

Geologischer Atlas der Schweiz

Atlas géologique de la Suisse

1:25 000

Blatt

1347 Matterhorn

Topografie: Landeskarte der Schweiz 1:25 000

(Atlasblatt 107)

Erläuterungen

verfasst von

KURT BUCHER, GIORGIO V. DAL PIAZ, ROLAND OBERHÄNSLI
YVES GOUFFON, GIORGIO MARTINOTTI und RICCARDO POLINO

Mit 3 Tafelbeilagen

2004

Herausgegeben vom Bundesamt für Wasser und Geologie
Publié par l'Office fédéral des eaux et de la géologie

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte:

BUCHER, K., DAL PIAZ, G.V., OBERHÄNSLI, R., GOUFFON, Y., MARTINOTTI, G. & POLINO, R. (2003): Blatt 1347 Matterhorn. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 107.

Erläuterungen:

BUCHER, K., DAL PIAZ, G.V., OBERHÄNSLI, R., GOUFFON, Y., MARTINOTTI, G. & POLINO, R. (2004): Blatt 1347 Matterhorn. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 107.

Vertrieb: Bundesamt für Landestopographie, CH-3084 Wabern

© 2004, Bundesamt für Wasser und Geologie, CH-3003 Bern-Ittigen. – Alle Rechte vorbehalten. Übersetzungen und analoge oder digitale Vervielfältigungen dieses Dokuments oder von Teilen davon, die nicht ausschliesslich dem privaten Eigengebrauch dienen, sind nur mit Erlaubnis des Herausgebers gestattet.

ISSN 1420-2913

ISBN 3-906723-66-6

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	4
Einleitung	5
Stratigraphie und Petrographie	9
Penninikum	9
Die Zone von Zermatt - Saas Fee	10
Combin-Zone	14
Ophiolith führende Sedimente	15
Theodul-Décollementdecke	18
Ostalpin	20
Dent-Blanche- und Mont-Mary-Decke	20
Valpelline-Serie	21
Arolla-Serie	24
Metagabbro-Komplexe	30
Mesozoische Sedimente	33
Quartär	34
Metamorphose	38
Tektonik	44
Deckenabfolge	44
Deformationsphasen	46
Exkursionsvorschläge	49
Literaturverzeichnis	66
Publizierte geologische Karten	73

VORWORT

Fast ein Jahrhundert nach der Veröffentlichung der Karte von Emile Argand im Jahre 1908 bringt das neu erschienene Blatt Matterhorn des Geologischen Atlas der Schweiz die detaillierte geologische Kartierung des mythischen Gipfels einen Schritt weiter.

Die Gründe für die lange Zeit, die bis zur Neubearbeitung dieses Gebietes verstrichen ist, liegen einerseits in der hohen Qualität der Karte des Pioniers und genialen Geologen Argand. Andererseits erfordern die topographischen Verhältnisse im Kartiergebiet häufig alpinistische Höchstleistungen, was sich erschwerend auf die geologischen Aufnahmen auswirkt.

Die beiden Autoren Kurt Bucher und Roland Oberhänsli kartieren von 1978 bis 1986 mit viel Elan den schweizerischen Teil des vorliegenden Kartenblattes. In die Zermatter Geologie eingeführt wurden sie von Peter Bearth, der sich um die Mehrung der Kenntnisse dieser Region verdient gemacht hat. Die Autoren wurden bei ihrer Feldarbeit von zahlreichen Bergkameraden, oft Geologen, unterstützt, die damit ebenfalls wesentlich zur gelungenen Neukartierung beigetragen haben. Mit ihrer Hilfe erkletterten sie die vielen kleineren und grösseren Gipfel mit teilweise gefährlichen Graten und hielten dabei gleichzeitig deren geologischen Aufbau fest. Zusätzlich zur kartographischen Arbeit führten sie petrographische Studien durch, deren Schlussfolgerungen – einige davon bisher unveröffentlicht – in diesem Erläuterungsheft vorgestellt werden.

Die Kartierung des in Italien liegenden Gebietsanteils kam dank der guten Zusammenarbeit mit italienischen Kollegen zustande. Die geologischen Aufnahmen führten Giorgio V. Dal Piaz zusammen mit Giorgio Martinotti und Riccardo Polino durch.

Zwecks Vereinheitlichung ihrer Darstellung revidierte Yves Gouffon, der Redaktor des Blattes Matterhorn bei der Geologischen Landesaufnahme (BWG), die Quartärlagerungen im gesamten Gebiet von Blatt Matterhorn.

Mit diesem Erläuterungsheft wurde die Zusammenarbeit zwischen der Geologischen Landesaufnahme und der Schweizerischen Geologischen Kommission neu intensiviert. Das Reviewing dieses Heftes wurde dieser Kommission der SANW anvertraut. Die Redaktion möchte ihrem Präsidenten, Helmut Weissert, und den zwei Reviewern, Lukas Baumgartner und Mario Sartori, ihren besten Dank aussprechen.

Juni 2004

Bundesamt für Wasser und Geologie
Geologische Landesaufnahme

EINLEITUNG

Geologische Übersicht

Im Gebiet von Blatt Matterhorn ist die Grenzregion zwischen Penninikum und Ostalpin aufgeschlossen. Es überwiegen die ostalpinen Gesteine, die den adriatischen Kontinentalrand repräsentieren. Im östlichen Teil des Kartengebietes treten die darunter liegenden penninischen Gesteine hervor, die aus dem piemont-ligurischen Paläoozean (Tethys) stammen.

Alle hohen Gipfel zwischen Zermatt, Breuil (Cervinia) und Arolla bestehen aus Gesteinen des *Ostalpins*, das einen klassischen flach liegenden Überschiebungskomplex bildet. Das Ostalpin stellt die strukturell höchste Einheit der Alpen westlich der Tessiner Kulmination dar, in Form einer tektonischen Klippe, die von ihrer südöstlichen «Wurzelzone» – der Sesia-Zone – isoliert ist. Die ostalpinen Gesteine werden in folgende drei Grosseinheiten zusammengefasst:

1. Die *Arolla-Serie*, bestehend aus einem umfangreichen Komplex mit granitoiden Tiefengesteinen. Sie ist flächenmässig am weitesten verbreitet und tritt hauptsächlich im nordwestlichen Teil des Blattes auf. Mächtige Berge, wie die Dent Blanche, das Obergabelhorn, die Bouquetins, die Kette der Aiguille de la Tsa, aber auch Teile des Matterhorns und der Dent d'Hérens, bestehen aus den Gesteinen dieses Komplexes. Es handelt sich im Wesentlichen um Metagranite, -granodiorite, -quarzdiorite und ihre deformierten Äquivalente, also verschiedene Orthogneise, welche schon von GERLACH (1871) unter dem Begriff «Arolla-Gneis» zusammengefasst wurden. Das Alter des Intrusivkomplexes liegt im Bereich der Karbon/Perm-Grenze, ist also voralpin.
2. Grosse zusammenhängende *Metagabbro-Komplexe*, die den Fuss der West- und Südwand des Matterhorns sowie den Mont Collon und die Dents de Bertol bilden. Sie sind frühpermischen Alters und stehen in enger Beziehung zu den Gesteinen der Arolla-Serie. Ihre ursprüngliche Verbindung zur Arolla-Serie ist aber durch einen Mylonithorizont vollkommen überprägt.
3. Die *Valpelline-Serie*, bestehend aus variszischen, hochmetamorphen Sedimenten und assoziierten Gesteinen. Die nach der Tête de Valpelline benannte Serie bildet im Allgemeinen weniger hoch aufragende Berge, jedoch finden sich Reste gerade dieser Serie auf dem Gipfel des Matterhorns und der Dent d'Hérens. Der Gesteinsinhalt der Valpelline-Serie ist sehr vielfältig und umfasst unter anderem pelitische Gneise, Kalksilikatgneise und Marmore, mit einem Mineralbestand der oberen Amphibolitfazies mit Granulitrelikten. Diese Metamorphite stellen die ältesten Gesteine des ostalpinen Überschiebungskomplexes dar.

Eine geringmächtige Serie von mesozoischen Gesteinen wurde im Verlauf der Kartierarbeiten innerhalb der Arolla-Serie entdeckt. Die stark gefalteten Kalkglimmerschiefer und Marmore sind besonders am Äbihorn und Schönbielhorn gut entwickelt, aber auch unterhalb des Matterhorngipfels. Die Gesteine dieses Sedimentzuges sind möglicherweise, trotz des hohen Deformationsgrades und ihrer tektonischen Stellung, dem penninischen Mesozoikum zuzuordnen. Diese bisher unbekannte tektonische Trennung innerhalb der Dent-Blanche-Decke zerlegt diese in zwei strukturelle Einheiten: die Dent-Blanche-Decke (s. str.) und die Mont-Mary-Decke. Zudem belegt dieses Mesozoikum eine duktile alpine Deformation und einen alpinen Grossfaltenbau innerhalb des Ostalpins.

Die strukturelle Unterlage der ostalpinen Klippen wird durch mesozoische Gesteine des *Penninikums* gebildet, die auf den Ostrand des Kartengebietes beschränkt sind. Sie repräsentieren verschiedene Bereiche der ehemaligen Tethys und lassen sich in zwei tektonische Einheiten unterteilen.

Unmittelbar unter der Überschiebung des Ostalpins befindet sich die Combin-Zone (Obere Zermatter Schuppenzone von STAUB 1942, Tsaté-Decke von SARTORI & MARTHALER 1994). Sie ist in zwei Teile getrennt: einerseits Ophiolith führende Sedimente mit stark überprägten und deformierten Ophiolithfragmenten; andererseits die Theodul-Décollementdecke, welche vorwiegend aus einer Brekzie mit Trias-Komponenten besteht, aber auch charakteristische Gesteine der alpinen Permo-Trias und Trias sowie Kalkglimmerschiefer enthält.

Im Liegenden der Combin-Zone befinden sich die Ophiolithe und Metasedimente der Zone von Zermatt - Saas Fee mit typischen eklogitfaziellen Gesteinen.

Die gesamte Gesteinspalette wurde durch eine schwache (jedoch druckbetonte) grünschieferfazielle tertiäre Metamorphose umgewandelt. Im penninischen Mesozoikum sind Relikte einer Hochdruckmetamorphose vorhanden: eoazänen Alters für die Eklogite der Zone von Zermatt - Saas Fee und unbestimmten Alters für die Na-Amphibolrelikte und die Phengite der Combin-Zone.

Das Matterhorn ist nicht nur morphologisch, sondern auch geologisch ein besonderer Berg. Alle oben erwähnten tektonischen Einheiten sind an seinem Aufbau beteiligt. Der Unterbau wird durch die zwei Zonen des penninischen Mesozoikums gebildet, während die Kristallinpyramide durch die Gesteine aller Einheiten der Mont-Mary-Decke aufgebaut wird. Selbst das neu entdeckte Mesozoikum innerhalb der Arolla-Serie ist unterhalb des Gipfelkopfs vorhanden.

Geologische Forschung im Gebiet von Blatt Matterhorn

Das Gebiet von Atlasblatt 107 Matterhorn ist fast vollständig auf der ausgezeichneten Dent-Blanche-Karte im Massstab 1:50 000 von ARGAND (1908) enthalten. Das Hochgebirge der Dent-Blanche-Decke hat schon 1796 die Aufmerksamkeit von DE SAUSSURE auf sich gezogen. STUDER veröffentlichte 1851

die erste grössere Beschreibung der «Centralmasse des Wallis». 1869 charakterisierte GIORDANO erstmals die Dent-Blanche-Masse als normalstratigraphische Auflagerung und Bedeckung der Monte-Rosa-Kuppel. GIORDANO untersuchte im Besonderen den Ost- und Westgrat des Matterhorns (Hörnli- und Leonegrat), welche er 1868 bestieg. GERLACH, petrographisch orientiert, beschreibt 1869 die Dent-Blanche-Masse wieder als gefächertes Zentralmassiv, wie schon STUDER. Er erkannte aber bereits, dass die Dent-Blanche-Masse älter als die darunter liegenden Bündnerschiefer ist und hielt die Überkipfung noch für ein Rätsel (1883, S. 109). 1905 lösten LUGEON & ARGAND den Widerspruch zwischen Giordano und Gerlach mit der Einführung der Deckentheorie. ARGAND (1909) interpretierte die Dent-Blanche-Decke mit der Valpelline-Serie im Kern und der umhüllenden Arolla-Serie als grosse liegende Falte penninischen Baus. Anschliessend entwickelte sich ein Disput zwischen SCHMIDT (1906, 1907) und ARGAND (1909, 1934) über die penninische oder unterostalpine Zugehörigkeit der Dent-Blanche-Decke. STAUB (1937, 1938) verglich dann die Dent-Blanche- und die Bernina-Decke und wies auf den ostalpinen Baustil mit Gleitbretttektonik hin. 1938 publizierten DIEHL, MASSON und STUTZ petrographische Detailarbeiten einzelner Teilstücke und eine auf der Idee der Gleitbretttektonik beruhende Synthese der Dent-Blanche-Decke. HAGEN (1948) untersuchte in seiner Dissertation die Sedimentbedeckung der Dent-Blanche-Decke am Mont Dolin. Er wies ihre parautochthone Stellung nach und belegte ihre ostalpine Fazies. Zudem unternahm er den Versuch einer Interngliederung der Dent-Blanche-Decke. Später vervollständigten zahlreiche Autoren durch detaillierte und synthetische Studien das Wissen über diese Decke. Seit der Deutung der alpinen Strukturen im Licht der Plattentektonik stimmen die Autoren überein, der Dent-Blanche-Decke eine ostalpine (adriatische) Herkunft zuzuweisen (vgl. z.B. CARRARO et al. 1970, DAL PIAZ et al. 1972).

Zur Geologie der mesozoischen Gesteine der Einheiten unter der Dent-Blanche-Decke, auf der schweizerischen Seite, lieferte nach STAUB (1942) und GÜLLER (1947) vor allem BEARTH (1962, 1967, 1973, 1976) zahlreiche wertvolle Beiträge. Dasselbe unternahmen DAL PIAZ (1965, 1969), DAL PIAZ & ERNST (1978) und DAL PIAZ et al. (1979) auf der italienischen Seite.

Die Geschichte der geologischen Erkundung des Matterhorns seit den Vorstellungen des 19. Jahrhunderts, über die Entdeckung der Decken bis hin zu den jüngsten Interpretationen wurde von ESCHER & MASSON (1984) und durch DAL PIAZ (1995, 1996a, 1997) zusammengefasst. Sie nimmt auch in der populärwissenschaftlichen Darstellung der Alpenentstehung von MARTHALER (2002) eine zentrale Stellung ein.

Gegenüber den hervorragenden Aufnahmen ARGANDS (1908) brachte diese Neukartierung unter anderem Änderungen bezüglich der räumlichen Verteilung von Metagabbros und Metagranitoiden der Arolla-Serie. Neu ist der Fund einer mesozoischen, tief eingefalteten Kalkglimmerschiefermulde in den Granitgneisen der Arolla-Serie.

Verdankungen

Peter Bearth vermittelte zwei von uns (K.B. und R.O.) den ersten entscheidenden Kontakt zur Zermatter Geologie und ermunterte uns, das Projekt «Matterhorn» in Angriff zu nehmen. Eva M. Klaper, Lukas Baumgartner, Jürg Meyer, Dominique Melcher, François Perraudin und Martin Pfeil leisteten wertvolle Arbeit und Hilfe als Feldassistenten und Seilkameraden. Auch ihre geologischen Diskussionsbeiträge waren wertvoll und hilfreich. Im Rahmen des Matterhornprojektes kartierten und bearbeiteten Martin Mazurek, Markus Tschudin, Claude Müller, Espen Strøm und François Roethlisberger Teilgebiete auf Blatt Matterhorn. Ihre Diplomarbeiten bilden einen wertvollen Beitrag zur vorliegenden Karte.

Die Grande Dixence SA unterstützte die schweizerischen Kartierarbeiten in vielfältiger Weise, besonders aber mit ihrer umfangreichen Logistik. Namentlich erwähnen möchten wir die Herren Perreten (chef d'usine), Fux, Biner und Annaheim (Zentrale Zmutt), Jean Beytrison und Jean Vuignier (Grande Dixence, Evolène). Auch die Hüttenwarte der Schönbielhütte, Peter Aufdenblatten, der Hörnlihütte, Reinhard Zumkehr, und der Cabane de Bertol machten mit ihrer Hilfe und Gastfreundschaft das Leben im gelegentlich unwirtlichen Hochgebirge leichter. Prof. Dr. Martin Frey (Universität Basel) und Prof. Dr. Ernst Niggli (Universität Bern) unterstützten die Arbeiten am schweizerischen Teil des Blattes Matterhorn auf vielfältige Weise und zeigten grosses Interesse an den geologischen Problemen dieser grossartigen alpinen Region. Allen, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben, sei herzlich gedankt.

Die Autoren des italienischen Teils von Blatt Matterhorn (G.V.D.P., G.M. und R.P.) bedanken sich beim BWG, insbesondere beim Redaktor Yves Gouffon, für die ausgezeichnete Zusammenarbeit und die ermöglichte Mitwirkung am Blatt Matterhorn des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000. Dies gab ihnen die Gelegenheit, ihre Aufnahmen der 1970er und späterer Jahre zu vervollständigen. Paolo Zanella beteiligte sich an diesem Werk mit seiner Studie der Mylonite rund um die Gabbros der Südseite des Matterhorns (Diplom, Univ. Padova).

STRATIGRAPHIE UND PETROGRAPHIE

PENNINIKUM

Das unter dem Ostalpin liegende oberpenninische Mesozoikum setzt sich hauptsächlich aus Gesteinen des piemont-ligurischen Ozeans (Tethys) zusammen. Es wird in zwei übereinander liegende tektonische Haupteinheiten unterteilt, welche sich durch ihren Gesteinsinhalt und ihren internen geologischen Aufbau charakteristisch unterscheiden. Die untere Einheit ist die Zone von Zermatt - Saas Fee, die Obere die Combin-Zone. Erstere überlagert direkt die Monte-Rosa-Decke und taucht unter die Mischabel-Rückfalte ab. Im Gegensatz dazu kommt die dem Dent-Blanche-Mont-Mary-Deckenkomplex als Substrat dienende Combin-Zone direkt auf die mittelpenninische Siviez-Mischabel-Decke (nördlich von Zermatt) sowie auf die Zone von Zermatt - Saas Fee (südlich von Zermatt) zu liegen. In Italien schieben sich einige Schuppen ostalpinen Sockelgesteins (Etirol-Levaz, Valtournanche usw.) zwischen die beiden oberpenninischen Einheiten.

Die metamorphen Gesteine der ozeanischen Lithosphäre sind wichtige Bestandteile aller mesozoischen Serien zwischen Zmutt und Breuil. In den verschiedenen tektonischen Einheiten treten ophiolithische Gesteine unterschiedlicher Genese, tektonischer Beanspruchung und metamorpher Überprägung auf. Eklogitrelikte und Blauschiefer der Zone von Zermatt - Saas Fee finden sich in den Aufschlüssen am Nordende des Furggletschers und östlich von Breuil bis zum Rand des Kartengebietes. Eine klassische Beschreibung der Ophiolithe von Zermatt stammt von BEARTH (1967) sowie von DAL PIAZ & ERNST (1978) für diese von Breuil. Die mafischen Ophiolithe der verschiedenen Einheiten besitzen alle dieselbe tholeiitische Zusammensetzung mit Affinität zu Übergangs- und normaler MORB-Geochemie (DAL PIAZ et al. 1981, BECCALUVA et al. 1984). Auch ihr Alter scheint ähnlich zu sein: mittlerer bis oberer Jura.

In diesen Ozeangesteinen eingebettet, stellen ophiolithfreie Metasedimente dünne Décollementdecken exotischen Ursprungs dar (Frlilhorn: MARTHALER 1984, ESCHER et al. 1993; Pancherot - Cime Bianche - Bettaforca: DAL PIAZ 1988, 1992). Die Sedimente lagerten sich auf einem kontinentalen Sockel ab, dessen Herkunft aber noch umstritten ist: adriatischer Kontinentalrand (CABY et al. 1978), europäischer Kontinentalrand (DAL PIAZ 1974, ESCHER 1988), oder in den piemont-ligurischen Ozean integrierte ostalpine Kontinentalkruste (extensional allochthon; CORTIANA et al. 1998).

Weil der tektonische Bau in der Zermatter Region und insbesondere derjenige des Penninikums im Gebiet von Blatt Matterhorn hauptsächlich durch Falten dominiert wird, verzichten wir auf die Weiterverwendung des verbreiteten Begriffs «Schuppenzone». Bei unserer Kartierung konnte jedenfalls kein Schuppenbau im Penninikum nachgewiesen werden.

DIE ZONE VON ZERMATT - SAAS FEE

Die Zone von Zermatt-Saas Fee repräsentiert eine typische Ophiolith-Sequenz. Alle Gesteinstypen, welche in der ozeanischen Lithosphäre vorkommen, sind vertreten. Diese Gesteine wurden bei der alpinen Gebirgsbildung unter den Bedingungen einer Hochdruck-Tieftemperatur-Metamorphose umgewandelt und liegen heute als Antigorit-Serpentinite, Omphazit-Gabbros, Eklogite, Glaukophanschiefer, Quarzite (z.T. mit Mn-Mineralen), Granat-Chloritoid-Glimmerschiefer, Marmore und Kalkglimmerschiefer vor. Eine zweite alpine Metamorphosephase in Grünschieferfazies wandelte vor allem Eklogite und Glaukophanschiefer zu Granat-Epidot-Grünschiefern (Prasiniten) um. In der Zone von Zermatt-Saas Fee ist der primäre Verband der Ophiolithe zum Teil erhalten geblieben. Weil Dolomitmarmore der Trias fehlen, wird ein jurassisches Alter der Ophiolithe vermutet.

Charakteristisch für die Zone von Zermatt-Saas Fee sind Metasedimente, welche die Serpentinite direkt überlagern und eine metasomatische Umwandlung vom Typ Rodingit aufweisen (Sektor Plan Torrette – Lago Goillet; DAL PIAZ 1969). Dies gilt als Hinweis für eine tektonische Denudation des Mantels. Die Metasedimentschicht ist generell sehr geringmächtig.

Ophiolithe

O_a Ultramafite, Antigorit-Serpentinite

Die Serpentinite der Zone von Zermatt-Saas Fee sind als massige Antigorit-Serpentinite oder Antigorit-Schiefer ausgebildet. Der Mineralbestand umfasst Antigorit, Klinopyroxen, Olivin, Titanklinohumit, Chlorit und Erz. Antigorit kommt in zwei Generationen vor. In den massigen Serpentiniten finden sich meist primärer Titanagit und später Diopsid (BEARTH 1967, RAHN & BUCHER 1998, LI 2002, LI et al. 2004a). Brucit und Hydromagnesit kommen sporadisch als späte Minerale vor. Olivinreiche Bereiche und Adern sowie Pyroxenitrelkte sind in den Serpentiniten häufig.

Karbonat führende Serpentinite (Ophikarbonate) sind immer mit Antigorit-Schiefern assoziiert. Bei dem Karbonatmineral handelt es sich meist um Dolomit (MÜLLER 1984). Die Gesteine sind deshalb als Ophidolomite anzusprechen. Die charakteristische Mineralparagenese ist Antigorit + Dolomit + Talk ± Diopsid.

γ_r Rodingitische Gabbrogänge und -boudins

In mehreren Aufschlüssen werden Serpentinite von boudinierten grobkörnigen Gabbro- und feinkörnigeren Basaltgängen durchschlagen. Sie erreichen eine Mächtigkeit von einem Meter und eine Länge von einigen Dekametern westlich

vom Theodulpass (Blatt Zermatt). Eine ozeanische Hydrothermalmetasomatose wandelte diese Gesteine in Rodingite um, welche wiederum durch die alpine Metamorphose rekristallisierten, daher der Oberbegriff «Metarodingite». Die magmatischen Minerale weisen oft Pseudomorphosen auf: Diopsid (manchmal mit Chlorit und Granat) nach Pyroxen; beige-rosa oder dunkelroter Grossular, gelber Epidot oder grünscheinender Vesuvian nach Plagioklas. Dieselben metamorphen Minerale finden sich auch in perfekt euhedralear Form innerhalb von Spalten und Drusen (DAL PIAZ 1969, DAL PIAZ & ERNST 1978, LI et al. 2004b). Der Rand dieser Gänge besteht aus magnetit- und diopsidhaltigen, hellgrünen Chloritschiefern.

O_r Granat-Epidot-Pyroxenfels (rodingitische Reaktionszone)

Eine zweite Kategorie von Metarodingiten wird durch mesozoische Sedimente repräsentiert, die den Serpentiniten direkt aufliegen. Diese sind typisch für das Gebiet Lago Goillet - Valtournancheletscher. Es handelt sich dabei um Kalkglimmerschiefer und Glimmerschiefer, welche sehr stark mit Ca-Granat und/oder Diopsid + Epidot angereichert sind und in den ersten 1–3 m vom Kontakt mit den unterliegenden Serpentiniten sehr hart ausgebildet sind. Es wird angenommen, dass der Umwandlung der Sedimentbedeckung des offen gelegten Mantels am Ozeanboden derselbe metasomatische Alterationsmechanismus zugrunde liegt wie für die Serpentinisierung von Peridotiten (DAL PIAZ 1969, DAL PIAZ & ERNST 1978).

γα Granat-Metagabbros

Eklogitfazielle Gabbros, Troktolite oder Pyroxenite treten als Linsen, Schlieren und Knollen auf. Sie sind stark grünschieferfaziell überprägt. Strukturell und mineralogisch sind alle Varietäten von eklogitischem Metagabbro über Flasergabbro zu mylonitischem Fuchsitschiefer zu finden.

Oberhalb Breuil bilden die Metagabbros teilweise grössere Linsen innerhalb der mafischen Schiefer. Sie bestehen hauptsächlich aus Albit, Zoisit, Epidot, Chlorit, aktinolithischer Hornblende und untergeordnet uralitisertem Pyroxen und Granat.

Eigentliche Eklogite mit Granat und Omphazit oder reine Omphazite sind auf kleine Schlieren und Knollen in den metagabbroiden Gneisen beschränkt. Sie sind immer grünschieferfaziell überprägt. In der Regel lassen sich magmatische Strukturen noch erkennen, während Relikte des magmatischen Mineralbestands in den Ophiolithgabbros auf Blatt Matterhorn nicht erhalten sind. Der eklogitische Mineralbestand umfasst Granat, Omphazit, Zoisit, Paragonit, Rutil, Glaukophan und Mg-Chloritoid. Retrograd tritt Epidot, Albit, Titanit, aktinolithische Hornblende und Chlorit auf. Ursprungsgesteine sind mit Mg-Gabbros assoziierte Fe-Ti-reiche Gabbros (BECCALUVA et al. 1984, PFEIFFER et al. 1989).

Durch durchgreifende Deformation erhalten die Granat-Metagabbros und auch die eklogitischen Gabbros ein flaseriges Aussehen, doch zeigen die eigentlichen Flaseriggabbros keine Relikte der Hochdruck-Tieftemperatur-Metamorphose mehr.

O_g Epidot-Aktinolith-Grünschiefer (Metabasalte)

In den mafischen Serien der Zone von Zermatt - Saas Fee sind lokal primäre vulkanische Strukturen wie Pillowlaven, Pillowbrekzien und Tuffhorizonte noch zu erkennen. Besonders in den Aufschlüssen auf Plan Maison sind gut erhaltene Primärstrukturen häufig. Im Allgemeinen aber sind in den grünschieferfaziellen Basika der höheren Einheiten kaum Primärstrukturen erhalten.

Bedingt durch intensive Deformation und grünschieferfazielle Überprägung sind die meisten, ursprünglich massiven basaltischen Gesteine in Epidot-Aktinolith-Schiefer mit Albit, Ca- und/oder Ca-Na-Amphibol, Epidot-Klinozoisit, Phengit-Paragonit, Quarz, Chlorit, Karbonat, Titanit und Granat umgewandelt. Albit ist zu feinen diablatischen Aggregaten konzentriert und nicht als grosse subsphärische Porphyroblasten ausgebildet, wie sie für die prasinitischen Metabasalte der Combin-Zone typisch sind.

Eklogite, Granat-Glaukophanite, z. T. grünschieferfaziell retrogradiert

Wie die eklogitischen Gabbros sind auch die eklogitischen Fe-Ti-reichen Metabasalte auf die Zone von Zermatt - Saas Fee beschränkt. Sie zeigen nach reinen eklogitischen Paragenesen eine retrograde HP-LT-blauschieferfazielle und eine anschliessende grünschieferfazielle Überprägung. Metapillowlaven mit eklogitischem Kern und glaukophanitischen Rand sind teilweise von Grünschiefern mit Granatrelikten umgeben (ROETHLISBERGER 1985); allerdings sind diese schlechter erhalten als die von BEARTH (1959) beschriebenen klassischen Pillowlaven des Längfluhgletschers (Blatt Zermatt). Die typische Eklogitvergesellschaftung wird durch Granat, Omphazit und granoblastischem Rutil gebildet. Man beobachtet jedoch oft auch Glaukophan, Phengit-Paragonit, Zoisit-Epidot, dunklen Chlorit und Karbonat in variablen Mengen. Disthen kommt gelegentlich in kleinen Quarzadern vor (Breuil). Die grünschieferfazielle Überprägung bildet diablatische Vergesellschaftungen (Symplectite) von Albit und Ca-Amphibol anstelle von Omphazit und Glaukophan. Die retrograden Reaktionen sind auch für die partielle Umwandlung von Granat in Chlorit sowie für den randlichen oder vollständigen Ersatz von Rutil durch Titanit verantwortlich. Die eklogitischen Schiefer mit Granat enthalten wesentlich weniger Pyroxen, dafür mehr Glaukophan, Crossit, barrositische und aktinolithische Hornblende.

In enger Verbindung mit den massiven Eklogiten, jedoch weiter verbreitet, treten glaukophanreiche eklogitische Schiefer und blauviolette, stark geschieferte Glaukophanite auf. Sie enthalten Granat, Epidot, Hellglimmer und manchmal

Omphazit und/oder Karbonat (Gebiet Bardoney - Plan Maison - Lago Goillet - Valtournancheletscher, östlich von Breuil). Die grossen poikilitischen Granate enthalten Einschlüsse von Ca-Na-Amphibolen und/oder Hellglimmer-Zoisit-Aggregate, deren rhomboedrische oder säulig-prismatische Form ursprünglichen Lawsonit vermuten lässt. Diese Einschlüsse stellen Relikte der während der Subduktion abgelaufenen prograden Metamorphose dar.

