

Die Mobilisierung der austroalpinen Dent Blanche Decke
auf Fluid-induzierten Scherzonen
während alpiner Hochdruckmetamorphose



Inaugural Dissertation
zur
Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften
(Dr. rer. nat.)

dem
Fachbereich Geowissenschaften
der Philipps-Universität Marburg

vorgelegt von
Dipl. Geol. Dirk Hellwig
aus Hamm/Westfalen

Marburg/Lahn, Mai 2003

Vom Fachbereich Geowissenschaften
der Philipps-Universität Marburg am _____ angenommen.

Erstgutachter _____

Zweitgutachter _____

Tag der mündlichen Prüfungen am _____

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort und Danksagung.....	I
Zusammenfassung.....	II
Abstract.....	IV
Abkürzungsverzeichnis.....	VI
Verzeichnis der Abbildungen.....	VII
Verzeichnis der Karten.....	VIII
Kapitel 1: Einleitung	1
1.1 Stand der Forschung.....	1
1.1.1 Struktur der Westalpen - der Deckenstapel.....	1
1.1.2 Die alpine Orogenese.....	2
1.1.3 Das Austroalpin der Westalpen.....	4
1.1.4 Die Dent Blanche Decke.....	5
1.1.4.1 Gliederung.....	5
1.1.4.2 Strukturell-metamorphe Entwicklung.....	7
1.1.4.3 Deckenbewegungen und Scherzonendeformationen.....	9
1.1.4.4 Kinematik der Deckenbewegungen.....	10
1.2 Zielsetzung der Arbeit.....	11
1.3 Arbeitsmethoden.....	11
1.3.1 Geländearbeit.....	11
1.3.2 Polarisationsmikroskopie/Korngefügeanalyse.....	12
1.3.3 Strukturanalyse.....	12
1.3.4 Texturanalyse.....	12
1.3.5 Mikrosondenanalytik.....	13
1.3.6 Rasterelektronenmikroskopie.....	13
Kapitel 2: Lithologische Einheiten	14
2.1 Dent Blanche Decke, Arolla Serie.....	16
2.1.1 Protolith der Arolla Serie.....	16
2.1.1.1 Protolith Typ A.....	17
2.1.1.2 Protolith Typ B.....	18
2.1.1.2.1 Amphibol-Geobarometrie.....	19
2.1.2 Metagranitoide der Arolla Serie.....	23
2.1.3 Metagabbros des Mont Collon – Dents de Bertol Komplexes.....	28
2.1.4 Metasedimente der Arolla Serie.....	30
2.2 Tsaté Decke.....	34
2.2.1 Bündner Schiefer.....	34
Kapitel 3: Alpine Deformation	37
3.1 Erste Schieferung und Streckung, D1.....	38
3.1.1 Kinematik der D1-Scherzonen.....	43
3.1.2 Bildung , Kinematik der Hauptdeckengrenze der Dent Blanche Decke.....	47
3.2 Zweite Faltung, Schieferung und Streckung, D2.....	48
3.2.1 Kinematik der D2-Scherzonen.....	48
3.2.1.1 Texturanalyse.....	50
3.3 Dritte Faltung, Schieferung und Streckung, D3*.....	53
3.3.1 Analyse der D3* an ausgesuchten Lokalitäten.....	53
3.3.1.1 D3* am Clocher de Cheilon, Val de Dix.....	53
3.3.1.2 Der strukturelle Bau am Pas de Chèvres.....	56

Inhaltsverzeichnis

	Seite
3.4 Vierte Deformation, D4.....	57
3.5 Fünfte Deformation, D5.....	58
Kapitel 4: Alpine Metamorphose.....	60
4.1 Feldspat.....	61
4.2 Biotit.....	61
4.3 Epidot / Klinozoisit.....	62
4.4 Hellglimmer.....	62
4.4.1 Hellglimmer-Geobarometrie.....	65
4.5 Chlorit.....	66
4.5.1 Chlorit-Geothermometer.....	66
4.6 Amphibol.....	68
4.6.1 Amphibol-Plagioklas-Thermometer.....	71
4.7 Druck-Temperatur-Bedingungen der alpinen Metamorphose in der nördlichen Dent Blanche Decke.....	73
Kapitel 5: Korrelation von Deformation und Metamorphose.....	76
5.1 Deformation und Metamorphose während D1/D2.....	76
5.1.1 Deformation und Metamorphose von Quarz während D1/D2.....	78
5.1.2 Die besondere Rolle von metamorphen Fluiden für die Scherzonendeformation während D1/D2.....	79
5.1.2.1 Chemische Bedingungen für die Phyllonitisation – Zusammensetzung der metamorphen Fluide und deren Herkunft.....	79
5.1.2.2 Scherzonen als Wegsamkeiten für metamorphe Fluide.....	80
5.1.3 Scherzonenphyllonitisation als Schlüsselprozess für den Transport tektonischer Decken.....	81
5.2 Deformation und Metamorphose während D3*.....	82
5.3 Deformation und Metamorphose während D4 und D5.....	83
5.4 Der PTd-Pfad der nördlichen Dent Blanche Decke.....	83
Kapitel 6: Diskussion.....	86
6.1 Die Dent Blanche Decke in der alpinen Subduktion.....	86
6.2 Deformationsmechanismen während der Subduktion.....	87
6.3 Der Rotationssinn der alpinen Deformationen.....	88
6.4 Ausblick.....	89
Literaturverzeichnis.....	91
Anhang.....	99

Vorwort und Danksagung

Die vorliegende Dissertation faßt die Forschungsergebnisse meiner vierjährigen geologischen Arbeit in der Dent Blanche Decke zusammen. Während dieser erlebnisreichen Zeit am Marburger Institut für Geologie und Paläontologie haben viele Menschen zum Gelingen dieser Forschungsarbeit beigetragen. Aus Platzgründen kann ich leider die meisten davon lediglich per Namen auflisten. Voranstellen möchte ich allerdings die Menschen und Institutionen, die ganz besonderen Anteil am "Unternehmen Dent Blanche" haben:

Prof. W.S. Vogler, dessen Visionen zur Geologie der Alpen in die Initiierung dieser Arbeit mündeten. Mein ganz besonderer Dank gilt dem außergewöhnlich großen Einsatz, mit dem Stefan Vogler mental aber auch körperlich (denn Bergvagabunden sind wir...☺) diese Arbeit begleitet hat. Seine unermüdliche Hilfe und Unterstützung waren ein Garant für das Gelingen des Projektes.

Meine Frau Silke und unsere Tochter Lina. Mit Ihrer großen Bereitschaft, "mein" Projekt in allen Situationen mitzutragen und die damit verbundenen jahrelangen Einschränkungen in Kauf zu nehmen, ist Ihr Anteil am Gelingen dieser Arbeit unbeschreiblich groß. ..."you are the wind at my back" - jetzt ist es geschafft!

Frau Dr. Barbara Litjes, mit der ich unsere "Münsteraner Enklave" im Marburger Institut für Geologie und Paläontologie beleben durfte. Für die tolle Arbeitsatmosphäre, das freundschaftliche Miteinander und die unendliche Hilfsbereitschaft ganz viel Dank. Wir mußten zum Lachen nicht in den Keller, auch wenn die Wogen im Hochschulbetrieb um uns herum so manches Mal hoch schlugen. Thanx Babsi.

Herr Werner Schmidtke, der beste Präparator der Welt, mit dem die Zusammenarbeit in Sachen Dünnschliffherstellung immer ein Vergnügen war. Herzlichen Dank für die durchwegs prompte und professionelle Arbeit, selbst unter Hochdruck. "Und immer eine Handbreit Wasser unterm Kiel"!

Die Europäische Union finanzierte den Forschungsaufenthalt an der *Large Scale Geochemical Facility* am *Department for Earth Sciences* der Universität Bristol/England im Dezember 2000. Ihre Unterstützung im Rahmen des *Access to Research Infrastructures Action, IHP Programme* ermöglichte die essentielle Mikrosondenanalytik, für die im Rahmen der deutschen Forschungsförderung leider keine Unterstützung zu gewinnen war. An der Univ. Bristol vielen Dank and John A. Dalton und Stuart Kearns für die gute Betreuung.

und vielen Dank an:

Office du Tourisme d'Arolla; Arbeitsgruppe Elektronenmikroskopie am FB 18 der Uni-Marburg, Andreas Schaper und Michael Hellwig, Martin Burkhard (Neuchatel), Andrew McCaig (Leeds), Giorgio V. Dal Piaz (Padua), Johannes Duyster (Bochum), Cabane de Dix-Jean Yves Dayer (Héremence), Niko Froitzheim (Bonn) Yves Gouffon (Bern), Heidi Hellwig und Dirk Klaus (Beckum), Familie Hugo Hellwig (Hamm), Christian Kassebaum (Marburg), Andreas Kayser (Marburg), Bernd Leiss (Göttingen), Didier Marquer (Besançon), Peter Masberg (Marburg), Henry Masson (Lausanne), Hugo Ortner (Innsbruck), Anthony Prave (St. Andrews), Dirk Radies (Aachen), Meinert Rahn (Freiburg), Stefan Schmid (Basel), John C. Schumacher (Bristol), Thomas Strobl und die Firma INVIA (Eurasburg), Achim Weisbrodt (Marburg).

Zusammenfassung

Die Dent Blanche Decke ist ein Element des Austroalpins der Westalpen, welches das oberste strukturelle Stockwerk im alpinen Deckenstapel bildet. Als größte austroalpine tektonische Klippe stellt die Dent Blanche Decke die nordwestliche Fortsetzung der Sesia Zone dar. Zwei tektonische Elemente bauen die Dent Blanche Decke auf: Die Arolla-Serie (präalpine Granitoide und Sedimente) als unteres Element und die Valpelline Serie (präalpine Kustengesteine, Granulite, amphibolitfazielle Gneise) als oberes Element.

Frühere Arbeiten in der südlichen Dent Blanche Decke (Höpfer & Vogler 1994, Höpfer 1995) brachten einen alpinen PTd-Pfad hervor, der eine HP-LT Metamorphose (Eklogitfazies) für die Gesteine der südlichen Dent Blanche Decke während der Subduktion belegt. Unter eklogitfaziellen Bedingungen erfolgten während D1 und D2 durchgreifende Teildeckenbildungen. Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit der nördlichen Dent Blanche Decke. Bei den dort anstehenden Gesteinen handelt es sich zum überwiegenden Teil um Metagranitoide und Metasedimente der Arolla Serie, deren Metamorphosegrad bislang aufgrund ihrer "typischen grünschieferfaziellen Paragenesen" als Grünschieferfazies interpretiert wurde. Im Rahmen dieser Arbeit werden erstmalig PT-Daten präsentiert, die anhand dieser "typischen Grünschieferparagenesen" eine HP-LT Metamorphose bei 11,5-13 kbar und 360-440°C (Blauschiefer-Eklogitfazies) während D1 und D2 belegen. Die geobarometrischen Daten wurden mit dem Hellglimmer-Barometer (Massonne & Schreyer 1987) ermittelt, die Daten zur Geothermometrie wurden mit dem Chlorit-Thermometer (Cathelineau 1988) und dem Amphibol-Plagioklas-Thermometer (Blundy & Holland 1990) gewonnen. Die alpine Deformation setzte sich mit D3* als wichtige und letzte Faltungsphase unter grünschieferfaziellen Bedingungen (5-6 kbar, ~300°C) fort und wurde mit den bruchhaften Deformationen D4 und D5 abgeschlossen. Anhand der PT-Daten dieser Arbeit wurde der erste PTd Pfad für die nördliche Dent Blanche Decke entwickelt, der von dem üblichen "Westalpinen Typ" (Ernst 1988) darin abweicht, daß der ersten Phase der Dekompression eine deutliche Abkühlung zugeordnet war.

Die nördliche Dent Blanche Decke unterscheidet sich markant von der südlichen Dent Blanche und den anderen westalpinen Decken durch ihre besondere Art der Scherzonendeformation. Während D1 und D2 wurden die Gesteine durch Scherzonen verschiedener Mächtigkeit sehr heterogen deformiert, so daß z.T. große Bereiche nur schwach deformiert die alpine Deformation überdauerten. Mit den Scherzonen stellte sich ein meist konzentrierter Straingradient ein, in dem der maximale Strain im Zentrum der Scherzonen entwickelt war. Entlang der Scherzonen wurde die nördliche Dent Blanche Decke in eine nach SE einfallende tektonische Schuppenstruktur segmentiert. Innerhalb des Straingradienten der Scherzonen wurden die Gesteine, die bereits durch Prozesse des "hydrolytic weakening" alteriert waren, mylonitisiert und phyllonitisiert. Für das "hydrolytic weakening" waren die elementaren Deformationsprozesse die Korngrenzdifffusion mit Lösung, chemischer Reaktion und Wiederausfällung. Massentransfers innerhalb der Scherzonen sind durch das Wachstum vormals gelöster oder neugebildeter Phasen belegt (Qtz, Aktinolith, Phengit). Magmatischer Quarz überdauerte alle übrigen Phasen und wurde nur unter maximalem Streß durch eine Kombination von synkinematischer Rekristallisation, Drucklösung und bruchhafter Deformation deformiert. Die phyllonitischen Scherzonen reagierten auf das alpine Streßfeld als Zonen der progressiven Festigkeitsanisotropie und führten

Zusammenfassung

zu einer Steigerung der Fluid-Permeabilität. Phyllonite und Mylonite weisen im Vergleich mit dem Umgebungsgestein ein weitgehendes geochemisches Gleichgewicht auf, das auf einen diffusiven Fluid-Transport entlang der Scherzonen aber auch durch das Umgebungsgestein rückschließen läßt. Diese Scherzonenprozesse, die als "Phyllonitisation" zusammengefaßt werden, waren für Teildeckenbewegungen innerhalb der Decke sowie die Mobilisierung und die Platznahme der gesamten Dent Blanche Decke essentiell. Die vorliegende Arbeit korreliert erstmalig die Scherzonenphyllonitisation mit dem Transport einer alpinen Decke und stellt die Bedeutung dieser Prozesse für die tektono-metamorphe Entwicklung der Alpen heraus.

Die kinematischen Analysen, die im Rahmen dieser Dissertation vorgestellt werden (Mikro-Deformationsgefüge, Texturanalyse, Paläospannungsanalyse), ergeben für die gesamte alpine Deformationsgeschichte der nördlichen Dent Blanche Decke ein konstantes Streßfeld mit einer Gesamtrotation Top-NW. Belege für SE-gerichtete Deckenbewegungen, die mit der alpinen Obduktion in Verbindung stehen könnten, sind nicht vorhanden.

Abstract

The Dent Blanche nappe belongs to the Austroalpine domain of the western Alps which represents the highest structural level in the Alpine nappe pile. Between the Rhone-Valley and Aosta-Valley, the Dent Blanche forms a huge klippe which consists of two subnappe units, the lower Arolla series (granites and country rocks) and the upper Valpelline series (pre-alpine basement rocks). Different parts of the Dent Blanche nappe memorized different stages of the Alpine tectono-metamorphic evolution.

Previous work in the southern Dent Blanche nappe (Roisan Zone, Höpfer & Vogler 1994, Höpfer 1995) revealed an alpine PTd-path including high pressure-low temperature (HP-LT) metamorphism during subduction to eclogite-facies conditions and concomittant major thrusting with nappe-formation during the first and second deformation phase (D1 and D2). The work documented in this dissertation focused on the northern Dent Blanche nappe. There, most of the Dent Blanche outcrop area consists of Arolla series metagranitoids and some metasediments whose metamorphic imprint was for decades interpreted as greenschist-facies, due to their "typical greenschist assemblages". For the first time, PT-data from these "greenschist-assemblages" is presented and give evidence that the northern Dent Blanche nappe experienced HP-LT metamorphism at 11,5-13 kbar and 360-440°C (blueschist to eclogite facies) during D1 and D2. Geobarometry was carried out utilizing the white-mica barometer of Massonne & Schreyer (1987) while geothermometry was performed on chlorite (Chl-thermometer, Cathelineau 1988) and on amphibole-plagioclase (Amph-PI-thermometer, Blundy & Holland 1990). Alpine deformation continued in the northern Dent Blanche through the major folding-phase D3* at greenschist-facies conditions (5-6 kbar, ~300°C) and following brittle deformations D4 and D5. Compiled from the PT-data of this work, the first PTd-path for the northern Dent Blanche nappe differs from the classic "Western Alps type" (Ernst 1988) due to a significant amount of cooling during the first phase of decompression.

The northern Dent Blanche nappe differs strongly from the southern Dent Blanche and other units of the western Alps due to its style of shear zone deformation. During D1 and D2, the Arolla rocks were heterogeneously deformed by shear zones of variable width, leaving large parts of the rock only barely deformed and creating a deformation gradient with highest strains acting in the center of the shear zones. Along these shear zones, the northern Dent Blanche nappe was segmented into a SE-dipping imbricate structure. Within the shear zones, the rocks affected by hydrolytic weakening processes, were mylonitised and phyllonitised. The most important deformation mechanisms active in the shear zones therefore were hydration, solution and precipitation. Hydration led to the important grain size reduction that facilitated diffusion along grain boundaries. Solution and precipitation enabled the mass transfer in the shear zones, well documented by the growth of quartz, white mica and actinolite on extensional fractures. Though affected by dynamic recrystallisation, solution and brittle deformation, quartz lasted longest within the strain-gradient. The strong fluid-activity which is documented by these mineral reactions, combined with a focused deformation lead to a progressive fluid-permeability in the shear zones. Shear zone rocks and country rocks experienced a profound geochemical equilibration which indicates a diffusive fluid-transport, along the shear zones and through the

Abstract

country rocks as well. The shear zone processes, summarised as "phyllonitisation", were essential for thrusting within and for the transport and emplacement of the Dent Blanche nappe as a whole. For the first time, this work correlates shear zone phyllonitisation with alpine tectonic nappe transport and stresses its importance for the tectono-metamorphic evolution of the Alps.

Kinematic analyses (microstructural indicators, texture analysis, paleostress-analysis) throughout the northern Dent Blanche shear zones reveal a constant stress-field with a rotational component top-NW being active throughout all stages of the tectonic alpine evolution. There is no evidence of any SE-directed nappe movements which could be attributed to alpine exhumation.

Abkürzungsverzeichnis

Mineralnamen:

Ab	Albit
Act	Aktinolith
Aln	Allanit
Ap	Apatit
Bt	Biotit
Chl	Chlorit
Cord	Cordierit
Ep	Epidot
Hbl	Hornblende
Jd	Jadeit
Kfs	Kalifeldspat
Kzo	Klinozoisit
Ms _{ss}	Muskovit, solid solution
Ol	Olivin
Phe	Phengit
Phl	Phlogopit
Pl	Plagioklas
Px	Pyroxen
Qtz	Quarz
V	vapor
Win	Winchit

Tektonische Strukturen:

D1-D5: Erste bis fünfte Deformation
B1-B5: Erste bis fünfte Falten
S1-S5: Erste bis fünfte Schieferung
str1-str5: Erste bis fünfte Streckungsfaser
 σ_1 : Sigma 1, Richtung der größten Hauptspannung
 σ_3 : Sigma 3, Richtung der kleinsten "

Kristallographische Parameter:

<a> : Kristallographische a-Achse des Kristalls
<c> : Kristallographische c-Achse des Kristalls

etc

i.d.R.: in der Regel
v.a.: vor allem
s.o.: siehe oben
s.u.: siehe unten
s.l.: sensu lato
Hxxx: Probennummer
pfu: per formula unit
||: parallel zu...
⊥: normal zu...
XPL: gekreuzte Polarisatoren
LPL: linear polarisiertes Licht
LS: lange Seite des Dünnschliffbildes
Rxxxxxx, Hxxxxxx: Rechts- und Hochwerte des Schweizer Nationalkarten-Gitters
N, S, E, W: Norden, Süden, Osten, Westen

Verzeichnis der Abbildungen

Nummer	Gegenstand	Seite
	Mt. Blanc de Cheilon von NE	VIII
	Panorama von Cabane de Dix	VIII
Abbildung 1.1	Tektonische Einheiten der Westalpen	2
Abbildung 1.2	Die austroalpinen Einheiten der Westalpen	5
Abbildung 1.3	Alpiner Druck-Temperatur-Deformationspfad der Roisan Zone	8
Abbildung 2.1	Magmatisches Gefüge im granitischen Protolith	16
Abbildung 2.2	Zonierte und serizitisierte Pl als Einsprenglinge in Ab	17
Abbildung 2.3	Magmatischer Bt als Einschluß in magmatischem Qtz	18
Abbildung 2.4	Magmatisches Schwermineral Cluster aus Zrn und Ap	19
Abbildung 2.5	Al tot / Al IV Verhältnisse für die magmatischen Ca-Amphibole	20
Abbildung 2.6	Grenzparameter für die Sauerstoff-Fugazität in magm. Amph.	21
Abbildung 2.7	Berechnung des Bildungsdrucks für Hornblenden	22
Abbildung 2.8	"Hellglimmer-Chlorit-Stapel"	24
Abbildung 2.9	Win und Act umwachsen magmatischen Ed	25
Abbildung 2.10	Act auf Dehnungsrissen in Qtz	26
Abbildung 2.11	Qtz-Rekristallisate in deformiertem magmatischen Qtz	27
Abbildung 2.12	Magmatischer Qtz durch ein Scherbruchsystem deformiert	27
Abbildung 2.13	Straingradient im Deformationsgefüge des Metagabbro	29
Abbildung 2.14	Pseudomorphosen von Act nach Px im Metagabbro	29
Abbildung 2.15	B3*-Falten in den hellen quarzitären Gneisen	31
Abbildung 2.16	Gesteinsbruchstück mit magmatischem Gefüge i. Gneis	32
Abbildung 2.17	Mylonitischer Bündner Schiefer	35
Abbildung 2.18	Geplättete Qtz-Körner in B3*-Scheitelposition	35
Abbildung 2.19	Statisch getempertes Qtz-Gefüge in Bündner Schiefer	36
Abbildung 3.1	Tektonische Daten der Aufschlüsse im Valpelline	39
Abbildung 3.2	Tektonische Daten der Aufschlüsse im Val de Dix	40
Abbildung 3.3	Tektonische Daten der Aufschlüsse im Val d'Arolla	41
Abbildung 3.4	Tektonische Daten der Aufschlüsse im Val d'Arolla II	42
Abbildung 3.5	Tektonische Daten des Aufschlusses Douves Blanches	44
Abbildung 3.6	Tektonische Daten des Aufschlusses Haut Glacier d'Arolla	45
Abbildung 3.7	Antithetisch zerscherter Kzo	46
Abbildung 3.8	Orientierung von Qtz- $\langle c \rangle$ Achsen als D1-kinemat. Indikator	46
Abbildung 3.9	Berechnung der Hauptspannungsrichtungen σ 1-3	48
Abbildung 3.10	Asym. Rekr.-Säume an Qtz	50
Abbildung 3.11	Tektonische Daten des Aufschlusses Col de Tsena Réfien	49
Abbildung 3.12	Darstellung der Texturen der Arolla D2 Mylonite	52
Abbildung 3.13	Passive Rotation der Faltenachsen der dritten Deformation B3*	54
Abbildung 3.14	Skizze zur Rotation der B3*-Achsen am Clocher de Cheilon	55
Abbildung 3.15	Details und Lagerungsverhältnisse am Pas de Chèvres	57
Abbildung 3.16	"Cohesive Cataclasite "	58
Abbildung 3.17	" Cohesive Breccia"	59
Abbildung 4.1	Hellglimmer-Analysen der Arolla Serie / Bündner Schiefer	64
Abbildung 4.2	Tektono-metamorphe Untergliederung der Hellglimmer-Analysen	64
Abbildung 4.3	Druck (P)–Temperatur (T)–Diagramm mit Si-Isoplethen	66
Abbildung 4.4	Darstellung und Klassifikation der metamorphen Chlorite	68
Abbildung 4.5	Analysen metamorpher und magmatischer Amphibole	69
Abbildung 4.6	Analysen der metamorphen Na-Ca-Amphibole	70
Abbildung 4.7	Zusammensetzung der metamorphen Amphibole	71
Abbildung 4.8	Ergebnisse des Amphibol-Plagioklas-Thermometers	73
Abbildung 4.9	PT-Bedingungen der alpinen Metamorphose, n'Dent Blanche	74
Abbildung 5.1	Magmatischer Quarz in mylonitischer Scherzone	79
Abbildung 5.2	Alpiner PTd-Pfad der nördlichen Dent Blanche Decke	84

Verzeichnis der Karten

Im hinteren Einband befinden sich in der Kartentasche:

Karte 1: Geologie der Dent Blanche Decke

Karte 2: Strukturen der alpinen Deformationen D1 bis D3* der nördlichen Dent Blanche Decke im regionalen Kontext des Val de Dix und Val d'Arolla



Mt. Blanc de Cheilon mit vorgelagertem Clocher de Cheilon von NE



Panorama von der Cabane de Dix, Blick nach E. Im Zentrum der Pas de Chèvres, links La Roussette, rechts Col de Tséna Refien. Im Hintergrund halbrechts Dent Blanche.

1. Einleitung

1.1 Stand der Forschung

1.1.1 Struktur der Westalpen - der Deckenstapel

Die Alpen sind ein Deckengebirge, gebildet durch Gesteinsdecken unterschiedlicher Herkunft (Gerlach 1869; Argand 1911, 1916; Trümpy 1980). Die Dent Blanche Decke ist darin ein Element des Austroalpins der Westalpen. In ihr finden sich Gesteine der adriatischen Platte, die vor der alpinen Orogenese die nördliche Fortsetzung des afrikanischen Kontinents bildete. Im Zuge der alpinen Orogenese gelangten diese Gesteine in ihre jetzige strukturelle Position (Trümpy 1975; Laubscher 1991), in der sie das höchste tektonische Stockwerk im Deckenstapel der Alpen bilden. Die austroalpine Dent Blanche Decke überlagert mit tektonischem Kontakt die Gesteine des Piemonteser Ophioliths, der aus Sedimenten und Krustengesteinen des Piemonteser Ozeans aufgebaut ist. Der Ophiolith gliedert sich in die liegende Zone Zermatt-Saas Fee (Bearth 1967) und die hangende Tsaté Decke (Marthaler 1984, Combin Zone nach Dal Piaz 1965).

Die Ophiolith-Serien wiederum überlagern die Gesteine des ehemaligen südlichen Kontinentalrandes Europas sensu lato (beinhaltet auch den Briançonnais-Mikrokontinent und den Valais Ozean). Die Serien des europäischen Kontinentalrandes und die Sedimente des Valais Ozeans werden in das Untere Penninikum gestellt, die Gesteine des Briançonnais in das Mittlere Penninikum und der Piemonteser Ophiolith in das Obere Penninikum (Trümpy 1975; Escher et al. 1997; Steck et al. 1999), siehe Abbildung 1.1 und Karte 1.

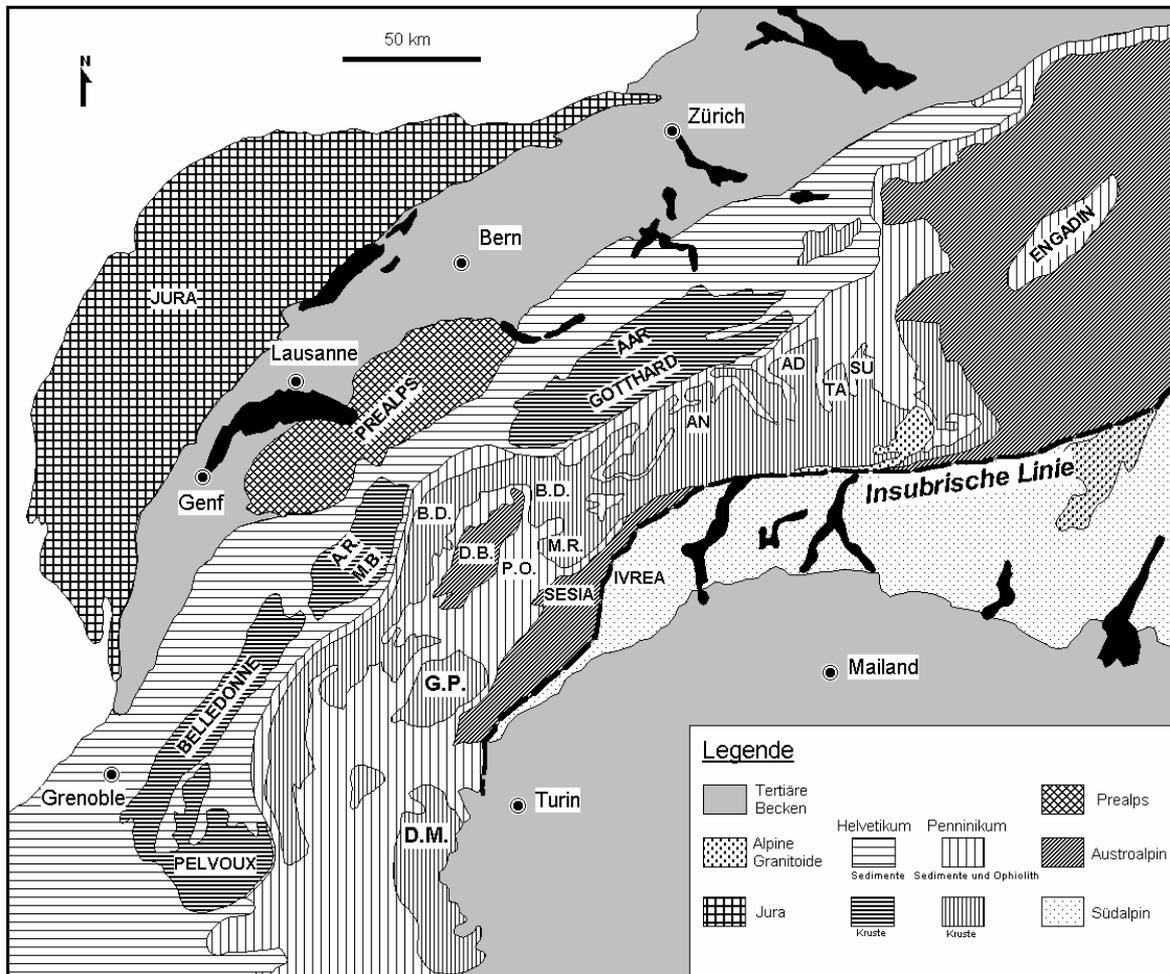


Abbildung 1.1: Tektonische Einheiten der Westalpen, verändert nach Escher et al. (1997) und Marchant & Stampfli (1997). Abkürzungen: AD=Adula Decke, AN=Antrona Decke, A.R.=Aiguilles Rouges Massiv, B.D.=Bernhard Decke, D.B.=Dent Blanche Decke, D.M.=Dora Maira Massiv, G.P.= Gran Paradiso Massiv, M.B.=Mont Blanc Massiv, M.R.= Monte Rosa Decke, P.O.= Piemonteser Ophiolith, SU=Suretta

1.1.2 Die alpine Orogenese

Die alpine Orogenese steht in unmittelbarem Zusammenhang mit den plattentektonischen Ereignissen zu Beginn des Mesozoikums. Die Öffnung des Atlantiks im frühen Jura (Ziegler 1990) und die Transformation dieser Öffnungsbewegungen in den Raum der westlichen Tethys führten zum Sea-Floor-Spreading zwischen Europa und Afrika, das im mittleren Jura (spätes Bajocium bis Bathonium) einsetzte und bis zur mittleren Kreide (Albium) andauerte (Roeder 1976; Dal Piaz & Ernst 1978; Trümpy 1983). Die anschließende Krustenverkürzung und Subduktion in einer nach S bis SE gerichteten Subduktionszone am N-Rand Adrias bezog die Gesteine aller drei genannten

Provinzen, Adria, Piemonteser Ozean und Europa ein. Dabei erreichten die Einheiten allerdings unterschiedliche Subduktionstiefen, eine Tatsache, die sich heute in den Mineralparagenesen der jeweiligen Gesteine widerspiegelt. Der Abstieg der unterschiedlichen Einheiten in die alpine Subduktionszone war für die grundlegende Strukturgebung im westalpinen Krustenstapel (adriatische Einheiten im Top, Einheiten des Piemonteser Ozeans im mittleren Niveau, europäische Einheiten an der Basis) entscheidend. Die zukünftigen Decken wurden als isolierte Krusteneinheiten in die Subduktion einbezogen und unter der Bildung von Deckengrenzen in der Subduktionszone gestapelt (Dal Piaz et al. 1972; Compagnoni et al. 1977; Vogler 1984).

Die strukturelle Gliederung des Deckenstapels findet auch in der zeitlichen Abfolge der Deformations-Metamorphoseereignisse ihre Entsprechung. Laut Lardeaux et al. (1982) wird der Beginn der Subduktion durch erste Deckenbildungen innerhalb der Austroalpinen Einheiten markiert, die um 120 Ma (Cosca et al. 1994) und damit deutlich vor der Schließung des Piemonteser Ozeans erfolgt sein sollen. Diese Ereignisse stellen den Beginn der Eoalpinen Phase dar (Hunziker 1969; Dal Piaz et al. 1972; Escher et al. 1997). Erst ab der mittleren Kreide schloß sich der Piemonteser Ozean und es kam zur schnellen Subduktion von großen Teilen der ozeanischen Lithosphäre unter den bereits existenten austroalpinen Deckenstapel, gefolgt von den Einheiten des europäischen Südrandes (Escher et al. 1997). Wichtiges Strukturmerkmal in der Analyse alpiner Deformationen ist die rotationale Komponente. Diese wird bei Subduktion durch den relativen Bewegungssinn des Hangenden nach NW, bei Obduktion durch die relative Bewegung des Hangenden nach SE abgebildet (Richter 1983; Vogler 1987). Dabei hält die Streckungsfaser eine konstanten Lage NW-SE (Richter 1983; Vogler 1987).

Dem Abstieg in die Subduktionszone war eine prograde Metamorphoseentwicklung entlang eines niedrigen geothermischen Gradienten (8-12°/km) zugeordnet. Dieses belegen heute die Spuren einer blauschiefer- bis eklogitfaziellen Metamorphose (Compagnoni et al. 1977; Dal Piaz & Ernst 1978; Frey et al. 1999) oder einer Ultrahochdruck-Metamorphose (UHP-Metamorphose, Chopin 1984; van der Klauw et al. 1997) in Gesteinseinheiten aller drei strukturellen Niveaus des alpinen Deckenstapels.

Am Umkehrpunkt der Subduktion kam es nach der rotationalen Deformation des Abstiegs zur statischen Temperung der unter die Deckelplatte akkretionierten Krustenteile (Voll 1982; Vogler 1984). Mit dem anschließenden Wiederaufstieg aus der Subduktionszone beginnt in der alpinen Metamorphosegeschichte der retrograde Ast des Druck-Temperatur (PT-) Pfades. Dieser war in vielen Gesteinseinheiten noch von einer Hochdruckmetamorphose begleitet, so z.B. in der Sesia Zone (Compagnoni et al. 1977; Richter 1983) oder im Piemonteser Ophiolith (Vogler 1987; van der Klauw et al. 1997). Nachfolgend kam es zu einer nach Westen ausklingenden grünschieferfaziellen Metamorphose (Lepontine Metamorphose) (Hunziker 1969; Dal Piaz & Ernst 1978; Desmons et al. 1999). Im Zusammenhang damit fanden weitere Deckenüberschiebungen statt, welche die Decken in ihre rezente Position brachten (Vogler 1984; Cosca et al. 1994; Höpfer & Vogler 1994).

Für die Rekonstruktion der alpinen Orogenese war und ist die Datierung der verschiedenen Deformationsphasen und damit die Erfassung des zeitlichen Ablaufs der strukturell-metamorphen und der plattentektonischen Ereignisse von entscheidender Bedeutung. Im Hinblick darauf sind die technischen Fortschritte auf dem Gebiet der Datierungstechnik, die zu einer deutlichen Verbesserung im zeitlichen und räumlichen Auflösungsvermögen dieser Methoden geführt haben,

von großem Interesse. Besonders bei der Frage nach den Altern der Hochdruck-Niedrigtemperatur-Metamorphose (HP-LT Metamorphose) kam es demzufolge in den letzten Jahren zu Modifikationen des "klassischen" chronologischen Schemas der alpinen Orogenese (Froitzheim et al. 1996). Dieses gliedert die alpine Orogenese in drei Phasen:

- Eoalpin (Kreide bis zum frühen Paleozän)
- Mesoalpin (spätes Eozän bis zum frühen Oligozän)
- Neoalpin (spätes Oligozän bis rezent)

(Hunziker 1969; Dal Piaz et al. 1972; Trümpy 1980; Escher et al. 1997). Grenzen die frühen Altersdaten den Zeitraum der HP-LT Metamorphose auf die eoalpine Phase ein (Dal Piaz et al. 1972; Hunziker 1974) so machen die geochronologischen Ergebnisse des letzten Jahrzehnts klar, daß es ausgehend vom Eoalpin bis zum Ende der mesoalpiner Phase zur tiefen Subduktion von ozeanischen wie auch kontinentalen Einheiten gekommen ist (Gebauer et al. 1997; Rubatto et al. 1998).

1.1.3 Das Austroalpin der Westalpen

Die Sesia Zone und die Dent Blanche Decke sind die größten tektonischen Elemente des westalpinen Austroalpins, wobei die Dent Blanche Decke als nordwestliche Fortsetzung der Sesia Zone betrachtet wird (Dal Piaz et al. 1972; Compagnoni et al. 1977). Als Verbindung zwischen diesen beiden Elementen fungieren mehrere austroalpine tektonische Klippen. Die Klippen unterscheiden sich z.T. in ihrer strukturellen Position und vor allem in ihrer jeweiligen metamorphen Geschichte (Dal Piaz 1999).

In den Ostalpen haben die austroalpiner Decken eine weite geschlossene Verbreitung (z.B. in der Ötztal- und Silvretta Decke). Im Bereich der Zentralalpen (Graubünden-Tessin) sind diese Decken erodiert und nur ihre steile Wurzelzone läuft als schmaler Streifen am Südrand der Alpen zwischen den Penninischen Decken und der Insubrischen Linie aus. Erst einige Zehnerkilometer weiter im SW ist das Austroalpin dann wieder in der Sesia Zone und der Dent Blanche Decke präsent (siehe Abbildung 1.1).

Als Trennungslinie für die Unterscheidung der austroalpiner tektonischen Klippen im Bereich des Val d'Aosta fungiert die in diesem Abschnitt annähernd W-E-verlaufende Aosta-Colle Ranzola Störung (siehe Abbildung 1.2): Die Klippen nördlich dieser Linie zeigen eine eher druckbetonte aber nicht eklogitfazielle Metamorphosegeschichte an, die Gesteine der Klippen südlich davon tragen klare Indizien einer alpinen eklogitfaziellen Metamorphose (Dal Piaz 1999). Nördlich der Aosta-Colle Ranzola Störung liegen in ihrer strukturellen Position auf dem Piemonteser Ophiolith: Die Mont Mary Klippe (Canepa et al. 1990) und die Pillonet Klippe (Dal Piaz 1976; Vogler 1984). Die Etinol-Levaz Klippe (Kienast 1983) liegt ebenfalls nördlich der Aosta-Colle Ranzola Linie, befindet sich aber innerhalb der ophiolithischen Einheiten und weist eklogitfazielle metamorphe Paragenesen auf. In identischer struktureller Position und ebenfalls in Eklogitfazies liegen auch die an die Aosta-Colle Ranzola grenzende Chatillon Klippe (Dal Piaz & Martin 1988) und Grun Klippe (Biino & Compagnoni 1988) vor.

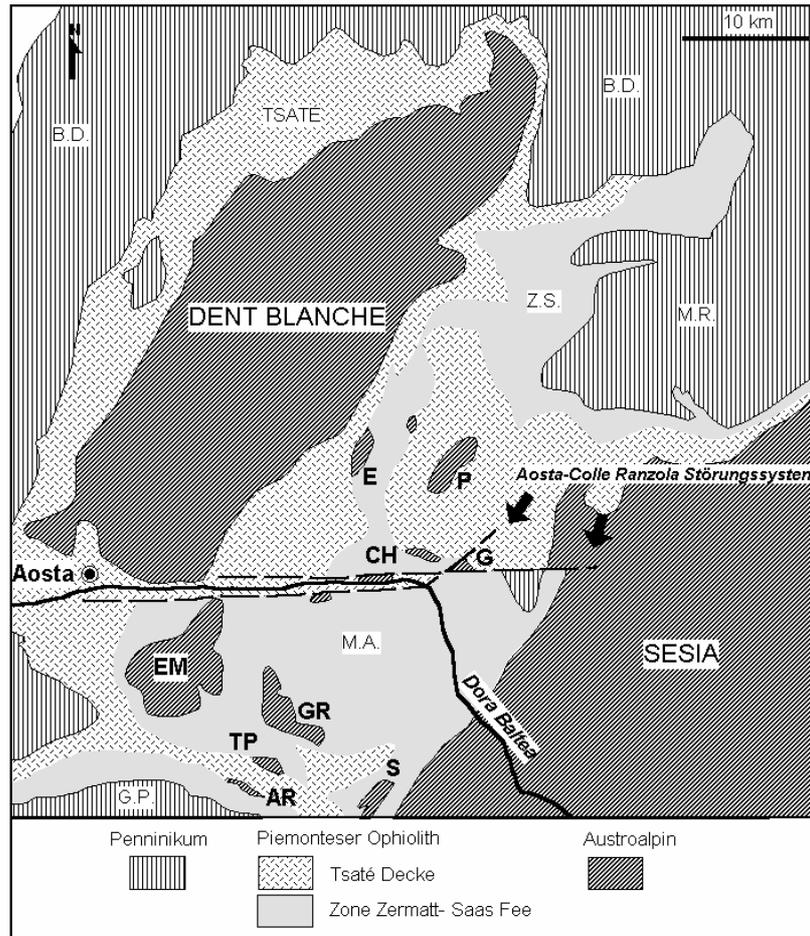


Abbildung 1.2: Die austroalpinen Einheiten der Westalpen und ihre Umgebung; Dent Blanche und Sesia Zone mit den eingeschalteten Klippen im Piemonteser Ophiolith, vereinfacht nach Dal Piaz (1999). G.P.=Gran Paradiso, B.D.=Bernhard Decke, M.R.=Monte Rosa, Z.S.=Zone Zermatt-Saas Fee, M.A.=Mont Avic. Die austroalpinen Klippen: E=Etioir Levaz, P=Pillonet, CH=Chatillon, G=Grun, EM=Monte Emilius, GR=Glacier Refray, TP=Tour Ponton, S=Santanel, AR=Acque Rosse

Beide letztgenannten Klippen wurden laut Biino & Compagnoni (1988) erst relativ spät in der alpinen Orogenese (Oligozän-Neogen) entlang von Abschiebungen in den Ophiolith verfrachtet. Südlich der Aosta-Colle Ranzola Störung treten innerhalb des Piemonteser Ophioliths folgende, allesamt eklogitfaziell metamorphosierte Klippen auf: Emilius (Argand 1911; Bearth et al. 1980), Glacier Refray (Dal Piaz & Nervo 1971), Santanel (Battiston et al. 1987), Tour Ponton (Nervo & Polino 1976) und Acque Rosse (Paganelli et al. 1995).

1.1.4 Die Dent Blanche Decke

1.1.4.1 Gliederung

Das entscheidende Argument für die Zusammenfassung von Sesia Zone, Dent Blanche Decke und den o.g. Klippen als Austroalpin besteht in der vergleichbaren Lithologie. Die folgende Gliederung der Dent Blanche Decke ist deshalb in ihren charakteristischen Zügen auch auf die Sesia Zone übertragbar und die entsprechenden dort gültigen Namen werden mitgenannt.

Die Dent Blanche Decke besteht zum überwiegenden Teil aus voralpinen Kristallingesteinen (im Folgenden als Altkristallin angesprochen), untergeordnet treten im sedimentären Kontakt mit dem Altkristallin permomesozoische Metasedimente auf (Höpfer & Vogler 1995). Das Altkristallin der Dent Blanche Decke wird in zwei tektonische Elemente untergliedert.

Das **untere Element** ist die Arolla Serie (Argand 1908) (Sesia: "Gneiss Minuti" und "Eclogitic Micaschist Complex" laut Dal Piaz et al. 1972; Compagnoni et al. 1977, bzw. "Polycyclic Basement Unit" nach Venturini 1995). Sie beinhaltet präalpine Granitoide, Gabbros und deren Hüllgesteine. Das Kristallisationsalter der Granitoide und Gabbros wurde von Bussy et al. (1998) mittels konventionellen U/Pb Datierungen an abradierten Zirkonen und Monaziten bestimmt. Dabei ergaben sich für die Arolla Serie 289 ± 2 Ma (Arolla Orthogneis, Matterhorn, Zirkon U/Pb) und für den Sermenza Gabbro der Sesia Zone $288 \pm 2/-3$ Ma (Zirkon, U/Pb). Der Sermenza Metagabbro ist Teil der "Polycyclic Basement Unit" der Sesia Zone und geochemisch äquivalent zum Mont Collon – Dents de Bertol Metagabbro der Arolla Serie (Venturini 1995). Die gleichen Alter für den Granit sowie für den Gabbro belegen einen bimodalen Magmatismus an der Grenze Karbon/Perm. Dieser gilt als typisch für das transtensionale bis extensionale plattentektonische Regime im ausgehenden Paläozoikum Westeuropas und entwickelte sich im Vorfeld der Öffnung der Neotethys (Bonin et al. 1998). Die "Polycyclic Basement Unit" der Sesia Zone trägt in ihrer internen Einheit ("Eclogitic Micaschist Complex") klare Belege für eine alpidische eklogitfazielle Metamorphose. Im NW der Sesia Zone werden die Hochdruckparagenesen sukzessive von jüngeren grünschieferfaziellen Paragenesen verdrängt, so daß in den externen Anteilen ("Gneiss Minuti") die Gesteine nur noch in vereinzelt Relikten die Einflüsse einer Hochdruckmetamorphose belegen (Compagnoni et al. 1977; Richter 1983; Venturini 1995). Im Altkristallin der Arolla Serie der Dent Blanche Decke gelten bislang das Vorkommen von Aegirinaugit und Phengit lediglich als Hinweise auf eine Hochdruckmetamorphose (Höpfer 1995).

Im direkten, teils sedimentären Kontakt mit dem Altkristallin der Arolla Serie stehen **Metasedimente**, die in zwei Regionen der Dent Blanche Decke s.l. auftreten. Diese Vorkommen werden im Bereich des italienischen Valpeltine, Val d'Aosta und Valtournanche als Roisan Zone zusammengefaßt (Canepa et al. 1990; Höpfer 1995), im Bereich des schweizer Val d'Arolla treten diese Metasedimente in der Umgebung des Mont Dolin auf (Hagen 1948, siehe Karte 1). Die Permotriassische bis Mitteltriassische sedimentäre Abfolge in der Roisan Zone reicht von basalen Konglomeraten und Sandsteinen über unreine und reine Kalke mit Tuffen bis zu Dolomiten mit Rauhacken. (Höpfer 1995). Der Kontakt zwischen den Metasedimenten und der Arolla Serie liegt einerseits als primär sedimentär vor, anderenorts ist er tektonischer Natur (Höpfer 1995). Am Mont Dolin ist eine zeitlich weiterreichende mesozoische Sedimentabfolge metamorph erhalten. Dort setzt sich nach den triassischen Rauhacken und Dolomiten die Abfolge mit Schiefen und Kalken des Lias fort und reicht bis zu Sandsteinen und Arkosen des Dogger (Hagen 1948).

Das **obere Element** der Dent Blanche Decke ist die Valpeltine Serie (Sesia: „Seconda Zona Diorito-Kinzigitica“ nach Compagnoni et al. 1977), die aus präalpinen Granuliten bis hochtemperierten amphibolitfaziellen Paragneisen ("Kinzigitite" nach Artini & Melzi 1900) besteht. Untergeordnet treten Marmore und Metabasite auf (Compagnoni et al. 1977; Nicot 1977; Pennacchioni & Guermani 1993).

Die ermittelten präalpinen Metamorphosealter für die Granulite schwanken stark zwischen 240 und 180 Ma (Rb/Sr, K/Ar an Biotit und Hellglimmer, Hunziker 1974). Durch die alpine grünschieferfazielle Metamorphose wurden die präalpinen metamorphen Paragenesen häufig retrogradiert, wobei der Einfluß der grünschieferfaziellen Metamorphose besonders im Umfeld von alpinen Scherzonen durchgreift (Pennacchioni & Guermani 1993; Höpfer 1997).

1.1.4.2 Strukturell-metamorphe Entwicklung

Im Allgemeinen galt die Dent Blanche Decke über Jahrzehnte als ein Teil des westalpinen Deckenstapels, der im Rahmen der alpinen Orogenese zwar einer druckbetonten Metamorphose ausgesetzt war, nicht aber eine eklogitfazielle Metamorphose erfahren haben sollte (Dal Piaz et al. 1972; Frey et al. 1974; Dal Piaz 1999). Dadurch unterschied sich die Dent Blanche Decke ganz massiv von der Sesia Zone, in der mit der Einheit der "Eclogitic Micaschists" eindeutige Belege der alpinen eklogitfaziellen Metamorphose existieren (Compagnoni et al. 1977; Richter 1983; Venturini 1995). Die maximalen PT-Bedingungen für die alpine Metamorphose in der Dent Blanche Decke wurden von Kienast & Nicot (1971) mit 7-8 kbar und ca. 550°C abgeschätzt (Paragenese Disthen-Cloritoid), wohingegen Oberhänsli & Bucher (1987) aufgrund von Hellglimmerzusammensetzungen und der Amphiol-Chemie zu Werten von 9-10 kbar bei 200-400°C gelangten. Damit variieren die ermittelten Maximalbedingungen beträchtlich zwischen der Epidot-Amphibolitfazies bei Kienast & Nicot (1971) und der Blauschieferfazies bei den letztgenannten Autoren (Fazies nach Spear 1993). In den Metasedimenten am Mont Dolin sowie in den Orthogneisen der Arolla Serie in der Umgebung des Pas de Chèvres wurden seitens Ayrton et al. (1982) blaue Amphibole beschrieben, die ebenfalls als Zeichen einer druckbetonten Metamorphose gedeutet wurden. Anhand von K/Ar-Abkühlungsaltern an Hellglimmern aus der Tsaté Decke datierten Ayrton et al. (1982) diese Metamorphose mit 34-38±4 Ma. Anhand der Metasedimente der Roisan Zone war es Höpfer & Vogler (1994) und Höpfer (1995) zum ersten Mal möglich, den ersten alpinen Druck-Temperatur-Deformationspfad (PTd-Pfad) für die Dent Blanche Decke zu erarbeiten (siehe Abbildung 1.3). Damit konnten die Autoren entgegen aller bis dato vorgenommenen Analysen belegen, daß die Metasedimente der südlichen Dent Blanche Decke während der eoalpinen D1 und D2 sehr wohl bis in Tiefen der eklogitfaziellen Metamorphose versenkt worden waren (min. 16 kbar, 560°C). Da die Metasedimente im autochtonen Kontakt mit der Arolla Serie vorliegen, muß auch für die Arolla Serie eine eklogitfazielle Metamorphose angenommen werden.

Die tektonische Platznahme der Arolla Serie unter der Valpelline Serie erfolgte nach Höpfer (1995) im Initialstadium von D1. Nachfolgend kam es während D1 und D2 zu Teildeckenbewegungen innerhalb der Dent Blanche Decke, mit einer Scherung des Hangenden nach NW, die erste Streckungsfaser Str1 taucht NW-SE bis WNW-ESE. Während D1 kommt es zur Bildung der ersten Mylonite. An der Grenze Arolla-Valpelline Serie wurden Mylonite von Pennacchioni & Guermani (1993) intensiv untersucht. Diese wurden ebenfalls als D1 aber auch D2 eingestuft. Für D1 geben die Autoren eine begleitende druckbetonte Metamorphose an, für D2 lediglich grünschieferfazielle Bedingungen.

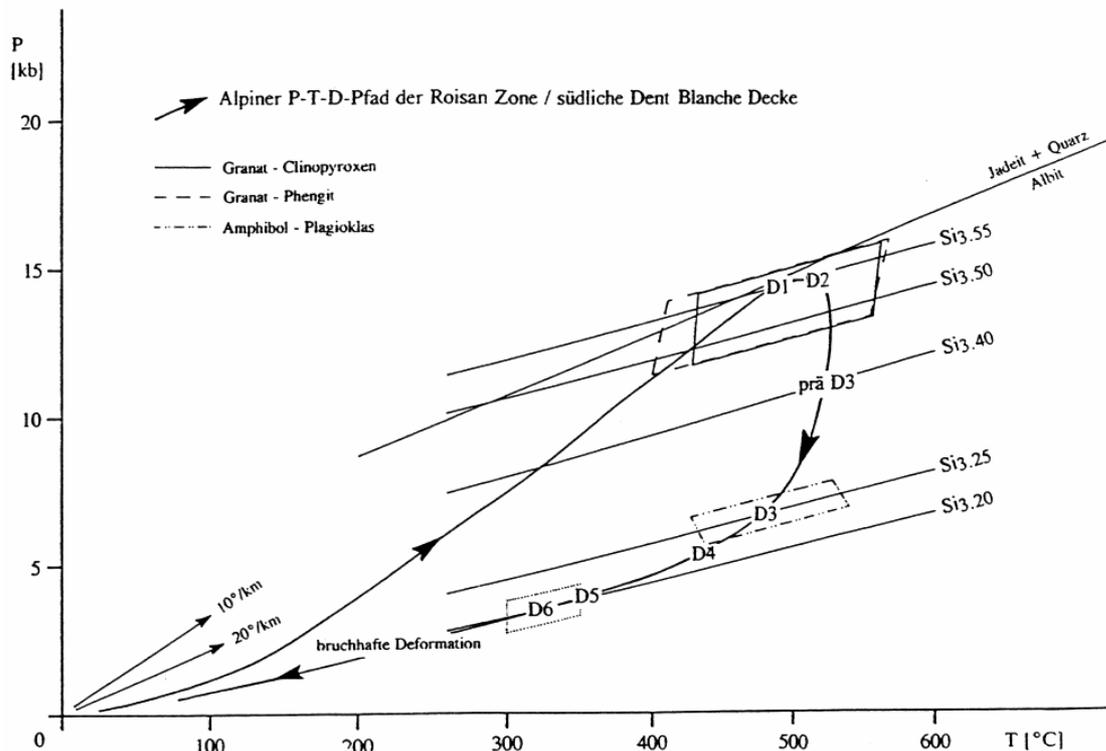


Abbildung 1.3: Alpinen Druck-Temperatur-Deformationspfad der Roisan Zone, südliche Dent Blanche Decke, (Höpfer & Vogler 1994, Höpfer 1995)

Die Bewegungen während D1 verursachten eine interne Stapelung der Dent Blanche in mehrere Teildecken. Bei dieser Stapelung fungierte die Roisan Zone als Deckenscheider und wurde partiell in die Scherbahnen miteinbezogen. Neben internen Bewegungen erfolgte auch die Bildung der Hauptdeckengrenze zwischen Dent Blanche und dem Piemonteser Ophiolith während D1. Während D2 kommt es zur Ausbildung von SW-vergente Falten, B2 ist dabei parallel Str1 (Höpfer 1995). Auch Klaper et al. (1992) betrachten die erste Faltung als parallel zur Streckungsfaser, wohingegen andere Autoren (Mazurek 1986; Pennacchioni & Guermani 1993) eine orthogonale Beziehung zwischen B2 und Str1 sehen, B2 taucht bei letztgenannten Autoren W-E. Die Strukturentwicklung in der Roisan Zone setzte sich post D2 mit einer statischen Temperung der Gesteine am Umkehrpunkt der Subduktion fort. Während des anschließenden Wiederaufstiegs unter isothermaler Dekompression kam es zur Bildung von Myloniten prä D3, zur Bildung N-S streichender E-vergente Falten (B3) und E-W tauchender N-vergente Falten (B4). Prä D3 kommt es nach D1 also zum zweiten Mal zur Bildung von Myloniten.

