark ausgelängter Plagioklas als relativ frischer Einschluß in großen hellgrünen Amphibol-Blasten vor. Sonst ist Plagioklas meist schon stark umgewandelt in **Serizit**, schuppigen **Muskovit** (Fp 49) und etwas **Zoisit**.

Farblos bis leicht grünlicher diopsidischer **Klinopyroxen** in subhedralen bis anhedralen Körnern ist in den verschiedenen Proben mit zum Liegenden des Gesamtprofils zunehmendem Modalgehalt vertreten. In Fp 25 und Fp 42 ist dieser folglich noch gering, nimmt im weiteren Verlauf über Probe Fp 49 bis Fp 59 dann deutlich zu. Die Mineralkörper mit Kd von 0,4 mm (Fp 25) bis >1,5 mm (Fp 49) bilden häufig oben angesprochene Verwachsungs- und Abbaugefüge mit Amphibol oder Plagioklas. Bevorzugt in Cpx - Pl - betonten Lagen sind größere Blasen ausgebildet. Darin finden sich Einschlüsse von Titanit, rundlichem Plagioklas oder opaker Erzphase. Der optische Charakter wurde in Fp 25 als positiv bestimmt mit einem Achsenwinkel von ca. $2V_z \sim 40-45^\circ$. In nahezu allen Proben ist Klinopyroxen mehr oder weniger stark sekundär umgewandelt in randlichen hellgrünen Amphibol (Uralitisierung), **Serizit**, **Chlorit** und z.T. entlang von Rissen in **Calcit** (z.B. Fp 25).

Etwas **Granat** ist in Fp 49, Fp 25 und Fp 42 neben den felsischen Lagen auch in den Am - Cpx - Gneislagen vorhanden. Die Kornformen sind stets anhedral mit skelettartigem Wachstum über die Korngrenzen von Amphibol und Plagioklas, wohl aus einer prograden Reaktion heraus. Die Kd liegen maximal bei 1,8 mm. Teilweise ist der Granat chloritisiert.

Quarz kommt in unregelmäßig-anhedralen und häufig rekristallisierten (Fp 25, Fp 49) Körnern als Zwickelfüllung oder in Fp 25 auch als große ausgelängte foliationsparallele Zeilen („ribbon-quartz“) von mehreren mm Breite vor.

Erz mit Kd von 0,2-0,3 mm ist generell in allen Proben vorhanden. Gelegentlich umsäumen feine Ränder von **Titanit** die opake Phase. **Biotit** kommt nur in Fp 25 zusammen mit Amphibol und Granat in basischen Lagen vor und ist meist mit Amphibol verwachsen. Akzessorisch treten feine Körner von **Apatit** (Fp 25), Calcit, Titanit, Serizit, Muskovit, Chlorit, und evtl. etwas Zoisit in den anderen Mineralen als Einschlüsse oder Umwandlungsprodukte auf.

Schliff-Nr.	Am	Hbl	Pl	Cpx	Qz	Grt	Bt	Erz	Acc
Fp 25-1	12	0	51	7	13	6	9	1	Ap, Zo, Cal, Ser, Chl
Fp 42-2	47	0	29	11 *	5	4	0	2	Chl, Ser, Cal, Zo
Fp 49-1	38	0	53	0	1	4	0	2	Chl, Ser, Ms, Zo, Ttn
Fp 49-2**	5	0	51	42	0	0	0	1	Chl, Ser, Ms, Zo, Ttn
Fp 59-1	33	12	27	23	1	0	acc	3	Ap, Ttn, Ser, Zo

* stark umgewandelt ** basische Lage aus Fp 49-2

Tab. 2.12. Modalzusammensetzungen der Am - Cpx - Gneise.

2.3.2 Zwei - Pyroxen - Granulite

Die Wechsellagerungen der „bunten“ Gneise des SE Profilabschnitts gehen im Bereich der Scherzone Rosarolo - Otra in granulitfazielle Ausbildung über. Leider ist das Profil ca. 300 - 400m bachab der Brücke Rosarolo infolge Quartärschuttüberdeckung im Bachbett nicht zugänglich, so daß die Entwicklung der Lithologien aus den „bunten“ Am - Cpx - Gneisen heraus hier nicht verfolgt werden kann. Ab etwa Rosarolo liegen die mafischen Lagen der „bunten“ gebänderten Wechsellagerungen aufgrund der Hauptparagenese Opx - Cpx - Pl als sogenannte Zwei - Pyroxen - Granulite vor. Die felsischen Lagen sind auch in diesem Profilabschnitt, wie schon S Rosarolo, gegenüber den mafischen mengenmäßig meist dominierend. Stellenweise führen sie einige Vol. - % Biotit (Fp 19a), meist sicher retrograder Entstehung, welcher besonders entlang der Grenzflächen zu den mafischen Lagen schon makroskopisch ins Auge fällt. Insgesamt besitzen die engen Wechselfolgen im nördlichen Profilabschnitt ab Rosarolo Mächtigkeiten von wenigen Metern bis mehr als 10 Meter. Im Bereich der Brücke bei Otra kann allerdings nicht mehr von einer engen Wechsellagerung gesprochen werden, da die hier vorkommenden granulitfaziellen mafischen Lagen (bis max. 1 dm Mächtigkeit) nur noch in größeren Abständen von mehreren m relativ isoliert in den unter Abschnitt 2.2.5 beschriebenen felsischen Sil - Grt - Granuliten vorkommen und eine etwas abweichende Ausbildung besitzen (Fp 51).

Die hier zu besprechenden Zwei - Pyroxen - Granulite sind im Profilabschnitt zwischen Rosarolo und Otra i. d. R. als graugrüne bis graubraune dünne Bänder und Lagen von meist einigen cm bis maximal wenigen dm Mächtigkeit konkordant in felsischen Gesteinspartien eingelagert.

Makroskopisch ist in den feinkörnigen, trotz der Bänderung relativ massig erscheinenden graugrünen Gesteinen ein leicht schlierig - inhomogener Lagenbau im mm- bis cm - Maßstab

erkennbar, welcher die Hauptfoliation vorgibt. Hellere graugrüne Pl - Cpx - Lagen (bis ~1 cm breit) und plagioklasreiche Leukosomschlieren (max. 0,5 cm) wechseln mit dunkler feinkörniger Matrix, in welcher mit bloßem Auge meist nur eingesprengter feinschuppiger Biotit, Pyroxen und gelegentlich etwas Erz zu erkennen sind. Auf den Foliationsflächen ist aufgrund der Feinkörnigkeit der Gesteine nur selten eine Lineation zu erkennen. Die Kontakte zu den felsischen Lagen sind stets scharf ausgebildet.

U. d. M.

ist die stoffliche Lagigkeit in den Schliffen durch lagenweise sich ändernde Modalbestände und unterschiedliche Korngrößen zu verfolgen. Gemeinsam ist allen Proben ein inequigranular - interlobates bis amöboides Verwachsungsgefüge von Klinopyroxen und Orthopyroxen mit Plagioklas. Durch Bt - Führung ist das Gefüge stellenweise leicht lepidoblastisch.

Generell überwiegt modal subhedral - prismatischer **Plagioklas** mit Kd von 0,5 bis 0,7 mm und bildet das Grundgerüst der Matrix. Verzwilligungen nach dem Albit- und Periklingesetz sind häufig. Die Korngrenzen sind gerade bis buchtig - lobat ausgebildet. Undulöse Auslöschung und beginnende Umwandlung in **Chlorit**, **Serizit** oder **Zoisit** deuten auf späte retrograde Überprägungen im Scherzonenbereich.

Farbloser **Orthopyroxen** in subhedral-körniger bis z.T. länglicher Ausbildung besitzt gerade bis meist rundliche Korngrenzen und in xz - Schnittlagen eine leichte Vorzugsregelung. In Fp 11 ist Orthopyroxen in größeren amöboiden Blasen (Kd bis 1,1 mm) mit Einschlüssen von Plagioklas, Klinopyroxen oder Biotit vorzufinden. Die Minerale sind oft fragmentiert und zeigen gelegentlich stärkere Umwandlung in ein feinfaseriges Gemenge von Talk und Serizit. Das Mengenverhältnis von Orthopyroxen zu Klinopyroxen ist in einzelnen Lagen schwankend. Generell ist aber eine modale Zunahme von Orthopyroxen zum Liegenden der Profilabfolge feststellbar.

Klinopyroxen mit durchschnittlichen Kd von 0,5 bis 0,6 mm ist farblos bis leicht grünlich. Die überwiegend subhedralen Mineralkörper besitzen Einschlüsse von Plagioklas, Quarz und Erzphase. Zwillingsbildung und Entmischungslamellen nach Orthopyroxen sind besonders an den größeren Körnern (Kd 1,1 bis 1,6 mm) deutlich sichtbar. In den Proben Fp 11 und Fp 27 finden sich vermiculare Verwachsungsgefüge zwischen Plagioklas und Klinopyroxen. Diese Zellen- oder Wurmgefüge, mit gleichartig auslöschenden Überindividuen, deuten möglicherweise auf eine spezielle Abbaureaktionen von Granat hin (Abb. 3.12a).

Zusammen mit gröberkörnigem Plagioklas und Klinopyroxen treten lagenweise große (in Fp 27 z.B. Kd bis 5,5 mm) **Quarz** - Altkörper mit undulösem Auslöschen, Subkörnern und randlich beginnender Rekristallisation an buchtigen bis suturierten Korngrenzen auf. Tropfenförmig ist Quarz außerdem als Einschluß in Plagioklas zu finden oder als Zwickelfüllung zwischen Plagioklas und Biotit. Insgesamt macht Quarz im Gesamtmodalbestand aber immer nur einen geringeren Prozentsatz aus.

In verschiedenen Erhaltungszuständen ist rotbraun bis hellgelb pleochroitischer **Biotit** in den Proben zu finden. Einerseits als evtl. ältere Mineralphase, stark ausgebleicht und zerfranst, so z.B. in Fp 27-2 außerhalb der orthopyroxenführenden Lage, andererseits als subhedral späte Neubildung quer über andere Phasen gewachsen (Fp 11-2, Fp 27). Die lepidoblastischen Körner mit Kd von $\sim 0,5 \times 0,07$ mm sind gut geregelt und zeichnen die Foliationsschieferungen nach. Auffällig ist die Verwachsung mit Orthopyroxen in Fp 27.

Blaugrüner bis farbloser **Amphibol** ist sicher als niedriggradiges Abbauprodukt einzustufen, so z.B. in Fp 11 - 2, wo ein feinfaseriger blaugrüner Amphibol entlang der Frakturen und Ränder von Klinopyroxen zu finden ist. Ein hellgrün - gelblich pleochroitischer Amphibol anderer Zusammensetzung ist häufig fleckartig und ausgefranst in Klinopyroxen eingewachsen (Fp 11-2, Fp 27-2 u.a.), möglicherweise ebenfalls als Abbauprodukt. In selbständigen Lagen kommt Amphibol selten vor und dann auch nur mit Kd von 0,3 mm.

Gelegentlich findet man skelettartiges Wachstum von farblosem **Granat** (Abb. 3.12b,c) entlang Korngrenzen zwischen Plagioklas und Klinopyroxen (Fp 11-2 und Fp 29).

Die **Erzphase** mit Kd bis 0,2 mm ist besonders häufig mit Orthopyroxen verwachsen, ansonsten aber in den Schliffen gleichmäßig eingesprengt. Akzessorisch findet sich in den Proben außerdem **Apatit** neben diversen Umwandlungsprodukten.

Schliff-Nr.	Pl	Opx	Cpx	Bt	Qz	Am	Grt	Erz	Acc
Fp 11-2	34	12	19	10	13	5	2	3	Ap, Chl, Ser, Tlc
Fp 27-2	47	8	8	14	2	1	acc	4	Ap, Ttn, Chl, Ser
Fp 51-2 *	47	0	0	0	12	0	0	2	Tlc, Zo, Chl

* mafische Lage in felsischem Granulit

Tab. 2.13. Modalzusammensetzungen der Zwei - Pyroxen - Granulite.

Etwas abweichend in Gefüge und Mineralführung ist Probe Fp 51, aus einer engen Wechsellagerung im cm - Maßstab, ca. 80 m N der Brücke Otra am westlichen Bachufer entnommen. In dieser Probe ist die Bänderung äußerst straff und die dunkelgrüngrauen mafischen Lagen besonders feinkörnig. Die mafischen Lagen bestehen aus Orthopyroxen, Plagioklas, Quarz und etwas Erz, während die felsischen hauptsächlich Plagioklas, Quarz, und Granat neben etwas Biotit enthalten (Abb. 2.19).

U. d. M.

bilden **Orthopyroxen** und **Plagioklas** in der mafischen Granulitlage im Gegensatz zu den oben beschriebenen Proben ein equigranular - polygonales Gefüge mit geraden bis leicht gerundeten Korngrenzen und Kd von 0,2 bis 0,3 mm.

Klinopyroxen kommt in dieser Probe nicht vor, so daß die mafische Lage strenggenommen natürlich nicht den Zwei - Pyroxen - Granuliten zugeordnet werden darf. Orthopyroxen und

Plagioklas sind bereichsweise stärker umgewandelt, besonders entlang von Rissen und Klüftung in **Talk** beziehungsweise **Serizit**. **Quarz** kommt in bis zu 0,2 mm großen lobaten und rekristallisierten Altkörnern modal relativ untergeordnet vor. Sehr feine **Erzkörper** (Kd bis 0,1 mm) finden sich in regelmäßiger Verteilung.

2.4 Kalksilikatlagen

Kalksilikate sind in foliationskonkordanten und stellenweise gangartigen Lagen an mehreren Stellen innerhalb des Profils zu finden. Das südöstlichste Vorkommen befindet sich etwa 400 Bachmeter vom SE-Ende des Kartiergebiets aufwärts in einem schwierig zugänglichen Abschnitt der Bachklamm. Hier handelt es sich um eine mehrere m breite Wechselfolge von Kalksilikat mit „bunten Gneisen“, in welcher die kalksilikatischen Lagen bis zu mehrere dm mächtig werden. Auffällig ist die duktile Verformung dieser Lagen mit Zerlegung in Boudins oder Bildung liegender Fließfalten. Das Gestein ist regelmäßig löchrig ausgewittert, d.h. bestimmte leicht zerfallende Mineralphasen sind durch die Verwitterung ausgelöst und hinterlassen die resistenteren Matrix reliefartig herauspräpariert. Kalksilikatische Lagen sind im weiteren Profilverlauf immer wieder geringmächtig zwischengeschaltet. Besonders auffällig sind mehrere Kalksilikatlagen im Bereich der Scherzone bei Otra, dort in etwa gleichartig ausgebildet wie die unter großen Scherspannungen mobilisierten Metakarbonate im mittleren Abschnitt des Val Strona, oberhalb Forno (GOLLING, in Vorb.). Die sehr feinkörnige Matrix dieser Gesteine ist extrem hart und enthält makroskopisch neben kleineren überwiegend eckigen Körnern auch reliefartig herausgewitterte, verfaltete und unter hohen Scherspannungen verformte größere Nebengesteinsklasten (Abb. 2.20). Aus diesen kalksilikatischen Lagen sind die Proben Fp 62 und Fp 22 entnommen.

Im Handstück zeigt das dunkelgraue, feinkörnige bis dichte Gestein deutlich die makroskopisch erkennbaren und gegenüber der Matrix herausgewitterten Mineral- oder Nebengesteinsfragmente. Diese variieren in der Korngröße von <1 mm bis zu >1 cm, liegen aber für Fp 62 meist in der Größenordnung von wenigen mm. Überwiegend handelt es sich dabei um Quarz und etwas Klinopyroxen. Feine ultramylonitisch-schlierige Lagigkeit ist durch nuancenhafte Bänderung angezeigt.

U. d. M.

erkennt man eine in etwa equigranular-interlobat bis polygonal ausgebildete Matrix mit bis zu ca. 90% **Calcit**-Anteil (in Fp 62) neben sehr feinkörnigem fragmentiertem **Plagioklas**, **Quarz**, **Klinopyroxen**, etwas **Erz**, **Titanit** und **Skapolith**. Die extreme Feinkörnigkeit mit durchschnittlichen Kd von 0,03 - 0,04 mm deutet auf eine nahezu vollständige Rekristallisation der calcitischen Matrix hin. Die Calcitkörper scheinen leicht eingeregelt, ohne dabei eine deutliche Foliation zu erzeugen. Einzelne Calcit-Mineralen sind bereichsweise etwas größer mit Kd bis 0,3 mm. In Fp 22 ist die Matrix generell noch feiner bis fast dicht und enthält weniger

Calcit als in Fp 62. In die Matrix gleichmäßig eingesprengt sind eckige bis gerundete Klasten von Klinopyroxen, Quarz, Plagioklas, Skapolith, Titanit, und **Kalifeldspat** mit Kd von meist 0,5 mm bis maximal 1,5 mm. In Fp 22 findet man zusätzlich größere (bis >1 cm), schlierig aufgelöste oder eingeregelte Klasten von felsischem Nebengestein. Die Mineralklasten sind meist fragmentiert, gelegentlich zerbrochen oder randlich angelöst. Besonders Kalifeldspat ist teilweise serizitisiert und in Fragmente aufgelöst. Weitere Deformationserscheinungen wie z.B. Subkornbildung und randliche Rekristallisation in Quarz, undulöses Auslöschen, rekristallisierter Biotit und Plagioklas in Nebengesteinklasten von Fp 22 sind stellenweise zu beobachten. Die Plagioklas - Klasten sind oft chemisch zoniert und besitzen neben Deformationszwillingen meist flecken- bis spindelförmige perthitische Entmischungen.

Skapolith in gerundeten und undefinierten Körnern ist durch leuchtende, leicht überstrahlende Doppelbrechung erkennbar. Klinopyroxen in ebenfalls leicht rundlichen Körnern ist recht frisch und ebenfalls ohne Anzeichen von Deformation. Akzessorisch kommen Erz, Titanit, etwas **Epidot**, **Serizit** und **Chlorit** vor, letztere als Abbauprodukte anderer Minerale.

2.5 Leukosome und Ganggesteine

2.5.1 Sil - Grt - Leukosome

Sil - Grt - Leukosome kommen nur an zwei Stellen im Bereich der südlichen Scherzone zwischen Grampi und Rosarolo vor. Genetisch sind sie sicherlich direkt an Prozesse und Bewegungen in der Scherzone gebunden, da assoziierte und bis 0,5 m breite gangartige Gneise mit sehr hohem Leukosomanteil (Fp 6) stark durch die Scherbewegungen überprägt sind. Die eigentlichen, recht grobkörnig ausgebildeten Sil - Grt - Leukosome sind unbeeinflußt durch stärkere Scherbewegungen seitlich im ungescharten Nebengestein „intrusionsartig“ zu liegen gekommen. Das größere der beiden Leukosome befindet sich im Bachbett etwa 210 m N der Fußbrücke bei Grampi, an der westlichen Bachseite. Die Ausbildung des Gesteins ist nicht einheitlich, denn randlich und stellenweise zentral führt es dunkle Bereiche mit saumartig angereicherter Sil-Grt-Führung (hieraus Fp 17). Insgesamt überwiegt aber helles Qz - Fsp - Leukosom (Fp 17b) mit eingesprengtem großkörnigem Granat (Abb. 2.21). Ungefähr konkordant im Streichen der generellen Abfolge liegend erweckt der ca. 4 m breite und in Längserstreckung bis zum Bachbettrand reichende Gesteinskörper den Eindruck eines aus einem tieferen Stockwerk in eine vorgegebene Schwächezone intrudierten und steckengebliebenen Mobilisats. Möglicher Zuführkanal ist ein bis 0,5 m breiter und stark mylonitisierter gangartiger leukosomreicher Sil - Grt - Gneis, parallel zur Scherzone verlaufend, welcher schließlich in die Nebengesteinsrichtung umbiegt und in den großen Leukosomkörper einmündet. Das Nebengestein, hier überwiegend Amphibolit vom Typ 3, ist in einem Kontaktsum von 1 bis 2 m stofflich und metamorph überprägt (Fp 46, Fp 47). Granatführung und duktile Pl-Cpx-Schlierenbildung sind die im Gelände zu beobachtenden Veränderungen (Abb. 2.22).

**Abb. 2.19.**

Straff gebänderter Granulit (Fp 51) aus einer Wechselfolge bachauf der Brücke bei Otra. Die feinkörnige dunkle Lage besteht aus Opx und Pl. Leukosomlagen aus Pl und Qz mit etwas Grt wechseln sich mit Pl+Grt+Bt-Lagen, in welchen der Bt sekundär aus Grt hervorgeht. [xz-Schnittfläche]

**Abb. 2.20.**

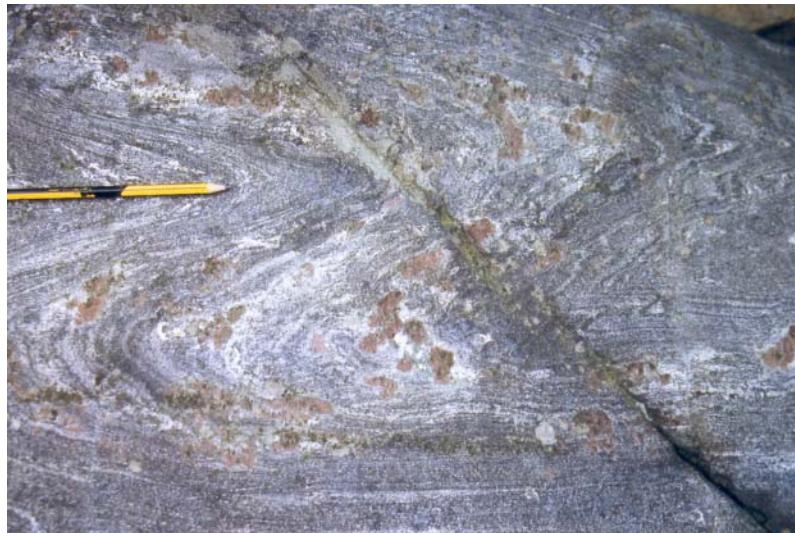
Stark deformierte kalksilikatische Lage mit reliefartig herausgewitterten Nebengesteinsklasten.
Lok.: Bachbett innerhalb der Scherzone bei Otra.

BUK = 0,6 m

**Abb 2.21.**

Sil-Grt-Leukosom mit grobkörnigem Grt, welcher an Qz-Fsp-reichen Partien saumartige Anreicherungen bildet.
Lok.: Südliche Scherzone zwischen Grampi und Rosarolo.

BUK = 0,5 m

**Abb. 2.22.**

Schlierig verfalteter Amphibolit mit metasomatisch gesproßtem Grt und Cpx im Kontaktbereich zum Sil-Grt-Leukosom.
Lok.: Südliche Scherzone zwischen Grampi und Rosarolo.

BUK = 0,5 m

**Abb. 2.23.**

Ophitisches Gefüge zwischen Am und Pl im mafischen Gang (Fp 66-1).
[Schnittlage senkrecht S_f]

+ N

BUK = 1,7 m

**Abb 2.24.**

Polygonalgefüge von Ol, Opx und Am in Amphibolperidotit (Fp 55). Entlang von Rissen in Ol ist z.T. Serpentinisierung erkennbar.
[Unorientierte Schnittlage]

+ N

BUK = 4,3 mm

Im Handstück erkennt man in der grobkörnigen Leukosomprobe Fp 17b makroskopisch subhedralen rosaroten bis braunroten Granat, welcher häufig fleck- oder lagenartig in mengenmäßig überwiegendem Leukosom aus Quarz und Feldspat angereichert ist. Das Leukosom bildet gleichzeitig auch die Matrix. Mit bloßem Auge sind weiterhin einzelne eingeregelte Schuppen von modal untergeordnetem Erz erkennbar.

Probe Fp 17 stammt aus dem Randbereich des großen Leukosomkörpers und enthält einen dunkelgraubraunen Sil - Grt - Saum um helles Qz - Fsp - Leukosom. Das Gestein des Randbereichs zeigt schon makroskopisch deutlich den zurücktretenden Leukosomgehalt zugunsten von restitischem Sil - Grt - Gneis mit Biotit und Erz als Nebenbestandteilen. Die schliefende Einregelung der mittel- bis grobkörnigen Mineralphasen erzeugt eine unregelmäßig wellige Foliation.

U. d. M.

bilden in **Fp 17-2b** Quarz und Plagioklas ein grobkörniges inequigranular-interlobates Korngefüge ohne deutlich erkennbare Einregelungen oder Foliation. Späte dynamische Durchbewegung zeigt sich anhand von Subkornbildung und randlicher Rekristallisation (Kd 0,02 mm) mit suturierten Korngrenzen in **Quarz**-Altkörnern von 3,0 - 9,5 mm Kd. Feine Rutil-Nädelchen sind darin orientiert eingelagert.

Lichtrosafarbener **Granat** mit Kd bis zu mehr als 6 mm ist meist euhedral mit geraden Korngrenzen ausgebildet, jedoch kommen auch rundliche oder buchtige Korngrenzbildungen vor. Wurm- oder schlauchförmige Einschlüsse von Epidot, Quarz mit Plagioklas-Saum oder von Plagioklas allein (Kd ~ 0,1 mm) sind nicht sehr häufig. Stellenweise ist der Granat leicht fragmentiert und in den Rissen kam es zur Bildung von sekundärem **Biotit** oder **Chlorit**. Außerhalb von Granat ist Biotit nur relikтив in einzelnen Schüppchen in der Matrix zu erkennen.

Anhedraler **Plagioklas** ist außer als Einschluß in Granat auch mit bis zu 5 mm Kd im Leukosom vorhanden. Feine Zwillingslamellen nach dem Albit-Gesetz sind stets ausgebildet. Undulöses Auslöschen ist verbreitet, ebenso wie feinnadelige Einschlüsse von fibrolithischem Sillimanit. Nicht selten ist entlang von Rissen beginnende Serizitisierung beobachtbar.

Mikroklin ist nur mit wenigen Prozenten am Modalgehalt beteiligt und teilweise serizitisiert. Akzessorisch kommen neben etwas schuppiger **Erzphase** und Umwandlungsprodukten nur der schon erwähnte Sillimanit und Rutil als nadelige Einschlüsse im Gestein vor.

Zum Randbereich des Leukosoms hin nimmt der Qz - Fsp - Gehalt deutlich ab, zu erkennen im Schliffbild an **Fp 17-1b**, einer Probe aus dem Übergang von leukosomreicher Gesteinspartie in restitische. Hier besitzen die Minerale grundsätzlich gleiche Ausbildung wie oben beschrieben, nur die Modalgehalte ändern sich zugunsten von Granat und Sillimanit. Letzterer ist nun neben feinen Nädelchen in Plagioklas und Kalifeldspat auch als langgestreckte Nadeln mit foliationsparalleler Einregelung vorhanden. Im leukosombetonten Bereich ist außerdem etwas **Mikroklin** erkennbar.

Schliff **Fp 17-1** stammt aus einer Probe, die direkt aus dem dunkleren restitischen Randbereich entnommen wurde. Im Vergleich zu Fp 17-2b handelt es sich, wenn nur Modalbestände betrachtet werden, um ein komplett anderes Gestein, nämlich einen Bt-führenden Sil - Grt - Gneis. So ist Quarz nur noch akzessorisch vorzufinden und Plagioklas tritt im Modalgehalt gegenüber Kalifeldspat zurück. Kalifeldspat und Plagioklas spielen in dem Gestein generell eine untergeordnete Rolle, während die Gehalte an Biotit und vor allem an fibrolithischem Sillimanit deutlich angestiegen sind. Granat als Hauptmineral mit vereinzelten Kd >10 mm besitzt häufig abweichende Interngefüge, was auf Rotation der Minerale hindeutet. Generell ist eine schlierig-wellige Foliation ausgebildet, bei welcher Sillimanit und Biotit die Granate randlich „umfließen“.

In diesem Zusammenhang soll auch eine Probe aus dem schon erwähnten möglichen Zuführkanal des Leukosomkörpers beschrieben werden. Bei dem Gestein (**Fp 6**) handelt es sich um einen mylonitischen Sil - Grt - Gneis mit hohem Leukosomanteil. Schon im Handstück ist eine ausgeprägte Foliation durch die Einregelung der Minerale und eine gewisse Lagigkeit zu erkennen. Granat, Quarz und Feldspat bilden ausgelängte z.T. augenförmige Blasten, welche von Sillimanit umflossen werden.

U. d. M.

ist das Gefüge mylonitisch ausgebildet mit vollständig rekristallisiertem **Quarz**, bis zu 50 %ig rekristallisiertem **Kalifeldspat** und **Plagioklas** und lagenweise auftretendem, straff geregeltem **Sillimanit** mit etwas **Biotit**. Granat und Kalifeldspat mit Kd bis 5 mm sind generell augenförmig ausgelängt und fragmentiert, neben Rekristallisation ist häufig auch „bookshelf-gliding“ zu beobachten. Außerdem ist Kalifeldspat stets undulös, und feine flammenperthitische Entmischungen sind in den Mineralen beobachtbar. Die Kd der Rekristallisationskörper liegen für Quarz bei ~0,07 mm und für Kalifeldspat etwas feinkörniger zwischen 0,01 - 0,03 mm. Sillimanit ist meist feinfaserig-fibrolithisch und nur zu ca. 1/3 schon langprismatischer Gestalt. Biotit ist generell nur untergeordnet vorhanden, teilweise als Abbauprodukt aus Granat. Umwandlungsprodukte sind **Serizit**, **Muskovit** (aus Plagioklas) und **Chlorit**.

Fp 6-3 ist besonders interessant, denn bei diesem Schliff handelt es sich um ein Leukosom mit Quarz, Kalifeldspat, etwas Plagioklas, akzessorischem Biotit, Sillimanit und Erz. Von der Modalzusammensetzung her ist dieses Leukosom also durchaus mit der oben beschriebenen Probe Fp 17-2b zu vergleichen, mit Ausnahme von fehlendem Granat. Der Schliff stammt gezielt aus einer Qz - Fsp - Partie. Auch feine Sillimanit-Nadeln als Einschlüsse in Plagioklas und Kalifeldspat kommen vor. Abweichend ist das mylonitische, stark durchbewegte Gefüge mit rekristallisieter Qz - Kfs - Matrix, in welcher einzelne ausgelängte Klasten von Kalifeldspat und Plagioklas „schwimmen“.

Schliff-Nr.	Grt	Qz	Sil	Kfs	Pl	Bt	Erz	Acc
Fp 17-1	48	1	30	7	4	8	1	Ms, Ser, Chl
Fp 17-2	37	2	41	5	5	7	2	Ms, Ser, Chl
Fp 17-1b	41	25	17	9	5	1	1	Ms, Ser, Chl, Rt
Fb 17-2b	18	64	acc	3	14	acc	0	Ms, Ser, Rt, Chl
Fp 6-1	28	2	39	12	9	8	1	Ser
Fp 6-2	32	14	9	31	6	7	acc	Ser
Fp 6-3	0	50	1	41	5	2	acc	Ser, Rt

Tab. 2.14. Modalzusammensetzungen der Sil - Grt - Leukosome.

2.5.2 Pegmatite und pegmatoide Gänge

Pegmatoide Gänge mit Feldspäten und Quarz als wesentlichen mineralogischen Hauptbestandteilen sind innerhalb der Profilabfolge immer wieder eingeschaltet, nehmen aber besonders zum Hangenden an Häufigkeit und Mächtigkeit zu. In den migmatitischen Sil - Grt - Bt - Gneisen konnten mehrere meterdicke und diskordant zum Lagenbau angelegte felsische Gänge auskariert werden.

Unter den pegmatoiden Gängen lassen sich anhand der Geländebeobachtungen vier Typen unterscheiden:

- Reine Qz - Fsp - Pegmatoide (**P_f**) von bis zu wenigen dm Mächtigkeit, welche wohl aus lokalen Ansammlungen von segregiertem Leukosommaterial der felsischen Gneise hervorgegangen sind. Darauf deuten fiederartige Verzweigungen in den Gneispartien hin.
- Qz - Fsp - Bt - Pegmatite, unter welchen die beiden Untertypen P_k und P_r zu unterscheiden sind. Der **P_k** (= „grobkristalliner Pegmatit“) stellt dabei eine besonders grobkristalline Variante mit makroskopisch erkennbarer Fließregelung dar, während für den **P_r** ein grobkörniges ungeregeltes Gefüge mit bis 5 cm großen Biotiten (sogenannte „Riemen-glimmer“) charakteristisch ist. Die Mächtigkeiten der Pegmatite variieren zwischen 0,5 m und mehreren m. Größere Pegmatitgänge durchschlagen das Nebengestein diskordant und zeigen dadurch eine großräumige Wanderung der zugehörigen Schmelzphase an. So ist im Bachbett unterhalb Casa Grampi ein ganzes Netzwerk gleichaltriger Pegmatitgänge zu verfolgen, die sich in einem breiten bachparallelen Gang (**P_r**) vereinen.
- Fsp - Qz - Grt - Pegmatoide (**P_g**), welche meist nur geringmächtig (bis 0,5 m) und überwiegend konkordant zur Gneisfoliation ausgerichtet sind. Diese Pegmatoide sind in den Gneisen duktil mitverformt und scheinen kleinräumig migrierte Ansammlungen mobiler Gneisleukosome zu sein. Im Bachbett unterhalb Grampi liegen sie teilweise in Richtung von Faltenachsenlinearen.
- Tonalitische Pegmatoide (**P_t**) in migmatitischen Amphiboliten, welche die Paragenese Qz - Pl - Hbl (+ z.T. Bt) aufweisen, mit randlich meist grobkörnig auskristallisierter Hbl. Die

Mächtigkeiten gehen nur vereinzelt über 0,5 m hinaus und meist lösen sich diese Pegmatoide im Aufschlußbereich fiederartig ins Nebengestein auf (Abb. 2.1). Dies deutet ebenfalls auf lokal begrenzte Migration aus dem Nebengestein hin.

2.5.3 Mafischer Gang

Zwei zueinander parallel laufende mafische Gänge befinden sich in der Bachklamm im Profilabschnitt Grampi, etwa 430 - 440 m bachab der Fußbrücke über die Strona. Sie fallen durch ihre scharfe Begrenzung gegen das Nebengestein (migmatitische Sil - Bt - Grt - Gneise) im Gelände auf, und die feinkörnige Gefügeausbildung unterscheidet sie von den Amphiboliten dieses Profilabschnitts. Die Orientierung der Gänge ist in etwa konkordant zur umgebenden Foliationsrichtung der Gneise. Die Probe Fp 66 stammt aus dem nördlichen der bis zu wenige dm breiten Gänge.

Im Handstück ist das massive schwarzgraue Gestein randlich leicht geregelt. Zu den Randpartien des Ganges scheint außerdem die Korngröße leicht zuzunehmen. Insgesamt ist das Gestein als fein- bis kleinkörnig zu bezeichnen. Feine, unregelmäßige Risse durchziehen die Probe und bewirken partielle Alterierung. Makroskopisch ist ausgebleichter Glimmer und dunkelgrünschwarzer Amphibol zu erkennen. Mit der Paragenese Pl + Am + Bt \pm Qz erinnert das Gestein z.T. an Diorite des Mafischen Komplexes von Val Sesia (SILLS, 1984). Ob diese Gänge damit genetisch in Zusammenhang zu bringen sind, bleibt jedoch offen, da an Fp 66 keine chemische Analyse gemacht wurde.

U. d. M.

erkennt man ein etwa equigranular-polygonal bis stellenweise ophitisches Gefüge. Polygonalgefüge mit geraden Korngrenzen und Tripelpunkten ist besonders in plagioklasreicher Domänen ausgebildet, ansonsten weist der Schliff überwiegend das sperrige ophitische Gefüge sich unregelmäßig kreuzender prismatischer Amphibole mit Plagioklas auf und deutet damit auf eine magmatische Genese hin (Abb. 2.23). Lepidoblastischer Biotit ist meist eingeregelt und zeigt dadurch eine leichte Foliationsschieferung an. Deutliche Deformationserscheinungen sind nicht vorhanden, abgesehen von undulösem Auslöschen bei Amphibol und Plagioklas.

Der hellgrüne bis gelbe pleochroitische **Amphibol** mit meist euhedraler Kornform besitzt einen optisch negativen Charakter mit hohen Achsenwinkeln von $2V \sim 75-80^\circ$. Die Auslöschungsschälen betragen durchschnittlich 20° und Zwillingsbildungen nach $\{100\}$ sind sehr verbreitet. Der Kd beträgt durchschnittlich etwa 0,4 zu 0,1 mm (Länge: Breite). Als typischer Einschluß ist im wesentlichen feine Erzphase verbreitet, während Amphibol selbst eine feinkörnige Einschlußphase in Plagioklas bildet. Sekundäre Umwandlung in Calcit und Serizit ist entlang von Rissen und Spaltbarkeit zu beobachten. Insgesamt erscheinen die Amphibole aber noch relativ frisch, d.h. die Alterierung ist nicht besonders fortgeschritten.

Plagioklas in subhedralen geraden bis rundlichen Körnern besitzt Kd von meist 0,3 mm und gut ausgeprägte Zwillingslamellen nach dem Albit- und Periklingesetz. Generell ist Plagioklas sehr einschlußreich, mit eingesprengten Körnern von feinem Amphibol und Titanit. Die optisch ermittelten An-Gehalte liegen zwischen 54 und 58 %. Chemisch normale Zonierung ist stets verbreitet, ebenso wie aus den Kernbereichen heraus beginnender Abbau zu Zoisit, Serizit und Albit.

Reliktischer rötlichbrauner **Biotit** mit randlich ausgefranster, blättrig-schuppiger Kornform ist nahezu regelmäßig über das Schliffbild verteilt. Mit Quarz bilden die Mineralkörper gelegentlich feine zelluläre Verwachsungsgefüge, welche möglicherweise aus dem Abbau von Biotit zu Quarz, Chlorit und Serizit entstanden sind. Randlich und entlang der Spaltrisse ist Biotit schon fast vollständig in Chlorit und Serizit umgewandelt.

Quarz tritt modal nur untergeordnet im Schliff auf und bildet unregelmäßige anhedrale Körner in Zwickeln zwischen Biotit oder Biotit und Amphibol. Überwiegend ist der Quarz an die unregelmäßigen Verwachsungsgefüge mit Biotit gebunden.

In zerfransten schuppigen Körnern bis 0,2 mm Kd ist **Erz** über das Gestein verteilt. Teilweise bildet es Einschlüsse in anderen Mineralen. **Titanit**, **Zoisit**, **Serizit** und **Calcit** kommen nur akzessorisch vor, letztere als Umwandlungsprodukte von Amphibol, Plagioklas und Biotit.

Schliff-Nr.	Am	Pl	Bt	Qz	Erz	Acc
Fp 66	53	31	11	1	3	Ser, Zo, Cal, Ttn

Tab. 2.15. Modalzusammensetzung des mafischen Ganges.

2.6 Ultrabasite

2.6.1 Peridotite

Im Bachbett bei der Ortschaft Otra sind zahlreiche Blöcke oder in Boudins zerlegte Vorkommen von Peridotiten mit Störungskontakten in die granulitfaziellen felsischen Gneise eingelagert. Die einzelnen Boudinkörper sind dabei wenige dm bis einige m mächtig. Da die Peridotite genetisch in keiner Weise in Zusammenhang mit den Gesteinen der Metasediment-Wechselfolge zu bringen sind, muß eine tektonisch gesteuerte Platznahme entlang der Scherzone angenommen werden (siehe Abschnitt 4.3.1.1b).

Die dunkelgrün bis grauschwarzen Peridotite besitzen generell eine massive Ausbildung und sind bereichsweise von serpentinisierten Klüften durchzogen oder mit einer bräunlichen Verwitterungskruste versehen. Teilweise können makroskopisch feine lagige Erzanreicherungen beobachtet werden. WITTMANN (2001) unterscheidet bei Otra zwei verschiedene Typen von Ultrabasiten, nämlich spinellführende Amphibolperidotite und spinellführende Phlogopit-

pyroxenite. Für eine detaillierte Beschreibung der Ultrabasittypen von Otra und Alpe Piumero sei auf diese Arbeit verwiesen. Im Rahmen der Kartierung wurde bei Otra eine Probe aus feinkörnigem spinellführenden Amphibolperidotit entnommen (Fp 55).

U. d. M.

bilden farbloser **Olivin**, braungelber **Orthopyroxen** und gelblich bis farbloser **Amphibol** ein ungeregeltes, relativ ausgereiftes Polygonalgefüge mit überwiegend geraden, euhedralen Korngrenzen (Abb. 2.24). Olivin ist entlang von Rissen und Frakturen leicht serpentinisiert, mit feinen Ansammlungen von Magnetitschnüren. Nestartige Ansammlungen von braunem euhedralen **Spinell** (Picotit) finden sich meist im Bereich von Amphibolansammlungen. Akzessorisch ist neben **Magnetit** und **Serpentin** auch feinfaseriger **Talk** als randliches Umwandlungsprodukt von Orthopyroxen zu beobachten. Höhertemperierte Deformation in Form undulöser Auslöschung ist nur sporadisch an Olivin und Orthopyroxen erkennbar. Eine späte und durchgreifende kataklastische Überprägung äußert sich durch starke Fragmentierung der vorhandenen Mineralphasen.

Schliff-Nr.	Opx	Ol	Am	Spl	Erz	Acc
Fp 55	52	27	17	2	1	Ctl, Atg, Tlc

Tab. 2.16. Modalzusammensetzung des spinellführenden Amphibolperidotits.

Kapitel 3

Metamorphose

Zahlreiche Untersuchungen haben sich mit den generellen Metamorphosebedingungen der Gesteine innerhalb der IVZ beschäftigt (z.B. ZINGG, 1980; SILLS, 1984). Insgesamt wird eine polyphase deformative und metamorphe Entwicklung der lithologischen Abfolge angenommen (HANDY ET AL., 1999). Gefügeprägend war dabei eine durchgreifende granulit- bis amphibolitfazielle MP-Barrovian-Type Metamorphose mit ausgeprägtem P-T-Gradienten, welcher von SE nach NW entsprechend der ehemaligen Krustentiefe ansteigt. Die P-T-Bedingungen dieser Metamorphose werden für die Basis der Abfolge im NW des Val Strona z.B. mit 750 ± 50 °C und 6 ± 1 kbar angegeben (SILLS, 1984). Ähnliche Werte ergeben Berechnungen von HENK ET AL. (1997), wobei zum Hangenden der Abfolge hin Druck und Temperatur deutlich abnehmen bis auf ca. 600 °C und 4 kbar an der CMBL.

Als Ursache oder zumindest als „Steuerung“ der hochtemperierten granulitfaziellen Metamorphose in der IVZ wird meist die Intrusion des Mafischen Komplexes betrachtet (BARBOZA & BERGANTZ, 2000; HANDY ET AL., 1999), für welche sich nach U/Pb-Daten an Zirkonen (PIN, 1986; VAVRA ET AL., 1999) und nach Sm/Nd-Daten (VOSHAGE ET AL., 1990) eine ungefähre Altersspanne von 285 bis 320 Ma ergibt. In etwa den gleichen Zeitraum fallen U/Pb-Monazit Altersdaten mit 276 bis 292 Ma aus Metasedimenten des Val Strona (HENK ET AL., 1997). Die jüngsten Daten stammen aus Metasedimenten nahe der basischen Intrusion. Daraus ist abzuleiten, daß in den unteren Krustenbereichen für längere Zeit eine erhöhte Temperatur vorlag, welche frühere Gefüge und Mineralgleichgewichte vollständig auslöschen konnte. In den oberen Krustenbereichen hingegen blieben präintrusive Hochdruckgefüge und Mineralparagenesen relikтив erhalten, so z.B. eklogitische Amphibolite an der Grenze zur SCZ (BORIANI & PEYRONEL PAGLIANI, 1968) oder relikтив Kyanite (BORIANI & SACCHI, 1973). Leider sind bisher noch keine dieser Hochdruckparagenesen in der IVZ datiert worden. Das Alter der granulitfaziellen Peak-Metamorphose wurde durch HENK ET AL. (1997) aufgrund thermischer Modellierungen etwa in den Bereich von 300-320 Ma gestellt. Die U/Pb-Altersdaten werden als Abkühlalter oder durch Fluidbewegung beeinflußte Alter nach dem thermischen Maximum betrachtet (VAVRA ET AL., 1996).

Gegen die kausale Verbindung von granulitfazieller Metamorphose und Mafischem Komplex spricht nach ZINGG (1990), daß der NE-Rand des Mafischen Komplexes mit den quarzdioritischen Einheiten quer zum Streichen der regionalen Isograde verläuft und daher zumindest der Quarzdiorit in Bezug auf die Regionalmetamorphose eine spätere Intrusion darstellt.

Wie schon in Kapitel 1.2 skizziert, bildet die lithologische Abfolge im Profil des Val Strona einen guten Aufschluß zum Studium des Übergangs von der mittleren Amphibolit- bis hin zur Granulitfazies. Dieser fazielle Übergang erscheint über das Gesamtprofil betrachtet relativ kontinuierlich abzulaufen, bei kleinmaßstäblicher Betrachtung zeigen sich allerdings einige kleinere Metamorphosesprünge innerhalb der Übergangszone. Schon früh wurde daher erkannt, daß die Abgrenzung beider Faziesbereiche nicht durch eine Linie wiederzugeben ist, sondern daß der Bereich des Übergangs etwa 1 - 2 km breit ist (BERTOLANI, 1968). Zwei darin enthaltene Scherzonen verkomplizieren durch retrograde Überprägungen die Situation.

Da das Arbeitsgebiet genau diesen Übergangsbereich umfaßt, wurde versucht, die strukturellen und mineralogischen Veränderungen in den Gesteinen zu erfassen und in einer Spezialkarte (Abb. 3.1) darzustellen. Charakteristisch für die aufsteigende Metamorphose sind generell Dehydratationsreaktionen, welche unter Abgabe von H_2O trockenere Mineralparagenesen ausbilden. Interessant ist dabei die Überlegung, ob evtl. CO_2 -haltige Fluide Bereichsweise eine Rolle gespielt haben könnten. So finden sich karbonatische Mineralphasen immer wieder in geringmächtigen einzelnen kalsilikatischen Lagen der lithologischen Abfolge zwischen geschaltet. Besonders in der Granulitfazies außerhalb des Arbeitsgebietes nimmt deren Häufigkeit zu (GOLLING, in Vorb.). Ein signifikanter CO_2 -Gehalt in Fluiden kann bewirken, daß wasserhaltige Minerale (z.B. Hornblende, Biotit) schon bei wesentlich niedrigeren Temperaturen zusammenbrechen, als wenn nur rein wäßrige Fluide vorhanden sind.

Anhand mikroskopisch beobachteter Mineralparagenesen wurden Schätzungen der Druck- und Temperaturbedingungen in den verschiedenen Profilbereichen gemacht. Die Veränderung der Mineralparagenesen erfolgt entsprechend steigenden oder fallenden Metamorphosegraden meist über diskontinuierliche Reaktionen bei etwa konstanten chemischen Pauschalzusammensetzungen der einzelnen Lithologien. Die Zuordnung der beobachteten Hauptparagenesen von Metabasiten und Metasedimenten zu metamorphen Faziestypen erfolgt in dieser Arbeit überwiegend in Anlehnung an BUCHER & FREY (1994).

Im folgenden sollen zunächst die verschiedenen beobachteten Mineralparagenesen nach Lithologiegruppen und Profilstellung geordnet aufgezeigt werden, zusammen mit einer faziellen Zuordnung. Auch die mit einem steigenden Metamorphosegrad verbundenen strukturellen Veränderungen werden in diesem Kapitel beschrieben.

3.1 Entwicklung der Metasedimente von der oberen Amphibolitfazies in die Granulitfazies

Die Entwicklung der Metasedimente vollzieht sich überwiegend kontinuierlich, abgesehen von leichten Abweichungen durch Metamorphosesprünge im Bereich der Scherzonen. In der Spezialkarte (Abb. 3.1) sind die wichtigsten Entwicklungen sowie eine Zoneneinteilung der Metapelite dargestellt.

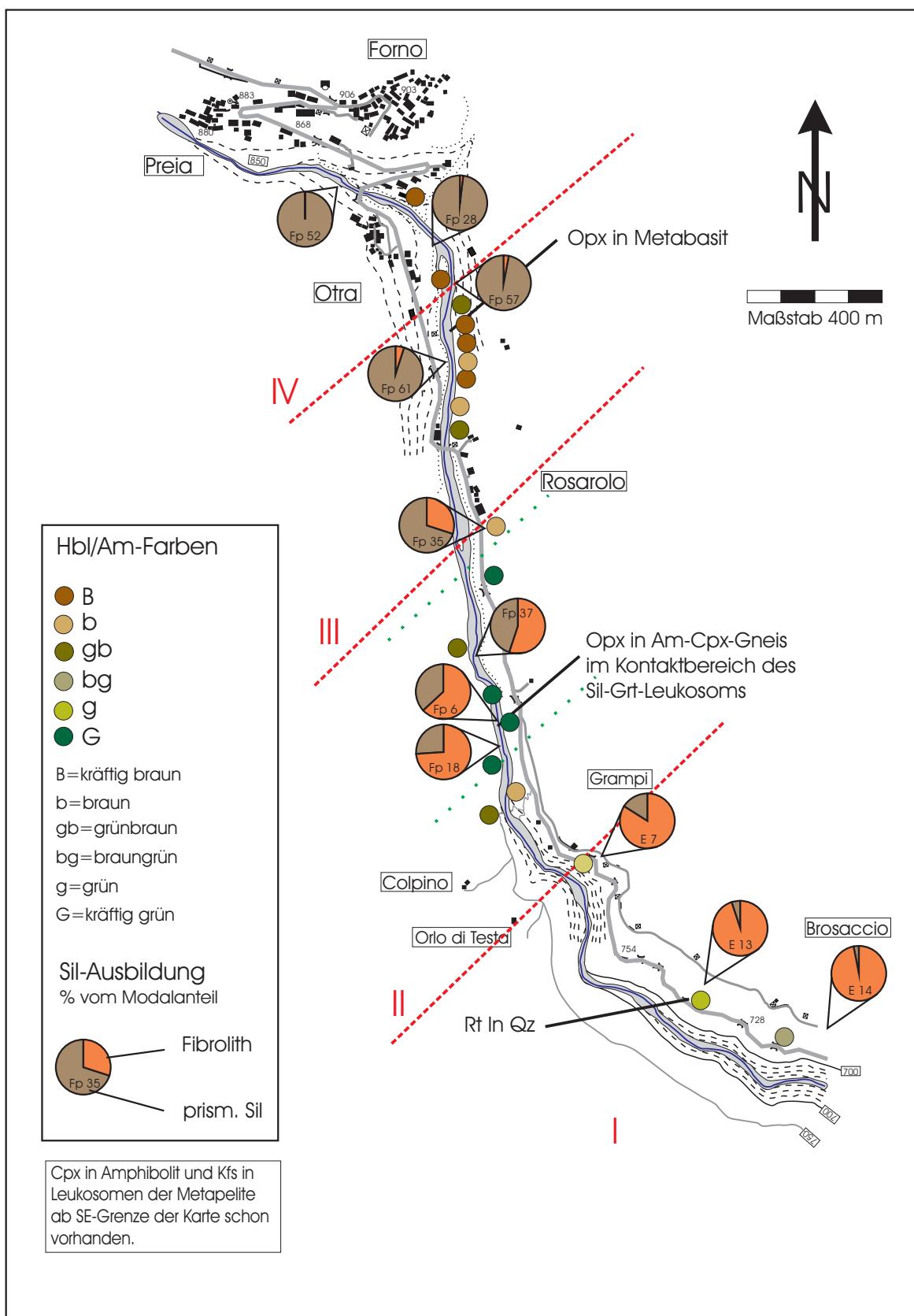


Abb. 3.1. Metamorphe Zoneneinteilung und Gefügebeobachtungen

Die Zoneneinteilung I bis IV beruht auf beobachteten Modaländerungen der an Al-Phasen reichen Metapelite, welche über das Arbeitsgebiet hinweg eine in etwa gleichartige Hauptparagenese aufweisen. Von dieser Zoneneinteilung ausgeschlossen sind quarzitische Gneiseinschaltungen und die Gneise der bunten Wechselfolgen, denn Chemismus und Mineralparagenesen dieser Gesteine sind nicht direkt mit den pelitischen Gneisen vergleichbar.