Glaukophan kommt in zwei Generationen vor, eine ist prograd und vor dem Eklogitmaximum gebildet worden, die zweite stellt eine retrograde Bildung dar. Der späte Glaukophan ist fast immer chemisch zoniert und zeigt einen blau-grünen Ca-Na-Amphibol im Randbereich (ERNST & DAL PIAZ 1978). Dieser Rand ist manchmal noch gut erhalten, auch wenn der Glaukophankern während der retrograden Metamorphose durch diablastische Albit-Actinolit-Aggregate, z. T. mit braungrünem Biotit, ersetzt wurde.

Das reichliche Vorhandensein von Hydrat-Mineralen innerhalb der Eklogite und Glaukophanite weist darauf hin, dass die tholeiitischen Protolithen (im Ozean) mannigfach hydrothermal alteriert wurden. Dies wird durch hohe Anteile an Na, H₂O und oftmals Ca in den Gesamtgesteinsanalysen bestätigt (BECCALUVA et al. 1984, PFEIFFER et al. 1989).

Ozeanische Sedimente

Eine geringmächtige Metasedimentbedeckung ist vor allem im oberen Teil der Zone von Zermatt - Saas Fee erhalten. Sie bedeckt alle ophiolithischen Gesteinstypen (Metabasalte, Metagabbros, Serpentinite) oder ist sogar mit ihnen in Wechsellagerung. Die Primärkontakte wurden durch Duktildelamination transponiert, und ein Nachweis wenig deformierter Primärverhältnisse ist schwierig.

P_q Gebänderte Quarzite mit dünnen, manganhaltigen Metachertlagen

Der älteste Teil der Sedimentbedeckung wird durch einige Aufschlüsse von grau-grünen glimmerhaltigen Quarziten dargestellt. Sie können bis zu 1 m an Mächtigkeit erreichen und enthalten Chlorit und häufig kleine, aber idiomorphe, spessartinreiche Granate. Lokal sind die Quarzite reich an Mangan: In diesem Fall handelt es sich um fein zonierte und bunte Gesteine mit rhythmischen Wechsellagerungen von rosa oder gelblichen (Granat dominant), rot-violetten (Piemontit) und schwarzen (Braunit) Lagen. Die schwarze Färbung tritt auch in kleinen Knollen auf (DAL PIAZ et al. 1979).

Vermutlich handelt es sich dabei um alte Radiolarite (mittlerer Jura), die durch hydrothermale Aktivität am Ozeanboden mit Mn angereichert wurden. Diese Sedimente werden als syn- bis postvulkanische Bildungen interpretiert (BEARTH 1967, DAL PIAZ & ERNST 1978). REINECKE (1991) beobachtete nahe des Staudamms des Lago di Cignana (südlich des Blattgebietes) Coesiteinschlüsse

innerhalb der Granate der manganreichen Quarzite, welche die durchlaufene Hochdruckmetamorphose bezeugen.

S_z Granat-Choritoid-Glimmerschiefer

Die ozeanische Sedimentbedeckung endet mit Granat-Glimmerschiefern. Ockerfarbene Karbonatnester verleihen dem Gestein ein geflecktes Aussehen. Im Feld erkennt man oft breite, schwarze Chloritoidkristalle, welche von einem hellgrünen Verwitterungsrand (Hellglimmer und Chlorit) umgeben sind. Unter dem Mikroskop stellt man das häufige Auftreten von Amphibolen (Glaukophan und/oder Ca-Amphibol), Epidot, Titanit und sehr selten von uralitisierendem Na-Pyroxen fest. Diese Glimmerschiefer werden als alte sandig-pelitische Flysche interpretiert.

Das von DAL PIAZ (1965), BEARTH (1967) und DAL PIAZ & ERNST (1978) als Riffelbergzone oder Riffelberg-Garten-Zone beschriebene Mélange mit chaotischen Mischungen aus eklogitischen Metabasalten tritt im Gebiet von Blatt Matterhorn südlich des Furggates, vor allem in den Rundhöckern zwischen Plan Maison und dem Valtournancheletscher, auf. Es handelt sich um meter-grosse, oft verfaltete Boudins (Blöcke) oder um gerundete oder abgeplattete Fragmente von 2–15 cm Länge innerhalb einer Grundmasse, die aus grausilbernen granat-, chloritoid- und ankerithaltigen Glimmerschiefern besteht.

S'_z Kalkglimmerschiefer, Marmor

Die ozeanische Sedimentbedeckung wird auch durch einige Lagen von Kalkglimmerschiefern und gut kristallisierten, grobkörnigen, reinen oder silikat-haltigen Marmoren repräsentiert.

COMBIN-ZONE

Der Begriff «Combin-Zone» wurde von ARGAND (1909) erstmals verwendet, um die Gesamtheit der mesozoischen Gesteine zwischen dem paläozoischen Sockel der Dent-Blanche-, Monte-Rosa- und Bernhard-Decke zu bezeichnen. Es handelt sich um eine komplexe tektonische Einheit, welche durch eine vielfältige Lithologie (ozeanische Gesteine und Sedimente des Kontinentalrands) charakterisiert ist. Sie weist sich jedoch durch eine einheitliche Metamorphosegeschichte aus (relativ druckbetonte Phase, gefolgt von Grünschieferfazies). Die Combin-Zone wird als Akkretionskeil gedeutet (MARTHALER & STAMPFLI 1989, POLINO et al. 1990).

Die Hauptmasse der Combin-Zone besteht vorwiegend aus Kalkglimmerschiefern, alten karbonathaltigen sowie sandig-pelitischen Kreideflyschen (MAR-

THALER 1984). Darin eingelagert sind stratiforme Metabasaltkörper (Prasinite). Vor allem im oberen Teil beobachtet man Grosslinsen von Metabasalten, Metagabbros und Serpentiniten. Manchmal sind diese mit geringmächtigen Sedimenten (manganhaltige Cherts, DAL PIAZ et al. 1979) vergesellschaftet.

In der Combin-Zone finden sich zudem dünne, aber auffällige Gesteinsbänder, welche nicht zu den Gesteinen der ozeanischen Lithosphäre gehören. Es sind dies die «faisceaux vermiculaires» von ARGAND (1934), welche später umbenannt und als Décollementdecken interpretiert wurden. Nämlich: die Frilihorn-Serie (MARTHALER 1984), später Frilihorn-Decke (ESCHER et al. 1993) im Wallis und die Pancherot-Cime-Bianche-Einheit (DAL PIAZ 1988, 1992, VANNAY & ALLEMAN 1990) in Italien. Um Offenheit bezüglich der kontroversen Interpretationen für diese hauptsächlich triassischen Gesteinsbänder zu bewahren, wurden diese als Theodul-Décollementdecke zusammengefasst.

Die durch diese Trias-Bänder unterteilten Abschnitte der Combin-Zone wurden manchmal in der Literatur anders bezeichnet.

Die gesamten Ophiolith führenden Kalkglimmerschiefern der Combin-Zone, welche das strukturell tiefste Band der Theodul-Décollementdecke überlagern, repräsentieren die südliche Verlängerung der in der Schweiz definierten Tsaté-Decke (SARTORI 1987, SARTORI & MARTHALER 1994).

OPHIOLITH FÜHRENDE SEDIMENTE

O₅ Antigorit-Serpentinite

Die Serpentinite sind entweder massiv oder deutlich laminiert und mylonitisiert. Es handelt sich durchwegs um Antigorit-Serpentinite (Antigoritschiefer). Meist sind die Serpentinite durch SiO₂- und CO₂-Metasomatose relativ zum Ursprungsgestein aus dem Mantel chemisch verändert (ozeanische Hydrothermalalteration und alpine Rekrystallisation). Freier Olivin und Titanklinohumit (wie in den Serpentiniten der Zone von Zermatt - Saas Fee) ist nirgends mehr vorhanden. Dagegen führen die Gesteine oft unterschiedliche Mengen von Talk und Karbonaten. Diopsid kommt gelegentlich vor. Magnetit ist in allen Proben häufig. Späte Chrysotiladern wurden ebenfalls beobachtet. Metarodingitgänge treten sehr selten auf. Innerhalb der Serpentinite, insbesondere im Kontaktbereich zum umgebenden Gestein, können Linsen von Magnetit und/oder Aktinolith führenden Chlorit-schiefern beobachtet werden.

Die Serpentinite der Combin-Zone sind besonders in der Gegend der Hörnlühütte und des Furgggrates vertreten. Auf der Nordseite des Zmutttales kommen Serpentiniterölle auf Arben vor. Diese dürften ebenfalls aus der Combin-Zone stammen. Anstehend wurden sie dort nicht angetroffen. Ultramafite wurden auch nur als metergrosse Linsen gefunden, z. B. in der Gegend des Hirli sowie auf der Nordostseite des Furggjochs.

O_p Albit-Chlorit-Epidotschiefer, Prasinite (Metabasalte)

Grünschiefer machen die häufigsten basischen Einlagerungen in den Metasedimenten aus. Es handelt sich zur Hauptsache um durchgreifend alterierte submarine Basaltlaven, Sills und tuffogenes Material, doch können die Prasinite auch durch Deformation und retrograde Überprägung aus Metagabbros hervorgegangen sein. Charakteristisch sind die hellen Albitknötchen, welche in einer feinen Matrix von Chlorit, Hellglimmer, Quarz, Aktinolith, Epidot und Titanit stecken. In der Umgebung des Furggjochs wurden Relikte von Glaukophan-Crossit innerhalb der Albitporphyroblasten der Prasinite gefunden. In den Prasiniten unterhalb der Hörnlhütte ist Glaukophan-Crossit verbreitet in eigentlichen Crossit-Epidot-Lagen anzutreffen.

Lokal können Metabasalte als Ovardite ausgebildet sein. Dieses Gestein ist reich an groben Albitblasten und Chlorit.

O_{γα} Metagabbros, Flasergabbros, Gabbromylonite

Massive, Na-Amphibol führende Metagabbros sind westlich und südlich des Furggjochs aufgeschlossen. Am Hörnligrat bilden die Metagabbros teilweise grössere Linsen innerhalb der mafischen Schiefer.

Flasergabbros sind in der Combin-Zone sehr selten. Sie treten als kleine, oft mylonitisierte Linsen auf, die tektonisch in den Kalkglimmerschiefern eingewickelt oder mit Prasiniten assoziiert sind.

Die Gabbroherkunft einiger Prasinitlagen kann nur aufgrund von Fuchsit und/oder von reliktschen Strukturen erkannt werden.

O_f Fuchsit-Zoisitschiefer

In den Grünsteinen treten häufig völlig tektonisierte und teilweise mylonitisierte, dünnblättrige helle Schiefer mit Albit, Klinozoisit-Epidot und aktinolithischer Hornblende auf. Die in den Schieferungsflächen liegenden hellen Glimmer sind oft grün gefärbte Chrom-Phengite oder Fuchsite.

Schöne, hellgrüne oder weissliche Tafelmylonite sind am Breuiljoch und am Hörnligrat aufgeschlossen. Sie sind mit Prasiniten vergesellschaftet und enthalten Fuchsit und einige Gabbrorelikte.

S_c Kalkglimmerschiefer

Es handelt sich dabei um eine mächtige, relativ monotone Serie von ursprünglich sandig-kalkig-tonigen Sedimenten, welche kretazisches, vermutlich teilweise auch jurassisches Alter haben. Diese Serie wird im Walliser Penninikum als «Schistes lustrés», gelegentlich auch als «Bündnerschiefer» bezeichnet. Der dominierende Gesteinstyp ist ein karbonatreicher Glimmerschiefer. Quarzite,

Quarz-Albit-Phyllite und Marmore kommen nur als untergeordnete Einschaltungen vor und wurden auf der Karte nicht separat ausgeschieden. Vulkanogene Grünschieferlagen mit tholeiitischer Zusammensetzung und variabler Mächtigkeit sind gelegentlich in die Kalkglimmerschiefer eingeschaltet. Diese weisen häufig graduelle Übergänge zu den sedimentogenen Schiefen auf.

Die markant braun anwitternden Kalkglimmerschiefer repräsentieren den mengenmässig wichtigsten Metasedimenttypus. Es handelt sich dabei um durchwegs stark geschieferte, bisweilen gefältelte, kalzitreiche Glimmerschiefer mit stark wechselndem Silikatanteil. Die Gesteine sind meist stofflich stark gebändert. Übergänge zu Kalzitmarmoren, Quarziten und karbonatarmen Phylliten (Metapeliten) sind häufig graduell, und die Abgrenzung der einzelnen Lithofazies ist unscharf. Plagioklas ist neben Quarz und Hellglimmer das wichtigste Silikatmineral in den Kalkglimmerschiefern. Albit- oder Albit-Oligoklas-Grosskristalle zeigen häufig sehr schöne rotierte Interngefüge, welche durch feine opake Einschlüsse abgebildet werden. Chlorit, Titanit, Turmalin, Erz, Epidot sowie Granat sind in wechselnden Anteilen vorhanden. Granat kommt vor allem in Kalkglimmerschiefern der Zone von Zermatt - Saas Fee vor, wurde jedoch auch in entsprechenden Gesteinen der Combin-Zone gefunden (MAZUREK 1984). Zum Teil wird Granat pseudomorph durch Zoisit + Erz-Paragenesen ersetzt. In verschiedenen Proben wurde strukturell später grünbrauner Biotit nachgewiesen.

Kalzitarme bis -freie *Metapeliteinlagerungen* sind gelegentlich in den Kalkglimmerschiefern anzutreffen. Ihre Mächtigkeit ist sehr unterschiedlich. Die typische Mineralogie dieser Glimmerschiefer umfasst die Hauptminerale Chlorit, Hellglimmer, Albit und Quarz sowie untergeordnet Granat und Graphit und selten Chloritoid. In der Nordostflanke des Furggjochs führen solche Metapelite cm-grosse, idiomorphe Granate mit helizitischen Einschlussgefügen. Graphiteinschlüsse innerhalb der Albitporphyroblasten unterstreichen eine erste, verfaltete Schieferung.

Quarzitische Glimmerschiefer sind auch in die Kalkglimmerschiefer eingeschaltet und haben eine ähnliche mineralogische Zusammensetzung, allerdings mit einem Quarzanteil von mehr als 80 %.

Die Quarzite sind meist Granat führend und stellen wahrscheinlich Metaradiolarite dar. In einer Probe von Seikren (nordwestlich von Hirli) sind grosse Skelettgranate vorhanden. Piemontit, Spessartin und Braunit führende Quarzite sind bei Motta di Pléty, etwas südlich des Kartengebietes (SE von Breuil) aufgeschlossen, wo sie der Kalkglimmerschiefer-Prasinit-Wechselagerung aufliegen.

THEODUL-DÉCOLLEMENTDECKE

Obschon der ursprüngliche Gesteinsverband durch die alpine Deformation stark gestört ist, kann folgende Serie rekonstruiert werden (von unten nach oben):

1. Quarzitischer Schiefer, reich an Albitporphyroblasten, Metakonglomeraten, Quarzgeröllen und Plattenquarziten (Perm – untere Trias).
2. Verschiedene Typen von kalkigen und dolomitischen Marmoren mit einigen mikrobekziösen Lagen (mittlere–obere Trias).
3. Sedimentäre Brekzien mit abgeflachten Dolomitgeröllen, Dolomit- und Kalzitmarmore (?Trias–Jura).
4. Kalkglimmerschiefer mit brauner Anwitterungsfarbe (Kreideflysch).

Die Mächtigkeit der permo-triassischen Metasedimente variiert zwischen einigen Metern und 200 m; die Darstellung dieser tektonisch wichtigen Gesteinszüge auf der Karte ist deshalb oft nicht massstabsgetreu.

pt Muskovit-Albit-Quarzschiefer, konglomeratische, muskovitreiche Quarzite, Tafelquarzite (Permo-Trias)

Gut gebankte *Muskovit-Albit-Quarzschiefer* bilden die Basis der Theodul-Décollementdecke und sind besonders am Hirli gut entwickelt. Diese Schiefer werden als mögliches Perm angesehen (BEARTH 1953). Modal dominieren Feldspat, Muskovit und Quarz, untergeordnet kommen Chlorit, Kalzit neben verschiedenen akzessorischen Mineralen vor. Bei den Feldspäten handelt es sich zum Teil um Albit, zum Teil um Albit-Oligoklas. Die Gesteine zeigen mit Ausnahme von Albit nur wenig postdeformative Rekristallisation.

Die Abgrenzung dieser Quarzschiefer gegen die überliegenden untertriassischen Quarzite ist unscharf. Der Übergang wird charakterisiert durch eine Zunahme des modalen Quarzanteils. Dieser Wechsel entspricht einem Übergang von Arkose-Sedimentation (z.T. auch konglomeratisch) zu einer sandigen Sedimentation. Ob dieser lithologische Wechsel mit der Perm/Trias-Grenze zusammenfällt, ist sehr unsicher.

Die Quarzite der unteren Trias kommen in allen triassischen Zügen der Combin-Zone vor. Als eindeutige Trias werden allerdings nur die Tafelquarzite angesehen.

In den *konglomeratischen Quarziten* bestehen die bis 3 cm grossen Gerölle aus Kalifeldspat führenden Gneisen oder einfach aus Quarz. Grosse detritische Mikroklinperthite sind in durchgehenden Muskovitlagen eingebettet. Modal dominiert aber Quarz, welcher sowohl als grosse deformierte detritische Körner als auch als feinkörniges rekristallisiertes Mosaik in der Matrix vorkommt. Albit ist modal untergeordnet vertreten, gelegentlich tritt Granat auf. Die konglomerati-

schen Quarzite sind besonders auf Arben gut ausgebildet, wurden aber auch unterhalb der Hörnlühütte oder entlang und unterhalb des Furgggrates beobachtet.

Sehr oft ersetzen *muskovitreiche Quarzite* im Streichen die oben beschriebenen konglomeratischen Quarzite und sind vermutlich aus diesen durch Muskovitisierung der detritischen Kalifeldspäte hervorgegangen.

Die plattigen, weissen bis grünlichen *Tafelquarzite* (Quarz > 90 %) führen Muskovit, gelegentlich Kalzit und detritischen Kalifeldspat. Sie stellen die am weitesten verbreiteten Gesteine dieser basalen detritischen Serie dar und bilden cm- bis dm-dicke Bänke mit blattdünnen Glimmerzwischenlagen und einem System von Querfugen. Sie sind gegenüber den Gesteinen der karbonatischen Trias scharf abgegrenzt.

Auf der Südseite des Furgggrates enthalten diese Quarzite lagenweise Phengit und Disthen führende Schiefer (ROETHLISBERGER 1985).

t_d Dolomitmarmore, Kalzitmarmore (mittlere–obere Trias)

Dolomitmarmore mit modal über 90 % Dolomit bilden die typischen Gesteine der mittleren Trias. Untergeordnet führen diese Marmore Kalzit, Phlogopit, Hellglimmer oder Talk sowie Mg-Klinochlor. Die Dolomitmarmore sind massiver und kompetenter als ihr Nebengestein und sind daher oft boudiniert. Meist sind sie fein gebankt. Im Profil des Wisszuges (in der linken Flanke des Zmuttaltales) kommen auch sehr auffällige monomikte Dolomitbrekzien von maximal 2 m Mächtigkeit vor. Diese Dolomite ähneln der carnischen «Formation bréchiq» (SARTORI 1990) in den Préalpes Médiannes und der Barrhorn-Serie.

In den Dolomitmarmoren auf Arben treten geringmächtige *Kalkmylonite* auf, welche möglicherweise aus Rauwacken hervorgingen (MAZUREK 1984).

Stark gebänderte graue *Kalzitmarmore* enthalten immer etwas Dolomit. Zusätzlich wurden modal geringe Anteile an Phlogopit, Mg-Klinochlor, Hellglimmer, Talk sowie Quarz und Kalifeldspat beobachtet. Diese Marmore finden sich als Einschaltungen in den Dolomitmarmoren. Sie enthalten zum Teil Fossilreste (Korallen, Crinoiden). Auf Plan Maison finden sich in den grauen Kalken schwarze Knollen von grobspätigem graphitreichem Marmor. Es treten auch seltene fein dunkelgrau-gelblich gebänderte Marmore (? Rhät) auf.

t_r Rauwacke

Die Rauwacken sind ein charakteristisches Element der karbonatischen Trias. Sie kommen im Gebiet von Blatt Matterhorn jedoch nur sehr untergeordnet vor. Selbst im mächtigen Trias-Zug auf Arben findet man Rauwacke nur in maximal 2 m mächtigen Bänken. Weiter gegen NE in Richtung Höhbalmen (Blatt 43 Randa) nimmt der Rauwackenanteil dieses Zuges markant zu.

i Brekzie mit Trias-Komponenten, Dolomitmarmore, Kalzitmarmore (Trias–Jura)

In der Südflanke des Furgggrates und zwischen diesem und Plan Maison treten völlig undeformierte Brekzien, ähnlich denjenigen des Mont Dolin (WEIDMANN & ZANINETTI 1974) und der Roisan-Zone, auf. Sie enthalten hauptsächlich kleine, abgeflachte Dolomitgerölle (Trias), können aber lokal auch polymikt ausgebildet sein. Diese Brekzien enthalten stellenweise unterbrochene Dolomit- und Kalzitmarmorlagen.

c Kalkglimmerschiefer (Kreide)

Die Abfolge der Theodul-Décollementdecke endet mit Kalkglimmerschiefern mit brauner Anwitterungsfarbe. Diese erinnern an den Metaflysch mit einer Mikrofauna der oberen Kreide (MARTHALER 1984) in der nördlich gelegenen Tsaté-Decke. Im Allgemeinen sind diese sandig-kalkigen Metasedimente auf Blatt Matterhorn weniger stark vertreten als am Frilihorn (nördlich des Blattgebietes), auf dem Cime-Bianche-Grat oder am Pancherot (südlich des Blattgebietes). Übrigens ist es sehr schwierig, sie von anderen Kalkglimmerschiefern der Combin-Zone zu unterscheiden, wenn deren Ophiolithe fehlen und die Deformation stark ist.

OSTALPIN

DENT-BLANCHE- UND MONT-MARY-DECKE

Erste detaillierte Beschreibungen der Gesteine der Dent-Blanche-Decke lieferte GERLACH (1869, 1871). ARGAND (1908, 1909, 1911, 1934) übernahm diese und unterschied zwei Haupteinheiten: die Arolla- und die Valpelline-Serie, als Äquivalent zum Arolla-Gneis bzw. zu den Valpelline-Gesteinen von GERLACH (1871).

Im Allgemeinen gelten ARGANDS Gesteinsbeschreibungen in lithologischer Hinsicht immer noch. Der grösste Teil der Kontakte zwischen Orthogneis und Paraschiefern oder Gabbros ist tektonischer Natur. Hinzu kommt, dass der süd-östliche Rand der herkömmlichen Dent-Blanche-Decke – von Cignana (Valtournanche) über das Matterhorn bis zum Unter Gabelhorn – als nördlicher Ausläufer der Mont-Mary-Decke interpretiert werden kann. Die lithologischen Hauptkomplexe in beiden Decken sind jedoch die selben und werden zusammen ohne tektonische Zuweisung beschrieben.

Das Ostalpin auf Blatt Matterhorn unterteilt sich in drei grosse Sockelkomplexe und mehrere Stücke von Deckengestein, welche im Folgenden getrennt betrachtet werden.

- *Valpelline-Serie*: Diese besteht überwiegend aus voralpin metamorphen Sedimenten sowie assoziierten Vulkaniten und Ganggesteinen. Die zum Teil hochmetamorphe Einheit wird von sandig-tonigen Paragneisen mit häufigen und oftmals mächtigen Einlagerungen von unreinen Marmoren und Mafiten dominiert. Die voralpine Metamorphose ist älter als die variszischen Granitoiden der Arolla-Serie. Die voralpinen Metamorphoserelikte (granulitfaziell, amphibolitfaziell) sind durch die alpine grünschieferfazielle Retromorphose geringfügig bis völlig umgewandelt.
- *Arolla-Serie*: Diese besteht vorwiegend aus Tiefengesteinskörpern mit überwiegend granitoidem Chemismus und Mineralgehalt. Dieser voralpine Intrusivkomplex wurde alpin in unterschiedlichem Mass deformiert und rekristallisiert. Hierunter fällt die Hauptmasse der Dent-Blanche-Gesteine.
- *Metagabbro-Komplexe*: Es handelt sich um zwei örtlich getrennte, grössere Vorkommen von Metagabbros mit teilweise unterschiedlichem Deformationsgrad und von voneinander abweichender Mineralogie. Die beiden Massen vom Matterhorn und vom Mont Collon sind vollständig in den Metagranitoiden der Arolla-Serie eingebettet. Die Kontakte zwischen den beiden Gesteinskomplexen sind fast immer tektonisch. Es gibt keine metamorphen Hinweise auf eine ursprüngliche Platznahme der Gabbros in den Graniten der Arolla-Serie.
- *Mesozoische Sedimente*: Einige Vorkommen karbonathaltiger, möglicherweise mesozoischer Metasedimente innerhalb der Arolla-Serie könnten, auch ohne dass sie mit Ophiolithen vergesellschaftet sind, der Combin-Zone angehören.

Zirkon-Datierungen ergaben sowohl für die granitoiden Gesteine der Arolla-Serie (BUSSY et al. 1998) als auch für die Metagabbro-Komplexe (MONJOIE et al. 2001, MONJOIE 2004) ein Alter im Bereich der Karbon/Perm-Grenze bzw. des frühen Perm.

VALPELLINE-SERIE

Ein grosser, zusammenhängender Komplex von voralpin metamorphen Sedimenten und assoziierten Gesteinen wird gesamthaft als Valpelline-Serie bezeichnet. Im Südteil des Blattes bildet der Komplex eine grosse Synklinale innerhalb der Dent-Blanche-Decke; ihr Scharnier erscheint vermutlich bei der schon von ARGAND (1908) erkannten grossen Umbiegung in der Tête de Valpelline. In der Ostwand der Grandes Murailles bildet dieser Komplex den oberen Teil der Mont-Mary-Decke, am Matterhorn die auffällige Gipfelkappe. Weiter nördlich ist die Valpelline-Serie auf einen schmalen Streifen innerhalb der Arolla-Serie reduziert, die in der Südwand des Äbihorns auskeilt.

In den steilen Partien der Süd- und Südostwand der Tête de Valpelline sowie der Dent d'Hérens sind die Gesteine kompliziert verfault, so dass sich die dünnmächtigen Amphibolite und Marmor- respektive Kalksilikatlagen auf der Karte nur schematisch darstellen lassen.

G_v Biotit, Sillimanit, Granat und Cordierit führende metapelitische Gneise

(kinzigitischer Komplex, präalpin; z. T. alpin metamorph überprägt)

Die kinzigitischen Gneise sind oft rotbraun angewittert. Sie führen als charakteristische Minerale Biotit, Granat – beide makroskopisch gut erkennbar –, Sillimanit und Cordierit. Vollständig erhaltene Kinzigite sind in der Comba d'Oren, am Fuss des SW-Fortsatzes der Becca Vannetta, aufgeschlossen. Diese Paragneise weisen ein typisches grobkörniges Gefüge auf, mit viel Biotit (als glänzend schwarze Blattpakete ausgebildet), roten Riesengranaten und cm-grossen Sillimanitporphyroblasten. Migmatitische Strukturen mit Leukosom-Adern sind verbreitet. Auch an anderer Stelle kommen pegmatitische Adern im kinzigitischen Komplex häufig vor; lediglich die wichtigsten sind auf der Karte aufgeführt. In stark alpin verformten Bereichen sind diese Adern in die neue, regionale Schieferung eingeregelt und in Glimmer führende Quarzite umgewandelt.

Neben Biotit, Quarz und Saussurit treten Plagioklas, Epidot, Chlorit, Granat, pinnitisierter Cordierit, Sillimanit, Titanit und Erze auf. Sillimanit ist teils fibrolithisch und verwachsen mit Biotit, teils auch als Porphyroblasten ausgebildet. Die Cordieritpseudomorphosen sind reich an Einschlüssen und enthalten Chlorit, Biotit, Sillimanit, Hellglimmer und Erze. Besonders gut erhaltene Granat-Biotit-Sillimanit-Gneise mit Cordieritpseudomorphosen treten in der Nähe der Schönbühlhütte und in der Ostwand der Grandes Murailles auf.

Zunehmende Deformation führt zur Umwandlung der verbreiteten Plagioklas-Biotit-Gneise zu Chlorit-Serizit-Gneisen oder Albit-Serizit-Schiefern. Biotit und Granat werden dabei vollständig durch Chlorit ersetzt. Daneben treten Albit und Epidot als Neubildung der Grünschieferfazies auf. Selten finden sich in wenig deformierten Zonen noch Pseudomorphosen nach Biotit oder Granat. Die Albit-Serizit-Schiefer lassen sich makroskopisch kaum von den feinlaminierten Chlorit-Epidot-Gneisen, den kataklastischen Horizonten oder den gebänderten Gneisen der Arolla-Serie unterscheiden.

GM Leukokrater Migmatitgneis

Mancherorts sind die leukokraten Pegmatite voralpinen anatektischen Ursprungs äusserst zahlreich und treten entweder als schichtweise Einlagerungen oder als diskordante Gänge auf. Der Zeitpunkt der Migmatisierung ist unbekannt (variszisch, ?Perm), doch ist sie auf jeden Fall jung im Vergleich zu der hoch-

gradigen regionalen Schieferung. Der einzige Aufschluss der Karte befindet sich SSE des Rifugio Aosta, unterhalb einer grossen Amphibolitmasse.

P_v Graphitphyllite

Zwischen dem Col de la Division und der Tête de Valpelline, d.h. im Kontaktbereich mit der Arolla-Serie, treten auffällig dunkelgraue phyllonitische Schiefer auf. Dabei handelt es sich um feinkörnige, intensiv verfältelte graphitreiche Gesteine mit Quarz, Chlorit, Muskovit, Kalzit und Zoisit. Der Metamorphosegrad dieser Schiefer übersteigt die mittlere Grünschieferfazies nicht. Dies steht in scharfem Kontrast zu allen anderen Valpelline-Gesteinen, welche voralpin amphibolitfaziell metamorph sind. Die Schiefer wurden bisher zur Valpelline-Serie gerechnet, die an dieser Stelle, aufgrund ihrer Position in einer stark mylonitisierten grünschieferfaziellen Zone, jegliche Spur einer früheren Metamorphose verloren haben. Allerdings könnten diese Schiefer auch Mesozoikum repräsentieren und somit nicht dem voralpinen Valpelline-Kristallin angehören.