Für D3 und D4 sind in der Roisan Zone Bedingungen von ca. 7,5 kbar, 470°C, bzw. ca. 5 kbar und 440°C zu belegen (Höpfer 1995). Für die Faltungen während D3 geben Pennacchioni & Guermani (1993) und Wust & Silverberg (1989) das Tauchen der B3 als nach NE-SW an. D3 ist bei allen Autoren, außer bei Höpfer (1995), die letzte Deformationsphase, die Falten entwickelte (Mazurek 1986; Wust & Silverberg 1989; Klaper et al. 1992; Pennacchioni & Guermani 1993).

Die anschließenden D5 und D6 in der Roisan Zone waren von deutlicher Abkühlung bestimmt (ca. 300-350°C, 3,5 kbar, Höpfer 1995). Während D5 kommt es zur Ausbildung von NW-SE gerichteten orthorhombischen Falten und D6 folgte mit einer NW vergente Faltung. Eine späte, post D6 Deformation sorgte für die

letzten Deckenbewegungen innerhalb, wie auch an der Basis der Dent Blanche Decke gegen den Piemonteser Ophiolith. Dabei wurden die alten Scherbahnen teils reaktiviert, teils zerschnitt diese kalte Deformation die alten Strukturen und führte zu einer internen tektonischen Stapelung der südlichen Dent Blanche (Höpfer 1995). Der daraus resultierende Teildeckenstapel der südlichen Dent Blanche Decke gliedert sich vom Liegenden ins Hangende wie folgt:

- Mont Mary Teildecke
- Punte Tzan Schuppe
- Dent Blanche Decke sensu stricto

Sowohl in der Mont Mary Teildecke wie auch in der Punte Tzan Schuppe liegen die Metasedimente der Roisan Zone aufrecht auf der Arolla Serie (Höpfer 1995).

Die frühe Anlage des austroalpinen Teildeckenstapels, Valpelline Serie auf Arolla Serie, wird auch von anderen Autoren an den Beginn des Eoalpins gestellt (120 Ma, Cosca et al. 1994), verursacht durch erste Deckenbewegungen am Nordrand des adriatischen Mikrokontinents (Dal Piaz et al. 1972; Lardeaux et al. 1982; Vuichard 1989). Ein wesentlicher Unterschied besteht allerdings in der Einordnung der Deckenbewegungen an der Basis der Dent Blanche gegen den unterlagernden Piemonteser Ophiolith. Verbindet Höpfer (1995) dieses Ereignis mit der Bildung des Austroalpinen Deckenstapels und stellt es dementsprechend in die erste Deformation, so sehen die oben genannten Autoren klare Belege für die Bildung des austroalpinen Teildeckenstapels deutlich früher und getrennt von der Schließung des Piemonteser Ozeans. Die Bildung der Hauptdeckengrenze zwischen Dent Blanche Decke und Piemonteser Ophiolith wäre nach diesen Autoren erst 20-30 Ma später erfolgt als die Bildung der Grenze zwischen Arolla und Valpelline Serie (Escher et al. 1997). Laut Cosca et al. (1994) deuten Ar/Ar-Alter von $40,8 \pm 0,3$ Ma (Phengit) aus der Basis der Arolla Serie auf die letzte Aktivierung der Hauptdeckengrenze und datieren die entgeltige Platznahme der Dent Blanche Decke über dem Piemonteser Ophiolith.

1.1.4.3 Deckenbewegungen und Scherzonendeformationen

Alpine Deckenbewegungen sind in der Dent Blanche Decke zum überwiegenden Teil durch Strukturen plastischer Deformation dokumentiert. Nur im Zusammenhang mit den jüngsten Ereignissen kam es zur bruchhaften Deformation (Vogler 1984; Mazurek 1986; Wust & Silverberg 1989; Pennacchioni & Guermani 1993; Höpfer 1995). Scherzonen, mit denen eine Mylonitisierung und die Ausbildung eines Strain-Gradienten einher ging, stellen die entscheidenden Deformationsstrukturen im Zusammenhang mit den Deckenbewegungen dar. Diese finden sich sowohl an der Basis der Dent Blanche Decke gegen den unterlagernden Piemonteser Ophiolith wie auch innerhalb der Dent Blanche, wo sie die Grenze zwischen Arolla und Valpelline Serie sowie die Grenzen der Teildecken markieren.

Höpfer (1995) ordnet die Bildung der Mylonite der südlichen Dent Blanche in zwei Stadien ein:

D1 Mylonite: Diese belegen die Deformationen während der Stapelung von Piemonteser Ophiolith, Arolla Serie und Valpelline Serie beim Abstieg in die Subduktionszone. Gleichzeitig wurden die Teildecken innerhalb der Dent Blanche Decke gebildet (siehe 1.1.4.2). Die Bildung erfolgte unter eklogitfaziellen Bedingungen.

prä D3 Mylonite: Diese kommen an den Teildeckengrenzen zwischen Mont Mary und Punte Tzan sowie der liegenden Arolla Serie vor. Ihre Bildung fällt bereits in den Wiederaufstieg der Dent Blanche Decke, erfolgte aber noch unter Bedingungen der Eklogitfazies (Fazies nach Spear 1993), bzw. Blauschieferfazies (Fazies nach Yardley 1989; Bucher & Frey 1994).

Pennacchioni & Guermani stellen die Mylonite im Grenzbereich zwischen Arolla und Valpelline Serie des oberen Valpelline in die erste und zweite Deformation. Für ihre D1 sehen diese Autoren Anzeichen einer druckbetonten Metamorphose, ohne allerdings auf Ergebnisse geothermobarometrischer Untersuchungen zurückgreifen zu können. Während D2 herrschten allerdings bereits eindeutig grünschieferfazielle Bedingungen.

Damit unterscheiden sich die Befunde von Höpfer (1995) klar von Pennacchioni & Guermani (1993) insofern, daß für die zweite Phase der Scherzonendeformation unter Mylonitbildung deutlich verschiedene Deformationsbedingungen angesetzt werden.

1.1.4.4 Kinematik der Deckenbewegungen

An den Deckengrenzen der südlichen Dent Blanche Decke s.l. belegt Höpfer (1995) für D1 sowie für D6 eine Gesamtrotation (Bewegung des Hangenden) nach NW. Die Bewegungen, die zur Bildung der prä D3 Mylonite geführt haben konnten von Höpfer nicht definitiv eingeordnet werden. Die D1-Bewegungen sind dem Abstieg der Einheiten in die alpine Subduktionszone zugeordnet und entsprechen den Ergebnissen der Strukturanalysen der Sesia Zone (z.B. Richter 1983; Choukroune et al. 1986). Auch Pennacchioni & Guermani (1993) leiteten im Grenzbereich zwischen Arolla Serie und Valpelline Serie das gleiche kinematische Umfeld ab. Diese Ansicht wird ebenfalls von Mazurek (1986) und Klaper et al. (1992) in der Betrachtung der nördöstlichen bzw. der gesamten Dent Blanche Decke geteilt.

Es gibt allerdings auch Autoren, die in den jüngsten Deckenbewegungen die Umkehrung der Gesamtrotation dokumentiert sehen. So für den nordöstlichen Basiskontakt zwischen Dent Blanche und Piemonteser Ophiolith im schweizer Nicolaital. Lebit et al. (2002) analysierten dort Quarz-<c>-Achsen-Texturen innerhalb der Mischabel-Rückfalte und leiten daraus einen spätalpinen Bewegungssinn der Dent Blanche Decke nach S ab. Der gleiche Bewegungssinn wurde auch an flach einfallenden Abschiebungen an der Basis der westlichen Dent Blanche Decke (Wust & Silverberg 1989) oder in der Sesia Zone (Wheeler & Butler 1993) bestimmt. Dabei bleibt aber die Einordnung dieser Bewegungen in das alpine Subduktions-Obduktionsszenario aus und es wird nicht deutlich, ob die Umkehrung der Gesamtrotation mit dem Wiederaufstieg der Gesteine erklärt werden kann (siehe 1.1.2).

1.2 Zielsetzung der Arbeit

Im Mittelpunkt der vorliegenden Arbeit steht die Untersuchung der Strukturentwicklung, der metamorphen Entwicklung und der Deformationsprozesse der basalen nördlichen Dent Blanche Decke in den italienisch-schweizerischen Westalpen und die Tektonik der Hauptdeckengrenze zwischen der Dent Blanche Decke und dem unterlagernden Piemonteser Ophiolith.

Strukturentwicklung: Die Deformationsstrukturen ausgehend von den z.T. nur schwach deformierten magmatischen Ausgangsgesteinen der Arolla Serie über die alpinen Schieferungen, Streckungen, Faltungen und Überschiebungen sollen analysiert werden. Dabei soll auch überprüft werden ob es zu einem Wechsel im Sinn der Gesamtrotation zwischen den Deformationsphasen gekommen ist.

Metamorphe Entwicklung: Deformation und Metamorphose sollen korreliert werden um idealerweise eine Einordnung der Deformationen in den alpinen PTd-Pfad vornehmen zu können. Als PTd-Bezugssystem soll dabei die südliche Dent Blanche/Roisan Zone (Höpfer 1995) herangezogen werden.

Deformationsprozesse: Die voralpin nicht deformierten magmatischen Ausgangsgesteine der Arolla Serie sollen als Referenzsystem für die nachfolgenden Deformationen detailliert untersucht werden. Davon ausgehend sollen die Prozesse der Gesteinsdeformation analysiert werden, um die Besonderheiten der Scherzonendeformation an dieser Deckengrenze und ihre Bedeutung herauszuarbeiten. Der zu erhaltene Datensatz soll dokumentieren ob die Strukturentwicklung der nördlichen Dent Blanche Decke mit der südlichen Dent Blanche Decke korrelierbar ist. Er soll weiterhin klären ob auch die nördliche Dent Blanche Decke eine alpine HP-LT Metamorphose erfahren hat. Des Weiteren soll er auch die Mechanismen von Deckenbewegungen im höchsten Kustenstockwerk der Westalpen erklären. Damit soll diese Synthese bislang noch ausstehende kritische Daten für die Rekonstruktion der tektono-metamorphen Entwicklung der Westalpen beisteuern.

Teilergebnisse dieser Arbeit sind auf mehreren wissenschaftlichen Tagungen präsentiert worden: Hellwig & Vogler 2000b, c, a, 2001b, a.

1.3 Arbeitsmethoden

Grundlage dieser Arbeit bilden die Geländekampagnen in den Sommern 1997-2000 in der nördlichen Dent Blanche Decke. Dabei wurden Aufschlüsse im italienischen Valpelline und in den schweizer Tälern Val de Dix und Val d'Arolla bearbeitet (siehe Karte 1).

1.3.1 Geländearbeit

Wichtiger Aspekt war die detaillierte strukturgeologische Analyse der Deckengrenze und der damit im Zusammenhang stehenden Überschiebungen zwischen Arolla Serie und Tsaté Decke. Als Einstieg dienten dabei vor allem die Arbeit von Hagen (1948) und die darin enthaltenen Spezialkarten. Die vorgenommene quantitative Strukturanalyse schloss die Gefügeentwicklung, ausgehend von dem magmatischen, bzw. vom sedimentären Gefüge, über die Strukturen plastischer Deformation, wie Faltung, Schieferung und Streckung und deren Wiederholung, bis hin zur bruchhaften Verformung ein.

Für die Ableitung des Strain-Gradienten an den Teildeckengrenzen sowie für die Rekonstruktion der Scherzonenkinematik wurden notwendige Informationen

gesammelt. Ein weiterer wichtiger Schwerpunkt der Geländearbeit war die Entnahme orientierter Gesteinsproben, welche nach den oben genannten Aspekten differenziert ausgesucht wurden.

1.3.2 Polarisationsmikroskopie/Korngefügeanalyse

Die Polarisationsmikroskopie diente zur Identifizierung und Quantifizierung der gesteinsbildenden Minerale im Rahmen mikrostrukturell differenzierter Phasengesellschaften. Mittels der Korngefügeanalyse, die mit der Pol.-Mikroskopie methodisch ineinander greift, wurden die unterschiedenen Deformationsakte bestimmten Gefügen der verschiedenen Minerale zugeordnet. Dafür dienten die magmatischen Korngefüge in geschonten Relikten des Arolla-Granits als ursprüngliches Bezugssystem aller überlagerten stofflichen und strukturellen Veränderungen. Ausgewählte Gefügeparameter metamorph gewachsener oder rekristallisierter Minerale wurden genutzt, um Informationen über die Korrelation von Deformation und Metamorphose zu bekommen. Des Weiteren wurden die während der Verformung aktivierten Deformationsmechanismen unterschiedlicher Minerale aufgrund ihrer Temperaturabhängigkeit herangezogen, um weitere Kriterien für die Deformationsbedingungen zu erhalten.

1.3.3 Strukturanalyse

Die rechnergestützte Strukturdatenverarbeitung und -analyse erfolgte mit dem Programm StereoNett V.2.46 (© Johannes Duyster). Das betrifft die im Gelände ermittelten Daten wie auch die U-Tisch Texturdaten (siehe unten).

Für die Auswertung der Daten zur Paläospannungsanalyse nach der PT-Methode (Turner 1953) wurde zusätzlich das Programm Tectonics FP (© Hugo Ortner) zum Datenabgleich verwendet. Nach der PT-Methode wurden auf der Grundlage von Scherbruchdatensätzen (Scherfläche-Linear-Paare) die theoretischen Richtungen der tektonischen Hauptspannungen (σ_1 , σ_2 und σ_3) berechnet. Für die Betrachtung wurden ausschließlich mineralisierte Brüche von sehr guter und guter Qualität (1 und 2) verwendet, die anhand von Harnisch-striemung und -stufen die Bewegungsrichtung und den Bewegungssinn ableiten ließen.

1.3.4 Texturanalyse

Als klassische Methode der Texturanalyse wurde an ausgewählten Proben die Universal-Drehtischmethode (Sarantschina 1963) an Quarz eingesetzt. Sie bot die Möglichkeit, sehr gezielt in strukturell definierten, quarzreichen Homogenitätsbereichen im Dünnschliff die Regelung von Quarz-*c*-Achsen zu messen. Dabei wurden ca. 300 Körner pro Schliff gemessen. Zusätzlich dazu wurde die Einregelung von Glimmer-(001)-Flächen bestimmt, wenn möglich anhand von ca. 50 Körnern pro Schliff. Anhand der Glimmerregelungen war es möglich, die übliche Schiefe in den Dünnschliff-Schnittlagen rückzurotieren und damit die ermittelte Textur im Bezugssystem der XYZ-Achsen der Strain-Ellipse (Ramsay 1967) korrekt zu orientieren. Diese Rotationen waren notwendig, um die Texturen zur kinematischen Auswertung nutzen zu können. Dabei wurden die üblichen Kriterien für die Auswertung von Quarz-*c*-Achsen Texturen angewendet (Lister 1974; Behrmann & Platt 1981; Schmid & Casey 1986; Wenk & Christie 1991).

1.3.5 Mikrosondenanalytik

Die Mikrosondenanalysen für diese Arbeit wurden im Rahmen eines Forschungsaufenthaltes an der *Large Scale Geochemical Facility* am *Department for Earth Sciences* der Universität Bristol/England im Dezember 2000 durchgeführt. Die Präparation der Dünnschliffe und deren spezielle Vorbereitung für die Mikrosondenanalytik erfolgte am *Geologischen Institut der Philipps-Universität Marburg* durch Polieren der Oberflächen mit einer Körnung von 0,25 µm. Die Messungen wurden an einer *JEOL JXA 8600* Elektronenstrahl-Mikrosonde mit wellendispersiven Spektrometern vorgenommen. Als Standard diente ein kommerzieller JEOL Silikat-Standard, anhand dessen vor Antritt jeder Messung die Genauigkeit der Sonde überprüft wurde. Der maximal tolerierte Fehler lag bei 0,3 Oxid-Gew.%. Die angelegte Kathodenspannung während der Messungen betrug 15 KV bei 15 nA. Die Fokussierung des Elektrodenstrahls erfolgte auf 5 µm; bei Helleglimmer, Amphibolen und Chlorit auf 10 µm. Die Korrektur und Verrechnung der gemessenen Konzentration in Oxid-Gew.% wurde vor Ort automatisch mittels der ZAF-4 Routine vorgenommen. Die weitere Berechnung der Kationensummen und die jeweiligen Auswertungen erfolgte auf Grundlage eines Excel-spreadsheets (© John C. Schumacher).

1.3.6 Rasterelektronenmikroskopie

In einigen Ausnahmefällen wurde die quantitative Mineralanalytik an dem Rasterelektronenmikroskop (REM) im Fachbereich Geowissenschaften der Philipps-Universität Marburg genutzt. Die EDX Mikroanalytik erfolgte am *System Voyager, Noran Instruments* vorgenommen. Die ermittelten Oxid-Gew.% wurden zur weiteren Berechnung der Kationensummen im oben genannten Excel-spreadsheet weitergerechnet.

Die Ziele der eingesetzten Mikroanalytik, sowohl der Mikrosonde wie auch der REM-Analytik, waren die quantitative Analyse der magmatischen und der metamorphen Mineralparagenesen. Die Analyse der zweitgenannten Paragenesen wurden mit der Zielsetzung der quantitativen Phasenpetrologie, Geothermobarometrie sowie der Ermittlung des Einflusses fluider Phasen in metamorphen Reaktionen vorgenommen.

2. Lithologische Einheiten

Im Arbeitsgebiet der vorliegenden Dissertation sind Gesteine der Dent Blanche Decke sowie des unterlagernden Piemonteser Ophioliths aufgeschlossen. Innerhalb der Dent Blanche Decke sind die Gesteine der Arolla Serie die am weitesten verbreitete Gesteinsgruppe (Hagen 1948; Burri et al. 1998; Bucher et al. 2002), die Valpelline Serie ist im Arbeitsgebiet der vorliegenden Arbeit nicht aufgeschlossen. Die Arolla Serie beinhaltet zum größten Teil präalpine Metagranitoide, Metasedimente treten daneben nur sehr untergeordnet auf. Ebenfalls zur Arolla Serie gestellt werden Metagabbros, die als Mont Collon – Dents de Bertol Komplex im tektonischen Kontakt zu den Metagranitoiden der Arolla Serie stehen. An der Basis der nördlichen Dent Blanche Decke grenzen fast ausschließlich Metagranitoide der Arolla Serie im Hangenden gegen die Bündner Schiefer und Metaperidotite der Tsaté Decke im Liegenden. Den Metagranitoiden der Arolla Serie kommt so schon alleine aufgrund ihrer Verbreitung eine besondere Bedeutung zu. Aber ebenso in Hinblick auf die Fragestellungen dieser Arbeit sind die sie von besonderer Bedeutung. Die Gesteine der Dent Blanche Decke stammen von einem variszisch geprägten Stück kontinentaler Kruste. Allein ihre postvariszischen Granitoide und ihre Decksedimente haben keine variszische Deformation und Metamorphose erfahren.

Ihr magmatisches Gefüge oder ihre Schichtung liefern damit ein erstklassiges Bezugssystem für alle alpinen Umwandlungen. Darüber hinaus wurden die Granitoide während der alpinen Orogenese sehr heterogen deformiert und es überdauerten isolierte Bereiche unterschiedlicher Größe undeformiert oder nur schwach deformiert die alpinen Deformationen. Die Analyse dieser schwach deformierten Anteile bot die Möglichkeit, ein lithologisch-petrographisches Referenzsystem in Form der Plutonite einzuführen, anhand dessen alle folgenden Veränderungen in Hinblick auf Metamorphose und Deformation bewertet werden konnten. Dieses **Referenzsystems** wird im folgenden Kapitel **2.1.1** vorgestellt, indem die präalpinen Plutonite, die nur sehr schwach in die alpine Deformation und Metamorphose einbezogen wurden, untersucht und anhand zweier Typen charakterisiert werden. Die plutonischen Ausgangsgesteine werden als Protolithe angesprochen. Für den Typ B ("tonalitisches") war es möglich, anhand der magmatischen Amphibole die Intrusionstiefe mittels des Al-in-Hornblende Barometers (Hammarstrom & Zen 1986) abzuschätzen (2.1.1.2.1).

Im Volumen sind die geschonten Partien den übrigen, nicht geschonten Arolla Orthogesteinen stark untergeordnet. Bei diesen handelt es sich zum überwiegenden Teil um Metagranitoide, daneben treten in Form des Mont Collon-Dents de Bertol Komplexes auch Metagabbros auf (siehe Karte 1). Den Orthogesteinen kommt bei der Analyse der strukturell-metamorphen Entwicklung der nördlichen Dent Blanche und der basalen Deckengrenze die größte Bedeutung zu, denn in ihren Strukturen und Stoffbeständen sind alle Prozesse im Zusammenhang mit der Bildung, Bewegung und Entwicklung der Deckengrenze dokumentiert. Sowohl die nicht geschonten **Metagranitoide (2.1.2)** wie auch die **Metagabbros (2.1.3)** werden dementsprechend in diesem Kapitel behandelt, wenngleich eine detaillierte Analyse der metamorphen Phasenbestände und der überlieferten Deformationsprozesse in den Kapiteln 4 und 5 folgt.

Die Beschreibung von Metasedimenten innerhalb der Arolla Serie wurde bereits von verschiedenen Autoren vorgenommen (Masson 1938; Hagen 1948; Ayrton et al. 1982). Im Arbeitsgebiet treten in der Umgebung des Pas de Chèvres (siehe Karte 1) ebenfalls **Paragneise und dunkle Schiefer** auf, die im Kapitel **2.1.4** beschrieben werden.

Das Liegende der Dent Blanche Decke bilden die Bündner Schiefer und Metaperidotite der Tsaté Decke des Piemonteser Ophioliths. Die Metaperidotite treten als isolierte Scherkörper innerhalb der Bündner Schiefer auf, so z.B. an der Cabane de Dix, sind aber nie im direkten Kontakt zur Dent Blanche Deckengrenze aufgeschlossen. Aufgründessen wird ihre Lithologie im Rahmen dieser Arbeit nicht weiter behandelt. Die **Bündner Schiefer** allerdings bilden in allen Aufschlüssen des Arbeitsgebietes das Liegende der Dent Blanche Decke und sind deshalb für die strukturell-metamorphe Analyse der Deckengrenze von großer Wichtigkeit. Sie werden im Kapitel **2.2.1** behandelt.

2.1 Dent Blanche Decke, Arolla Serie

2.1.1 Protolithe der Arolla Serie

Das Altkristallin der Arolla Serie wird durch einen komplexen kalkalkalischen Intrusionsverband aufgebaut (Stutz 1940; Höpfer 1997; Burri et al. 1998), der an der Wende Karbon-Perm den Nordrand Afrikas intrudierte (Bussy et al. 1998). Gemeinsam mit Gabbros gleichen Alters bildet die Arolla Serie den bimodalen Magmatismus im Vorfeld der Öffnung der Neotethys ab (Bonin et al. 1998, siehe Kapitel 1). Allerdings stehen die Gabbros des Matterhorns und des Mont Collon – Dents de Berol nicht im Intrusionskontakt mit den Granitoiden der übrigen Arolla Serie, sondern zweifelsfrei im tektonischen Kontakt. Dieses wird durch mächtige Mylonithorizonte in der Kontaktzone zwischen Granitoiden und Gabbros belegt (Dal Piaz et al. 1977; Schoch 1999; Bucher et al. 2002).

Im Zuge der alpinen Deformations-Metamorphoseentwicklung wurden die Gesteine der nördlichen Dent Blanche Decke einer sehr heterogenen Deformation unterzogen, die in den ersten Deformationsphasen stark an Scherzonen gekoppelt ablief. Abseits der Scherzonen finden sich noch Bereiche, die nur schwache Deformationsspuren zeigen. In diesen schwach-deformierten Bereichen war es möglich, verschiedene Typen von Protolithen herauszuarbeiten und die nachfolgenden Phasen von Deformation und Metamorphose auf dieser Grundlage sowohl in ihren petrologischen wie auch strukturellen Parametern zu erfassen

In der Arolla Serie sind granitische, tonalitische bis granodioritische Protolithe nachweisbar. Für die Aufstellung eines Bezugssystems wurden aufgrund von charakteristischen Unterschieden in den magmatischen Paragenesen (Larsen 1948) **zwei Typen** definiert. Diese Typisierung entspricht **nicht** einer Klassifizierung nach Streckeisen (1976):

Typ A, "granitisch": Grobkörniger Plutonit, gekennzeichnet durch die Hauptgemengteile **Kalifeldspat, Quarz, Plagioklas** und **Biotit**, dazu untergeordnet **Epidot** und **Amphibol**, akzessorisch **Titanit, Apatit, Zirkon** und **Ilmenit**.

Typ B, "tonalitisch": Grobkörnig, gekennzeichnet durch den deutliche höheren Anteil an **Amphibol, Epidot, Allanit und Titanit**; **Kalifeldspat** tritt zurück, gleiche Akzessorien wie Typ A.

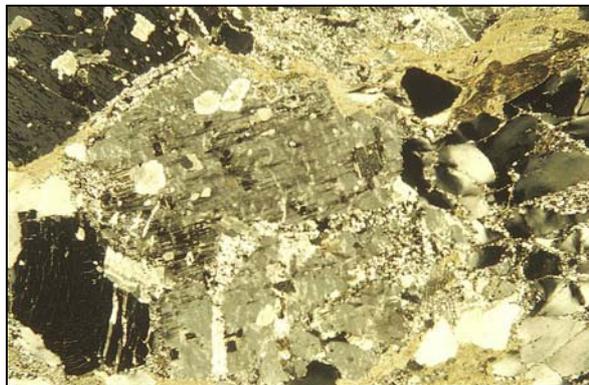


Abbildung 2.1: Gut erhaltenes magmatisches Gefüge im Protolith A der Arolla Serie, Kfs mit Pl-Einschlüssen, Qtz und Bt; H113, XPL, LS= 13,4 mm.

2.1.1.1 Protolith Typ A, "granitisch"

Hauptgemengteile des mit bis zu 10 mm großen Kristallen grobkörnigen Plutonits sind **Kalifeldspat**, **Quarz**, **Plagioklas** und **Biotit**. Hinzu können in wechselnden Anteilen **Epidot** und **Amphibol** treten (H 114, H 115). Akzessorisch kommen **Titanit**, **Apatit**, **Zirkon** und **Ilmenit** vor. Im häufig porphyrischen Gefüge bilden Kalifeldspat und Quarz die größten Körner, die selten kleiner als 8 mm sind. Im Handstück erreichen Kalifeldspat-Körner bis zu 3 cm Länge. Plagioklas tritt mit maximalen Korngrößen von bis zu 5 mm auf. Gleiche Korngrößen erreicht der Biotit. Wenn Epidot und Amphibol vorhanden sind bilden auch diese Phasen Körner mit bis zu 8 mm. **Kalifeldspat** ist immer trüb und besitzt häufig ein scharfes Mikroklingitter oder ist als Orthoklas in Bänder- und Aderperthit entmisch (H 113). Selten tritt Filmperthit hinzu. Die Entmischungslamellen erreichen Breiten von bis zu 50 μm . Die großen Breiten der Perthit-Entmischung wie auch die scharfe Regelung sprechen für eine langsame Abkühlung des Kalifeldspates im Temperaturintervall zwischen ca. 400-500°C (Tröger 1967; Smith & Brown 1988). Im Kalifeldspat ist die Verzwilligung nach dem Karlsbader Gesetz häufig. Es kam auch zur Bildung von Wechselsäumen entlang von Kalifeldspat-Kalifeldspat Winkelkorngrenzen (Voll 1960; Sturt 1970). Sowohl die perthitische Entmischung wie auch die Bildung der Wechselsäume wird in die magmatische Abkühlungsgeschichte gestellt, da Anzeichen für eine Aufheizung der Gesteine über die Feldspat-Solvus-Temperatur im Rahmen der anschließenden alpinen Metamorphose fehlen. **Plagioklas** bildet häufig Einschlüsse in Kalifeldspat und Quarz oder tritt in Form von Einzelkörnern neben Kalifeldspat auf. In beiden Fällen ist eine polysynthetische Verzwilligung nach dem Albit-Gesetz die Regel, die Breite der Zwillingslamellen liegt zwischen 20 und 50 μm . Auffallend ist die Serizitisierung des Plagioklas, die eine einfache Zonierung abbildet. Die scheinbar An-reicheren Kerne wurden stärker alteriert und erscheinen jetzt scharf von den Rändern abgegrenzt. Unabhängig von der Position (Kern oder Rand) auf den verschiedenen Plagioklas-Körnern, die mit der Mikrosonde analysiert wurden, ergeben sich heute ausschließlich Albit-Zusammensetzungen (siehe Anhang A3).

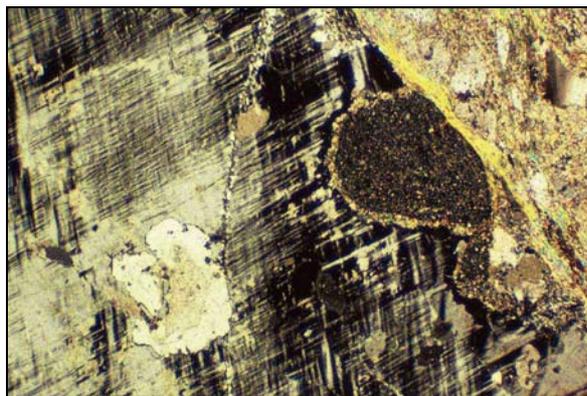


Abbildung 2.2: Zonierte und serizitisierte PI als Einsprenglinge in Schachbrett-Ab des granitischen Protoliths, H113, XPL, LS = 4,3 mm

Biotit tritt in Form von Einschlüssen mit bis zu 200 μm in Quarz auf, in gleicher Form, nur maximal 100 μm groß, kommt auch magmatischer Hellglimmer vor (Muscovit, siehe Anhang A3).

Außer in Einschlüssen erscheint der magmatische Biotit mit bis zu 7 mm großen Körnern, die selbst in nur schwach deformierten Partien des Granits bereits weitgehend metamorph umgewandelt vorliegen und so von Hellglimmer und Chlorit ersetzt wurden (siehe Kapitel 4).



Abbildung 2.3: Magmatischer Bt als Einschluß in magmatischem Qtz, H114, XPL, LS = 680 μm

Das Auftreten von **Epidot** als Einschluß in Kalifeldspat (H 113) mit maximal 60 μm Größe beweist seine magmatische Herkunft. Die idiomorphen bis hypidiomorphen Körner des magmatischen **Amphibols** (Hastingsit in H 120, siehe Anhang A2 und A3) erreichen Größen zwischen 1 mm und 2 mm. Unter starkem Pleochroismus variiert die Eigenfarbe von lindgrün zu kräftig olivgrün. Die Existenz von magmatischer Hornblende in diesem Gestein, gemeinsam mit akzessorischem **Titanit**, legt den Schluß nahe, daß es sich bei diesem Granit um I-Typ Granit handelt (Chappell & White 1974). **Ilmenit** kann als prominente Ti-Phase der Subduktionsplutonite (Vogler pers. Komm.) in Form von bis zu 4 mm großen nelkenbraunen bis opaken Körnern und häufig an Plagioklas angelagert auftreten. **Zirkon** und **Apatit** bilden fast ausnahmslos mit Biotit, teilweise mit Biotit und Amphibol, Schwermineral-Mafit-Cluster. In diesen tritt der Zirkon in Form von bis zu 4 mm großen nelkenbraunen bis opaken Körnern und häufig an Plagioklas angelagert auftreten. **Zirkon** und **Apatit** bilden fast ausnahmslos mit Biotit, teilweise mit Biotit und Amphibol, Schwermineral-Mafit-Cluster. In diesen tritt der Zirkon in Form von bis zu 4 mm großen nelkenbraunen bis opaken Körnern und häufig an Plagioklas angelagert auftreten. **Zirkon** und **Apatit** bilden fast ausnahmslos mit Biotit, teilweise mit Biotit und Amphibol, Schwermineral-Mafit-Cluster. In diesen tritt der Zirkon in Form von bis zu 4 mm großen nelkenbraunen bis opaken Körnern und häufig an Plagioklas angelagert auftreten. **Zirkon** und **Apatit** bilden fast ausnahmslos mit Biotit, teilweise mit Biotit und Amphibol, Schwermineral-Mafit-Cluster. In diesen tritt der Zirkon in Form von bis zu 4 mm großen nelkenbraunen bis opaken Körnern und häufig an Plagioklas angelagert auftreten.

2.1.1.2 Protolith Typ B, "tonalitisches"

Im Vergleich zum Protolith A sind es in diesen Gesteinen vor allem der deutliche höhere Anteil an **Amphibol**, **Epidot**, **Allanit** und **Titanit**, der sie unterscheidet. Der Anteil an **Kalifeldspat** ist in diesen Gesteinen geringer als im granitischen Typ. Die Verwachsungs- und Nachbarschaftsverhältnisse von Kalifeldspat und **Plagioklas** entsprechen denen im Typ A, Wechselsäume fehlen. Die Korngrößen der Kalifeldspäte sind mit maximal 5 mm relativ klein, Plagioklas erreicht 3 mm. **Allanit** tritt in bis zu 4 mm großen, idiomorph-hypidiomorphen Körnern auf, stets dunkel rot-braun gefärbt, die häufig als blaßgelber **Epidot** weitergewachsen sind. So schließt er hypidiomorphe Zirkone von bis zu 60 μm Größe ein. Epidot bildet auch einzelne magmatische Körner, dann ebenfalls mit 3-4 mm Größe. Im Allanit finden sich häufig Plagioklas, idiomorpher Apatit und Zirkon magmatisch

überwachsen. Plagioklas ist hier unzoniert, **Zirkon** tritt mit idiomorphen langprismatischen Körner von ca. 50 µm Länge auf, einzelne Körner wurden in Schwermineral-Mafit-Clustern (mit Allanit, Epidot, Biotit) bis zu 80 µm lang. **Amphibol** ist in diesem Gestein häufig, mit dunkel-olivgrüner Eigenfarbe und deutlichem Pleochroismus von hellbraun nach grün. Es wurden Korngrößen bis zu 7 mm \perp erreicht, in denen Amphibol andere magmatische Phasen, z.B. **Magnetit**, umwachsen konnte. In hypidiomorphen Kristallformen treten verschiedene Amphibol-Zusammensetzungen auf: Edenit, Fe-Edenit, Fe-Hornblende oder Hastingsit (in H107 und H 129, siehe Anhang A3 und A2). Alle diese Amphibole entsprechen aber in ihrem $X = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) \sim 0,5$ den typischen Hornblenden kalkalkalischer Plutonite (Deer et al. 1992).

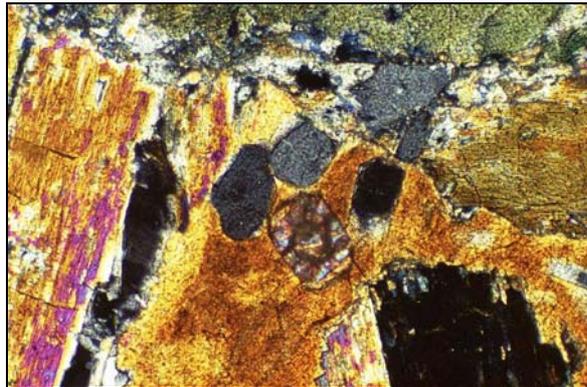


Abbildung 2.4: Magmatisches Schwermineral Cluster aus Zrn und Ap umwachsen von Aln/Ep in Protolith B, in Kontakt zu Hbl (oben), H129, XPL, LS = 850 µm

2.1.1.2.1 Amphibol-Geobarometrie

Die magmatischen Amphibole des Protolith B (Ausnahme: Punkt 355 stammt aus den Protolith A) wurden verwendet, um über den Gehalt an Gesamtaluminium (Al_{tot}) die Berechnung des Drucks bei Kristallisation und damit die Intrusionstiefe dieser Gesteine zu berechnen. Zugrunde liegt bei diesen Druckberechnungen, daß Al_{tot} linear mit dem Druck bei Kristallisation zunimmt (Hammarstrom & Zen 1986). Seit der ersten Publikation durch Hammarstrom & Zen haben verschiedene Autoren die positive Korrelation von Druck und Al_{tot} in Hornblenden bestätigt (Hollister et al. 1987; Johnson & Rutherford 1989; Schmidt 1992), wobei in dieser Arbeit das Barometer nach Schmidt (1992) angewendet wurde:

$$P(\pm 0,6 \text{ kbar}) = -3,01 + 4,76 Al_{hbl}^{tot} \quad r^2 = 0,99$$

Schmidt schreibt die Zunahme des Al_{tot} primär der Tschermak-Substitution ($\text{Mg}_{-1} \text{Al}^{\text{IV}} \text{Si}_{-1} \text{Al}^{\text{VI}}$) zu. Die Anwendung der Al-in-Hornblende Barometers ist in der Literatur viel diskutiert, unter gewissen Einschränkungen scheint die Anwendbarkeit aber zu aussagekräftigen Resultaten zu führen (Stone 2000). Diese Einschränkungen beziehen sich vor allem auf die notwendige Puffer-Paragenese (Hbl + Bt + Plag + Kfs + Qtz + Ttn + Fe-Ti-Oxide, Schmidt 1992) und den geeigneten Wert der Sauerstoff-Fugazität $f(O_2)$ (Anderson & Smith 1995). Weitere Einschränkungen ergeben sich durch die Beeinflussung der Al-Substitution durch die Temperatur, die aber im Vergleich zu den beiden erstgenannten Faktoren vernachlässigt werden kann (Ague 1997; Stone 2000). Nach Schmidt (1992) kann nur in Anwesenheit der o.g. Paragenese davon ausgegangen werden, daß Hornblende im Temperaturbereich des Solidus

equilibriert und Al tot dieser Hornblende damit tatsächlich durch den Druck bei Erreichen des Solidus bestimmt wird.

Weitere Subsolidusreaktionen, die den Al-Gehalt verändern und damit die Resultate verfälschen könnten, wären damit auszuschließen. Nach Anderson & Smith ist der Wert für die Sauerstoff-Fugazität kritisch, weil für zu niedrige $f(O_2)$ das Al-in-Hornblende Barometer zu hohe Drucke ergibt. Aus den Arbeiten von Schmidt (1992) und Anderson & Smith (1995) lassen sich deshalb in einem nächsten Schritt Parameter ableiten, welche die genannten Einschränkungen berücksichtigen und anhand derer sich die zur Druckberechnung heranzuziehenden Amphibole überprüfen lassen (Stone 2000). Dabei wird der Fe-Gehalt als Maß für die Sauerstoff-Fugazität benutzt. Nur Amphibole, für die gilt,

$$0,4 < Fe^{tot} / (Fe^{tot} + Mg) < 0,65 \text{ und } 0,2 < Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Fe^{2+})$$

werden zur Druckbestimmung verwendet. Dabei wird Mg und Fe [pfu] mittels der 13eCNK-Methode (Schumacher 1991) berechnet (siehe Anhang "Klassifikation der Amphibole").

Für die Anwendung des Al-in-Hornblende Barometers ist für die Calcium-Amphibole aus dem tonalitischen Protolith des Arbeitsgebietes die Eingangsvoraussetzung der Puffer-Paragenese erfüllt. Die Mikrosondendaten (siehe Anhang "Amphibole Mikrosondendaten") wurden in einem ersten Schritt in Hinblick auf ihr Al tot / Al IV Verhältnis überprüft, um mögliche Fehler in den Messungen oder der Verrechnung der Analysen auszuschließen (Hammarstrom & Zen 1986, siehe Abbildung 2.5).

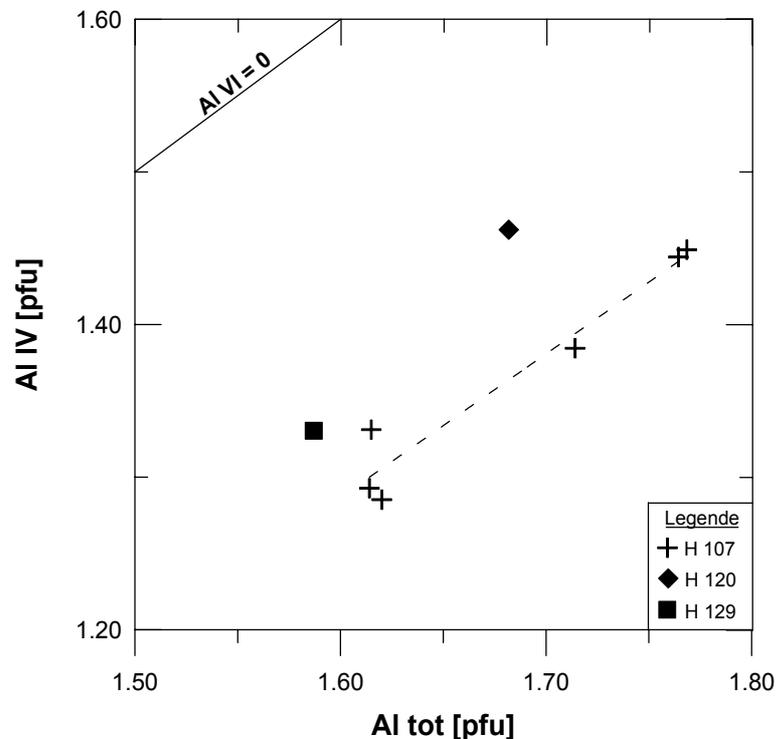


Abbildung 2.5: Darstellung des Al tot / Al IV Verhältnisses für die magmatischen Calcium-Amphibole des tonalitischen Protoliths. Die durchgezogene Linie stellt den Minimalgehalt Al IV = 0 dar. Gestrichelt ist die lineare Regression für die Datenpunkte der Probe H107, mit $r^2 = 0,94$.

In der Berechnung der Kationenproportionen wurde $Fe\ tot = Fe^{2+}$ betrachtet. Alle Analysen fallen in den von Hammerstrom & Zen ausgewiesenen Bereich der Al tot / Al IV Verhältnisse, besonders die Meßpunkte innerhalb einer Probe (H 107) zeigen eine gute Korrelation. Die große Bandbreite der Verhältnisse innerhalb dieser einen Probe legt allerdings den Verdacht nahe, daß es durch die nachgefolgte Metamorphose zu einem Al-Verlust in einem Teil der magmatischen Population gekommen ist. Die Anlegung der von Schmidt (1992) und Anderson & Smith (1995) vorgeschlagenen Grenzparameter für die Überprüfung der Analysen ist in der Abbildung 2.6 dargestellt. Nur die Analysen, die in das grau hinterlegte Diagrammfeld fallen, besitzen die entsprechenden Fe, bzw. Fe/Mg Verhältnisse und wurden im nächsten Schritt zur Druckberechnung herangezogen.

Die Berechnungen des Bildungsdrucks nach Schmidt (1992) sind in der Abbildung 2.7 gezeigt. Der Fehler des Barometers liegt bei $\pm 0,6$ kbar. Für die Umrechnung von Druck in Tiefe wurden $1\ kbar = 3,3\ km$ gesetzt. Da Al tot und Druck direkt korreliert sind, ergeben sich aufgrund des bereits angesprochenen Al-Verlustes innerhalb der Probe H 107 Druckunterschiede von $0,7\ kbar$. Für die abschließende Betrachtung werden deshalb nur die beiden konsistenten Werte der Meßpunkte 128 und 137 für H 107 berücksichtigt.

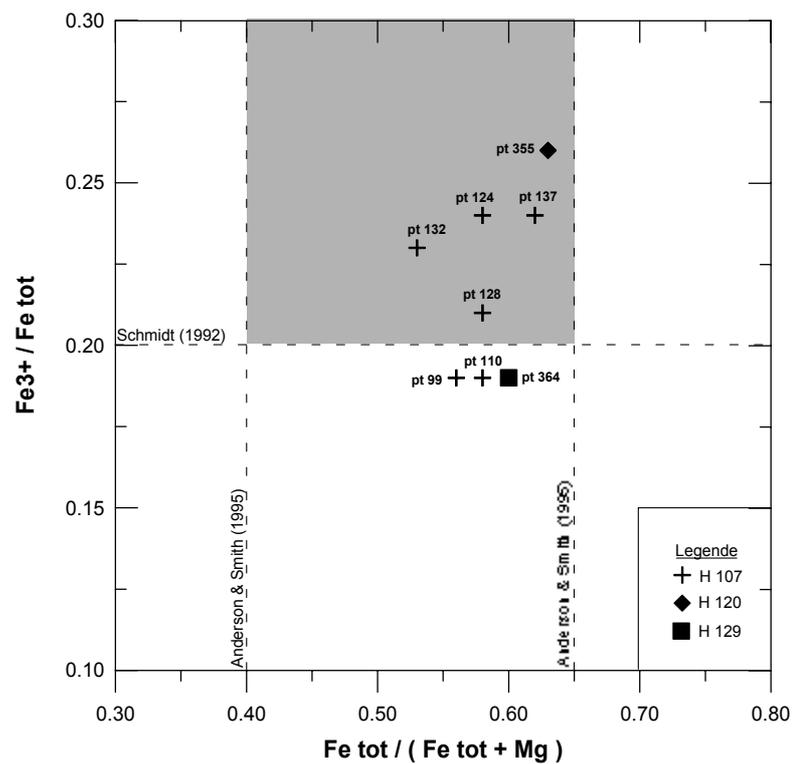


Abbildung 2.6: Die von Schmidt (1992) und Anderson & Smith (1995) vorgeschlagenen Grenzparameter für die Sauerstoff-Fugazität in magmatischen Amphibolen und damit für die Anwendbarkeit des Al-in-Hornblende Barometers. $Fe\ tot = Fe^{2+} + Fe^{3+}$.

Bei Zugrundelegung des Al-in-Hornblende Barometers, angewendet auf die Calcium-Amphibole des tonalitischen Protoliths der nördlichen Dent Blanche Decke, ergibt sich ein Bildungsdruck von $5,4 \pm 0,6$ kbar, welcher einer Intrusionstiefe von ca. 18 km entspricht. Dieses Ergebnis findet seine gute Entsprechung in den Korngefüge-Beobachtungen (Korngröße, Entmischungen), die für eine langsame Kristallisation und Abkühlung der tonalitischen und granitischen Schmelze sprechen. Es ist wahrscheinlich, daß eine langsame Abkühlung in ca. 18 km Tiefe der kontinentalen Kruste Nordadrias gewährleistet war.

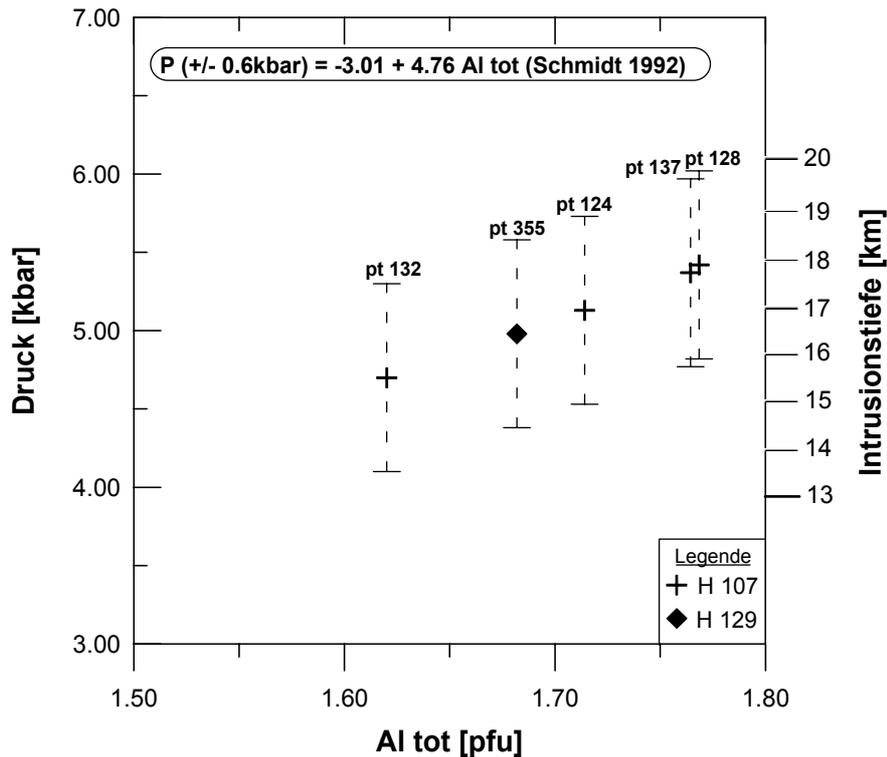


Abbildung 2.7: Berechnung des Bildungsdrucks für die Hornblenden des tonalitischen Protoliths nach Schmidt (1992). Die Streuung der berechneten Drucke geht auf den metamorphen Al-Verlust zurück, es werden nur die maximalen Werte (128 und 137) als original magmatisch betrachtet.

2.1.2 Metagranitoide der Arolla Serie

Das Erscheinungsbild dieser Gesteinsgruppe variiert beträchtlich in Abhängigkeit vom Grad der sehr heterogenen Durchbewegung in Kombination mit den metamorphen Umwandlungen, welche die jeweils betrachtete Partie im Zuge der alpinen Deformation erfahren hat. So präsentieren sich die mäßig deformierten Metagranitoide heute als grobkörnige Flasergneise wohingegen die heftig deformierten Anteile in mylonitische Schiefer bis ultramylonitische Phyllonite (Spry 1969; Bell & Etheridge 1973; Sibson 1977) transformiert wurden. In den weiteren Kapiteln der Arbeit werden diese zusammenfassend als Arolla Orthogneise angesprochen. Stets ist eine Schieferung gut ausgebildet, bei der es sich zumeist um S2 (parallel S1) handelt (siehe Kapitel 3). Diese S2 wird durch dritte Falten verbogen, die in größeren Partien eine mit ca. 120° bis 90° Schenkeldivergenzwinkel offene Morphologie, in feinkörnigen Bereichen eine mit bis zu 30° Schenkeldivergenzwinkel sehr enge und dann häufig spezialgefaltete Morphologie besitzen. Die Bandbreite von Flasergneisen bis zu Ultramyloniten beschreibt einen enormen Straingradienten innerhalb dessen eine Korngrößenreduktion von mehreren Millimetern im Protolith auf wenige Mikrometer in den Myloniten erfolgte. Dieser Straingradient ist an Scherzonen unterschiedlicher Mächtigkeit gekoppelt, die in ihren Strukturen und Deformationsmechanismen in den Kapiteln 3 und 5 behandelt werden.

In weiten Bereichen zwischen dem schweizer Nicolaital und dem italienischen Valpelline bilden die Metagranitoide der Arolla Serie die Gipfelaufbauten der Walliser Viertausender (siehe Karte 1) und sind in ihren markanten Erosionsformen landschaftsprägend. Besonders im Kontrast zu den unterlagernden, stärker verwitterungsanfälligen Metasedimenten des Piemonteser Ophioliths ergibt sich so eine deutliche morphologische Grenze, welche die Deckengrenze der Dent Blanche Decke gegen den Piemonteser Ophiolith hervorhebt.

Typisches Erkennungsmerkmal der Arolla Metagranitoide im Gelände ist die Vergrünung des ehemals magmatischen Mineralbestandes. Diese verleiht den Gesteinen im Aufschluß eine blaß-lindgrüne bis dunkel-olivgrüne Farbe, abhängig von der Korngröße und damit vom Grad der Deformation. Bis auf Quarz sind alle magmatischen Hauptgemengteile von der metamorphen Vergrünung betroffen, die durch die Phasen Chlorit, Aktinolith und Epidot herbeigeführt wird. Diese Phasen sind typische Bestandteile einer grünschieferfaziellen Paragenese (Eskola 1915; Yardley 1989; Bucher & Frey 1994).

Makroskopisch ist in den Arolla Metagranitoiden besonders die Stabilität des Quarz im Straingradienten auffällig. Im Vergleich zu den Feldspäten behält Quarz die Ausgangskorngröße von mehreren Millimetern bis in mylonitische Bereiche bei, wohingegen Feldspäte bereits in nur mäßig deformierten Abschnitten stark deformiert auftreten und umgewandelt erscheinen. In Abschnitten, die einer stärkeren Deformation unterlagen, ist Quarz die einzige makroskopisch noch zu identifizierende Phase. Erst in den zentralen Abschnitten des Straingradienten im Übergang von Myloniten zu Ultramyloniten wurde auch Quarz progressiv deformiert und ist demzufolge in maximal-deformierten Bereichen der Arolla Metagranitoide makroskopisch nicht mehr zu erkennen.