3.1.1 Metamorphe Zoneneinteilung

Die metamorphe Zoneneinteilung der pelitischen Gneise beginnt im SE-Abschnitt des Arbeitsgebietes mit den schiefrigen Sil - Grt - Bt - Gneisen der Zone I. Kennzeichnend für diese Gesteine ist der relativ hohe Gehalt an Biotit gegenüber Granat neben geringem Modalgehalt an fibrolithischem Sillimanit. Die Kfs - Isograde ist an der SE-Grenze des Kartiergebiets bereits deutlich überschritten. So besitzt Probe E 14 bereits mehrere Modalprozent Kalifeldspat in den Leukosomen. Primärer Muskovit konnte in keinem der Dünnschliffe angetroffen werden. Das bedeutet, daß die Gesteine faziell im Bereich der obersten Amphibolitfazies anzuordnen sind. Lediglich vereinzelter und quer zur Foliation gewachsener grobschuppiger Muskovit findet sich zusammen mit vermicularen Quarz-Säumen in großen Kalifeldspat-Blasten als sekundäre retrograde Umwandlung aus Umkehrung von Reaktion (3.1).

Für das Verschwinden des primären Muskovits innerhalb der oberen Amphibolitfazies wird meist folgende kritische Dehydratationsreaktion angegeben (BUCHER & FREY, 1994; Kap. 7.4.5, S. 202):



Damit zerfällt Muskovit zugunsten von Sillimanit und migmatitischen Leukosomen. Diese Reaktion wird auch häufig als zweite Sillimanit - Isograde bezeichnet in Kontrast zur direkten Phasenumwandlung von Andalusit zu Sillimanit oder von Kyanit zu Sillimanit. Mit Überschreitung der Ms-Kfs-Isograde sind bei Temperaturen zwischen etwa 650 und 680 °C und Anwesenheit von genügend H_2O erste anatektische Teilschmelzbildungen möglich, welche sich im Gelände durch bereichsweise verstärkter Migmatitisierung und Leukosombildung ausdrücken. Die Menge des verfügbaren Wassers wird über den Abbau der Glimmer kontrolliert. Derartig gebildete Teilschmelzen sammeln sich im südöstlichen Profilabschnitt (Zone I) in Form leukokrater unregelmäßiger Qz - Fsp - Bänder, Linsen oder Schlieren, welche meist konkordant zur Gneisfoliation verlaufen. Lokale Migrationen der anatektisch gebildeten Segregationen sind anhand sich verfingernder oder schlierig ausfiedernder Leukosome anzunehmen. Die darin enthaltenen felsischen Mineralphasen sind grobkörnig ausgebildet und im Gegensatz zur mafischen Sil - Grt - Bt - Gneismatrix nur schwach eingeregelt. Als Maximaltemperatur für stabilen Ms + Qz wird in BUCHER & FREY (1994; Kap 7.6.1, S. 217)

680 °C angegeben. Die Ms - Kfs - Isograde verläuft im Val Strona innerhalb des Sillimanit-Feldes (ZINGG, 1980) und parallel zum Streichen der lithologischen Einheiten.

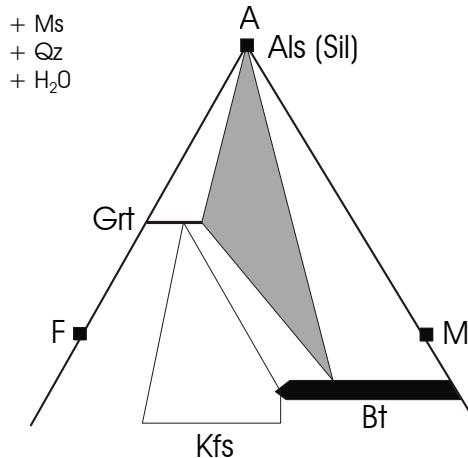


Abb. 3.2. AFM-Projektion von Ms aus für Metapelite bei ~ 680°C (nach BUCHER & FREY, 1994; Kap. 7.4.6, S. 205). Mit grauer Tönung dargestellt ist die bei beginnender oberer Amphibolitfazies typische Paragenese in den Al-reichen Metapeliten des Val Strona.

Die hochtemperierte Mineralparagenese der Sil - Grt - Bt - Gneise im SE-Abschnitt des Arbeitsgebietes (Abb 3.2) besteht aus Pl + Bt + Grt + Qz + Sil ± Kfs. Fallweise kommen etwas Erz (Ilmenit) und Rutil hinzu, letzterer nimmt zum Liegenden hin an Menge zu. Die in den Gneisen zahlreich vorkommenden Leukosome besitzen die Paragenese Qz + Kfs ± Pl.

Damit sind eindeutig die Bedingungen der oberen Amphibolitfazies mit Temperaturen von 650 bis 680 °C erreicht. Zum Liegenden der Abfolge hin verschieben sich die jeweiligen Modalgehalte der Metapelite in Richtung granulitfazieller Paragenesen. Besonders deutlich ist über die Zonen I und II hinweg das progressive Verschwinden von lepidoblastischem Biotit zugunsten einer modalen Granat-Zunahme zu verfolgen. Eine mögliche kontinuierliche Reaktion für diesen Umwandlungsprozeß gibt z.B. ZINGG (1980) an:



Durch den Zerfall von Biotit, welcher bis zu 6 Gew.-% TiO₂ enthält (ZINGG, 1980) tritt in der obersten Amphibolitfazies zusätzlich feinnadeliger Rutil als akzessorische titanhaltige Phase in Quarz auf. Mit Annäherung an die Granulitfazies werden die meist orientiert in Quarz eingelagerten Rutil-Nädelchen zahlreicher und etwas größer, so daß die Entwicklung dieser Mineralphase wohl direkt mit dem Abbau von Biotit verknüpft ist.

In Zone II bilden schiefrige Sil - Bt - Grt - Gneise das Äquivalent zu den Gneisen der Zone I und sind, abgesehen von der verschobenen Modalzusammensetzung, diesen recht ähnlich

ausgebildet. Granat überwiegt darin gegenüber dem Biotit-Gehalt entsprechend Reaktion (3.4) und Rutil-Nädelchen in Quarz werden zahlreicher. Der g-Wert (siehe Abschnitt 3.1.2) steigt innerhalb dieser Zone stark an, von 0,57 bis 0,75 und liegt damit deutlich im Bereich der Übergangswerte. Außerdem nimmt Sillimanit zunehmend prismatische Ausbildung an. Generell ist die Paragenese den Metapeliten in Zone I aber sehr ähnlich, so daß vor allem Gefügeänderungen und der Modalquotient g den sich langsam entwickelnden Übergang zwischen Amphibolit- und Granulitfazies verdeutlichen.

Etwa ab Rosarolo ist Biotit in den Metapeliten der Zone III prozentual nur noch untergeordnet vorhanden und die hier vorherrschenden Bt - Sil - Grt - Gneise leiten mit ihrer Mineralführung und ausgereiften Gefügen in die Granulitfazies über. Fibrolith ist fast vollständig in prismatischen Sillimanit umkristallisiert und der Modalquotient g steigt bis auf 0,8 an. Somit entspricht Zone III dem oberen Übergangsbereich zur Granulitfazies.

Ab Ortsbeginn Otra weisen die Metapelite aus Zone IV überwiegend granulitfazielle Gefügeausbildungen mit der Paragenese Grt + Sil + Kfs + Qz + Pl \pm Bt auf. Sie erscheinen makroskopisch massiger, sind grobkörniger und besitzen annähernd hochgradige Modalquotienten von $g = 0,83$ bis $0,87$. Dabei scheint der in diesen Wert eingegangene Biotit überwiegend sekundärer Entstehung, aus der Umkehrung von Reaktion (3.2), so daß die g-Werte evtl. noch höher ausfallen könnten.

3.1.2 Modalverhältnis Grt/Grt+Bt

SCHMID (1967) wendete im NW der IVZ zwischen dem Valle d'Ossola und Val Grande erstmals den Modalquotienten $g = \text{Grt} / \text{Grt+Bt}$ an Metapeliten an und fand damit eine Möglichkeit, die Entwicklung der progressiven Metamorphose anschaulich darzustellen. In SCHMID & WOOD (1976; Fig. 2) nimmt der Modalquotient g über das Profil der IVZ in Sil + Qz + Kfs-haltigen Gesteinen ab der Ms - Kfs - Isograde kontinuierlich von 0 auf 1 zu. Basierend auf der Variationsbreite des g-Wertes unterteilt sich das von SCHMID untersuchte Gebiet in drei Abschnitte: niedriggradig ($g = 0 - 0,5$), übergehend ($g = 0,5 - 0,9$) und hochgradig ($g = 0,9 - 1,0$). In Anlehnung daran wurde auch im eigenen Arbeitsgebiet versucht, diesen Modalquotienten anzuwenden, um unterstützende Parameter zur eigenen Abgrenzung von oberer Amphibolitfazies, Übergangsbereich und Granulitfazies zu bekommen. Das Ergebnis ist in Abb. 3.3 dargestellt und zeigt den tendenziellen Anstieg von $g = 0,35$ am SE-Rand des Arbeitsgebietes bis $g = 0,87$ in überwiegend granulitfaziell ausgebildeten Gesteinen bei Otra.

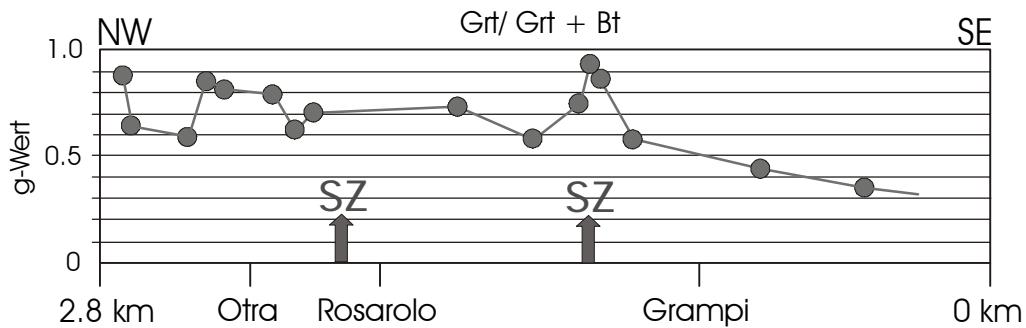


Abb. 3.3. Modalquotient g im bearbeiteten Profilabschnitt.

Allerdings weisen die ermittelten g -Werte stellenweise größere Abweichungen vom Trend auf. Der ungewöhnliche Peak im Bereich der südlichen Scherzone (Zone II) wird durch das in Abschnitt 2.5.1 beschriebene Sil - Grt - Leukosom verursacht, in welchem Biotit gegenüber Granat nur sehr untergeordnet auftritt. Gleichzeitig besitzt das Gestein randlich einen für diesen Profilabschnitt sonst ungewöhnlich hohen Sillimanit-Gehalt. Möglicherweise stellt das Sil - Grt - Leukosom mit dem hohen modalen Granat-Anteil eine aus dem Liegenden migrierte Schmelze dar, welche im Zuge der Scherzenenaktivität einen Weg fand, in etwas höhere Krustenbereiche aufzusteigen. Die höhere Temperatur des Leukosoms verursachte einen kleinräumigen Kontakthof mit chemischem Stoffaustausch am angrenzenden Nebengestein und hochtemperierten Mineralparagenesen (Fp 16).

Dagegen ist das Zurückfallen des g -Wertes im Bereich der Scherzone bei Otra auf den lagenweise hohen sekundären Biotit-Gehalt zurückzuführen, welcher sich von primärem Biotit teilweise schwer unterscheiden lässt. Es ist aber anzunehmen, daß der primäre Gehalt weitaus niedriger gelegen haben dürfte, denn der generelle Trend zeigt in diesem Profilabschnitt eine Entwicklung hin zu hochgradigen Modalquotienten. Auf Basis des g -Wertes ist eindeutige Granulitfazies am N-Ende des Arbeitsgebietes, etwa ab der Brücke bei Otra und im Bereich des Sil - Grt - Leukosoms verwirklicht. Eine Zusammenfassung der Beobachtungen an den g -Werten ist in Abb. 3.1 ebenfalls dargestellt und ergibt folgendes Ergebnis:

Mit $g = 0,35 - 0,44$ erstreckt sich der niedriggradige Bereich bis auf die Höhe der Alpe Colpino. Anhand fehlender Daten zwischen E 7 und Fp 18 wurde die Grenze zum Übergangsbereich ungefähr mittig zwischen beiden Probenpunkten plaziert.

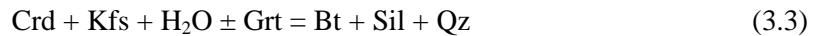
Der Übergangsbereich liegt mit $g = 0,57 - 0,83$ etwa zwischen der Fußbrücke Grampi (Fp 18) und dem Ortsbeginn Otra (Fp 28). Hier sind durch die Scherzenenaktivität verursachte größere Trendabweichungen vorhanden (s.o.).

Der hochgradige Bereich mit $g > 0,85$ ist erst wenige Meter unterhalb der Brücke bei Otra erreicht (Fp 53, Fp 52). Ab hier ist in den Metapeliten die Granulitfazies ausgebildet.

3.1.3 Sillimanit

Neben einer deutlichen modalen Verschiebung der Granat- und Biotit-Gehalte nimmt, durch makroskopische Geländebeobachtungen gestützt, auch der modale Anteil von Sillimanit über das Profil hinweg tendenziell zu. In den ausgewerteten Dünnschliffen ist eine Zunahme von Sillimanit aber nicht immer eindeutig. Vielmehr ist der Modalgehalt in sillimanithaltigen Lagen oft schwankend. Hier stellt sich das generelle Problem, daß Dünnschliffe immer nur Ausschnitte spezieller Lagen darstellen und gerade in den inhomogenen migmatitischen Gneisen nur selten ein repräsentatives Bild des Gesamtgesteins geben können.

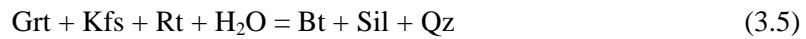
Deutlich ist dagegen die prograde Entwicklung von Fibrolith zu prismatischem Sillimanit über das Profil hinweg zu verfolgen. In den Proben der Zone I ist fibrolitischer Sillimanit überwiegend an Biotit gebunden und bildet darin teilweise Reaktionsgefüge unter Beteiligung von schlauchförmigem Quarz (E 13). Möglicherweise deuten diese Reaktionsgefüge auf retrograden Abbau einer früheren Mineralphase hin, z.B. Cordierit, unter folgender Reaktion (BUCHER & FREY, 1994; Kap. 7.5.1, S. 211):



Gegen diese Reaktion sprechen die geforderten Bildungsbedingungen (700 ± 50 °C bei 2-5 kbar), welche zur Bildung der Paragenese $\text{Crd} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O} \pm \text{Grt}$ herrschen müssen und nach Kalkulationen von HENK ET AL. (1997) in diesem Abschnitt des Val Strona nicht erreicht wurden. Allerdings sind derartige Reaktionsgefüge zusammen mit reliktischem Cordierit zahlreich aus der Nähe des mafischen Komplexes im Val Sesia und zwischen Val Sesia und Val Strona beschrieben (BARBOZA & BERGANTZ, 2000). Cordierit wurde in den Schliffen aus dem Arbeitsgebiet nicht gefunden. Beschreibungen von Cordierit aus Metapeliten des Val Strona finden sich z.B. in ZINGG (1980), allerdings nur aus dem unteren Talabschnitt innerhalb der Ms + Qz-Zone. REINSCH (1969) gibt an, daß pinitisierter Cordierit bis in die Höhe von Forno nachgewiesen werden kann. Mit dem eigenen Probenmaterial konnte diese Aussage allerdings nicht nachvollzogen werden. Denkbar ist auch, daß der Abbau von Staurolith zu Sil - Qz - Verwachsungen in Biotit führt. Bis zu Temperaturen von 670 °C ist Staurolith beständig. Bei höheren Temperaturen wird Staurolith komplett umgewandelt zu Grt + Bt + Sil entsprechend folgender Reaktion (BUCHER & FREY, 1994; Kap. 7.4.5, S. 202), welche den Beginn der oberen Amphibolitfazies markiert:



Wahrscheinlich ist jedoch die Umkehrung von Reaktion (3.2) die Ursache für das oben beschriebene Reaktionsgefüge.

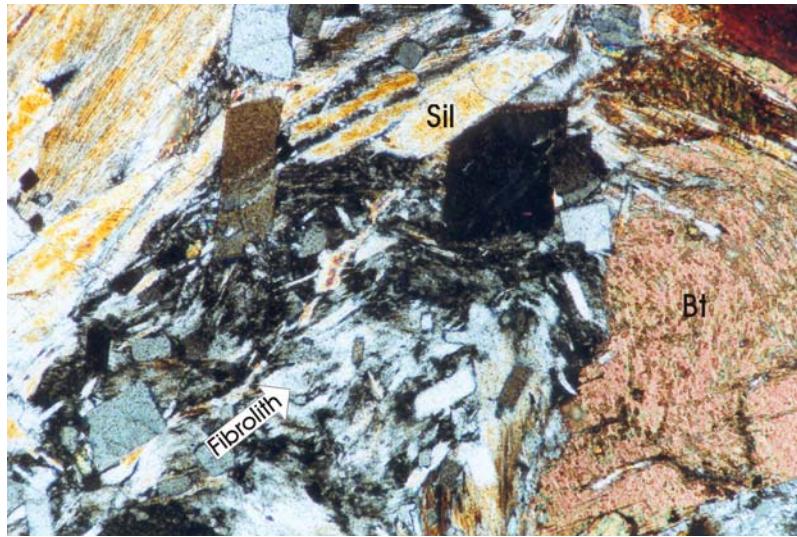


Die in Abb. 3.1 dargestellten prozentualen Anteile von prismatischem zu fibrolithischem Sillimanit basieren auf Schätzungen an sillimanitreichen Grt-Bt-Lagen. Deutlich lässt sich damit die Zonierung I bis IV der felsischen Metasedimenteinteilung unterstützen und eine quantitative Entwicklung darstellen.

Die Umkristallisation von feinfaserigem bis feinnadeligem Fibrolith in prismatischen Sillimanit geschieht relativ kontinuierlich. So zeigen sich in Schliffen der Zone I zunächst nur vereinzelte gröbere, langnadelige Sillimanite, welche häufig quer oder winklig zur vorherrschenden Mineralregelung gewachsen sind (Abb. 3.4a). Im Bereich der südlichen Scherzone nimmt der Gehalt an prismatischem Sillimanit stark zu und erreicht innerhalb der Zone II bis kurz unterhalb Rosarolo einen Anteil von über 50% gegenüber Fibrolith (Abb. 3.4b). In Zone III zwischen Rosarolo und Otra dominiert klar langnadeliger bis prismatischer Sillimanit, welcher nun meist in Foliationsrichtung eingeregelt ist. Fibrolith ist nur noch auf einzelne Lagen beschränkt und bildet dort feinfilzige Aggregate (Kd bis 2,5 mm), welche den Prozeß der Umkristallisation veranschaulichen. Dieser verläuft vermutlich derart, daß sich einzelne fibrolithische Domänen aus feinfilzigen Mineralbüscheln gleicher Orientierung herausbilden, was in den Aggregaten eine unregelmäßig-fleckige Auslöschung verursacht. Bei weiterer Sammelkristallisation bilden sich sichtbare Korngrenzen aus, zunächst vor allem randlich, später auch im Zentrum der Aggregate. Die randlichen Prismen sind meist grobkörniger, denn ihre exponierte Lage bewirkt, daß Prozesse der Sammelkristallisation dort schneller und effizienter ablaufen (Abb. 3.4c). Eine weiter fortschreitende Reaktion lässt die größeren Mineralkörper auf Kosten der kleineren wachsen, so daß sich das Korngefüge stetig vergrößert. Etwa ab Otra ist in Zone IV quasi kein Fibrolith mehr vorhanden, abgesehen von vereinzelten Aggregaten, welche sich aber mitten in der Umkristallisation befinden (Fp 28). Auch makroskopisch ist Sillimanit nun deutlich zu erkennen und besitzt häufig Korngrößen von 2 mm.

3.1.4 Kalifeldspat

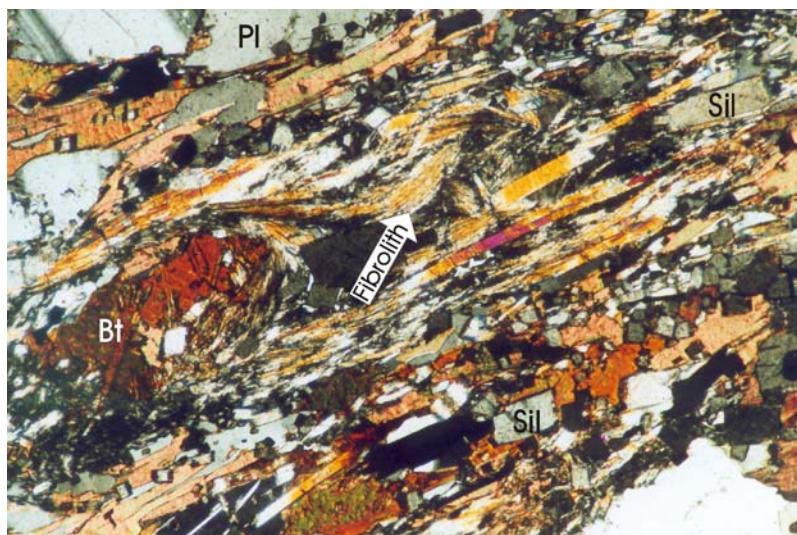
Die Modalanteile an Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz weisen in den ausgewerteten Proben eine größere Variationsbreite auf, was durch den jeweiligen Anteil und die unterschiedlichen Ausbildungen der Leukosome begründet ist. Kalifeldspat scheint in den niedriggradigeren Gneisen der Zone I gegenüber Plagioklas generell untergeordnet zu sein, während es in höhergradigen Gesteinen der Zonen II bis IV (Fp 6, Fp 28 und Fp 53) teilweise die Leukosome dominiert. Allerdings ist für eine gesicherte Aussage das Probenmaterial nicht ausreichend, und retrograde Umwandlungen der Feldspäte in den Proben bei Otra machen eine genaue Bestimmung der Modalbestandteile unmöglich. Auffällig ist das gehäufte Auftreten von Myrmekitsäumen in der oberen Amphibolitfazies und innerhalb der Übergangsfazies. Zur Granulitfazies hin scheint die Häufigkeit von Myrmekitbildungen abzunehmen. Als Myrmekit wird irregulärer wurmförmiger Quarz in Plagioklas am Kontakt zwischen Plagioklas und

**Abb. 3.4a.**

Feinfilziger, verfalteter Fibrolith neben quer dazu gewachsenem langnadeligem bis prismatischem Sil in Sil-Grt-Bt-Gneis (E7) der Zone I. Am rechten Bildrand ist Fibrolith von Bt überwachsen.
[yz-Schnittlage]

+ N

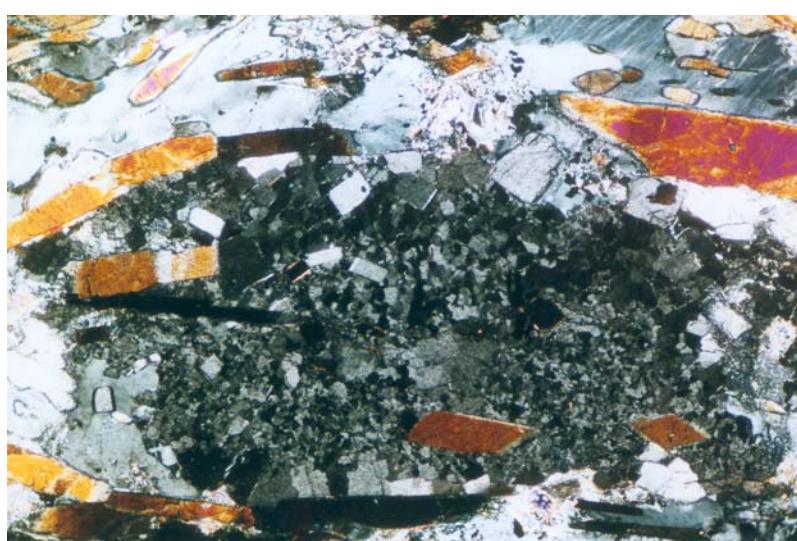
BUK = 1,7 mm

**Abb. 3.4b.**

Überwiegend langnadeliger bis prismatischer Sil neben prozentual zurücktretendem Fibrolith in Sil-Bt-Grt-Gneis im Grenzbereich Zone II/III (Fp 35-4).
[yz-Schnittlage]

+ N

BUK = 4,3 mm

**Abb. 3.4c.**

Sil-Aggregat im Stadium der Sammelkristallisation. Deutlich erkennbar ist die randliche Vergrößerung der Sil-Prismen (Fp 28-1). Sil-Grt-Granulit der Zone IV.
[xz-Schnittlage]

+ N

BUK = 1,7 mm

Kalifeldspat bezeichnet, und in der Regel sind Verdrängungsreaktionen die Ursache für die Bildung derartiger Verwachsungsgefüge. Weit verbreitet sind flammen- bis spindelförmige mikroperthitische Entmischungen von Albit in Mikroklin oder Orthoklas. Letzterer ist in der beginnenden Granulitfazies häufiger als in der oberen Amphibolitfazies, wo Mikroklin als Kalifeldspat dominiert. Entmischungen deuten generell auf langsame Abkühlung hin und ihre Entstehung ist vermutlich auf Verdrängung von Kalifeldspat durch Plagioklas zurückzuführen oder auf Entmischung eines vormals homogenen Kalifeldspats.

3.1.5 Entwicklung von Granat

Die Granate in den Metapeliten sind nach Mikrosondenanalysen von SCHMID & WOOD (1976) almandin- und pyropbetont. Grossular- und Spessartin-Anteile treten stark in den Hintergrund.

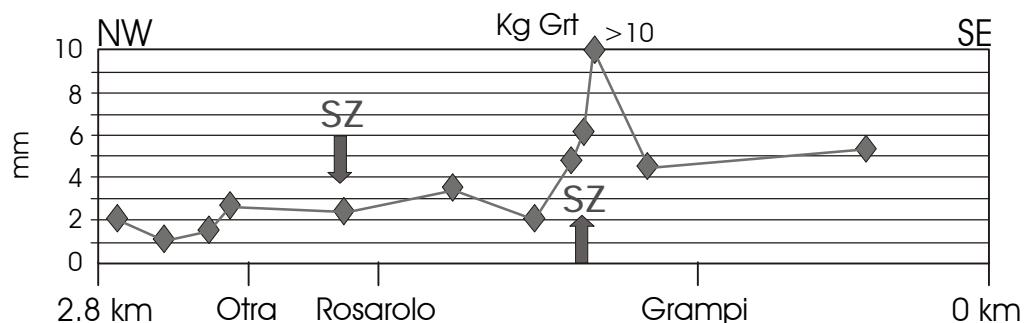


Abb. 3.5. Korngrößenverteilung von Granat über das bearbeitete Profil.

Bezeichnend ist neben der generellen Zunahme des Granat-Gehaltes gegenüber Biotit ein insgesamt leichter Negativtrend der Granat-Korngrößen über das Profil hinweg (Abb. 3.5). Mit Ausnahme eines deutlich positiven Ausschlags im Umfeld des Sil - Grt - Leukosoms nehmen die Korngrößen zum Liegenden der Abfolge hin kontinuierlich ab. Dies ist sicherlich auf den starken Einfluß der Scherzone zurückzuführen. So sind die Granate in den Metapeliten bei Otra (Zone IV) sehr häufig euhedral ausgebildet, mit wenigen oder keinen Einschlüssen, was auf eine sekundäre syn- bis postdeformative Bildung deutet. Daneben kommen auch besonders stark geplättete Granate vor, welche randlich kinematisch eingeregelt Sillimanit-Prismen und im Zentrum feinkörniges Erz, rundlichen Quarz oder Plagioklas einschließen. Derartige Blasten sind möglicherweise zunächst prädeformativ und prograd gewachsen und haben später synkinematisch randlich noch Sillimanit aufgenommen. Granat-Blasten aus der oberen Amphibolitfazies und beginnenden Übergangsfazies zeigen des öfteren abweichende präkinematische Interngefuge, so z.B. winklig zur umgebenden Foliation orientierten und statisch rekristallisierten Quarz in später rotiertem Granat aus Fp 18-3. Dabei tritt aber nie Kalifeldspat als Einschluß in Granat auf, im Gegensatz zu Plagioklas. Letzterer enthält gelegentlich selbst Einschlüsse von feinnadeligem Fibrolith als primäres Reliktgefuge. An

manchen Proben aus der oberen Amphibolitfazies ist sehr gut der Mechanismus des prograden Wachstums der Granate zu studieren. Zunächst sind in einzelnen Lagen neben Biotit zahlreiche feinkörnige und euhedrale Granate eingesprengt, welche sich zu größeren Aggregaten zu gruppieren beginnen. Dabei entstehen atollartige Gebilde, welche das umgebende Gefüge einschließen. Bei weiterem Granat-Wachstum entwickeln sich größere Poikiloblasten, mit reichlich rundlichen bis wurmförmigen Einschlüssen von Quarz, Plagioklas, Biotit, Fibrolith und Erz. Stellenweise erscheinen die Granate leicht zoniert, mit feinkörnigeren Einschlüssen im Inneren, welche nach außen hin größer werden. In Granat eingeschlossene Biotite repräsentieren nach SCHMID & WOOD (1976) aufgrund ihres hohen TiO_2 -Gehalts und $Mg \#$ höhergradige Bedingungen als freie Biotite in der Gesteinsmatrix. Retrograder Abbau von Grt zu Bt + Sil + Qz ist besonders im Einflußbereich der Scherzonen häufig zu beobachten.

3.1.6 Entwicklung von Plagioklas

Plagioklas bildet ab der oberen Amphibolitfazies bis in die beginnende Granulitfazies hinein flecken- bis spindelförmige antiperthitische Entmischungen aus, welche nur mikroskopisch erkennbar sind. Antiperthit ist normalerweise in Plagioklasen der Oligoklas- und Andesin-Reihe zu finden, während derartige Entmischungen in Plagioklasen anderer Zusammensetzung nicht so üblich sind. Generell sind die Plagioklase der Metapelite kalziumarm und weniger basisch als Plagioklase der Metabasite, entsprechend dem unterschiedlichen Chemismus. Nach SCHMID (1967) liegen die An-Gehalte in den felsischen Gneisen zwischen 40 und 35% und nehmen innerhalb der IVZ von NW nach SE hin ab. Flecken- und Spindelantiperthite fehlen in den Kfs - freien Gneisen und Granuliten.

3.1.7 Retrograde Überprägungen

Zu den retrograden Einwirkungen in den felsischen Gesteinen zählen die Chloritisierung von Granat und Biotit, Saussuritisierung von Plagioklas, Serizitisierung von Kalifeldspat sowie gelegentliche Serizitisierung von Sillimanit. Wie schon zuvor erwähnt, spielt die retrograde Bildung von Biotit durch Reaktion (3.5) besonders innerhalb der Scherzone bei Otra eine große Rolle.

3.2 Entwicklung der Metabasite von der oberen Amphibolitfazies in die Granulitfazies

Auch die Amphibolite zeigen über das Profil des Arbeitsgebietes hinweg eine Entwicklung aus der oberen Amphibolitfazies in die Granulitfazies hinein, unterbrochen durch einen ausgeprägten retrograden Abschnitt (Amphibolite des Typs 3) in der unteren Übergangsfazies. Innerhalb der Scherzone bei Otra treten ebenfalls vereinzelt retrograde Überprägungen auf. Tendenziell ist

über den Übergangsbereich hinweg jedoch eine prograde Änderung der Mineralparagenesen in Verbindung mit Dehydratationsreaktionen zu verfolgen. Ungefähr prograde P - T - Bedingungen für den Metamorphosehöhepunkt der Amphibolite lassen sich anhand der wichtigsten zugehörigen Reaktionsabläufe abschätzen. Diese stimmen in etwa mit den für die Metapelite ermittelten P - T - Bedingungen überein und stützen so die vermutete Grenzziehung zwischen Übergangszone und Granulitfazies. Retrograde Gefüge und Paragenesen entlang der Scherzone dokumentieren deren mehrphasige, peakmetamorphe bis grünschieferfazielle Aktivität. Im folgenden Abschnitt sollen die wichtigsten Veränderungen und Beobachtungen an Paragenesen der Metabasite dargestellt werden.

3.2.1 Metamorphe Prozesse der Amphibolitfazies

Amphibolite des Typs 1a und 1b umfassen im Arbeitsgebiet überwiegend den Bereich der oberen Amphibolitfazies, welche wenige Meter nördlich der Fußbrücke bei Grampi durch retrograde Amphibolite des Typs 3 von der Übergangszone abgegrenzt wird. Der Übergang vollzieht sich durch den Scherzoneneinfluß relativ abrupt, obwohl generell die Abgrenzungen einzelner Metamorphosezonen nicht wirklich scharf gezogen werden können. Das Erscheinungsbild der hangenden Amphibolite ist generell schiefrig, durch nematoblastische eingeregelte Hornblende und fallweise lepidoblastischen Biotit. Letzterer ist rotbraun, während die Hornblende farblich von braungrün bis grünbraun variiert. Die Färbung der Hornblende wird durch den Chemismus und Metamorphosegrad der Minerale gesteuert, wie später noch dargestellt wird.

Die Paragenese der Gesteine besteht meist aus Plagioklas + Hbl/Am + Cpx ± Erz ± Ttn, und bei den geringmächtigen Amphiboliten des Typs 1b kommen noch einige Modalprozent Biotit hinzu, welcher an manchen Stellen möglicherweise durch Stoffzufuhr aus angrenzenden Metapeliten in seinem Wachstum begünstigt wurde. Biotit ist bei entsprechendem Chemismus eine häufige K- und H₂O-haltige Phase in hochgradigen Amphiboliten, unabhängig von metasomatischem Stoffaustausch. Bei günstigen Bedingungen (H₂O-haltige Fluide) bleibt Biotit bis an die Granulitfazies heran stabil. Granat tritt gelegentlich in Kontaktbereichen zu Metapeliten hinzu. Der am SE-Ende des Kartiergebietes schon bis zu wenigen Modalprozent vorhandene Klinopyroxen belegt, daß die Grenze zur oberen Amphibolitfazies in den Metabasiten, d.h. die „Cpx-in“-Isograde dort bereits überschritten ist. Der Klinopyroxen bildet meist atollartige Blasten mit Einschlüssen von Plagioklas oder Hornblende, welche prograd umwachsen wurden. Höchstwahrscheinlich kann folgende Reaktion für die „Cpx-in“-Isograde innerhalb der Amphibolitfazies des Val Strona verantwortlich gemacht werden (BUCHER & FREY, 1994; Kap. 9.3.2, S. 268):

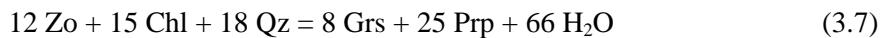


Diese Reaktion vereint mehrere signifikante Prozesse, die in der hochgradigen Amphibolitfazies typisch sind:

- Sie verbraucht evtl. vorhandene Reste von grünschieferfaziellem Zoisit.
- Die Am-Komponente wird konsumiert.
- Klinopyroxen der Diopsid-Hedenbergit-Reihe sowie An-Komponente werden produziert.

Klinopyroxen der Diopsid-Hedenbergit-Reihe erscheint in Amphiboliten normalerweise ab Temperaturen um 650 °C bei mittleren Drucken um 6 kbar (BUCHER & FREY, 1994; Kap. 9.5.2, S. 279), so daß diese Temperatur in den Amphiboliten des Typs 1a und 1b schon überschritten worden sein muß.

Primärer Epidot oder Zoisit sind genauso wie Muskovit nicht mehr vorhanden. Diese Minerale kommen nur als Umwandlungsprodukte, z.B. von Plagioklas, vor. Dieser wird in hochgradigen Amphiboliten mit zunehmendem Metamorphosegrad An-reicher, was auch in Abb. 3.10 tendenziell nachzuvollziehen ist. Schwankungen und Abweichungen vom Trend sind dabei nicht ungewöhnlich, denn retrograde Einflüsse entlang der Scherzone und die komplexen Phasenbeziehungen im Plagioklassystem machen sich im Profil des Arbeitsgebietes deutlich bemerkbar. Granat kommt in den Amphiboliten, wie schon erwähnt, gelegentlich im Kontaktbereich zu den Metapeliten vor. In Probe E 5 besitzt prograder Granat Einschlüsse von Erz und euhedraler grüner Hornblende gleicher Korngrößen wie die Hornblenden der Matrix. Granat-Bildung kann in Metabasiten schon in der obersten Grünschieferfazies einsetzen und entsprechende Reaktionen sind ähnlich denen, die zur Bildung von Granat in Metapeliten führen. Dabei wird hauptsächlich Chlorit konsumiert, welcher dann in Almandin- und Pyropkomponente eingeht, und der Zerfall von Epidot kann evtl. Grossularkomponente beisteuern. Der Granat in den Metabasiten ist daher normalerweise ein ternärer Fe-Mg-Ca-Granat, welcher innerhalb der Amphibolitfazies vor allem durch Reaktion (3.7) gebildet wird (BUCHER & FREY, 1994; Kap. 9.3.2, S. 268):



Es ist aber auch denkbar, daß Granate an den Kontaktbereichen zu Metapeliten in ihrem Wachstum durch Stoffaustausch zwischen beiden Lithologien zumindest teilweise begünstigt wurden.

Quarz sollte durch die granatproduzierende Reaktion ebenfalls verbraucht werden. Tatsächlich wurde Quarz in den Amphiboliten des Typs 1a und 1b mikroskopisch nicht gefunden.

Titanit und Erz (Ilmenit) sind nebeneinander beständig, was sich an den Schliffen durch häufige Titanit-Säume um Erz zeigt. Das relativ häufige Vorkommen von Titanit ist typisch für amphibolitfazielle Bedingungen.

Retrograde Umwandlungen der Amphibolite des Typs 1a und 1b beschränken sich auf randliche Uralitisierung von Klinopyroxen, Saussuritisierung und Serizitisierung der Plagioklase sowie

Chloritisierung von Biotit und lassen sich der niedriggradigeren Epidot-Amphibolitfazies bzw. Grünschieferfazies zuordnen.

3.2.2 Prozesse der Übergangszone

Die Amphibolite des Typs 2 leiten mit ihrer Gefügeausbildung und dem höhergradigen Chemismus der Hornblenden aus der oberen Übergangszone in Metabasite der Granulitfazies über. Aufgrund größerer Mineralausbildung wirken diese Gesteine massiger. Sie besitzen die schlichte Paragenese $Hbl + Pl + Cpx \pm Erz$, welche abhängig von Fluidzusammensetzung und Druck bis an einen Temperaturbereich von >800 °C stabil sein kann (Abb. 3.6). Derartig hohe Temperaturen dürften in diesem Profilabschnitt jedoch nicht vorgelegen haben. Biotit und Granat sind in dem relativ mächtigen Amphibolitzug nicht vorhanden, was sich durch einen von den hangenden Amphiboliten abweichenden Chemismus oder aber auch durch fehlende stoffliche Wechselwirkung mit den Metapeliten erklären lässt. Eher auszuschließen ist die Möglichkeit, daß diese Amphibolite schon so hochgradige Bedingungen erfahren haben, daß der Biotit durch Dehydratation verschwunden ist. Außerdem ist Granat bis in die Granulitfazies stabil und sollte demnach bei gegebenem Chemismus weiterhin vorhanden sein. Hornblende ist in diesem Bereich von meist hellbrauner bis tiefbrauner Farbe und zeigt dadurch gegenüber den hangenden Amphiboliten eine höhergradige Ausbildung an, möglicherweise verursacht durch einen erhöhten Fe - Mg - Gehalt. Nur noch akzessorisch vorkommender Titanit ist schon weitestgehend durch Ilmenit verdrängt.

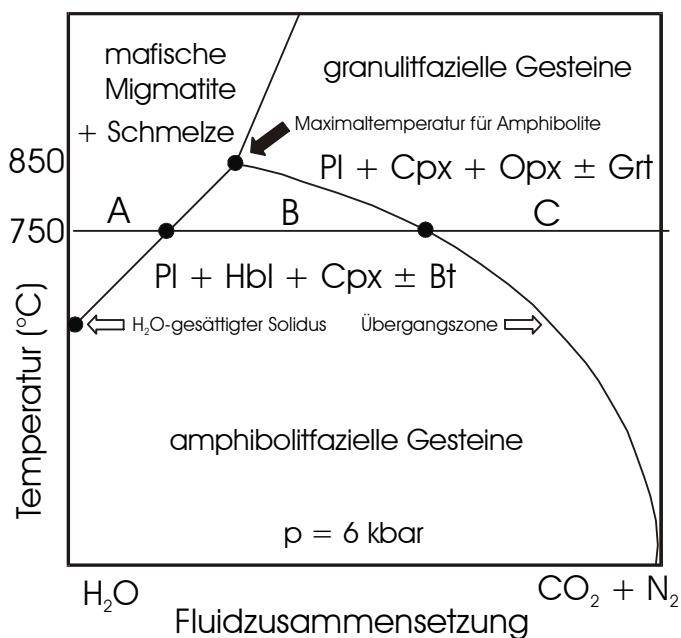


Abb. 3.6. Mineralparagenesen von Metabasiten im Übergangsbereich Amphibolit-Granulitfazies. Aus BUCHER & FREY, 1994; Kap. 9.6, Fig. 9.8.

Als retrograde Erscheinungen treten Umwandlung der Hornblende in hellgrünen Amphibol, Abbau von Klinopyroxen zu Calcit und Chlorit sowie Saussuritisierung und Serizitisierung der Plagioklase auf und geben Hinweise auf eine späte, amphibolit- bis grünschieferfazielle Überprägung.

3.2.3 Reaktionen der beginnenden Granulitfazies

Aus den Amphiboliten des Typs 2 gehen ab Otra relativ unvermittelt die ersten eindeutig granulitfaziellen Metabasite hervor (Fp 23), welche neben Klinopyroxen auch einige Modalprozent Orthopyroxen (Hypersthene) führen. Diese Opx - Hbl - Granulite sind aufgrund größerer Korngefüge ebenfalls recht massig und besitzen nicht mehr die Schiefrigkeit der amphibolitfaziellen Äquivalente. Die Paragenese besteht aus rotbrauner Hbl + Pl + Cpx + Opx ± Erz und erfüllt damit die Bedingungen, welche für beginnende Granulitfazies in Metabasiten festgelegt sind, d.h. sie enthält durch den Zerfall von Hornblende gebildeten Orthopyroxen neben Klinopyroxen in quarzfreien Gesteinen. Der hohe Hornblende-Gehalt der Gesteine nimmt zum Liegenden stetig ab, zugunsten vermehrter Bildung von Orthopyroxen und Klinopyroxen, durch folgende Reaktion (BUCHER & FREY, 1994; Kap. 9.3.2, S. 268):



Abnahme von Hornblende und Zunahme von Orthopyroxen zeigt sich deutlich anhand der Proben Fp 23 und Fp 56. Die Tendenz der granulitfaziellen Paragenese geht damit zu H₂O-freien Bedingungen. Hochgradige braune Hornblende ist ein extrem stabiles Mineral, so daß sehr hohe Temperaturen von etwa 850 °C nötig sind, um es komplett umzuwandeln (siehe Abb. 3.6). Wenn entsprechende H₂O-arme Fluide zur Verfügung stehen oder H₂O in eine Teilschmelzphase abgeführt wird, kann der Abbau von Hornblende beschleunigt werden. Überhaupt ist die Zusammensetzung beteiligter Fluide für die Reaktionsabläufe während der Metamorphose immer entscheidend und kann z.B. bei H₂O-Unterschluß entsprechende Dehydrationsprozesse fördern. Die bei obiger Reaktion anfallende An-Komponente führt außerdem zu kalziumreicheren Plagioklaszusammensetzungen. In Fp 23 äußert sich dies durch einen chemisch inversen Zonarbau mit randlichen Hüttenlocher-Entmischungslamellen, welche sich nur bei hohen An-Gehalten (Labradorit-Bytownit) ausbilden (NESSE, 1991; Kap. 15, S. 269). Derartige Entmischungerscheinungen finde sich in Fp 23 allerdings nur in hellen plagioklasreichen Schmitzen, welche Orthopyroxen saumartig umgeben (Abb. 3.7). Diese Gefüge sind eindeutig das Ergebnis von Dehydratationsschmelzbildung („dehydration melting“) auf Kosten von Hornblende. Titanit kommt in den granulitischen Metabasiten nicht mehr vor. Daraus hervorgehende Ti - Gehalte sind möglicherweise komplett in Ilmenit eingegangen.

Retrograde Überprägungen sind in den bearbeiteten Proben kaum ausgebildet. Gelegentlich findet sich an den Hornblenden randlicher grünblauer Amphibol, oder Orthopyroxen ist entlang von Rissen und der Spaltbarkeit in feinfaserigen Talk umgewandelt.

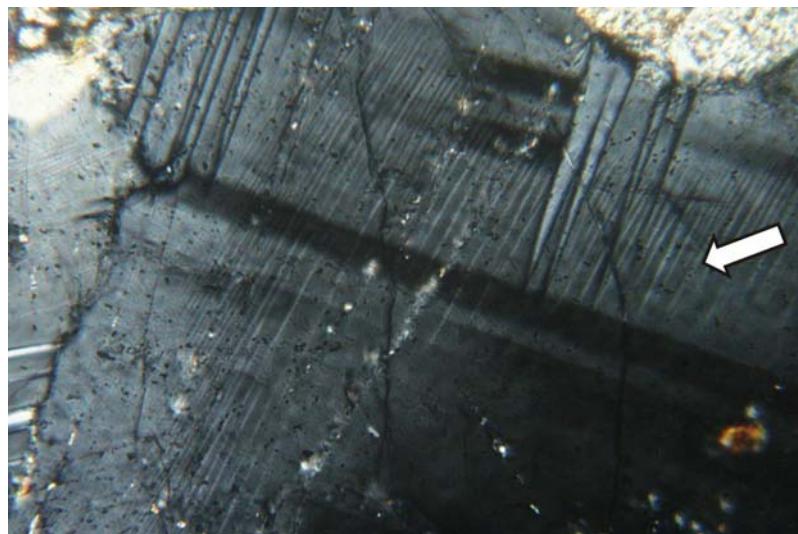


Abb. 3.7. Huttenlocher-Entmischungslamellen in Plagioklas (Fp 23). Gut sichtbar ist die spitzwinklige Lage der Entmischungslamellen zu den randlichen Albit-Zwillingslamellen. Aufnahme mit gekreuzten Polarisatoren. BUK = 320 μm

3.2.4 Retrograde Prozesse in den Amphiboliten des Typs 3

Die retrograd überprägten Amphibolite des Typs 3 sind im Profilabschnitt zwischen der südlichen Scherzone und Rosarolo zu finden und bilden dort relativ mächtige grüngraue Gesteinszüge. Direkt an der Scherzone ist das Gestein straff geregelt, während es etwas weiter weg und an der Straße bei Rosarolo eine massive und grobkörnige Ausbildung mit spitzwinklig zur Foliation eingeregelten metatektischen Leukosomen zeigt. Auffällig ist der intensiv grüne Amphibol, welcher den schon angesprochenen farblichen Entwicklungstrend der Hornblenden von braungrün nach braun unterbricht. Auch die Paragenesen unterscheiden sich deutlich von denen der anderen Amphibolite des Kartenprofils.

So beginnen die Amphibolite des Typs 3 im S mit einem Bereich kalziumhaltiger Gesteine der Paragenese $\text{Am} + \text{Pl} + \text{Cpx} + \text{Cal} \pm \text{Ep} \pm \text{Ttn} \pm \text{Erz}$, ungefähr im Streichen der Zone der Calcit-Amphibolite von Nibbio gelegen (SCHMID, 1967). Der relativ hohe Calcit-Gehalt von Fp 8 ist im Arbeitsgebiet einzigartig und wahrscheinlich nicht allein durch lokale Umwandlung kalziumhaltiger Minerale entstanden. Möglicherweise haben für die Entstehung dieser Paragenese CO_2 -haltige Fluide aus dem Nebengestein oder der Scherzone eine Rolle gespielt.

Zum Liegenden hin nimmt der Calcit-Gehalt schnell ab und ist in Fp 22b nur noch akzessorisch und wohl als reines Umwandlungsprodukt von Amphibol vorhanden. Der Bereich der calcithaltigen Amphibolite bleibt somit auf einen begrenzten Profilabschnitt beschränkt.

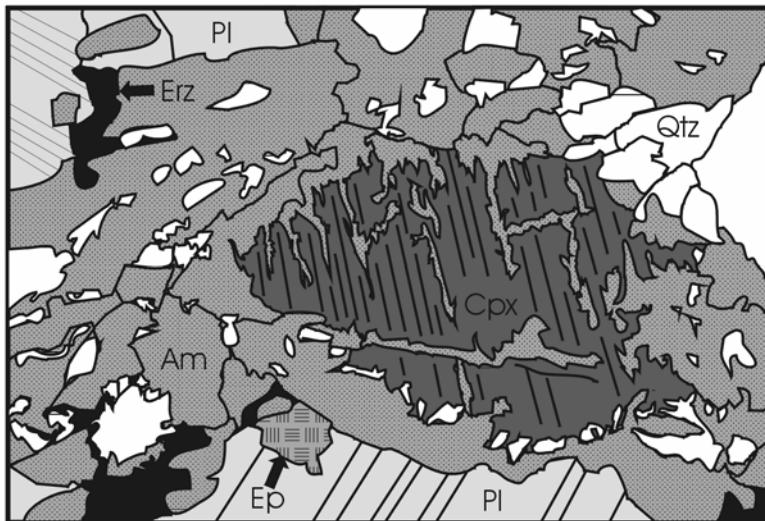
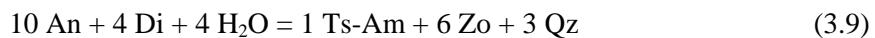


Abb. 3.8. Klinopyroxen-Blasen mit randlichem symplektitischen Abbau zu Amphibol und Quarz in Fp 38 (Vergr. 6,3x). Die Länge der unteren Bildkante beträgt ca. 1,7 mm.