A Amphibolite

Die Amphibolite liegen als Granat oder Chlorit führende Hornblende-Plagioklas-Gneise vor. Sie zeigen oft charakteristische Pseudomorphosen von Chlorit nach Biotit (Sagenitgitterung) und enthalten manchmal Klinopyroxen. In der Westwand zwischen dem Col du Mont Brulé und dem Mont Brulé ist in Amphiboliten der Valpelline-Serie noch eine reliktsche Gabbrostruktur zu erkennen. Bei den meisten dieser Granat-Amphibolite dürfte es sich jedoch ursprünglich um vulkanische Einschaltungen in den Sedimenten gehandelt haben.

Innerhalb der Valpelline-Serie treten dunkelgrüne bis schwarze pyroxenitische Gesteine auf. Meist sind diese uralitisiert und zu eigentlichen Hornblenditen umgewandelt. Pyroxenrelikte, Hornblende, aktinolithischer Amphibol sowie Chlorit bilden ein massiges, dichtes Gefüge.

Die Gipfelzone des Matterhorns besteht aus stark umgewandelten und deformierten Metagabbros, die sicherlich mit der Valpelline-Serie in Verbindung stehen, und einer kleinen Kappe aus Valpelline-Gneisen am Gipfel selbst.

M Kalksilikatmarmore, Kalksilikatgneise

Kalksilikatmarmore, aber auch Kalksilikatgneise findet man innerhalb der kinzigitischen Gneise, wo sie im Allgemeinen meter- bis dekametermächtige Linsen und Bänder von weisser bis grauer Farbe bilden. Sie können aber auch mächtige Massen bilden, wie zwischen dem Mont Brulé und der Comba d'Oren. Die vorwiegend kalzitischen Marmore führen untergeordnet Quarz, Muskovit, Klinozoisit, Tremolit, Diopsid, Titanit, Granat, Anorthit, Apatit, Erze und lokal

auch Wollastonit. Stellenweise finden sich Pseudomorphosen von Anorthit, Muskovit und Kalzit nach Granat. Diopsid ist oft von späterem Tremolit ummantelt.

Im Nordostteil des Valpelline-Keils am Äbihorn sind diese Marmore relativ stark mylonitisiert. Gegen SW sind die Gesteine weniger deformiert und liegen teilweise als polymikte Brekzien vor, welche Metagabbro- und Gneiskomponenten enthalten.

Besonders gut entwickelt sind intensiv gefaltete Diopsidmarmore der Valpelline-Serie auch am Matterhorn (am Hörnligrat in der Region der Schulter und in der östlichen Nordwand unterhalb der Schulter).

In der Gegend des Stockji finden sich *Dolomitmarmore*. Diese führen Diopsid, Kalzit und Quarz. Verglichen mit den Kalksilikatmarmoren und den Kalksilikatgneisen sind sie jedoch selten.

Pegmatitische Linsen und Gänge

Voralpine leukokrate Gänge sind innerhalb der Valpelline-Serie weit verbreitet; sie stehen mit der durch die Krustenanaetaxis hervorgerufenen Fluidmobilisation in Verbindung. Ihre Mächtigkeit ist sehr verschieden (cm- bis m-Bereich). Auf der Karte wurden entweder sehr mächtige Gänge oder Zonen mit bemerkenswert vielen kleinen Gängen eingezeichnet. Die charakteristischste Fazies besteht aus einem grobkörnigen Pegmatit mit Quarz, Kalifeldspat und Glimmer, es bestehen jedoch auch leukogranitische und aplitische Varianten. In den durch die alpine Orogenese am stärksten deformierten Zonen sind die Gänge gegenüber der reliktschen Schieferung der umgebenden Kinzigite oft diskordant. Wo die alpine Deformation stärker durchdringend ist, wurden die Gänge der neuen Schieferung angeglichen, boudiniert und zu mehr oder weniger glimmerreichen Quarziten umgewandelt, die manchmal noch Quarz- oder Feldspatrelikte enthalten.

P_a Phyllonite und Mylonite (alpin gebildet)

Im Kontaktbereich zur Arolla-Serie wurden die kinzigitischen Gneise zu phyllonitischen Schiefern umgewandelt. Diese enthalten retrograde Amphibolitboudins und Kalzitmylonite mit gerundeten (ovalisierten) Porphyroklasten von Pyroxen und/oder Epidot. Die Metagranitoide der Arolla-Serie wurden zu sehr feinkörnigen und oft gebänderten albitischen Gneisen umgewandelt. Diese mylonitischen Horizonte entstanden vor allem während der Platznahme der Decken innerhalb des Orogenkeils und wurden danach duktil und spröde deformiert.

AROLLA-SERIE

Die Arolla-Serie besteht hauptsächlich aus sauren Intrusiva, die oft deformiert sind. Innerhalb dieser granitoiden Gneise finden sich verschiedene Proto-

lithe. Primäre Intrusivkontakte sind meist tektonisch stark überprägt, in einzelnen Fällen aber auch undeformiert. Die granitoiden Gesteine zeigen verschiedene Stadien der Mylonitisierung. Deformation und metamorphe Segregation führen zu meist feinflaminierten Chlorit-Epidotschiefern und -gneisen.

Die intermediären bis basischen Glieder der Arolla-Serie umfassen metamorphe Hornblende-Quarzdiorite, Metadiorite und Metahornblendegabbros sowie deren Umwandlungsprodukte, im Wesentlichen Chlorit-Epidotschiefer und -gneise sowie Fuchsitschiefer.

Innerhalb der Arolla-Serie scheint die Deformation oft an tektonische Hauptkontakte gebunden und auf schmale Bereiche konzentriert zu sein. Ihr Erscheinungsbild ist sehr heterogen: So zeigen massige Kalifeldspat-Gneise mit magmatischen Strukturelementen am Mont-Miné-Grat sprödes Bruchverhalten, während der selbe Gesteinstyp an den Zähnjini duktil verformt wurde und oft gefaltete, laminierte Augengneise bildet.

Die Basis des ostalpinen Deckenkomplexes ist durch mylonitisierte Gesteine gabbroiden bis granitischen Ursprungs (mit seltenen, tektonisch eingelagerten Paraschiefern) gekennzeichnet, wobei eine Identifikation eines Ausgangsgesteins oft nicht möglich ist. Die mylonitischen Chlorit-Epidotschiefer und -gneise bilden hier eine weithin sichtbare gebänderte Einheit, welche nahe der Basisüberschiebung parallel zu derselben verläuft.

Einfluss der Deformation auf die Lithologie

In jedem Massstab können relativ schwach deformierte Bereiche erkannt werden, in welchen sowohl das Gefüge als auch die magmatische Paragenese noch gut erhalten sind. Diese Bereiche sind in grünlich-graue, feinkörnige, geschieferte oder gebänderte Gneise, manchmal mit bräunlich-rostiger Anwitterung, eingebettet oder eingeschaltet. Der Übergang zwischen diesen Extremen verläuft entweder graduell, mit Intermediärstrukturen und Wiederholungen oder aber scharf begrenzt, mit Bildung von grünschieferfaziellen Myloniten.

Die Übergänge, welche typischerweise mit einer Korngössenreduktion einhergehen, äussern sich makro- und mikroskopisch wie folgt:

1. In den massiven Metagranitoiden (ohne von blossem Auge ersichtlicher Foliation) äussert sich die mineralogische Umwandlung vor allem durch Saussuritisierung des Plagioklases mit Serizit, oftmals auch durch Entfärbung und/oder beginnende Alteration des Biotits und des Amphibols (falls vorhanden) und schliesslich durch Bildung von Unterkristallen in grossen Quarzen oder lokal durch deren Rekristallisation. Der Kalifeldspat (mehr oder weniger perthitischer Mikroklin) behält seinen Habitus.
2. In den etwas stärker umgewandelten Gesteinen erkennt man eine zunehmende Rekristallisation des Quarzes, die Substitution des zuvor alterierten Plagioklases durch feine Hellglimmer- und Albitaggregate, die Umwand-

lung des rotbraunen Biotits in Hellglimmer, sagenitischen Rutil, manchmal Erz oder in olivgrün-braunen alpinen Biotit sowie die partielle Substitution von Hornblende in blaugrünen Amphibol und weiter in Aktinolith und Chlorit. Auch wenn die anderen Primärminerale noch erhalten sind, führt die vollständige Umwandlung des Plagioklases zur Verminderung der Kompetenz des Gesteins, was Deformation und Metamorphose fördert. Ausserhalb der duktileren Zonen zeigen sich vor allem Brüche im Kalifeldspat, undulöser Quarz und Kinking von Biotit. Als Produkt beobachtet man Metagranitoide mit geringer bis durchgreifender Foliation. Ein porphyrisches Gestein ergibt mehr oder weniger kompakten Augengneiss mit mehr oder weniger kataklastischen bis ovalen Feldspäten.

3. In noch stärker beanspruchten Gesteinen entwickelt sich eine zunehmend durchdringende und engständige Schieferung; die Mineralumwandlungen sind nahezu vollständig. Fragmente von Kalifeldspat (mehr oder weniger durch Albit schachbrettartig ersetzt) und einzelne alterierte Hornblenden sind erhalten geblieben. Die Produkte dieser Umwandlung sind feinkörnige Gneise (Gneiss minuti) mit der Paragenese Albit, Quarz, phengitischer Glimmer, Biotit, Fe-Epidot und z.T. Chlorit, Aktinolith oder Stilpnomelan. Weitere Relikte sind akzessorischer Allanit und Zirkon sowie seltene mm-grosse Augen von Schachbrettalbit als letzte Spur von Kalifeldspat. Wo diese feinkörnigen Gneise vorwiegen oder allein auftreten, ist es fast unmöglich, die Zusammensetzung des Protoliths mit Sicherheit zu ermitteln; einzig systematische geochemische Analysen des Gesteins würden dies erlauben. In diesem Fall sind diese Gneise als «Orthogneise, ungliedert» zusammengefasst.

Über das alpine Alter der tektonometamorphen Umwandlung besteht kein Zweifel, da die Platznahme der Granitoide (Karbon/Perm-Grenze, BUSSY et al. 1998) nach der variszischen Metamorphose erfolgte. Auf dem Nachbarblatt Chanrion - Mont Vélan ist der Intrusivkontakt im Mont-Morion-Massiv noch gut erhalten.

Lithologie

G_{yl} Leukokrate Granitgneise

Diese quarz- und feldspatreichen Granitgneise sind stets weisslich, hell und variieren stark in ihrer Korngrössenverteilung (mittel- bis grobkörnig). Ihr Quarz- und Feldspatanteil liegt bei 80–90 %. Grosse (ca. 2 cm) Kalifeldspatkristalle sind teilweise als Mikroklin erhalten, häufig jedoch zu Schachbrettalbit und/oder Albit + Serizit + Quarz umgewandelt. Die Rekristallisation von Plagioklas und Quarz erzeugt ein helles, massiges oder schwach geschiefertes Gestein.

G_{γA} Phengit und Biotit führende Granitgneise («Arolla-Gneis»)

Metagranite sind die am weitesten verbreitete Lithofazies der Arolla-Serie im Gebiet von Blatt Matterhorn. Charakteristisch sind ihre Feinkörnigkeit, eine gut ausgebildete Schieferung und eine alpine Vergesellschaftung mit phengitischem Glimmer, olivgrün-braunem Biotit, Albit, Quarz und Fe-Epidot, manchmal auch Stilpnomelan und untergeordnetem Ca-Amphibol. Lokal können noch Relikte von Primärmineralen erhalten sein. Es handelt sich dabei um kleine Fragmente von Mikroklin, Schachbrettalbit, Hornblende und Allanit.

Ein am Ende der letzten Vergletscherung von der südlichen Felswand des Matterhorns auf den Gletscher herabgestürzter Block lieferte ein U-Pb-Alter von 289 ± 2 Ma (BUSSY et al. 1998).

Der ursprünglich grobkörnige Granit mit >2 cm grossen *Kalifeldspat-einsprenglingen* tritt als Folge der mehrphasigen Deformation in verschiedenen Varietäten auf:

- Kalifeldspat-Augengneise mit feinkörniger grünlicher Matrix. Kalifeldspat (Mikroklin) ist teilweise noch hypidiomorph, während die Quarzaugen stark gelängt sind. Verfaltete dünne Chlorit-Epidot-Lagen umhüllen die Feldspat-Augen. Plagioklas ist albitisiert und mit zunehmender Durchbewegung vergrünert.
- Stark duktil ausgewalzter, gefalteter Gneis. Der Granit zeigt als Folge der intensiven Deformation eine ausgeprägte Bänderung im cm-Bereich. Die hellen und dunklen Lagen bilden offene Kleinfalten ab. Eine statische Rekristallisation des Serizits führt zur Bildung von Hellglimmerleisten. Als späte Neubildung entstand zuerst Biotit auf Kosten von Phengit und dann Stilpnomelan.
- Heller, spröde fragmentierter, strukturloser Kataklastit. In einer feinkörnigen, massigen grünlichen Matrix schwimmen Bruchstücke leukokrater Minerale, welche einen Protolith aus Kalifeldspatgneis nahelegen. Eine Parallelstruktur fehlt, doch können im mm-Bereich kataklastische Scherzonen beobachtet werden.

Das Schönbielhorn besteht zum Teil aus feinkörnigen Kalifeldspatgneisen. Diese enthalten bis zu 5 mm grosse rosarote Kalifeldspäte, die dem Gestein sein charakteristisches Aussehen verleihen. Der hohe Phengitgehalt gibt dem Gestein eine leichte grünliche Färbung; er erlaubte die Ausbildung einer gut definierten Schieferung. Als metamorphe Neubildungen treten Albit, Epidot, Chlorit, Biotit und Stilpnomelan auf. Dieser Gesteinstyp kann als rekristallisiertes, feinkörniges, leukokrates Äquivalent der Kalifeldspat-Augengneise angesehen werden.

Entlang dem Kontakt von Arolla-Metagraniten mit dem Mont-Collon-Metagabbro-Komplex treten extrem stark zerscherte mylonitische Metagranite auf, welche eine ausgeprägte NE-SW-Minerallineation aufzeigen. Diese Gesteine bestehen vorwiegend aus Quarz und Albit. Daneben treten Biotit, Phengit,

Kalzit und Crossit auf (STRØM 1990). Die kaum deformierten Alkali amphibolkristalle deuten auf eine Zerschierung der Granite vor der frühalpinen Hochdruckphase hin.

Ähnliche oder feinkörnigere kataklastische bis mylonitische Horizonte treten verstreut oder als Gruppen innerhalb der Metagranite auf. Sie unterstreichen ebenfalls den Kontakt zur Valpeline-Serie in der Comba d'Oren.

G₇₈ Kalifeldspat und Hornblende führende Metagranodiorite

Als Metagranodiorite wurden verschiedene Gneise mit Hornblende, Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz ausgeschieden. Diese sauren bis intermediären Gneise zeigen meist eine deutliche Schieferung. Ihr Deformationsgrad reicht von kaum deformiert bis mylonitisch. In stark deformierten Varietäten sind makroskopisch bis 2 cm grosse Kalifeldspataugen sowie Hornblenden und ausgewalzte Quarze in einer braungrünen, engständig laminierten Matrix zu erkennen. Bei zunehmender Durchbewegung entstanden braungrüne, feinstlaminierte Ultramylonite.

Die Hornblende dieser Gneise ist primär magmatisch und zeigt keine Pseudomorphosen nach Pyroxen. Im Verlaufe der metamorphen Überprägung wurde die primäre, braungrüne von blaugrüner Hornblende überwachsen. Später bildete sich ein Anwachssaum von aktinolithischem Amphibol. Weitere metamorphe Neubildungen sind Phengit, grüner Biotit und Stilpnomelan. In stark mylonitisierten Proben tritt neu gebildeter Granat auf.

G_{8q} Metaquarzdiorite

Diese hornblendereichen Gesteine zeigen meist eine flaserige Struktur und makroskopisch deutlich erkennbare ausgewalzte, glänzende Quarze. Durch die Deformation wurden sie zu Chlorit, Epidot ± Aktinolith führenden Gneisen bis Schieferungen umgewandelt, welche im mm-Bereich laminiert sind. Die Lamination ist engständiger als in den unten beschriebenen Chlorit-Epidotschiefern und -gneisen, welche aus granitoiden Gesteinen entstanden sind. Sie sind auch etwas dunkler, zeigen immer Hornblenderelikte und deutlich weniger Quarz. Nebst Albitisierung und grünschieferfazieller Überprägung findet man in diesem Gesteinstyp neu gebildeten Biotit sowie in mehr oder weniger isometrischen Quarzkörnern Aggregate von Stilpnomelan.

In den Metaquarzdioriten der Südwand der Pointes d'Oren blieb das magmatische Gefüge gut erhalten, während die Plagioklase völlig saussuritisiert wurden.

G₈ Metadiorite, Metahornblendegabbros

Die Metadiorite bis Metahornblendegabbros sind mit den Metaquarzdioriten genetisch verwandt, zeigen aber nie makroskopisch erkennbaren Quarz. Sie sind

fein bis mittelkörnig, flaserig und hornblendereich. Reliktisch finden sich uralitierte Klinopyroxene und braungrüne Hornblenden. Metamorphe Neubildungen sind Chlorit, Aktinolith, Magnetit, Epidot-Klinozoisit und Albit. In stark deformierten und umgewandelten Proben findet man neu gebildeten Biotit in den saureren Typen und Fuchsit in den basischeren.

Metagabbros bilden am Fusse des Äbihorns, rund um die Schönbielhütte bis Stockji eine grosse Masse. Ob es sich dabei um die Fortsetzung des Matterhorn-Metagabbro-Komplexes (S. 31) handelt, ist unklar. Weitere Metagabbros treten an der Basis der Arolla-Serie in den Hängen der Zähnjini oberhalb von Arben auf, wo sie sehr stark deformiert sind und kaum noch primärmagmatische Relikte zeigen.

G_{sr} Gebänderte Gneise

Diese im dm- bis m-Bereich gebänderten Albitgneise sind mylonitische Serien, welche an der Basis der Dent-Blanche-Überschiebung parallel zu dieser verlaufen. Innerhalb der Decke zeichnen sie, z.B. in der Westwand des Matterhorns, die deckeninterne Deformation nach. Die hellen Bänder haben die Zusammensetzung leukokrater granitoider Gneise, während die dunklen, grünen Bänder vorwiegend aus Epidot-Chlorit-Aktinolith-Albitgneisen bestehen. Die Hauptschieferung ist immer parallel zur Bänderung und oft als Krenulations-schieferung entwickelt. Die Bänderserie ist das Produkt der Mylonitisierung und der metamorphen Segregation von Gesteinen der Arolla-Serie.

An einigen Stellen täuscht die Wechsellagerung von verschiedenen oben beschriebenen Intrusiva die gebänderten Gneise vor (z.B. zwischen dem unteren Arollagletscher und der Cabane des Vignettes sowie oberhalb des Rifugio Nacauli in der Comba d'Oren).

GO Orthogneise, ungegliedert

Zusätzlich zur Deformation (S. 25) verunmöglicht der schwierige Zugang zu den Aufschlüssen oft auch die Bestimmung der verschiedenen Protolithe der Arolla-Serie. Deshalb wurden auch diese unter der Bezeichnung *ungegliederte Orthogneise* zusammengefasst. Dies ist vor allem auf dem Grat der Grandes Murailles (Pta. Margherita – Tour du Créton) der Fall.

P_A Chlorit-Epidotschiefer und -gneise

Feinkörnige, im mm- bis cm-Bereich laminierte Gneise mit hellen und dunklen (grünen), verfalteten Lagen treten nur lokal auf, z.B. im Westteil der Zähnjini. Die Lamination ist durch die starke Längung von hellen «Augen» entstanden. Diese sind zoniert, bestehen im Zentrum aus Quarz mit etwas Chlorit und sind randlich von Albit umwachsen. Eingebettet sind sie in eine Matrix von

Chlorit und Epidot. Primärer Kalifeldspat und Biotit sowie Pseudomorphosen nach denselben fehlen. Als metamorphe Neubildungen treten grüner Biotit und selten auch Granat auf.

Durch weitere Deformation wurden diese Gneise teilweise in Chlorit-Epidot-schiefer umgewandelt. Sie treten aber im gesamten Gebiet nur sporadisch auf.

Im Gegensatz zu anderen Chlorit-Epidotgneisen und -schiefern, von welchen sie sich durch ihre Lamination deutlich unterscheiden, erlauben diese Gesteine keinen Rückschluss auf das Ursprungsgestein.

P'_A Glimmerschiefer

Eine kartierbare Einheit aus Glimmerschiefern lässt sich in diskontinuierlicher Weise am Fuss des Matterhorns verfolgen, vom Bivacco Bossi am Furggrat bis zur Croce di Carrel. Sie folgt der Basalüberschiebung der Mont-Mary-Decke und alterniert mit den Arolla-Gneisen mit kataklastischen Horizonten. Ähnliche Glimmerschiefer sind auch auf einem strukturell höher gelegenen Niveau in der Südostflanke der Dent d'Hérens (Pt. 3957 m) aufgeschlossen. Diese fein geschichteten, glimmerreichen Gesteine sind durch eine rostig-braune oder violette Anwitterungsfarbe charakterisiert; sie enthalten Biotit, Quarz, Chlorit, Plagioklas und Hellglimmer.

Gänge

Alle Gesteine der Arolla-Serie sind stellenweise von basischen oder sauren Gängen durchzogen.

Zwei Gruppen von leukokraten und im Allgemeinen sehr geringmächtigen *sauren Gängen* konnten ausfindig gemacht werden. Die erste Gruppe wird durch Quarz und Andesin führende Trondhjemite repräsentiert, oder aber durch Gesteine vom Typ Quarzdiorit, mit grüner Hornblende, Biotit, Quarz und saussuritisiertem Plagioklas. Die zweite Gruppe besteht aus feinkörnigen Apliten, grobkörnigen Pegmatiten, oft zoniert, und Graniten mit teilweise granophyrischem Gefüge. Die chemische Zusammensetzung einiger dieser Gänge wurde von DAL PIAZ et al. (1977) wiedergegeben.

Die *basischen Gänge* sind gut erhalten und weisen im Allgemeinen feine bis intermediäre Korngrößen auf. Ihr Gefüge ist körnig, selten ophitisch oder eingeregelt, und ihre magmatische Vergesellschaftung besteht aus brauner Hornblende und frischem oder saussuritisiertem Ca-Plagioklas. Manchmal können einige Pyroxene oder Biotite ausgemacht werden. Apatit, Magnetit-Ilmenit und Titanit sind als Akzessorien anwesend.

METAGABBRO-KOMPLEXE

Die Metagabbros der Dent-Blanche- und Mont-Mary-Decke treten auf Blatt Matterhorn in verschiedenen tektonischen Positionen und Metamorphosegraden

auf; davon sind zwei Hauptkomplexe besonders markant. Der eine befindet sich an der Basis des Matterhorns in der Mont-Mary-Decke, der andere bildet den Mont Collon und die Dents de Bertol in der Dent-Blanche-Decke. Letzterer erstreckt sich vom Südende des Mont-Miné-Grates nach Westen bis zum Petit Mont Collon. Diese Komplexe bilden eine schüsselartige Struktur innerhalb der Arolla-Serie.

In den mächtigen Metagabbros sowohl der Matterhornbasis als auch des Mont Collon erkennt man die primäre Heterogenität dieser Gesteine. Mittel- bis grobkörnige Olivinabbros und Olivinabbbronorite stellen die Hauptgesteinstypen dar. Daneben treten untergeordnet Troktoleite und im Dach des Matterhorn-Gabbros Pyroxenite auf.

In den Metagabbros der Westwand der Dents de Bertol wurde von DAL PIAZ et al. (1977) magmatischer Lagenbau beschrieben. Bei diesen Strukturen handelt es sich um Deformationsphänomene im Mega- bis Makrobereich. Lokal kann im mm- bis cm-Bereich magmatische Schichtung beobachtet werden. Die Olivinabbros der Dents de Bertol zeigen Lagen von Hornblende-Kumulaten, was auf eine Hydratisierung der ursprünglichen Olivinabbros während eines magmatischen Spätstadiums schliessen lässt.

Die in der Süd- und in der Westwand des Matterhorns aufgeschlossene Metagabbromasse ist eine vollständig in die Gneise der Arolla-Serie eingebettete und von einer mächtigen mylonitischen Scherzone umgebene Grosslinse (5 km² im Aufschluss und 580 m Mächtigkeit). Die Scherzone besteht aus 10–20 m hellgrünen oder weisslichen, fuchsinhaltigen Myloniten (ex-Gabbros) und 100–200 m mylonitischen Schiefern und grau-grünen, feinkörnigen albitischen Gneisen (ex-Granitoide), welche homogen sind oder Bänderung und Krenulationsschieferung aufweisen (Testa del Leone). Strukturell befindet sie sich nahe der Basalüberschiebung auf die prasinitischen «Bündnerschiefer» der Combin-Zone.

Eine typische magmatische Bänderung beobachtet man am Matterhorn in den von der Südwand des Pic Tyndall auf den unteren Cervinogletscher herabgestürzten Blöcken (Koord. 616.5/90.2). Darin kann folgende Sequenz im dm- bis m-Bereich verfolgt werden: schwarze Kumulat-Peridotite mit Plagioklas, Spinell und Biotit; Melagabbros bis Leukogabbros; weisse Anorthosite. Weitere Wehrlite wurden auf der schweizerischen Seite gefunden. Die braunen Glimmer (interkumulat) ergaben anhand von K-Ar- und Rb-Sr-Datierungen Abkühlungsalter um 248 Ma (DAL PIAZ et al. 1977), was auf eine langsame Exhumierung seit der Intrusion im frühen Perm hinweist (284,2 ± 0,7 Ma, TIMS U-Pb auf Zirkon; MONJOIE et al. 2001, MONJOIE 2004).

Die Gabbros sind lokal entweder von feinkörnigen mafischen oder von leukokraten (Aplite mit Plagioklas, Pegmatite mit Kalifeldspat und Glimmer; S. 30) Gängen durchkreuzt. Lediglich die wichtigsten wurden auf der Karte aufgeführt. Metamikrogabbrogänge durchqueren die Augengneise westlich des Leonegletschers; sie sind in die regionale Schieferung transponiert und besitzen aufgrund

des mylonitischen Kontakts keine Verbindung mehr zu den Gabbros der Testa del Leone.

G_{γα} Metagabbros: vorwiegend Metaolivingabbros

Die am weitesten verbreiteten Gesteine innerhalb der Komplexe stellen Olivingabbros dar. Vollständig erhaltene primäre Gesteine sind sehr selten, genauso wie vollständig durchgreifend und duktil transformierte und deformierte Varietäten. Von den frischen Olivingabbros bis zu völlig rekristallisierten Saussurit-symplektitfelsen beobachtet man alle Übergänge. Im Allgemeinen weisen die Metagabbros massive oder tendenziell flaserige Strukturen auf sowie Umwandlungen vom statischen Typ (koronitisch). Alpine Rekristallisationen weisen sich im Gelände durch eine zunehmend grünere Färbung aus. Diese entsteht durch die Bildung von Ca-Amphibol auf Kosten der primären femischen Minerale, während Plagioklas sukzessiv durch dunklen Saussurit und Epidot ersetzt wird.

Im Weiteren erkennt man mehrere vertikale Bruchsysteme, deren Fluids eine späte und lokale Alteration des Gesteins herbeiführten. Bei hohem Olivinanteil wurden lokal Troktolite gebildet.

Als primäre magmatische Minerale sind in wenig alterierten Partien Olivin (Forsterit), welcher oft zu Chrysotil umgewandelt ist, anorthitreicher Plagioklas (An₇₀), Klinopyroxen (Diopsid oder diopsidischer Augit) und Orthopyroxen (Enstatit) vorhanden. Schöne bi-koronische Reaktionsstrukturen zwischen Plagioklas und Olivin sind weit verbreitet: eine erste Korona von Orthopyroxen auf Olivin und eine zweite von Symplektit aus edenitischem Amphibol und grünem Spinell auf Plagioklas (s. a. DAL PIAZ et al. 1977). Sekundär tritt phlogopitreicher Biotit auf, manchmal als poikilitische Grosskristalle vom Typ Interkumulus. Er wächst bevorzugt von Olivin und Orthopyroxen aus in den Plagioklas hinein. Klinozoisit oder Zoisit wächst als radiale büschelige Aggregate im Plagioklas. Selten lässt sich etwas Karbonat zusammen mit Klinozoisit im Plagioklas finden. Als Zersetzungsprodukt von Olivin oder Orthopyroxen tritt lokal Talk auf. Auf Rissen zeigt Olivin meist Serpentinminerale und Erz. Untergeordnet treten Amphibol (rot-braune Hornblende), grüner Spinell und Chlorit auf. In Lagen und Boudins treten in den Metagabbro-Komplexen dunkelgrüne bis schwarze pyroxenitische Gesteine auf. Meist sind diese uralitisiert und zu eigentlichen Hornblenditen umgewandelt. Pyroxenrelikte, Hornblende, aktinolithischer Amphibol sowie Chlorit bilden ein massiges, dichtes Gefüge.

Gabbromylonite, Fuchsitschiefer

Die auch als Gabbrophyllonite (BEARTH 1953) bezeichneten Fuchsitschiefer enthalten nur in schwach deformierten Partien Strukturen, welche an Flaser-gabbros erinnern. Reliktisch finden sich Klinopyroxen und nach Klinopyroxen

pseudomorphe Hornblenden. Die Uralitisierung der Klinopyroxene führte zur Bildung von braungrüner sowie roter kaersutitischer Hornblende. Die Gesteine treten vorwiegend am Kontakt zur Arolla-Serie auf. Sie sind weiss bis grau mit einigen dunkleren Schlieren. Ausser relikttischer Hornblende ist chromhaltiger Phengit (Mariposit, Fuchsit) das einzige makroskopisch erkennbare Mineral. Cr-Phengit findet sich auf den S-Flächen aller stark deformierten Proben. Durch die starke Durchbewegung während der grünschieferfaziellen Überprägung wurde der primäre Mineralbestand in einen feinkörnigen Filz von Tremolit, Leukoxen, Klinozoisit, Chlorit, Albit, Quarz und Ilmenit umgewandelt.