Ausgehend von den **magmatischen Mineralbeständen** wurden alle Phasen von der alpinen Metamorphose erfaßt. Dabei gilt, daß der Grad der metamorphen Umwandlung immer in positiver Korrelation zu der Nähe von Scherzonen im Gestein steht. **Kalifeldspat** wurde fast ausnahmslos in Albit, bzw. Schachbrett-Albit (Tröger 1967) umgewandelt. In perthitischen Lamellen konnte es zu einer

Kornvergrößerung kommen, bei der sich pfahlartige Albit-Körner mit (010) parallel orientierten. Die ehemals bis zu mehreren Millimetern großen Körner wurden darüberhinaus bruchhaft deformiert, wobei sich Brüche hauptsächlich entlang von mechanischen Schwächezonen wie z.B. eingeschlossenen Plagioklasen, Zwillingnähten oder Wechselsäumen ereigneten. **Plagioklas** unterlag ebenfalls einer bruchhaften Deformation. Häufiger jedoch erfaßte die Deformation bereits Serizit- und Saussurit-Pseudomorphosen nach Plagioklas, in denen die feinschuppigen bzw. feinkörnigen Aggregate dann plastisch reagierten. Dabei ist die alpin-metamorphe Serizitisierung deutlich als ein jüngeres Ereignis von der spätmagmatischen Serizitisierung (siehe 2.1.1.1) zu unterscheiden, da sie auch Plagioklas-Bruchstücke aus der alpinen Deformation betrifft. Besonders bei Plagioklas ist die progressive Alterierung mit Annäherung an Scherzonen auffällig und wird durch eine sehr heterogene Saussuritisierung belegt. Magmatischer **Biotit** wurde mit Ausnahme von Einschlüssen in Quarz metamorph in Hellglimmer umgewandelt. Es kam zur Entmischung der Ti-Komponente, die entweder als Rest eines Sagenit-Gitters in den Hellglimmer-Pseudomorphosen präsent sein kann oder in Form von filzigen, zum Teil opaken Aggregaten (Titanit?) parallel (001) die Hellglimmer begleitet. Letzteres ist typisch in den Arolla Metagranitoiden. **Hellglimmer** wird in diesen Gesteinen also durch zwei metamorphe Prozesse, die Serizitisierung von Plagioklas und die Umwandlung von Biotit, neugebildet und sein Volumenanteil kann bis zu 70% der ultramytonitischen Matrix betragen. Durch die Serizitisierung gebildete Körner sind in der Regel 5-10 μm groß, konnten aber auch in der Schieferung vergrößert werden und so Aggregate bis zu 150 μm Größe bilden. Die farblosen bis blaßgrünlichen Hellglimmer weisen kleine optische Achsenwinkel $2V_x < 20^\circ$ auf, auch optisch einachsige Hellglimmer sind vertreten. Die Si-Gehalte der Hellglimmer erreichen bis zu 3,54 [pfu] (11 Sauerstoffe) und grenzen sich damit klar von den magmatischen Muscoviten mit Si = 3,0 [pfu] (11 Sauerstoffe) ab (siehe Kapitel 4.4 und Anhang A3). Gemeinsam mit den Hellglimmer-Pseudomorphosen nach Biotit tritt häufig **Chlorit** auf, der sich dann parallel (001) an Hellglimmer anlagerte. Bei entsprechender Orientierung der Hellglimmer-Basisflächen senkrecht zur Zugspannung σ_3 und der daraus resultierenden Zerdehnung der Kristalle konnte Chlorit auch in den dadurch entstehenden Hohlräumen zwischen Hellglimmer-Bruchstücken einwachsen (siehe Abbildung 2.8). Die so entstandenen "Hellglimmer-Chlorit-Stapel" sind in den Arolla Metagranitoiden sehr häufig.

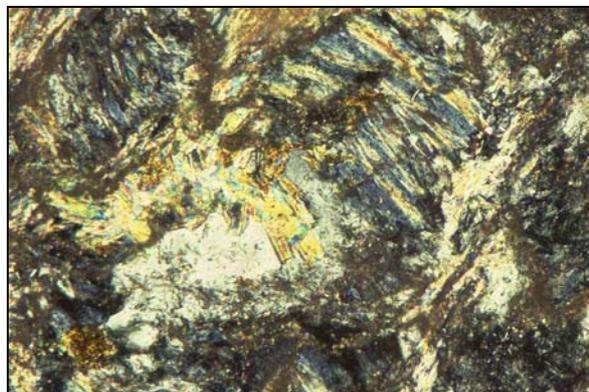


Abbildung 2.8: "Hellglimmer-Chlorit-Stapel". Metamorphe Umwandlung von Bt in Hellglimmer und Kristallisation von Chl zwischen Hellglimmer-(001) \perp σ_3 . Die Ti-Phase entmischte in Form filziger Aggregate // Glimmer-(001) und entlang der Kornränder. H115, XPL, LS = 680 μm .

Darüberhinaus kristallisierte Chlorit häufig epitaktisch auf anderen Mineralbruchstücken, auf Scherbrüchen in Mineralen (z.B. in magmatischem Titanit oder Quarz) oder auf späten Brüchen, die das gesamte Gestein im Zuge der jüngsten Deformationen zerlegten. Auf Mineral-Scherbrüchen kristallisierte Chlorit faserig und mit (001) parallel σ_3 , auf späten Brüchen im Gestein tritt Chlorit radialstrahlig auf. Auf den späten Brüchen ist Chlorit neben

Adular die einzige neuwachsende Phase, in einigen Proben begleitet garbenförmig und radial kristallisierter **Stilpnomelan** den Chlorit und gemeinsam überwachsen beide Phasen dort die zweite Schieferung. In der Zusammensetzung handelt es sich beim Chlorit ausschließlich um Mg-Fe-Mischkristalle, wobei diese anomal lederbraune wie auch anomal entenblaue Interferenzfarben zeigen. Gemäß der Klassifikation nach Foster (1962) handelt es sich um Brunsvigite und Ripidolithe (siehe Kapitel 4.9 und Anhang Chlorit Mikrondenanalysen). Magmatische **Amphibole** wurden alpin bruchhaft deformiert. Auf ihren Scher- und Dehnungsbrüchen kristallisierte feinkörniger Quarz, feinkörniger Hellglimmer oder Chlorit. Gleichsam wuchsen auf die magmatischen Amphibole metamorphe Ränder auf. Dabei handelt es sich um **Winchit**, der sich mit blaß-blauem oder blaß-grünem zu kräftig-blauem Pleochroismus $\perp c$ deutlich von den grün-pleochroitischen Hornblenden abhebt. Diese Aufwachserränder können neben der Hornblende in S1 eingeregelt Körner einschließen und belegen damit ein syn- bis post-D1 Wachstum. In wenigen Fällen wandelte Winchit die Hornblende diffusiv um, so daß der daraus resultierende Winchit-Saum z.B. ein magmatisches Gefüge mit in der Hornblende eingewachsenem Magnetit einschließt. Die diffusive Umwandlung kann randlich von außen oder aber von Rissen um Einschlüsse herum ausgehen. Winchit umwächst Bruchstücke der Amphibole ebenso wie undeformierte große Körner. Nachfolgend wurde Winchit von **Aktinolith** umwachsen und von Rissen aus verdrängt. Die metamorphe Abfolge von Winchit zu Aktinolith ist aber nur an wenigen Lokalitäten dokumentiert. Zwar haben auch andere Autoren (Ayrton et al. 1982) diese metamorphe Zonierung von Winchit und Aktinolith um Hornblende beschrieben doch bleibt sie in den Arolla Metagranitoiden auffallend selten. Sie ist gerade deshalb von besonderem Wert, da an ihr ein zweiphasiges Wachstum metamorpher Amphibole abgeleitet werden kann (siehe Kapitel 4).

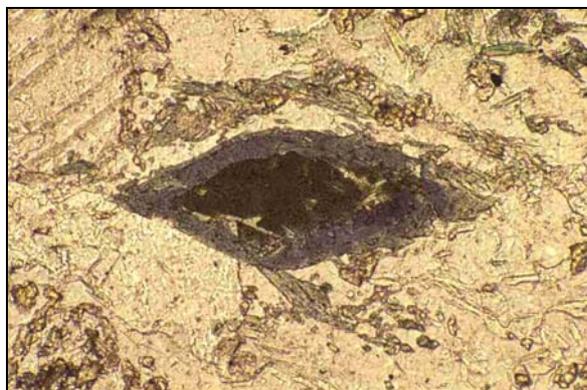


Abbildung 2.9: Magmatischer Ed metamorph-zweiphasig von Win und Act umwachsen/umgewandelt. H 107, LPL, LS = 680 μm .



Abbildung 2.10: Act auf Dehnungsrissen in Qtz, mit $\langle c \rangle \parallel \sigma_3$ orientiert, H115, XPL, LS = 1,72 mm.

Wo also Winchit fehlt umwuchs Aktinolith direkt die magmatischen Amphibole mit hellgelbem zu hellgrünem Pleochroismus. Darüberhinaus ist Aktinolith auch unabhängig von den magmatischen Amphibolen in den Arolla Metagranitoiden weitverbreitet. Er wurde auch durch die Saussuritisierung der Plagioklase gebildet und tritt häufig mit idiomorphen, bis zu 100 μm großen Körnern unabhängig von den saussuritisierten Plagioklasen auf Dehnungs- oder Scherbrüchen anderer Minerale auf (siehe Abbildung 2.10). So z.B. auf Dehnungsbrüchen in magmatischem Allanit/Epidot. Die magmatischen **Allanit/Epidot**-Kristalle wurden metamorph randlich in Pistazit umgewandelt und dadurch ausgebleicht (siehe Anhang Epidot Mikrosondendaten). Diese Umwandlung betraf auch Bruchstücke der magmatischen Körner, die durch das Zerreißen der Körner in der Schieferung bereitgestellt wurden oder sie ging von Rissen in den magmatischen Körnern aus. Durch die Saussuritisierung der Plagioklase wurde **Epidot** aber auch metamorph neugebildet, dann allerdings in Form von bis zu 100 μm großen und xenomorphen Körnern. Er ist im Volumen den anderen grünschieferfaziellen Mineralen (Aktinolith und Chlorit) aber deutlich untergeordnet. Neben Epidot tritt auch **Klinozoisit** in maximal 50 μm großen Körnern metamorph hinzu und wächst ausgehend von Brüchen und Rändern den magmatischen Allanit/Epidot-Kristallen auf. Die bis zu mehreren Millimeter großen magmatischen **Quarz**-Körner, die makroskopisch weitgehend undeformiert erscheinen, zeigen mikroskopisch ausnahmslos eine Polygonisation (Voll 1960) unterschiedlicher Intensität. Die Orientierung der Subkorn Grenzen ist dabei zumeist parallel c. Wo magmatische Quarz-Körner verbogen wurden kam es zur Bildung von Knickbändern, zu denen senkrecht Züge von submikroskopischen Fluid-Einschlüssen angelegt sein können. Die Verbiegung der Altkörner kann dabei bis zu 30° betragen. Die Subkorn Grenzen in den verbogenen Körner besitzen häufig einspringende Winkel. Ausgehend von diesen Grenzen zwischen verkippten oder rotierten Subkörnern bildeten sich Quarz-Rekristallite, die in mittleren Größen von ca. 20-80 μm mit einem Länge:Breite Verhältnis von ca. 2:1 und stets undulös auftreten. Auch diese besitzen noch einspringende Korngrenzen, die als Zeichen einer Subkornkoaleszenz (Voll 1960) gewertet werden.



Abbildung 2.11: Qtz-Rekristallisate in deformiertem magmatischen Qtz auf der Grenze verkippter Subkörnern. \perp dazu Subkorndomänen, \perp dazu trails von Fluid-Einschlüssen, die die Subkorn Grenzen queren. XLP mit Gips Rot I, H 107, LS = 1,72mm.

Bei progressiver Deformation schritt die dynamische Rekristallisation von den Rändern aus in die alten Subkörner hinein fort und schaffte so "core-and-mantle-structures" (White 1976). In mehreren Proben treten begradigte Korngrenzen und 120° Gleichgewichtswinkel in den Rekristallisaten auf, die Zeichen einer nachfolgenden Sammelkristallisation sind (Voll 1960). Dieser folgte allerdings eine "kalte" Deformation, denn auch die Sammelkristallisate wurden noch verbogen und liegen heute undulös auslöschend vor. Neben der Polygonisation und Rekristallisation zeigen die ehemals isometrischen magmatischen Quarz-Körner weitere deutliche Veränderungen in der Kornform. Häufig entwickelten sich spindelartige bis linsenartige Körner, die maximale Länge:Breite Verhältnisse von 8:1 aufweisen, intern aber nur bedingt rekristallisierten. Diese extremen Veränderungen in den Kornformen und Proportionen sind eindeutig auf eine Drucklösung des Quarz zurückzuführen, die besonders in Kontakt zu Hellglimmer ihre maximalen Ausmaße annimmt und dort zur Bildung von "Lösungsbuchten" in den Quarz-Körnern führte (Voll 1960, 1976). Darüberhinaus werden Quarz-Körner auch bruchhaft deformiert indem sie in der Schieferung zerschert werden.

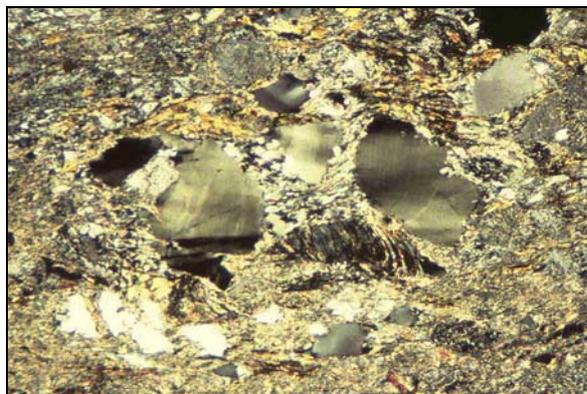


Abbildung 2.12: Magmatischer Qtz wurde durch ein konjugiertes Scherbruchsystem in S1 des Arolla Mylonits deformiert. Auf den Dehnungsbrüchen kristallisierte faseriger Hellglimmer $\parallel \sigma_3$ (σ_3 in dieser Abbildung E-W). H 115, XPL, LS = 4,3 mm.

2.1.3. Metagabbros des Mont Collon – Dents de Bertol Komplexes

Dieses Vorkommen von Metagabbros innerhalb der Arolla Serie der nördlichen Dent Blanche wird mit anderen Metagabbro-Komplexen der Arolla Serie korreliert. Diese treten an der Basis des Matterhorns auf, sowie am schweizer Untergabelhorn und am Schalihorn (Weißhorn) (Gerlach 1869; Stutz & Masson 1938; Dal Piaz et al. 1977; Steck et al. 1999). In ihrer Ausdehnung stehen die letztgenannten Komplexe hinter dem Mont Collon – Dents de Bertol Vorkommen aber deutlich zurück und auf ihre Darstellung wurde in der Karte 1 verzichtet. Genetisch werden alle Metagabbro-Komplexe zusammengefaßt und gemeinsam mit den Metagranitoiden der Arolla Serie als Spuren des bimodalen Magmatismus an der Grenze von Karbon zu Perm im Vorfeld der Öffnung der Neotethys betrachtet (Dal Piaz et al. 1977; Venturini 1995; Bonin et al. 1998, siehe auch Kapitel 1.1.4.1).

Die Metagabbros des Mont Collon-Dents de Bertol und der anderen Komplexe sind ausnahmslos durch Scherzonen von den umgebenden Metagranitoiden der Arolla Serie abgegrenzt (Bearth & Lombard 1964; Dal Piaz et al. 1977; Schoch 1999). Im Inneren der Metagabbro-Komplexe sind dahingegen häufig noch der magmatische Lagenbau sowie die magmatischen Mineralparagenesen enthalten, die zu den Rändern der Komplexe hin tektonisch bzw. grünschieferfaziell metamorph alteriert werden (Dal Piaz et al. 1977; Schoch 1999).

Im Rahmen der vorliegenden Dissertation stehen die Scherzonen zwischen den Metagabbros und den Metagranitoiden der Arolla Serie im Zentrum des Interesses. Diese wurden im obersten Val d’Arolla unterhalb des Mont Collon beprobt (R605150, H093175). Obwohl die Metagabbros des Mont Collon-Dents de Bertol nicht direkt an der Deckengrenze zwischen Dent Blanche und dem Piemonteser Ophiolith anstehen, belegt die Analyse der Daten (siehe Kapitel 3), daß ihre Scherzonenentwicklung in den gleichen strukturell-metamorphen Kontext wie die Deckengrenze zwischen Dent Blanche und Tsaté Decke gestellt werden muß.

Bedingt durch die Scherzonendeformation im Kontakt des Metagabbros zu den Arolla Metagranitoiden tritt der Metagabbro an der untersuchten Lokalität durchwegs heftig deformiert auf. Im Gelände sehr auffällig sind isolierte, mehrere Zentimeter bis Zehnerzentimeter große Bereiche im Gestein, in denen das magmatische Kumulatgefüge erhalten geblieben ist. **Pyroxen**, **Amphibol** und **Olivin** alternieren mit **Plagioklas**, der Wechsel von schwarzen-dunkelbraunen und weißen Lagen gibt dem Gestein ein charakteristisches Aussehen, welches sich deutlich von den Arolla Metagranitoiden unterscheidet. Die Mächtigkeit der Kumulat-Lagen liegt für die Pyroxene-Amphibole bei einigen Zentimetern, die Plagioklaslagen sind stets weniger mächtig. Die Korngröße der Pyroxene und Amphibole kann bis zu 3 cm betragen. Bis auf **Olivin**, der bereits makroskopisch nur anhand seiner Pseudomorphosen (Serpentin?) zu bestimmen ist, erscheinen die übrigen Minerale nur wenig alteriert, eine Vergrünung wie in den Metagranitoiden fehlt. Die isolierten Kumulat-Bereiche werden scharf durch Scherzonen unterschiedlicher Mächtigkeit (wenige Millimeter bis mehrere Zentimeter) begrenzt. Innerhalb der grau-schlierigen Scherzonen sind einzelne Minerale makroskopisch nicht mehr zu identifizieren, der Straingradient vom nicht deformierten Kumulatgefüge bis in das Zentrum der mylonitischen Scherzonen ist immer auf wenige Zentimeter konzentriert. In diesem Aspekt sind der Metagabbro und die Arolla Metagranitoide bereits makroskopisch vergleichbar.



Abbildung 2.13: Großer Straingradient im Deformationsgefüge des Metagabbro am Mont Collon. Mylonitische Scherzonen separieren Bereiche mit magmatischem Reliktgefüge. Aufschluß "Haut Glacier d' Arolla", 2500 m, R605150, H093175.

Die pol.-mikroskopischen Analyse ergibt, daß die makroskopisch als Pyroxen identifizierten Körner bereits alteriert wurden und nun als aktinolithischer **Amphibol** vorliegen. Die Pseudomorphosen treten auch als Einschlüsse in Plagioklas auf, ihrerseits können sie braune Hornblenden einschließen. Sie zeigen einen schwachen Pleochroismus von farblos nach hellgelb-braun. Auch **Olivin** (Mg-Ol) scheint in Amphibol alteriert worden zu sein, daneben tritt er häufig serpentinisiert (Fe-Ol) auf. Diese Befunde zweier Olivin-Zusammensetzungen werden durch die Arbeiten von Dal Piaz et al. (1977) bestätigt.

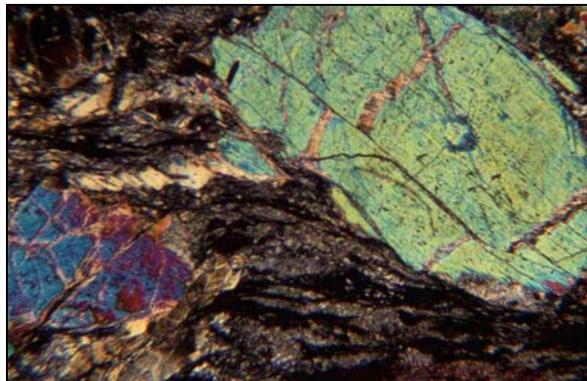


Abbildung 2.14: Pseudomorphosen von Act nach Px im Metagabbro. Px wurde bruchhaft deformiert, auf Dehnungsbrüchen kristallisierte feinfaseriger Act. Kleinere Körner wurden in S1 entlang der Spaltflächen antithetisch zerdehnt und die Imbrikation bildet den sinistralen Versatz in S1 ab. H 191, XPL, LS = 4,3 mm

In schwach bis mäßig deformierten Bereichen wurden die Amphibol-Körner häufig in der Schieferung verbogen und/oder zerrissen. In Dehnungsbrüchen kristallisierte feinfaserig-nadeliger Aktinolith parallel σ_3 . Die bruchhafte Deformation schuf kleinere, in der Regel wenige Millimeter große, hypidiomorphe Amphibol-Körner, die gegeneinander rotierten. **Plagioklas** ist sehr häufig stark serizitisiert, sodaß mehrere Millimeter große, z.T. hypidiomorphe Pseudomorphosen im Gestein auftreten. Nur selten finden sich Reste von polysynthetischen Zwillingen anhand dessen die Zusammensetzung als **Oligoklas** bestimmt werden konnte.

Neben der Serizitisierung fand auch eine Saussuritisierung statt. Dieses jedoch selten in identischen Proben. Vielmehr folgte in identischen Proben die Saussuritisierung nach der Serizitisierung des Plagioklas und sie ist der letzteren stets im Umfang untergeordnet. In solchen Fällen wurden Pseudomorphosen von Serizit von Brüchen und Rissen aus saussuritisiert. Wo die Saussuritisierung allein die Plagioklase alteriert tritt **Klinozoisit** in 50 µm-150 µm großen Körnern mit typischer anomal blau-gelber Interferenzfarbe zu der Paragense hinzu. Das Volumen an Klinozoisit kann maximal bis zu geschätzten 40% Prozent (Terry & Chillingar 1955) betragen. Einzelne Klinozoisit-Körner wurden in der Schieferung bruchhaft durch antithetische Scherbrüche deformiert ("stepped fragmented grains", Simpson & Schmid 1983) und Lagen von Klinozoisit wurden um jüngste Falten gelegt. Magmatischer **Biotit**, bzw. **Phlogopit** wurde metamorph in Hellglimmer umgewandelt. Die dabei entwickelten Strukturen sind identisch mit den Beobachtungen in den Arolla Metagranitoiden. Auch der Metagabbro wird von jüngsten Scherbrüchen durchzogen, die teilweise in konjugierten Systemen auftreten. Auf diesen Scherbrüchen konnte **Adular** als einzige Phase post-deformativ kristallisieren.

2.1.4 Metasedimente der Arolla Serie

Seit der Arbeit von Hagen (1948) ist das Vorkommen von Metasedimenten des Mont Dolin und des Petit Mont Dolin in der nördlichen Dent Blanche Decke bekannt. Hagen war es auch, der darüber hinausgehend weitere Vorkommen von Metasedimenten innerhalb der Arolla Serie postulierte, z.B. in der "Haube aus Paragneisen" (Hagen 1948), die seiner Ansicht nach den oberen Teil des Grates vom Col de Riedmatten bis zum Gipfel La Rousette (Les Mont Rouges) bis nach SE zum Mont Dolin einnehmen (siehe Karte 1). In der Arbeit von Ayrton et al. (1982) wird dieser Idee keine weitere Bedeutung beigemessen und die letztgenannten Autoren beschränken sich auf die Bearbeitung der Metasedimente, die den Mont Dolin und Petit Mont Dolin aufbauen. Die Kontaktverhältnisse zwischen den Metasedimenten am Mont Dolin bzw. ihrer Ausdehnung bis zum Pas de Chèvres (siehe Karte 1) und dem Altkristallin der Arolla Serie sind nicht eindeutig geklärt. Hagen (1948) betrachtet die Sedimente des Mont Dolin ("Dolin Zug") als autochton auf dem Altkristallin, wohingegen Ayrton et al. (1982) dieser Interpretation nicht folgen. Letztgenannte Autoren sehen in den basalen Konglomeraten des Mont Dolin vielmehr einen tektonischen Aufarbeitungshorizont verursacht durch Teildeckenbewegungen, ohne diese in eine bestimmte Deformationsphase einordnen zu können. Teildeckenbewegungen postuliert auch Hagen (1948), aber um damit die Lagerungsverhältnisse von Arolla Gneis über den Dolin-Metasedimenten sowie einzelne tektonische Späne von Arolla Gneis innerhalb der Metasedimente zu erklären. Die Strukturen innerhalb der Metasedimente des Dolin Zugs und des Petit Mont Dolin gehen laut Hagen (1948) und auch laut Ayrton et al. (1982) auf späte Rückfaltungen der Metasedimente in das Kristallin der Arolla Serie zurück (siehe Kap.3). Die Kontaktverhältnisse der Metasedimente der Monts Rouges gegen die Arolla Gneise sind von Hagen als scharf und nach S hin auskeilend beschrieben und stets sei "der Dolin Zug von diesen Metasedimenten durch einige Meter Arolla Gneis getrennt". Eine Korrelation zwischen den Metasedimenten der Monts Rouges und des Dolin Zuges, bzw. des Petit Mont Dolin erfolgte nicht.

Die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Metasedimente sind in der Umgebung des Pas de Chèvres aufgeschlossen (siehe Karte 1). Dieser Lokalität kommt bei der strukturell-metamorphen Analyse der Dent Blanche Deckengrenze eine große Bedeutung zu. Sie befindet sich nur wenige Zehnermeter über der Deckengrenze gegen die unterlagernden Bündnerschiefer des Piemonteser Ophioliths und sie bietet die Möglichkeit, die Strukturentwicklung im Zusammenhang mit der Deckengrenze in verschiedenen Lithologien zu analysieren.

Unmittelbar an der Paßhöhe stehen siliziklastische Metasedimente an, die fließende, Korngrößen gradierte Übergänge zeigen. Auffällig sind besonders zwei Gesteinstypen, **quarzitische, helle Gneise** und **dunkle Schiefer**. Diese wurden gemeinsam um orthorhombische bis monokline, S-vergente Falten mit flach liegenden Faltenachsebenen gewickelt. Durch den erosiven Anschnitt des Faltenbaus ergeben sich an der Paßhöhe mehrfache Wechsel zwischen diesen Lithologien und gleichzeitig gute Einblicke in den Schichtlagenbau der Sedimente. Dieses ermöglichte eine Analyse der rezenten Lagerungsverhältnisse der Metasedimente anhand verschiedener Geopetalgefüge und deren Einordnung in den Faltenbau am Pas de Chèvres (siehe Kapitel 3).



Abbildung 2.15: Offene B3*-Falten in den hellen quarzitischen Gneisen, die gemeinsam mit den dunklen Schiefen (im Bild darüber) am Pas de Chèvres verfaultet werden. Pas de Chèvres E-Seite, 2865 m.

Im N des Pas de Chèvres scheinen die dunklen Schiefer in die von Hagen (1948) bereits beschriebene "Haube von Paragneisen" der Monts Rouges überzugehen (Riegels in prep.). Im S des Pas de Chèvres ist die Abgrenzung der Metasedimente gegen die Arolla Orthogneise schwierig. Dort stehen Metasedimente in Form **vergrünter Paragneise** an. Ihre Abgrenzung gegen die Arolla Orthogneise, die von dort an nach S bis ins Valpelline durchhalten, ist nicht immer einfach. Dieses wird zum einen durch eine beschränkte Aufschlußsituation entlang des Gratverlaufes bedingt, zum anderen ist es die ähnliche Lithologie, die die Unterscheidung erschwert.

Makroskopisch sind im **hellen quarzitischem Gneis** in der feinkörnigen Matrix größere **Quarz- und Feldspatkörner** bis zu wenigen Millimetern Größe zu unterscheiden. Unmittelbar südlich des Pas de Chèvres treten auch ehemalige Konglomeratlagen mit Komponenten von mehreren Zentimetern Größe in fast weißem Gneis auf.

Hagen (1948) und vor ihm schon Staub (1938) stellen solche Konglomerate am Mont Dolin in die permische Verrucanofazies. Die penetrative zweite Schieferung im Gneis wird durch z.T. mehrere Millimeter große **Hellglimmer** abgebildet. Besonders auffällig im Vergleich zum benachbarten Arolla Orthogneis ist das Fehlen von **Chlorit** und **Epidot**. Mikroskopisch stellen sich die größeren Quarz- oder Feldspatkörner als eckige, klar begrenzte **Gesteinsbruchstücke** dar. Sie zeigen das grobe magmatische Gefüge der Arolla Metagranitoide, wie auch pegmatitische Gefüge mit Korngrößen bis zu 9 mm Größe. Letztere treten in den gut gerundeten Konglomerat-Komponenten auf. Die Hauptphasen in den Gesteinsbruchstücken sind perthitischer Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit und Quarz. Besonders der Plagioklas tritt stark serizitisiert auf, Biotit ist auch hier stets in Hellglimmer umgewandelt.

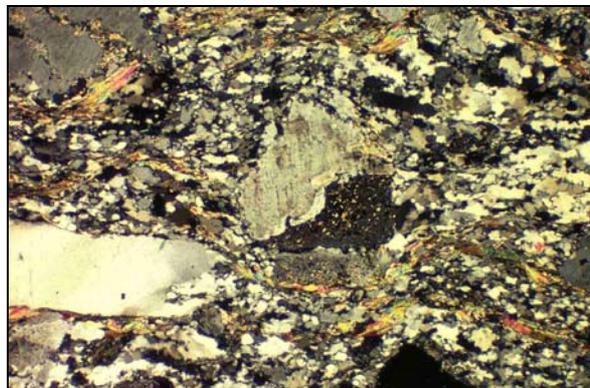


Abbildung 2.16: Gesteinsbruchstück mit magmatischem Gefüge aus Schachbrettalbit und serizitisiertem und zoniertem Albit in vergrünem Gneis. H 130, XPL, LS=4,3 mm

Neben den Gesteinsbruchstücken tritt kantengerundeter **Zirkon** bis zu 50 μm Größe auf, **Apatit** ist selten. Die Matrix dieses quarzitisches Gneises wird durch in der Schieferung stark geplätteten Quarz und Hellglimmer gebildet. Quarzkörner besitzen Länge:Breite-Verhältnisse von bis zu 10:1. Die bis zu 120 μm langen Körner entwickelten stark suturierte Korngrenzen als Zeichen einer durchgreifenden synkinematischen Rekristallisation (Voll 1960, 1976).

In den **dunklen Schiefen** sind **Hellglimmer**, **Chlorit** und **Quarz** die dominierenden Phasen, **Feldspat** fehlt fast völlig. **Quarz** tritt nur noch begrenzt auf wenige ehemals sandigen Lagen in der Gradierung aus den hellen Gneisen auf. Dort erreichen die Quarzkörner bis zu 120 μm Größe und weisen stets ein Länge:Breite Verhältnis auf (maximal 4:1). Das Quarzgefüge zeigt eindeutige Relikte eines polygonalen Zellengefüges und damit die Spuren einer statischen Temperung. Dieses Gefüge wurde nachfolgend deformiert, dabei kam es zur "Knitterung" und zum Zerreißen des Gefüges entlang von Scherbahnen und zur Ausbildung suturierter Korngrenzen entlang dieser Deformationsbahnen. Auf diesen Scherbahnen ist die Quarz-Korngröße mit durchschnittlich 60 μm deutlich geringer als in den geschonten Bereichen des polygonalen Gefüges.

Hellglimmer- und **Chlorit** Körner erreichten bis zu 80 µm Größe und können parallel ihrer Basisflächen verwachsen sein. In der Zusammensetzung handelt es sich beim Chlorit ausschließlich um Mg-Fe-Mischkristalle, wobei diese anomal lederbraune Interferenzfarben zeigen. Auf das Gesamtgestein bezogen tritt **Titanit** akzessorisch in rundlich-körnigen Aggregaten auf, allerdings auf Schichten konzentriert und dort mit einem Volumenanteil von ca. 30% (Terry & Chillingar 1955). Die Größe der Titanit-Aggregate schwankt um ca. 50 µm. Gemeinsam mit Titanit tritt auch **Epidot** mit Körnern gleicher Größe auf. Kantengerundeter **Zirkon** mit maximal 80 µm Größe sowie seltener **Apatit** treten ebenfalls akzessorisch auf. Durch den hohen Glimmeranteil im Gestein werden die drei Schieferungen besonders gut abgebildet. Die zweite Schieferung ist der ersten parallel, wie die Lage isoklinale Faltscheitel von Quarz-Gängen || S1a und sammelkristallisierte Glimmer-Scheitellagen in der zweiten Schieferung belegen. Die dritte Deformation erzeugte eine Krenulation der zweiten Schieferung und führte damit zur dritten Schieferung.

Die **vergrünten Paragneise** südlich und auf der Westseite (Abstieg zur Cabane de Dix, z.B. R 599425, H 096125) unterhalb des Pas de Chèvres sind makroskopisch den deformierten Arolla Orthogneisen so ähnlich, daß häufig nur eine mikroskopische Analyse eine eindeutige Ansprache ermöglicht. Sedimentäre Strukturen, wie z.B. Rinnenfüllungen mit deutlich konvexen Unterseiten und Breiten zwischen 20 cm und 1 m sind selten, konnten dann allerdings als wichtige Geopetalgefüge genutzt werden. Auch in den Paragneisen sind **Gesteinsbruchstücke** mit magmatischem Gefüge aus perthitischem Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit und Quarz sehr häufig. Die Gesteinsbruchstücke sind von einer Matrix aus **Hellglimmer** und **Quarz** umgeben und straff in die zweite Schieferung eingeregelt. Akzessorisch treten auch hier gerundete Schwerminerale wie **Zirkon** und **Apatit** in Korngrößen bis zu 80 µm hinzu. **Hellglimmer** hat in diesen Metasedimenten eine blaß-grünliche Farbe und verleiht dem Gestein damit seine Grünfärbung. Andere grüne Minerale sind selten. Die Mikrosondenanalytik belegt für diese Glimmer einen Si-Gehalt von 3,5 [pfu] (normiert auf 11 Sauerstoffe) und damit eine erhebliche druckabhängige Seladonit-Substitution (siehe Kapitel 4.4 und Anhang A.3). Sammelkristallisierte Glimmer-Scheitellagen in der penetrativen Schieferung belegen auch hier die zweite Deformation. S2 wurde anschließend um enge bis isoklinale dritte Falten mit Schenkeldivergenzwinkeln zwischen 45° und 15° gewickelt. Aufgrund des relativ niedrigen Anteils an Hellglimmer kam es nur sporadisch zur Ausbildung einer durchgreifenden dritten Schieferung.

Die Protolithen für die Metasedimente am Pas de Chèvres bildeten Kies-, Sand- und Tonsteine die heute als vergrünete Paragneise, helle quarzitisches Paragneise und als dunkle Schiefer vorliegen. Diese terrigenen Metasedimente wurden unter fluviatilen Bedingungen sedimentiert, wie durch das Inventar an Sedimentstrukturen wie gradierte Schichtung, Rinnenfüllungen oder Konglomeratlagen zu belegen ist. Anhand der Gesteinsbruchstücke, die als sedimentäre Klaster in die Kies- und Sandsteine gelangten, ist es möglich, das Liefergebiet der Sedimente zu charakterisieren. Es handelt sich ausnahmslos um Altkristallin-Gesteinsbruchstücke, die in ihren Gefügen und ihrer Petrologie den Magmatiten der Arolla Serie entsprechen.

Der Rundungsgrad der Klasten ist mit Ausnahme von Konglomerat-Komponenten gering, weshalb ein langer sedimentärer Transportweg ausgeschlossen wird. Der hohe Anteil an Feldspat und Glimmer in den Klasten schränkt dazu auch die Möglichkeit einer länger anhaltenden physikalischen Verwitterung bzw. einer intensiven Aufarbeitung der Klasten ein. Klasten anderer Lithologien als die Arolla Metagranitoide, wie z.B. Gabbros (Ursprung: Mont Collon-Dents de Bertol Komplex), hochgradige Metamorphite (Ursprung: Valpelline Serie) oder vulkanische Klasten (vgl. Roisan Zone, Höpfer 1995) fehlen. Aufgrund dieser Argumente wird als Liefergebiet der Metasedimente die Arolla Serie betrachtet, die sich nahe des Sedimentationsraumes im Erosionsniveau befunden haben muß. Die unterschiedlichen Korngrößen der Klasten sowie die unterschiedlichen energetischen Bedingungen, unter denen diese Klasten sedimentiert wurden (gradierte Schichtung <> Konglomerat-Lagen) machen wechselnde Strömungsenergien notwendig. Eine Voraussetzung, die gemeinsam mit dem geringen Aufarbeitungsgrad der Klasten durch fluviatile Bedingungen (z.B. eines "braided river system") erklärt werden kann (Selley 1988).

2.2 Tsaté Decke

2.2.1 Bündner Schiefer

Die Bündner Schiefer der Tsaté Decke bilden im gesamten Arbeitsgebiet das Liegende der Dent Blanche Decke. Eine besondere Bedeutung hat die Lokalität "Clocher de Cheilon" im obersten Val de Dix (R 598130, H 94100), wo Bündner Schiefer in Form eines tektonischen Spans nahe der Deckengrenze aber innerhalb der Arolla Serie der Dent Blanche Decke auftreten (Hagen 1948).

Unter "Bündner Schiefer" oder "schistes lustrés" werden die kretazischen Kalkschiefer und Schwarzschiefer des Piemonteser Ophioliths zusammengefaßt, die als Sedimente des eoalpinen Akkretionskeils gedeutet werden (Marthaler & Stampfli 1989). Dabei können sie die Spuren einer alpinen druckbetonten Metamorphose tragen (Sperlich 1988), Belege für eine Hochdruck- bis Ultrahochdruck-Metamorphose, wie sie in der Zone Zermatt-Saas Fee verbreitet sind (siehe Kapitel 1), fehlen allerdings (Dal Piaz & Ernst 1978; Dal Piaz 1999).

Im Untersuchungsgebiet treten die Bündner Schiefer zumeist als feingeschieferter Gesteine auf, die typisch Braun-Grau verwittern. Frisch angeschlagen haben sie eine dunkelgraue Farbe. Ihre relativ geringere Verwitterungsresistenz resultiert in einer deutlich sanfteren Morphologie als jene, die durch die Erosion der Orthogesteine der überlagernden Dent Blanche Decke erzeugt wird. Dadurch wird die tektonische Grenze zwischen Dent Blanche und Tsaté Decke auch durch diesen morphologischen Kontrast betont.

In ihrer Mineralogie durchaus variabel reicht die Bandbreite der Bündner Schiefer von Kalkschiefern mit einem Karbonatgehalt von ca. 30% bis zu kalkfreien Metapsammopeliten. Auch im Grad der Deformation unterscheiden sich die Bündner Schiefer der verschiedenen Lokalitäten, so daß nur mäßig deformierte Schiefer (Valpelline) oder aber auch Ultramyonite (Clocher de Cheilon, Val de Dix) im Kontakt zu den Gesteinen der Arolla Serie vorkommen. Allen Bündner Schiefer gemein allerdings ist die penetrative zweite Schieferung, die um dritte Falten gewickelt wird. In der Regel läßt sich bereits makroskopisch die Schieferungsgeneration (S2) anhand häufig auftretender isoklinal gefalteter Quarzgänge II S1a belegen.



Abbildung 2.17: Mylonitischer Bündner Schiefer um B3*-Falten niedriger Ordnung gefaltet. H138. Entnahme am Clocher de Cheilon.

Die mineralogischen Hauptphasen in den Bündner Schiefen sind **Quarz**, **Karbonat (Calcit)** und **Hellglimmer**, **Graphit** und **Hämatit** können hinzutreten. **Quarz** besitzt sowohl in den Kalkschiefern wie auch in den kalkfreien Schiefen die größten Volumenanteile, maximal bis zu ca. 60% (geschätzt nach Terry & Chillingar 1955). Dabei zeigt er in Abhängigkeit vom sedimentären Gefüge und dem Deformationsgrad stark unterschiedliche Korngrößen. Im matrixgestützten und stärker deformierten Gefüge der kalkfreien Schiefer besitzen die Quarz-Körner der Matrix Korngrößen von 60 μm , im korngestützten Gefüge der schwächer deformierten Kalkschiefer werden Korngrößen von 250 μm erreicht. In Zonen intensiver dritter Faltung unterlag **Matrix-Quarz** einer progressiven Plättung, so daß in Scheitelpositionen enger bis isoklinaler Falten (Divergenzwinkel 20°-30°) in diesen Körnern Länge:Breite Verhältnisse von 4:1 erreicht wurden (siehe Abbildung 2.18). In beiden Lithologien sind Spuren einer statischen Temperung in Form einer beginnenden Sammelkristallisation überliefert, die zur Begradigung von Korngrenzen und zur Ausbildung von Korngrenztripelpunkten führte (Voll 1960). Während es in den Kalkschiefern in diesem Zuge auch zu einer Kornvergrößerung mit Körner bis zu 600 μm kam, fehlt diese in den kalkfreien Schiefen. Das statisch getemperte Gefüge wurde anschließend jedoch erneut deformiert, was durch die undulöse Auslöschung aller Quarz-Körner belegt wird.

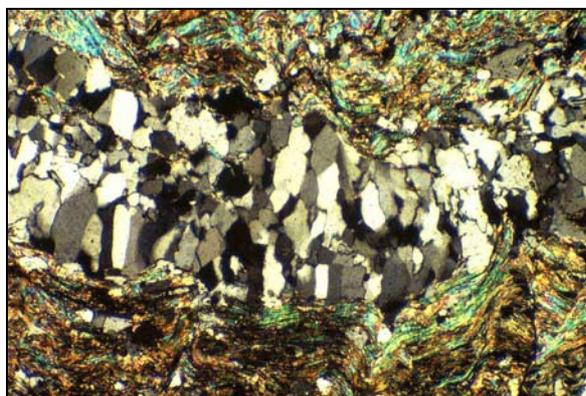


Abbildung 2.18: Geplättete Qtz-Körner in B3*-Scheitelposition, lange Kornseiten || S3*. Clocher de Cheilon, H 137, XPL, LS = 1,72 mm.

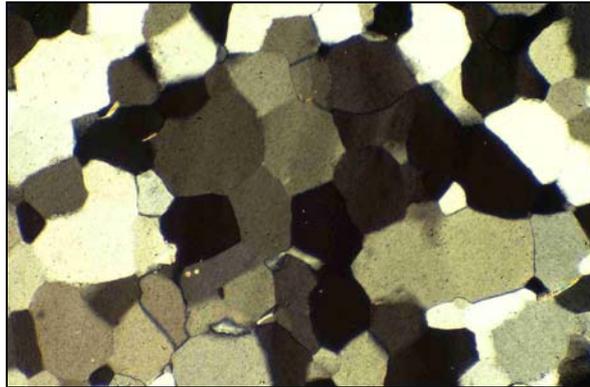


Abbildung 2.19: Statisch getempertes Qtz-Gefüge im Bündner Schiefer des Valpelline, H88, XPL, LS=4,3 mm.

In den kalkarmen bis kalkfreien Metapsammopeliten des Val de Dix und des Val d'Herens treten im matrixgestützten Gefüge **Quarz- und Plagioklas-Komponenten** auf. Diese erreichen Korngrößen bis zu 2 mm, Quarzkomponenten tragen Drucklösungsspuren. In den Myloniten wurden die Quarzkomponenten durch Drucklösung bis auf Länge:Breite Verhältnisse von 5:1 deformiert. Sowohl Quarz wie auch Plagioklas besitzen typische Merkmale magmatischer Körner (Schachbrettalbit, z.B. Zonierung, Serizitisierung). **Karbonat** tritt in den Kalkschiefern des Valpelline im korngestützten Gefüge neben Quarz in bis zu 2 mm großen Körnern auf, kann aber auch sekundär in Hohlräumen kristallisiert sein. In den untersuchten Aufschlüssen liegt das Karbonat als **Calcit** (HCl-Test) und auch untergeordnet als **Siderit** vor. Siderit ist häufig zu Goethit verwittert. Dieses Ergebnis wird durch andere Arbeiten bestätigt (Burri et al. 1998). Calcit zeigt stets polysynthetische Translationslamellen wobei die Lamellendichte mit dem Grad der Deformation zunimmt. Auf Scherzonen liegt die Lamellenbreite unter 20 µm wohingegen in den weniger beanspruchten Partien der gleichen Probe die Lamellenbreite bei ca. 50 µm liegt. Calcit-Körner wurden verbogen bzw. zerrissen in Scherzonen entlang der Rhomboeder-Spaltbarkeiten bei maximaler Zugbelastung. Auch syn- bis postdeformativ konnte Calcit auf Dehnungsbrüchen in Quarz kristallisieren. **Hellglimmer** tritt in den Kalkschiefern konzentriert auf Scherbahnen II S2 auf, außerhalb dieser Bahnen tritt er gegenüber Quarz und Karbonat im Volumenanteil stark zurück. Auf den Scherbahnen erreicht Hellglimmer Korngrößen von maximal 20 µm und belegt die zweite Deformation in Form von isoklinaler Faltenscheitel (B2) die von S2 als Krenulationsschieferung eingefasst werden. Ebenfalls in den Kalkschiefern kann **Chlorit** als weiteres Schichtsilikat auf den Scherbahnen hinzutreten. In den kalkarmen Schiefen ist Hellglimmer in der penetrativen S2 eingeregelt, die in schwächer deformierten Abschnitten mit ca. 800 µm Abstand, in mylonitischen Abschnitten mit ca. 400 µm Abstand das Gestein anastomosierend durchzieht. Die Korngrößen liegen hier durchschnittlich bei 50 µm, können aber maximal 350 µm erreichen. Die Mikrosondenanalysen, die an Hellglimmer im kalkfreien Schiefer H101 durchgeführt wurden ergeben Si-Gehalte von 3,24-3,29 [pfu] (normiert auf 11 Sauerstoffe, siehe Kap. 4.4 und Anhang A3). In den eng- bis isoklinal gefalteten kalkfreien Schiefen kommt er zur Ausbildung einer engständigen dritten Schieferung (Schieferungsabstände: 100 µm), die S2 krenuliert. **Graphit** kann gemeinsam mit **Hämatit** in Schlieren die zweite Schieferung dekorieren.

3. Alpine Deformation

Die alpine Deformation in der nördlichen Dent Blanche Decke lässt sich in drei Phasen plastischer Deformation (D1 bis D3*, Kapitel 3.1 bis 3.3) untergliedern. Darauf folgten mindestens zwei Phasen bruchhafter Deformation, welche die älteren, plastischen Gefüge zunächst zerschnitten (D4, Kapitel 3.4), sie aber nachfolgend auch reaktivierten (D5, Kapitel 3.5). Durch die alpine Deformation wurden alle Gesteinsserien zum ersten Mal deformiert, d.h. präalpine Deformationsspuren sind nicht vorhanden. Die elementaren Strukturen der tektono-metamorphen Entwicklung der nördlichen Dent Blanche Decke sind die während D1 und D2 entwickelten Scherzonen. Ihre Aktivierung im tektonischen Streißfeld erfolgte im Zusammenspiel mit metamorphen Fluiden, die zur Mylonitisierung, bzw. Phyllonitisierung der Gesteine in den meist sehr konzentrierten Straingradienten führte. Durch den tektonischen Transport entlang der D1/D2-Scherzonen kam es zur internen Segmentierung der nördlichen Dent Blanche Decke und zur Bildung einer nach SE-einfallenden Schuppenstruktur ("imbricate structure"). Die dritte Deformation D3* führte zur Faltung der älteren Gefüge bei gleichzeitiger Scherung des Hangenden nach N-NW.

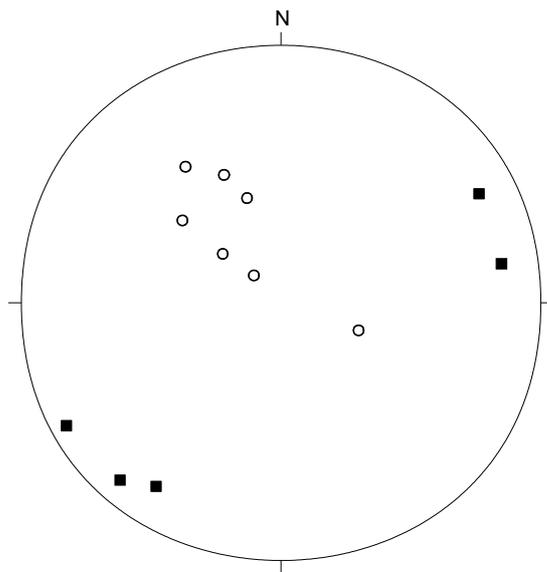
In der **Strukturentwicklung** gibt es für die plastischen Deformationen D1-D3* deutliche **Unterschiede** zwischen der Region **westlich** und **östlich** des **Val d'Arolla**. Die **westliche** Region wurde nach einer durchdringenden Deformation

D1 ebenso stark durch D2 beeinflusst. D3* führte in diesen Gesteinen nur lokal zu Faltungen im Maßstab von Zehnermetern (Ausnahme: Mont Dolin mit Faltenwellenlängen von mehreren hundert Metern), so daß der Lagenbau in dieser Region durch die flach nach SE einfallende Scherflächen S1 II S2 bestimmt wird. Die **östliche** Region wurde durch D1 schwächer deformiert und darüberhinaus finden sich nur lokal Spuren der zweiten Deformation. D3* dahingegen erfaßte hier den gesamten Verband aus Dent Blanche und unterlagernder Tsaté Decke. Dadurch entwickelten sich Falten bis in den km-Maßstab, die zu einer großräumigen Steilstellung der ersten Schieferung S1 führten.

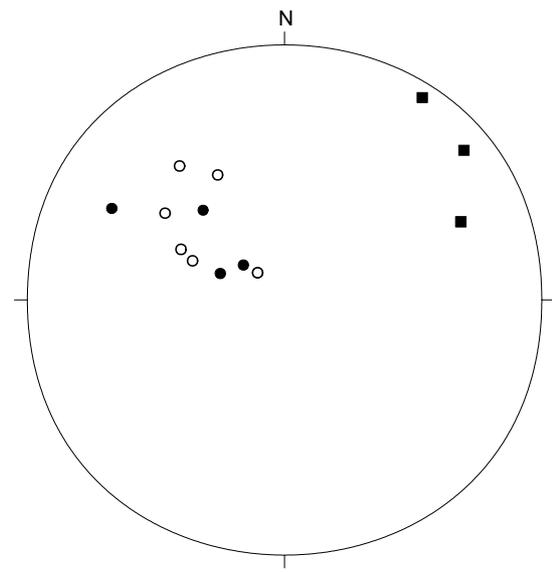
3.1 Erste Schieferung und Streckung, D1

D1 erfaßte alle Gesteinsserien und führte zur ersten Schieferung S1. D1 resultierte in der Plättung und Streckung der magmatischen Gefüge der Granitoide und Gabbros wie auch in der Plättung und Streckung der Sedimente der Arolla Serie und der Bündner Schiefer. S1-Flächen fallen NW oder SE ein, wobei sie auf der westlichen Seite des Val´Arolla eher flach (bis ca. 30°) nach SE einfallen und auf der östlichen Seite durch den Einfluß der dritten Deformation bis zu 80° steil nach NW oder nach SE einfallen. Die schlecht entwickelte erste Streckungsfaser Str1 (Chlorit, Aktinolith, Hellglimmer) taucht flach nach NW bzw. SE.

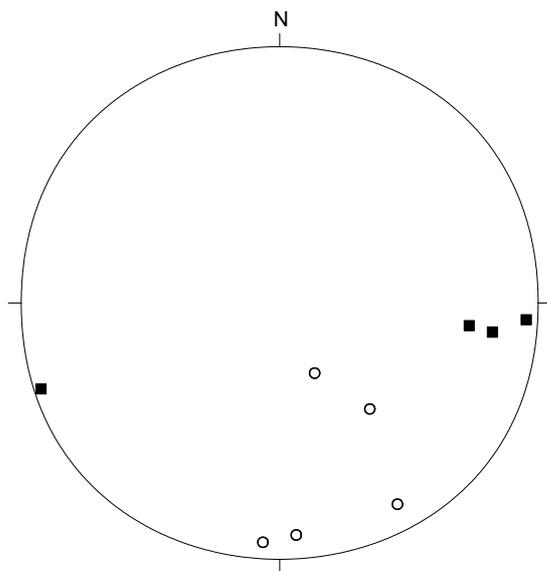
Die mit D1 einhergehende Metamorphose führte in den Granitoiden der Arolla Serie zur Alteration des magmatischen Phasenbestandes und prinzipiell zur Herabsetzung der mechanischen Stabilität des Gesteins. Beispielsweise wurden Feldspäte, die von Serzitisierung und Saussuritierung betroffen waren, in S1 zerrissen und als Pseudomorphosen von Hellglimmer und Epidot in S1 ausgewalzt. Die dadurch bereitgestellten Hellglimmer-Kristallite wurden mit (001) in S1 eingeregelt und konnten sich dort vergrößern (siehe Kapitel 5). Die Einlagerung von Wasser und die damit einhergehende "Schwächung" des Gesteins ("hydrolytic weakening") war der dominante Deformationsprozess während D1 und führte zur Ausbildung von Scherzonen parallel S1 (siehe Kapitel 5). Die Scherzonen zeigen unterschiedliche Mächtigkeiten, von wenigen Millimetern bis zu diversen Zehnermetern. Die Begrenzung der Scherzonen ist immer scharf und der Straingradient zwischen schwach- bis undeformiertem Gestein und Mylonit im Scherzonenzentrum ist in der Regel sehr konzentriert. In mylonitischen bis ultramylonitischen Zonen unterlagen auch solche Phasen, die außerhalb wegen fehlender Hydratisierung nur schwach deformiert wurden (z.B. Quarz, Titanit, Zirkon), einer bruchhaften Deformation. In den Dehnungsbrüchen dieser Minerale wuchsen faseriger Hellglimmer und Aktinolith parallel zur Hauptdehnungsrichtung σ_3 . In Abhängigkeit von der Intensität der Deformation variieren die S1-Abstände zwischen mehreren Zentimetern in schwach deformierten Abschnitten und wenigen Mikrometern in ultramylonitischen, bzw. phyllonitischen Bereichen. Auch in den Metasedimenten kommt es zur Ausbildung von mylonitischen Scherzonen, die allerdings durch die synkinematische Rekristallisation von Quarz und begleitender Korngrößenreduktion gekennzeichnet sind. In den karbonatreichen Lagen der Bündner Schiefer kommt es zur plastischen Deformation des Calcits, dessen Zwillingslamellendichte in stark deformierten Abschnitten deutlich zunimmt.