Der größere Teil der Amphibolite des Typs 3 besitzt überwiegend die für niedrig- bis mittelgradige Amphibolitfazies charakteristische Paragenese $\text{Am} + \text{Pl} + \text{Qz} \pm \text{Cpx} \pm \text{Erz} \pm \text{Ep} \pm \text{Ttn}$, welche einen Temperaturbereich von 550-600 °C bei etwas niedrigeren als den sonst üblichen Drücken von ~5 kbar umfaßt (BUCHER & FREY, 1994; Kap. 9.5.2, S. 279). Epidot ist normalerweise nicht über 600 °C stabil. Entlang der Scherzone besitzen die Gesteine ein straff geregeltes bis geplättetes Gefüge, während sie außerhalb davon und vor allem zum Liegenden hin eine stark metatektische Ausbildung zeigen. Die hellen metatektischen Schmitzen und Lagen stellen anatektische Teilschmelzbildungen in relativ H_2O -reichem Milieu dar (KLEINSCHRODT, schriftl. Mitt.). Sie enthalten makroskopisch sichtbare Blasen von Klinopyroxen in Pl-Qz-Leukosom sowie etwas Amphibol, und ihre Bildung ist möglicherweise auf Reaktion (3.6) zurückzuführen. Auffällig ist, daß Klinopyroxen in der Matrix nicht oder nur akzessorisch vorkommt. Die Metatekte und Lagen bilden ein ausgeprägt dreidimensionales Netzwerk lokal migrierter Teilschmelzen, welche grobkörniger als die Matrix auskristallisiert sind. Der Klinopyroxen liegt stets in größeren unregelmäßigen Blasen vor, welche z.T. randlich einen symplektitischen Abbau zu hellgrünem Fe - Mg - Amphibol und Quarz aufweisen (Abb. 3.8). Häufig ist auch einfach nur eine unvollständige retrograde Umwandlung in grünen oder farblosen tremolitischen bis aktinolithischen Amphibol erfolgt. In den Metatekten zeigt sich somit eine retrograde Entwicklung aus der oberen Amphibolitfazies in die mittlere bis unterste Amphibolitfazies hinein, die auch für die Matrixparagenese kennzeichnend ist. Der teilweise deutliche Qz-Gehalt von Amphiboliten des Typs 3 ist wahrscheinlich aus einer Umkehr von Reaktion (3.6) bei gleichzeitiger H_2O -Zufuhr entlang der Scherzone entstanden.



Titanit und Erz sind gegenüber den anderen Amphibolittypen mit größerem Modalanteil vorhanden, wobei Titanit in isolierten Mineralkörnern oder als Saum um die Erzphase vorkommt.

3.2.5 Beschreibung genereller Entwicklungen der Metabasite

3.2.5.1 Korngrößen von Hornblende

Wie aus der Abb. 3.9 ersichtlich, nehmen die Korngrößen der primären Hornblende trendmäßig über das Profil hinweg deutlich zu. Ein besonders kräftiger Anstieg erfolgt im Grenzbereich von Amphibolit- und Übergangsfazies bei Grampi und pendelt sich dann auf einem höheren Niveau ein.

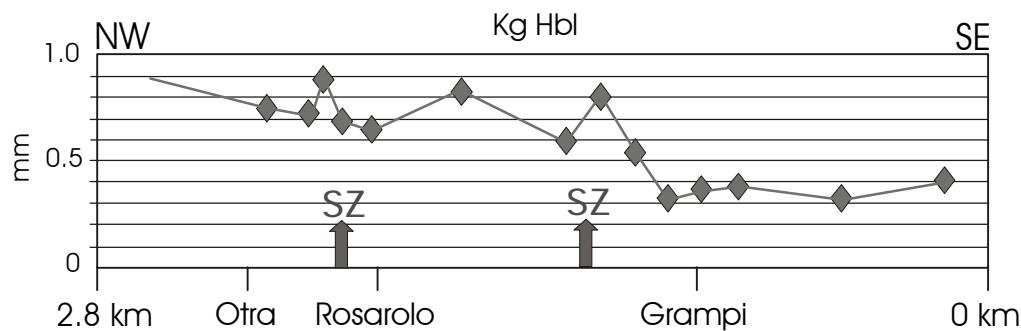


Abb. 3.9. Korngrößenverteilung von Hornblende über das bearbeitete Profil.

Die Vergrößerung ist sicherlich auf die höhergradigen Metamorphosebedingungen innerhalb der Übergangszone zurückzuführen. Mit Erreichen der vollen Granulitfazies außerhalb des Kartiergebiets (Probe EW-8, siehe GOLLING, in Vorbereitung) steigen die Korngrößen dann noch weiter an (bis auf 1,1 mm).

3.2.5.2 Optische Merkmale von primärer Hornblende und Klinopyroxen

Der optische Charakter der Hornblende ist stets negativ mit konoskopisch bestimmten Achsenwinkeln von $2V_x$ zwischen 70 und 90°. Meist liegen die Achsenwinkel bei 70-75°, nur in den Amphiboliten des Typs 3 wurden hohe $2V_x$ von bis zu 90° erkannt. Die gemessenen Auslöschungsschiefen der Hornblende liegen meist bei 19-20°, in den Amphiboliten des Typs 3 um 14-18°. Abgesehen von den Amphiboliten des Typs 3 ist davon auszugehen, daß es sich bei den primären, d.h. nicht retrograd umgewandelten Mineralen oder Mineralrelikten um gemeine Hornblende handelt, denn die angeführten optischen Beobachtungen treffen auf diese zu. Allerdings ist eine Verwechslung mit retrogradem grünschieferfaziellem Aktinolith aufgrund

der Überschneidung optischer Eigenschaften nicht immer ganz auszuschließen. Die grasgrünen Amphibole der Amphibolite des Typs 3 deuten mit ihren höheren Achsenwinkeln (insbesondere in Fp 22b) und den niedrigen Auslöschungsschäifen auf eine abweichende niedriggradige (tschermakitische?) Zusammensetzung hin.

Klinopyroxen ist über das Profil hinweg von einheitlich positivem Charakter, mit $2V_z$ zwischen 40 und 60°. Ein eindeutiger Trend kann nicht sicher ausgemacht werden. In der südlichen Scherzone innerhalb der Amphibolite vom Typ 3 scheinen die Klinopyroxene etwas höhere Achsenwinkel auszubilden (55-60°), während sie zur Granulitfazies bei Otra hin leicht abnehmen (auf 45°). Da normalerweise der Achsenwinkel der Klinopyroxene mit zunehmendem Ca - Gehalt ansteigt, folgt daraus, daß zum Liegenden in Richtung Granulitfazies der Ca - Gehalt abnimmt, während im Gegenzug der Mg - Gehalt zunimmt. Mit steigender Temperatur wird also Ca durch Mg in Klinopyroxen ersetzt. Überwiegend scheint es sich bei den Klinopyroxenen um Minerale der Diopsid-Hedenbergit-Reihe zu handeln. Entmischungslamellen von Orthopyroxen parallel {100} sind besonders ab der höheren Übergangsfazies vermehrt zu beobachten. Der Gehalt an Klinopyroxen im Vergleich zu Hornblende nimmt vom Hangenden zum Liegenden der Abfolge hin innerhalb der oberen Amphibolitfazies zunächst tendenziell leicht zu, ist dabei aber generell schwankend und wohl stark abhängig vom jeweiligen Gesteinschemismus. In der oberen Übergangs- und der beginnenden Granulitfazies nehmen die Klinopyroxen-Gehalte der Amphibolite dagegen eher wieder etwas ab. Auffällig ist der geringe Klinopyroxen-Modalgehalt bzw. das Fehlen von Klinopyroxen in Amphiboliten des Typs 3. Meist ist hier dafür ein signifikanter Quarz-Gehalt vorhanden.

3.2.5.3 An-Gehalte der Plagioklase in den Metabasiten

Alle An-Gehalte der Plagioklase in den Amphiboliten und Opx - Hbl - Granuliten wurden rein optisch bestimmt nach der Methode von Michel-Lévy und sind daher nur als ungefähre Werte zu betrachten. Bei gewissenhafter Messung der Auslöschungswinkel von Albitzwillingen ist es möglich, die Abweichungen gegenüber chemisch ermittelten Werten auf wenige Prozent (1-2% An-Gehalt, nach NESSE, 1991; Kap. 15, S. 272) einzuschränken. Zur Überprüfung der Genauigkeit optisch durchgeführter Messungen wurde ein von GOLLING an der Mikrosonde gemessener Schliff aus dem mittleren Val Strona optisch nachgemessen. Die mittlere Abweichung von chemischer und optischer Messung beträgt daran 3-4 Mol.-%. Dieses Ergebnis ist ausreichend, um die über das Profil ermittelten Werte als einen generellen Trend zu betrachten.

Die Plagioklaszusammensetzungen deuten einen prograden Trend über das Kartiergebiet hinweg an, abgesehen vom retrograden Einfluß entlang der Scherzonen (Abb. 3.10). Aber auch dort sind die Amphibolite mit Plagioklasen der Andesin-Zusammensetzung noch überwiegend als amphibolitfaziell einzustufen. Späte grünschieferfazielle Überprägung hat sich nicht durchgreifend ausgewirkt.

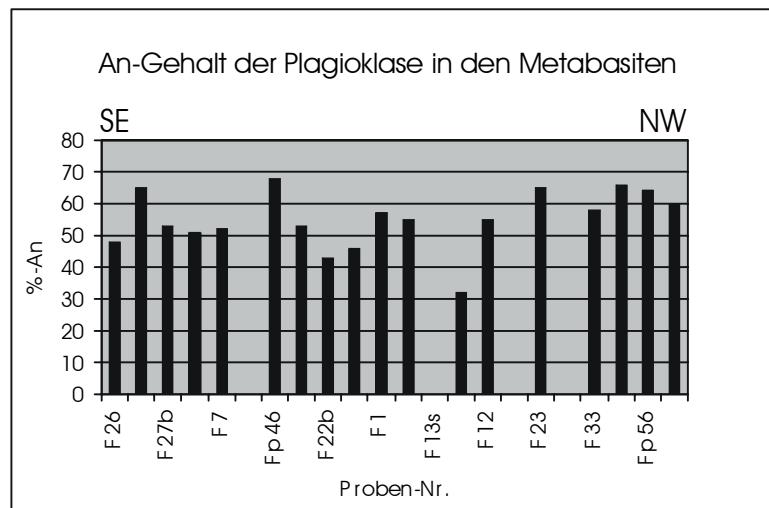
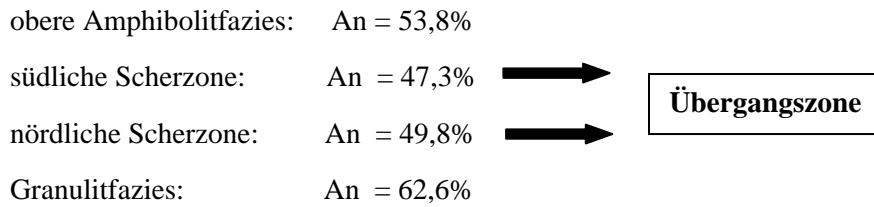


Abb. 3.10. Optisch bestimmte An-Gehalte der Metabasite des Arbeitsgebietes. Probennummerierung vom Hangenden zum Liegenden.

Gemessen wurden 17 Proben aus dem Kartiergebiet und zusätzlich 2 Proben aus dem Liegenden. An jeder Probe fanden durchschnittlich 5 verschiedene Messungen an Plagioklasen der Matrix statt, wovon jeweils der größte Wert genommen wurde. Die Abweichungen innerhalb eines Schliffes betragen 5 bis 20 %, liegen meist aber zwischen 10 und 13 %.

Generell liegen die An-Gehalte zwischen ca. 50 und 65 %, im Bereich der Scherzonen auch z.T. deutlich darunter. Abgesehen von 2 Proben liegen Werte >60 % erst ab der Granulitfazies vor. Interessant sind in diesem Zusammenhang auch die in Kap. 2.3 beschriebenen Huttenlocher-Entmischungslamellen an invers zonierten Plagioklasen der Probe Fp 23. Derartige Entmischungen treten nur bei An-Gehalten zwischen 67 und 90 % auf (NESSE, 1991; Kap. 15, S. 269). Im Dünnschliff zeigen sich die Entmischungen als dünne diffuse Lamellen, welche mit spitzem Winkel die Ab - Zwillinge kreuzen. Probe Fp 46 mit einem An-Gehalt von 68 % liegt im direkten Kontaktbereich des Sil - Grt - Leukosoms und besitzt durch die Orthopyroxen-Führung schon eine granulitfazielle Paragenese, welche im zugehörigen Profilabschnitt sonst noch nicht zu erwarten wäre. Insgesamt ist über das Profil hinweg entsprechend zunehmender Metamorphose ein leichter Anstieg des An-Gehaltes in den Plagioklasen festzustellen, und zwar von durchschnittlich 54 % in der oberen Amphibolitfazies auf durchschnittlich 63 % in der Granulitfazies. Damit liegen die Plagioklase überwiegend als Labradorite vor.

In den Scherzonen sinken die An-Gehalte durch retrograden Abbau und Ca - Verlust auf eine Andesin - Zusammensetzung. Es ergibt sich folgende Zonierung (An - Werte sind jeweils Durchschnittswerte aus mehreren Proben):



3.3 Beobachtungen in den „bunten Gneisen“ der Wechselfolgen

Auch in den „bunten Gneisen“ der Wechselfolgen, d.h. den Am - Cpx - Gneisen und den daraus hervorgehenden Zwei-Pyroxen-Granulitlagen sind über das Profil hinweg Veränderungen festzustellen. Diese Gesteine besitzen häufig Ungleichgewichtsgefüge, mit interlobaten bis vermiculären Korngrenzen und Verwachsungen. In den „bunten Gneisen“ der oberen Amphibolit- und Übergangsfazies tritt gewöhnlich noch kein Orthopyroxen in die Paragenesen ein, abgesehen von einer Ausnahme im Kontaktbereich des Sil - Grt - Leukosoms (Fp 16, Fp 46). Der hier vorhandene Orthopyroxen verdankt seine Entstehung sicherlich den besonderen stofflichen und relativ hochtemperierte Bedingungen im Zusammenhang mit der Platznahme des Leukosoms. Normalerweise enthalten die Am - Cpx - Gneise die charakteristische Paragenese Pl + Cpx \pm Grt \pm Qz \pm Erz \pm Am. Durch den stets vorhandenen Klinopyroxen ist angezeigt, daß prograde Bedingungen der oberen Amphibolitfazies (~ 650 °C) auch in den Am - Cpx - Gneisen konserviert sind. Außerdem scheint der Modalgehalt von Klinopyroxen zum Liegenden tendenziell zuzunehmen, was auf gleichzeitigen kontinuierlichen Abbau von Amphibol hindeutet. Größere Einschlüsse von Plagioklas, Amphibol oder Titanit in den teilweise poikiloblastischen Klinopyroxenen zeigen deren progrades Wachstum an (Abb. 3.11).

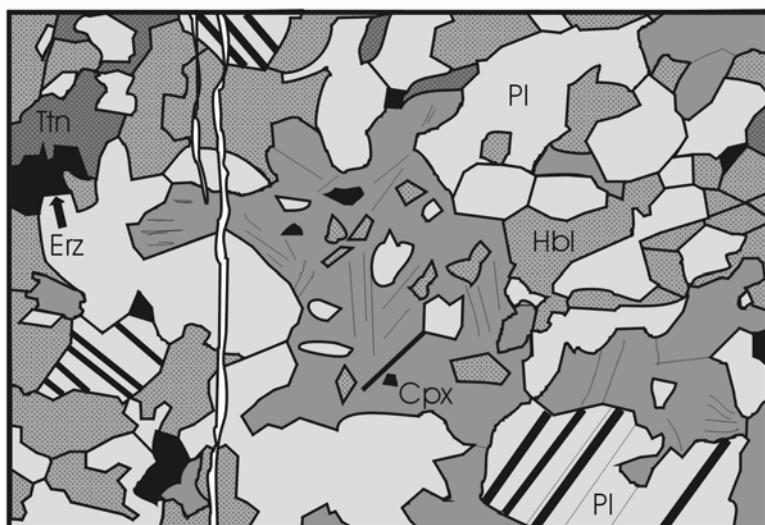
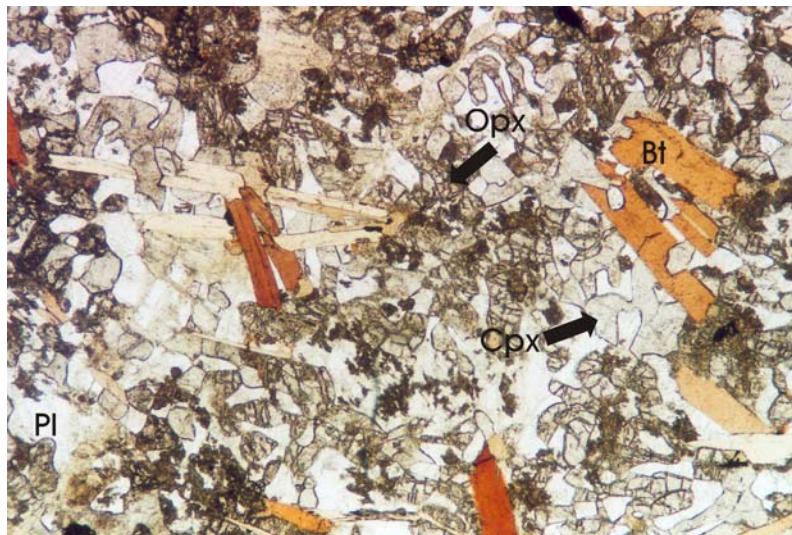


Abb. 3.11. Poikiloblastischer Klinopyroxen mit Plagioklas-Saum in Amphibolit Fp 47 (Vergr. 2,5X). Die Länge der unteren Bildkante beträgt 4,3 mm.

Interessant ist das gelegentliche Auftreten von anhedralen, skelettartig entlang von Amphibol- und Plagioklaskorngrenzen gewachsenem Granat, so z.B. in den Proben Fp 42 und Fp 25. Das Wachstum entlang der Korngrenzen deutet auf eine prograde Bildung von Granat nahe am Temperaturmaximum auf Kosten von Amphibol und Plagioklas hin. Plagioklas hat in den „bunten Gneisen“ der Übergangsfazies mittlere An-Gehalte von 50 bis 65 % (MEHNERT, 1975). Neben prograden Reaktionen sind auch eine Vielzahl retrograder Umwandlungen in den basischen Gneislagen beobachtbar, welche rückschreitende Bedingungen der mittleren Amphibolit- bis hinunter in die Grünschieferfazies anzeigen. Letztere Überprägung dürfte relativ spät erfolgt sein, hat sich aber in den Gneisen der Wechselfolgen z.T. besonders stark ausgewirkt. So ist hell- bis blaugrüner, teilweise auch farbloser tremolitischer Amphibol als randliche oder vollständige Umwandlung von Klinopyroxen und höhergradigen Amphibolen sehr häufig. Entlang von Rissen der Klinopyroxene finden sich niedriggradiger Chlorit, Zoisit, Aktinolith und Calcit. Diese Phasen zeigen damit späte grünschieferfazielle Überprägung an. Plagioklas ist ebenfalls niedrigfaziell umgewandelt in Serizit und Zoisit. In Fp 49 ist Granat schon fast vollständig durch Chlorit ersetzt.

Die hochgradigen Zwei-Pyroxen-Granulite gehen im Profil aus den Am - Cpx - Gneislagen hervor und decken sich in ihrer Verbreitung mit dem in anderen Lithologien festgestelltem Beginn der Granulitfazies. Die peakmetamorphe Paragenese besteht aus Pl + Opx + Cpx + Erz \pm Hbl und zeigt damit eindeutig Granulitfazies an. Lagenweise auftretender Amphibol, Quarz und Biotit sind als retrograde Bildungen zu deuten. Der Orthopyroxen (Hypersthen) bildet oft atollartig agglomerierte Überindividuen, welche ründliche Körner von Plagioklas oder Hornblende einschließen. Letztere sind innerhalb der Überkörper unterschiedlich orientiert, so daß ein progrades Wachstum von Orthopyroxen um die anderen Minerale herum angenommen werden kann. Teilweise haben Orthopyroxen-Blasten auch Biotit und Klinopyroxen eingeschlossen, so in Fp 11. Klinopyroxen bildet in manchen Lagen größere, poikiloblastische Minerale mit Entmischungslamellen von Orthopyroxen. Charakteristisch sind auch lagenweise vorkommende feine vermiculare Verwachsungsgefüge von Klinopyroxen mit Plagioklas in Fp 11 und Fp 27 (Abb. 3.12a). Diese Ungleichgewichtsgefüge zeigen möglicherweise eine spezielle Abbaureaktion an der Schwelle zur Granulitfazies an, evtl. von Granat, welcher bei zunehmender Temperatur und/oder fallendem Druck infolge prograder Metamorphose zu Cpx + Pl \pm Opx zerfallen sein könnte (KLEINSCHRODT, mündl. Mitt.). Auf eine spätere retrograde Umkehrung dieser Reaktion deutet vereinzeltes skelettartiges Wachstum von Granat entlang der Korngrenzen von Klinopyroxen und Plagioklas (z.B. Fp 11 und Fp 29, Abb. 3.12b,c). Ein schematischer Reaktionsverlauf für die Bildung dieser Gefüge ist in Abb. 3.13 dargestellt.

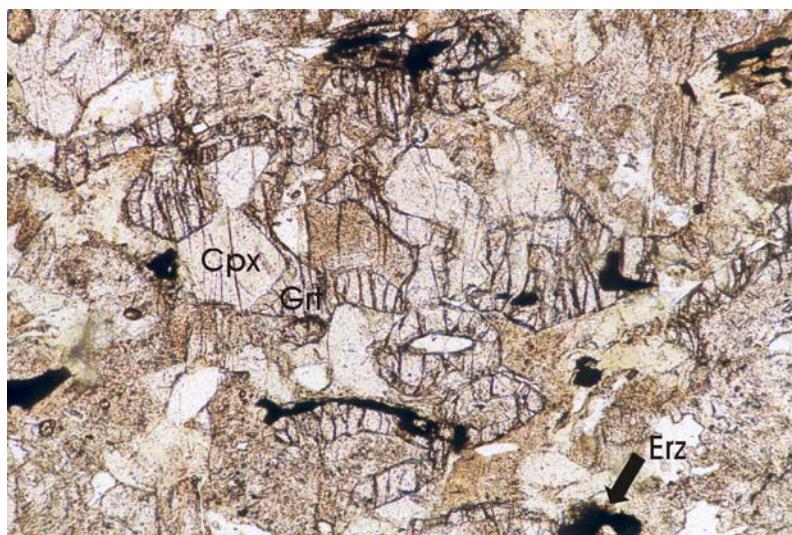
Retrograde amphibolit- bis grünschieferfazielle Umwandlungen sind durch Uralitisierung von Klinopyroxen, Abbau des Orthopyroxen zu einem feinfaserigen Gemenge aus Talk und Amphibol, quergewachsenen rotbraunen Biotit in Hornblende sowie durch Saussuritisierung und Serizitisierung des Plagioklas angezeigt. Der Biotit ist entweder ein Umwandlungsprodukt aus höhergradiger Hornblende oder er hat sich durch K-Stoffzufuhr aus angrenzenden felsischen Lagen bilden können.

**Abb. 3.12a.**

Vermiculares Verwachsungsgefüge von Cpx, Opx und Pl in Zwei-Pyroxen-Granulit (Fp 27-3). Außerdem ist quergewachsener lepidoblastischer Bt erkennbar.
[yz-Schnittlage]

|| N

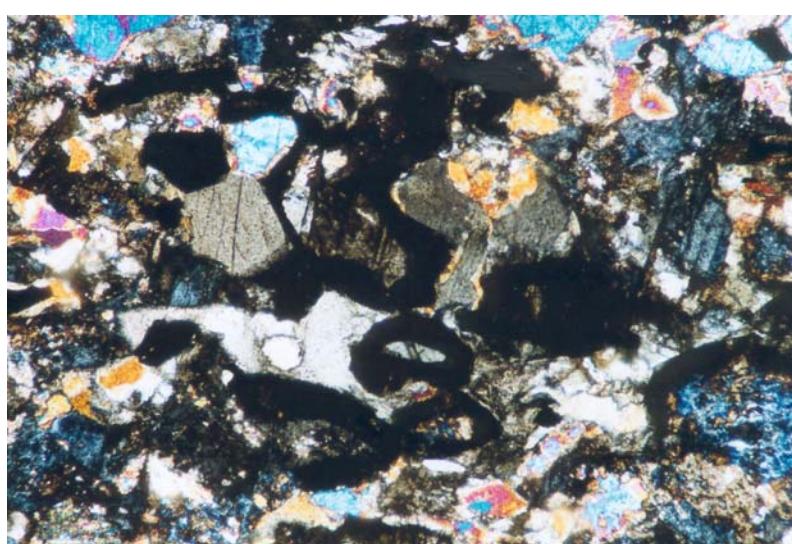
BUK = 4,3 mm

**Abb 3.12b.**

Skeletttartiges Wachstum von Grt entlang der Korngrenzen von Cpx und Pl in retrograd überprägtem Zwei-Pyroxen-Granulit (Fp 11-1).
[yz-Schnittlage]

|| N

BUK = 1,7 mm

**Abb 3.12c.**

Skelettgarnat in Fp 11-1. Gleicher Schliffbereich wie Abb. 3.12b.
[yz-Schnittlage]

+ N

BUK = 1,7 mm

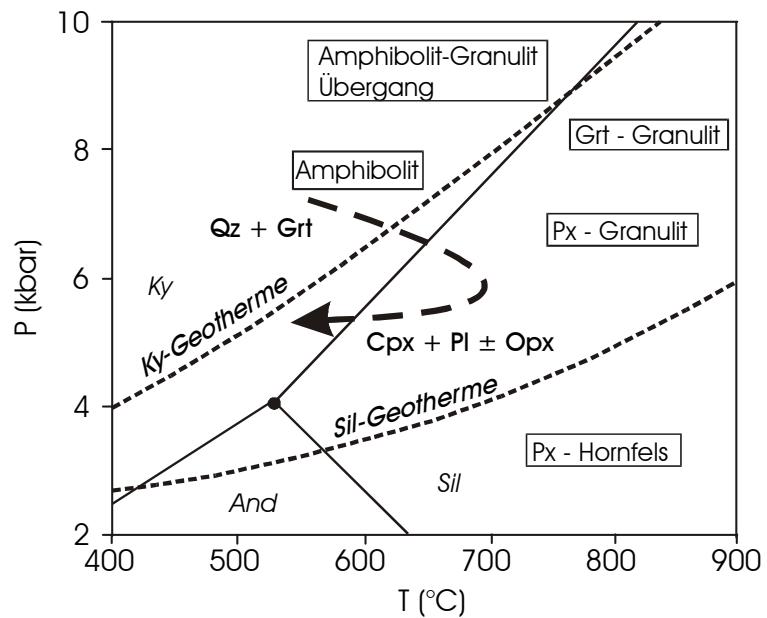


Abb. 3.13. Möglicher schematischer Reaktionsverlauf für die Bildung vermicularer Verwachsungsgefüge von $\text{Cpx} + \text{Pl}$ (prograd) und retrograder Skelettgranate in den „bunten Gneisen“ der Wechselfolgen. Diagramm umgezeichnet nach BUCHER & FREY, 1994; Kap.9.3.1, S. 263.

3.4 Semiquantitative Leukosomaauszählungen

Innerhalb der bearbeiteten Profilabfolge ist zu beobachten, daß es bereichsweise deutliche Schwankungen im Verhältnis anatektischer Leukosome zu restitischen Ausgangsgesteinen gibt. Dabei ist zwischen migrierten gangartigen Leukosomkörpern und lokalen, direkt im Ausgangsgestein verbliebenen Teilschmelzbildungen zu unterscheiden. Der Anteil lokaler Schmelzbildungen von migmatitischen Gesteinen wurde innerhalb der Übergangszone für Metabasite und Metapelite getrennt ermittelt (Abb. 4.14). In den Metapeliten bestehen die foliationskonkordanten Leukosomlagen aus Quarz, Feldspäten und fallweise etwas Granat. Randlich sind sie meist von Biotit und Sillimanit umsäumt (restitisches Melanosom). Metatektische Leukosome der Metabasite bestehen überwiegend aus Plagioklas und Quarz und enthalten randlich oder zentral größere Hornblende- oder Klinopyroxenkristalle. Bei Betrachtung der Diagramme deutet sich für die Metapelite zum Liegenden ein leicht positiver Trend an, während Teilschmelzbildung in den Metabasiten tendenziell eher abnimmt. Durch eine größere Profillücke südlich von Rosarolo, in welcher aufgrund fehlender Aufschlüsse keine Auszählungen vorgenommen werden konnten, sind verlässliche Interpretationen der Daten nicht möglich. Auffällig sind jedoch deutlich erhöhte Teilschmelzanteile der Metabasite innerhalb beider Scherzonen. Dort ist auch der Anteil diskordanter gangartiger Leukosomkörper stark erhöht, so daß die Scherzonen sicher bevorzugte Migrationswege von Teilschmelzansammlungen darstellten. Für die Metapelite wurden in der südlichen Scherzone nicht

genügend Daten gesammelt, um ein deutliches Ergebnis zu erhalten. Größere Leukosomansammlungen sind dort ebenfalls in Form diskordanter Mobilisate ausgebildet (z.B. das Sil-Grt-Leukosom, Abschnitt 2.5.1). Die Daten der semiquantitativen Leukosomauszählungen sind in Anhang A.3 angegeben.

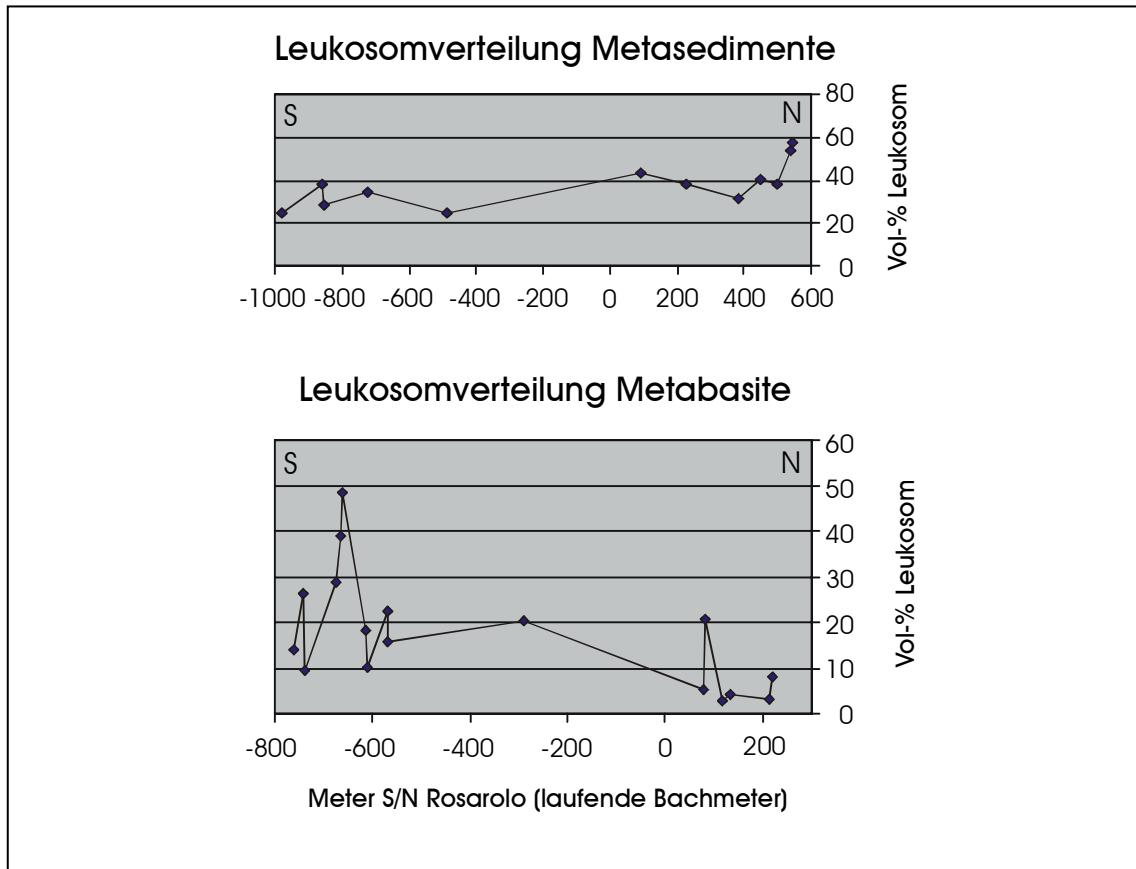


Abb 3.14. Anteil lokaler Schmelzbildungen von migmatitischen Gesteinen.

Kapitel 4

Deformationsabfolge

4.1 Genereller Bau und Streichen der Abfolge

Lagenbau und Foliation der amphibolit- bis granulitfaziellen lithologischen Abfolge im Kartiergebiet streichen überwiegend NE-SW, also etwa parallel zum generellen Trend des Streichens der IVZ. Die Schicht- und Foliationsflächen fallen dabei meist steil nach NW oder SE ein. Auf den Foliationsflächen eingemessene Mineraleinregelungslineare tauchen überwiegend flach bis mittelsteil in Richtung 35-40° nach NE, gelegentlich auch entgegengesetzt nach SW.

Mehrere Faltungsphasen lassen sich im makroskopischen und mesoskopischen Bereich erkennen, von steil tauchenden Falten nach Art der „Schlingentektonik“ bis hin zu isoklinalen Falten, welche den lithologischen Lagenbau bereichsweise verdicken und entweder direkt im Aufschluß oder durch lokal beobachtbare Schieferungsüberschneidungen erkennbar sind. Näheres zum Faltenbau im Kartiergebiet wird in Abschnitt 4.2 erläutert.

Die auskartierten Scherzonen lassen sich verschiedenen Typen zuordnen. So findet sich ein Spektrum von duktilen hochtemperierte Scherzonen und Scherbahnen über niedrigtemperierte retrograde Störungen bis hin zu bruchhafter Deformation und Klüftung. Verschiedene Deformationsakte deuten dabei auf kontinuierliche Extension der beeinflussenden Krustenabschnitte, verbunden mit stetiger Abkühlung hin. In Abschnitt 4.3 wird besonders auf die hochtemperierte Scherzonen im Übergangsbereich zwischen Amphibolit- und Granulitfazies eingegangen. Sie sind interessant im Hinblick auf die genetische Deutung der lithologischen Abfolge im Val Strona und der IVZ im Allgemeinen.

Mikrostrukturelle Untersuchungen an Dünnschliffen aus allen Profilbereichen und speziell aus den Scherzonen stützen und ergänzen die im Gelände gemachten Beobachtungen und werden in den einzelnen Abschnitten zur Argumentation jeweils mit herangezogen.

Unter Punkt 4.4 wird der Versuch gemacht, die verschiedenen im Gebiet beobachteten Deformationsereignisse in eine zeitliche Abfolge zu bringen und mit Modellen aus der vorhandenen Literatur zu vergleichen.

4.2 Faltenbau

Das Muster des Faltenbaus ließ sich im Rahmen der Geländearbeit nur ansatzweise herausarbeiten, weshalb zur Erklärung des großräumigen Faltenbaus im mittleren Val Strona Beobachtungen anderer Autoren (z.B. KALAKAY & SNOKE, 1995) mit herangezogen werden müssen.

Am häufigsten sind enge, isoklinale Falten (**F₂**) parallel zum vorherrschenden Streichen des Lagenbaus zu beobachten, welche bereichsweise den Lagenbau verdicken oder sogar wiederholen können. Letzteres ist innerhalb des Arbeitsgebietes nicht eindeutig nachweisbar. Lokal sind diese Falten im m- bis 10er m-Maßstab direkt im Aufschlußanschnitt (so z.B. am SE- Rand des Kartiergebietes, direkt an der Straße nach Forno) beobachtbar oder es lassen sich mesoskopisch und mikroskopisch Schieferungsüberschneidungen erkennen. So kommen in einem Abschnitt der südlichen Scherzone z.B. regelmäßig winklig zur vorherrschenden Gneisfoliation angelegte metatektische Leukosomschmitzen vor, welche die Richtung einer Achsenebenenschieferung nachzeichnen (Abb. 4.1). Außerdem ist schon bei Betrachtung des Kartenbildes isoklinaler Faltenbau stellenweise naheliegend, so vor allem im SE-Abschnitt des Arbeitsgebietes. Die Faltenachsenlineare tauchen nach NE oder SW ab. Strukturell ist der **F₂**-Faltenbau möglicherweise Bestandteil des NW-„Schenkels“ der Mte Massone Antiform, einer entlang dem generellen Trend der IVZ streichenden Großfalte, welche intern in zahlreiche kleinmaßstäblichere Isoklinalfalten gelegt ist. Die Wellenlänge dieser Großfalte beträgt ungefähr 4 km und ihr Achsentauchen variiert von NE bis SW. KALAKAY & SNOKE (1995) führen das variable Achsentauchen auf mögliche Variationen in der Lagenausbildung der Abfolge zurück. Da die Faltenstruktur die metamorphe Zonierung nicht beeinflußt, ist davon auszugehen, daß sie älter als die prägende Regionalmetamorphose in der mittleren IVZ ist. Auch Beobachtungen an Dünnschliffen zeigen, daß kleinmaßstäbliche Isoklinalfalten zum Zeitpunkt der Peak-Metamorphose schon zum Inventar der Kruste gehörten, z.B. anhand Polygonisierung von Hornblende und Plagioklas in Kleinfalten von Amphiboliten (Fp 36) oder Interngefügen in Granat (Fp18). In Beschreibungen von KRUHL (1984) und in HANDY ET AL. (1999) werden derartige Gefüge ebenfalls als prä-metamorph eingestuft und der **D₁**-Deformationsphase (Verbano-Phase nach HANDY ET AL., 1999) zugeordnet. Anhand der eigenen Beobachtungen ist nicht klar herausstellbar, inwiefern isoklinale Falten der **D₁**-Deformationsphase zuzuordnen sind. Deutlich ist lediglich, daß ein Großteil des Faltenbaus in etwa zeitgleich mit der Regionalmetamorphose bei hohen Temperaturen angelegt wurde und möglicherweise in die **D₂**-Deformationsphase (Ossola-Phase nach HANDY ET AL., 1999) zu stellen ist.

Neben den groß- und kleinmaßstäblichen Isoklinalfalten finden sich vor allem im mittleren Kartenbereich, im Bachbett unterhalb Grampi und etwas südöstlich davon, kleinere Falten im m- bis dm-Maßstab mit ungewöhnlich steilem bis subvertikalem Achsentauchen nach NNE bis NE (Abb. 4.2).

**Abb. 4.1.**

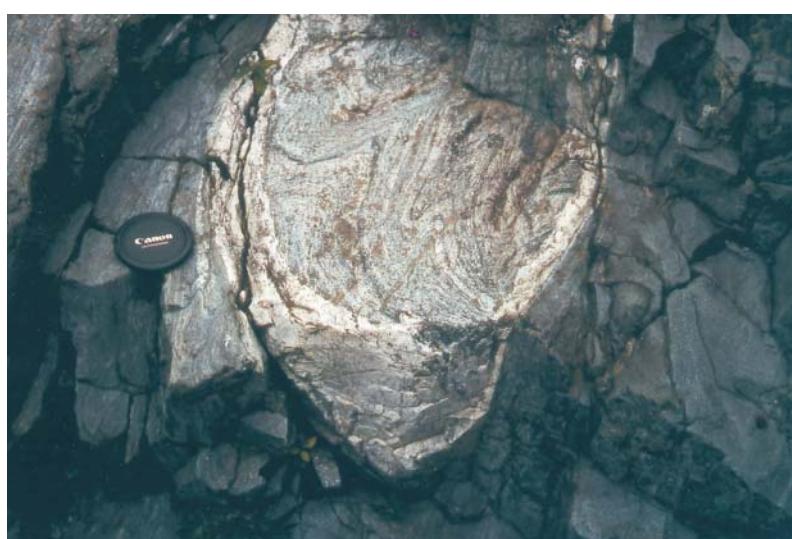
Metatektische Leukosome, teilweise in der Gneisfoliation liegend und teilweise spitzwinklig dazu, zeichnen eine synmetamorphe Faltenbildung (evtl. F_2) nach.
Lok.: Bachbettaufschluß südlich Rosarolo.

BUK = 0,6 m

**Abb. 4.2.**

Kleinfalten mit steilem Achsentauchen in migmatitischen Metapeliten.
Lok.: Bachbett in Klamm südlich Grampi.

BUK = 1,2m

**Abb 4.3.**

Steil tauchende Kleinfalte in Amphibolit der südlichen Scherzone.
Lok.: Südliche Scherzone zwischen Grampi und Rosarolo.

BUK = 0,9 m

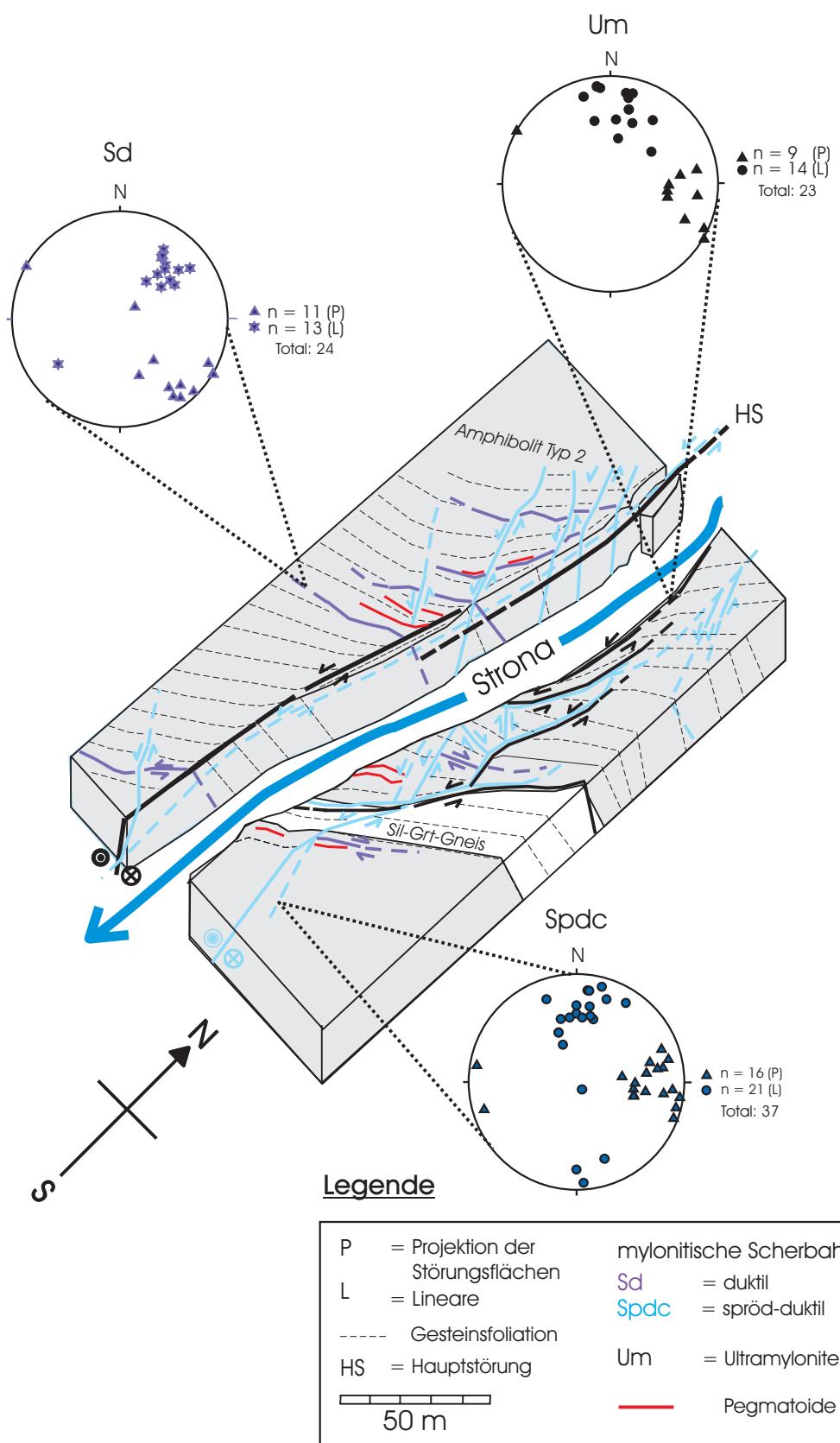


Abb. 4.4. Blockdarstellung eines Ausschnitts der Scherzone bei Rosarolo.
Die Poldiagramme sind jeweils flächentreue Projektionen der unteren Halbkugel.

Die Zuordnung dieser Falten erscheint schwierig, auffällig ist jedoch, daß sie sowohl in migmatitischen Metapeliten als auch in Amphiboliten und bunten Wechsellagerungen vorkommen und besonders gut bei kontrastreichem Lagenbau zu verfolgen sind. Denkbar ist, daß es sich um abschnittsweise besonders steil tauchende Isoklinalfalten der F_2 -Generation handelt. Steil tauchende Falten im m-Maßstab finden sich vereinzelt auch innerhalb der südlichen Scherzone unterhalb Rosarolo, hier ist deren Entstehung aber im Zusammenhang mit postmetamorpher Scherbewegung zu sehen (Abb. 4.3).

Auf lokale Verstellungen oder Überprägungen im Bereich der Scherzonen sind offensichtlich auch vereinzelte, schräg zum generellen Lagen- und Faltenbau orientierte Falten zurückzuführen (z.B. bei Otra).

4.3 Störungstektonik

Über das gesamte Kartiergebiet verteilt finden sich verschiedenartige Störungen. Im SE-Abschnitt sind sie meistens relativ schmal und subparallel bis parallel zum Lagenbau orientiert, während das Muster mit Beginn der südlichen Scherzone bachauf der Fußbrücke bei Grampi komplizierter wird. Ab Rosarolo bildet ein ausgeprägt konjugiertes Netzwerk von Einzelstörungen einen bis zu 40 m breiten Scherzonenbereich aus, an welchem sich der Übergang von hochtemperierter duktiler Deformation bis zu junger Spröddeformation besonders gut studieren läßt und Aufschluß über die lange Aktivität und Bedeutung dieser Scherzone gibt.

Der Begriff der Scherzone wird dabei nach WHITE ET AL. (1980) definiert, d.h. als Scherzone wird „eine Zone von konzentrierter Deformation betrachtet, welche allein oder mit Hilfe assoziierter Scherzonen eine lokale oder regional eingebrachte Verformungsrate aufnimmt“, die durch das Nebengestein nicht gleichmäßig aufgenommen und abgebaut werden kann. Die wichtigsten Deformationsmechanismen innerhalb einer Scherzone sind „strain softening“ (Verformungserweichung) des Gesteinsmaterials durch hohe Verformungsraten bzw. hohe Temperatur und interne Rotation, welche den lateralen Versatz der Nebengesteinssegmente zueinander bewirkt. Scherzonen können in jeglichem Maßstab von submikroskopischen Scherbändern und Gleitebenen bis hin zu mehreren km breiten Zonen ausgebildet sein, wie z.B. in den proterozoischen Gneisen Grönlands und anderer Kratonbereiche. Ihre Entstehung reicht meist in tiefe Krustenbereiche hinein, wo hochtemperierte duktile Verformung dominiert.

Eine Störung dagegen ist eine ebene Bruchfläche mit Versatzbetrag, welche in einem Gesteinskörper durch kaltes bruchhaftes Versagen verursacht wird. Störungsflächen bilden häufig die oberflächennahe Fortsetzung oder Ausfiederung tiefkrustaler Scherzonen.

Innerhalb des Kartiergebietes lassen sich folgende Typen von Scherzonen und Störungen abgrenzen:

- (a) Hochtemperierte duktile Scherzonen (>500 °C nach ZINGG ET AL., 1990)
- (b) Niedrigtemperierte Scherzonen aus dem spröd-duktilen Übergang (500-300 °C)

(c) Spröde Brüche (<300 °C)

(d) Klüftung

Die Unterteilung der Scherzonengesteine erfolgte nach der Klassifizierung von SIBSON (1977). Darin werden die Mylonite durch das Verhältnis von rekristallisierter Matrix zu verbliebenen Porphyroklasten beschrieben. Demzufolge sind Gesteine mit 10-50 % Matrixanteil als Protomylonite, mit 50-90 % Matrixanteil als Mylonite und solche mit > 90 % Matrix als Ultramytonite zu bezeichnen.

Mylonite bis Ultramytonite stellen die vorherrschenden Gesteinsarten in (a) und (b), während die Gesteine in (c) kataklastisch überprägt sind. Spröde Bruchbildung gibt sich oft durch Harnische (Faser- und Spiegelharnische) an den Störungsflächen zu erkennen. Klüftung (d) ist in allen Profilabschnitten anzutreffen und überprägt vorhergegangene Deformationsakte.

4.3.1 Hoch- bis niedrigtemperierte duktile Scherzonen

Duktile Scherzonen von cm- bis m-Ausmaß finden sich konkordant zum generellen Foliationstrend im Liegendabschnitt des aufgenommen Profils, so z.B. in einem breiten Amphibolitzug am SE-Ende des Kartenblatts. Hochtemperierte Verformung ist hier durch sigmoidales Umbiegen der amphibolitfaziellen Foliation und Ausbildung von σ -Klasten an Plagioklas deutlich erkennbar. Die Scherzone ist etwa 1-2 m breit und wird von einem tonalitischen Pegmatoid quer durchschlagen. Ihr Bewegungssinn ist eindeutig sinistral, und eingemessene Mineralstreckungslineare tauchen flach nach NE ab. Kleinere gleichorientierte Scherzonen lassen sich auch zum Liegenden der Abfolge hin gelegentlich beobachten. Nicht immer kann der Bewegungssinn eindeutig erfaßt werden, es entsteht insgesamt aber der Eindruck, daß dextraler Schersinn in diesen Scherbahnen überwiegt.