Diese Gesteine sind besonders gut am Colle del Leone aufgeschlossen, wo sie durch den Gletscher geschliffen wurden. Ein zugänglicherer Beobachtungspunkt befindet sich bei Plans de Bertol, an der Nordgrenze des Mont-Collon-Komplexes.

MESOZOISCHE SEDIMENTE

Im NW-Teil der Dent-Blanche-Decke wurden verschiedene postvariszische Gesteinskörper von HAGEN (1948), WEIDMANN & ZANINETTI (1974) und AYRTON et al. (1982) beschrieben. Südlich des Gebietes von Blatt Matterhorn befinden sich weitere mesozoische Serien des Ostalpins innerhalb der mylonitischen Scherzone zwischen der Dent-Blanche- und der Mont-Mary-Decke (Roisan-Zone). Obschon die Kontakte zwischen diesen Serien und dem Sockel stets tektonischer Art sind, kann ein Ursprung aus der Arolla-Serie in Betracht gezogen werden.

S_A Marmore und Kalkglimmerschiefer

Auf der Karte bezieht sich nur das kleine triassische Marmorband des Ba-lestreri-Biwaks entlang des östlichen Fortsatzes der Punta des Cors auf diese Serien. Diese Gesteine sind an die Arolla-Gneis-Falte gebunden, die gegen Osten überkippt und in den Kinzigiten der Valpelline-Serie eingebettet vorliegt (GOSSO & MARTINOTTI in DAL PIAZ 1976) und früher als paläozoische Marmoreinschaltung interpretiert wurde (Blatt Monte Rosa, Karte von ARGAND 1908).

● Im Rahmen der vorliegenden Kartierung konnte eine zusammenhängende grössere Einlagerung von mesozoischen Kalkglimmerschiefern und Kalkmarmoren in der Arolla-Serie gefunden werden. Der Mineralbestand entspricht demjenigen der Kalkglimmerschiefer des unterhalb der Dent-Blanche-Überschiebung liegenden Mesozoikums. Die Gesteine bestehen aus Kalzit, Quarz, Phengit, Epidot, Chlorit und Albit. Mit den Kalkglimmerschiefern assoziiert kommen im Arbestal auch dunkle, grobspätige Kalkmarmore mit eigentümlicher Struktur vor. Es handelt sich möglicherweise um rekristallisierte Crinoidenkalke. Dieser Meta-sedimentzug lässt sich vom Bergji (nordwestlich der Schönbielhütte) bis ins

Arbental verfolgen. Er verschwindet unter der Arbengandegge, und seine Fortsetzung lässt sich nach Osten nur in Moränenmaterial nachweisen. Der Kalkglimmerschieferzug ist intern sehr stark deformiert und verfaultet. Er bildet eine grosse liegende, nach NW schliessende Falte ab, welche ein alpines Alter hat.

Ein ähnlicher Kalkglimmerschieferzug tritt auch am Gipfel des Matterhorns oberhalb der Solvayhütte (4003 m) als ca. 40 cm mächtiges Band in stark verfaulten Arolla-Gneisen auf.

QUARTÄR

q_{5m} Spät- bis postglaziale Moräne

q_{5s} Spät- bis postglaziale fluvioglaziale Ablagerungen

Der Vorstoss und Rückzug der grossen Gletscher während der letzten Vergletscherung (Würm) hinterliess an den Talseiten eine Moränenschicht ohne besondere Glazialmorphologie (z.B. Sackungshang um Arolla, Talkessel von Breuil, Zmutttal). Sukzessive kleinere Vorstösse und Rückzüge am Ende der letzten Vergletscherung führten zu Bildung zahlreicher Wälle, welche heute von Vegetation bedeckt sind. Sie befinden sich oftmals in unmittelbarer Nähe der subrezent bis rezenten Moränen. ¹⁴C-Messungen, welche an Lärchenstämmen aus spät- bis postglazialen Moränen vorgenommen wurden, ergaben Alter zwischen ca. 8000 und 900 Jahren BP (RÖTHLISBERGER 1976). Die Stämme wie auch fossile Böden wurden in verschiedenen verschachtelten Moränenwällen des Tsijiore-Nouve-Gletschers sowie im Bett seines Ausflusses (südlich von Arolla) gefunden. Zudem wurde Holz während Aushubarbeiten beim Bau der Grande-Dixence-Staumauer in mehreren Metern Tiefe im Moränenmaterial des Vorfelds des Zmuttgletschers entdeckt. An beiden Stellen wurde ein wahrer Wald teilweise freigelegt, was darauf hinweist, dass der Gletscher während seiner letzten Vorstösse hier den Untergrund wenig oder gar nicht erodierte.

Die Arbeiten von ABBÜHL et al. (2002) erlaubten, die der kleinen Eiszeit zugeschriebenen Moränenwälle des Tsijiore-Nouve-Gletschers zu kartieren. In der kleinen Eiszeit erreichte der Gletscher die Talsohle des Val d'Arolla, wie Datierungen von fossilem Holz bezeugen (1656 ± 31 n. Chr., Koord. 603.4/96.8).

An mehreren Stellen, vor allem im Kessel von Breuil, ist die Moräne von Blockschutt der Felsvorsprünge bedeckt. Aufgrund ihrer kleinen Fläche wurden solche Ablagerungen generell nicht auf der Karte wiedergegeben.

Die einzigen fluvioglazialen Ablagerungen, die dem Spätglazial bis Holozän zugewiesen werden können, befinden sich längs des oberen Cervinia-Bachs.

q_{rm} Subrezente bis rezente Moräne Moränenmaterial auf Gletscher und Toteis

Seit ungefähr 150 Jahren ziehen sich die Gletscher zurück; dadurch wird die hochalpine Landschaft des Gebietes von Blatt Matterhorn durch subrezente bis rezente Moränen geprägt. Diese Moränen widerspiegeln durch ihre Geschiebeführung ihre Herkunftsregion. Besonders deutlich ist dies am Zmuttgletscher zu erkennen. Seine südliche, matterhornseitige Moräne ist durch die Gabbros und Gneise der Arolla-Serie, die Mittelmoräne durch die Paragneise der Valpelline-Serie und die nördliche, schönbielseitige Moräne wiederum durch Arolla-Gneise charakterisiert. Der Gletscher der Grandes Murailles trägt hauptsächlich Material der Arolla-Serie.

Während ihres letzten Vorstosses, in der kleinen Eiszeit, wurden einige Gletscher durch bestehende Moränenwälle kanalisiert. Dies äussert sich heute dadurch, dass diese Wälle partiell oder total von subrezentem bis rezentem Moränenmaterial bedeckt sind, was am Fehlen von Vegetation erkennbar ist. So sind z.B. die Seiten- und Endmoränen der Gletscher von Chérillon (nördlich von Breuil), von den Douves Blanches (südöstlich von Arolla) und von Oren Süd partiell überdeckt, während andere rezente Wälle, wie jener von Arbengandegge, sicher mehrphasig sind.

Durch den enormen Schwund während der letzten Jahre versinken fast alle Gletscherzungen in ihrem eigenen Moränenschutt. Der obere Tsa-de-Tsan-Gletscher ist sogar fast vollständig von seiner Zunge losgelöst, welche nun eine grosse Toteismasse am Fuss der Felskante bildet. Ein Kilometer weiter südlich fliesst der Buthier-Bach unter einer weiteren Toteismasse durch, die vom Grandes-Murailles-Gletscher stammt.

q_{rs} Subrezente bis rezente fluvioglaziale Ablagerungen

Fluvioglaziale Ablagerungen bilden sich dort, wo Gletscherbäche kurz nach ihrem Austritt aus dem Gletscher auf eine abrupte Verflachung des Geländes treffen. Dies ist am Fuss der Felskante, welche die Hanggletscher (Hohwänggletscher, Oren-Nord-Gletscher) begrenzt, der Fall. Sie entstehen auch dort, wo ein Gletscher in einer kleinen Ebene endet (oberer Arollagletscher). Am Zmuttgletscher wurde diese Geländemorphologie durch die intensive menschliche Nutzung stark verändert. Von Wildbächen abgelagerter Schutt, welches grösstenteils aus Moränenmaterial besteht, kann auch Kegel bilden. Zwischen fluvioglazialen Ablagerungen und Bachschutt besteht ein fliessender Übergang; die Abgrenzung ist deshalb meist subjektiv.

Blockgletscher Schneehaldenmoräne

Kleine Blockgletscher sind vielerorts im Gebiet von Blatt Matterhorn vorhanden. Manche sind noch aktiv und weisen eine sehr instabile Bedeckung durch Blöcke auf, während andere, ältere, sich im Gleichgewicht befinden oder fossil und mit Vegetation bedeckt sind.

Einige Hangschuttkegel weisen in ihrem distalen Bereich Blockgletscher mit Wülsten auf. Diese sind leicht mit den morphologisch ähnlichen Schneehaldenmoränen zu verwechseln. Bei den Schneehaldenmoränen handelt es sich um Blockgirlanden, die nach Abrutschen auf Schneehalden in situ abgelagert wurden und nicht um Wülste, die sich durch plastisches Gleiten der gesamten Schuttmasse bildeten.

Sackungsmassen

Oberhalb Plan Maison ist ein beachtlicher Teil des Furgggrates (Metasedimente der Combin-Zone) als fast zusammenhängende Masse um ca. 300–500 m in Richtung Plan Torrete abgesackt und intern zerbrochen. Als Gleithorizont dienen die Serpentine im Dach der Zone von Zermatt - Saas Fee.

Südwestlich von Breuil befindet sich eine andere grosse Sackungsmasse. Die Gesteine der Valpelline-Serie, aus denen diese Sackungsmasse besteht, befinden sich noch weitgehend in ihrem ursprünglichen Verband. Nur hier und da sind Zeichen der Zerstückelung vorhanden. Gleithorizonte sind am Fuss des Gebirgsvorsprungs zu finden, auf welchem das Rifugio Bobba gebaut ist. Sie bestehen aus cm-dicken, schwarzen kataklastischen Bändern und werden oft von einer tektonischen Zertrümmerung des Gesteins begleitet. Es handelt sich um eine relativ alte Sackung, da sie von spät- bis postglazialer Moräne bedeckt ist.

Das Dorf Arolla selber steht auf einer grossen Sackungsmasse. Spät- bis postglaziale Moräne ist in die Masse eingebunden, doch lassen sich keine Anzeichen rezenter Bewegungen mehr erkennen.

Die Ursache dieser Sackungen liegt vermutlich im Rückzug der Talgletscher und der damit verbundenen Hangdestabilisierung.

Rutschmassen

Rutschungen sind in solch kompakten Gesteinen wie im Gebiet von Blatt Matterhorn relativ selten. Abgesehen von den oberflächlichen, auf der Karte nicht ausgedehnten Kleinstrutschungen auf Moränen ist nur eine Rutschmasse erwähnenswert. Im SE von Breuil hat sich eine Blockmasse inmitten eines Blockgletschers in Bewegung gesetzt. Der Gleithorizont befindet sich auf den Serpentiniten.

Bergsturzmassen

Auf dem Kartenblatt finden sich zwei grössere Bergsturzmassen. Beide liegen auf Moränenmaterial und sind bereits stark bewachsen.

- Zwischen Hirli und Stafel/Zmutt sind die mesozoischen Glimmerschiefer durch schichtparallele Rutschung auf einer ca. 0,3 km² grossen Fläche angehäuft. Ursache dieses Bergsturzes ist vermutlich die Hangdestabilisierung infolge des Rückzugs der Talgletscher.
- 1 km südlich des Matterhornfusses liegt der Schutt eines ca. 0,5 km² grossen Bergsturzes, dessen Blöcke alle aus der Arolla-Serie stammen. Diese Ablagerung ist geringmächtig und kommt auf spätglaziales Moränenmaterial aus der Combin-Zone zu liegen. Daraus lässt sich folgern, dass die Blöcke während des Gletscherrückzuges am Ende der letzten Vergletscherung von der Südwand des Matterhorns herabstürzten.

Weitere Berg- und Felssturzablagerungen im Gebiet von Blatt Matterhorn stammen von der Zersplitterung von Sackungsmassen (z. B. Marmore der Theodul-Décollementdecke südlich von Breuil), von einmaligen, katastrophalen Bergstürzen (z. B. Comba d'Oren) oder von sporadisch herabfallenden Blöcken.

Im Sommer 2003 kam es in Folge der ausserordentlich lang anhaltenden Wärmeperiode zum tief greifenden Aufschmelzen des Permafrosts, was sowohl am Leone- als auch am Hörnligrat zu spektakulären Felsabbrüchen führte.

Hangschutt

Bedingt durch die extrem steile Topographie wird die Landschaft zwischen Moränen und Felswänden von Hangschutt dominiert, der heute noch aktiv aus den Felswänden gespeist wird.

Sumpf

Einzige Feuchtzonen im Gebiet von Blatt Matterhorn sind zwei wasserundurchlässige Mulden in spätglazialer Moräne unterhalb von Plan Maison bei der Mittelstation der Seilbahn von Breuil.

Lawinen- und Schwemmkegel

Bachschuttkegel

a Alluvionen

Lawinenkegel bestehen aus Ablagerungen gemischten Ursprungs. Sie befinden sich am Fuss von Schneisen, die im Winter von Lawinen, während der Schneeschmelze und starkem Regen von schuttbeladenem Wasser und Murgängen, oder von Sturzblöcken passiert werden. Schwemmkegel weisen einen abge-

flachten Fuss auf; ihr Material wird durch meist intermittierende Bäche teilweise umgelagert.

Alluviale Bildungen sind auf dem Kartenblatt nur von untergeordneter Bedeutung. Meistens bilden sich Bachschuttkegel am unteren Austritt von Wildbächen ins Tal. Seltener liegen Alluvionen in Form flacher Talfüllungen vor (Breuil, Comba d'Oren).

Künstliche Terrainveränderungen **Künstliche Aufschüttung**

Der Bau des Feriendorfs von Cervinia hatte einen tief greifenden Einfluss auf die Umwelt im Kessel von Breuil. Zum Schutz vor Lawinen wurden zwei Wälle aufgeschüttet, der eine im Westen des Dorfes, der andere, etwas höher gelegen, quer durch das intramoränische Tälchen unterhalb des Chérillon-Gletschers. Eine weitere Aufschüttung dient als Zugang zur Talstation, welcher teilweise aus einer gedeckten Galerie besteht.

Auf schweizerischer Seite stammen die künstlichen Aufschüttungen vor allem vom Bau der Grande-Dixence-Staumauer oder bestehen aus Ausbruchmaterial vom Bau von Galerien beiderseits des Arolla-Tals oder der Absetzbecken unterhalb des Zmuttgletschers.

In der Umgebung von Cervinia wurden künstliche Terrainveränderungen hauptsächlich zur Anlage von Skipisten und eines Golfplatzes vorgenommen.

METAMORPHOSE

Das alpine Metamorphosegeschehen war komplex und vielphasig und hat in allen Gesteinen des Kartenblatts charakteristische Mineralvergesellschaftungen und Gefüge hinterlassen. Im Gebiet von Blatt Matterhorn weist nur die Valpelline-Serie eine voralpine Metamorphose auf. Ihre Gesteine wurden von der alpinen Metamorphose überprägt, mit Ausnahme einiger Zonen innerhalb des kinzigitischen Komplexes, wo hochgradige voralpine Paragenesen erhalten geblieben sind.

Eine Übersicht und die dazugehörige Bibliographie geben HUNZIKER et al. (1992), BALLÈVRE & MERLE (1993), MICHARD et al. (1996), SPALLA et al. (1996), CORTIANA et al. (1998) und FREY et al. (1999).

Voralpine Metamorphose

Im Gebiet von Blatt Matterhorn sind nur die pelitischen, karbonatischen und mafischen Gesteine der Valpelline-Serie (kinzigitischer Komplex) polymetamorph. Die voralpine Metamorphose erreichte die HT-Amphibolitfazies. Das Alter dieser Metamorphose ist vermutlich variszisch. Die betreffenden voralpinen Mineralvergesellschaftungen sind folgende:

- In metapelitischen Gesteinen ist die Paragenese Granat-Biotit-Sillimanit relativ weit verbreitet. Die Paragenese Granat-Cordierit-Sillimanit-Biotit kommt gelegentlich vor. Cordierit ist zwar fast nur als Pinnit nachweisbar, jedoch als zweifelsfreie Pseudomorphosen. Die typische Paragenese Kalifeldspat + Sillimanit wurde ebenfalls beobachtet. Die Metapelite weisen eine Vielzahl von Leukosomen auf, welche noch in situ bestehen oder in Gänge remobilisiert wurden, welche die variszische Schieferung schneiden. Hochgradige Mineralvergesellschaftungen sind in grossem Massstab in der Comba d'Oren vollständig erhalten geblieben.
- In Marmoren und Kalksilikatgneisen ist die typische hochgradige Mineralvergesellschaftung Diopsid-Kalzit-Quarz weit verbreitet (Matterhorn, Stockji, Tête de Valpelline, Dent d'Hérens, Comba d'Oren). Auch wurde Diopsid in Dolomitmarmoren gefunden. Seltener ist die Vergesellschaftung Grossular-Diopsid-Kalzit-Quarz (z.B. am Stockji). Wollastonit kommt gelegentlich in den Marmoren vor. Diopsid ist häufig von spätem Tremolit ummantelt und wird gelegentlich durch diesen ersetzt. Auch die Tremolitbildung in den Marmoren ist voralpin, die alpine Metamorphose war für diese zu schwach.
- In mafischen Gesteinen, welche wohl magmatischen Ursprungs sind, ist die Vergesellschaftung Hornblende-Biotit-Plagioklas z.T. mit Granat und/oder Pyroxen typisch.

Die beobachteten Mineralvergesellschaftungen in den Valpelline-Gesteinen legen maximale Bedingungen der voralpinen Metamorphose von 650–700°C und 4kbar nahe. GARDIEN et al. (1994) zitieren granulitische Relikte südlich von Becca des Lacs, knapp südlich des Blattrands. Die Einzelheiten des voralpinen Metamorphosegeschehens in der Valpelline-Serie sind jedoch weitgehend unbekannt. Möglicherweise handelt es sich bei einem Teil der erwähnten Mineralvergesellschaftungen um Bildungen im Zusammenhang mit der Platznahme des granitischen Intrusivkomplexes der Arolla-Serie in frühpermischer Zeit.

In den Gesteinen des Intrusivkomplexes (Arolla-Serie) selbst lässt sich keine voralpine Metamorphose nachweisen. Die metamorphen Bildungen in diesen Gesteinen sind ausschliesslich alpin. Bisher wurde jedoch angenommen, dass die gebänderten Gneise der Arolla-Serie voralpin gefaltet wurden. Die Vergneisung und Verfaltung des Intrusivkomplexes, besonders schön zu sehen im tieferen Teil

der West- und Nordwand des Matterhorns und in der Ostwand Aiguille de la Tsa – Pointe de Tsalion, galten als klassisches Beispiel für eine durch eine starre alpine Gleitdecke transportierte voralpine Tektonik. Falls doch ein Teil der Deformation, das heisst der Verschieferung, Mylonitisierung, Vergneisung und Verfaltung einem voralpinen Ereignis zugeschrieben werden soll, so muss in jedem Fall die damit verbundene Metamorphose sehr schwach gewesen sein (schwächer als mittlere Grünschieferfazies). Wir schlagen aber eine voralpin undeformierte und unmetamorphe Arolla-Serie vor.

Alpine Metamorphose

Das alpine Metamorphosegeschehen in den Gesteinen des Kartenblatts Matterhorn ist vielphasig. Generell lässt sich festhalten, dass die alpinen Metamorphosephasen alle Gesteine teilweise umgewandelt haben und dass die letzte Hauptphase charakteristische Vergesellschaftungen der unteren bis mittleren Grünschieferfazies hervorbrachte. Die Überschiebung des Ostalpins auf die Combin-Zone ist älter als die alpine Spätphase der Metamorphose. Eine für die Subduktion von Ozeankruste typische Hochdruck-Tieftemperatur-Metamorphose geht der grünschieferfaziellen Überprägung voraus. In den meisten Gesteinen lässt sich eine ältere druckbetonte Metamorphosegeschichte nachweisen. Die Gesteine des Kartenblatts Matterhorn wurden in sehr unterschiedlichem Ausmass von dieser Metamorphose betroffen, respektive der Erhaltungsgrad ist sehr variabel.

Die erste Phase der alpinen Metamorphose erreicht in der Zone von Zermatt-Saas Fee die Eklogitfazies (BEARTH 1959, 1967), in der Combin-Zone sowie in der Dent-Blanche- und Mont-Mary-Decke lediglich die Epidot-Blauschieferfazies oder den Übergang zur Na-Amphibol-Grünschieferfazies (BALLÈVRE & MERLE 1993, CORTIANA et al. 1998).

Wenn der Zeitpunkt der HP-LT-Metamorphose bis in die 1990er Jahre als Kreide–Paleozän angesehen wurde, so ist dieser Zeitpunkt heute zumindest für die Zone von Zermatt-Saas Fee eindeutig ins Eozän zu setzen (52–40 Ma; BOWTELL et al. 1994, RUBATTO et al. 1997, 1999, AMATO et al. 1999, MAYER et al. 1999, DAL PIAZ et al. 2001, LAPEN et al. 2003). Vermutlich gilt dies auch für die Combin-Zone, in welcher Relikte dieser druckbetonten Metamorphose jedoch schlecht erhalten sind und niemals datiert wurden.

Mit Glaukophan-Crossit und Aegirin-Augit mitbestehende Phengite – eine frühalpine Vergesellschaftung, die stark an in der Dent-Blanche-Decke beobachtete Relikte erinnert – ergaben in der ostalpinen Pillonet-Klippe ein Alter von 75 Ma (CORTIANA et al. 1998).

Die charakteristischen Mineralvergesellschaftungen in den verschiedenen Gesteinen aller tektonostratigraphischen Einheiten sind im Folgenden, der Einfachheit halber, diesen zwei Metamorphosephasen zugeordnet.

Hochdruck-Tiefemperatur-Metamorphose (Subduktionsphase)

Zone von Zermatt - Saas Fee

In den Gesteinen des penninischen Mesozoikums ist die frühalpine HP-LT-Metamorphose besonders in der Zone von Zermatt - Saas Fee gut erhalten. In basischen Metavulkaniten (Metabasalten) und in einigen Fe-Ti-Metagabbros ist das Granat-Omphazit-Paar der Eklogitfazies in den Aufschlüssen am Furggletscher und auf Plan Maison erhalten. Omphazit ist oft auch in unregelmässigen, nahezu monomineralischen Knollen vorhanden. In den mafischen Ophiolithen enthält die eklogitische Vergesellschaftung granoblastischen Rutil und sehr oft Phengit und/oder Paragonit, Glaukophan und Zoisit. In den Magnetit führenden Antigorit-Serpentiniten drücken sich die Bedingungen der Tiefsubduktion durch Rekrystallisation des porphyroklastischen Olivins in eine Vergesellschaftung von Titanklinohumit und Diopsid aus. In den Glimmerschiefern der postophiolithischen Bedeckung ist Chloritoid weit verbreitet und tritt mit poikiloblastischem Granat, Hellglimmer, häufigem Glaukophan und seltenem Na-Pyroxen auf. Die voreklogitische, blauschieferfazielle prograde Entwicklung ist fast vollständig durch die eklogitische Rekrystallisation überprägt. Einige Zeugen blieben jedoch erhalten: nämlich Pseudomorphosen von Hellglimmeraggregaten und Zoisit nach kleinen rhomboedrischen Lawsonitkristallen im Granat oder in der weniger deformierten Matrix. Der posteklogitische Verlauf hingegen ist sehr gut repräsentiert und maskiert sogar häufig die Eklogitvergesellschaftung partiell oder vollständig. Es handelt sich um eine temperaturbetonte blauschieferfazielle Entwicklung, die durch eine Vergesellschaftung Glaukophan-Epidot-Paragonit-Phengit charakterisiert ist. Spätere retrograde Überprägung bildete in den Metabasika zunächst barroisitische Amphibole. Diese werden noch dem Hochdruckzyklus zugeordnet.

Combin-Zone

Die Gesteinstypen der Combin-Zone zeigen keine eindeutigen Relikte einer eklogitfaziellen Metamorphose. Auf italienischer Seite bestehen am Furgggrat Zeugen einer druckbetonten Phase vor der Grünschieferphase. Diese sind Na-Amphibol führende Metagabbros und Prasinite mit seltenen Granaten und Glaukophan-Crossit-Mikrolithen innerhalb der poikilitischen Albitporphyroblasten. In den ophiolitischen Serien unterhalb der Hörnlihütte kommen neben den rein grünschieferfaziellen Metabasalten, Prasiniten und Ovarditen usw. auch gut erhaltene Glaukophan(Crossit)-Epidotschiefer vor. Diese bestehen aus grobem blauem Na-Amphibol, welcher mit Ca-Amphibol, Epidot, Kalzit und Titanit koexistiert. Der blaue Amphibol ist ein Glaukophan bis Crossit mit M4 voll besetzt mit Na.

In nicht-basaltischen Gesteinen der Combin-Zone auf dem Kartenblatt Matterhorn sind nur Phengit und Disthen in Albit-Quarzschiefern der Theodul-Décollementdecke beobachtet (südlich vom Furggrat; S. 19).

Dent-Blanche- und Mont-Mary-Decke

In den Gesteinen des Dent-Blanche-Mont-Mary-Deckenkomplexes lässt sich eine druckbetonte Metamorphose vor allem in der Arolla-Serie nachweisen. Es lässt sich beobachten, dass die druckindikativen Mineralvergesellschaftungen besonders in stark deformierten Gesteinen vorhanden sind. In Myloniten am Kontakt zu den permischen Gabbros bei Plans de Bertol finden sich Glaukophan und Phengit als späte Neubildungen (STRØM 1990). Na-Amphibol wurde auch in der Mont-Dolin-Region, unmittelbar westlich des Gebietes von Blatt Matterhorn, beschrieben (AYRTON et al. 1982). Die Blauschieferparagenese wird von uns als frühalpin interpretiert. Generell lässt sich feststellen, dass in stark vergneisten, verschieferten bis mylonitischen Gesteinen der Arolla-Serie der Grad der alpinen Rekristallisation sehr hoch ist (im Gegensatz zu wenig deformierten Graniten). Die neugebildeten Minerale sind Phengit, ein barroisitische blaugrüner Amphibol und kleine Granate. Sie sind innerhalb der S_1 -Schieferung erhalten, vor allem wo diese nicht parallel zur regionalen S_2 transponiert wurde. Die Thermobarometrie mit Phengit + Kalifeldspat + Biotit + Chlorit erlaubt es uns, die PT-Bedingungen der HP-LT-Metamorphose in der Arolla-Serie mit 10–12 kbar und 350–400°C zu veranschlagen. Die Koppelung von Deformationsgrad und druckbetonter Metamorphose deutet darauf hin, dass die Hauptdeformation der Arolla-Serie frühalpin ist und somit vor die Überschiebung der Decke fällt. Die Matterhornfalten (u. a.) sind somit zwar transportiert, jedoch alpin.

In den Gesteinen der Valpelline-Serie zeugt einzig die unregelmässige Anwesenheit von Chloritoid und feinen Disthenaggregaten (die Sillimanit ersetzen) – südlich des Kartengebietes von KIENAST & NICOT (1971), DE LEO et al. (1987), CANEPA et al. (1990) und PENNACCHIONI & GUERMANI (1993) beschrieben – von der alpinen HP-LT-Metamorphosephase. Dies bedeutet jedoch nicht notwendigerweise, dass die Valpelline-Serie erst nach dieser Phase mit der Arolla-Serie in Kontakt kam.

Grünschieferfazielle Metamorphose (Kollisionsphase)

Das Metamorphoseereignis vom Barrow-Typ prägte alle Gesteine des Kartenblattes Matterhorn. Der Metamorphosegrad dieser tertiären Regionalmetamorphose erreichte die mittlere Grünschieferfazies. Die typischen Mineralvergesellschaftungen dieses Ereignisses waren in den Gesteinen des penninischen Mesozoikums (unabhängig von der tektonischen Einheit): Albit-Chlorit-Aktinolith-Epidot in basischen Gesteinen, Muskovit-Dolomit-Kalzit-Quarz in

Marmoren, Antigorit-Talk-Diopsid in Ultrabasiten, Albit-Muskovit-Kalzit-Quarz in Kalkglimmerschiefern. In seltenen metapelitischen Einschaltungen in den Kalkglimmerschiefern aller drei Einheiten wurden Mn-reicher Granat und Chloritoid gefunden. Besonders in triassischen Quarziten der Theodul-Décollementdecke ist neugebildeter (nicht-detritischer) Mn-reicher Granat verbreitet; häufig zeigt dieser eine extreme Atollstruktur. Grüner Biotit, welcher während dieses Ereignisses gebildet wurde, ist selten.

In den eklogitischen Gesteinen der Zone von Zermatt-Saas Fee weist sich die letzte retrograde grünschieferfazielle Metamorphose aus durch: die Bildung von blau-grünem Amphibol, gefolgt von Aktinolith auf Kosten von Glaukophan; ausgehend von Na-Pyroxen die Bildung von feinem Uralit als diablastische Aggregate mit grüner Hornblende oder Aktinolith und Albit. Das häufigste Endprodukt ist ein albitischer Grünschiefer mit Granatrelikten. Häufig wächst Albit als kleine poikilitische Blasten, und Rutil ist durch Titanit ersetzt.

Die Gesteine der Dent-Blanche-Decke zeigen eine vom Grad der Deformation abhängige metamorphe Rekrystallisation. Die strukturell spätesten Paragenesen sind in der Arolla-Serie: Chlorit-Aktinolith (überwächst Barroisit)-Epidot-Albit-Quarz-Hellglimmer und als speziell diagnostisches Mineral Stilpnomelan. Letzterer ist klar die letzte Phase im metamorphen Geschehen in der Region. Stilpnomelan ist im gesamten Kartengebiet verbreitet, ist jedoch besonders in den quarzdioritischen Gesteinen der Arolla-Serie häufig anzutreffen. Eine unklare Stellung in Bezug auf seine Bildungsphase nimmt alpin gebildeter grüner Biotit ein. Alpiner Biotit ist in stark deformierten und entsprechend rekristallisierten Gesteinen der Arolla-Serie relativ weit verbreitet. Dieser bildete sich vermutlich entweder in einer Spätphase der HP-LT-Metamorphose aus celadonitreichem Phengit bei abnehmendem Druck oder bei der grünschieferfaziellen Überprägung.