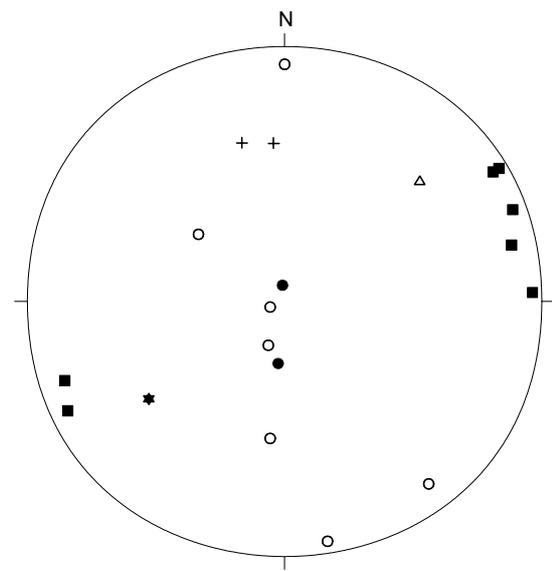
a)
Arolla Serie
 Schlucht Allein, Valpelline n=12
 H/R: 589000, 071250



b)
Tsaté Decke
 Schlucht Allein, Valpelline n=13
 H/R: 589000, 071250



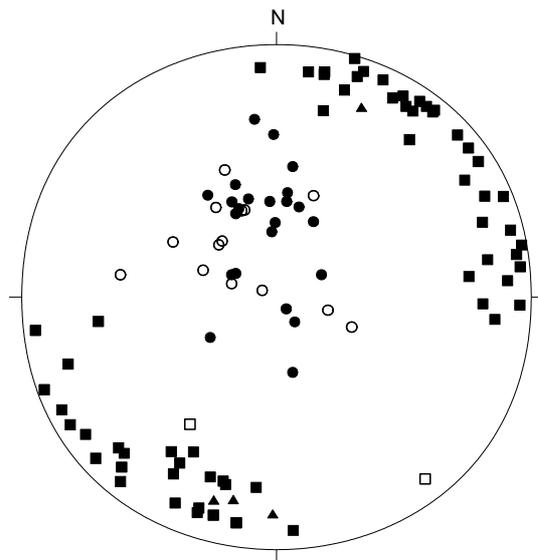
c)
Arolla Serie
 Gran Comba, Valpelline n=9
 H/R: 590500, 073500



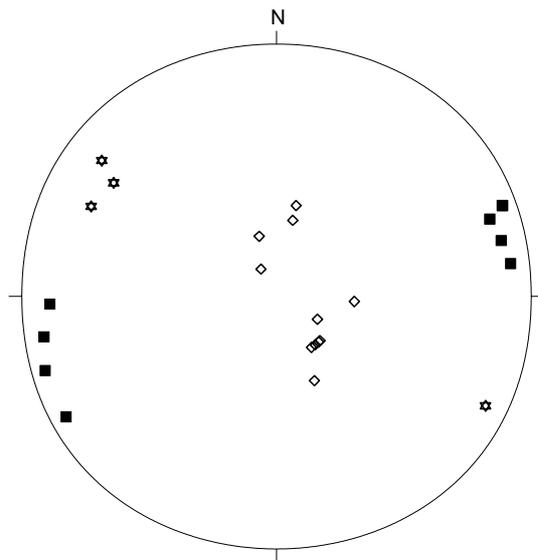
d)
Arolla Serie
 Alpe Thoules, Val d'Ollomont n=21
 H/R: 592811, 081456

◇ S ₁	○ S ₂	● S ₃ [*]	◆ S ₄	+ S ₅
☆ str ₁	△ str ₂	▲ str ₃ [*]	X str ₄	★ str ₅
	□ B ₂	■ B ₃ [*]		□ B ₅

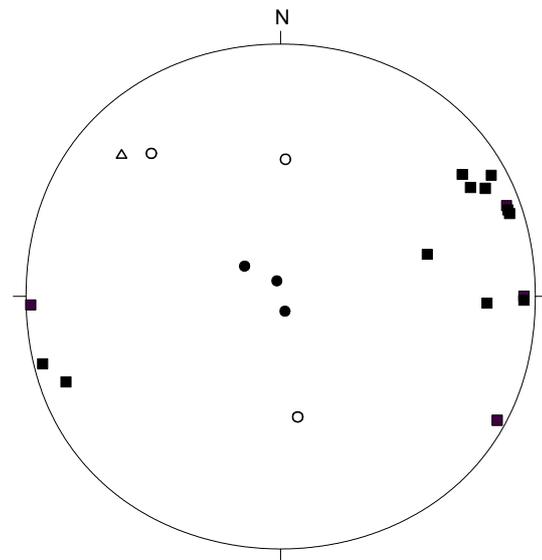
Abbildung 3.1: Tektonische Daten der Aufschlüsse im Valpelline



a)
Arolla Serie und Tsaté Decke
 Clocher de Cheilon n=108
 H/R : 598130, 094100



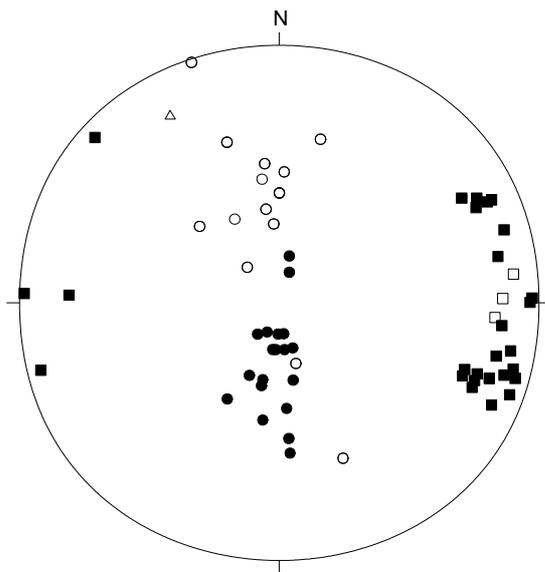
b)
Arolla Serie
 Col du Petit Mont Collon n=19
 H/R : 603430, 089970



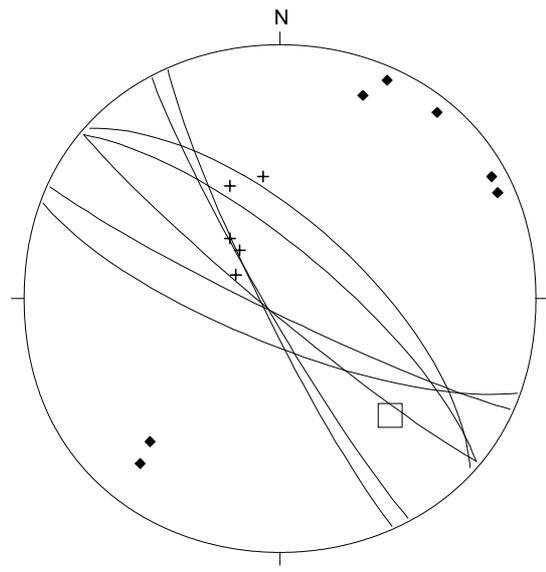
c)
Arolla Serie und Tsaté Decke
 Tsarmine n=23
 H/R: 604825, 100550

◇ S ₁	○ S ₂	● S _{3*}
☆ str ₁	△ str ₂	▲ str _{3*}
□ B ₂	■ B _{3*}	

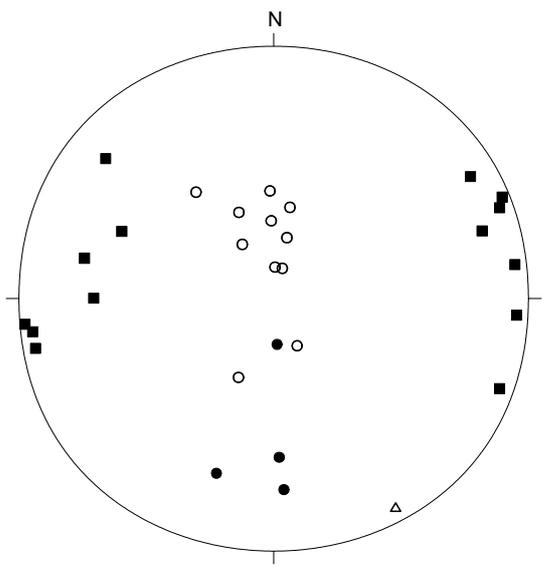
Abbildung 3.2: Tektonische Daten der Aufschlüsse im Val de Dix (a) und im Val d'Arolla (b) und (c).



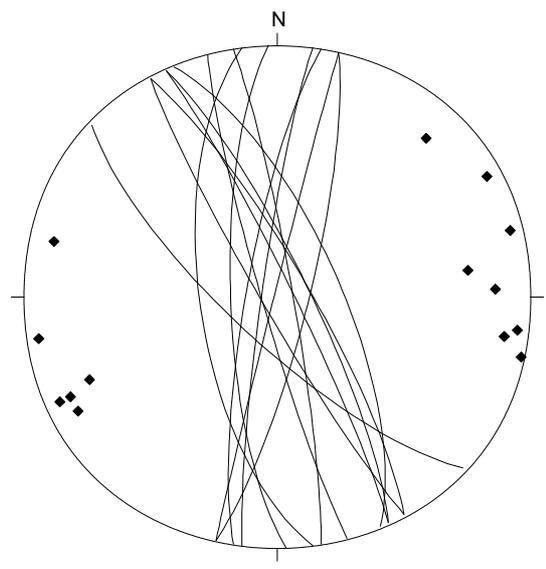
a)
Arolla Serie und Metasedimente
 Pas de Chèvres n=73
 H/R : 599500, 096100
 D₁ bis D₃*



b)
Metasedimente
 Pas de Chèvres n=9
 H/R : 599500, 096100
 D₄ und D₅, Großkreise zu S₄



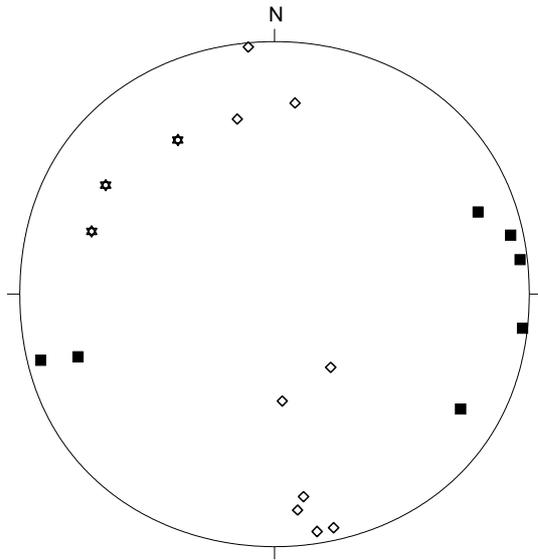
c)
Arolla Serie und Tsaté Decke
 La Roussette n=30
 H/R : 601190, 098350
 D₁ bis D₃*



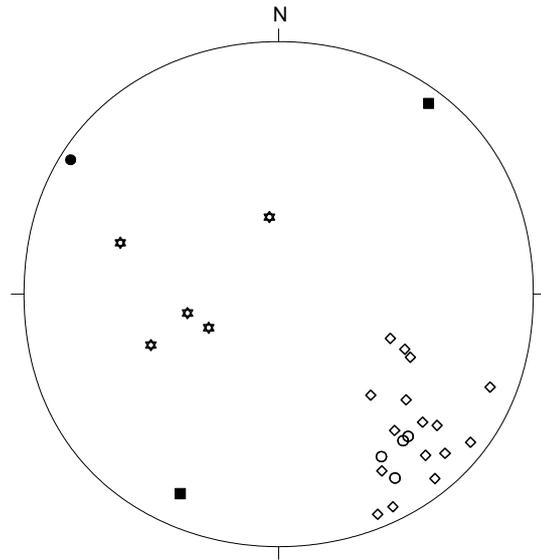
d)
Arolla Serie
 La Roussette n=14
 H/R : 601190, 098350
 D₄, Großkreise zu S₄

◇ S ₁	○ S ₂	● S ₃ *	◆ S ₄	+ S ₅
☆ str ₁	△ str ₂	▲ str ₃ *	X str ₄	★ str ₅
	□ B ₂	■ B ₃ *		□ B ₅

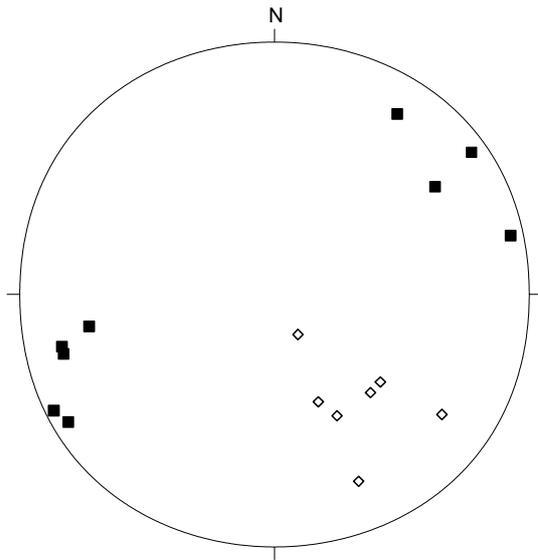
Abbildung 3.3: Tektonische Daten der Aufschlüsse im Val d'Arolla, W-Talseite



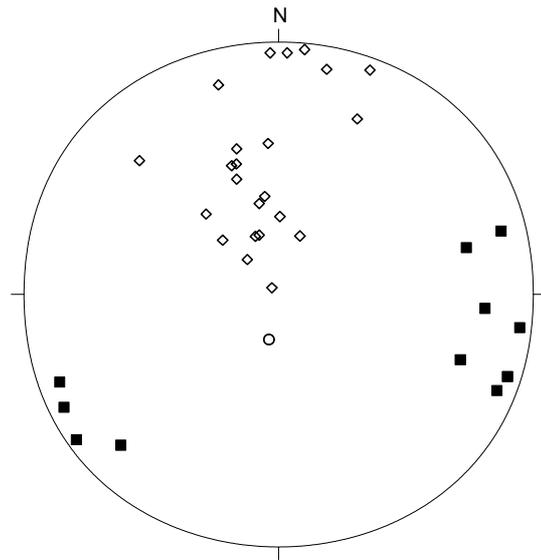
a)
Arolla Serie
 Douves Blancches, couloir n=16
 H/R : 604625, 094085



b)
Arolla Serie
 Douves Blancches, 2350m n=28
 H/R : 604280, 095200



c)
Metagabbro Mt. Collon – Dents de Bertol
 Col de Bertol n=16
 H/R : 606880, 094900



d)
Arolla Serie
 Haut Glacier d'Arolla n=35
 H/R : 605000, 093215

◇ S ₁	○ S ₂	● S _{3*}	◆ S ₄	+ S ₅
☆ str ₁	△ str ₂	▲ str _{3*}	X str ₄	★ str ₅
□ B ₂	■ B _{3*}	□ B ₅		

Abbildung 3.4: Tektonische Daten der Aufschlüsse im Val d'Arolla, E'Talseite

3.1.1 Kinematik der D1-Scherzonen

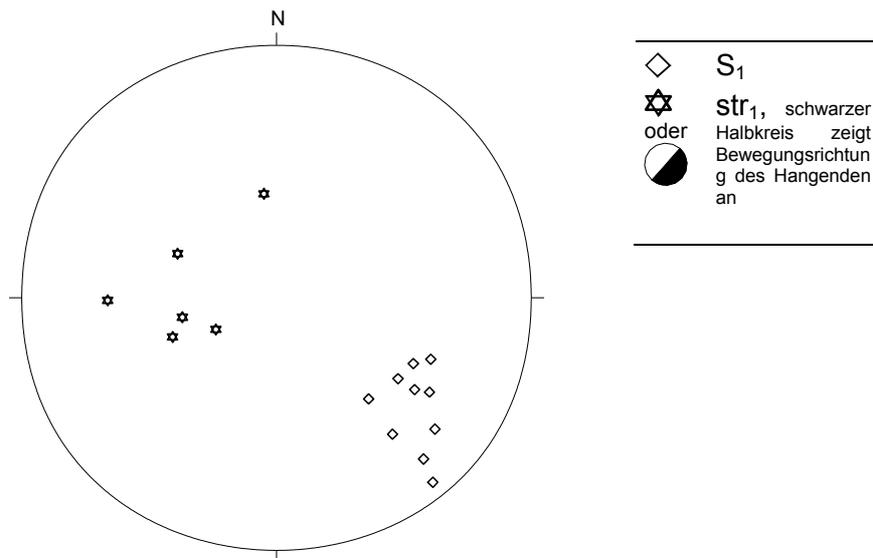
Zur Bestimmung der relativen Richtung des tektonischen Transports entlang der D1-Scherzonen wurden verschiedene Elemente der Mylonit-Mikrogefüge untersucht. Zu diesen gehören z.B. gescherte/zerbrochene Klasten, asymmetrische Anwachsrande an gescherten oder rotierten Klasten oder die kristallographische Orientierung von Quarz Rekristallisationskörnern. Die Proben für diese Untersuchungen stammen von den Lokalitäten Douves Blanches und Haut Glacier d'Arolla und damit von der östlichen Talseite des Val'Arolla. Die dortigen Scherzonen wurden während D1 angelegt und nicht während D2 reaktiviert. Sie bilden deshalb ausschließlich die Kinematik während D1 ab.

Allerdings wurde der gesamte Lagenbau durch D3* verfaltet und die untersuchten D1-Scherzonen fallen steil nach NE (Haut Glacier d'Arolla), bzw. SE (Douves Blanches) ein (siehe Abbildungen 3.5 und 3.6). Damit unterscheiden sie sich deutlich von den D2-Scherzonen auf der westlichen Seite des Val d'Arolla (Col de Tsena Réfien, Abb. 3.7), die mit dem Lagenbau flach nach SE einfallen. Darüber hinaus wurde das D1-Koordinatensystem auf der östlichen Talseite durch D3* häufig schiefe verfaltet, so daß B3*-Achsen eine schiefe Orientierung zum D1-Bezugssystem haben. Um die Einflüsse der D3* zu eliminieren und so besser vergleichende Aussagen zur Kinematik der D1- und D2-Scherzonen machen zu können, wurde die D3*-Faltung in den stereographischen Projektionen (Abb. 3.5 und 3.6) rückrotiert. Mit dem Ergebnis, daß die Symmetrien zwischen den Aufschlüssen östlich und westlich des Val 'Arolla vergleichbar werden, wenn die Einflüsse der D3* ausgeschlossen werden.

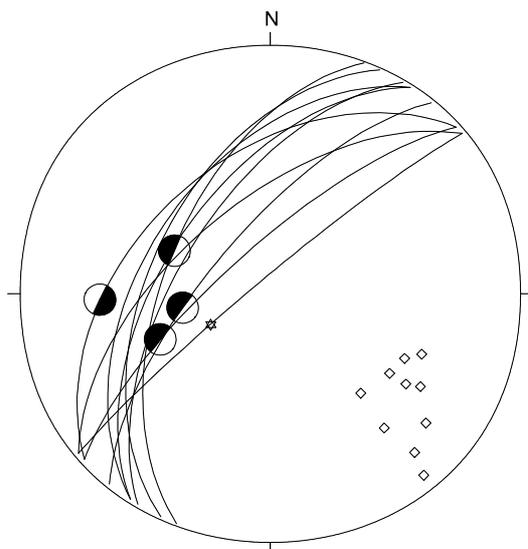
Für die Auswertung der kinematischen Indikatoren wurden ausschließlich definierte Schnittlagen parallel Str1 herangezogen. In der folgenden Tabelle 3.1 sind die verwendeten Indikatoren zusammengestellt.

Probe	Lithologie	Art des kinematischen Indikators	Klassifikation	Bewegungssinn des Hangenden
H112/1	Arolla Metagranit	zerscherter Plag	stepped fragmented grain/winged object	WNW
H112/1	Arolla Metagranit	zerscherter Plag	stepped fragmented grain	WNW
H114/3	Arolla Metagranit	zerscherter Qtz	stepped fragmented grain	NNW
H114/3	Arolla Metagranit	asym. Rekr.-Säume an Qtz	σ -type winged object, stair stepping	NNW
H114/3	Arolla Metagranit	zerscherter Qtz	stepped fragmented grain	NNW
H114/3	Arolla Metagranit	zerscherter Qtz	stepped fragmented grain	NNW
H129/1	Arolla Metagranit	asym. Rekr.-Säume an Qtz	σ -type winged object, stair stepping	SE
H129/5	Arolla Metagranit	zerscherter Qtz	stepped fragmented grain	NW
H189/6	Metagabbro	asym. Rekr.-Säume an Qtz	σ -type winged object, stair stepping	NW
H191/3	Metagabbro	zerscherter Kzo	stepped fragmented grain	SE
H192/4	Metagabbro	zerscherter Kzo	stepped fragmented grain	NW
H192/4	Metagabbro	zerscherter Kzo	stepped fragmented grain	NW
H192/4	Metagabbro	zerscherter Hellglimmer	stepped fragmented grain	NW
H192/4	Metagabbro	zerscherter Kzo	stepped fragmented grain	NW
H192/4	Metagabbro	Basisflächen Qtz		NW

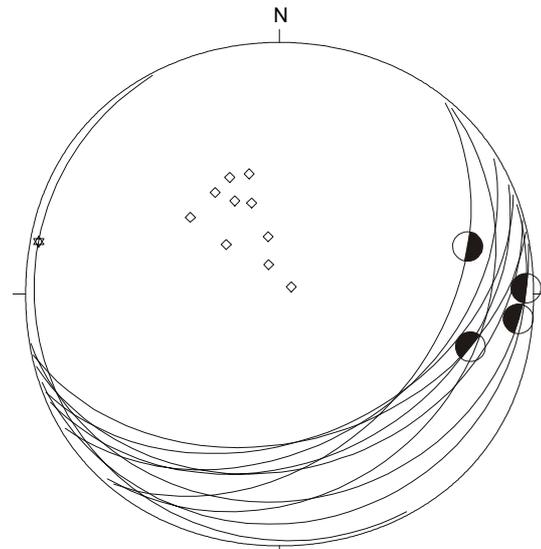
Tabelle 3.1: Übersicht und Auswertung der kinematischen Indikatoren für D1-Scherzonen. Klassifikationen nach: Simpson & Schmid 1983 "stepped fragmented grain"; Passchier & Simpson 1986 " σ -type winged object"; Lister & Snoke 1984 "stair stepping"



a)
Arolla Serie
 Douves Blanches, 2250m $n=16$
 H/R : 604330, 094990

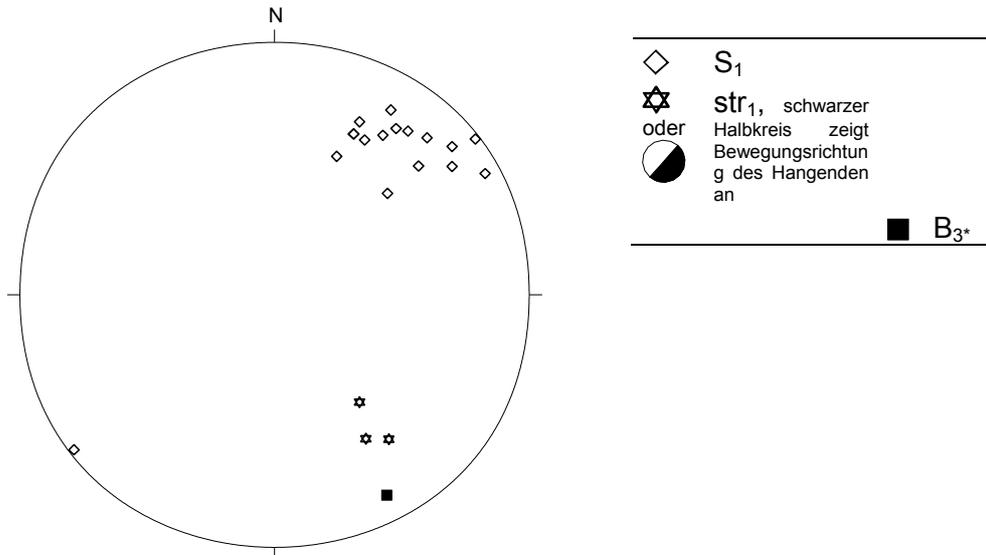


b)
Arolla Serie
 Douves Blanches, 2250m $n=16$
 Großkreise zu S_1

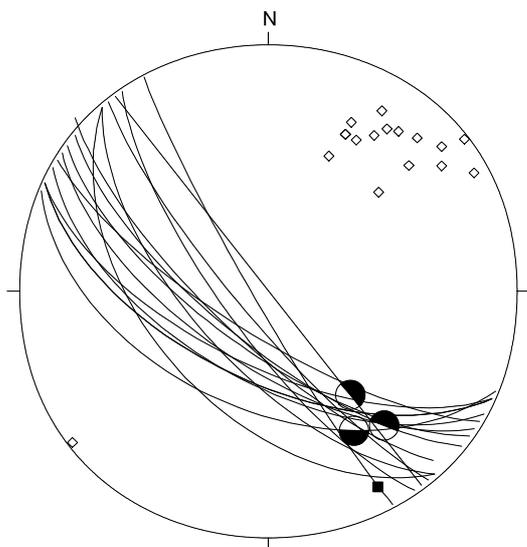


c)
Arolla Serie
 Douves Blanches, 2250m $n=16$
Rotation: 224/11 -85
 Großkreise zu S_1

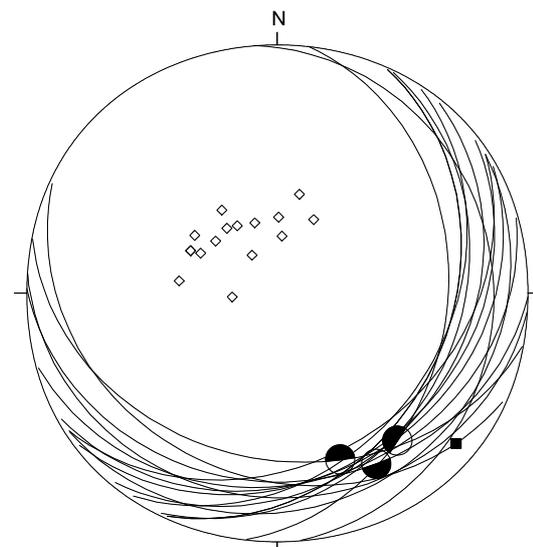
Abbildung 3.5: Tektonische Daten des Aufschlusses Douves Blanches 2250m, Val d´Arolla, E´Talseite. Konventionelle Darstellung (a), Großkreisdarstellung mit Bewegungssinn (b) und Rückrotation der B_3^* Faltung (c). Die Bestimmung der Rotationsachse für die Rückrotation erfolgte nach stereografischen Kriterien (Mittelwert der Schnittpunkte der S_1), die Rotationswerte wurden unter der Maßgabe bestimmt, daß die D_3^* -Faltung II Str_1 begann und Str_1 somit nicht mitgefaltet werden konnte. Dieses wird durch die Datensätze und die Projektion gestützt.



a)
Arolla Serie und Metagabbro
 Haut Glacier d'Arolla 1 n=20
 H/R : 605150, 093175



b)
Arolla Serie und Metagabbro
 Haut Glacier d'Arolla 1 n=20
 Großkreise zu S₁



c)
Arolla Serie und Metagabbro
 Haut Glacier d'Arolla 1 n=20
Rotation : 138/25 -65
 Großkreise zu S₁

Abbildung 3.6: Tektonische Daten des Aufschlusses Haut Glacier d'Arolla 1, Val d'Arolla, E-Talseite. Konventionelle Darstellung (a), Großkreisdarstellung mit Bewegungssinn (b) und Rückrotation der B₃* Faltung (c). Zur Bestimmung der Rotationsparameter siehe Abbildung 3.6.

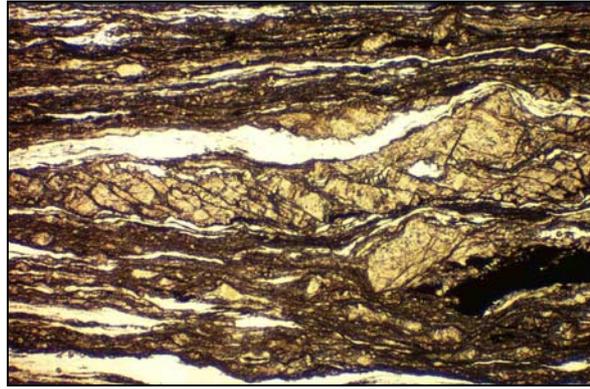


Abbildung 3.7: Antithestisch zerscherter Kzo (stepped fragmented grain) als D1-kinemat. Indikator im Metagabbro H192/4. Sinistraler Versatz. XPL, LS=4,3 mm

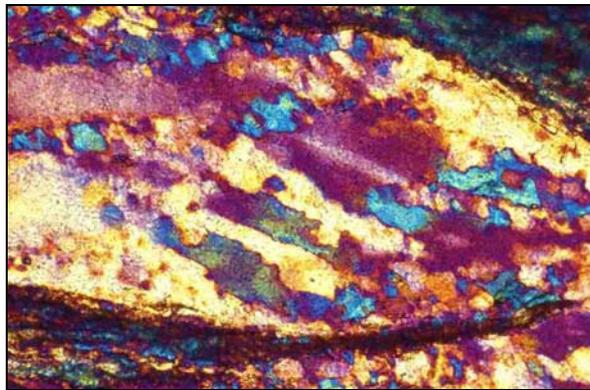


Abbildung 3.8: Orientierung von Qtz- $\langle c \rangle$ Achsen als D1-kinemat. Indikator. H192/4. Sinistraler Versatz. XPL, Gips Rot I, LS=0,68 mm

Die Auswertung der kinematischen Indikatoren der D1-Scherzonen auf der östlichen Seite des Val 'Arolla ergibt ein weitgehend konsistentes Bild. Der relative Bewegungssinn des Hangenden war NW und die Bewegung erfolgte auf flach nach SE einfallenden Scherzonen. Auf der östlichen Seite des Val d'Arolla fehlen Aufschlüsse des Kontaktes zwischen Dent Blanche Basis und unterlagernder Tsaté Decke, allerdings ist der tektonische Kontakt zwischen den Metagranitoiden und den Metagabbros der Arolla Serie aufgeschlossen. Dieser wird durch D1-Scherzonen gebildet, die darüber hinaus auch den gesamten Gabbro-Komplex durchziehen und ihn heterogen deformieren (Dal Piaz et al. 1977, siehe Kapitel 2). D1 ist damit sowohl in den Metagranitoiden wie auch in den Metagabbros die erste Deformation und beide Einheiten werden im Kontakt miteinander von der nächsten Deformation D3* deformiert. Damit muß der tektonische Kontakt zwischen Metagranitoiden und Metagabbros während D1 angelegt worden sein.

3.1.2 Bildung und Kinematik der Hauptdeckengrenze der Dent Blanche

Auch die Bildung der Hauptdeckengrenze zwischen Tsaté Decke und Dent Blanche Decke wird in die erste Deformation gestellt. D1 ist auf der östlichen Talseite des Val d'Arolla die einzige Deformation, die zur Anlage von Scherzonen führte und damit von Bedingungen begleitet wurde, die als Voraussetzungen für die Stapelung von Decken im Akkretionskeil der alpinen Subduktionszone betrachtet werden können. Die Orientierung der Hauptdeckengrenze ist parallel zu den D1-Scherzonen, welche beide durch spätere Deformationen gefaltet (D3*) oder zerschnitten wurden (D4). Für die Region westlich des Val d'Arolla begann die Scherzonendeformation ebenfalls während D1 und setzte sich auch in D2 fort (siehe Kap. 3.2). Diese Einordnung der Bildung der Hauptdeckengrenze zwischen Tsaté Decke und Dent Blanche Decke in die erste Deformationsphase wird von anderen Autoren geteilt (Mazurek 1986; Wust & Silverberg 1989; Klaper et al. 1992; Pennacchioni & Guermani 1993; Höpfer 1997).

Die Relativbewegung des Hangenden, welche für die D1-Scherzonen abgeleitet wurde, nämlich die Bewegung nach N, muß auch für die Bewegungen entlang der Hauptdeckengrenze relevant sein, da bei gleicher Orientierung der Scherflächen in demselben Streißfeld keine andere Relativbewegung möglich ist. Um aber zur Überprüfung weitere Daten aus einem anderen methodischen Ansatz und aus einer anderen Lithologie zu gewinnen, wurden im Rahmen dieser Arbeit Paläospannungsdaten durch die Analyse von Scherbruchsystemen in ophiolithischen Einheiten der Tsaté Decke ermittelt. An den Lokalitäten "Cabane de Dix" (598375/095500) und "Col des Ignes" (599450/098325) wurde ein Scherbruchsystem in Kumulat-Metaperidotiten der Tsaté Decke eingemessen. Die Metaperidotite befinden sich strukturell nur wenige Meter unterhalb der Dent Blanche Decke (Burri et al. 1998) und erlitten durch die Anlage des Scherbruchsystems, welches die Gesteine in Abständen von Zehnerzentimetern durchzieht, eine z.T. starke Brekziierung. Aufgrund ihrer strukturellen Position kann davon ausgegangen werden, daß die Anlage des Scherbruchsystems unmittelbar mit den Bewegungen entlang der Hauptdeckengrenze gekoppelt war. Für die Betrachtung wurden ausschließlich mineralisierte Brüche verwendet, die anhand einer Harnischstriemung die Bewegungsrichtung und anhand von Harnischstufen auch den Bewegungssinn ableiten ließen. Die Verarbeitung der Scherbruchdaten erfolgte nach der PT-Methode (Turner 1953) im Programm STERONETT und TECTONICS FP, um die Richtung der Hauptnormalspannungen σ_1 bis σ_3 während der Anlage des Bruchsystems zu ermitteln (siehe Kapitel 1.3). Wenn das Scherbruchsystem und die Überschiebung der Dent Blanche Decke über die Tsaté Decke auf das gleiche Spannungsfeld zurückgehen, so muß die Lage von σ_1 , abgeleitet aus den Scherbrüchen, der Bewegungsrichtung des Hangenden während des Deckentransports entsprechen.

Die Lage von σ_1 mit $328/12^\circ$ entspricht sehr gut dem relativen Bewegungssinn des Hangenden nach N, abgeleitet anhand der kinematischen Indikatoren in den D1-Scherzonen. In einem regionalen Spannungsfeld mit nach NW gerichteter Hauptspannungsrichtung σ_1 erfolgte der Deckenschub der Dent Blanche Decke über die Tsaté Decke während D1 nach NW.

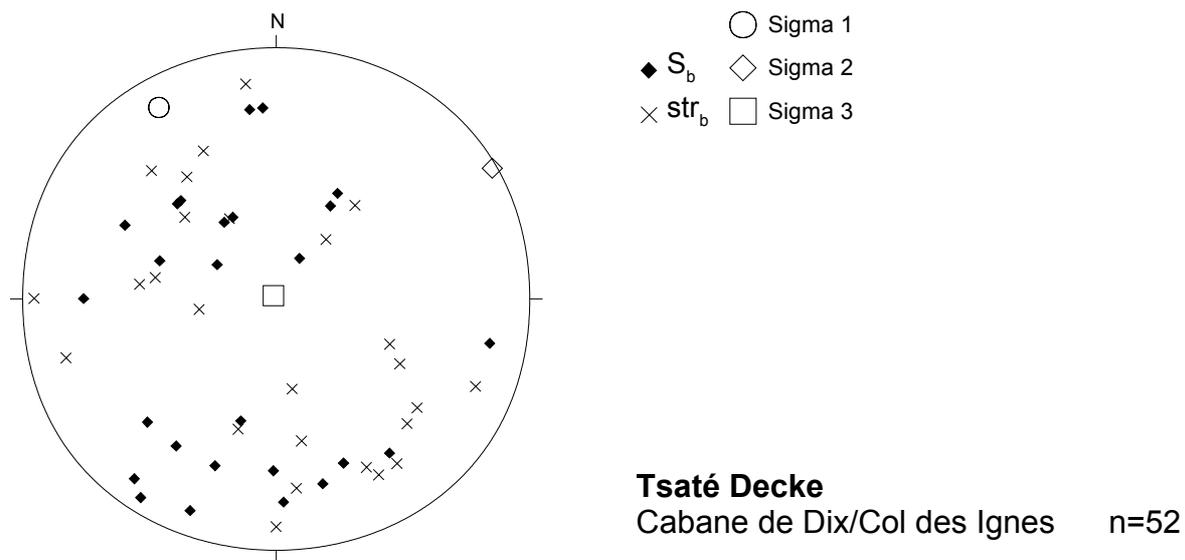


Abbildung 3.9: Berechnung der Hauptspannungsrichtungen σ 1-3 aus dem gemessenen Scherbruchsystem an der Cabane de Dix/Col des Ignes nach der PT-Methode (Turner 1953). S_b = Scherflächen und str_b = Harnischstriemung. Lage σ_1 : 328/12, σ_2 : 059/1, σ_3 : 315/89. Mittlerer Scherwinkel: 36°. Anzahl verwendeter Scherflächen nach Plausibilitätsprüfung: 26.

3.2 Zweite Faltung, Schieferung und Streckung, D2

Die Spuren der zweiten Deformation sind fast ausschließlich auf die westliche Seite des Val d'Arolla sowie das Valpelline begrenzt. D2 folgte progressiv rotational auf D1 und während D2 setzte sich die in D1 begonnene Scherzonendeformation fort. Die zweite Schieferung S2 liegt heute S1 parallel und in den Arolla Orthogneisen bieten lediglich glimmerreiche Partien die Möglichkeit, S2 anhand von isoklinal gefalteten Faltenscheitellagen zu identifizieren. Anders in den Schiefen der Arolla Serie und den Bündner Schiefen der Tsaté Decke. Dort sind es bereits makroskopisch auflösbare, isolierte und isoklinale Faltenscheitel von Quarzgängen II S1a (Voll 1960), die S2 belegen. Die zweite Schieferung fällt über weite Abschnitte mit ca. 25-40° nach SE ein. In Abhängigkeit von der dritten Faltung kann S2 aber regional eng begrenzt alle Einfallswinkel in der Richtung NW bis SE einnehmen (siehe Abbildung 3.1-3.3). Zweite Falten B2 sind stets isoklinal mit Schenkeldivergenzwinkeln kleiner 20° ausgebildet. Selten war es möglich, B2-Achsen freizulegen und dann ihr flaches Tauchen nach E zu bestimmen (siehe Abb. 3.2a). Str2 ist schlecht entwickelt, durch Hellglimmer und Chlorit mineralisiert und taucht flach nach NW. Die Deformationsbedingungen in den Scherzonen II S2 entsprechen D1.

3.2.1 Kinematik der D2-Scherzonen

Mit gleicher Zielsetzung wie für die D1-Scherzonen wurde anhand gleicher Gefügeelemente der Arolla Mylonite der Bewegungssinn der D2-Scherzonen untersucht. Dazu wurden Proben des Aufschlusses Col de Tsena Réfien, der sich auf der westlichen Seite des Val d'Arolla befindet (Val de Dix), verwendet. Da die Einflüsse der dritten Deformation an dieser Lokalität fehlen, werden durch die Deformationsgefüge ausschließlich die Einflüsse der Deformationen bis D2 abgebildet.

Die hier verwendeten kinematischen Indikatoren sind in der folgenden Tabelle 3.2 zusammengestellt, die tektonischen Daten des Aufschlusses sind in der Abbildung 3.8 dargestellt.

Probe	Lithologie	Art des kinematischen Indikators	Klassifikation	Bewegungssinn des Hangenden
H142/2	Arolla Metagranit	zerscherter Plag	stepped fragmented grain	NW
H142/2	Arolla Metagranit	asym. Rekr.-Säume an Kfs	σ -type winged object, stair stepping	NW
H142/2	Arolla Metagranit	zerscherter Kfs	stepped fragmented grain	NW
H142/5	Arolla Metagranit	zerscherter Qtz	stepped fragmented grain	NW
H142/5	Arolla Metagranit	asym. Rekr.-Säume an Qtz	σ -type winged object, stair stepping	NW
H144/2	Arolla Metagranit	asym. Rekr.-Säume an Qtz	σ -type winged object, stair stepping	NNW
H144/2	Arolla Metagranit	zerscherter Qtz	stepped fragmented grain	NNW
H144/2	Arolla Metagranit	asym. Rekr.-Säume an Qtz	σ -type winged object, stair stepping	NNW

Tabelle 3.2: Übersicht und Auswertung der kinematischen Indikatoren für D2-Scherzonen. Klassifikationen siehe Tabelle 3.1.

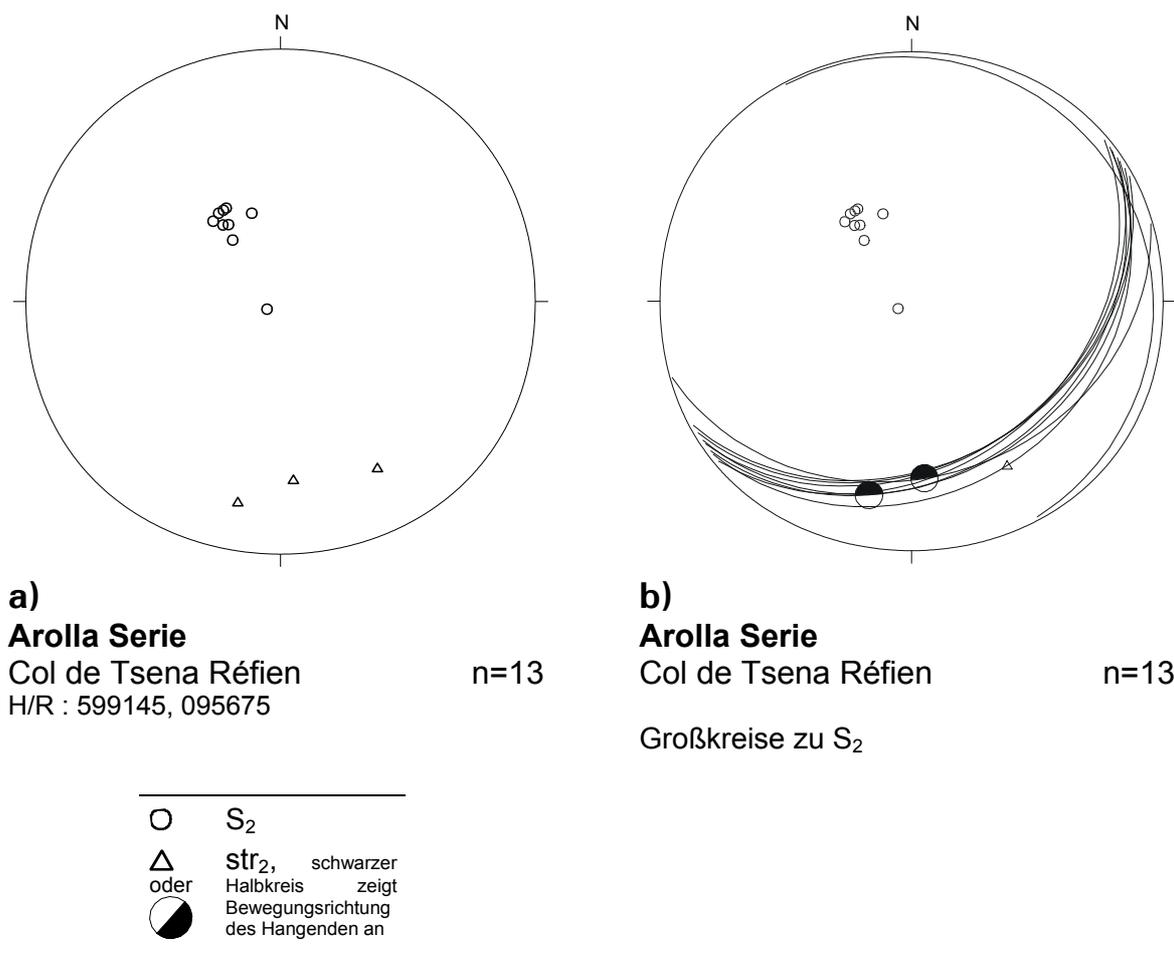


Abbildung 3.11: Tektonische Daten des Aufschlusses Col de Tsena Réfien, Val de Dix. Konventionelle Darstellung (a) und Darstellung mit Großkreisen und Bewegungssinn des Hangenden nach NNW (b).

Die Auswertung der kinematischen Indikatoren der D2-Scherzonen auf der westlichen Seite des Val 'Arolla ergibt, daß sich während D2 die relative Bewegung des Hangenden nach NW fortsetzte.



Abbildung 3.10: Asym. Rekr.-Säume an Qtz (σ -type winged object, stair stepping) als D2-kinemat. Indikator im Arolla Orthogneis. Sinistraler Versatz. H144/4. XPL, LS = 4,3 mm

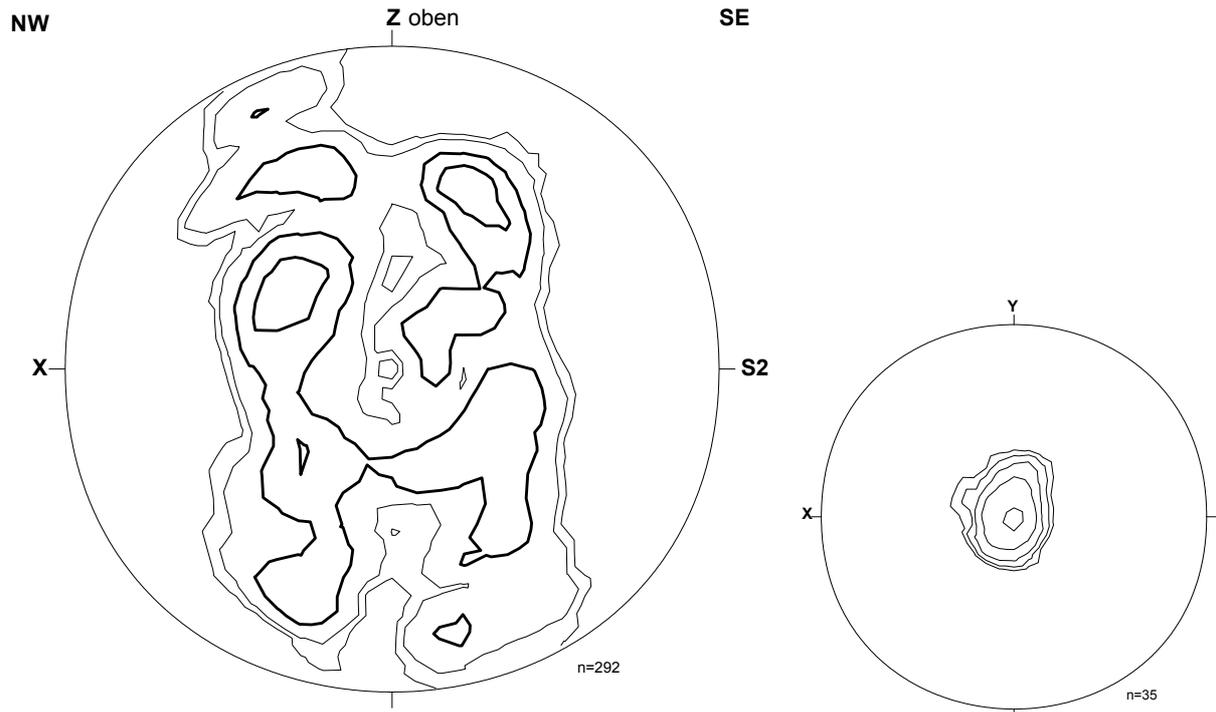
3.2.1.1 Texturanalyse

Anhand von ausgewählten ultramylonitischen Proben des Arolla Metagranits wurde die klassische Methode der Texturanalyse am Universal-Drehtisch (Sarantschina 1963) eingesetzt. Sie bot die Möglichkeit, sehr gezielt in strukturell definierten, quarzreichen Homogenitätsbereichen im Dünnschliff die Regelung von Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsen zu messen. Ziel der Methode war, festzustellen, ob es unter dem gegebenen Deformationsregime, in dem die synkinematische Rekristallisation von Quarz nur unter maximaler Deformationsintensität erreicht wird, zur Ausbildung verwertbarer Quarz-Texturen kommt. Gleichzeitig sollten damit weitere Daten für die Auswertung der Scherzonenkinematik gewonnen werden, um die Ergebnisse aus der Analyse der kinematischen Indikatoren durch einen anderen methodischen Ansatz zu evaluieren.

Für die Texturanalyse wurden quarzreiche Scherzonenabschnitte des Arolla Metagranits an zwei Lokalitäten beprobt (H78, La Rousette und H 142, Col de Tsena Réfien). An beiden Lokalitäten waren die Scherzonen während D2 zuletzt aktiv. Am Col de Tsena Réfien wurde die Probe ca. 300m über der Deckengrenze gegen die Tsaté Decke entnommen, ein Bereich in dem der Einfluß der dritten Deformation D3* nicht nachvollziehbar ist (siehe oben). Bei La Rousette befindet sich der Entnahmepunkt nur 10 m über der Dent Blanche Deckenbasis, die in diesem Abschnitt durch monokline bis orthorhombische B3*-Falten mit Wellenlängen zwischen 0,5 und 2 m offen verfaltet wird. In beiden Fällen handelt es sich um polymineralische Proben, die neben Quarz die anderen typischen Phasen der Metagranite führen, darunter v.a. Hellglimmer. Bei den gemessenen Quarz-Körnern handelte es sich um synkinematische Rekristallisations-Körner, die aus den magmatischen Quarzen hervorgegangen sind. Die Länge:Breite-Verhältnisse der Quarz-Körner in H78/5 bewegen sich zwischen 3:1 und 4:1, in H142/1 liegen diese zwischen 3:1 und 6:1. Es wurden ausschließlich Quarze in Quarzumgebung berücksichtigt, um Kontakteffekte von Quarz gegen andere Phasen (z.B. Hellglimmer) auszuschließen. Für die Bestimmung der Strain-Ellipse zur jeweiligen Textur wurden ebenfalls Glimmer-Basisflächen der gleichen Probe gemessen (siehe Kapitel 1.3.4).

Die Texturanalyse ergab für beide Proben verwertbare Ergebnisse. Diese sind in der Abbildung 3.9 in der X-Z Aufstellung (Deformationsebene) gemeinsam mit den Texturen der Glimmer-Basisflächen dargestellt. "Oben" der Gesteinsproben liegt im N der Projektionen. Die X-Richtung ist II Str2, die in in dieser Aufstellung nach links taucht. Für die Proben ergab sich eine Schiefe von 5° (H142/1), bzw. 4° (H78/5), die durch eine entsprechende Rotation ausgeglichen wurde. Beide Quarz-<c>-Achsen-Texturen zeigen Gürtelverteilungen \perp X und Einschnürungen in Y. Um Z existieren Bereiche geringer Dichte, die von Kleinkreisen umgrenzt werden. Die Gürtel \perp X kreuzen sich in der Umgebung von Y. Beide Quarz-<c>-Achsen-Texturen tragen damit charakteristische Eigenschaften von Typ I Kreuzgürteln (Lister 1974, Schmid & Casey 1986). Die Textur 3.9a zeigt eine monokline Symmetrie wohingegen 3.9c eine in ihren Begrenzungen orthorhombische Symmetrie aufweist. Im Detail zeigt allerdings auch in 3.9c die Verteilung der Maxima die Betonung des NW-SE verlaufenden Gürtels.

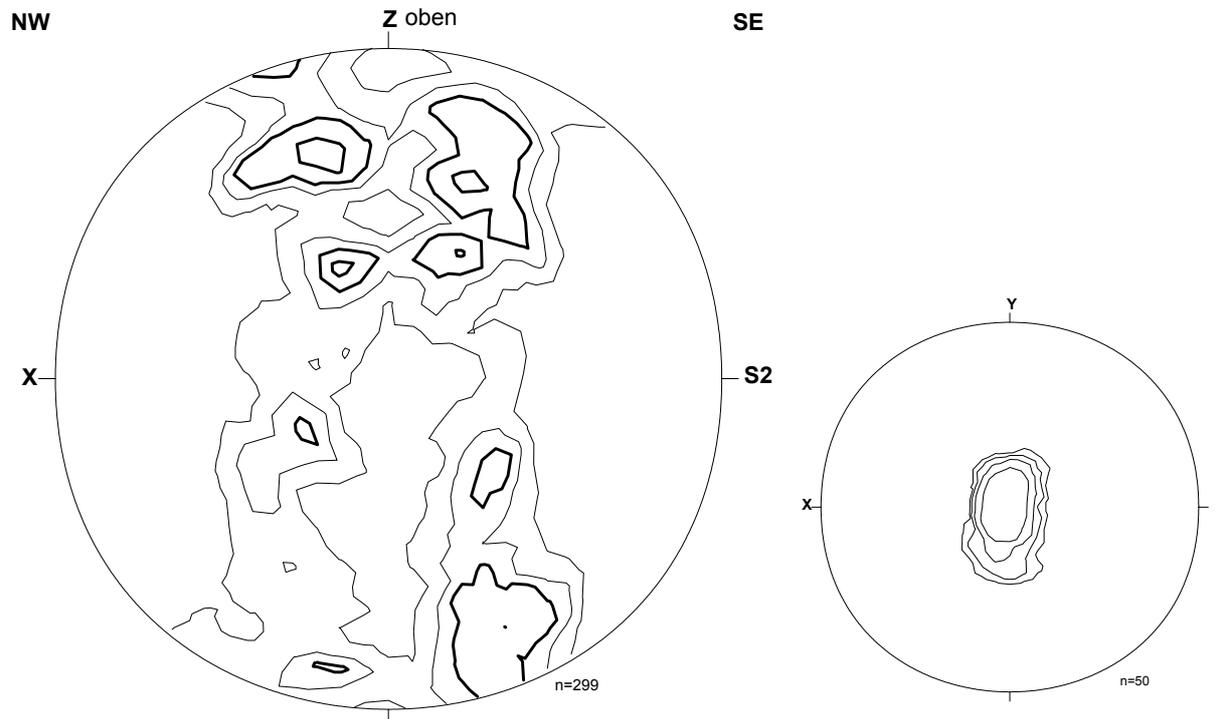
Die Modifikation der orthorhombischen Symmetrie eines Typ I Kreuzgürtels hin zur monoklinen Symmetrie wird dem Einfluß einer rotationalen Deformation zugeschrieben (Behrmann & Platt 1981, Schmid & Casey 1986, Wenk & Christie 1991). Damit haben die Quarz-Körner in den Arolla Myloniten unter der rotationalen Scherzonendeformation während D2 typische Texturen erworben. Die Intensität der rotationalen Deformation und damit der Grad der monoklinen Symmetrie ist in 3.9c allerdings geringer als in 3.9a, eine Tatsache, die sich auch in den Achsenverhältnissen der Quarz-Körner widerspiegelt (s.o.). Monokline Kreuzgürteltexturen geben darüber hinaus die Möglichkeit, anhand der Lage des stärker betonten Gürtels den Schersinn der Deformation abzuleiten (Behrmann & Platt 1981, Schmid & Casey 1986). Für beide Texturen 3.9a und 3.9c ergeben sich damit für D2 relative Schersinne des Hangenden nach NW, welche die Ergebnisse aus der Analyse der Deformationsgefüge (kinematische Indikatoren) untermauern.