Besonders herauszustellen, da im Bachbett gut aufgeschlossen, sind die schon in der Einführung dieses Kapitels erwähnten hochtemperierte Scherzonen im mittleren und oberen Profilabschnitt. Auf beide soll im folgenden näher eingegangen werden, da sich an ihnen wesentliche Aspekte der jüngeren Deformationsgeschichte des Arbeitsgebietes ablesen lassen. Auffällig ist ihre Lage im Übergangsbereich zwischen Amphibolit- und Granulitfazies. Die südliche Scherzone, einige 100 m talabwärts von Rosarolo gelegen, besitzt überwiegend niedriger temperierte Gefügeausbildung als die nördliche. Letztere begrenzt direkt den Übergang in die Granulitfazies bei Otra und fällt durch mehrere Besonderheiten heraus.

Der Übergang von niedrig temperierte Myloniten zu Kataklasten ist nicht immer klar abzustecken, denn es kann sowohl kataklastische Überprägung von mylonitischen Scherbahnen als auch bruchhaftes Verhalten von Mineralen während niedrig temperierter Scherdeformation auftreten. Letzteres ist besonders in polymineralischen Gesteinen häufig, wenn z.B. bei ca. 400 °C, d.h. bei Bedingungen der unteren Grünschieferfazies, Feldspat noch bruchhaft reagiert, Quarz aber schon duktile Verformung und Rekristallisation zeigt. Im Arbeitsgebiet finden sich zahlreiche protomylonitische Gesteine mit bruchhafter Deformation von z.B. Sillimanit, Granat

und Feldspat in rekristallisierten Quarzlagen. Diese Protomylonite bilden meist das randliche Umfeld der schmaleren Mylonitzonen. Ausschließlich kataklastische Überprägung zeigt sich anhand spröder Risse oder Bruchzonen, welche den gesamten Mineralinhalt eines Gesteins gleichermaßen durchsetzen.

Generell spiegeln die Mylonite hauptsächlich peakmetamorphe bis retrograde Bedingungen wider. Vorherige niedriggradigere Deformationen sind darin üblicherweise nicht erhalten, während der umgekehrte Fall, also niedriggradige oder bruchhafte Überprägung hochtemperierter Mylonite auch im Val Strona an zahlreichen Stellen zu beobachten sind.

4.3.1.1 Nördliche Scherzone

Die nördliche Scherzone erstreckt sich auf einer Länge von rund 700 m und mit einer Breite von durchschnittlich 20 bis 30 m über nahezu den gesamten Profilabschnitt zwischen den Brücken von Rosarolo und Otra. Die Orientierung der sinistralen ultramylonitischen Hauptstörung, welcher ein Großteil des Bachlaufs der Strona folgt, liegt etwa NNE-SSW bis N-S, und die zugehörigen Störungsflächen fallen steil nach W ein (Abb. 4.4). Etwa ab Ortsbeginn Otra schlägt der Bachlauf eine NW-Richtung ein und verlässt die Richtung der Hauptstörung. An der Brücke bei Otra spielen demnach N-S-orientierte Störungs- und Scherbahnen keine prägende Rolle mehr im Störungsmuster. Interessant sind dort jedoch foliationsparallel verlaufende mylonitische Scherbahnen, teilweise kataklastisch überprägt, welche an mehreren Stellen Peridotitlinsen von bis zu wenigen m Ausdehnung enthalten.

Auf der Detailkarte der nördlichen Scherzone (Abb. 4.5) ist die prinzipielle Geometrie des konjugierten Störungsmusters in einem Bereich zwischen Elektrizitätswerk und dem Ortsbeginn von Otra dargestellt. Scherbahnen gleicher Generationen sind stets in zueinander parallelen Scharen angeordnet, mit jeweils einheitlichem Bewegungssinn. Der Bewegungssinn lässt sich im Gelände meist anhand von Foliationsumbiegungen in Richtung der Scherfläche, an kleinräumigen Scherbändern, asymmetrischen Falten oder gelegentlich auch am Versatz von Schichtlagen erkennen. Am Dünnschliff kann der so ermittelte Bewegungssinn mikrostrukturell anhand von Scherbandgefügen, ummantelten Porphyroklasten (z.B. σ - oder δ -Klasten) oder sogenanntem „stair stepping“ nachvollzogen werden. Die Orientierung der mylonitischen Lineation gibt die Scherrichtung an. Meist lässt sie sich an Mineralstreckungslinearen oder elongierten Mineralaggregaten auf den Störungsflächen ermitteln. Generell ist zu beobachten, daß Scherbahnen in den basischen Gesteinen deutlicher und mit schärferer Begrenzung ausgebildet sind als in den felsischen Metasedimenten. In letzteren reagiert der gleiche Verformungsbetrag mit eher großräumig durchdringendem Fließen, vor allem wenn das Gestein quarzreich ist. In den Störungsbahnen sind die Korngrößen im Vergleich zum relativ undeformierten Nebengestein stark reduziert. Besonders deutlich ist dies wiederum in den Metabasiten. Zwischen den Scherbahnen liegende Gesteinsschollen sind meist passiv etwas rotiert, ansonsten aber von Deformationsgefügen weitgehend unbeeinflusst. So stammt z.B. die Probe Fp 23, ein Opx - Hbl - Granulit, aus einer solchen von Scherbahnen begrenzten Scholle und zeigt unter dem Mikroskop ein regelloses Polygonalgefüge. Auf die Mikrogefüge der Mylonite und Ultramylonite wird in den einzelnen Unterkapiteln näher eingegangen.

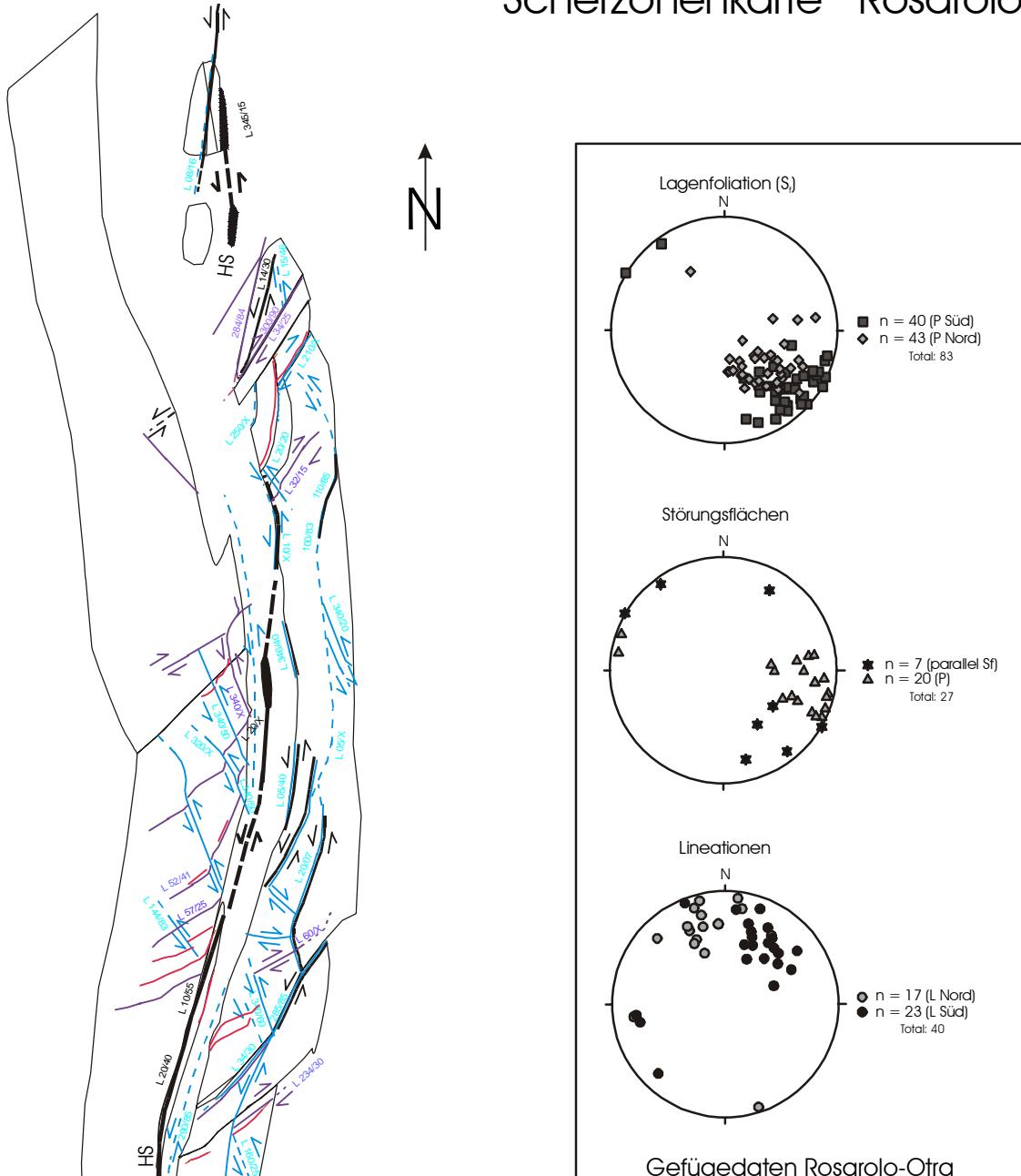
(a) Mylonitische Scherbahnen

Unter den mylonitischen Scherbahnen lassen sich im wesentlichen zwei Typen unterschiedlicher Orientierung unterscheiden. Die hochtemperierten **duktilen mylonitischen Scherbahnen (Sd)** sind älterer Anlage als die ultramylonitischen und die spröd-duktilen und liegen überwiegend parallel bis subparallel zur metamorphen Foliation der Nebengesteine. Ihr Bewegungssinn ist, von wenigen Ausnahmen abgesehen, dextral und an sigmoidalen Foliationsumbiegungen meist schon im Gelände gut nachzuvollziehen. Vereinzelt ist die Richtung der Scherbewegung allerdings nicht eindeutig bestimmbar. Die foliationsparallelen duktilen Scherbahnen variieren in der Breite von wenigen cm bis mehr als einen dm. Diskrete Scherflächen fehlen meist. Nach der Scherzonenklassifikation von RAMSAY (1980) sind diese Scherbahnen möglicherweise aus einer Kombination von heterogener einfacher Scherung mit Volumenänderung durch Einengung entstanden. Die Bildungstemperaturen müssen deutlich über 500 °C gelegen haben, da die verformten Feldspäte und Quarze keinerlei Anzeichen von spröder Deformation mehr aufweisen (Abb. 4.6). Naheliegend ist eine Deformation um den Zeitpunkt des regionalen Metamorphosehöhepunkts herum. Gefügemessungen an den duktilen Scherbahnen ergeben ein mittelsteiles bis steiles Einfallen der Störungsflächen nach NW. Mineralstreckungslineationen tauchen mittelsteil nach NE. Damit weisen die hochtemperierten Scherbahnen mit den Nebengesteinen nahezu identische Gefügerichtungen auf.

Duktile Scherbahnen verlaufen teilweise auch subparallel der N-S-orientierten Hauptstörung bei Rosarolo und stehen mit den ultramylonitischen Bewegungsbahnen in Verbindung bzw. gehen z.T. lateral in Ultramylonite über (Fp 21). Die Temperaturbedingungen während ihrer Aktivität waren ebenfalls hoch (bis zur Feldspatkristallisation) und sind in die mittlere bis höhere Amphibolitfazies einzuordnen.

An Mikrogefügen in den hochtemperierten duktilen Scherbahnen sind vor allem Kern- und Mantelstrukturen (mantled porphyroclasts), auch Mörtelstrukturen genannt, brauchbare Hinweise auf Temperaturbedingungen während der Deformationsphase. Werden derartige Rekristallisationsmäntel in Lineationsrichtung „ausgewalzt“, können σ - oder δ -Klasten entstehen, welche die Scherrichtung abbilden. Alle im folgenden genannten Temperaturangaben sind, wenn nicht anders angegeben, aus PASSCHIER & TROUW (1998; Kap. 3.12, S. 48-51) entnommen. So finden sich in den duktilen Scherbahnen z.B. vom Rand her feinkörnig rekristallisierte Feldspatklasten. Der Anteil an Rekristallisat ist in den einzelnen Proben unterschiedlich, teilweise lassen sich nahezu vollständig rekristallisierte Mineralkörper beobachten. Beginnende Rekristallisation setzt für Feldspat bei mittelgradigen Bedingungen ab 400-500 °C ein, während gleichzeitig die Neigung zu Bruch und Knickung abnimmt. Bei Temperaturen über 500 °C (d.h. mittel-hochgradigen Bedingungen der beginnenden bis fortgeschrittenen Amphibolitfazies) nehmen Rekristallisate meist große Bereiche des Porphyroklasten ein. Versetzungskriechen und Gittererholung sind in den Mineralen unter derartigen Bedingungen wesentlich erleichtert. Quarz ist in den Myloniten stets komplett rekristallisiert.

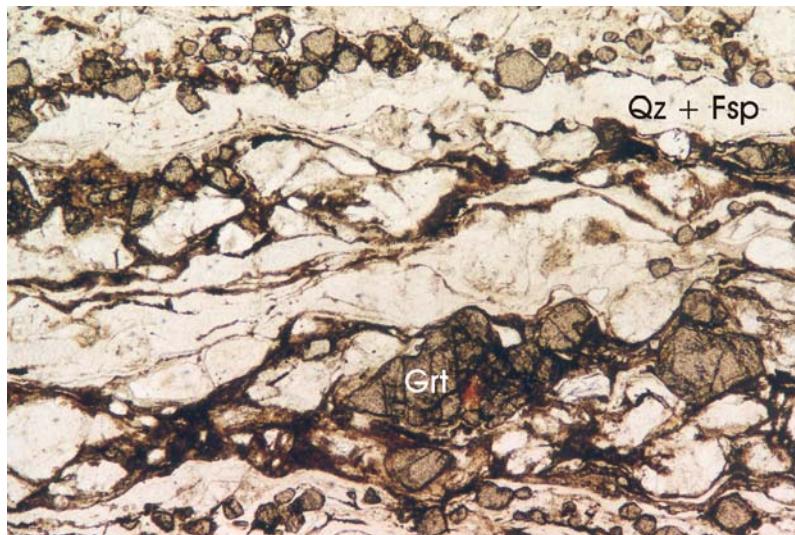
Scherzenenkarte Rosarolo



Legende

P	= Projektion einge- messener Flächen	mylonitische Scherbahnen:
L	= Lineare	<i>Sd</i> = duktil <i>Spdc</i> = spröd-duktil
HS	= Hauptstörung	Um = Ultramylonite
 50 m		 Pegmatoide

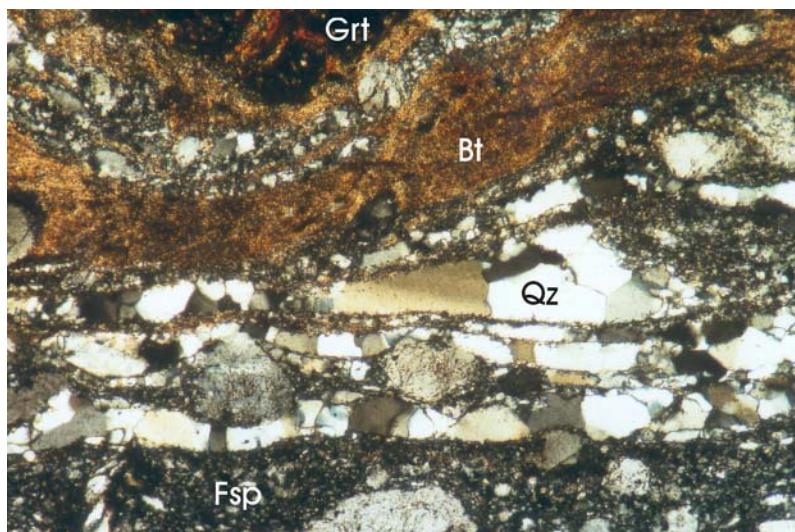
Abb. 4.5. Scherzonenkarte Rosarolo (Ausschnitt der nördlichen Scherzone). Die Poldiagramme sind flächentreue Projektionen der unteren Halbkugel.

**Abb. 4.6.**

Protomylonitischer bis mylonitischer Metapelit mit rekristallisierten Qz - Fsp - Zeilen. Die Granate am oberen Bildrand sind syn- bis postdeformativ gewachsen (Fp 32) . [xz-Schnittlage]

|| N

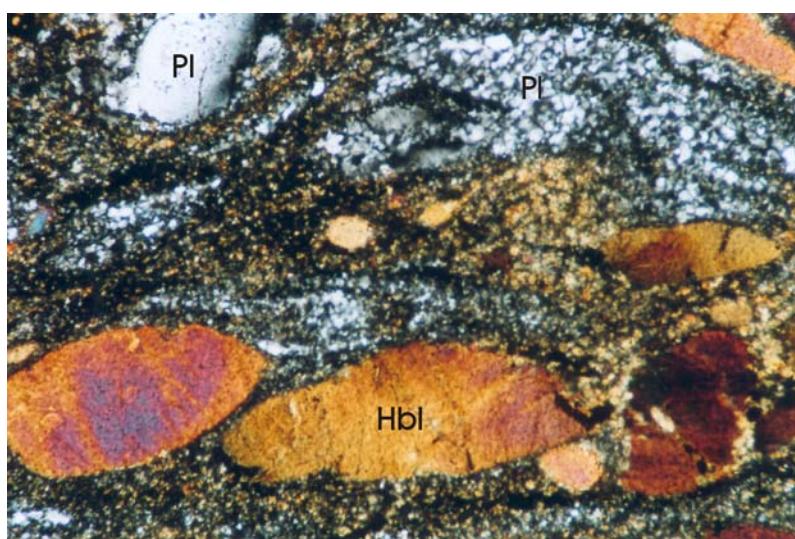
BUK = 4,3 mm

**Abb. 4.7.**

Mylonitischer bis ultramylonitischer Metapelit (Fp 21-1) mit statisch rekristallisierten Qz-Zeilen, feinkörnigen Feldspat- und Biotitrekrystallisaten. Größere Porphyroklasen von Fsp und Grt sind erhalten geblieben. [yz-Schnittlage]

+ N

BUK = 1,7 mm

**Abb. 4.8.**

Mylonitischer Amphibolit aus einer duktilen (Sd) Scherbahn (Fp 34). Die Hbl sind fischförmig ausgelängt und randlich z.T. rekristallisiert, Pl ist stärker rekristallisiert. [Schnittlage senkr. S_f]

+ N

BUK = 1,7 mm

Häufig können Diskenquarze („ribbon quartz“) beobachtet werden, stark geplättete Quarz-Altkörner, welche den Gesteinen das Aussehen typisch gebänderter Gneise verleihen. In Fp 21 sind derartige Diskenquarze nach der Deformation statisch getempert worden, so daß ehemals feinkörnige Rekristallivate nun aufgrund statischer Rekristallisation als gröbere Polygonalkörner vorliegen (Abb. 4.7). Solch gelängte Diskenquarze weisen ebenfalls auf hochgradige Bedingungen hin. Eine statische Rekristallisation zeigt an, daß die Temperatur nach Abklingen der Deformation recht hoch blieb oder H_2O entlang der Korngrenzen verfügbar gewesen sein muß. Prograde Gefüge an hochtemperierte Myloniten der IVZ nördlich des Val d’Ossola sind von BRODIE & RUTTER (1987) beschrieben worden. Die hochtemperierte mylonitischen Scherzonen sind nach ZINGG ET AL. (1990) überwiegend syn- bis postmetamorpher Anlage, da während der Regionalmetamorphose gebildete Porphyroblasten als Relikte in der rekristallisierten Matrix vorkommen.

In den Metabasiten kommt es teilweise zu randlicher Rekristallisation von Hornblende (Abb. 4.8). Auch dies ist ein Hinweis auf hochgradige Bedingungen von mindestens Amphibolitfazies. Die feinkörnigen Rekristallivate besitzen Kd von < 0,03 mm. Biotit verhält sich schon bei niedriggradigen Bedingungen ab 250 °C duktil und zergleitet entlang der Basisflächen. Rekristallisation setzt bei etwas höheren Temperaturen ein und kann ebenfalls in den Myloniten beobachtet werden. Auch C'-Scherbänder, untergeordnete Kleinscherzonen in spitzem Winkel (< 45°) zur vorherrschenden Foliation, sind ein häufiges Merkmal der untersuchten höhergradigen Mylonite. Sie bilden sich bevorzugt in glimmerreichen Gesteinen aus, teilweise aber auch in hornblendereichen Amphiboliten und geben den einzelnen Hornblenden dann ein fischartiges Aussehen (sog. „mica-“ oder „foliation-fish“). Ihr Vorkommen gibt ebenfalls wichtige Hinweise auf die Bewegungsrichtung der Scherbahnen unter mittel- bis hochgradige Temperaturbedingungen.

Die zahlreichen **spröd-duktilen Scherbahnen (Spdc)** sind eindeutig jünger und schneiden die älteren duktilen Scherbahnen z.T. mit sichtbarem Versatz. Ihre NNW-SSE-Orientierung ist konjugiert winklig zu den höhertemperierte duktile Scherbahnen angelegt und der Schersinn überwiegend sinistral. Die stets gut ausgebildeten diskreten Scherflächen fallen steil bis mittelsteil nach WSW bis W ein, während die zugehörigen Lineare flach bis mittelsteil nach NNE bis N tauchen. Eine Klassifizierung als spröd-duktil Scherbahnen ergibt sich aus dem gemeinsamen Auftreten von Merkmalen, die jeweils duktile oder spröde Scherbahnen kennzeichnen. So finden sich in diesen Scherbahnen duktile sigmoidale Foliationsumbiegungen, die zentral gekappt werden von deutlich ausgebildeten spröden Scherflächen mit niedrigtemperierte Mineralverfüllungen (Calcit, Epidot) in assoziierten Rissen oder Riedelscherflächen (Abb. 4.9). Demnach sind diese Scherbahnen überwiegend unter niedriggradigeren Bedingungen als die rein duktilen entstanden, nämlich im Grenzbereich von duktiler zu Spröd-deformation. Für feldspatreiche Gesteine liegt dieser z.B. bei ca. 500 °C, während für Quarz etwa 300 °C anzusetzen sind. Bereichsweise ist sogar späte kataklastische Überprägung der spröd-duktilen Protomylonite bis Mylonite sehr wahrscheinlich. Die Breite der spröd-duktilen Scherbahnen liegt meist zwischen wenigen cm bis dm.

In Gesteinen spröd-duktiler Überprägung sind unter dem Mikroskop häufig die oben schon angesprochenen fragmentierten oder geknickten Feldspatporphyroklasten in rekristallisierten Quarzzeilen zu beobachten. Die Temperaturbedingungen waren zur Zeit der Deformation offenbar nicht mehr hoch genug, um Feldspat rekristallisieren zu lassen (d.h. $< 400^\circ - 500^\circ \text{C}$). Solch fragmentierte Klasten können unterstützende Hinweise auf die Bewegungsrichtung der mylonitischen Deformation geben. Deformationszwillinge sind besonders typisch für niedriggradig deformierte Plagioklase und ebenfalls zahlreich in den niedriggradigeren Myloniten zu finden. Zusammen mit undulöser Auslöschung und Knickbändern grenzen diese Mikrogefüge einen Temperaturbereich von $300 - 400^\circ \text{C}$ (untere Grünschieferfazies) ein.

In quarzreichen Scherbahnen sind bei ähnlichen Temperaturen die Ausbildung von prisma-parallel Subkörnen und randliche Rekristallisation charakteristisch. Dabei richtet sich bei Quarz die Größe des Rekristallisats nach der angelegten Spannungsdifferenz in der Scherzone, d.h. je größer die Spannung, desto kleiner fallen die Rekristallisatkörper aus und umgekehrt. Die Korngröße der Rekristallitate bietet daher generell eine Möglichkeit, die Paläostreckung relativ zu ermitteln (PASSCHIER & TROUW, 1998; Kap. 8.6, S. 202). Bei etwa 300°C liegt für Quarz der Übergang von sprödem zu duktilem Verhalten.

(b) Ultramylonitische Scherbahnen

Die sehr feinkörnigen bis nahezu dichten **Ultramylonite (Um)** besitzen vorwiegend eine N-S bzw. NNE-SSW-Orientierung und bilden die entlang des Bachlaufs verlaufende Haupstörung. Im Aufschluß erscheinen sie dunkelgrau bis schwarzgrau und sind meist nicht breiter als wenige dm, häufig auch deutlich schmäler. Im Bachbett ist bei äußerst niedrigem Wasserstand ein bis zu einem Meter breiter Fels von dunkelgrauem Mylonit bis Ultramylonit sichtbar. Nicht immer handelt es sich bei der Zuordnung um reine Ultramylonite entsprechend der oben angegebenen Klassifizierung. Eine genaue Zuordnung ist strenggenommen nur mikroskopisch möglich, was nur an zwei Proben (Fp 21, Fp 22) überprüft werden konnte. Außerdem ist zu beachten, daß die weitestgehend nach Geländebefunden auskartierte ultramylonitischen Scherbahnen lateral in mylonitische übergehen und umgekehrt. Der Bewegungssinn der ultramylonitischen Scherbahnen ist eindeutig sinistral, was auch im lithologischen Kartenbild durch einen horizontalen Versatz von 30-50 m entlang der Bachufer ersichtlich ist. Zugehörige Lineare tauchen ähnlich denen der spröd-duktilen Scherbahnen stets flach bis mittelsteil nach N. Auch die Störungsfäden besitzen teilweise eine ähnliche bis spitzwinklig schneidende Orientierung und fallen steil nach W bis WNW ein (Abb. 4.4). Häufig ist zu beobachten, daß ultramylonitische Scherbahnen subparallel oder direkt entlang von NNE-SSW ausgerichteten spröd-duktilen Scherbahnen verlaufen. Hier hat das jüngere spröd-duktile Schersystem offenbar die zuvor angelegten ultramylonitischen Schwächezonen reaktiviert. Der Prozess der Reaktivierung von vorhandenen Schwächezonen zeigt sich immer wieder über die gesamte Scherzone hinweg durch die Überlagerung unterschiedlich alter Scher- und Störungssysteme bis hinunter zu den Bedingungen spröder Bruchverformung.

**Abb. 4.9.**

Spröd-duktile Scherbahn mit sinistralem Bewegungssinn, erkennbar an der sigmoidalen Foliationsumbiegung in der linken Bildhälfte.

Lok.: Scherzone bei Rosarolo

BUK = 1 m

**Abb. 4.10.**

Subparallel zum S_2 -Lagenbau orientierte mylonitische Scherbahn in „bunten Gneisen“. Deutlich erkennbar sind ausgelängte Fsp-Porphyroklasten sowie Boudins von Cpx-betonnten Gesteinen in einer biotitreichen Lage (Bildmitte).

Lok.: Scherzone bei Otra, wenige m im Hangenden der Peridotite.

BUK = 1,5 m

**Abb. 4.11.**

Mylonitische bis ultra-mylonitische Scherbahn mit randlichem Leukosom, welches eine in SW-NE-Richtung verlaufende Gneisfoliation (linker Bildrand) kappiert. Die Orientierung der Scherbahn ist genau N-S.

Lok.: Bachaufschluß in der südlichen Scherzone.

BUK = 0,8 m

Das Mikrogefüge der im Handstück dunkel- bis schwarzgrauen Ultramylonite ist stets feinkörnig ausgebildet. Größere gerundete Mineralporphyroklasten oder ausgewalzte Mineralaggregate „schwimmen“ in einer sehr feinkörnigen laminierten Matrix. Ein Beispiel hierfür ist Probe Fp 21 (Abb. 4.7), in welcher die Matrix lagenweise fein rekristallisiert ist und einzelne Mineralkörper aufgrund der Feinkörnigkeit kaum optisch bestimbar sind. Anhand der Porphyroklasten ist das Ausgangsgestein der Ultramylonite aber identifizierbar. Generell wird für die Entstehung von Ultramyloniten eine sehr hohe Verformungsrate angenommen, d. h. hohe Spannungen bauen sich entlang einer räumlich eng begrenzten Fläche relativ rasch ab. Allerdings ist zu beachten, daß hochgradige Metamorphosebedingungen zum Zeitpunkt der Scherdeformation oder Scherung in monomineralischen Gesteinen ebenfalls zu Myloniten mit hohem Matrix- zu Porphyroklastenverhältnis führen können, auch ohne das Anlegen besonders hoher Spannungen (PASSCHIER & TROUW, 1998; Kap. 5.3.3, S. 106).

Besonders interessant sind mylonitische bis ultramylonitische Scherbahnen bei Otra, welche mehrere kleine (wenige m Ausmaß) Peridotitblöcke begrenzen. Die Scherbahnen verlaufen überwiegend parallel bis subparallel zur granulitfaziellen Foliation bzw. zum Lagenbau (Abb. 4.10). Ihr Bewegungssinn ist leider nicht immer feststellbar. An Peridotitblöcken nahe der Brücke von Otra ist der prägende Bewegungssinn mit großer Wahrscheinlichkeit dextral angelegt. Eine dieser Scherbahnen verläuft in N-S-Richtung und liegt direkt gegenüber der Mündung zweier kleiner Bäche in die Strona. Der westliche dieser Bäche verfolgt die Richtung der Scherbahn anscheinend weiter. Überhaupt ist anzunehmen, daß viele der kleinen Stronazuflüsse im Kartiergebiet vorgegebene Störungsmuster als Bachläufe benutzen. Der sinistrale Schersinn dieser N-S-Bewegungsbahn deutet evtl. auf eine deformative Überprägung im Zusammenhang mit der Aktivität der ultramylonitischen Hauptstörungsbahn bei Rosarolo hin.

Spätere, wahrscheinlich bruchhafte Deformation hat viele der Peridotitblöcke „boudinartig“ zerlegt und auseinandergerissen, so daß sie teilweise regelrecht „perlschnurartig“ mit wenigen dm bis m Abstand im Streichen aneinandergereiht sind.

4.3.1.2 Südliche Scherzone

Die südliche Scherzone ist besonders gut im Bachbett unterhalb der Straße bei Höhenmeter 779 über eine Länge von ca. 250 bis 300 m aufgeschlossen. Mit einer Breite von bis zu maximal 10 m ist sie schmäler als die nördliche Scherzone zwischen Rosarolo und Otra. Die Hauptstörung wird, ähnlich wie in der nördlichen Scherzone bei Rosarolo, aus straff gebänderten mylonitischen bis ultramylonitischen Scherbahnen in N-S-Orientierung gebildet (Abb. 4.11). Dabei verläuft die zentrale Mylonitbahn meist genau entlang des Bachlaufs und ist bis zu einige m breit. Randliche, parallel laufende ultramylonitische Bahnen sind erheblich schmäler, im Durchschnitt nur bis zu einen Dezimeter mächtig. Der Bewegungssinn ist eindeutig sinistral, zu erkennen an Foliationsumbiegungen und dem Versatz von Lithologien sowie an gescherten σ -Klasten von Feldspäten. Zahlreiche kleinere Scherbahnen und Scherflächen parallel zur Hauptstörung zeigen identische Bewegungsrichtung. Somit ist die verantwortliche Scherbe-

wegung sicherlich im direkten genetischen Zusammenhang mit der nördlichen Scherzone zu betrachten, da Gefügedaten und Bewegungsrichtung der Hauptstörungen im Wesentlichen übereinstimmen (Abb. 4.12). Parallel der winklig zur Hauptstörungsrichtung orientierten Gneisfoliation sind, ebenso wie in anderen Profilabschnitten des Arbeitsgebietes, duktile Verformungsbereiche eingelagert. Diese werden von den N-S-Scherbahnen durchsetzt und sind somit eindeutig älterer Anlage. Zu den Merkmalen dieser duktilen Bereiche zählen insbesondere kalksilikatische Boudins aus Pl - Cpx \pm Grt in amphibolitischer Matrix, asymmetrisch verformte kalksilikatische Klasten

oder verfaltete Leukosome in den Amphiboliten (siehe Abb. 4.13). Lagenweise ist die Gneisfoliation in diesen Bereichen äußerst straff ausgebildet. Diskrete Scherflächen sind dabei nicht vorhanden, im Gegensatz zu den Myloniten der Hauptscherzone entlang des Bachlaufs. Möglicherweise wirkte die duktile Verformung gleichzeitig mit der peakmetamorphen Überprägung, so daß sie mit den duktilen Scherbahnen der nördlichen Scherzone gleichzusetzen ist.

Auch in der südlichen Scherzone ist ein Abfolge von hochtemperierten, amphibolitfaziellen Myloniten bis hinunter zu spröd-duktiler und schließlich rein bruchhafter Verformung zu beobachten. Die generell niedriggradigere Ausbildung der Hornblenden in den Amphiboliten deutet darauf hin, daß die Hauptscherung hier unter erniedrigten Temperaturen stattgefunden haben muß. Allerdings ist nicht auszuschließen, daß Gefüge von zuvor stattgefunder höhergradiger Scherung durch intensive Überprägung unter retrograden Bedingungen ausgelöscht wurden. Eine Besonderheit der südlichen Scherzone sind zahlreiche, der Hauptstörung parallel laufende und mitverformte Leukosombahnen (Abb. 4.14). Sie bestehen hauptsächlich aus Quarz und Feldspat, soweit makroskopisch erkennbar. Einige dieser Leukosombahnen sind bis zu mehrere dm breit, verändern im Streichen aber häufiger ihre Mächtigkeit. Offensichtlich sind sie im Zuge der frühen Scherzenaktivität aus angrenzendem Nebengestein oder aus tieferen Profilabschnitten in geschwächte Bereiche der Scherzone „intrudiert“ und gleichzeitig oder anschließend verformt worden. Aus derartigen Beobachtungen ist abzuleiten, daß vorhandene Scherzonen häufig als Wegsamkeit zum Aufstieg für mobile Schmelzen bzw. Teilschmelzen genutzt werden. Die Gegenwart der Schmelzen kann die Prozesse duktiler Verformung gleichzeitig günstig beeinflussen. Probe Fp 15 aus einem dieser Leukosome zeigt grünschieferfazielle mylonitische Überprägung und deutet damit an, daß die Leukosombahnen wohl noch nach dem Zeitpunkt ihrer „Platznahme“ durchgreifend deformiert wurden. Darauf weisen auch in asymmetrische Falten und in Köcherfalten („sheath folds“) gelegte Leukosome innerhalb der Hauptscherzone hin. Die Bildung von „sheath folds“ setzt sehr hohe Verformungsbeträge voraus.

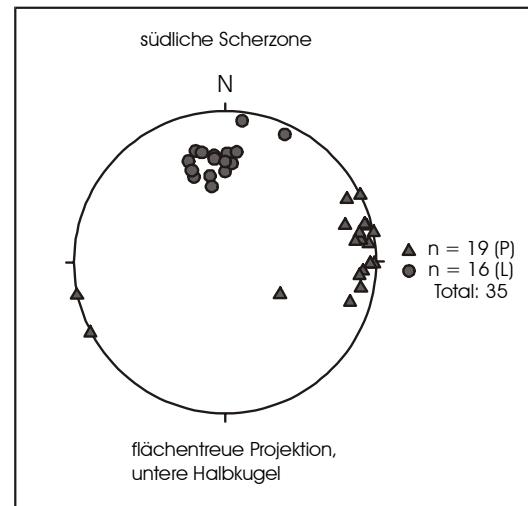


Abb. 4.12. Gefügedaten der südlichen Scherzone zwischen Rosarolo und Grampi

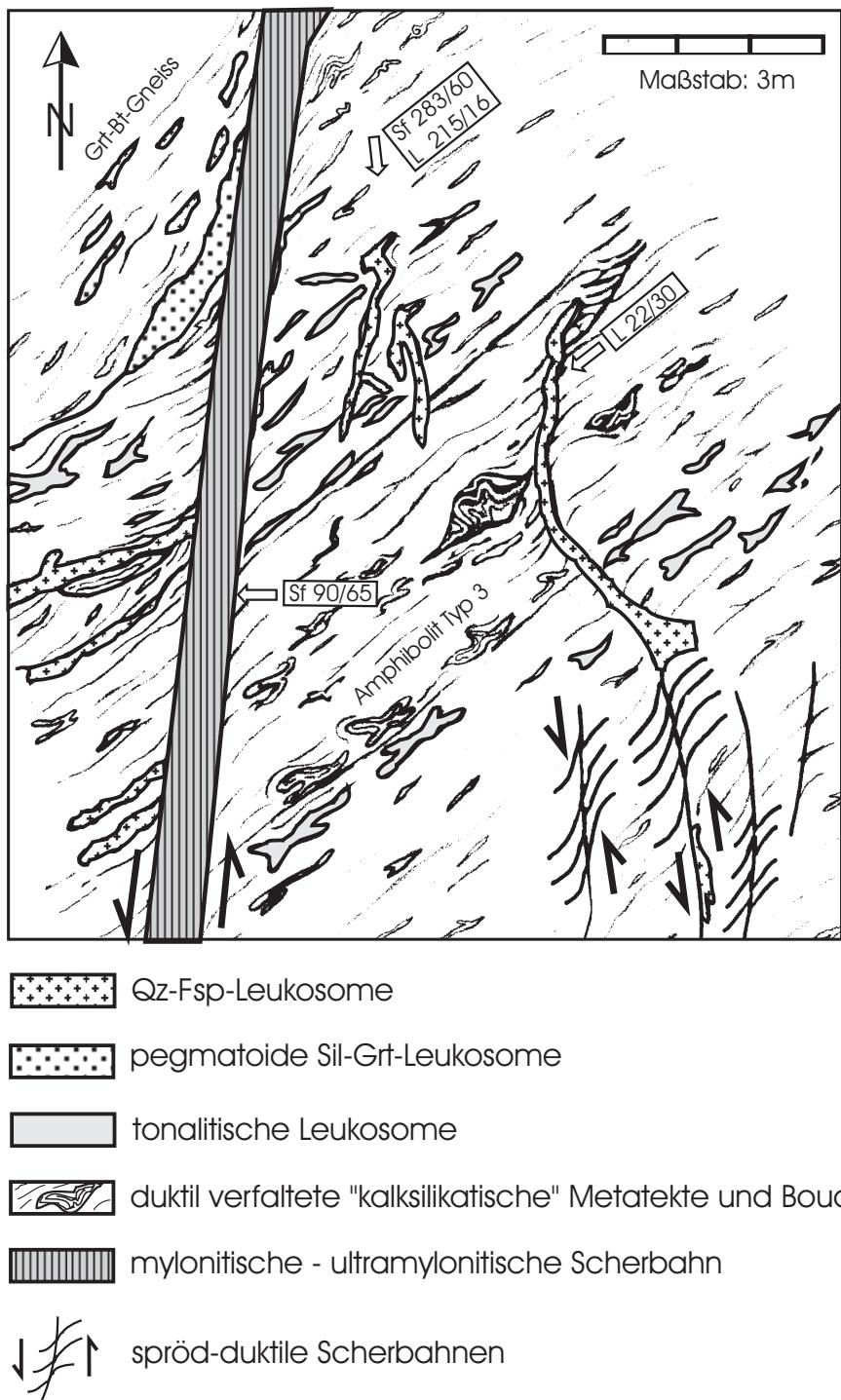


Abb. 4.13. Detailzeichnung eines Geländeaufschlusses in Amphibolit Typ 3 der südlichen Scherzone. Dargestellt sind duktile Verformungsbereiche parallel zur Gesteinsfoliation, welche von der jüngeren Hauptstörung durchquert werden. Aus diesem Aufschluß stammt Fp 38.

**Abb. 4.14.**

Duktil verformte Leukosombahn aus Qz + Fsp + ? in mylonitischem bis ultra-mylonitischem Amphibolit vom Typ 3.

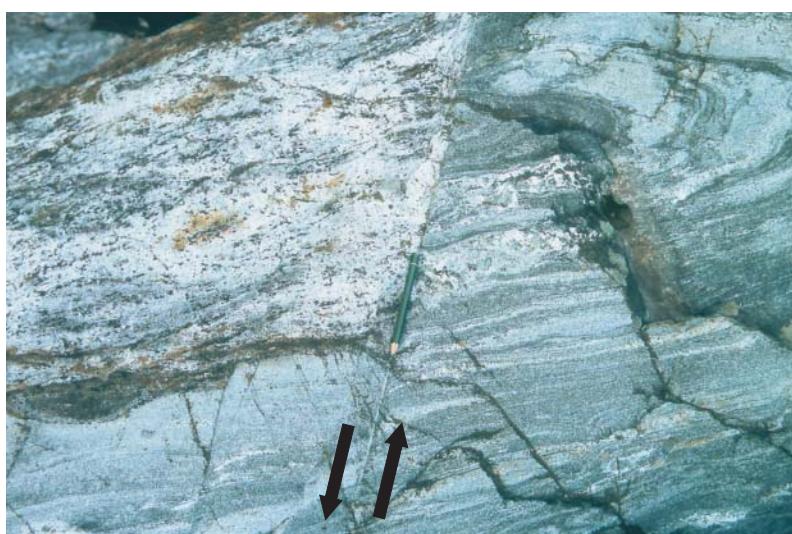
Lok.: Südliche Scherzone zwischen Grampi und Rosarolo.

BUK = 0,5 m

**Abb. 4.15.**

Niedriggradige kataklastische Überprägung entlang der Hauptstörung parallel zum Bachlauf (N-S-Orientierung).
Lok.: Südliche Scherzone zwischen Grampi und Rosarolo.

BUK = 0,5 m

**Abb. 4.16.**

Spröder Blockversatz in Form von kleinräumigen Abschiebungen in Amphibolit Typ 1a.
Lok.: Bachaufschluß nördlich der Fußbrücke bei Grampi.

BUK = 0,8 m

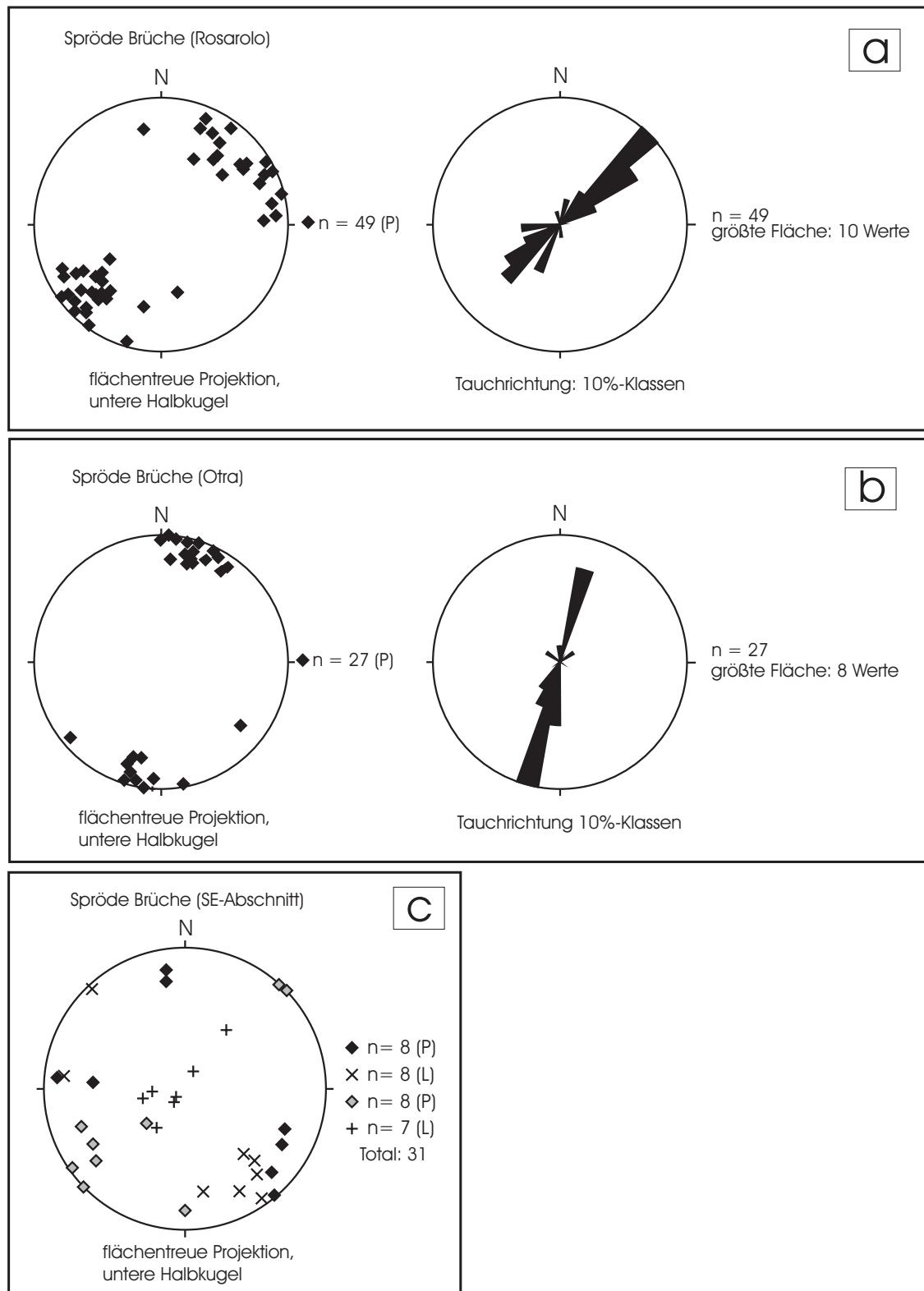


Abb. 4.17. Gefügedaten spröder Bruchflächen im Arbeitsgebiet.

4.3.2 Spröde Brüche

Die zahlreichen spröden Bruchflächen und Störungen sind im Verlauf fortgeschrittener regionaler Abkühlung unter niedrigeren Temperaturbedingungen als die spröd-duktilen Scherbahnen entstanden. Vorherrschender Deformationsmechanismus ist das bruchhafte Versagen, die Kataklase. Als Temperaturbereich bruchhafter Deformation werden für Feldspat und Quarz nach PASSCHIER & TROUW (1998) generell $< 300\text{ }^{\circ}\text{C}$ angegeben. Die spröde Bruchbildung überprägt bereichsweise die höhergradig angelegten Scherbahnen (Abb. 4.15). An Mikrogefügen sind vor allem Kataklase und Mikrobruchbildung an allen Mineralspezies oder Verbiegung der Zwillingslamellen von Plagioklasen zu nennen. Größere Risse sind sekundär mit Mineralen verfüllt, welche sich offensichtlich aus niedrigtemperierten Fluiden abgeschieden haben. So finden sich z.B. in Schliffen aus Metabasiten der nördlichen Scherzone Calcit- und Quarzverfüllungen oder Mineralausscheidungen von Prehnit (Fp 5). Drucklösung von Mineralen und Lösungs-Fällungskriechen könnte verantwortlich für das Wachstum von Faserharnischen an zahlreichen Störungsflächen gewesen sein. Im SE- Abschnitt des Arbeitsgebietes finden sich vor allem am Straßenanschnitt mehrere Ruschelzonen, so z.B. bei Höhenmeter 759 an einer Amphibolitlage. Das ursprüngliche Gestein ist dort zu nichtbindigen Störungsletten aufgelöst und zerfällt bröselig. Größere Gesteinsbruchstücke sind mit Spiegelharnischen versehen. Teilweise konnten Striemungslineare eingemessen werden. Die Orientierung der Lineare und zugehöriger Störungsflächen ist in Abb. 4.17c dargestellt. Für eindeutige Aussagen ist die aufgenommene Datenmenge zu gering, aber es lassen sich zwei verschiedenen orientierte Störungsrichtungen unterscheiden. Eine Störungsgruppe streicht vorwiegend NE-SW, die andere etwa senkrecht dazu NW-SE. Die Störungsflächen fallen generell steil nach NW bzw. nach SW und NE ein. Die jeweils zugehörigen Striemungslineare tauchen im Falle der ersten Gruppe stets steil nach W bis SW, z.T. auch nach NE ab. Lineare der zweiten Gruppe tauchen meist flach nach SE. Damit liegen die Störungsflächen der zweiten Gruppe in ihrer Orientierung genauso wie die spröden Brüche bei Rosarolo (s.u.).

In der nördlichen Scherzone zwischen Rosarolo und Otra wurden ebenfalls zahlreiche Flächenmessungen an spröden Bruchflächen vorgenommen und in Poldiagramme eingetragen (Abb. 4.17a,b). An diesen Diagrammen zeigt sich, daß das Bruchmuster bei Rosarolo überwiegend senkrecht zu den Foliationsflächen bzw. dem Lagenbau der Scherzonenneben-gesteine und den dazu parallelen duktilen Scherzonen angelegt ist. Die Messungen ergeben klare Hinweise auf einen Richtungswechsel des vorherrschenden Spannungsregimes, wie er auch im Verlaufe der gesamten Scherzenentwicklung zu beobachten ist (siehe Abschnitt 4.3.4). Die Flächen streichen NW-SE und fallen meist steil nach NE bzw. SW ein. Nach Otra hin verlagert sich die Richtung der Bruchflächen etwas. In der Bachumbiegung streichen die Störungsflächen hauptsächlich WNW-ESE, bei weiterhin steilem Einfallen. Im Aufschluß zeigen sich diese Störungen als Blockverwerfungen im dm- bis m-Maßstab, welche den Lagenbau der Gneise und Granulite anhand von Abschiebungen kleinräumig versetzen (Abb. 4.16). Die Feldbeobachtungen und Gefügemessungen belegen somit ein anhaltendes Extensionsregime für den Zeitpunkt der Anlage dieses Bruchmusters.

4.3.3 Klüftung

Klüftung stellt die jüngste deformative Gesteinsüberprägung dar und ist wohl erst spät durch Entfernung der Druckauflast bei Anhebung des vormals tief versenkten Gesteinspakets im Zusammenhang mit einem veränderten regionalen Spannungsfeld initiiert worden. Zirkulierende wäßrige Fluide haben bereichsweise zu niedrigtemperierten Mineralausscheidungen geführt, so z.B. Quarz- oder Calcitverfüllungen. Die Klüftung wurde im Rahmen der Kartierung nicht näher aufgenommen, ist aber überwiegend in zueinander winkligen Scharen gleicher Orientierung ausgebildet.

4.4 Deformationsablauf

In der IVZ sind mehrere Deformationsphasen beschrieben, die teilweise auch innerhalb des Arbeitsgebietes klar voneinander unterscheidbar und zu trennen sind. Im folgenden sollen die eigenen Beobachtungen mit Ergebnissen aus der Literatur verglichen und zusammenfassend dargestellt werden.