Dank detaillierten petrologischen Untersuchungen inklusiv Sondendaten von Mineralen der Arolla-Serie (K.B. & R.O; s.a. MÜLLER 1984, MAZUREK 1986, DEUBLE & SAPEL 1996 und FAZIS 2002) können die Metamorphosebedingungen bestimmt werden. Sie waren am Ostrand des Kartengebietes ungefähr 400–450°C und 4 kbar. Gegen Westen nehmen die Metamorphosetemperaturen leicht ab (350–400°C bei Arolla).

In der Valpelline-Serie ist der grösste Teil der Gesteine, vor allem aber die Kinzigite, von einer oft kompletten retrograden Metamorphose in die Grünschieferfazies geprägt. Die Endprodukte sind hier Schiefer oder Phyllonite mit Hellglimmer, Chlorit, Quarz und oft kleinem porphyroblastischem Albit. In weniger deformierten Gesteinen, mit teilweise erhaltenen Kornformen früherer Minerale, wandelte sich der variszische Granat in Chlorit, Biotit in Hellglimmer oder Chlorit + Sagenit oder Opake, zuvor saussuritisierte Plagioklas in Albit, Hellglimmer und Epidot um. Die Pegmatite, welche in die (neue) grünschieferfazielle Schieferung transponiert wurden, werden zu glimmerhaltigen Quarziten, die manchmal noch schwarze Relikte von Kalifeldspat und/oder Quarz enthalten.

TEKTONIK

Zum Verständnis der tektonischen Stellung und Entwicklung des Dent-Blanche-Mont-Mary-Deckenkomplexes sowie der unterliegenden penninischen Einheiten haben nach ARGAND (1908, 1911) folgende Bearbeiter beigetragen: STAUB (1917, 1938, 1942, 1957), STUTZ & MASSON (1938), HAGEN (1948), CARRARO et al. (1970), DAL PIAZ et al. (1972, 1977), DAL PIAZ (1976, 1988, 1999), CABY et al. (1978), WILSON (1978), MILNES (1974), AYRTON et al. (1982), MARTIN (1982), MÜLLER (1983), BALLÈVRE et al. (1986), MAZUREK (1986), SARTORI (1987), ESCHER et al. (1987, 1993, 1997), ESCHER (1988), STECK (1989), WUST & SILVERBERG (1989), POLINO et al. (1990) sowie PENNACCHIONI & GUERMANI (1993). Die Unterteilungen nach ARGAND (1908, 1911) bleiben grösstenteils gültig. Neu ist hauptsächlich die Interpretation, dass sich die Mont-Mary-Decke, das Matterhorn miteinbeziehend, gegen NE fortsetzt.

Für die Tektonik der Region ist jedoch die bei unserer Kartierarbeit entdeckte mesozoische Trennzone innerhalb der Arolla-Serie von grosser Bedeutung. Sie ist die wichtigste Neuerung seit den Arbeiten von E. Argand.

Das generelle axiale Abtauchen der Einheiten gegen Westen bedingt, dass von Ost nach West immer höhere tektonische Stockwerke aufgeschlossen sind. Dem entsprechend ändert sich auch der Stil der Deformation innerhalb der Decke.

DECKENABFOLGE

Penninikum

Zone von Zermatt - Saas Fee

Die Zone von Zermatt - Saas Fee ist seit langem als tektonische Einheit anerkannt. Sie enthält Ophiolithe und einige wenige assoziierte Sedimente, die alpin eklogitfaziell geprägt sind.

Combin-Zone

Die ophiolitischen und sedimentären Gesteine zwischen den penninischen und ostalpinen Sockeln wurden, je nach Autor und Region, verschiedenen Einheiten zugeschrieben. Da Blatt Matterhorn eine Region umgrenzt, in welcher diese Definitionen oder Zuweisungen nicht übereinstimmen, lag uns daran, die tektonischen Einheiten so einfach und übersichtlich wie möglich zu benennen oder zu unterteilen. Neu ist der Begriff *Theodul-Décollementdecke*, hergeleitet

aus der Zusammenkunft der «Theodul-Rothorn-Zone» von BEARTH (1967) und der «falda di scollamento Pancherot - Cime Bianche - Bettaforca» von DAL PIAZ (1992). Auf Blatt Matterhorn sind zwei unterscheidbare Elemente der Theodul-Décollementdecke vorhanden:

- Ein oberes Element (= Frilhorn-Decke, SARTORI & MARTHALER 1994), das nur auf schweizerischer Seite auftritt und an der Grenze endet. Es enthält vor allem einen mächtigen Dolomitkörper (linksseitig des Zmuttbachs) und untergeordnet Quarzit- und Marmorlinsen (unterhalb der Hörnlihütte und am Furggjoch). Südlich des Blattgebietes tritt es nördlich des Lago di Cignana lokal wieder auf.
- Ein unteres Element (= Pancherot-Cime-Bianche-Einheit, DAL PIAZ 1988; = Cimes-Blanches-Decke, SARTORI & MARTHALER 1994), die ein dünnes Quarzitband, Marmorlinsen (nördlich von Hirli) und vor allem die mächtige Brekzienabfolge des Furgggrats enthält. Dieses untere Element befindet sich nicht genau an der Basis der Combin-Zone.

Dieses untere Element der Theodul-Décollementdecke unterteilt die Ophiolith führenden Sedimente der Combin-Zone in einen mächtigen oberen Teil und einen dünnen unteren Teil (BALLÈVRE et al. 1986, CORTIANA et al. 1998), wie dies auf der tektonischen Übersicht der Karte zu sehen ist.

Ostalpin

Mont-Mary-Decke

In herkömmlichen Interpretationen (vgl. z. B. ELTER 1960) begrenzt sich die Mont-Mary-Decke auf ein Gebiet zwischen Aosta und dem Sektor Punta Cian - Cignana. Nördlich davon wird das Ostalpin lediglich durch die Dent-Blanche-Decke gebildet. Unpublizierte Feldaufnahmen der Punta-Cian-Mont-Blanc-du-Creton-Kette zeigen aber, dass Sockelgesteine der Mont-Mary-Decke in die Valpelline-Serie weiterziehen, welche auf Blatt Matterhorn den unteren Teil der Ostwand der Petites und Grandes Murailles sowie den braunen Gipfel des Matterhorns ausmachen. Als Konsequenz davon wurde die Grenze zwischen der Mont-Mary-Decke und der Dent-Blanche-Decke entlang der Scherzone im Dach oben genannter Serie eingezeichnet (siehe tektonische Übersicht). Der Teil der Arolla-Serie, welcher sich unterhalb dieses Valpelline-Serie-Streifens befindet, gehört demnach auch der Mont-Mary-Decke an. Er beinhaltet die Granitoide sowie den Metagabbro-Komplex des Matterhorns. In nordöstlicher Richtung folgt die Überschiebung im Gebiet von Blatt Matterhorn dem Dach des dünnen Metasedimentbands, das unter dem Äbihorn (linksseitig vom Zmutttal) hindurchzieht.

Dent-Blanche-Decke

Die Dent-Blanche-Decke bildet eine weitläufige Synklinale mit NE–SW-Achse. Die Arolla-Serie ist darin die untere Einheit und formt die ganze nordwestliche Hälfte des Blattes sowie den Grat der Grandes und Petites Murailles. Die Valpelline-Serie bildet die obere Einheit und erstreckt sich vom Valpelline gegen NE bis zu den Gipfeln der Tête de Valpelline und der Dent d'Hérens.

DEFORMATIONSPHASEN

Voralpine Deformationen

Mögliche Zeugen voralpiner Deformationen finden sich nur im polymetamorphen Sockel des Dent-Blanche-Mont-Mary-Deckenkomplexes, d. h. in den Gesteinen der Valpelline-Serie. Diese ist voralpin metamorph (im Gegensatz zur monometamorphen Arolla-Serie), von pegmatoiden Injektionen durchsetzt und von der Arolla-Serie durch Mylonitzonen getrennt. Die voralpinen Makrostrukturen sind eine temperaturbetonte variszische Schieferung und Falten, die manchmal von leukokraten Gängen durchquert werden. Diese Altstrukturen sind nur noch in solchen Gesteinsmassen ersichtlich, die den alpinen Deformationen und Retromorphose grossräumig entgangen sind (Comba d'Oren). Die beobachteten voralpinen Mikrostrukturen, beispielsweise die Einregelung von Sillimanit, lassen sich nicht systematisch mit Makrostrukturen korrelieren.

Alpine Deformationen

Der Effekt jeder alpinen Deformationsphase variiert natürlich je nach Grad der Metamorphose, die in den verschiedenen Einheiten erreicht wurde. Während der ersten Phasen (Subduktion) begann jede dieser Einheiten die tektonometamorphe Entwicklung auf eigene Weise, die von der strukturellen Anfangsposition abhing. In den folgenden Phasen – d. h. nach ihrer relativen Platznahme – galten für alle Einheiten dieselben Druck- und Temperaturbedingungen, auf welche sie in Funktion ihrer Stellung im Tiefengradienten reagierten.

Im Dent-Blanche-Mont-Mary-Deckenkomplex scheint die Intensität der ersten Deformationen in Bezug auf das Kartenblatt ziemlich konstant, wenngleich eine Akzentuierung der Deformationen von NW nach SE besteht. Auf schweizerischer Seite dominiert die Schieferung der HP-LT-Phase, und darauf folgende Phasen machen sich höchstens durch Krenulation bemerkbar. Auf italienischer Seite hingegen wird diese druckbetonte Schieferung nicht selten von der grünschieferfaziellen Schieferung (S_2) vollständig transponiert, so dass sie nur noch unter dem Mikroskop zu identifizieren ist.

Deformationen der HP-LT-Phase

Die Überschiebung der Valpelline-Serie über die Arolla-Serie ist die älteste erkennbare alpine Deformation im Dent-Blanche-Mont-Mary-Deckenkomplex. Die Foliation ist parallel zum Lagenbau an der Basis der Valpelline-Serie. Aus Analogie zur Überschiebung der Seconda Zona Diorito-Kinzigitica auf die Gneiss minuti der Sesia-Lanzo-Zone, welche auf 80–70 Ma datiert wurde (STÖCKERT 1989), kann auch diese Überschiebung als frühalpin betrachtet werden. Der Crossit führende, mylonitisierte Kontakt zwischen Arolla-Gneisen und Mont-Collon-Gabbros lässt sich ebenfalls als Bildung dieser Phase interpretieren.

Im Dent-Blanche-Mont-Mary-Deckenkomplex sind die ersten alpinen Deformationen charakterisiert durch intensive Mylonitisierung und durch die Ausbildung einer durchgreifenden Foliation, welche die Hauptschieferung darstellt. Diese mechanische Beanspruchung führte, vor allem an der Basis der Deckeneinheiten, zu metamorpher Segregation und zur Ausbildung von gebänderten Gneisen. Die Intensität der Schieferung nimmt mit der Entfernung zu den Kontaktzonen ab. Im Wallis sind Schieferung und Bänderung isoklinal um NNE laufende Achsen verfaultet. Amphibole sind parallel zur Faltensachsenrichtung eingeregelt. Die Achsenebenen liegen parallel zur Bänderung der Gneise. Im Bereich der Dent-Blanche-Basisüberschiebung liegen Faltenachsen und Bänderung flach und parallel zur Überschiebung. Im Gebiet von Arolla in der Wand der Aiguille de la Tsa sind diese Strukturen steil gestellt. Die Mylonite weisen sich durch eine NW–SE gerichtete Dehnungslineation aus, welche ebenfalls in der Combin-Zone ersichtlich ist.

In der Zone von Zermatt-Saas Fee sind mehrere druckbetonte Strukturen ersichtlich: eklogitische Schieferung, Falten und Boudinage sowie eine Glaukophan-Lineation und von Quarz und Disthen gefüllte Zerrklüfte.

Deformationen der grünschieferfaziellen Phasen

Im Wallis ist die Hauptschieferung ihrerseits um WNW bis WSW streichende Achsen in offene Grossfalten gelegt. Dies ist am Äbihorn, Matterhorn und den Zähnjini deutlich sichtbar. Die Achsenebenen dieser Grossfalten, welche ungefähr nach N oder S schliessen, tauchen flach ein. Eine mit dieser Deformation verbundene jüngere Schieferung lässt sich nur lokal, an kleinere Falten gebunden, erkennen. Die Grossfalten der Dent-Blanche- und Mont-Mary-Decke sind alpin angelegt worden. Dies folgt zwingend aus der Geometrie des Kalkglimmerschieferzuges innerhalb des Dent-Blanche-Mont-Mary-Deckenkomplexes (s.o.) und der Kollisionstyp-Verfaltung der Matterhorn- und Mont-Collon-Gabbros. Der Stil der grünschieferfaziellen Deformation ist nicht einheitlich und reicht von semiduktill bis spröde. Dies zeigen insbesondere die Kalifeldspat-Gneise der Arolla-Serie deutlich. Im Bereich des nördlichen Mont-Miné-Grates sind

diese durchwegs kataklasiert, während sie am Äbihorn und am Schönbielhorn duktile Verformung zeigen.

Die Effekte der Rückfaltung (D_3), wie sie in der Siviez-Mischabel-Decke (MILNES 1974, MÜLLER 1983) und dem unter dem Dent-Blanche-Mont-Mary-Deckenkomplex liegenden Mesozoikum (WILSON 1978, MAZUREK 1986), beispielsweise an den Arben, als grosse, gegen SW schliessende Falten zu erkennen sind, lassen sich im Walliser Teil der Dent-Blanche- und Mont-Mary-Decke kaum nachweisen. Kleinstrukturen, wie Runzelschieferungen, vor allem am Nordrand der Dent-Blanche-Decke bei Arolla, zeigen südvergente Bewegungsrichtungen (top to S), können aber trotzdem mit der Rückfaltung korreliert werden. Auch die Grossfalten der Dent-Blanche- und Mont-Mary-Decke, welche z. B. in der Ostwand der Tête de Valpelline, der Aiguille de la Tsa – Pointe de Tsalion, am Äbihorn, besonders aber in der Nord- und Westwand des Matterhorns zu sehen sind, könnten mit dieser Rückfaltungsphase korreliert werden.

Auf italienischer Seite des Blattes ist die generell stark durchgreifende grünschieferfazielle Hauptphase (D_2) für eine Transposition der verschiedenen lithologischen sowie früherer tektonischer Strukturen verantwortlich. Der gesamte Stapel der Einheiten wurde durch offene D_2 - und/oder D_3 -Falten deformiert. D_2 -Falten mit NE–SW streichenden Achsen und einer S-Asymmetrie (nach Norden schauend) deformieren sowohl die basale mylonitische Zone der Mont-Mary-Decke südlich des Matterhorns und der Testa del Leone als auch den Arolla/Valpelline-Kontakt in der Punta Budden. Die D_3 -Deformation produzierte lediglich NE–SW orientierte Kinkfalten. Eine erste Stilpnomelengeneration (selten) wurde durch die D_3 -Phase verfaultet, obschon dieses Mineral im Allgemeinen postkinematisch ist. D_3 -Falten deformierten den Arolla/Valpelline-Kontakt in der Comba d'Oren (Taf. III, Profil 12). Am Col de la Division sind aufgrund der Überlagerung von D_2 - und D_3 -Falten feinkörnige Arolla-Gneise vom kinzigitischen Komplex der Valpelline-Serie umgeben. Ähnliche Interferenzen sind auf den Rundhöckern unterhalb des Chérillongletschers gut aufgeschlossen.

In der Combin-Zone ist die dominierende Schieferung (S_2) der grünschieferfaziellen Phase zuzuschreiben. Diese Schieferung weist sich durch Isoklinalfalten mit NW–SE gerichteten Achsen und einer NW–SE bis WNW–ESE gerichteten Minerallineation aus. Grossräumig sind an dieser Stelle frühere Strukturen vollständig transponiert, und nur unter dem Mikroskop werden Relikte der von einer ersten, druckbetonten Phase herrührenden Schieferung sichtbar. Vom Furgggrat bis Breuil bewegt sich die Grösse der D_3 -Falten im Bereich von mehreren Metern; im Allgemeinen sind sie offen, asymmetrisch und weisen NE–SW gerichtete Achsen auf.

Die Verkippung des gesamten Deckenstapels und der Basisüberschiebung ist auf eine noch spätere differentielle Hebung zurückzuführen. D_3 -Falten wurden von verschiedenen Bruchsystemen überprägt. Diese Brüche entstanden durch Kompression oder Extension und stehen vermutlich mit dieser späteren Bewegung in Verbindung. Nur Hauptbrüche wurden auf der Karte aufgeführt.

EXKURSIONSVORSCHLÄGE

Die Exkursionen auf italienischem Gebiet stammen aus dem Führer «Le Alpi dal M. Bianco al Lago Maggiore – Guide Geologiche Regionali 3/2» (DAL PIAZ 1992). Der an Exkursionen rund um Zermatt interessierte Leser findet diese im «Geologischen Führer von Zermatt» (BEARTH 1977).

EXKURSION 1

Hörnligrat

(1–2 Tage)

Der Weg zur Hörnlhütte SAC (3260 m) ist nicht nur landschaftlich sehr reizvoll, sondern bietet auch geologisch eine ausserordentlich vielfältige Exkursion und einen umfassenden Einblick in alle geologischen Einheiten des Kartenblatts Matterhorn. Startpunkt ist in der Regel das Berghaus Schwarzsee (2583 m), welches man bequem mit der Seilbahn von Furi oder von Furgg aus erreicht. Von hier bis zum Hirli ist die Geologie auf dem Kartenblatt Zermatt dargestellt (BEARTH 1953). Geologisch gesehen befindet sich Schwarzsee in den Ophiolithen der Zone von Zermatt - Saas Fee. Unmittelbar beim Hotel zieht eine grössere Serpentinlinse nach Norden. Bei der Seilbahnstation der Furi-Schwarzsee-Bahn und am Hügel westlich davon stehen typische Kalkglimmerschiefer mit kleinen Serpentinlinsen an. Die Bahnstation der Furgg-Bahn steht auf Prasiniten und anderen Grünsteinen, welche aus submarinen basaltischen Laven hervorgegangen sind. Aus solchen Gesteinen bestehen auch die Felsen am Weg nach Furgg.

Von Schwarzsee beschreiben wir nun den Weg zur Hörnlhütte: Die ersten Aufschlüsse links des Weges (links und rechts immer in Aufstiegsrichtung) sind stark deformierte und umgewandelte Metagabbros, unmittelbar südlich des kleinen Seeleins passiert der Weg eine Serpentinlinse und erreicht dann die erste Steilstufe und beginnt anzusteigen. Die Aufschlüsse bestehen aus einem Gemisch von ophiolithischem und sedimentärem Material (Grünschiefer und Kalkglimmerschiefer). Oft kann man Granate erkennen, manchmal auch Relikte von Glaukophan und Omphazit. Diese Minerale sind Überbleibsel der Hockdruckmetamorphose während der Subduktion der ozeanischen Tethys-Lithosphäre in frühalpiner Zeit. Die Aufschlüsse enden an der Verflachung bei 2640 m (künstliches Gelände, Skipiste). Der nächste Weganstieg verläuft in Serpentiniten, genauer in Ophikarbonat-Gesteinen. Diese Karbonat-Serpentin-Brekzien sind vermutlich tektonischen Ursprungs. Reine Antigorit-Serpentine sind etwas weiter unten auf

der Westseite im Tälchen anstehend. Sie repräsentieren hydratisierte Fragmente des subozeanischen Mantels. Noch weiter unten im Tälchen auf der Ostseite (2580–2540 m) sind schöne Talk-Aktinolith-Schiefer in Flasergabbro anstehend. Auf dem weiteren Weg zum Hirli passieren wir zunächst Prasinite, dann Grünsteine mit Granatrelikten, ein dünnes Band mit Granat führenden Kalkglimmerschiefern und wieder Granat führende Metabasalte. Der Granat in diesen Grünsteinen stammt aus der Eklogitphase ihrer Entwicklungsgeschichte. Die spätere grünschieferfazielle Überprägung vermochte die Granate nicht vollständig zu eliminieren, im Gegensatz zu Omphazit und Glaukophan, welche häufig völlig verschwunden sind. Nun haben wir die Moräne bei der Bergstation des Hirli-Skilifts erreicht.

Die markante, ca. 100 m hohe Wand des Hirli ist die Grenze zum Kartenblatt Matterhorn. Die folgende detaillierte Beschreibung der Hirliwand bezieht sich auf den rechten, nördlichen Wandteil. Um die unteren Teile des beschriebenen Profils zu sehen, muss man von der Skiliftstation rechts absteigend den Wandfuss queren. Die Basis der Wand besteht aus Prasiniten mit dünnen Flasergabbrolagen, welche hier, zusammen mit einer dünnen, abschliessenden Kalkglimmerschieferlage, das Dach der Zermatt-Saas-Ophiolithe bilden. Darauf folgt ein dünner Überschiebungshorizont (Kalkmylonit) und dann grünliche, dünnplattige, muskovitreiche Tafelquarzite, vermutlich untere Trias. Nach oben gehen diese allmählich in gröbere, teils konglomeratische Muskovit-Chlorit-Gneise über (vermutlich Perm, «Verrucano»). Es folgen grau-gelbe mylonitische Kalke, ein weiterer Überschiebungshorizont. Darüber folgen Kalkglimmerschiefer, und bei 2730 m setzt ein weiteres Trias-Band ein. Unten Muskovit-Chlorit-Quarzite, dann grau-gelbe dünnplattige Kalke, Kalkglimmerschiefer, hellgelbe feinklammierte dolomitische Kalke und graue Kalke. Dann ein weiteres Quarzitband (Tafelquarzit und quarzitischer Gneis) und schliesslich die markante Lage mit den bis zu 5 m mächtigen Dolomitboudins, welche von der ganzen Zermatter Region aus gesehen werden können. Über diesem letzten Trias-Band folgen Kalkglimmerschiefer und am Gipfel des Hirli Prasinite mit geringmächtigen eingeschalteten Kalkglimmerschieferlagen. Die verschiedenen Bänder mit der typischen Trias-Assoziation Quarzit und Dolomit werden hier als Elemente der Theodul-Décollementdecke gesehen. Das unterste Band ist direkt auf die Zermatt-Saas-Ophiolithe überschoben. Über dem obersten markanten Dolomitband setzt die Combin-Zone ein, welche von hier bis über die Hörnlihütte reicht.

Der Weg führt nun über den kleinen Moränenwall an die Hirliwand heran und verläuft über Stege und Leitern der Wand entlang. Hier können die anstehenden Kalkglimmerschiefer studiert werden. Es geht weiter der Seitenmoräne entlang und dann in steilen Kehren durch die Hirliwand hinauf. Die ersten Aufschlüsse der Steilstufe sind in Grünsteinen (Metabasalten). Die Grünsteine enthalten barroisitische Amphibole neben spätem Aktinolith, Epidot-Pseudomorphosen nach Lawsonit (oder Granat), grün-braunen Biotit und Phengit. Die

Befunde der Mikroskopie zeigen, dass diese Gesteine vor ihrer grünschieferfaziellen Überprägung als Crossit (Glaukophan)-Epidot-Lawsonit-Schiefer vorlagen, also ebenfalls in den alpinen Subduktionsprozess einbezogen waren. Etwas weiter oben, bei der letzten Kehre vor der Gratkante, steht eine kleine Serpentinlinse an. Diese ist ummantelt von einer dünnen Schale aus Talk-Aktinolith-Ankerit-Gestein, welches durch chemische Wechselwirkung zwischen dem Serpentin und den Metabasalten entstanden ist. Oben am Grat (2870 m) dann Kalkglimmerschiefer, welche man bis zum grossen Steilaufschwung, auf welchem die Hörnlhütte steht, verfolgt. Einzig beim Pt. 2960 m und kurz vor dem Grataufschwung bei der Scharte (2950 m) kommen noch zwei Grünsteinaufschlüsse vor.

Der Weg verläuft zunächst auf der Nordseite und in variablen Kalkglimmerschiefern mit dünnen Epidot-Prasinit-Einschaltungen. Die braun-grauen Schiefer sind hier viel kalkiger und kompakter als auf dem flachen Teil des Grates ab Hirli, wo die Schiefer feiblättrig und kalkarm sind. Bald ist ein erstes Quarzitband erreicht, welches hier zur Kalkglimmerschieferereinheit der Combin-Zone gerechnet wird. Weiter führt der Weg in Kalkglimmerschiefern durch eine kleine Rinne, welche durch einen Bruch gebildet wurde, und dann in steilen Kehren hinauf auf den Grat. In diesem Bereich sieht man beim Aufstieg ein markantes helles boudiniertes Gesteinsband, welches man kurz vor dem Grataufstieg (3010 m) anstehend erreicht. Das untere Band umfasst eine charakteristische Trias-Sequenz mit konglomeratischen Quarziten, Tafelquarziten und charakteristischer Rauwacke. Dann folgt etwas Kalkglimmerschiefer, und schliesslich erreicht man ein weiteres Quarzitband. Beide Züge ziehen auf gleichbleibender Höhe in die Steilwand nach Süden hinaus, wobei sich noch Dolomite dazugesellen. Diese beiden Trias-Züge werden ebenfalls, wie diejenigen am Hirli, zur Theodul-Décollementdecke gestellt. Vom Gratpunkt 3010 m aus hat man eine gute Sicht auf die Nordostflanke des Furggrats, wo der markante Trias-Horizont in der ganzen Wand verfolgt werden kann. Der Weg verläuft nun wieder auf der Nordseite des Grates und erreicht nach ein paar Metern die Grenze zwischen den Kalkglimmerschiefern (unten) und den Grünsteinen (oben). Zunächst stehen Prasinite mit gelegentlichen Einschaltungen von Fuchsit-Zoisitschiefern an. Die letzteren mit ihren charakteristischen grünen Chrom-Muskoviten sind durch starke Deformation und begleitende Metamorphose aus Gabbros hervorgegangen. Etwas weiter oben treten dann die Prasinite ganz zurück, und der Weg verläuft in weisslich-grauen Zoisitschiefern mit grünem Fuchsit, welche eine grössere Metagabbrolinse repräsentieren. Immer noch auf der Nordseite erreicht man wieder Prasinite und kommt an einer kleinen Serpentinlinse vorbei. In den Prasiniten hat es gelegentliche Einschaltungen von Fuchsitschiefern. Der Weg erreicht auf ca. 3150 m die Gratkante und steigt in steilen Kehren zur nun sichtbaren Hütte an. Bis dorthin stehen Grünsteine an, meist Prasinite und andere Grünschiefer, lediglich auf 3200 m unterbrochen durch ein dünnes Band von Granat führenden Kalkglimmerschiefern. Damit ist die Hörnlhütte (3260 m) erreicht.

Man kann nach der Hüttenrast auf guter Wegspur noch den Buckel hinter der Hütte ersteigen. Bei der Hütte (gegen das Matterhorn hin) mehrere Serpentinlinsen, Talk- und Chloritschiefer-Zonen. Dann folgt eine variable Grünschiefer-Zone und auf der höchsten Stelle wieder Serpentin. Man erreicht die Scharte bei 3279 m. Bis hierher reicht der Matterhorngletscher von Norden, und hier beginnt die eigentliche Kletterei auf das Matterhorn. Von der Scharte zieht unter dem Steilaufschwung ein dünnes Serpentinbändchen nach Süden in die Ostflanke des Matterhorns hinaus. Der erste Aufschwung bildet eine markante Steilwand in homogenen Kalkglimmerschiefern der Combin-Zone. Dieses dunkelbraune, etwa 30 m hohe, sehr markante Band zieht nach Norden in die Mitte des Matterhorngletschers; es kann aus der gesamten Zermatter Region gesehen werden. Es verläuft genau parallel zur Hauptüberschiebung des ostalpinen Systems. Die Steilstufe ist mit einem fixen Seil gesichert. Oberhalb des Kalkglimmerschieferbandes folgen nochmals etwas Prasinit und zuletzt ein geringmächtiger Horizont mit Flasergabbro respektive Fuchsit-Zoisitschiefer. Dieser liegt an der unmittelbaren Grenze zu den überschobenen Kristallingesteinen des Ostalpins. Diese bilden dann auch den markanten Felsturm bei 3419 m. Bei dem Kristallin handelt es sich um grünlich-bräunliche, markant gebänderte granitoide Gneise der Arolla-Serie. Die Bänderung der Gneise ist parallel zur Hauptüberschiebung und tektonisch aus den ursprünglich homogenen granitoiden Gesteinen bei der alpinen Deckenbildung entstanden. Eigentliche Mylonitzonen fehlen jedoch. Spätestens an dieser Stelle sollten weniger Klettergeübte wieder zur Hütte zurückkehren (die meisten werden es aber vorziehen, bereits in der Scharte 3279 m den Rückweg anzutreten).

Für geübtere Berggänger ist jedoch der Aufstieg zum Gipfel des Matterhorns sehr empfehlenswert. Ganz knapp die Geologie: Nach oben nimmt die Bänderung der Gneise allmählich ab, und der vorwiegende Gesteinstyp ist ein charakteristischer grünlicher, flaseriger Arolla-Gneis mit teils albitisierten Kalifeldspatagen mit bräunlich anwitternden kleinen Karbonateinschlüssen. Oberhalb der Solvayhütte (4003 m) stösst man unvermittelt und überraschend auf ein geringmächtiges bräunliches Kalkglimmerschieferband. Das Gestein ist nicht mylonitisiert und vom Aspekt identisch mit den kalkig-sandigen Schiefern der Combin-Zone weiter unten. Ohne Zweifel ein dünnes Bändchen penninisches Mesozoikum. Darüber bis zur Schulter wieder grünliche Arolla-Gneise. Da wo die Schulter an den Gipfelaufbau stösst, befindet sich der Kontakt zu den Gesteinen der Valpelline-Serie. Die Aufschlüsse bei den ersten fixen Seilen sind prachtvolle Tremolitmarmore dieser Einheit. Diese enthalten meist auch noch etwas Diopsid. Die amphibolitfaziellen Paragenesen in diesen Marmoren wurden voralpin gebildet. Die letzte Stufe mit fixem Seil führt über metapelitische Gneise der Valpelline-Serie. Der oberste Teil des Gipfeldachs besteht aus dunklen, braun anwitternden, chloritreichen Schiefern mit reliktsch erhaltenen primären magmatischen Hornblenden. Es handelt sich um einen stark (? voralpin) retrogradierten Diorit oder Gabbro, ebenfalls aus der Valpelline-Serie. Damit ist der höchste Punkt (4477,5 m) erreicht.