**A**

Textur der Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsen im D2 Mylonit H142/1. Konturen: 0.75; 1.1; 2.1; 3.4

B

Textur der Glimmer Basisflächen in H142/1. Konturen: 2; 5; 10; 20

**C**

Textur der Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsen im D2 Mylonit H78/5. Konturen: 1.1; 1.8; 2.3; 3.0

D

Textur der Glimmer Basisflächen in H78/5. Konturen: 2; 5; 10; 20

Abbildung 3.12: Darstellung der Texturen der Arolla D2 Mylonite H142/1 und H 78/5 im Schmidtschen Netz. Konturen als Vielfaches der Gleichverteilung. Aufstellung der Projektionen nach den Achsen des Strainellipsoids (Ramsay 1967), für Qtz- $\langle c \rangle$ -Achsen mit Blick auf die Deformationsebene X-Z, für Hellglimmer-Basisflächen mit Blick auf S2 (Ebene X-Y).

3.3 Dritte Faltung, Schieferung und Streckung, D3*

Die dritte Deformation D3* ist die letzte plastische Deformation im Gebiet der nördlichen Dent Blanche Decke. Sie ist gekennzeichnet durch eine intensive Faltung aller älteren Strukturen und sie faltet damit auch die Deckengrenze zwischen Dent Blanche und Tsaté Decke. Die Regionen westlich und östlich des Val d'Arolla zeigen wiederum einen unterschiedlich starken Einfluß der Deformation, so daß B3*-Falten westlich des Val d'Arolla nur lokal und dann mit Wellenlängen und Amplituden bis maximal mehreren Zehnermetern auftreten (Ausnahme: Pas de Chèvres, siehe 3.3.1). Östlich des Val d'Arolla wurde der gesamte S1-Lagenbau von D3* erfaßt und es kam zu Faltungen mit Wellenlängen bis zu mehreren km, die das Landschaftbild und damit auch die Form der Berggestalten (z.B. Aiguille de la Tsa) eindeutig prägen. S2 fällt hier faltungsbedingt stets steiler nach SE bzw. NW ein.

Auch D3* entwickelt sich rotational progressiv aus D2, allerdings kam es lokal und in Abhängigkeit von einer heterogenen Strainverteilung zur Modifikation der Orientierung von B3* zu Str3* bzw. Str2. Mit dieser Besonderheit unterscheidet sich D3* klar von D1 und D2 und wird deshalb durch den Index " * " (Stern) von diesen abgegrenzt. D3* entspricht D4 in früheren Publikationen (Hellwig & Vogler 2000b, c, a, 2001b, a). Grundsätzlich tauchen die Achsen B3* mit 5° bis 20° nach WSW-ENE. Um diese Achsen werden die älteren Gefüge in monokline bis orthorhombische Falten gelegt, die Faltungen setzen sich in glimmerreichen Lithologien bis in den submikroskopischen Bereich fort. Dort kam es in eng- bis isoklinal gefalteten Partien zur Ausbildung einer S3* als Krenulationsschieferung der S1 bzw. der S2. Es kam während D3* zur Ausbildung einer Str3*, die flach nach N-S taucht. Die Lage der Streckungsfaser und damit die Lage der langen Achse des Strainellipsoids X (Ramsay 1967) blieb damit während der drei alpinen Deformationen D1-D3* relativ konstant NW-SE. Allerdings gibt es erhebliche Schwankungen in der Winkelbeziehung zwischen B3* und Str3*, bzw. Str2. Die in der Regel orthogonale Beziehung wurde an mehreren Lokalitäten in der nördlichen Dent Blanche Decke modifiziert, so daß entweder B3* die zweite Streckungsfaser schief faltete oder B3* sogar eine Orientierung parallel Str2/Str3 einnahm. Die auffälligsten Beispiele dafür sind die Lokalitäten Clocher de Cheilon im obersten Val de Dix und Douves Blanches/Haut Glacier d'Arolla sowie Tsarmine im Val d'Arolla.

3.3.1 Analyse der D3* an ausgesuchten Lokalitäten

3.3.1.1 D3* am Clocher de Cheilon, Val de Dix

An dieser Lokalität treten Bündner Schiefer der Tsaté Decke als tektonische Schuppe in den Arolla Orthogneise der Dent Blanche Decke auf. Die Mächtigkeit der Bündner Schiefer beträgt ca. 100 m. Die Bildung der tektonischen Schuppe wird ebenso wie die Bildung der Hauptdeckengrenze zwischen Tsaté Decke und Dent Blanche in die erste Deformation gestellt (siehe Abb. 3.2a).

Die Teildeckengrenzen zwischen Tsaté Schuppe und Dent Blanche wurden während D3* in monokline Falten mit Wellenlängen von Metern bis Zehnermetern und Schenkeldivergenzwinkeln von 80° bis 15° gelegt. Die Falten sind N-vergent. Die B3*-Achsen in den Bündner Schiefern wie auch in den Arolla Orthogneisen tauchen W-E bis N-S und beschreiben damit eine Streuung von 90° (siehe Abb. 3.10). Diese Variabilität in der Tauchrichtung steht in Abhängigkeit von der Nähe zum tektonischen Kontakt zwischen Tsaté und Dent Blanche. Unbeeinflusst vom tektonischen Kontakt, d.h. Zehnermeter oberhalb bzw. unterhalb davon tauchen

die B_3^* Achsen in beiden Einheiten nach W oder E. Mit Annäherung an den Kontakt, was durch die Geländeaufnahme im Profil des Clocher de Cheilon sehr gut nachvollziehbar wird, verändern sich die Tauchrichtungen progressiv in zunächst NE oder SW bis zu N oder S direkt an der Teildeckengrenze zwischen Tsaté und Dent Blanche Decke (siehe Abb. 3.11). Die Ursache dieses Phänomens liegt in der Kombination von Faltung und Scherung während D_3^* bei einer heterogenen Strainverteilung im Gestein. Mit Annäherung an den tektonischen Kontakt wurden die B_3^* Achsen passiv rotiert, unter einer Scherung des Hangenden nach N. Unter maximalem Strain, d.h. an der Teildeckengrenze, wurden die B_3^* Achsen in eine parallele Orientierung zu Str_3^* und damit parallel zur relativen tektonischen Bewegungsrichtung des Hangenden rotiert. Obwohl die B_3^* Falten bei diesem Prozeß keine Veränderung ihrer ursprünglichen Vergenz erfuhren (Rotation des Kurzschenkels im Gegenuhrzeigersinn) wurden sie durch die passive Rotation im Bezugssystem gedreht. Dadurch veränderte sich ihre Vergenz von ursprünglich N-vergent zu W-vergent nach Rotation, ohne daß sich die tektonische Bewegungsrichtung während D_3^* verändert hätte. Dieser blieb von D_1 bis D_3^* mit einem relativen Bewegungssinn des Hangenden nach N-NW relativ konstant.

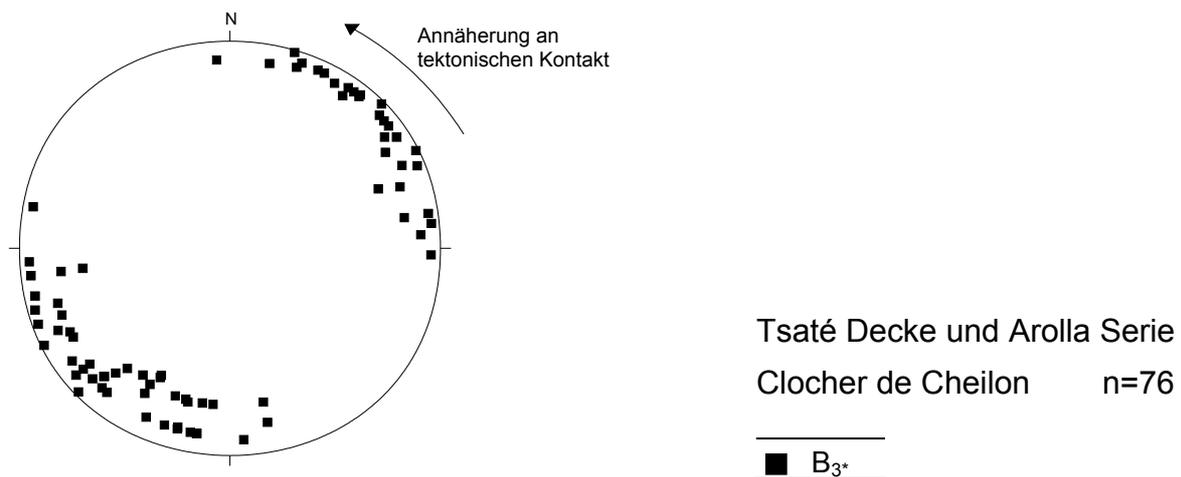


Abbildung 3.13: Passive Rotation der Faltenachsen der dritten Deformation B_3^* mit Annäherung an den tektonischen Kontakt zwischen der tektonischen Schuppe der Tsaté Decke und der Dent Blanche Decke am Clocher de Cheilon, Val de Dix.

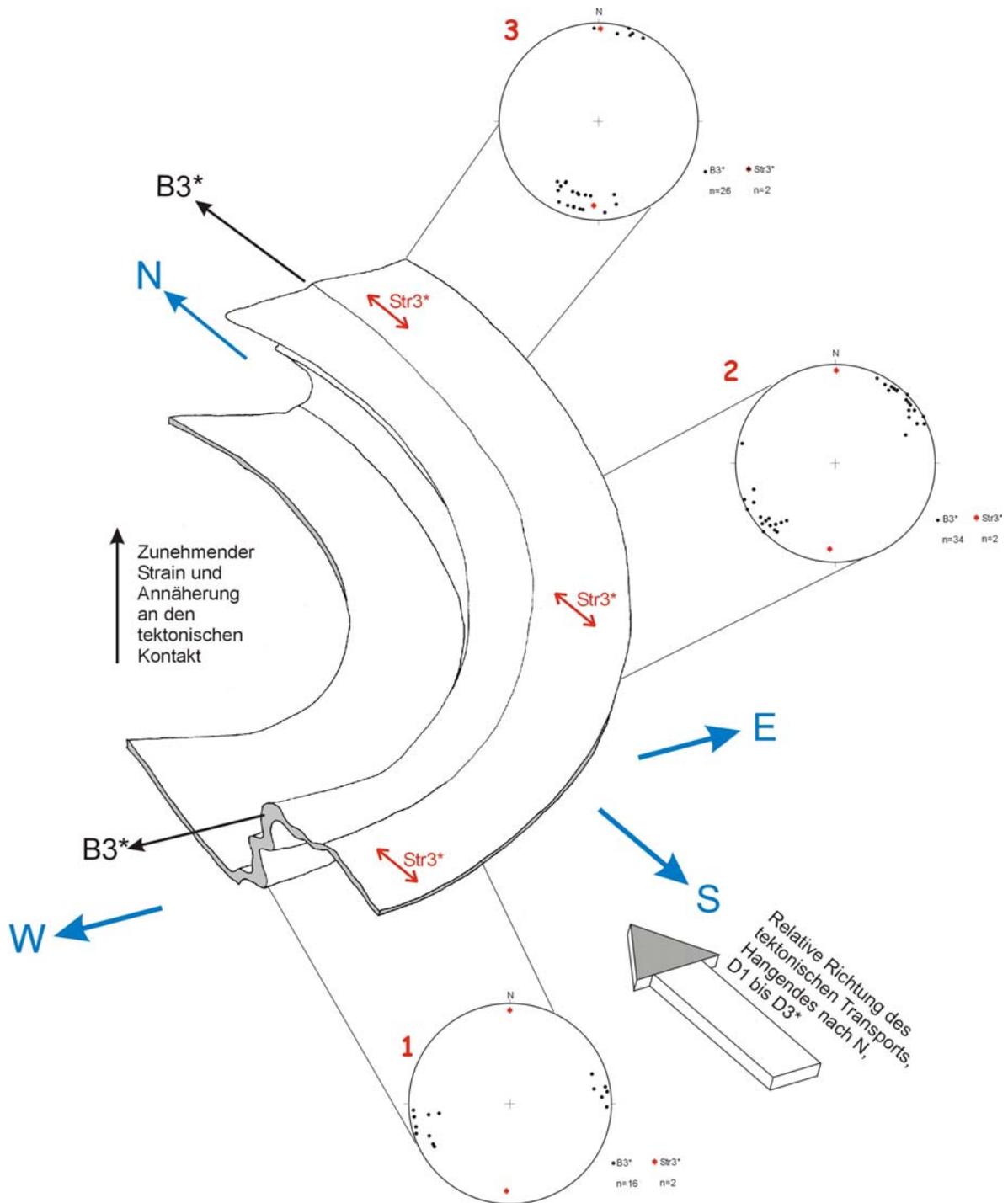


Abbildung 3.14: Tektonische Skizze zur passiven Rotation der B3*-Achsen unter dem Einfluß heterogenen Strains am Clocher de Cheilon, Val de Dix. Diagramm 1 zeigt die typische Orientierung von B3* zu Str3* unbeeinflusst einer Rotation der B3*. Im Diagramm 2 ist die Situation mit Annäherung an den tektonischen Kontakt, d.h. Einfluß der passiven Rotation unter bereits hohem Strain, dargestellt. Diagramm 3 gibt die Situation unmittelbar am tektonischen Kontakt bei maximalem Strain, maximaler Rotation und resultierender Tauchrichtung der B3* // Str3* wieder.

3.3.1.2 Der strukturelle Bau am Pas de Chèvres

Der Kontakt zwischen Arolla Orthogneisen und den Metapsammopeliten der Arolla Serie wurde durch D3* in monokline bis orthorhombische Falten gelegt. B3*-Achsen tauchen flach nach E (ENE-ESE). Die Wellenlängen liegen für Falten höchster Ordnung im Bereich von Zehnermetern, für Falten niedrigster Ordnung reichen sie in feingeschieferen Lithologien bis in den Submillimeterbereich. Dort kam es zur Ausbildung einer S3* als Krenulationsschieferung der S2. Obwohl die Kartierung der lithologischen Grenzen zwischen Ortho- und Paragesteinen an dieser Lokalität nicht unproblematisch ist (Kapitel 2.1.4), konnten der Faltenbau und die Lagerungsverhältnisse anhand von Strukturdaten und Geopetalgefügen bestimmt werden.

Art des Geopetalgefüges	Lithologie des Metasediments	Geographische Lage H/R und m ü.NN.	Deutung: "Normal/Invers"
Rinnenfüllung	quarzit. Gneis	599475/096000, 2895m	Aufrecht
Gradierte Schichtung	quarzit. Gneis	599475/096025, 2870m	Aufrecht
Gradierte Schichtung	dunkler Schiefer	599500/096100, 2855m	Invers
Gradierte Schichtung	heller Gneis	599525/096100, 2845m	Invers
Gradierte Schichtung	heller Gneis	599550/096100, 2830m	Invers

Tabelle 3.3: Geopetalgefüge in den Metasedimenten in der Umgebung des Pas de Chèvres.

Die dominierende Struktur am Pas de Chèvres ist eine monokline Falte im Zehner- bis Hundertmeterbereich, die den Verband aus Arolla Orthogneisen und Arolla Paragneisen/schiefern faltet (siehe Abb. 3.12). Flach nach S-SE einfallende Einheiten markieren den Gratabschnitt südlich und oberhalb des Passes und bilden den Langschenkel der Großfalte. In den quarzitären Meta-Konglomeratlagen, die als Einschaltungen in den hellen Gneisen auftreten, wurde eine normale Position der Gesteine anhand der Geopetalgefüge abgeleitet (siehe Tabelle 3.3). An der Paßhöhe sind in den Schiefen und Gneisen orthorhombische bis monokline Falten im Zentimeter-Meterbereich entwickelt, die die Scheitelumbiegung der Großfalte und den Beginn des Kurzschenkels markieren. Dieser befindet sich in inverser Position. Der Übergang von orthorhombischer zu ausschließlich monokliner Faltensymmetrie ist beim ostseitigen Abstieg ins Val d'Arolla gut aufgeschlossen. Die Geopetalgefüge ergeben hier ebenfalls eine inverse Position auf dem Kurzschenkel der Falte. Die erneute Scheitelumbiegung in den anschließenden Langschenkel der Falte ist im Gelände aufgrund der Aufschlußverhältnisse nicht nachvollziehbar.

Diese Ergebnisse sind in guter Übereinstimmung mit anderen Arbeiten (Hagen 1948; Ayrton et al. 1982), welche die Strukturentwicklung in den Metasedimenten des Mont Dolin und des Petit Mont Dolin untersuchten. Auch Ayrton et al. (1982) stellen die großräumigen Falten der Monts Dolin mit nach E tauchenden Achsen in die dritte Deformationsphase. Diese war für die z. T. isoklinale Einfaltung der Metasedimente der Monts Dolin in die Metagranitoide der Arolla Serie verantwortlich. Die vorliegenden Daten über die Metasedimente am Pas de Chèvres belegen, daß diese Einheiten gemeinsam mit den Mont Dolin Metasedimenten von der dritten Deformation erfaßt wurden und mit dem Altkristallin der Arolla Serie verfaltet wurden. Dabei handelt es sich bei der hier analysierten Falte um eine Parasitär-falte, die sich auf dem Schenkel einer der übergeordneten D3*-Großfalten entwickelte, über die die Einfaltung der Metasedimente in das Altkristallin vollzogen wurde. Aufgrund der N-Vergenz der hier beschriebenen Falte, bzw. des Rotationssinns ihres Kurzschenkels muß sich im Norden der übergeordnete Faltenscheitel anschließen.

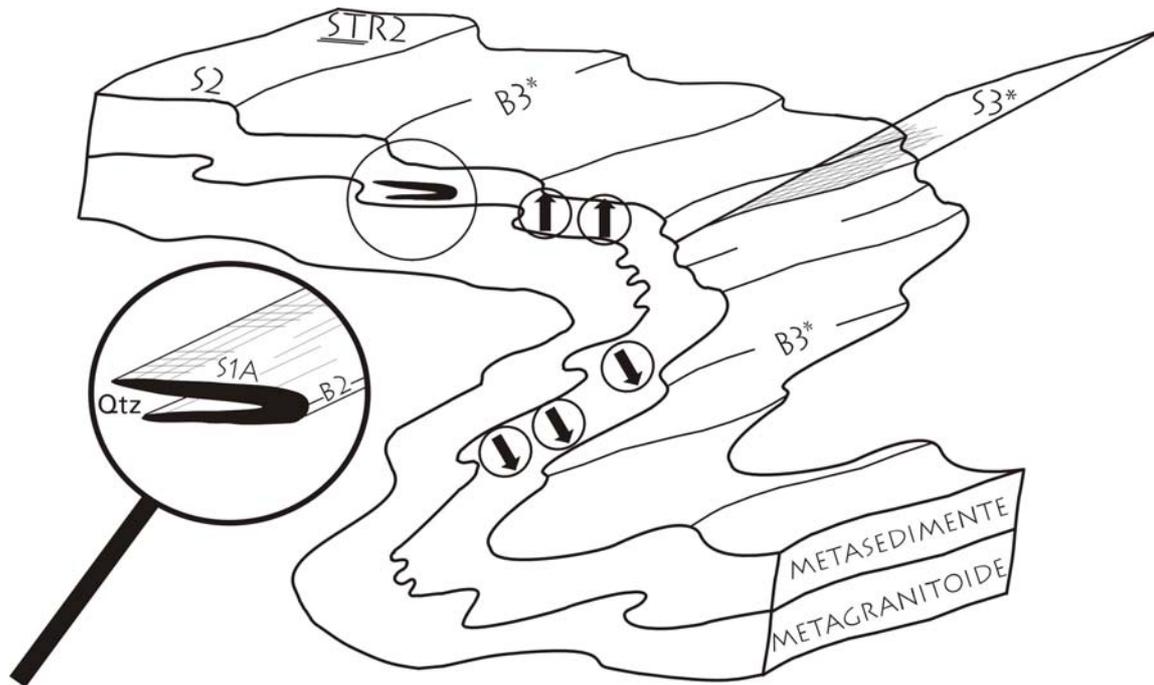


Abbildung 3.15: Strukturelle Details und Lagerungsverhältnisse am Pas de Chèvres. Blickrichtung nach SW. Die Arolla Metagranitoide wurden gemeinsam mit den Arolla Metasedimenten während D3* um eine N-vergente Falte im Zehner-bis Hundertmeterbereich gewickelt. Das dominante Schieferungssystem ist S2, welches die Str2 (Chlorit) trägt. S1a wurde durch isoklinal gefaltete Quarzgänge überliefert, die gleichzeitig auch B2 beinhalten (Lupe). In Abhängigkeit von der Lithologie kann S3* als Krenulationsschieferung der S2 entwickelt sein. Die Lagerungsverhältnisse und damit die Identifizierung des invertierten Kurzschenkels der N-vergenten Falte wurde anhand der Auswertung von Geopetalgefügen in den Metasedimenten möglich (Kreissignatur mit Pfeil, Pfeilrichtung gibt sedimentär „oben“ an). Bei diesen Gefügen handelt es sich um überlieferte Rinnenfüllungen und gradierte Schichtung (siehe Tabelle 3.3).

3.4 Vierte Deformation, D4

D4 ist in der nördlichen Dent Blanche Decke als bruchhafte Deformation entwickelt; ein konjugiertes Scherflächensystem S4 ist im Aufschluß unterschiedlich gut ausgeprägt. Das Ausmaß der vierten Deformation ist regional unterschiedlich, so daß westlich des Val d’Arolla S4-Flächen besser entwickelt sind als in der Region östlich davon.

S4-Flächen fallen steil NE-SW ein und können mit Chlorit tapeziert sein (siehe Abb. 3.3). Ältere Gefüge werden von S4 geschnitten. Wo es nicht zur Ausprägung von penetrativen S4-Flächen kam, sind häufig um S4 gruppierte Fiederklüfte entstanden, in denen Adular, Chlorit, Epidot und Karbonat idiomorph kristallisieren konnten.

Aufgrund der Orientierung des S4-Systems läßt sich für D4 eine steilstehende Hauptspannungsrichtung σ_1 ableiten (Ramsay 1967). Damit unterscheidet sich D4 grundsätzlich von allen übrigen Deformationsphasen, für die unter flach bis mäßig tauchendem σ_1 eine rotationale Deformation mit Scherung des Hangenden nach N-NW abgeleitet werden konnte. Für die Einordnung in den geodynamischen Kontext der alpinen Subduktionszone entspricht D4 einer Hebungsphase ohne scherende bzw. kompressive Einflüsse.

3.5 Fünfte Deformation, D5

Die fünfte Deformation ist ebenfalls bruchhaft entwickelt, allerdings kam es während D5 erneut zu Teildeckenbewegungen in der nördlichen Dent Blanche Decke, die ältere tektonische Gefüge (S2, bzw. S3*) reaktivierten (siehe Abb. 3.1 und 3.3). Dabei wurden besonders solche S2/S3*-Flächen bevorzugt, die sich in phyllonitischen bzw. ultramylonitischen Abschnitten der Arolla Serie befinden. Prominente Ausnahme bildet die "Hauptschubfläche am Pas de Chèvres" (Hagen 1948), die in den Metasedimenten der Arolla Serie ausstreicht. Einflüsse der D5 sind wiederum westlich des Val d'Arolla stärker als östlich davon.

S5-Flächen fallen flach nach SSE ein und sind oft von Hämatit belegt, der für die Abbildung einer i.d.R. guten Striemung verantwortlich ist. Häufig sind Harnischstufen entwickelt. Anhand dieser Merkmale sowie anhand von verbogenen S4-Flächen durch D5 (siehe Abb. 3.3b Pas de Chèvres) läßt sich der relative Bewegungssinn des Hangenden nach NE ableiten.

Entlang der S5-Flächen kam es zur Bildung von Brekzien und Kataklasiten ("cohesive Breccia", "cohesive Cataclasite", Passchier & Trouw 1996). Diese im Aufschluß dunkelbraun-schwarzen Gesteinsbereiche erreichen eine Mächtigkeit von maximal 3 cm und sind stets nur auf einer Seite der Störungsfläche entwickelt (siehe Abb. 3.16/3.17).

Nach dem Aussetzen der Deckentektonik während D4 wird der Deckenbau der nördlichen Dent Blanche Decke während D5 erneut kleinräumig modifiziert. Von diesen D5-Teildeckenbewegungen war die Deckengrenze zwischen Tsaté und Dent Blanche Decke nicht betroffen. Der relative Bewegungssinn nach NE macht deutlich, daß auch in dieser letzten Deformationsphase das vorherrschende Spannungsfeld mit rotationaler Komponente nach N für die tektonischen Bewegungen maßgeblich war.

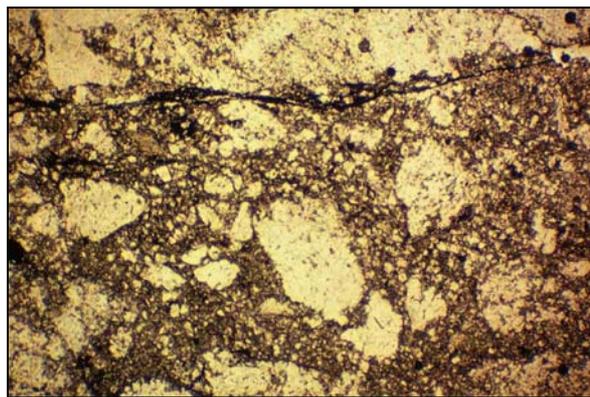


Abbildung 3.16: "Cohesive Cataclasite " in der Arolla Serie des Val d'Ollomont/Valpelline. Bruchhafte D5 unter relativer Bewegung des Hangenden nach NE. H174/5. XPL, LS = 4,3 mm

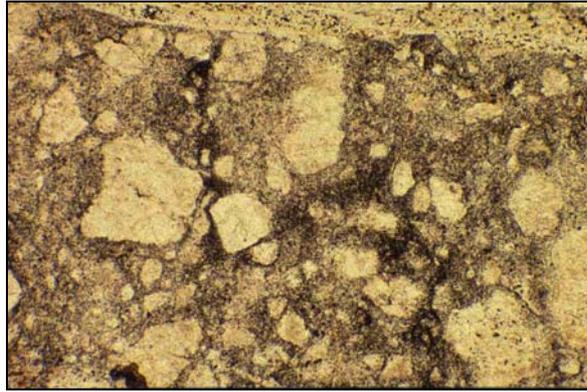


Abbildung 3.17: "Cohesive Breccia" an der "Hauptschubfläche" (Hagen 1948) des Pas de Chèvres. Bruchhafte D5 unter relativer Bewegung des Hangenden nach NE. H99/5. XPL, LS=4,3 mm

"Amphiboles,
mineralogical sharks in a sea of
unsuspecting elements..."

Robinson et al. 1982

4. Alpine Metamorphose

Thema des folgenden Kapitels sind petrologische Fragestellungen, die für die Analyse der tektono-metamorphen Entwicklung der nördlichen Dent Blanche Decke maßgeblich sind. In Unterkapiteln werden einzelne **Mineralgruppen** behandelt, die mittels Pol-Mikroskopie und Mikrosondenanalytik analysiert wurden. Die vollständigen Auswertungstabellen der Mikrosondenanalysen befinden sich im Anhang dieser Arbeit. Die Anwendung von **Geothermometern** (Amphibol-Plagioklas, Chlorit) sowie eines **Geobarometers** (Hellglimmer) lieferten zum ersten Mal quantitative **Daten** für PT-Bedingungen der alpinen Metamorphose der nördlichen Dent Blanche Decke (siehe Kapitel 4.7).

Im Arbeitsgebiet dieser Dissertation erfaßte die alpine Metamorphose sowohl die Gesteine der Dent Blanche Decke als auch der Tsaté Decke. Dabei wurden besonders die Deformationsphasen D1/D2 und D3* von einer Vielzahl von metamorphen Mineralreaktionen begleitet. In dieser Arbeit werden ausschließlich die Reaktionen in den **Gesteinen der Arolla Serie** behandelt. In der Arolla Serie bilden die **Orthogesteine** den Schwerpunkt, da hier die metamorphen Umwandlungen im Vergleich zu dem einfachen Bezugssystem der plutonischen Paragenesen der Protolithen (siehe Kapitel 2.1.1) betrachtet werden können.

Eine Ausnahme bildet die Analyse der Hellglimmer, die zum Vergleich auch in den Metasedimenten der Arolla Serie (siehe Kapitel 2.1.4) und den Bündner Schiefern der Tsaté Decke (siehe Kapitel 2.2.1) vorgenommen wurden. Die vierte Deformationsphase wurde von der ausklingenden Metamorphose begleitet, während der es nur noch sehr untergeordnet zu Mineralneubildungen kam, so z.B. zu Chlorit- und Adularwachstum auf S4-Flächen.

Die **typische metamorphe Paragenese** während D1/D2 in den **Orthogneisen (Metagranitoide)** der Arolla Serie kann wie folgt beschrieben werden:

Quartz + Albit (Schachbrettalbit) + **Plagioklas** saussuritisiert (Ab) + **Kalifeldspat** serizitisiert (Or) + **Hellglimmer** + **Chlorit** + **Ti-Phase (Titanit)** + **Winchit** + **Aktinolith** ± Epidot ± Klinozoisit

4.1 Feldspat

Kalifeldspat war unter den Bedingungen der alpinen Metamorphose nicht stabil und der magmatische Orthoklas wurde fast ausnahmslos in **Albit, bzw. Schachbrett-Albit** (Tröger 1967) umgewandelt. Einzelne Orthoklas-Relikte wurden während D1 und D2 stark serizitisiert. In magmatischen Perthiten kam es zu einer Kornvergrößerung des Albit in den Lamellen. Adular wurde während D3*, bzw. D4 neugebildet und kristallisierte auf Scherflächen und in Hohlräumen.

Plagioklas in Form von Albit trat neben den Pseudomorphosen nach Kalifeldspat auch in Form von metamorphen Blasten während D1 und D2 hinzu. Die Korngröße beträgt bis zu 150 µm und einfache Albit-Zwillinge sind häufig. Albit ist im Kornkontakt mit Winchit und Aktinolith stabil. Plagioklas wurde mit Ausnahme der neugebildeten Körner durchgreifend serizitisiert oder saussuritisiert. Für die Alteration der Feldspäte gilt, wie für die Alterationen anderer Minerale auch, daß die Intensität mit der Nähe zu Scherzonen und mit zunehmendem Strain wächst. Die Stabilität von Albit während D1 und D2 belegt, daß die Reaktion Albit = Jadeit + Quarz nicht vollzogen wurde und gibt damit eine Möglichkeit, den maximalen Druck nach oben zu limitieren (siehe Kapitel 4.7 und Abbildung 4.9).

4.2. Biotit

Biotit wurde während der alpinen Metamorphose ausschließlich alteriert. Außer in geschützten Einschlüssen, wie z.B. in Quarz, wurde Biotit in Hellglimmer umgewandelt. Diese Umwandlung wurde von einer Entmischung der Ti-Komponente begleitet, die entweder als Rest eines Sagenit-Gitters in den Hellglimmer-Pseudomorphosen vorliegt oder in Form von filzigen, zum Teil opaken Aggregaten (Titanit?) die Hellglimmer begleitet.

Die zugrunde liegende metamorphe Reaktion für die Umwandlung des Biotit ist, bei Anwesenheit von Kalifeldspat:



Neben der Serizitisierung der Feldspäte ist die Umwandlung des Biotit in Hellglimmer die zweite wichtige metamorphe Reaktion, die Wasser im Gestein bindet. Die Hydratisierung und Phyllonitisierung der Metagranitoide ist kennzeichnend für die alpine Metamorphose in der nördlichen Dent Blanche Decke und die wichtigste Voraussetzung für die Anlage von Scherzonen und die daraus folgende Deckenbildung (siehe Kapitel 5).

4.3 Epidot / Klinozoisit

Die alpine Metamorphose führte in der nördlichen Dent Blanche Decke einerseits zur Alteration der magmatischen Allanit/Epidot-Kristalle, andererseits zur Neubildung von Epidot/Klinozoisit als Produkte der Feldspat-Saussuritisierung.

Die bis zu mehreren mm großen, **magmatischen** Allanit/Epidot-Kristalle der Arolla Metagranitoide wurden während D1 und D2 randlich oder von Rissen aus in Pistazit umgewandelt und dadurch ausgebleicht. Diese Umwandlung betraf auch Bruchstücke der magmatischen Körner, die durch das Zerreißen der Körner in der Schieferung bereitgestellt wurden. Die Umwandlung in Pistazit ging mit einer deutlichen Zunahme des Gehalts an Fe^{3+} über den Austausch $\text{Al}_1 \text{Fe}^{3+}$ einher (siehe Anhang Epidot Mikrosondendaten). Dadurch können abnehmende PT-Bedingungen angezeigt werden (Liou 1973; Raith 1976).

Die durch Saussuritisierung der Plagioklase **neugebildeten Epidote** spiegeln eine solche Entwicklung allerdings nicht wider. Diese bis zu $100\mu\text{m}$ großen, xenomorphen Körner zeigen einen starken Pleochroismus und besitzen Fe_{3+} -Gehalte, die den magmatischen Epidoten entsprechen (siehe Anhang Mikrosondendaten). Eher scheint die Pistazitisierung der magmatischen Allanite/Epidote auf eine Erhöhung der Sauerstoff-Fugazität, u.U. begründet durch die Aktivität metamorpher Fluide, zurückzugehen (Liou 1973). Im Volumen ist der metamorphe Epidot den anderen grünschieferfaziellen Index-Mineralen (Aktinolith, Albit, Chlorit) deutlich untergeordnet. Auch **Klinozoisit** wurde durch die Saussuritisierung der Plagioklase in Form von $50\mu\text{m}$ bis $150\mu\text{m}$ großen Körnern gebildet. Innerhalb der Metagabbros kann das geschätzte Volumen an Klinozoisit-Pseudomorphosen in ehemals anorthositischen Lagen bis zu 40% Prozent (Terry & Chillingar 1955) betragen.

4.4 Hellglimmer

Im Rahmen der Hellglimmer-Mikrosondenanalysen wurden verschiedene Korngenerationen gemessen und gemeinsam dargestellt (siehe Abb. 4.1). Hellglimmer bildeten sich durch die Serizitisierung der Feldspäte sowie die Umwandlung von magmatischem Biotit. Bei letzterem entwickelten sich Hellglimmer-Pseudomorphosen nach Biotit, in denen Hellglimmer mit bis zu $100\mu\text{m}$ Länge wuchsen. Feinschuppiger Serizit wurde in S1, bzw. S2 vergrößert und bildet nun Aggregate von bis zu $150\mu\text{m}$. Während D1 kristallisierte feinkörniger Hellglimmer auf Dehnungsbrüchen senkrecht zu σ_3 faserig und parallel zu σ_3 . Unter all diesen Umständen entwickelte sich Phengit als stabiler Hellglimmer, was durch die überwiegende Zahl der analysierten Hellglimmer-Körnern aus der Arolla Serie und der Bündner Schiefer belegt wird (siehe Anhang Mikrosondendaten). Als Phengit gelten solche Muskovite, deren Si : Al IV-Verhältnis höher ist als 3:1 (Deer et al. 1992). Die einzigen Ausnahmen im vorliegenden Datensatz bilden nicht metamorph überprägte, magmatische Muskovite der Metagranitoide, die Einschlüsse in Quarz bilden (Meßpunkte 180, 181, 190 in Probe H113/4) sowie Relikte von sedimentären Muskoviten in den Bündner Schiefen (Meßpunkte 60 und 64 in Probe H101/5). Im Datensatz bildet der Al tot-Gehalt von ca. 5,4 den Übergang von Muskoviten zu Phengiten (siehe Abb. 4.1).

Für die Auswertung der Mikrosondendaten wurden die Gewichts-Prozente in Oxide auf der Basis von 22 Sauerstoffen umgerechnet (siehe Abb. 4.1), für die Verwendung im Rahmen der Geobarometrie wurden jeweils auf 11 Sauerstoffe normierte Werte verwendet (siehe Anhang Mikrosondendaten und Kapitel 4.3.1). Alle Phengit-Kristalle sind durch eine deutliche Seladonit-Substitution von 6,3 bis zu 7,0 Si [pfu 22 Ox.] gekennzeichnet, der überwiegende Teil der Analysen liegt oberhalb von 6,7 Si [pfu 22 Ox.]. Maximal werden Si-Gehalte von 7,08 [pfu 22 Ox] erreicht. Im Vergleich zum Seladonit-Substitutionsvektor $Al\ IV + Al\ VI = Si + (Mg, Fe^{2+})$ wird deutlich, daß alle Datenpaare der Arolla Serie unterhalb dieser Linie liegen (siehe Abb. 4.1). Die Ursache dafür ist im Austausch $Al\ VI \rightarrow Fe^{3+}$ oder $(Fe^{2+}, Mg)_3 Al_2$ zu suchen (Stöckhert 1985), wobei oxidierende Bedingungen dafür die Voraussetzung bilden. Diese werden durch die Anwesenheit von Erzen (Ilmenit, Hämatit) im Gestein belegt. Die Datenpaare der höher substituierten Phengite der Bündner Schiefer erzielen eine gute Übereinstimmung mit dem Seladonit-Substitutionsvektor, andere Substitutionen können hier deshalb ausgeschlossen werden.

Aus der Darstellungsform der Meßdaten ergeben sich drei Populationen von Hellglimmern, die klar voneinander getrennt werden können und die zur Verdeutlichung in der **Abbildung 4.2** voneinander unterschieden wurden:

1. Magmatische Muskovite, bzw. sedimentäre Muskovit-Altkörner, deren Al-Gehalt oberhalb 5,39 [pfu] liegt.

2. Phengite, deren hoher Si-Gehalt (max. 7,09 [pfu]) durch die Seladonit-Substitution während D1 und D2 bedingt ist. Diese Phengite stammen aus Proben, die entweder eine relativ große Distanz zur Hauptdeckengrenze Dent Blanche-Tsaté Decke aufweisen oder die, obwohl nahe an der Deckengrenze, eine nur geringe Faltung und Scherung während D3* erfuhren.

Die Spreizung in den Si/Al Gehalten innerhalb dieser Population wird auf eine unterschiedlich intensive Retrogradierung der Hellglimmer post D1/D2 zurückgeführt. Für die geobarometrische Auswertung nach Massonne & Schreyer (1987, siehe Kapitel 4.3.1). gilt der maximale Si-Gehalt für die Ableitung des Minimaldrucks während D1/D2.

3. Phengite, deren Si-Gehalt von 6,63 [pfu] auf die retrograde Seladonit-Substitution während D3* zurückzuführen ist. Die Proben, aus denen diese Phengite stammen, zeigen ausnahmslos eine starke Durchbewegung (Faltung oder/und Scherung) während D3*, so wie z.B. Proben vom Clocher de Cheilon (Val de Dix, siehe Kapitel 3.1.1). Auch innerhalb dieser Phengit-Population weisen die Meßwerte eine Spreizung auf, die ebenfalls auf eine heterogene Anpassung im Zuge der dritten Deformation zurückgeht.

Belege für die kleinräumige Anpassung der Hellglimmer Si-Gehalte in Abhängigkeit vom Umgebungsdruck geben die Analysen von Kern-Rand-Beziehungen in Hellglimmer-Altkörnern, bzw. der chemische Vergleich zwischen Altkörnern und neugewachsenen Phengiten. Der Vergleich von Kern- und Randzusammensetzungen im isolierten magmatischen Hellglimmer (unterer Rahmen rechts, Kern: pt 180, 190, Rand: pt 181) zeigt eine deutliche Zunahme des Si-Gehalts zum Rand hin. Nicht isolierte, neugebildete Phengite der identischen Probe (Meßpunkte 195, 196, im oberen Rahmen links) erfuhren eine Anpassung des Si-Gehaltes während D1. Messungen an Muskovit-Altkörnern in Bündner Schiefen (Meßpunkte 60, 58) zeigen identische Kern-Rand Verhältnisse wie die magmatischen Hellglimmer, im Kern noch Muskovit (Punkt 60) wurde der Rand bereits zu Phengit substituiert (Punkt 58).

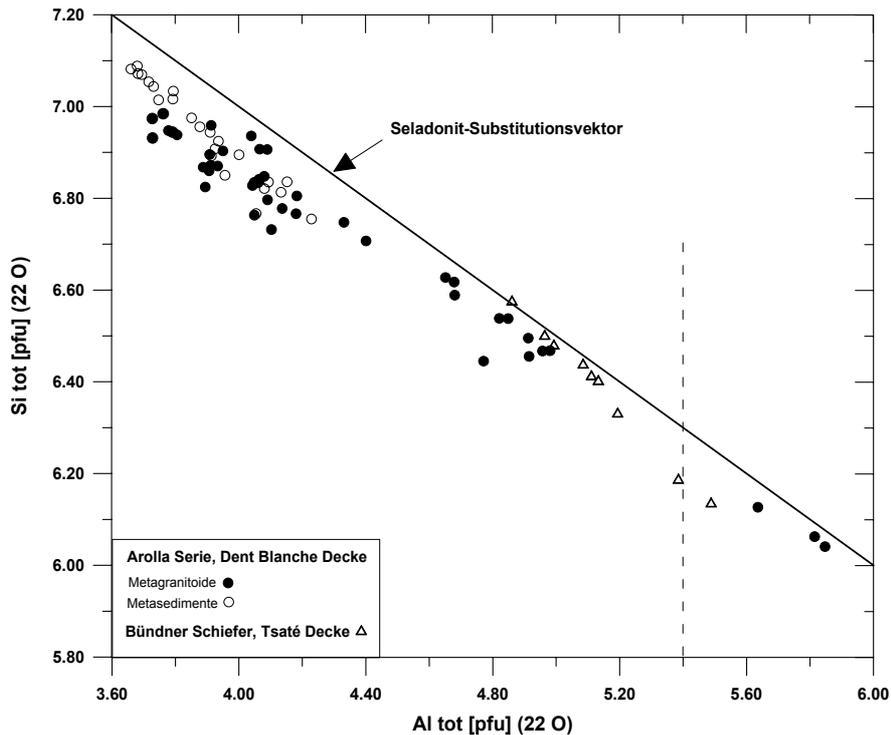


Abbildung 4.1: Hellglimmer-Analysen der Arolla Serie und der Bündner Schiefer im Diagramm Al tot [pfu] gegen Si tot [pfu]. Phengite der Arolla Serie liegen durchwegs unterhalb des Seladonit-Substitutionsvektors. Die vertikale, gestrichelte Linie markiert den minimalen Al-Gehalt für Muskovite. Rechts davon liegen die Meßwerte für original magmatische Muskovite der Arolla Serie und Relikte von sedimentären Muskoviten der Bündner Schiefer.

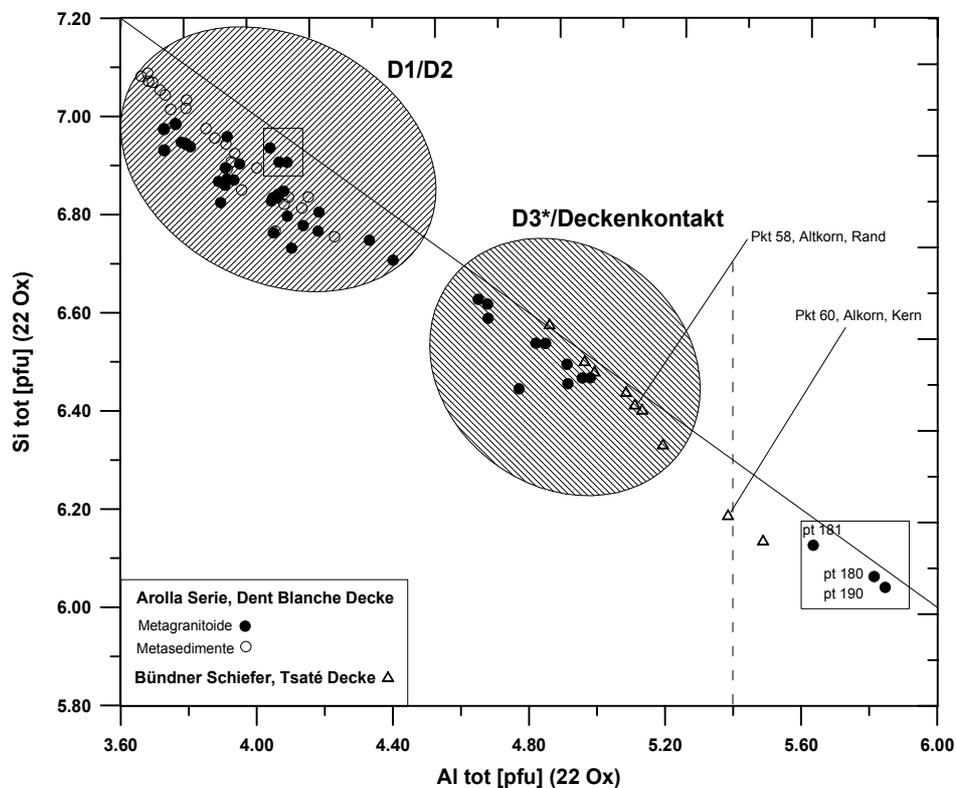
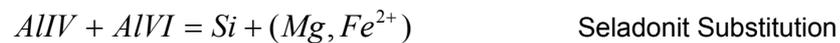


Abbildung 4.2: Tektone-metamorphe Untergliederung der Hellglimmer-Analysen (Si-/Al-Gehalte). Seladonit-Substitutionsvektor sowie der Übergangsbereich Muskovit-Phengit vgl. Abb. 4.1. Drei Populationen werden unterschieden: **1.** Unveränderte **Muskovite** mit Al-Gehalten $\geq 5,39$, **2.** **Phengite**, deren Seladonit-Substitution während **D1** und **D2** erfolgte; maximaler Si-Gehalt von 7,09 [pfu], **3.** **Phengite**, die während **D3*** erneut in ihrem Si-Gehalt angepaßt wurden; maximaler Si-Gehalt von 6,63 [pfu]

4.4.1 Hellglimmer-Geobarometrie

Seit der Arbeit von Velde (1965) über die Stabilität und das natürliche Vorkommen von Phengit wird dieser mit der HP-LT Metamorphose assoziiert. Spätestens seit den Arbeiten von Frey et al. (1983) und Stöckhert (1985) ist anerkannt, daß die Seladonit-Substitution in Hellglimmern positiv mit dem Umgebungsdruck korreliert. Die Zunahme der Si-Gehaltes bei zunehmendem Druck wird wie folgt beschrieben:



Massone & Schreyer (1987) kalibrierten aufgrund der positiven, fast linearen Korrelation von Si-Gehalt und Umlagerungsdruck ein Geobarometer, dessen Anwendbarkeit seitdem in zahlreichen Arbeiten überprüft wurde (siehe Abb. 4.3). Für die Kalibrierung des Barometers nutzten sie die Paragenese:

Kalifeldspat + Phengit + Biotit (Phlogopit) (+ Quarz + H₂O)

In Fällen, in denen diese kritische Paragenese nicht vorliegt, kann anhand des maximalen Si-Gehaltes des Phengit nur eine Aussage über den minimalen Umgebungsdruck getroffen werden, nicht aber eine präzise Bestimmung des Drucks erfolgen (Massonne & Schreyer 1987).

In der metamorphen Paragenese der Metagranitoide der Arolla Serie sind weder Kalifeldspat noch Biotit stabil, die geobarometrische Auswertung kann deshalb nur den Minimaldruck während D1/D2 und D3* erbringen (Massonne & Schreyer 1987). Für die Anwendung des Barometers wurden die Si-Gehalte der Phengite auf 11 Sauerstoffe verrechnet, die korrespondierenden Werte für den Umgebungsdruck wurden anschließend für zwei Temperaturen (350°C und 450°C) graphisch aus dem P-T Diagramm (Abb. 4.3) ermittelt und in Tabelle 4.1 dargestellt. Die endgültigen ermittelten PT-Werte werden im Kapitel 4.7 diskutiert.

Deformationsphase	Hellglimmer	Si-Gehalt [pfu]	P [kbar] für T 350°C	P für T 450°C
D1/D2	Phengit	7,09 (22 Ox) = 3,55 (11Ox)	12,5	13,9
D3*	Phengit	6,63 (22 Ox) = 3,3 (11Ox)	6,4	7,8

Tabelle 4.1: Ergebnisse des Phengit-Barometers (Massonne & Schreyer 1987). Temperaturdaten auf Grundlage der Geothermometer Chlorit und Amphibol-Plagioklas.

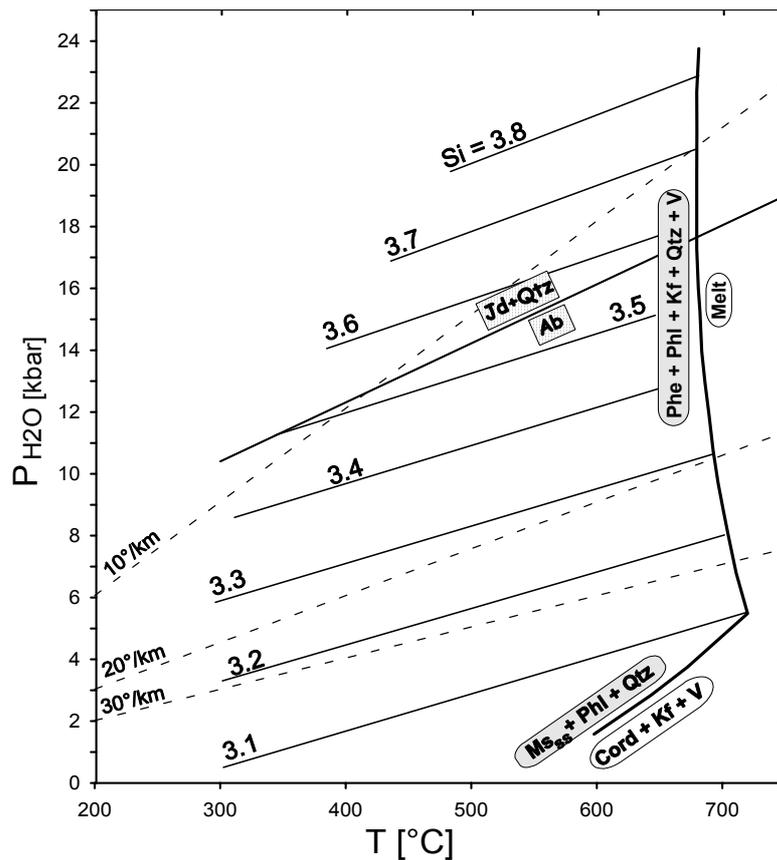


Abbildung 4.3: Druck (P)–Temperatur (T)–Diagramm mit Si-Isoplethen (durchgezogene Linien) für Si-Gehalte [pfu] in Phengiten für die kritische Paragenese Kalifeldspat + Phengit + Phlogopit + Quarz + H₂O, verändert nach Massonne & Schreyer (1987). In gestrichelten Linien sind die geothermischen Gradienten für 10°/km, 20°/km und 30°/km eingetragen. Die Reaktion $Ab = Jd + Qtz$ begrenzt das Stabilitätsfeld von Ab bei prograder Metamorphose (Daten nach Holland 1980; Berman 1991).

4.5 Chlorit

Chlorit tritt ab der ersten Deformation D1 in den Metagranitoiden auf und wächst auch noch während und post D4 auf Scherbrüchen und Hohlräumen. Die Chlorite weisen lederbraune wie auch anomal entenblaue Interferenzfarben auf, gemäß der Klassifikation nach Foster (1962) (siehe Abb. 4.4) handelt es sich um Brunsvigit und Ripidolit, also ausschließlich um Mg-Fe-Mischkristalle.

Neben seiner Verbreitung während aller Deformationsphasen sind es vor allem die Positionen im Gefüge, die eine Anwendung des Al IV-in-Chlorit-Thermometers zur Ableitung der Metamorphose- und Deformationstemperaturen nahelegen. So wächst Chlorit z.B. in Form von "Hellglimmer-Chlorit-Stapeln" (siehe Kapitel 2.1.2) oder an strukturell-kritischen Positionen (Dehnungsbrüche in Qtz II σ_3 während D1).

4.5.1 Chlorit-Geothermometrie

Der Gehalt an Al IV auf der tetraedrisch koordinierten Position in Chlorit nimmt mit steigender Temperatur zu (Cavaretta et al. 1982; Cathelineau & Nieva 1985; Aargaard et al. 1988; Cathelineau 1988). Diese Zunahme korreliert linear und unterliegt einem Regressionskoeffizienten von 0,97.

Die Korrelation und damit das Al IV-in-Chlorit Geothermometer wird beschrieben durch:

$$T(^{\circ}\text{C}) = -61,92 + 321,98(A_{IV}) \quad \text{Cathelineau, 1988}$$

Zwei wichtige Eigenschaften des Thermometers machen es für die Anwendbarkeit in hier bearbeiteten Paragenesen besonders interessant:

- Die gute Korrelation zwischen Al IV-Gehalt und Temperatur scheint auch für Temperaturen oberhalb 310°C zu gelten.
- Der Einbau von Al auf der tetraedrisch koordinierten Position scheint frei vom Einfluß durch die Lithologie oder metamorphe Fluide zu sein.

Damit soll es sich auch für den Einsatz in metamorphen Gesteinen eignen (Cathelineau 1988).

Die Berechnung der Chlorit-Bildungstemperaturen (siehe Abb. 4.4 und Tabelle 4.2) ergibt, daß Chlorit-Wachstum in den Metagranitoiden der Arolla Serie im Temperaturbereich zwischen 299°C und 350°C stattfand. Trotz des engen Temperaturintervalls lassen sich zwei Populationen von Chloriten trennen: Für Chlorite, die sich während D1 und D2 an Hellglimmer anlagerten und gemeinsam Pseudomorphosen nach magmatischem Biotit bildeten, ergibt sich ein Trend zu deutlich höheren Bildungstemperaturen (> 318°C), wohingegen die Chlorite, deren Bildung syn/post D4 stattfand, bei niedrigeren Temperaturen gebildet wurden. Diese Daten stehen in guter Übereinstimmung mit den pol-mikroskopischen Analysen und Gefügebeobachtungen, sowie mit den übrigen Ergebnissen der Geothermobarometrie (siehe Kapitel 4.7).

Meßpunkt, Probe	Chlorit-Typ	Position	Temperatur [°C]
170, H107/1	Brunsvigit	auf Scherfläche S4	299
308, H115/5	Brunsvigit	Dehnungsbruch D1, auf Qtz	337
343, H115/5	Brunsvigit	Hegli-Chl-Stapel D1/D2	318
381, H129/8	Brunsvigit	auf Scherfläche S4	308
482, H141/1	Brunsvigit	Hegli-Chl-Stapel D1/D2	337
557, H184/3	Ripidolith	Hegli-Chl-Stapel D1/D2	350
564, H184/3	Ripidolith	Hegli-Chl-Stapel D1/D2	350

Tabelle 4.2: Übersicht über die Chlorit-Typen, Gefügepositionen und Bildungstemperaturen (nach Cathelineau 1988) der beprobten Chlorit-Kristalle. Chlorit-Wachstum während D1 und D2 fand bei deutlich höheren Temperaturen statt (318°-350°C), als das späte Wachstum auf S4-Scherflächen (299°-318°).