D₁ und D₂

Die von verschiedenen Autoren (KRUHL, 1984; HANDY ET AL., 1999) beschriebene D₁-Deformationsphase ist nur noch relikisch (z.B. anhand von Interngefügen in peakmetamorph gewachsenen Mineralen) in der Metasediment-Wechselfolge der IVZ nachzuweisen. Nach HANDY ET AL. (1999) liegen die D₁ (**Verbano**) und D₂ (**Ossola**)-Deformationsphasen zeitlich nicht weit auseinander und sind in den Zeitraum der karbonischen Regionalmetamorphose zu stellen. Im Arbeitsgebiet beobachtete Deformationsgefüge und die Anlage der amphibolit- bis granulitfaziellen Lagenfoliation (S₂) sind außerhalb der Scherzonen überwiegend dem D₂-Ereignis zuzuordnen. S₂ streicht stets SW-NE und taucht steil bis mittelsteil nach NW. Zugehörige Lineare (L₂) tauchen überwiegend in Richtung NE. Die schon im Kartenbild erkennbaren Isoklinalfalten des mittleren und südöstlichen Profilabschnitts liegen mit ihren Faltenachsen in etwa parallel der Mte Massone Antiform, welche in KALAKAY & SNOKE (1995) als F₂-Antiklinorium eingestuft wird. Weiterhin deformieren F₂-Falten teilweise Leukosome der regionalen Anatexis. Zugehörige Mikrostrukturen weisen überwiegend getemperte Gefüge auf und zeigen damit an, daß hohe Temperaturen die F₂-Faltungsphase überdauerten. In den Zeitraum der hochtemperierten Regionalmetamorphose sind außerdem die parallel der S₂-Lagenfoliation angelegten mylonitischen Scherzonen (Sd) zu stellen, welche besonders zwischen Rosarolo und Otra gehäuft vorzufinden sind. Ausbildung und Bewegungssinn dieser meist recht schmalen (bis wenige cm) Scherzonen deuten evtl. auf Extensionsbewegungen parallel zum metamorphen Lagenbau hin.

D₃

In den Zeitraum der **D₃**-Deformationsphase (**Brissago-Phase** nach HANDY ET AL., 1999) fällt der Beginn regionaler Dekompression und Abkühlung in Zusammenhang mit permischer Krustenausdünnung. Letztere wird durch ein geometrisches Netzwerk postmetamorpher, aber zunächst noch hochtemperierter mylonitischer Scherzonen beeinflußt, welches insgesamt eine E-W-Extension subparallel zur regionalen Foliation (**S₂**) unterstützt (BRODIE & RUTTER, 1987; RUTTER ET AL., 1993). Die Intrusion dioritischer Magmen des Mafischen Komplexes vor etwa 280 Ma ist in ungefähr zeitgleich mit der Anlage dieser hochtemperierte Scherzonen und sicher in einen genetischen Zusammenhang zu bringen. Beide Prozesse haben sich gegenseitig gesteuert und es ist anzunehmen, daß die große Scherzone bei Rosarolo-Otra überwiegend zu dieser Zeit angelegt wurde. Im Streichen läßt sich diese Scherzone von Anzola im Val d’Ossola über Forno bis weit nach SW verfolgen und reicht möglicherweise bis an den Dachbereich des Diorites von Varallo heran (SNOKE ET AL., 1999). Nach BRODIE (1981) formierte sich die Scherzone in den Metagabbros bei Anzola unter amphibolit- bis granulitfaziellen Bedingungen bei Temperaturen von > 650 °C und auch für die Fortsetzung bei Forno sind anhand der Dünnschliffbefunde Temperaturen von > 500 °C nachweisbar. Kennzeichnend für die hochtemperierte Scherzonen der **D₃**-Deformationsphase sind generell intensive Rekristallisation der Matrixminerale Quarz, Feldspat und Hornblende, während Granat, Sillimanit und Klinopyroxen frakturiert, boudiniert und in **L₃** (N bis NNE-tauchend) stark eingeregelt sind. Die peakmetamorphe **S₂**-Foliation ist im Bereich der Scherzonen meist komplett durch die nachfolgende Deformation überprägt worden. Entlang hochtemperierter mylonitischer bis ultramylonitischer Scherbahnen, welche möglicherweise der **D₃**-Scherung zuzuordnen sind, wurden kleine Peridotitkörper tektonisch eingeschuppt. Diese sind in der Scherzone bei Otra subparallel zum Lagenbau als spröd überprägte Boudins eingeschaltet.

D₄

Die **D₄**-Deformationsphase (**Pogallo-Phase** nach HANDY ET AL. 1999) wird in den Zeitraum von 230 bis 180 Ma gestellt und bildet die Fortsetzung des zuvor unter **D₃** angelegten Extensionsregimes. Fortlaufende Krustenausdünnung ging dabei mit fortschreitender Abkühlung einher, wodurch retrograde amphibolit- bis grünschieferfazielle Überprägungen entlang der Scherzonen einsetzten. Im Arbeitsgebiet sind besonders Mylonite der südlichen Scherzone dieser niedriggradigeren Deformation zuzuordnen, in welcher die Mineralparagenesen der mylonisierten Amphibolite überwiegend Bedingungen der mittleren Amphibolitfazies bis Epidot-Amphibolitfazies anzeigen (Abschnitt 3.2.4). Intensive Rekristallisation mit in **L₄**-Streckungsrichtung ausgewalzten Porphyroklasten von Plagioklas deuten auf hohe Deformation (strain) hin. In der nördlichen Scherzone bei Rosarolo äußert sich die niedriggradigere Überprägung anhand zahlreicher ultramylonitischer Scherbahnen (**Um**), welche entlang der hochtemperierte Mylonitbahnen verlaufen und oft nicht eindeutig von diesen zu unterscheiden sind. Die hohen Deformationsraten entlang der Mylonite und Ultramylonite beider Scherzonen unterstreichen die Vermutung, daß anhand mylonitischer Scherzonen in der IVZ insgesamt eine

Krustenausdehnung um den Faktor $\beta = 1.3$ stattgefunden haben könnte (RUTTER ET AL., 1993; HENK ET AL., 1997).

Unter spröd-duktilen Bedingungen der Grünschieferfazies stellte sich ein leicht verändertes Spannungsregime ein und ist in zahlreichen parallel angeordneten spröd-duktilen Scherbahnen (**Spdc**) der nördlichen Scherzone konserviert. Diese Scherbahnen schneiden die höhergradigen mylonitischen- bis ultramylonitischen Scherbahnen spitzwinklig oder laufen stellenweise parallel dazu. Stärkere Mineralumwandlungen entlang dieser Scherbahnen deuten einen hohen Fluideinfluss an. Die Anlage der spröd-duktilen Scherbahnen ist möglicherweise im Zusammenhang mit triassisches- bis jurassischer Extensionsbeckenbildung in den Südalpen zu sehen (HANDY, 1987).

D₅

Rein spröde Bruchbildung unter deutlich verändertem Deformationsregime wurde erst nach weitestgehender Krustenabkühlung angelegt und wird hier zusammenfassend als **D₅**-Deformationsphase betrachtet. Die Auswertung der Gefügerichtungen deutet auf eine alpine Anlage der Störungen hin. Kluftfüllungen von Calcit und Quarz geben subgrünschieferfazielle Bedingungen für die Umgebungstemperatur an. In der Scherzone von Otra sind die Störungen als kleinräumige Abschiebungen ausgebildet, welche den Lagenbau geringfügig versetzen. Kataklastische Überprägung ist bereichsweise auch in den mylonitischen Scherzonen zu beobachten. Möglicherweise ist ein Großteil der spröden Bruchbildungen auf Bewegungen entlang der Insubrischen Linie zurückzuführen. So beschreibt WITTMANN (2001) zahlreiche Pseudotachylitvorkommen nahe der Insubrischen Linie und dem Ultramafititkomplex von Campello Monti, welche mit alpinen Schervorgängen der Insubrischen Linie ursächlich in Zusammenhang stehen.

Für den Bereich der Scherzonen im Arbeitsgebiet geben Gefügerichtungen und Bewegungssinn der einzelnen Deformationereignisse von **D₃** bis **D₅** einen kontinuierlichen Trend stetiger Krustenextension von hoch- bis zu niedriggradigen Scherbedingungen. Außerdem zeigt sich an diesem Beispiel sehr gut, wie bereits angelegte krustale Schwächezonen über große Zeiträume hinweg mehrmals reaktiviert werden können.

Kapitel 5

Geochemie

5.1 Aufbereitung

Für die RFA-Analyse wurden aus den beprobten Amphiboliten und Hbl-Granuliten des Arbeitsgebietes 15 möglichst frische und ungeklüftete Proben aus allen Profilabschnitten ausgesucht. Das Probengewicht der Handstücke variierte zwischen 3 und 7 kg. Zusätzlich zu diesen wurden 5 Amphibolite und Hbl-Granulite von außerhalb des untersuchten Gebietes als Referenz genommen. Die Lokationen dieser Referenzproben sind in der Spezialkarte in Anhang A.4 angegeben.

Für die Überprüfung der Reproduzierbarkeit und Richtigkeit wurden neben Mehrfach-Replikaten einzelner Proben auch Schmelztabletten von internationalen Standard-Referenzmaterialien (JB-3, W-2, BIR-1) angefertigt.

Das Probenmaterial wurde gereinigt und mit Hilfe von Gesteinssägen in etwa 2 cm dicke Scheiben geschnitten. Dabei mußte darauf geachtet werden, die Verwitterungsringe und Metallspiegel ausreichend zu entfernen. Auch Klüfte wurden weiträumig ausgesägt. Mit einer Quetsche wurden die Gesteinsscheiben weiter vorzerkleinert und in einem nächsten Schritt mit Hilfe eines Laborbackenbrechers auf eine Korngröße <3 mm zerstoßen. Zwischen den einzelnen Brechvorgängen wurde der Backenbrecher gereinigt und mit etwas Probenmaterial vorkontaminiert, welches sogleich verworfen wurde. Nach gründlicher Durchmischung des Granulats wurde es in einer Retsch Scheibenschwingmühle RS 1 mit Achateinsatz in 15 bis 20 Minuten auf Korngrößen unter 63 µm aufgemahlen. Zwischen jedem Mahlvorgang mußten die benutzten Achateinsätze mit HCl und deionisiertem Wasser gereinigt werden. Zur Überprüfung des Mahlergebnisses diente ein Polyethylensieb mit einer Maschenweite von 63 µm.

Zur Herstellung der Schmelztabletten wurden 1,000 g von bei 110 °C auf Gewichtskonstanz getrockneten Gesteinspulvern in vorgeglühte Keramiktiegel eingewogen und der Glühverlust bestimmt. Hierzu mußten die Tiegel ca. 12 Stunden bei 1030 °C durchgeglüht werden. Nach dem Auskühlen wurden pro Tiegel 4830 mg Lithiumtetraborat ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$, Fa. Merck) als Flußmittel und eine Spatelspitze Jodpentoxid (I_2O_5 , Fa. Merck), jeweils ausschließlich supra pur Chemikalien, dem Probenpulver zugegeben und sorgfältig gemischt. Diese Mischung wurde in Platintiegel (95% Pt, 5% Au) gefüllt und 15 bis 20 Minuten unter häufigem Schwenken über einem mehrstufigen Gebläsebrenner bis zur bläschen- und schlierenfreien Schmelzbildung gebrüht. Die Schmelze wurde schließlich rasch in vorgeglühte Platinformen abgegossen und

nach dem Erkalten herausgelöst. Nach jedem Schmelzvorgang wurde das Platingeschirr mit Salzsäure im Ultraschallbad gereinigt und mit deionisiertem Wasser ausgewaschen.

Die Messung der gesamten Probenserie erfolgte an einem wellenlängendifpersiven Röntgenfluoreszenzspektrometer des Typs PW 2400 (Philips) am Lehrstuhl für Angewandte Geologie des Instituts für Geologie und Mineralogie der Universität Erlangen-Nürnberg durch Dr. A. Baier. Analysiert wurden die Gehalte aller Haupt- und Nebenelemente sowie der Spurenelemente As, Ba, Bi, Ce, Co, Cr, Cu, Ga, Hf, La, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sr, Ta, Th, U, V, W, Y, Zn und Zr. Ein Großteil der Proben wurde außerdem an einem Röntgenfluoreszenzspektrometer gleichen Typs am Institut für Mineralogie und Geochemie der Universität zu Köln durch Dr. A. Klein gemessen. Das dort gemessene Spurenelementspektum umfaßt Ba, Co, Cr, Ga, Nb, Nd, Ni, Rb, Sc, Sr, V, Y, Zn, Zr.

Nähere Gerätedaten zum Philips PW 2400 sind im Anhang A.5 aufgeführt. Für die Beschreibung der RFA-Methodik wird auf HAHN-WEINHEIMER ET AL. (1984) verwiesen.

Die Analyseergebnisse sind in Anhang A.6 und A.7 aufgelistet.

5.2 Analytik

5.2.1 Meßbereiche und Nachweisgrenzen

Als Nachweisgrenze eines Elements gilt generell die Konzentration, welche eine Linienintensität verursacht, die einer dreifachen Standardabweichung des Untergrundrauschens entspricht. In Anhang A.8 sind die Nachweisgrenzen der zur Messung verwendeten Kalibrierungen für die RFA aufgelistet. Die Bestimmungsgrenzen entsprechen der sechsfachen Standardabweichung.

5.2.2 Fehlerbetrachtung

Bei jeder chemischen Analyse lassen sich Fehler durch verschiedene Einflüsse nicht vermeiden. Die Fehler können dabei systematischer oder zufälliger Art sein, so z.B. Fehler bei der Probenaufbereitung oder instrumentelle Fehler.

5.2.2.1 Instrumentelle Fehler

Darunter fallen Matrixeffekte, Schwankungen in der Röhrenleistung und Linienüberlappung im Röntgenspektrum sowie fehlerhafte Zählraten. Systematisch auftretende Fehler, wie z.B. Geräteldrift, können nicht statistisch erfaßt werden und müssen durch Messung von Monitorproben mit anschließender Rekalibrierung korrigiert werden.

5.2.2.2 Zufällige Fehler

Diese können während der Messungen durch verschiedenartige Störeinflüsse auftreten. Bei wiederholten Messungen einer Probe unter konstanten Meßbedingungen streuen die Ergebnisse

um einen bestimmten „wahren“ Wert. Als Maß für die zufällige Streuung kann die Standardabweichung berechnet werden.

5.2.2.3 Präparationsfehler

Durch die Probenaufbereitung können leicht Verunreinigungen durch Abrieb von Fe, Mn, Ni und Cr aus Sägeblatt und Backenbrecher ins Probenmaterial gelangen, auch wenn versucht wird, dies durch gründliches Reinigen und Vorkontaminierung zu mindern. Weitere Kontamination kann beim Aufmahlen durch Abrieb von Achat auftreten. Außerdem kann sich eine ungenügende Homogenisierung erheblich auf das Meßergebnis auswirken. Massefehler werden durch Umfüllen der Pulver in die verschiedenen Tiegel und damit verbundener Adhäsion an den Gefäßwänden erzeugt. Zur weitestgehenden Vermeidung dieser Fehler muß bei der Präparation mit äußerster Sorgfalt vorgegangen werden. Ebenso sollte eine Berührung der Schmelztabletten vermieden werden, da sonst eine Intensitätserhöhung durch Kontamination der Tablettenoberfläche (insbesondere für Na) eintreten kann.

Zur Quantifizierung des Fehlers, welcher durch die Präparation der Schmelztabletten entsteht, wurde die Probe Fp 8 sechs Mal präpariert und unter konstanten Meßbedingungen analysiert. Die Ergebnisse sind in Anhang A.9 dargestellt. Außerdem wurde ein Großteil der Proben doppelt oder dreifach für die Analyse aufbereitet und zur Interpretation wurden jeweils die arithmetischen Mittelwerte der Analysen herangezogen.

5.2.3 Richtigkeit der RFA-Daten

Für die Überprüfung der Richtigkeit eigener Meßergebnisse wurden Schmelztabletten von drei internationalen Standards als Referenzmaterial mitpräpariert und gemessen. Die Verlässlichkeit der Analysedaten wurde durch eine Gegenüberstellung der jeweils in Köln und Erlangen ermittelten Werte mit den Literaturdaten der Referenzproben anhand Anhang A.10 bestimmt.

Die Richtigkeiten der Hauptelementgehalte schneiden dabei überwiegend gut ab, abgesehen von den niedrigen Elementkonzentrationen nahe der Nachweisgrenze von P_2O_5 und K_2O am Standard BIR-1. Die Abweichungen liegen hier mit 40 bis 100% viel zu hoch. An den anderen Standards wurden für diese Elemente jedoch gute bis sehr gute Übereinstimmungen erzielt. Für MnO ergab sich ein Fehler von 12,5 % am Standard JB-3. Fe_2O_3 ist generell etwas zu hoch (bis >0,5 Gew.-%). Bis auf diese Ausnahmen betragen die Abweichungen jedoch überwiegend weniger als 5 %. Für die geochemischen Interpretationen der Hauptelementverteilung wurden die Analysedaten der Erlanger Messungen herangezogen. Allerdings muß hierzu angefügt werden, daß die in Erlangen ermittelten SiO_2 -Werte der Referenzstandards um 1 bis 1,5 Gew.-% zu niedrig liegen, so daß wohl auch die Probengehalte generell etwas zu niedrig ausfallen. Messungen der gleichen Schmelztabletten in Köln ergaben für SiO_2 verlässlichere Werte.

Bei den Spurenelementen ergeben sich größere Abweichungen, die eine Auswahl der brauchbaren Elementdaten schwierig machen. Die Werte von Ni, Cr, Zn, Zr und Ba sind überwiegend gut bestimmt und liegen meist deutlich unterhalb einer Abweichung von 10%. Lediglich bei den niedrigen Konzentrationen im Standard BIR-1 liegt der Fehler für Ba und Zr sehr hoch.

Generell ist zu beobachten, daß bei Elementkonzentrationen unter 10 ppm der Fehler stets äußerst hoch ist. Dies ist darauf zurückzuführen, daß die Gehalte einiger Elemente in den Standards nahe oder unterhalb der Nachweisgrenze liegen, so vor allem bei Th, Nb und Pb. Sc wurde nur an den in Köln gemessenen Proben bestimmt. Der Fehler liegt mit 12 bis 28% jedoch etwas zu hoch für eine verlässliche Interpretation. Alle anderen Elemente bis auf V und Nd wurden aus den Erlanger Analysedaten genommen und liegen mit ihren Abweichungen meist unter 15%. Mit einem Fehler von 0,9 bis 1,15% liegen die Ergebnisse für den in Köln bestimmten V-Gehalt äußerst gut und wurden zur Interpretation herangezogen. Für Nd liegt der Fehler (abgesehen von BIR-1 mit einer Konzentration unter 10 ppm) zwischen 3 und 7% und ist somit ebenfalls brauchbar.

5.2.4 Datenpräsentation und generelle Charakteristika

Die Haupt- und Spurenelementanalysen sind in Anhang A.6 und A.7 aufgeführt. Insgesamt standen folgende Elemente für eine geochemische Ausarbeitung zur Verfügung:

Haupthelemente:

SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_{total} (als Fe_2O_3), MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5

Spurenelemente:

Ba , Co , Ce , Cr , Cu , Ga , Nb , Nd , Ni , Pb , Rb , Sr , Y , V , Zn , Zr

Aufgrund der gemessenen SiO_2 -Gehalte (41,5 bis 48%) sind die Amphibolit- und Metabasitproben als basisch bis ultrabasisch einzustufen. Allerdings muß dabei beachtet werden, daß die in den Erlangen ermittelten SiO_2 -Gehalte etwas zu niedrig ausfallen (ca. 1 bis 1,5 Gew.-%, siehe Abschnitt 5.2.3) und einige der „ultrabasischen“ Proben daher möglicherweise eher den basischen zuzuordnen wären. Die ultrabasisch tendierenden Proben des Arbeitsgebeites entstammen den Scherzonenbereichen.

Auf Basis der Petrographie und Felduntersuchungen wurden die verschiedenen analysierten Amphibolit- und Metabasittypen für die geochemische Charakterisierung in drei Gruppen unterteilt:

Gruppe 1: Metabasitproben der Amphibolite Typ 1a, Typ 2, der retrograden Amphibolite Typ 3 und der Opx-Hbl-Granulite (M1*, Fp 26, Fp 7, Fp 8, Fp 1, Fp 5, Fp 12, Fp 13, Fp 20, Fp 23, Fp 47, Fp 33, S 12*, Fp 22b, Fp 36)

Gruppe 2: Amphibolite des Typs 1b (Fp 27b, Fp 41) (= Biotitamphibolite)

Gruppe 3: Metatektische Leukosome aus Amphiboliten des Typs 2 innerhalb der Scherzone bei Rosarolo (Fp 12s, Fp 13s)

Außerdem werden noch folgende Referenzproben ausgegliedert, da es sich um nicht näher zugeordnete Einzelvorkommen handelt:

- **Hbl-Granulit aus dem Liegenden des Arbeitsgebietes bei Pian Pennino (Ax 26*)**
- **Granatamphibolite (O1* und Lo1*) aus dem Hangenden des Arbeitsgebietes**

(X* = Proben von außerhalb des eigenen Arbeitsgebietes)

5.3 Elementmobilität

Elementmobilitäten sind das Resultat chemischer Veränderungen, die nach der Entstehung eines Gesteins durch Verwitterung, Metamorphose oder Einfluß von Fluiden stattfinden.

Bevor aus geochemischen Analysedaten Rückschlüsse auf ein mögliches Edukt oder gar die geotektonische Position von untersuchten Gesteinen vorgenommen werden können, ist es notwendig, zu klären, ob sich Hinweise für eine Veränderung der ursprünglichen Elementverteilung durch Metamorphose und mehrphasige Deformation oder durch hydrothermale Verwitterungsprozesse finden lassen. Elementmobilitäten können im Schliff z.B. anhand von Mineralumwandlungen oder Rißverfüllungen erkannt werden. An geochemischen Datensätzen lassen sich Mobilitäten beispielsweise bei punktwolkenartiger Streuung in Variationsdiagrammen vermuten.

5.3.1 Mobilität der Hauptelemente

Die Mobilität der Hauptelemente wird kontrolliert durch die Stabilität der Minerale im frischen Ausgangsgestein, die Stabilität und Zusammensetzung der Minerale im Umwandlungsprodukt und die Zusammensetzung, Temperatur und Menge von assoziierten fluiden Phasen. Im Rahmen dieser Arbeit sind mögliche Mobilitäten in Basalten und deren metamorphe Äquivalente interessant. Tabelle 5.1 gibt hierfür eine Zusammenfassung.

	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K
hydrothermale Alterierung	+	-		-	-	-	-	+	
submarine Verwitterung	-			+		-	-	-	+
subaerische Verwitterung	-					-	-	-	-
grünschieferfazielle Metamorphose				x		x		x	x
amphibolitfazielle Metamorphose	x						x	x	

x Element mobil; + Element angereichert; - Element abgereichert

Tab. 5.1. Hauptelementmobilitäten in basaltischen Gesteinen für verschiedene hydrothermale Bedingungen. Aus ROLLINSON (1993, Kap. 3.3.1, S. 72).

5.3.2 Mobilität der Spurenelemente

Die Spurenelemente lassen sich mit Hilfe des Verteilungskoeffizienten in mantelinkompatible und mantelkompatible Elemente unterteilen.

$$K_D = C_M / C_L \quad (\text{Konzentration Mineralphase} / \text{Konzentration Schmelze})$$

Dabei bedeutet ein Verteilungskoeffizient von 1, daß das betrachtete Element in Schmelze und zugehöriger Mineralphase gleiche Mengenanteile aufweist, während es für $D > 1$ bevorzugt in die Mineralphase eingeht und sich in Bezug auf das betrachtete Mineral - Schmelze - System kompatibel verhält. Für den Fall $D < 1$ ist es genau umgekehrt.

Allgemein wird eine Einteilung der mantelinkompatiblen Elemente in LFSE („low field strength elements“) – gleichbedeutend mit der Bezeichnung LILE („large ion lithophile elements“) – und HFSE („high field strength elements“) vorgenommen. Zu den letzteren zählen Elemente mit einem hohen Ionenpotential, z.B. Ti, Zr, Y, und Ce. Sie besitzen einen schwächer ausgeprägten mantelinkompatiblen Charakter als die LILE. Die HFSE werden in wäßrigen Fluiden als überwiegend immobil angesehen. Unter hydrothermalen Bedingungen bis hin zu mittelgradiger Metamorphose sind die Gehalte an HFSE daher normalerweise recht stabil (ROLLINSON, 1993; Kap. 5.1.2, S. 172). Über das Verhalten dieser Elemente bei höhergradiger Metamorphose ist bisher wenig bekannt. Allerdings werden auch an diesen „immobilen“ Elementen Mobilisierungen durch retrograde Reaktionen, besonders entlang von Scherzonen (BEACH & TARNEY, 1978; DOSTAL ET AL., 1980) oder bei Anwesenheit von CO_2 -reichen Fluiden beobachtet (HYNES, 1980). Elemente der LILE-Gruppe (z.B. Rb, K, Ba) sind dagegen leicht in wäßrigen Fluiden mobilisierbar.

5.3.3 Mobilität der Übergangsmetalle

Einige Übergangsmetalle wie Mn, Zn und Cu verhalten sich teilweise mobil, speziell bei höheren Temperaturen (SEEWALD & SEYFRIED, 1990). Demgegenüber werden Co, Ni, V und Cr als immobile Elemente angesehen und können normalerweise für aussagekräftige geochemische Charakterisierungen herangezogen werden.

5.4 Elementverteilungsmuster über das Profil hinweg

In Anhang A.11 sind die gemessenen Gehalte der Haupt- und Spurenelemente gegen die Profilstellung der genommenen Proben aufgetragen. Anhand dieser simplen Diagramme lassen sich schon grobe Einteilungen der Metabasite in Gruppen nachvollziehen und relative Elementanreicherungen oder -abreicherungen erkennen. So wird anhand der Elementverteilungen beispielsweise deutlich, daß die amphibolitfaziellen Referenzproben der Granatamphibolite Lo 1* und O 1* durch erhöhte Fe_2O_3 -Gehalte aus dem generellen Trend der restlichen Proben des Arbeitsgebietes herausfallen. Die Referenzanalysen aus dem Liegenden der bearbeiteten Profilabfolge (S 12* und insbesondere Ax 26*) weichen ebenfalls vom chemischen Trend ab.

Besonders deutlich wird dies bei Betrachtung der relativ angereicherten Spurenelemente Ba, Ce, Sr und Ga.

Innerhalb der Metabasite der Gruppe 1 (Proben F 26 bis F 33) ergeben sich vor allem für den Bereich der südlichen Scherzone (Fp 22b, Fp 36), teilweise auch für die Scherzone bei Otra (Fp 23, Fp 20) an verschiedenen Haupt- und Spurenelementen signifikante Elementverschiebungen. Diese können als Hinweis auf Elementmobilitäten im Zusammenhang mit retrograden metamorphen Prozessen entlang der Scherzonen gedeutet werden. Unter den Hauptelementen sind vor allem SiO₂, CaO und geringfügig auch MgO innerhalb der südlichen Scherzone abgereichert, während gleichzeitig relative Anreicherungen von Fe₂O₃, TiO₂, MnO, Na₂O und P₂O₅ zu erkennen sind. Die Abreicherung von CaO und gleichzeitige Anreicherung von Na₂O geht mit niedrigen An-Gehalten der Plagioklase einher (Abb. 3.10). Bei den Spurenelementen zeigen vor allem Cr und Ni eine deutliche Abreicherung im Zusammenhang mit aus Scherzonen entnommenen Proben. Möglicherweise ist der niedrige Klinopyroxengehalt in diesen Gesteinen ein makroskopischer Ausdruck davon. V, Y, Ga und Zr sind besonders in der südlichen amphibolitfaziellen Scherzone überdurchschnittlich angereichert. Letzteres lässt sich durch den Einbau dieser Elemente in Amphibol (Y) bzw. Titanit (V, Ti, Zr) erklären. Titanit ist in den Proben aus der südlichen Scherzone modal häufiger als in umliegenden Metabasiten.

5.5 Variationsdiagramme

Variationsdiagramme werden üblicherweise verwendet, um aus einer Reihe von geochemischen Daten einer genetisch verwandten Gesteinsserie gegenseitige Beziehungen und Entwicklungstrends zu erarbeiten. Hierzu werden in erster Linie zweiachsige Diagramme erstellt. Diagramme dieser Art können auf magmatische wie auch sedimentäre Gesteine angewendet werden, wobei für die x-Achse jeweils adäquate Elemente oder Elementoxide ausgesucht werden müssen.

Bei primären magmatischen Vorgängen kommt es durch Prozesse zunehmender Magmendifferenzierung zu einer Anreicherung von mantelinkompatiblen Elementen in der Schmelze, während gleichzeitig sogenannte mantelkompatible Elemente in der Residual- oder Mantelphase verbleiben. In geeigneten Variationsdiagrammen deuten linear verlaufende Trends auf mögliche Magmendifferenzierung hin. Allerdings ist zu beachten, daß lineare Trends durch verschiedene Prozesse verursacht werden können. Als Beispiele hierfür seien progressives Teilschmelzen, Magmenmischung und Assimilation von Nebengesteinsphasen genannt.

Für eine Überprüfung linearer Trends zwischen zwei Elementen verwendet man den Korrelationskoeffizienten σ . Ein Wert von $\sigma = 1$ beschreibt dabei eine direkt proportionale, $\sigma = -1$ eine indirekt proportionale und $\sigma = 0$ keine Beziehung zwischen den betrachteten Elementen. Berechnete Korrelationsmatrizen (Anhang A.12) sind hilfreich zur Auffindung linearer Beziehungen und für die Bestimmung geeigneter Fraktionierungsindizes. Eine gewisse Vorsicht muß bei der Betrachtung allerdings gegeben sein, denn gute Korrelationen können auch hervorgerufen werden durch eine Punktwolke mit einem außerhalb gelegenen Einzelpunkt. Außerdem sollte für jede zu bearbeitende Analysenserie eine „statistische Signifikanz“ der Korrelationswerte festgelegt werden (nach ROLLINSON, 1993; Kap. 2.3.2, S. 23). Für die 20 im

Rahmen dieser Arbeit analysierten Proben liegt diese bei etwa $|\sigma| > 0,54$ wenn vom 1 % - Level ausgegangen wird. Allerdings geben solche Werte zunächst nur einen Trend an.

5.5.1 Fraktionierungsindizes der Variationsdiagramme

Für die Variationsdiagramme wurden als Fraktionierungsindizes der Mg-Wert (Mg #) und Zr ausgewählt. SiO_2 ist für basische Gesteine generell nicht gut geeignet, da sich der Gehalt an SiO_2 in den Frühstadien der Fraktionierung durch die Entfernung silikatischer Phasen kaum verändert (BROWN ET AL., 1992; Kap. 6, S. 128). Der Mg-Wert ist meist gut geeignet zur Darstellung des Verhaltens von Elementen bei steigendem Fraktionierungsgrad basaltischer Magmen, wenn die Annahme gemacht wird, daß die parentalen Mantelschmelzen sich im Gleichgewicht mit den residualen Mineralphasen befinden. Das Verhältnis von Mg zu Fe in der Schmelze verändert sich durch Abscheidung ferromagnesischer Minerale besonders stark in den frühen Stadien magmatischer Kristallisation (ROLLINSON, 1993; Kap. 3.3.2, S. 74).

Eine Verwendung von Mg # für die Erstellung der Variationsdiagramme (Abb. 5.1) begründet sich durch zahlreiche Korrelationen von Fe und Mg an den vorhandenen Daten (so sind z.B. 12 Elemente mit statistischer Signifikanz gegen Fe korreliert). Die Berechnung von Mg # erfolgte auf molarer Basis nach folgender Formel:

$$\text{Mg} \# = 100 \times \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^*)$$

mit $\text{Fe}^* = \text{Gesamteisen als Fe}^{2+}$

Variationsdiagramme, in welchen die Gehalte eines Elements der HFSE-Gruppe gegen jene der zu untersuchenden Elemente geplottet werden, eignen sich besonders, um Hinweise auf vorhandene Elementmobilitäten zu bekommen. Im der vorliegenden Arbeit wurde Zr als Index für die Elementmobilität gewählt (Abb. 5.2), denn es weist in den analysierten Proben hohe Variationsbreiten auf und ist in ausreichenden Konzentrationen vorhanden. Zudem verhält sich Zr in basaltischen Systemen in der Regel inkompatibel (D^{Zr} für Ol, Cpx, Opx, Pl, Mag $\ll 1$). Die Gehalte anderer mantelinkompatibler Elemente zeigen dann bei steigender Fraktionierung eine positive Korrelation, während mantelkompatible Elemente negativ korrelieren. Bei Vorhandensein eines linearen Trendverlaufs kann signifikante Elementmobilisierung ausgeschlossen werden.

Mobilisierung ist dagegen für solche Elemente wahrscheinlich, deren Verteilungsmuster in den Diagrammen punktwolkenförmig gestreut sind.

Bei deutlicher Korrelation zwischen den jeweiligen Fraktionierungsindizes und den aufgetragenen Elementkonzentrationen wurde stets der zugehörige Korrelationskoeffizient (r) angegeben.

5.5.2 Variationsdiagramme der Hauptelemente

Gruppe 1 (Amphibolite Typ 1a, Typ 2, Typ 3 und Opx-Hbl-Granulite)

Den Metabasiten der Gruppe 1 sind Mg # zwischen 39 und 60 zugeordnet. Damit ist die Variation dieses Fraktionierungsindexes relativ hoch, so daß Differentiationsprozesse innerhalb dieser Probengruppe davon abgeleitet werden können.

Beim Auftragen der Werte für **SiO₂** zeigt sich eine relativ starke Streubreite als Ausdruck möglicher Elementmobilisierung, so vor allem für die Proben aus den Scherzonenbereichen, welche die niedrigsten SiO₂-Gehalte aufweisen. Ein deutlicher Trend ist für SiO₂ nicht identifizierbar.

Auch für **Al₂O₃** ergeben sich keine eindeutigen Trendverläufe. Vielmehr verbleiben die Gehalte der verschiedenen Proben auf etwa gleichem Niveau und variieren nur zwischen 14,1 und 16,8 Gew.- %.

TiO₂ und **MnO** zeigen im Mg # - Diagramm negative Korrelationstrends und in den Zr-Diagrammen entgegengesetzt positive. Aus diesem Verhalten ergibt sich ein mantelinkompatibles Verhalten bei zunehmender Differentiation. Die Variation von TiO₂ zu Mg # deutet auf mögliche Olivin- und Plagioklas-Fraktionierung hin. Auffallend ist der hohe TiO₂-Gehalt (>2,8 Gew.- %) in den niedriggradigen Proben der südlichen Scherzone, was sich mikroskopisch in erhöhten Titanit-Modalgehalten manifestiert.

Für **Na₂O** deuten sich gleichartig verlaufende Trends an, allerdings mit einer sehr flach verlaufenden Regressionsgeraden und hoher Streubreite im Mg # -Diagramm. Na₂O verhält sich damit mantelinkompatibel. Die Variationsbreite liegt zwischen 2,11 und 3,18 Gew.- %, wobei die höchsten Gehalte auch hier in den niedriggradigen Scherzonengesteinen zu finden sind.

K₂O lässt im Mg # - Diagramm einen zweiteiligen Kurvenverlauf erkennen. Zunächst steigt der Gehalt bei noch hohen Mg # - Werten bis zum Maximum von 0,87 Gew.- % (Fp 8) an, um dann bei zunehmender Fraktionierung stetig abzufallen. Im Zr-Diagramm ist kein deutlicher Trend auszumachen. Möglicherweise ist das Muster „zufällig“ aus einer erhöhten Streubreite entstanden, oder es zeigt den Einfluß einer neuen Mineralphase im fortlaufenden Fraktionierungsprozess bzw. den Verlust einer K₂O-haltigen Phase während der Bildung von Teilschmelzen an.

CaO ist im Diagramm mit Zr eindeutig negativ und gegen Mg # positiv korreliert, was einem mantelkompatiblen Verhalten entspricht. Die CaO-Gehalte liegen generell zwischen etwa 10 und 14 Gew.- %. Die Proben Fp 8 und Fp 26 fallen aus dem Trend deutlich heraus. An Fp 8 ist mikroskopisch ein modaler Karbonatgehalt festgestellt worden (siehe Kap. 2.1.4).

MgO lässt gegenüber Zr einen undeutlichen negativen Trend vermuten, allerdings mit größerer Streuung. Die Konzentrationen schwanken zwischen 8,49 und 6,02 Gew.- %.

P₂O₅ ist gegen den Zr-Gehalt positiv korreliert und nimmt mit steigendem Fraktionierungsgrad zu. Dieses Verhalten entspricht einem mantelinkompatiblen Charakter. Im Mg # - Diagramm ist

für die Metabasite der Gruppe 1 ein entgegengesetzt negativer Korrelationstrend zu vermuten, welcher sich aber durch die Streubreite der Analysen mit hohen Mg # nicht festlegen lässt. Die Gehalte liegen zwischen 0,10 und 0,28 Gew.- %.

Gruppe 2 (Amphibolite des Typs 1b)

Die biotitführenden Amphibolite des Typs 1b weisen hohe Mg # von 62,5 (Fp 41) und 69 (Fp 27b) auf und lassen sich auf Basis geochemischer Beobachtungen nicht ohne weiteres den Metabasiten der Gruppe 1 zuordnen. Da die Probenzahl mit zwei Analysen zu gering ist, können aus den Daten keine Rückschlüsse auf eventuelle gruppeninterne Trendverläufe gezogen werden. Beide Analysen sind lediglich vergleichend zur Gruppe 1 zu betrachten. Auffällig ist vor allem die starke „Eigensignatur“ von Fp 27b. So besitzt diese Probe den höchsten MgO - Wert mit 10,9 Gew.- % und auch einen hohen Mg # von fast 70. Der CaO-Gehalt ist für einen derartig „primitiven“ Mg # zu niedrig und der K₂O-Gehalt zu hoch. Demgegenüber lässt sich Fp 41 eher mit den Amphiboliten und Metabasiten der Gruppe 1 vergleichen und anhand des Mg # - Diagramms mit Ausnahme von Na₂O als „primitivste“ Probe in die Trendverläufe einordnen. Es ist anzunehmen, daß bei der Probenaufbereitung durch Unachtsamkeit biotitführende Lagen nicht mit in das Analysematerial gelangt sind und die geochemische Probe Fp 41 daher überwiegend biotitfrei ist. Möglicherweise ist dies die Ursache für die relativ gute Korrelierbarkeit von Fp 41 mit den Analysen der Gruppe 1. Bei Annahme einer Zugehörigkeit von Fp 41 zur Gruppe 1 würde diese Probe zugleich das am wenigsten differenzierte Glied darstellen. Gegen eine direkte Vergleichbarkeit von Fp 41 und Fp 27b sprechen abweichende CaO-, Na₂O- und K₂O-Gehalte.

Auch in den Zr-Diagrammen besitzt Fp 41 mit einem Zr-Gehalt von 68 ppm den am wenigsten differenzierten Charakter und liegt etwas außerhalb der Metabasite der Gruppe 1. Fp 27b kommt mit Ausnahme etwas zu hoch liegender MgO- und K₂O-Gehalte überwiegend im Feld der Gruppe 1 zu liegen.

Gruppe 3 (Metatektische Leukosome)

Analysen der Gruppe 3 (Fp 12s, Fp 13s) sind aus metatektischen Leukosomschmitzen von Metabasiten der Gruppe 1 entnommen und zeigen in beiden Diagrammtypen zunächst einen vergleichsweise primitiven Fraktionierungsgrad mit niedrigen Zr-Gehalten und hohen Mg # - Werten. Für das relativ immobile TiO₂ und für CaO liegen die Analysen im Trendverlauf der Gruppe 1. Auch K₂O und Na₂O deuten die genetische Zusammengehörigkeit der Proben von Gruppe 1 und Gruppe 3 an. Größere Abweichungen ergeben sich für Al₂O₃, bei welchem die Gehalte von Fp 12s und Fp 13s deutlich unter dem Durchschnitt der Gruppe 1 liegen. Für MnO und P₂O₅ ergeben sich deutliche Anreicherungen. Letztere sind vor allem in Fp 12s mikroskopisch durch erhöhte Apatitsführung zu erklären. Auffällig ist außerdem der im Vergleich zur Gruppe 1 erhöhte SiO₂-Gehalt.

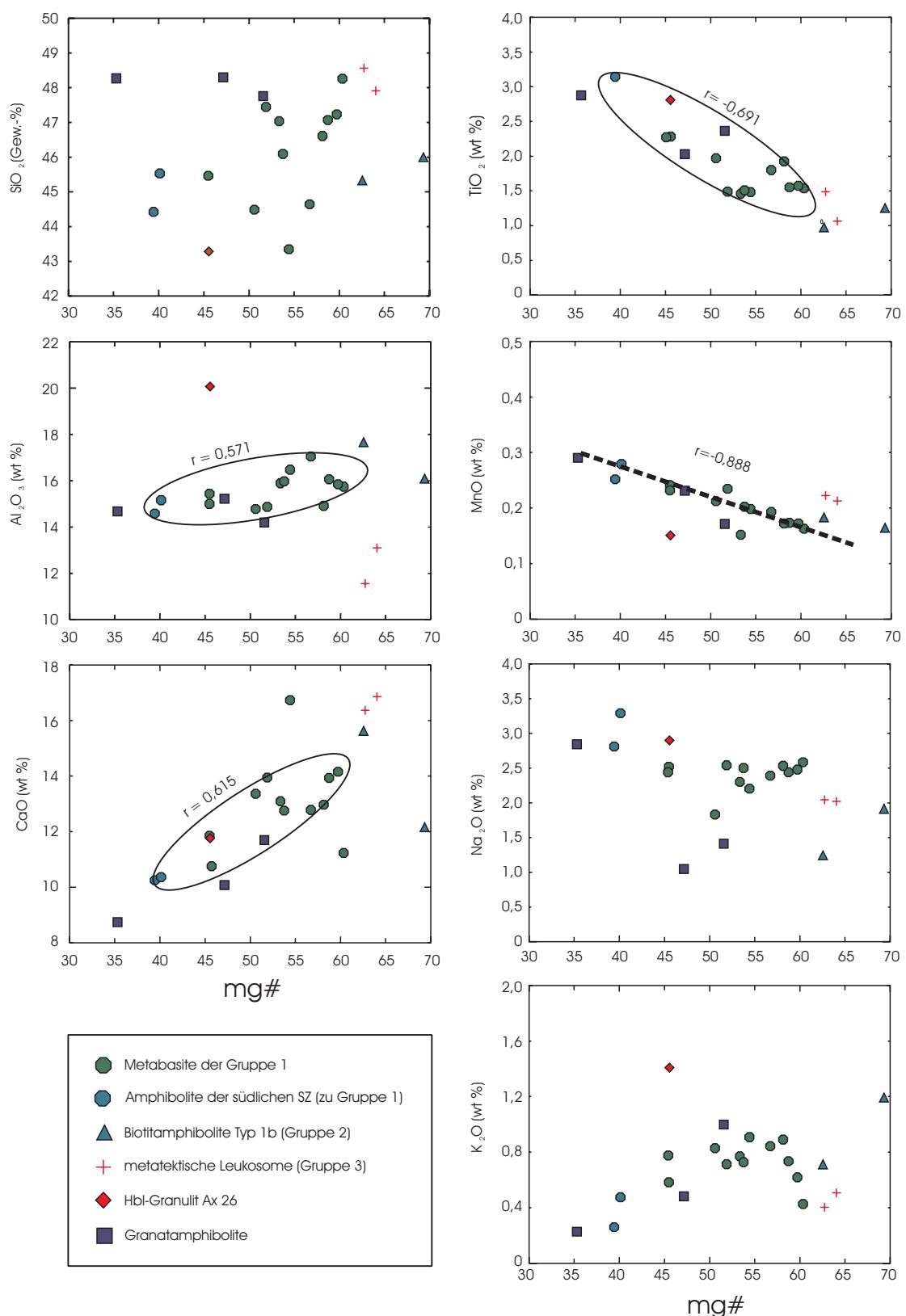


Abb 5.1a. Hauptelementgehalte gegen Mg # als Fraktionierungsindex.
Korrelationstrends sind jeweils für Elementverhältnisse der Gruppe 1 angegeben.
Eindeutige Trends sind durch eine Regressionsgerade gekennzeichnet.

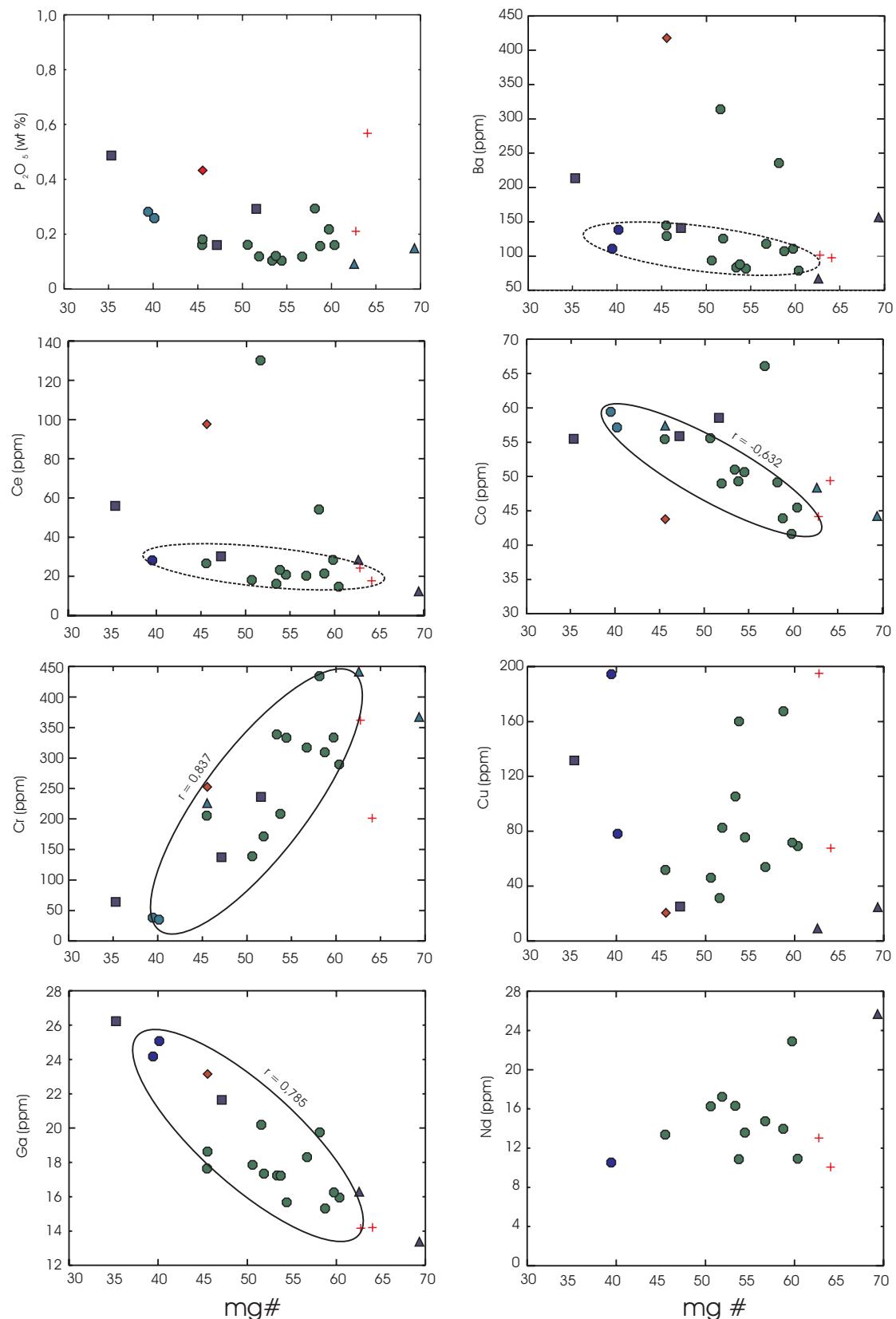


Abb 5.1b. Haupt- und Spurenelementgehalte gegen Mg # als Fraktionierungsindex.

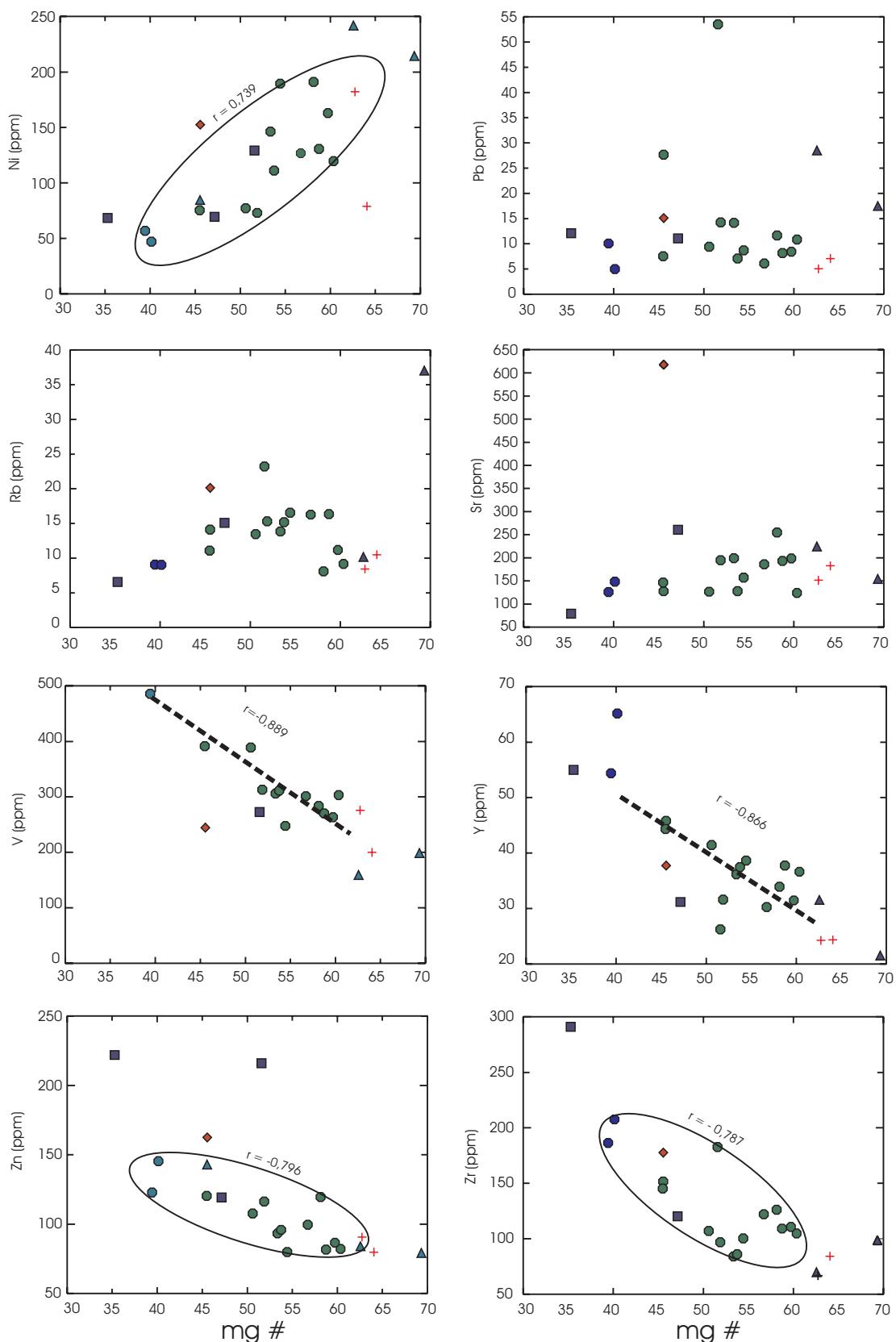


Abb 5.1c. Spurenelementgehalte gegen Mg # als Fraktionierungsindex.