EXKURSION 2

Schönbielhütte–Arben–Höhhalmen

(1–2 Tage)

Am angenehmsten beginnt man diese Exkursion ebenfalls beim Berghaus Schwarzsee, welches bequem mit der Seilbahn ab Zermatt via Furi zu erreichen ist. Von dort auf breit ausgebautem Weg nach Stafel. Unterwegs quert man das Bergsturzgelände der Stafelalp. Dann vorbei an Bergrestaurant und Pumpstation der Grande Dixence auf die nördliche Talseite, wo man auf den Hauptweg Zermatt–Schönbielhütte stösst. An dieser Stelle erreicht man die ersten Aufschlüsse auf dieser Wanderung. Es handelt sich um Kalkglimmerschiefer und Prasinite der Combin-Zone. Dieser Aufschluss wird überragt von einer mächtigen Wand aus hellgelben Dolomitmarmoren der Theodul-Décollementdecke. Der auffällige, weithin sichtbare Dolomit ist hier in eine grosse Doppelfalte gelegt, mit flachen Achsenebenen und Achsen subparallel zum Streichen der Wand. Dadurch kommt die grosse scheinbare Mächtigkeit des Dolomits zustande (s.a. Taf. II, Profil 2). Die typische Mächtigkeit des Marmorbandes beträgt nicht mehr als 20–30 m. Nun folgt man dem Weg Richtung Schönbielhütte und überwindet in ein paar Kehren die Steilstufe vor der Mündung des Arpentals. In diesen Kehren Sturzblöcke aus typischen Gesteinen der Theodul-Décollementdecke: Dolomitmarmore, Tafelquarzite, konglomeratische Quarzite, Brekzienmarmore, Rauwacken, allesamt der Trias zugehörig.

Falls man nicht der Moräne, sondern dem Weg am Hang entlang folgt, kommt man wieder an Kalkglimmerschiefern der Combin-Zone vorbei, um dann bei dem kleinen Seelein zwischen Moräne und Äbihornflanke die ersten Aufschlüsse im Ostalpin zu erreichen. Die Hauptüberschiebung ist hier nicht direkt aufgeschlossen. Bei dem Kristallin handelt es sich um grünlich-bräunliche, markant gebänderte granitoide Gneise der Arolla-Serie. Die Bänderung der Gneise ist parallel zur Hauptüberschiebung und tektonisch aus den ursprünglich homogenen granitoiden Gesteinen bei der alpinen Deckenbildung entstanden. Ein prachtvoller Aufschluss der Bändergneise befindet sich bei der Zunge des Zmuttgletschers (Koord. 616.7/94.7). Bei Hohle Bielen durchquert der Weg nach den Bändergneisen eine Zone mit stark alpin retrogradierten dioritischen Gesteinen. Beim Seelein (2426 m) erreicht der Weg den eindrucklichen Hauptkamm der Seitenmoräne des Zmuttgletschers (Gletscherstand von 1850). Es lohnt sich nicht, der Aufschlüsse und Steine wegen im Moränentälchen aufzusteigen. Die meisten Gesteine der Gemsspitz-Südflanke können unterhalb der nahen Hütte am Weg entlang gesehen werden. Von den Wegkehren kann man auch zu den Aufschlüssen kurze Querungen oder Aufstiege unternehmen. Bei den Gesteinen handelt es sich vorwiegend um voralpin metamorphe Metasedimente der Valpelline-Serie: Marmore, quarzitisches Kalksilikatfelse, Biotit-Granat-Gneise (mit makroskopisch nicht

sichtbarem Sillimanit), Biotit-Plagioklas-Gneise und viele andere. Von der Hütten-terrasse bietet sich ein prachtvoller Blick auf die Nordwand und Tiefenmatten-flanke des Matterhorns und in die Nordwand der Dent d'Hérens. Besonders gut zu erkennen ist der Gabbro-Sockel des Matterhorns und die grosse Umbiegung in den Arolla-Gneisen nahe des Leonegrates. Die Geologie des Ostgrates der Dent d'Hérens ist besonders klar sichtbar (siehe Karte und Profile). Auch die markante Grossfalte in den Valpelline-Gesteinen in der Ostwand der Tête de Valpelline kommt klar zum Vorschein.

Von der Schönbielhütte aus gibt es mehrere Möglichkeiten die Exkursion fortzusetzen. a) Das Stockji lässt sich für einen geübten Wanderer relativ gefahrlos erreichen. Besonders attraktiv dort: Kalksilikatgesteine der Valpelline-Serie mit Diopsid, Grossular und Wollastonit. b) Aufstieg hinter der Hütte durch die Kumme bis zum Pass bei Pt. 3209 m. Dies lässt sich auch ohne alpinistische Erfahrung durchführen. Lohnend ist dieser Abstecher wegen der Aufschlüsse von hochmetamorphen Valpelline-Marmoren im Hang hinter der Hütte und weil am Pass ein schwach metamorpher, braun anwitternder Kalkglimmerschieferzug in den Arolla-Gneisen ansteht. Es handelt sich dabei um eine Trennung innerhalb des Ostalpins, welche alpin ist und durch typische mesozoische Metasedimente markiert wird. Solche Gesteine sind in der unterliegenden penninischen Combin-Zone weit verbreitet (z.B. Stafel). Diese Trennung kann dazu benutzt werden, aus dem Ostalpin zwei Decken zu machen (Dent-Blanche-Decke im Norden, Mont-Mary-Decke im Süden). Über und unter dem Kalkglimmerschieferzug liegen Gneise der Arolla-Serie. Gegen den Gemsspitz (nach Süden) folgt bald der Kontakt zur Valpelline-Serie. Der Grat ist nicht leicht zu begehen (Vorsicht: sehr lose Grattürme). Der Pass (3209 m) vermittelt den Zugang zur Pointe de Zinal und zum Schönbielhorn, beide Touren sind jedoch alpin und erfordern entsprechende Erfahrung.

Vom Pass also wieder durch die Kumme zur Hütte zurückkehren. Von dort Absteigen bis zum Arbental (Pt. 2355 m am Weg ins Arbental, Richtung Arbengandegge). Von diesem Punkt aus empfiehlt sich ein kurzer, aber steiler Aufstieg durch den Grashang in exakt NW-Richtung bis zu den ersten Aufschlüssen etwa 80 m höher. Hier ist der beste direkte Aufschluss der Ostalpin-Hauptüberschiebung. Die Arolla-Gesteine sind fein gebänderte, harte, plattige Gneise, welche einen grossen Dachvorsprung bilden. Die überfahrenen Gesteine der Combin-Zone sind extrem stark deformiert und ihr Ursprung kaum mehr erkenntlich. Sie sind kataklastisch, jedoch weich und bröckelig und wittern markant zurück. Diese Stelle ist ein exzellenter Aufschluss der fundamentalen Deckengrossüberschiebung der Alpen, Ostalpin auf Penninikum.

Von hier aus entweder gerade hinab zurück zum Weg (und zurück nach Zermatt) oder, etwas mühsam, dem Hang entlang nach Norden ins Arbental (Richtung Arbengandegge), etwa auf der Höhe 2460 m bleibend. In den Rinnen, welche diesen steilen Osthang herunterziehen, liegt auffällig viel Schutt und

Geröll von mesozoischen Kalkglimmerschiefern, obwohl wir uns oberhalb der Ostalpin-Überschiebung bewegen. Dieses Material stammt von einem der Combin-Zone ähnlichen Kalkglimmerschieferzug hoch oben in der Südflanke des Äbihorns (siehe Karte und TSCHUDIN 1985). Schliesslich wieder auf dem Weg, diesem entlang, bis man vom Moränenrücken Arbengandegge bequem zum Pt. 2588 m im Tälchen westlich der Moräne queren kann. Dem Tälchen entlang bis Pt. 2665 m. In der Äbihorn-Ostwand ist nun ein ganz auffälliger, ziemlich mächtiger, intensiv intern verfalteter Zug bräunlicher Kalkglimmerschiefer in den Arolla-Gneisen sichtbar. Dieser Zug zieht senkrecht die Wand hinab und erreicht den Talboden etwa an der Stelle des Betrachters. Die Aufschlüsse dieser mesozoischen Kalkglimmerschieferrennung innerhalb der Arolla-Serie können ohne weiteres direkt besucht werden (Vorsicht: Steinschlaggefahr). Es handelt sich um den gleichen schwach metamorphen Kalkglimmerschieferzug wie am Pass oberhalb der Kumme (Schönbielhütte). Von hier zurück zum Pt. 2500 m auf der Arbengandegge und von dort nach Arben hinüberqueren, um den Höhbalmenweg zu erreichen. Der ganze Abstecher ins Arbenal kann man auch auslassen und dem Höhbalmenweg von Pt. 2327 m (ausgeschildert nach Zermatt) folgen.

Der Rückweg über Höhbalmen nach Zermatt ist geologisch und landschaftlich sehr lohnend. Man erreicht Arben (2705 m), wo Kalkglimmerschiefer der Combin-Zone anstehen. Die weiteren Aufschlüsse am Weg sind Prasinite und Kalkglimmerschiefer. Es bieten sich jedoch vom Weg aus auch gute Einblicke in die tiefer liegenden Trias-Aufschlüsse (MAZUREK 1986). Bei Distelgufer quert der Weg grosse Blockgletscherblöcke mit prachtvollen undeformierten Graniten und Hornblende-Quarzdioriten der Arolla-Serie aus der Untergabelhorn-Südwand. Bei Graue Stelli steht die Trias ein paar Meter unterhalb des Weges an. Hier verlässt man das Kartenblatt Matterhorn und betritt das Gebiet des Kartenblatts Zermatt. Der Weg quert nun die Trias in einer aufschlussarmen Wiese und verläuft über Höhbalmen bis zum Pt. 2609 m etwa dem Kontakt zwischen der Trias und den darunter liegenden Kalkglimmerschiefern und Ophiolithen entlang. Die guten und interessanten Aufschlüsse bestehen aus Dolomitmarmoren, Rauwacken und Quarziten (Trias) sowie Prasiniten, Flasergabbros und Kalkglimmerschiefern (Combin-Zone). Nun führt der Weg hinab nach Trift und von dort weiter nach Zermatt. In der Triftschlucht Gesteine der Combin-Zone. Kurz vor dem Alterhaupt eine dünne Trias-Lamelle, beim Schluchtausgang eine mächtigere mit Quarziten und Dolomiten. Darunter, in den Aufschlüssen bis zum Dorf, retrogradierte Eklogite der Zone von Zermatt - Saas Fee.

EXKURSION 3

Cervinia – Plan Maison – Oriond  (Rifugio Duca degli Abruzzi)

( bersetzt nach DAL PIAZ 1992)

(1 Tag)

Diese Route durchquert den oberen Teil der Zone von Zermatt-Saas Fee und endet am Fuss der S dwestwand des Matterhorns im Gebiet der Combin-Zone und der Basalüberschiebung des ostalpinen Sockels. Entlang dem Weg von Giomein nach Plan Maison begegnet man hauptsächlich Moränen, die von Vegetation bedeckt sind. Oberhalb von 2300 m treten verstreute Aufschlüsse von Kalkglimmerschiefern, Metagabbros und Serpentinitten zutage. Bessere Aufschlüsse dieser Lithologien können entlang dem Torrent de la Vieille beobachtet werden. Diese Abfolge besteht aus Kalkglimmerschiefern, Serpentinitten, Metagabbros, wieder Serpentinitten und, im Abschnitt unterhalb der Strasse, Metabasalten und mesozoischen Glimmerschiefern.

Eine mit reichhaltigeren Aufschlüssen versehene Alternative zu dieser Route führt etwas abseits des Weges durch das Marmore-Tal. Ausgehend vom Parkplatz der Seilbahn-Talstation folgt man vorerst dem befahrbaren Weg bis zu den Eklogiten und Glaukophaniten basaltischen Ursprungs, die oberhalb der Alpe Bardonney aufgeschlossen sind. Weiter folgt man dem Weg bis zur Alpe Barmaz (2159 m). Die kleine Alluvialebene an dieser Stelle ist im Norden von einem Terrassenrand begrenzt, hinter welchem man zwei kleine Anhäufungen von Blocksturzmaterial erkennen kann. Im Osten bildet ein aus verfalteten Serpentinitten bestehender Rücken mit kleinen Metagabbromassen die Begrenzung der Ebene. Von hier aus verlässt man nun den Weg und begibt sich in die Schlucht des Torrent Marmore, um gleich dem ersten linken Zufluss zu folgen, bis man nach Tramail de la Vieille (2447 m) gelangt. Von unten nach oben beobachtet man Serpentinite und Kalkglimmerschiefer, gefolgt von Metagabbros, Metabasalten und schliesslich Granat und Ankerit führenden Glimmerschiefern. Das letzte Stück, zwischen Tramail de la Vieille und Plan Maison, besteht aus einer stark verfalteten Abfolge von Kalkglimmerschiefern, Glimmerschiefern und Metabasalten mit Serpentin- und Metagabbrolinsen.

Auf der Ebene von Plan Maison eröffnet sich das Rundumpanorama des Kars von Breuil. Der Karboden mit glazialer Morphologie besteht aus der ophiolitischen Abfolge der Zone von Zermatt-Saas Fee, die gegen Osten bis zum Furggrat zwischen dem Theodulpas (3290 m) und dem oberen Pass der Cime Bianche (2982 m) reicht. Eine Ausnahme bildet dabei die Testa Grigia/Plateau Ros  (Theodul-Décollementdecke), wo sich die Bergstation der Seilbahn befindet. Im Süden begrenzt die relativ tiefgelegene Felskante Gran Sometta - Motta di Pl t  das Kar. Sie ist aus zwei tektonischen Einheiten zusammengesetzt, nämlich an der Basis aus der dünnen Theodul-Décollementdecke (weisses Band) und

darüber aus der Combin-Zone mit grünschieferfaziellen Gesteinen (Kalkglimmerschiefer, manganhaltiger Quarzit, Prasinit, untergeordnet Serpentin). Im nördlichen Bereich des Kars sind dieselben Einheiten abermals aufgeschlossen. Erstere an der Basis der Felswand, welche vom Furgghorn nach Westen verläuft, letztere darüber bis zum Fuss des Matterhorns. Die Combin-Zone bildet auch den gesamten flachen Hang rechts des Torrent Cervino, der teilweise von spät- bis postglazialer Moräne überdeckt ist. Die darüber liegenden Gesteine der grossen Felswände zwischen dem Matterhorn und der Tour du Créton gehören der Dent-Blanche- und der Mont-Mary-Decke an. Die Mylonite der Untergrenze dieser Einheit sind bereits knapp unter dem unteren Cervinogletscher aufgeschlossen. Es handelt sich um stark laminierte und wenig resistente Gesteine, deren Erosionsverhalten demjenigen der penninischen Kalkglimmerschiefer im Liegenden ähnelt. Zusammen gestalten sie weichere Geländezüge.

Von Plan Maison nimmt man nun den Weg Richtung Rifugio Duca degli Abruzzi in Oriondé. Nach einem ersten Stück gegen Nordosten dreht der Weg gegen Norden ab. Man verlässt ihn und folgt dem Sessellift bis zur Mulde zwischen beiden Felsrücken 2713 m und 2888 m. Letzterer gehört zu einer mächtigen, von der Cresta della Forca abgesackten Masse. Der Zusammenhalt dieser Sackungsmasse variiert zwischen unzerrissen über progressiv disloziert bis hin zu sturzmassenartig aufgelöst. Der Felsrücken bei Pt. 2713 m besteht aus retro-morphen eklogitischen Metabasalten, charakterisiert durch häufige prismatische und rhombische Pseudomorphosen von Lawsonit, der nun durch Hellglimmer und Epidot ersetzt ist. Ausserdem können Relikte von Pillowlaven und Brekzien beobachtet werden. Auf der rechten Seite der Eintalung und in den Blöcken findet man Granat führenden Glimmerschiefer und glimmerhaltigen Quarzit mit dünnen Lagen oder Linsen von rosafarbenem oder violetterm, manganhaltigem (Spessartin, Piemontit) Quarzit, welcher auch schwarze Braunitknollen enthält. Diese Glimmerschiefer und Quarzite gehören der Basis der Sedimentbedeckung des Ozeanbodens an. Weiter geht man auf gleicher Höhe am Fuss des Hangschutts vorbei auf den grossen Moränenwall des Cervinogletschers. Die fehlende Vegetation bezeugt das rezente Alter der Gletscherablagerungen. In der Felswand rechts steht das helle Band der Theodul-Décollementdecke an. Es handelt sich um schiefrige Quarzite (vermutlich permischen Alters) mit Albitporphyroblasten, Quarzite der unteren Trias sowie mesozoische Dolomite und Marmore. Darüber liegen die Prasinite und Kalkglimmerschiefer der Combin-Zone.

Nach der Überquerung von zwei weiteren Moränenwällen erreicht man eine Abflachung östlich der Hütte. Wenn man als Abstecher kurz vor dem letzten Moränenwall den Pfad verlässt und im Moränental rechts in den Hang steigt, erreicht man ein paar höckerartige Aufschlüsse. Hier kann man die Mylonite der Arolla-Serie entlang der Basalüberschiebung des Dent-Blanche-Mont-Mary-Deckenkomplexes betrachten. Man überquert den Moränenwall nun oberhalb des Pfades, um auf der anderen Seite wieder auf granitische und schiefrige Mylonite

gleicher Herkunft zu treffen. Unterhalb dieses Aufschlusses befinden sich auf der Obermoräne zahlreiche Blöcke, deren schwarz glänzende Färbung deutlich bezeugen, dass es sich um stratifizierte Kumulatperidotite des Matterhorn-Metagabbro-Komplexes handelt. Sie stammen vom Band rechts der Felsnase der Piacenza-Route und sind von dort heruntergefallen. Diese Ultramafite enthalten bronzefarbene Biotit-Phlogopit-Lamellen (Interkumulatmineral), welche ein radiometrisches Erstarrungsalter von ca. 250 Ma ergaben (DAL PIAZ et al. 1977). Nach einem kurzen Marsch erreicht man das Rifugio Duca degli Abruzzi in Oriondè (2802 m). Dieses Bauwerk steht auf den Epidotprasiniten und den Kalkglimmerschiefern der Combin-Zone. Die Abfolge kann oberhalb der Hütte noch bis zu den Myloniten (Arolla-Serie) der Überschiebung des Kristallinsockels des Matterhorns weiterverfolgt werden (vgl. Exkursion 4).

Für den Abstieg bieten sich zwei Möglichkeiten: Entweder folgt man dem befahrbaren Privatweg oder dem Pfad, der direkt nach Cervinia führt. Der Weg durchläuft die Combin-Zone mit oftmals epidothaltigen Prasiniten und pelitischen oder karbonatreichen Kalkglimmerschiefern, wobei die Grünsteine im oberen Teil, die Kalkglimmerschiefer im unteren Teil dominieren.

EXKURSION 4

Besteigung des Matterhorns über den Leonegrat

(Übersetzt nach DAL PIAZ & MARTINOTTI in DAL PIAZ 1992)

Diese Exkursion folgt einer Kletterroute und setzt geeignetes Klettermaterial und entsprechende Vorsichtsmassnahmen voraus; überdies wird die Begleitung durch einen professionellen Bergführer empfohlen (Auskunft gibt das Bergführerbüro in Breuil-Cervinia oder in Zermatt).

Die vierkantige Pyramide des Matterhorns gehört dem ostalpinen Dent-Blanche-Mont-Mary-Deckenkomplex an, einem Bruchstück der adriatischen (bzw. afrikanischen) Kontinentalkruste, das über die grünsteinhaltigen Sedimente des mesozoischen piemont-ligurischen Ozeans geschoben wurde. Die Metasedimente bilden die deutlich flacheren und weicheren Hänge als das darüber liegende Kristallin (Fuss des Matterhorns und der Petites und Grandes Murailles). Dieser morphologische Kontrast erklärt sich durch den unterschiedlichen Erosionswiderstand. Lithologisch und strukturell ist das Matterhorn sehr komplex aufgebaut. Dies ist mit ein Grund für die unregelmässige Form mit abwechslungsweise steilen, «frischen» Felswänden und weniger steilen, bröckeligen Stellen. Um den Berg in seiner Gesamtheit geniessen zu können, ist es nötig die «Gran Becca» aus angemessener Distanz zu bewundern, wie z. B. von Plan Maison oder von der Testa Grigia (Plateau Rosà) aus.

Der erste Teil des Aufstiegs verläuft entlang dem Südgrat der Testa del Leone. Vom Rifugio Duca degli Abruzzi (2802 m; vgl. Exkursion 3) folgt man dem Pfad bis zur ersten Felsstufe. Diese besteht aus braunen, mürben Kalkglimmerschiefern mit eingeschalteten grünlichen Prasiniten, die den obersten Teil der Combin-Zone bilden. Darin eingeschaltet ist eine Schuppe von weisslichen Myloniten mit Fuchsitflecken, die vermutlich ursprünglich von einem Gabbro herrühren. Bei der nächsten Felsstufe kommt man zur mächtigen mylonitischen Scherzone, die die Basis des Dent-Blanche-Mont-Mary-Deckenkomplexes charakterisiert. Bis hin zum Kreuz, das dem berühmten Bergführer Jean-Antoine Carrel gewidmet ist, beobachtet man hellgraue, mylonitische Schiefer mit leukokraten Linsen (ursprünglich Granitoide der Arolla-Serie), ein violett-braunes Glimmerschieferband (dieselben wie beim Biwak Bossi, an der Basis des Furggrats), gefolgt von einem hellgrauen, feinkörnigen Albitgneis. Dieser ist manchmal als Mikroaugengneis ausgebildet und enthält Mikroklin und/oder Albit in Schachbrettgefüge.

Die nächste Steilstufe offenbart andersartige, feinkörnige Gneise im Wechsel mit mylonitischen Schiefen. Knapp unterhalb der nächsten Geländeverflachung erreicht man die basalen Mylonite des riesigen Gabbrokörpers. Diese unterscheiden sich von den darunter liegenden, granitischen Myloniten durch ihre weisse oder grünliche Färbung, durch das Vorhandensein von kleinen schwarzen Pyroxen- und/oder Hornblenderelikten sowie durch seltenen Fuchsit. Einen Felsvorsprung weiter trifft man dann auf schiefrig ausgebildeten Metagabbro, der reich an dunklen Gängen mit feinkörnigen Gesteinen basaltischer Zusammensetzung ist. Ab Pt. 3076 m durchquert man Hangschutt am Fuss einer weiteren Felsnase, die bis auf ungefähr 3300 m reicht. Diese besteigt man linkerhand durch einen Schlot, in welchem man recht typische, aber ziemlich stark deformierte und teilweise amphibolitisierte (erkennbar durch die grünliche Tönung) Gabbrogesteine antrifft. Das Augenmerk fällt dabei auch auf einen dunkelgrünen, sehr feinkörnigen basischen Gang. Auf solche Gänge trifft man ebenfalls im Grat zwischen dem Leone- und dem Chérillongletscher.

Nachdem man diese besonders steinschlaggefährdete Gabbro-Felsnase passiert hat und beim «Zuckerstein» («sasso dello zucchero») angelangt ist, drängt sich eine Pause am Fuss einer kleinen Stirnmoräne des Hängegletschers auf. Man umgeht diesen kleinen Gletscher rechts einem Felssporn entlang, der aus diversen Varietäten von Metagabbros besteht. Manchmal können diese recht grobkörnig (pegmatoidisch) ausgebildet sein und Striemen von weissem Anorthosit, kleine basische Gänge und einige, lokal dunkle Mylonitbänder (Pseudotachylit) enthalten. Am Fuss der Testa del Leone ändern sowohl die Lithologie als auch die Morphologie abrupt. Dies ist durch ein Mylonitband bedingt, welches den Kontakt zwischen dem Gabbrokörper und dem darüber liegenden Mikroaugengneis (Orthogneis) unterstreicht. Im Allgemeinen beträgt die Mächtigkeit dieser Mylonitzone etwa hundert Meter. Der untere Teil ist weiss und erinnert an einen

Quarzit, obschon die chemische Zusammensetzung und das Vorhandensein von Fuchsit deutlich auf einen Ursprung als Gabbro hinweisen. Der obere Teil besteht aus gebänderten Gneisen. Diese Bänderung entsteht durch die Wechsellagerung von leukokraten, albitischen mit feinkörnigen, grünlich-grauen, verfäلتelten Gneisen, welche von Granitoiden der Arolla-Serie stammen. Der schmale Felssims, der zum Colle del Leone führt, verläuft in diesen Myloniten. Ein weiterer solcher Felssims ist auch auf der schweizerischen Seite und, von einem Bruch durchquert, in der Südwestwand des Pic Tyndall zu sehen. Auf dem Pass beachte man die schönen Gletscherschliffe.

Oberhalb des Passes gehören die ersten hundert Meter noch granitoiden Myloniten an. Weiter oben, wo der Fels steiler und solider wird, treten Metagranitoide, vor allem Metaquarzdiorite, der Arolla-Serie auf. Manchmal sind sie als Augengneise ausgebildet und enthalten lokal Aplitgänge. Solche Gesteine verfolgt man bis zur Rifugio Carrel (3829 m) und höher bis unter den Pic Tyndall. Im mittleren Teil unterstreichen etwas stärker schiefrige Orthogneise beiderseits des Grats die Faltenscharniere der Parasitärfalten der grossen, südwestvergenten liegenden Grossfalte, die bereits E. Argand gezeichnet hatte und die von Weitem gut sichtbar ist. Von der «Gran Torre» bis zum «Lenzuolo» (in der Spätsaison vollständig geschmolzene Schneehalde) und zum Grat unter der «Gran Corda» reflektieren die Variationen der Gesteinsfestigkeit die verschiedenen Deformationsgrade dieser Metagranitoide.

Auf der Schulter des Pic Tyndall (4244 m) ändert die Lithologie schlagartig. Wenn keine Schneewächte vorhanden ist, erkennt man deutlich, dass der oberste Teil dieses langen Grats aus horizontal liegenden, stark geschieferten Gesteinen besteht, welche für die flache Morphologie dieser Schulter verantwortlich sind. Es handelt sich um dunkle phyllonitische Glimmerschiefer mit einer rostig braunen Anwitterungsfarbe, die als die Äquivalente der kinzigitischen Paragneise des Matterhorngipfels gelten, welche durch die alpine Deformation extrem laminiert wurden. Sie beinhalten kleine mylonitische Marmorboudins mit ovalisierten silikatischen Porphyroklasten. Diese Zone stellt den Kontakt zwischen der Arolla- und der Valpelline-Serie dar. Oberhalb des Felseinschnitts, welcher den Grat beendet, erhebt sich die Felswand vertikal. Sie besteht bis hin zum Gipfel aus teilweise transformierten Kinzigiten. Diese enthalten Pegmatitlinsen und -gänge sowie linsenförmige Einschaltungen von Metabasiten und von alten, silikatreichen Marmoren. Der Gipfel selbst besteht aus phyllonitischen Kinzigiten und Myloniten sowie aus stark retrograd veränderten Mafiten.

EXKURSION 5

Place Moulin – Prarayer – Rifugio Aosta – Col de la Division

(Übersetzt nach DAL PIAZ & POLINO in DAL PIAZ 1992)

(1–2 Tage)

Diese klassische Exkursion zum Rifugio Aosta (Reservation empfohlen) – mit einem möglichen Umweg hinüber zur Alp von Deré la Vieille oder von Tsa de Tsan und einer möglichen Verlängerung bis zum Col de la Division und zur Tête de Valpelline – bietet die Möglichkeit, die grossen Gletscher von Tsa de Tsan und der Grandes Murailles sowie deren imposante Moränen zu bestaunen. Auch der tektonische Kontakt zwischen der Valpelline-Serie und der darüber liegenden Arolla-Serie und das breite Spektrum metamorpher Gesteine der Dent-Blanche-Decke sind überaus sehenswert.

Vom Staudamm (1969 m) aus folgt man dem steinigen Weg am Nordufer des Stausees von Place Moulin. Hier stehen, speziell im ersten Teil, Kinzigite der Valpelline-Serie mit stark deformierten silikatreichen Marmoren an. Oberhalb des Berggasthauses von Prarayer (2005 m) behält das Tal seine zur grossen Synform der Dent-Blanche-Decke achsenparallele NE–SW-Richtung bei. Die Gletschermorphologie wird hier teilweise von fluviatiler Erosion durch den Buthier-Bach überprägt. Beiderseits des Tales stehen Kinzigite an, die mehr oder weniger stark in Glimmerschiefer umgewandelt wurden und lokale Einschaltungen von basischen Gesteinen in Amphiolit- oder Granulitfazies sowie Pegmatitgänge aufweisen. Der Weg durchquert den Bachschuttfächer des Wildbaches, der sich vom Mont-Braoulé-Gletscher herabstürzt und immer noch sehr aktiv ist, so dass die Brücke über den Bach bei Pt. 2021 m wegen regelmässiger Murgänge immer wieder neu gebaut werden muss.

200–300 m weiter ermöglicht eine Brücke über den Buthier-Bach den Abstecher zur Alp Deré la Vieille (2230 m). Hat man die Brücke überquert, umrundet der Weg einen polierten Bergrücken, der aus Kinzigiten mit Amphibolitlinsen und Pegmatitgängen besteht. Von diesem Gletscherschliffücken (2244 m) aus eröffnet sich dem Beobachter ein weitläufiges Panorama der rechten Talseite und der Tête de Valpelline. All diese Hänge und Wände bestehen aus der Valpelline-Serie. Im Hintergrund kann man farblich und morphologisch die hellen Orthogneise der Arolla-Serie erkennen, welche überkippt über die Valpelline-Serie zu liegen kommen (Pointe de la Grande Arête - Bouquetins - Tête Blanche). Die Fortsetzung der Exkursion benötigt vorerst die Rückkehr zur oben genannten Brücke. Wir raten davon ab, den linksseitigen, alten Weg zur Aosta-Hütte zu gehen, da keine weitere Brücke den Wildbach überquert und ein Durchwaten des ungebändigten und eiskalten Gletscherwassers zu gefährlich ist.