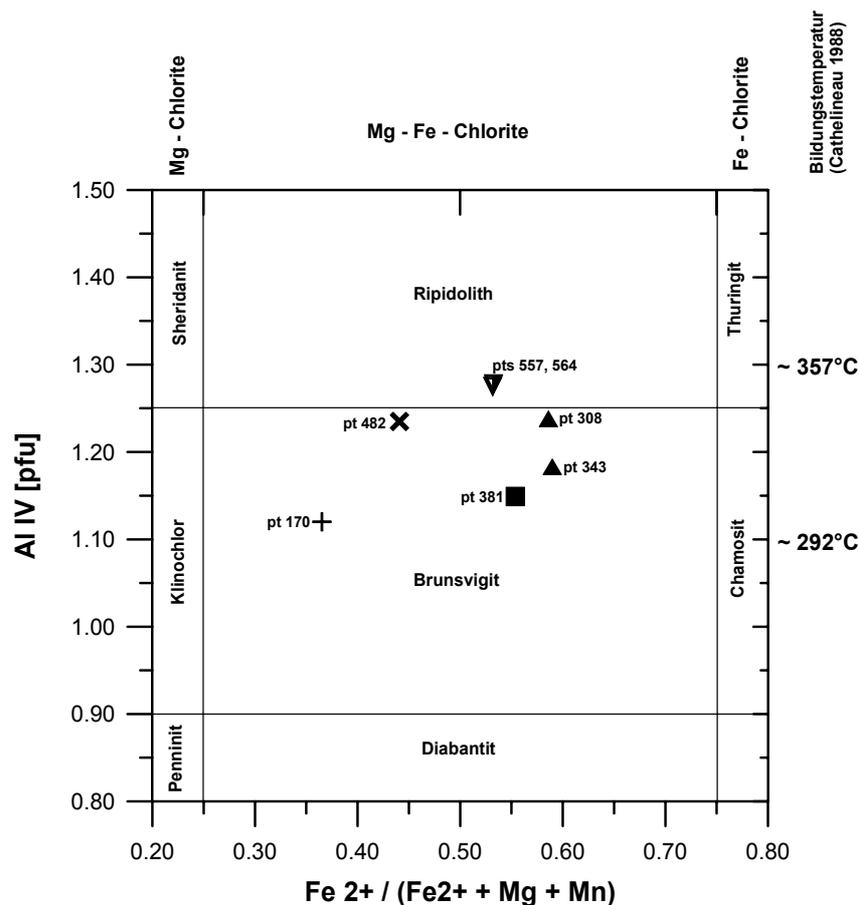


Abbildung 4.4: Darstellung und Klassifikation der metamorphen Chlorite aus den Proben der Arolla Serie im $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn})$ versus Al IV Diagramm. Klassifikation nach Foster (1962). Der Wechsel in der Interferenzfarbe zwischen anomal Lederbraun (höhere Mg-Gehalte) und anomal Entenblau vollzieht sich etwa bei $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn}) = 0,54$. Für die Gehalte an Al IV von 1,0 und 1,3 sind die errechneten Chlorit-Bildungstemperaturen nach dem Al IV-in-Chlorit-Thermometer (Cathelineau 1988) dargestellt.

4.6 Amphibol

Die metamorphen Amphibole in den Metagranitoiden der Arolla Serie umwuchsen die magmatischen Hornblenden, bildeten sich durch die Saussuritisierung von Plagioklas in den Pseudomorphosen oder kristallisierten zumeist faserig bis radialstrahlig im metamorphen Gefüge. Nach der Klassifikation von Leake et al. 1997 handelt es sich bei den metamorphen Amphibolen um Winchit und Aktinolith (siehe Abb. 4.5 und 4.6).

Winchit wurde in Proben von drei Lokalitäten pol-mikroskopisch nachgewiesen, am Petit Mt. Collon (H 107), an den Douves Blanches (H 129) und am Point de Pas de Chèvres (H 163). Dort umwächst er Bruchstücke der magmatischen Amphibole ebenso wie undeformierte große Körner. Nachfolgend wurde Winchit von Aktinolith umwachsen und von Rissen aus verdrängt. Für die Verdrängungsreaktion bildet die Glaukophan-Substitution den wesentlichen Prozess (siehe Abbildung 4.7). Die metamorphe Abfolge von Winchit zu Aktinolith ist aber nur an den o.g. Lokalitäten dokumentiert.

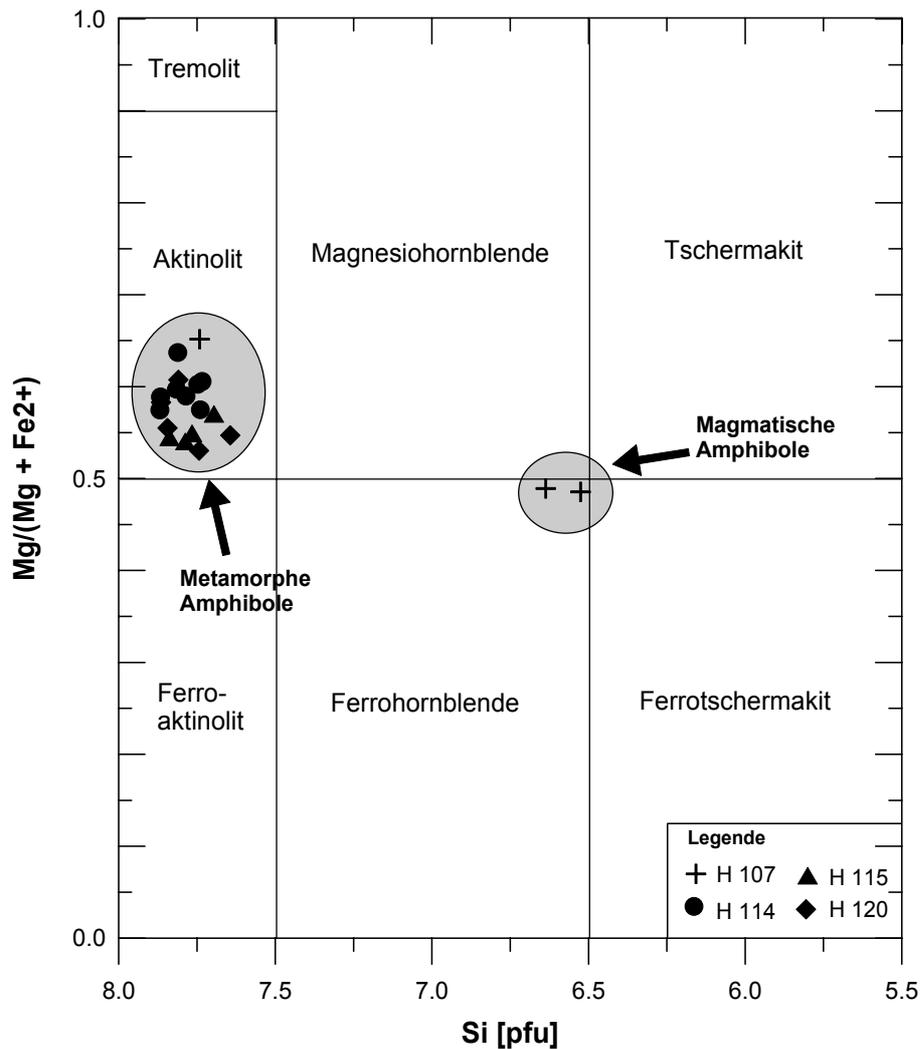


Abbildung 4.5: Darstellung der Analysen metamorpher und magmatischer Amphibole aus der Arolla Serie des Arbeitsgebietes. Klassifikation nach Leake et al. (1997). Diagramm-Parameter: $Ca(B) > 1.5$; $(Na + K)(A) < 0.5$, $Ca(A) < 0.5$. Berechnung der Kationenproportionen auf 23 O (wasserfrei), Fe^{2+} und Fe^{3+} mittels Normierung auf 13eCNK Kationen (Schumacher 1991) bestimmt.

Sie ist von besonderem Wert, da an ihr ein zweiphasiges Wachstum metamorpher Amphibole abgeleitet werden kann. Beim Fehlen von Winchit umwuchs Aktinolith direkt die magmatischen Amphibole, darüber hinaus ist Aktinolith auch unabhängig von den magmatischen Amphibolen weitverbreitet und konnte aus dem metamorphen Fluid kristallisieren (siehe Kapitel 2.1.2).

Über den Stabilitätsbereich des blauen Amphibols Winchit gibt es in der Literatur keine endgültigen Aussagen, Winchit ist aber in vielen Paragenesen der Grün- bis Blauschieferfazies vertreten (Franz & Okrusch 1992; Nakamura & Enami 1994; Faryad & Schreyer 1997). Prograd kann er sogar unter eklogitfaziellen Bedingungen stabil sein (Krogh et al. 1994). Laut Green & Spiller (1977) und Maresch et al. (1982) kommt es durch die Schließung des Solvus zwischen Aktinolith und Glaukophan/Mg-Riebeckit zur Bildung von Winchit, ein Prozeß, der von diesen Autoren auch in die HP-LT Metamorphose gestellt wird. In anderen Arbeiten wird Winchit aus retrogradierenden Paragenesen beschrieben (Messiga & Scambelluri 1991; Banno 2000).

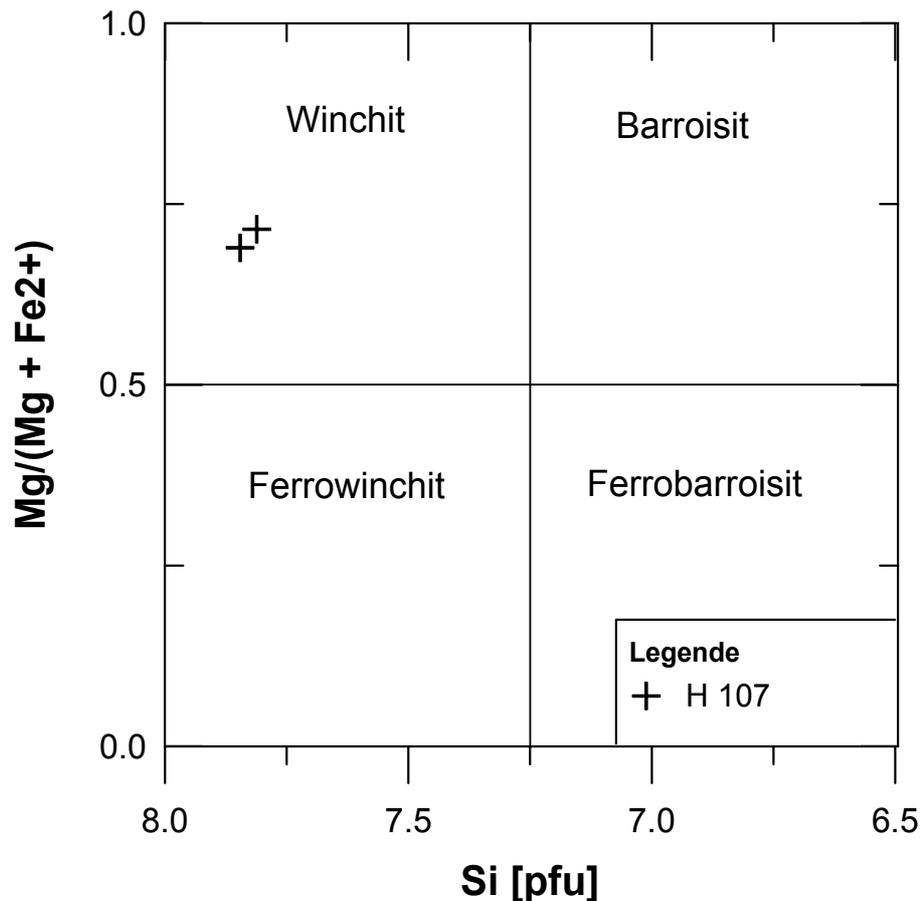


Abbildung 4.6: Darstellung der Analysen der metamorphen Na-Ca-Amphibole der Arolla Serie des Arbeitsgebietes. Klassifikation nach Leake et al. (1997). Diagramm-Parameter: $(\text{Na} + \text{K})(\text{A}) < 0.5$; $(\text{Ca} + \text{Na}(\text{B})) > 1.0$; $0.5 < \text{Na}(\text{B}) < 1.5$. Berechnung der Kationenproportionen auf 23 O (wasserfrei), Fe^{2+} und Fe^{3+} mittels Normierung auf 13eCNK Kationen (Schumacher 1991) bestimmt.

Einen weiteren Aspekt bringen die Arbeiten von Evans (1986), Currie et al. (1992) und Ghent et al. (1993) ein, indem sie den Einfluß von metamorphen Fluiden herausstellen, der z.B. durch die Hydratation von Pyroxen (Aegirin-Augit) zur Bildung von Na-Ca Amphibolen (Winchit) führen kann (Evans 1986). Ghent et al. (1993) beschreiben den Fluid-Einfluß unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies, die unter Bildung von Winchit neben Stilpnomelan und Aktinolith zur Retrogradierung einer eklogitfaziellen Paragenese führten.

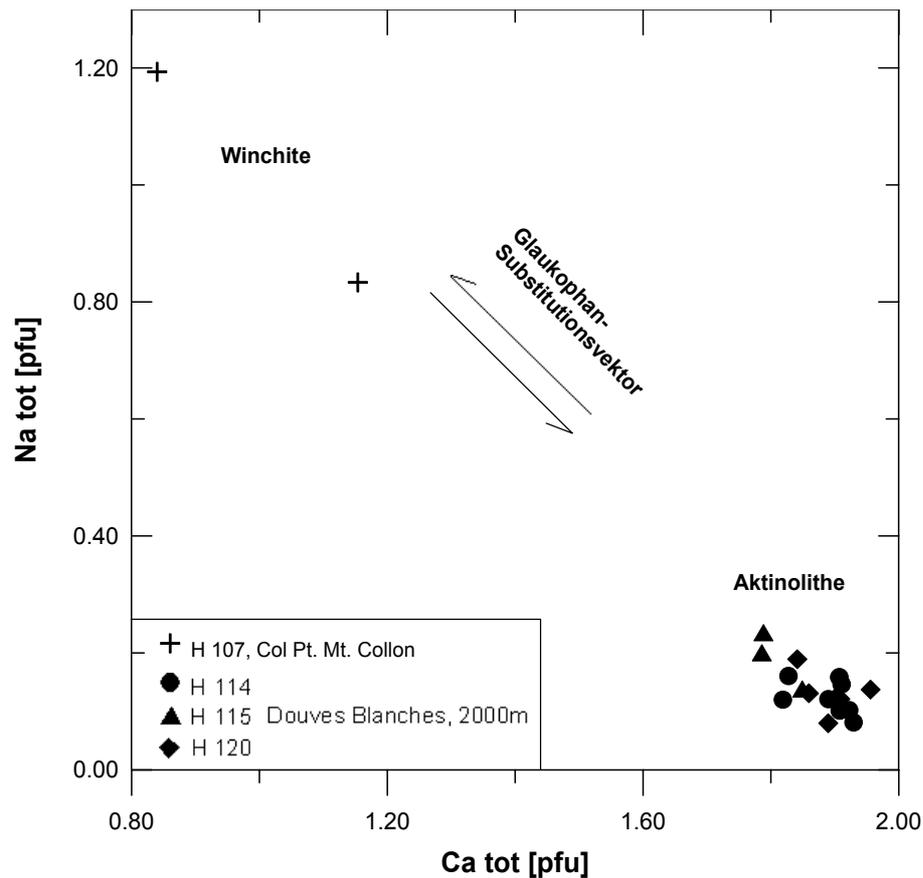


Abbildung 4.7: Zusammensetzung der metamorphen Amphibole der nördlichen Dent Blanche Decke im Diagramm Ca [pfu] gegen Na [pfu]. Die Verdrängungsreaktion von Winchit zu Aktinolith verläuft entlang des Glaukophan-Substitutionsvektors.

4.6.1 Amphibol-Plagioklas Geothermometer

Die metamorphen Amphibole Winchit und Aktinolith bildeten sich stabil in Berührungsparagenesen mit Plagioklas. Das Wachstum von Winchit wird aufgrund der Gefügedaten (siehe Kapitel 4.4 und Kapitel 2.1.2) in die erste Deformation gestellt. Nachfolgend wurde Winchit von Aktinolith verdrängt/umwachsen, ein Vorgang der ebenso in die erste Deformation gestellt werden kann, denn dort wo Winchit fehlt umwächst Aktinolith direkt die magmatischen Hornblenden.

Die Anwendung des Amphibol-Plagioklas-Thermometers erfolgte daher unter zwei Gesichtspunkten. 1: Ermittlung einer maximalen Metamorphose-Temperatur für D1 unter Verwendung der Phasen Winchit und Plagioklas. 2: Ermittlung der Metamorphose-Temperatur für die Phasen Aktinolith und Plagioklas, wobei Aktinolith-Kristalle in verschiedenen Proben und Gefügepositionen berücksichtigt wurden. Aktinolith als Wachstumssaum um Hornblende (Punkt 347), Aktinolith in Saussurit-Pseudomorphose nach Plagioklas (Punkt 279) und faseriger Aktinolith auf Dehnungsbruch in Quarz (Punkt 314). Als Plagioklas-Zusammensetzung wurde $X_{ab}^{Plag} = 0,97$ verwendet, die einer mittleren Zusammensetzung der D1/D2-Plagioklase entspricht.

Für die Temperaturbestimmungen in den hier bearbeiteten Paragenesen wurde das **Thermometer A, Edenit-Tremolit** (für quarzhaltige Paragenesen, Holland & Blundy 1994) angewendet. Die druckabhängige Reaktion Edenit+Quarz=Tremolit+Albit bildet die Grundlage für dieses Thermometer:

$$T_A \pm 40^\circ\text{C} = \frac{-76.95 + 0.79P + Y_{ab} + 39.4X_{Na}^A + 22.4X_K^A + (41.5 - 2.89P) \cdot X_{Al}^{M2}}{-0.0650 - R \cdot \ln\left(\frac{27 \cdot X_{vac}^A \cdot X_{Si}^{T1} \cdot X_{ab}^{plag}}{256 \cdot X_{Na}^A \cdot X_{Al}^{T1}}\right)}$$

T ist die Temperatur in Kelvin (K), P ist der Druck in kbar, die Terme X_i^ϕ geben den Anteil eines Elements (Komponente) i in einer kristallographischen Position (Phase) ϕ an. $Y_{ab} = 0$ wenn $X_{ab}^{plag} > 0.5$; sonst gilt $Y_{ab} = 12.0(1 - X_{ab}^{plag})^2 - 3.0\text{kJ}$.

$R = 0.0083144\text{kJK}^{-1}\text{mol}^{-1}$. Zur Berechnung der verschiedenen X_i^ϕ siehe Anhang.

Für die verschiedenen Amphibol-Zusammensetzungen wurde die Berechnung der Temperatur bei fünf verschiedenen Drucken vorgenommen. Grundlage dafür bilden die Ergebnisse der Hellglimmer-Geobarometrie (siehe Kapitel 4.3.1), die für D1/D2 Minimaldrucke zwischen 12,5 kbar und 14 kbar anzeigen.

Meßpunkt/Mineralogie	Metamorphosetemperatur [$^\circ\text{C} \pm 40$] bei Minimaldruck				
	12 kbar	12,5 kbar	13 kbar	13,5 kbar	14 kbar
134, Winchit	401	399	398	396	395
136, Winchit	390	389	387	384	382
279, Aktinolith	359	353	352	348	344
314, Aktinolith	414	410	407	403	399
347, Aktinolith	401	397	393	389	385

Tabelle 4.3: Ergebnisse des Amphibol-Plagioklas-Thermometers (Holland & Blundy 1994) für metamorphe Amphibol-Plagioklas Paare der nördlichen Dent Blanche Decke unter Berücksichtigung verschiedener Umgebungsdrucke.

Die Ergebnisse der Tabelle 4.3 zeigen, daß die Druckabhängigkeit des Amphibol-Plagioklas-Thermometers nur sehr beschränkt ist, so daß errechnete Temperaturen für 2 kbar Druckunterschied nicht weiter als um 15°C differieren. Bei einem Fehler des Thermometers von $\pm 35\text{-}40^\circ\text{C}$ sind diese Variationen zu vernachlässigen.

Die ermittelten Metamorphose-Temperaturen gruppieren sich, unabhängig vom Amphibol-Typ, um 400°C . Die einzige Ausnahme bildet der Meßpunkt 279. Die Konsistenz in den Temperaturen, sowohl für Winchit als auch Aktinolith, belegt einheitliche Metamorphose-Bedingungen, die bereits durch das gemeinsame, bzw. das einander vertretende Auftreten von Winchit und Aktinolith im Korngefüge zu vermuten waren. Daß es trotzdem zu einem sporadischen zweiphasigen Amphibol-Wachstum in den Arolla-Metagranitoiden kam, wird auf lokal variable chemische Bedingungen zurückgeführt. Dabei wird die Aktivität metamorpher Fluide, die durch eine Vielzahl anderer Mineralreaktionen belegt ist, als Möglichkeit zur Herstellung solcher chemischen Bedingungen favorisiert.

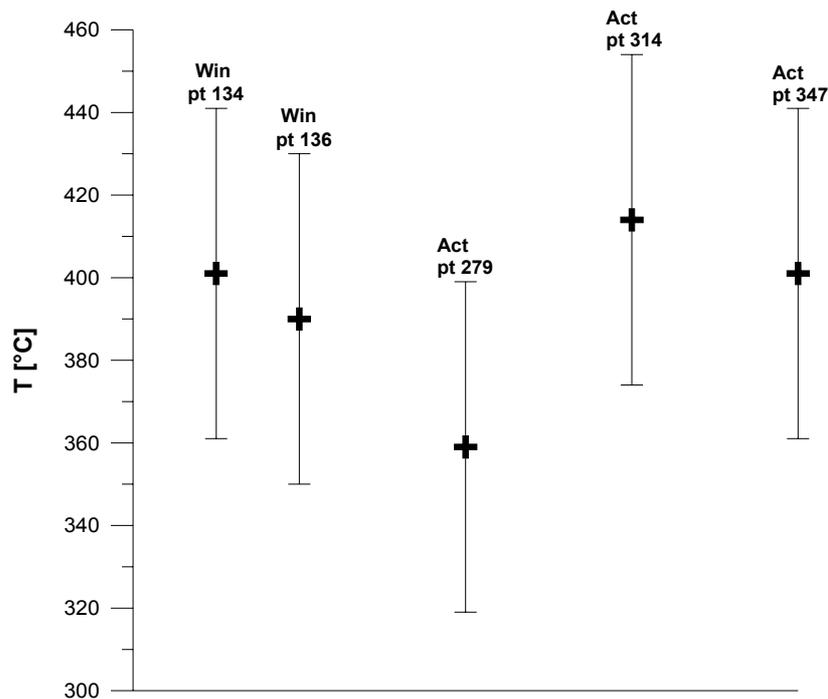


Abbildung 4.8: Graphische Darstellung der Ergebnisse des Amphibol-Plagioklas-Thermometers (Holland & Blundy 1994), berechnet für einen Umgebungsdruck von 12 kbar, dargestellt mit dem Fehlerbalken von $\pm 40^\circ\text{C}$. Mit Ausnahme des Meßpunktes 279 clustern die Metamorphose-Temperaturen bei 400°C , unabhängig vom Amphibol-Typ. Das zweiphasige metamorphe Amphibol-Wachstum Winchit-Aktinolith spiegelt daher nicht unterschiedliche Abschnitte des metamorphen PT-Pfades der nördlichen Dent Blanche Decke wieder, sondern ist auf unterschiedliche lokale chemische Bedingungen zurückzuführen.

Konsequenterweise kann das zweiphasige Amphibol-Wachstum deshalb aber nicht genutzt werden, um verschiedene Abschnitte des metamorphen PT-Pfades der nördlichen Dent Blanche Decke zu quantifizieren. Gemeinsam mit den Daten der Hellglimmer-Geobarometrie und der Chlorit-Thermometrie können aber sehr wohl die minimalen PT-Bedingungen für die Metamorphose während D1/D2 quantifiziert werden.

4.7 Druck-Temperatur-Bedingungen der alpinen Metamorphose in der nördlichen Dent Blanche Decke

Aus der Kombination des Hellglimmer-Geobarometers (Massonne & Schreyer 1987, Kap. 4.4.1) mit den Geothermometern Amphibol-Plagioklas (Holland & Blundy 1994, Kap. 4.6.1) und Chlorit (Cathelineau 1988, Kap. 4.5.1) konnten die PT-Bedingungen für die alpine Metamorphose während **D1/D2** und **D3** quantifiziert werden (siehe Abbildung 4.9). Für **D4** konnte eine Bestimmung der Temperatur nach dem Chlorit-Thermometer und anhand Korngefüge-Argumenten vorgenommen werden.

Die PT-Bedingungen während D1/D2 werden in einem ersten Schritt mit 12-14 kbar und $400\text{-}440^\circ\text{C}$ abgeleitet. Nach Massone & Schreyer (1987) geben 12-14 kbar den Minimaldruck an, der allerdings mit der Einschränkung, die sich aus dem Fehlen von Jadeit und der daher nicht erfolgten Reaktion $\text{Ab} = \text{Jd} + \text{Qtz}$ ergibt, auf maximal 13 kbar korrigiert werden muß.

Als weiteres Kriterium für die Bestimmung der Temperatur ging auch die Korngröße der Quarz-Rekristallisate ein, die mit 20-80 μm für Werte deutlich oberhalb 350°C spricht (Voll 1976). Die damit abgeleiteten **11,5-13 kbar und 360-440°C** belegen erstmalig Blauschieferfazies (Fazies nach Yardley 1989; Bucher & Frey 1994) bzw. **Eklogitfazies** (Fazies nach Spear 1993) für die alpine Metamorphose in der nördlichen Dent Blanche Decke.

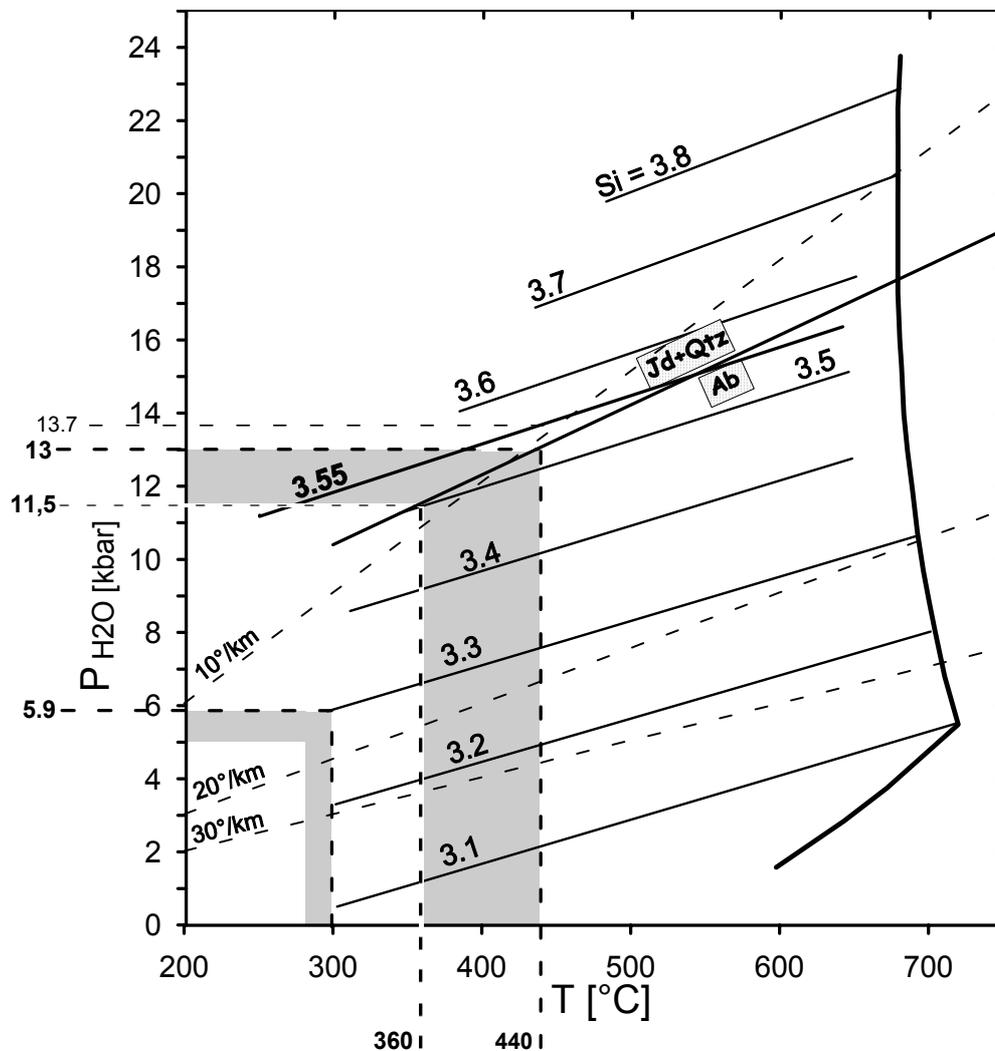


Abbildung 4.9: Ableitung der PT-Bedingungen (graue Balken) für die alpine Metamorphose in der nördlichen Dent Blanche Decke anhand des PT-Diagramms nach Massonne & Schreyer (1987). Mit der Einschränkung durch die nicht erfolgte Reaktion $\text{Ab} = \text{Jd} + \text{Qtz}$ konnten die Bedingungen für **D1/D2** mit **11,5-13 kbar/400-440°C** abgeleitet werden. **D3** erfolgte unter **5-6 kbar und ca. 300°C**. Für **D4** liegen keine Druck-Daten vor, die Metamorphose-Temperatur lag aber ebenfalls bei ca. 300°C.

Während **D3*** herrschten Drücke zwischen 5-6 kbar bei ca. 300°C. Die Temperaturbestimmung erfolgte in diesem Fall anhand von Korngefüge-Argumenten: Phengite, die durch **B3*** deformiert wurden, unterlagen anschließend keiner Sammelkristallisation mehr und löschen undulös aus. Die Metamorphose-Temperatur muß daher niedriger als 400°C gelegen haben (Voll 1980). In Quarz-**B3***-Faltenscheiteln hingegen konnte sich partiell eine Sammelkristallisation von Quarz entwickeln, was mindestens eine Temperatur von 285°C erforderte (Voll

1980). Mit **5-6 kbar** und ca. **300°C** fallen die Bedingungen während D3* in die **Grünschieferfazies**.

Für **D4** liegen keine Druck-Daten vor, aber die Metamorphose-Temperatur konnte mit maximal 300°C (Chlorit-Thermometer) bestimmt werden. Es kam während D4 nicht zu einer durchgreifenden Temperung des D3*-Quarz-Deformationsgefüges abseits von S4, so daß die mittlere Metamorphose-Temperatur während D4 niedriger als 285°C gelegen haben muß.

Während **D5** wurden die Gesteine ausschließlich bruchhaft deformiert, ohne daß es zu Mineralneubildungen kam.

Die Zuordnung der verschiedenen Deformationsphasen und ihrer begleitenden Metamorphose zu einem prograden und einem retrograden Teil der metamorphen Entwicklung der nördlichen Dent Blanche Decke ist aufgrund zweier Aspekte schwierig. Erstens ist durch alle Deformationsphasen hindurch der Sinn der Gesamtrotation konstant Top-to-N-NW. Ein Wechsel wie zwischen dem NW-gerichteten tektonischen Transport während Subduktion und SE-gerichteten tektonischen Transport während des Wiederaufstiegs, der z.B. für die Sesia Zone (Richter 1983) oder den Piemonteser Ophiolith (Vogler 1987) belegt wurde, fehlt. Zweitens finden sich im Korngefüge nur sporadische Relikte einer statischen Temperung konserviert, die für eine Unterbrechung und einen Wechsel in der Deformationsentwicklung sprechen können. Einzig für Phengit und Quarz konnten lokal solche Gefüge beschrieben werden. Aufgrund des Fehlens eindeutiger Belege wird die strukturell-metamorphe Entwicklung der nördlichen Dent Blanche Decke deshalb als rein retrograde Entwicklung betrachtet. Die sich daraus ergebenden Implikationen für die Rekonstruktion der geodynamischen Verhältnisse werden in den folgenden Kapiteln 5 und 6 behandelt.

5. Korrelation von Deformation und Metamorphose

Die alpine Deformation und Metamorphose sind eng verzahnte Prozesse, deren Ineinandergreifen in Hinblick auf die besonderen Deformationsbedingungen der nördlichen Dent Blanche Decke hier aufgezeigt wird. Den Deformationsphasen D1 und D2 kommt dabei ein besonderes Gewicht zu, da sich innerhalb dieses Intervalls der alpinen Entwicklung die dominierenden Strukturen im Zusammenhang mit Platznahme der nördlichen Dent Blanche Decke im westalpinen Deckenstapel bildeten. Diese wurden dann während der nachfolgenden D3* bis D5 lediglich durch Faltung und Scherung modifiziert. Die Verknüpfung von Deformation und Metamorphose wird anhand einzelner Mineralphasen dargestellt, wobei dafür die Arolla Orthogneise der Dent Blanche Decke den Schwerpunkt bilden. Der Druck-Temperatur-Deformationspfad der nördlichen Dent Blanche Decke am Ende dieses Kapitels faßt die Korrelationen zusammen und bringt sie in eine relative chronologische Ordnung.

5.1. Deformation und Metamorphose während D1/D2

Die erste und zweite Deformationsphase werden gemeinsam behandelt, da sowohl die metamorphen Bedingungen (siehe Kapitel 4.) wie auch der Stil der Deformation während beider Phasen unverändert blieb.

Die Strukturen der D2 wurden allerdings nur auf der westlichen Talseite des Val d'Arolla beobachtet (siehe Kapitel 3.2).

Edukte der alpinen Metamorphose in der nördlichen Dent Blanche Decke waren Granitoide, deren magmatische Phasenbestände im Rahmen der Metamorphose in grünschieferfazielle Paragenesen umgewandelt wurden (Ayrton et al. 1982; Ballèvre et al. 1986; Mazurek 1986; Wust & Silverberg 1989; Klaper et al. 1992; Pennacchioni & Guermani 1993; Venturini 1995; Dal Piaz 1999). Die Auswertung der PT-Daten im Rahmen der vorliegenden Arbeit zeigt nun erstmalig, daß die alpine Metamorphose tatsächlich unter Bedingungen der Blauschiefer-Eklogitfazies stattfand (siehe Kapitel 4.7). Diese Befunde modifizieren das Bild der alpinen Metamorphose der nördlichen Dent Blanche sowie die klassische Deutung der metamorphen Fazies anhand von "typischen" Mineralparagenesen. Betroffen von der Metamorphose sind alle Gesteine der Arolla Serie, denn auch in nur schwach deformierten Abschnitten sind die typischen Mineralreaktionen nachweisbar (siehe Kapitel 2). Zu diesen gehören die Reaktionen von **magmatischem Kalifeldspat und Plagioklas**, deren überwiegender Volumenanteil am Gesamtgestein durch Serizitisierung und Saussuritisierung in Hellglimmer, Aktinolith und untergeordnet auch Epidot umgewandelt wurde (siehe Kapitel 2 und 4). Der sich neubildende Hellglimmer war Phengit, der mit mittleren Korngrößen von 10 µm auftritt, aber in S1 und S2 bis zu 150 µm vergrößern kann. **Magmatischer Biotit** wurde ebenfalls und ohne Ausnahme in Hellglimmer umgewandelt. Die sich neubildenden metamorphen Phasen (Hellglimmer, Chlorit, Aktinolith, Epidot) nahmen im Gefüge charakteristische Positionen ein, welche das syndeformative Wachstum dieser Phasen belegen. Kennzeichnend für die Alterationsprozesse, die im Folgenden als **Phyllonitisierung** (O'Hara 1988; Hippertt 1998) zusammengefaßt werden, ist die Einlagerung von Wasser in die Kristallstruktur der entstehenden Hellglimmer-Kristalle. Neben der signifikanten Korngrößenabnahme durch die Bildung der zunächst kleinschuppigen Hellglimmer führte die Einlagerung von Wasser in die Kristallstruktur zur Verringerung der Gesteinsfestigkeit ("hydrolytic weakening", Etheridge et al. 1984; Cox & Etheridge 1989). Die metamorphen Alterationen führten demnach in erster Linie zu einer Schwächung, d.h. zu einem "Aufweichen" der Gesteine.

Die rotationale Deformation wirkte also auf Gesteine, deren Festigkeit schon allein durch die Folgen der metamorphen Umwandlungen verringert wurde. Dabei konzentrierte sich die Deformation auf scharf begrenzte Scherzonen, in denen die Gesteine unter z.T. sehr großen Straingradienten deformiert wurden. Die Intensität der Deformation war im Zentrum der Scherzonen maximal, wo es zur Bildung von Myloniten und Ultramyloniten (Spry 1969; Sibson 1977) kam. In diesen Zonen führte der hohe Stress zu einer drastischen Korngrößenverkleinerung ("strain softening", White et al. 1980; Tullis et al. 1990), welche in den verschiedenen Mineralphasen mittels **verschiedener Deformationsprozesse** erreicht wurde:

i) Solche Phasen, die bereits durch die **metamorphen Alterationen eine weitreichende Korngrößenverkleinerung** erfahren hatten (z.B. Pseudomorphosen von Hellglimmer nach Plagioklas) unterlagen einer plastischen Deformation im Sinne einer Korngrenzgleitung ("grain boundary sliding", Voll 1960; White et al. 1980) und wurden in den Scherzonen ausgewalzt. Pseudomorphosen von Hellglimmer nach Biotit wurden abhängig von ihrer Orientierung im Spannungsfeld ausgewalzt oder aber senkrecht zu den Glimmer-Basisflächen zerdehnt. Chlorit konnte in den entstandenen Nischen zwischen Hellglimmer kristallisieren und führte zur Bildung der charakteristischen "Hellglimmer-Chlorit-Stapel" (siehe Kapitel 2.1.2).

ii) Andere magmatische Phasen, die **nicht oder nur bedingt von Alterationen erfaßt** worden waren, erlitten eine bruchhafte Deformation. So wurde magmatischer Feldspat entlang von Zwillingsnähten, Wechselsäumen oder entlang von Schwächezonen, die durch eingeschlossene, bereits serizitisierte Plagioklase in Kalifeldspat gebildet worden waren, zerschert. Magmatische Hornblenden, Titanit und Allanit/Epidot wurden zerschert oder parallel der Streckungsfaser zerdehnt, ebenso wie die Pseudomorphosen von Klinozoisit nach Plagioklas oder von Aktinolith nach Pyroxen (beide letztere in Metagabbro). Häufig wurden Bruchstücke dieser Phasen nachfolgend von Rändern oder Spaltrissen aus metamorph umgewandelt. (z.B. Feldspat, Epidot, Hornblende). Im Deformationsgefüge kristallisierten verschiedene Phasen (Hellglimmer, Aktinolith) zwischen Bruchstücken und zeichnen durch faseriges Wachstum die Richtung der Hauptdehnungsrichtung σ_3 nach (siehe Abb. 2.10), oder wuchsen epitaktisch auf den Bruchstücken auf (Winchit/Aktinolith, Epidot, siehe Abb. 2.9).

5.1.1 Deformation und Metamorphose von Quarz während D1/D2

Magmatischer Quarz bildet bezüglich seiner Deformationsresistenz eine große Ausnahme gegenüber den übrigen magmatischen Phasen. Von den Alterationen unberührt überdauerte Quarz selbst in mylonitischen Zonen mit Korngrößen bis zu mehreren Millimetern. Nur unter maximalem Stress in ultamyonitischen Scherzonen führte die Deformation zu einer starken Korngrößenabnahme. Dabei griffen **drei Deformations-Metamorphoseprozesse** ineinander: die **synkinematische Rekristallisation**, die **bruchhafte Deformation** und die **Drucklösung/Wiederausfällung**.

Quarz reagierte zunächst durch **Polygonisation** (Voll 1960) unterschiedlicher Intensität. Wo magmatische Quarz-Körner verbogen wurden (bis zu 30°) kam es zur Bildung von Knickbändern, zu denen senkrecht Züge von submikroskopischen Gas-Flüssigkeits-Einschlüssen angelegt sein können (siehe Abb. 2.11). Die Anordnung in Form von "trails" belegt, daß es sich um sekundäre Einschlüsse handelt. Ausgehend von Grenzen zwischen verkippten oder rotierten Subkörnern bildeten sich Quarz-Rekristallite, die in mittleren Größen von ca. 20-80 μm mit einem Länge:Breite Verhältnis von ca. 2:1 und überwiegend undulös auftreten. Diese besitzen noch einspringende Korngrenzen, die als Zeichen einer Subkornkoaleszenz (Voll 1960) gewertet werden. Bei progressiver Deformation schritt die dynamische Rekristallisation von den Rändern aus in die alten Subkörner hinein fort und schaffte so "core-and-mantle-structures" (White 1976). Quarz wurde durch die Aktivierung des Basis $\langle a \rangle$ -Gleitsystems deformiert und entwickelte Deformationstexturen, die unter Einfluß der rotationalen Deformation eine typische monokline Symmetrie erwarben. Diese sind für die Ableitung von Schersinnen nutzbar (siehe Kapitel 3.2.1.1). Polygonzüge entwickelten sich parallel und als Vorstufe von **synthetischen und antithetischen Scherflächen**, welche die magmatischen Körner in Scharen durchziehen können (siehe Abb. 5.1). Bei progressiver Deformation konnten sich entlang der Polygonzüge Scherflächen entwickeln, entlang derer die magmatischen Quarz-Körner zerdehnt wurden (siehe Abb. 2.12). Häufig betraf die synkinematische Rekristallisation und die bruchhafte Deformation Quarz-Körner, die gleichzeitig von einer massiven **Drucklösung** erfaßt wurden. Aus ehemals isometrischen magmatischen Quarz-Körnern entwickelten sich so spindel- bis linsenförmige Körner, die maximale Länge:Breite Verhältnisse von 8:1 aufweisen können.

Die Drucklösung war an Kornkontakten mit Hellglimmer maximal und führte dort auch zur Bildung von Lösungsbuchten und Styolithen (Voll 1960, 1976). In Druckschatten oder auf Dehnungsrissen kam der gelöste Quarz in Form feinkörniger Kristalle zur **Wiederausfällung**.



Abbildung 5.1: Magmatischer Quarz in mylonitischer Scherzone. Die Polygonzüge entwickelten sich parallel späterer antithetischer Scherflächen, die bei progressiver Deformation zur bruchhaften Deformation des Altkorns führen konnten. H 115/5, XPL, LS = 4,3 mm.

Das Ineinandergreifen der Deformationsprozesse:

- synkinematische Rekristallisation,
- bruchhafte Deformation und
- Drucklösung/Wiederausfällung

zeigt, daß unter den herrschenden Deformationsbedingungen die Aktivierung der Prozesse nicht ausschließlich in Abhängigkeit von der Temperatur erfolgte. Bei gleicher Temperatur war es statt dessen der Betrag des tektonischen Stress, der die Aktivierung und die Zahl der parallel ablaufenden Deformationsprozesse steuerte.

5.1.2 Die besondere Rolle von metamorphen Fluiden für die Scherzonendeformation während D1/D2

Das oben beschriebene Zusammenspiel von Deformation und Metamorphose in den Scherzonen belegt die Aktivität metamorpher Fluide, die aufgrund ihres weitreichenden Einflusses für die tektonische Entwicklung der nördlichen Dent Blanche Decke existentiell waren. Dieser Einfluß wird in den folgenden Unterkapiteln detailliert dargestellt.

5.1.2.1 Chemische Bedingungen für die Phyllonitisierung– Zusammensetzung der metamorphen Fluide und deren Herkunft

Die chemischen Reaktionen der Phyllonitisierung (Serizitisierung/Saussuritisierung der Feldspäte, Umwandlung des Biotit in Hellglimmer, Bildung von Chlorit) machten Massentransfers verschiedener Elemente notwendig. Bei diesen handelt es sich hauptsächlich um: Ca, Na, K, Fe, Mg, Si, Al (Bebout & Barton 1993; McCaig 1997; Hippertt 1998). Als Transfer-Medium dienten die metamorphen Fluide. Aufgrund der magmatischen Paragenesen der Ausgangsgesteine konnten die Transfers lokal und isochemisch, bei lateraler Mobilität der Elemente, erfolgen.

Die metamorphen Paragenesen innerhalb und außerhalb der Scherzonen sind identisch, ebenso sind es die Zusammensetzungen der meisten Phasen dieser Paragenesen. Ein chemischer Gradient zwischen den Scherzonen und dem Umgebungsgestein ist deshalb nicht nachweisbar und es ist davon auszugehen, daß es zwischen Fluiden und Gestein zur Einstellung eines weitgehenden chemischen Gleichgewichts kam (McCaig & Knipe 1990; Dipple & Ferry 1992). Die Ausbildung eines chemischen Gleichgewichts macht einen langsamen Fluid-Transport durch das Gestein notwendig, wie er nur durch eine Diffusion entlang eines Temperaturgradienten gewährleistet werden kann. Eine Diffusion der Fluide wird deshalb entgegen einer Infiltration mit stark kanalisiertem, schnellen Durchfluß favorisiert (Dipple & Ferry 1992; McCaig 1997). Als Quelle der metamorphen Fluide werden die unterlagernden ophiolitischen Einheiten der Tsaté Decke angenommen. Es ist davon auszugehen, daß vor allem deren ozeanische Sedimente im Zuge der Subduktion durch die relativ schnelle Erhöhung des Umgebungsdrucks mit einer raschen Entwässerung reagierten, ohne vorher in der Sedimenten zu intensiven chemischen Reaktionen zu führen (Miller et al. 2001).

5.1.2.2 Scherzonen als Wegsamkeiten für metamorphe Fluide

Scherzonen gelten als wichtige Strukturen für die Leitung und Kanalisierung metamorpher Fluide. Dabei sind es vor allem solche Scherzonen, deren Bildung und Aktivität von einer niedriggradigen Metamorphose begleitet werden. Sie bilden stark durchlässige Wegsamkeiten für den Aufstieg der Fluide in die obersten Krustenstockwerke, mit maximalen Leitungsquerschnitten von ca. 10^4 m (McCaig 1997; Ferry & Gerdes 1998; Hippertt 1998). Die durchschnittlichen Gesteins-Permeabilitäten liegen innerhalb der Scherzonen um etwa drei Größenordnungen über den Permeabilitäten der Umgebungsgesteine. Ab Bedingungen der Grünschieferfazies ist in Scherzonen die Leitfähigkeit für Fluide nur noch eingeschränkt gegeben, da i.d.R. plastische Deformationsprozesse nicht zu einer Erhöhung der Permeabilität beitragen (McCaig 1997). Werden diese allerdings von Extensionsbewegungen oder von bruchhafter Deformation begleitet, deren mikrostrukturelle Belege häufig fehlen, so kann die Permeabilität signifikant ansteigen (McCaig 1997). In solchen Fällen können Scherzonen sogar als "seismische Pumpen" fungieren (Sibson et al. 1975).

In den hier bearbeiteten Scherzonen der nördlichen Dent Blanche Decke waren durch die Kombination aus bruchhafter und plastischer Deformation solche Bedingungen gegeben, die auf eine erhöhte Leitfähigkeit innerhalb der Scherzonen schließen lassen. Darüber hinaus ist die Wegsamkeit für Fluide durch die Lösung verschiedener Phasen und deren Kristallisation an anderen Gefügepositionen belegt (siehe Kapitel 5.1). Aufgrund der weitreichenden Alterationen, auch außerhalb der Scherzonen, ist davon auszugehen, daß ein entscheidender Volumenanteil der metamorphen Fluide ausgehend von den Scherzonen durch das Gestein diffundieren konnte. In den Scherzonen allerdings kam es durch die Kombination von Metamorphose und Deformation zur maximalen Umformung der Gesteine.

5.1.3 Scherzonenphyllonitisierung als Schlüsselprozeß für den Transport tektonischer Decken

In der mechanisch-mathematischen Analyse von Deckenbewegungen ist in den meisten Modellen die Reibung, die eine Decke an ihrer Basis mit dem Untergrund erfährt, die kritische Größe, von der die Möglichkeit des Deckentransportes direkt abhängt (Smolukowsky 1909; Hubbert & Rubey 1959). Wird die kritische Reibung an der Deckenbasis überschritten, so kommt es zur Bewegung (Überschiebung) der Decke. Dabei kann diese gemäß ihrer Festigkeit entweder (1.) als zusammenhängendes Element, intern deformationsfrei, transportiert werden, oder (2.) durch Faltung und/oder tektonische Schuppenbildung intern deformiert werden.

(1.) Für den ersten Fall konnten Hubbert & Rubey (1959) zeigen, daß die resultierenden möglichen Deckendimensionen bei konstanter Mächtigkeit weit hinter der Realität zurückbleiben würden, so ergäben sich z.B. bei 5 km Mächtigkeit eine maximale Deckenlänge von 18,4 km ("mechanical paradox of large overthrusts", Hubbert & Rubey 1959). Zur Lösung dieses "Paradoxons" wurden verschiedene Ansätze verfolgt: die Annahme eines Fluid-Drucks an der Basis der Decke (Hubbert & Rubey 1959), die Möglichkeit einer Gesteinsschicht niedriger Viskosität an der Deckenbasis (Hsu 1969; Kelhe 1970), die Theorie des "gravitational spreading" (Nye 1952; Price & Mountjoy 1970) oder die Annahme einer keilförmigen Deckenform ("critical wedge theory", Chapple 1978).

(2.) Für den zweiten Fall einer internen Deformation bei Deckentransport käme es zu einer Segmentierung, so daß einzelne Abschnitte der Decke zu unterschiedlichen Zeiten bewegt würden. Das "mechanische Paradoxon" würde damit seine Grundlage verlieren, denn das Voranschreiten von Versetzungen in Abhängigkeit von der Festigkeitsanisotropie und dem regionalen Stressfeld würde anstelle der Reibung mit dem Untergrund zur maßgeblichen Größe für den Deckentransport (Price 1988).

Innerhalb der nördlichen Dent Blanche Decke kam es während D1/D2 zu einer massiven Segmentierung. Diese wurde über die fluid-aktivierten, phyllonitischen Scherzonen abgewickelt, die als Zonen der progressiven Festigkeitsanisotropie mit einer Deformationskonzentration auf das alpine regionale Stressfeld reagierten. Beginnend an der Deckengrenze zwischen Dent Blanche und der unterlagernden Tsaté Decke wurde die Arolla Serie und auch noch Teile der Valpelline Serie in unregelmäßigen Abständen von den schieferungsparallelen Scherzonen durchzogen und in eine nach SE-einfallende Schuppenstruktur ("imbricate structure") segmentiert.

Die westalpinen Decken, die während der Subduktion am Nordrand Adrias gebildet und gestapelt wurden, belegen für die ersten Phasen der Deformation durchgängig den Einfluß einer HP-LT Metamorphose (siehe Kapitel 1.1.2). Mit diesen ersten Deformationsphasen ist prinzipiell die Platznahme der Decken im Deckenstapel korrelierbar. Die nördliche Dent Blanche Decke galt bislang deshalb als Ausnahme, weil hier lediglich Bedingungen der Grünschieferfazies nachgewiesen werden konnten (siehe Kapitel 1.1.4.2). Die vorliegende Arbeit zeigt zum ersten Mal, daß auch für die nördliche Dent Blanche Decke Bedingungen der Blauschiefer, bzw. Eklogitfazies während D1/D2 verwirklicht waren. Im Sinne der Deformationsmechanismen während HP-LT Metamorphose unterscheidet sich aber die nördliche Dent Blanche Decke weiterhin markant von allen übrigen Decken des westalpinen Deckenstapels.

Dort sind es die plastische Deformation und Rekristallisation der Minerale (z.B. Quarz, Phengit, Glaukophan), die zu einer Herabsetzung der Scherfestigkeit der Gesteine im Bereich der exponentiellen Fließgesetze unter Versetzungsgleiten und Versetzungsklettern führten. In den Gesteinen der nördlichen Dent Blanche Decke allerdings waren Korngrenzdiffusion mit Lösung, chemischer Reaktion und Wiederausfällung von Mineralen ein zentraler Deformationsmechanismus. Werden die letztgenannten Prozesse in der wissenschaftlichen Literatur im Zusammenhang mit "low-grade metamorphic terranes" gesehen (Cox & Etheridge 1989), so bildet die nördliche Dent Blanche Decke ein Beispiel dafür, daß Lösung und Wiederausfällung selbst unter HP-LT Bedingungen der entscheidende Deformationsprozeß für die Aktivierung von Deckenbahnen sein kann. Die Ausbildung einer "typischen" grünschieferfaziellen Paragenese während der eklogitfaziellen Phyllonitisierung scheint dabei einzig auf die Aktivität der metamorphen Fluide zurückzugehen. Die Nutzung der Paragenese zur Abschätzung der PT-Bedingungen ergibt in diesem Fall starker Fluid-Aktivität ein falsches Ergebnis.

Die vorliegende Arbeit kann zum ersten Mal zeigen, daß der Transport einer tektonischen Decke mit Hilfe der Scherzonen-Phyllonitisierung bewerkstelligt wurde. Damit ist dieser Prozess für die orogene Entwicklung der Alpen von großer Bedeutung und geht weit über den Status eines lokalen Phänomens (McCaig 1984; O'Hara 1988, 1990; Hippertt 1998) hinaus. Auf der Grundlage von Ähnlichkeiten im Stil der Gesteinsdeformation (z.B. Great Glen Fault, Schottland, Holdsworth, pers. Komm.) ist zu vermuten, daß dem Prozeß der Scherzonen-Phyllonitisierung auch in anderen tektonischen Szenarien eine entscheidende Rolle für die Aktivierung von tektonischen Störungsbahnen zukäme.

5.2. Deformation und Metamorphose während D3*

Während der dritten Deformation erfuhren alle älteren Gefüge in Abhängigkeit von der Korngröße eine z.T. sehr intensive Faltung. So wurden phyllonitischen Lagen bis in den Submillimeterbereich von der B3* erfaßt (siehe Kapitel 3). Lokal sehr begrenzt setzte sich in den Bereichen extremer Deformation, wo die Faltung noch von einer Scherung begleitet wurde (siehe Kapitel 3.3.1.1), die spezielle Form der Scherzonendeformation fort. Die während D1/D2 gebildeten metamorphen Phasenbestände waren während D3* stabil und wurden um B3*-Falten gelegt.