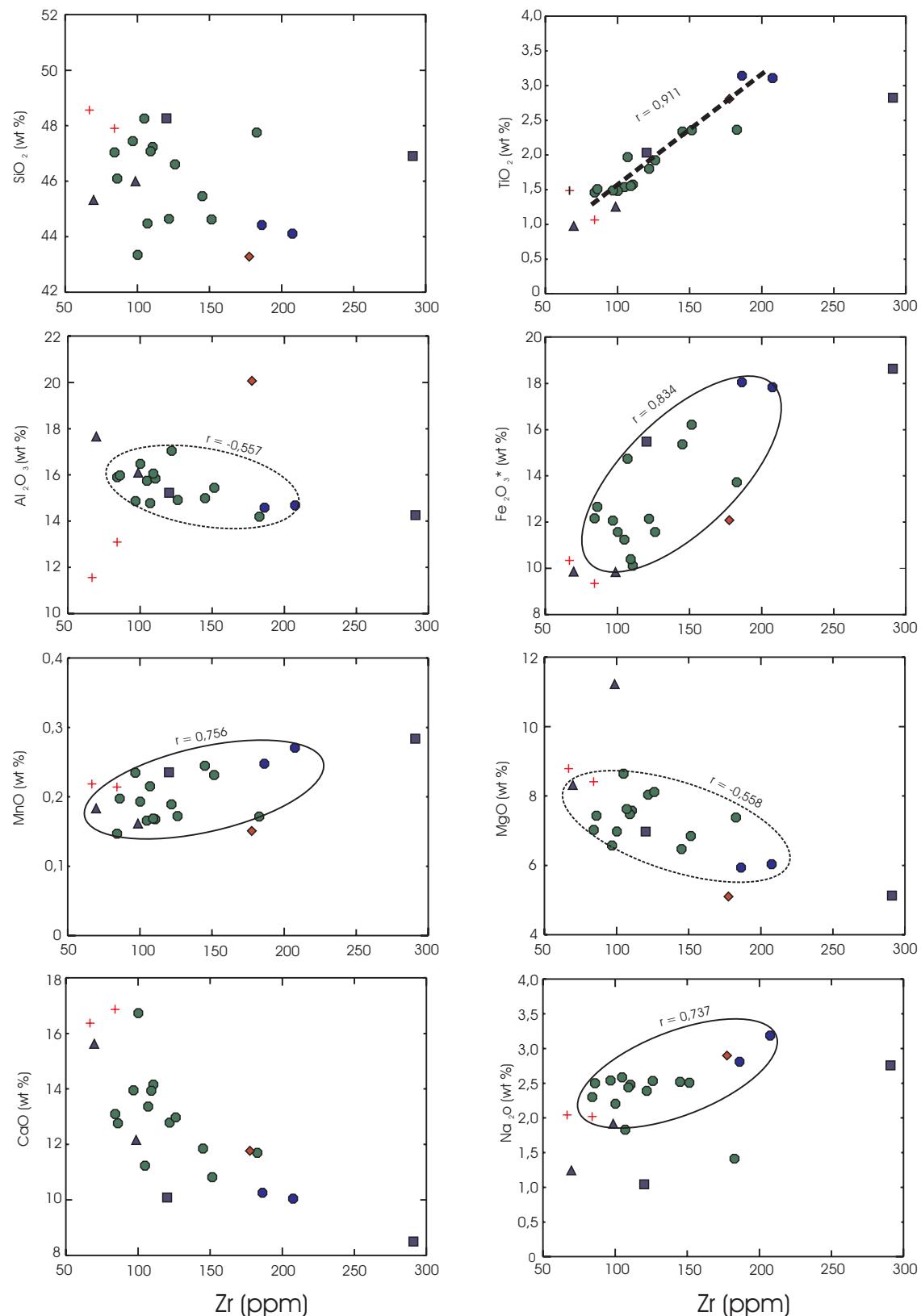


Abb 5.2a. Hauptelementgehalte gegen Zr als Fraktionierungsindex.

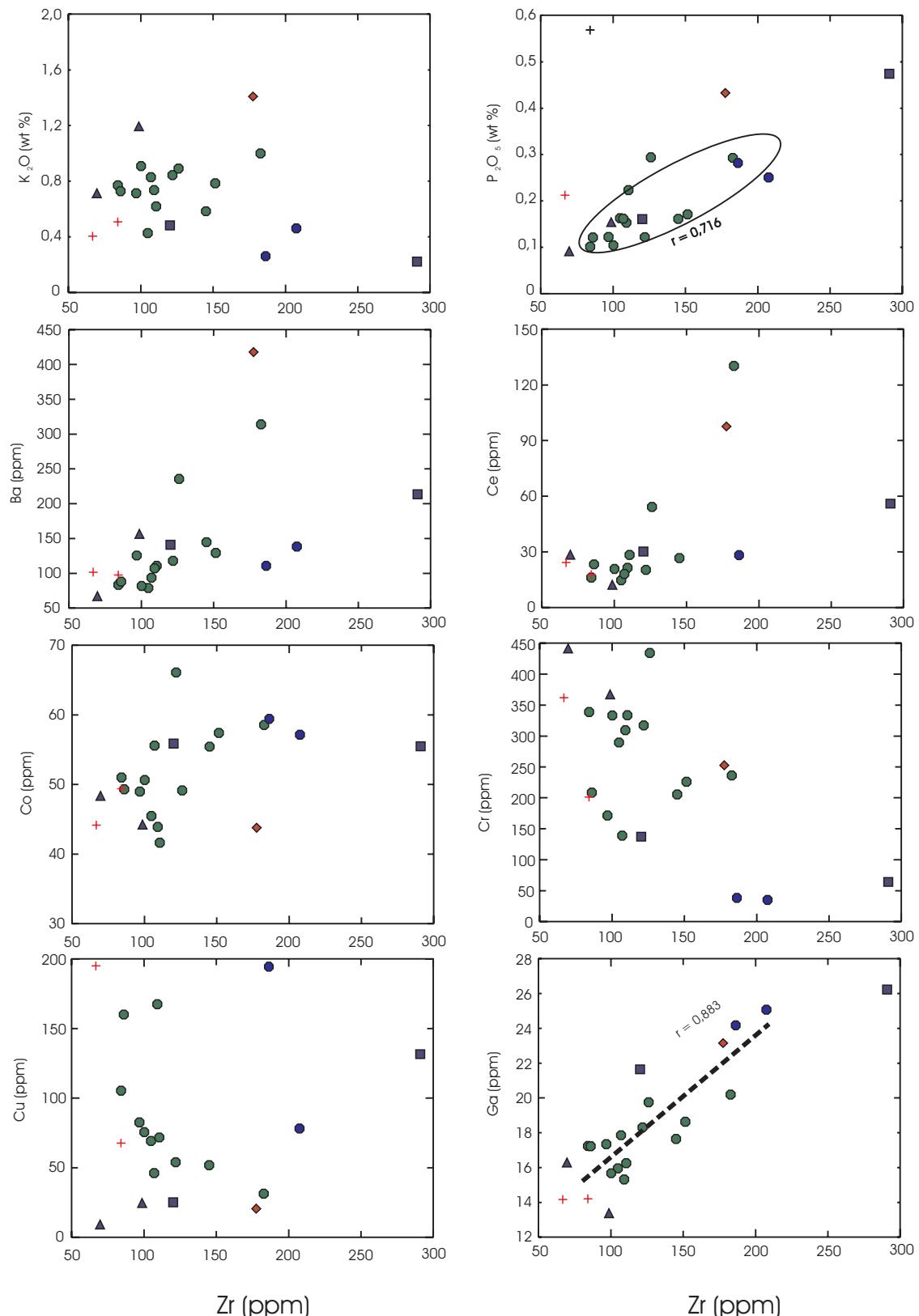


Abb 5.2b. Haupt- und Spurenelementgehalte gegen Zr als Fraktionierungsindex.

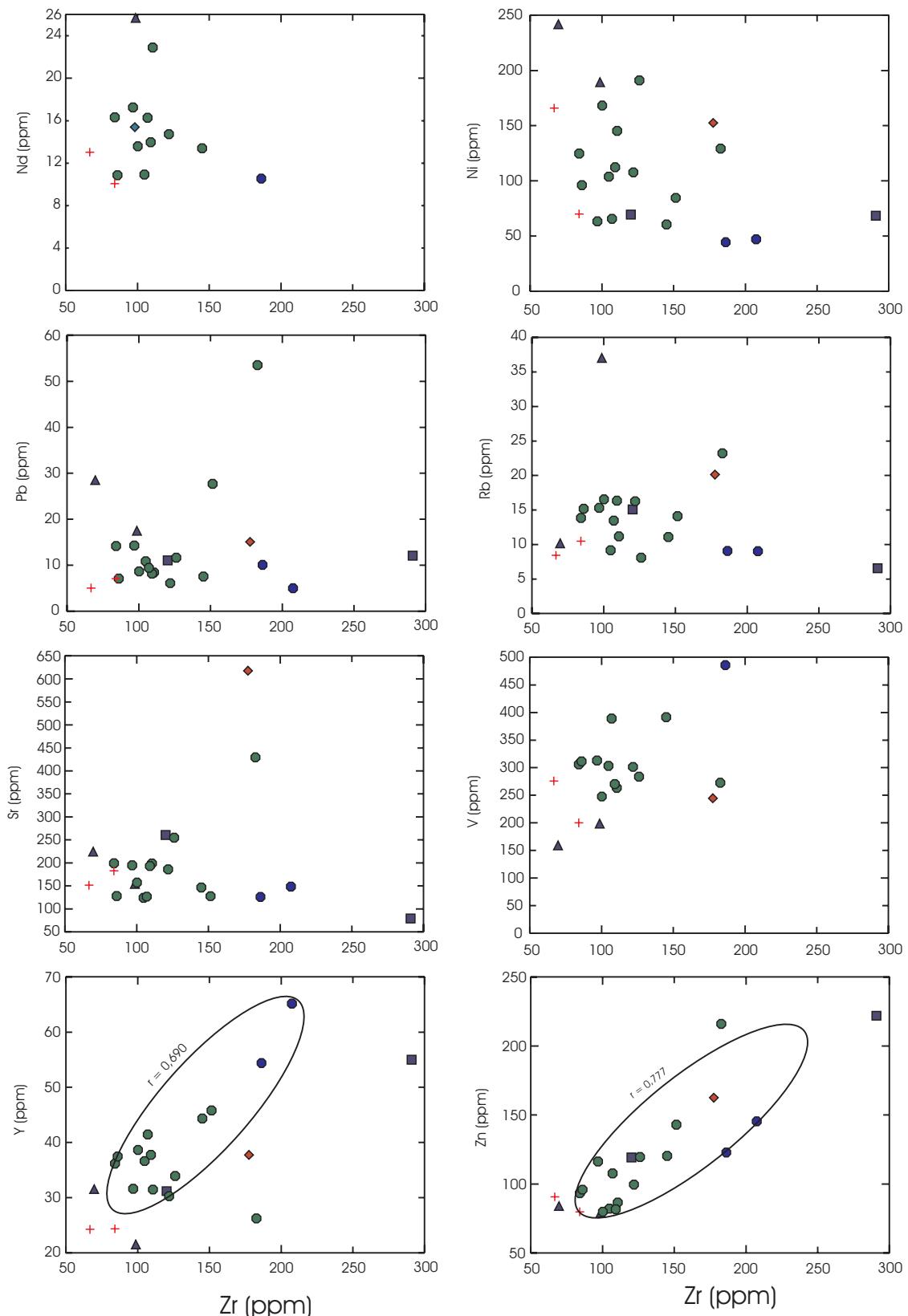


Abb 5.2c. Spurenelementgehalte gegen Zr als Fraktionierungsindex.

Hbl-Granulit aus dem Liegenden des Arbeitsgebietes

Der Hbl-Granulit (Ax 26*) lässt sich genetisch nicht zu den Metabasiten des Arbeitsgebietes stellen. Mit einem Mg # von 45 und einem Zr-Gehalt von 176 ppm liegt Ax 26* zwar im Variationsbereich der Gruppe 1, der MgO-Gehalt liegt allerdings mit 5,1 Gew.- % schon deutlich unterhalb des Durchschnittes. Vor allem deuten aber stark erhöhte Al₂O₃ (19,9 Gew.- %) und K₂O-Gehalte (1,4 Gew.- %), sowie ein überdurchschnittlich hoher P₂O₅-Gehalt auf eine abweichende Genese hin. Bei den verbleibenden Hauptelementen ergibt sich für Ax 26* eine Stellung zwischen den retrograd überprägten Amphiboliten der südlichen Scherzone und den „normalen“ Metabasiten der Gruppe 1.

Granatamphibolite aus dem Hangenden des Arbeitsgebietes

Die als Referenz analysierten Granatamphibolite weisen jeweils ganz unterschiedliche Gehalte der in den Fraktionierungsindizes verwendeten Elemente auf. So besitzt Lo1* einen weitaus differenzierteren Charakter als O1*, mit dem höchsten überhaupt gemessenen Zr-Gehalt von 288 ppm und dem niedrigsten Mg # von 35. Bei Vergleich mit den Metabasiten der Gruppe 1 würden die Granatamphibolite sich jedoch als differenzierte Glieder in den generellen Trendverlauf einordnen, mit Ausnahme deutlich erniedrigter Na₂O-Gehalte.

5.5.3 Variationsdiagramme der Spurenelemente

Gruppe 1 (Amphibolite Typ 1a, Typ 2, Typ 3 und Opx-Hbl-Granulite)

Die LILE **Ba**, **Rb** und **Sr** besitzen innerhalb der Gruppe 1 relativ große Streubreiten und keine erkennbaren Trends. Lediglich für Ba lässt sich aus einem leicht positiven Trendverlauf im Zr-Diagramm und entgegengesetzt negativem Verlauf im Mg # - Diagramm der mantelinkompatible Charakter ableiten. Dabei liegen die Gehalte von Ba, Rb und Sr mit Ausnahme der Proben M1* und S12* relativ niedrig.

Große Streuungen ohne erkennbare Trends zeigen vor allem die Elemente **Pb**, **Cu** und **Nd**.

Y verhält sich eindeutig mantelinkompatibel. Dabei zeigt sich in den Zr-Diagrammen jeweils ein positiver Trend und in den Mg # - Diagrammen ein entsprechend negativer. Eine begrenzte Variation der Elementgehalte (von 26 bis 65 ppm) ist zu erkennen.

Zr und **Ce** deuten mit ihren Trendverläufen auf ebenfalls mantelinkompatible Charakter gegenüber basaltischen Schmelzen hin. Die Variationen in den Elementkonzentrationen sind dabei wiederum recht hoch, für Zr liegen die Gehalte zwischen 83 und 207 ppm, für Ce zwischen 15 und 129 ppm. M1* fällt mit einem sehr hohen Ce-Gehalt (129 ppm) deutlich aus dem durchschnittlichen Trend heraus. Auch S12* (54 ppm) liegt über den durchschnittlichen Werten.

Co, **Ga**, **V** und **Zn** zeigen stets deutlich negative Korrelationen mit Mg #. Ga und Zn sind gegen Zr positiv korreliert. Bei V und Co ist die Streuung zu groß. Aus den Diagrammen ergibt sich

für diese Elemente ein inkompatibles Verhalten, obwohl Co, V und Zn generell eher zu den mantelkompatiblen Elementen gestellt werden (Rollinson, 1993; Kap. 4.2, S. 105).

Gegen Mg # lassen sich eindeutig positive Korrelationen mit **Cr** und **Ni** erkennen, während in den Zr-Diagrammen eine starke Streuung ohne klar erkennbare Trends ausgebildet ist. Die Streuung deutet möglicherweise eine gewisse Umverteilung der Elemente während der Metamorphose an. Das mantelkompatible Verhalten ist in den Mg # - Diagrammen aber deutlich erkennbar. Beide Elemente werden bevorzugt in magmatische Frühphasen eingebaut, d.h. während der Differentiation sinken die Gehalte mit fallendem Mg #. Der Trendverlauf von Ni könnte so z.B. eine Olivin-Fraktionierung anzeigen. Die Gehalte von Cr werden bei Fraktionierung von Klinopyroxen erniedrigt. Die Elementgehalte sind relativ variabel und liegen für Cr zwischen 35 und 429 ppm, für Ni zwischen 44 und 188 ppm.

Gruppe 2 (Amphibolite des Typs 1b)

Die Spurenelementkonzentrationen von Fp 27b und Fp 41 liegen häufig weit außerhalb der für die Gruppe 1 beobachtbaren Trends. So sind vor allem die Konzentrationen an Ni, Cr und Pb weitaus höher. Fp 41 besitzt mit 237 ppm den höchsten gemessenen Ni-Gehalt. Auch bei V, Y und Cu ergeben sich gegenüber den Metabasiten der Gruppe 1 deutliche Abweichungen anhand besonders niedriger Werte. Wie schon bei den Hauptelementen beobachtet, ist für Fp 41 eine mögliche genetische Zugehörigkeit zur Gruppe 1 nicht auszuschließen, da sich ähnliche Elementkonzentrationen für z.B. Y, Zn, Ba und Ga ergeben. Auffällig ist der sehr hohe Rb-Gehalt in Fp 27b, welcher sicherlich auf die Biotitführung des Gesteins zurückzuführen ist.

Gruppe 3 (Metatektische Leukosome)

Die Elementkonzentrationen von Fp 12s und Fp 13s liegen generell nahe beieinander, mit Ausnahme von Ni, Cr und Cu. Genetisch stellen Fp 12s und Fp 13s evtl. durch metamorphe Prozesse aus den Metabasiten der Gruppe 1 entstandene Mobilisate dar. Die genetische Ableitung aus Gesteinen der Gruppe 1 zeigt sich durch die Lage in den Variationsdiagrammen, in welchen beide Proben überwiegend im Trendverlauf der Metabasite aus Gruppe 1 liegen.

Hbl-Granulit aus dem Liegenden des Arbeitsgebietes

Wie schon für die Hauptelemente festgestellt, ergibt sich für den analysierten Hbl-Granulit (Ax 26*) kein deutlicher Hinweis auf eine genetische Zugehörigkeit zu den Metabasiten des Arbeitsgebietes. So fallen besonders die Elementkonzentrationen von Zn, V, Rb, Sr, Ce und Ba weit aus dem Durchschnitt heraus. Für Sr und Ba wurden die höchsten Werte der Datenreihe ermittelt (613 und 415 ppm). Möglicherweise entstammt das Edukt dieses Metabasits einem stärker fraktionierten und an inkompatiblen Elementen angereicherten Magma.

Granatamphibolite aus dem Hangenden des Arbeitsgebietes

Die Granatamphibolite ordnen sich mit ihren Spurenelementgehalten weitgehend in den allgemeinen Trendverlauf ein. Besonders O1* weist ähnliche Elementkonzentrationen auf wie die Proben der Gruppe 1, so daß eine genetische Zugehörigkeit nicht unwahrscheinlich ist. Lo1* stellt die am stärksten fraktionierte Probe dar mit stark erhöhten Gehalten an Zr und anderen inkompatiblen Elementen sowie niedrigen Konzentrationen von Ni und Cr.

5.5.4 Zusammenfassung der Beobachtungen

Das Verhalten vieler Haupt- und Spurenelemente ist durch magmatische Prozesse (z.B. fraktionierte Kristallisation oder partielles Schmelzen) erklärbar und weist auf einen orthogenen Charakter der Metabasite hin. Unter den Hauptelementen zeigen vor allem die Gehalte von SiO₂, K₂O und Na₂O stärkere Streuungen und damit sekundäre Überprägung an. Von den Elementen der HFSE-Gruppe sind Zr, Ti, und Ce, unter den restlichen Spurenelementen V, Zn, P und Y sowie bedingt Cr und Ni in ihren primären Konzentrationen nicht wesentlich verändert worden. Das ermöglicht eine Verwendung dieser Elemente für geochemische Charakterisierungen. Die Granatamphibolite (darunter vor allem Lo1*) und Ax 26* sind generell stärker an Spurenelementen angereichert als die Metabasite der Gruppe 1.

Die Elemente der LILE-Gruppe (Sr, Ba, Rb) weisen mit ihren Verteilungsmustern auf sekundäre Umverteilungen während der Metamorphose und innerhalb der Scherzonen hin. Die hohen Ba, Sr und Rb-Gehalte an Ax 26* lassen für diese Referenzprobe eine von den übrigen metabasitischen Edukten deutlich abweichende Magmengenese vermuten.

5.6 Klassifizierung der (möglichen) Edukte

5.6.1 Klassifizierung anhand von Haupt- und Spurenelementen

Die SiO₂-Gehalte der untersuchten Gesteine liegen (LOI-frei berechnet) mit 43,3 bis 48,6 Gew.-% überwiegend im Bereich der Basalte. Konzentrationen unter 45 Gew.-% sind hauptsächlich auf SiO₂-Abreicherungen innerhalb der Scherzonen zurückzuführen. Als Edukte der als Amphibolite und granulitfazielle Metabasite vorliegenden Gesteine kommen generell basische Magmatite (in Form von Intrusiva oder Extrusiva) oder mergelige Sedimente in Frage. Bei Betrachtung des lithologischen Lagenverbands ist es wahrscheinlich, daß es sich meist um basische Effusiva gehandelt haben könnte und auch tuffitische Gesteine in die Profilabfolge eingeschaltet sind.

Nach FRÖHLICH (1960) sind hohe Cr-Gehalte von über 150 ppm als ein erstes Indiz für einen orthogenen Charakter metabasischer Gesteine zu deuten. Der Großteil der bearbeiteten Proben weist Werte von ca. 200 bis >300 ppm auf (Abb. 5.3a). Nur einige Ausnahmen liegen darunter, so vor allem retrograd überprägte Amphibolite der südlichen Scherzone (Fp 22b, Fp 36) mit Cr-Gehalten von 35 bis 38 ppm.

Zur Unterscheidung zwischen paragenem und orthogenem Charakter von Metabasiten sind auch chemische Trends an speziellen Variationsdiagrammen geeignet. Bei Verwendung des Zr/Ti-Ni-Diagramms nach WINCHESTER & MAX (1982) fallen die Proben überwiegend in das Feld der orthogenen Gesteine (Abb. 5.3b). Hinweise auf magmatische Edukte gibt auch die ausgeprägt positive Korrelation von Cr mit Ni (Abb. 5.3f), welche mit dem Fraktionierungsverhalten basischer Gesteine gut vereinbar ist (Steuerung durch Olivin- und Klinopyroxenfraktionierung). Schon in früheren Arbeiten sind für die Amphibolite und deren granulitfazielle

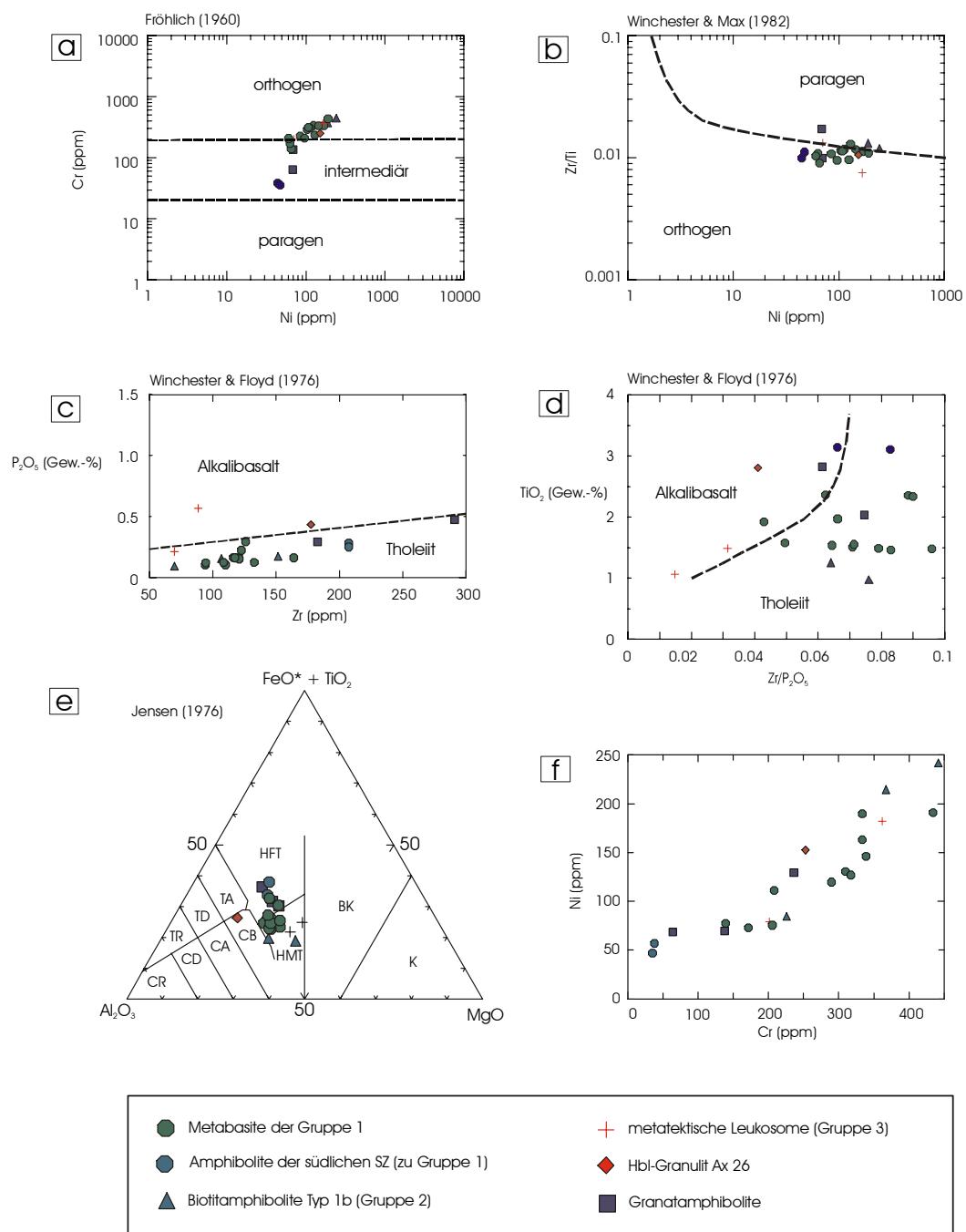


Abb. 5.3. Klassifizierungsdiagramme

Äquivalente des Val Strona deutliche Hinweise auf magmatische Ausgangsgesteine herausgestellt worden (SILLS & TARNEY, 1984).

Das TAS-Diagramm nach LE MAITRE ET AL. (1989) ist ein häufig verwendetes Diagramm zur Klassifizierung vulkanischer Magmatite nach ihren SiO_2 - und Alkaligehalten (Abb. 5.4). Aufgrund der hohen Mobilität von K_2O und Na_2O bei Metamorphose oder Verwitterung basischer vulkanischer Gesteine ist dieses Diagramm jedoch nur bedingt aussagekräftig. Es ergibt sich aber für die Probenserie ein recht einheitliches Bild. So kommt der Großteil der darstellenden Punkte der untersuchten Metabasite im Feld der Basalte zu liegen und die größten „Ausreißer“ mit den niedrigsten SiO_2 -Gehalten finden sich unter den durch starke Scherzonenaktivität beeinflussten Amphiboliten. Ax 26* kommt eindeutig im Basanitfeld zu liegen und deutet damit eine von den Metabasiten des Arbeitsgebietes abweichende Petrogenese an.

Eine weitere Möglichkeit zur groben Einstufung der analysierten Gesteine bietet das CIPW-Diagramm (Abb. 5.5) für Basalte nach THOMPSON (1984). Es basiert prinzipiell auf dem Basalttetraeder nach YODER & TILLEY (1962). Für die Darstellung verwendete CIPW-Normen wurden rechnerisch kalkuliert unter der Annahme, daß das Verhältnis von $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) = 0,85$ beträgt (ROLLINSON, 1993; Kap. 3.3.2, S. 57). Die so errechneten Normwerte sind in Anhang A.13 aufgeführt. Auch bei diesem Diagramm ergibt sich das Problem von möglichen Fehlinterpretationen, vor allem durch mobiles Na_2O . Auffällig ist allerdings, daß die Proben aus dem Arbeitsgebiet relativ einheitlich in den Grenzbereich von Olivintholeiit zu Alkali-Olivinbasalt fallen. Sie sind alle leicht Ne-normativ. Stark Ne-normativ ist Ax 26*. Fp 8 aus der südlichen Scherzone fällt ungewöhnlich weit aus dem Hauptfeld der Proben heraus. Die Amphibolite aus dem Hangenden des Arbeitsgebietes (Granatamphibolite und M1*) sind olivintholeiitisch bis leicht Qz-normativ (Lo1*). Legt man die Annahme einer Na-Zufuhr während der Metamorphose und Scherzonenaktivitäten zugrunde, so ergibt sich ein ursprünglich tholeiitischer Charakter der untersuchten Gesteine.

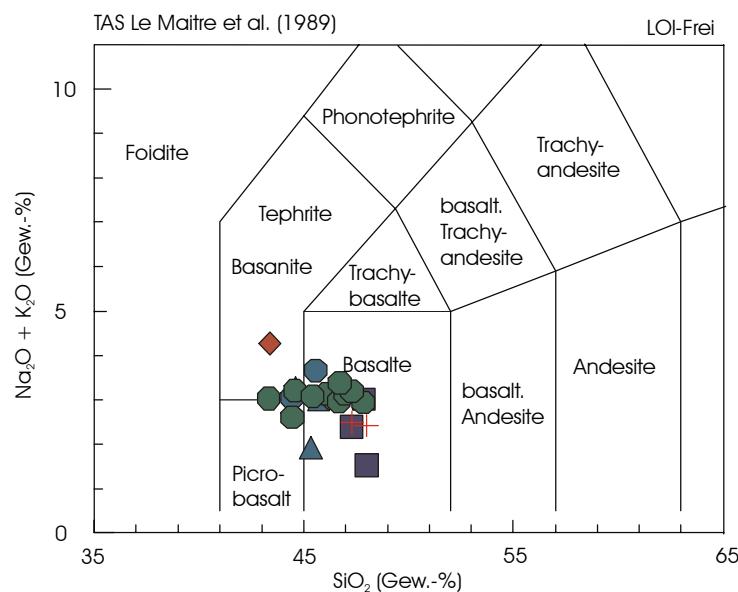


Abb. 5.4. TAS-Diagramm nach LE MAITRE ET AL. (1989). Symbole wie in Abb. 5.3.

Diese Annahme bestätigt sich durch einen Vergleich mit dem Al - (Fe_{tot} + Ti) - Mg - Diagramm nach JENSEN (1976), welches weniger empfindlich ist gegenüber einem metasomatischen Verlust von Alkalien. Für höhergradige Metamorphose ergeben sich aber ebenfalls durchaus Probleme mit möglichen Elementmobilisierungen von Fe und Mg. Die untersuchten Proben aus dem Arbeitsgebiet plotten in diesem Diagramm einheitlich in das tholeiitische Feld (Abb.5.3e).

5.6.2 Klassifizierung anhand von HFSE

Für metamorph überprägte basische Magmatite sind spezielle Klassifikationsdiagramme auf Basis der relativ immobilen HFSE weitaus besser geeignet als Diagramme mit Verwendung von Hauptelementen.

So lassen sich anhand der P₂O₅-Zr und TiO₂-Zr/P₂O₅-Diagramme nach WINCHESTER & FLOYD (1976) die Metabasite als überwiegend tholeiitische Basalte ansprechen. Das P₂O₅-Zr-Diagramm (Abb. 5.3c) nutzt die Tatsache, daß Alkalibasalte für einen gegebenen Zr-Gehalt eine höhere P₂O₅-Konzentration besitzen als Tholeiite. Aufgrund möglicher Mobilität von P ist das TiO₂-Zr/P₂O₅-Diagramm (Abb. 5.3d) allerdings empfindlich gegenüber starker Alterierung. Eine größere Streuung des Zr/P₂O₅-Verhältnisses ist innerhalb der Probenserie deutlich erkennbar. Trotzdem liegen die analysierten Gesteine mehrheitlich im Tholeiitfeld. Zu den wenigen Metabasiten, deren darstellende Punkte innerhalb des Feldes der Alkalibasalte liegen, gehören die metatektischen Leukosome sowie in Abb. 5.3d der stark differenzierte Granatamphibolit Lo1*. Ax 26* unterstützt auch in diesen Diagrammen die Annahme einer abweichenden magmatischen Genese.

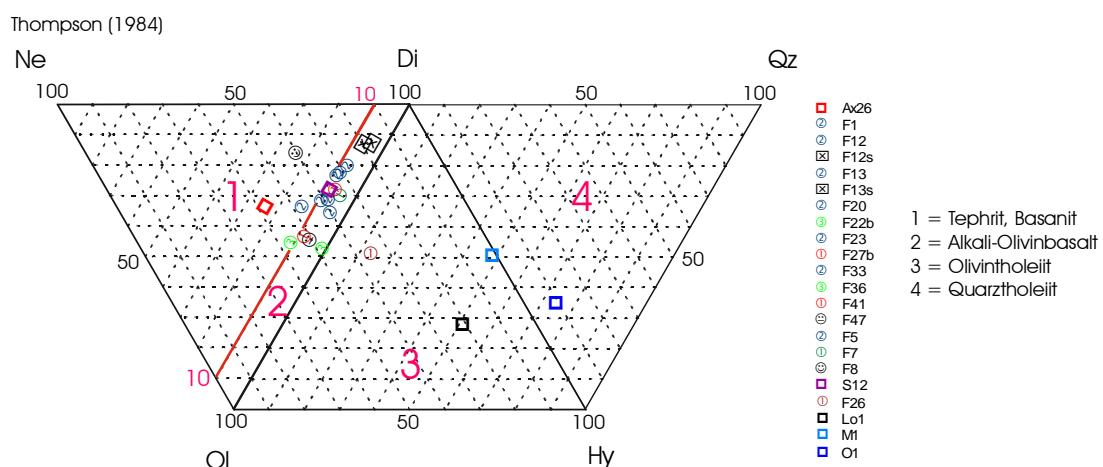


Abb. 5.5. CIPW-Diagramm nach THOMPSON (1984).

5.7 Übergangselemente

Für die Untersuchung des geochemischen Verhaltens von Basalten und Gesteinen aus basaltischen Edukten eignen sich spezielle Übergangselement-Diagramme. Diese basieren auf normierten Verteilungsmustern der Übergangselemente Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu und Zn. Im vorliegenden Fall wurde auf die Verwendung von Sc wegen des großen Fehlers bei der Elementbestimmung durch die RFA verzichtet. Basalte von Mittelozeanischen Rücken zeigen meist den Trend einer progressiven Abreicherung von Ti bis Ni und weisen neben positiven Ti-Anomalien auch negative Cr-Anomalien auf (ROLLINSON, 1993; Kap. 4.6., S. 155). Abreicherungen von Cr und Ni innerhalb einer Gesteinsgruppe sind durch Fraktionierung von Olivin und Klinopyroxen gesteuert, während Ti- und V-Anomalien die Rolle von Fe-Ti-Oxiden (Ilmenit, Magnetit) widerspiegeln. Cu und Zn sind für eine geochemische Interpretation eher ungeeignet, da primäre Konzentrationen durch Alterierung oder Metamorphose stark verändert werden können, wie dies z.B. für Cu anzunehmen ist (siehe Abschnitt 5.5.3).

Normiert wurden die Konzentrationen der Übergangsmetalle auf deren Gehalte im primitiven Mantel und zum Vergleich auf C1 Chondrit (SUN, 1982). Die zugehörigen Normierungsdaten sind in Anhang A.14 aufgeführt. Für die Diagramme wurde die Einteilung der Analysen in Gruppen aus Abschnitt 5.2.4 beibehalten.

5.7.1 Beobachtungen an Übergangselementdiagrammen

In den auf primitiven Mantel normierten Diagrammen (Abb. 5.6a und 5.6b) sind die Schwankungsbreiten der Kurvenverläufe innerhalb der Metabasite von Gruppe 1 relativ gering, weshalb diese als einheitliches Datenfeld zusammengefaßt wurden. Eingefügte Verteilungsmuster von N-MORB (aus HUMPHRIS ET AL., 1985) zeigen einen dem Trend von Gruppe 1 gleichartigen Kurvenverlauf, welcher darauf hindeutet, daß bei der Petrogenese der Metabasite des Arbeitsgebietes eine MORB-ähnliche Komponente beteiligt gewesen sein muß. Eine deutliche Abweichung vom generellen Kurvenverlauf zeigt sich am retrograden Amphibolit Fp 22 aus der südlichen Scherzone. Hier sind die negativen Cr und Ni-Anomalien gegenüber dem Trend von Gruppe 1 stärker ausgeprägt. Die Ursache ist sicherlich im Zusammenhang mit verstärkter sekundärer Elementmobilität innerhalb der Scherzonen zu sehen (siehe Abschnitt 5.4). Auch für die Granatamphibolite und für Probe Ax 26* ist eine überdurchschnittliche Abreicherung von Cr und Ni gegenüber primitivem Mantel erkennbar. Diese Proben entstammen allerdings nicht den Scherzonen. Denkbar wäre, daß es sich dabei um genetisch veränderte Magmen aus späteren Differenziaten handelt, welche durch fortgeschrittene Fraktionierung an Cr und Ni schon stärker abgereichert waren.

Prinzipiell ähnliche Anomalie-Muster zeigen sich an dem auf C1 normierten Diagramm (Abb. 5.6c). Dort ist auch die für basaltische Gesteine typische progressive Elementabreicherung von Ti nach Ni gut nachzuvollziehen. Charakteristisch ist die positive Ti-Anomalie neben einer ausgeprägten Abreicherung von Cr und Ni. V ist gegenüber den Normierungen relativ angereichert.

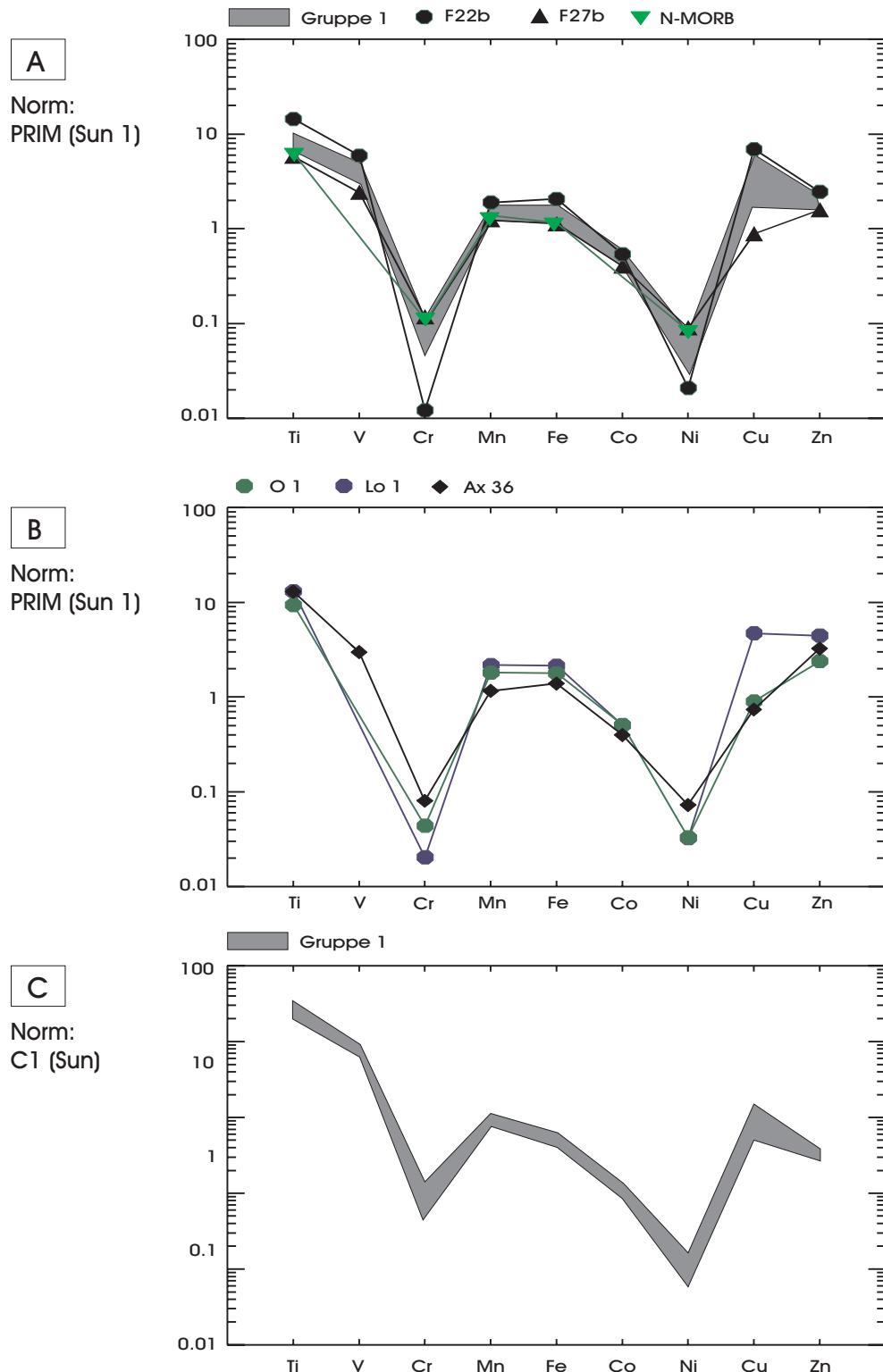


Abb. 5.6. Übergangselementdiagramme mit Normierungen auf primitiven Mantel (a+b) und für Gruppe 1 vergleichend auf C1-Chondrit (c). Normierungswerte aus SUN (1982).

5.8 Spiderdiagramme (Coryell-Masuda-Diagramme) der Spurenelemente

Die verwertbaren Spurenelementkonzentrationen der in dieser Arbeit analysierten Metabasite wurden auf primitive Mantelzusammensetzung (HOFMANN, 1988) und zum Vergleich auf MORB (PEARCE, 1983) normiert und in Coryell-Masuda-Diagrammen (sogenannten Spiderdiagrammen) dargestellt, um mögliche petrogenetische Entwicklungstrends herausstellen zu können. Hierzu muß angemerkt werden, daß einige der üblicherweise in solchen Diagrammen verwendeten Spurenelemente mit der RFA-Analytik nicht ausreichend erfaßt werden konnten, da ihre Konzentrationen unterhalb oder nur wenig über den verlässlichen Bestimmungsgrenzen liegen. Dadurch ergeben sich größere Lücken in den Diagrammen und eine Interpretation von Anomalien kann z.T. nur unter Vorbehalt vorgenommen werden, da diese durch fehlende Elemente induziert sein können. Zudem wurde in den Spiderdiagrammen Nb verwendet, obwohl dieses Element nur in wenigen Proben in Konzentrationen größer 10 ppm vorliegt. Die verwendeten Elemente sind auf der Abzisse von links nach rechts angeordnet, entsprechend einer zunehmenden Mantelkompatibilität. Ergänzend zu den Analysedaten wurden als Referenz ein N-MORB und OIB (aus HUMPHRIS ET AL., 1985) in die Diagramme eingefügt. Normierungsdaten und Elementgehalte des N-MORB und OIB sind in Anhang A.14 aufgeführt.

Anreicherungsmuster der LFSE (Rb, Ba, K u.a.) geben durch ihre relativ leichte Mobilisierbarkeit mögliche Hinweise auf Überprägungen durch Fluide. Die eher immobilen HFSE (Zr, Ti, P u.a.) sind dagegen meist noch mit primären petrogenetischen Prozessen assoziiert.

5.8.1 Primitiver Mantel (HOFMANN, 1988)

Normierungsdaten für primitiven Mantel sind berechnete Daten für eine angenommene Mantelzusammensetzung vor der Bildung der kontinentalen Kruste und stellen relative An- oder Abreicherungen gegenüber primitiven magmatischen Trends heraus. Die bearbeiteten Proben zeigen generell deutliche Anreicherungen aller aufgeführten Elemente, durchschnittlich etwa 10- bis 20-fach gegenüber der primitiven Mantelzusammensetzung.

Generell ist für die Probenserie ein relativ ausgeglichener Kurvenverlauf kennzeichnend, mit einer nur mäßig ausgeprägten Fraktionierung zwischen den LILE und HFSE. Dies trifft insbesondere auf die Metabasite der Gruppe 1 zu und gibt Hinweise auf einen eher primitiveren Charakter der magmatischen Edukte (Abb. 5.7a). Ba und Nb besitzen leicht negative Anomalien. Die Nb-Anomalien können allerdings keine sicheren Hinweise auf eine mögliche Krustenkontamination der Magmen geben, da nicht für alle Analysen Nb-Werte bestimmt wurden. Die Anomalien sind besonders deutlich im Bereich von Scherzonen ausgebildet (z.B. Fp 22b), wo evtl. eine begrenzte Mobilität für Nb angenommen werden kann.

Die leicht negative Ti-Anomalie steht sicherlich im Zusammenhang mit der Fraktionierung von Fe-Ti-Phasen, während variable Rb und Ba-Konzentrationen sekundär durch unterschiedlich starke Nebengesteinskontamination oder Überprägung durch Fluidphasen verursacht sein können. Eine stärkere Anreicherung von K spiegelt die gegenüber der N-MORB-Zusammensetzung erhöhten K_2O -Gehalte der Probenserie wider. Die deutlichen LILE-Anreicherungen sind sicherlich auf deren Mobilität und Anreicherung während der Metamorphose und späterer niegriggradiger Überprägung zurückzuführen.

Stärkere Abweichungen vom ausgeglichenen Trendverlauf sind vor allem am Biotitamphibolit Fp 27b zu beobachten (Abb. 5.7c), welcher eine ausgeprägte Fraktionierung von LILE gegen HFSE in Form hoher Rb- und Ba-Anreicherungen und niedriger Zr und Ti-Gehalte anzeigt. Die hohen Rb-Gehalte sind zurückzuführen auf die Biotitführung des Gesteins. Deutliche Fraktionierung mit erhöhter Ba- und K- sowie relativ hoher Ce-Anreicherung ist außerdem an den Proben Ax 26* und S 12* zu sehen. Besonders für Ax 26* aus dem Liegenden des Arbeitsgebietes zeigt sich damit eine abweichende geochemische Signatur eines „entwickelten“ magmatischen Edukts, eher vergleichbar einem OIB als einem MORB. Es ist aber auch nicht auszuschließen, daß metasomatische Prozesse oder Krustenkontamination Einfluß auf die Elementverteilungen genommen haben.

Ebenfalls überdurchschnittlich angereichert an LILE sind die Granatamphibolite (Abb. 5.7b). An Lo 1* ist allerdings eine starke Abreicherung von K zu erkennen. Möglicherweise ist der unregelmäßige Kurvenverlauf von Lo 1* ein Ergebnis niedriggradiger Überprägung oder auch Verwitterung, denn das Gestein wurde aus einem stark geklüfteten Aufschluß entnommen. Die Kurvenverläufe der Granatamphibolite sind eher mit dem OIB zu vergleichen als mit N-MORB.

Eine besonders stark ausgeprägte positive Anomalie mit bis zu 100-facher Anreicherung (Fp 27b) ist an Pb ausgebildet (Abb. 5.7c). Sie betrifft alle analysierten Metabasite, auch Referenzproben von außerhalb des Arbeitsgebietes (Lo1*, O1*, Ax 26*). Wodurch dieser „Pb-Peak“ zustande kommt, ist nicht eindeutig zu klären. Möglicherweise ist dieser auf eine begrenzte Krustenkontamination zurückzuführen. Dabei ist aber zu beachten, daß der Normierungswert für Pb mit 0,175 ppm sehr gering ausfällt und die Analysengehalte mit durchschnittlich 5 bis 10 ppm um ein Vielfaches darüber liegen. Bei Normierung auf untere kontinentale Kruste wäre eine solche Pb-Anomalie nicht ausgebildet.

5.8.2 MORB (PEARCE, 1983)

Auf MORB normierte Spiderdiagramme sind generell gut geeignet für die Anwendung auf differenzierte Basalte, Andesite oder Krustengesteine (ROLLINSON, 1993; Kap. 4.4.1, S. 145). Sie sollen an dieser Stelle vergleichend zu den auf primitiven Mantel normierten Diagrammen betrachtet werden. Auch hier zeigt sich für die Metabasite der Gruppe 1 ein relativ gleichförmiger Kurvenverlauf, mit stärkerer Anreicherung der LILE Rb, Ba, und K gegenüber den HFSE, welche nur wenig über dem Faktor 1 zu liegen kommen (Abb. 5.8a).