Vom Ausgangspunkt des Abstechers folgt man nun dem Bergweg in Richtung Aosta-Hütte, welcher diagonal durch Hangschutt zu einem subrezenten

Moränenkamm führt. Hier erhält man Einblick auf den oberen, N-S gerichteten Teil des Tales mit typischer Glazialmorphologie (U-Tal). Der Rest der Talwanderung bleibt in fluvioglazial und glazigen geprägter Landschaft, und die herumliegenden Blöcke widerspiegeln sowohl die verschiedenen Gesteinstypen der Valpelline-Serie, welche zu beiden Seiten des Tales aufgeschlossen sind, als auch die Orthogneise der Arolla-Serie, welche durch den Gletscher vom oberen Ende des Tales hierher transportiert wurden. An beiden Talflanken ist die subrezente, durch einen Wall gekennzeichnete Moräne klar ersichtlich. Daran lässt sich der Rückzug der Gletscher seit ihrem letzten Vorstoss im 19. Jahrhundert klar verfolgen. Auf der rechten Talseite erkennt man von weitem im kinzigitischen Gneis eingeschaltete Marmore.

Eine Abzweigung bietet die Möglichkeit einer weiteren alternativen Route über die Alpe de Tsä de Tsan. Dazu wählt man den linken Weg, steigt bis auf den Kamm der Seitenmoräne, umrundet den Felsvorsprung aus Kinzigiten, Glimmerschiefern und Marmoren und geht weiter bis zur rudimentär ausgestatteten Alpehütte mit einem Glimmerschiefer- und Marmorplattendach. Von hier aus genießt man eine grandiose Sicht auf die gegenüber liegende Talseite, auf die Gletscher von Tsä de Tsan und der Grandes Murailles. Beide Gletscherzungen reichen noch ins Haupttal hinunter, aber aufgrund des starken Schwundes wohl nicht mehr lange, und enden dort in einer grossen Toteismasse. Die Wände der Grandes Murailles (Pta. Margherita - Pta. des Cors - Les Jumeaux - Pta. Budden) und Petites Murailles oberhalb des Grandes-Murailles-Gletschers bestehen allesamt aus hellgrauem Augengneis oder feinkörnigem Gneis der Arolla-Serie, aus welchem einige weisse Aplitgänge hervorsteigen. In der Pta. Budden erkennt man die Verfaltung der darunter liegenden Valpelline-Serie, welche die gesamte Felswand unter dem Gletscher ausmacht. Um wieder auf den Weg zur Aosta-Hütte zu gelangen, muss man bis ins Tal zurücksteigen.

Den Wildbach im Tal überquert man bei der Brücke unterhalb der Toteismasse des Tsä-de-Tsan-Gletschers. Auf dem Weg dorthin gewinnt man ein Bild vom Ausmass der Moränenablagerungen, welche durch die Wildbäche tief eingeschnitten sind. Der Aufstieg zur Hütte erfolgt über mehrere Felsvorsprünge, die erst kürzlich vom Gletscher freigegeben wurden. Dieser Teil der Route kann durch Eissturz gefährdet sein.

Von der Aosta-Hütte (2781 m) bis zum Col de la Division (3314 m) führt der Weg vorerst an teilweise von Schutt bedeckten Aufschlüssen von Kinzigiten, unreinen Marmoren und teilweise diskordanten Pegmatitgängen vorbei und steigt dann auf einen Moränenwall. Die Felswand am Col de la Division offenbart die komplexe Struktur, die durch die Interferenz von zwei Deformationsphasen gebildet wurde. Feinkörnige, helle granitische oder aplitische Gneise der Arolla-Serie bilden eine inmitten der metapelitischen Gneise der Valpelline-Serie verfaltete Synform. Um den Pass zu erreichen, steigt man in das Couloir, das mehr oder weniger dem verfalteten Kontakt zwischen den beiden Serien folgt.

Es besteht die Möglichkeit, vom Pass aus die Tête de Valpelline (3802 m) zu besteigen und dafür mit einer spektakulären Sicht auf die Penninen Alpen belohnt zu werden: Im Vordergrund die Nordwand der Dent d'Hérens (Wechselagerung zwischen Arolla-Serie und Valpelline-Serie), im Hintergrund die Westwand des Matterhorns und der Zmuttgrat, im Norden die Dent Blanche, im Westen der Mont Collon und etwas weiter der Grand Combin.

EXKURSION 6

Prarayer – Comba d'Oren – Col Collon

(Übersetzt nach DAL PIAZ & GUERMANI in DAL PIAZ 1992)

(1–2 Tage)

Auf dieser Wanderung durchquert man Sockelgesteine der Dent-Blanche-Decke mit mehr oder weniger gleicher Lithologie wie in den Tälchen von Grand Chamen und Sassa im Gebiet von Nachbarblatt Chanrion (BURRI et al. 1999). Das Oren-Tal verläuft zuerst transversal (SE–NW) durch die Strukturen, insbesondere die Überschiebungsfläche zwischen Valpelline- und Arolla-Serie, anschliessend parallel dazu. Es ist auch möglich, direkt vom Staudamm von Place Moulin aus zu starten und dem mit «Rifugio Collon» (oder «Rif. Nacamuli») bezeichneten Weg zu folgen.

Vom Berggasthaus Prarayer aus (2005 m; südlich des Gebietes von Blatt Matterhorn) folgt man dem Weg in Richtung Comba d'Oren und kommt ab der Alphütte 2161 m in ein flaches, typisches Glazialtal. Die aufragenden Felswände bestehen aus rostig-braunen Paraschiefern der Valpelline-Serie (Kinzigite und retrograde Glimmerschiefer) mit mächtigen Einschaltungen von alten Marmoren, die eine grossräumige Verfaltung sichtbar machen. Erratische Blöcke, aber auch Blockschutt sind auf den Weiden der Umgebung von La Garda verstreut. Danach verläuft der Weg entlang der Basis eines gemischten Schuttkegels aus Hangschutt, Lawinenschutt und Bachschutt. Etwas weiter findet man im Blockschutt eine breite Palette von Kinzigiten mit grossen Granatkristallen, Migmatiten, Amphiboliten und Marmoren, die im Wesentlichen vor der alpinen Metamorphose verschont blieben. Diese Gesteine vermitteln ein gutes Bild der variszischen Lithologie der Valpelline-Serie. Von der rechten Talseite herkommend, sperrte der Oren-Süd-Gletscher das Tal und hinterliess zwei Wälle, die einen kleinen See umranden. Dadurch bildete sich talaufwärts eine kleine Alluvialebene, in die fluvioglaziale Schuttkegel und Wildbachkegel einmünden.

Hinter dem Oren-Süd-Gletscher ragen zwei Gipfel hervor, die Becca des Lacs (3470 m) und der Grand Blanthen (3679 m), welche voneinander durch den tiefen Einschnitt des Col de Sassa getrennt werden. Der farbliche und morphologische Kontrast zwischen diesen zwei Gipfeln weist auf den deutlichen Unter-

schied ihres lithologischen Aufbaus hin. Die Becca des Lacs besteht aus rostfarbenen, laminierten Glimmerschiefern, die aus den Kinzigiten der Valpelline-Serie hervorgingen und Marmoreinschaltungen sowie Pegmatitgänge enthalten. Der Grand Blanchen hingegen ist aus Myloniten und feinkörnigen Gneisen granitoiden Ursprungs der Arolla-Serie aufgebaut und weist eine hellgrünliche Färbung auf. Seine Foliation ist durch offene Grossfalten verformt, welche besonders im oberen Teil des Südostgrats gut zu verfolgen sind. Den Kontakt zwischen Valpelline- und Arolla-Serie kann man einige Dutzend Meter links des vom Col de Sassa herabkommenden, vereisten Couloirs erkennen.

Diese Grenze zieht im oberen Teil der Comba d'Oren in SW–NE-Richtung weiter. Man erkennt sie etwa hundert Meter rechts des steilen Pfades, der zur Nacamuli-Hütte führt. Entlang den engen Kurven dieses Pfades beobachtet man verschiedene Typen von hellgrauen bis grünlichen, mylonitischen und feinkörnigen, albitischen Zweiglimmergneisen der Arolla-Serie, welche granitischen und granodioritischen Ursprungs sind. Sie enthalten Epidot, Ca-Amphibol und viel Stilpnomelan (dunkle, bronzefarben glitzernde Lamellen, die manchmal sogar mit blossem Auge sichtbar sind). Stilpnomelan gilt als typisches Mineral der tiefgradigen Grünschieferfazies. Auf der Höhe von 2700 m erreicht man die Obere Comba d'Oren, ein Hängegletschertal, dessen Talboden durch subrezente Moränenablagerungen bedeckt ist. Rechts erkennt man den teilweise unter Moräne verborgenen tektonischen Kontakt zwischen den mylonitischen Glimmerschiefern der Valpelline-Serie und den Gneiss minuti der Arolla-Serie. Letztere enthalten aplitische Bänder, welche die starke Verfaltung klar erkennen lassen. Nach der Überquerung des Wildbaches erreicht man einen durch den Gletscher geschliffenen Felshang, auf welchem die Nacamuli-Hütte (2828 m, neben dem alten Rifugio Collon) gebaut ist. Anstehend findet man hier granitischen Orthogneis, der manchmal feinkörnig oder als Augengneis mit weisslichen Porphyroklasten (Mikroklin oder Albit mit Schachbrettstruktur) ausgebildet ist. Die Foliationsebenen neigen steil nach SE oder NW.

Die durch den Gletscher geschliffenen Aufschlüsse in der näheren Umgebung der Hütte erlauben die Beobachtung der verschiedenen Metagranitfazies. Gegen Norden erkennt man mehr oder weniger gleichkörnige Gesteine mit teilweise etwas porphyrischem Charakter. Bei 2850 m durchquert ein dünnes, stark verformtes Band das Gestein. Dieses ist durch die verstärkt durchgreifende Schieferung, die grünliche Färbung und die feinere Körnung leicht zu erkennen. Oberhalb von 2900 m trifft man auf einen weiteren gebänderten Streifen, wo Metaquarzdiort und Metaleukogranit in Wechsellagerung auftreten. Da diese Gesteine nur sehr schwach verformt sind, ist an dieser Stelle gut zu erkennen, dass die Bänderung magmatischen Ursprungs ist. Der obere Teil dieses breiten Bergrückens besteht aus einem schönen Augengneis. Auf der anderen Seite einer mit Hangschutt gefüllten Mulde erreicht man die Basis der Felswand der östlichen Pointes d'Oren, deren erste paar Meter noch aus Metagranit bestehen. Darüber

geht die Lithologie rasch in praktisch unverformten Metaquarzdiorit über. Geht man von da aus etwa 500 m weiter nach Westen, nimmt die Verformung des Metaquarzdiorits zu, bis dieser schliesslich neben dem Metagranit – hier tektonometamorph verändert – als Bändergneis vorliegt. Die unter den Pointes d'Oren und La Singla gut sichtbaren weissen Bänder und Linsen sind Aplitgänge, welche mehr oder weniger der regionalen Schieferung angeglichen wurden.

Der Aufstieg zum Col Collon geschieht hauptsächlich auf Moräne. Zwischen 2980 m und 3050 m durchquert die Strecke einen Felsvorsprung, wo man die selbe Abfolge erkennen kann wie bei der Nacamuli-Hütte: an der Basis granitischer Orthogneis, gefolgt von einer hier ziemlich mächtigen und verformten gebänderten Serie und im obersten Teil Augengneis. Die Felsen im Südwesten des Col Collon bestehen aus grossartigem Metaquarzdiorit mit schwarzen Hornblenden und typischem, durchsichtig-grauem Quarz. Die Pyramide von La Vierge setzt sich aus feinkörnigem Augengneis mit einigen Aplitbändern zusammen. Auf der schweizerischen Seite bauen Metagranitoide der Arolla-Serie die hohen Grate von l'Evêque und der Bouquetins auf. Der Mont Collon und die Dents de Bertol weiter nördlich bestehen aus einem grossen permischen Gabbrokörper.

Auf dem Weg hinunter kann man sich unmittelbar nach dem Felsvorsprung (Pt. 2979 m) gegen SSE wenden und auf den Pt. 2994 m zusteuern, welcher sich am Fuss des Gletschers befindet. Diese Felsnase besteht aus stark verfäلتen Gneiss minuti. Kurz vor der vereisten Schneise, welche den Kontakt Valpelline-Serie/Arolla-Serie markiert, sind die Gneise stark mylonitisiert. Bewegt man sich von da aus den Gletscher hinauf bis zum Fuss des Grats, welcher von der Becca Vannetta zu Pt. 3498 m westlich des Mont Brulé führt, so erreicht man die stark laminierten Glimmerschiefer und Marmore der Valpelline-Serie, die den stark alpin retrograden Kinzigitkomplex darstellen.

LITERATURVERZEICHNIS

- ABBÜHL, L., DADIC, R., FISCHER, C., MÜLLER, B. & ZAHNO, C. (2002): Geomorphologische Kartierarbeit in Arolla (VS). – Dipl. ETH Zürich (unpubl.).
- AMATO, J.M., JOHNSON, C.M., BAUMGARTNER, L.P. & BEARD, B.L. (1999): Rapid exhumation of the Zermatt-Saas ophiolite deduced from high-precision Sm-Nd and Rb-Sr geochronology. – *Earth and planet. Sci. Lett.* 171/3, 425–438.
- ARGAND, E. (1908): Carte géologique du massif de la Dent Blanche, 1:50 000. Carte géologique spéciale N°52. – *Schweiz. geol. Komm.*
- (1909): L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. – *Bull. Soc. Vaud. Sci. nat.* 45, 217–276 [auch: *Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne* 14, 1–64].
- (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. – *Beitr. geol. Karte Schweiz.* [N.F.] 31, 1–26.
- (1916): Sur l'arc des Alpes Occidentales. – *Eclogae geol. Helv.* 14, 145–191.
- (1934): La zone Pennique. In: *Guide géologique de la Suisse*, fasc. 3 (p. 149–189). – Wepf, Basel.
- 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 geol. Helv.* 75/2, 269–286.
- BALLÈVRE, M. & MERLE, O. (1993): The Combin Fault: compressional reactivation of a Late Cretaceous – Early Tertiary detachment fault in the Western Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 73/2, 205–227.
- BALLÈVRE, M., KIENAST, J.-R. & VUICHARD, J.-P. (1986): La «nappe de la Dent Blanche» (Alpes occidentales): Deux unités austroalpines indépendantes. – *Eclogae geol. Helv.* 79/1, 57–74.
- BARNICOAT, A.C. & FRY, N. (1986): High-pressure metamorphism of the Zermatt-Saas ophiolite zone, Switzerland. – *J. geol. Soc. (London)* 143, 607–618.
- BEARTH, P. (1952): Über das Verhältnis von Metamorphose und Tektonik in der penninischen Zone der Alpen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 32/2, 338–347.
- (1953): Blatt Zermatt. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Karte 29.
- (1954): Blatt Saas. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Karte 31.
- (1959): Über Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowlaven. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 39, 267–286.
- (1962): Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 42/1, 127–137.
- (1964): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft nach Zermatt. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 44/1, 15–26.
- (1967): Die Ophiolithe der Zone von Zermatt - Saas Fee. – *Beitr. geol. Karte Schweiz.* [N.F.] 132.
- (1970): Zur Eklogitbildung in den Westalpen. – *Fortschr. Mineral.* 47, 27–33.
- (1973): Gesteins- und Mineralparagenesen aus den Ophiolithen von Zermatt. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 53/2, 299–334.
- (1974): Zur Gliederung und Metamorphose der Ophiolithe der Westalpen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54/2–3, 385–397.
- (1976) Zur Gliederung der Bündnerschiefer in der Region von Zermatt. – *Eclogae geol. Helv.* 69/1, 149–161.
- (1977): *Geologischer Führer von Zermatt.* – Alpen Vereinigung, Zermatt.
- BEARTH, P. & SCHWANDER, H. (1981): The post-Triassic sediments of the ophiolite zone Zermatt-Saas Fee and the associated manganese mineralizations. – *Eclogae geol. Helv.* 74/1, 189–205.

- BECCALUVA, L., DAL PIAZ, G.V. & MACCIOTTA, G. (1984): Transitional to normal MORB affinities in ophiolitic metabasites from the Zermatt-Saas, Combin and Antrona units, Western Alps: implications for the paleogeographic evolution of the Western Tethyan basin. – *Geol. en Mijnb.* *63*, 165–177.
- BOCQUET, J., DELALOYE, M., HUNZIKER, J.C. & KRUMMENACHER, D. (1974): K-Ar and Rb-Sr dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from the Western Alps. – *Contrib. Mineral. Petrol.* *47*, 7–26.
- BOWTELL, S.A., CLIFF, R.A. & BARNICOAT, C. (1994): Sm-Nd isotopic evidence on the age of eclogitization in the Zermatt-Saas ophiolite. – *J. metam. Geol.* *12*, 187–196.
- BUSSY, F., VENTURINI, G., HUNZIKER, J. & MARTINOTTI, G. (1998): U-Pb ages of magmatic rocks of the western Austroalpine Dent-Blanche-Sesia Unit. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *78/1*, 163–168.
- CABY, R., KIENAST, J.-R. & SALIOT, P. (1978): Structures, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. – *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.* (2) *20/4*, 307–322.
- CANEPA, M., CASTELLETTO, M., CESARE, B., MARTIN, S. & ZAGGIA, L. (1990): The Austroalpine Mont Mary nappe (Italian Western Alps). – *Mem. Sci. geol. (Padova)* *42*, 1–17.
- CARRARO, F., DAL PIAZ, G.V. & SACCHI, R. (1970): Serie di Valpelline e Il Zona diorito-kinzigitica sono i relitti di un ricoprimento proveniente dalla Zona Ivrea-Verbanò. – *Mem. Soc. geol. ital.* *9*, 197–224.
- CESARE, B., MARTIN, S. & ZAGGIA, L. (1989): Mantle peridotites from the Austroalpine Mt. Mary nappe (Western Alps). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *69/1*, 91–97.
- 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. – *Rend. Soc. ital. Mineral. Petrogr.* *33*, 281–334.
- CORTIANA, G., DAL PIAZ, G.V., DEL MORO, A., HUNZIKER, J.C. & MARTIN, S. (1998): ⁴⁰Ar-³⁹Ar and Rb-Sr dating of the Pillonet klippe and Sesia-Lanzo basal slice in the Ayas valley and evolution of the Austroalpine-Piedmont nappe stack. – *Mem. Sci. geol. (Padova)* *50*, 177–194.
- DAL PIAZ, G.V. (1965): La formazione mesozoica dei calcescisti con pietre verdi fra la Valsesia e la Valtournanche ed i suoi rapporti strutturali con il ricoprimento Monte Rosa e con la zona Sesia-Lanzo. – *Boll. Soc. geol. it.*, *84/1*, 67–104.
- (1969): Filoni rodingitici e zone di reazione a bassa temperatura al contatto tettonico tra serpentine e rocce incassanti nelle Alpi occidentali italiane. – *Rend. Soc. ital. Mineral. Petrogr.* *25*, 263–315.
- (1974): Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpine-apenninique. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *54/2–3*, 399–424.
- (1976): Il lembo di ricoprimento del Pillonet, falda della Dent Blanche nelle Alpi occidentali. – *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova* *31*.
- (1988): Revised setting of the Piedmont zone between Valtournanche and Gressoney valley (northern Aosta valley, Western Alps). – *Ofoliti* *13*, 157–162.
- (1992): Le Alpi dal M. Bianco al Lago Maggiore. – *Guide geol. reg.*, Soc. geol. ital., *3/1+2*. BE-MA, Milano.
- (1995): Plate tectonics and mountain building: the Alps. Historical review and personal comments. In RANALLI, G. (Ed): *Plate Tectonics: The first twenty-five years* (p. 171–251). – *Proceedings VIII Summer School Earth & Planetary Sci.*, Univ. Siena (1994).
- (1996a): Felice Giordano and the geology of the Matterhorn. – *Atti Accad. Sci. Torino, Atti Sci. fis.* *130*, 163–179.
- (1996b): La piramide misteriosa. Il Cervino dei geologi. – *Alp* *137*, 80–87.
- (1997): Alpine geology and historical evolution of the orogenic concept. – *Accad. Sci. Torino, Mem. Sci. fis.* *21*, 49–83.

- DAL PIAZ, G.V. (1999): The Austroalpine-Piedmont nappe stack and the puzzle of Alpine Tethys. – *Mem. Sci. geol. (Padova)* 51, 155–176.
- DAL PIAZ, G.V., CORTIANA, G., DEL MORO, A., MARTIN, S., PENNACCHIONI, G. & TARTAROTTI, P. (2001): Tertiary age and paleostructural inferences of the eclogitic imprint in the Austroalpine outliers and Zermatt–Saas ophiolite, western Alps. – *Int. J. Earth Sci.* 90, 668–684.
- DAL PIAZ, G.V., DE VECCHI, G.P. & HUNZIKER, J.C. (1977): The Austroalpine layered gabbros of the Matterhorn and Mt. Collon - Dents de Bertol. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 57/1, 59–88.
- DAL PIAZ, G.V., DI BATTISTINI, G., VENTURELLI, G. & KIENAST, J.-R. (1979): Manganiferous quartzitic schists of the Piemonte ophiolite nappe in the Valsesia-Valtournanche area (Italian Western Alps). – *Mem. Sci. geol. (Padova)* 32.
- DAL PIAZ, G.V. & ERNST, W.G. (1978): Areal geology and petrology of eclogites and associated metabasites of the Piemonte ophiolite nappe, Breuil - St. Jacques area, Italian Western Alps. – *Tectonophysics* 51, 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. – *Mem. Soc. geol. ital.*, 11, 433–466.
- DAL PIAZ, G.V., VENTURELLI, G., SPADEA, P. & DI BATTISTINI, G. (1981): Geochemical features of metabasalts and metagabbros from the Piemonte ophiolite nappe, Italian Western Alps. – *N. Jb. Mineral. Abh.* 142, 248–269.
- DE LEO, S., BIINO, G. & COMPAGNONI, R. (1987): Riequilibrazioni metamorfiche alpine nelle serie di Valpelline e di Arolla a nord di Bionaz (Valpelline, Aosta). – *Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol.* 42, 181–182.
- DE SAUSSURE, H.B. (1796): *Voyages dans les Alpes*. – Louis Fauche-Borel, Neuchâtel.
- DEUBLE, J. & SAPEL, M. (1996): Die Geologie der Gornergratregion zwischen Gornergletscher und Findelntal und die Geochemie von Oberflächenwässern in der Region Zermatt, Kanton Wallis, Schweiz. – *Dipl. Univ. Freiburg* (unpubl.).
- DIEHL, E.A. (1938): Geologisch-petrographische Untersuchung der Zone du Grand Combin im Val d'Ollomont (Prov. Aosta, Italien). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 18/1, 214–403.
- DIEHL, E.A., MASSON, R. & STUTZ, A.H. (1952): Contributi alla conoscenza del ricoprimento Dent Blanche. – *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova* 17.
- ELLENBERGER, F. (1953): La Série du Barhorn et les rétrocharriages penniques. – *C. R. Acad. Sci. (Paris)* 236, 218–220.
- ELLIS, A.C., BARNICOAT, A.C. & FRY, N. (1989): Structural and metamorphic constraints on the tectonic evolution of the upper Pennine Alps. In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (eds): *Alpine tectonics* (p. 173–188). – *Geol. Soc. spec. Publ.* 45.
- ELTER, G. (1960): La zona penninica dell'alta e media valle d'Aosta e le unità limitrofe. – *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 22.
- ERNST, W.G., & DAL PIAZ, G.V. (1978): Mineral parageneses of eclogitic rocks and related mafic schists of the Piemonte Ophiolite Nappe, Breuil - St. Jacques area, Italian Western Alps. – *Amer. Mineralogist* 63, 621–640.
- ESCHER, A. (1988): Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard entre le val de Bagnes et les Mischabel. – *Rapp. géol. Serv. hydrol. géol. natl.* 7.
- ESCHER, A., HUNZIKER, J., MARTHALER, M., MASSON, H., SARTORI, M. & STECK, A. (1997): Geologic framework and structural evolution of the western Swiss-Italian Alps. In: PFIFFNER, O.A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (eds.): *Deep Structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20* (p. 205–221). – Birkhäuser, Basel.
- ESCHER, A. & MASSON, H. (1984): Le Cervin: un dessin géologique inédit d'Emile Argand (1929) et son interprétation actuelle. – *Bull. Lab. Géol. etc. Mus. géol. Univ. Lausanne* 284.
- ESCHER, A., MASSON, H. & STECK, A. (1987): Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. – *Rapp. géol. Serv. hydrol. géol. natl.* 2.

- (1993): Nappe geometry in the Western Swiss Alps. – *J. struct. Geol.* 15/3–5, 501–509.
- FAZIS, Y. (2002): Geologie der Zermatter Ophiolite im Bereich Rimpfischwäng-Rothorn. – Dipl. Univ. Freiburg (unpubl.).
- FREY, M., DESMONS, J. & NEUBAUER, F. (1999): The new metamorphic map of the Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 79/1.
- GARDIEN, V., REUSSER, E. & MARQUER, D. (1994): Pre-Alpine metamorphic evolution of the gneisses from the Valpelline-Series (Western Alps, Italy). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74/3, 489–502.
- GERLACH, H. (1869): Die Penninischen Alpen. – *N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw.* 23 (auch *Beitr. geol. Karte Schweiz* 27, 1883).
- (1871): Das südwestliche Wallis mit den angrenzenden Landestheilen von Savoiien und Piemont. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 9.
- GIORDANO, F. (1869): Sulla orografia e sulla geologica costituzione del Gran Cervino. – *Atti r. Accad. Sci. Torino* 4, 304–321.
- GÜLLER, A. (1947): Zur Geologie der südlichen Mischabel- und Monte Rosa-Gruppe. – *Eclogae geol. Helv.* 40/1, 39–161.
- HAGEN, T. (1948): Geologie des Mont Dolin und des Nordrandes der Dent Blanche-Decke zwischen Mont Blanc de Cheilon und Ferpècle (Wallis). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 90.
- HOMEWOOD, P., GOSSO, G., ESCHER, A. & MILNES, A. (1980): Cretaceous and Tertiary evolution along the Besançon-Biella traverse (Western Alps). – *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 635–649.
- HUNZIKER, J.C. & BEARTH, P. (1969): Rb-Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen. Biotitalterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 205–222.
- 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. – *Mém. Géol. (Lausanne)* 13.
- HUNZIKER, J.C., DESMONS, J. & MARTINOTTI, G. (1989): Alpine thermal evolution in the central and the western Alps. In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (eds): *Alpine tectonics* (p. 353–367). – *Geol. Soc. spec. Publ.* 45.
- ITEN, W.B. (1949) Zur Stratigraphie und Tektonik der Zone du Combin zwischen Mettelhorn und Turtmantal (Wallis). – *Eclogae geol. Helv.* 41/2, 141–246.
- KIENAST, J.-R. (1973): Sur l'existence de deux séries différentes au sein de l'ensemble «schistes lustrés - ophiolites» du Val d'Aoste; quelques arguments fondés sur l'étude de roches métamorphiques. – *C. R. Acad. Sci. (Paris) (D)* 276, 2621–2624.
- (1983): Le métamorphisme de haute pression et basse température (éclogites et schistes bleus): données nouvelles sur la pétrologie des roches de la croûte océanique subductée et des sédiments associés. – Thèse Univ. Paris VI.
- KIENAST, J.-R. & NICOT, E. (1971): Présence d'une paragenèse à disthène et chloritoïde (d'âge alpin probable) dans les gneiss à sillimanite, grenat et cordiérite de Valpelline (Val d'Aoste, Italie). – *C. R. Acad. Sci. (Paris) (D)* 272, 1836–1839.
- LAPEN, T.J., JOHNSON, C.M., BAUMGARTNER, L.P., MAHLEN, N.J., BEARD, B.L., AMATO, J.A. (2003): Burial rates during prograde metamorphism of an ultra-high pressure terrane: An example from Lago di Cignana, western Alps, Italy. – *Earth and planet. Sci. Lett.* 215, 57–72.
- LI, X. (2002): Petrology, geochemistry and metamorphic evolution of the serpentinites, rodingites and ophicarbonates of the Zermatt-Saas ophiolites. – *Freiburger Geowissenschaftliche Beiträge*, 16.
- LI, X.P., RAHN, M. & BUCHER, K. (2004a): Serpentinites of the Zermatt-Saas ophiolite complex and their texture evolution. – *J. metam. Geol.* 22, 159–177.
- (2004b): Metamorphic processes in rodingites of the Zermatt-Saas ophiolites. – *Int. Geol. Rev.* 46, 28–51.