Quarz wird während D3* weiterhin durch eine Kombination von Polygonisation und synkinematischer Rekristallisation deformiert. Eindeutige Belege für Drucklösung während D3* sind nicht vorhanden. Relikte von magmatischem Quarz bildeten gegenüber B3* Härtlinge und reagierten mit Polygonisation auf die Biegebeanspruchungen. In engen B3*-Faltenscheiteln der Bündner Schiefer kam es zu einer Plättung der Rekristallisations-Körner bis auf Länge:Breite-Verhältnisse von 4:1 (siehe Abb. 2.19). Lokal konnten sich post-D3* Gleichgewichtskorngrenzen entwickeln, die aber nachfolgend ausnahmslos kalt deformiert wurden (siehe Kapitel 5.3). Feinschuppiger **Phengit** und **Chlorit**, beide mit Korngrößen zwischen 10 und 30 µm, bilden in phyllonitischen, eng-gefalteten Lagen S3* als Krenulationsschieferung ab. Grober **Phengit**, mit Korngrößen zwischen 60 und 120 µm, wurde um B3*-Falten verbogen und dabei entlang der Basisflächen zerschert oder zerbrochen. Es kam nachfolgend nicht zu einer Temperung oder Sammelkristallisation der deformierten Körner.

Magmatische **Feldspat-Relikte** wurden passiv in die Falten rotiert, gleiches gilt für **Albit**, der während D1/D2 neugebildet worden war. **Chlorit** konnte gemeinsam mit **Stilpnomelan** post-D3* die Deformationsgefüge radialstrahlig überwachsen.

5.3 Deformation und Metamorphose während D4 und D5

Sowohl die vierte als auch die fünfte Deformation wirkten bruchhaft in den Gesteinen der nördlichen Dent Blanche und der unterlagernden Tsaté Decke. Während D4 wurden die älteren Gefüge unter großem Winkel durch die Ausbildung eines konjugierten Scherbruchsystems zerschnitten; während D5 hingegen wurden S₂, bzw. S₃*-Flächen für N-gerichtete Bewegungen des Hangenden reaktiviert.

An Kristallen von mehr als 100 µm Größe (**Quarz, Hellglimmer**) lassen sich in direkter Nachbarschaft zu den S₄-Scherbrüchen starke Verbiegungen im Vorfeld des mechanischen Versagens der Körner ableiten. Auch die Quarz-Korngefüge der beginnenden Sammelkristallisation post D3* wurden durch D4 kalt deformiert, ohne nachfolgend eine erneute Temperung zu erfahren. Es kam zur Anlage von Fiederklüften, in denen **Chlorit, Adular, Epidot und Karbonat**, teils faserig (ll der Öffnungsrichtung der Klüfte), teils idiomorph kristallisieren konnten. Auf den S₄-Scherbrüchen kristallisierten ebenfalls Adular und Chlorit syn- und post D4. Die Daten dieser Chlorite ergaben nach dem Chlorit-Geothermometer (Cathelineau 1988) Temperaturen von maximal 300°C (siehe Kapitel 4.5.1). Die fehlende Temperung der Quarz-Korngefüge post D4 belegt Temperaturen unterhalb der 285°C (Voll 1976, 1980).

Die erneuten Teildeckenbewegungen während D5 wurden von Kataklastitbildungen begleitet, die entweder als "cohesive cataclasite" oder als "cohesive breccia" (Passchier & Trouw 1996) an den Bewegungsbahnen auftreten (siehe Abb. 3.16, 3.17). Die Mineralphasen wurden ausschließlich bruchhaft deformiert, ohne daß es zu Mineralneubildungen kam. Einzig die sekundäre Mineralisation der Bruchflächen durch Hämatit, dessen dunkelrote "Adern" selbst in Handstücken aus dem Moränenschutt stark auffallen, fand statt.

5.4 Der Druck-Temperatur-Deformationspfad der nördlichen Dent Blanche Decke

Die in den vorherigen Unterkapiteln vorgenommenen Korrelationen geben die Möglichkeit, für die Deformations-Metamorphose-Geschichte der nördlichen Dent Blanche Decke eine relative Chronologie zu entwickeln. Gemeinsam mit den PT-Daten der verschiedenen Geothermobarometer ergibt sich so erstmalig die Möglichkeit, die Entwicklung der nördlichen Dent Blanche Decke anhand eines Druck-Temperatur-Deformationspfades (PTd-Pfad) aufzuzeigen (siehe Abb. 5.2). Ein Referenzsystem stellen die Daten von Höpfer (1995) aus der südlichen Dent Blanche Decke dar (siehe Kapitel 1.2). Diese sind in dem PTd-Pfad der Abbildung 1.3 zusammengefaßt. Unterschiede in den Entwicklungen werden in diesem Kapitel aufgezeigt, deren Implikation werden im Kapitel 6 diskutiert.

Die Gesteine der Arolla Serie wurden erstmalig alpin durch D1 deformiert. Für **D1**, bzw. **D2** sind über die Geothermobarometrie Bedingungen von 11,5–13 kbar und 360–440°C belegt.

Diese Entwicklung ist der Subduktion der Gesteine am N-Rand Adrias zugeordnet, bei der die Gesteine entlang eines typischen Gradienten von ca. $10^{\circ}\text{C}/\text{km}$ aufgeheizt und subduziert wurden (Ernst 1988; Spear 1993). Die prograde Druck-Entwicklung hin zu diesen Bedingungen ist anhand des Si-Gehaltes bei Kern-Rand Vergleichen von Phengiten nachweisbar (siehe Kapitel 4.4). Basierend auf dem hier verwendeten Hellglimmer-Geobarometer (Massonne & Schreyer 1987) ergäbe sich der Minimaldruck mit 14 kbar. Aufgrund der nicht erfolgten Reaktion $\text{Ab}=\text{Jd}+\text{Qtz}$ muß dieser Wert auf 13 kbar eingeschränkt werden. Das Temperaturintervall von $360\text{-}440^{\circ}\text{C}$ und daraus resultierend das Druckintervall von 11,5-13 kbar ergibt sich aus dem systematischen Fehler des verwendeten Amphibol-Plagioklas Thermometers (Blundy & Holland 1990, siehe Kapitel 4.6.1). In der südlichen Dent Blanche Decke wurden für D1/D2 Mindestdrucke von 15-16 kbar bei 560°C abgeleitet.

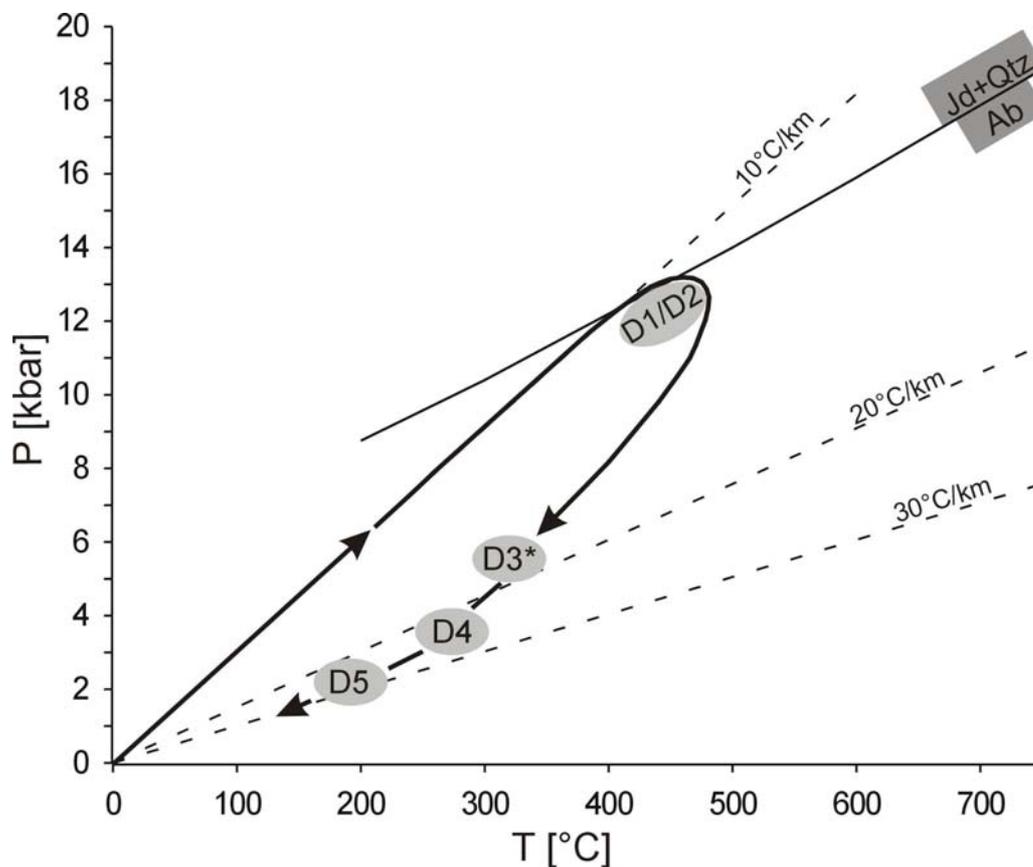


Abbildung 5.2: Alpiner Druck-Temperatur-Deformationspfad (PTd-Pfad) der nördlichen Dent Blanche Decke. Eingetragen die geothermischen Gradienten für $10\text{-}30^{\circ}\text{C}/\text{km}$, ebenso die Reaktionsisograde $\text{Ab}=\text{Jd}+\text{Qtz}$ (Holland 1980; Berman 1991).

Eine statische Temperatur der Gesteine post D2, die in anderen Einheiten der Westalpen die Akkretion der Gesteine an der Deckelplatte und damit den Wendepunkt der Subduktion markiert (Richter 1983; Vogler 1987), ist nicht belegbar. Post D2 setzte ohne statischen Einfluß die retrograde Entwicklung in den Gesteinen der nördlichen Dent Blanche Decke ein, so daß für **D3*** Bedingungen von 5-6 kbar und ca. 300°C nachweisbar sind.

Die Abkühlung und die Druck-Abnahme sind dem Wiederaufstieg der Gesteine aus der Subduktionszone zuzuordnen. Phengite konnten sich in Abhängigkeit von D3* in ihrer Seldadonit-Komponente anpassen. Die Temperaturabschätzung erfolgte anhand von Korngefügeargumenten (siehe Kap. 4.7). Die korrespondierenden Deformationsphasen in der südlichen Dent Blanche, die bei vergleichbaren Drucken abliefen, waren D3 und D4. Diese erfolgten bei 5-7,5 kbar, aber bei 430-540°C. Bezüglich der Temperatur korrespondieren D5 und D6 der südlichen Dent Blanche mit D3* der nördlichen Dent Blanche. Mit ca. 300°C sind für D3* Temperaturen angezeigt, die nach den Bedingungen der D1/D2 eine unüblich starke Abkühlung der Gesteine erforderten. Der Beginn der Obduktion der nördlichen Dent Blanche Decke entsprach also nicht einer isothermalen Dekompression, die sich in der südlichen Dent Blanche und den meisten Einheiten der Westalpen dokumentiert findet (Ernst 1988). Die Form des PTd-Pfades der nördlichen Dent Blanche weicht daher deutlich vom PTd-Pfad der südlichen Dent Blanche oder vom "Westalpinen Typ" (Ernst 1988) ab. Um eine solche Abkühlung zu ermöglichen, muß während des Wiederaufstiegs ein thermisches Gleichgewicht zwischen den Gesteinen des tektonischen Elements und der Umgebung gewahrt worden sein (Spear 1993). Für diesen thermischen Ausgleich kann die Diffusion der metamorphen Fluide gesorgt haben (McCaig 1997).

Die kinematische Analyse aller Deformationsgefüge zeigt eindeutig, daß es im Vergleich von D1/D2 zu D3* nicht zu einem Vergenzwechsel gekommen ist; weiterhin war der relative tektonische Bewegungssinn des Hangenden nordgerichtet. In der südlichen Dent Blanche Decke setzte mit D3 eine SE-gerichteter Bewegungssinn des Hangenden ein, der auch für andere Einheiten der Westalpen dokumentiert wurde (z.B. Sesia Zone und Piemonteser Ophiolith, Richter 1983; Vogler 1987). In der nördlichen Dent Blanche Decke ist es daher nicht möglich, anhand der Deformationsgefüge zwischen den Gefügen der Subduktion und denen der Obduktion zu unterscheiden. Neben dem Fehlen der statischen Metamorphose ist das Fehlen des Vergenzwechsels ein wichtiger Unterschied im Vergleich der Entwicklungen von nördlicher und südlicher Dent Blanche Decke.

Ab D3* schwenkt der PTd-Pfad der nördlichen Dent Blanche Decke auf den üblichen, "westalpinen" (Ernst 1988) Verlauf ein, so daß die Entwicklung zu D4 und weiter zu D5 auf einem geothermischen Gradienten zwischen 20 und 30°C/km fällt. Sowohl für D4 als auch D5 konnten keine Daten zum Umgebungsdruck ermittelt werden. Die Metamorphose-Temperatur für D4 wurde anhand des Chlorit-Thermometers mit maximal 300°C bestimmt, die fehlende Temperatur der deformierten Quarz-Gefüge macht deutlich, daß diese Temperatur nur lokal oder über kurze Intervalle geherrscht haben kann. Für D5 liegen keine Temperaturdaten vor, so daß die Positionierung von D5 auf dem PTd-Pfad entsprechend eines gemäßigten Gradienten vorgenommen wurde. Die prinzipiell bruchhaften Deformationen D4 und D5 der nördlichen Dent Blanche Decke fallen in die gleichen PT-Bedingungen wie die bruchhaften post-D6 Deformationen der südlichen Dent Blanche Decke.

6. Diskussion

Der hier präsentierte Datensatz zur tektono-metamorphen Entwicklung der nördlichen Dent Blanche Decke stellt in verschiedener Hinsicht neue Erkenntnisse zur geodynamischen Entwicklung des westalpinen Deckenstapels und der beteiligten Prozesse bereit. Die einzelnen Aspekte werden in Form der folgenden Unterkapitel behandelt. Den Abschluß dieses Kapitels bildet der Ausblick auf weitere wichtige Fragestellungen, deren Bearbeitung im Rahmen dieser Arbeit nicht erfolgen konnte.

6.1 Die Dent Blanche Decke in der alpinen Subduktion

Höpfer & Vogler (1994) und Höpfer (1995) konnten die über Jahrzehnte gültige Interpretation, daß die Dent Blanche Decke keine HP-LT-Metamorphose erfahren haben sollte (Dal Piaz et al. 1972; Frey et al. 1974; Compagnoni et al. 1977; Dal Piaz 1999), anhand der Daten aus der südlichen Dent Blanche widerlegen. Zu Beginn der Arbeiten war der Datensatz zur nördlichen Dent Blanche Decke wenig aussagekräftig, ob und wieweit dieser Abschnitt des höchsten Krustenstockwerks der Westalpen in die alpine HP-LT Metamorphose einbezogen worden war. Es war deshalb ein Ziel der vorliegenden Arbeit, diesen Sachverhalt anhand von geothermobarometrischen Daten zu klären.

Zum Zeitpunkt der ersten Publikationen über die Arbeit aus der nördlichen Dent Blanche Decke (Hellwig & Vogler 2000, 2001b, a) lagen die Daten der Geothermobarometrie noch nicht vor und die Metamorphose wurde aufgrund der Mineralparagenesen als grünschieferfaziell beschrieben. Die nachfolgend erarbeiteten und in dieser Arbeit präsentierten PT-Daten belegen allerdings, daß auch die nördliche Dent Blanche Decke die alpine HP-LT Metamorphose in Eklogitfazies erfahren hat. Die Bedingungen von 11,5-13 kbar und 360-440°C entsprechen einer Subduktion der Einheiten bis in eine Tiefe von ca. 40 km entlang eines typischen, "kalten" geothermischen Gradienten von ca. 10°C/km. Die Bedingungen für die HP-LT Metamorphose in der südlichen Dent Blanche Decke betragen 11-16 kbar und 400-560°C und sind damit mit denen der nördlichen Dent Blanche Decke vergleichbar. Diese Daten zeigen, daß die Dent Blanche Decke in Form eines zusammengehörigen tektonischen Elements in die alpine Subduktionszone gelangt sein kann und dort metamorph unter HP-LT Bedingungen überprägt wurde.

6.2 Deformationsmechanismen während der Subduktion

Die eklogitfazielle Metamorphose begleitete in der nördlichen wie auch der südlichen Dent Blanche Decke die erste und zweite Deformation, während der es zur Platznahme der Dent Blanche über der Tsaté Decke und zu durchgreifenden Teildeckenbildungen kam (Höpfer 1995). Dabei wurden allerdings unterschiedliche Deformationsmechanismen aktiviert:

- In der südlichen Dent Blanche Decke waren es die plastische Deformation und Rekristallisation.
- In den Gesteinen der nördlichen Dent Blanche Decke waren es die Korngrenzdifffusion mit Lösung, chemische Reaktion und Wiederausfällung von Mineralen im Rahmen der Scherzonenphyllonitisation.

Dieser markante Unterschied in den zentralen Deformationsmechanismen kann nur durch die Aktivität von metamorphen Fluiden in der nördlichen Dent Blanche Decke erklärt werden, die in der südlichen Dent Blanche Decke nicht vorhanden war.

Als Grund für die Konzentration der metamorphen Fluide in den Gesteinen der nördlichen Dent Blanche Decke werden folgende Bedingungen angenommen:

- i.) Es ist aufgrund lithologischer und struktureller Erwägungen sehr wahrscheinlich, daß die ursprüngliche horizontale Ausdehnung der Dent Blanche Decke nicht über das heutige Rhone-Tal hinaus nach N gereicht hat. Die heutige nördliche Dent Blanche Decke bildete demnach auch schon ursprünglich den nördlichen Rand der Decke. Die Mächtigkeit der nördlichen Dent Blanche Decke ist geringer als die des südlichen Abschnitts und signifikant geringer als die Mächtigkeit der Sesia Zone. In der nach SE einfallenden Subduktionszone bildete die relativ geringmächtige, nördliche Dent Blanche Decke den obersten Rand des subduzierten Krustenstapels.
- ii.) Als Quelle der metamorphen Fluide werden die ophiolitischen Sedimente der Tsaté Decke betrachtet. Die Aufstieg der freigesetzten Fluide könnte über weite Abschnitte (Sesia Zone, südliche Dent Blanche) durch die Hauptdeckenbahn zwischen Dent Blanche und Tsaté Decke kanalisiert worden sein. Am obersten Rand des Deckenstapels befand sich die Austrittszone der Fluide aus der Deckenbahn.

Es wird angenommen, daß Umgebungsmaterial in der Subduktionszone (tektonische Mélange des Akkretionskeils?) den Abfluß der Fluide aufgrund des relativ hohen Wassergehaltes behindert hat.

Als Folge dieses Szenarios wäre es zum Stau der Fluide unter der als "tectonic lid" wirkenden nördlichen Dent Blanche Decke gekommen. Die Mineralogie der Protolithen ("trockene" Granitoide) und die geringe Mächtigkeit dieses Deckenabschnitts erleichterten die Hydratation der Gesteine und führten zu einer weitreichenden diffusiven Durchdringung der Gesteine durch die metamorphen Fluide. Die Spannungskonzentration und die folgende Anlage von Scherzonen führten zur progressiven Permeabilität der nördlichen Dent Blanche Decke und zum Prozeß der Scherzonenphyllonitisation.

6.3 Der Rotationssinn der alpinen Deformationen

Der Sinn der Gesamtrotation während D1/D2 ist innerhalb der **gesamten Dent Blanche Decke** identisch, mit der Bewegung des Hangenden nach NW-N (Höpfer 1995). Dieser Rotationssinn ist auch in anderen Einheiten des westalpinen Deckenstapels gegeben und wird mit der Subduktion der Gesteine in der nach SE einfallenden Subduktionszone korreliert (Richter 1983; Vogler 1987). Eine Phase der statischen Metamorphose post-D2, die den Umkehrpunkt der Gesteine in der Subduktionszone markieren soll, kennzeichnet den PTt-Pfad der südlichen Dent Blanche. Diese Metamorphose ist in der nördlichen Dent Blanche Decke nicht nachweisbar. Mit D3 postuliert Höpfer (1995) in der **südlichen Dent Blanche Decke** einen Wechsel im Rotationssinn der Deformation, mit Bewegungen des **Hangenden nach SE**. Als Beleg dafür gelten Str-parallele, E-vergente Falten, die sich durch die Rotation aus E-W tauchenden, N-vergenten Falten entwickelt haben sollen. Die Umkehrung des Rotationssinns von NW während D1/D2 auf SE während D3 wird in Bezug zur Obduktion der Gesteine gesetzt, die auch in der Sesia Zone und im Piemonteser Ophiolith nachgewiesen wurde (Richter 1983; Vogler 1987). In der **nördlichen Dent Blanche Decke** entwickelten sich während D3* ebenfalls Str-parallele Falten durch die passive Rotation von E-W tauchenden Faltenachsen. Diese Rotation geht auf die Kombination von Faltung und **N-gerichteter Scherung** zurück, die in der nördlichen Dent Blanche besondere Bereiche konzentrierten Strains (z.B. Teildeckengrenzen) markiert. Aus standardgemäß N-vergenten Falten werden durch diese passive Rotation W-vergente Falten.

Während D4 bildeten sich in der südlichen Dent Blanche N-vergente Falten mit E-W tauchenden Faltenachsen, deren Bildung wieder mit einer NW-gerichteten Gesamtrotation verbunden werden (Höpfer 1995). In der nördlichen Dent Blanche Decke ist D3* die letzte Deformation, die Falten hervorbringt.

Im Vergleich kommt es also sowohl in der südlichen wie auch der nördlichen Dent Blanche Decke zur Ausbildung von Str-parallelen Falten während der dritten Deformation, deren Bildung auf die Scherung des Hangenden bei Faltung zurückgeht. Die Streckungsfaser taucht in beiden Fällen nach NW-SE. Die Ableitung eines Wechsels im Rotationssinn aufgrund der Vergenz der Falten, wie von Höpfer (1995) postuliert, kann in der nördlichen Dent Blanche nicht nachvollzogen werden. Mit dem erneuten Wechsel zurück zu NW-gerichteter tektonischer Transport während D4 in der südlichen Dent Blanche wird vielmehr deutlich, daß eine **N-NW gerichtete Gesamtrotation für die plastischen Deformationen in der gesamten Dent Blanche Decke maßgeblich waren**.

Eine direkte Korrelation der Deformationsgefüge mit der Subduktion oder Obduktion kann daher über die gesamte Dent Blanche Decke hinweg nicht erfolgen, es ist in der nördlichen Dent Blanche vielmehr die Korrelation von Deformation und Metamorphose, die mittels der PT-Daten eine solche Zuordnung möglich macht. Beim Vergleich der bruchhaften Deformationen zwischen südlicher und nördlicher Dent Blanche Decke ergibt sich ein kohärentes, 2-phasiges Bild aus zunächst steilstehenden Abschiebungen (südliche Dent Blanche), bzw. konjugierten Scherbruchsystemen (nördliche Dent Blanche) und nachfolgender erneuter Teildeckenbewegungen mit nordgerichtetem Bewegungssinn des Hangenden.

Aufgrund dieser weitreichenden Übereinstimmungen sind die nördliche und südliche Dent Blanche Decke in ihrer strukturellen Entwicklung korrelierbar.

Der dominierende nordgerichtete Rotationssinn in der Dent Blanche Decke macht deutlich, daß auch während der Obduktion der Gesteine überwiegend das tektonische Spannungsfeld mit einer rotationalen Komponente nach N-NW für die Deformationen maßgeblich war. Die Decken- und Teildeckengrenzen der Dent Blanche wirkten daher nicht als Bewegungsbahnen für den Wiederaufstieg der Gesteine aus der Subduktionszone.

6.4 Ausblick

Durch die vorliegende Arbeit wird der Datensatz zur strukturell-metamorphen Entwicklung der Dent Blanche Decke in entscheidenden Punkten komplettiert. Die Dent Blanche Decke hat als zusammenhängende tektonische Einheit die alpine HP-LT Metamorphose während der Subduktion erfahren. Dabei fand die gesamte strukturelle Entwicklung der nördlichen Dent Blanche Decke unter dem Einfluß einer N-NW gerichteten Gesamtrotation statt. Mittels der Deformationsanalyse in der nördlichen Dent Blanche Decke wurde die Bedeutung der Scherzonenphyllonitisierung für den Transport der Dent Blanche Decke im speziellen und für tektonische Decken im Allgemeinen aufgezeigt.

Aus den besonderen Deformationsbedingungen der nördlichen Dent Blanche Decke ergeben sich weitere Fragestellungen, die im Rahmen dieser Arbeit nicht bearbeitet werden konnten.

Zunächst gilt es, neben der relativen chronologischen Einordnung der Deformations-Metamorphose-Ereignisse der Dent Blanche Decke, eine **absolute zeitliche Einordnung dieser Entwicklungsstadien** vorzunehmen. Die im Zuge der bisherigen Interpretationen vorgenommenen Datierungen (Cosca et al. 1994) ergeben für die ersten Teildeckenbewegungen im austroalpinen Deckenstapel ein Alter von 120 Ma. Die bislang als grünschieferfaziell interpretierte, blauschieferfazielle Metamorphose der obersten Tsaté Decke wurde anhand von K/Ar-Abkühlungsaltern an Hellglimmern von Ayrton et al. (1982) mit $34-38 \pm 4$ Ma datiert, Cosca et al. (1994) erhielten anhand von Phengit aus der unteren Arolla Serie Ar^{40}/Ar^{39} Alter von $40,8 \pm 0,3$ Ma. Die vorliegende Arbeit zeigt nun, daß die ersten Teildeckenbewegungen in der nördlichen Dent Blanche Decke mit der blauschieferfaziellen Metamorphose korreliert werden müssen. Daher sollten auch die Datierungen identische Alter ergeben. Mit Altern von ~ 120 Ma wären die Deckenbildungen in die eoalpine Phase zu stellen, mit Altern von $\sim 35-40$ Ma würden sie in die neoalpine Phase fallen, in die auch die Alter der UHP-Metamorphose der Zone Zermatt-Saas Fee fallen (Rubatto et al. 1998). Es wäre also möglich, anhand dieser Altersbestimmungen noch ausstehende, elementare

Daten über die Chronologie der Platznahme der Dent Blanche Decke im alpinen Deckenstapel zu erhalten. Über die Ar^{40}/Ar^{39} -Datierung von Phengiten aus den phyllonitischen Scherzonen bestünde die Möglichkeit, die notwendigen diskreten Altersinformationen bereitzustellen. Die Methode der hochauflösenden Laser-Spot-Ablation (Scaillet et al. 1990; Hodges 1998) erlaubt es, sehr gezielt Phengitkristalle in entscheidenden Gefügepositionen zu analysieren.

Um die Fluid-Gesteins-Wechselwirkungen im Rahmen der Scherzonen-Phyllonitisierung vollständig zu erfassen, könnte die **isotopengeochemische Untersuchung der Scherzonengesteine** wertvolle Informationen liefern. Die These, daß die metamophen Fluide aus den ophiolitischen Einheiten stammen, bedarf einer quantitativen Bestätigung. Neben der Analyse der Fluid-Chemie über Gesamtgesteinsanalysen besteht die Chance, über Scherzonenprofile und Vergleiche zu nur gering alterierten Bereichen mit Hilfe isotopengeochemischer Methoden (O, Sr) Daten über die Herkunft der Fluide und deren Diffusionsrichtung zu gewinnen (Dipple & Ferry 1992; McCaig et al. 1995).

Weiterhin ist die Frage ungeklärt, welche die **für die Obduktion verantwortlichen Großstrukturen** sind, entlang derer die Gesteine der Dent Blanche Decke, gemeinsam mit den Einheiten der Tsaté Decke, unter einem SE-gerichteten Bewegungssinn aus Tiefen von mehr als 40 km aufsteigen konnten. Eine besondere Relevanz hat diese Frage im Hinblick auf die UHP-Gesteine der Zone Zermatt-Saas Fee (Lago di Cignana, van der Klauw et al. 1997) in unmittelbarer struktureller Nachbarschaft, für die eine Versenkungstiefe von ca. 80 km bestimmt wurde. Die nachzuweisenden Strukturen müssen also eine differentielle Obduktion zugelassen haben, welche die UHP-Gesteine aus ca. 80 km Tiefe heraufbeförderten, aber auch die Dent Blanche samt unterlagernder Tsaté Decke aus 40 km Tiefe obduzierten. Daß die Bewegungen entlang einer gemeinsamen Scherbahn ("Combin Fault", Ballèvre & Merle 1993) für die differentielle Obduktion ausreichen, scheint mit Blick auf die Komplexität des Deckenstapels fraglich.

Das Ziel wäre eine Verknüpfung der Strukturdaten mit den Altersdaten und den Daten der Geochemie, um damit diese entscheidenden Prozesse, die zur Bildung des westalpinen Deckenstapels geführt haben, weiter aufschlüsseln zu können.

Literaturverzeichnis

- Aargaard, P., Roaldset, E. & Welhaven, J. E. 1988. Diagenetic observations from North Sea sandstone reservoirs: a comparison with formation water chemistry. *Clay diagenesis in hydrocarbon reservoirs and shales*, Cambridge.
- Ague, J. J. 1997. Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks, California: implications for the aluminium-in-hornblende barometer. *Geology* **25**, S. 563-566.
- Anderson, J. L. & Smith, D. R. 1995. The effects of temperature and fo on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist* **80**, S. 549-559.
- Argand, E. 1908. Carte géologique du Massif de la Dent Blanche (moitié septentrionale). N.S. 23, carte spéciale n. 32. *Matériaux des Cartes géologiques de la Suisse*.
- Argand, E. 1911. Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leur prolongements structuraux. *Matériaux Carte géologique de la Suisse* **31**, 26 S.
- Argand, E. 1916. Sur l'arc des Alpes Occidentales. *Eclogae Geologicae Helvetiae* **14**, S. 145-191.
- Artini, E. & Melzi, G. 1900. Ricerche geologiche e petrografiche sulla Valsesia. *Mem. R. Ist. Lomb. Sci. Lett. Arti* **18**, S. 219-390.
- Ayrton, S., Bugnon, C., Haarpaintner, T., Weidmann, M. & Frank, E. 1982. Géologie du front de la nappe de la Dent Blanche dans la région des Monts-Dolins, Valais. *Eclogae Geologicae Helvetiae* **75** (2), S. 269-286.
- Ballèvre, M. & Merle, O. 1993. The Combin Fault: compressional reactivation of a Late Cretaceous-Early Tertiary detachment fault in the Western Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **73**, S. 205-227.
- Ballèvre, M., Kienast, J.-R. & Vuichard, J.-P. 1986. La "nappe de la Dent-Blanche" (Alpes occidentales): Deux unités austroalpine indépendantes. *Eclogae geol. Helv.* **79** (1), S. 57-74.
- Banno, Y. 2000. Intermediate high-pressure exhumation of the northern segment of the Sanbagawa belt, Saruta-gawa area, central Shikoku, Japan. *Lithos* **50**, S. 289-303.
- Battiston, P., Benciolini, L., Dal Piaz, G. V., De Vecchi, G., Marchi, G., Martin, S., Polino, R. & Tartarotti, P. 1987. Geologia di una traversa dal Gran Paradiso alla zona Sesia-Lanzo in alta Val Soana, Piemonte. *Memorie della Società Geologica Italiana* **29** (209-232), S.
- Bearth, P. 1967. Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee. *Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz*. Schweizerische Geologische Kommission, 130 S.
- Bearth, P. & Lombard, A. 1964. Erläuterungen zur Geologischen Generalkarte der Schweiz, Blatt 6 Sion. Kümmerley&Frey, **Bern**, 59 S.
- Bearth, P., Dal Piaz, G. V., G., E., Gosso, G., Martinotti, G. & Nervo, R. 1980. Il lembo ricoprimento del Monte Emilius, Dent Blanche s.l. *Atti Acc.Sci.Torino* **114**, S. 226-240.
- Bebout, G. E. & Barton, M. D. 1993. Metasomatism during subduction: products and possible paths in the Catalina Schist, California. *Chemical Geology* **108**, S. 61-92.
- Behrmann, J. H. & Platt, J. P. 1981. Sense of nappe emplacement from c-axis fabrics; an example from the Betic Cordilleras (Spain). *Earth and Planetary Science Letters* **59**, S. 208-215.
- Bell, T. H. & Etheridge, M. A. 1973. Microstructures of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos* **6**, S. 337-348.
- Berman, R. G. 1991. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications. *Canadian Mineralogist* **29**, S. 833-855.
- Biino, G. & Compagnoni, R. 1988. La scaglia di Grun in Val d' Aosta: un lembo austroalpino composito, incluso nelle metaofioliti della Zona Piemontese. *Bolletino della Società Geologica Italiana* **107**, S. 101-107.
- Blundy, J. D. & Holland, J. D. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **104**, S. 208-224.
- Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F. & Ferrag, S. 1998. Alkali-calcic to alkaline post-collision granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic setting. *Lithos* **45** (1-4), S. 45-70.

- Bucher, K. & Frey, M. 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer Verlag, Berlin, 318 S.
- Bucher, K., Dal Piaz, G. V., Oberhänsli, R., Gouffon, Y., Martinotti, G. & Polino, R. 2002. Geologischer Atlas der Schweiz, Blatt 1347 Matterhorn. Karte 107. Amt für Landeshydrologie und -geologie der Schweiz. Berne.
- Burri, M., Allimann, M., Chessex, R., Dal Piaz, G. V., Della Valle, G., Du Bois, L., Gouffon, Y., Guermani, A., Hagen, T., Krummernacher, D. & Looser, M.-O. 1998. Atlas géologique de la Suisse, Feuille 1346 Chanrion. Service hydrologique et géologique national. Berne.
- Bussy, F., Venturini, G., Hunziker, J. & Martinotti, G. 1998. U-Pb ages of magmatic rocks of the western Austroalpine Dent Blanche-Sesia Unit. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **78**, S. 163-168.
- Canepa, M., Castelletto, M., Cesare, B., Martin, S. & Zaggia, L. 1990. The Austroalpine Mont Mary Nappe (Italian Western Alps). *Memorie di Scienze Geologiche* **152**, S. 1-17.
- Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals* **23**, S. 471-485.
- Cathelineau, M. & Nieva, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer, the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **91**, S. 235-244.
- Cavaretta, G., Gianelli, G. & Puxeddu, M. 1982. Formation of authigenic minerals and their use as indicators of the chemico-physical parameters of the fluid in the Lavarello-Travele geothermal field. *Economic Geology* **77**, S. 1071-1084.
- Chopin, C. 1984. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **86**, S. 107-118.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* **8**, S. 173-174.
- Chapple, W. H. 1978. Mechanics of thin-skinned fold and thrust belts. *Geological Society of America Bulletin* **89**, S. 1189-1198.
- Choukroune, P., Ballèvre, M., Cobbold, P. R., Gautier, Y., Merle, O. & Vuichard, J. P. 1986. Deformation and motion in the western Alpine arc. *Tectonophysics* **5**, S. 215-226.
- Compagnoni, R., Dal Piaz, G. V., Hunziker, J. C., Gosso, G., Lombardo, B. & Williams, P. F. 1977. The Sesia-Lanzo Zone, a slice of continental crust with alpine high pressure-low temperature assemblages in the Western Italian Alps. Meeting of the Società Italiana di Mineralogica e Petrologia **33** (1), S. 281-334.
- Cosca, M. A., Sharp, Z. D. & Hunziker, J. C. 1994. Thermal and tectonic evolution of the Dent Blanche nappe (Swiss and Italian Alps). 8th International Conference on Geochronology, Cosmochronology & Isotope Geology (ICOG8), Berkley.
- Cox, S. F. & Etheridge, M. A. 1989. Coupled grain-scale dilatancy and mass transfer during deformation at high fluid pressures: examples from Mount Lyell, Tasmania. *Journal of Structural Geology* **11** (1/2), S. 147-162.
- Currie, K. L., Knutson, J. & Temby, P. A. 1992. The Mud Tank carbonatite complex, central Australia - an example of metasomatism at mid-crustal levels. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **109**, S. 326-339.
- Dal Piaz, G. V. 1976. Il lembo di ricoprimento del Pilonet, falsa della Dent Blanche nelle Alpi occidentali. *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell' Università di Padova* **31**, S. 61.
- Dal Piaz, G. V. 1999. The Austroalpine-Piedmont nappe stack and the puzzle of the Alpine Tethys. *Memorie di Scienze Geologiche* **51** (1), S. 155-176.
- Dal Piaz, G. V. & Ernst, W. G. 1978. Areal geology and petrology of eclogites and associated metabasalts of the piemonte ophiolite nappe, Breuil-St. Jacques area, Italian Western Alps. *Tectonophysics* **51**, S. 99-126.
- Dal Piaz, G. V., Hunziker, J. C. & Martinotti, G. 1972. La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. *Memorie della Società Geologica Italiana* **11**, S. 433-466.
- Dal Piaz, G. V. & Martin, S. 1988. Dati microchimici sul metamorfismo alpino nei lembi Austroalpini del Pilonet e di Chatillon (Valle d'Aosta). *Rendiconti della Società Geologica Italiana* **9**, S. 15-16.

- Dal Piaz, G. V. & Nervo, R. 1971. Il lembo di ricoprimento del Glacier-Rafray (Dent Blanche s.l.). *Bolletino della Società Geologica Italiana* **90**, S. 401-414.
- Dal Piaz, G. V., De Vecchi, G. & Hunziker, J. C. 1977. The Austroalpine Layered Gabbros of the Matterhorn and Mt. Collon - Dents de Bertol. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **57**, S. 59-88.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J. 1992. An introduction to the rock-forming minerals. Longman, Pearson Education Ltd., Essex, 696 S.
- Desmons, J., Aprahamian, J., Compagnoni, R., Cortesogno, L. & Frey, M. 1999. Alpine metamorphism of the Western Alps: I. Middle to high t/p metamorphism. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **79**, S. 89-110.
- Dipple, G. M. & Ferry, J. M. 1992. Fluid flow and stable isotopic alteration in rocks at elevated temperatures with applications to metamorphism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **56**, S. 3539-3550.
- Ernst, W. G. 1988. Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist P-T paths. *Geology* **16**, S. 1081-1084.
- Escher, A., Hunziker, J.-C., Marthaler, M., Masson, H., Sartori, M. & Steck, A. 1997. Geologic framework and structural evolution of the western Swiss-Italian Alps. In: *Deep Structure of the Swiss Alps: results of NRP 20* (Pfiffner, O. A., Lehner, P., Heitzmann, P., Mueller, S. & Steck, A., eds.). Birkhäuser, Basel, S. 205-221.
- Eskola, P. 1915. On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijarvi region. *Bulletin de la Commission Geologique de Finlande* **44**, S.
- Etheridge, M. A., Wall, V. J., Cox, S. F. & Vernon, R. H. 1984. High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: implications for mass transport and deformational mechanisms. *Journal of Geophysical Research* **89**, S. 4344-4358.
- Evans, B. W. 1986. Reactions among sodic, calcic, and ferromagnesian amphiboles, sodic pyroxene, and deerite in high-pressure metamorphosed ironstone, Siphnos, Greece. *American Mineralogist* **71**, S. 1118-1125.
- Faryad, S. W. & Schreyer, W. 1997. Petrology and geological significance of high-pressure metamorphic rocks occurring as pebbles in the Cretaceous conglomerates of the Klippen Belt (Western Carpathians, Slovakia). *European Journal of Mineralogy* **9**, S. 547-562.
- Ferry, J. M. & Gerdes, M. L. 1998. Chemically reactive fluid flow during metamorphism. *Annual Reviews in Earth and Planetary Science* **26**, S. 255-287.
- Foster, M. D. 1962. Interpretation of the Composition and a Classification of the Chlorites. United States Geological Survey, Washington, 33.
- Franz, L. & Okrusch, M. 1992. Aragonite-bearing blueschists on Arki island, Dodecanes, Greece. *European Journal of Mineralogy* **4**, S. 527-537.
- Frey, M., Desmons, J. & Neubauer, F. 1999. The new metamorphic map of the Alps: Introduction. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **79** (1), S. 1-4.
- Frey, M., Hunziker, J. C., Frank, W., Bocquet, J., Dal Piaz, G. V., Jäger, E. & Niggli, E. 1974. Alpine Metamorphism of the Alps - A Review. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **54** (2/3), S. 247-290.
- Frey, M., Hunziker, J. C., Jäger, E. & Stern, W. B. 1983. Regional Distribution of White K-Mica Polymorphs and Their Phengite Content in the Central Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **83**, S. 185-197.
- Froitzheim, N., Schmid, S. & Frey, M. 1996. Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite-facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis. *Eclogae Geologicae Helveticae* **89** (1), S. 81-110.
- Gao, J., Klemd, R., Zhang, L., Wang, Z. & Xiao, X. 1999. P-T path of high-pressure/low temperature rocks and tectonic implications in the western Tianshan Mountains, NW China. *Journal of Metamorphic Geology* **17**, S. 621-636.
- Gebauer, D., Schertl, H.-P., Brix, M. & Schreyer, W. 1997. 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps. *Lithos* **41**, S. 5-24.
- Gerlach, H. 1869. Die penninischen Alpen. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, Bern, 132 S.
- Ghent, E. D., Stout, M. Z. & Erdmer, P. 1993. Pressure-temperature evolution of lawsonite-bearing eclogites, Pinchi Lake, British Columbia. *Journal of Metamorphic Geology* **11**, S. 279-290.

- Green, T. H. & Spiller, A. P. 1977. Blue amphibole from Precambrian metabasalts, Savage River, Tasmania. *American Mineralogist* **62**, S. 164-166.
- Hagen, T. 1948. Geologie des Mont Dolin und des Nordrandes der Dent Blanche-Decke zwischen Mont Blanc de Cheilon und Ferpècle. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Geologische Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, Bern, 64 S.
- Hammarstrom, J. M. & Zen, E.-a. 1986. Aluminum in hornblende: An imperial igneous geobarometer. *American Mineralogist* **71**, S. 1297-1313.
- Hellwig, D. & Vogler, W. S. 2000a. Caution! - Wet thrusting, Deformation related fluid-rock interactions at the northern Dent Blanche nappe, western Alps. *Terra Nostra* (2000/5), S. 25.
- Hellwig, D. & Vogler, W. S. 2000b. Deformation related fluid-rock interactions at the northern Dent Blanche nappe, Western Alps of Switzerland. *Terra Nostra* (2000/1), S. 56.
- Hellwig, D. & Vogler, W. S. 2000c. West vergence – North movement! A case study from the Dent Blanche nappe contact. *Terra Nostra* (2000/1), S. 57.
- Hellwig, D. & Vogler, W. S. 2001a. Fluids do it! Shear zone phyllonitization as a key process for the emplacement of the Dent Blanche nappe, Western Alps. *Deformation, Rheology and Tectonics (DRT)*, Leiden, NL.
- Hellwig, D. & Vogler, W. S. 2001b. The significance of fluid-enhanced shear zone deformation for the structural evolution of the northern Dent Blanche nappe, Swiss Western Alps. Annual Tectonic Studies Group meeting (TSG), Leeds, UK.
- Hippertt, J. F. 1998. Breakdown of feldspar, volume gain and lateral mass transfer during mylonitization of granitoid in a low metamorphic grade shear zone. *Journal of Structural Geology* **20** (2/3), S. 175-193.
- Hodges, K. V. 1998. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology using the Laser Microprobe. In: *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes* (McKibben, M. A. & Shanks, W. C., eds.). *Reviews in Economic Geology* **7**. Society of Economic Geologists, Tuscaloosa, S. 53-72.
- Höpfer, N. 1995. Sedimentäre Abfolge und Alpine Überprägung der Permotriassischen Roisan Zone (Südliche Austroalpine Dent Blanche Decke, Italienische Westalpen). Dissertation, Philipps-Universität Marburg.
- Höpfer, N. 1997. Sedimentäre Abfolge und Alpine Überprägung der Permotriassischen Roisan Zone (Südliche Austroalpine Dent Blanche Decke, Italienische Westalpen). *Bonner Geowissenschaftliche Schriften*. Martina Galunder Verlag, Wiehl, 154 S.
- Höpfer, N. & Vogler, W. S. 1994. Alpiner Druck-Temperatur-Deformationspfad in der südlichen Dent Blanche-Decke. Bericht der DMG. *European Journal of Mineralogy* **6** (1), S. 117.
- Höpfer, N. & Vogler, W. S. 1995. New data on stratigraphy, age and Alpine overprint of the lower austroalpine Roisan Zone (Dent Blanche nappe, Italy). *Terra Nova* **7**, S. 177.
- Holland, T. J. B. 1980. The reaction $\text{albit} = \text{jadeite} + \text{quartz}$ determined experimentally in the range 600° - 1200°C . *American Mineralogist* **65**, S. 129-143.
- Holland, T. J. B. & Blundy, J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **116**, S. 433-447.
- Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. & Sisson, V. B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* **72**, S. 231-239.
- Hsu, K. J. 1969. Role of cohesive strength in the mechanics of overthrust faulting and of landsliding. *Geological Society of America Bulletin* **80**, S. 927-952.
- Hubbert, M. K. & Rubey, W. W. 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. I. mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geological Society of America Bulletin* **70**, S. 115-166.
- Hunziker, J. C. 1969. Rb-Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen. Hellglimmer - und Gesamtgesteinsalterswerte. *Eclogae Geologicae Helvetiae* **62**, S. 527-542.
- Hunziker, J. C. 1974. Rb-Sr and K-Ar age determinations and the alpine history of the Western Alps. *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell' Università di Padova* **31**, S. 54pp.
- Hunziker, J. C., Desmons, J. & Hurford, A. J. 1992. Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. *Mémoires de Géologie, Lausanne*, 59 S.

- Johnson, M. C. & Rutherford, M. J. 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* **17**, S. 837-841.
- Kelhe, R. O. 1970. Analysis of gravity sliding and orogenic translation. *Geological Society of America Bulletin* **81**, S. 1641-1664.
- Kienast, J.-R. & Nicot, E. 1971. Présence d'une paragenèse à disthène et chloritoïde (d'une age alpin probable) dans les gneiss à sillimanite, grenat et cordiérite de Valpelline (Val d'Aoste, Italie). *C R Acad Sci* **272**, S. 1836-1839.
- Kienast, J. R. 1983. La métamorphisme de haute pression et basse température (éclogites et schistes bleues): données nouvelles sur la pétrologie des roches de la croûte océanique subductée et des sédiments associés. Dissertation, Université Paris VI.
- Klaper, E. M., Bucher, K. & Oberhänsli, R. 1992. Die tektono-metamorphe Entwicklung der Dent Blanche-Decke in den westlichen Schweizer Alpen. *Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten Serie A, Band 11*, S. 81.
- Krogh, E. J., Oh, C. W. & Liou, J. G. 1994. Polyphase and anticlockwise P-T evolution for Franciscan eclogites and blueschists from Jenner, California, USA. *Journal of Metamorphic Geology* **12**, S. 121-134.
- Lardeaux, J. M., Gosso, G., Kienast, J. R. & Lombardo, B. 1982. Relations entre le métamorphisme et la déformation dans la zone Sesia-Lanzo (Alpes occidentales) et le problème de l'éclogitization de la croûte continentale. *Bulletin de la Société Géologique de la France* **24**, S. 793-800.
- Larsen, E. C. 1948. Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore and San Luis Rey quadrangles, Southern California. *Geological Society of America Memoirs*, 182 S.
- Laubscher, H. 1991. The arc of the Western Alps today. *Eclogae Geologicae Helveticae* **84** (3), S. 631-659.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. & Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist* **82**, S. 1019-1037.
- Lebit, H., Klaper, E. M. & Lüneburg, C. 2002. Fold-controlled quartz textures in the Pennine Mischabel backfold near Zermatt, Switzerland. *Tectonophysics* **359**, S. 1-28.
- Liou, J. G. 1973. Synthesis and Stability Relations of Epidote, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_2\text{O}_{12}(\text{OH})$. *Journal of Petrology* **14** (3), S. 381-413.
- Lister, G. S. 1974. The theory of deformation fabrics. Dissertation, Australian National University.
- Lister, G. S. & Snoke, A. W. 1984. S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology* **6** (6), S. 617-638.
- Marchant, R. H. & Stampfli, G. M. 1997. Subduction of continental crust in the Western Alps. *Tectonophysics* **269**, S. 217-235.
- Maresch, W. V., Medenbach, O. & Rudolph, A. 1982. Winchite and the actinolite-glaucophane miscibility gap. *Nature* **296** (22 Apr 1982), S. 731-732.
- Marthaler, M. 1984. Géologie des unités penniques entre le Val d'Anniviers et el Val de Tourtemagne. *Eclogae Geologicae Helveticae* **77**, S. 395-448.
- Marthaler, M. & Stampfli, G. M. 1989. Les Schistes lustrés à ophiolites de la nappe du Tsaté: un ancien prisme d'accrétion issu de la marge active apulienne? *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **69**, S. 211-216.
- Masson, R. 1938. Geologisch-Petrographische Untersuchungen im unteren Valpelline. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **18**, S. 1-54.
- Massonne, H. J. & Schreyer, W. 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **96**, S. 212-224.
- Mazurek, M. 1986. Structural evolution and metamorphism of the Dent Blanche nappe and the Combin zone west of Zermatt (Switzerland). *Eclogae Geologicae Helveticae* **79** (1), S. 41-56.
- McCaig, A. M. 1984. Fluid-rock interaction in some shear zones from the Pyrenees. *Journal of Metamorphic Geology* **2**, S. 129-141.

- McCaig, A. M. 1997. The geochemistry of volatile fluid flow in shear zones. In: *Deformation-enhanced fluid transport in the earth's crust and mantle* (Holness, M. B., eds.). Chapman&Hall, London, S. 227-266.
- McCaig, A. M. & Knipe, R. J. 1990. Mass-transport mechanisms in deforming rocks: Recognition using microstructural and microchemical criteria. *Geology* **18**, S. 824-827.
- McCaig, A. M., Wayne, D. M., Marshall, J. D., Banks, D. & Henderson, I. 1995. Isotopic and fluid inclusion studies of fluid movement along the Gavarnie thrust, central Pyrenees: Reaction fronts in carbonate mylonites. *American Journal of Science* **295**, S. 309-343.
- Messiga, B. & Scambelluri, M. 1991. Retrograde P-T path for the Voltri Massif eclogites (Ligurian Alps, Italy): some tectonic implications. *Journal of Metamorphic Geology* **9**, S. 93-109.
- Miller, J. A., Cartwright, I., Buick, I. S. & Barnicoat, A. C. 2001. An O-isotope profile through the HP-LT Corsican ophiolite, France and its implications for fluid flow during subduction. *Chemical Geology* **178**, S. 43-69.
- Nakamura, C. & Enami, M. 1994. Prograde amphiboles in hematite-bearing basic and quartz schists in the Sanbagawa belt, central Shikoku: relationship between metamorphic field gradient and P-T paths of individual rocks. *Journal of Metamorphic Geology* **12**, S. 841-852.
- Nervo, R. & Polino, R. 1976. Un lembo di cristallino Dent Blanche alla Torre Ponton (Valle d'Aosta). *Bolletino della Società Geologica Italiana* **95**, S. 647-657.
- Nicot, E. 1977. Les roches méso- et catazonales de la Valpelline (nappe de la Dent Blanche, Alpes Italiennes). Dissertation, Université Paris VI.
- Nye, J. P. 1952. The mechanics of glacier flow. *Journal of Glaciology* **2**, S. 82-93.
- Oberhänsli, R. & Bucher, K. 1987. Tectonometamorphic evolution of the Dent Blanche nappe. *Terra Cognita* **7**, S. 95.
- O'Hara, K. 1988. Fluid flow and volume loss during mylonitization: an origin for phyllonite in an overthrust setting, North Carolina, U.S.A. *Tectonophysics* **156**, S. 21-36.
- O'Hara, K. 1990. Brittle-plastic deformation in mylonites: An example from the Meadow Fork thrust, western Blue Ridge province, southern Appalachians. *Geological Society of America Bulletin* **102**, S. 1706-1713.
- Paganelli, E., Compagnoni, R., Nervo, R. & Tallone, S. 1995. Il lembo Austroalpino di Eaux Rousses e le sue relazioni con la Zona Ophiolitica Piemontese nell'alta Valle di Cogne, Valle d'Aosta meridionale. In: *Atti convegno Alpi-Appennino, Peveragno 1994* (Polino, R. & Sacchi, R., eds.). *Acc.Naz.Sci dei XL, Scritti e Doc.* **14**, S. 335-354.
- Passchier, C. W. & Simpson, C. 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology* **8**, S. 831-844.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J. 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 289 S.
- Pennacchioni, G. & Guermani, A. 1993. The mylonites of the Austroalpine Dent Blanche nappe along the northwestern side of the Valpelline Valley (Italian Western Alps). *Memorie di Scienze Geologiche* **45**, S. 37-55.
- Price, R. A. 1988. The mechanical paradox of large overthrusts. *Geological Society of America Bulletin* **100**, S. 1898-1908.
- Price, R. A. & Mountjoy, E. W. 1970. Geologic structure of the Canadian Rocky Mountains between Bow and Athabasca rivers: a progress report. *Geological Society of Canada Special Paper* **6**, S. 7-24.
- Raith, M. 1976. The Al-Fe(III) Epidote Miscibility Gap in a Metamorphic Profile Through the Penninic Series of the Tauern Window, Austria. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **57**, S. 99-117.
- Ramsay, J. G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York, 568 S.
- Richter, F. 1983. Deformation und Metamorphose in der Alpenen Subduktionszone: Die Sesia-Lanzo Zone im unteren Val d'Aosta, Norditalien. Dissertation, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität.
- Robinson, P., Spear, F. S., Schumacher, J. C., Laird, J., Klein, C., Evans, B. W. & Doolan, B. L. 1982. Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. In: *Reviews in Mineralogy: Amphiboles* (Mineralogical Society of America, eds.) **9B**, S. 1-211.