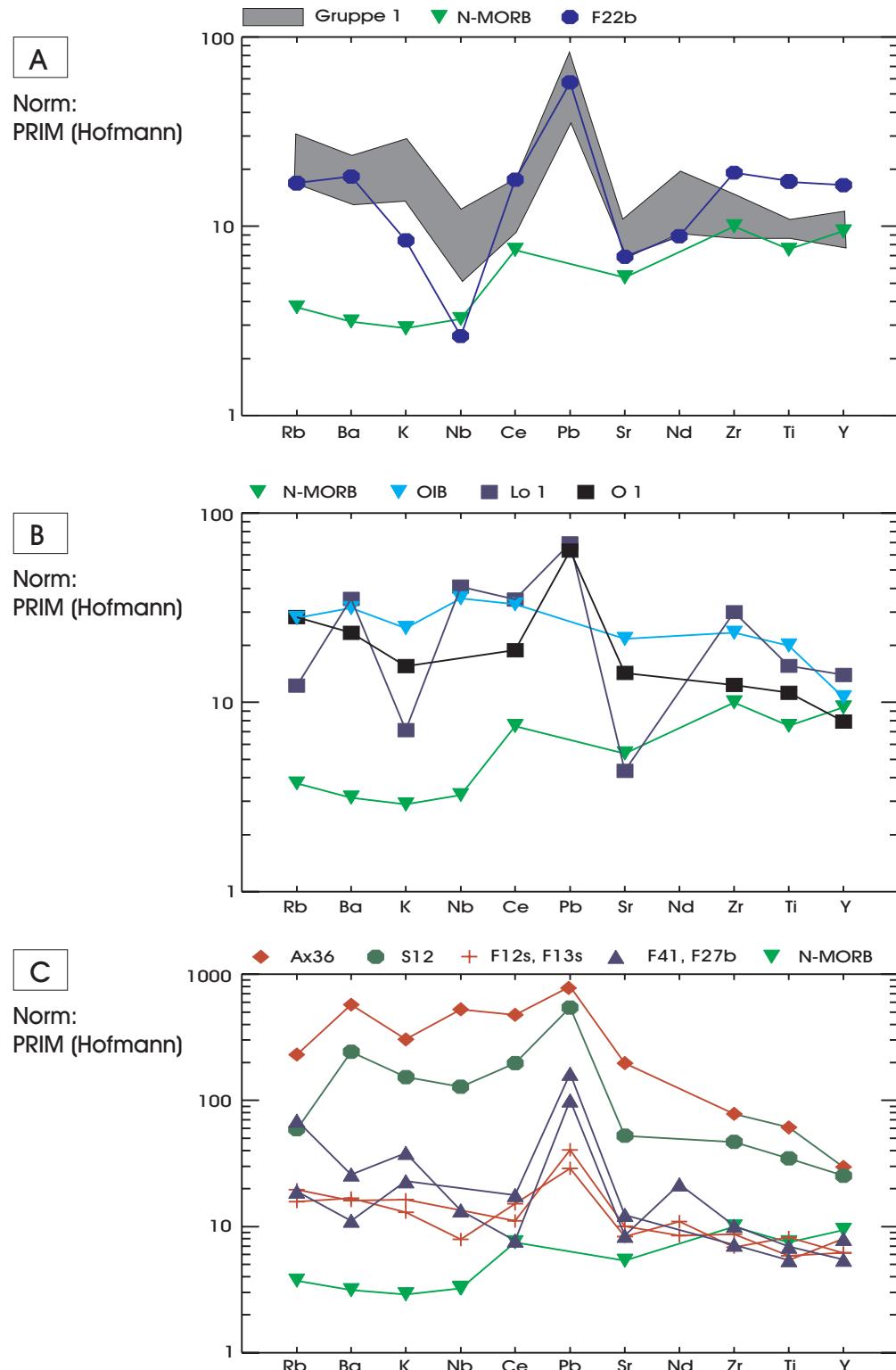


Abb. 5.7. Spiderdiagramme der Spurenelemente gegen primitiven Mantel normiert. Zum Vergleich sind ein N-MORB und OIB eingetragen (aus HUMPHRIS ET AL, 1985). Normierungswerte aus HOFMANN (1988).

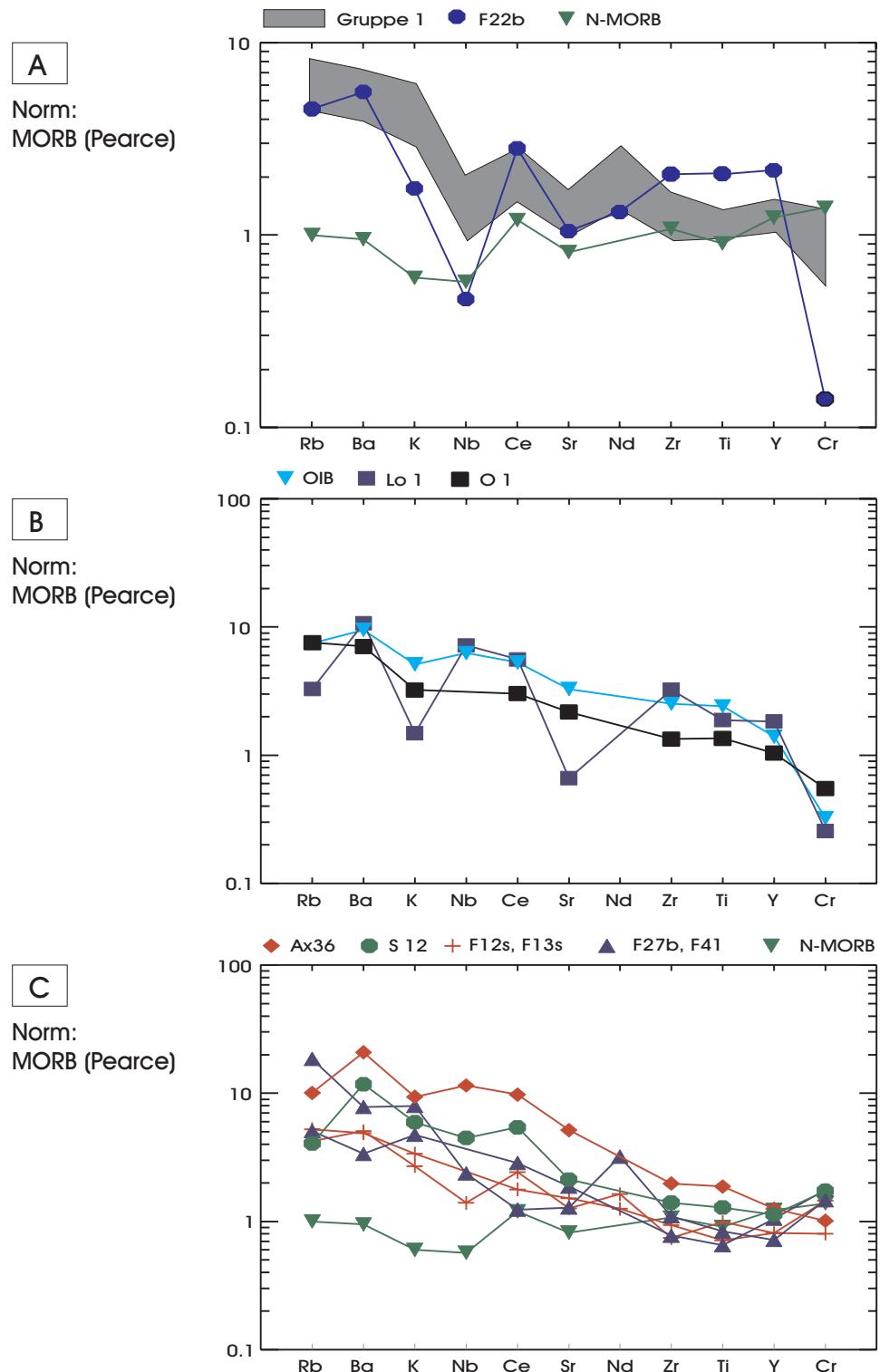


Abb. 5.8. Spiderdiagramme der Spurenelemente normiert gegen MORB. Zum Vergleich sind ein N-MORB und OIB eingetragen (aus HUMPHRIS ET AL., 1985). Normierungsdaten aus PEARCE (1983).

Ausnahmen bilden lediglich eine leicht positive Nd-Anomalie sowie die schon zuvor gegenüber primitivem Mantel beobachteten Nb-Anomalien. Zu beachten ist weiterhin eine in den niedriggradigeren Scherzonengesteinen (Fp 22b) deutlich ausgeprägte Cr-Abreicherung.

Die Granatamphibolite (Lo1*, O1*) zeigen in den MORB-normierten Diagrammen, abgesehen von den negativen K- und Sr-Anomalien an Lo1*, einen OIB-ähnlichen Kurvenverlauf (Abb. 5.8b). Die K- und Sr-Gehalte können sekundär durch Metamorphose und Fluiddurchsatz verändert worden sein.

Der biotitführende Amphibolit Fp 27b und die Referenzproben Ax 26* und S12* (Abb. 5.8c) zeigen auch an den MORB-normierten Diagrammen stärkere Anreicherungen von LILE gegenüber dem allgemeinen Trend.

5.9 Geotektonische Position

5.9.1 Diskriminationsdiagramme

Die in dieser Arbeit verwendeten Diskriminationsdiagramme zur Unterscheidung von basaltischen Gesteinen nach ihrer geotektonischen Position basieren überwiegend auf den relativ immobilen HFSE (Ti, Zr, Y) und auf den Elementen V und Cr, da für diese Elemente eine gute Richtigkeit der Analysedaten und keine oder nur begrenzte Mobilität nachgewiesen werden konnten (Abschnitt 5.5.3). Derart erstellte Diagramme sollten allerdings nur als ein Hinweis auf die Magmenentstehung in einer bestimmten plattentektonischen Position gewertet werden, denn sekundäre Elementmobilisierungen und natürliche Variationen der Elementkonzentrationen infolge fraktionierter Kristallisation, unterschiedlicher Aufschmelzgrade, Magmenmischung oder Wechselwirkungen mit Fluiden können auf den Chemismus der untersuchten Gesteine bedeutenden Einfluß genommen haben. Hinzu kommt, daß nicht alle geotektonischen Environments durch derartige Diagramme klar geochemisch definiert und voneinander unterscheidbar sind. So sei z.B. darauf hingewiesen, daß das Ti-Zr-Y-Diagramm von PEARCE & CANN (1973) nicht in der Lage ist, krustal kontaminierte Flutbasalte richtig darzustellen und ebensowenig zwischen verschiedenen Typen von MORB zu unterscheiden (ROLLINSON, 1993; Kap. 5.2.1, S. 176). In Kombination mit anderen Beobachtungen und Methoden können diese Diagramme dennoch ein nützliches Hilfsmittel sein, um Hinweise für die Rekonstruktion der plattentektonischen Position zu bekommen oder um vorhandene Theorien zu überprüfen.

Die Ti-Zr und Ti-Zr-Y-Diskriminationsdiagramme nach PEARCE & CANN (1973) eignen sich für tholeiitische Basalte mit einer Konzentration von CaO + MgO zwischen 12 und 20 Gew.-%. Diese Bedingung trifft auf die Metabasite der Gruppe 1 mit Ausnahme von Fp 8 und Fp 13 zu, während die Gehalte dieser Oxide in den metatektischen Leukosomen und Biotitamphiboliten 3 bis 5 Gew.-% darüber liegen. Gesteine mit signifikantem Kumulatgehalt können fehlerhafte Ergebnisse durch Verdünnung der Elementkonzentrationen von Ti, Zr und Y hervorrufen. Kumulatanreicherungen von Ti-haltigen Phasen oder Klinopyroxen sind in den analysierten Gesteinen allerdings nicht anzunehmen. In beiden Diagrammen (Abb. 5.9a und 5.9b) fallen die darstellenden Punkte der analysierten Metabasite mehrheitlich in die MORB-Felder, mit

Ausnahme von Lo1*, Ax 26* und M1*. Im Ti-Zr-Y-Diagramm liegen letztere im Feld der WPB, während sie im Ti-Zr-Diagramm zusammen mit den an TiO_2 angereicherten Scherzenenproben Fp 22b und Fp 36 außerhalb der vorgesehenen Felder zu liegen kommen. Granatamphibolit Lo1* plottet im Ti-Zr-Y-Diagramm als CAB, was mit der relativ hohen Anreicherung von Zr zu erklären ist (siehe Abschnitt 5.5.3).

Das Ti-Zr-Sr-Diagramm nach PEARCE & CANN (1973) ist strenggenommen auf die von hochgradiger Metamorphose betroffenen Metabasite des Val Strona nicht anwendbar, da Sr bei Metamorphosebedingungen mobil ist. Dennoch fallen die Metabasite der Gruppe 1 wiederum mehrheitlich in das Feld der MORB (Abb. 5.9c). Deutlich heraus fallen dagegen die Proben Ax 26* und Fp 27b, welche nach diesem Diagramm den IAT zuzuordnen wären. Lo1* kommt aufgrund des hohen Zr-Gehalts außerhalb der Feldereinteilung zu liegen.

Überwiegend MORB-Affinität zeigen die Metabasite der Gruppe 1 auch im Zr/Y-Zr-Diagramm (Abb. 5.9f) nach PEARCE & NORRY (1979). Einige der Proben aus Gruppe 1 (Fp 12, Fp 13, S 12*, M 1*) fallen aufgrund des hohen Zr/Y-Verhältnisses ($>3,5$) jedoch zusammen mit den Granatamphiboliten und Ax 26* ins Feld der WPB. Das höchste Zr/Y-Verhältnis besitzt mit $\text{Zr}/\text{Y} = 7$ die Probe M1*.

Im Ti-Cr-Diagramm (PEARCE, 1975) sind alle Metabasitanalysen den OFB (MORB) zuzuordnen (Abb. 5.9d), werden allerdings nicht weitergehend voneinander unterschieden.

Das häufig verwendete und gut untersuchte Ti-V-Diagramm nach SHERVAIS (1982) basiert auf den von f_{O_2} abhängigen Verteilungskoeffizienten von V, was eine Unterscheidung reduzierter Magmen wie z.B. MORB von relativ oxidierten Magmen ermöglicht (Abb. 5.9e). Variationen der V-Konzentrationen in Abhängigkeit vom Ti-Gehalt, sind daher ein Maßstab für f_{O_2} eines Magmas und für stattgefundene Fraktionierungsprozesse. Dieses Diagramm ist für die untersuchten Metabasite besonders geeignet, da Ti und V als relativ immobil unter hydrothermaler Überprägung und mittel- bis hochgradigen metamorphen Bedingungen gelten. Mit Ti/V-Verhältnissen von 28 bis 40 kommt der überwiegende Teil der Analysen wiederum im MORB-Feld zu liegen, darunter auch die Biotitamphibolite Fp 27b und Fp 41. Lediglich M1* und Ax 26* liegen mit Ti/V-Verhältnissen von 52 bzw. 69 im Feld der OIB und Alkalibasalte.

Eine größere Streuung der darstellenden Punkte ergibt sich im $\text{MnO}-\text{TiO}_2-\text{P}_2\text{O}_5$ -Diagramm nach MULLEN (1983). Obwohl nach diesem Diskriminationsdiagramm die Metabasite mehrheitlich wiederum als MORB charakterisiert werden können, fallen aus der Gruppe 1 einzelne Analysen heraus (Abb. 5.9g). So kommt z.B. Fp 20 neben Fp 41 im IAT-Feld zu liegen. Die Referenzproben S12* und Lo1* plotten in das Feld der OIA und M1* wäre nach diesem Diagramm als OIT anzusprechen. Die für das Diagramm verwendeten Elemente Mn, Ti und P werden unter hydrothermalen und niedriggradig metamorphen Bedingungen als immobil angesehen, aber die hochgradige Metamorphose und retrograde Überprägungen der bearbeiteten Gesteine macht die Anwendung von Mn und P eher unsicher. Außerdem verstärken sich durch die Multiplikation mit dem Faktor 10 eventuelle Analysefehler von MnO und P_2O_5 (ROLLINSON, 1993; Kap. 5.2.2, S. 198).

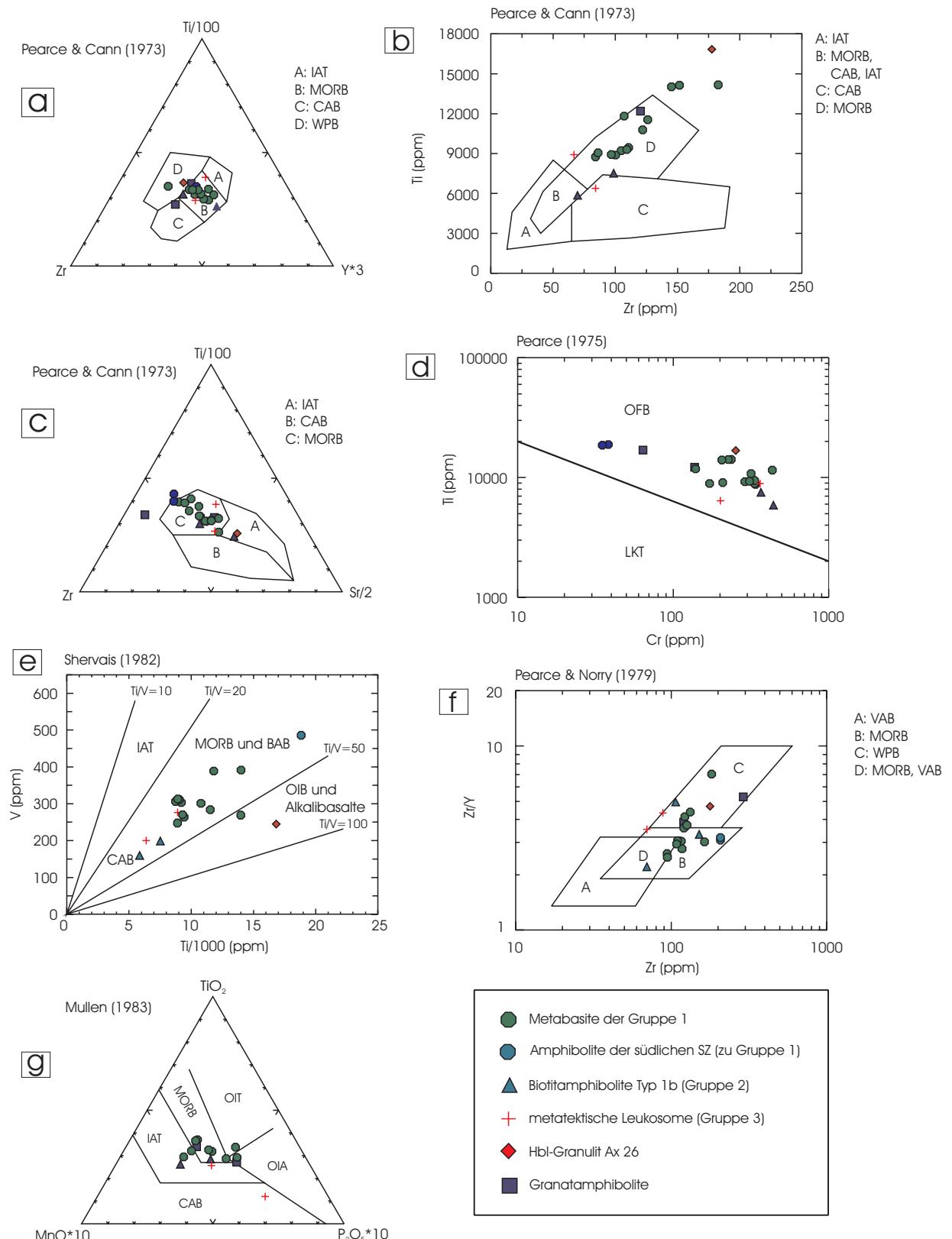


Abb. 5.9. Diskriminationsdiagramme.

5.9.2 Elementverhältnisse

Zur weitergehenden Unterscheidung der Metabasitgruppen nach ihrem geotektonischen Entstehungsmilieu eignen sich spezielle Spurenelementverhältnisse, die generell weniger empfindlich gegenüber geringfügiger Fraktionierung sind als die jeweiligen Absolutgehalte. Leider kann das für die Unterscheidung zwischen verschiedenen Basalttypen kritische Verhältnis Y/Nb (nach FLOYD & WINCHESTER, 1975) aufgrund der stark eingeschränkten Zahl verlässlicher Nb-Elementgehalte in Tabelle 5.2 nicht mit angeführt werden. Aus den übrigen Verhältnissen läßt sich jedoch ableSEN, daß die Metabasite der Gruppe 1 am ehesten mit Elementverhältnissen von N-MORB (nach WOOD ET AL., 1979) übereinstimmen. Auch die Biotitamphibolite Fp 41 und Fp 27b besitzen ähnliche Elementverhältnisse, mit Ausnahme eines niedrigeren Wertes für Ti/Zr. Deutlichere Abweichungen von N-MORB ergeben sich für die Verhältnisse der Granatamphibolite und erwartungsgemäß für die metatektischen Leukosome. Das niedrige Zr/P₂O₅-Verhältnis der Metatektanalysen ist sicherlich auf die bevorzugte Anreicherung von P₂O₅ in den Mobilisaten zurückzuführen. Ax 26* besitzt neben einem niedrigen Zr/P₂O₅-Verhältnis vor allem ein recht hohes Ba/Zr-Verhältnis, was einem mehr angereicherten Magma entspricht. Die für Ax 26* und S 12* ermittelten Elementverhältnisse kommen denen eines Alkalibasalts am nächsten, wenn sie auch nicht direkt übereinstimmen.

	Lo1, O1	Gruppe 1	27b, 41	12s, 13s	Ax 26	S 12	N-MORB	E-MORB	AB
Ba/Zr	0.952	1.027	1.273	1.338	2.351	1.867	0.130	1.710	1.700
Zr/P ₂ O ₅	0.069	0.074	0.071	0.023	0.041	0.043	0.069	0.053	0.046
Ti/Zr	101.3	92.7	80.1	104.7	94.7	91.2	91.0	60.0	80.0

Tab. 5.2. Mittelwerte von Elementverhältnissen für Metabasite aus der IVZ. Daten für N-MORB, E-MORB und Alkalibasalt stammen aus WOOD ET AL. (1979).

5.10 Zusammenfassung geochemischer Beobachtungen

Die auf der Basis der Felduntersuchungen vorgenommene Einteilung der verschiedenen Amphibolite und granulitfaziellen Metabasite läßt sich durch die geochemischen Analysen weitestgehend unterstützen. Der Großteil der Analysen fällt unter die Metabasite der Gruppe 1, von denen strenggenommen die retrograd überprägten Amphibolite der südlichen Scherzone durch ihre stärker abweichende Elementverteilung auszuklammern wären. Von den anderen Gruppen sind jeweils nur wenige oder Einzelproben vorhanden, so daß sich an diesen keine internen Trends ausarbeiten lassen. Sie können lediglich vergleichend zu den Metabasiten der Gruppe 1 betrachtet werden.

Als Edukte kommen generell basische Magmatite in Frage, worauf typische Trendverläufe in verschiedenen Variationsdiagrammen sowie die relativ hohen Cr- und Ni-Gehalte hinweisen. Orthogenen Charakter der Metabasite des Val Strona postulieren auch SILLS & TARNEY (1984) in ihrer Arbeit über die Metabasite des Val Strona. Die lithologische Abfolge im Gelände deutet auf eher effusive Förderung der Magmen hin, da einige Metabasite eine tuffitische Ausbildung besitzen.

Die Beurteilung der Metabasite anhand von Klassifizierungs- und Diskriminationsdiagrammen kann aufgrund nachgewiesener Elementmobilitäten während prograder und retrograder Metamorphose nur unter Vorbehalt erfolgen. Anreicherungen ergeben sich für K, Rb, Ba, Na, und Sr. Eine Abreicherung ist vor allem für Si und stellenweise Ca anzunehmen. Chemische Trends, die aus hydrothermaler Ozeanbodenmetamorphose und Spilitisierung hervorgehen, entsprechen in etwa diesem Elementverschiebungsmuster (VALLANCE, 1974).

Hauptelementklassifizierungen deuten auf basaltischen Chemismus, mit sekundärer Anreicherung von Na_2O und K_2O neben Abreicherung von SiO_2 hin, woraus sich der normative Nephelin-Gehalt bei CIPW-Berechnung ergibt. Klassifizierungsdiagramme der immobilen Haupt- und Spurenelemente ordnen die Metabasite mit Ausnahme von Ax 26* überwiegend den Tholeiiten zu.

Auf primitiven Mantel und MORB normierte Spurelementverteilungsmuster in Spiderdiagrammen ergeben für die Metabasite der Gruppe 1 eine deutliche Anreicherung von Rb, Ba und K gegenüber N-MORB bei einem ansonsten relativ ausgeglichenen Kurvenverlauf. Daraus ergibt sich der Hinweis auf Beteiligung einer MORB-ähnlichen Komponente während der Petrogenese der Ausgangsgesteine mit späterer Überprägung durch fluidgesteuerte Prozesse während der Metamorphose. Die stark positive Pb-Anomalie der mantelnormierten Diagramme und vereinzelte negative Nb-Anomalien zeigen evtl. eine Krustenkontamination an. Stärkere Fraktionierung der LILE gegenüber den HFSE kann an den Biotitamphiboliten beobachtet werden und ist dort möglicherweise als das Ergebnis eines kleinräumigen Stoffaustauschs mit angrenzenden Metasedimenten oder aber als eigenständige Signatur zu deuten. Ax 26* weist einen von den übrigen Analysen deutlich abweichenden Fraktionierungsgrad auf, während die Granatamphibolite z.T. Affinitäten zu OIB zeigen. Die Beteiligung von MORB-Komponente während der Petrogenese der Metabasite der Gruppe 1 lässt sich aus MORB-typischen Kurvenverläufen der Übergangsmetall-Diagramme ableiten.

Verschiedene geotektonische Diskriminationsdiagramme auf Basis der HFSE klassifizieren die Metabasite des Arbeitsgebietes ebenfalls als MORB, während Ax 26* und teilweise die Granatamphibolite darin Affinitäten zu WPB oder OIB aufweisen.

SILLS & TARNEY (1984) unterteilen die Metabasite des mittleren Val Strona aufgrund ihrer Spurelementverteilungen in verarmte N-MORB-Basalte und angereicherte E-MORB-Basalte. Wirkliche E-MORB-Affinitäten können anhand der in dieser Arbeit analysierten Probenauswahl nicht bestätigt werden. Am ehesten würden die als Biotitamphibolite bezeichneten dünnen Metabasitlagen einem angereicherten MORB entsprechen, während die N-MORB-Basalte die Metabasite der Gruppe 1 umfassen. Die Referenzproben S 12* und Ax 26* besitzen anhand eines Vergleichs der Spurelementverhältnisse Affinitäten zu Alkalibasalten.

Kapitel 6

Diskussion der Ergebnisse

Die im Rahmen der Kartierung aufgenommenen Lithologien des Arbeitsgebietes bilden eine heterogene Wechselfolge von amphibolit- bis granulitfaziellen Metapeliten und Metabasiten mit zwischengeschalteten geringmächtigen kalksilikatischen Lagen und Pegmatoiden.

Als Edukte der Amphibolite und granulitfaziellen Metabasite des Typs 1 und 2 kommen bei Betrachtung der geochemischen Daten leicht angereicherte Basalte mit N-MORB-Charakter in Frage, während für die Biotitamphibolite des Typs 1b eine stärkere Anreicherung von LILE zu beobachten ist. Eine derartige Anreicherung lässt sich durch kleinräumigen Stoffaustausch während der Metamorphose erklären. Deutliche Abweichungen vom MORB-Charakter weisen die im Hangenden des Arbeitsgebietes entstammenden Granatamphibolite auf. Ihre chemischen Signaturen zeigen Affinitäten zu OIB. Die im granulitfaziellen Bereich des Val Strona entnommenen Referenzproben Ax 26* und S12* besitzen Elementverteilungsmuster, welche Ähnlichkeiten mit Alkalibasalten aufweisen. SILLS & TARNEY (1984) kamen bei ihrer geochemischen Bearbeitung der Metabasite auf ähnliche Ergebnisse, während MAZZUCHELLI & SIENA (1986) zwischen tholeiitischem Chemismus im Liegenden und alkalinem Chemismus im Hangenden der Profilabfolge des Val Strona unterscheiden. Eine derartig klare Aufteilung des Magmenchemismus der Metabasite ist mit der begrenzten Anzahl von Referenzproben außerhalb des eigenen Arbeitsgebietes leider nicht nachvollziehbar.

Unreife Sedimente wie z.B. Grauwacken kommen nach MEHNERT (1975) und SILLS & TARNEY (1984) als Edukte der quarzreichen metapelitischen bis metapsammatischen Gneise und Granulite in Frage. Die besonders im unteren Val Strona vorkommenden mächtigen Marmorlagen könnten Relikte kleinerer Karbonatplattformen darstellen. Der Zeitraum der Sedimentation felsischer Gneisedukte in der IVZ kann aufgrund der polyphasen Metamorphose und Deformation nicht mehr direkt bestimmt werden. Hunziker & Zingg (1980) geben das Ordovizium als mögliches Sedimentationsalter an. Nach Vavra et al. (1996) deuten U-Pb SHRIMP Alter an Zirkonkernen aus Metapeliten der IVZ mit 355 ± 6 Ma eher auf eine Sedimentation im frühen Karbon hin.

Generell wird die heterogene Metasediment-Wechselfolge im Val Strona als das Produkt eines spätpaläozoischen Akkretionskeils betrachtet (SILLS & TARNEY, 1984; HANDY ET AL., 1999 u.a.). Für diese Annahme spricht vor allem der MORB-Charakter der im Arbeitsgebiet konkordant eingeschalteten Metabasite sowie eine darin undeutlich ausgebildete Nb-Anomalie. Die Metabasite stellen möglicherweise während des Akkretionsvorgangs angegliederte Späne ehemaliger ozeanischer Kruste dar. Anreicherung an LILE gegenüber typischem N-MORB ließe sich dann als Ergebnis von Ozeanbodenmetamorphose oder subduktionsbezogener

Fluidüberprägung deuten. Das Vorkommen von MORB und angereicherten Tholeiiten bzw. von Alkalibasalt innerhalb der lithologischen Abfolge des Val Strona entspricht der Situation moderner Ozeanböden, wo z.B. durch Einfluß von Hot-Spot-Vulkanismus und Transformstörungen alkalibasaltische Magmen oder angereicherte E-MORB Basalte gefördert werden. Derartige Unregelmäßigkeiten in Form ozeanischer Inseln oder hydratisierter Basalte werden bei Akkretionskeilbildung aufgrund ihrer geringeren Dichte leicht inkorporiert. Hinweise auf ein Subduktionsereignis wurden von Wittman (2001) anhand der geochemischen Signatur von Ultrabasiten bei Campello Monti gefunden.

Die hochtemperierte amphibolit- bis granulitfazielle Metamorphose der IVZ wird als in etwa zeitgleich mit der durch „magmatic underplating“ gesteuerten Platznahme der Mafischen Formation vor ca. 300 bis 295 Ma angesehen (ZINGG ET AL., 1990; HENK ET AL., 1997). Aus Geländebefunden ist eindeutig ersichtlich, daß eine durchgreifende Regionalmetamorphose alle Lithologien des Arbeitsgebietes erfaßt hat. Andeutungen einer vorangegangenen variszischen Hochdruckmetamorphose finden sich in eklogitischen Relikten am SE-Rand der IVZ (HANDY ET AL., 1999). Innerhalb des Arbeitsgebietes sind derartige Relikte allerdings nicht gefunden worden.

Retrograde Überprägungen sind besonders entlang der Scherzonen ausgebildet, deren Anlage überwiegend in den Zeitraum des abklingenden Metamorphosemaximums zu stellen ist. Die Auswertung der Gefügedaten an hochtemperierten Scherzonen des Arbeitsgebietes steht im Einklang mit den Beobachtungen von BRODIE & RUTTER (1987) und RUTTER ET AL. (1993), welche als Auslöser der Scherbewegungen postmetamorphe permische bis mesozoische Krustenausdünnung in Betracht ziehen. In der Scherzone bei Otra eingeschuppte peridotitische Manteltektonite zeigen nach WITTMANN (2001) möglicherweise subduktionsbezogene metasomatische Überprägungen an. Diese Beobachtung untrügt die Annahme, daß die heterogene Lithologieabfolge des Val Strona das Ergebnis eines ehemaligen Akkretionskeils ist. Auf ein mögliches Subduktionsereignis deutet vor allem das Vorkommen von Kelyphit-peridotiten bei Alpe Piumero und bei Premosello im Val d’Ossola hin (WITTMANN, 2001; LENSCHE & ROST, 1972). Die endgültige Platznahme und Boudinage der Peridotitkörper steht sicher im Zusammenhang mit der Aktivität der Scherzonen, welche auch eine Zufuhr von Fluiden begünstigt haben könnte. Da die Peridotiteinschaltungen auch von später bruchhafter Deformation betroffen sind, ist deren ursprünglicher Verband mit hochtemperierten Myloniten selten erhalten.

Literaturverzeichnis

AHRENDT, H. (1980): Die Bedeutung der Insubrischen Linie für den Bau der Alpen. - N. Jb. geol. Paläont. Abh. 160, S. 336-362.

ARTINI, E., MELZI, G. (1900): Ricerche petrografiche e geologiche sulla Val Sesia. - Mem. R. Ist. Lomb. Sci. E Lett., Cl. Sc. Mat. Nat. 18.

BARBOZA, S. A., BERGANTZ, G. W. (2000): Metamorphism and Anatexis in the Mafic Complex Contact Aureole, Ivrea Zone, - Nothern Italy. J. Petrology 41, S. 1307-1327.

BEACH, A., TARNEY, J. (1978): Major and trace element patterns established during retrogressive metamorphism of granulite facies gneisses, NW Scotland. - Precambrian Res. 7, S. 325-348.

BERCKHEMER, H. (1968): Topographie des "Ivrea-Körpers" abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 48, S. 235-246.

BERTOLANI, M. (1968): La petrografia della Valle Strona (Alpi Occidentali Italiane). - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 48, S. 695-732.

BEVINS, R.E., KOKELAAR, B. P., DUNKLEY, P.N. (1984): Petrology and geochemistry of lower to middle Ordovician igneous rocks in Wales: a volcanic arc to marginal basin transition. - Proc. Geol. Ass. 95, S. 337- 347.

BORIANI, A., GIOBBI ORIGONI, E., BORGHI, A., CAIRONI, V. (1990): The evolution of the "Serie dei Laghi" (Strona-Ceneri and Scisti dei Laghi): the upper component of the Ivrea-Verbano crustal section; Southern Alps, North Italy, and Ticino, Switzerland. - Tectonophysics 182, S. 103-118.

BORIANI, A., PEYRONEL PAGLIANI, G. (1968): Rapporti fra le plutoniti ercniche e le metamorfiti del "Massiccio dei Laghi" nella zona del M. Cerano (Bassa Val d'Ossola). - Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol. 24, S. 111-142.

BORIANI, A., SACCHI, R. (1973): Geology of the junction between the Ivrea-Verbano and Strona-Ceneri Zone. - Mem. 1st. Geol. Mineral. Univ. Padova 28, S. 1-35.

BRODIE, K. H. (1981): Variation in amphibole and plagioclase composition with deformation. - Tectonophysics 78, S. 385-402.

BRODIE, K. H., RUTTER, E. H. (1987): Deep crustal extensional faulting in the Ivrea Zone of nothern Italy. - Tectonophysics 140, S. 193-212.

BROWN, G., HAWKESWORTH, C., WILSON, C. (1992): Understanding the Earth, Cambridge University Press, UK

BUCHER, K., FREY, M. (1994): Petrogenesis of metamorphic rocks. - Springer Verlag, Berlin - Heidelberg - New York, 6. ed.

BULETTI, M. (1983): Zur Geochemie und Entstehungsgeschichte der Granat-Amphibolite des Gambarognogebietes, Ticino, Südalpen. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt 63.

BURKE, M. M., FOUNTAIN, D. M. (1990): Seismic properties of rocks from an exposure of extended continental curst: New laboratory measurements from the Ivrea Zone. - Tectonophysics 182, S. 119-146.

DOSTAL, J., STRONG, D. F., JAMIESON, R.A. (1980): Trace element mobility on the mylonite zone within the ophiolite aureole, St. Anthony complex, Newfoundland. - *Earth Planet. Sci. Lett.* 49, S. 188-192

FLOYD, P. A., WINCHESTER, J. A. (1975): Magma-type and tectonic setting discrimination using immobile elements. - *Earth Planet. Sci. Lett.* 146, S. 675-684

FOUNTAIN, D. M. (1976): The Ivrea-Verbano and Strona-Ceneri zones, northern Italy: a cross-section of the continental crust – new evidence from seismic velocities. - *Tectonophysics* 33, S. 145-165.

FRANCHI, S. (1905): Apunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano e sulle formazioni adiacenti. - *Boll. Del R.Com. Geol.* 36.

GIESE P., REUTTER, K-J., JACOBSHAGEN, V., NICOLICH, R. (1982): Explosion seismic crustal studies in the Alpine Mediterranean region and their implications to tectonic processes. - In: *Alpine-Mediterranean Geodynamics*. (edited by Berkhemer, H., Hsu, K.). Am. Geophys. Union, Geodynamics Series 7, S. 39-73.

GOLLING, S. (2001): Petrographie und Geochemie granulitfazieller Metakarbonate des Val Strona der Ivrea-Verbano-Zone, Norditalien. - Diplomarbeit, Institut für Geologie und Mineralogie der Universität Erlangen-Nürnberg, (in Vorbereitung).

HAHN-WEINHEIMER, P., HIRNER, A., WEBER-DIEFENBACH, K. (1984): Grundlagen und praktische Anwendungen der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA).- Friedrich Vieweg & Sohn, Braunschweig, Wiesbaden.

HANDY, M. R. (1987): The structure, age and kinematics of the Pogallo Fault Zone, Southern Alps, northwestern Italy. - *Eclogae Geol. Helv.* 80, S. 593-632.

HANDY, M. R., ZURBRIGGEN, R. (1997): A field guide to the bottom of the crust: Ivrea and Strona-Ceneri Zones. - Exkursionsführer, Universität zu Giessen.

HANDY, M. R., FRANZ, L., HELLER, F., JANOTT, B., ZURBRIGGEN, R. (1999): Multistage accretion and exhumation of the continental crust (Ivrea crustal section, Italy and Switzerland). - *Tectonics* 18, No.6, S. 1154-1177.

HENK, A., FRANZ, L., TEUFEL, S., ONCKEN, O. (1997): Magmatic underplating, extension, and crustal reequilibration: insights from a cross-section through the Ivrea Zone and Strona-Ceneri Zone, Northern Italy. - *J. Geol.* 105, S. 367-377.

HODGES, K.V. & FOUNTAIN, D.M. (1984): Pogallo Line, South Alps, northern Italy: An intermediate crustal level, low-angle normal fault? - *Geology* 12, S. 151-155.

HOFMANN, A. W. (1988): Chemical differentiation of the earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. - *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, S. 297-314.

HUMPHRIS, S.E., THOMPSON, G., SCHILLING, J.G., & KINGSLEY, R.A. (1985): Petrological and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge between 46°S und 32°S: influence of the Tristan da Cunha mantle plume. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, S. 1445-64.

HUPPERT, H. E., SPARKS, R. S. J. (1988): The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. - *J. Petrology* 29, S. 599-624

HURFORD, A. J. (1986): Cooling and Uplift Patterns in the Lepontine Alps and an age of movement on the Insubric Fault Line, south central Switzerland - *Contrib. Mineral. Petr.* 92, S. 413-429.

HUNZIKER, J. C., ZINGG, A. (1982): Zur Genese der ultrabasischen Gesteine der Ivrea-Zone. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 62, S. 483-486.

HYNES, A. (1980): Carbonatization and mobility of Ti, Y and Zr in Ascot Formation metabasalts, SE Quebec. - Contrib. Mineral. Petrol. 75, S. 79-87.

JENSEN, L. S. (1976): A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. - Ontario Div. Mines. Misc. Pap. 66.

KALAKAY, T. J., SNOKE, A. W. (1995): Anatectic melt generation and migration in a shear zone associated with a lower crustal mafic intrusion, Ivrea-Verbano zone, Italy. - In: The Origin of Granites and Related Rocks (eds. Brown, M., Piccoli, P. M.), U.S. Geol. Surv. Circ. 1129, S. 77-78.

KRETZ, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. - American Mineralogist 68, S. 277-279.

KRUHL, J. H. (1984): Metamorphism and Deformation at the Northwest Margin of the Ivrea Zone, Val Loana (N. Italy). - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 64, S. 151-167.

LE MAITRE, R. W., BATEMAN, P., DUDEK, A., KELLER, J., LAMEYRE LE BAS, M. J., SABINE, P. A., SCHMID, R., SORENSEN, H., STRECKEISEN, A., WOOLEY, A. R., ZANETTIN, B. (1989): A classification of igneous rocks and glossary of terms. - Blackwell, Oxford.

LENSCH, G., ROST, F. (1972): Kelyphitperidotite in der mittleren Ivreazone zwischen Val d'Ossola und Val Strona. Ein Beitrag zur Herkunftstiefe der Ultramafite der Ivreazone. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 52, S. 237-250.

LU, M., HOFMANN, A. W., MAZZUCHELLI, M., RIVALENTI, G. (1997a): The mafic-ultramafic complex near Finero (Ivrea-Verbano Zone), I. Chemistry of MORB-like magmas. - Chemical Geology 140, S. 207-222.

LU, M., HOFMANN, A. W., MAZZUCHELLI, M., RIVALENTI, G. (1997b): The mafic-ultramafic complex near Finero (Ivrea-Verbano Zone), II. Geochronology and isotope geochemistry. - Chemical Geology 140, S. 223-235.

MAZZUCHELLI, M., SIENA, F. (1986): Geotectonic significance of the metabasites of the Kinzigitic Series, Ivrea-Verbano Zone (Western Italian Alps). - Tschermaks Min. Petrogr. Mitt. 35, S. 99-116.

MEHNERT, K. R. (1975): The Ivrea Zone. A model of the deep crust. - N. Jb. Mineral. Abh. 125, S. 156-199.

MULLEN, E. D. (1983): MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. - Earth Planet. Sci. Lett. 62, S. 53-62.

NESSE, W.D. (1991): Introduction to Optical Mineralogy, Oxford University Press, New York, 2nd ed.

NOVARESE, V. (1906): La zona d' Ivrea. - Boll. Soc. Geol. Ital. 25.

PASSCHIER, C. W., TROUW, R. A. J. (1998): Microtectonics. Springer, Berlin, 2nd repr.

PEARCE, J. A. (1975): Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. - Tectonophysics 25, S. 41-68.

PEARCE, J. A. (1983): Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. - In: Continental basalts and mantle xenoliths (eds. Hawkesworth, C. J., Norry, M. J.), Shiva, Nantwich, S. 230-249.

PEARCE, J. A., CANN, J. R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. - *Earth Planet. Sci. Lett.* 19, S. 290-300.

PEARCE, J. A., NORRY, M. J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. - *Contrib. Mineral. Petrol.* 69, S. 33-47

PIN, C. (1986): Datation U-Pb sur zircons à 285 Ma du complexe gabbro-dioritique du Val Sesia -Val Mastallone et age tardi-hercynien du métamorphisme granulitique de la zone Ivrea-Verbano (Italie). - *C. R. Acad. Sci. Ser. 2*, S. 827-830.

PIN, C., SILLS, J. D. (1986): Petrogenesis of layered gabbros and ultramafic rocks from Val Sesia, Ivrea Zone, NW Italy: trace element and isotope geochemistry. - In: *The Nature of the Continental crust* (eds. Dawson, J. B., Carswell, D. A., Hall, J., Wedepohl, K. H.), *Geol. Soc. Spec. Publ.* 24, S. 231-249.

PINARELLI, L., DEL MORO, A., BORIANI, A. (1988): Rb-Sr geochronology of lower Permian plutonism in Massiccio dei Laghi, Southern Alps (NW Italy). - *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.* 43, S. 411-428.

RAMSAY, J. G. (1980): Shear zone geometry: a review. - *J. Struct. Geol.* 2, S. 83-99

REINSCH, D. (1969): Zur Petrographie des Valle Strona (Ivrea-Zone). - *N. Jb. Mineral. Abh., Mh.*, S. 385-396.

REY, D., QUARTA, T., MOUGE, P., MILETTO, M., LANZA, R., GALDEANO, A., CARROZZO, M. T., BAYER, R., ARMANDO, E. (1990): Gravity and aeromagnetic maps of the western Alps: Contribution to the knowledge of the deep structures along the ECORS-CROP seismic profile. - In: *Deep Structures of the Alps* (eds. Roure, F., Heitzmann, P., Polino, R.). *Mem. Hors Ser. Soc. Géol. Fr.* 156, S. 107-121.

RIVALENTI, G., GARUTI, G., ROSSI, A., SIENA, F., SINIGOI, S. (1981): Existence of different peridotite types and of a layered igneous complex in the Ivrea zone of the western Alps. - *J. Petrology* 22, S. 127-153

RIVALENTI, G., GARUTI, G., ROSSI, A., SIENA, F., SINIGOI, S. (1984): The layered series of the Ivrea-Verbano igneous complex, Western Alps, Italy. - *Tschermaks Min. Petrogr. Mitt.* 33, S. 77-99.

ROLLINSON, H. (1993): Using geochemical data. - Longman Group, UK.

RUTTER, E. H., BRODIE, K. H., EVANS, P. J. (1992): Structural geometry, lower crustal magmatic underplating and lithospheric stretching in the Ivrea-Verbano zone, northern Italy. - *J. Struct. Geol.* 15, S. 647-662.

SCHMID, R. (1967): Zur Petrographie und Struktur der Zone Ivrea-Verbano zwischen Val d'Ossola und Val Grande (Prov. Novara, Italien). - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 47.

SCHMID, R. (1968): Schwierigkeiten der Nomenklatur und Klassifikation massiger Katametamorphite, erläutert am Beispiel der Zone Ivrea-Verbano (Norditalien). - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 48, S. 81-90.

SCHMID, R., WOOD, B. J. (1976): Phase relationships in granulitic metapelites from the Ivrea-Verbano Zone (Northern Italy). - *Contrib. Mineral. Petrol.* 54, S. 255-279.

SCHMID, S. M. (1993): Ivrea Zone and adjacent Southern Alpine basement. - In: *Pre-Mesozoic geology in the alps* (eds. von Raumer, J. F., Neubauer, F.), Springer Verlag, Berlin/Heidelberg, S. 567-583.

SCHMID, S. M., ZINGG, A., HANDY, M. (1987): The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone. - *Tectonophysics*, 135, S. 47-66.

SCHMID, S. M., AEBLI, H. R., HELLER, F., ZINGG, A. (1989): The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. - In: *Alpine Tectonics* (eds. Coward, M. P., Dietrich, D., Park, R. G.), *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 45, S. 153-171.

SCHNETGER, B. (1988): Geochemische Untersuchungen an den Kinzigiten und Stronalithen der Ivrea-Zone, Norditalien. - *Dissertation, Universität zu Göttingen*.

SCHNETGER, B. (1994): Partial melting during the evolution of the amphibolite- to granulite-facies gneisses of the Ivrea Zone, northern Italy. - *Chemical Geology* 113, S. 71-101.

SEEWALD, J. S., SEYFRIED, W. E. (1990): The effect of temperature on metal mobility in subseafloor hydrothermal systems: constraints from basalt alteration experiments. - *Earth Planet. Sci. Lett.* 101, S. 388-403.

SHERVAIS, J. W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. - *Earth Planet. Sci. Lett.* 59, S. 101-118.

SIBSON, R. H. (1977): Fault Rocks and fault mechanisms. - *J. Geol. Soc. Lond.* 133, S. 967-973.

SILLS, J.D. (1984): Granulite facies metamorphism in the Ivrea Zone, NW Italy. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 48, S. 165-173.

SILLS, J. D., TARNEY, J. (1984): Petrogenesis and tectonic significance of amphibolites interlayered with metasedimentary gneisses in the Ivrea Zone, Southern Alps, Northwest Italy. - *Tectonophysics* 107, S. 187-206.

SNOKE, A. W., KALAKAY, T. J., QUICK, J. E., SINIGOI, S. (1999): Development of a deep-crustal shear zone in response to syntectonic intrusion of mafic magma into the lower crust, Ivrea-Verbano zone, Italy. - *Earth Planet. Sci. Lett.* 166, S. 31-45.

SUN, S. S. (1982): Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, S. 179-192.

THOMPSON, R. N. (1984): Dispatches from the basalt front. 1. Experiments. - *Proc. Geol. Ass.* 95, S. 249-262.

VALLANCE, T. G. (1974): Spilitic degradation of a tholeiite basalt. - *J. Petrology* 15, S. 79-96.

VAVRA, G., GEBAUER, D., SCHMID, R., COMPSTON, W. (1996): Multiple zircon growth and recrystallisation during polyphase late carboniferous to triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. - *Contrib. Mineral. Petrol.* 122, S. 337-358.

VAVRA, G., SCHMID, R., GEBAUER, D. (1999): Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). - *Contrib. Mineral. Petrol.* 134, S. 380-404.

VOSHAGE, H., HOFMANN, A. W., MAZZUCHELLI, M., RIVALENTI, G., SINIGOI, S., RACZEK, I., DEMARCI, G. (1990): Isotopic evidence from the Ivrea zone for a hybrid lower crust formed by magmatic underplating. - *Nature* 347, S. 731-736.

WEAVER, B. L., TARNEY, J., WINDLEY, B. F., LEAKE, B. E. (1982): Geochemistry and petrogenesis of Archean metavolcanic amphibolites from Fiskenaesset, SW Greenland. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, S. 2203-2215.

WHITE, S. H., BURROWS, S. E., CARRERAS, J., SHAW, N. D., HUMPHREYS, F.J. (1980): On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.* 2, S. 175-187.

WINCHESTER, J. A., FLOYD, P. A. (1976): Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. - *Earth Planet. Sci. Lett.* 28, S. 459-469.

WITTMANN, A. (2001): Geologische Kartierung sowie petrographische und geochemische Untersuchungen von Ultramafititen des Val Strona di Omegna, Norditalien. - Diplomarbeit, Institut für Geologie und Mineralogie der Universität Erlangen-Nürnberg.

WOOD, D. A., JORON, J. L., TREUIL, M., NORRY, M., TARNEY, J. (1979): Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. - *Contrib. Mineral. Petrol.* 70, S. 319-339

YODER, H. S., TILLEY C. E. (1962): Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. - *J. Petrology* 3, S. 342-532.

ZANETTI, A., MAZZUCCHELLI, M., RIVALENTI, G., VANNUCCI, R. (1999): The Finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism. - *Contrib. Mineral. Petrol.* 134, S. 107-122.

ZINGG, A. (1980): Regional Metamorphism in the Ivrea Zone (Southern Alps, N-Italy): field and microscopic investigations. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 60, S. 153-179.

ZINGG, A. (1983): The Ivrea and Strona-Ceneri Zones (Southern Alps and N-Italy) - A Review. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 63, S. 361-392

ZINGG, A. (1990): The Ivrea crustal cross-section (northern Italy and southern Switzerland). - In: *Exposed Cross-sections of the Continental Crust* (eds. Salisbury, M. H., Fountain, D. M.), Kluwer, Dordrecht, S. 1-19.

ZINGG, A., HANDY, M. R., HUNZIKER, J. C., SCHMID, S. M. (1990): Tectonometamorphic history of the Ivrea Zone and its relationship to the crustal evolution of the Southern Alps. - *Tectonophysics* 182, S. 169-192.

ZURBRIGGEN, R. (1996): Crustal genesis and uplift history of the Strona-Ceneri zone (Southern Alps). - Unpubl. Ph. D. Thesis, University of Bern, Switzerland.

ZURBRIGGEN, R., FRANZ, L., HANDY, M. R. (1997): Pre-Variscan deformation, metamorphism and magmatism in the Strona-Ceneri Zone (southern Alps of northern Italy and southern Switzerland). - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 77, S. 361-380.