- LUGEON, M. & ARGAND, E. (1905): Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. – C. R. Acad. Sci. (Paris), 15 mai 1905, 1364.
- MARTHALER, M. (2002) : Das Matterhorn aus Afrika. – Ott, Thun.
- 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? – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 69/2, 211–216.
- MARTIN, B.A. (1982): Structural and metamorphic studies on the ophiolitic envelope of the Monte Rosa Nappe, Pennine Alps. – Ph. D. thesis Univ. Wales.
- MASSON, R. (1938): Geologisch-petrographische Untersuchungen im unteren Valpelline, Provinz Aosta (Italien). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 18/1, 54–213.
- MAYER, A., ABOUCHAMI, W. & DAL PIAZ, G.V. (1999): Eocene Sm-Nd datation of an eclogitic metabasalt from the Ayas valley, ophiolitic Zermatt-Saas nappe, Italian Western Alps. – Europ. Union Geosci. Congr., Strasbourg, J. Conf. Abstr. 4, 809.
- MAZUREK, M. (1984): Petrographie und Deformation von Höhbalmen, Zermatt. – Dipl. Univ. Basel (unpubl.).
- (1986): Structural evolution and metamorphism of the Dent Blanche nappe and the Combin-Zone west of Zermatt (Switzerland). – Eclogae geol. Helv. 79/1, 41–56.
- MICHARD, A., GOFFÉ, B., CHOPIN, C. & HENRY, C. (1996): Did the Western Alps develop through an Oman-type stage? The geotectonic setting of high-pressure metamorphism in two contrasting Tethyan transects. – Eclogae geol. Helv. 89/1, 43–80.
- MILNES, A.G. (1974): Post-nappe folding in the western Lepontine Alps. – Eclogae geol. Helv. 67/2, 333–348.
- MONJOIE, P. (2004): The Mont Collon mafic complex (Austroalpine Dent Blanche nappe): Permian evolution of the Western European mantle. – Ph.D. thesis Univ. Lausanne.
- MONJOIE, P., BUSSY F., SCHALTEGGER U., LAPIERRE H. & PFEIFFER H.-R. (2001): Permian mafic rocks in the Alps: A post-orogenic mantle melting event illustrated by the Mont Collon - Matterhorn intrusion (Austroalpine Dent-Blanche Nappe). – Europ. Union Geosci. Congr., Strasbourg, Abstr., 474.
- MÜLLER, C. (1984): Die Geologie des Unteren Hörnligrates, Zermatt. – Dipl. Univ. Basel (unpubl.).
- (1989): Albitization in the Zermatt Area, Western Alps. – PhD Thesis Univ. Basel.
- MÜLLER, R. (1983): Die Struktur der Mischabelfalte (Penninische Alpen). – Eclogae geol. Helv. 76/2, 391–416.
- NICOT, E. (1977): Les roches meso- et catazonales de la Valpelline (Nappe de la Dent Blanche, Alpes Italiennes). – Thèse 3^{ème} cycle Univ. Paris VI.
- OBERHÄNSLI, R. (1980): P-T Bestimmungen anhand von Mineralanalysen in Eklogiten und Glaukophaniten der Ophiolithe von Zermatt. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 60/2–3, 215–235.
- (1982): The P-T history of some pillow lavas from Zermatt. – Ofioliti 2/3, 431–436.
- PENNACCHIONI, G. & CESARE, B. (1997): Ductile-brittle transition in pre-Alpine amphibolite facies mylonites during evolution from water-present to water-deficient conditions (Mont Mary nappe, Italian Western Alps). – J. metam. Geol. 15, 777–791.
- PENNACCHIONI, G. & GUERMANI, A. (1993): The mylonites of the Austroalpine Dent Blanche nappe along the northwestern side of the Valpelline Valley (Italian Western Alps). – Mem. Sci. geol. (Padova) 45, 37–55.
- PFEIFFER, H.R., COLOMBI, A. & GANGUIN, J. (1989): Zermatt-Saas and Antrona Zone: A petrographic and geochemical comparison of polyphase metamorphic ophiolites of the West-Central Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 69/2, 217–236.
- POLINO, R., DAL PIAZ, G.V. & GOSSO, G. (1990): Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps. – Mém. Soc. géol. France 156, 345–367.

- RAHN, M.K. & BUCHER, K. (1998): Titanian clinohumite formation in the Zermatt-Saas ophiolites, Central Alps. – *Mineral. Petrol.* 64, 1–13.
- REINECKE, T. (1991). Very-high-pressure metamorphism and uplift of coesite-bearing metasediments from the Zermatt-Saas zone, Western Alps. – *Eur. J. Mineral.* 3, 7–17.
- ROETHLISBERGER, F. (1985): Etude géologique et pétrographique du Cirque du Breuil. – *Trav. Licence Univ. Berne* (unpubl.).
- RÖTHLISBERGER, F. (1976): Gletscher- und Klimaschwankungen im Raum Zermatt, Ferpècle und Arolla. II. Teil. – *Die Alpen* (Bern) 52/3–4, 59–134.
- RUBATTO, D., GEBAUER, D. & COMPAGNONI, R. (1997): Dating the UHP/HP metamorphism in the Western Alps (Sesia-Lanzo and Zermatt-Saas Fee): Evidence for subduction events at the Cretaceous-Tertiary boundary and in the Middle Eocene. – *Terra nova* 9, Abstract suppl. 1, 30–31.
- (1999): Dating of eclogite-facies zircons: the age of Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps). – *Earth and planet. Sci. Lett.* 167/3–4, 141–158.
- SARTORI, M. (1987): Structure de la zone du Combin entre les Diablons et Zermatt (Valais). – *Eclogae geol. Helv.* 80/3, 789–814.
- (1990): L'unité du Barrhorn (Zone pennique, Valais, Suisse). – *Mém. Géol.* (Lausanne) 6.
- SARTORI, M. & MARTHALER, M. (1994): Exemples de relations socle-couverture dans les nappes penniques du Val d'Hérens. – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 74/3, 503–509.
- SCHMID, O. (1975): Der Serpentinittkomplex Gornergrat-Rifelhorn-Lichenbretter (südl. Zermatt) unter besonderer Berücksichtigung der Rodingite. – *Diss. Univ. Bern*.
- SCHMIDT, C. (1895) Sur la géologie de Zermatt et sa situation dans le système alpin. – *Arch. Sci. phys. nat.* (Genève) 34, 477–492.
- (1907): Bild und Bau der Schweizeralpen. – Birkhäuser, Basel.
- SCHNELL, J.R. (1921): Les Roches Basiques des Nappes Penniques. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 1/2–3, 215–309.
- SPALLA, M.I., LARDEAUX, J.-M., DAL PIAZ, G.V., GOSSO, G. & MESSIGA, B. (1996): Tectonic significance of Alpine eclogites. – *J. Geodynamics* 21, 257–285.
- STAUB, R. (1917): Das Äquivalent der Dentblanchedecke in Bünden. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 62, 342–370.
- (1938): Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden. – *Eclogae geol. Helv.* 31/2, 345–353.
- (1942): Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 87, 1–138.
- (1957) Vom Bau der Dentblanche-Decke und seinen Beziehungen zum Bernina-System. – *Eclogae geol. Helv.* 50/1, 171–230.
- STECK, A. (1989): Structures des déformations alpines dans la région de Zermatt. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 69/2, 205–210.
- STÖCKERT, B. (1989): Depth and timing of detachment in the Seconda Zona Diorito Kinzigitica, Western Alps. – *Terra Abstr.* 1/1, 373.
- STRØM, E. (1990): Petrography, Deformation and Metamorphism of the Arolla Cross Section, SW-Switzerland. – *Cand. Sci. Thesis Univ. Oslo* (unpubl.).
- STUDER, B. (1851): Geologie der Schweiz. Band 1. – Stämpfli, Bern.
- STUTZ, A.H. (1940): Die Gesteine der Arollaserie im Valpelline (Provinz Aosta, Oberitalien). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 20/2, 117–246.
- STUTZ, A.H. & MASSON, R. (1938): Zur Tektonik der Dent Blanche-Decke. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 18/1, 40–53.
- TSCHUDIN, M. (1985): Die Geologie des hinteren Zmuttals, Zermatt. – *Dipl. Univ. Basel* (unpubl.).

- VANNAY, J.-C. & ALLEMANN, R. (1990): La zone Piémontaise dans le Haut-Valtournanche (Val d'Aoste, Italie). – *Eclogae geol. Helv.* 83/1, 21–39.
- WEIDMANN, M. & ZANINETTI, L. (1974): Quelques données nouvelles sur la série du Mont-Dolin (nappe de la Dent-Blanche, Valais). – *Eclogae geol. Helv.* 67/3, 597–603.
- WILSON, C.J.L. (1978): Deformation in the Theodul–Rothorn Zone (Zermatt, Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.* 71/3, 517–549.
- WITZIG, E. (1948): Geologische Untersuchungen in der Zone du Combin im Val des Dix (Wallis). – Diss. ETH Zürich.
- WUST, G.H., & SILVERBERG, D.S. (1989): Northern Combin-Zone complex - Dent Blanche nappe contact: extension within the convergent Alpine belt. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 69/2, 251–259.

PUBLIZIERTE GEOLOGISCHE KARTEN

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000

Blatt 6 Sion, von P. CHRIST, 1942.

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

Blatt XXII Martigny-Aosta, von H. GERLACH, 1870.

Blatt XXIII Domo d'Ossola - Arona, von H. GERLACH, 1882.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

Nr.29 Zermatt (LK 1:50 000, vergrössert), von P. BEARTH, 1953.

Nr.43 Randa (LK 1:50 000, vergrössert), von P. BEARTH, 1964.

Nr.101 Chanrion - Mont Vélan (LK 1346/1366), von M. BURRI, M. ALLIMANN, R. CHESSEX et al., 1996.

Geologische Spezialkarten

Nr.52 Carte géologique du massif de la Dent Blanche, 1:50 000, von E. ARGAND, 1908.

Nr.93 Carte géologique de la région du Grand Combin, 1:50 000, von E. ARGAND, 1934.

Nr.119 Geologische Karte des Mont Dolin und seiner Umgebung, 1:5000, von T. HAGEN, 1948.

Nr.123 Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale, 1:100 000, von A. STECK, B. BIGIÖGGERO, G. V. DAL PIAZ et al. (1999).

Carte géologique de la France à 1:250 000

Nr.25 Thonon-les-Bains, von P. BROQUET, M. GIDON & G. MONTJUVENT, 1987.

Nr.30 Nancy, von J. DEBELMAS, G. MONTJUVENT & F. CARRARO, 1980.

Carta geologica d'Italia 1:100 000

Nr.28 Aosta, von E. MATTIROLO, V. NOVARESE, S. FRANCHI & A. STELLA, 1959 (ristampa).

Nr.29 Mte Rosa, von E. MATTIROLO, V. NOVARESE, S. FRANCHI & A. STELLA, 1951 (ristampa).

Weitere Karten

D DIEHL, E.A., MASSON, R. & STUTZ, A.H. (1952): Carta geologico-petrografica della Valpellina inferiore e della Valle d'Ollomont, 1:25 000. In: DIEHL, E.A., MASSON, R. & STUTZ, A.H.: Contributi alla conoscenza del ricoprimento Dent Blanche. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 17.

E ELTER, G. (1987): Carte géologique de la Vallée d'Aoste, 1:100 000. – Consiglio Nazionale delle Ricerche.

BEILAGEN

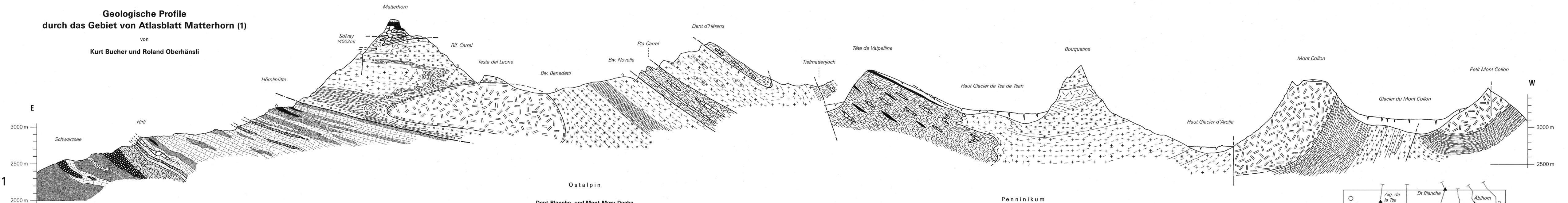
Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Matterhorn (1)

Tafel II: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Matterhorn (2–7)

Tafel III: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Matterhorn (8–12)

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Matterhorn (1)

von Kurt Bucher und Roland Oberhänsli



Mesozoische Sedimente

Marmore und Kalkglimmerschiefer

Arolla-Serie

Phengit und Biotit führende Granitgneise («Arolla-Gneis»)

Metaquarzdiorite

Metadiorite, Metahornblendegabbros

Gebänderte Gneise

Chlorit-Epidotschiefer und -gneise

Metagabbro-Komplex

Metagabbros: vorwiegend Metaolivgabbros

Valpelline-Serie

Biotit, Sillimanit, Granat und Cordierit führende metapelitische Gneise (kinzigitischer Komplex, präalpin; z. T. alpinmetamorph überprägt)

Amphibolite

Kalksilikatmarmore, Kalksilikatgneise

Combin-Zone

Ophiolith führende Metasedimente

Kalkglimmerschiefer

Albit-Chlorit-Epidotschiefer, Prasinite (Metabasalte)

Metagabbros

Antigorit-Serpentinite

Theodul-Décollementdecke

Dolomitmarmore, Kalzitmarmore

Quarzschiefer, Quarzite

Zone von Zermatt - Saas Fee

Kalkglimmerschiefer

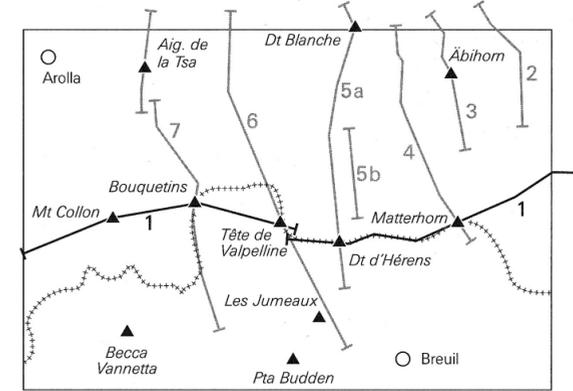
Gebänderte Quarzite mit dünnen, manganhaltigen Metachertlagen

Epidot-Aktinolith-Grünschiefer (Metabasalte)

Eklogite, Granat-Glaukophanite, z.T. grünschieferfaziell retrogradiert

Granat-Metagabbros

Ultramafite, Antigorit-Serpentinite

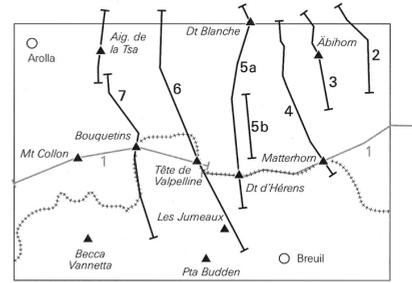


Lage der Profile

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Matterhorn (2-7)

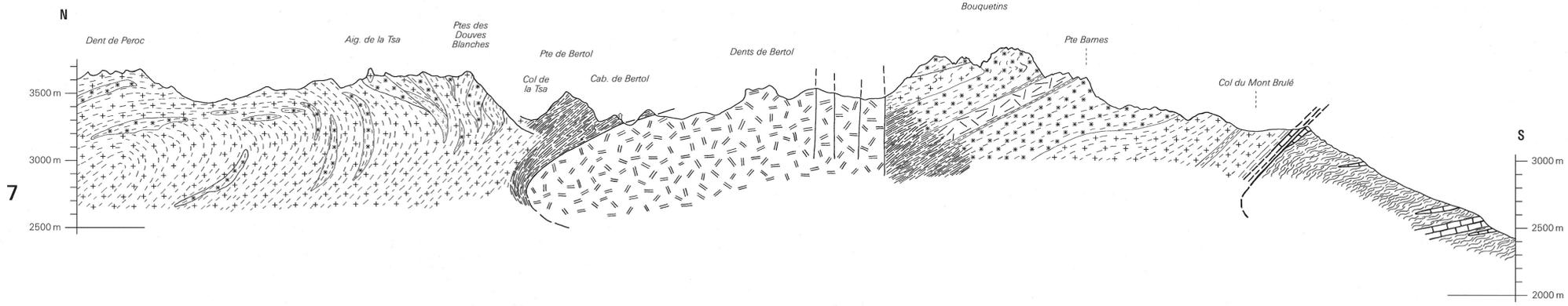
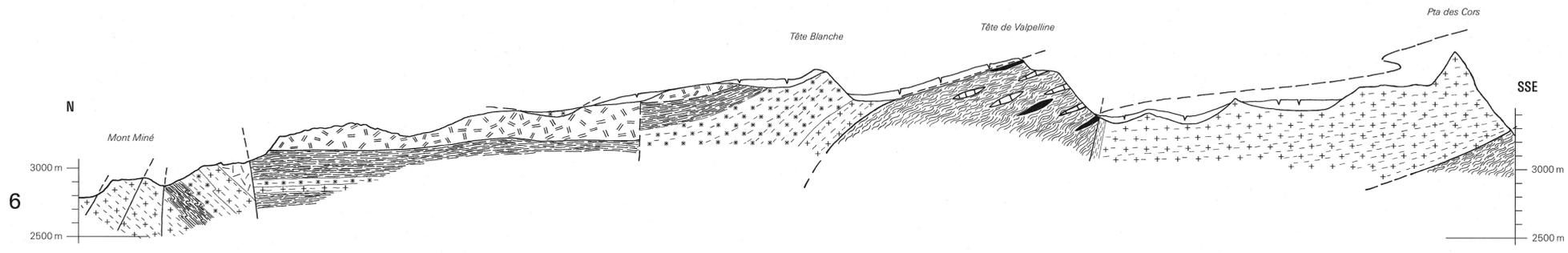
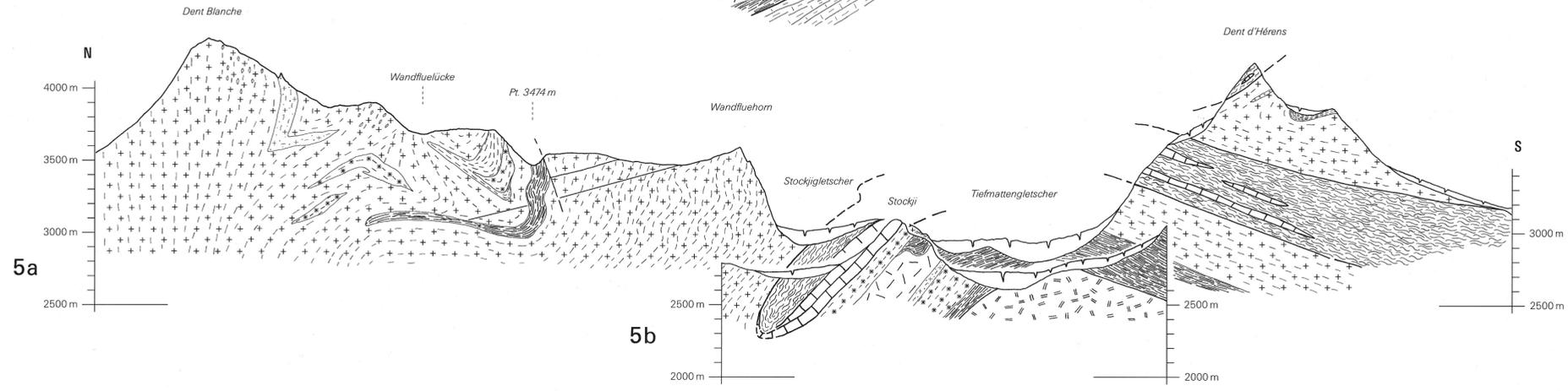
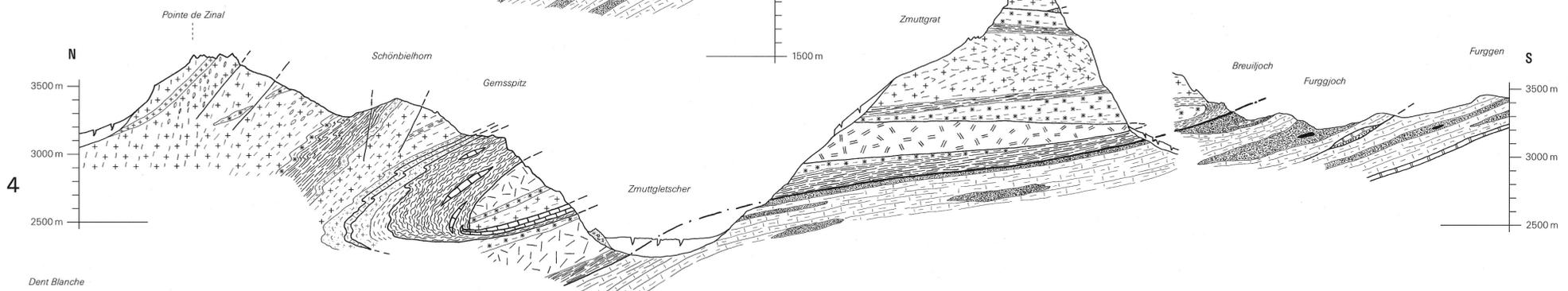
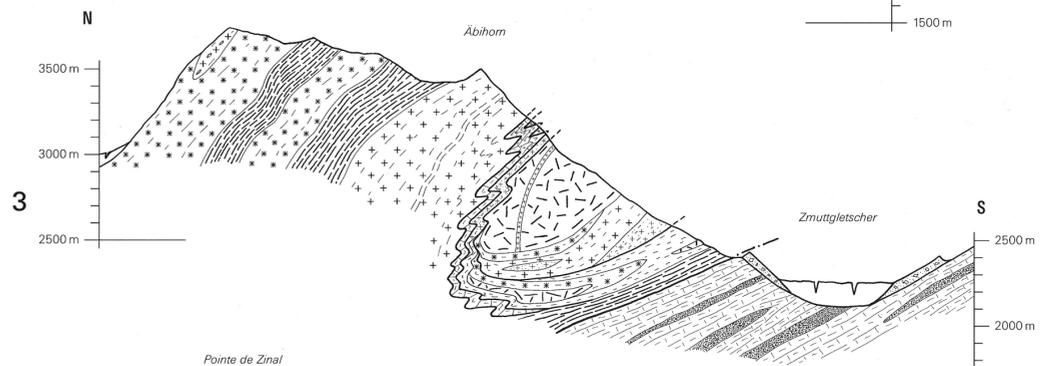
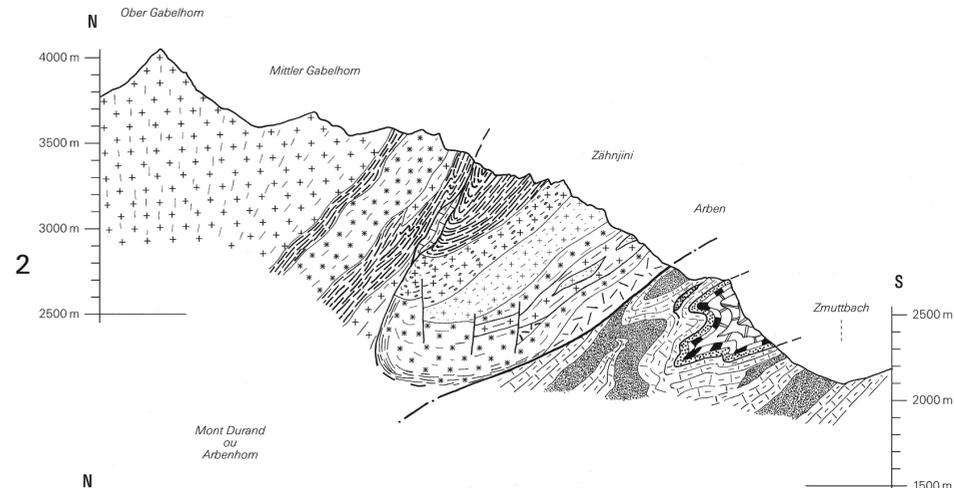
von Kurt Bucher und Roland Oberhänsli

Massstab 1:25 000



Lage der Profile

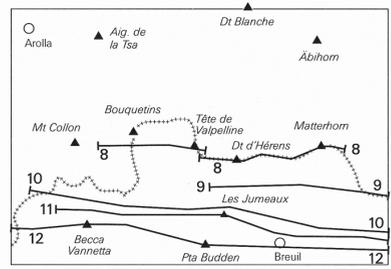
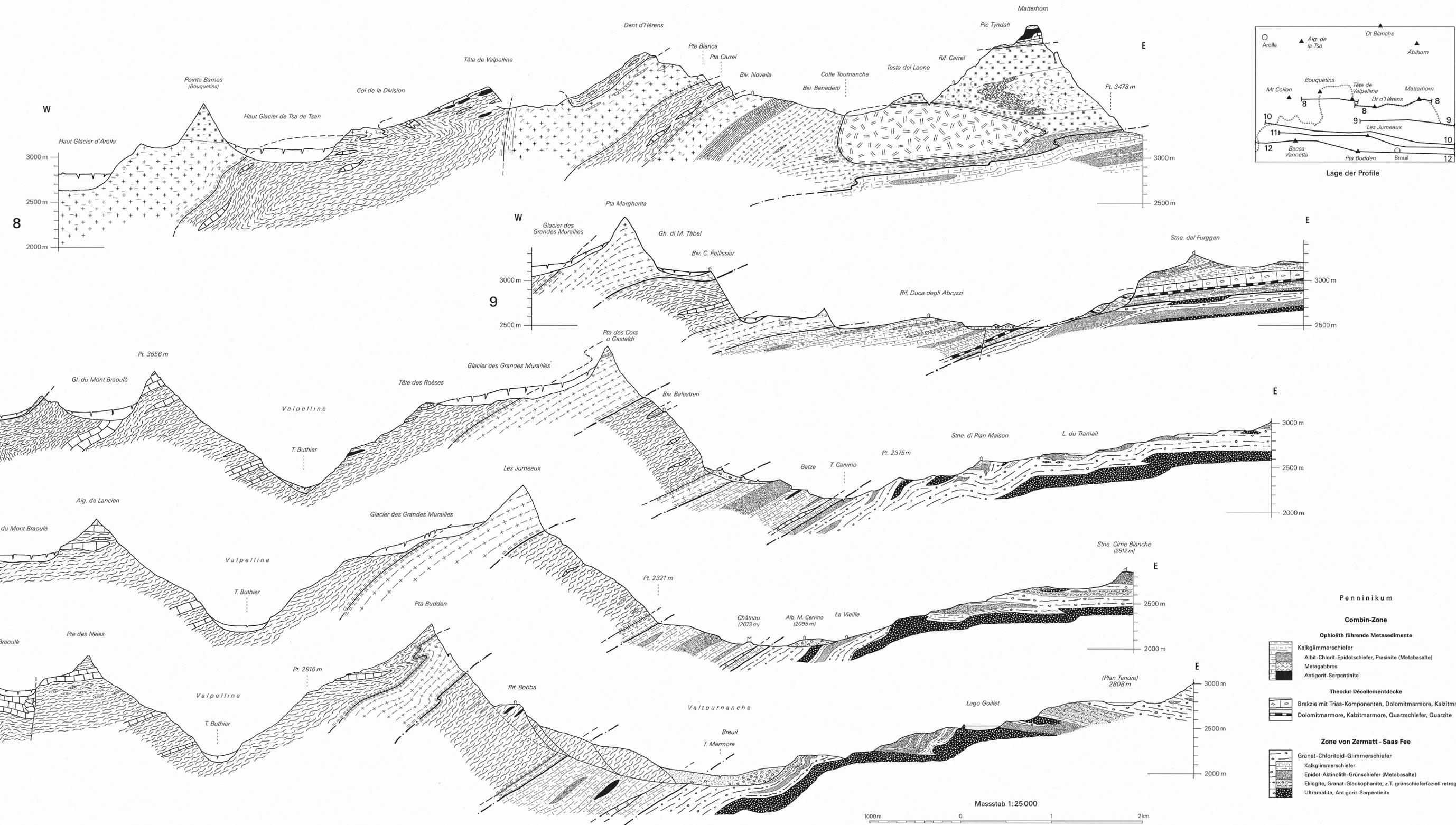
- Ostalpin**
- Dent-Blanche- und Mont-Mary-Decke**
- Mesozoische Sedimente**
- Marmore und Kalkglimmerschiefer
- Metagabbro-Komplex**
- Metagabbros: vorwiegend Metaolivgabbros
- Arolla-Serie**
- Leukokrate Granitgneise
 - Phengit und Biotit führende Granitgneise («Arolla-Gneise») idem, mit Kalifeldspat-Augen
 - Metaquarzdiorite
 - Metadiorite, Metahornblendegabbros
 - Gebänderte Gneise
 - Chlorit-Epidotschiefer und -gneise
- Valpelline-Serie**
- Biotit, Sillimanit, Granat und Cordierit führende metapelitische Gneise [knizigtischer Komplex, präalpin; z. T. alpinmetamorph überprägt]
 - Amphibolite
 - Kalksilikatmarmore, Kalksilikatgneise
- Penninikum**
- Combin-Zone**
- Ophiolith führende Metasedimente**
- Kalkglimmerschiefer
 - Albit-Chlorit-Epidotschiefer, Prasinite (Metabasalte)
 - Metagabbros
 - Antigorit-Serpentinite
- Theodul-Décollementdecke**
- Dolomitmarmore, Kalzitmarmore
 - Rauwacke
 - Quarzschiefer, Quarzite
- Quartär**
- Vorwiegend Moräne



Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Matterhorn (8-12)

von
Giorgio V. Dal Piaz, Giorgio Martinotti und Riccardo Polino

- Quartär**
- Vorwiegend Moräne
- Ostalpin**
- Dent-Blanche- und Mont-Mary-Decke**
- Mesozoische Sedimente**
- Marmore und Kalkglimmerschiefer
- Metagabbro-Komplex**
- Metagabbros: vorwiegend Metaoivngabbros
- Arolla-Serie**
- Orthogneise
 - Phengit und Biotit führende Granitgneise («Arolla-Gneise») idem, mit Kalifeldspat-Augen
 - Metaquarzdiorite
 - Saure Gänge
 - Basische Gänge
 - Gebänderte Gneise
 - Chlorit-Epidotschiefer und -gneise
 - Glimmerschiefer
 - Mylonitgneise
- Valpelline-Serie**
- Biotit, Sillimanit, Granat und Cordierit führende metapelitische Gneise (Kinzigtischer Komplex, präalpin; z. T. alpinmetamorph überprägt)
 - Amphibolite
 - Kalksilikatmarmore, Kalksilikatgneise
 - Pegmatitische Linsen und Gänge



- Penninikum**
- Combin-Zone**
- Ophiolith führende Metasedimente
 - Kalkglimmerschiefer
 - Albit-Chlorit-Epidotschiefer, Prasinite (Metabasalte)
 - Metagabbros
 - Antigorit-Serpentinite
- Theodul-Décollementdecke**
- Brekzie mit Trias-Komponenten, Dolomitmarmore, Kalzitmarmore
 - Dolomitmarmore, Kalzitmarmore, Quarzschiefer, Quarzite
- Zone von Zermatt - Saas Fee**
- Granat-Chloritoid-Glimmerschiefer
 - Kalkglimmerschiefer
 - Epidot-Aktinolith-Grünschiefer (Metabasalte)
 - Eklögte, Granat-Glaukophanite, z.T. grünschieferfaziell retrogradiert
 - Ultramafite, Antigorit-Serpentinite