- Roeder, D. 1976. Die Alpen aus plattentektonischer Sicht. Zeitung der Deutschen Geologischen Gesellschaft **127**, S. 87-103.
- Rubatto, D., Gebauer, D. & Fanning, M. 1998. Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt-Saas-Fee ophiolites: implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps. Contributions to Mineralogy and Petrology **112**, S. 269-287.
- Sarantschina, G. M. 1963. Die Fedorow-Methode. VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin, 135 S.
- Scaillet, S., Féraud, G., Lagabriele, Y., Ballèvre, M. & Ruffet, G. 1990. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser-probe dating by step heating and spot fusion of phengites from the Dora Maira nappe of the western Alps, Italy. Geology **18**, S. 741-744
- Schmid, S. M. & Casey, M. 1986. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. In: *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies-The Paterson Volume*, eds.). *Geophysical Monograph* **36**. American Geophysical Union, S. 263-286.
- Schmidt, M. W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. Contributions to Mineralogy and Petrology **110**, S. 304-310.
- Schoch, J. 1999. Tectonique et microstructurale de la nappe de la Dent Blanche dans la haute Vallée d'Arolla. Diplôme thésis, Université de Neuchatel.
- Schumacher, J. C. 1991. Empirical ferric iron corrections: necessity, assumptions, and effects on selected geothermobarometers. Mineralogical Magazine **55**, S. 3-18.
- Selley, R. C. 1988. Applied Sedimentology. Academic Press, London, 446 S.
- Sibson, R. H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. Journal of the Geological Society London **133**, S. 191-213.
- Sibson, R. H., Moore, J. M. & Rankin, A. H. 1975. Seismic pumping-a hydrothermal fluid transport mechanism. Journal of the Geological Society London **131**, S. 653-659.
- Simpson, C. & Schmid, S. M. 1983. An evaluation of criteria to determine the sense of movement in sheared rocks. Bulletin of the Geological Society of America **94**, S. 1281-1288.
- Smith, J. V. & Brown, W. L. 1988. Feldspar Minerals, Vol. 1. Springer Verlag, Berlin, 828 S.
- Smolukowsky, M. S. 1909. Some remarks on the mechanics of overthrusts. Geological Magazine **6**, S. 203-205.
- Spear, F. S. 1993. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. Mineralogical Society of America Monographs. Mineralogical Society of America, Washington D.C., 799 S.
- Sperlich, R. 1988. The transition from crossite to actinolite in metabasites of the Combin unit in Vallée St. Barthélemy (Aosta, Italy). Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen **68**, S. 215-224.
- Spry, A. 1969. Metamorphic textures. Pergamon Press, Oxford.
- Staub, R. 1938. Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden. Eclogae Geologicae Helvetiae **31** (2), S. 345-353.
- Steck, A., Bigoggero, B., Dal Piaz, G. V., Escher, A., Martinotti, G. & Masson, H. 1999. Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale. Carte géologique speciale, No 123-SW. Service hydrologique et géologique national. Berne.
- Stöckhert, B. 1985. Compositional control on the polymorphism (2M1-3T) of phengitic white mica from high pressure parageneses of the Sesia Zone (lower Aosta valley, Western Alps; Italy). Contributions to Mineralogy and Petrology. **89**, S. 52-58.
- Stone, D. 2000. Temperature and pressure variations in suites of Archean felsic plutonic rocks, Berens River area, northwest Superior Province, Ontario, Canada. The Canadian Mineralogist **38**, S. 455-470.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Science Reviews **12**, S. 1-33.
- Sturt, B. A. 1970. Exsolution during metamorphism with particular reference to feldspar solid solutions. Mineralogical Magazine **37** (291), S. 815-832.
- Stutz, A. H. 1940. Die Gesteine der Arollaserie im Valpelline. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen **20**, S. 117-246.
- Stutz, A. H. & Masson, R. 1938. Zur Tektonik der Dent Blanche Decke. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen **18**, S. 40-53.

- Terry, R. D. & Chillingar, G. V. 1955. Concerning some additional aids in studying sedimentary formations. *Journal of Sedimentary Petrology* **25**, S. 229-234.
- Tröger, W. E. 1967. Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2, Textband. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 822 S.
- Trümpy, R. 1975. Penninic - Austro-Alpine boundary in the Swiss Alps: a presumed former continental margin and its problems. *American Journal of Science* **275** (A), S. 209-238.
- Trümpy, R. 1980. An Outline of the Geology of Switzerland (Part A). *Geology of Switzerland: A Guide-Book*. Wepf & Co., Basel, 104 S.
- Trümpy, R. 1983. Alpine paleogeography: a reappraisal. In: *Mountain Building Processes* (Hsü, K., eds.). Academic Press, S. 149-156.
- Tullis, J., Dell'Angelo, L. & Yund, R. A. 1990. Ductile shear zones from brittle precursors in feldspathic rocks: the role of dynamic recrystallization. In: *Mineral and rock deformation: laboratory studies* (Hobbs, B. E. & Heard, H. C., eds.). *AGU Geophysical Monographs* **56**, S. 67-81.
- Turner, F. J. 1953. Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. *American Journal of Science* **251**, S. 276-298.
- Van der Klauw, S. N. G. C., Reinecke, T. & Stöckhert, B. 1997. Exhumation of ultrahigh-pressure metamorphic oceanic crust from Lago di Cignana, Piemontese zone, western Alps: the structural record in metabasites. *Lithos* **41**, S. 79-102.
- Velde, B. 1965. Phengite Micas: Synthesis, stability and natural occurrence. *American Journal of Science* **263**, S. 886-913.
- Venturini, G. 1995. Geology, Geochemistry and Geochronology of the inner central Sesia Zone (Western Alps - Italy). *Mémoires de Géologie*. Section des Sciences de la Terre, Institut de Géologie, Université de Lausanne, Lausanne, 148 S.
- Vogler, W. S. 1984. Alpine Structures and Metamorphism at the Pillonet Klippe-a Remnant of the Austroalpine Nappe System in the Italian Western Alps. *Geologische Rundschau* **73** (1), S. 175-206.
- Vogler, W. S. 1987. Fabric development in a fragment of Tethyan oceanic lithosphere from the Piemonte ophiolite nappe of the western Alps, Valtournanche, Italy. *Journal of Structural Geology* **9** (8), S. 935-953.
- Voll, G. 1960. New Work On Petrofabrics. *Liverpool and Manchester Geological Journal* **2**, S. 503-567.
- Voll, G. 1976. Recrystallization of Quartz, Biotite and Feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its Geological Significance. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **56**, S. 641-647.
- Voll, G. 1980. Deformation, Crystallization and Recrystallization. Conference on the Effect of Deformation on Rocks, Göttingen.
- Voll, G. 1982. Gefüge-Entwicklung in der alpinen Subduktionszone. *Fortschritte Mineralogie* **60**, S. 210-212.
- Vuichard, J. P. 1989. La marge austroalpine durant la collision alpine: évolution tectonométamorphique de la zone Sesia-Lanzo. *Mémoires Doc. Centre Armoricaire Etud. Struct. Socles* **24**, S. 307.
- Wenk, H.-R. & Christie, J. M. 1991. Comments on the interpretation of deformation textures in rocks. *Journal of Structural Geology* **13** (10), S. 1091-1110.
- Wheeler, J. & Butler, W. H. 1993. Evidence for extension in the western Alpine orogen: the contact between the oceanic Piemonte and overlying continental Sesia units. *Earth and Planetary Science Letters* **117**, S. 457-474.
- White, S. H. 1976. The role of dislocation processes during tectonic deformation with special reference to quartz. In: *The physics and chemistry of minerals and rocks* (Strens, R. J., eds.). Wiley and Sons, London, S. 75-91.
- White, S. H., Burrows, S. E., Carreras, J., Shaw, N. D. & Humphreys, F. J. 1980. On mylonites in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology* **2**, S. 175-187.
- Wust, G. H. & Silverberg, D. S. 1989. Northern Combin zone complex-Dent Blanche nappe contact: extension within the convergent Alpine belt. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **69**, S. 251-259.
- Yardley, B. W. D. 1989. An Introduction to Metamorphic Petrology. Longman Earth Science. Longman Scientific & Technical, Essex, 248 S.
- Ziegler, P. 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V., The Hague, 239 S.

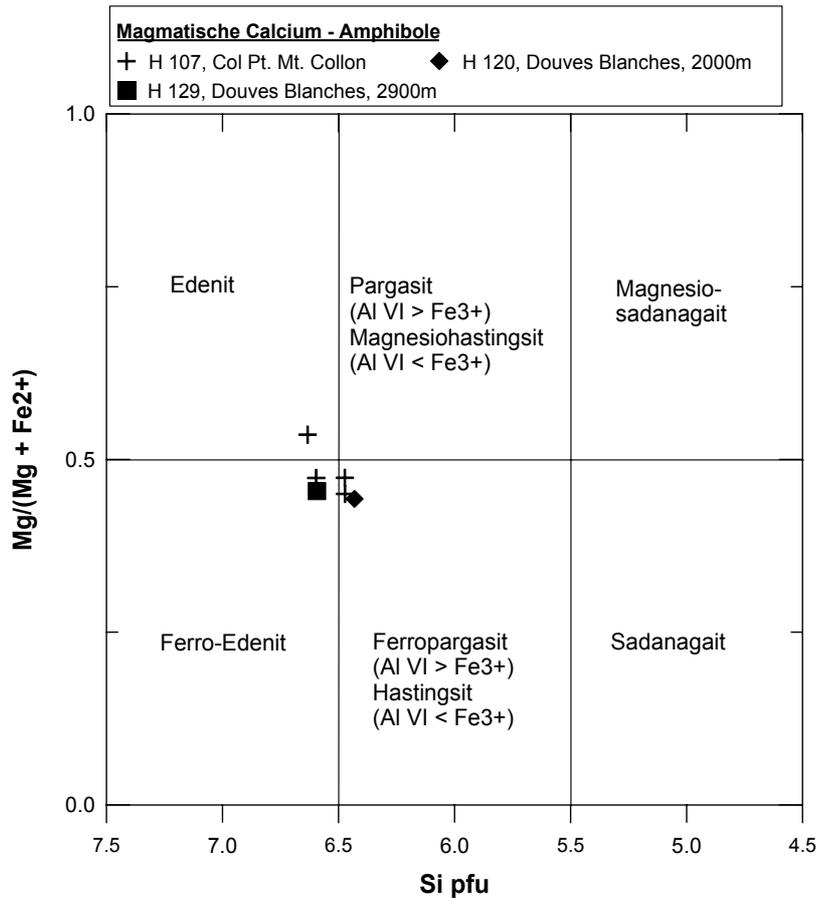
Anhang

Inhaltsverzeichnis:	Seite
A.1 Probenverzeichnis	99
A.2 Klassifikation der magmatischen Calcium-Amphibole	100
A.3 Mikrosondendaten	101
A.4 Amphibol-Geothermometrie	108

A.1 Probenverzeichnis

Probennummer	Rechts- und Hochwert	Lithologie
SV 1714	601188, 98350	Orthogneis
H 78	601188, 98350	Orthogneis
H 88	589000, 71300	Bündner Schiefer
H 89	589000, 71300	Bündner Schiefer
H 92	589000, 71250	Orthogneis
H 101	598130, 94100	Bündner Schiefer
H 107	603430, 89970	Orthogneis
H 112	604140, 95200	Orthogneis
H 113	604320, 94950	Orthogneis
H 114	604330, 94990	Orthogneis
H 115	604330, 94990	Orthogneis
H 117	604330, 94990	Orthogneis
H 120	604320, 94950	Orthogneis
H 123	604350, 94990	Orthogneis
H 129	604280, 95200	Orthogneis
H 130	599475, 96020	Paragneis
H 131	599475, 96100	Paraschiefer
H 132	598160, 93990	Orthogneis
H 133	598160, 93990	Orthogneis
H 137	598150, 94075	Bündner Schiefer
H 138	598150, 94075	Bündner Schiefer
H 141	599300, 95700	Orthogneis
H 142	599145, 95675	Orthogneis
H 143	599145, 95675	Orthogneis
H 144	599145, 95675	Orthogneis
H 148	599425, 96125	Paragneis
H 149	599500, 96100	quarzit. Paragneis
H 150	599500, 96100	Paraschiefer
H 151	599475, 96075	Paragneis
H 153	599475, 96000	Orthogneis
H 154	599475, 96000	Orthogneis
H 163	599475, 96000	Orthogneis
H 165	599475, 96000	Orthogneis
H 174	593091, 81581	Orthogneis
H 184	604825, 100550	Orthogneis
H 189	605150, 93175	Metagabbro
H 191	605150, 93175	Metagabbro
H 192	605150, 93175	Metagabbro
H 200	604625, 94085	Orthogneis
H 201	604625, 94085	Orthogneis

A.2 Klassifikation der magmatischen Calcium-Amphibole



Klassifikation der magmatischen Ca-Amphibole. Diagramm-Parameter: Ca(B) > 1.5; (Na + K) (A) > 0.5; Ti < 0.5. Berechnung der Kationenproportionen auf 23 O (wasserfrei), Fe₂₊ und Fe₃₊ mittels Normierung auf 13eCNK Kationen (Schumacher 1991) bestimmt.

A.3 Mikrosondendaten

Amphibol

Bemerkung zu den kristallographischen Positionen in Amphibolen. Nach Leake et al. (1997) entsprechen per Formeleinheit:

A: einer Position

B: zwei M4 Positionen

C: eine Zusammenfassung von fünf Positionen aus zwei M1, zwei M2 und einer M3

T: acht Tetraeder-Positionen, in zwei Sets zu je vier, die nicht weiter unterschieden werden

OH: zwei Positionen

Amphibol Mikrosondenanalysen

Probe	H 107/5, Arolla Serie, Gneis, Pt. Mt. Collon									
Beschreibung	Fe-Ed		Fe-Ed		Fe-Hbl		Hs		Ed	
	Act	magm. Korn d. Act umgew.	magm. Korn	magm. Rest	magm. Korn	magm. Korn	magm. Korn	metam. nach Hbl	Win	Hs
Ideal Cations 13eCNK	15,51	15,05	15,53	15,45	15,52	15,56	15,04	15,00	15,55	15,55
Ideal Oxygens	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23
Meßpunkt	99	101	110	124	128	132	134	136	137	
Position	Kern	Lamelle	Kern	Kern	Kern	Kern	Rand	Rand	Kern	
wt %										
SiO ₂	43,659	52,99	42,44	42,89	42,18	43,78	54,13	54,05	42,18	
TiO ₂	1,22	0,00	1,40	1,30	1,49	1,10	0,00	0,00	1,43	
Al ₂ O ₃	8,91	1,75	8,72	9,43	9,66	8,96	2,69	2,31	9,63	
Cr ₂ O ₃	0,11	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02	0,04	0,00	0,03	
FeO	20,03	15,74	20,25	20,80	20,51	19,08	17,39	16,05	21,36	
MnO	0,72	0,65	0,65	0,64	0,74	0,57	0,38	0,48	0,84	
MgO	8,71	13,56	8,29	8,41	8,21	9,51	11,74	12,98	7,72	
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
CaO	11,33	11,64	11,15	11,59	11,54	10,85	5,39	7,45	11,22	
Na ₂ O	1,49	0,70	1,48	1,12	1,22	1,92	4,25	2,97	1,50	
K ₂ O	1,15	0,16	1,12	1,17	1,33	1,21	0,05	0,09	1,33	
Total Gew. %	97,33	97,19	95,52	97,34	96,88	97,01	96,06	96,39	97,25	
Ferric Form										
T-Position										
Si	6,64	7,74	6,60	6,53	6,47	6,63	7,85	7,81	6,47	
Al IV	1,36	0,26	1,40	1,47	1,53	1,37	0,15	0,19	1,53	
Sum T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	
C-Position										
Al VI	0,24	0,04	0,19	0,22	0,22	0,23	0,30	0,21	0,21	
Ti	0,14	0,00	0,16	0,15	0,17	0,13	0,00	0,00	0,17	
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe ³⁺	0,48	0,34	0,50	0,63	0,55	0,56	0,97	0,83	0,58	
Mg	1,97	2,95	1,92	1,91	1,88	2,15	2,54	2,80	1,77	
Fe	2,06	1,58	2,14	2,02	2,09	1,86	1,14	1,11	2,16	
Mn	0,09	0,08	0,09	0,08	0,10	0,07	0,05	0,06	0,11	
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Sum C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	
B-Position										
Ca	1,85	1,82	1,86	1,89	1,90	1,76	0,84	1,15	1,84	
Na	0,15	0,18	0,14	0,11	0,10	0,24	1,16	0,83	0,16	
Sum B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,99	2,00	
A-Position										
Na	0,28	0,02	0,30	0,22	0,26	0,32	0,03	0,02	0,29	
K	0,22	0,03	0,22	0,23	0,26	0,23	0,01	0,00	0,26	
Sum A	0,50	0,05	0,52	0,45	0,52	0,55	0,04	0,02	0,55	
Sum Cat.	15,51	15,05	15,53	15,45	15,52	15,59	15,04	15,00	15,55	
wt% Fe ₂ O ₃	4,24	3,13	4,24	5,47	4,72	4,90	8,86	7,60	5,06	
wt% FeO	16,22	12,92	16,44	15,88	16,27	14,67	9,42	9,21	16,80	
Ferric Total Gew. %	97,76	97,50	95,94	97,89	97,35	97,50	96,94	97,15	97,76	
Mg/(Mg+Fe)	0,49	0,65	0,47	0,49	0,47	0,54	0,69	0,72	0,45	

Epidot

Epidot Mikrosondenanalysen

Probe	H 107/11, Arolla Serie, Gneis			H 114/5	
Beschreibung	bruchh. def., pistaz.		Sauss. mag Plag	aus Saussuritierung	
Ideal Cations	7,93	8,00	8,01	8,02	8,02
Ideal Oxygens	12,5	12,5	12,5	12,5	12,5
Meßpunkt	138	139	142	264	268
Position	Kern	Rand		Kern	Kern
SiO ₂	33,88	36,55	37,1903	36,76	36,86
TiO ₂	12,19	0,40	0,10	0,08	0,00
Al ₂ O ₃	14,50	18,88	22,71	22,40	22,48
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,00	0,01	0,04
FeO	10,96	16,68	13,12	13,10	12,89
MnO	0,15	0,10	0,49	0,28	0,28
MgO	1,82	0,00	0,03	0,02	0,01
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	23,18	22,90	22,89	23,10	23,19
Na ₂ O	0,05	0,03	0,00	0,00	0,01
K ₂ O	0,06	0,01	0,00	0,01	0,00
Total Gew. %	96,81	95,56	96,54	95,77	95,76
Ferric Form					
Si	2,76	2,99	2,98	2,97	2,98
Al	1,39	1,82	2,14	2,13	2,14
Ti	0,75	0,02	0,01	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,75	1,14	0,88	0,89	0,87
Mg	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	2,03	2,01	1,96	2,00	2,01
Na	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Sum Cat.	7,93	8,00	8,01	8,02	8,02
wt% Fe ₂ O ₃	12,18	18,54	14,58	14,56	14,32
wt% FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ferric Total	98,04	97,42	98,00	97,23	97,20

Amphibol

Amphibol Mikrosondenanalysen		H 120/10, Arolla Serie, Gneis, Val d'Arolla							H129/8
Beschreibung	Act		Act		Act	Act	Act	Fe-Ed	
	metam. Rand	metam. Rand	metam. Rand	gleiches Korn	Act nach Hs	auf Scherbr.	magm Korn		
Ideal Cations 13eCNK	14,99	15,05	15,13	15,50	15,05	15,00	15,50	15,50	
Ideal Oxygens	23	23	23	23	23	23	23	23	
Meßpunkt	345	347	351	355	356	359	364		
Position	Rand	Rand	Rand	Kern	Rand	Kern	Kern		
wt %									
SiO2	53,14	52,97	51,46	41,32	52,29	53,76	42,81		
TiO2	0,00	0,00	0,72	1,54	0,00	0,00	1,48		
Al2O3	0,91	1,23	2,04	9,02	2,06	1,11	8,64		
Cr2O3	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01		
FeO	18,98	16,66	18,20	22,42	19,37	17,61	21,24		
MnO	0,63	0,53	0,46	0,65	0,61	0,56	0,67		
MgO	11,70	12,99	11,73	7,45	10,95	12,45	8,02		
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
CaO	11,95	12,08	12,29	11,22	11,61	11,86	11,39		
Na2O	0,28	0,42	0,48	1,41	0,66	0,46	1,37		
K2O	0,09	0,09	0,18	1,04	0,10	0,07	1,05		
Total Gew. %	97,67	96,98	97,57	96,08	97,68	97,91	96,69		
Ferric Form									
T-Position									
Si	7,84	7,81	7,64	6,43	7,74	7,87	6,59		
Al IV	0,16	0,19	0,36	1,57	0,26	0,13	1,41		
Sum T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00		
C Position									
Al VI	0,00	0,02	0,00	0,09	0,10	0,06	0,16		
Ti	0,00	0,00	0,08	0,18	0,00	0,00	0,17		
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Fe3	0,28	0,21	0,11	0,75	0,26	0,21	0,53		
Mg	2,58	2,85	2,60	1,73	2,42	2,72	1,84		
Fe	2,07	1,84	2,15	2,17	2,14	1,94	2,21		
Mn	0,08	0,07	0,06	0,09	0,08	0,07	0,09		
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Sum C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00		
B-Position									
Ca	1,89	1,91	1,96	1,87	1,84	1,86	1,88		
Na	0,08	0,09	0,04	0,13	0,16	0,13	0,12		
Sum B	1,97	2,00	2,00	2,00	2,00	1,99	2,00		
A-Position									
Na	0,00	0,03	0,10	0,30	0,03	0,00	0,29		
K	0,02	0,02	0,03	0,21	0,02	0,01	0,21		
Sum A	0,02	0,05	0,13	0,51	0,05	0,01	0,51		
Sum Cat.	14,99	15,05	15,13	15,50	15,05	15,00	15,50		
wt% Fe2O3	2,50	1,89	0,99	6,38	2,33	1,92	4,53		
wt% FeO	16,73	14,96	17,31	16,68	17,27	15,88	17,16		
Ferric Total Gew. %	97,93	97,17	97,67	96,72	97,92	98,10	97,14		
Mg/(Mg+Fe)	0,55	0,61	0,55	0,44	0,53	0,58	0,45		

Amphibol Mikrosondenanalysen		H 114/5, Arolla Serie, Gneis, Val d'Arolla								H 115/5, Arolla Serie, Gneis, Val d'Arolla			
Beschreibung	Act		Act		Act		Act		Act	Act	Act	Act	Act
	aus Saus.	aus Saus.	aus Saus.	aus Saus.	aus Saus.	aus Saus.	aus Saus.	Sauss., def.	auf Scherbr.	auf Scherbr.	auf Scherbr.	auf Scherbr.	auf Scherbr.
Ideal Cations 13eCNK	15,02	15,08	15,09	15,00	15,03	15,08	15,04	15,03	15,05	15,01	15,01	15,01	15,05
Ideal Oxygens	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23
Meßpunkt	265	266	267	270	279	280	296	299	314	316	334	340	
Position	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	
wt %													
SiO2	53,12	52,85	52,39	52,37	53,61	52,50	52,77	52,07	52,21	53,39	53,11	52,49	
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al2O3	0,83	1,43	1,73	1,95	1,20	3,19	0,94	1,82	1,53	2,18	2,16	2,54	
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	
FeO	17,27	16,59	16,69	18,35	15,95	15,34	17,44	16,89	18,85	18,16	18,74	18,36	
MnO	0,38	0,48	0,49	0,59	0,41	0,45	0,45	0,48	0,49	0,50	0,49	0,56	
MgO	12,71	12,83	12,55	11,71	13,76	12,61	12,32	12,51	11,55	11,39	11,35	11,64	
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
CaO	12,17	12,07	11,99	11,56	12,23	11,54	12,05	11,87	11,95	11,36	11,77	11,39	
Na2O	0,29	0,51	0,55	0,56	0,34	0,42	0,35	0,41	0,46	0,70	0,49	0,82	
K2O	0,05	0,10	0,12	0,07	0,12	0,77	0,07	0,11	0,09	0,13	0,14	0,12	
Total Gew. %	96,81	96,86	96,50	97,19	97,65	96,81	96,38	96,16	97,12	97,82	98,24	97,93	
Ferric Form													
T-Position													
Si	7,86	7,81	7,78	7,74	7,81	7,73	7,87	7,75	7,77	7,84	7,79	7,70	
Al IV	0,14	0,19	0,22	0,26	0,19	0,27	0,13	0,25	0,23	0,16	0,21	0,30	
Sum T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	
C Position													
Al VI	0,00	0,06	0,09	0,08	0,02	0,28	0,03	0,06	0,03	0,22	0,16	0,13	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe3	0,17	0,14	0,13	0,35	0,24	0,08	0,14	0,27	0,24	0,15	0,19	0,33	
Mg	2,81	2,83	2,78	2,58	2,99	2,77	2,74	2,77	2,56	2,49	2,48	2,54	
Fe	1,97	1,91	1,94	1,91	1,71	1,81	2,03	1,84	2,10	2,08	2,11	1,92	
Mn	0,05	0,06	0,06	0,07	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Sum C	4,99	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	
B-Position													
Ca	1,93	1,91	1,91	1,83	1,91	1,82	1,92	1,89	1,90	1,79	1,85	1,79	
Na	0,07	0,09	0,09	0,16	0,09	0,12	0,08	0,11	0,10	0,20	0,14	0,21	
Sum B	2,00	2,00	2,00	1,99	2,00	1,94	2,00	2,00	2,00	1,99	1,99	2,00	
A-Position													
Na	0,01	0,05	0,07	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	
K	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,15	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	
Sum A	0,02	0,07	0,09	0,01	0,03	0,15	0,03	0,03	0,05	0,02	0,03	0,04	
Sum Cat.	15,02	15,08	15,09	15,00	15,03	15,08	15,04	15,03	15,05	15,01	15,01	15,05	
wt% Fe2O3	1,56	1,23	1,19	3,18	2,15	0,72	1,25	2,38	2,17	1,33	1,72	3,03	
wt% FeO	15,87	15,49	15,62	15,49	14,02	14,69	16,31	14,75	16,90	16,96	17,19	15,64	
Ferric Total Gew. %	96,96	96,98	96,62	97,50	97,87	96,89	96,51	96,40	97,34	97,95	98,41	98,23	
Mg/(Mg+Fe)	0,59	0,60	0,59	0,57	0,64	0,60	0,57	0,60	0,55	0,54	0,54	0,57	

Chlorit

Chlorit Mikrosondenanalysen

Probe	H 107/11		H 115/5		H 129/8	H 141/1	H 184/3	
Beschreibung	Bruchfläche		nach Bt	nach Bt	nach Bt	in S2, mit Hegli	nach Bt	nach Bt
	-braun MgFe		e-blau FeMg	e-blau FeMg	e-blau FeMg	-braun MgFe	-braun MgFe	-braun MgFe
Ideal Oxygens	14	14	14	14	14	14	14	14
Meßpunkt	170		308	343	381		482	564
wt %								
SiO2	28,33		25,21	25,92	26,14		26,23	25,59
TiO2	1,08		0,56	0,19	0,00		0,00	0,00
Al2O3	19,01		18,86	19,21	18,44		19,48	21,88
Cr2O3	0,03		0,01	0,00	0,01		0,00	0,00
FeO	19,63		29,80	29,83	28,73		24,20	26,34
MnO	0,56		0,53	0,64	0,65		0,65	0,18
MgO	18,82		11,51	11,27	12,61		16,86	12,91
ZnO	0,00		0,00	0,00	0,00		0,00	0,00
CaO	0,81		0,50	0,19	0,03		0,00	0,01
Na2O	0,02		0,06	0,02	0,04		0,00	0,00
K2O	0,03		0,04	0,32	0,00		0,01	0,29
Total Gew. %	88,32		87,09	87,59	86,64		87,42	87,20
Ferrous Form								
Si	2,88		2,76	2,82	2,85		2,76	2,72
Al	2,28		2,44	2,46	2,37		2,42	2,75
Ti	0,08		0,05	0,02	0,00		0,00	0,00
Cr	0,00		0,00	0,00	0,00		0,00	0,00
Mg	2,85		1,88	1,83	2,05		2,65	2,05
Fe2+	1,67		2,73	2,71	2,62		2,13	2,35
Mn	0,05		0,05	0,06	0,06		0,06	0,02
Zn	0,00		0,00	0,00	0,00		0,00	0,00
Ca	0,09		0,06	0,02	0,00		0,00	0,00
Na	0,00		0,01	0,00	0,01		0,00	0,00
K	0,00		0,01	0,04	0,00		0,00	0,04
Sum Cat.	9,90		9,98	9,96	9,97		10,03	9,92
Al (IV) [pfu]	1,12		1,24	1,18	1,15		1,24	1,28
Al (VI) [pfu]	1,16		1,97	1,28	1,22		1,19	1,46
T [°C] (Cathelineau 1988)	299		337	318	308		337	350

Epidot

Epidot Mikrosondenanalysen

Probe	H 107/5, Arolla Serie, Gneis, Pt. Mt. Collon												
Beschreibung	S2 bruchhaft def.			pistaz.S2 bruchh.def.			pistaz.S2 bruchh.def.			Ep-Ränder um Allant		Ep-Ränder um Allant	
	7,99	8,01	8,00	8,00	8,01	8,00	8,00	7,95	7,98	8,02	8,01	8,01	8,01
Ideal Cations	12,5	12,5	12,5	12,5	12,5	12,5	12,5	12,5	12,5	12,5	12,5	12,5	12,5
Ideal Oxygens	12,5	12,5	12,5	12,5	12,5	12,5	12,5	12,5	12,5	12,5	12,5	12,5	12,5
Meßpunkt	102	103	104	106	105	114	115	118	120	126	127		
Position	Rand	Kern	Rand	Rand	Kern	Kern	Rand						
SiO2	37,69	37,27	37,31	36,64	36,66	37,02	38,60	36,71	35,56	37,13	36,76		
TiO2	0,02	0,04	0,04	0,16	0,00	0,04	0,00	0,19	0,05	0,23	0,14		
Al2O3	22,68	22,51	22,40	19,66	18,92	22,45	20,78	20,74	18,19	22,95	20,21		
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02		
FeO	13,28	13,71	13,03	16,19	17,84	13,61	14,11	14,44	17,38	12,59	16,13		
MnO	0,32	0,28	0,34	0,57	0,15	0,78	0,17	0,30	0,14	0,30	0,05		
MgO	0,02	0,05	0,05	0,02	0,02	0,03	0,01	0,07	0,16	0,02	0,06		
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
CaO	22,76	23,16	22,58	22,29	22,76	22,17	22,50	21,91	22,19	23,19	23,00		
Na2O	0,06	0,00	0,00	0,04	0,02	0,01	0,00	0,06	0,02	0,01	0,01		
K2O	0,00	0,02	0,09	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02		
Total Gew. %	96,82	97,04	95,84	95,61	96,38	96,11	96,19	94,43	93,73	96,42	96,40		
Ferric Form													
Si	3,00	2,97	3,00	2,99	2,98	2,98	3,09	3,01	2,98	2,97	2,97		
Al	2,13	2,12	2,13	1,89	1,81	2,13	1,96	2,01	1,79	2,17	1,93		
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01		
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Fe3	0,89	0,91	0,88	1,11	1,21	0,92	0,95	0,99	1,22	0,84	1,09		
Mg	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01		
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Mn	0,02	0,02	0,02	0,04	0,01	0,05	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00		
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Ca	1,94	1,98	1,95	1,95	1,98	1,91	1,93	1,93	1,99	1,99	1,99		
Na	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00		
K	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Sum Cat.	7,99	8,01	8,00	8,00	8,01	8,00	7,95	7,98	8,02	8,01	8,01		
wt% Fe2O3	14,78	15,24	14,48	18,00	19,83	15,12	15,68	16,05	19,31	13,99	17,92		
wt% FeO	-0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Ferric Total	98,30	98,56	97,29	97,42	98,36	97,63	97,76	96,03	95,67	97,82	98,19		

Feldspat

Feldspat Mikrosondenanalysen																		
Probe	H 101/5						H 107/11		H 113/4, Arolla Serie, Gneis, Val d'Arolla									
Beschreibung	in Kornkontakt mit Win, schwach serizitisiert						mag. sauss.! sauss. Rest		Profil, magm. Einschluß von ab in or mag. sauss. mag. sauss. magm. Einschlußgefüge									
	ser. Rest								ser. frei, Saum außere				Or innerer Or bruchh. def. bruchh. def. Perthit				ser. frei, Saum Mikroklin	
Ideal Cations	5,01	4,98	4,99	5,01	5,02		5,01	5,01	5,01	5,01	5,02	5,02	5,02	5,02	5,02	5,01	5,02	
Ideal Oxygens	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00		8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	
	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Or	Ab	Or	Or	Ab	Ab	Or	Ab	Or		
Meßpunkt	84	137B	137C	137D	137E	143	152		183	184	185	194	204	208	209	210		
wt %																		
SiO ₂	66,60	69,15	68,98	68,43	68,54	67,21	64,13		67,54	64,23	64,00	66,81	67,79	63,80	67,21	63,37		
TiO ₂	0,66	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Al ₂ O ₃	19,19	19,23	19,23	19,59	19,43	20,15	18,58		19,28	18,64	18,30	19,83	20,06	18,14	19,65	18,43		
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01		0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04		
FeO	0,82	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,21		0,02	0,01	0,11	0,31	0,14	0,14	0,02	0,06		
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00		0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00		
MgO	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,02		0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00		
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
CaO	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,75	0,00		0,03	0,00	0,00	0,87	0,34	0,00	0,56	0,00		
Na ₂ O	11,28	11,62	11,69	11,98	12,03	11,19	0,40		11,65	0,30	0,42	11,39	11,42	0,42	11,49	0,45		
K ₂ O	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	16,33		0,09	16,42	16,45	0,13	0,41	16,55	0,08	16,18		
Total Gew. %	98,80	100,00	99,90	100,00	100,00	99,77	99,68		98,62	99,61	99,31	99,33	100,28	99,07	99,01	98,53		
Ferrous Form																		
Si	2,96	3,01	3,01	2,99	2,99	2,95	2,98		2,99	2,98	2,99	2,95	2,96	2,99	2,97	2,98		
Al	1,01	0,99	0,99	1,01	1,00	1,04	1,02		1,01	1,02	1,01	1,03	1,03	1,00	1,02	1,02		
Ti	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00		
Fe ²⁺	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01		0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00		
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00		0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,03	0,00		
Na	0,97	0,98	0,99	1,01	1,02	0,95	0,04		1,00	0,03	0,04	0,98	0,97	0,04	0,98	0,04		
K	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,97		0,01	0,97	0,98	0,01	0,02	0,99	0,00	0,97		
Sum Cat.	5,01	4,98	4,99	5,01	5,01	5,01	5,01		5,01	5,01	5,02	5,02	5,02	5,02	5,01	5,02		

Feldspat Mikrosondenanalysen											
Probe	H 113/7, Arolla Serie, Gneis, Val d'Arolla					H 129/8, Arolla Serie, Gneis				H 141/1	
Beschreibung	Profil magm. Einschlußgefüge					Scherbruchfüllung, mit Chl				pegmat. Gang	
	Perthit	ser. frei Saum	ser.! Kern	ser. frei Saum	Perthit					kaum ser., stark verbogen	
Ideal Cations	5,02	5,02	5,00	5,01	5,02	5,02	5,01	5,02	5,02	5,02	5,01
Ideal Oxygens	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
	Or	Ab	Ab	Ab	Or	Or-adular	Or-adular	Or-adular	Ab	Ab	
Meßpunkt	213	214	215	216	217	375	378	383	472	474	
wt %											
SiO ₂	63,46	67,88	67,17	67,52	64,02	64,04	64,37	62,68	68,31	69,01	
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al ₂ O ₃	18,17	19,26	20,00	19,76	18,30	18,61	18,41	18,03	19,64	19,83	
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,06	0,03	0,00	0,00	
FeO	0,01	0,00	0,03	0,02	0,03	0,07	0,00	0,05	0,04	0,02	
MnO	0,04	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00	0,00	
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
CaO	0,03	0,05	0,73	0,32	0,00	0,01	0,00	0,00	0,07	0,06	
Na ₂ O	0,39	11,88	11,26	11,60	0,39	0,16	0,15	0,17	11,98	11,95	
K ₂ O	16,37	0,06	0,09	0,08	16,62	16,89	16,77	16,56	0,09	0,06	
Total Gew. %	98,49	99,14	99,27	99,37	99,37	99,78	99,83	97,54	100,11	100,93	
Ferrous Form											
Si	2,99	2,99	2,96	2,97	2,99	2,98	2,99	2,98	2,98	2,99	
Al	1,01	1,00	1,04	1,03	1,01	1,02	1,01	1,01	1,01	1,01	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ca	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na	0,04	1,02	0,96	0,99	0,04	0,01	0,01	0,02	1,01	1,00	
K	0,98	0,00	0,00	0,00	0,99	1,00	0,99	1,01	0,00	0,00	
Sum Cat.	5,02	5,02	5,00	5,01	5,02	5,02	5,01	5,02	5,02	5,01	

Hellglimmer

Hellglimmer Mikrosondenanalysen

Probe	H 101/5			H 107/5, Arolla Serie, Gneis, Pt. Mt. Collon						H 107/11, Arolla Serie, Gneis		
	Scherz., verb.	Scherz., zerbr.	Scherz., verb.	D2 zerbrochen	D2 zerbrochen	Serizit	Serizit, D2 verbogen	Serizit, D2 verbogen	Serizit, in Plag.	Serizit, in Plag.	Serizit, Rand Plag.	
Position	Kern	Rand	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	
Ideal Oxygens	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
Meßpunkt	80	85	92	94	93	97	111	112	176	176A		177
wt %												
SiO ₂	48,52	48,94	47,92	49,88	50,10	49,36	49,37	49,56	49,71	50,06		49,16
TiO ₂	0,09	0,14	0,18	0,09	0,04	0,04	0,09	0,06	0,07	0,07		0,04
Al ₂ O ₃	31,43	30,69	31,32	24,24	24,10	23,91	23,73	23,96	23,14	23,11		23,75
Cr ₂ O ₃	0,07	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,05	0,06	0,00	0,02		0,00
FeO	1,89	1,79	1,74	5,37	5,38	6,13	5,65	5,75	5,38	5,39		5,48
MnO	0,05	0,06	0,01	0,03	0,08	0,08	0,02	0,04	0,06	0,07		0,01
MgO	1,73	1,78	1,73	3,49	3,52	3,85	3,55	3,53	3,62	3,77		3,48
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00
CaO	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,03		0,00
Na ₂ O	0,35	0,29	0,28	0,05	0,09	0,09	0,12	0,07	0,21	0,14		0,11
K ₂ O	10,60	10,76	10,69	11,24	11,09	11,05	11,24	11,22	11,07	11,10		11,23
Total Gew. %	94,77	94,45	93,90	94,45	94,43	94,53	93,80	94,25	93,25	93,77		93,25
Ferrous Form												
Si	6,50	6,58	6,48	6,87	6,89	6,82	6,87	6,86	6,94	6,95		6,87
Al	4,96	4,86	4,99	3,93	3,91	3,90	3,89	3,91	3,81	3,78		3,91
Ti	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01		0,00
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00		0,00
Mg	0,35	0,36	0,35	0,72	0,72	0,79	0,74	0,73	0,75	0,78		0,72
Fe ²⁺	0,21	0,20	0,20	0,62	0,62	0,71	0,66	0,67	0,63	0,63		0,64
Mn	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01		0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00
Na	0,09	0,07	0,07	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,06	0,04		0,03
K	1,81	1,85	1,85	1,98	1,95	1,95	1,99	1,98	1,97	1,96		2,00
Sum Cat.	13,95	13,94	13,96	14,15	14,13	14,21	14,19	14,18	14,17	14,16		14,18
Si [pfu] (11Ox)	3,25	3,29	3,24	3,43	3,45	3,41	3,43	3,43	3,47	3,47		3,44

Hellglimmer Mikrosondenanalysen

Probe	H 184/3, Arolla Serie, Gneis					
	B4, zerbrochen	quer zu S4	in S4	S4, Drucksch.	in S2	
Position	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	
Ideal Oxygens	22	22	22	22	22	22
Meßpunkt	561	570	569	568	572	
wt %						
SiO ₂	48,24	48,97	48,81	47,92	47,55	
TiO ₂	0,40	0,12	0,19	0,27	0,14	
Al ₂ O ₃	29,09	29,39	29,08	30,00	30,53	
Cr ₂ O ₃	0,04	0,07	0,04	0,00	0,01	
FeO	2,65	2,23	2,63	2,13	2,13	
MnO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	
MgO	2,24	2,48	2,37	2,11	1,95	
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na ₂ O	0,30	0,29	0,29	0,26	0,24	
K ₂ O	10,49	10,67	10,47	10,67	10,75	
Total Gew. %	93,46	94,24	93,87	93,37	93,32	
Ferrous Form						
Si	6,59	6,62	6,63	6,54	6,49	
Al	4,68	4,68	4,65	4,82	4,91	
Ti	0,04	0,01	0,02	0,03	0,01	
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	
Mg	0,46	0,50	0,48	0,43	0,40	
Fe ²⁺	0,30	0,25	0,30	0,24	0,24	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na	0,08	0,08	0,08	0,07	0,06	
K	1,83	1,84	1,81	1,86	1,87	
Sum Cat.	13,98	13,99	13,97	13,99	14,00	
Si [pfu] (11Ox)	3,29	3,31	3,31	3,27	3,25	

Hellglimmer

Hellglimmer Mikrosondenanalysen															
Probe	H 113/4, Arolla Serie, Gneis, Val d'Arolla						H 113/11, Arolla Serie, Gneis				H 114/5	H 115/5			
Beschreibung	Ms, magmatisch	Ms, magmatisch	Ms, magmatisch	Serizit, Scherbr.	Serizit, Scherbr.	aus Bt	Serizit	Serizit, Scherbr.	Serizit, Scherbr.	aus Bt					
Position	Kern	Rand	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	
Ideal Oxygens	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	
Meßpunkt	180	181	190	196	195	201	246	259	260	289	307	309	311		
wt %															
SiO ₂	44,82	44,85	44,45	50,07	49,78	50,56	49,82	49,01	48,63	53,13	49,79	49,72	49,09		
TiO ₂	0,07	0,04	0,02	0,00	0,00	0,74	0,01	0,00	0,00	0,76	0,05	0,07	0,08		
Al ₂ O ₃	36,49	35,02	36,52	24,75	25,03	24,13	24,89	26,71	27,09	22,22	25,98	24,15	25,74		
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,03	0,02		
FeO	1,02	1,94	0,80	4,06	3,99	3,83	4,26	4,22	4,20	5,02	4,30	5,53	4,72		
MnO	0,02	0,03	0,12	0,04	0,05	0,06	0,03	0,07	0,02	0,11	0,07	0,09	0,09		
MgO	0,08	0,21	0,07	2,83	2,80	2,82	2,75	2,46	2,35	3,10	2,98	3,05	3,10		
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
CaO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,54	0,00	0,00	0,00	0,00	0,61	0,02	0,04	0,02	
Na ₂ O	0,54	0,36	0,50	0,05	0,00	0,11	0,05	0,07	0,09	0,07	0,13	0,11	0,08		
K ₂ O	10,81	11,14	11,06	11,25	11,34	10,71	11,43	11,36	11,38	9,28	11,24	10,67	11,05		
Total Gew. %	93,86	93,58	93,54	93,11	93,00	93,50	93,25	93,92	93,77	94,34	94,54	93,47	93,99		
Ferrous Form															
Si	6,06	6,13	6,04	6,93	6,91	6,96	6,91	6,75	6,71	7,20	6,80	6,90	6,77		
Al	5,82	5,64	5,85	4,04	4,09	3,91	4,07	4,33	4,40	3,55	4,18	3,95	4,18		
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,01	0,01		
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Mg	0,02	0,04	0,01	0,58	0,58	0,58	0,57	0,51	0,48	0,63	0,61	0,63	0,64		
Fe ²⁺	0,12	0,22	0,09	0,47	0,46	0,44	0,49	0,49	0,48	0,57	0,49	0,64	0,54		
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01		
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,01	0,00		
Na	0,14	0,09	0,13	0,01	0,00	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02		
K	1,87	1,94	1,92	1,99	2,01	1,88	2,02	2,00	2,00	1,61	1,96	1,89	1,94		
Sum Cat.	14,03	14,07	14,06	14,04	14,05	13,96	14,08	14,09	14,10	13,75	14,10	14,07	14,12		
Si [pfu] (11Ox)	3,03	3,06	3,02	3,47	3,45	3,48	3,45	3,37	3,35	3,60	3,40	3,45	3,38		

H 130/4, Sed. Arolla Serie, Paragneis											
Beschreibung	um B4 gebogen	um B4 gebogen	quer zu S4	in S4 zerbrochen	auf Scherbr.	auf Scherbr.	aus Ser. vergrößert	quer zu S4			
Position	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Rand		
Ideal Oxygens	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
Meßpunkt	388	392	393	396	400	401	403	404	407	408	
wt %											
SiO ₂	50,9396	51,1342	51,2455	48,66	51,18	51,90	51,33	51,01	51,31	51,68	
TiO ₂	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al ₂ O ₃	22,91	22,87	23,51	24,75	22,56	23,54	23,50	22,55	22,51	22,92	
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	
FeO	4,23	4,23	4,10	4,60	4,22	4,47	3,85	4,37	4,40	4,21	
MnO	0,24	0,17	0,16	0,19	0,14	0,13	0,16	0,19	0,16	0,16	
MgO	3,87	3,86	3,78	3,85	3,79	4,13	3,82	3,80	3,84	3,96	
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
CaO	0,04	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na ₂ O	0,04	0,04	0,04	0,05	0,00	0,06	0,06	0,07	0,08	0,05	
K ₂ O	11,16	11,50	11,58	11,45	11,44	11,41	11,38	11,42	11,56	11,49	
Total Gew. %	93,46	93,81	94,44	93,60	93,37	95,68	94,10	93,41	93,87	94,49	
Ferrous Form											
Si	7,04	7,05	7,02	6,77	7,09	7,01	7,03	7,07	7,08	7,07	
Al	3,73	3,72	3,79	4,06	3,68	3,75	3,79	3,68	3,66	3,70	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	0,80	0,79	0,77	0,80	0,78	0,83	0,78	0,79	0,79	0,81	
Fe ²⁺	0,49	0,49	0,47	0,53	0,49	0,51	0,44	0,51	0,51	0,48	
Mn	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	
K	1,97	2,02	2,02	2,03	2,02	1,97	1,99	2,02	2,04	2,00	
Sum Cat.	14,08	14,11	14,10	14,23	14,08	14,10	14,07	14,11	14,12	14,09	
Si [pfu] (11Ox)	3,52	3,53	3,51	3,38	3,54	3,51	3,52	3,54	3,54	3,53	

Hellglimmer Mikrosondenanalysen												
Probe	H 131/2, Sed. Arolla Serie, Schiefer, Pas de Chèvres							H 133/2, Arolla Serie				
Beschreibung	um B4 gefalt.	um B4 gefalt.	in S4	in S4	um B4 gefaltet	in S2		in B4 verbogen	in B4 verbogen	Serizit	aus Ser. vergr.	
Position	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern
Ideal Oxygens	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
Meßpunkt	412	413	424	423	427	425	436	440	442	451	448	
wt %												
SiO ₂	50,25	50,24	50,64	49,44	50,26	49,31	48,93	47,70	47,61	47,63	47,97	
TiO ₂	0,04	0,06	0,11	0,09	0,11	0,15	0,06	0,02	0,08	0,04	0,00	
Al ₂ O ₃	25,91	26,70	24,43	25,14	25,88	24,17	24,85	31,18	30,77	30,99	30,20	
Cr ₂ O ₃	0,06	0,00	0,03	0,03	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	
FeO	3,49	4,09	4,26	4,46	4,60	5,43	4,68	2,34	2,72	2,09	2,03	
MnO	0,06	0,07	0,00	0,07	0,01	0,13	0,06	0,04	0,00	0,00	0,00	
MgO	3,35	3,45	3,64	3,17	3,22	3,57	3,11	1,77	2,01	1,96	2,12	
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
CaO	0,00	0,03	0,02	0,00	0,04	0,04	0,02	0,04	0,01	0,04	0,02	
Na ₂ O	0,20	0,13	0,11	0,10	0,13	0,10	0,10	0,48	0,49	0,58	0,78	
K ₂ O	11,19	11,14	11,16	11,06	10,96	10,51	11,33	10,31	10,66	10,46	10,13	
Total Gew.%	94,56	95,91	94,41	93,56	95,25	93,40	93,14	93,89	94,34	93,78	93,27	
Ferrous Form												
Si	6,83	6,75	6,92	6,83	6,81	6,85	6,82	6,47	6,45	6,47	6,54	
Al	4,15	4,23	3,94	4,09	4,13	3,96	4,08	4,98	4,92	4,96	4,85	
Ti	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	0,68	0,69	0,74	0,65	0,65	0,74	0,65	0,36	0,41	0,40	0,43	
Fe ²⁺	0,40	0,46	0,49	0,52	0,52	0,63	0,55	0,26	0,31	0,24	0,23	
Mn	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	
Na	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,13	0,13	0,15	0,21	
K	1,94	1,91	1,95	1,95	1,90	1,86	2,02	1,78	1,84	1,81	1,76	
Sum Cat.	14,08	14,10	14,08	14,10	14,07	14,10	14,15	14,00	14,07	14,03	14,02	
Si [pfu] (11Ox)	3,42	3,38	3,46	3,42	3,41	3,42	3,41	3,23	3,23	3,23	3,27	

Probe	H 148/2, Sed. Arolla Serie, Gneis						SV 1714/2, Arolla Serie, Gneis				H 184/3	
Beschreibung	um B4 gebogen			in S2, kinked	um B4 isoklinal gefaltet		in S2, vergr.	Serizit	S2, vergr.	Serizit		B4, zerbrochen
Position	Kern	Kern	Kern		Schenkel	Scheitel	Kern	Rand	Kern	Kern	Kern	
Ideal Oxygens	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
Meßpunkt	507	509	511	513	526	530	701	703	711	712	559	
wt %												
SiO ₂	50,69	50,45	51,45	51,18	51,00	50,08	50,42	50,28	50,59	49,78	47,52	
TiO ₂	0,03	0,03	0,05	0,03	0,04	0,06	0,10	0,00	0,03	0,04	0,11	
Al ₂ O ₃	24,45	24,11	25,34	23,99	24,13	24,14	22,88	22,99	23,45	22,73	29,86	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,06	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,08	
FeO	3,89	3,42	3,77	3,62	3,57	3,91	7,00	6,09	6,23	6,87	3,94	
MnO	0,10	0,00	0,06	0,05	0,06	0,01	0,05	0,07	0,08	0,05	0,00	
MgO	4,13	4,17	4,22	4,17	4,14	4,31	3,03	3,17	3,36	3,60	2,80	
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
CaO	0,02	0,02	0,04	0,00	0,02	0,02	0,02	0,03	0,06	0,03	0,01	
Na ₂ O	0,10	0,08	0,11	0,09	0,09	0,09	0,05	0,09	0,03	0,03	0,29	
K ₂ O	11,28	11,18	10,49	11,38	11,34	11,19	11,22	11,28	11,31	10,98	10,02	
Total Gew.%	94,69	93,45	95,60	94,50	94,43	93,82	94,77	94,01	95,17	94,11	94,62	
Ferrous Form												
Si	6,91	6,94	6,89	6,97	6,95	6,89	6,97	6,98	6,94	6,93	6,44	
Al	3,93	3,91	4,00	3,85	3,88	3,91	3,73	3,76	3,79	3,73	4,77	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
Mg	0,84	0,85	0,84	0,85	0,84	0,88	0,63	0,66	0,69	0,75	0,57	
Fe ²⁺	0,44	0,39	0,42	0,41	0,41	0,45	0,81	0,71	0,72	0,80	0,45	
Mn	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	
Na	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,08	
K	1,96	1,96	1,79	1,98	1,97	1,97	1,98	2,00	1,98	1,95	1,73	
Sum Cat.	14,12	14,09	14,01	14,10	14,10	14,14	14,15	14,15	14,15	14,18	14,06	
Si [pfu] (11Ox)	3,45	3,47	3,45	3,49	3,48	3,45	3,49	3,49	3,47	3,47	3,22	

A.4 Amphibol-Plagioklas Geothermometrie

-Amphibol-Plagioklas Thermometer (Holland & Blundy 1994)

Zur Verwendung dieses Amphibol-Plagioklas-Thermometers muß die Besetzung der verschiedenen Kationen-Positionen ("site allocations", "site terms") im Amphibol-Gitter nach der vorgegebenen Methode (Holland & Blundy 1994) berechnet werden.

1. Verrechnung der Mikrosondenanalysen auf ausschließlich Fe^{2+} ("all ferrous") und nicht, wie sonst in der vorliegenden Arbeit, auf $13eCNK$ ("ferric maximum") (Schumacher 1991)

2. Bestimmung des **Parameters zur Cummingtonit-Substitution "cm"**:

$$cm = Si + Al + Ti + Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mg + Mn - 13.0$$

3. **Besetzungen der Kationen-Positionen:**

$$X_{Si}^{T1} = (Si - 4) / 4$$

$$X_{\oplus}^A = 3 - Ca - Na - K - cm$$

$$X_{Al}^{T1} = (8 - Si) / 4$$

$$X_{Na}^A = Ca + Na + cm - 2$$

$$X_{Al}^{M2} = (Al + Si - 8) / 2$$

$$X_{Na}^{M4} = (2 - Ca - cm) / 2$$

$$X_K^A = K$$

$$X_{Ca}^{M4} = Ca / 2$$

4. Einsetzen der Terme in die Thermometergleichung (siehe Kapitel 4.6.1).

Amphibol Mikrosondenanalysen, Thermometrie					
Probe	H 107/5		H 114/5	H 115/5	H 120/10
Meßpunkt	134	136	279	314	347
Beschreibung	Win nach Hbl	Win nach Hs	Act aus Sauss.	Act auf Scherbr.	Act met. Saum
Meßposition	rim	rim	core	core	rim
Ferrous Form					
T-Position					
Si	8,00	7,95	7,85	7,81	7,85
Al IV	0,00	0,05	0,15	0,19	0,15
Sum T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
C Position					
Al VI	0,47	0,35	0,06	0,08	0,07
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,59	2,85	3,00	2,57	2,87
Fe	1,88	1,74	1,89	2,36	1,99
Mn	0,05	0,06	0,05	0,06	0,07
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sum C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
B-Position					
Fe	0,27	0,24	0,07	0,00	0,06
Ca	0,86	1,17	1,92	1,91	1,92
Na	0,87	0,59	0,01	0,09	0,02
Sum B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
A-Position					
Na	0,35	0,26	0,09	0,04	0,10
K	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
Sum A	0,36	0,28	0,11	0,06	0,12
Sum Cat.	15,36	15,28	15,11	15,13	15,12