Probenliste

Proben-Nr.	Gesteinsbezeichnung
Fp 1	Amphibolit Typ 2
Fp 3	Bt-führender Sil-Grt-Gneis
Fp 4/Fp 32	mylonitischer Sil-Grt-Gneis
Fp 5	protomylonitischer Amphibolit Typ 2
Fp 6	mylonitischer Sil-Grt-Gneis mit hohem Leukosomanteil
Fp 7	Amphibolit Typ 1
Fp 8	mylonitischer calcitführender Amphibolit Typ 3
Fp 9	mylonitischer calcitführender Amphibolit Typ 3
Fp 10	Amphibolit Typ 1b
Fp 11	Zwei-Pyroxen-Granulit
Fp 12	Amphibolit Typ 2
Fp 13	Amphibolit Typ 2
Fp 15	protomylonitischer Amphibolit Typ 3 mit Quarzgang
Fp 16	Zwei-Pyroxen-Granulit
Fp 17a	Randbereich des Sil-Grt-Leukosoms
Fp 17b	Sil-Grt-Leukosom
Fp 18	Sil-Bt-Grt-Gneis
Fp 19a	Bt-Grt-Gneis aus "Bunter Wechselfolge"
Fp 19b	Zwei-Pyroxen-Granulit aus "Bunter Wechselfolge"
Fp 20	protomylonitischer Amphibolit Typ 2
Fp 21	Mylonit-Ultramylonit aus Metasediment
Fp 22	kalksilikatischer Ultramylonit
Fp 22b	protomylonitischer Amphibolit Typ 3
Fp 23	Opx-führender Hbl-Granulit
Fp 24	Amphibolit Typ 1
Fp 25	Am-Cpx-Gneis aus "Bunter Wechselfolge"
Fp 26	Amphibolit Typ 1
Fp 27	Zwei-Pyroxen-Granulit aus "Bunter Wechselfolge"
Fp 27b	Amphibolit Typ 1b
Fp 28	Sil-Grt-Granulit
Fp 29	Zwei-Pyroxen-Granulit aus "Bunter Wechselfolge"
Fp 30	Bt-Grt-Gneis
Fp 31	mylonitischer Bt-führender Grt-Gneis/Granulit

Proben-Nr.	Gesteinsbezeichnung	Lineationen	Foliation (S _f)
Fp 33	Amphibolit Typ 2		328/72
Fp 34	protomylonitischer Amphibolit		304/51
Fp 35	Sil-Bt-Grt-Gneis	L 28/43	305/89
Fp 36	Amphibolit Typ 3		195/54
Fp 37	Sil-Bt-Grt-Gneis		300/70
Fp 38	Amphibolit Typ 3		308/57
Fp 39	protomylonitische Amphibolitlage in "Bunter Wechselfolge"	L 214/08	297/75
Fp 41	Amphibolit Typ 1b	L 234/65	320/88
Fp 42	Am-Cpx-Gneis aus "Bunter Wechselfolge"		320/75
Fp 43	Amphibolit Typ 1		250/80
Fp 44	Quarzitischer Bt-Gneis, Schuttprobe		
Fp 45	Am-Cpx-Gneis aus "Bunter Wechselfolge" mit Quarzgang		115/75
Fp 46	Zwei-Pyroxen-Granulit	L 20/30	292/70
Fp 47	Amphibolit Typ 2, z.T. Grt-führend		294/77
Fp 48	Amphibolit Typ 2, Bt-führend		290/85
Fp 49	Am-Cpx-Gneis aus "Bunter Wechselfolge"		298/70
Fp 51	Zwei-Pyroxen-Granulit aus "Bunter Wechselfolge"	L 34/28	308/54
Fp 52	Sil-Grt-Granulit	L 360/10	295/36
Fp 53	Sil-Grt-Granulit	L 190/25	210/35
Fp 54	Bt-führender Grt-Gneis/Granulit	L 354/26	325/30
Fp 55	Amphibolperidotit		317/25
Fp 56	Opx-Hbl-Granulit		274/35
Fp 56b	Opx-Hbl-Granulit, stark retrograd mit Bt		
Fp 57	Bt-führender Sil-Grt-Gneis	L 334/10	256/33
Fp 58	Amphibolit Typ 2	L 61/35	340/76
Fp 59	Am-Cpx-Gneis aus "Bunter Wechselfolge"	L 245/28	324/66
Fp 60	mylonitischer Bt-führender Sil-Grt-Gneis	L 27/45	297/84
Fp 61	mylonitischer Bt-führender Sil-Grt-Gneis		122/76
Fp 62	Kalksilikat		~300/15
Fp 63	mylonitischer felsischer Granulit		274/47
Fp 65	mylonitischer Amphibolit Typ 3		
Fp 66	dioritischer Gang		

Zusatzproben von TRÄGNER:

Proben-Nr.	Gesteinsbezeichnung
E 6	Quarzitischer Bt-Gneis
E 7	Sil-Grt-Bt-Gneis
E 11	Quarzitischer Bt-Gneis
E 13	Sil-Grt-Bt-Gneis
E 14	Sil-Grt-Bt-Gneis
E 29	Sil-Grt-Bt-Gneis

Referenzproben aus dem Hangenden des Arbeitsgebietes:

Proben-Nr.	Gesteinsbezeichnung
O 1*	Granatamphibolit
Lo 1*	Granatamphibolit
M 1*	Amphibolit Typ 1a

Referenzproben aus dem Liegenden des Arbeitsgebietes
(von GOLLING und WITTMANN):

Proben-Nr.	Gesteinsbezeichnung
S 12*	Hornblendegranulit
Ax 26*	Hornblendegranulit

Anhang A.2 Schliffverzeichnis

Schliff-Nr.	Schnittlage	Schliff-Nr.	Schnittlage	Schliff-Nr.	Schnittlage	Schliff-Nr.	Schnittlage
Fp 1-1	xz	Fp 17-1	xz	Fp 28-1	xz	Fp 44-1	xz
Fp 1-2	yz	Fp 17-2	yz	Fp 28-2	xz	Fp 45-1	yz
Fp 3-1	xz	Fp 18-1	senkr. Sf	Fp 28-3	xz	Fp 45-2	xz?
Fp 3-2	yz	Fp 18-2	senkr. Sf	Fp 29-1	xz	Fp 46-1	yz
Fp 4-1	senkr. B-Achse	Fp 18-3	senkr. Sf	Fp 29-2	xz	Fp 47-1	yz
Fp 5-1	xz	Fp 19-1	yz	Fp 29-3	yz	Fp 47-2	xz
Fp 5-2	xz	Fp 19-2	yz	Fp 30-1	?	Fp 48-1	xz
Fp 5-3	yz	Fp 19a-1	xz	Fp 30-2	?	Fp 49-1	yz
Fp 6-1	xz	Fp 19a-2	yz	Fp 31-1	senkr. Sf	Fp 49-2	xz
Fp 6-2	xz	Fp 20-1	xz	Fp 31-2	senkr. Sf	Fp 51-1	yz
Fp 6-3	yz	Fp 20-2	yz	Fp 32-1	xz?	Fp 51-2	xz
Fp 7-1	xz	Fp 21-1	yz	Fp 32-2	xz	Fp 52-1	xz
Fp 7-2	yz	Fp 22-1	xz	Fp 32-3	yz?	Fp 53-1	yz
Fp 7-3	yz	Fp 22-2	xz	Fp 32-4	yz	Fp 53-2	xz
Fp 8-1	xz	Fp 22-3	senkr. Sf	Fp 33-1	xz	Fp 54-1	yz
Fp 8-2	xz	Fp 22-4	senkr. Sf	Fp 33-2	xz	Fp 54-2	xz
Fp 8-3	yz	Fp 22-1b	xz	Fp 34-1	senkr. Sf	Fp 55-1	?
Fp 9-1	yz	Fp 22-2b	xz	Fp 35-1	xz	Fp 56-1	yz
Fp 9-2	xz	Fp 22-3b	yz	Fp 35-2	xz	Fp 56-2	xz
Fp 9-3	xz	Fp 23-1	yz	Fp 35-3	yz	Fp 56b-1	senkr. Sf
Fp 10-1	xz	Fp 23-2	xz	Fp 35-4	yz	Fp 57-1	yz
Fp 10-2	yz	Fp 24-1	xz	Fp 36-1	yz	Fp 58-1	xz
Fp 10-3	yz	Fp 24-2	xz	Fp 36-2	yz	Fp 59-1	xz
Fp 11-1	yz?	Fp 24-3	yz	Fp 36-3	xz	Fp 59-2	yz
Fp 11-2	yz?	Fp 25-1	xz	Fp 37-1	xz	Fp 60-1	yz?
Fp 12-1	xz	Fp 25-2	xz	Fp 37-2	xz	Fp 61-1	yz
Fp 12-2	xz	Fp 25-3	yz	Fp 38-1	yz	Fp 61-2	xz
Fp 12-3	xz	Fp 25-4	yz	Fp 38-2	xz	Fp 62-1	?
Fp 12-4	yz	Fp 26-1	xz	Fp 39-1	xz	Fp 63-1	yz
Fp 13-1	xz	Fp 26-2	yz	Fp 41-1	xz	Fp 63-2	xz
Fp 13-2	yz	Fp 27(2)-1	xz	Fp 41-2	yz	Fp 63-3	xz
Fp 15-1	yz	Fp 27(2)-2	xz	Fp 41-3	yz	Fp 63-4	xz
Fp 15-2	xz	Fp 27(2)-3	yz	Fp 42-1	yz	Fp 63-5	yz
Fp 16-1	xz	Fp 27-1b	xz	Fp 42-2	xz	Fp 65-1	senkr. Sf
Fp 17-1 b	xz?	Fp 27-2b	yz	Fp 43-2	xz	Fp 66-1	senkr. Sf
Fp 17-2 b	yz?	Fp 27-3b	yz	Fp 43-3	yz		

Anhang A.3 Schmelzschorrenauszählung

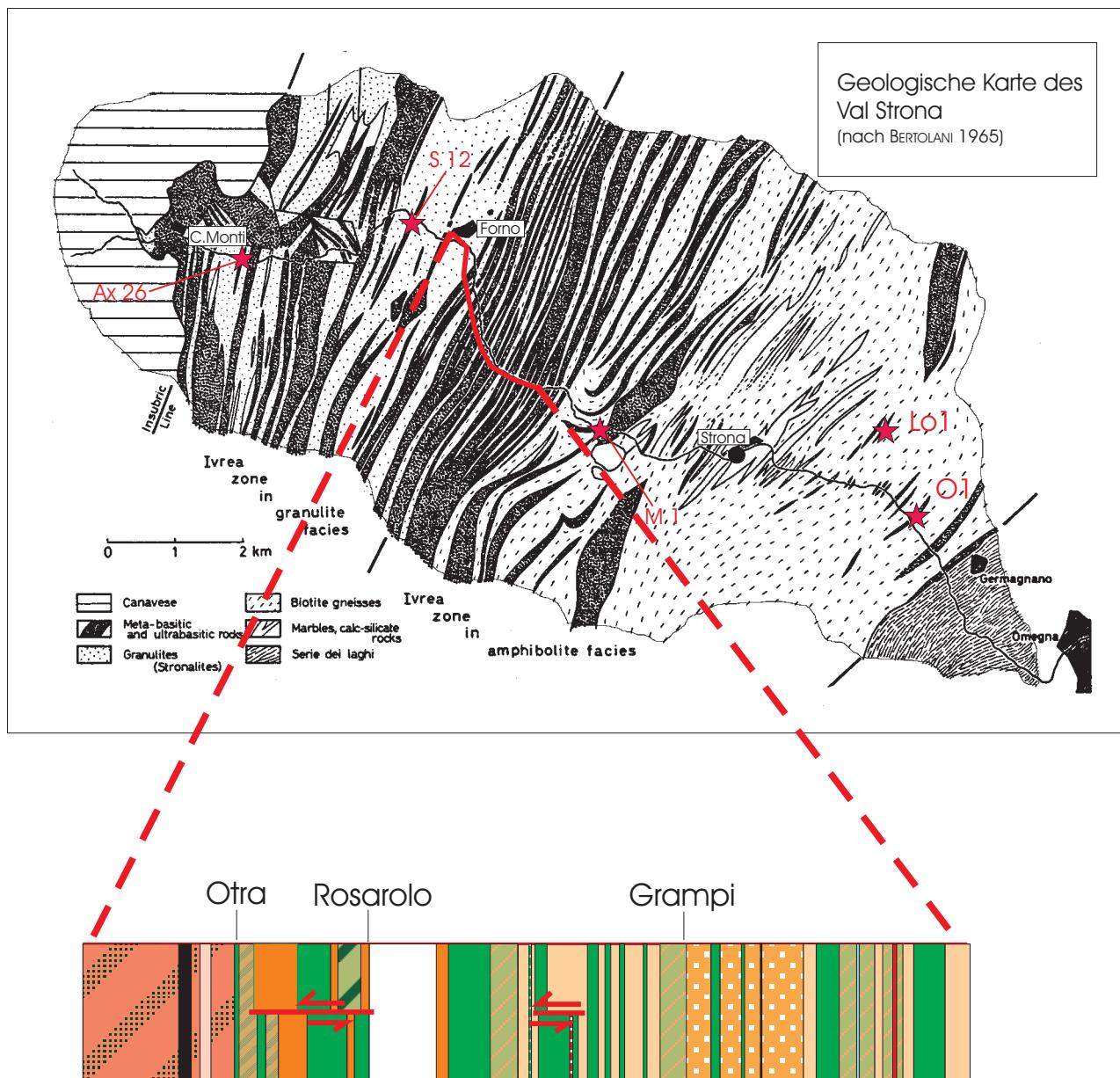
Amphibolite

Auszähl-Nr.	m N/S Rosarolo	Vol.-%
A6	-762	13.9
L5	-742	26.3
A7	-738	9.45
L6	-675	28.9
L7a	-664	38.8
L7b	-663	48.5
L1	-615	18.2
L2	-610	10.2
A3	-570	22.4
A4	-568	15.76
A1	-290	20.4
A9a	80	5.15
A9b	81	20.7
A11	118	2.85
A12	133	4.25
A13	214	3
A14	220	8.2

Kinzigite

Auszähl-Nr.	m N/S Rosarolo	Vol.-%
A5	-982	25
L3	-858	38.4
L4	-855	28.4
A8	-722	34.4
A2	-487	24.4
A10	90	43.6
A15	226	38.2
A19	384	31.2
A16	450	40.3
A17	500	38
A18a	540	53.6
A18b	544	57.6

Anhang A.4 Lokationen der Referenzproben

Legende

	Sil-Gr-Granulite mit Ultrabasitlinsen		Quarzitische Gneise
	Bt-Gr-Gneise		Amphibolit
	Bt-führende Sil-Gr-Gneise		Zwei-Pyroxen-Granulite
	amphibolitfazielle Metasedimente		bunte Gneise

Anhang A.5 Technische Daten des Philips PW 2400 Röntgen-fluoreszenzspektrometers (nach BAIER, schriftl. Mittl.)

Hersteller: PHILIPS Electronics Deutschland GmbH, D-34113 Kassel

Probenbedienung u. technische Daten:

Probendreher: 30 UpM

Probendurchmesser: max. 5,2 cm

Probendicke: max. 4,0 cm

Probengewicht: max. 400 g incl. Probenhalter

Meßmedium: Luft/Vakuum

Vakuum: < 0,13 mbar (13 Pa), bei sauberer Stahlprobe

Luftdruck im Pneumatischen System: min. 4 bar (0,4 Mpa), max. 5 bar (0,5 Mpa)

Endfenster-Röntgenröhre:

Stromspannung: max. 60 kV

Stromstärke: max. 125 mA

Leistung: max. 3 kW

Anode: Rh-Anode

Abstand Anode-Probe: 1,3 cm

Kühlwasserstrom: min. 3 l/min.

Anhang A.6 Mittelwerte der Haupt- und Spurenelementanalysen des Lehrstuhls für Angewandte Geologie der Universität Erlangen

Probe	O 1	La 1	M 1	F26	F27b	F 41	F7	F8	F47	F2b	F 36	F1	F13	F12s	F5	F12	F23	F20	F33	S 12	Ax 26
SiO (Gew.-%)	47.95	46.5	47.3	47.4	44.7	44.3	46.4	41.5	44.1	44	45.5	46.1	43.9	47.2	44	46.5	45.1	45.95	42.95		
TiO " "	2.02	>2.8	2.34	1.51	1.22	0.96	1.44	1.42	>2.8	>2.8	>2.8	1.49	1.55	1.47	1.52	1.77	1.95	1.46	2.32	2.79	
Al 0 " "	15.13	14.135	14.06	15.46	15.64	17.34	15.68	15.37	15.325	14.48	14.65	15.77	15.6	14.43	15.73	16.76	12.9	14.62	14.57	14.88	14.72
Fe 0 " "	15.38	18.47	13.59	11.04	9.56	9.675	12	11.08	16.1	17.92	17.79	12.5	9.96	10.22	10.18	11.94	9.21	14.58	11.83	11.42	11.995
MnO " "	0.234	0.2815	0.17	0.163	0.157	0.183	0.145	0.185	0.225	0.246	0.269	0.195	0.165	0.216	0.165	0.186	0.211	0.213	0.243	0.17	0.1505
MgO " "	6.93	5.085	7.31	8.49	10.91	8.17	6.93	6.68	6.795	5.89	6.02	7.34	7.46	8.69	7.32	7.9	8.29	7.54	6.44	6.42	8.005
CaO " "	10.02	8.425	11.59	11.04	1.82	15.335	12.92	16.02	10.735	10.18	10.02	12.6	13.94	16.18	13.65	12.57	16.61	13.22	13.67	11.76	11.685
Na 0 " "	1.04	1.40	2.54	1.86	1.22	2.27	2.49	2.79	3.18	2.44	2.02	2.39	2.35	1.99	1.99	1.81	2.49	2.50	2.50	2.88	
K 0 " "	0.48	0.22	0.99	0.42	1.16	0.695	0.76	0.87	0.775	0.26	0.46	0.72	0.61	0.4	0.72	0.83	0.5	0.82	0.7	0.58	0.875
P 0 " "	0.158	0.471	0.290	0.158	0.145	0.091	0.103	0.102	0.175	0.280	0.253	0.120	0.215	0.208	0.154	0.117	0.359	0.163	0.1117	0.161	0.289
Mg# " "	0.64	0.52	0.68	0.75	0.82	0.77	0.70	0.70	0.63	0.57	0.57	0.70	0.75	0.74	0.72	0.78	0.72	0.67	0.63	0.74	0.63
LOI " "	0.41	-0.11	0.35	0.82	1.33	0.53	0.53	0.53	0.36	0.15	0.09	0.69	0.74	0.32	1.24	0.8	0.49	0.35	1.28	0.21	0.82
SUM " "	99.8	100.9	99.0	98.5	99.7	99.3	99.2	99.7	99.4	99.7	99.2	99.2	99.2	99.2	99.1	99.0	99.3	99.4	99.5	99.8	
(As) (ppm)	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
Ba " "	140	212	311	78	152	66	82	79	129	110	138	87	109	100	105	116	96	93	123	144	233
Bi " "	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	415
Ce " "	30	56	129	15	12	28	16	20	<11	28	<24	23	28	24	21	20	18	<11	27	54	97
Co " "	56	55	58	45	43	48	50	49	57	59	57	49	41	44	43	65	49	55	48	55	44
Cr " "	137	64	234	284	357	434	334	319	225	38	35	206	328	303	312	198	138	168	204	251	
Cu " "	25	131	31	68	24	9	104	72	<9	193	78	158	71	193	164	53	67	81	52	<9	21
Ga " "	22	26	20	16	13	16	17	15	19	24	25	17	16	14	15	18	14	17	18	20	23
Hf " "	<3	4	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	3	6	<3	4	<3	<3	3	<3	3	3	3	4
La " "	<10	23	30	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	11
Mn " "	<10	11	12	13.5	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	11	11	12	<7	8	
Nb " "	<15	25	34	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<15	<15	<15	<15	<15	
Ni " "	69	128	102	184	238	123	161	84	44	47	95	143	164	110	106	69	65	62	60	189	152
(Pb) " "	11	12	53	11	17	28	14	8	28	10	5	7	8	6	7	9	14	8	12	15	
Rb " "	15	7	23	9	36	10	14	14	9	15	11	8	16	10	13	15	11	8	20	20	
Sc " "	259	79	425	122	150	221	197	151	127	125	148	126	196	150	189	183	180	126	191	146	252
Ta " "	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	
Th " "	10	16	8	<9	8	<9	9	<9	<9	<8	<8	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<9	<9	<9	
U " "	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	
V " "	>280	270	>280	170	157	>280	218	>280	>280	269	>280	261	>280	193	>280	>280	>280	>280	>280	280	243
W " "	6	14	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	
Y " "	31	55	26	36	31	21	31	36	37	46	54	65	37	31	24	37	30	24	41	31	34
Zn " "	119	220	214	81	77	83	92	77	142	122	145	95	85	90	80	98	79	107	114	120	118
Zr " "	120	289	181	103	96	83	69	89	151	185	207	85	109	109	66	107	83	106	95	144	125

Anhang A.7 Mittelwerte der Haupt- und Spurenelementanalysen des Instituts
für Mineralogie und Geochemie der Universität zu Köln

Proben-Nr.	(Gew. %)	F1	F5	F7	F8	F12s	F13	F13s	F20	F22b	F23	F26	F27b	F33	F12s
SiO	46.50	47.17	47.57	42.59	48.55	47.62	49.20	47.49	44.71	45.00	48.44	45.81	45.89	44.95	
TiO	1.49	1.53	1.45	1.42	1.07	1.55	1.48	1.46	3.12	1.95	1.52	1.22	2.32	1.77	
Al ₂ O ₃	15.74	15.70	15.69	15.70	12.93	15.53	11.41	14.49	14.29	14.49	15.39	15.53	14.76	16.66	
Fe O	12.26	9.97	12.08	10.94	9.02	9.78	10.00	11.59	17.59	14.26	10.85	9.36	14.94	11.70	
MnO	0.199	0.169	0.150	0.187	0.211	0.165	0.217	0.230	0.248	0.215	0.167	0.159	0.243	0.188	
MgO	7.25	7.24	6.88	6.62	8.11	7.36	8.54	6.36	5.82	7.42	8.36	10.71	6.33	7.83	
CaO	12.42	13.51	12.85	15.82	16.56	13.84	16.08	13.47	9.93	12.93	10.95	11.72	11.52	12.38	
Na O	2.42	2.34	2.25	2.07	1.92	2.38	1.94	2.40	2.66	1.77	2.49	1.84	2.39	2.29	
K O	0.71	0.71	0.76	0.83	0.47	0.60	0.38	0.68	0.27	0.80	0.41	1.13	0.59	0.82	
P O	0.116	0.148	0.106	0.104	0.523	0.211	0.200	0.118	0.269	0.158	0.154	0.135	0.160	0.118	
LOI	0.69	1.24	0.52	3.64	0.49	0.74	0.32	1.28	0.15	0.36	0.82	1.33	0.23	0.80	
SUM	99.80	99.72	100.31	99.94	99.86	99.77	99.77	99.57	99.07	99.34	99.55	98.95	99.36	99.52	
Ba	(ppm)	26	57	29	25	44	48	38	80	<13	22	14	114	88	
Ce	"	28	29	39	23	26	50	32	40	10	29	27	64	23	
Co	"	44	33	48	45	61	40	41	42	46	45	39	39	45	
Cr	"	213	320	347	339	209	342	372	184	43	147	286	365	214	
Ga	"	10	10	9	7	10	9	10	16	13	10	8	12	11	
Nb	"	<2	<2	<2	<2	6	5	<2	2	<2	<2	8	<2	3	
Ni	"	110	128	144	183	78	160	180	72	56	76	118	208	75	
Rb	"	13	14	15	14	8	9	6	13	6	10	6	39	8	
Sr	"	163	215	235	178	205	221	171	217	199	185	147	165	189	
Th	"	49	50	68	50	49	49	46	47	46	48	48	48	46	
V	"	307	265	302	237	197	259	273	307	482	385	298	193	388	
Y	"	38	33	36	34	20	29	20	36	67	42	38	21	54	
Zn	"	99	81	94	75	77	84	87	118	125	108	85	81	125	
Zr	"	93	118	93	105	87	121	69	106	206	116	114	104	163	
Sc	"	32	27	31	25	17	26	28	31	56	41	32	20	44	
Nd	"	11	14	16	11	10	23	13	17	10	16	11	25	13	

Anhang A.8 Nachweisgrenzen der RFA-Messungen in Köln und Erlangen

Messungen in Köln		Messungen in Erlangen	
Element	(nach KLEIN, schriftl. Mittl.)	Element	(nach BAIER, schriftl. Mittl.)
SiO₂	0.50	SiO₂	100.00
TiO₂	0.02	TiO₂	4.00
Al₂O₃	0.10	Al₂O₃	50.00
Fe₂O₃*	0.10	Fe₂O₃*	25.00
MnO	0.01	MnO	0.50
MgO	0.10	MgO	50.00
CaO	0.00	CaO	15.00
K₂O	0.03	K₂O	15.00
Na₂O	0.08	Na₂O	6.50
P₂O₅	0.01	P₂O₅	0.5
Element	untere NG (Gew.-%)	obere NG (Gew.-%)	untere NG (Gew.-%)
Ba	18	1500	21
Ce	-	-	11
Co	5	140	4
Cr	8	500	6
Cu	-	-	9
Ga	3	60	1
Nb	2	40	10
Ni	6	200	6
Pb	-	-	5
Rb	5	350	5
Sc	10	30	-
Sr	15	500	4
V	9	500	11
Y	2	40	4
Zn	5	250	13
Zr	15	300	4
Element	untere NG (ppm)	obere NG (ppm)	obere NG (ppm)
Ba	18	1500	2015
Ce	-	-	195
Co	5	140	121
Cr	8	500	616
Cu	-	-	240
Ga	3	60	60
Nb	2	40	280
Ni	6	200	2436
Pb	-	-	158
Rb	5	350	549
Sc	10	30	-
Sr	15	500	1607
V	9	500	280
Y	2	40	197
Zn	5	250	1293
Zr	15	300	1184

Fe₂O₃* = Gesamteisen

Anhang A.9 Reproduzierbarkeit der RFA-Messungen (ER)

Absolute und relative Standardabweichung von 6 Messungen der Probe **Fp 8.**

	Min (Gew-%)	Max (Gew-%)	Mittel (Gew-%)	σ	$\sigma_{\text{rel}} (\%)$
SiO₂	41,4	41,5	41,5	0,052	0,125
TiO₂	1,41	1,42	1,42	0,004	0,288
Al₂O₃	15,72	15,8	15,77	0,029	0,187
Fe₂O₃ *	11,05	11,1	11,1	0,018	0,161
MnO	0,19	0,19	0,19	0,001	0,279
MgO	6,65	6,7	6,68	0,017	0,258
CaO	16,00	16,04	16,02	0,014	0,088
Na₂O	2,09	2,13	2,11	0,015	0,698
K₂O	0,85	0,89	0,87	0,018	2,035
P₂O₅	0,10	0,10	0,10	0,001	0,737
	Min (ppm)	Max (ppm)	Mittel (ppm)	σ	$\sigma_{\text{rel}} (\%)$
Ba	66	85	795	6,83	8,70
Ce	< 11	26	-	-	-
Co	47	50	49	1,04	2,16
Cr	317	322	319	1,89	0,59
Cu	44	108	72	25,39	35,11
Ga	14	16	15	0,89	5,96
Ni	158	163	161	2,22	1,38
Pb	< 5	9	-	-	-
Rb	15	17	16	0,98	6,20
Sr	150	152	151	0,81	0,54
V	211	223	218	4,47	2,05
Y	35	38	37	1,36	3,72
Zn	74	78	77	1,76	2,30
Zr	94	97	96	1,36	1,42

Fe₂O₃ * = Gesamteisen

Anhang A.10 Fehleranalyse der Standardmessungen

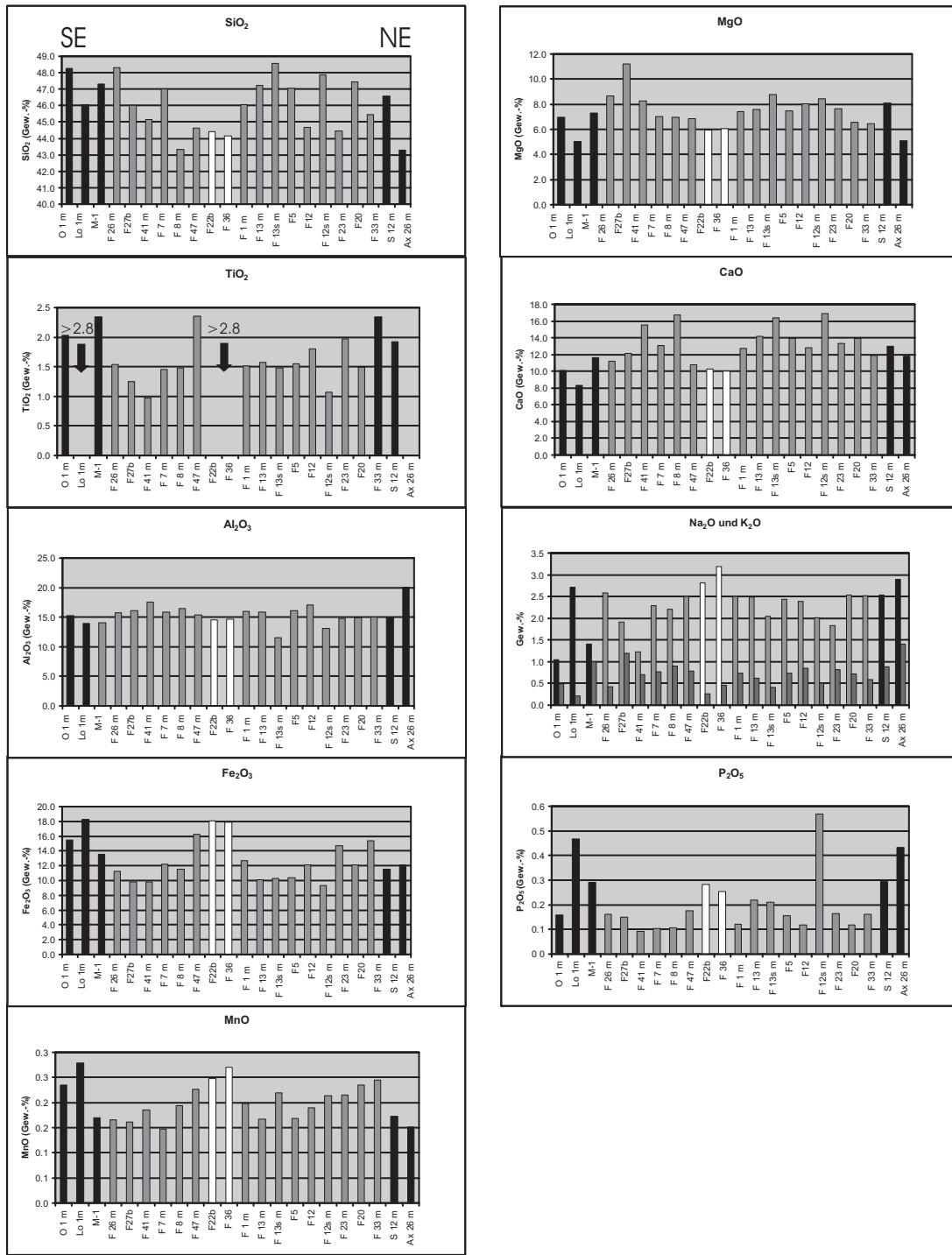
Angegeben ist jeweils die prozentuale Abweichung vom Referenzwert. Zahlenangaben in Gew.-% (für HE) und ppm (SE).
 (ER) = Messung in Erlangen, (K) = Messung in Köln

Standards: **JB-3** (Japan Basalt) ; **W-2** (Diabas, USGS) ; **BIR-1** (Island Basalt, USGS)

	Fehler	(ER)	JB-3	(K)	Fehler				
	Fehler	(ER)	BIR-1	(K)	Fehler				
SiO	-3.02%	49.50	51.04	0.00%	-2.87%	46.4	47.77	48.05	0.59%
Al O	3.20%	17.43	16.89	3.61%	2.54%	15.74	15.35	15.84	3.19%
Fe O	6.18%	11.68	11.00	7.65%	7.65%	11.26	10.46	11.15	6.60%
MnO	12.50%	0.18	0.16	12.50%	0.00%	0.17	0.17	0.18	5.88%
MgO	1.15%	5.26	5.20	1.19%	1.96%	9.87	9.68	9.68	0.00%
CaO	-0.91%	9.77	9.86	-2.33%	0.53%	13.31	13.24	13.19	-0.38%
Na O	-2.48%	2.75	2.82	-3.90%	3.43%	1.81	1.75	1.77	1.14%
K O	-1.28%	0.77	0.78	0.00%	-100.00%	0	0.03	0.05	66.67%
TiO	-2.07%	1.42	1.45	-2.07%	1.04%	0.97	0.96	0.97	1.42%
P ₂ O ₅	0.00%	0.29	0.29	0.00%	-60.00%	0.02	0.05	0.03	-40.00%

	Fehler	(ER)	W-2	(K)	Fehler				
	Fehler	(ER)	BIR-1	(K)	Fehler				
Ba	-1.99%	246	251	240.4	-4.22%	52	7	26.6	280.00%
Ce	-3.72%	20.7	21.5	36.5	69.77%	0	1.95	0	-100.00%
Cr	0.99%	61	60.4	69.8	15.56%	392	382	405.7	6.20%
Cu	4.19%	206.3	198	0	-100.00%	-12.70%	110	126	-100.00%
Ga	-9.66%	18.7	20.7	14.2	-31.40%	0.00%	16	16	-49.69%
Nb	-100.00%	0	2.3	0	-100.00%	0	0.6	0	-100.00%
Nd (K)	-100.00%	0	15.4	16.4	6.49%	-100.00%	0	2.5	-100.00%
Ni	-20.10%	31	38.8	43.7	12.63%	157	166	173.1	4.28%
Pb	45.45%	8	5.5	0	-100.00%	0	3	0	-100.00%
Rb	30.77%	17	13	16.4	26.15%	-100.00%	0	0.25	-100.00%
Sc (K)	-100.00%	0	33.3	37.5	12.61%	-100.00%	0	44	-100.00%
Sr	-3.04%	383	395	433.6	9.77%	-1.85%	106	108	147.3
Th	-100.00%	0	1.3	47.2	3530.77%	-100.00%	0	0.03	45.1
Y	-8.52%	24.7	27	26.1	-3.33%	12.50%	18	16	14.5
Zn	-6.32%	99.3	106	101.4	-4.34%	0.00%	71	71	-1.41%
Zr	-7.12%	91.3	98.3	101.1	2.83%	61.29%	25	15.5	50.97%
V (K)	-100.00%	0	383	379.7	-0.86%	-100.00%	0	313	325.2

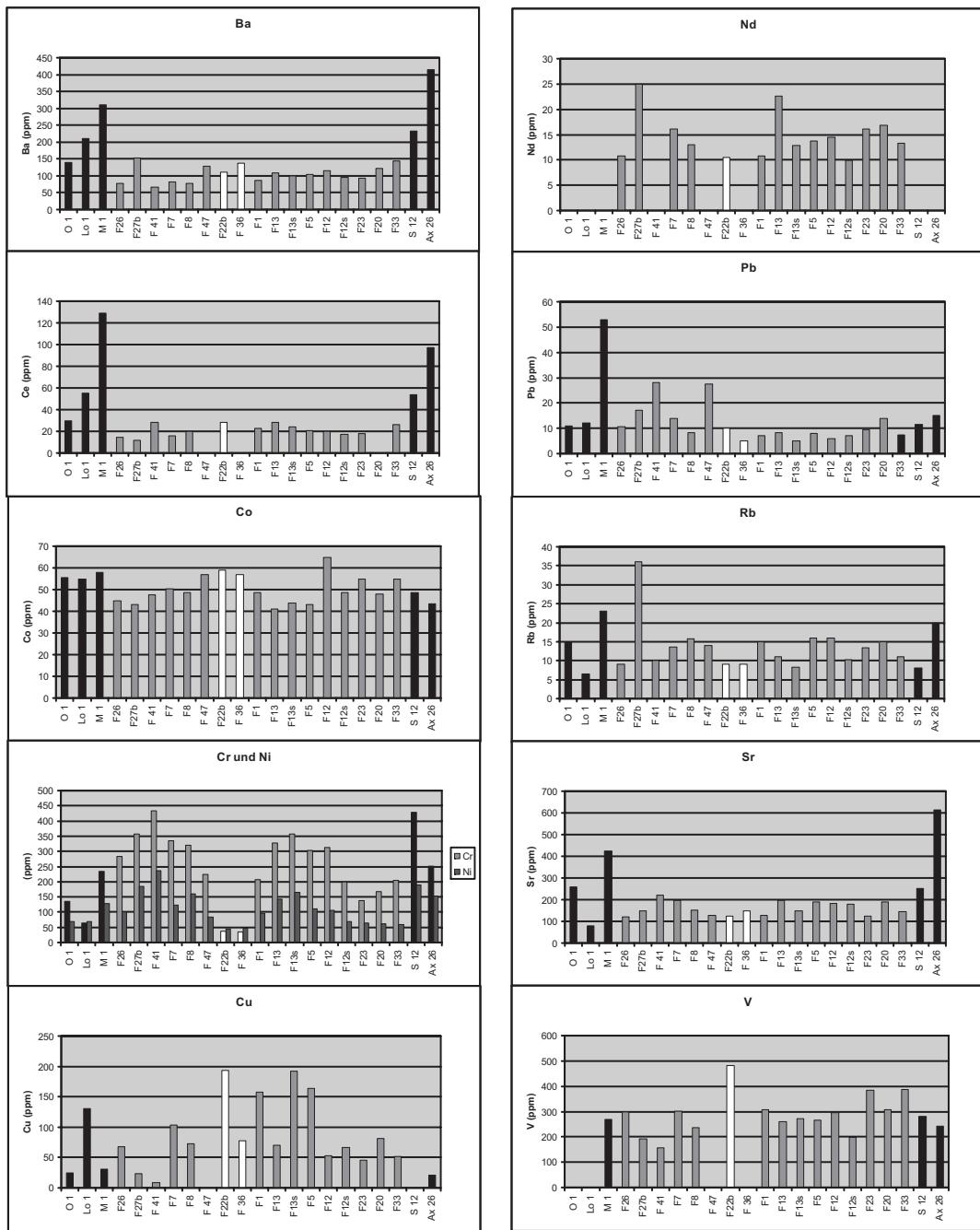
Anhang A.11(a) Hauptelementverteilung gegen das Profil



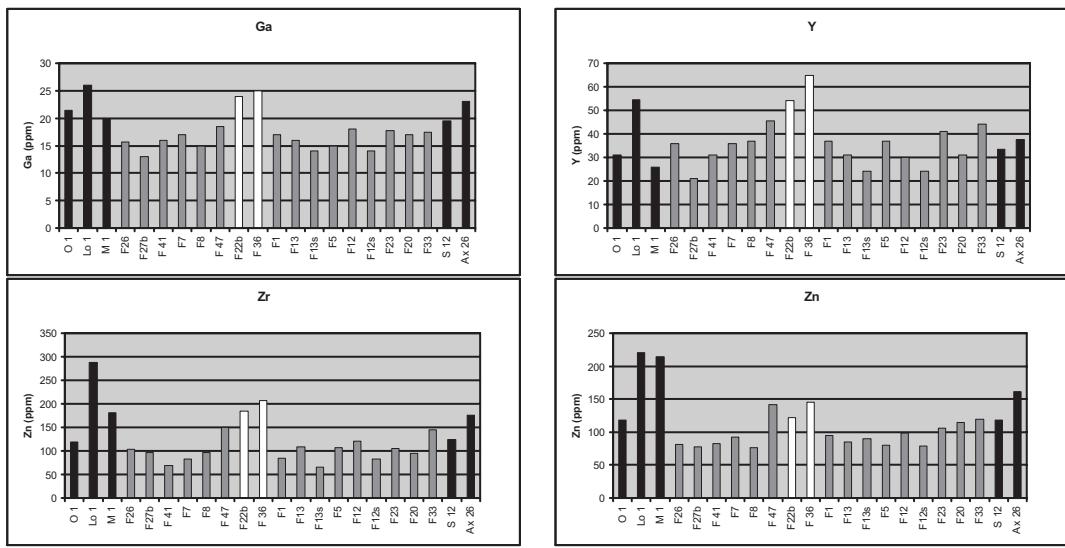
Probenabfolge vom Hangenden zum Liegenden
(Lo1, O1, M1, S12 und Ax26 sind von außerhalb des Arbeitsgebietes)

Weiß markiert: Fp22b und Fp36 aus der südlichen Scherzone

Anhang A.11(b) Spurenelementverteilung gegen das Profil



Anhang A.11(c) Spurenelementverteilung gegen das Profil



Anhang A.12 Korrelationsmatrix für Metabasite der Gruppe 1

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Mg#
SiO ₂	1										
TiO ₂	-0.2228	1									
Al ₂ O ₃	-0.0615	-0.3290	1								
Fe ₂ O ₃	-0.4075	0.8404	-0.5530	1							
MnO	-0.4103	0.6319	-0.6027	0.8577	1						
MgO	0.4162	-0.1673	0.4680	-0.6662	-0.7337	1					
CaO	-0.1476	-0.5809	0.3486	-0.7462	-0.5515	0.2203	1				
Na ₂ O	0.1430	0.0499	-0.2928	0.4788	0.4997	-0.4190	-0.6956	1			
K ₂ O	-0.2053	0.0729	0.3952	-0.4887	-0.4263	0.3628	-0.6703	-0.6772	1		
P ₂ O ₅	0.0422	0.3889	-0.5854	0.4475	0.3306	-0.1519	-0.5161	0.5669	-0.4599	1	
Mg#	0.4449	-0.6912	0.5706	-0.9633	-0.8882	0.8390	0.6155	-0.4819	0.4496	-0.3546	1
Ba	0.0942	0.4840	-0.3944	0.1390	0.1916	0.0203	-0.2025	0.3265	0.1576	0.6419	-0.0931
Ce	0.0927	0.3612	-0.4256	0.0256	0.0743	0.0497	-0.0581	0.3531	0.1485	0.7671	0.0076
Co	-0.5593	0.5776	-0.0885	0.6990	0.5702	-0.3190	-0.4921	0.1539	-0.0591	0.0955	-0.6323
Cr	0.2727	-0.2607	0.5905	-0.8226	-0.8632	0.6779	0.5638	-0.4384	0.6183	-0.2451	0.8373
Cu	0.1081	-0.5084	-0.0725	0.1487	0.0007	-0.2939	-0.2093	0.3031	-0.3534	0.2802	-0.1959
Ca	-0.2597	0.6531	-0.5292	0.8305	0.6992	-0.5379	-0.7239	0.7078	-0.5237	0.7144	-0.7847
Nb	0.6735	0.5891	-0.3167	-0.5278	-0.6352	0.6181	0.4698	-0.2657	0.6407	0.4480	0.5652
Nd	0.2246	-0.0414	0.0276	-0.4129	-0.2583	0.0668	0.4714	-0.3002	0.3324	0.0050	0.3364
Ni	0.0699	-0.3387	0.4255	-0.7362	-0.7826	0.5563	0.6134	-0.3524	0.5781	-0.0405	0.7385
Ph	0.0999	0.4117	-0.1312	0.1540	0.0109	-0.0676	-0.0886	-0.0961	0.1872	-0.0429	-0.1422
Rb	-0.2602	-0.2626	0.5868	-0.3678	-0.2209	0.0141	0.5857	-0.5557	0.6118	-0.8262	0.2609
Sr	0.3328	-0.2161	0.1035	-0.5435	-0.4702	0.2486	0.4067	-0.0444	0.4481	0.1487	0.4872
V	-0.1391	0.7393	-0.5844	0.9714	0.5741	-0.5031	-0.7247	0.2594	-0.6190	0.4045	-0.8893
Y	-0.3740	0.6858	-0.5190	0.8851	0.7527	-0.6605	-0.6847	0.6135	-0.5224	0.5140	-0.8656
Zr	-0.3256	0.9115	-0.4643	0.8340	0.7556	-0.5579	-0.7394	0.7370	-0.5805	0.7155	-0.7874
Zn	-0.1916	0.8156	-0.5980	-0.5798	0.7971	-0.5319	-0.6894	0.5492	-0.2269	0.5288	-0.7961

	Ba	Ce	Co	Cr	Cu	Ga	Nb	Nd	Ni	Pb	Rb	Sr	V	Y	Zr	Zn
Ba	1															
Ce	0.9391															
Co	0.1283	-0.0640	1													
Cr	0.1889	0.3105	-0.4545	1												
Cu	-0.1604	0.3126	-0.1219	-0.2330	1											
Ga	0.3827	-0.4240	0.5962	-0.6704	0.2394	1										
Nb	0.9397	0.9298	-0.9459	0.7754	-0.6750	-0.2651	1									
Nd	0.2160	0.1851	-0.5041	0.3456	0.3456	-0.2973	1									
Ni	0.2367	0.4562	-0.4875	0.9104	-0.1329	-0.4892	0.9079	1								
Pb	0.0976	0.1335	0.0493	0.0895	0.0701	-0.0695	0.6268	0.1789	1							
Rb	-0.4799	-0.5466	0.0151	0.1852	0.0153	-0.5757	-0.5074	0.1040	0.0585	1						
Sr	0.5849	0.6315	-0.3014	0.6544	-0.1023	-0.1514	0.9261	0.6939	0.6436	-0.0664	-0.0255	1				
V	0.0159	-0.0030	0.5876	-0.8316	0.2758	0.7976	-0.5631	-0.3516	-0.7741	0.0279	-0.3968	-0.5106	1			
Y	0.0763	-0.0339	0.4399	-0.7767	0.2211	0.8154	-0.4328	-0.5372	-0.6131	-0.0395	-0.4453	-0.8524	1			
Zr	0.3797	0.3684	0.5543	-0.6323	0.1278	0.8830	-0.4522	-0.2801	-0.5076	-0.123	-0.5611	-0.7501	0.8686	1		
Zn	0.5478	0.5567	0.5911	-0.5757	-0.0225	0.7815	0.1788	-0.1073	-0.5295	0.3621	-0.3907	-0.7164	0.6826	0.7778	1	

Anhang A.13 Berechnete CIPW-Normen der RFA-Analysen

Probe	Qz	Zrn	Or	Ab	An	Lct	Ne	Di	Opx (Hv)	OI	Mag	Chr	IIm	Ap	Total
O1*	4.06	0.02	2.9	8.97	35.91	0	0	11.45	29.06	0	3.41	0.03	3.91	0.39	100.11
Lo1*	0	0.06	1.37	24.46	27.07	0	0	11.77	21.13	8.84	4.24	0.01	0	1.18	100.13
M1*	0	0.04	5.99	12.1	29.81	0	0	22.35	21	0.59	3.02	0.05	4.54	0.7	100.19
Fp26	0	0.02	2.56	22.09	30.38	0	0	20.26	5.06	13.88	2.47	0.06	2.95	0.38	100.11
Fp 27b	0	0.02	7.13	9.18	32.08	0	3.87	22.44	0	20.43	2.16	0.08	2.4	0.36	100.15
Fp 41	0	0.01	4.25	4.55	40.86	0	3.28	29.88	0	12.96	2.16	0.1	1.87	0.22	100.15
Fp7	0	0.02	4.61	15.74	31.1	0	2.13	27.86	0	12.87	2.67	0.07	2.8	0.25	100.12
Fp8	0	0.02	0	32.7	4.26	10.2	35.46	0	9.54	2.54	0.07	2.84	0.25	100.13	
Fp47	0	0.03	4.71	16.73	28.97	0	2.59	20.21	0	18.3	3.58	0.05	4.54	0.41	100.11
Fp 22b	0	0.04	1.58	23.46	26.84	0	0.38	19.21	0	17.86	3.99	0.01	6.06	0.68	100.09
Fp36	0	0.04	2.86	18.43	25.6	0	5.34	21.03	0	22.09	4.07	0.01	0	0.62	100.1
Fp1	0	0.02	4.36	13.56	30.54	0	4.25	26.85	0	14.49	2.78	0.05	2.9	0.29	100.09
Fp13	0	0.02	3.7	14.02	30.56	0	3.86	31.67	0	10.47	2.22	0.07	3.02	0.52	100.14
Fp 13s	0	0.01	2.42	12.7	21.38	0	2.57	48.01	0	7.34	2.27	0.08	2.85	0.51	100.13
Fp5	0	0.02	4.39	13.24	30.99	0	4.12	30.8	0	10.88	2.28	0.07	2.97	0.38	100.13
Fp12	0	0.02	5.05	8.64	33.65	0	6.39	24.28	0	15.63	2.67	0.07	3.45	0.29	100.13
Fp 12s	0	0.02	3.03	10.37	25.37	0	3.71	44.79	0	7.34	2.05	0.04	2.04	1.36	100.12
Fp23	0	0.02	4.97	8.97	30.05	0	3.64	29.71	0	15.28	3.25	0.03	3.79	0.39	100.09
Fp20	0	0.02	4.27	14.78	27.34	0	3.76	34.44	0	9.65	2.65	0.04	2.86	0.29	100.1
Fp33	0	0.03	3.51	17.8	28.27	0	2.06	25.12	0	15	3.39	0.04	4.5	0.39	100.11
S12*	0	0.03	5.33	14	26.98	0	4.14	29.48	0	13.2	2.54	0.09	3.69	0.7	100.19
Ax 26*	0	0.04	8.42	8.31	38	0	8.92	15.22	0	12.18	2.65	0.05	5.39	1.04	100.23

$\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3) = 0.85$ (Rollinson, 1993; Kap. 3.2.2, S. 57)

Anhang A.14 Normierungs- und Referenzdaten

Spiderdiagramme

Elemente	Primitiver Mantel	MORB	
	Hofmann (1988) (ppm)	Pearce (1983) (ppm)	
Rb	0.5353	Rb	2.00
Ba	6.049	Ba	20.00
K	258.2	K	0.125
Nb	0.6175	Nb	3.50
Ce	1.6011	Ce	10.00
Pb	0.175	Sr	120
Sr	18.21	Nd*	8.00
Nd	1.1892	Zr	90.00
Zr	9.714	Ti	1.50
Ti	1085	Y	30.00
Y	3.94	Cr	250.0

Nd* aus Bevins et al. (1984)

Übergangselementdiagramme

Elemente	C1 Chondrit	Primitiver
	Sun (1982) (ppm)	Mantel Sun (1982) (ppm)
Ti	440	1300
V	42	82
Cr	2430	3140
Mn	1700	1010
Fe	171000	61000
Co	480	110
Ni	9900	2110
Cu	110	28
Zn	300	50

Referenzdaten

Elemente	N-MORB	OIB
	(Humphris et al. (1985) (Gew.-%))	(Thompson et al. (1984) (Gew.-%))
SiO ₂	50.4	50.36
TiO	1.36	3.62
Al O	15.19	13.41
Fe O	10.01	13.63
MnO	0.18	0.18
MgO	8.96	5.52
CaO	11.43	9.6
Na O	2.3	2.8
K O	0.09	0.77
P ₂ O ₅	0.14	0.42
Mg#	0.78	0.62
	(ppm)	(ppm)
Ba	<20	191
Ce	12	53
Cr	346	81
Ga	n.b.	22
Nb	2	22
Ni	177	78
Rb	2	15
Sr	98	395
V	n.b.	n.b.
Y	37	42
Zr	97	227